©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

SONDERBAND 1
(IN 2 TEILEN)

SERPENTIN- UND CHROMERZ-GEOLOGIE DER BALKANHALBINSEL

UND EINES TEILES VON KLEINASIEN

VON

DR. ING. GUSTAV HIESSLEITNER
IN GRAZ
MITARBEITER DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT IN WIEN

MIT 149 ABBILDUNGEN IM TEXT,
10 ABBILDUNGEN UND KARTEN AUF TAFELN, 3 TABELLEN
UND 37 PHOTOS UND MIKROPHOTOS

1. und 2. TEIL

WIEN 1951/52
EIGENTÜMER, HERAUSGEBER UND VERLEGER: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, WIEN III, RASUMOFSKYGASSE 23
ÖSTERREICHISCHE STAATSDRUCKEREI

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der Autor ist für Inhalt und Form des Textes und der Beilagen verantwortlich.
Redaktion des Jahrbuches der Geologischen Bundesanstalt Dr. H. Küpper.

11.454 51

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Inhalt.

ZWEITER TEIL.

Seite

Die basischen Gesteinsfolgen und Chromerzvorkommen der Balkanhalbinsel und Kleinasiens in Beziehung zu den allgemeinen Fragen ihrer Geologie und Bildungsweise.

(Die Inhaltsübersicht vom 1. und 2. Teil im einzelnen ist dem 1. Teil, erschienen Frühjahr 1951, vorangestellt. Hier folgt die Inhaltsangabe für den 2. Teil in deutscher Sprache gekürzt, hingegen, am Schlusse angefügt, in englischer Sprache detailliert als „Content" (= Summary) und mit Seitenzahlen der Einzelabschnitte versehen.)

I. Der geologische Verband der Peridotitserpentine im allgemeinen 263

II. Bemerkungen zu Petrographie und Magmenkunde der basischen Chromerz führenden Gesteinsgruppen 307

III. Chromit, Art und Entstehung der Chromitlagerstätten..... 354

IV. Innere Zonengliederung Chromerz führender Peridotitmassive 392

V. Intrusionsmechanik und Raumformen, Kontaktmetamorphose und Altersfragen der Chromerz führenden Peridotitserpentine 420

VI. Peridotit und Chromerz in Tektonik und Metamorphose 479

VII. Oberflächennahe jüngere bis rezente Mineralum- und Neubildungen in Chromerz führenden Serpentinmassiven 540

VIII. Zusammenfassender Ausblick in einige Gesamtprobleme der irdischen und kosmischen Peridotit- und Chromerzgeologie... 576

Anhang.

Erzvorräte und Entwicklungsaussichten des balkanischen Chromerzbergbaues 599

Verzeichnis der Textabbildungen, Tafeln und Tabellen des zweiten Teiles 261

Führer durch das Schrifttum (mit Nachträgen bis 1950)..... 611

In englischer Sprache: **Content** (= Summary of the Second Part)... 651

Mineral- und Gesteinsverzeichnis zu den spezifischen Fragen der hier behandelten Serpentin- und Chromerzgeologie (zu 2. Teil) 657

Ortsverzeichnis (zu 1. und 2. Teil)..... 661

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

NACHTRAG ZUR SPENDERLISTE.

(Siehe 1. Teil.)

Bundesministerium für Handel und Wiederaufbau, Oberste Bergbehörde.
Notring der wissenschaftlichen Verbände Österreichs, Wien.
Geologische Bundesanstalt Wien.
Vereinigung Oesterreichischer Industrieller, Wien.
Vereinigte Österreichische Eisen- und Stahlwerke A. G. in Linz a. d. Donau.
Eisenhütte Österreich, Leoben.
Montanwerke Brixlegg GmbH., Brixlegg.
Steirische Magnesit-Industrie A. G., Leoben-Wien.
Hartsteinwerke Preg, Steiermark.

Badische Wolframerz-GmbH., Söllingen.
Gesellschaft für Elektrometallurgie, Düsseldorf.
Rohstoffbetriebe der Vereinigten Stahlwerke in Düsseldorf.
Sieg-Lahn Bergbaugesellschaft mbH., Weilburg/Lahn.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Verzeichnis der Abbildungen im Text, der Tafeln, Tabellen und Photoabbildungen.

(Fortsetzung vom 1. Teil.)

Zweiter Teil.

I.

Seite

109. Profile über den Vodnokamm und die untere Treskaschlucht bei Skoplje (Mazedonien) ... 270
110. Profil Kobilica-Crni Vrh im Schargebirge nördlich Tetovo (Mazedonien) .. 272
111. W-Seite des Korabgebirges (Albanien) ... 272
112. Verrucano und Diabashornsteinschichten über Serpentin des Zlatibor, West-Serbien. (Nach W. Hammer) ... 290
113. Der Berg Bogoslovac bei Veles, Mazedonien ... 299
114. W-Hang des Deli Jovan in Ostserbien ... 304

II.

115. Primärschollige Peridotitausbildung (Jaschince bei Raduscha, Mazedonien) 327
116. Ellipsoidische Peridotitabsonderung (Wafdos auf der Chalkidike) ... 328

III.

117. Lagerstättenstöcke Chromit im Querschnitt ... 370
118. Schlierenplatten Chromit ... 371
119. Besondere Erscheinungen an Erzplatten ... 373
120. „Erzstau" an Pyroxenit ... 374
121. Bronzitit zerteilt und verdrängt noch nicht völlig erstarrte Chromitschliere ... 375
122. „Leoparderz"-Texturen ... 379
123. Magmatische Chromerzbreccie ... 381
124. „Magmatischer Verwurf" aus der Zähflüssigkeitsphase der Chromit- und Peridotiterstarrung ... 390

IV.

125. Zonenkärtchen des Chromerz führenden Peridotitmassivs von Raduscha (Mazedonien) ... 393
126. Der magmatische Schichtaufbau des Raduschamassivs im Profil Raduscha reka — Ravniště (Mazedonien) ... 395
127. Ansichtsskizze vom Lagenbau des Raduschamassivs in Mazedonien ... 396
128. Der schichtige Aufbau des basischen Halditjokkomassivs in Nordfinnland (nach Hausen) ... 401
129. Profile aus dem Stockwerksbau des Pt-führenden Nishni Tagil Dunitmassivs im Ural (nach Zavaritsky und Betekhtin) ... 402
130. Profile durch den Great Dyke in Südrhodesien nach Stappenbeck und Keep) ... 403
131. Querprofil durch die Merdita in Nordalbanien (nach Nopcsa) ... 406
132. Schematischer Querschnitt durch die basische Zone von Ormiglia (Chalkidike) 407
133. Der morphologische Anblick der geschichteten Peridotit-Gabbro-Pyroxenit-massen von Wafdos auf der Chalkidike ... 407
134. Magmatische Schichtenstockwerke der basischen Gesteinszüge auf der West-chalkidike, mit Andeutung ihrer synklinalen Bauform ... 409
135. Profil durch die Pt-führende Dunitröhre von Mooihoek im Bushveld, Süd-afrika (nach Schneiderhöhn) ... 416

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

V. Seite

136. Serpentinkontakt-Mineralisationen von Schlaining im Burgenland (Österreich) 450
137. Der basische Intrusivvulkanismus auf der Balkanhalbinsel in seiner Altersstellung zu den sonstigen magmatischen und orogenetischen Hauptgeschehen sowie zur Kieselschiefer-Radiolaritformation daselbst 472
138. Versuch einer Tiefendeutung der Erdkruste im Bereich der Balkanhalbinsel für die endpaläozoische Zeit 474

VI.

139. Chromerzschliere und Schieferung (Fetiler, Ostbulgarien) 492
140. Metamorphose an kleingeschichteten Peridotitgesteinen von Hadživiran (Sinikli, Ostgriechenland) 505
141. Prätektonische Granatsprossung in Hüllgesteinen balkanischer Peridotitmassen 517
142. Aus der „Asbestwand" des Hochgrößen (Oppenberg, Steiermark) 530

VII.

143. Paralleles Ganggeäder von dichtem Magnesit, intern durch Lösungsdruck gefaltet. (*Ormiglia, Chalkidike*) 551
144. Endigen einer Magnesitgangspalte in Serpentin nach oben: Kieselkalotte über *Blumenkohlmagnesit*. (*Vouvari* auf Mytilene, Griechenland) 552
145. Magnesitgang mit einseitiger Quellungstextur (Lojane, Mazedonien) 553
146. Serpentinmassiv *mit Magnesit- und Limonit-Hornstein-Zone im* Altflächenbereich (Veluce, Morawatal in Serbien) 564
147. Verschwemmte, hiebei Erz-*angereicherte* Serpentin-Verwitterungskruste (Nickelerztagbau Vlackopolos bei Larymna, Mittelgriechenland) 571

VIII.

148. Kurve der Schwerkraftanomalien, erklärt durch Niederbeugen der leichten oberen Erdkruste (nach H. H. Hess) 590
149. Größenverhältnis Erde und Mond. Meerestiefen im Pazifik als fragliche Siallöcher 592

Verzeichnis der Tafeln (Fortsetzung).

IX. Der magmatische Schichtaufbau der Peridotitmassive von Trout River (Neufundland), Bushveld (Südafrika) und Raduscha (Mazedonien). — Vergleichende Querprofile.
X. Die bedeutenderen Serpentin- und Chromerzgebiete der Erde in ihren Lagebeziehungen innerhalb und außerhalb der kretazisch-tertiären Orogengürteln.

Verzeichnis der Tabellen im Text (Fortsetzung).

Nr. 2: Primäres Platin und seine fallweise Beziehung zu Chromit in basischen Gesteinskomplexen 362/63
Nr. 3: Übersicht der Metamorphosen an Balkan-Peridotit 496/97

Photoabbildungen.

a) Geologische Landschaft (1—12, enthalten im 1. Teil).
b) Handstückstufen 669
13—18 Verschiedene Chromerztypen (Schlierenplatten-Sprenkelerz, Schlierenplatten-Streifenerz, Strähniges Erz, Leoparderz, negatives Leoparderz, Chromitovoid mit zweiter Erzschale).
19 Magmatischer Verwurf (Kukes, Albanien).
20 Chromit-Aplitgranit-Breccie (Lojane, Mazedonien).
21 Drusendiopsid in Chromit (Lojane, Mazedonien).
22 Nemalith (Lojane, Mazedonien).
c) Mikrophotos 675
23—37 Dünnschliffbilder und 1 Anschliffbild aus dem Gesteinskreis von Serpentin und Chromit.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ZWEITER TEIL.

Unter den folgenden Abschnitten werden die in den Einzeldarstellungen des ersten Teiles geschilderten balkanisch-kleinasiatischen Serpentin- und Chromerzgebieten nun in ihren allgemeinen geologischen Bedingnissen, in ihren gegenseitigen Beziehungen und in Gesamtheit überblickt. Der Fortschritt in der Erkenntnis, aber auch die Fülle verbleibender Fragestellung und Unsicherheit geologischer Beantwortung in der Serpentinfrage sollen damit hervortreten; zugleich wird versucht, Anschluß zu gewinnen an die gleichartigen Probleme der großen Nachbarräume sowie an solche der Serpentin- und Chromerzgeologie in weltweiter Betrachtung.

Die Abgrenzung dieser Kapitel untereinander konnte naturgemäß keine allzuscharfe sein, die Abschnitte sollen nur Rahmen abgeben für besseres Klarstellen der vielfach verflochtenen Probleme, wobei fallweise leichte Wiederholungen in der Darstellung besonders in Beziehung zum 1. Teil nicht immer vermeidbar waren.

I. Der geologische Verband der Peridotitserpentine im allgemeinen.

(Siehe hiezu Tafel VIII.)

Die Beobachtungen am primären geologischen Verband der basischen Intrusiva des Balkans und Kleinasiens sind von besonderer Bedeutung vor allem für die Fragen nach Intrusionsalter und Intrusionsmechanik. In der Regel fehlen bei den ultrabasischen Gesteinen jegliche der Feldbeobachtung unmittelbar zugängliche Kontakterscheinungen. Die tektonische Überarbeitung gerade der Ränder von Peridotitmassen ist häufig eine bedeutende. Beides erschwert die Schlüsse von dieser Seite her.

Der Verband der Serpentine mit Gesteinen der Jura- bzw. Kreideformation und der noch jüngeren Formationen soll hier im einzelnen nicht weiter interessieren, es sind zweifelsfrei sekundäre Kontakte, Auflagerung jüngerer Gesteine auf Serpentin, der durch Abtrag entblößt, diesen Unterlage darbot.

Kreide, zumeist fossilführende Oberkreide, breitet sich transgressiv über Abtragsflächen des Serpentins aus, seine Geröllmassen bereits in ihre basalen Konglomerate aufnehmend. Das transgressive Auflagern der Kreide über Serpentin war eine der frühest gewonnenen Feststellungen im zentralen Balkanraum und ist seit KOSSMAT unbestritten geblieben. Die Altersgrenze des Serpentins nach oben war damit eingeengt, „Serpentin älter als Kreide" hat aber nicht nur für den zentralen Balkanraum Gültigkeit, sondern auch, meiner Einsicht und Auffassung nach für die gesamte Balkanhalbinsel, und darüber hinaus wohl ebenso für die Inseln der Ägäis und für Kleinasien. Primärer Verband des Serpentins mit Jura oder Kreide, echte Durchbruchserscheinungen, kommen nach meiner Einsicht nirgends in Frage.

Was als sogenannte „Apophysen" von Serpentin in jüngere Gesteine, etwa auch aus dem Eozän Albaniens (NOWACK) [230] beschrieben wurde, haben sich wohl immer wieder als tektonische Einschübe herausgestellt, die dank der enormen Gleitfähigkeit des Serpentins als oft selbständige

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Späne, nackt, vom ursprünglichen Hüllgestein befreit, bis in jüngste Formationen durchdrangen. Auch in Anatolien gibt es nach meiner Kenntnis keinen eozänen Serpentin. Was FRECH [319] dort noch als solchen schildert, weil Serpentine in Flyschgesteinen mit Nummulitenkalk zusammen auftreten, sind zweifellos tektonische Vermengungen. Es ist bezeichnend, wie in neuerer Zeit v. SEIDLITZ [716], CREUTZBURG [262] u. a. den Verdacht aussprechen, daß in Serpentin beherbergenden, teilweise metamorphen Flyschserien auf Rhodos, Cypern, Kreta sehr wahrscheinlich auch paläozoische Elemente Anteil haben.

Auch sogenannte Serpentingänge in nachpaläozoischem Granit z. B. um Lojane, erwiesen sich als von jüngerem Granit hochgeförderte, von ihm umschlossene Schollen älteren Serpentins. Im übrigen habe ich bei meinen langjährigen Aufnahmsarbeiten in Serpentingebieten kaum je echte Peridotit- bzw. Serpentin„gänge" wahrgenommen.

Am Zlatibor in Westserbien (AMPFERER und HAMMER [25]) steigt die Transgression der Kreideschichten bis auf Unterkreide herab, es liegen örtlich Aptychenschichten des Barrêmien über Serpentin. Requienienkalk der neritischen Unterkreidefacies transgrediert über Serpentin und paläozoische Schichten bei Valjevo in Mittelserbien (LOCZY [93, 94]). Am Pastrik bei Prizren in Mazedonien schiebt sich zwischen Serpentin und den hochaufgetürmten, doch verhältnismäßig ruhig gelagerten Kreide-Kalkbänken und -Mergelbänken nach NOWACK [236] örtlich transgressiv Jura ein; jurassische Kieselschiefer sind am westlichen Ochridseeufer über Serpentin gebreitet.

Die Kreideablagerungen über Peridotit an der bosnisch-westserbischen Grenze sind noch dahin bemerkenswert, daß sie sich neben basalen bunten Konglomeraten mit reichlich Eisenkiesel, Bohnerzlagen, auch aus eisenreichen Mergeln und roten kieseligen Schiefern zusammensetzen. Die Tendenz zur Kieselschieferbildung, schon im Paläozoikum der Balkanhalbinsel vorhanden, dann in der Serie der mehr oder weniger tief unter Kreide liegenden Sandstein-Hornstein-Diabas-Gesteine aufs höchste ausgebildet, erlebt also im Jura und auch noch in der Kreide eine Wiederkehr.

Die Lagerungsbeziehungen des Peridotits zu Trias sind, zumindest im westserbischem Raume, nicht mehr überall mit voller Sicherheit und klarer Eindeutigkeit erkennbar. Für mitteltriadische, zumindest aber für obertriadische Kalke, dort als helle fossilführende Riffkalkmassen gekennzeichnet, meist massig und nicht kristallin, ist aus den Lagerungsverhältnissen in der Regel transgressiver oder jüngerer, tektonischer Verband abzuleiten. Das flache Aufruhen solcher Triaskalkschollen unmittelbar über Serpentin des Zlatibor (AMPFERER [25]), ohne besonders ausgeprägte Bewegungsspuren, aber auch ohne zu erwartende Transgressionsanzeichen, wie es Basalkonglomerate bei Vorhandensein von Schichtlücken wären, bietet immerhin ein auffälliges Bild. Beobachtungen an anderen Stellen wieder lassen an den tektonischen Aufschub solcher Schollen keinen Zweifel, wie auch tektonisches Unterschieben von Trias unter Serpentin im Triasrahmen des Zlatibormassivs genugsam bekannt ist.

Das Deuten der Lagerungsbeziehungen des Peridotitserpentins zur unteren Trias — und teilweise vielleicht auch noch zur Mitteltrias, wo auch für diese die Entwicklung in der Fazies der Sandstein-Hornstein-Formation angenommen wird — stößt meist auf ungleich größere Schwierigkeiten. Diese bestehen weniger im mazedonischen Raum, wo die Peridotitserpentine fast überall nur in sicher paläozoischen oder noch älteren Gesteinsverbänden auftreten, die sich von Untertrias klar abheben. Anders aber ist es in Westserbien, Bosnien, Albanien und in den westlichen, Serpentin führenden Zonen Griechenlands, wo durch die Verbreitung und die Besonderheiten der Sandstein-Diabas-Hornstein-Schichten vermehrte Unsicher-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

heit im Feststellen primären Lagerungsverbandes des Serpentins hineingebracht wird.

Schon die Frage, welche geologischen Feldbeobachtungen überhaupt zugunsten des primären Lagerungsverbandes der Serpentine sprechen, ist vermöge der Eigenart des magmatischen Verhaltens ultrabasischer Gesteine, aber auch zufolge der Eigenart des später daraus erkalteten Gesteins, sich bei tektonischer Beanspruchung unschwer so metamorph präparieren zu können, daß eine große tektonische Beweglichkeit erreicht wird, nicht immer leicht und einwandfrei zu beantworten! Das gilt nicht nur für die Serpentine des Balkans und Kleinasiens. Die Klage ist alt, wohl alle Beobachter, die sich eingehender mit Serpentinfragen beschäftigten, sahen sich vor diese Schwierigkeiten gestellt, KOSSMAT hat sie in seiner Arbeit über den „ophiolithischen Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems" ausdrücklich hervorgehoben.

Aus der magmatischen Eigenart der Peridotite resultiert der fast völlige Mangel an Kontaktmetamorphose. Wie spärlich die Kriterien der exogenen Kontaktmetamorphose bei Ultrabasiten in Erscheinung treten, ist bekannt. Auch für Balkanserpentine können nur in seltenen Fällen und nicht gerade immer überzeugend Beobachtungen und Schlüsse dieser Art namhaft gemacht werden. In einem späteren Abschnitt wird darauf eingegangen; es sind vornehmlich SiO_2-Anhäufungen in der Nachbarschaft der Kontakte, vielleicht auch Phänomene der Natronmetasomatose und andere. Was als echte „Frittung" angesehen wird, ist es in den meisten Fällen wohl nicht, sondern wird mit jüngeren sekundären Erscheinungen verwechselt.

Wird als primärer Lagerungsverband eines magmatischen Gesteins die Beziehung zu jenen Hüllschichten verstanden, die das flüssige Gestein während seines Erkaltungsprozesses umgeben haben, so ist auch dann nicht immer volles eindeutiges Feststellen dieser Verbandsverhältnisse zu erwarten, wenn die Intrusion während tektonischer Vorgänge stattgefunden hat und das Magma während seiner Erkaltung den Platz wechselt.

Die Größenordnung der basischen Eruptivkörper wird unter diesen Umständen auch eine Rolle spielen, wie weit endogene und exogene Erscheinungen petrographischer und allgemein geologischer Art für primären oder annähernd primären Lagerungsverband und für sekundären, tektonisch zustande gekommenen Lagerungsverband in Anspruch genommen werden können. Kleinvorkommen von Ultrabasiten in Form schmaler Gänge oder Linsen mit frischem Gesteinscharakter, nicht mylonitisiert, selbst wenn die angrenzenden Schiefer schwächere Bewegungsspuren zeigen sollten, sprechen eher zugunsten von primärem, autochthonem oder relativ primärem Verfestigungsort des Gesteins. Anders können sich die Fragen bei großen, in Kubikkilometern messenden Gesteinskörpern stellen, die trotz oder dank tektonisch mitgenommener und metamorphosierter Außenränder im Innern noch ziemlich frische unversehrte Gesteins- und Mineralgefüge bewahrten. Bei bedeutendem Ausmaß tektonischer Beanspruchung sind aber wohl auch hier Einfluß auf Gefüge und Mineralisation im Innern der Peridotitmassen nicht ganz ausgeblieben und im Dünnschliffbild fallweise ablesbar.

Ein weiteres Hilfsmittel, welches gestatten kann, die Frage der Beziehung von Peridotitmassen zum Hüllgestein zugunsten eines primären oder relativ primären, wenig ortsveränderten Verbandes des Peridotits zu

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

entscheiden, ist die Feststellung des noch intakten magmatischen Innenbaues desselben, magmatischer Großschichtung, zusammen mit den Erscheinungen von Kristallisationsdifferentiation sowie Erzsaigerung, mit einem Worte des Nachweises innerer Zonengliederung. Auch die Ausbildung einer Amphibolithülle als Glied solcher Erscheinungen reiht sich hier ein.

Das nicht seltene Vorhandensein dieser magmatischen Baugesetzlichkeiten der Chromerz führenden basischen Massive haben die vorangehenden Einzeldarstellungen gezeigt, im späteren Abschnitt IV wird übersichtlich nochmals darauf eingegangen. Die Chromerzlagerstätten innerhalb eines solchen magmatischen Zonenbaues sind Bestandteile dieser Baugesetzlichkeiten. Hier soll nur hervorgehoben werden, daß stärkere tektonische Beanspruchung oder gar Deckenbewegung zur Zerreißung eines magmatisch verschieden aufgegliederten basischen Massivs durch seine Festigkeitseigenschaften als heterogenes Gebilde führen kann, wie dies in extremer Ausbildung etwa für die Gulemanzone im armenischen Taurus zutrifft. Anderseits aber bei Intaktsein, Geschlossenheit eines differenziert aufgebauten basischen Stockwerks eher auf primären oder zumindest annähernd primären Lagerungsverband zu schließen sein wird.

Bei der großen Zahl von Einzeluntersuchungen an Chromitlagerstätten und Serpentinvorkommen des Balkans zeigte sich mir, daß gerade Peridotitserpentine im Verband mit wahrscheinlich paläozoischen und noch älteren Serien trotz beträchtlicher tektonischer Einwirkung fast stets etwa vorhanden gewesene Züge innerer magmatischer Zonengliederung noch aufgeprägt tragen; ja auch Andeutungen von eventuellen exogenen Kontaktwirkungen sind am ehesten hier vorzufinden, wie reichliche Quarzdurchtränkung, Quarzdurchaderung der Hüllgesteine, Aufsprossen von Natronhornblende in den Hüllschiefern usw. Im Bereich großer geschlossener Serpentinmassen, die in der Regel auch tektonisch geringer hergenommen sind, prägen sich Zeugen dieser Vorgänge meist deutlicher ab als bei Kleinvorkommen; in den als rein tektonische Einschübe zu kennzeichnenden Serpentinvorkommen fehlen sie gänzlich.

Die folgende zusammenfassende Übersicht über die Verbandsverhältnisse der Balkanserpentine, wobei die im wesentlichen für primär erachteten herausgestellt werden, befaßt sich zuerst mit dem Verband zu mäßig kristallinen, in der Hauptsache wohl paläozoischen Serien, zeigt Übergänge auf, die einerseits zur Sandstein-Diabas-Hornstein-Serie, anderseits zu Kristallinverbänden führen, läßt die Kennzeichnung des Verbandes zur Sandstein-Diabas-Hornstein-Serie folgen, einschließlich einer kurzen Betrachtung über die Kieselmassen als solche in Serpentinnähe, darauf jene des Hochkristallinverbandes; jeweils sind Bemerke zu den vielen verbleibenden, wichtigen Fragestellungen eingefügt.

Der Serpentinverband mit mäßig kristallinen, z. gr. T. als paläozoisch anzusehenden Gesteinsfolgen.

In den ersten Jahren meiner Beschäftigung mit den basischen Chromerz führenden Massiven des Balkans bin ich über die mazedonischen und altserbischen Gebiete nicht viel hinausgekommen und solange war ich auch über ursprünglichen Verband und über Altersstellung der Serpentine wenig von Zweifel erfüllt. Fast überall sah ich mich bei der Untersuchung der

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lagerungsverhältnisse dem Verband der Serpentine mit älteren mäßig kristallinen Gesteinsserien gegenüber, für welche seit den Arbeiten von F. KOSSMAT [10] paläozoisches Alter wahrscheinlich gemacht und seither auch durch Fossilfunde da und dort gestützt wurde.

Schon in meiner ersten Studie über die Chromerzführung des Raduschaserpentins (HIESSLEITNER 1931 [63]) habe ich der Auffassung vom Eindringen dieses Peridotits in paläozoische Hüllgesteine und von seinem paläozoischem Alter Raum gegeben und mich auf ähnliche Vorstellungen berufen, welche AMPFERER und HAMMER [25] für den Zlatiborserpentin gewonnen hatten. Diese Auffassung habe ich zuletzt 1937 [6] wiederholt und steht mir auch heute am nächsten, wo sich für mich seither ein noch viel weiteres Rund von Chromerz- und Serpentinvorkommen in der eigenen Beobachtung erschlossen hat.

Die klassischen Untersuchungen von F. KOSSMAT in Mazedonien haben erstmalig in größerem Überblick Aufklärung über Bestand und Verbreitung der alten Gesteinsserien gebracht und die Ähnlichkeit mit den paläozoischen meist etwas mindermetamorphen Gesteinsgruppen der Ostalpen hervorgehoben.

Es ist die Kačanik-Velesserie Mittelmazedoniens, kurz Velesserie von F. KOSSMAT benannt, welche in unmittelbare Nachbarschaft zu den Serpentinen gerückt ist; ihre mehr minder marmorartigen Kalke und phyllitischen Schiefer als Hauptgestein sind ständige Begleiter vieler Serpentinmassive. F. v. NOPCSAs Schichtserie des Schar dagh [232, 234] bei Prizren, bunte seidenglänzende Schiefer und ausgewalzte Porphyroide einbegreifend, gehört hieher. Die Velesserie, paläozoische bzw. altpaläozoische Gesteine umfassend, ist auf der geologischen Übersichtskarte von F. KOSSMAT auch als „Schiefer-, Grauwacken-, Marmorserie mit Grünschiefer" bezeichnet worden; sie ist von der ihr unterlagernden höhermetamorphen Glimmerschiefer-Marmorserie, der Trojaciserie (KOSSMAT) nicht immer scharf zu trennen, sondern zeigt Übergänge sowohl in der stratigraphischen Gliederung als auch in der Metamorphose.

Die Velesserie wird von KOSSMAT als älter wie Karbon betrachtet, von Karbon durch etwas höhere Metamorphose unterschieden. In der Hauptsache wären in ihr Silur und Devon zu vermuten. Zu den Hauptgesteinen, wechselnd kristallinen, massig bis bankigen Kalken und höher- wie minderphyllitischen Schiefern, vielfach manganfleckig, treten hinzu: Granat und Albit führende Phyllite, violette Tonschiefer, Quarzphyllite, Serizitquarzite, Sandstein und Kieselschiefer, gneisartige Arkosen mit groben Glimmerflatschen, ferner Grünschiefer (Plagioklas- und Zoisit-Epidotschiefer), Quarzporphyre; mit den Marmorzügen, bis mehrere hundert Meter mächtig, sind auch die Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllite und kieselstreifigen kristallinen Kalke verbunden.

Dem Silur würden vorwiegend Tonschiefer, Quarzite, Grünschiefer, Porphyroide, Bänderkalke, dem Devon Marmor mit wechsellagernden Phylliten entsprechen (KOSSMAT [86]).

Seit den Arbeiten KOSSMATs ist eine Reihe von Fossilfunden aus den der Velesserie zugehörigen oder ihr nahestehenden Gesteinen gemacht worden. In einem Kalk der altpaläozoischen Trepča-Serie am Südrand des Kopaonik, hat Prof. A. BRAMALL-London (cit. G. WILSON und FORGAN) durch Fund einer bestimmbaren Koralle Silur (Ordovicium) nachgewiesen. G. WILSON [169] hat am Westrand des Kopaonik eine

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

frühpaläozoische Serie (Duboka- und Suva Rudište-Serie: Kalke, Tonschiefer, Phyllite, unreine Kalke mit Grünschiefer) und eine etwas jüngere paläozoische (tonig und mit Korallen- und Orthocerenkalk sowie konglomeratischen Kalken) unterschieden. In letztere Serie intrudieren die Serpentine. Crinoidenmarmor inmitten der Phyllitregion Bosniens sind von F. KATZER [79] erwähnt, Trochitenmarmor vom Korab SW Gostivar hat GRIPP [52] angeführt. Vom Crni Vrh in der Schar planina hat F. HERITSCH [60] Orthoceren und Korallen beschrieben und hiefür ein Alter von Silur oder Devon wahrscheinlich gemacht. Ich selbst habe orthocerenverdächtige Querschnitte in einem rötlichen Kalk an der Basis der Schedenkalkmasse nächst des Bergbaues Ninika bei Strpce im oberen Lepenactal, Mazedonien, aufgesammelt. — Es ist bemerkenswert und für rasche Schlüsse gefährlich, daß auch in der Trias des Han Bulogtypus Bosniens Orthoceren- und Crinoidenkalke nicht selten sind, z. B. hellgraue und rote flasrige Orthoceren-Kalke bei Dervent, Südrand des Zlatibor (AMPFERER [25]).

Der Velesserie KOSSMATs entspricht die Phyllitserie von K. OSSWALD [292] auf seinen Kartenblättern Griechisch-Nordmazedoniens. OSSWALDs Mächtigkeitsangaben sind hoch: die Grünschiefer und die Quarzit-Phyllitschieferabteilung dieser Serie, dem Devon zugerechnet, wird mit 3·0 *km*, die eigentliche Phyllit-Grauwackenabteilung (Devon und ? Silur) mit 3·5—4 *km*, die Marmorabteilung mit Phylliten, Silur und Devon umschließend, mit 0·8—2·5 *km* bezeichnet. Somit würde die gesamte Schichtstärke der altpaläozoischen Geosynklinale 7·8 bis 9 *km* betragen.

Die nordgriechische Paikonserie K. OSSWALDs, im Paikongebirge SO des Dudicegebirgskammes vertreten, wird ebenfalls als Paläozoikum betrachtet; sie gleicht mit ihren mächtigen (1000 *m*) massigen, weißen Marmoren an der Basis und darüber liegenden Phylliten, Knotenphylliten und Grünschiefern in einigem dem Schedenkalk des mittleren Vardar und den darüber befindlichen, unter den Raduschaserpentin tauchenden Phylliten, Grünschiefern und kristallinen Kalken.

Der metamorphe Charakter des Altpaläozoikums im zentralen Teil der Balkanhalbinsel bringt es mit sich, daß Fossilfunde spärlich zuwachsen und die Serienzugehörigkeit auch in Zukunft weitgehend sich auf petrographisch-stratigraphischen Analogien stützen muß.

Wird Umschau gehalten nach paläontologisch besser fundiertem Altpaläozoikum der unmittelbaren Nachbarräume — auf die Vergleichsmöglichkeit mit den östlichen Zentralalpen wurde bereits von KOSSMAT [86] hingewiesen — so gewinnt unter anderen der Vergleich mit dem seit langem bekannten Altpaläozoikum des Bosporusgebietes Interesse, denn auch dort dringen, im engen örtlichen Bereich, zwar nicht ultrabasische Gesteine doch eine größere Anzahl hochbasischer Diabasgänge hoch.

Gestützt auf eine Reihe älterer Arbeiten lassen die neueren Untersuchungen von W. PAECKELMANN 1938 [342] eine geschlossene stratigraphische Gliederung von Obersilur bis Oberdevon überblicken. Eine kalkige Fazies besteht neben einer sandig-schiefrig-kieselig-quarzitischen Fazies. Obersilur und unteres Unterdevon sind in Bithynien z. T. in einer mächtigen Quarzitfolge abgelagert, im oberen Unterdevon greift die Kalkfazies z. T. auch auf die Grauwacken-Schiefer-Gesteine über; im Mittel- und Oberdevon gehen Kieselschiefer mit Kalken, Plattenkalk und Nierenkalk, zusammen; nach oben alles in Grauwacken, Grauwackenschiefer, Tonschiefer und Konglomerate der Thrazischen Serie mündend. — Die diabasartigen Gänge, von H. UDLUFT [256] im besonderen untersucht, durchbrechen die silurischen Quarzite und werden für jungmitteldevonisch oder oberdevonisch gehalten.

Vergleichend ist bemerkenswert, daß auch in Mazedonien die Kieselschiefer der Velesserie einer verhältnismäßig hohen Abteilung des Altpaläozoikums anzugehören

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

scheinen. Echte Verzahnung kalkig-schiefriger Fazies ist etwa im Profil von Orašje (Abb. 5) trotz stärkerer Metamorphose und Tektonik einwandfrei erkennbar; anderseits scheinen der Bosporusserie die lagerartigen Grünschiefer-Zwischenpackungen zu fehlen.

Altpaläozoikum in Bulgarien ist seit langem fossilführend aus dem westlichen Abschnitt der Balkankette im N von Sofia bekannt, doch kommt es mit basischen Gesteinen kaum in Berührung. Im paläozoischen Kern der Balkankette östlich des Iskerdurchbruches findet sich auf der geologischen Übersichtskarte von St. BONCHEFF [201 b] inmitten paläozoischer Ausscheidungen ein einziges Mal die Signatur für Serpentin oder Grünschiefer.

E. HABERFELNER, der 1930 über die paläozoischen Schichten NW-Bulgariens eine Zusammenfassung [205] unter ausgiebigem Hinweis auf die ältere, besonders bulgarische Literatur brachte und damit letztere auch dem deutschsprachigem Leser näherrückte, sieht sich im Paläozoikum des zentralen Balkangebirges NW Sofia nirgends basischen Durchbruchsgesteinen gegenüber. Die Schichtfolge wird von ihm angegeben: Untersilur (Caradoc) vermutet, nicht paläontologisch belegt, als gelbbraune tonigmergelige Sedimente. Obersilur als graptolithenführende Kieselschiefer, gebänderte Lydite und kieselige Tonschiefer in leicht phyllitischer Metamorphose, stark gestört. Darüber Unterkarbon fossilleer, als schwärzliche Schiefer, Sandsteine und Kalke. Oberkarbon in der unteren Abteilung unproduktiv, schwarze Schiefer, Sandsteine und Kalke; in der oberen Abteilung schwarze Schiefer und helle Sandsteine, Konglomerate und Anthrazitflöze. Die Permotrias konkordant! mit Karbon — ähnlich wie in Serbien und Mazedonien — helle Quarzite, Quarzsandsteine, Quarzkonglomerat, darüber rote Quarzsandsteine, grob, mit Kreuzschichtung, schließlich nach oben feinkörniger und in fossilführende z. T. kalkige Obere Werfener Schichten übergehend.

Hier sei der Platz, um die Kalkmassen nach Typus des Schedenkalkes bei Raduscha in Mazedonien auch in den Kreis der allgemeinen Betrachtung zu rücken: diese Kalke haben in der Serpentingeologie Mazedoniens als Stockwerk unter Serpentin, von paläozoischen Schiefern begleitet, eine bedeutsame Rolle inne. Die Probleme dieser Kalkbildungen weisen auch noch weit über diesen Raum hinaus, vor allem nach S und O, wo ähnliche Kalkbildungen sich wiederholen.

Die Kalke des Schedengebirges bei Raduscha (Abb. 2) fanden in der Einzeldarstellung des Raduscharevieres eine vorläufige Erörterung; es sind meist einförmige, helle mittelkörnige, massig kristalline, undeutlich oder nicht gebankte Kalke, selten dolomitisch, am Scheden selbst wohl in ziemlich flacher Lagerung, aus der eine Mächtigkeit von mindestens 1000 bis 1500 *m* abgeleitet werden kann.

Schieferzwischenlagen sind im Innern der Kalkmasse höchst selten, erst in Annäherung an das Hangend mehren sich Schiefereinschlüsse. Die Kalke und dolomitischen Kalke der Kernmasse selbst sind rein, meist frei von Ton- und Kieselbeimengungen, wie sie den Außenrändern und besonders Kalken der Velesserie häufiger eigen sind. Die Schedenkalke tauchen, wenngleich unter Anzeichen von Störungen, unter die Serpentine des Raduschamassivs; zwischen Serpentin und Schedenkalk schiebt sich eine verhältnismäßig schmale Zone von massig bis schiefrigen, oft etwas kieselstreifigen Kalken, Phylliten, Sandsteinen, Grünschiefern und vereinzelt Quarzporphyren ein, die Velesserie ausmachend. Hangend der Schedenkalke und Liegend der Velesserie weisen auf stratigraphische Verknüpfung der beiden hin. In dem klassischen Profil von F. KOSSMAT [10] kommen die grundsätzlichen Lagerungsverhältnisse bei Raduscha bereits in Klarheit zum Ausdruck.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

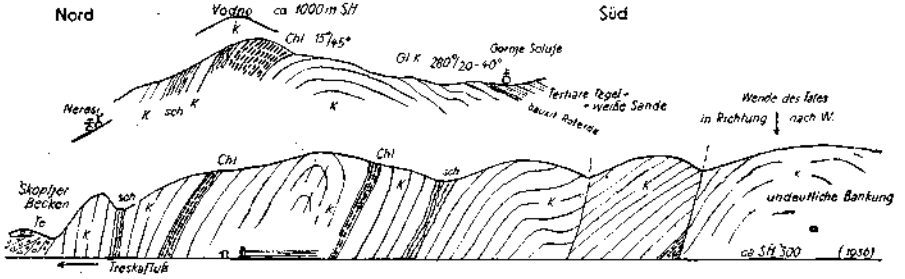


Abb. 109. Profil über den Vodnokamm und die untere Treskaschlucht (Stausee) bei Skoplje. Alter, voralpidisch-dinarischer Faltenbau mit O-W-Achse in der tieferen Velesserie (Übergang Trojaciserie).

K = massige bis bänderige kristalline Kalke, hell und dunkel, auch rötlich, z. T. mit Kalkspatsprossung, häufig Glimmer auf den Schichtflächen; wo mäßiger kristallin dem Schedentyp ähnlich; *GlK* = Glimmerkalk, *sch* = chloritische und serizitische Kalkschiefer, z. T. auch phyllitische und quarzitische Schiefer, in Wechselverband mit Kalk, *Chl* = Albitchloritschiefer (Grünschiefer), *Te* = Jungteriäre Beckenfüllung.

Die steil niedersetzende N-Flanke des OW-streichenden Gewölbes der kristallinen Kalke mit Schieferzwischenlagen am Ausgang der Treskaschlucht bei Skoplje würde zu den in der Tiefe begrabenen Serpentinmassen des eingebrochenen Skopljer Beckens etwa dieselbe Lage einnehmen, wie der Schedenkalk gegenüber dem Raduschaserpentin.

F. KOSSMAT hat für die Kalkmassen nach Schedentypus Triasalter vermutet, sie schließlich auch als metamorphe Trias in seine so ausgezeichnete geologische Übersichtskarte von Innermazedonien [10] eingezeichnet. Zum Schedentypus gerechnet werden von ihm auch die Kalkmassen des Ljuboten, die kristallinen Kalkberge bei Prizren, gegen S und SO von Raduscha die Kalke und Marmore der Jakupica, Suha gora, des Korab und andere. Eine objektive Stütze konnte KOSSMAT für seine Triasauffassung allerdings nicht erbringen. Sein geniales Konzept vom geologischen Aufbau Mazedoniens lockte ihn wohl, versucht durch seinen Spürsinn als gewiegter Alpentektoniker, auf diese Fährte. Ungeachtet der Stellung zur Altersfrage, die bei nachfolgenden Geologen mehr Widerspruch als Zustimmung begegnet, war aber die richtige Zusammenfassung aller dieser Kalkmassen zu einem einheitlichen geologischen Gebilde ein bedeutsamer Fortschritt.

In der Tat scheinen fürs erste diese Kalkmassen in ihrer inneren Geschlossenheit und bei dem relativ mäßigen Grad von Metamorphose als etwas Besonderes zwischen den Schiefer-Kalkmassen der mehr bewegten Veleszone und den Bändermarmoren in der Hochkristallinserie des pelagonischen Kernmassivs zu stehen. Schon im Handstück aus dem Gebiete von Raduscha, noch besser im Dünnschliff, zeigt sich der Unterschied im Gefüge: hier nahezu richtungslos mittelkörniges Calzitgefüge des Schedenkalkes, nach erfolgter Kristallisation von Durchbewegung kaum mehr berührt; auf der anderen Seite meist striemige, streifige, feinkörnige Kalke der Velesserie, im Dünnschliffbild Durchbewegung, zumindest paratektonische Kristallisation verratend. Freilich bestehen auch Übergänge, wie überhaupt für die Velesserie und die ihr verwandten Schichtglieder eine „fluktuierende Metamorphose", dort stärkere, da schwächere Durchbewegung und Umbildung, überaus bezeichnend sein kann, auch von KOSSMAT anerkannt wird.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Bereits NOPCSA hat die Auffassung Kossmats vom Triasalter der Schedenkalke nicht geteilt und diese Kalke ins Paläozoikum verwiesen. Auch jugoslavische Geologen, LUKOVIČ, TUČAN, MALACHOV u. a. schlossen sich der Auffassung Kossmats nicht an, sondern sehen in den Schedenkalken viel ältere Absatzgesteine. Ich selbst habe mich in allen früheren Arbeiten für ein paläozoisches Alter der Schedenkalke ausgesprochen und fand mich darin später durch Funde orthocerenverdächtiger Querschnitte in marmorisierten rötlichen Kalken nächst Bergbau Ninika bei Strpce im oberen Lepenactal bestärkt; diese Kalke liegen an der Basis des Schedenkalkzuges, der vom Gipfel des Ljuboten in die Kalk-Marmormassen bei Prizren einstreicht, und unterteufen die Serpentinschollen von Jezerina.

Angesichts der Schedenkalke stand mir eine gewisse Ähnlichkeit, sowohl in stratigraphischer als auch in tektonischer Stellung mit dem devonen Schöckelkalk des Grazer Paläozoikums oft vor Augen; allerdings ist Schöckelkalk vorwiegend Bänderkalk, nicht Massenkalk, Riffkalk, wie jener des Scheden, der überdies die Neigung besitzt zur Ausbildung dolomitischer Abarten, was für Schöckelkalk nur ausnahmsweise zutrifft. Aber auch Kalktypen der Velesserie kommen an Schöckelkalktypus heran.

Vom Scheden ziehen die kristallinen Kalkmassen, den Vardar nach N überschreitend und das Serpentinmassiv von Raduscha an seinem W-Rand umfassend, gegen den Gipfel des Ljuboten (2496); von hier mit kurzer Unterbrechung durch Erosion ins obere Lepenactal, wo sie sich mit den Kalkmarmorbergen im O von Prizren vereinen.

Südlich von Prizren sind auf der KOSSMATschen Übersichtskarte von Innermazedonien die kristallinen Kalke nach Schedentypus mit den Kalkzügen des Hochgebirges Koritnik und Galica Lumes an der albanisch-mazedonischen Grenze zusammengezogen. Dies ist gewiß irrtümlich und wohl nur dem damals noch unzureichenden Begehungsnetz zuzuschreiben, von E. NOWACK [243] später richtiggestellt. Der Koritnik ist sicheres, wenig metamorphes Triasgebirge. Nirgends befällt Zweifel, daß man sich dort in Triaskalken befindet, sind auch nicht immer gleich Fossilien zur Hand. Wenn man von Kukes in Nordalbanien durch die Lumesschlucht in dieses Gebirge eintritt, wird die kalkige Triasschichtfolge in nicht höher metamorpher Fazies, als etwa den albanisch-montenegrinischen Kalkalpen eigen, durchquert. Diese sichere Trias des Koritnik, im O mittels Verrucanokonglomeraten auf Kristallin aufruhend, grenzt am W-Rand mit bedeutender Störung, dem Drimbruch nach NOPCSA, an die von paläozoischen Gesteinen begleiteten nordalbanischen Serpentinmassen. Derselbe paläozoische Aufbruch trennt aber auch die Trias des Koritnik von den kristallinen Kalkmassen des Berglandes östlich Prizren.

Dem Bau des Schargebirges zwischen Ljuboten und Korab, das den Raduschaserpentin vom Jezerinaserpentin tektonisch trennt, scheinen in reichem Maße Strukturlinien der vormesozoischen Orogenese zugrunde zu liegen. Für die Entzifferung des Baues reichen meine eigenen kleinen Kartierungsausschnitte, die noch dazu am Rande des Gebirges liegen, nicht aus. Von den geplanten Begehungen konnten letzten Endes nur ein geringer Teil derselben ausgeführt werden. Über den Aufbau von Ljuboten und Kobilica wurden im Abschnitt über das Raduschamassiv Angaben gemacht, Profile sind in Abb. 10 und 110 vorgelegt. Im Bereich der Kobilica ließ sich eine bedeutsame Überschiebung feststellen, die eine grobkörnige Gneismasse mit aufliegender metamorpher Schiefer-Sandstein-Kalkserie von paläozoischem Habitus über den Gipfelkalk der Kobilica schob. Der helle massige Gipfelkalk ist solcher nach Schedentyp. Dem hangenden Teil der metamorphen Serie gehören zwischen Crni Vrh (2584) und Konjunska (2481) jene dunkelgrauen bis blaugrauen kristallinen Kalke an, mit erhaltenen Orthoceren und Korallen, die zufolge der Fossiluntersuchung von F. HERITSCH [59] sicher altpaläozoisch, dem

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Silur oder Devon zuzurechnen sind, sie liegen durch Sandsteinschiefer getrennt, über einem schmalen Zug von hellem massigem Kalk nach Schedentyp, der bei Vejce in der metamorphen Schiefer-Sandsteinserie steckt. Fossilien wurden in diesem Kalkzug, der sich mäßig kristallin erweist, trotz eifrigen Suchens nicht gefunden.

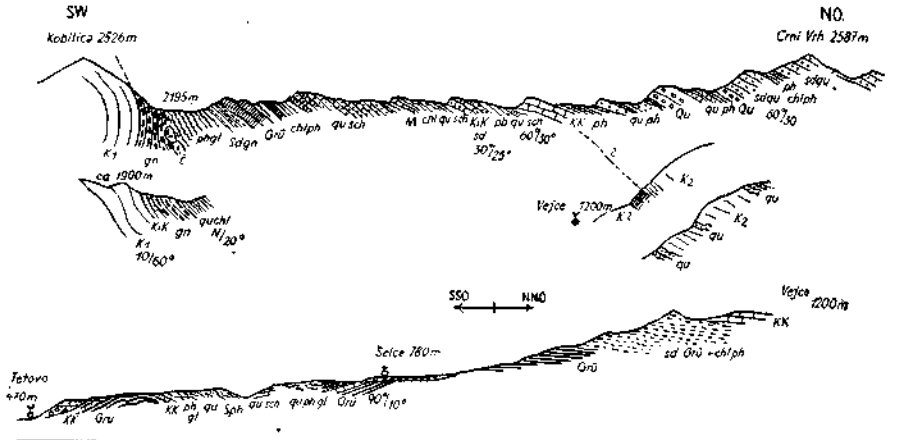


Abb. 110. Profile aus dem Gebirge Scharplanina nördlich Tetovo (Mazedonien). K_1 (= K_2?) = Kobilicakalk, graublau, feinkristallin, etwas schjefrig, *Gn* = Orthogneis; *Ki* = Kieselkalk; *E* = Epidotfels; *ph* = phyllitische Schiefer, *sd* = sandig, *qu* = quarzitisch, *chl* = chloritisch; *Sph* = Serizitphyllit, *ph gl* = phyllitische Glimmerschiefer; *KK* = Kristalline Kalke i. a., K_2 = Kalk von Vejce (altpaläoz.?), *M* = Marmor, *Grü* = Grünschiefer; *Qu* = verquarzte Porphyre des Crni Vrh.

Dem paläozoischen Bauglied des Crni Vrh im Scharkamm folgt weiter nach NO, über die Jezerskospitze (2406) hinaus, wieder ein altkristalliner Abschnitt mit Paragneisen, eingelagerten Schiefermarmoren und Amphibolit, chloritischen und anderen Schiefern, welche Serie bis an die Schedenkalkmasse des Ljubotengipfels heranreicht.

Für den Abschnitt im Scharkamm von der Kobilica nach SW bis zum Korab fallen die Einzelangaben noch dürftiger aus. Im Aufstieg über die Popova Schapka West Tetovo zum Hochgebirgskamm werden phyllitische Schiefer, Grünschiefer und kristalline Marmorbänke gequert, sie gehören wohl zur Serie des Kobilicakalkes. Weitere geschlossene Kalkmassen nehmen gegen S den Gipfelkamm ein.

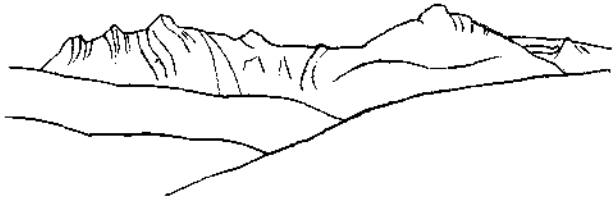


Abb. 111. Die Westseite des Korabgebirges (2700 m), an der albanisch-mazedonischen Grenze. Gesehen von Serroy bei Kukes nach SO.
Marmor kieselstreifig, Dolomit, Schiefer und Kieselschiefer, Serpentin; flache bis steile Lagerung.

Über den Korab hat K. GRIPP [52] Angaben veröffentlicht; eine Auflösung des nach GRIPPs Meinung dort herrschenden komplizierten Gebirgsbaues konnte der einmalige Besuch freilich nicht erbringen. Am Gebirgsaufbau nehmen Serpentin, Radiolarien führende Kieselschiefer, Kalkphyllite von flasriger Beschaffenheit, graue Schiefer,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tuffe und häufige Diabaszwischenschaltungen teil. Der Gipfel des Korab (2660 *m*) wird aus verhältnismäßig flachgelagertem kieselschiefrigem Marmor und Dolomit sowie dunklen Schiefern gebildet. Im großen und ganzen scheint sich das Bild der Velesserie in Hochgebirgslage zu wiederholen. Ob die Kieselschiefer zu dieser oder zur eigentlichen Diabas-Hornstein-Serie zu rechnen sind, bedarf wohl noch der Prüfung. Ein von GRIPP erwähntes Konglomerat mit Diabas- und Tuffbrocken ließe allerdings, sofern es sich nicht doch um eine Durchbruchsbreccie handelt, eher auf Diabas-Hornstein-Serie schließen, brauchte aber auch der Velesserie nicht fremd zu sein. (Leider wurde bisher vernachlässigt, die Kieselschiefer und Lydite auch der paläozoischen Serie der Balkanhalbinsel nach Radiolarieninhalt zu untersuchen.)

Aufschlüsse von Trochitenmarmor, mit Phylliten verknüpft, in den Schieferbergen östlich des Korab, die von der Radikaschlucht durchschnitten werden, haben GRIPP an starke Beteiligung von Permokarbon gemahnt, in Analogie zu permokarbonen Crinoidenkalken Bosniens (KATZER) und Nordalbaniens (NOPCSA).

Die Fortsetzung der Kalkmassen des Schedengebirges gegen S stößt an die Kalkmarmor-Schiefer-Antiklinale, welche im OW-Streichen vom Vodno bei Skoplje über die Treska den N-Rand des Jakupica-Suhagora-Berglandes einnimmt. Eine Trennung der Schedenkalkmarmore von jenen der Suha gora, die an der Paßhöhe zwischen Skopljer und Tetovoer Becken aneinander stoßen, ist schon nach den Beobachtungen von GRIPP nicht ersichtlich. Die geologische Kartenaufnahme des Porecgebietes durch A. MALACHOW [102] hat erneut dargetan, daß es sich bei Scheden, Jakupica und Suha gora um ein einheitliches großes Kalkmassiv handelt.

A. MALACHOW hat in seiner Arbeit gezeigt, daß die kalkigen und dolomitischen Marmormassen der Jakupica-Suha gora-Berge entweder unmittelbar auf Gneis aufruhen oder vermittels prasinitischer Grünschiefer und phyllitischer Gesteine Gneis überlagern; vereinzelt erscheinen auch Schiefer gleicher Art inmitten der Kalkmassen. Allerdings möchte MALACHOW die Prasinite zum Altkristallin, bzw. Hochkristallin, die phyllitischen Schiefer, Chloritschiefer, Albitphyllite, dunkelgrauen Schiefer, wohl aber auch noch Glimmerschiefer usw. zusammen mit den mächtigen kristallinen Kalken und Dolomiten einer altpaläozoischen Serie einreihen. Es ist nun auffallend, daß die MALACHOWschen Aufnahmen häufig eine starke Mylonitisierung des Gneises an seiner Grenze zu den Schiefer- und Kalkgesteinen feststellen und auch kartenmäßig zum Ausdruck bringen. Demnach wäre dies als Anzeichen stärkerer Differentialbewegung zwischen höher und geringer metamorphen Kristallinserie zu deuten? Anderseits beobachtet F. TUČAN [163, 166] an der Ostseite der Jakupica richtige Übergänge des Kristallins zu Marmor usw. Übergänge von Epidotgneis in Kalkmarmorschiefer; auch Calzitamphibolit ist bemerkenswert.

Nach eigener Einsicht erscheint es mir wahrscheinlicher, daß die Prasinite, zu welcher Serie wohl auch die Glaukophanschiefer zu rechnen sind, noch zur phyllitischen Schiefer- und Marmorserie zu stellen sind. Gerade die Glaukophanschiefer, einem höheren Niveau innerhalb der Serie eigen, sind weit verbreitet. Zu dem schon lange bekannten Vorkommen von Glaukophangesteinen am Vodno bei Skoplje, geologisch von KOSSMAT, mineralogisch als Crossit zuletzt von NIKITIN und KLEMEN [112] beschrieben, sind neue Fundorte hinzugekommen. K. GRIPP [52] hat Glaukophanschiefer in der Schieferunterlage der Suha gora-Marmore O-Gostivar festgestellt. Inmitten der Schedenkalke am rechten Vardarufer bei der Station Orasje nächst Raduscha fand ich eigenartige metamorphe Sandsteinschiefer mit blauer Hornblende. (S. a. MACHATSCHKI, [101].)

Für die Schieferserie der Suhagora-Jakupica gibt A. MALACHOW die Mächtigkeit von mindest 1000 *m* an, er betont die ununterbrochene Sedimentationsfolge der Schiefer- und Kalkserie (zu der meines Erachtens auch noch die Prasinite gehören). Konkordanz, sedimentäre Wechsellagerung, Einschlüsse von Gesteinen der Schieferserie in Marmore und umgekehrt sind hiefür Beweise.

In der Serie der Schiefer und Marmore nach Schedentyp, auch die Trojaciserie darin zum Teil vertretend, steht wohl die metamorphe Schichtfolge der zeitlich und räumlich gewaltig ausgedehnten algonkisch-früh-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

paläozoischen Geosynklinale vor Augen, von der mittel- bis spätpaläozoischen Velesserie anscheinend durch keine einschneidende Diskordanz getrennt. Auch die Metamorphose weist von den tieferen Abteilungen nach oben im allgemeinen keinen Hiatus, häufig Übergänge auf, Meso- und Epizone nähern sich überdies in der Grünschieferfazies.

Die Einzelgliederung dieser alten Schiefer-Marmorserie steckt freilich noch in den Anfängen, verspricht aber durch weitere Detailaufnahmen trotz Abwesenheit eines bestimmbaren Fossilinhaltes wesentlichen Fortschritt in der Erkenntnis der Sedimentation und des Gebirgsbaues. Schon A. MALACHOW hat versucht, eine Trennung nach Marmor- und Dolomitmassen vorzunehmen. F. TUČAN [166] hat petrographische und chemische Einzelheiten über die Karbonatgesteine der Jakupica gebracht, die Dolomite halten nach seinen Analysen bis 35% $MgCO_3$; Kalksteine zeichnen sich durch weiße Farbe und grobes Korn, Dolomite durch aschgraue Farbe und feines bis dichtes Korngefüge aus.

Vermutlich bildet sich in den so großartig ausgedehnten Schiefer- und Marmormassen ein primär-stratigraphischer Stockwerksbau ab, der durch die spätere tektonische Zerstückelung in eigenbewegte Blöcke und Schollen nicht mehr in raschem Überblick durchsichtig hervortritt, so daß die kristallinen Schedenkalke doch einer etwas höheren Abteilung entsprechen könnten als die dem kristallinen Grundgebirge unmittelbar auflagernden Jakupica-Marmore oder die bunten Schiefermarmore von Gostivar. Albitphyllitzonen, Glaukophanschieferschichten können u. a. für eine Stockwerkshorizontierung dienen. Überdies sind unter den Marmoren und Dolomitmarmoren solche verschiedenen Gefüges und verschiedener Farben herauszuschälen, brecciöse und konglomeratische Schichthorizonte unter ihnen werden öfters genannt und können für interne Diskordanzen und Schichthorizontierung herangezogen werden. Auf brecciöse Marmorbildungen Mazedoniens macht L. MARIČ [106] aus der Gegend von Prilep aufmerksam. O. WELTER [902] aus dem Gebiet der Černa; HIESSLEITNER [6] fand einen Brecciengneiszug an Basis der Kalkphyllite und Kalkmarmore von Alchar-Rožden.

Nicht überall ist in den bisherigen Arbeiten schon ersichtlich, wie weit die Scheidung der in den Paragneisen des Hochkristallins eingeschlossenen hochmarmorisierten Kalken von jener etwas jüngeren algonkisch-früh-paläozoischen Marmorserie durchgeführt und durchführbar ist. K. OSSWALDs Aufnahmen in Griechisch-Nordmazedonien ziehen die Grenzen schon schärfer; der ältesten kristallinen Serie, Basalserie E nach OSSWALD mit Brecciengneisen und Marmoren liegt die eigentliche Marmorserie F auf, in der Moglena 1·5 *km*, in Ostmazedonien 5·5—7 *km*, mächtig, unter Einschaltung von Marmorglimmerschiefern, Quarz-Serizit-Phyllit, Geröllmarmoren und wenig oder keinen Amphibolit. Nur in Ostmazedonien liegen über der Marmorserie F, diese normal überlagernd, die Glimmerschiefer-Amphibolitgruppe G und Schiefer-Marmorserie H, beide von OSSWALD als mögliches Kambrium betrachtet.

Noch weiter nach S und O nehmen die Sedimente der algonkisch-frühpaläozoischen Geosynklinale vor allem in Form gewaltig aufgetürmter Marmormassen breiten Raum ein. In Griechenland und auf den Inseln der Ägäis wurde zwar seit NEUMAYER, überwältigt von den damals neuerstandenen Erkenntnissen metamorpher Gesteinsumprägungen im Gefolge der Tektonik, allzu ausgiebig Marmor und kristalline Kalke als metamorphes Mesozoikum ausgegeben und erst allmählich vollzieht sich die Rückführung auf das richtige Maß. In der Regel sind es doch nur die nicht oder schwach kristallinen Kalke, welche sich, besonders durch die Bemühungen von RENZ, als sicheres Mesozoikum, noch fossilführend erwiesen. Die höher

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

metamorphen Kalkmassen bleiben in ihrer Altersstellung weiterhin fraglich, es sei denn, daß nach KOBERs Vorgang in Attika eine rein großtektonische Betrachtungsweise Platz greift und solche Gesteine fallweise den „Metamorphiden" oder tief begrabenen „penninischen Decken", zugeordnet werden, wobei mehr weniger mesozoisches Alter unterlegt wurde.

Es scheint mir aber doch aus eigenen Einsichten — dies gilt insbesondere auch für Mazedonien und den Fragenkomplex der Schedenmarmore — als ob Anzeichen für einen weitgespannten mesozoischen Deckenbau mit großen Schubweiten in viel geringerem Maße in diesen Räumen vertreten wären als jene Anzeichen, die, aus einer Vielfalt von Beobachtungen, Vergleichen und Schlüssen verschiedener Beobachter zusammengetragen, für eine stratigraphisch alte, ziemlich autochthone Serie sprechen. Dies gilt auch in Übereinstimmung mit den von OSSWALD dargestellten Erkenntnissen für Griechenland, wohl auch weiter für den Bau der Marmorgebirge des Rhodopeabfalles in Thrazien und Bulgarien und über die Inseln weiter nach Kleinasien. Überall befinden sich diese Marmormassen nahe zu einem alten kristallinen Grundgebirgshorizont und haben paläozoische Gesteinsserien nicht weit von ihrem Dach.

W. PETRASCHECK [880] glaubt allerdings im Grundgebirge der Ostrhodope, an welchem Leptite (feinkörnige metamorphe Gesteine meist vulkanischen Ursprungs) reichlich Anteil haben, einen großtektonischen Deckenbau, eine überschobene „Marmordecke" zu erkennen.

Mit der ausführlichen Erörterung der Schedenkalkmasse und ihrer Begleitgesteine wurde bereits ein Vorgriff gemacht auf jene Gesteinsserie, die KOSSMAT als Trojaci-Serie bezeichnet hat, nach den guten Aufschlüssen bei Trojaci näher zum O-Rand des pelagonischen Massivs als Veles, das ungefähr im gleichen Querprofil liegt. Die Kalke nach Schedentyp nehmen eine vermittelnde Stellung zwischen paläozoischer Velesserie und Trojaciserie ein, teils gehen sie in der Trojaciserie unter.

Bereits KOSSMAT sieht die Trojaciserie als vorpaläozoisch, algonkisch an; sie stellt jene hochkristalline Sedimentserie dar, die z. T. schon aus den Verbandsverhältnissen des Schedenkalkes geschildert wurde: Glimmerschiefer, Amphibolite, Glaukophanschiefer, Cippolinlagen, Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer und Marmormassen. Quarzitische Gesteine sind ihr im allgemeinen fremd. Die Trojaciserie nimmt gewissermaßen den Platz der äußeren Schieferhülle für den paläozoischen Prilepgranit ein.

Die Serpentine der Umgebung von Trojaci halten sich nach MARIČ [106] ungefähr an der Grenze zwischen Trojaciserie und Velesserie.

In tektonischer Hinsicht verhält sich die Trojaciserie vermöge ihrer tieferen raumbeengteren Lage und der versteifenden dicken Marmortafeln sperriger als die Velesserie, Block- und Schollenbildung bevorzugend. Anders die Velesserie, deren Schieferanteil und geringer mächtige Kalklagen eine größere Bewegung und Durchbewegung begünstigten.

Jungpaläozoikum. Diskordanz des Karbons zu den älteren Serien ist nicht immer ausgeprägt; manchmal bestehen nur unsichere Andeutungen einer solchen. Häufig hebt sich Karbon durch eine geringere Metamorphose von den altpaläozoischen Serien ab, doch können Unterschiede solcher Art auch völlig verwischt sein.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

In Mazedonien hat Jungpaläozoikum vor allem westlich des pelagonischen Massivs Verbreitung. „Dunkle, oft sametschwarze, bei Verwitterung ausbleichende, dünnspaltende Tonschiefer mit feinglimmerigen Schichtflächen, graue, glimmerige Quarzsandsteine und Quarzite sind die tonangebenden Gesteine. Einlagerungen von harten, oft stark gepreßten Quarzkonglomeraten lassen sich häufig feststellen (Kossmat)".

Vermutlich ist aber da und dann auch in der Velesserie, unter etwas höherer Metamorphose verdeckt, Karbon verborgen. Graphitische Schiefer, z. T. auch Konglomerathorizonte innerhalb breiter, oft sandiger Phyllitentwicklung wären solche Anzeichen. Durchbrüche von Porphyr, Quarzkeratophyr dürften beiden Serien zukommen.

Aber auch wenig metamorphes Karbon am O-Rand des pelagonischen Massivs ist verzeichnet: K. OSSWALD führt einen Karbonschieferstreifen westlich des Doiransees bei Bogdanci an, Glimmer führende Tonschiefer und bunte Sandsteine mit einem Steinkohlenflöz innerhalb fast nicht mehr metamorpher Mergelschiefer. Die dort mit Kreideschichten zum Verwechseln ähnliche mergelige Ausbildung des Karbons wird von K. OSSWALD hervorgehoben, der auch für die Kalkschiefergruppe bei Edessa in Griechisch-Nordmazedonien Karbon vermutet. Serpentine sind beiden Gebieten nicht fremd.

In Westserbien, auch in Ostmontenegro ist Karbon fossilführend entwickelt in Gesteinsserien, die ebenfalls mit Serpentin fallweise in Berührung stehen.

Unterkarbonen dunklen Sandsteinen, Tonschiefern und Kalken folgen in Bosnien und Westserbien nach KITTL [82], LOCZY [93, 94] und SIMIČ [148, 152] grauschwarze Fusulinenkalke, graue Dolomitkalke und Tonschiefer des Oberkarbon, auch Crinoiden- und Oolithkalke sind vertreten. Die Tonschiefer sind stellenweise mergelig, schließen Pflanzenreste und ein Anthrazitflözchen ein, erinnern so an das vorerwähnte Karbon bei Bogdanci in der Vardarfurche Südserbiens.

V. SIMIČ unterscheidet im Jungpaläozoikum Westserbiens die Jadarfazies im NO der Gebirgskette Boranja entwickelt, als Folge von minderkristallinen Sandsteinen, Tonschiefern, Kalksteinen und, seltener, Konglomeraten; ferner die Drinafazies südwestlich davon und in Ostbosnien, etwas stärker kristallin, mit Phylliten, Sandsteinen, seltener Kalksteinen und nach oben Konglomeraten, die Pflanzenreste führen.

Bei Mojkovacs, W-Seite des Taratales, Ostmontenegro, fand ich in dunklem Phyllit, der einer ziemlich ruhig gelagerten, als Karbon anzusprechenden Schichtfolge von sandig-phyllitischen Tonschiefern und dunklen Crinoidenkalken angehört, ein mäßig gut erhaltenes Farnblatt; eine Bestimmung, um die ich Prof. JONGMANS, Heerlen bat, ist noch ausgeblieben. Die Schieferserie hängt zusammen mit den paläozoischen Schiefern, die bei Prijepolje in Südbosnien Serpentinstöcke umhüllen.

Im Taratal südlich von Mojkovacs hat V. SIMIČ jungpaläozoische Gastropoden- und Fusulinenkalke entdeckt.

Die paläozoischen Schiefer im allgemeinen, welche die Umrahmung des Zlatibor und z. T. auch der Zlatar planina in Südwestserbien bestreiten sowie den bosnischen Serpentinzug an seinem SO-Rand umgeben, sind in der Hauptsache eine mächtige Folge von Sandsteinen, Konglomeraten, Quarziten und Phylliten, in wechselndem Grade metamorph; auch kristalline Kalke sind vertreten und werden zusammen mit Granatphyllit bei Zvornik schon von KISPATIČ [81] als die eigentlichen Verbandsgesteine des bosnischen Serpentins bezeichnet. Wahrscheinlich sind außer Karbon und Perm, deren Grenzen unter sich nicht immer scharf gezogen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

werden können (MILOVANOVIČ [110]), auch noch älter paläozoische Elemente (der Velesserie?) zugegen.

Von Nordalbanien führt Baron NOPCSA [234] näher zu gliederndes Paläozoikum aus der Unterlage der nordalbanischen Triaskalktafel an: dunkle Schiefer und Kalke, schmutzig weiße Quarzite werden teils dem Perm, teils dem Karbon zugerechnet. Perm wie Karbon sind kalkig und tonig entwickelt: oberes Perm als kalkige Tonschiefer, schwarze Schiefer, Sandstein und Konglomerat, darunter Neoschwagerinen-Kalk und dunkle Tonschiefer; Karbon als Produkten- und Fusulinenkalk, die nach unten in mächtige Tonschiefer, Quarzsandsteine und Quarzite übergehen.

Bei Plav an der montenegrinisch-albanischen Grenze hebt ROTH v. TELEGD [246] den einförmigen Flyschcharakter des dort entwickelten Paläozoikums hervor. Dieses Paläozoikum, Sandsteine, Quarzite, Crinoidenkalkeinlagerungen usw. umfassend, steht zweifellos im Zusammenhang mit den Aufschlüssen paläozoischer Gesteine im Valbonatal in Nordalbanien, welche dort die Merditaserpentine im N begrenzen.

In Griechenland, Attika und auf den Inseln Hydra und Amorgos gilt Oberkarbon nach RENZ [300] als gesichert; es sind dunkle Schiefer und Grauwacken, Fusulinen-Schwagerinen-Crinoiden-Kalke, mergelige glimmerhaltige Sandsteine. Die Basis des Oberkarbons ist durch ein Quarzkonglomerat bezeichnet. Auf der Insel Amorgos tritt noch violetter Tonschiefer, Grauwacke und ein oberkarbonischer Dolomit hinzu. In jüngster Zusammenfassung haben C. RENZ und M. REICHEL [307] die Übersicht des fossilführenden Jungpaläozoikums im O-Mediterran erweitert (Chios, Cypern usw.); von Cypern werden Foraminiferen führende Karbon- und Permkalke genannt, als Klippenkalke im tertiären Flysch! Frühkarbone Konglomerate (ohne Serpentin als Geröll) werden von Attika erwähnt.

Auch in Griechenland sind Serpentine räumlich dem gesicherten Paläozoikum nahegerückt; unbestimmtes Paläozoikum, vermutlich auch Glieder der Velesserie, haben zweifellos an der unmittelbaren Einfassung der Serpentinmassen häufigen Anteil. Fossilführendes Paläozoikum erwähnt RENZ aus dem Peleponnes; auch aus diesem Bereich sind noch Serpentine erwähnt.

Das Perm ist in Mazedonien bisher nur in klastischer Ausbildung bekannt. Der Verrucano-artige Konglomerathorizont ist nicht überall vorhanden und wohl auch nicht immer mit einer in die Augen springenden Diskordanz verbunden. Vielfach müssen für Permokarbon gehaltene Sedimente bei der Feldkartierung zusammengezogen werden, um so mehr als auch im Karbon ähnliche Konglomeratlagen nicht fehlen.

Von Wesenheit ist, daß in den permokarbonen Konglomeraten Peridotitgerölle nicht nachgewiesen werden können. Dies besagt freilich noch nicht, daß auch die Intrusion der Ophiolithe postpermisch stattgefunden haben muß, sondern ist, abgesehen davon, daß in erster Linie eine Hartgesteinsauslese stattfand, auch erklärlich, wenn der Abtrag in permischer Zeit nicht bis auf das tiefliegende ophiolithische Intrusionsniveau abgestiegen war.

Die groben, vermutlich permischen Konglomerate, die im Anschluß an die Velesserie bei Godene westlich Priština felsbildend auftreten (Abb. 32), bestehen hauptsächlich aus Quarz und wenig Kristallingeröllen, Gneis und Glanzschiefer, klein bis faustgroß. In der Vardarschlucht, nördlich Veles und in dem einmündenden Poinjatal, Serpentinen engst

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

benachbart, beobachtete KOSSMAT einen Zug von Konglomeraten mit Verrucanohabitus unter untertriadischen Kalkschiefern. Gepreßte Quarzkonglomerate des Perm werden im Profil Gradsko zur Babuna gequert.

Im S Serbisch-Mazedoniens und in Griechisch-Nordmazedonien wurden von OSSWALD den permischen Ablagerungen besondere Beachtung geschenkt; sie fehlen östlich der Vardarzone und sind westlich derselben als grobes, meist rotes Quarzkonglomerat, roter Sandstein, roter Glimmersandstein und rote, grüne Tonschiefer ausgebildet, deren Gesamtmächtigkeit auf 3 *km* veranschlagt wird. Auch das „Dubkonglomerat" bei Valandovo wird ins Perm gestellt. Die gemischt kalkig-sandige Ausbildung der Schichten von Eleotherochorion, an 2 *km* mächtig, wird zu Perm gerechnet. Die vielhundert Meter mächtigen Gipsschichten und verrucanoartigen Gebilde (von KOSSMAT [10] noch in Werfener einbezogen) nördlich des Ochridsees gehören nach OSSWALD ebenfalls ins Perm.

Über dem schon erwähnten Karbonprofil von Mojkovacs in Ostmontenegro findet sich unter den basalen Kalkbreccien, der Werfener ein eisenreicher silifizierter Dolomit, der möglicherweise Perm darstellen könnte, Fossiliensuche blieb bisher ohne Erfolg; in der Kalkbreccie sind wohl vereinzelt stark zersetzte Grüngesteine doch keine sicheren Peridotitabkömmlinge zu finden.

Dem flyschartig entwickelten Paläozoikum von Plav an der albanisch-montenegrinischen Grenze liegt (ROTH v. TELEGD [246]) ein mächtiger Breccienhorizont des Perm auf, dort einen 2000 *m* hohen Bergrücken aufbauend, aus dem Geröllbestand werden keine Peridotite gemeldet, gleichwohl sind dem tieferen Paläozoikum gepreßte gabbroide Gesteine eingelagert.

Im albanisch-mazedonischen Grenzraum östlich von Debra sind nach KOSSMAT permische Konglomerate entblößt, die in Faustgröße Quarz- und Tonschiefergerölle enthalten; östlich Debra, in der Radikaschlucht sind Perm-Quarzite und Perm-Quarzkonglomerate mit faustgroßem Gerölle anzutreffen.

In Westserbien bestehen ähnlich wie zur Karbonzeit auch im Perm kalkige und klastische Fazies nachbarlich nebeneinander. Bei Sveti Petar am N-Rand des Zlatibormassivs „kommt unter dem Verrucano in mehreren Aufbrüchen Serpentin und Gabbro zutage". (AMPFERER und HAMMER [25].) Abb. 112.

Ähnlich dem N-Rand des Zlatibor bei Sveti Petar, greift in den Südkarpathen, bei Oršova an der Donau Permkonglomerat unmittelbar über Gabbro und Serpentin hinweg. Nach STRECKEISEN [197] wären die Basalschichten des Perm erfüllt vom Zerfallsprodukt der basischen Gesteine, CORDARCEA [176] vermag indes sichere Peridotitgerölle nur in einer dem Alter nach fraglichen brecciösen Gesteinsbildung zu erkennen.

Wie weit quarzporhpyrische Gesteine der Schieferserien, Porphyroide, dem Perm und nicht auch älterem Paläozoikum zuzurechnen sind, steht wohl nicht fest. RENZ [300, 307] reiht die Porphyroide Mittelgriechenlands in fragliches Devon ein. Die stark veränderten Quarzporphyre am Festungsberg von Prizren in Mazedonien durchbrechen karbonische oder ältere Gesteine. Durchbruch von alten Quarzporphyren in Peridotitmassen sind nirgends bekannt geworden.

Marines Perm bleibt in Mazedonien bislang unbekannt. Die Oberpermvorkommen Westserbiens wurden in jüngster Zeit durch V. SIMIČ [148] bearbeitet: es sind Produktenkalke ähnlich dem Bellerophonkalk Südostbosniens, Sloveniens und Südtirols, während etwa im Velebit und

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Süddalmatien jungpaläozoische Bildungen durch Dolomit vertreten sind. Die kalkige Ausbildung des Perm in Westserbien entspricht der Jadarfazies SIMIČ', während sich Konglomerate in der benachbarten Drinafazies gebildet haben, in Fortsetzung der Faziesdifferentiation seit der Karbonzeit.

Auch aus Ostmontenegro berichtet SIMIČ [Vesnik Geol. Inst. Kralj. Jugosl. 1938] von fossilführendem Perm.

RENZ hat aus Griechenland gesichertes Perm als Lyttonienkalke von der Insel Hydra bekannt gemacht. In der vorhin erwähnten Zusammenfassung von C. RENZ und M. REICHEL [307] sind permische Foraminiferenkalke als Klippenkalke im Flysch von Cypern hervorgehoben; zugleich wird auf ähnliche Foraminiferenkalke im Taurus (Mersina) hingewiesen (siehe auch K. METZ [336]).

Hiemit sei die gedrängte Übersicht paläozoischer Bildungen auf der Balkanhalbinsel abgeschlossen; mit Absicht wurden sie, die Ergebnisse zahlreicher Forscher zusammenfassend, in etwas breiterem Überblick herausgestellt, wobei jeweils noch Beziehungen zu den basischen Gesteinsvorkommen angedeutet erscheinen. Denn wer immer sich mit den basischen, ultrabasischen Gesteinsvorkommen des Balkans zu beschäftigen hat, wird in den weitaus meisten Fällen einen paläozoischen Rahmen für dieselben, einen Verband mit Paläozoikum, sei er allseitig oder teilseitig, vorfinden. Die gegebene Übersicht der paläozoischen Bildungen soll daher auch erleichtern, zu den Fragen primären Verbandes solcher Serpentine mit paläozoischen Gesteinen rascher Klarheit zu gewinnen und Vergleiche hiefür heranzuziehen.

Wie sehr die Beziehung der Serpentine zu den paläozoischen Gesteinsserien bisher wenig Beachtung fand, zeigt sich vor allem in den Berichten über Lagerungsverhältnisse und Altersbeziehungen der Peridotitserpentine aus südlichen Teilen der Balkanhalbinsel, von den Inseln der Ägäis und aus Kleinasien.

Die schon fest eingesessene Vorstellung jungen, nach S immer jüngeren, ja eozänen Alters der Peridotitintrusionen, hervorgerufen durch das häufige Verbundensein von Serpentin mit Flyschserien — freilich immer dort, wo stärkste tektonische Bewegungen nachweisbar sind — hat oft dazu geführt, sich mit der Frage nach wirklich primärem Verband der Serpentine gar nicht mehr viel zu beschäftigen. Zwar taucht gerade in Arbeiten des letztvergangenen Jahrzehnts immer mehr Verdacht auf, wie weit nicht doch in metamorphen Anteilen der Flyschserie auch noch richtiges Paläozoikum verborgen sei.

Als ich mich 1937 das erste Mal der ophiolithischen Serie im armenischen Taurus, bei Guleman am Tigris, gegenübergestellt sah, war ich gar nicht sonderlich überrascht, zwar auch hier in einem Gebiet gewaltiger Schubbewegungen, Serpentin und flyschartige Gesteine beisammen zu finden; bei schärferem Zusehen gelang es aber bald, einen zwar schmächtigen, aber gut unterscheidbaren, aller Wahrscheinlichkeit nach paläozoischen Schichtstreifen, mäßig metamorphe Phyllite und kristalline Kalke, an Serpentin grenzen zu sehen.

Von Mazedonien, dem Herzstück der Balkanhalbinsel ausgehend, seien noch einmal die in den Einzelabschnitten dargestellten Chromerz führenden Serpentinmassive, soweit sie mit paläozoischen Schichten zur Gänze oder zumindest einseitig in sehr wahrscheinlich

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

primären Verband stehen, einer kurzen zusammenfassenden Schau unterstellt.

Das Serpentinmassiv von Raduscha-Jezerina, als Einheit betrachtet, hat Verband mit der paläozoischen Velesserie; einzelne Einschübe von Kristallin an den Kontakten mahnen, daß auch teilweise Kristallinverband bestanden haben muß, vielleicht als Folge quergreifender Kontaktgrenzen.

Die gleichen paläozoischen Schichten umfassen bei Prizren den O-Rand der großen geschlossenen nordalbanischen Serpentinmasse, die in dem Serpentinbergland bei Orahovac, Drenica, Peč usw. am Amselfeld noch Außenseiter in der gleichen paläozoischen Hülle hat, nur durch Tektonik und Erosion von ersteren getrennt. Am NW-Rand des Kossovo polje tauchen die Serpentinmassen mit dem sie begleitenden Paläozoikum unter die Triaskalke der montenegrinisch-albanischen Kalk-Hochalpen; nur ihr östlicher Anteil bleibt weiter an der Oberfläche und verbindet sich bei Mitrovica mit dem aus dem Ibartal herstreichenden Serpentinzügen. Der Peridotit des Ban Dol bei Zvečan grenzt mit Amphibolit an Phyllit und kristalline Kalke des wahrscheinlichen Altpaläozoikums. Der Ibarserpentin hat an seiner Unterlage klaren Verband zu paläozoischen Phylliten an der W-Seite des Kopaonikgebirges, klarer als die wahrscheinlich nur tektonisch herbeigeführten Lagerungsbeziehungen des gleichen Serpentins zu fraglicher Trias des Studenicatales einen Durchbruch durch Trias vortäuschen konnten.

Die Serpentine der Zlatarplanina stehen in der tieferen Abteilung einer jungpaläozoischen Gesteinsfolge.

Das Zlatibormassiv mit seiner Amphibolitkruste ist von paläozoischen Schiefern eingefaßt, Amphibolit und Phyllit als Bestandteile des ursprünglichen Daches sind noch an einzelnen Stellen erhalten. Bei Prijepolje im südlichsten Bosnien brechen Serpentine, von Amphibolit begleitet, inmitten karboner Schichten hoch.

Die weiträumigen Serpentingebiete der Maljenplanina, des Medvenik und andere im westlichen Serbien sind fast allseitig von Schichten des Permokarbons eingeschlossen.

Die bosnischen Serpentinzüge, durch jüngere und jüngste Tektonik scharf beschnitten, weisen nur an ihrem südöstlichen Rande die alte Bindung an Paläozoikum aus; bei Zvornik grenzt Serpentin an Granatphyllit und kristallinen Kalk einer paläozoischen Serie.

Noch weiter im dinarischen Streichen nach NW ausgreifend, schon außerhalb der hier im einzelnen beschriebenen und durch Chromerzführung besonders ausgezeichneten Peridotitgebiete, zeigen sich Serpentin und Gabbro im Slemengebirge bei Zagreb gleichfalls von paläozoischen Schichten umgeben.

Noch einmal von Mazedonien ausgehend, soll nun zuerst die östlicher gelegene Serpentinführung, der Lojane-Chalkidike-ast der Vardarzone kurz überblickt werden. Der Serpentinzug von Lojane ist bei Preševo mit Gesteinsgliedern der Velesserie zusammengepackt. In seiner nordwestlichen Fortsetzung ist dies auch für die Serpentine von Janjevo und Novobrdo der Fall.

Im weiteren Verlauf nach NNW würde die Richtung dieser Serpentinzüge in den O-Rand der Ibar-Serpentinmasse einspielen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die ins Kristallin des Kopaonik weit nach O einspringende Bucht des Paläozoikums bei Kuršumlija hat auf der geologischen Übersichtskarte Jugoslaviens Serpentinstöcke verzeichnet. Jenseits des nordseitig begrenzenden Kristallins, im Tallauf der Morawa bei Veluce, stehen Chromerz führende Serpentine mit Schiefern und Kalken paläozoischen Gepräges in Berührung.

Bei auffälliger Abschwenkung in die N-Richtung, den Druck des Bogens der Südkarpathen widerspiegelnd, folgen weitere Serpentinzüge in Richtung auf Belgrad, zuletzt jener von Avala; ihre Lagerungsverhältnisse sind mir nicht genau bekannt, die Umhüllung mit Kreideschichten ist sekundär, doch ist auch hier Primärverband mit Paläozoikum oder Kristallin anzunehmen.

Auch nach SO, an sich immer hart dem Kristallinrand entlang, zeigt sich der Lojane-ast der Vardarzone noch weiter mit Paläozoikum, bei Valandovo mit den Kalken und Schiefern der Strumicaserie, etwa der Velesserie entsprechend, verknüpft. Nur an dem Serpentin von Bogoslovac wird Kristallinverband — als Teilbegrenzung — angetroffen, es mag aber auch hier, unter Oligozän begraben, noch einseitiger Verband mit Paläozoikum bestanden haben.

Erst auf der Chalkidike selbst tritt der so beharrlich ausstreichende Lojane—Chalkidike-ast der Vardarserpentine in engeres Bündnis mit Kristallin.

An den Randstörungen des Skopljer Beckens versinkt das Serpentinmassiv von Raduscha — und mit ihm sicher auch noch ein bedeutender Chromerzreichtum — in die Tiefe. Vom Tertiär auf lange Strecke verhüllt, kommt der Raduschaserpentin am S-Rand des Beckens stark reduziert mit dem paläozoischen Grundgebirge zusammen wieder zum Vorschein und fügt sich zu den Serpentinstreifen vom Veles. Der Verband zu den paläozoischen Gesteinen ist auch hier gut überblickbar. Weiter gegen Süd, in den Gebirgsrippen, die aus der Oligozänbedeckung des Beckens von Kavadar südlich Veles herausragen, findet sich Serpentin, zusammengepreßt, in mehreren Streifen stets in Gesellschaft paläozoischer Schichten, soweit älteres Gestein als Kreide überhaupt erschlossen ist.

Bei Rozden-Alchar ist der westliche zweier Serpentinzüge als schmales Band, fast mit der Regelmäßigkeit eines Ganges verlaufend, hart an die Grenze zu geschlossenem Altkristallin des pelagonischen Massivs gerückt, doch immer noch begleitet von Schiefern, Kalkphylliten und Kalken, die auch den östlicheren, breiteren Zug bei Mreschitzko umsäumen.

Nicht ganz so plötzlich, wie es die geologischen Übersichtskarten darstellen, endet diese Reihe von Serpentinzügen an der Querspalte von jungvulkanischen Gesteinen des Dudicegebirges. Die paläozoischen Formationen setzen über den Dudicekamm hinweg, das Diabasmassiv von Djevgjelia grenzt an seinem W-Rand an Paläozoikum von Konjsko. Auch der Alcharserpentinzug reicht weit in das Dudicegebirge hinein.

In Griechenland eintretend, finden sich diese Serpentinzüge aufgelöst in der Schollenreihe Polycarpi, Edessa, Naussa usw. wieder. Hier fehlen noch genauere Angaben über primäre Verbandsverhältnisse; den geologischen Kartenblättern Griechisch-Nordmazedoniens (OSSWALD

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

[292]) entnehmend, gehen auch mit diesem Vorkommen paläozoische Schichtstreifen einher.

Der Chromerz führende Serpentinzug von Rodiani im W der Kristallzone des Olymps, rückt unmittelbar an kristalline Kalke von paläozoischem Typ heran.

Für den Serpentin von Domokos war bei Kürze der Zeit und engem Bereich der eigenen Untersuchung die Frage nach dem Primärverband nicht zu erhellen, doch ist Paläozoikum eng benachbart.

Bei Tsangli finden sich phyllitische Schiefer, dem Vorkommen Orašje der Raduschaserie gleichend, in enger Beziehung zu Serpentin (Dr. UFER).

Das Verbindungsstück zwischen Rodiani-Chromion, in welchem Raume die aus Albanien zuscharenden Serpentinmassen sich jenen der westlichen Vardarzone wieder nähern, und den am Ochridsee in Albanien näher untersuchten Serpentinvorkommen ist mir aus eigener Beobachtung nicht bekannt; die geologische Albanienkarte (E. NOWACK [243]) zeigt bis zur S-Grenze Albaniens das Angrenzen der Serpentine hauptsächlich an mesozoische Schichten und Tertiär. — Vereinzelte Kristallinhochbrüche siehe S. 176 (1. Teil) und S. 301.

Die Betrachtung nach S fortsetzend, scheinen Serpentinvorkommen der Landschaft Argolis im Peloponnes als äußerste des griechischen Festlandes — in dinarischer Streichrichtung gesehen — noch mit bei Mykene festgestelltem Paläozoikum in Berührung zu stehen.

Für die Serpentine der Mittelmeerinseln Kreta, Rhodos und Cypern, gleichfalls in das alpino-dinarische Gebirgssystem und seine Fortsetzungen eingespannt, ist die Frage nach etwaigem Primärverband der Serpentine, so scheint es mir, noch gar nicht recht um ihrer selbst willen gestellt worden, immer war es die tektonische Verflechtung des Serpentins mit mehr oder minder metamorphen Flyschserien, welche hier das Interesse bestimmte. Der intensiv gesteigerte Deckenbau, vor allem auf Kreta und Rhodos, ist freilich dem Schlüssigwerden in Fragen des Primärverbandes der Serpentine ungünstig. Immerhin werden Stimmen von Beobachtern laut (v. SEIDLITZ, CREUTZBURG u. a.), die im Flyschinhalt auch paläozoische Elemente vermuten. Damit erscheint auch die Verbandsfrage der Serpentine, ihre etwaige Klippennatur in neuem Licht.

Daß auch für kleinasiatische Serpentinvorkommen paläozoische Gesteinsserien als unmittelbare Begleiter zutreffen können, wurde eingangs am Beispiel des Gulemanserpentins im armenischen Taurus gezeigt. Auch für Daghardi ist solches aus den Schilderungen von HENCKMANN [323] zu vermuten; das gleiche gilt nach K. METZ [336] für Serpentine des Bulgar Dagh im kilikischen Taurus.

Der im Kristallinverband stehende Chromerz führende Serpentin des Südkarpathenbogens bei Oršova an der Donau ist an seinem O-Rand entlang von einer Phyllitserie mit eingeschalteten kristallinen Kalken begleitet — ob hier etwa eine zusätzliche Beziehung des Serpentins zu einer noch fraglichen altpaläozoischen Serie vorliegt, bleibt vorderhand unbeantwortet.

Weiter östlich, in der mittleren Dobrudscha sind Grüngesteine nach J. BUJOR [175] Bestandteile einer altpaläozoischen Serie, die mittels Gneisarkosen und -breccien dem Hochkristallin aufruht.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Nach KUDERNATSCH [183] setzt Serpentin gangförmig im Karbon des Banater Gebirgszuges hindurch.

Auch einzelne Serpentinvorkommen Ostbulgariens im Kristallinverband lehnen sich, zumindest einseitig, an mindermetamorphe Gesteinsserien an, die aber eher einer algonkischen denn paläozoischen Schichtfolge angehören dürften.

Serpentin und Schiefer-Hornstein-Formation.

Die „Schiefer-Hornstein-Formation mit Serpentin" hat 1892 (zit. PILGER [139]) von A. PHILLIPSON gelegentlich einer geologischen Kartenaufnahme des Peloponnes in Südgriechenland ihren Namen erhalten. Später hat diese Formation durch ihre charakteristische Verbreitung in Bosnien und Westserbien eingehende Beachtung und ausgezeichnete Schilderer gefunden. F. KATZER bezeichnet sie als „Tuffit-Jaspisschichten" in Bosnien. Baron NOPCSA [234] nennt sie „Schiefer- und Jaspisschichten" in Albanien. AMPFERER und HAMMER [25] sind bei der Bearbeitung des Zlatiborgebirges in Westserbien mit großer Gründlichkeit an die Untersuchung dieser Gesteinsserie herangegangen und haben sie als „Diabas-Hornstein-Formation" bezeichnet, der häufigen Verknüpfung mit Diabasen Rechnung tragend. F. KOSSMAT [84, 86], bei der Beschäftigung mit dem innermazedonischen Raum, kam allerdings dort wenig mit dieser Formation in Berührung, lernte sie jedoch im Sandschak Novipazar kennen und führt sie von dort als „Hornsteinkalk- und Jaspisschichten" aber auch als „Schiefer- und Hornsteinschichten" an. Für den gleichen Raum findet sich bei V. K. PETKOVIČ [128], das geologische Blatt Sjenica erläuternd, die Bezeichnung „Phtanit-Tuffit-Formation". E. NOWACK [235] hat in Albanien die alte Bezeichnung „Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation" übernommen. V. SIMIČ [150] lehnt sich an die Bezeichnung Ampferer-Hammer's an und spricht von „Diabas-Hornsteinschichten". In jüngster Zeit hat A. PILGER (1941 [139]), auf Studien im Raume Sarajevo bauend, den Begriff dieser Formation diskutiert und sich für den alten Phillipson'schen Ausdruck entschieden: Schiefer-Hornsteinschichten; gleich ihm auch FRH. v. LEDEBUR [90], das Gebiet zwischen Lim und Ibar kartierend. O. GANSS [45], der zu gleicher Zeit die geologische Aufnahme der Zlatar-planina vollführt, stellt — gewiß nicht zu Unrecht und im Einklang mit anderwärts geübten Handhaben der Bezeichnung — den Radiolarit als Listenführer dieser Formation heraus und spricht von der „Radiolaritserie".

Ungeachtet des großen Anteils an Sandstein, welchen die Schiefer-Hornstein-Formation gerade in Bosnien aufweist und dort sehr wohl als „Sandstein-Schiefer-Hornstein-Formation" zu bezeichnen wäre, schließe ich mich PILGER's Meinung an, bei dem Ausdruck „Schiefer-Hornstein-Formation" (kurz: Schi-Ho-Formation) zu bleiben, der nun einmal in der Literatur am häufigsten gebraucht und vorzugsweise eingebürgert ist. Denn mit Recht sind zwei Bestandteile, Tuffit und Diabas, in diesem Dachbegriff nicht aufgenommen, sie sind keine integrierenden Bestandteile. Tuffite, wie schon HAMMER nachwies, sind überhaupt nicht oder höchst selten anzutreffen. Diabase stellen in gewissen Abschnitten dieser Formation freilich schier nie fehlende Einschübe dar, fehlen aber

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

in anderen Abschnitten wieder völlig. Daß Hornstein kein glücklicher Begriff ist, stimme ich GANSS zu, besser wäre an seiner Stelle Kieselgestein, Kieselschiefer, z. T. auch Radiolarit zu setzen gewesen.

Den nun folgenden Ausführungen setze ich gleich voraus, daß ich es mir nicht zur Aufgabe gestellt habe, die Probleme stratigraphischer und petrographischer Art, welche diese Serie aufwirft, in allen Belangen zu erörtern. Auch würden die mir zur Verfügung stehenden Ausschnitte eigener Erfahrung in dieser Formation mit ihren bedingten Bindungen an das Problem der Ophiolithe für eine erschöpfende Darstellung nicht ausreichen.

Für den in dieser Arbeit gestellten Rahmen soll es darauf ankommen, den Serpentin, die ultrabasischen Gesteine und ihre Begleiter, in den Kernpunkt der Betrachtungen zu rücken und von hier aus zu sehen: welche Beziehungen, gesichert oder fraglich, bestehen zwischen den ultrabasischen Gesteinen und dem Auftreten der Schiefer-Hornstein-Formation? Handelt es sich bei der Schi-Ho-Formation überhaupt um ein richtiges primäres Verbandsgestein der Serpentine, etwa gleichwertig paläozoischen oder vorpaläozoischen Hüllschichten? Fand tatsächlich eine Intrusion der Serpentine in die Schi-Ho-Schichten statt oder geben diese nur ein sekundäres Dach ab, transgressiv, wie etwa Jura oder Oberkreide?

Meine Erfahrungen mit der Schi-Ho-Formation sind ja in der Hauptsache Serpentinerfahrungen, d. h. ich kam mit diesen Schichten vornehmlich dort in Berührung, wo sie Serpentin, Chromerz führend oder nicht, eingeschlossen oder überdeckt haben, selbstverständlich wurden sie auch da immer im weiteren geologischen Rahmen studiert. Die großen Areale jedoch, wo die Schi-Ho-Schichten fast ohne basische Einschlüsse sich entwickelt haben, wie etwa in der Zlatar planina, kenn ich nicht oder nicht genügend. Damit war aber vielleicht der Vorzug verbunden, allen Fragen in Beziehung zu den basischen Gesteinen besonderes und unbefangeneres Augenmerk zu schenken, als es im Falle stratigraphisch-tektonischer Studien gewöhnlich erübrigt wird, die Fülle vergleichender Erfahrung an den übrigen Serpentingebieten des Balkans stand hiebei stets nutzbringend vor Augen.

Bevor zu den Fragen der wechselseitigen Beziehungen Serpentin und Schiefer-Hornstein-Formation Stellung genommen wird, sei eine kurze Kennzeichnung der Schichtgesteine vorausgeschickt, welche die Schi-Ho-Formation zusammensetzen — eingehendere Darstellungen finden sich bei W. HAMMER [55], E. NOWACK [236, 241], A. PILGER [137—140] und anderen.

Die Sedimentgesteine der Schiefer-Hornstein-Formation:

In Gesamtheit lassen die Gesteine der Schi-Ho-Formation einen lebhaften Rhythmus sandig-tonig-kieseliger Absätze erkennen.

Sandstein ist in der Hauptsache Grauwacken ähnlicher Quarzsandstein, meist grau bis grünlich, bräunlich bis gelbbraun mit gelblicher Auswitterungsfarbe; im Gefüge feinkörnig, meist ungeschichtet, mürb, mitunter von Schieferlagen unterbrochen. Manganhäute auf Klüften der Sandsteine sind verbreitet, ganz ähnlich wie auf Schiefern und Sandsteinen des Paläozoikums. Auch Quarzite fehlen nicht. Vielfach ist keine scharfe Trennung von Gesteinen des Paläozoikums möglich, sofern letztere in geringfügiger Metamorphose erscheinen. Quarzitische Sandsteine überwiegen, seltener ist kalkiges Bindemittel.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Eine petrographische Prüfung von Sandsteinen der Schi-Ho-Formation des Zlatibor durch W. HAMMER [55] ergab als Hauptbestandteil Quarz, geringe Mengen Feldspat und kleine Mengen farblosen Glimmers, seltener Biotit und Chlorit; Bindemittel kalkig-kieselig; eine kristalline Metamorphose wurde nicht wahrgenommen. — Jedoch schwankt der Metamorphosegrad und führt, wie E. NOWACK [236] aus dem Skumbigebiet Albaniens angibt, bis zur Annäherung an Glimmerschiefer.

Jedenfalls gleichen die Sandsteine der Schi-Ho-Bildungen jenen der paläozoischen Serie oft außerordentlich, bis zur Ununterscheidbarkeit dort wo gleiche Metamorphose herrscht. Die feinkörnigen Sandsteine mit ihrer stumpfen Farbe gleichen mitunter auch dichten Diabasen; feine Glimmereinstreuung (HAMMER) läßt sie im Handstück von den Diabasen unterscheiden. Auch das fühlbar höhere spezifische Gewicht der letzteren kann Hilfsmittel für die Unterscheidung sein.

In der Zlatar planina Westserbiens unterscheidet [45] O. GANSS: der paläozoische quarzitische Sandstein ist grau und dicht, hat einen rauhen Bruch sowie eckige Verwitterungsformen. — Der Sandstein der Schi-Ho-Schichten fühlt sich mürbe an, verwittert leicht zu rundlichen Formen und hat einen gelblichen Farbton.

In den Sandsteinen dieser Serie im Profil Vareš-Dubostica in Bosnien hat KISPATIČ [80] schon 1900 Serpentinkörner festgestellt.

Tuffe, Sandsteintuffe sind in der Regel nicht vorhanden. W. HAMMER vermochte Tuffite im Zlatibor nicht mit Sicherheit nachzuweisen, ebenso E. NOWACK nicht für das Skumbigebiet in Mittelalbanien. Baron NOPCSA vermeint eine reichere Beteiligung von Tuffitsandstein in Nordalbanien zu sehen, ebenso KATZER in Bosnien. KISPATIČ hat jedoch in Dünnschliffen sandsteinartiger Bildungen der bosnischen Schi-Ho-Formation keinen Hinweis auf tuffige Beimengungen gefunden. Ebenso weist L. MARIČ [104] das Vorhandensein von Tuffen in der Schi-Ho-Formation des Stara-raška-Gebietes Südwestserbiens zurück.

Die Sandsteine entwickeln sich fallweise feinkonglomeratisch, vereinzelt sind Breccien und Konglomerathorizonte ausgebildet. Letztere sind feinkörnig bis grob; z. T. sind es reine Quarzkonglomerate, z. T. vor allen in den gröberen Breccien, bunter zusammengesetzt. Die Komponenten sind teils kantengerundet, teils ganz gerundet.

W. HAMMER wies unter den Geröllkomponenten von Konglomerat aus dem Zlatiborgebiet nach: Glimmerige Sandsteine, sandige Schiefer, Tonschiefer, paläozoische Quarzite, Kalke, z. T. mit Fossilresten, Diabas, Diabasporphyrit, Serpentin, letzteren als Maschenserpentin mit Olivinresten. — In Breccienhorizonten der Schi-Ho-Formation des Profils Vareš-Dubostica fand ich unter Sandsteingeröll reichlich solches von Peridotit untermischt. Gneis als Geröll wird von W. HAMMER angezeigt.

Tone und Tonschiefer wechsellagern mit den Sandsteinen und Kieselschiefern oder bilden mächtigere selbständige Schichthorizonte.

Meist sind es dunkle Schiefer, auch gelblich, fleckig; im Profil von Maglaj auf den Osren in Bosnien (Abb. 51) sind Gerölle auch in die Tonschiefer eingestreut. Auch besteht Übergang in kieselige Tonschiefer und Kieselschiefer. Aus der Zlatar planina erwähnt O. GANSS auch Radiolarien führende graugrüne bis rote Tone. Kieselige Tonschiefer, rötlich oder grünlichgrau, bilden dünnblättrige Bestandmassen oder Zwischenlagen in den Kieselschiefern (NOWACK [236] Mittelalbanien).

Graphitische und phyllitische Tonschiefer, eingelagert zwischen Jaspisschichten, manganführend, und Sandstein der Schi-Ho-Formation habe ich in NO von Olovo in Bosnien vor der Brücke bei Bjeleš angetroffen. Leicht phyllitischer Charakter der Tonschiefer ist fast immer zu beobachten.

Hornstein, Kieselschiefer, Jaspisschiefer, Radiolarite.

Diese Gesteine sind für die Schi-Ho-Formation im besonderen bezeichnend. Von den kieseligen Tonschiefern und sandigen Kieselschiefern bestehen alle Übergänge zu den reinen Jaspisschiefern. Eigenschaften sind: dünnbankig, auch bänderig, klüftig, leicht zerfallend, mitunter griffelig zerfallend. Farben bunt, von grau, grün, schmutziggrün bis rot

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und rotbraun, auch schwarz, auch weiß gebleicht. Manganoxydhäute sind auf den Kluftflächen oft sehr charakteristisch, fehlen wohl nie auf den roten Kieselschiefern, die vermutlich mit höherem Eisengehalt einhergehen.

Radiolarien als weiße meist unscharfe Punkte sind noch da und dort makroskopisch kenntlich.

L. MARIČ [104] hat u. d. M. Radiolarienskelette in fast allen Typen der kieseligen Gesteine der Schi-Ho-Formation von Stara Raska (Südwestserbien) nachweisen können. E. NOWACK wieder fand in den Jaspisgesteinen Mittelalbaniens überhaupt keine organogenen SiO_2-Spender, z. T. hält er die SiO_2 der Kieselgesteine hydrochemischen Ursprungs, in Zusammenhang mit den Umbildungen an den basischen Gesteinen. Ähnlich hat F. KOSSMAT den SiO_2-Reichtum in Nachbarschaft der Serpentine mit dem Freiwerden von SiO_2 bei angenommen submarin erfolgter Serpentinisierung in Zusammenhang gebracht, wobei sich SiO_2 als Gel ins Meer ergossen und dort, soweit sich nicht direkt als Kieselgestein absetzend, zum Aufbau der Kieseltiere gedient haben soll.

Kalke, Hornsteinkalke, Mergel usw.

Es ist zu unterscheiden zwischen jenen Kalken, die stratigraphisches Glied der Schi-Ho-Serie sind und jenen Kalken, meist Riffkalken der mittleren und oberen Trias, oft, doch nicht immer fossilführend, die von oben her tektonisch in die Schi-Ho-Serie als Klippen eingepreßt, eingefaltet, mit ihr verschuppt sind. Nicht immer sind die richtigen Verhältnisse sofort oder überhaupt klar zu überblicken, da die starke Beweglichkeit der Schi-Ho-Schichten, bedingt durch die reichliche Beteiligung dünnbankiger und dünnschichtiger Gesteine an ihrem Aufbau, häufig zu stark gestörten, gestauchten und gekneteten Profilen führt. Das Abtrennen der jüngeren Kalke in der Beobachtung ist jeweils von Wichtigkeit, um nicht Altersentscheide zu Unrecht auf das tektonische Hüllgestein zu übertragen.

Im Bereich der Serpentinmasse des Zlatibor, deren Ränder von bedeutenden Bewegungsvorgängen ergriffen wurden, sind AMPFERER und HAMMER [25] auf solche Bedingnisse gestoßen. Sie bestehen auch z. B. in der Zlatarplanina und wurden von O. GANSS [45] in seiner geologischen Monographie klar herausgestellt: in eine stark gefaltete Decke von tonig-sandigen, kalkigen und kieseligen Gesteinen der Schi-Ho-Serie sind klippenartig jüngere Kalke, meist wohl unter tektonischer Diskordanz eingesenkt. Für Mazedonien hat F. KOSSMAT [75] in anderer Hinsicht darauf aufmerksam gemacht: „die Fossilarmut macht es schwierig, bei einzelnen Kalkriffen die Entscheidung zu treffen, ob ältere oder jüngere Kalke vorliegen. Die Kristallinität ist Schwankungen unterworfen und nicht immer als stratigraphischer Maßstab zu bewerten."

Unter die Bestandmassen der kalkigen Entwicklung innerhalb der Schi-Ho-Formation gehören:

Hornsteinkalke, meist gut geschichtet, dünnbankig plattig mit unregelmäßig verteiltem Hornstein. Einzellagen von Hornstein auch inmitten der Silexkalke, oder langgestreckte Hornsteinbänder, den zentralen Teil der Kalkbänke füllend. Kalke, meist grau, dicht bis massig kristallin. Hornstein, dicht, sandig, auch grobkörnig, z. T. als flache, an Schwämme erinnernde Gebilde im Kalk (O. GANSS). Auch massige Kalke, rote brecciöse Kalke.

Knollige Kalke mit Lagen manganreicher Knollen und auch Kalkphyllite, der Untertrias entsprechend, westlich Peč (v. LEDEBUR [90]), Kalkphyllite im mittleren Albanien (NOWACK [236]).

Mergel und Mergelschiefer, auch kieselige und sandige Mergel.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Fossilinhalt.

Ausgenommen verhältnismäßig häufige Radiolarienspuren in den kieselreichen Gesteinen, weiße verschwommene Punkte schon makroskopisch sichtbar, sind in dem sandigen, schiefrigen und Kieselgesteinsanteil der Serie bisher keine Fossilfunde gemacht worden. In ihnen paläontologisch bestimmbare Funde zu machen, wäre von großer Bedeutung, denn sie und im allgemeinen nicht die Kalke, die überdies oft in unsicherer Position erscheinen, stellen das Hauptkontingent der Schi-Ho-Serie und repräsentieren ihren z. T. flyschähnlichen Charakter.

O. GANSS [45], der die Schi-Ho-Serie in breiter Entwicklung in der Zlatarplanina (Westserbien) zu beobachten Gelegenheit hatte, hebt hervor, daß ihm weder Fließwülste noch Kriechspuren in den Sandsteinen aufgefallen seien, im Gegensatz zu den im Sedimentcharakter manchmal ähnlichen, ebenso fossilleeren sandigen Werfener Schichten.

Was den nachgewiesenen Fossilinhalt der Kalke betrifft, scheint für viele Fälle der schon eingangs erwähnte Vorbehalt zu bestehen, daß es sich um eingeschuppte höhere, d. h. auch jüngere Kalke handelt, oder doch um solche, die der obersten Abteilung der Schi-Ho-Schichten entsprechen.

B. MILOVANOVIČ [110] hat, meines Wissens zuletzt, eine Zusammenstellung solcher Funde aus dem Zlatiborgebiet gebracht, aus der hervorgeht, daß die Kalke im Sedimentverband mit Schi-Ho-Schichten in der Hauptsache der mittleren Trias (Anis, Trinodosus-Zone) angehören, wobei die Hauptentwicklung der Schi-Ho-Schichten darunter dem Skyth entsprechen würde, nur ganz selten besteht nach Fossilfunden solcher Kalke ein Hinweis auf Obertrias.

Fazies.

Die Entwicklung der faziellen Verhältnisse in der Schi-Ho-Formation geht, ungeachtet fallweise scharfer Diskordanz, ohne Unterbrechung aus dem Paläozoikum hervor. Dies wird übereinstimmend von allen Beobachtern festgestellt (AMPFERER, HAMMER, PILGER, GANSS, v. LEDEBUR, auch eigener u. a.), ferner daß sich innerhalb der Schi-Ho-Schichten Zonen eines besonders lebhaften und raschen Fazieswechsel herausheben, für Albanien im besonderen von E. NOWACK unterstrichen.

Im Ibartal Westserbiens sind paläozoische Schiefer und solche der Schi-Ho-Schichten oft nicht zu trennen (AMPFERER-HAMMER). Ähnlich geht es GANSS in der benachbarten Zlatarplanina, der sich dort subjektiv entscheidet und die sandig-quarzitischen Gesteine an der Basis der Schi-Ho-Formation noch dem Paläozoikum zuschreibt, Metamorphose-Unterschiede sind kaum wahrnehmbar, vielleicht eine leichte Abnahme der Phyllitisierung nach oben. In Mazedonien können Gesteinselemente der paläozoischen Serie gegenüber ähnlichen der Schi-Ho-Schichten eine leicht höhere Metamorphose aufweisen, Hervortreten der Serizitisierung usw.

Bereits im Jungpaläozoikum Serbiens und Mazedoniens ist monoton sandig-tonige, nur wenig kalkig unterbrochene Sedimententwicklung, Annäherung an Flyschcharakter, ausgeprägt, der auch von den Schi-Ho-Schichten übernommen wird. Sandige und zurücktretend kalkige Entwicklung stehen sich auch in den Schi-Ho-Schichten gegenüber. Die Tendenz zu flyschartiger Ausbildung bleibt auch über die Bildungszeit der Schi-Ho-Schichten hinaus in diesen Gebieten bestehen. Die Flyschbildungen in der Umgebung von Sarajevo (PILGER [137]), aus Sandsteinen und

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Mergeln, Hornsteinen und Breccien bestehend, Mittel- und Obertrias verkörpernd und auch Lias einschließend, sind, wo fossilleer, oft durch nichts anderes als Mangel an basischen Einschüben von den ähnlichen älteren Schi-Ho-Schichten unterscheidbar. — Im selben Rhythmusgesetz des Geosynklinalraumes begründet, dürfte auch die ständige Wiederkehr der kieselreichen Absätze im balkanischen Raume von der Devonzeit bis in die Kreide anzusehen sein.

Im Zlatibor nimmt die kalkige Entwicklung der Schi-Ho-Formation an dessen Südrand zu (HAMMER). Kalke sind auch entsprechend reichlich nach den Aufnahmen von GANSS in der Zlatar planina vertreten; dort nimmt die überwiegend kieselige Fazies den höheren Horizont ein. Bei Banja Luka unterscheidet PILGER eine untere Abteilung der Schi-Ho-Schichten als kalkig, in Hornstein- und Mergelfazies, eine obere als sandig mit Sandsteinen, Feinkonglomeraten und eingeschalteten Hornsteinlinsen. Im Ban Do-Abschnitt des Ibargebietes bei Zvečan fand ich die sandig-kieseligen Bildungen im Tiefsten über Serpentin. E. NOWACK stellt im mittleren Skumbiabschnitt Albaniens eine Schi-Ho-Zone einer Schiefer-Kalk-reichen Zone der Schi-Ho-Schichten gegenüber.

Für die richtige Beurteilung der Bildungsbedingungen der Schi-Ho-Schichten ist in bezug auf die eingeschalteten Radiolaritgesteine die Beantwortung der Frage von Wichtigkeit: Tiefseebildung oder nicht? Sie wird im allgemeinen bejaht, dieses Ja als selbstverständlich oft gar nicht diskutiert (Abyssiden KOBERs!), anderseits werden auch Zweifel geäußert (NOWACK, zuletzt GANSS). (Auch S. 298). Es sagt mir nicht zu, hier eine Meinung mit Nachdruck zu vertreten, wofür mir im eigenen Beobachtungsmaterial nicht viel an Neuem zur Verfügung steht, nur einige Hinweise seien mir gestattet. Der gesteigerte Rhythmus im sandig-tonig-kieseligen Absatz, die nicht seltene Einschaltung grobklastischer Bildungen mit Abtragsmaterial der unmittelbar vorher gebildeten oder eben erst freigelegten Gesteine sprechen in der Tat für mobilen Boden, in welcher Richtung sich auch O. GANSS [45] äußert. Aber auch Meeresströmungen können daran teilhaben. Rezente Radiolarientone der Tiefmeere sind im allgemeinen doch eher in Gesellschaft pelitischer denn psammitischer Gesteinsbildungen. Nach ZITTEL umspannt der Lebensraum der Radiolarien sowohl Oberfläche als auch tiefen Meeresgrund; in den tropischen Meeren treiben Radiolarien schwimmend an der Oberfläche. Von Strömungen erfaßt, wäre Transport und Ablagerung in seichtere Meerestiefen gut denkbar. Die Einheitlichkeit der Erscheinung der Radiolaritgesteine weit über den dinarischen Bereich der alpinen Geosynklinale hinaus in ihrer Fortsetzung nach Kleinasien, Armenien (PAULCKE [343]), Persien usw. läßt aber doch eher noch einheitlichere Ursachen vermuten, als es Transport von Meeresströmungen in flachere See mit küstennäheren Absätzen sein können, so daß die Vorstellung der Tiefenrinnen doch die weitgefaßtere zu sein scheint. Auch Faktoren des Meeresklimas mögen an den Bildungsbedingungen teilhaben.

L. MARIČ [104] hat eine Reihe von Schichtgliedern der Schi-Ho-Serie aus dem Gebiete Stara Raška (ehem. Sandschak Novipazar, Südwestserbien) petrographisch untersucht, hiebei die Hornsteine überall als sedimentäre Gebilde festgestellt, durch Umkristallisation der Radiolarien-SiO_2 entstanden. Übergänge aus Sandstein und Radiolarien-Sandstein führen unter Abnahme der Korngröße über Hornstein reich an SiO_2 zu Hornstein reich an $CaCO_3$- und schließlich zu SiO_2-reichen Kalken.

E. NOWACK [236] kann an den Hornsteinen des Skumbigebietes den Charakter von Tiefseesedimenten nicht nachweisen, hält aber dafür, daß eine Beantwortung der Frage nach Herkunft der SiO_2, ob organogen mittelbar in Zusammenhang mit den

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

basischen Gesteinen oder als nachträgliche Silifizierung in Verbindung mit metamorphen Umbildungen der basischen Gesteine oder völlig unabhängig von den basischen Gesteinen, nicht überall gleichartig zu beantworten sein wird.

Für die Mächtigkeit der Schi-Ho-Schichten hat meines Wissens eigentlich nur A. PILGER eine Zahlengröße angegeben: 2 *km*. Dem exakten Feststellen der Mächtigkeiten hinderlich ist der Mangel an ruhigen Profilen, die ganze Schichtfolge umspannend. Fast durchwegs herrschen stark gestörte Lagerungsverhältnisse: tektonischer Beanspruchung nachgebend, ist die Neigung zu Zusammenstau, Isoklinal- und Wirrfaltenbindung, Schuppung und Überschuppung überaus groß (z. B. Abb. 51). Vermutungsweises Schätzen der Mächtigkeit tritt an Stelle von Messen. Wo ruhigere Lagerungsverhältnisse angetroffen werden, ist oft nur ein reduzierter Ausschnitt der Schichtfolge erhalten. Die Größenordnung der Mächtigkeiten, auch eigener Einsicht entsprechend, bewegt sich zweifellos von einigen 100 *m* aufwärts bis zu Spannen von 1 bis 2 *km* und darüber. Die Einzelmächtigkeiten sind in den Kieselschiefern und Kalken gewöhnlich geringer als in den einförmigeren Sandsteinhorizonten; in Zonen lebhafteren Rhythmus der Sedimentation handelt es sich meist um Einzelmächtigkeiten in der Größenordnung von wenigen Zehnermetern; die Breccienhorizonte bleiben eher unter diesem Ausmaß.

Lagerungsverhältnisse.

Bei der Fossilarmut der Schi-Ho-Schichten kommt der richtigen Beurteilung der Lagerungsverhältnisse erhöhte Bedeutung zu, um zu den Fragen von Alter und stratigraphisch-tektonischer Einordnung der Schi-Ho-Formation in Richtigkeit Stellung zu nehmen. Ungeachtet der Übereinstimmung vieler Beobachter bestehen auch nicht wenige widersprechende Auffassungen, nicht zuletzt hervorgerufen durch die subjektive Auffassung tektonischer Verhältnisse.

Das Hervorgehen der Schi-Ho-Schichten aus dem Paläozoikum wurde bereits angeführt. Neben Übergang bestehen aber auch zahlreiche Profile, wo sich die Schi-Ho-Schichten klar vom Paläozoikum abheben. Hier zeigt sich überall, daß vor Ablagerung der Schi-Ho-Schichten, auch noch während ihrer ersten Bildungsphase, ein weitgehender Abtrag geherrscht haben muß, der über die paläozoischen Schichten übergriff und bis auf das Intrusionsniveau der im Paläozoikum steckenden Peridotite herabging.

Die Einsicht von einer Abtragsperiode vor Ablagerung der Schi-Ho-Schichten haben zuerst O. AMPFERER und W. HAMMER von Zlatibor gebracht, B. MILOVANOVIČ konnte sie bestätigen. Im Ibarmassiv führen Beobachtungen zu gleichen Schlüssen. Auch für A. PILGER steht das Vorhandensein fallweise „einer erheblichen Reliefenergie am vortriadischen Untergrund" außer Frage [138].

Die Schi-Ho-Schichten erscheinen, wo am Zlatibor einigermaßen ruhige Lagerungsbeziehungen nachgewiesen werden können, stets als Dach über Peridotit, nie als seine primäre Unterlage. Lokale gegenteilige Lagerungsverhältnisse zeigen sich immer wieder als Überschiebungen. Die Konglomerate und Breccien der Schi-Ho-Schichten enthalten ja auch neben Material ihrer eigenen Serie Geröll der ultrabasischen Gesteine!

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

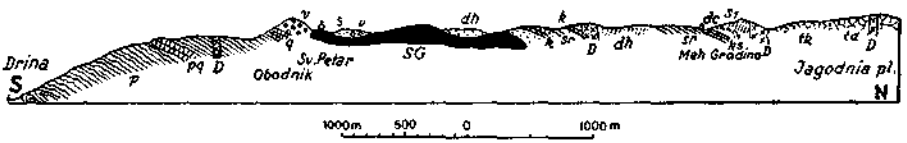


Abb. 112. Verrucano und Diabashornsteinschichten über Serpentin des Zlatibor bei Sveti Petar an der Drina, Westserbien. — Nach W. HAMMER (Fig. 9 in [25]).

D = Dacit (und Andesit), *SG* = Serpentin und Gabbro, *p* = paläozoische Tonschiefer und Phyllite, *pq* = Quarzit, *q* = Quarzite und kieselige Kalke, *v* = grobes Quarzkonglomerat und brecciöse Quarzhornfelse, *dh* = Hornfelse, grauwackenähnliche Sandsteine „Tuffite", Diabaslagen, *dc* = Diabas, Sandstein und Konglomerate, *k* = dunkelgrauer Kalk, *ks* = flaserige, gelbliche Kalkschiefer und Rauhwacke, *sr* = rote Tonschiefer, *S* = dunkelgrauer, sandiger Schiefer und Hornfels, S_1 = brauner Sandstein, *tk* = dünnbankige Triaskalke, *td* = Triasdolomit.

Soweit auch tektonisch stärker gestörte Verhältnisse anderswo noch verläßliche Rückschlüsse gestatten, dürften wohl alle Beobachtungen über Verband Serpentin und Schi-Ho-Schichten den Befunden am Zlatibor sich ohne Zwang anpaßbar erweisen.

Damit ist freilich schon erst später Auszusagendes vorweg genommen: die Schi-Ho-Schichten sind — aller Wahrscheinlichkeit nach gilt dies für den gesamten Komplex der Schi-Ho-Formation — nie primäres Verbandsgestein der Peridotit-Serpentine gewesen, sondern ruhen ihnen transgressiv auf. Die Transgressionsanzeichen sind freilich nicht gerade eindringlich, waren es wahrscheinlich von Haus aus nicht, und sind überdies durch jüngere tektonische Vorgänge, die vielfach ein Abgleiten der Schi-Ho-Decke von Peridotit bewirkt haben, völlig unkenntlich geworden. Vermutlich handelt es sich um marine Abrasionsvorgänge, in deren Gefolge es zum Absatz der Schi-Ho-Schichten kam. Verwitterungszonen des Unterlagsgesteins bleiben aus, echte Basalkonglomerate fehlen oder es stellen sich klastische Schichten erst in höheren Horizonten ein.

AMPFERER und HAMMER haben eine untere und obere Schi-Ho-Serie unterschieden: die untere habe eine Position über Werfener unter der Hauptmasse der Triaskalke, die obere greife transgressiv über Obertrias hinweg. Für die obere Schi-Ho-Formation bestehen keinesfalls unmittelbare Beziehungen zu den ultrabasischen Gesteinen, sie sollen hier nicht weiter betrachtet werden. Neuere Untersuchungen (PILGER, GANSS u. a.) sehen übrigens in den „oberen" Schi-Ho-Schichten z. T. tektonische Schollen der unteren Serie, z. T. selbständige Entwicklungen in gleicher Fazies aus Jura oder Kreide.

Eine Reihe markanter Lagerungsbeziehungen der Schi-Ho-Schichten, von verschiedenen Beobachtern festgestellt, wird unter Hinzufügen eigenen Beobachtungsmaterials im folgenden kurz angeführt:

Im Zlatibor können nach AMPFERER und HAMMER [25] Schi-Ho-Schichten zum Teil Werfener ersetzen oder stehen in echtem konkordantem Wechselverband mit ihnen. Nach den gleichen Geologen erscheint im Limtal bei Sjenica Werfener über Schi-Ho-Schichten in relativ ruhiger Lagerung.

Nach MILOVANOVIČ [110] kommen bei Višegrad am W-Rand des Zlatibor und Ljubiš am O-Rand Schi-Ho-Schichten unter Werfener Schichten hervor. Vom W-Rand bei Višegrad hat W. HAMMER bereits ausgesagt: Schi-Ho-Schichten liegen über Peridotit und werden überlagert von Werfener Schichten und Muschelkalk.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Nach SIMIČ [150] erscheinen am Vlasinaberg des Medvenik-Gebirges, Nordwestserbien, über einem Gewölbe von oberpermischen Kalken schwarze schiefrige und mergelige Kalksteine, nach oben übergehend in schwarze dann rötliche Schiefer des Werfener Niveaus unter normalen Lagerungsverhältnissen, gefolgt von mannigfaltigen Bildungen der Schi-Ho-Schichten.

A. PILGER [137] sieht bei Han Pijesak in Bosnien die Schi-Ho-Schichten normal über Perm.

Auf der Borja planina in Bosnien fand ich die Peridotitmasse gleichsam aus einer Haube der ihr auflagendern Schi-Ho-Schichten sich herausschälend.

Auf der Osrenplanina in Bosnien, von Maglaj aufsteigend, sind die Lagerungsverhältnisse der Schi-Ho-Schichten außerordentlich gestört, aber doch ist ein Anlehnen derselben als Dach über den weitausladenden Peridotitstock den Aufschlüssen als weitaus wahrscheinlicher zu entnehmen wie etwa die Rolle der Schi-Ho-Schichten als primäre Hüllserie.

In der Ibarmasse Westserbiens, bei Rupe im Studenicatal sieht W. HAMMER Schi-Ho-Schichten zwischen Peridotit und paläozoischen Schiefern. Ich selbst habe im Ban Do-Tale bei Zvečan eine Scholle in sich ziemlich ruhig gelagerter Kieselschiefer-Sandsteine der Schi-Ho-Schichten, an sichtbaren Störungen grabenförmig eingesenkt, im Dach der Serpentinmasse angetroffen.

In Innermazedonien tritt die Schi-Ho-Formation zurück oder verschwindet ganz. Wahrscheinlich haben wir es bei den gebankten Kieselkalken, die im Drenicatal (Amselfeld) mit Buntsandsteinen und Quarziten den Serpentin überlagern (Abb. 31), noch mit Hornsteinkalk der Schi-Ho-Schichten zu tun. Im übrigen beherrscht die etwas ähnliche, mäßig höher metamorphe Fazies des Paläozoikums das Gesteinsbild im Umkreis der Serpentine. Oft schien mir ein unmittelbarer Übergang der Schi-Ho-Schichten in Sandstein-Kieselschiefer und Kieselkalk des Paläozoikums gegeben, so daß ich einmal, noch in Unkenntnis gewisser Lagerungsverhältnisse in Bosnien und Westserbien, in den Schi-Ho-Schichten eine Sonderentwicklung des Paläozoikums zu sehen geneigt war. Das trifft nun in Gesamtheit nicht zu, aber in der Tat scheinen sich im jüngsten Paläozoikum beide Fazien dem Alter nach zu überschneiden.

Lojane bei Kumanovo. Transgressiv über Serpentin, Jura-Riffkalk unterlagernd, folgt ein Zug brauner Mergel, Schiefer und Sandstein mit Mangan- und Toneisenknollen den Kalken; vermutlich handelt es sich um eine Schi-Ho-Fazies des Jura.

In den westlichen Abschnitten von Albanien lassen gewaltige tektonische Umgestaltungen klare Lagerungsbeziehungen nirgends erkennen. NOPCSA [234] leitet von Nordalbanien, wo er in der Merdita für Mitteltrias gehaltene Schi-Ho-Schichten unter die Serpentine tauchend beobachtet, für letztere noch jüngeres Alter ab. Aber ähnliche Lagerungsverhältnisse treffen fallweise auch am Zlatibor zu und können dort mit Sicherheit als rein tektonisch zustande gekommen gedeutet werden. E. NOWACK [236] gibt zu, daß eine stratigraphische oder sonst gesetzmäßige Relation für die „Serpentin-Schiefer-Hornsteinschichten" zumindest für den Mittelabschnitt Albaniens nicht erwiesen ist.

Wie es in der Fortsetzung der Cukali-Merditadecke Albaniens nach Griechenland, in der Olonos-Pindos-Zone und der osthellenischen Zone (C. RENZ [306]) im einzelnen hinsichtlich Auftreten der Schi-Ho-Schichten

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und Beziehung zu Serpentin steht, ist mir nicht, oder zu wenig aus eigener Anschauung bekannt. Die Aufnahmen von RENZ haben aber auch dort im triadischen Schi-Ho-Flysch oder neben diesem reichlich paläozoische Elemente festgestellt, die ich wohl für die mitgeführten eigentlichen primären Verbandsträger des Serpentins halten möchte. Für Rodiani im Olympgebiet ist dies letztere zweifellos der Fall.

Diabas (Melaphyr), *Diabasporphyrit* in den Schi-Ho-Schichten:

Für die Schi-Ho-Schichten Westserbiens, Bosniens und Albaniens ist in der Tat das Durchdrungensein von Diabas in Lagern, Gängen und Stöcken eine höchst kennzeichnende Erscheinung und hat ihnen den Namen „Diabas-Hornsteinschichten" eingetragen. Aber auch Diabas-freie Abschnitte der Schi-Ho-Bereiche nehmen in Westserbien, beispielsweise in der Zlatar planina nicht geringen Raum ein. In Griechenland, wo die Schi-Ho-Schichten eine besonders große Entfaltung erreichen, nach Renz hauptsächlich Mitteltrias nebst Untertrias faziell ersetzen, bestehen Abschnitte z. B. in der Olonos-Pindoszone völlig frei von jeglichen basischen vulkanischen Einschaltungen.

Die Häufung der diabasischen Lagen in den Schi-Ho-Schichten ist als Äußerung von Effusiv- und Intrusivvulkanismus gleichzeitig mit der Sedimentation oder ihr kurz nachfolgend (HAMMER) aufzufassen, obwohl Kontaktmetamorphose von Seite Diabas gegenüber Schi-Ho-Schichten selten ist.

Ausnahmsweise erwähnt Baron NOPCSA konkordante Lagen von Diabas in mitteltriadischen (ladinischen) Schi-Ho-Schichten Nordalbaniens, mit „Weißbrennen" der Schiefer verbunden. Gleiches AMPFERER von einem Diabasdurchbruch bei Nova Varoš in der Zlatar planina. O. GANSS beobachtet im Hangend eines Diabaslagers in der Zlatar planina Umwandlung eines Radiolaritdaches durch Kontaktmethamorphose in Porzellanjaspis.

In einzelnen Fällen ist tektonisches Einschieben, tektonisches Wiederholen auch bei Diabasvorkommnissen der Schi-Ho-Schichten zu beobachten. Differentialbewegungen an den Diabasgrenzen zu den Schi-Ho-Schichten sind bei gemeinsamer tektonischer Beanspruchung besonders an stockförmigen Diabasmassen zu erwarten.

Weder sind die Diabase räumlich eng an den Peridotitumkreis beschränkt noch tragen sie die Anzeichen einheitlichen Alters.

Für die teilweise kalkige Diabasrandzone als Basis des Dubostica-Serpentins in Bosnien wäre vorperidotitisches Alter möglich, doch nicht unabweislich. NOPCSA und KOSSMAT sehen die Eruptionsfolge in der Reihe: Diabas vor Peridotit. PILGER spricht in Zeitbezug auf Peridotit, von älteren und jüngeren Diabasen in Bosnien. Dies ist auch nach meinen Beobachtungen am zutreffendsten (siehe auch S. 341). Die Diabase können Vorläufer, Begleiter und auch Nachfahren ultrabasischer Intrusion sein. Die verbreitetste Eruptionsfolge innerhalb des eigentlichen ultrabasischen Zyklus ist wohl: Peridotit — Gabbro — Diabas. Der diabasische Effusivvulkanismus ist jedoch weit über die Peridotitära hinaus wirksam. Der spätere Abschnitt V setzt sich mit den Altersfragen noch eingehender auseinander.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Diabaslager sind auch in oberpermischen Schichten und Werfener Schiefern des Zlatibor-Bereiches eingeschaltet; unter den Geröll-Komponenten der Schi-Ho-Konglomerate bei Draševica am Zlatibor finden sich Serpentin- und Diabasgerölle (AMPFERER). In untertriadischen und mitteltriadischen Sedimenten ihre Hauptverbreitung findend, steigen im abgeschwächten Maße vereinzelt auch Diabasgänge in die obertriadischen Kalke hoch. (PAVLOVIČ [124] Zlatibor.)

Diabase, mit ihnen verbunden doch weniger zahlreich Diabasporphyrite, erweisen sich mithin als Durchläufer des ophiolithischen Intrusionszyklus, aber auch nach dem Abschluß der ultrabasischen Intrusionen über weite Epochen hinaus noch die Aktivität des basischen Untergrundes anzeigend und lokalisierend.

Wie ist nun die Beziehung des Peridotitserpentins zu den Schi-Ho-Schichten zu werten?

In den vorangehenden Erörterungen wurde dargetan, wie sehr Beobachtungen insbesondere an den Lagerungsverhältnissen zur Annahme drängen: Die Schi-Ho-Schichten waren nie Bestandteil der primären Hüllschichten der Peridotitintrusion, sondern haben stets nur die Rolle des sekundären Daches über bereits in Abtrag befindliche Peridotitmassen gespielt. Die untere Transgressionsgrenze der Schi-Ho-Schichten würde so ungefähr mit der permisch-voruntertriadischen Abtrags- und Aufschüttungsperiode zusammengehen.

Wo immer Peridotitserpentin innerhalb der Schi-Ho-Schichten angetroffen wurde, kann nach meiner Einsicht immer die tektonische Einschubwirkung festgestellt werden. Bei kleineren Serpentinmassen kommt dies in der meist außerordentlich starken Zertrümmerung zum Ausdruck, Ausbildung von Geröllserpentin, Breccienserpentin, glasigen Serpentin. Rütterzonen begleiten die Ränder, öfters verraten sekundäre Mineralisationen an diesen Stellen die tiefgreifende Wirkung der Störungen. Große Serpentinmassen verhalten sich tektonischen Beanspruchungen gegenüber mehr träge, widerspenstig, und empfangen oft nur an den Rändern eindringlichere Bewegungsspuren. Im allgemeinen Abschnitt über die Tektonik und Metamorphose der Serpentinmassen wird hiezu noch einiges auszusagen sein.

„Apophysen" von Serpentin in die Schi-Ho-Serie habe ich nie beobachtet, sie gibt es wohl nicht. Wo immer ich solche Erscheinungen antraf, blieb ich über den tektonischen Transport nie im Zweifel. Dies gilt für die Serpentinkeile in den Schi-Ho-Schichten, welche das Serpentinmassiv der Osren planina in Bosnien umhüllen ebenso gut wie für Serpentinschollen in den wildbewegten Schi-Ho-Folgen der Merdita in Albanien.

Die von AMPFERER und HAMMER zuerst aus den Lagerungsverhältnissen des Zlatibormassivs empfangenen Eindrücke und Beobachtungen führten diese Forscher zur Annahme der vormesozoischen Intrusion dieser Peridotitlakkolithen. Von Mazedonien her habe ich eine ähnliche Auffassung für die ultrabasischen Gesteine der zentralen Balkanhalbinsel mitgebracht und schon in meinen früheren Studien vertreten. Seither war es mir gegönnt, viele andere basische Gesteinskomplexe in allen Ländern des Balkans kennen zu lernen. Die Fülle an Beobachtungen und Vergleichen haben mir hiebei immer wieder die Vorstellung des vormesozoischen Alters der Serpentine, in ihren hauptsächlichen Vorkommen oder in ihrer Gesamtverbreitung auf der Balkanhalbinsel, aufgedrängt. Im Ab-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schnitt V wird diese Altersauffassung im einzelnen zu begründen versucht. Ich bin mir bewußt, mit dieser Auffassung keineswegs alle Probleme bewältigt zu sehen, das Schwindenmachen eines Problems bringt ja zu häufig Neuauftauchen anderer Fragen mit sich.

Die auffallende Tatsache, daß gerade die Schi-Ho-Schichten in engem Bündnis zu Peridotiten, sei es auch nur das der Überlagerung derselben, zu stehen scheinen, erfordert weitere Begründung. Zum anderen ist es das Verknüpftsein der Schi-Ho-Schichten mit Diabasen, letztere bisher in engster Beziehung zu Peridotit stehend gedacht, das durch die Verweisung der Peridotite in vormesozoisches Alter in seiner anscheinend natürlichen Bindung erschüttert werden soll.

Das Verhaftetsein der Schi-Ho-Schichten mit Serpentin ist aber, wie wir gesehen haben, von keiner allgemeinen Gesetzlichkeit erfüllt. Weite Serpentinräume der Balkanhalbinsel, an Ausmaß den anderen mit Schi-Ho-Formation in Beziehung stehenden nicht unterlegen, bestehen ohne Überlagerung durch oder Verband mit Schi-Ho-Schichten. Aber auch auf Seite der Schi-Ho-Schichten, welch breite Entfaltungen auch schon in den tieftriadischen Abteilungen sind bekannt ohne Serpentineinschübe, auch z. T. ohne Diabaszwischenlagen! In den Schichten gleicher Fazies in den höheren Triasstufen und des Jura sind überhaupt keine Serpentine, vielfach auch keine Diabase mehr zugegen! Also sind nicht gerade die Kieselschiefer-Radiolaritgesteine ein Entscheidendes für eine Bindung dieser Fazies an Serpentin.

Ein wesentliches Moment, das ursächliche Bindung der Schi-Ho-Schichten an Serpentin verdächtig macht, scheint darin zu liegen, daß auf breitem, wohl tektonisch vorgezeichnetem Raum (einer Furche vergleichbar, Trog nach PILGER), während der Abtragsperiode, die der Ablagerung der Schi-Ho-Schichten vorausging, also etwa in spätpermisch-frühuntertriadischer Zeit, bedeutende Areale von Serpentin eben gleichzeitig entblößt wurden. Daß Serpentinmassive, einmal angeschnitten, meist rascherem Herauslösen aus diesem Verbande unterliegen als ihre Umgebungen, sehen wir oft an rezenten Beispielen. Nun handelt es sich in diesem Falle der Schi-Ho-Schichten um vermutlich marine Abrasionsvorgänge, deren über lange Epochen hinaus sich vollziehende Wirkungsweise uns zwar weniger geläufig ist, in ihren Grundtendenzen aber von terrestrischer Abtragung nicht allzuweit abweichen dürfte.

Für die Herstellung der Furche, die in ihrer Längserstreckung regionale Abmessungen erreicht, waren vermutlich auch tektonische Vorgänge der ausklingenden variszischen Orogenese beteiligt; es mag sich hiebei eher um Heben der Ränder als grabenartiges Versenken, das die Peridotite im Furchenraum nur noch tiefer befördert hätte, gehandelt haben.

Um in das Intrusionsniveau der Peridotite abzusteigen, wäre eine Ausräumung von wenigen Kilometer Teufe, gemessen ab vortriadisches Oberflächenniveau erforderlich gewesen. Bei einer Furchenbreite von mindestens 30 bis 50 *km* als Maß vor dem Zusammenschub in der alpindinarischen Orogenese — brauchte diese Teufe noch lange keine Steilränder erzeugen.

Die so entstandene Furche gewährte Raum für den nachfolgenden Absatz der permo-triadischen Sedimente in der Fazies der Schi-Ho-Schichten. An den Rändern der Furche geht die Fazies der Schi-Ho-Schichten in die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

regionale Flachseefazies der Werfener über, aber auch beide Fazien bestehen nebeneinander, wobei vielleicht Meeresströmungen und damit verursachte Änderung des Meeresklimas die Bildung und Trennung dieser Fazies unterstützt haben. Damit wäre ungeachtet einer anderen Auffassung über Auftreten und Alter der Serpentine dasselbe Bild gewonnen, das A. PILGER [137] für die Entstehung des „innerdinarischen Troges" anschaulich entwickelt hat. Ob es sich bei der Tiefe des Troges oder der Furche tatsächlich um abyssische Tiefen gehandelt haben muß, hängt wohl auch von der Richtigkeit der Fragebeantwortung hinsichtlich notwendiger Bildungstiefe der Radiolaritgesteine ab; psammitische und klastische Bildungen der Schi-Ho-Serie sprechen gegen große Tiefen.

Die Vorstellung einer Tiefenrinne würde in der Tat die Begründung erleichtern: warum der diabasische submarine Effusiv- und Intrusivvulkanismus im Bereiche der Schi-Ho-Fazies am ehesten Anschluß gewinnen konnte an die in der Tiefe erneut mobil gewordenen, wenn auch in andere Gesteinsabspaltung mündenden Kräfte der Simabewegungen.

Für die Diabaseinschaltungen in die Schi-Ho-Serie ließe sich also eine gute Übereinstimmung an einen Teil der Ideengänge von A. PILGER gewinnen.

Die Vorstellung von A. PILGER [137] besagt: Entstehen langgestreckter trogartiger Senken zwischen Schwellen in spätpermisch-triadischer Zeit als Höhepunkt der dinarischen Geosynklinalbildung; hierauf Ablagerung der Unter- und Mitteltrias in den Trog unter Schi-Ho-Fazies bei gleichzeitigem Ergießen der Ophiolithe einschließlich der Serpentine in den Trog. Die Ophiolithe in Gesamtheit sind Ausdruck des „initialen Magmatismus" im Sinne von H. STILLE und werden hiemit ausschließlich als Einbegleiter der alpindinarischen Geosynklinalbildung angesehen.

Das Heraushalten der Peridotitgesteine aus diesem Vorstellungskreis, die zeitliche Abtrennung derselben vom Entwicklungsgang einer Gruppe späterer Diabase mag fürs erste befremden. Aber auch die Verhältnisse der bosnischen Serpentine, welche den Rückschlüssen A. PILGERs zugrunde liegen, haben beigetragen, mich in dieser Auffassung zu bestärken. Denn auch dort sind im Grunde genommen keine anderen Verbands- und Lagerungsverhältnisse zu rekonstruieren, als sie für die mazedonischen und ostalbanischen Serpentinmassen angetroffen werden, wo nirgends Verknüpfung derselben mit Trogsenken triadischen Datums nachzuweisen ist.

Alter und Verbreitung der Gesteinsbildungen in Schi-Ho-Fazies. Zusammenfassend sei noch kurz einmal die Altersstellung der Schi-Ho-Schichten umrissen, wie sie aus der bisherigen Erkenntnis sich darstellt. Solange in den psammitisch-kieseligen Elementen der Schi-Ho-schichten Fossilien nicht gefunden werden, ist man in diesen Belangen auf die Lagerungsbeziehungen angewiesen. Die Ergebnisse der verschiedenen Forschungen (PHILLIPSON, AMPFERER, HAMMER, LOCZY, KOSSMAT, NOWACK, NOPCSA, RENZ, MILOVANOVIČ ,LUKOVIČ, SIMIČ u. a.) wurden zuletzt von A. PILGER [16, 138] zusammengefaßt: Die Schi-Ho-Schichten ersetzen faziell Untertrias bis Mitteltrias, reichen bis ins Perm herab, ausnahmsweise bis Obertrias hinauf: in Griechenland können auch Obertrias und Jura in dieser Fazies entwickelt sein.

Mit den Radiolarien selbst, abgesehen von ihrem meist schlechten Erhaltzustand in den Schi-Ho-Schichten, war für eine Altersbestimmung bisher nicht viel anzufangen gewesen. Die Bedeutung der Radio-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

larien, die ihre Entwicklung seit dem Präkambrium (?Radiolarien-Quarzite in Gneisen!) *) bis heute herauf haben, als Leitfossil ist ja im allgemeinen nicht groß.

Die Verbreitung der Gesteinsbildungen in Schi-Ho-Fazies auf der Balkanhalbinsel kartenmäßig aufzuzeigen, bereitet zur Zeit noch Schwierigkeiten, da zu wenig Verbreitungsgebiete in geologischen Detailkarten erfaßt sind. Die Übersichtskarte, wie sie A. PILGER [16] bietet, besagt ja keineswegs, daß überall dort, wo Trogsedimente und damit verkörpernd Schi-Ho-Schichten angezeigt sind, diese auch tatsächlich sich vorfinden. Diese schematisch gedachte Karte umfaßt vor allem fast alle Gebiete wo Serpentine bekannt sind und zeichnet deren Umgebung als „Trogbereiche" ein, wo auch keine Schi-Ho-Schichten unter- und mitteltriadischen Alters sich vorfinden. Dies letztere trifft zu für einen weiten Bereich der Vardarzone, für den Westrand des pelagonischen Massivs und andere Gebiete. Serpentin und Schi-Ho-Schichten sind eben nicht unbedingt und überall aufeinander angewiesen. Die Schi-Ho-Schichten stellen nur einen Sonderfall der Bedeckung peridotitischer Areale dar. Es ist auch keinesfalls anzunehmen, daß dort, wo Schi-Ho-Schichten in Begleitung der Serpentine fehlen, die Schi-Ho-Schichten etwa durch Abtrag verschwunden seien. Gerade die Vardarzone mit ihrer intensiven Überschuppung würde tektonisch vermocht haben, etwaige Gegenwart von Schi-Ho-Schichten zu konservieren. Eher finden sich in paläozoischen Bildungen dieser Gebiete Anklänge an die Schi-Ho-Fazies, die als Vorläufer oder z. T. auch als permisches Äquivalent derselben zu deuten wären.

Die hier gebrachten Ausführungen über Fragen der Beziehung von Schi-Ho-Formation zu den Peridotitgesteinen sollen keineswegs eine neue, abschließende Synthese darstellen; sie sind vielmehr als Beitrag zu werten zur Klärung der noch immer bestehenbleibenden Problematik dieser Wechselbeziehungen. Die Ausführungen entsprangen einer Summe von Erfahrungen im gesamten Balkanraum und dem Bedürfnis, diese Erfahrungen und Beobachtungen auch mit der Erscheinungsweise der Schi-Ho-Schichten, die ich in einer Reihe charakteristischer Ausschnitte kennen lernte, in Einklang zu bringen zu versuchen. Vor allem lag mir daran zu zeigen, daß es für den Fortschritt in der Erkenntnis dieser Fragen gefährlich wäre, sich heute schon dialektisch in Sicherheit zu wiegen und die Verhältnisse über die erreichte Reife der Beobachtungen und Schlüsse hinaus klarer darzustellen als sie sind. Die Einweisung der gesamten Ophiolithphänomene in den Jura durch F. KOSSMAT, diesem weitblickenden und erfahrenen Pionier der Balkangeologie, ist Beispiel und Warnung, wie später diesem Postulat die auch noch so häufige Wiederverwendung nicht nützen kann, wenn sich der Rahmen seiner Argumentation von Anfang an als zu eng erweist. Die nicht geringere Erfahrung, mit der sich E. NOWACK vor allem den Ophiolithproblemen in Albanien gegenübersah, erlegte diesem Forscher auch noch am Abschluß seines Albanienwerkes Vorsicht und Behutsamkeit in Behandlung der Ophiolith-Fragen auf.

Die Beziehung der Ophiolithe zu Radiolaritgestein in den Alpen, welche Frage u. a. von G. STEINMANN [445] frühzeitig aufgeworfen wurde, betrifft hier auch mehr die über größere Epochenspannen durchlaufenden diabasischen Gesteine als wie die Ultrabasite, ebenso im Apennin.

*) Nach G. DEFLANDRE, Bull. soc. Zool. de France, vol. 74 (1949) Paris 1950: Keine präkambrischen Radiolarite in Westfrankreich!

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Es bedarf noch vieler geologischer Feldarbeit, vieler Beobachtungen und einer vorsichtigen, erfahrenen Bewertung derselben, aber auch eines großen Überblickes und bedeutender Vergleichserfahrung, um zu diesen Fragen allgemein gültige Formulierung der Antworten zu finden. Wie schwierig kann es oft sein, in tektonisch so stark gestörten Gebieten, wie es meist die Bereiche der Schi-Ho-Schichten sind, Faziesübergänge, seitliches „Verzahnen" mit Sicherheit festzustellen. Für Klärung mancher Fragen ist es auch für den erfahrenen Tektoniker geradezu Aufgabe, Ausschnitte relativ ruhiger Lagerungsverhältnisse gleichsam als „Leitfossil" herauszufinden und nur Beobachtungen an solchen für weittragende Schlüsse zu verwenden.

Noch halte ich es auch für verfrüht, für die Verhältnisse der Balkanhalbinsel den von H. STILLE geschaffenen wertvollen Begriff des „initialen Magmatismus" bereits zeitlich und alle Ophiolithe einbegreifend an die triadische Spanne der alpin-dinarischen Geosynklinalbildung zu heften. Noch darf dort der Begriff nicht Axiom für den Feldgeologen sein, das er von zuhause mitnimmt und das ihn verleitet, gleich jedes basische Gestein als „initialen Magmatit des Mesozoikums" anzusprechen, sondern aus dem Felde müssen noch immer weitere Beobachtungen herangebracht werden, die erweisen sollen: in welchem Maße handelt es sich um initialen Magmatismus im Sinne H. STILLEs, ist dieser Magmatismus in der Zeit noch variszisch-endvariszisch, wofür eine Reihe eigener Beobachtungen sprechen würden — nur wäre es dann vorinitialer Magmatismus — oder ausschließlich der alpin-dinarischen Geosynklinalbildung zuzuweisen? So sehr ich beispielsweise die Bereicherung schätze, die A. PILGER in seiner prägnanten Darstellung des „innerdinarischen Troges" für die fortschreitende Erkenntnis dieser Bereiche brachte, so verfrüht erschien es mir, daraus etwa schon „Schule" zu machen. Auch diese Synthese ist vorläufig nur als Versuch zu werten, der seine Probe auf Richtigkeit noch auf breiter Front erst zu bestehen haben wird.

Die Feldbeobachtungen lassen die Annahme zu, daß der Orogenesekeim der alpin-dinarischen Geosynklinale bereits zu endvariszischer Zeit geprägt war und sich durch ultrabasische Magmenbewegung der Tiefe (Vorläufer davon schon seit dem frühen Paläozoikum) verbunden mit Hochstieg als Peridotitintrusionen manifestierte. Teils unter stratigraphisch-faziellem Übergang, teils unter Zwischenschaltung einer Abtragsperiode, haben sich die frühdinarischen Sedimente, darunter auch die Schi-Ho-Formation den paläozoischen Ablagerungen aufgelegt. Mit verstärktem Einsetzen der dinarischen Geosynklinalbildung steigert sich der Diabasvulkanismus und vermag mit submarinen Ergüssen die Bedingungen des Meeresabsatzes in Richtung auf Bildung von Radiolarienhornstein umzusteuern (siehe auch S. 440). Die diabasischen Eruptionen, mit Paroxysmus in der Permgrenze zu Untertrias, halten abgeschwächt durch das ganze Mesozoikum noch an, sind in Kleinasien noch bis in Flyschbildungen des frühen Jungtertiärs fallweise bemerkbar, um aber dann endgültig einer anderen Magmenentfaltung Platz zu machen — der Diabas ist der eigentliche „Initialmagmatit" der dinarischen Senke!

Nachtrag: E. WENK [818a] hat 1949 das Bildungsproblem der Radiolarienhornsteine in Gesellschaft der Grüngesteine erneut erörtert. Unter Hinweis, daß für den nicht zufälligen Zusammenhang schon frühzeitig, lange vor STEINMANN (1905), die italienischen Forscher PANTANELLI (1883) und LOTTI (1886) eingetreten sind, wird die Eignung der

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

spilitischen (alkali-betonten) submarin ergossenen Diabase vornehmlich in Form der „Kissenlava" (pillow lava), und der marin eingestreuten zugehörigen Tuffe zu verstärkter Kieselsäureproduktion im Meerwasser hervorgehoben: seitens der pillow lava u. a. Abgabe von insbesondere CO_2, die lösend auf alle Kalkorganismen wirkt und so mittelbar die SiO_2-Organismen begünstigt, seitens der Tuffe rasche Umsetzbarkeit der Tuffsilikate unter SiO_2-Abgabe (siehe auch S. 440). Allerjüngst H. P. CORNELIUS: Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. — Posthum in G. Rdsch. 39. 1. 1951.

Serpentin in Verband mit Altkristallin.

Die geologische Übersichtskarte, welche dieser Arbeit beiliegt (Tafel VIII), läßt die ungefähre Verbreitung der Serpentin- und Chromerzvorkommen der Balkanhalbinsel in Verband mit Altkristallin erkennen. Es zeigt sich, daß durchaus keine strenge Scheidung besteht zwischen Zonen der Serpentinführung in mäßig kristallinen, paläozoischen Serien und solchen des Alt- oder Hochkristallins, doch tritt der Umfang der Serpentinverbreitung, am heutigen Erosionsrelief gemessen, im Hochkristallin zurück.

Die geologische Übersichtskarte der Serpentinvorkommen der Balkanhalbinsel 1 : 2,500.000 entspringt in ihrer ersten Fassung der Arbeit G. HIESSLEITNER und E. CLAR [269], wo die Ergebnisse einer gemeinsamen Griechenlandreise niedergelegt sind *); die Ausführung der Karte wurde im Laufe der Entwicklung der hier vorliegenden Arbeit weiter voran gebracht und auf den jetzigen, auch durchaus noch vorläufigen Stand gebracht. Der Mangel einer neueren geologischen Übersichtskarte der Balkanhalbinsel, an die schon präzisere Anforderungen gestellt werden können, erschwert die Darstellung besonderer, für die Serpentine ja schon ins einzelne gehender Beziehungen. Die Übersichtskarte von Jugoslavien 1 : 2,000.000 durch A. K. PETKOVIČ (128*a*] verfaßt, so begrüßenswert und hilfreich an sich, ist doch erst ein Zwischenstadium zu weiterer Vollendung; nicht anders steht es mit der Übersichtskarte von Bulgarien 1 : 800.000 durch BONCHEFF [201*b*]. (Auch die Kartenbeilagen zur „Geologie von Bulgarien" 1946 von COHEN, DIMITROFF, KAMENEFF [202*a*] bringen für die Serpentingeologie wenig mehr an Einzelheiten). — Die geologische Karte von Albanien von E. NOWACK und F. NOPCSA [243] hat, durch den Maßstab der Kartengrundlage begünstigt (1 : 200.000), den Serpentinfragen schon mit viel mehr Details Rechnung getragen. Am vorgeschrittensten für die vorliegenden Bedürfnisse erschien die geologische Detailaufnahme der Südkarpathen in Rumänien (STRECKEISEN [197], CORDARCEA [176] u. a.). Für die Serpentingebiete Griechenlands standen als Detailkarte nur die beiden ausgezeichneten Blätter Griechisch-Nordmazedoniens (1 : 200.000) durch K. OSSWALD [292] zur Verfügung. Vieles von den Arbeiten C. RENZ war mir leider nicht zur Hand, doch konnte die tektonische Übersichtskarte Griechenlands aus seiner letzten Arbeit [306] benützt werden.

Die Ausmaße eigener Kartierungsarbeit erstrecken sich gewöhnlich nur auf beschränkte Ausschnitte im Umkreis der Serpentinmassive; z. T. sind solche Kartenausschnitte als Textfiguren den Einzelbeschreibungen beigegeben; nur für die Serpentinräume um Skoplje und der Chalkidike greifen die Kartierungen weiter aus.

Die Unterschiedlichkeit der topographischen Unterlagen in den einzelnen Balkanländern, nach Maßstab und Güte betrachtet, sind freilich noch auf längere Zeit hinaus Hemmnis für den Zusammenbau einer guten geologischen Übersichtskarte.

Wird fürs erste davon abgesehen, daß die Grenzregion der basischen Massive (nur bei kleineren Massiven mitunter größere Anteile des Eruptivkörpers selbst) von einer etwas höheren Metamorphose betroffen wurden — aber auch dies durchaus nicht immer zutreffend — so zeigen sich im

*) Infolge Verspätung in der Herausgabe der Arbeit [269] wurde dort von Beigabe der ersten Fassung dieser Karte abgesehen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

allgemeinen weder in der Petrographie noch im inneren Zonenbau dieser Peridotitvorkommen oder in der Geologie der Chromerzlagerstätten grundsätzliche Unterschiede zwischen Serpentinmassiven in Kristallinverband und solchen in Verband mit paläozoischen Serien. Die späteren Abschnitte dieser Arbeit legen dies noch im einzelnen dar.

Über die Gleichheit in der geologischen Erscheinungsweise hinaus ist noch von besonderer Bedeutung die Feststellung, daß ein- und dieselbe Reihe von Serpentinvorkommen aus paläozoischem Verband übersetzen kann in Kristallinverband. Ein solcher Serpentinzug, sei er auch primär, tektonisch, durch Erosion oder durch jüngere Überdeckung vielfach unterbrochen, liegt in dem Lojane-Chalkidike-ast der Vardarzone vor. Während bei Lojane noch Verband mit Gesteinen der Kačanik-Velesserie

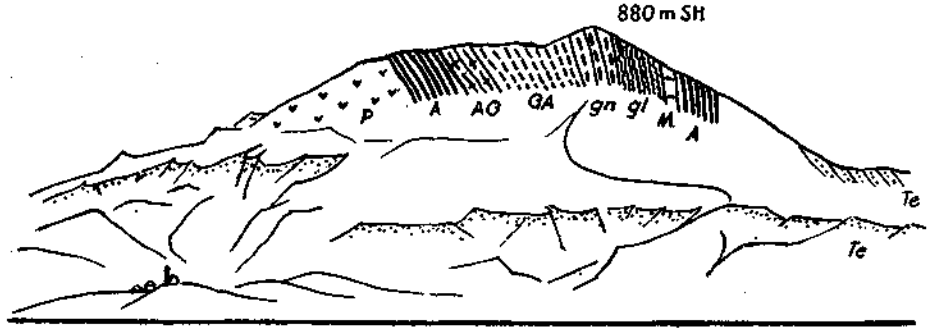


Abb. 113. Der Berg Bogoslovac am Ovcepolje, Ost-Veles, Mazedonien. Geologische Ansicht in Blickrichtung SO.

P = Peridotitserpentin, *A* = Amphibolit, *AG* = aplitischer Amphibolit, *GA* = Gabbro und Gabbroamphibolit, *gn* = aplitische Gneise, *gl* = dunkle Glimmerschiefer, *M* = Marmor, Te = Oligozän, steil gestellt.

nachweisbar ist, findet sich in der südlichen Fortsetzung bei Bogoslovac wenigstens einseitig Anlehnung unmittelbar an Hochkristallin der Rhodope; noch weiter südlich, in der stark gestörten Region von Valandovo ist, zwar in engster Nachbarschaft zu Kristallin, Verband mit der paläozoischen Strumica-(= Veles-)Serie vorhanden; wird das Serpentinstreichen weiter nach Süden verfolgt, spielt es in die Serpentinregion von Saloniki und der Chalkidike ein, wo die basische Serie an Kristallin angeschlossen und mit diesem z. T. kristallin verschweißt ist.

Auch in der nördlichen Fortsetzung des Lojane-Chalkidike-astes, an die Ostseite der Ibar-Peridotitmasse hinzielend, sehen wir die scharf an die Altkristallingrenze sich haltende Vorkommenreihe von Serpentinen mehrfach ins Kristallin hineinwechseln. Östlich Kossovska Mitrovitza sind solche Vorkommen dem Kristallin des Kopaonik unmittelbar anlagernd, zwischen Raška und Prokuplje auch ins Kristallin hineinragend, wie es die Karte von K. PETKOVIČ darstellt. Bei Gokčanica am östlichen Ibarufer bei Usce wird am Rande des Kopaonik-Kristallin eine Scholle Hochkristallin allseitig von Serpentin umschlossen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

In der Zlatiborumrahmung Westserbiens haben AMPFERER und HAMMER [25] mehrfach Glimmerschiefer und Geröllgneise, mit Phylliten der paläozoischen Hüllgesteine des Peridotits zusammen, hart am Serpentinkontakt angetroffen.

Für die Raduscha-Jezerina-Serpentine des Vardar—Lepenactales in Mazedonien ist zwar vorwiegend Primärverband mit den paläozoischen Gesteinen der Velesserie festzustellen, doch wurde bereits in den Einzelschilderungen, für Jezerina schon in meiner mit geologischer Karte versehenen Arbeit aus dem Jahre 1934 [66], auf teilweise Beziehung auch zu Kristallinverband aufmerksam gemacht:

Die Peridotitschollen der Gruppe Jezerina-Ostrovitza im oberen Lepenactale sind an ihrer Berührung zu einer paläozoischen Kalk- und Schieferserie von einem schmalen, oft nur wenige Meter starken Streifen eines hochkristallinen, hellen Schiefergneises begleitet (u. a. Abb. 16). Diese schmalen Gneisschuppen, mit dem Grenzamphibolit des Peridotitstockes eng verbunden — obwohl von ihm auch öfters durch tektonische Bewegungen abgequetscht — folgen mit erstaunlicher Regelmäßigkeit den sich um die Serpentinschollen windenden Amphibolitgürteln. Diese Gneisschuppen sind tektonisch eingeklemmt, dies verraten die lebhaften Bewegungsspuren an der Peridotitbasis, aber sie zeigen nicht nur einen Überschiebungsvorgang an, der eine Verfrachtung des Peridotits von dem nahe benachbarten, kaum 2 *km* Luftlinie entfernten Kristallinmassiv bewirkt hat, sondern beweisen auch, daß zumindest einseitig Primärverband des Peridotites zu Kristallin geherrscht haben muß. Vermutlich sind diese Peridotitmassen an der Grenze Kristallin zu Paläozoikum hochgekommen.

Dieselbe Erscheinung, wenn auch nicht so scharf ausgeprägt, sehen wir im Raduschamassiv wieder, auch dort fand eine Abschiebung des Peridotits vom Kristallin weg statt, die allerdings nur an einer Stelle, in örtlich beschränktem Ausmaß, einen Kristallinspan mitzog.

Hiezu vergleichsweise interessant die Wiederkehr ähnlicher Lagerungsverhältnisse, Kristallinkeile als tektonische Zwischenschaltung innerhalb des Serpentinkomplexes vom Ochsner, Zillertal (H. J. KOARK [420 a]).

Durchschreiten wir mit dem Streichen des Raduscha-Serpentinzuges das Becken von Skoplje und kommen bei Veles an die O-Seite des pelagonischen Massivs, so bleiben wir von nun ab mit diesen Serpentinzügen dem Kristallin noch näher gerückt. Von Prilep hat L. MARIČ [106] die Lage der Serpentine an der Grenze Hochkristallin der Babuna zu Paläozoikum geschildert.

Weiter nach S sehen wir eine ähnliche Position gültig für die Serpentinzüge Rozden-Alchar; sie stehen mit kristallinen Kalken und Kalkglimmerschiefern, aber auch mit Brecciengneisen in unmittelbarer Berührung. Diese eigenartigen Brecciengneise bilden einen lang streichenden Gesteinszug, der den gleichfalls in dinarischer Richtung langgestreckten und schmalen Serpentinstreifen an seiner O-Seite, an anderer Stelle an seiner W-Seite, umgibt.

Wie die Aufnahmsergebnisse von K. OSSWALD bekanntgeben, sind Brecciengneise auch in Griechisch-Nordmazedonien westlich Saloniki in ähnlichen Gesteinsserien anzutreffen; vermutlich handelt es sich um die Fortsetzung der Brecciengneiszüge von Alchar, in diesem Falle wären sie auch unter den Begleitgesteinen der Chromerz-führenden Peridotitvorkommen Polycarpi, Edessa und Naussa oder in deren Nähe zu erwarten.

Über die Serpentine am O-Rand des Olympgebietes fehlt mir die eigene Einsicht; sie erscheinen nach vorhandenen Aufnahmen unmittelbar am Kristallinrand gelegen, wenn nicht schon in Kristallin steckend.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Auf Euböa hat zwar DEPRAT Durchbrüche der Serpentine durch Kreide wahrzunehmen geglaubt; ich konnte mich von dem sehr wahrscheinlichen Primärverband dieser Serpentine, von Grünschiefern begleitet, mit Glimmerschiefer des Altkristallin am NO-Fuße des Mt. Candilie bei Trupi überzeugen. Was ich an Grenzzonen zu Kreide sah, waren nirgends Durchbruchskontakte [66].

Von der Insel Tinos, dem kristallinen Massiv der Cycladeninseln angehörig, meldet ein älterer Bericht [261] Chromerzvorkommen, hier ist Serpentinverband mit Kristallin zu vermuten. Dieses Vorkommen, wie auch das Euböas und weiter im S (PHILLIPSON [296]) der Serpentin im Glimmerschiefer der Cycladeninsel Anaphi Ost Santorin liegen im Bereich des Kristallinmassivs der Cycladeninseln, südöstlicher, außerhalb des pelagonischen Massivs.

Auf Kreta, auch auf Rhodos und Cypern ist der Primärverband der dort auftretenden Serpentine noch nicht geklärt. Im Flysch von Kreta werden paläozoische Anteile vermutet (v. CREUTZBURG [262]), daneben tritt auch Kristallin an den Serpentin heran; ähnlich ist die Lage der Serpentine auf Rhodos. Der Serpentin des Troodosgebirges auf Cypern ist nach v. SEIDLITZ [796] in Begleitung von Kristallinschollen; auch gesichertes Devon neben fraglichem Silur ist von Cypern bekannt.

An den Serpentinmassiven am W-Rand des pelagonischen Massivs insonderheit für die langhinstreichenden geschlossenen albanischen Serpentinmassen ist Primärverband infolge ausgeprägten tektonischen Zuschnitts der Ränder, auch oft infolge junger Überdeckungen selten gesichert festzustellen. Für die NO-Ecke der albanischen Serpentine erweist sich paläozoischer Primärverband als wahrscheinlich. Im Mittelabschnitt bei Debra ist mir der O-Kontakt aus eigener Anschauung nicht bekannt geworden; NOWACKS Karte [243] verzeichnet hier Abstoßen des Serpentins an triadischen Schichten, doch wohl kaum primär.

Bedeutsam in Richtung auf fallweise ursprüngliche Verbandsbeziehungen der Serpentine zu Kristallin erscheint mir das Vorhandensein wenn auch eng begrenzter Kristallinschollen am O-Rand des albanischen Serpentinzuges (siehe Teil 1, S. 176 und E. NOWACK [243], S. ZUBER [252 a]).

Bei Pogradec am Ochridsee bestehen für die Serpentine tektonische Überlagerungs- oder Erosionsgrenzen. Von Interesse erscheint die Feststellung durch PROF. F. RINNE 1917 (zit. in KOSSMAT [10]), daß benachbart im Kristallin des Peristerigebirges zwischen Bitolj (Monastir) und Prespasee ophiolithische Gesteine, Olivingabbro, Amphibolit und Diabas mitten in hochkristallinen Schiefern erscheinen.

Wenden wir uns in der Übersicht der an Kristallin gebundenen balkanischen Serpentinvorkommen dem Rhodopemassiv zu, so begegnen wir im mittleren westlichen Abschnitt des Rhodope-Kristallins einer verhältnismäßig geringen Zahl kleiner und kleinster Serpentinvorkommen, bisher ohne nennenswerte Chromerzführung erkannt.

Von diesen Vorkommen seien kurz erwähnt: Ein vereinzelter Stock von Harzburgit im marmorarmen Kristallin des Rilagebirges Süd Sofia, von G. BONCHEFF [200] beschrieben. Der Harzburgit tritt bei der Kote 1206 nördlich des Rilaklosters zutage, aus ihm werden akzessorischer Chromit, Magnetit und Ilmenit angezeigt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Im Übergang von Gorne Djumaja (Strumicatal, Bulgarien) nach Kočane in Mazedonien habe ich unmittelbar vor der Paßhöhe des bulgarisch-mazedonischen Grenzgebirges noch auf bulgarischer Seite einen gabbroiden Gesteinszug im Kristallinverband gequert. Werfener Schiefer stehen nachbarlich in breiter Ausdehnung an, ohne Einschaltung basischer Gesteine, ebenso fehlen Diabas-Hornsteinschichten.

Im südlichen Verfolg des gleichen Grenzkammes stellen sich einige Serpentinvorkommen ein, von H. NICKOLOW [213] petrographisch, unter Mitteilung einer größeren Zahl von Serpentinvollanalysen, geschildert: es sind z. T. stark umgewandelte Serpentine, z. T. aber noch massige, unzersetzte; u. a. wird in der Vlašina planina bei Babin do ein Serpentingang in Biotitgneis beobachtet. Es handelt sich um Pyroxen führende Peridotitgesteine, harzburgitisch mit Enstatit, Bronzit, Amphibol und grünem Granat sowie Fensterserpentin; nur in einem Falle Chromit führend.

Aus dem hochmetamorphen Schiefermantel des Kerngranits im Piringebirge Westbulgariens werden Serpentinzüge von Str. Dimitrow [203] angegeben; sie sind z. T. in NS-Richtung gereiht, von kristallinen Kalken und Silikatgesteinen begleitet.

In der SW-Ecke des Rhodope-Kristallins, in jenem Abschnitt, der auch die O-Hälfte der Chalkidike einbegreift, wachsen einzelne Serpentinvorkommen in Kristallinverband zu bedeutenderer Ausdehnung an und sind fallweise durch beachtliche Chromerzführung ausgezeichnet. Das bisher wichtigste Chromerzrevier, jenes von Gomati in der O-Chalkidike gehört hieher und fand unter den Einzeldarstellungen eingehende Schilderung.

Aus der nördlich Gomati gelegenen, in Kristallinverband stehenden Serpentinmasse von Nigrita sind gleichfalls Chromitvorkommen bekannt (OSSWALD).

Das Kristallin der Ostrhodope im Raume zwischen Ardalauf und dem Unterlauf des Maritzaflusses ist mit einer Gruppe ziemlich dicht gereihter, größerer und mehr minder chromreicher Serpentinvorkommen versehen. Paragneisserien, metamorphe Schiefer und Kalke waren hier, wohl wiederholt, einem wildbewegten Falten- und Schuppenbau ausgesetzt und bilden ein außerordentlich stark gestörtes Gebirge, in das saure Plutone und deren Ganggefolgschaften, z. T. noch mitbewegt, später jüngere kretazischtertiäre saure und basische Ergußgesteine eindrangen. Verraten auch die eingeschalteten Serpentinzüge, bewegt und in Großschollen aufgelöst, im einzelnen oft ein eigenwilliges axiales Verhalten, so findet sich in der Reihung zu einer Gruppe, die sich über 150 *km* Weite erstreckt, eine Richtung NW—SO bis WNW—OSO angedeutet.

Am Maritzalauf erreicht der Serpentinzug den Bruchrand zum Tertiär der Umrandung des Marmarameeres; unter dem Meere ist die Verbindung zu den kleinasiatischen Serpentinzügen im S des bithynischen Olymps anzunehmen.

Die Serpentinzüge der Ostrhodope, in die Tektonik und z. T. und in letzter Phase auch in die Metamorphose der Hüllgesteine einbezogen, stellten ursprünglich zweifellos viel zusammenhängendere Massen dar, die heute durch Tektonik und Abtrag in eine Vielzahl von größeren und kleineren Schollen aufgelöst sind.

Im W-Abschnitt, im Bereich von Momčilgrad und Kirkowo grenzen diese Serpentine teilweise auch an mäßiger kristalline Schiefer, hingegen herrscht im O-Abschnitt bei Soufflion offensichtlich Primärverband mit hochkristallinen Paragneisen, unter beidseitiger Ausbildung eines Amphibolitmantels.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Wir sehen also auch für die Serpentine der Ostrhodope, ähnlich wie für den Lojane-Chalkidike-ast der Vardarzone gezeigt wurde, ein Übersetzen eines und desselben Serpentinzuges aus minderkristallinem in höherkristallinen Verband — als Bauspur eines Emporquellens des Peridotits an einer weithinziehenden und quergreifenden Eruptivspalte zu deuten.

Im N-Rahmen der Rhodope, bei Ferdinandowo (= Asenowgrad, wahrscheinlich an der Grenze zu Hochkristallin, siehe 1. Teil S. 124) südlich Plovdiv ist ein Chromeisenvorkommen vorhanden, das vom bulgarischen Staat beschürft wird; durch eigenen Augenschein mir nicht bekannt, ist jedoch aus der BONCHEFFschen geologischen Übersichtskarte zweifellos Verband zu Hochkristallin anzunehmen.

Schon jenseits des Maritzaflusses, in den zur Fastebene erniedrigten Außenketten der Rhodope, konnte ich bei Gelegenheit des Studiums der Magnetitlagerstätte Blagowest bei Krumowo, S Jambol den Verband des gabbroiden Muttergesteins dieser Lagerstätte im Eisensteintagbau beobachten: der Gabbro durchsetzt kristalline Kalke und hat an seiner Grenze die Magnetitlagerstätte entwickelt; die jüngeren Porphyritgangdurchbrüche, die Magnetitmasse nach allen Richtungen durchsägend und sie z. T. zu einer Lagerstättenruine herabdrückend, haben genetisch nichts mit der Lagerstätte und deren basischem Muttergestein zu schaffen.

Von den Serpentinen der Ägäisinseln, die zum Abschnitt des Rhodopekristallins zu rechnen wären, ist für den Serpentin auf Mytilene durch DE LAUNAY [285] archäisches Alter desselben aus seinem Verbandsverhältnis mit Phylliten und marmorisierten Kalken abgeleitet worden. Die Gesteinsserie unterscheidet sich aber wenig von den höher metamorphen altpaläozoischen oder algonkischen Gesteinsverbänden der Balkanhalbinsel. Chromerz ist in kleinen Linsen auch auf Mytilene zugegen, die Metamorphose der Serpentine ist im übrigen in den Randzonen nicht bedeutender als sonst an Serpentinen mit paläozoischen Hüllgesteinen angetroffen wird. — Auf der Insel Anaphi Ost Santorin erscheint nach PHILLIPSON Serpentin inmitten kristalliner Schiefer.

Aus den kristallinen Kernen des Balkangebirges in Nordbulgarien sind wenige Serpentinvorkommen, keine Chromvorkommen, bekannt geworden. Über Serpentin bei Karlowo bringt N. NICKOLOFF [211] eine vorläufige Notiz.

Erst auf dem Boden von Ostserbien gewinnen basische Gesteinszüge in diesen Kristallinstreifen, hier der getischen Decke der Südkarpathen zugeordnet, mehr Raum.

In der Stara planina Ost Pirot, dem bulgarisch-serbischen Grenzgebirge, brechen Gabbros, von Amphibolit begleitet, in kristallinen Schiefern hoch. Rotsandsteine, sicheres Perm und nicht Untertrias seiend, liegen konkordant über dem Oberkarbon und enthalten nach M. PROTIĆ [141] an der Basis Körnchen von Quarzporphyr, kristalline Schiefer und Gabbros, seltener solche von Kalksteinen.

Der Timokserpentin hat nach PETKOVIĆ [128] Kristallinverband.

Als gewaltiges Massiv ragt der Gabbrostock des Deli Jovan, mit randlicher Serpentinzone, über seine kristalline Umgebung heraus; von den Dörfern Sikole und Vrcina, in seinem Bereich gelegen, gibt M. LAZAREVIĆ [89] Chromerzvorkommen an.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

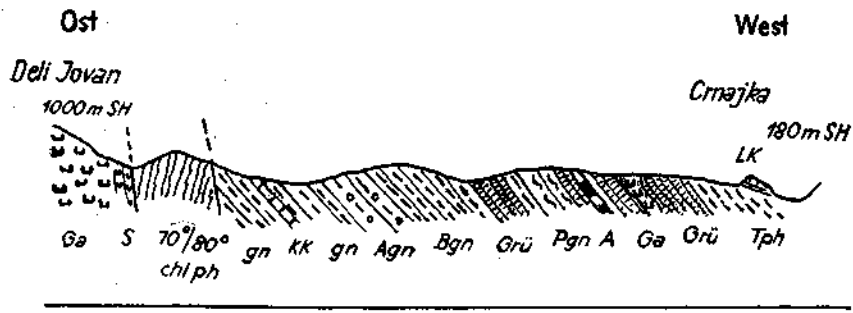


Abb. 114. Westhang des Deli Jovan, Ostserbien.
Ga = Gabbro des Deli Jovan, *S* = serpent. Randzone; *chlph* = Chloritphyllit; *gn* = Gneise, Schiefergneise; *KK* = krist. Kalke; *Agn* = Augengneis, *Bgn* = biotitreiche Schiefergneise, *Pgn* = Porphyrgneise; *Grü* = Grünschiefer, Diabase; *Tph* = phyll. Tonschiefer, z. T. graphitisch; *A* = Amphibolit, *LK* = Liaskalk.

An das Gebiet des Deli Jovan bin ich nur an den W-Rand des großen Gabbrostockes herangekommen, gelegentlich einer geologischen Kartierungsarbeit im Umkreis der Fe-Cu-Lagerstätte Crnajka östlich Rudna glava. Zwischen dem sicheren Paläozoikum mit schwärzlichen, z. T. graphitischen Tonschiefern, reichlich eingeschalteten Grünschiefern im Crnajkatal und den Chloritphylliten, mit denen die schiefrig-serpentinische Grenzzone des Gabbrostockes nach außen abschließt, schiebt sich eine Serie hochkristalliner, biotitreicher Schiefergneise, auch Lagen von geschieferten Orthogneisen, metamorphen Diabasen, Amphiboliten und geringmächtigen kristallinen Kalken enthaltend.

Auch für die basische Masse des Deli Jovan bestehen mithin kristalline oder zumindest einseitig an Hochkristallin angelehnte Verbandsverhältnisse. Zu Jura, der im Crnajkatal, nicht-metamorph, transgredierend über die älteren Serien, mit fossilführenden Kalken entwickelt ist, sind weder zeitliche noch tektonische Beziehungen vorhanden!

Die kristallinen Hüllgesteine des Deli Jovan-Gabbro setzen nach N über die Donau und bergen hier als bewegtes Kristallin der getischen Decke der Südkarpathen eine Reihe von Serpentinvorkommen, ohne Chromitlagerstätten.

Die Serpentine des Banater Gebirgszuges stecken in der Hauptsache in Gneisen oder nahe der Gneisgrenze zu überlagerndem Karbon (KUDERNATSCH [183]).

Für die Chromerz führende Serpentinmasse nördlich der Donau bei Oršova ist Verband mit autochthonem Kristallin nachgewiesen (STRECKEISEN, CODARCEA u. a. [197] [176]). Allerdings rückt hier auch eine stratigraphisch noch nicht näher geklärte Phyllitzone nahe, teils unmittelbar an die Serpentine heran.

Für die Serpentine der östlichen Südkarpathen im Bergland der Muntii Lotrului ist nach GHIKA-BUDESTI [179] Kristallinverband maßgeblich.

Damit soll der zusammenfassende Überblick über die Serpentinvorkommen in Kristallinverband auf dem Boden der Balkanhalbinsel und eines Teiles der Ägäischen Inseln abgeschlossen werden.

Nach Kleinasien gewendet, verfüge ich dort freilich nur aus zwar wichtigen, doch verhältnismäßig kleinen Ausschnitten über eigene Beobachtung:

Für das Serpentin-Chrom-Revier von Marmaris an der anatolischen S-Küste war, wenigstens einseitig, primärer Kontakt zu einer Serie höher

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

kristalliner Schiefer festzustellen. In östlicher Fortsetzung, in das chromreiche Revier vom Fethiye (früher Makri) übergehend, ist dort die Lage derselben Serpentine unter Mesozoikum der Taurus-Vorketten erkennbar, soweit nicht Schuppenstruktur, beidseitig mesozoische Gesteine an die Serpentine heran- und in diese hineingebracht hat.

Im großen Sprung von hier nach NO zu den Chromitserpentinen von Guleman im armenischen Taurus, zeigt sich dort, wie schon erwähnt, Verband des Serpentins mit Schiefern und kristallinen Kalken von paläozoischem Habitus; intensivste Schuppenstruktur vermochte die ursprünglichen Verbandsgefährten nicht überall von Serpentin zu trennen.

Einzelnen Serpentin- und Chromerzvorkommen der kristallinen Kernzonen Kleinasiens stand ich zwar vor vielen Jahren, noch ungereift an Erfahrung, gegenüber, aus eigener Anschauung möchte ich darum nicht berichten.

P. de WIJKERSLOOTH [361] hat jüngst eine auch kartenmäßige Übersicht über die Verteilung der Chromerzlagerstätten in den verschiedenen geologischen Zonen Kleinasiens gebracht, auch den Balkan hiebei einbezogen; er nimmt eine strenge Scheidung vor zwischen den Ophiolithen der zentralen variszischen Zone Kleinasiens und den nördlich und südlich daran anschließenden Serpentin-Chromerzprovinzen im alpidischen Bau und von alpidischem Alter. Auf diese Arbeit wird auch in den folgenden Abschnitten noch mehrfach Bezug genommen. — Ich selbst kann mich zu dieser scharfen Trennung der Serpentine nach Alter und Tektonik nicht bekennen.

Im mittleren zentralen Teil Kleinasiens findet sich nach WIJKERSLOOTH eine Häufung von Serpentin-Chromvorkommen in den Umrahmungen der alten Kernmassen vor, vor allem an den Außenseiten der lydisch-karischen Masse östlich von Smyrna: Im N dieser Kristallinmasse sind es die Serpentingebiete und Chromvorkommen von Brussa-Kutahya-Daghardi- (siehe A. KOVENKO [326 c]) — Eskischehir, im Süd die Reviere um Denizli, an der O-Seite der Kernmasse, weniger dicht gesät, die Vorkommen im Umkreis von Konya.

Aussagen über den Primärverband dieser Reviere im einzelnen liegen wenig vor, das Studium in dieser Richtung scheint bisher wenig Anregung empfangen zu haben, das Herauslösen aus den tektonischen Phänomenen kaum versucht worden zu sein.

Wahrscheinlich sind neben Kristallinverband, bzw. Altkristallinverband auch eine beträchtliche Anzahl von Serpentinvorkommen mit paläozoischen Gesteinsfolgen verknüpft. Beispielsweise ist dies für das altberühmte Daghardirevier zu vermuten, wo kristalline Kalke und Tonschiefer an die Serpentine grenzen.

WIJKERSLOOTH sieht in allen Vorkommnissen der Zentralzone ein Hochdringen der Ophiolithe in variszischer Zeit. Nachdem aber auch Teile beispielsweise der lydisch-karischen Masse noch von alpiner Orogenese erfaßt wurden, scheitert wohl eine scharfe Trennung der Serpentine nach alten und jungen Gebirgszonen, wie ja auch am Balkan kein grundsätzlicher Unterschied besteht zwischen Serpentinen in paläozoischen und altkristallinen Hüllgesteinen.

Die petrographische Serienkenntnis des Hüllkristallins um Peridotitserpentin auf der Balkanhalbinsel und in Kleinasien ist — mit einzelnen Ausnahmen — noch wenig weit vorgeschritten. Gliederung und Vergleiche sind nicht allzu viele durchgeführt. Hier liegt ein weites Arbeitsfeld der Zukunft.

In allen bekannten Fällen stehen die Ergebnisse der Hauptkristallisationsphase des Hüllkristallins zeitlich und mineralogisch ab von der geringer metamorphen Beschaffenheit der Peridotitgesteine. Daran ändert auch nichts, daß in einzelnen Fällen Kristallin und Peridotit noch durch eine letzte Phase „angleichender Metamorphose" miteinander verbunden sein können. Die Hauptkristallisation des Kristallins ist alten Datums, sie steht in scharfem Gegensatz zum durchschnittlich recht mäßigen Meta-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

morphosegrad des Paläozoikums der Balkanhalbinsel, ist nicht nur vorpermisch, sondern sicherlich vorpaläozoisch.

Vielfach sind es wechselvolle „Paragneisserien" mit Muskowitreichen Gneisen, Glimmerschiefern, Quarziten in Vormacht, einzelne phyllitische Komplexe, auch metamorphe Grüngesteine und Marmore reihen sich ein.

Amphibolite erscheinen als Grenzamphibolit der Peridotitserpentine, aber auch in selbständigen Lagen; auf ihre petrographische Deutung soll im Abschnitt II und VI noch eingegangen werden.

Die enge Nachbarschaft der Peridotitserpentine von Alchar-Rozden in Mazedonien zu einem Zug von Brecciengneis bleibt vorläufig auf diese Vorkommen beschränkt, genetische Beziehungen zur Peridotitintrusion können noch nicht erfaßt werden.

Auch für das helsinkitische Gestein, welches sich bei Fetiler in Ostbulgarien als eine Art Randzone zu Chromerz führendem Serpentin zwischen diesem und die kristallinen Schiefer einzwängt, sind unmittelbare genetische Beziehungen zum basischen Gestein nicht zu ersehen. Immerhin ist bemerkenswert, daß in der Nordrhodope nach A. PURKERT [218] mehrfach Helsinkiten und Helsinkitmyloniten begegnet wird. Auch Kristallingebiete mit Serpentinvorkommen in Kleinasien weisen helsinkitische Felstypen auf; F. ANGEL [314] sieht in diesen Helsinkiten eine Sonderentwicklung von Syeniten der zweiten Tiefenzone am Wege zur ersten Tiefenzone. K. METZ [336] nennt Helsinkit aus der Gruppe der Verbandsgesteine des Serpentins im Kilikischen Taurus Kleinasiens.

H. P. CORNELIUS [398] verzeichnet in der steirischen Grauwackenzone helsinkitische Gesteine in Verbindung mit Hornblendegabbro.

Anders steht es mit den Glaukophangesteinen in Kristallin- oder Halbkristallin-Serien der Nachbarschaft zu Peridotitserpentin. Solche Gesteine sind die ganze Balkanhalbinsel hindurch bekannt geworden, von der Fruška gora im N Belgrads angefangen, wo Serpentin mit Kristallin und Karbon in Berührung steht, im Bereiche der Raduschaserpentine Mazedoniens, auf griechischem Festlande wie auf den Inseln der Ägäis als auch in Kleinasien; fast überall ist Serpentinnähe bezeichnend. Die genetische Frage dieser Gesteine, für welche ein Verdacht aufkommt, sie seien Metamorphoseprodukte unter Na-Zufuhr in etwaiger Abhängigkeit zu peridotitischen Intrusionen, wird in einem der nächsten Abschnitte gestreift.

Über die stratigraphische Niveaustellung der Peridotitserpentine im Kristallinverband ist für eine Reihe von Vorkommen gleiches auszusagen: die Serpentine erscheinen häufig nahe an der Grenze des Höher-Kristallins, Altkristallins, zu Minder-Kristallin von paläozoischen oder vorpaläozoischen Gesteinsfolgen. Mit dieser Stellung spiegelt sich wahrscheinlich eine tieferliegende gemeinsame Ursache ab, als es etwa Tektonik allein bewerkstelligen konnte, sie wird in Intrusionsmechanik, Magmenbeweglichkeit, tektonische Vorbedingtheiten, auch in der Altersbeziehung zu suchen sein. Für den Raduscha-Jezerina-Bezirk ist diese Lage der Serpentine zutreffend. Auch die O-Seite des pelagonischen Massivs weist sie aus, worauf L. MARIČ [106] aufmerksam gemacht hat, Alchar-Rozden nicht minder. Und es ist bemerkenswert, daß auch die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ostalpinen Serpentinvorkommen in ähnlicher Position erscheinen: Gleinalm, Kraubath, Oppenberg, Schladming, die Tauernserpentine; vom Serpentin und Amphibolit des Rhätikon hat F. ANGEL [380] die Lage zum Rande des Hochkristallins hervorgehoben.

II. Bemerkungen zu Petrographie und Magmenkunde der basischen Chromerz-führenden Gesteinsgruppen.

Aus einer größeren Zahl von Einzelbeobachtungen, feldgeologisch und unter dem Mikroskop, an balkanischen und teilweise auch kleinasiatischen Serpentinen und deren Begleitgesteinen angestellt, seien einige allgemeine, kennzeichnende petrographische Merkmale und Schlüsse herausgehoben. Weit entfernt, damit eine erschöpfende Sammelpetrographie der basischen Gesteine dieser Gebiete geben zu können, soll doch hiezu wenigstens ein Baustein geliefert werden, bei dessen Zuschnitt und Bearbeitung ich hauptsächlich an den ausgezeichneten Petrographien in deutscher Sprache von ROSENBUSCH-OSANN, NIGGLI, ERDMANNSDÖRFER, BARTH-CORRENS-ESKOLA und anderen Rückhalt gefunden habe. Die hier behandelten Punkte gliedern sich:

1. Primäre Gesteinstypen der Ultrabasite und ihre Verbreitung, ihr nichtmetamorpher Mineralbestand und ihr Gefüge.

2. Zu Chemismus und Magmenkunde der peridotitischen Gesteine.

3. Absonderungsformen des Peridotits.

4. Gang- und Schlierengefolgschaft des Peridotits, sonstige basische Begleit- und Grenzgesteine desselben (Gabbro, Norit, Diabas, Amphibolit, Eklogit usw.).

5. Interne Altersfolgen innerhalb ultrabasischer Gesteinszyklen.

6. Über sonstige Eigenschaften und Eigentümlichkeiten der Gesteine aus ultrabasischen Komplexen (physikalische Eigenschaften wie Magnetismus, elektrische Leitfähigkeit, Wärmeleitung, Schwere usw.; fallweise Karsteigenschaft von Peridotitgestein, Bodenbildung und Pflanzenwuchs).

1. Primäre Gesteinstypen der Ultrabasite und ihre Verbreitung, ihr nichtmetamorpher Mineralbestand und ihr Gefüge.

Das auf der Balkanhalbinsel, auf den Inseln des östlichen Mittelmeeres und der Ägäis wie auch in Kleinasien überwiegend in Erscheinung tretende Peridotitgestein ist der Pyroxen führende Peridotit. Pyroxenfreie oder -arme Gesteine, Dunite, nehmen räumlich nur untergeordnete Ausschnitte der Peridotitareale ein.

Die Frage jeweils nach Art des Pyroxens und damit Benennung und chemisch-petrographische Charakteristik des Gesteins gebend, ob rhombischer Pyroxen — Harzburgit, ob monoklin — Wehrlit, ob beide Pyroxenarten gleichzeitig vertreten — Lherzolith, ist für ein ganzes Massiv durchaus nicht immer rasch und sicher zu beantworten, denn die Pyroxenarten wechseln nicht selten in ein und demselben Gesteinsbezirk. Zudem ist die Pyroxenart freisichtig, ohne Dünnschliffbefund, meist nicht zu

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

unterscheiden. Oft würde es einer Art statistischer Erfassung der Dünnschliffbefunde bedürfen, um ein Massiv als harzburgitisch oder lherzolithisch oder als solches von wechselndem Gesteinscharakter zu bezeichnen. Mangelndes Prüfen an umfangreichem Gesteinsmaterial führt dann häufig zu Widersprüchen in der Gesteinsbenennung seitens verschiedener Beobachter.

Der Verband des Peridotitserpentins, ob in einer mindermetamorphen paläozoischen Gesteinsserie steckend, oder ob von hochkristallinen Schichten beherbergt, ist ohne Bedeutung für seine primär-petrographische Ausbildung. Wenn auch örtlich höhere Metamorphose des Peridotits mit gesteigerter Metamorphose der Begleitgesteine Hand in Hand gehen kann, so sind doch auch Peridotite im Altkristallinverband in derselben Frische und Unversehrtheit vorhanden wie in mindermetamorpher Hülle.

Die dunitischen oder zumindest pyroxenarmen Peridotite sind vielfach für die engere Umgebung von Chromitvorkommen bezeichnend, treten aber auch ohne Zusammenhang mit Chromitanreicherung auf, sowie auch Pyroxenperidotite, wenn auch seltener, das unmittelbare Nachbargestein von Chromitlagerstätten abgeben.

Unter den Pyroxen führenden Peridotitgesteinen steht, nach Literatureinsicht und vielen eigenen Befunden, sehr wahrscheinlich der Peridotit mit rhombischem Pyroxen, Harzburgit (Saxonit), in Vormacht. Nächst häufig erscheint Lherzolith, dann erst folgt Wehrlit.

Damit sind die hauptsächlichsten Peridotittypen des Balkans und wohl auch Kleinasiens bereits erschöpft. Selbständige Massive echter Amphibolperidotite mit primär magmatisch gebildeter Hornblende oder solche von Glimmerperidotit scheinen völlig zu fehlen. Ebenso fehlt der Ariégittypus der Pyrenäen, wo sich (ROSENBUSCH) in lherzolithischer Grundmasse schlierenartig verteilt Bronzit, Hornblende, Spinell und Granat nebst Olivin, Biotit und Andesin zusammenfinden.

Eine Regel für die Verbreitung des Harzburgits ist allerdings nicht zu geben. Weder ist auszusagen, daß er in bestimmten, etwa dem Gebirgsstreichen folgenden Abschnitten der Balkan-Serpentinzüge stetig wiederkehre noch ist Abhängigkeit von seinem primären Verbandgestein oder seiner internen Zoneneingliederung in das jeweilige basische Massiv zu erblicken.

In der Studie über die serbischen Chromitlagerstätten vermutet zwar M. DONATH [36], daß auf der Balkanhalbinsel von N nach S eine Zunahme der Basizität der basischen Gesteine stattfände. Die seither weiter gediehene petrographische Einzelkenntnis über diese Gesteinsgebiete läßt dies jedoch nicht erkennen, höchstens kann mit Vorbehalt die Feststellung ausgesprochen werden, daß in Mazedonien und z. T. Albanien der Dunitanteil ein größeres räumliches Ausmaß erreicht als etwa in Bosnien und Griechenland.

Eine der ersten und eingehendsten petrographischen Untersuchungen an basischen Gesteinen des Balkans wurden 1900 von KISPATIĆ [81] für die bosnische Serpentinzone geleistet. Nach ihm ist die Serpentinregion des Krivajatales einschließlich der bekannten Chromlagerstätte Dubostica von bronzitreichem Lherzolith aufgebaut, wobei aber rhombischer Pyroxen überwiegt. Das Fehlen oder Zurücktreten von Dunit wird betont. — Pyroxen führende Serpentine setzen die basischen Massen des Borjagebietes und des Osrengebietes bei Maglaj zusammen.

Die Zlatibormasse ist nach HAMMER [55] vorwiegend aus Harzburgit bestehend, daneben hat PAVLOVIĆ [124] in einer neueren Durcharbeitung auch reichlich Lherzolith beteiligt gefunden, ebenso meldet ihn TUČAN [162] von der Krnda. Dunit und mit ihm Chromlagerstätten sind in bezeichnender Weise im Zlatibor spärlich.

Vor der Bukowska planina in Westserbien hat HAMMER Wehrlit angezeigt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Im unteren Ibartal enthält der Serpentin neben vorwaltend Bronzit auch diopsidische Pyroxene, während die Serpentine im S und W des Kopaonik nach HAMMER [55], ILIĆ [71] mehr harzburgitischer Art sind. In der Ibarmasse vermeint HAMMER einen durchschnittlich höheren Pyroxengehalt als am Zlatibor zu erblicken.

Lherzolith ist unter den Serpentinen von Stara Raška im ehemaligen Sandschak Novipazar verbreitet (MARIČ [104]).

Das in seinem magmatischen Einzelbau eingehend untersuchte Peridotitmassiv zwischen Vardar- und Lepenactal bei Raduscha in Mazedonien weist einen Lagerungswechsel Pyroxen-führender und Pyroxen-armer bis -freier Olivingesteine auf, die sogar in sich einen gewissen Zonenbau und beginnende, bzw. gehemmte Kristallisationsdifferentiation erkennen lassen, darüber wird in einem folgenden Abschnitt Näheres ausgeführt. Auch im Gebiet um Raduscha handelt es sich bei den Pyroxen führenden Peridotiten um vorwiegend Harzburgite. — Wehrlite, die Eugenia GORSKY [49] als vorherrschend im Bereich von Čašak bei Raduscha findet, erweisen sich nur als Einzelfall inmitten harzburgitischer Peridotite dieser Örtlichkeit; ebenso sind Lherzolithe im übrigen Raduschamassiv selten.

Die Serpentine von Jezerina-Ostrovica im oberen Lepenactal, Mazedonien, bestehen sowohl aus Dunit als auch aus pyroxenreichen Peridotiten.

Die Peridotitzüge des nördlichen und mittleren Albaniens, einschließlich jene der Merdita, sind in der Hauptsache aus Harzburgit zusammengesetzt, daneben bestehen Ausschnitte von Dunit; die Beteiligung von monoklinem Pyroxen tritt im allgemeinen zurück und bildet eher eine Ausnahme, z. B. für die geschlossenen Massen von Diallagperidotit im Valbonatal (VETTERS, NOPCSA, NOWACK, KERNER und eigene Beobachtungen).

An der O-Seite des pelagonischen Massivs sind wechselnd lherzolithische und harzburgitische Gesteine zugegen. Östlich von Prilep beschreibt MARIČ [106] Lherzolith. Der Serpentinzug Alchar-Rozden führt in der Hauptsache Harzburgit.

Im Lojane-Chalkidike-ast des Peridotitgürtels der Vardarzone stehen die verschiedenen Typen der Pyroxenperidotite mit Dunit in wechselndem Zonenverband. Für große Ausschnitte fehlt leider mikroskopisches Untersuchungsmaterial oder ist verlorengegangen. Um Lojane selbst ist Harzburgit vorhanden, doch machen sich auch Gesteinstypen mit monoklinem Pyroxen breit.

Für die Serpentine des griechischen Festlandes sind genauere petrographische Daten leider nur lückenhaft. Reiches eigenes Aufsammlungsmaterial ist während der Kriegswirren in Verlust geraten. Dunitische Anteile scheinen bevorzugt und in einer bestimmten Zoneneinordnung auf der westlichen Chalkidike, im Lojane-Chalkidike-ast, vorzukommen. Was ich an übrigen Serpentingebieten des griechischen Festlandes einsehen konnte, waren es in der Hauptsache ziemlich einförmige Pyroxenperidotitmassen. Von Nordgriechenland, Epirus hat HILBER [271] Harzburgit erwähnt, Lherzolith und Harzburgit hat KOBER [180] in Attika festgestellt. Daß nach KOBERs Beobachtung in Attika der Lherzolithtypus auf Peridotit in Schichtverband nach Art „schistes lustrés", der Harzburgittypus sich über Marmoren entwickle, ist für eine Verallgemeinerung wohl nicht heranzuziehen.

Von den Inseln sei beispielsweise angeführt: die Peridotitmassen auf Mytilene als Harzburgit (de LAUNAY [285]); auf Euböa ziemlich geschlossene Pyroxenperidotiträume; auf Kreta herrschen gleicherweise Lherzolith und Harzburgit (CAYEUX [260]).

Die Serpentinvorkommen auf der O-Seite der Rhodope, vorwiegend in Kristallverband gehüllt, bieten die gleichen Gesteinstypen dar wie auf der W-Seite. Der Kristallinverband wirkt sich in keiner Weise auf die Ausbildung eines bestimmten Peridotittypus aus.

Die Serpentine bei Oršova in Rumänien gehen aus Duniten und diallagitischen Peridotiten hervor (CODARCEA [176]).

Im Kristallin des Rilagebirges, Westbulgarien, bricht Harzburgit durch (BONCHEFF [200]). Harzburgite sind auch die Serpentine im bulgarisch-mazedonischen Grenzkamm (NICKOLOW [212, 213]).

In Ostbulgarien und Thrazien sind ungeachtet fallweise höherer Metamorphose die gleichen Peridotittypen anzutreffen wie etwa in Mazedonien; unter den Pyroxen führenden ist Harzburgit häufig.

In Kleinasien ist das ausgedehnte Serpentinbergland an der anatolischen S-Küste zwischen Marmaris und Fethiye fast ausschließlich von harzburgitischem Peridotit eingenommen.

In der Gulemanzone der Osttürkei sind Lherzolithe reichlicher vertreten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Dunit: Der Mineralbestand des frischen Gesteins beschränkt sich im allgemeinen auf Olivin und akzessorischen Chromit. Dunit gibt sich bereits feldgeologisch gut als einheitliches, Pyroxen-freies Gestein zu erkennen; im frischen Zustand, wenig serpentinisiert, ist im Bruch das Körnergefüge des Olivins durch verschiedene Einspiegelung der Bruch-Spalt-Flächen oft schon dem bloßen Auge gut kenntlich. U. d. M. ist es ein rundliches allotriomorphes Pflastergefüge. In manchen Duniten treten gestreckte Kornformen des Olivins, doch auch hier ohne kristallographische Eigengestalt, zu einheitlichem Aggregat zusammen.

Außerbalkanisch: auf längliche Kornform von Olivin im „porphyritischen" Serpentin Nordkareliens, hat Paavo HAAPALA [492] aufmerksam gemacht. — F. RYBA [437] glaubt im Dünnschliff von Kraubather Dunit sechs- und achteckige Kornumrisse des Olivins wahrzunehmen.

Die Struktur im Pflastergefüge des Olivinfelses ist in der Regel richtungslos körnig, die Kristallachsen liegen regellos durcheinander. Ausnahmsweise ließ sich eine durch magmatische Druckverhältnisse bedingte Kornregelung in einem reinen Dunitfels mit langgestreckten Olivinkörnern bereits makroskopisch beobachten, es ist das Begleitgestein der Chromitlagerstätte Anghida bei Wafdos, Chalkidike, in der Einzeldarstellung dieses Revieres beschrieben und abgebildet. Diese Kornregelung des Olivins steht in Beziehung zur Erzkornebene der Schlierenplatte; die Längserstreckung des Olivinkornes steht senkrecht zu dieser Ebene und verrät sich durch an Spaltflächen gemahnende Teilbarkeitsflächen, die über das ganze Gestein hinweg gleichzeitig einspiegeln. Leider fehlt das Material zu Dünnschliffbefunden und Gefügeanalysen.

Die Größe der Einzelkörner des Olivins im Dunit hält sich meist unter 2—3 *mm*, sinkt manchmal wesentlich weiter herab, erreicht in langgestreckten Formen 4—5 *mm* und darüber.

Unklare, rissige Spaltbarkeit des Olivins ist verbreiteter als schärfer ausgeprägte Teilbarkeit nach (010); letztere kommt manchmal an die Schärfe der Diallagspaltbarkeit heran.

Schon WEINSCHENK [453] hat diese Feststellung vom Stubachitserpentin der Tauern gemacht, SPANGENBERG [527] und HORNINGER [507] an Serpentin vom Zopten in Schlesien. An Balkanserpentinen fand ich diese Olivinspaltbarkeit selten in voller Schärfe. HORNINGER empfiehlt, um in solchen Fällen die Verwechslung mit Diallag auszuschließen, sich jeweils durch Messung des Achsenwinkels im Mikro-Konoskop (Diallag $2v = 60°$, Olivin $2v = 90°$) zu vergewissern.

Frisches Olivingestein, nicht serpentinisiert und bar jeder Durchbewegung, zeigt u. d. M. mitunter eigentümliche, an Zwillingsstreifen erinnernde, mehr minder geradlinige undulöse Auslöschung einzelner Olivinkörner.

Auch diese Wahrnehmung hat frühzeitig F. WEINSCHENK vom Venedigerserpentin mitgeteilt und als Zwillingsquetschstreifen im Gefolge innerer Spannungen gedeutet. Auch Balkanserpentine zeigen dieses Phänomen nicht gerade selten. M. PAVLOVIČ erkennt es an Peridotit des Zlatibor. Auffallend schön ist es in Letaj, Nordalbanien, ganz unvermittelt einzelnen Olivinkörnern im frischen Dunit eigen, das dort als Begleitgestein die Chromerzlagerstätten Zogaj 4 und 6 umgibt; nicht weniger schön im Dunit vom Kran Mahale bei Saloniki (siehe Photoabb. 23) wahrzunehmen; nirgends bestehen Anzeichen von Durchbewegung, so daß auch hier im Kristallkorn die Wirkung magmatischer Spannungserscheinungen, Abkühlungsspannungen oder Vorläufer von Protoklase festgehalten sein dürfte.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Ob Fe-reicher oder Fe-armer Olivin jeweils vorliegt, durch Messung der mit dem Fe-Gehalt steigenden Höhe der Doppelbrechung erschließbar, ist für Balkanserpentine bisher systematisch nicht mitbeobachtet worden.

Der akzessorische Chromit im Dunit ist fast immer von viel kleinerem Korn als Olivin, oft idiomorph oder annähernd idiomorph oktaedrisch ausgebildet, häufiger korrodiert als nicht korrodiert, mäßig braundurchsichtig, in den kleineren Körnern häufig nur randlich durchschimmernd oder opak.

Magnetit-Peridotit von Lojane, Mazedonien, siehe Tl. 1, S. 109. — Vergleichbar etwa Magnetit-Olivinit von Taberg in Schweden (HJELMQVIST [493 a]).

Pyroxenperidotit: Von schütterer, doch meist regelmäßig verteilter Pyroxen-Kornstreuung bis zu dicht gehäufter Einbettung von Pyroxen, bereits an Pyroxenite heranreichend, bestehen alle Übergänge, im einzelnen aber doch häufig deutliche auch kartenmäßig festhaltbare Grenzen dieser Typen unter sich.

Die Pyroxeneinsprenglinge, mit ihren glänzenden Spaltflächen auch noch im verwitterten Gestein auffällig, heben sich im minder serpentinisierten Gestein von der matteren Olivin-Serpentin-Grundmasse scharf ab. Über Olivin als Bestandteil ist ähnliches wie für Dunit-Olivin auszusagen. Die Pyroxene erreichen Korngrößen von 3 bis 5 *mm*, seltener 10 *mm* und darüber — sie sind ebensowenig eigengestaltig wie Olivin. Der Pyroxen ragt häufig durch größeres Korn über das Korngefüge der Olivine hinaus. Oft ist dies nur scheinbar und makroskopisch betont, weil die Pyroxenspaltbarkeit besseres Ansehen verleiht und bei der mehr minder schütteren Streuung des Pyroxens als Einzelkorn inmitten geschlossenen Korngefüges des Olivins scheinporphyrische Struktur hervorgerufen ist. U. d. M. ist dieser Eindruck meistens herabgemindert, mitunter besteht überhaupt kein Korngrößenunterschied zu Olivin, ausnahmsweise ist auch Pyroxen in der Korngröße dem Olivin unterlegen. Die so allgemein verbreitete, scheinbare Porphyrstruktur des Pyroxenperidotites ist nicht als Ergebnis einer durch Ortswechsel hervorgerufenen Zweiphasigkeit der Ausscheidungsfolge zu werten — auch ist der Korngrößenunterschied ein viel geringerer als bei echt porphyrischer Struktur — wo überdies dasselbe Mineral in zwei Generationen auftritt — sondern es spiegeln sich darin, die allgemeinen gesteinskundlichen Ausführungen von ERDMANNSDÖRFER [721] auf Peridotite angewendet, zweifellos petrochemische Bedingungen während der Erstarrung wieder: Überschußkomponenten können größere, auch idiomorphe Kristalle bilden. Idiomorphie trifft allerdings für die Pyroxenausscheidung in Peridotiten niemals zu. Ferner ist an sich die Ausscheidungsfolge für Pyroxen keine starre.

Die Reaktionsreihe im Magma gabbroider Zusammensetzung — nach ROSENBUSCH: Olivin→rhombischer Pyroxen→monokliner Pyroxen→Hornblende — kann Abänderung erfahren u. a. durch Konzentration und Massenwirkung, so daß beispielsweise nach ERDMANNSDÖRFER bei geringem Olivinanteil im Magma Enstatit vor Olivin, oder Olivin nach Plagioklas zur Ausscheidnug kommt; monokliner Pyroxen kann in der Ausscheidung rhombischem Hypersthen vorangehen.

Auch das peridotitische Magma folgt Abweichungen von der üblichen Ausscheidungsfolge, vor allem der rhombische Pyroxen im Harzburgit kristallisiert häufig vor

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Olivin, ist von Olivin magmatisch angelöst, korrosiv gebuchtet. HAMMER hat diese Beobachtung vom Harzburgit des Zlatibormassivs gebracht; sie ist an vielen Balkanperidotiten anzustellen.

Die Dichte der Pyroxenkornstreuung zeigt alle Übergänge von pyroxenarmen Duniten hin zu Pyroxeniten; in den einzelnen abgrenzbaren Gesteinskomplexen für sich bleibt die Dichte der Streuung gewöhnlich gleich.

Im strukturellen Verhalten zeigen sich kaum Unterschiede zwischen rhombischem und monoklinem Pyroxen, auch dort nicht, wo sie gleichzeitig und in wechselndem Mengenverhältnis zugegen sind. Umwachsungen von monoklinem Pyroxen durch rhombischen wie sich solche in Gabbro's (siehe Photoabb. 25) ereignen, sind in den Balkanperidotiten nicht zu beobachten. Hypersthen in Peridotit ist viel seltener als Bronzit oder Enstatit, Diallag häufiger als Diopsid. Undulöse Auslöschung von Pyroxenen gelangt ähnlich zur Beobachtung wie an Olivin, und auch hier in mechanisch unversehrtem Gestein.

Außer der scheinbaren Porphyrstruktur ist auch da und dort lagig-schlierige, auch bänderige Struktur der Pyroxenanhäufungen in Olivingrundmasse zu beobachten. Beispielsweise sind in Lojane, Mazedonien, Peridotithorizonte ausgeprägt, wo die Pyroxenkörner, zu kleinen flach ausgezogenen Gruppen gehäuft, der magmatischen Schichtung konform, ziemlich regelmäßig verteilt, in Olivingrundmasse eingebettet sind — ein Typus sich formal etwa den Ariégiten nähernd. Jedenfalls ist beginnende Kristallisationsdifferentiation damit angedeutet. Andernorts ist der Vorgang so weit gediehen, daß, im kleinen magmatisch geschichtet, Pyroxenlagen mit pyroxenfreien Lagen wechseln.

Hornblende, deren Ausscheidung noch in die magmatische Hauptphase fiele, gleichwertig mit der Pyroxenbildung und dann etwa wie üblich in poikilitischer Verwachsung mit Pyroxen, mag für Balkanperidotite nur ausnahmsweise vorgefunden werden. In den mir bekannten Gesteinsausschnitten war Amphibolperidotit mit magmatischer Hornblendebildung nirgends einwandfrei erweisbar. Überall, wo Hornblende, sei es rhombische oder monokline in Erscheinung tritt, spielen Metamorphosevorgänge mit herein, zumindest solche, die gleichlaufend mit der Serpentinisierung noch in die endmagmatisch-hydrothermale Autometamorphose einspielen, so daß bestimmtere genetische Aussagen schwer zu machen sind. In ganz frischen, nicht oder fast nicht serpentinisierten Peridotitgesteinen ist mir Hornblende als regelmäßiger Gesteinsbestandteil, sei es gleichzeitig mit oder an Stelle von Pyroxen, nirgends am Balkan untergekommen. Hornblende auf Balkanperidotiten ist in erster Linie Metamorphoseprodukt. Wo sich eine dann meist smaragditische Hornblende lokal in frischen Peridotitgesteinen findet, ist sekundäre Entstehung, etwa Beeinflussung durch Gabbropegmatit, erweisbar; vielfach ist Pyroxenkern erhalten.

Anderseits bestehen geschlossene Hornblendemassen, Hornblendefelse, massig oder schiefrig-schichtig, innerhalb Peridotit, der keine Durchbewegung verrät, noch häufiger an der Grenze von Peridotitmassen, hier auch neben Gabbro mit frisch erhaltener Gabbrostruktur. Für einen Teil dieser Hornblendite dünkt primärmagmatische Entstehung wahrscheinlicher als metamorphe. Auf diese Gesteine wird unter den „Amphiboliten" noch zurückgekommen.

Außerbalkanisch: Lherzolithische Peridotitvorkommen unter Beteiligung von Hornblende- und Biotitperidotit (z. T. dem Koswitmagma verwandt, mit Lokalnamen Bragancait, Abessedit bezeichnet), Chromerz und Platin führend, hat COTELO NEIVA [462 a] in jüngster Zeit aus Nordostportugal beschrieben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Unter den akzessorischen Gemengteilen der Peridotite reihen die Spinelle. Der akzessorische Chromit in Pyroxenperidotit ist meist spärlicher gesät wie in Dunit, im übrigen von gleichem Verhalten. Neben Chromit (und Magnetit) kommen auch andere Spinelle vor: Picotit, Pleonast usw., im Dünnschliff nicht immer unterscheidbar.

PAVLOVIČ sieht im Zlatibormassiv Chromit auf pyroxenarmem Peridotit, Hercynit auf lherzolithische Gesteine daselbst beschränkt. Auf mazedonischen und albanischen Serpentinen sind andere Spinelle als Chromit selten anzutreffen, auch Picotit ist nicht häufig. Ein einziger Fall von Magnetit-Peridotit ist mir von Lojane bekannt geworden.

Pleonast meldet KISPATIČ als häufig in bosnischen Serpentinen.

Als Übergemengteile der Peridotite kommen in Betracht:

Rutil in Körnern oder länglichen Säulen von rötlich-gelber Farbe trifft KISPATIČ auffallend häufig in bosnischen Serpentinen an; ganz vereinzelt fand ich Rutil auch in mazedonischem Serpentin.

Granat, ähnlich wie Hornblende, wohl meist Metamorphoseprodukt, übrigens selten. KISPATIČ erwähnt kollophoniumbraunen Granat in Serpentinen von Bosnien, NICKOLOW grünen Granat nebst Amphibol im Serpentin SW-Bulgariens. Pyrop, aus Dunit amerikanischer Vorkommen beschrieben (ROSENBUSCH-OSANN [779] S. 246), wird von Balkanperidotiten m. W. nirgends erwähnt. Möglicherweise ist ein hochveränderter Serpentin mit blaßrosa Granat aus der Grenzzone des Jezerinaperidotits, Mazedonien, auf ursprünglichen Pyrop-Dunit zurückzuführen.

Zirkon selten, ebenso Saphyr. Ein blaues Saphyrkorn beschrieben HILBER und IPPEN [275] aus einem serpentinisierten Olivinfels N-Griechenlands.

Zirkon im gelben dichten Schweizerit-Serpentin einer Fundstätte des Wallis, ist nach NIGGLI-KÖNIGSBERGER-PARKER (Minerallagerstätten der Schweiz, Basel, 1936) zusammen mit Granat, Asbest-Amphibol, Perowskit. Für diese Minerale liegt insgesamt wohl sekundäre Bildung vor.

Anders kann es sich mit Saphyr verhalten, für den primär petrochemische Bildungsanlässe in Serpentin auch von anderen Orten bekannt sind; Korund findet sich z. B. mit Plagioklas, Margarit, schwarzer Hornblende und etwas Chromit in Gängen im Antophyllit-Peridotit des Staates Georgia, USA., an diesen genetisch angeschlossen (ROSENBUSCH-OSANN, S. 250); ebenso sind Korundlagerstätten mit Dunit und Pyroxenit verknüpft von Nordkarolina, USA, bekannt.

Kiese sind selten: Magnetkies, Schwefelkies, Millerit (?), alle nicht immer sicher auf primärmagmatische Entstehung zurückzuführen.

Pentlandit, Kupferkies, Cubanit (rhombischer Kupferkies) sind auf wenige balkanische Peridotit- und Chromitörtlichkeiten beschränkt. Ersterer vom Zlatibor durch PAVLOVIČ [124] im besonderen namhaft gemacht, die Kupferkiese reichlicher mit Chromerz von Oršova, Rumänien (PETRULIAN [190], von Petkovich bei Orahovac in Mazedonien (TORNQUIST und eigene Beobachtung), hier auch von Magnetit begleitet; von Jawornica in Nordgriechenland (LEPEZ [287]).

Im Lherzolith von Selva bei Poschiavo, Schweiz, hat F. de QUERVAIN [434] chalkographisch Pentlandit und das platinähnliche tellurische Eisennickel, den Awaruit nachgewiesen.

Nachtrag: Awaruit aus Dolomit führendem Serpentin von Hirt in Kärnten, nebst Rotnickelkies (Ni As), Heazlewoodit ($Ni_3 S_2$) nach P. RAMDOHR (siehe H. MEIXNER, N. Jb. f. Min. usw., MoH. 8, 1950, der von dort auch das Ni-Mg-Arsenat Cabrererit als rezente apfelgrüne Überzüge auf Serpentin beschreibt).

Neueste Arbeiten P. RAMDOHRs [772 b] über Heazlewoodit, Shandit $Ni_3Pb_2S_2$: kleingehäufte Aggregate z. T. neben anderen Sulfiden, aber auch Magnetit, Chromit, in Dunitserpentin Tasmaniens als hochtemperierte, also wohl primäre Ausscheidungen. —

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Hingegen derselbe Autor [772 c]: Awaruit und die weiteren tellurischen Fe-Ni-minerale Souesit, Josephinit, in Serpentinen seien mit Sicherheit als Bildungen ziemlich niederer Temperatur — etwa in Höhe der Talkbildung — zu werten.

Während die Verwitterung an minder serpentinisierten Duniten meist glatte Oberflächen hervorruft, ist an Pyroxenperidotit die knopfig-rauhe Oberfläche charakteristisch, durch geringere Angreifbarkeit der Pyroxene bedingt. Nichtsdestoweniger sind in der Hochgebirgsregion des Jezerina-Peridotits in Mazedonien auch tiefschründige karrenartige Verwitterungseffekte am pyroxenreichen (Diallag! Ca!) Serpentin anzutreffen.

Pyroxenite fehlen niemals innerhalb der dunitischen und pyroxenperidotitischen Massen des Balkans; in ihrer Erscheinungsweise bilden sie mit diesen eine geschlossene magmatische Einheit, meist deutlich abgegrenzt zu den gabbroiden oder diabasischen Begleitgesteinen.

Die pyroxenitischen Gesteine sind massig, richtungslos körnig, monogen, zumeist von einheitlicher Pyroxenart zusammengesetzt; ausnahmsweise finden sich Gemenge von rhombischen und monoklinen Pyroxenen. Die Korngröße ist in einer und derselben Masse ziemlich einheitlich, selten feinkörnig, meist mittel- bis grobkörnig. Riesenkornausbildung, Aggregate aus Tafeln von 5 bis 10 *cm* Kantenlänge und darüber bestehend, ist auf Schlieren meist kleineren Umfanges beschränkt, in Grenzpyroxeniten aber nicht anzutreffen. Die Pyroxenkörner sind ohne Eigengestalt. U. d. M. ist wellige Auslöschung nicht selten zu sehen.

Die Pyroxenite treten als quergreifende Gänge oder als Gangschlieren auf, die ihre Wurzeln stets im Peridotitmassiv selbst haben; sie sind diesem auch als unregelmäßige massige Schlieren meist konform zu einer erkennbaren magmatischen Schichtungsebene eingelagert, bilden dieser Art auch längerausgreifende Pyroxenithorizonte. Oder sie geben, für Balkanverhältnisse seltener, das pyroxenitische Grenzgestein des Peridotits ab. In Sonderfällen bilden sie die Hüllkrusten von Chromitstöcken und parallele Zwischenlagen von Chromerz-Schlierenplatten. Mitunter besteht Lagentextur im kleinen parallel zur magmatischen Bankung, wie solches KISPATIČ frühzeitig in Bosnien beobachtet hat.

Der Masse nach handelt es sich bei den Pyroxeniten in der Gesamterscheinung des ultrabasischen Massivs gewöhnlich nur um einen untergeordneten Anteil. Die Gänge und Gangschlieren bleiben meist unter 1·0 *m* Mächtigkeit, oft sinken sie netzartig zu einem dünnen Pyroxenitgeäder herab. In den flachen Fladen von Pyroxenit hält sich die Mächtigkeit auch meist unter 10—20 *m*, die Streicherstreckung ist meist linsig endigend.

Die Grenzen der Pyroxenite, obwohl im groben scharf von Peridotit geschieden, lassen doch häufig ein magmatisches Verschweißtsein mit Peridotit erkennen, zackige Nähte, gewundene Grenzlinien. Pyroxenitgänge durchkreuzen sich mit oft deutlich erkennbarem „älter und jünger", ohne daß deshalb ernsthafte Altersunterschiede vorlägen, vielmehr kommen damit nur Viskositätsunterschiede zum Abbild.

In der Zusammensetzung scheint die größte Verbreitung den rhombischen Pyroxenen und unter diesen dem Bronzit zuzukommen, Bronzitite aufbauend. Diesen folgen Diallagite, Diopsidite. Im allgemeinen handelt es sich um die gleichen Pyroxenarten wie in den Pyroxenperidotiten. Selten sind Hypersthenite.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

VÄYRYNEN HEIKKI berichtet aus der Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi in Petsamo, Finnland [497], von Unterschieden der Pyroxenausbildung in Pyroxeniten und Pyroxenserpentinen des gleichen basischen Massivs: Pyroxen in Pyroxenserpentin ist Pigeonit (60—80% Diopsidanteil, kleiner Achsenwinkel), Pyroxen in Pyroxenit hat größeren Achsenwinkel, steht dem Diopsid näher. Der Übergang von Pyroxenit zu Serpentin sei ziemlich scharf, jener zu Gabbro ein langsamer.

Die Spezialmineralogie der Pyroxene in basischen Gesteinen gewinnt zunehmend an Bedeutung; siehe u. a. H. H. HESS [850].

Unter den zahlreichen Pyroxenitausscheidungen des Lojanegebietes, Mazedonien, fand sich ein websteritartiger Fels, der u. d. M. größere Einzelkörner von rhombischem (Bronzit) und monoklinem Pyroxen schwebend in einem kleinerkörnigen Pflaster der gleichen Pyroxenarten erblicken ließ, eine Annäherung an echt porphyrische Struktur dartuend.

Als Nebengemengteil der Pyroxenite sind, meist spärlich, Chromit zugegen, fallweise auch Magnetit, Magnetkies, Schwefelkies. Die Chromite in Pyroxenit weisen oft besonders schöne Eigengestalt auf, scharfe, wohl ausgebildete Oktaeder, die mitunter Größen von mehreren Millimetern erreichen. Ausnahmsweise kommt es zur Anhäufung kleiner Lagerstättenmassen von Chromit in Pyroxenit.

2. Zu Chemismus und Magmenkunde der peridotitischen Gesteine.

Chemischer Bestand. Von den einzelnen Gesteinsgliedern der Peridotite in frischem unverändertem Zustande liegen nur aus wenigen Gebieten des Balkans Bauschanalysen vor, doch sind darüber hinaus schon aus der vergleichsweisen mikroskopischen Prüfung von Peridotitgesteinen der übrigen Gebiete keine großen zusätzlichen Besonderheiten zu erwarten.

Eine Gruppe systematischer Analysen lherzolithischer und harzburgitischer Peridotite ist der Arbeit von M. St. PAVLOVIČ [124] über die basischen Gesteine des Zlatibor, Serbien, zu verdanken. Eine weitere Reihe von Analysen allerdings stark serpentinisierter Peridotite hat N. NICKOLOW [213] aus Südwestbulgarien mitgeteilt.

Die Balkanperidotite sind zur Kalk-Alkalireihe im Sinne NIGGLIs zu rechnen, ohne nachdrückliche Tendenz zur Alkalireihe, was u. a. aus Abwesenheit von Glimmerperidotit, Fehlen oder völligem Zurücktreten echter primär-magmatischer Hornblendeperidotite, die meist mit ansteigendem Alkaligehalt verbunden sind, zu schließen ist. Nur das ziemlich häufig gemeldete Vorkommen von Albititen als Gangschlieren neben Gabbropegmatit innerhalb der Peridotitmassive — allerdings eine auch auf außerbalkanischen Peridotitgebieten wiederkehrende Erscheinung — auch die etwas Na-haltige smaragditische Hornblende, öfters von hellem Glimmer begleitet, aus der pneumatolytisch-hydrothermalen Phase des Peridotits, könnten als schwache Einflüsse von der Alkaliseite her gedeutet werden, die in breiterer Form auch in der großen Verbreitung der die Peridotitintrusionen begleitenden etwas alkalibetonten Diabasgesteine ihren Ausdruck fänden.

Als kurzer Hinweis auf das neueste, weltumfassende petrographische Ophiolithwerk von BURRI, NIGGLI [907] sei eingeschaltet, daß dort die Ophiolithe (Ultrabasite und die minderbasischen Gesteine der Ophite) als Folge komplexer Kristallisationsdifferentiation eines basaltischen Magmas erklärt werden, wobei Abspaltungen von intermediären bis sauren Gesteinsmagmen möglich seien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Im allgemeinen (ROSENBUSCH, ERDMANNSDÖRFER usw.) bewegen sich die SiO_2-Gehalte in den Peridotiten und Pyroxeniten von 35% SiO_2 aufwärts, kommen in Gabbros und Noriten an 50% heran und erreichen vergleichsweise in Graniten 65—75% SiO_2. Die Dunitanalysen für sich halten zwischen 35 und 40% SiO_2, die Pyroxenperidotite und Pyroxenite zwischen 40 und 50%.

Der H_2O-Gehalt der frischen Dunite wird mit 0·5% angegeben, beispielsweise in der Dunitanalyse Nr. 17 ROSENBUSCH-OSANN [779], S. 248 mit 0·57% — bei 3·3 spez. Gewicht, also sicherlich frischestes Gestein.

In veränderten serpentinisierten Peridotitgesteinen betragen die H_2O-Gehalte im Durchschnitt 8—12%; im SiO_2-Gehalt ist die Spanne auf 35—40% SiO_2 zusammengerückt, also dem SiO_2-Gehalt der Dunite ebenbürtig, gleichviel ob pyroxenfreies oder pyroxenhaltiges Ausgangsgestein vorlag.

In dieser Größenordnung bewegt sich auch der SiO_2-Gehalt der Analysenreihe ziemlich stark veränderter pyroxenitischer Serpentine aus Südwestbulgarien, durch N. NICKOLOW [213] mitgeteilt; die H_2O-Gehalte, bei über 110° bestimmt, belaufen sich dort auf 10—13%, einer steigt sogar auf 17% bei spezifischen Gewichten von 2·6—2·8.

Die Fe- und MgO-Gehalte unterliegen im allgemeinen bei den Pyroxen führenden Peridotiten beträchtlichen Schwankungen, weniger bei Dunit.

Als mittlere Gehalte in der chemischen Zusammensetzung von Dunit gibt BARTH [694] an bei 40·49% SiO_2 die Beträge 2·84% Fe_2O_3, 5·54% FeO, 46·22% MgO.

Wehrlitanalysen nach ROSENBUSCH-OSANN, der Durchschnitt von 6 Analysen verschiedenster Fundorte errechnet sich für: MgO-Gehalt mit 23%, für FeO-Gehalt mit 17%, bei Spannen von 14—40% MgO und 8—30% FeO.

Die vereinzelte Vollanalyse eines Dunits von der Schar planina in Mazedonien, vermutlich aus dem Raduschabezirk, besagt nach M. St. PAVLOVIČ in:

SiO_2	41·84%	H_2O—(110°?)	0·19%
Al_2O_3	0·38%	Na_2O	0·23%
FeO	6·98%	K_2O	0·13%
Fe_2O_3	2·27%	TiO_2	Spur
MnO	0·17%	Cr_2O_3	0·14%
NiO	0·26%	CO_2	0·29%
MgO	45·92%	F	0·08%
CaO	1·16%	H_2O+(110°?)	0·29%

Ein völlig frischer Lherzolith des Zlatibor weist nach den von M. St. PAVLOVIČ mitgeteilten Analysenergebnissen auf: neben 43·36 SiO_2

FeO	7·08%	MnO	0·18%
Fe_2O_3	1·76%	NiO	0·17%
MgO	37·41%	CaO	3·74%
Al_2O_3	4·21%	Na_2O	0·80%
K_2O	0·22%	Cr_2O_3	0·12%
TiO_2	0·28%	H_2O +	0·14%
CO_2	0·21%	H_2O —	0·27%

Aus derselben Analysenreihe lherzolithischer Typen haben etwas veränderte Gesteine: SiO_2-Gehalte zwischen 39·3 und 42·3%, Wassergehalte + (110°?) 2·7 bis 6·8%, solche — (110°) 0·22 bis 0·66%.

Die Analyse eines anscheinend in leichter Zersetzung befindlichen Lherzoliths von Krnda bei Ušice Zlatibor, durchgeführt von M. TAJDER (mitgeteilt von F. TUČAN [162]) schließt noch mit ähnlichen Ergebnissen an, geringer ist der MgO-Gehalt (34·66), auch Al_2O_3 (0·92), NiO ist 0·47, Cr_2O_3 0·35, P_2O_5 in Spuren.

Drei harzburgitische Gesteinsproben des Zlatibor zeigen nach den von M. St. PAVLOVIČ mitgeteilten Analysen durchschnittliche Zusammensetzung in:

SiO_2	40·6 %	Na_2O	0·4 %
Al_2O_3	2·8 %	K_2O	0·1 %
Fe_2O_3	2·0 %	TiO_2	Spur
FeO	6·6 %	Cr_2O_3	0·17%
MnO	0·18%	CO_2	0·7 %
NiO	0·22%	F	0·06%
MgO	39·1 %	H_2O +	4·2 %
CaO	2·6 %	H_2O —	0·4 %

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Was den ursprünglichen TiO_2-Gehalt betrifft, dürfte er in den bosnischen Lherzolithen, mit häufig Rutil, höher vorauszusetzen sein als in den harzburgitischen Gesteinen Mazedoniens und Albaniens, wo TiO_2 mit Fe-oxyden in die gabbroiden Restschmelzen verschwindet.

Wie weit der NiO-Gehalt der Balkanperidotite nur an Chromit oder auch an Olivin gebunden ist, steht noch offen. Die Analysierung von derbem Chromerz aus der Förderung Orašje, Mazedonien, ergab regelmäßig einen NiO-Gehalt von 0·08%.

Im Dunit von Kraubath, Steiermark, ist bekanntlich Olivin der Ni-Träger, nach F. RYBA [437] hält dort der Olivin 0·66% NiO.

Ph. KRAFT [753] betrachtet Nickel in Olivin primär eingebaut, ob mechanisch beigemengt oder Magnesia ersetzend?

COTELO NEIVA [462 a] fand in Olivin eines portugiesischen Peridotits 0·05 bis 0·26% Ni und 0·04% Co. Der Ni-Gehalt des schwach serpentinisierten Kraubather Olivinfelses, Steiermark: um 0·2% (R. MÜLLER [874 a]).

Bekanntlich haben Ni und Mg gleiche Ionenradien, darum ist auch Untertauchen des Ni in Olivin begünstigt, so lange nicht Schwefel oder Arsen zur Bindung reizen.

SANDELL und GOLDICH [786], die sich mit der Untersuchung der selteneren Bestandteile amerikanischer Eruptivgesteine befaßten, stellen heraus: Ni-Gehalt folgt dem Mg-Gehalt, bevorzugt aber die Orthosilikate; Ni ist also im Mg des Olivins viel mehr als im Mg der Pyroxene zu finden. Ähnlich verhält sich auch Co, ist jedoch unabhängig von den Orthosilikaten.

Als Durchschnitt des Cr_2O_3-Gehaltes am Beispiel uralischer Dunite gibt A. ZAVARITSKY [550] 0·5% an.

Die Schmelztemperatur der feldspatfreien basischen Gesteine wird verschieden beurteilt; der Erstarrungsvorgang verläuft infolge des immer gegenwärtigen Wassergehaltes in der Natur eben anders als experimentell.

Magmen haben bekanntlich keinen Kristallisationspunkt, sondern ein Kristallisationsintervall (ROSENBUSCH-OSANN [779]), ein Temperaturintervall zwischen beginnender und endender Erstarrung.

Es ist zu unterscheiden zwischen Magmentemperatur, der Schmelztemperatur für in der Tiefe verborgen bleibende, unter Druck eingeschlossene Schmelzflüsse, und Laventemperatur für Schmelzflüsse, die sich mit der Oberfläche ins Gleichgewicht zu setzen haben. Für peridotitische Gesteine kennt man keine Laven. (Für Kimberlite Südafrikas wird allerdings peridotitischer Tuffcharakter vermutet.)

Die Schmelztemperaturen der Mineralkomponenten der Peridotite sind hoch. Für künstlichen Enstatit werden 1300° als Bildungstemperatur angegeben (ERDMANNSDÖRFER [721]). Gabbro schmilzt nach ERDMANNSDÖRFER bei 1685°. Natürliche Pyroxene erstarren im Intervall von 1550 bis 1420° (BARTH [694]). Die Schmelztemperatur von Olivin als Mischkristall zwischen Forsterit Mg_2SiO_4 und Fayalit Fe_2SiO_4 bewegt sich zwischen den Schmelzpunkten des ersteren von 1890° und 1205° des letzteren; für gewöhnlichen Mg-reichen Olivin wird 1800° angegeben (BARTH).

Diese hohen Temperaturen brauchen in der Natur auch bei niedrigen Drucken nicht zutreffen, da der stete H_2O-Gehalt beträchtliche Schmelzpunkterniedrigungen zu bewirken vermag. Für den Peridotit von Kaersut auf Grönland mit 4% H_2O schätzt K. DRESCHER [644] die Bildungstemperatur mit 1200° ein. Andere Schlüsse in Richtung

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Intrusionstemperatur der Peridotite gehen sogar bis auf 600° C herab (SOSMAN in BARTH p. 96 [694]).

Für die Balkanperidotite sind Schätzungen der Intrusionstemperatur auf Grund der speziellen Verhältnisse meines Wissens bisher nicht erfolgt. Es bestehen jedenfalls keine Anzeichen, die auf abweichend hohe Schmelztemperaturen schließen lassen, ebenso ist die Abkühlungsgeschwindigkeit als gering anzunehmen, da keinerlei Phänomene auf rasche Abkühlung hindeuten.

Gasgehalte, Restschmelzen, Restlösungen.

Gaseinschlüsse, Mineralbildungen aus Restlösungen, Absätze von Dämpfen in miarolitischen Hohlräumen, aus Peridotiten des Urals bekannt, werden in Peridotiten des balkanischen Raumes nicht — zumindest Gasgehalte nicht — angetroffen, obwohl hier der Bergbaueingriff in Peridotitmassive bereits beachtliche Ausdehnung erreicht hat.

Über Gas und seine Zusammensetzung, im Ural aus Dunit erbohrt, siehe Angaben S. 360.

Dem H_2O-Gehalt im peridotitischen Magma scheinen andere Eigenschaften zuzukommen, als sie Gasen und Dämpfen der mittelbasischen bis sauren Magmen mit ihrer aktiv nach außen drängenden Wirkungsweise eigen sind. Der H_2O-Gehalt bleibt auch in der Erstarrungsphase der Peridotite magma-gebunden und wird in der ausklingenden endmagmatisch-hydrothermalen Phase teilweise noch während der Erstarrung oder unmittelbar nachfolgend für die Serpentinbildung verbraucht. Aus diesem besonderen Verhalten der Dampfphase des Peridotitmagmas während der Erstarrung ist z. T. auch das Ausbleiben besonderer Kontaktwirkungen zu erklären.

Als versteinte saure Restschmelzen des Peridotitmagmas können die Gabbropegmatit-Gängchen angesehen werden, die als schmale, meist kaum Handbreite überschreitende Gangschlieren in fast allen Peridotitmassiven des Balkans anzutreffen sind. Sie sind nicht Vertreter besonderer Gabbrointrusionen, ihre petrographische Natur wird aber unter den Gabbros noch näher erörtert. In die Gabbropegmatite flüchten sich nicht nur Ti- und Fe-Oxyde des Magmas, sondern auch Ni-Sulfide, wie das Auftreten von derbem Rotnickelkies im Kern eines Gabbropegmatits auf der Tiefbausohle des Bergbaues Ravnište bei Raduscha, Mazedonien, sehr schön vor Augen stellte [64].

Im Ural sind miarolithische Hohlräume in Peridotiten häufiger und werden von Mineralabsätzen der magmatisch-hydrothermalen Endphase des Peridotits in Anspruch genommen; vorzüglich finden sich darin Platin und Platinsulfide, Perowskit ($CaTiO_3$), Vesuvian und andere teils Cr-haltige Minerale.

Im Derberz der Chromitlagerstätte Zentrale Lojane bei Skoplje, Mazedonien, werden an Ausfüllung miarolithischer Hohlräume gemahnende winzige Drusenfüllungen von Uwarowitkristallen z. T. von Diopsid begleitet, wahrgenommen, die aber nicht primärmagmatisch, sondern erst späterer Einwirkung durch granitische Dämpfe entlang Berstungsrissen ihre Entstehung verdanken.

Spielt Pneumatolyse in ultrabasischen Gesteinen, von ihrem etwaigen Anteil an der Serpentinisierung abgesehen, eine geringe Rolle, so erringt sie in basischen Gesteinen des Gabbrotyps schon eher Gewicht, doch sind vom Balkan hiefür keine Extremfälle aufzuzeigen.

In Norwegen füllen bekanntlich Cl-F-Apatite Gangspalten ihres gabbroiden Muttergesteins unter Umwandlung derselben an den Kontakten zu Skapolithhornblendefels.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Viskosität. Mit der Beschreibung der Viskosität des peridotitischen Gesteinsschmelzflusses der Intrusionen auf der Balkanhalbinsel und Kleinasien ist ein Fragenkomplex angeschnitten, dessen richtige Beantwortung wesentlich ist sowohl für die Erkenntnis von Bildungsweise, Differentiation, Intrusionsmechanik, Lagerungsbeziehung und innerer Baugesetzlichkeit der Gesteine des Peridotitzyklus an sich als auch in Beziehung zu den eingeschlossenen Chromitlagerstätten.

Die Viskosität, Zähflüssigkeit von Gesteinsschmelzen steht in Abhängigkeit von Temperatur, chemischer Zusammensetzung, Druck und Durchgasung. Für Tiefengesteine ist demnach ein anderes Verhalten vorauszusetzen als für Ergußgesteine. Temperaturzunahme, Durchgasung, Wassergehalt setzen die Viskosität im allgemeinen herab, Druck erhöht sie.

Es ist eine seit langem in fast allen Lehrbüchern der Petrographie vertretene Anschauung, daß die basischen Gesteins-Schmelzen dünnflüssig, die sauren zähflüssig, viskos seien.

Diese Erfahrung entstammt allerdings in der Hauptsache Laborversuchen und der Beobachtung an Lavenausflüssen rezenter Vulkane.

In C. DOELTERs Petrogenesis 1906 findet sich niedergelegt: Basalt dünnflüssig, Gabbro wenig dünnflüssig, Phonolith und Granit zähe Schmelzen. Laven wie Feldspatbasalt, Limburgit lassen sich in Formen gießen.

J. H. L. VOGT [817] spricht von Dünnflüssigkeit des Peridotitmagmas.

O. H. ERDMANNSDÖRFER 1924 in den „Grundlagen der Petrographie": Fe-Mg-Silikate liefern Schmelzen von sehr geringer Zähigkeit.

Schließlich BARTH 1939 in „Barth-Correns-Eskola": es ist eine geologische Erfahrung, daß basische Magmen niedrige, saure Magmen höhere Viskosität aufweisen; die basaltischen Ergüsse der basischen Vulkane sind dünnflüssig wie Öl.

Aber in einem speziellen Falle der magmatischen Differentiation wird H. BORCHERT 1930 [699] auch zu gegenteiliger Auffassung geführt: jeden Olivin- oder Pyroxenkristall als Magmenkörper mit Restschmelze betrachtend, wird die vorkommende Feinstausscheidung von Chromit in Olivin (Südafrika) auf Zähflüssigkeit des Olivinmagmas zurückgeführt, die zu einer Zeit bestand, als Chromit daneben noch hohe Flüchtigkeit besaß.

Bei meiner langjährigen geologischen Arbeit auf ultrabasischen Massengesteinsgebieten der Balkanhalbinsel hatte sich mir aus den Phänomenen der Lagerungsverhältnisse, der Gesteinsdifferentiate und ihrer Verteilung und Abgrenzung gegeneinander, aus der Beobachtung ungezählter Aufschlußbilder und Strukturerscheinungen, in Sonderheit auch aus Art, Verteilung und Texturen der Chromerzlagerstätten, frühzeitig, und immer von neuem darin bestärkt, der Eindruck herausgebildet, daß bei Platznahme der ultrabasischen Gesteinskomplexe und während des Erstarrungsvorganges verhältnismäßig zähflüssige Magmeneigenschaften geherrscht haben müssen. Die Passage über „zähflüssig" zu völliger Erstarrung dürfte lange Zeit gedauert haben. Das Fehlen feinkörnig-dichter Peridotitstrukturen, die stete Ausbildung mittel- bis grobkörniger Olivin- und Pyroxenaggregate sprechen ebenfalls zugunsten eines langsamen Abkühlungsvorganges.

Bereits in früheren Arbeiten über die Geologie der mazedonischen Chromerzlagerstätten, zuletzt 1937 [6], habe ich der Auffassung von zähflüssiger Beschaffenheit des Peridotitmagmas Raum gegeben und erst später bei genauerem Zunutzemachen der klassischen Arbeiten E. WEINSCHENKs [453] über die Serpentinpetrographie der Hohen Tauern 1894 habe ich mit viel Genugtuung festgestellt, daß dieser um die Serpentingeologie so sehr bemühte Forscher sich der Vorstellung von „wenig leicht-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

flüssiger Beschaffenheit" des intrudierenden Peridotitmagmas der Tauernserpentine gleichfalls nicht erwehren konnte. — Zu ungefähr gleicher Zeit hat A. LACROIX für die Magmabeschaffenheit der Pyrenäen-Peridotite Zähflüssigkeit in Betracht gezogen.

Im besonderen für die Bildung des Stubachitserpentins spricht E. WEINSCHENK (S. 57) aus: „Während der Aufstauung des Gebirges wurden an Stellen geringen Widerstandes die Schichtfugen der Schiefer gelöst und in die so entstandenen Hohlräume wurde ein viskoses Magnesiasilikat-Magma eingepreßt, welches unter mächtiger Spannung zu Olivin und Antigorit erstarrte." Unbeschadet der heute etwa nicht volle und allseitige Zustimmung findenden Auffassung über Antigoritbildung ist das viskose Verhalten aus den magmatischen und strukturellen Gesamterscheinungen dieses basischen Massivs abgeleitet worden.

Es hieße den Abschnitten über Chromerzlagerstätten und innerer Zonengliederung vorgreifen, würden im einzelnen die Beobachtungen über Lagerungsverhältnisse und Strukturen herangezogen werden, welche die Vorstellung von Zähflüssigkeit der peridotitischen Magmen unterstützt haben. Im großen ist es die Erkenntnis vom Innenbau der hochbasischen Gesteinsmassive, im Raduschamassiv am klarsten ersichtlich als übereinandergetürmte, eine magmatische Schichtung vollführende Folge der verschiedenen Differentiate, in diesen jeweils Ansatz, doch nur unvollkommen durchgedrungen, der Erscheinung von Kristallisationsdifferentiation. Die Differentiate einschließlich der Chromerzabspaltung bestehen nebeneinander in flüssigem oder weichem Zustande, sie erstarren im gleichen Kristallisationsintervall. Kurz: der Innenbau des in Differentiate zerlegten, erstarrenden Peridotitkuchens läßt ein zähes Teiggewoge erkennen mit Tendenz zu magmatischer Schichtung.

Das Peridotitmagma bleibt während seiner Platznahme zäh geballt, es gibt im allgemeinen keine Injektionen, keine Gangnachschübe oder Gangdurchaderungen, keine Gangapophysen ins Nachbargestein. Die viskosen Eigenschaften des Magmas stünden einer solchen Entwicklung entgegen. In gleicher Weise entgegenstehen müßte die viskose Beschaffenheit auch der Ausbildung von Migmatitgesteinen, damit den anscheinend schon chemisch bestehenden Mangel an Reaktionsbereitschaft verstärkend. Der nicht unbeträchtlich gegenwärtige H_2O-Gehalt des Magmas scheint nicht fähig gewesen zu sein, die Rolle stärkerer Durchgasung zu übernehmen und damit die Viskosität herabzumindern.

Herabgesetzte Viskosität dürfte allerdings den hybriden Typ der Peridotite auszeichnen, zu welchem die Alkaliperidotite und Genossen zu rechnen sind; diese, wie etwa die Biotitpyroxenite (D. REYNOLDS [776]), sind reich an flüchtigen Bestandteilen, neigen zu starker Alkaliabgabe an die Umgebung und sind auch zu Assimilation des Nebengesteins besser befähigt.

Für den H_2O-Gehalt, der gleichsam adsorptiv, ohne Dampf- oder Lösungsabgabe nach außen, dem ultrabasischen Magma anhing, muß besonderes physikalisches Verhalten angenommen werden. Die fehlende oder nur sehr dürftig anzutreffende Erscheinung von Kontaktmetamorphose ist hiefür Zeugnis.

Diese chemisch-physikalische Passivität des ultrabasischen Magmas, nur geringe Wirkung nach außen zu haben und von außen auch nur zögernd Einflüsse in sich aufnehmend, scheint eben außer durch chemische Beschaffenheit auch durch die viskose Eigenschaft befördert worden zu sein.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Strukturen und Texturen im einzelnen: gewundene Grenzlinien, breite fladige Ausdehnung der Schlieren, keine diffusen Übergänge derselben, häufig verwachsene oder erstarrungsmäßig verschweißte Grenzen auch der Gangschlieren, Ausbildung der verschiedenen Typen der Chromerzlagerstätten, insbesondere auch die verschiedenen sphärischen Texturen der Chromerze und eine Reihe weiterer Phänomene dieser Art (siehe auch Photoabb. 19) bestärken in der Ansicht, daß nur zähflüssiges Verhalten gleichzeitig flüssiger bzw. teigig nebeneinander bestehender Schmelzen imstande war, alle diese Erscheinungen hervorzurufen.

In diesem Zusammenhang ist bemerkenswert: gelegentlich eines Besuches der Nickelerzvorkommen Frankenstein in Schlesien unter Führung von Dr. E. SCHEIBE im September 1944 konnte ich mich von der zähflüssigteigigen Beschaffenheit der in der dortigen Nickelhütte anfallenden Schlacke überzeugen, welche ohne voll erreichte Schmelztemperatur in teigigem Zustand von der gleichfalls teigigen Ni-Fe-Luppe (7% Ni, 92% Fe) getrennt wird. Der Prozeß erfolgt im Krupp-Rennofen bei maximaler Temperatur von 1200°; die Schlacke, unter Beigabe von Kalk und Kohlenstaub aus Verarbeitung des Ni-haltigen Serpentins stammend, muß jedenfalls beträchtliche Anteile Mg-Silikate enthalten und als basisch bezeichnet werden.

Auch folgender Hinweis auf Viskosität aus der Peridotitstruktur im einzelnen kann nebenher Erwähnung finden: mitunter werden besonders weitgehend korrodierte, sich gabelnde und verzweigende Reliktformen von oktaedrischen Chromittropfen in Olivingrundmasse wahrgenommen, die schon bald den Eindruck von Skelettwachstum erwecken; hiefür kann ebenfalls viskose Magmeneigenschaft fördernd gewirkt haben.

So wenig man in der Lage ist, anders als mittelbar sich über die Viskosität basischer Plutonmagmen ein Urteil zu bilden, da Experimente an die natürlichen Bedingungen nicht heranreichen können, so lassen sich auch Zahlen über die spezifischen Gewichte solcher Schmelzen nicht unmittelbar gewinnen. Hohes spezifisches Gewicht, das die basischen Gesteine im Festen auszeichnet (3, 2—3, 5) und von jenem ihrer Hüllgesteine scharf absteht, wird auch schon vermöge der Viskosität den basischen Schmelzen eigen sein.

Nach DOUGLAS (cit. in ERDMANNSDÖRFER [721] S. 29) ist die Volumdifferenz der festen und flüssigen Masse bei kieselsäurearmen Gesteinen mit 5% experimentell ermittelbar, in der Regel ist also Kristallisation unter Volumschwund anzunehmen.

DALY hat schon 1903 (cit. DOELTER, Petrogenesis p. 34) errechnet, daß in sehr basischen Gabbro- und Peridotitschmelzen kompakte Blöcke der Nebengesteine nicht mehr einsinken können. Die Assimilation ist dadurch außerordentlich erschwert. Immerhin wird von Assimilation auch aus hochbasischen Tiefengesteinszonen berichtet.

Aus dem liegenden Teil des Norithorizontes im Bushveld Igneous Complex Südafrikas gibt A. L. HALL [597, 598] assimilierte Gesteine, besonders Dolomit, als Migmatit an.

Eine weniger durchsichtige Art von Assimilation, weil dynamometamorph verwischt, ist von F. ANGEL [370] aus dem Serpentin der Gleinalpe, Mittelsteiermark, bekanntgemacht worden: an den Serpentinstock reichen beiderseits Kalkzüge heran, deren ideelles Fortstreichen in Serpentin durch Ausbildung von Karbonatserpentin markiert ist.

Ob gewisse Amphibolitschollen der Peridotitmassive des Balkans, massig oder auch geschlichtet oder — primär? — geschiefert inmitten eines tektonisch unversehrten Serpentinabschnittes steckend, beispielsweise nächst Časak bei Raduscha, Mazedonien, und hier dachnahe, nicht doch auch Migmatitkörper darstellen, bedarf noch der Untersuchung. Vermutlich steht auch das isolierte Auftreten von Granat-Vesuvianfels inmitten von Peridotitmassen mit Assimilationsvorgängen in Zusammenhang, sofern nicht aus-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schließlich metamorpher Stoffwechsel in Frage kommt; u. a. geschilderte Vorkommen dieser Art aus dem Paranguserpentin in den Südkarpathen (MURGOCI-MONTEANU [187]), aus dem Ossolatal der Westalpen (ARTINI [387 a]).

Die vorgenannten Beispiele sind aber Ausnahmen, welche den im allgemeinen der Migmatitbildung abholden Charakter der ultrabasischen Schmelzen nur schärfer hervortreten lassen. Dieser Migmatitfeindlichkeit, dem Nichtmischungsvermögen der ultrabasischen Schmelzen ist es zum guten Teil zuzuschreiben, daß die beschränkten Varianten der ultrabasischen Gesteinsbildung und der mit ihnen verbundenen Chromerzausscheidung, sowohl in Textur als auch Zusammensetzung und sonstigen Eigenheiten weltweite Uniformität aufweisen.

Differentiation und Existenzfrage eines selbständigen peridotitischen Magmas. Die wichtigsten, räumlich ausschlaggebendsten Teilvorgänge in der Differentiation und Erstarrungsabfolge des peridotitischen Magmas sind die Bildung von Dunit, Pyroxenperidotit und Pyroxenit. Diese Gesteine in wechselndem Anteil setzen die ultrabasischen Gesteinsmassive des Balkans und Kleinasiens in der Hauptsache zusammen. Ein winziger, doch fast ständig gegenwärtiger Ausschnitt an Gabbropegmatit verrät den jeweils äußerst geringfügigen Anteil saurer Magmensubstanz, die sich als Restschmelze in die entstehenden Fugen der erkaltenden basischen Spaltmagmen verliert.

Die übrigen basischen Gesteine im Bereich der ultrabasischen Komplexe, voran Diabas und Gabbro, sind mit den Gesteinen der Peridotitreihe zwar genetisch z. T. aufs engste verknüpft, was auch in der räumlichen und zeitlichen Abfolge zum Ausdruck kommt, aber nur vereinzelt reicht die Bildungszeit etwa von Gabbro noch in die magmatische Phase der Peridotits hinein, wie beispielsweise die diffuse Vermengung von Peridotit- und Gabbromagma im Ibarmassiv, Serbien, hiefür beweiskräftig ist und der Gabbro daselbst als gleichzeitiges Differentiat desselben Magmas anzusehen ist, aus dem die Gesteinsglieder der Peridotitreihe hervorgingen.

Die Art der Differentiation aus dem Stamm-Magma: ob Spaltung, Liquation in unmischbare, verschieden basische Teilschmelzen während der flüssigen Phase oder ob ausschließlich Abkühlungs- bzw. Kristallisationsdifferentiation die Ausbildung der verschiedenen Teilglieder der peridotitischen Gesteinsreihe vollbrachte, bedarf jeweils genauerer Untersuchung; für die basischen Massive der Balkanhalbinsel und Kleinasiens ist die Frage meines Erachtens noch nicht mit völliger Einheitlichkeit zu beantworten. Beobachtungen besonders an jenen Vorkommen, wo magmatischer Schichtenbau, innere Zonengliederung hervortreten, lassen im allgemeinen Schlüsse zu, die für die Bildung dieser Massive einen kombinierten Vorgang von Spaltung und Kristallisationsdifferentiation anzunehmen berechtigen. Erst dieser kombinierte Vorgang würde den Erscheinungsweisen von Gestein und Chromlagerstätten am ehesten gerecht.

Im Abschnitt über inneren Zonenbau wird darzutun sein, daß die Tendenz zu magmatischer Stockwerksbildung in mehr minder schichtartiger Ausbreitung, ohne jedoch im einzelnen die Phänomene scharf ausgeprägter Kristallisationsdifferentiation etwa in Annäherung an die Vollkommenheit der Bushveld-Phänomene zu zeigen, am ehesten aus dem Bestehen fertiger, aus der Tiefe geförderter Differentiate erklärt werden könnte, was auch mit anderen wichtigen Beobachtungen im Gesteinsverband

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

übereinstimmen würde. Zugleich sind Anzeichen zu vermerken, daß im fertigen, doch noch flüssigen bis zähflüssigen Stockwerksbau die Kristallisationsdifferentiation auch gravitativer Art gleichsam nachhinkend einsetzte und nur mehr zu beschränktem Erfolg gedieh. Allerdings steht mit dieser Vorstellung die Fragebeantwortung nach den Vorgängen und Gesetzlichkeiten bei der abseitigen Bildung der Differentiate — wie weit vielleicht dort Kristallisationsdifferentiation herrschend gewesen ist — noch aus. Das Problem ist also nur seitlich oder völlig nach einem tieferen Magmenkeller verlagert.

Ein wichtiges Moment in der Beurteilung der Differentiation wurde durch die Vorstellung der „fraktionierten Kristallisation" (T. W. BARTH [694] S. 36) hineingetragen: verschiedene Ausscheidungsfolgen, je nachdem Ausgeschiedenes und Restschmelzen beisammenbleiben oder schon während der Erstarrung getrennt werden. Im letzteren Falle kommen die Reaktionsverhältnisse zwischen Restmagma und frühgebildeten Kristallen nicht mehr zur Auswirkung, das spezielle BOWENsche „Reaktionsprinzip" mit den Entwicklungsreihen Olivin über Pyroxen, Hornblende, Biotit zu Quarz auf der einen Seite, Bytownit über Labrador, Andesin, Oligoklas zu Albit auf der anderen Seite, kann nicht mehr in Vollkommenheit ablaufen.

Die Parallelität der Gesteinsentwicklung im Kleinen und Großen, Kristallisationsreihenfolge und Differentiationsreihenfolge hat BROEGGER erkannt (cit. BARTH, S. 37).

LÖWINSON-LESSING [758 b], sich gegen die Annahme von Bestand eines selbständigen peridotitischen Magmas wendend, hat in tiefgründigen Ausführungen die Ursachen von Vielfalt der magmatischen Differentiation aufgezeigt, hiebei wiederholt betont, daß von einer Universalhypothese derselben nicht gesprochen werden kann.

Unter der angeführten Vorstellung wäre das Niveau der magmatischen Spaltung und das eigentliche Intrusionsniveau einiger Wahrscheinlichkeit nach getrennt.

Über das Intrusionsniveau wird im Abschnitt Innenbau und Intrusionsmechanismus noch einiges ausgesagt.

Das Niveau der magmatischen Spaltung wäre unmittelbar oder nahe an das Dach des Simagürtels zu verlegen, soweit nicht Spaltung im Aufstiegstrichter selbst sich vollzog. Trennung der Schmelzen durch die Bewegung selbst haben CLOOS, BALK u. a. vertreten: Statische Bedingungen der Differentiation würden sich seltener ereignen als dynamische (CLOOS).

Die weltweite Gleichartigkeit der Erscheinungsweise gerade der Gruppe von Peridotitkomplexen fördert die Vorstellung einheitlicher stofflicher und physikalischer Bedingnisse, die am ehesten in bedeutender Erdtiefe, auch noch das Intrusionsniveau einschließend, vorauszusetzen sind. Die Vorstellung von der Simaschale des Erdinnenbaues hat sich ja zum größten Teil auf die Existenz der Peridotite gestützt.

Sind die Balkanperidotite aus — relativ — selbständigen Magmen hervorgegangen? Aus ihrem geologischen Auftreten ist die Frage eher zu bejahen. Unabhängig von granitischen und syenitischen Intrusionen, als deren Abspaltungen oder Randfazien, wie etwa im Harzgebirge Mitteldeutschlands, die peridotitischen und gabbroiden Gesteinskomplexe sonst gerne genommen werden, setzen die Peridotite ihren Zug durch die Balkanhalbinsel nach Kleinasien fort, in jeder Zeitrichtung ab ihrer Intrusion, sowohl nach Vergangenheit als Zukunft, von Granit oder Syenit durch geologische Zeitepochen-Abstände getrennt. Nicht einmal die gabbroiden oder gabbrodioritischen Begleitgesteine sind überall ein unerläßliches Anhängsel der Peridotite, oft treten sie ganz zurück und

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

weiträumige Peridotitabschnitte verbleiben ohne gabbroide Einschaltung, oder aber Gabbros ihrerseits nehmen die dominierende Stellung ein.

Bei den Diabasen zeigt sich ähnliches, wenngleich hier andere petrochemische und Intrusions-Notwendigkeiten herrschen, die einen Teil der Diabase zwar innig mit Peridotitintrusionen verflechten, andere Diabasförderungen wieder vo· die Peridotitintrusionen ansetzen oder häufiger auch noch um epochale Zeitspannen darüber hinaus andauern lassen.

Für den Bestand selbständiger Peridotitmagmen hat sich in jüngster Zeit besonders der amerikanische Geologe H. H. HESS [739, 741] eingesetzt.

Nach der Auffassung von BOWEN [701] wäre ja die Entstehung der Peridotite nur beschränkt gewesen auf ein Hervorgehen als gravitatives Sammelkristallat von früh geformten Kristallen eines basaltischen oder noritisch-gabbroiden Magmas. Als Beispiel dieser Art wird von BOWEN die kühle Randfazies des Peridotits der Insel Skye im N Englands angeführt, wo die Olivinkristalle in basaltischer Grundschmelze ausgeschieden sind.

Die tertiären Basalte der Balkanhalbinsel stehen in keinem zeitlichen und unmittelbaren genetischen Zusammenhang mit den Peridotiten, wenngleich sie räumlich nicht selten an die Peridotite heranrücken, so die Basalte von Momčilgrad und Krumovgrad in Ostbulgarien, der Leuzitbasalt von Stara Raška in der NW-Ecke Mazedoniens, die Basalte bei Kumanovo in Innermazedonien u. a.

Auch ein gabbroides Stamm-Magma ist für die Balkanperidotite nicht sehr wahrscheinlich, da das bedeutende Überwiegen der Ultrabasica gegenüber mitintrusivem Gabbro ein viel basischeres als gabbroides Muttermagma zur Voraussetzung hätte.

Derselbe Grund hindert zwar VÄYRYNEN HEIKKI [497] nicht, den Dunit des Petsamofeldes in Finnland im Sinne BOWEN entstanden zu denken als gravitatives Kristallisationsdifferentiat von Olivingabbro, obwohl die Dunitmassen den Gabbro bei weitem überwiegen, also doch sehr basisches Stamm-Magma vorausgesetzt werden müßte.

H. H. HESS [741] unterscheidet die Peridotite der Erde nach solchen der orogenen Gürtel und solchen der Ruhebezirke. Die Orogenperidotite HESS' würden dem „initialen Magmatismus" im Sinne H. STILLE entsprechen. Für die Peridotite der Ruhebildung wäre reine Kristallisationsdifferentiation und Bindung an Basalte im Sinne H. BOWENs anzunehmen, sie wären etwa im Kratogen KOBERs zuhause, HESS bezeichnet sie als gewöhnliche feldspatfreie Gesteine mit „Mafic's" und nennt im Gegensatz dazu das aus selbständigem Magma herstammende Peridotitgestein „Ultramafic".

Von Wichtigkeit erscheint der Versuch von H. H. HESS, die Unterscheidung nach Herkunft der Peridotite, ob mafisches oder ultramafisches Gestein, nach petrochemischen Kennzeichen zu treffen: In Ultramafics wäre der Molekularquotient Mg/Fe größer als 7·5, in mafischen, von Basalt herzuleitenden Peridotiten wäre derselbe Quotient 3·1—7·5. Auch erwiesen sich die ultramafischen Gesteine niedriger im CaO- und Al_2O_3-Gehalt als die mafischen. Ferner wurde versucht, den absoluten Wert des FeO-Gehaltes als Unterscheidungsmerkmal zu benützen: Peridotite der orogenen Gürtel hätten 6—8% FeO in den Bauschanalysen, jene der Kristallisationsdifferentiation 11% FeO und mehr.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Aber HESS gibt selbst zu, daß für Peridotite aus Ural und Balkan die Trennung nicht so scharf sei, daß hier höhere und niedere Werte der Molekularquotienten wie oben angegeben errechenbar wären.

Damit soll der Versuch, für die Entstehungsfrage der Balkanperidotite auch von chemischer Seite her Stellung zu nehmen, meines Erachtens nicht aufgegeben werden. Ich selbst habe in Unkenntnis von H. H. HESS' Bemühungen schon seit langem versucht, nach chemischen Prinzipien in der inneren Zonengliederung der Balkanperidotite, vor allem auch in den Beziehungen von Chromitlagerstätten und deren Zoneneinordnung und Begleitgestein, nachzuforschen. Auch hier waren bisher nur teilweise befriedigende Ergebnisse zu erzielen.

Daß die Balkanperidotite und mit ihnen jene Kleinasiens, eine Zwischenstellung einnehmen zwischen „mafics" und „ultramafics", mag eben darin begründet sein, daß neben ihrem Charakter als selbständiges Magma an ihnen auch Grundsätze der Kristallisationsdifferentiation verwirklicht erscheinen, die in petrographischer Beschaffenheit, in magmatischem Schichtenaufbau und in der Typenverteilung der Chromitlagerstätten zum Ausdruck kommen. Ganz allgemein scheinen aber diese Eigenschaften mehr minder allen Peridotiten des orogenen Zyklus zuzukommen, so daß mit einer scharfen Trennung der petrochemischen Eigenschaften orogener und anorogener Peridotite überhaupt nicht zu rechnen sein wird. Die Phänomene von magmatischer Schichtung und anteiliger Kristallisationsdifferentiation schlagen die Brücke zwischen den Peridotiten der beiden Enstehungsarten.

Abschließend sei noch des „sekundären Serpentinits" der HESSschen Auffassung [739] gedacht: Dunitgänge in unregelmäßig schmalen Massen, die in situ geformten Harzburgit durchsetzen, werden durch Wiederaufschmelzen des Harzburgits und Wiederausscheiden als Dunit während der magmatischen Periode gedacht. Ähnliche Beobachtungen am Gesteinsbild können beispielsweise auch im Serpentingebiet von Raduscha, Mazedonien, gemacht werden, sind aber dort, wie mir dünkt, viel zwangloser durch das Nebeneinanderbestehen viskoser Schmelzen zu deuten.

3. Absonderungsformen des Peridotits.

Flächenhafte magmatische Schichtung, Bankung und allgemein Abkühlungsklüftung als Schrumpfungsklüfte sind in erstarrten Peridotitkörpern ebenso vorhanden, wie sie H. CLOOS von sauren Intrusivmassen eingehender zu betrachten gelehrt hat. Systematisches Beobachten hierüber ist allerdings seltener durchführbar, da die basischen Massen des Balkans und Kleinasiens, stets in tektonisch stark beanspruchten Erdkrustenteilen gelegen, der Zerreißungstektonik, der tektonischen Auflösung in Schuppen, in besonderem Maße erliegen und in deren Folgewirkung die Kluftanlagen nach ihrer Genesis, ob Erstarrungsphänomen oder tektonischen Ursprungs oder sich überdeckend, nicht immer leicht auseinander zu halten sind.

Als ein Gebiet verhältnismäßiger Unversehrtheit des inneren Zusammenhanges einer großen basischen Masse wurde das Gebiet von Raduscha in Mazedonien erkannt. Auch der Zlatibor in Westserbien wäre eine wenig bewegte, im Zusammenhalt gebliebene peridotitische Masse.

In Raduscha sind primäre magmatische Schichtung, das schichtweise Abwechseln pyroxenführender und pyroxenfreier mächtiger Gesteinslagen im Vertikalaufbau des Peridotitmassivs klar zu erkennen. Einzelmächtig-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

keiten solcher magmatischer Schichtwechsellagerung, auch morphologisch durch verschiedene Verwitterbarkeit der dunitischen und Pyroxen-führenden Lagen hervortretend, sind von wenigen Metern ansteigend bis zu 50—80 *m* und darüber wahrzunehmen.

Dem annähernd ebenen Verlauf dieser magmatischen Schichtgrenzflächen parallel ist im Raduschabereich auch eine Abkühlungsbankung entstanden, die Bänke schwankender Dicke, oft nur bis zu einigen Dezimetern stark erzeugt, ohne gerade mit gleichmäßigem Fortlaufen im Streichen verbunden zu sein. Gewöhnlich ist diese schichtparallele Bankung jedoch kaum oder zumindestens viel weniger hervortretend als eine dazu annähernd senkrecht gestellte, die mit wechselnd dicken, manchmal auch ziemlich gleichmäßig dicken Bänken in scharfen Wandfluchten bei annähernd gleicher Richtung quer durch die dunitischen und pyroxenperidotitischen (harzburgitischen) Gesteinslagen hindurchsetzt. Eine dritte, wenig regelmäßig ausgeprägte Bankung zusammen mit verschiedenen, auch öfters gleichlaufenden Systemen tektonischer Klüftung steuert zum blockigen eher denn parallellepipedischen oder plattigen Zerfall der Peridotitmassen bei.

In den Pyroxen-führenden Lagen des Raduschaperidotits ist die steilstehende Querbankung in der Regel doch ausgreifender, bevorzugter entwickelt wie im Dunit. Dies trifft nicht nur für die Vardarzone zu. Aber auch reine Dunitfelsmassen können von ausgezeichneter magmatischer Querbankung erfaßt sein, wie es beim frischen Dunit der Peridotitmasse von Kukes, Nordalbanien, der Fall ist.

Im Abschnitt über die innere Gliederung der Peridotit-Serpentinmassen wird hingewiesen, daß beispielsweise die auffallend stetig gebankten Serpentine Bosniens, der sogenannten „Mittleren gebankten Zone" zugehörig, in der Tat überwiegend Pyroxenserpentine sind. Die Chromerzführung von Dubostica mit diopsidischer Gangart folgt Bankungsfugen des Pyroxenserpentins. Die vorzügliche Bankungseigenschaft der bosnischen Serpentine war schon vor 1900 Gegenstand der Beobachtung von WALTER [168] und KISPATIĆ [81].

Von den Harzburgiten des Zlatibor beschreibt HAMMER [55] NO bis NNO geneigte Bankung und senkrecht dazu eine saigere Klüftung, die unabhängig von Mineralbestand und Struktur hindurchsetzt.

Die grobgebankte Serpentinzone von Marmaris in Anatolien besteht fast durchwegs aus Pyroxenserpentin.

Die Unterscheidung zwischen Abkühlungsklüftung und Klüften tektonischen Einflusses ist nicht immer einfach und sicher zu treffen. Mitunter erleichtert der Belag der Klüfte mit plattigen Pyroxenkriställchen, die wie angepreßte Schuppen sich den Kluftflächen parallel stellen, das Zuweisen der Klüfte zu den magmatischen Phänomenen. Die Kluftfläche kann hiebei narbig, das Wachstum der Pyroxenkristalle nach innen gerichtet sein.

Gerade in pyroxenfreien Gesteinen kann eine solche Pyroxenkornpflasterung der Klüfte besonders auffällig werden. Mitunter steigert sich die Pyroxenführung der Klüfte zu richtigen Pyroxenitgängchen, sich so parallel in die Reihe der übrigen Abkühlungsklüfte stellend.

Starke Serpentinisierung, Ausbildung matt durchscheinender Serpentinsäume an den Kluftflächen, kann mit schon verminderter Sicherheit für Kennzeichnung als Primärklüfte herangezogen werden.

Die Beziehung, bzw. fallweise Übereinstimmung von Kluftflächenrichtung des Gesteins und Plattenebenen-Richtung plattig ausgebildeter

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Chromerzlagerstätten ist ebenfalls für die Auffassung solcher Klüfte als Abkühlungsklüfte bedeutsam.

Alle Beobachtungen dieser und ähnlicher Art, gegeneinander abgewogen und verglichen, sind beispielsweise bei der geologischen Aufnahme einer großen Tagbauentblößung in Peridotitmassen geeignet, in das anfänglich verwirrende Bild der meist dicht gesäten, scheinbar regellosen Durchklüftung weitgehend Ordnung und systematische Auflösung zu bringen.

Das Durchgreifen solcher magmatischer Kluftrichtungen, denen in verschiedenen Stockwerkniveaus Erzschlierenplatten gleicher Streichrichtung entsprechen, quer über ein ganzes Massiv, unbehindert durch den petrographischen Gesteinswechsel, beweist die Aufprägung der Abkühlungsklüfte auf ein gemeinsam erstarrendes, wenn auch in sich magmatisch differenziertes Magmenstockwerk.

Eine primär-schollige Ausbildung von Pyroxenperidotit in Dunit, seltener umgekehrt, ist auf mazedonischen Serpentinen nicht selten anzutreffen, sie stellt einen Übergangstypus zu magmatischer Breccienbildung dar. Im Raduscha-Massiv ist bei Jaschince die Grenze von Pyroxenserpentin nach oben gegen Dunit zwar scharf, doch im liegendsten Dunit schwimmen dicht gestreut größere und kleinere Pyroxenperidotitschollen von Kopfgröße ansteigend auf mehrere Meter Durchmesser, bis nach oben reiner Dunit das Übergewicht erreicht (Siehe auch Abb. 18).

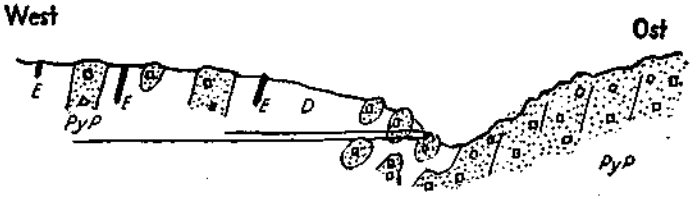


Abb. 115. Primärschollige Peridotitausbildung. (Der obere Stollen in Jaschince, Raduschamassiv.) Magmatisch-scholliger Übergang einer Pyroxenperidotitmasse (*PyP*) in Dunit *D* mit Sprenkelerzplatten *E*.

Schollenübergänge dieser Art sind häufig, allerdings dort, wo starke dynamometamorphose Einflüsse eine Durchbewegung oder Zerschieferung bewirkt haben, leicht mit rein mechanischen Absonderungen zu verwechseln.

Im Nebengestein der Chromerzlagerstätte Nada bei Raduscha sind solche Schollenperidotite als Grenzausbildung zwischen Dunit und geschlossenen Pyroxenperidotitmassen auf den Tiefbausohlen dieser Grube mehrfach erschlossen; starke Gesteinszersetzung durch langdauernde Grundwasserdurchtränkung erschwert allerdings klare Einsichten. — Von Albanien berichtet E. NOWACK die Ausbildung von „Konglomeratserpentin", schollig glasig, wohl in der Hauptsache Ausdruck mechanischer Umprägung; vielleicht liegt auch hier fallweise primär-scholliger Serpentin zugrunde. Schlierig-schlackige Textur von Serpentinen Nordalbaniens, deren Erscheinungsweise zuerst Baron NOPCSA auffiel, spricht wohl eher für primärmagmatische Textur, wird aber doch seltener angetroffen.

Schollentextur, Perioditschollen in Gabbro am Peridotitrand als magmatische Übergangsfazies zu Gabbro, findet E. KALKOWSKY [477] aus dem ligurischen Apennin erwähnenswert.

Neben den schichtigen und bankigen Absonderungen ist vereinzelt auch eine den Diabastexturen ähnliche sphäroidische Absonderung in Peridotitserpentin zu beobachten, die zumeist erst bei weitgehender Verwitterung durch annähernd konzentrisch-kugelschalige Ablösungen sich dartut.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

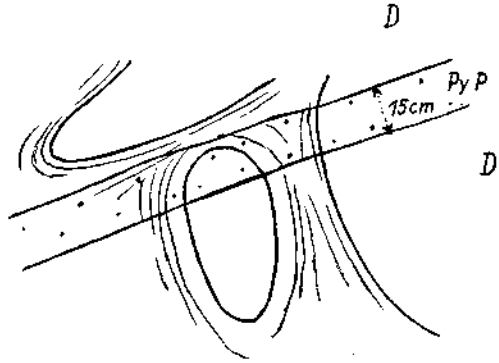


Abb. 116. Ellipsoidische Peridotitabsonderung nächst Magnesitwerk Wafdos am Wege nach Neo Plaghia (Chalkidike).

PyP = Pyroxenperidotit, *D* = Dunit; die kugelig-ellipsoidischen Absonderungsflächen übergreifen beide Gesteinstypen.

Von griechischen Serpentinen haben dies bereits HILBER und IPPEN [275] beschrieben. CLAR [395] erwähnt ähnliche Erscheinungen von Kraubath in Steiermark. Im Bereich Tagbau des Chromitbergbaues Zentrale Lojane bei Skoplje, Mazedonien, ist annähernde kugelschalige, diabasähnliche Absonderung des Serpentins mit kaum *dcm* betragenden Halbmessern öfters zu beobachten; ellipsoidische Absonderung gibt es bei Wafdos auf der Chalkidike (Abb. 116).

In diesem Zusammenhang sei auf die algonkische Pillow-Lava in Böhmen verwiesen, von F. SLAVIK [892] beschrieben: ellipsoidische Blöcke von echtem Diabas oder Alkalidiabas schwimmen in ultrabasischer (pikritischer) Grundmasse.

Schließlich sollen hier noch die magmatischen Breccien Erwähnung finden, deren Bildung ebenfalls in Annäherung an die Erstarrungsphase oder bei teilweisem Erreichen derselben vor sich geht. In rein peridotitischen Gesteinen ist magmatische Breccienbildung verhältnismäßig selten, nur an Chromerzschlieren ist sie häufiger zu beobachten, richtig beheimatet unter den basischen Magmatiten ist sie in gabbroiden und vor allem in diabasischen Gesteinen.

Breccien eckiger Diabasschollen, diabasisch verheilt, wurden in den vorangehenden Einzeldarstellungen der Chromerzreviere und ihren Profilen mehrfach verzeichnet.

Unter den Chromerzvorkommen sind es vor allem solche mit sphäroidischer Textur („Leoparderzvorkommen"), wo magmatische Breccienbildung als Eigentümlichkeit auftritt. Die Sphäroiderze in Dunithülle, frühmagmatisch und im Erstarrungsvorgang etwas weiter voran, werden von weniger zähflüssig nachschiebendem Bronzitit oder Dunit zerteilt, zu eckig bis mäßig gerundeten Bruchstücken zerschollt. Von der Lagerstätte Kukes in Nordalbanien wurde in Abb. 124 und Photoabb. 19 das selten schöne Beispiel einer Vorstufe magmatischer Schollenzerteilung gebracht, die in dieser Art als „magmatischer Verwurf" bezeichnet werden kann. Jedenfalls muß der Vorgang des Zerschneidens der Erzovoide unter gleichzeitiger Verschiebung der endgültigen Erstarrung vorausgegangen sein und bietet so im Kleinen Ausdruck für zähflüssiges Verhalten der Schmelzen.

4. Gang- und Schlierengefolgschaft des Peridotits, sonstige basische Begleit- und Grenzgesteine desselben (Gabbro, Norit, Diabas, Amphibolit, Eklogit usw.).

Eine echte Ganggefolgschaft, körnig oder porphyrisch struierte Nachschubgesteine verwandter mineralogisch-chemischer Zusammensetzung wie Peridotit, in diesen nach seiner Erstarrung unter Durchbrechen seiner

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Hüllgesteine intrudierend, ist auf balkanischen Peridotitmassiven wohl selten nachzuweisen. Entweder sind die vorkommenden Ganggesteine keine echten Gänge sondern Schlierengänge, vom Peridotit nie getrennt gewesen, nur innerhalb der erstarrenden Peridotitmasse länger flüssig geblieben und schließlich noch mit ihr gemeinsam erstarrt; oder es handelt sich bei echten Gangdurchbrüchen bereits um Gesteine gabbroider, noritischer, dioritischer Abkunft, also um Abkömmlinge weiterer Abspaltungen in der Tiefe.

Unter den Gangschlierengesteinen nehmen die Pyroxenite die Hauptverbreitung ein, das gleiche gilt auch für die Pyroxenite der unregelmäßig fladigen oder linsigen Schlierenmassen innerhalb Peridotit. Als Gangschlieren haben die Pyroxenite ihre Wurzel im Peridotitmassiv selbst, ihr oberes Ende klingt innerhalb des Peridotitmassivs aus. Die petrographischen und morphologischen Eigenschaften der Gangpyroxenite und Schlierenpyroxenite sind die gleichen wie die der Pyroxenite überhaupt und wurden bereits eingangs unter den verschiedenen Typen der Ultrabasica geschildert. Die verbreitetsten Typen unter den Gangschlieren sind Bronzitite und Diallagite. Dieselben Pyroxenitabarten sind auch vorherrschend in den unregelmäßig gestaltigen Pyroxenitschlieren. In magmatisch geschichteten Peridotitmassiven erscheinen häufig die Pyroxenitschlieren lagig oder linsig parallel der magmatischen Schichtungsebene, z. T. basisnahe jeweils im Dunit, der seinerseits in Verband mit Pyroxenperidotitlagen steht — als läge in diesen Pyroxenitmassen das Äquivalent für ursprünglich im Pyroxenperidotit gleichmäßig verteilten, dann aber doch noch in magmatischer Phase gesaigerten und gesammelten Pyroxen vor.

Neben Pyroxeniten, doch weniger häufig und in viel geringerem Massenanteil, sind die Gabbro- bzw. Noritpegmatite verbreitet. Auch ihre Bildung liegt zeitlich noch in der ausklingenden magmatischen Phase des Peridotits, sie stellen saure Restschmelzen dar, welche, am längsten flüssig, längs in Bildung begriffener Abkühlungsfugen in Peridotit eingepreßt werden. Vermöge ihrer hellen, weiß verwitternden Grundmasse, manchmal weiße Magnesitadern vortäuschend, heben sich die Gabbropegmatite auffällig von den dunklen Peridotitgesteinen ab. Durch Zurücktreten des dunklen Bestandteiles, rhombischer oder monokliner Pyroxene, gewinnt der Feldspat Labrador oder Bytownit Vormacht und das Gestein nähert sich Gabbroapliten und Anorthositen.

Fluidalgepräge, primärschiefrige Paralleltexturen zeigen von Strömung und orientiertem Druck während der Erstarrung, Korrosionen und magmatisch-brecciöse Ausbildungen an Gabbropegmatiten sind als Folge sprunghafter Änderung in den chemisch-physikalischen Abkühlungsbedingungen zu betrachten, z. T. eben durch Strömung bedingt.

Im noritischen Gabbropegmatit von Kavir Odjak (Raduscharevier, Mazedonien) fällt schon im Feldbefund eine Augengneis-ähnliche Struktur auf: dunkle Pyroxene heben sich als große rundliche Augen, beiderseits gangparallel ausgeschweift, von der weißlichen Grundmasse ab. U. d. M. enthüllt sich eine magmatisch-brecciöse Struktur (siehe auch 1. Teil, S. 53 und Photoabb. 28).

Ähnliche Texturen an Gabbropegmatit beschreibt W. HAMMER vom Zlatibor: auch dort ist rhombischer Pyroxen, unvollkommen prismatisch bis 1 *dcm* lang entwickelt, in eine Grundmasse mit Mörtelstruktur gebettet, die aus kleineren und größeren Plagioklaskörnern, Anorthit, zusammengefügt ist.

Die Gabbromassive selbst, die dem Zlatibormassiv anhängen, werden von pegmatitisch ausgebildetem Gabbro in Gängen und Ganglinsen durchsetzt, die nach St. PAVLOVIĆ [124] monoklinen Pyroxen nebst Olivin führen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Noritpegmatit, teilweise verändert, mit Zoisit und Vesuvian, befindet sich unter den von E. GORSKY [49] untersuchten Gesteinen von Časak im Raduschamassiv bei Skoplje. Pegmatoide Typen des Gabbros von Luti, im Chromerz führenden Peridotitmassiv von Oršova, Rumänien, hebt A. CODARCEA [176] hervor; große, oft gerundete Diallagkörner in Plagioklasgrundmasse der Pegmatite, welche im Gabbromassiv selbst aufsetzen.

Daß Nickel, an Arsen gebunden, sich in den sauren Restschmelzen des Peridotits konzentriert und mit Gabbropegmatit zur Ausscheidung gelangt, findet sich belegt durch das Vorkommen von derbem Rotnickelkies im Kern eines Gabbropegmatitganges der Tiefbausohle des Chrombergbaues Ravniště, Raduschamassiv, Mazedonien [64].

Abschließend sei vergleichshalber der petrographische Befund von Gabbropegmatit eines nordfinnischen Peridotit- und Gabbromassivs angeführt, der Arbeit von H. HAUSEN [493] über das Halditjokko-Massiv entnommen: auch dort grobkörniger Gabbropegmatit, der nach Verfestigung des Ganzen auf Spalten eindrang; katalytischen Gasen wird die grobkörnige Ausbildung zugeschrieben; der Pyroxen ist in diesem Falle Diallag, bis Faustgröße wachsend, der Plagioklas An_{57}. An den Salbändern findet sich bis 30 *cm* mächtig Strahlsteinasbest als Reaktionszone.

Glieder echter Anorthositgesteine, ausschließlich aus basischem Feldspat-Labrador oder Bytownit bestehend, habe ich auf balkanischen Peridotit- und Gabbromassiven bisher nicht angetroffen, wenn von örtlichen Übergängen der Gabbropegmatite zu -apliten abgesehen wird. Auch die Fachliteratur bringt keine Nachricht. Doch entsinne ich mich, in der Serpentinregion des bithynischen Olymps nächst Brussa in Nordkleinasien vor vielen Jahren einem kleineren, auch beschürftem Vorkommen von grobspätigem dunkelgrauem Feldspatit gegenüber gestanden zu sein, für den ich nachträglich Verdacht auf ein Anorthositvorkommen habe.

Vorkommen von Albitit, aplitischen Ganggesteinen — wohl auch Gangschlieren — als Restschmelzen fast nur oder überwiegend aus Natronfeldspat bestehend, werden mit wachsender petrographischer Literatur über Balkanserpentine zunehmend bekannt. In den Vorkommen der Albitite dürfte die leichte Neigung der Balkanperidotite zum Alkaligesteinstypus zum Ausdruck kommen.

Von wirtschaftlicher Bedeutung sind die Feldspatvorkommen von Tisovita am Donauknie bei Oršova in Rumänien, von A. STRECKEISEN [197] geologisch, von F. KIRNBAUER [182] lagerstättenkundlich beschrieben: in Gabbro und Serpentin setzen linsig nesterförmig Feldspatschlieren auf, kleinkörnig, ohne Quarz, glimmerarm bis glimmerfrei. Die Abgrenzungen sind scharf, ohne Übergang zum Nebengestein. Der Feldspat ist kein reiner Albit, sondern Glied der Kali-Natronreihe: 66% SiO_2, 21% Tonerde, 12% Alkali (6—10% Na), daneben auch Orthoklas mit geringem Natrongehalt. Beachtlich ist, daß Nephelinsyenit in Begleitung der Peridotite des Banats hochkommt.

Vom Zlatiborgebirge, Serbien, erwähnt PAVLOVIČ [124] das Auftreten von Albititgängen, das Ausstoßen von Na-Lösungen während der Kristallisation des Peridotits bezeugend.

Die Albitite des Ibarserpentins in Westserbien vermeint ILIČ [71] allerdings aus dem ultrabasischen Eruptivzyklus ausscheiden und in eine postsenone Serie stellen zu müssen, im Anhang an Diorite, Syenite und Granite. Es werden zwei Typen unterschieden: Albitite von Trnava, hellgrau, an Granit angelehnt, Albitite von Ivanje, grünliche, an Diabas erinnernde Gesteine mit reichlicher Epidot und Chlorit.

Das Auftreten der Natronhornblende in Form von Glaukophan- und Crossitgesteinen im Bannkreis der Balkanperidotite wird bei Erörterung von Fragen der Kontaktmetamorphose an späterer Stelle gestreift.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Das Erscheinen der Albititgänge in ultrabasischen Gesteinskomplexen ist von erdweitem Charakter. H. H. HESS [741] betont diese Verallgemeinerung und hält die Albitite für saure Schlieren, veränderte Pegmatite oder Fremdkörper.

Von den an sich alkaliarmen Pyrenäen-Peridotiten ist bekannt (ERDMANNSDÖRFER [721], S. 91), daß sie Ganggesteine alkalireicher Emanationen einschließen. Zu späterer Zeitepoche gewährten die Pyrenäen Raum den aufsteigenden Alkalibasalt- und Teschenitmagmen.

Unter den sogenannten Weißsteinen der Serpentine des Zopten in Schlesien hat in jüngster Zeit F. SPANGENBERG [524] Albitite in der Chromerzgrube Tampadel nachgewiesen.

Die Albitite der Serpentine des Ural führt A. ZAVARITSKY [551] zurück auf chemische Reaktion zwischen Dunitsubstanz und pegmatitisch-aplitischem Magma im Sinne des BOWENschen Reaktionsprinzips; die Albitite dringen am Ende der magmatischen Peridotitphase hoch, unmittelbar nach Bildung der spätmagmatischen Platin-Chromitansammlungen. Für den Ural sind freilich auch kennzeichnend die gewaltigen Ausmaße der Alkaligesteinsbereiche räumlich und zeitlich in Nähe zu den Peridotitintrusionen.

Jadeitite, Gesteine mit dem monoklinen Na-pyroxen Jadeit, sind vom Balkan nicht gemeldet. Es wäre immerhin möglich, daß dieses meist feinkörnige bis dichte, seltener filzig-faserige Gestein von oft schneeweißer Farbe, schwer, hart und zäh wie Nephrit, bisher der Beobachtung entging und etwa mit Magnesit- oder Gabbropegmatitgängen verwechselt worden wäre. Nach ROSENBUSCH-OSANN [779] sind Jadeitite häufig als linsenförmige Massen in Serpentin, Amphibolit und Gabbro der Apenninhalbinsel gefunden worden.

Auf die Untersuchung von A. W. G. BLEECK [557] an Jadeit-Albit-Ganggesteinen Oberbirma's, Indien, die in Serpentin eines kristallinen Grundgebirges eingeschlossen sind, wird später (S. 450, 451) zurückgekommen.

Im allgemeinen werden Jadeitite von alkalireicheren Magmen hergeleitet, besitzen (z. T.) bereits metamorphen Charakter, den Nephriten vergleichbar und sind wie diese in der ältesten Menschheitsgeschichte als Rohstoff für Waffe und Werkzeug verwendet.

Unter den basischen Begleitgesteinen des Peridotits und Pyroxenits, ihnen in Magmenverwandtschaft als auch zeitlich und räumlich in der Eruptionsfolge am nächsten stehend, sind Gabbrogesteine — Gabbro und noritische Gabbros bzw. Norite — sowohl auf der Balkanhalbinsel als auch in Kleinasien am weitesten verbreitet, fast jeder größeren geschlossenen basischen Masse ist Gabbro in einem gewissen Ausschnitt eigen.

Das Auftreten der gabbroiden Gesteine in den Peridotitmassiven ist mannigfacher Art. Es kann sich um mehr minder selbständige Massen von Gabbro handeln, die unvermittelt innerhalb der Peridotitmassive aufsetzen, meist jedoch kleineren Umfang aufweisen wie der Peridotit selbst oder Gabbro als Grenzgestein nimmt am Außensaum von Peridotitmassiven Platz. Für beide Fälle können Beispiele aus dem Zlatibormassiv Serbiens, von mazedonischen Serpentingebieten, aus der Oršova-Zone in Rumänien, ja fast von allen größeren balkanischen Peridotitmassiven angeführt werden. — Seltener ist der Fall, wo es zu einer Art Mischgestein von Gabbro und Peridotit kommt, gabbroide Substanz durchdringt peridotitische und findet sich bis zu kleinen Nestchen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

herab diffus in Peridotit verteilt. Solche Fälle hat W. HAMMER vom Zlatibor (auch M. ST. PAVLOVIČ), ebenso von der Bukowska planina in Westserbien, M. ILIČ vom Ibar-Serpentin der Umgebung von Raška, Westserbien, namhaft gemacht. Ich selbst konnte die gleichen Beobachtungen weiter südlich, im Chromerzrevier Ban Do bei Kossovska Mitrovitza machen. — Ferner erscheint Gabbro der Peridotitmassive als Glied des magmatischen Schichtenbaues, eingelagert oder wechsellagernd mit Pyroxenperidotit und Dunit; in dieser Stellung findet er sich in fast allen Querschnitten durch den Lojane-Chalkidike-ast der Vardar-Peridotitzone, besonders eindringlich treten diese Lagerungsverhältnisse auf der Chalkidike selbst gegenüber. — Schließlich ist Gabbro als Ganggestein — als Gangschliere wohl seltener — in Einzelgängen oder verzweigt und verästelt, örtlich beschränkt, innerhalb der Peridotitmassive anzutreffen; hiefür bieten viele Peridotitmassive hervorragende Aufschlüsse, von solchen sind die bosnischen Vorkommen bei Dubostica und das albanische Revier von Kukes im besonderen zu nennen.

Außer den Gabbrovorkommen, die sich unmittelbar mit Peridotit verbunden zeigen, gibt es eine Reihe von Gabbromassiven — aber auch Gabbrogänge — die sich selbständig entfalten, höchstens in Peridotitnähe sich finden oder auch gänzlich Peridotitmassen in nächster Umgebung vermissen lassen. Aber auch hier ist es unschwer — als Beispiel sei das Deli-Jovan-Gebirge in Ostserbien genannt — aus Verband, tektonischer Zoneneinreihung und petrographischer Beschaffenheit die Eingliederung in die einheitlichen Phänomene des ultrabasischen Intrusionszyklus des Balkans durchzuführen.

Die Petrographie der gabbroiden Gesteine der Balkanhalbinsel hat bereits eine Reihe von Einzeluntersuchungen erfahren.

KISPATIČ [81] hat sich als erster mit eingehenden mikroskopischen Studien der bosnischen Serpentine und auch der mit ihnen verbundenen Gabbros angenommen. Die Gabbrogesteine des Zlatibor hat W. HAMMER [55] untersucht, nachfolgend waren sie Gegenstand gründlicher mikroskopischer und chemischer Prüfung durch St. PAVLOVIČ [124]. Eugenia GORSKY [49] hat Gabbrogesteine von Časak im Raduschamassiv, M. ILIČ [71] von Raška im Ibartal, L. MARIČ [103] den Gabbro von Jablanica in Bosnien untersucht. Über albanische Gabbros haben HAMMER [227], KERNER v. MARILAUN [228], NOPCSA und REINHARD [233, 234], NOWACK [236] und VETTERS [252] kurze Angaben gebracht. Den Gabbroausschnitt im Peridotitgebiet von Oršova an der Donau hat CODARCEA [176] eingehendst dargestellt. Verhältnismäßig wenig Untersuchungen liegen aus Griechenland vor; HILBER und IPPEN [275], vor ihnen F. BECKE [254] haben eingehendere Einzelbefunde gebracht; über das Nordende der Chalkidike Ost-Saloniki habe ich 1931 einige kartenmäßige Angaben vorgelegt [66], das 1943 dort gesammelte Material ging leider verloren.

Aus jüngster Verarbeitung eigener Aufsammlungen balkanischer Peridotitgebiete habe ich auch einige Gabbrosuiten mituntersucht, die mikroskopischen Befunde wurden den jeweiligen Einzelbeschreibungen des ersten Teiles dieser Arbeit beigefügt. Das gilt auch für die Gabbrobefunde der von mir besuchten Peridotitausschnitte Kleinasiens.

Petrographische Besonderheiten, welche die Gabbrogebiete des Balkans von anderen Gabbrovorkommnissen herausheben würden, weiß ich nicht anzuführen. Es sind eine große Zahl jener Typen vertreten, die auch andere Gabbromassive, mit Peridotit verbundene oder selbständige Gabbromassen, auszeichnen: gewöhnlicher Gabbro mit fast ausschließlich Diallag neben Labrador bis anorthitreichem Bytownit, Hornblendegabbro, noritischer Gabbro bis Norit, wobei als rhombischer Pyroxen Hypersthen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

erscheint, Olivingabbro und Olivinnorit. In nicht allzugroßer Verbreitung und auf gewisse Gebiete beschränkt sind Troktolithe (Forellenstein) mit ausschließlich Olivin und Plagioklas, letztere mitunter völlig zersetzt. Vom Zlatibor hat PAVLOVIČ auch eine Allivalit-Type beschrieben, olivinarmen Forellenstein, den Anorthositen sich nähernd. Von Bosnien erwähnt KISPATIČ gebänderte, auch Chromit führende Troktolithe, wobei Plagioklas und Olivin in gesonderten Schichten ausgeschieden sind.

Chromit findet sich im allgemeinen in den Gabbros nicht, Eisenerz ist Magnetit oder Ilmenit. Die Gabbroanalysen des Zlatibor, welche wir PAVLOVIČ verdanken, zeigen in der Tat nur Spuren von Cr_2O_3, wohl von vereinzeltem braunem Picotit herrührend (chromfreien Eisen-Magnesiaspinell, den grünlich-schwarzen Pleonast, hat KISPATIČ auf bosnischen Peridotit- und Gabbrogesteinen fast regelmäßig angetroffen). Anders muß es sich allerdings mit jenen Misch- und Übergangstypen Gabbro-Peridotit verhalten, wo Gabbro sich bis auf kleinste Krümeln in Peridotit verteilt findet, auch dort, wo Chromerzausscheidungen stattfanden. Ein solches Mischgestein im Ban-Do-Tal bei Kossowska Mitrovitza hielt 4—5% Cr_2O_3. Die balkanischen Gabbros scheinen in der Regel phosphorarm zu sein, Apatit ist ein höchst seltener Nebengemengteil.

Für eine bestimmte Aussage über Verbreitung der einzelnen Gabbrotypen sind die vorhandenen Untersuchungen noch zu lückenhaft. Im allgemeinen überwiegt der Eindruck, daß normale Diallag-Gabbros eher mit Lherzolith oder Wehrlit, also mit monoklin-pyroxenem Peridotit vergesellschaftet sind, vielfach ist dieser Gabbro auch olivinfrei. Noritische Gabbros mit vorherrschend rhombischem Pyroxen und meist auch olivinführend scheinen jene Peridotitmassive zu bevorzugen, die hauptsächlich von Dunit und harzburgitischem Peridotit eingenommen werden. Gabbro- und Peridotittypen hätten also die Neigung, sich gemäß ihrer Basizität zusammenzufinden, die basischeren Peridotite mit basischeren Gabbros. Doch ist damit ebensowenig eine bestimmte Regel aufzustellen, wie aus dem vorläufigen Überblick von Gabbrovorkommen der Balkanhalbinsel geschlossen werden könnte, daß die noritischen Gabbrotypen südwärts verbreiteter wären.

Troktolithische Gabbroabarten sind in beachtlicher Ausdehnung unter den bosnischen Gabbros vorhanden, seltener im Zlatiborgebiet und verhältnismäßig selten auf mazedonischen und albanischen Gabbrogebieten.

Die sekundär umgewandelten Gabbrotypen — wobei es sich keineswegs immer um dynamometamorphe Umwandlung handeln muß — sind die üblichen: saussuritisierte, amphibolitisierte bzw. uralitisierte, prehnitisierte, zoisitisierte Gabbros. Vereinzelt wird Zeolith-Neubildung in Gabbro beobachtet, u. a. von L. MARIČ (Thomsonit in Gabbro von Jablanica, Bosnien) und ST. PAVLOVIČ (Zeolith in einem Gabbro des Zlatibor).

Auch Struktur und Textur der Gabbrogesteine weichen von den bekannten Typen nicht ab. Verbreitet ist ein mittelkörniger Gabbrotypus, nächstverbreitet ein grobkörniger, seltener die feinkörnigen Typen. Bänderung, Fluidalphänomene sind nicht selten, u. a. war eine unregelmäßige Bänderung als echte Fließform an Ganggabbro nächst Olovo in Mittelbosnien zu beobachten. Eine Art poikilitische Durchwachsung von feinkörniger Gabbrosubstanz mit Grobkornpyroxen, diesen siebartig durchlöchernd, habe ich vom Ban-Do-Tal, Südwestserbien, beschrieben. Richtige

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Bändergabbro-Typen, die nichts mit gewöhnlicher Fließform zu tun haben, finden sich unter den noritischen Gabbros von Kukes, Nordalbanien, bezeichnenderweise in einem Raum, wo auch ausgezeichnete magmatische Schichtung der Dunit-Pyroxenperidotit-Massen nachzuweisen war und tektonische Einflüsse die ursprünglichen magmatischen Phänomene wenig versehren konnten. Der mächtig aufgebaute Bändergabbro, vom Peridotit umschlossen, setzt sich hier aus dünnschichtig flächig parallel aufeinander folgenden, mäßig geneigten Lagen von hellem und dunklem Gabbro zusammen; Pyroxenite greifen quer durch. — Vom Gabbro des Zlatibor führt W. HAMMER ebenfalls vereinzelt primäre Lagenstruktur an.

Nach ERDMANNSDÖRFER ([721] S. 250) und anderen sind solche Paralleltexturen Kristallisationsphänomene, herbeigeführt als Folge wechselnden Dampfdruckes und dadurch bedingter rascher Konzentrationsänderung der flüchtigen Bestandteile während des Erstarrungsvorganges, „wodurch eine Kristallisation solcher Gemengteile eintreten kann, deren Gleichgewichtsdruck unterschritten wird".

Die Auswertung dieser Erscheinungsweise von Bändergabbro für petrogenetische Gesamtfragen der betreffenden balkanischen Peridotitkomplexe ist noch nicht versucht worden.

Von den lamprophyrischen Ganggesteinen sind Malchit und Beerbachit, chemisch und strukturell den gabbroiden Gesteinen verwandt, beide durch E. GORSKY [49] von Čašak bei Raduscha, Mazedonien, beschrieben worden, jener Örtlichkeit, wo auf kleinem Raume eine reich entfaltete Differentiation im Peridotit in Erscheinung tritt.

Der feinkörnige, als metamorph angesprochene Malchit besteht nach E. GORSKY aus xenomorpher Hornblende (Tremolit-Aktinolith) und Plagioklas (33—35% An) in idiomorphen trüben Körnern, nebst kleinen Mengen Quarz und Magnetit; ein saussuritisierter orthometamorpher Amphibolit desselben Fundbereiches wird als aus Beerbachit entstanden gedeutet. — Zu den Umwandlungsvorgängen ist jedoch wiederholt zu bemerken, daß der Čašak-Bereich nur in geringem Maße von dynamometamorphen Vorgängen, in der Hauptsache aber von örtlich wirksam gewesenen Lösungs- und Verdrängungsvorgängen betroffen wurde.

Ein verhältnismäßig frisches, als Beerbachit zu deutendes Ganggestein in Peridotit findet sich im Unterbaustollen der Chromerzgrube Deva bei Djakovica an der albanisch-mazedonischen Grenze.

Über die Gabbroazidität hinaus zunehmend saurer Charakter der magmatischen Begleitgesteine von Peridotitkomplexen, in Diorit mündend, ist auf der Balkanhalbinsel nicht mehr allgemein verbreitet, sondern stellt eher Sonderfälle dar. Übergangsglieder, Gabbrodiorite mit saureren Feldspaten als Labrador sind häufiger.

Dunklen, kleinkörnigen Diorit, quarzfrei, beschreibt W. HAMMER aus dem Trnava-Tal bei Raška, W-Rand der Ibarserpentinmasse; u. d. M. braune Hornblende und Andesin.

Am O-Rand der Ibarmasse, in den Abhängen des Kopaonikgebirges bei Gokčanica durchbrechen dioritische bis granodioritische Gesteine den Serpentin; es handelt sich um quarzführende Biotit-Hornblende-Diorite, reich an dunklen Gemengteilen.

In beiden Fällen scheint es aber wohl noch nicht gesichert, ob diese Gesteine tatsächlich der basischen Serie einzuverleiben sind oder nicht doch als basische Abspaltungen des viel jüngeren Kopaonik-Tonalits (-Syenits) zu gelten haben.

In der Tat unterscheidet M. ILIĆ [71] auf dem Gebiete von Raška zweierlei Diorite; ihre Intrusion, innerhalb und außerhalb der Peridotite, wird gegenüber Peridotit als selbständig betrachtet (siehe 1. Teil, S. 74).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die genetische Stellung der von NOPCSA und NOWACK häufig angeführten Dioritvorkommen in der Gesellschaft der basischen Gesteine Albaniens, vor allem in der Merdita Mittelalbaniens, ist noch wenig untersucht. W. HAMMER sieht die Diorite der Merdita von diabasischen Gängen durchschnitten, mit Gabbro verknüpft.

Das dritte Hauptglied der basisch-ultrabasischen Gesteinsgesellschaft ist der Diabas, ihm angeschlossen, doch viel weniger verbreitet Diabasporphyrit.

Hier soll nur von jenem Diabas gesprochen werden, der sich durch Lagerung und Metamorphosegrad eng an die peridotitischen Gesteine anschließt. In peridotitischem Bereiche sind die Diabase fast nie fehlend, sie stehen in unmittelbarer Eruptionsbeziehung zu Peridotit, teils am Innenbau der basischen Massive beteiligt, teils bildet der Diabas im Umkreis der Peridotitintrusionen mehr minder selbständige, auch in sich wieder differenzierte Gesteinskörper.

Darüber hinaus ist Diabas und Diabasporphyrit auf der Balkanhalbinsel auch sonst in Gängen und Lagern in vielen Formationen und verschiedenen Metamorphosegraden fallweise anzutreffen. Vor allem in älteren Schichten als es die minderkristallinen und dann meist paläozoischen Hüllschichten der Balkanperidotite sind, so in jenen halbkristallinen bis hochkristallinen Serien Mazedoniens, die für kambrisch bis algonkisch angesehen werden, sind metamorphe Diabase als Grünschiefer, Amphibolite, Epidotalbitgesteine, Chloritschiefer usw. stets wiederkehrende und kennzeichnende Glieder.

Anderseits erscheinen normale Diabase auch noch in Formationen, die jünger als die bis in Mitteltrias reichenden, tieferen Kieselschiefer-Sandstein-Schichten sind, so als Gänge in Obertrias und vielleicht auch noch der Juraformation, eher schon abseits und unabhängig von peridotitischen Zentren.

Diabas„durchbrüche" werden aus alttertiären Schichten Südgriechenlands, aus Südkleinasien sogar noch solche an der Grenze Oligozän-Miozän genannt.

Das räumliche Auftreten der an Peridotitkomplexe geketteten Diabase zeigt sich in mehrfacher Gestalt und spiegelt darin bereits genetische Bedingnisse wieder. Von Wichtigkeit ist die Feststellung, daß die Diabase auf der Balkanhalbinsel kaum weniger häufig Intrusiv- als Effusivcharakter tragen. Die Intrusivanzeichen können auch gegenüber Gabbro bestehen, so daß hier Diabase durchaus nicht immer gabbroide Ergußfazies bedeuten.

Der Intrusivverband von Diabas mit Peridotit und Gabbro kann ein völlig ungeregelter sein, wie es selbständigen unabhängigen Magmahochstiegen zukommt, oder aber Diabas nimmt die Randzonen von Peridotitgesteinskomplexen ein oder ordnet sich sonst, gleichwertig mit anderen basischen Differentiaten, in einen magmatischen Schichtstockwerksbau ein.

Auch in Diabasmassen, die für sich allein bestehen, kommen Intrusivverband und Deckenerguß nebeneinander vor.

Die Diabaseinschaltungen in der „Kieselschiefer-Sandstein-Formation" bilden Lager, Gänge oder kleinere Stöcke. Hier ist der Verband mit Kalken, Flaserkalk und roten Kieselkalken besonders auffällig und weist auf genetische Bedingnisse hin, wie sie submarine Ergüsse bieten können. Die enge Verbindung von Diabas mit Kalkschichten ist fallweise auch außerhalb der Diabas-Kieselschiefer-Sandstein-Formation nachzuweisen, sie führt hin zur Bildung kalkiger Grünschiefer, die bereits Tuffcharakter tragen.

Als Beispiel eines verhältnismäßig selbständigen, gewaltig ausgedehnten Diabasmassivs ist das basische Eruptivgebiet von Djewgjeli in Südmazedonien noch-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

mals herauszustellen, es ist von K. OSSWALD [113] etwas näher, aber auch erst im gröbsten und mehr in geologischen Umrissen als petrographisch geschildert worden. Die Längsausdehnung dieses Massivs, in dinarischer Richtung gelegen, übersteigt 50 *km*, die Breitenausdehnung erreicht 20 *km*. Mehrere Decken und Ströme setzen eine Mächtigkeit von 1000 *m* zusammen. Verschiedene Diabasabarten finden sich ein, dichte, feinkörnige, aphanitische Diabasschiefer, mittel- bis grobkörnige Diabase und Gabbrodiabase, Diabasporphyrite, Melaphyr-Mandelsteine; dazwischen vereinzelt Uralitgabbro, Pikrit und Bronzitserpentin.

Der Diabas von Djewgjeli erstreckt sich am W-Rand des Lojane-Chalkidike-astes der Vardar-Peridotitzone, in deren interner Stockwerksgliederung der Diabashauptzug entlang der westlichen, der Liegendbegrenzung der Peridotite verläuft, um sich im Raume von Saloniki, ähnlich wie im Bereich von Lojane fast ganz von den Peridotiten zu trennen.

Eine ähnliche Raumeinordnung in den Peridotitgesteinskomplex zeigen auch die Liegenddiabase der Chromitserpentine von Dubostica in Bosnien, hier eng mit Kalken verbunden.

Im Raduscha- und Jezerinamassiv Mazedoniens treten Diabase weitgehend zurück, um erst weiter nördlich, in Ibarmasse und Zlatibor wieder Raum zu gewinnen.

Im albanischen Peridotitzug ist es vornehmlich der W-Rand, welcher von gewaltigen Ausstreuungen diabasischen Vulkanismus in Form von Diabasen und deren Tuffen gesäumt ist.

In den Peridotitzonen Ostbulgariens treten Diabase nicht sonderlich hervor.

Der Peridotitzug am Donauknie bei Oršova in Rumänien, in seinem Innenbau etwas dem Lojane-Chalkidike-ast vergleichbar, weist gemäß der Darstellung von A. CODARCEA an seiner O-Begrenzung eine Zone von Epidiorit und Epigabbro auf. Die petrographischen Angaben über diese Zone lassen schließen, daß dieselbe dem diabasischen Anteil anderer Peridotitkomplexe entsprechen dürfte.

Der Mineralbestand der Diabase ist der gewöhnliche: als Hauptgemengteile mittelmäßig basischer Plagioklas und monokliner Pyroxen, selten oder kein Olivin; je nach Umwandlungsgrad Hornblende usw. Systematische Untersuchungen über etwaige Verschiedenheiten im primären Mineralbestand des Diabases bei Effusiv- oder Intrusivform, von strukturellen Unterschieden abgesehen, sind nicht gemacht.

Der Diabas in der Kieselschiefer-Sandstein-Formation des Zlatibor, Westserbien, führt nach W. HAMMER hauptsächlich Plagioklas der Oligoklas-Andesin-Reihe, u. zw. meistens Oligoklas. St. PAVLOVIČ, dem eingehende mikroskopische wie chemische Untersuchungen an basischen Gesteinen des Zlatibor zu danken sind, beobachtet am Material („dolérites") des gleichen Bereiches unter den Diabas-Feldspaten Andesin-Labrador (38—65% An, ausnahmsweise bis 70% An). Derselbe Autor stellt fest, besonders für olivinreichere Diabase gültig, daß der Pyroxen in der Hauptsache Mg-reicher Diopsid, Pigeonit ist. (ROSENBUSCH-OSANN, 1923, S. 437, betrachtet Pigeonit allerdings mehr kennzeichnend für saure, olivinfreie Diabasabarten). Von besonderem Interesse — als Brücke zu Basalt — ist PAVLOVIČs Nachweis von glasreichem basaltischem Diabas [„Obsidienne basaltique à pigeonite et plagioclase"].

Das Ausbleiben fast jeglicher Kontaktmetamorphose von Seite Diabas z. B. gegenüber älterem Gabbro tut die Schliffbeschreibung eines solchen Kontaktes im I. Teil, S. 188 dieser Arbeit dar (Diabasdurchbruch durch Gabbro zwischen Pukes und Kukes in Albanien); der Diabas selbst ist dabei weitgehend ein uralitisierter!

Struktur und Textur der Diabase haben große Variationsbreiten je nach Intrusiv- und Effusivcharakter. Von den feinstkörnig-dichten bis grobkörnigen Abarten bestehen alle Zwischenstufen. Körnig-diabasische Struktur ist ebenso vertreten wie ophitische. Unter den Effusivformen gibt es Kugel- und Fladendiabas (Pillow-Lava), schlackige und glasige Ausbildung, Variolitdiabas mit winziger Kugeltextur, Melaphyrmandelsteinlava. Porphyrische Struktur in den verhältnismäßig selteneren Diabasporphyriten, feinkörnig dicht bis schlackig in den graugrünen Spiliten.

Schön ausgebildeten Kugeldiabas mit 1·0 *m* Kugeldurchmesser hat O. GANSS [45] von Nova Varoš in Südwestserbien namhaft gemacht. — Variolit (Kügelchendiabas,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

mit Textur etwa der Chondrentextur der Meteorite vergleichbar) hat u. a. in Albanien Verbreitung.

Die feinstkörnigen bis dichten Diabase, meist von stumpfer bräunlicher Farbe, sind oftmals dichten, feinen Sandsteinen bis Tonschiefern zum Verwechseln ähnlich; das fühlbar höhere spezifische Gewicht und Fehlen der Glimmerschüppchen lassen aber meist schon im Felde den Diabas oder Diabastuff erkennen.

Ausgedehnte Bereiche von schlackiger und Mandelsteinausbildung der Diabase sind von Albanien bekannt. (NOPCSA, NOWACK.)

In seinen Studien zur Lagerstättenkunde der Merdita in Albanien hat W. HAMMER die dortigen Pyritvorkommen als drusenhafte Imprägnationen und Adern der Melaphyrmandelsteine beschrieben, hiebei den pneumatolytischen Vererzungsvorgang als postgabbroperidotitisch doch vorkretazisch angenommen. Angesichts des intensiven Störungscharakters, welcher der Merdita aufgeprägt ist, erscheint es aber auch nicht ausgeschlossen, daß der Vererzungsvorgang zeitlich bereits außerhalb des diabasischen Effusivvulkanismus liegt, etwa schon in der kretazisch-tertiären Magmenepoche, daß spröder und blasenreicher Diabas nur das günstige Aufnahmsgestein für jüngere Exhalationen abgegeben hat. — Seither hat E. BADER [822] die Lagerstätten neuerlich geprüft, Unabhängigkeit ihrer Bildung von Peridotit und Zusammenhang mit Porphyrit nachgewiesen; die Pyritmenge nimmt nach der Tiefe rasch ab, Kupferkies tritt selten auf.

Die diabasähnlichen doch natronreicheren Spilite werden aus Nordalbanien (NOPCSA), Novipazar (MARIČ) und anderen Balkangebieten angezeigt.

Außerhalb der Diabasfamilie stehend, als unmittelbare Ergußform des peridotitischen Magmas aufgefaßt, wäre noch der feinkörnige, tiefdunkle Pikrit zu erwähnen: mehr minder feldspatfrei, mit Augitindividuen in Grundsubstanz Serpentin und Chlorit, auch Porphyrstruktur kommt vor. Pikriten ist am Balkan selten zu begegnen; K. OSSWALD trifft sie als Gänge im Diabasgebiet von Djewgelia in Mazedonien, v. NOPCSA führt sie aus Nordalbanien an.

Die chemische Zusammensetzung der Diabasgesteine balkanischer Herkunft ist nur in wenigen Fällen untersucht. Jedenfalls sind, schon nach den Dünnschliffbefunden, basischere Abarten verbreitet.

Die Analysen von Diabasen des Zlatibor, durch ST. PAVLOVIČ [124] mitgeteilt, lassen starke Basizität erkennen; sie schließen eng an Analysen 18 und 19 der von ROSENBUSCH-OSANN (S. 144) gebrachten Diabasanalysenserie an, Olivindiabas von Arizona und Proterobas vom Fichtelgebirge. Nur um weniges wasserreicher als Peridotit und Gabbro, steigt nach den Analysen von PAVLOVIČ der Alkaligehalt (Na_2O+K_2O) in den Diabasen auf 3—5% mit überwiegend Na_2O!

Die stärkere Alkalibetonung ist von regionaler Verbreitung und nicht auf die Diabase des zentralen Balkans beschränkt. H. UDLUFT [356] hat in paläozoischen, diabasähnlichen Ganggesteinen der Umgebung des Bosporus Ägirinaugit nachgewiesen. — P. BEARTH [389] hebt von den wahrscheinlich voralpinen, also paläozoischen Diabasgängen der Silvretta an der Grenze von O- und W-Alpen Tendenz zur Alkalireihe hervor; derselbe Verfasser sieht in den Umwandlungsvorgängen an Diabasen endogene, spätmagmatische pneumatolytisch-hydrothermale Bildungen, nichts mit Verwitterung zu tun habend, wobei Richtung auf ein strukturloses Gemenge von Calcit, Chlorit, Serizit, Quarz, Erz eingeschlagen wird. — Ähnlichen Umwandlungstendenzen, der Grünschieferbildung Vorschub leistend, begegnen wir auch am Balkan; sie ist den autometamorphen Serpentinisierungsvorgängen in Parallele zu stellen. — In dieser Beziehung ist bemerkenswert, daß in jüngster Zeit E. LEHMANN 1941 [511] sich für primär-magmatische Entstehung des Chlorits im chloritreichen, alkalibetonten Weilburgit-Diabas der Lahn-Dill-Mulde ausgesprochen hat.

Die Diabase führen kein Cr_2O_3 mehr mit sich, nicht einmal Spuren werden in den Analysen angeführt. Pikritanalysen aus Balkanbereichen fehlen, hier wäre Cr_2O_3 eher zu erwarten.

Auch NiO-Gehalte sind in den Analysen der Zlatibordiabase von PAVLOVIČ nicht genannt, obwohl Olivindiabase vorliegen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Bildungsbedingungen der Diabasmassen werden entsprechend der vielgestaltigen Erscheinungsform als Intrusiv- und Extrusivgestein keine volle Einheitlichkeit aufweisen können. Für das Diabasmagma selbst besteht — schon häufiger mit Ausnahmen — eine ähnliche Geschlossenheit und verhältnismäßige Gleichartigkeit, wie sie etwa peridotitischen oder basaltischen Schmelzen eigen ist.

Aus dem gleichartigen Chemismus der Diabase ist ihre Abneigung zu ersehen, Assimilationsgesteine zu bilden (BARTH [694]). In den Schalsteinen des Devons der Lahn-Dill-Mulde in Hessen sieht E. LEHMANN [511] allerdings einen Diabasmigmatit, hervorgerufen durch injektives Vermischen der alkalireichen diabasähnlichen Weilburgitschmelze mit Sedimenten.

Für einen Teil der Balkandiabase wird die Vorstellung submarinen Ergießens, welche vielfach für außerbalkanische Effusivdiabase angenommen wird, ebenfalls zutreffen. Eine Reihe von Erscheinungen ist damit zu erklären, insonderheit die Verbindung der Diabase mit Radiolaritgesteinen als Tiefseesedimente, die Verknüpfung mit Kalkschichten und anderen Sedimenten; auch Tuffeinstreuung ins Meer kann damit einhergehen und entsprechende Tuffsedimente erzeugen. — Im nahen Anschluß an Balkandiabase sei auf ähnliche Erscheinungsweisen bei Diabasen und Grünschiefern der paläozoischen Grauwackenserie in den Alpen, etwa des Admonter Abschnittes, hingewiesen; oder auf die Grünschieferbildungen der Tauernserien.

Anderseits gewinnen die neuen Anschauungen über die Entstehung der diabasähnlichen Weilburgit- und Schalsteintypen des Lahn-Dill-Bezirkes in Mitteldeutschland (E. LEHMANN, 1941 [511]) auch für das Diabasproblem der Balkanhalbinsel Interesse. Die kalkigen oder von Kalkschichten durchzogenen Liegenddiabase des Dubostica-Serpentins in Bosnien müßten unter der LEHMANNschen Vorstellung nicht mit den anderen Diabasen zusammen als syngenetische Eruptivergüsse oder Tuffstreuungen, etwa den Peridotitzyklus einleitend, betrachtet werden, sondern können nach Art der Beweglichkeit von gas- und lösungsreichen diabasischen Weilburgitmagmen durch injektives Einwandern der Diabasschmelze in Kalksedimente Erklärung finden. Die stark geschieferte Textur solcher Mischgesteine wäre weitgehend als primär zu betrachten.

In Gesamtheit müssen wir uns damit abfinden, daß uns Diabase in verschiedenen Rollen, gemäß zeitlich und räumlich nicht ganz gleichartiger Bildungsweisen entgegentreten. So unbestritten die innige Verbindung von Diabasen mit dem Peridotitzyklus besteht, sind doch auch zahlreiche Diabasintrusionen völlig frei von jeglicher Peridotitbegleitung. Der Diabas erweist sich in gewissem Sinne als magmatisches Durchläufergestein über weite Epochen. Er ist der Weckruf, wie nahe jeweils basische Magmen in der Tiefe bereitstehen. Ihre zeitliche und räumliche Hauptentwicklung — nicht nur auf der Balkanhalbinsel — haben die Diabase im Paläozoikum; nur in wenig kräftigen Äußerungen reicht Diabasvulkanismus noch ins Mesozoikum hinein, bis ihm die kretazisch-tertiäre Andesitepoche langsam Halt gebietet. Mit dem Ende der Andesitzeit hat sich allerdings eine Wandlung im magmatischen Substratum der Kruste vollzogen, es erscheint nicht mehr Diabas, sondern der ihm chemisch nahestehende Basalt.

Im Vergleich zur gewaltigen Ausbreitung der Peridotite und Diabase nimmt sich der Basaltvulkanismus auf der Balkanhalbinsel verhältnismäßig kümmerlich aus. Immerhin sind Peridotit- und Diabasräume und Basalt mitunter recht nahegerückt.

Bei Trebinje, im Bereich der Peridotitzüge des Sandschaks Novipazar erscheint Leuzitbasalt (L. MARIČ [105]). Aufbrüche von Leuzitbasalt durchbrechen bei Kumanovo in Mazedonien den Lojane-Chalkidike-ast der Vardar-Peridotitzone. Bei Momčilgrad in Ostbulgarien lagern Basaltdecken neben und über Peridotitmassen.

Trotz fallweiser deckenhafter Ausbreitung sind die balkanischen Basalte in formaler Hinsicht mehr zu den „multiple vent basalts" (mannigfache

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Vulkankraterfüllungen mit Basalt) als zu den „flood basalts" (Flut-, Deckenbasalt) im Sinne der G. W. TYRELLschen Begriffsprägung (Bull. volc. II, 1937) zu rechnen.

Mit den Pyroxeniten, Gabbros, Diabasen, ihren Ganggefolgschaften und Abarten wurden die Hauptträger des magmatischen Peridotitzyklus überblickt. Es bleibt noch übrig, auf jene Gesteine bereits hier hinzuweisen, die z. T. wenigstens in ihrer Stellung, wie weit primär-magmatisch, wie weit ausschließlich orthometamorph, noch etwas umstritten sind. Es handelt sich um einen Teil jener Amphibolite bzw. Hornblendite und Eklogite, die in engster Gemeinschaft mit Peridotit stehen. Beide Gesteinsgruppen, vor allem Amphibolit, Hornblendit, erscheinen mit Vorliebe als Grenzgestein von Peridotitmassiven der Balkanhalbinsel und auch anderwärts, ja es gibt wenige solcher Massive in ursprünglicher Lagerung, wo Grenzgesteine dieser Art fehlen. Außerdem können Hornblendegesteine als auch Eklogite und Zwischenglieder von beiden unvermittelt mitten in Peridotit erscheinen.

Daß ein großer Ausschnitt von Amphiboliten keine magmatischen Gesteine im engeren Sinne darstellen, sondern dynamometamorphe Umbildungen von gabbroiden und pyroxenitischen Gesteinen, orthometamorphe Amphibolite und Pyroxenite sind, oder daß ein weiterer Teil kontaktmetasomatischen Einwirkungen basisch-magmatischer Gesteinssäfte auf Kalkbänke ihre Entstehung verdankt, steht außer Zweifel. Auf der einen Seite sind alle Übergangsstufen von Amphiboliten über Amphibolite mit Pyroxenresten in echte Gabbro- und Pyroxenittypen zu beobachten, auf der anderen Seite finden sich unverdaute Kalkreste in Amphiboliten. Auf diese sicher metamorphen Bildungen soll im Abschnitt über Tektonik und Metamorphose nochmals kurz zurückgekommen werden.

Hier interessiert jener Teil von Amphiboliten, (Amphibololite im Sinne E. TROEGER [814 a]) für den wenig veränderte, primär-magmatische Bildung nicht von der Hand zu weisen ist. Der geologische Feldbefund drängt diese Vorstellung auf. Die Dünnschliffbefunde sagen bisher wenig Entscheidendes aus, sobald gewisse Amphibolittypen mit zweifellos metamorphen Strukturen (besonderes diablastisches Gewebe usw.) aus den untersuchten Fällen ausscheiden.

Bräunliche und grüne Hornblende, beide zugleich oder eine von beiden, können in allen Amphibolittypen aufscheinen; vielleicht bringen speziell gerichtete Untersuchungen auch hier noch Erfolg in der Frage der Genesis. Ähnlich steht es mit den chemischen Befunden und deren Auswertung im Projektionsdreieck, die Projektionspunkte der Amphibolite verbleiben im Rahmen der Gabbros und Diabase. Untersuchung auf etwaigen Cl-Gehalt ist an Balkanamphiboliten noch ausständig.

Bei den feldgeologischen Aufnahmen von Peridotitgebieten ist immer wieder die Feststellung zu machen, daß Amphibolite in Peridotiten, namentlich auch Amphibolit als Grenzgestein von Peridotit angetroffen werden neben frischen, dynamometamorph nicht oder kaum betroffenen Gabbrogesteinen. Dabei stehen magmatische Verbundenheit von Gabbro mit Peridotit, aber auch die Abhängigkeit der Amphibolitzone von der Peridotitmasse außer Zweifel. Wie sehr auch die Grenzbereiche der Peridotitmassive tektonischer Bewegung und Durchstörung ausgesetzt

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sind, so klären doch keine Beobachtungen auf, wie zwischen Gabbro und Amphibolit ein so bedeutender metamorpher Hiatus sich herausbilden konnte, falls etwa der Amphibolit als orthometamorpher Gabbro oder Pyroxenit gedeutet werden sollte.

Die Grenzamphibolite sind teils feldspatfreie, teils feldspatarme Amphibolite; häufig ist Granatführung. Der Grenzsaum Amphibolit des Peridotits erscheint sowohl gegen hochkristalline als auch gegen minderkristalline phyllitische Hüllgesteine, ist also vom Grade der Dynamometamorphose der Hüllgesteine in gewissem Grade unabhängig. Es zeigt sich in der Regel ein scharfes Salband des Amphibolits nach innen zu Peridotit, nach außen zu den Hüllgesteinen. Allerdings bringt die tektonische Durchstörung gerade des Grenzbereiches der Peridotitmassen mit sich, daß die Amphibolitschale häufig um ein weniges von Peridotit abgehoben erscheint, in der Schieferhülle steckt. Im großen aber bleibt der unabweisliche Zusammenhang der Amphibolite mit Peridotit gewahrt.

W. HAMMER, seinen Studien in Westserbien zufolge, erkennt allerdings den Amphibolit als endogene petrographische Grenzfazies des Zlatiborperidotites nicht an und sieht in jenen Amphiboliten die Kontaktwirkung des peridotitischen Magmas auf vorbestandene Grünschiefer der Hüllgesteine. O. AMPFERER, sein Weggenosse, kommt über die Tatsache des unmittelbaren Verhaftetseins von Amphibolit mit Peridotit, von der Vorstellung des Amphibolitdaches über dem Zlatiborserpentin, nicht hinweg ([25] S. 141). ST. PAVLOVIĆ lehnt in jüngeren Studien die Auffassung HAMMERs ab.

An sich begegnet die Vorstellung von primär-magmatischen Hornblenditgesteinen heute bereits wenig Widerspruch, rücken ja schon Chlorit und Epidot in die Reihe der magmafähigen Minerale. ROSENBUSCH-OSANN gliedern Hornblendite und Hornblendefelse als magmatische Gebilde den Pyroxeniten an. Der Wassergehalt der primären Hornblenditgesteine ist kaum erheblich größer als jener für Gabbro und Diabas ausgewiesene und könnte z. T. durch Wasseraufnahme aus den Hüllgesteinen erklärt werden. Schwieriger steht es wohl für die genetische Deutung totaler Hornblendeausscheidung als Glied einer magmatischen Reaktionsreihe im Sinne von BOWEN. — Proterogene Hornblende in Peridotiten ist seit langem unbezweifelt.

Sofern auch immer für hornblenditische Grenzgesteine des Peridotitmassivs noch gewisse Entstehungsfragen offen bleiben können, muß für das Auftreten von Hornblenditen gleicher Art in Stockform oder in schichtartiger Verbreitung, meist ebenfalls geschlichtet oder geschiefert, inmitten eines ruhig gelagerten, fast ungestört erhaltenen magmatischen Stockwerksbaues von Peridotitmassen die primär-magmatische Entstehung dieser Hornblendite als einzige Möglichkeit gelten. Nicht nur, daß der umhüllende Peridotit keinerlei Dynamometamorphose aufweist, auch sein Serpentinisierungsgrad kann ein geringfügiger sein. Also auch der Autometamorphose gehen solche Hornblenditbildungen nicht parallel. Schieferung des Hornblendits kann hiebei eingeboren sein, in welchem Sinne sich auch ESKOLA [694] äußert.

H. F. HUTTENLOCHER [416 d] hebt die Verbreitung primärer Paralleltextur unter den basischen Gesteinen der Ivreazone hervor; gabbroide und anorthositische Gesteine sind innerhalb der basischen Zyklen unter Pressung intrudiert und zeigen vielfach parallelstruierten schlierig-lagigen bis gneisigen Primärcharakter zwischen massigen, nur wenig älteren Basiten; es handelt sich um zur Bändertextur neigende Kristallisationsdifferentiate. — Ähnliches mag auch für magmatische Hornblenditbildung gelten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Als hornblenditisches Ganggestein wäre schließlich der Issit in Erinnerung zu bringen, der aber auf der Balkanhalbinsel noch nicht aufgefunden wurde.

Die Issite des Ural, aus Hornblende, Augit, wenig oder keinem Plagioklas bestehend, sind apatitreich; sie setzen als Gänge in ultrabasischen Gesteinen auf. Die fast nicht apatitführenden, weil auch weniger alkalibetonten basischen Massengesteine der Balkanhalbinsel, werden wahrscheinlich auch keine Issite nach sich ziehen.

Eine etwas ähnliche Problemstellung wie die Hornblendite und Amphibolite nehmen die Granat-Pyroxengesteine, die Eklogite ein; sie treten allerdings als Begleiter von Peridotitmassen auf der Balkanhalbinsel stark in den Hintergrund. Einzig in Bosnien findet sich Eklogit und Eklogitamphibolit in regelmäßigerer Verbreitung mit Peridotit zusammen. KISPATIČ hat 1900 die bosnischen Eklogite in Dünnschliffen untersucht, den grünen Omphazitpyroxen und den Granat des näheren beschrieben und bezeichnenderweise die eklogitischen Gesteine in der basischen Eruptionsfolge Bosniens gleichwertig neben die gabbroiden gestellt.

Die Eklogite galten lange Zeit unbestritten als kristalline Schiefer höchster Tiefenumwandlung, als katametamorphe Gesteine. Dieser strikte Standpunkt ist heute verlassen; es werden verschiedene Bildungsweisen für möglich gehalten.

L. WALDMANN [897] kommt für die Eklogite des niederösterreichischen Waldviertels zum Schluß, daß es sich um Differentiationsschlieren der dort auftretenden Olivinfelse handelt.

Ein Eklogitgürtel umwallt den Serpentin von Oppenberg im steirischen Ennstal. F. WIESENEDER [457] betrachtet diese Eklogitzone als Differentiationsschliere des Peridotits. Der Eklogit nimmt dieselbe räumliche Stellung ein wie die Grenzamphibolite von Kraubath.

Stellungnahmen im einzelnen zur Amphibolit-Eklogit-Frage von Seite WIESENEDER, sowie KÜMMEL, HAMMER u. a. werden im Abschnitt VI, S. 511 noch kurz herangezogen, wo dieselben Gesteine als Metamorphite ihre Erörterung finden.

P. ESKOLA [488], H. BACKLUND [693] u. a. haben sich eingehend mit den verschiedenen Bildungswegen von Eklogit befaßt. Die hohe Dichte der Eklogit-Minerale, spez. Gewicht des Eklogits ist 3·3—3·6, läßt auch in den modernen Überlegungen hohen Druck als mitbeteiligt erscheinen. Trotzdem braucht deshalb keine Katazone der Tiefenmetamorphose in Anspruch genommen werden — zusammengefaßter hoher Druck kann sich auch in Streßzonen ereignen — noch müssen jedesmal überhaupt Tektonite vorliegen. — Die Amphibolite und Eklogite in den alten Serien Fennoskandias werden von H. BACKLUND [693] als kinetisch-metamorphe Produkte nach Basalt unter Mitwirkung aufsteigender Migmatitfronten gedeutet. — Am Balkan liegen aber vielfach wieder andere Feldbefunde vor, die engeren Anschluß an den Peridotitmagmatismus fordern.

Vom Standpunkt der Mineral- und Gesteinsfazies läßt ESKOLA den Eklogit wieder von neuem Bedeutung gewinnen: im Sinne der Mineral-Gleichgewichtslehre wird eine Eklogitfazies unterschieden, deren kritische Minerale eben Omphazit und pyropreicher Granat bilden. — Auch rein magmatogene Eklogite würden in diesem weitgefaßten Faziesbegriff Platz finden.

5. Interne Altersfolgen der Gesteine im basischen Zyklus.

Die relativen Altersunterschiede zwischen den einzelnen Gliedern des basisch-ultrabasischen Eruptivgesteins-Zyklus auf der Balkanhalbinsel und in Kleinasien erfahren in den einzelnen Teilgebieten verschiedene, auch

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

nicht immer übereinstimmende Beurteilung. Vor allem ist es die Stellung der Diabase gegenüber Peridotit und Gabbro, welche keiner einheitlichen Auffassung begegnet.

Nun zeigt aber der umfassende Überblick, daß zwar Diabaseruptionen innig verbunden sind mit den ultrabasischen Magmaäußerungen und eben in der Zeit der ultrabasischen Magmabewegungen ihrerseits einen Hochanstieg, einen Paroxysmus der Eruptionen erfahren, aber auch Diabase bereits vor Bildung ultrabasischer Gesteinskomplexe Verbreitung besitzen und anderseits in ihrer Eruptionsdauer auch weit über jene der Ultrabasite hinaus anhalten.

Diese Tatsachen machen eher verständlich, daß die Diabase auch innerhalb der Peridotit-Gabbro-Serie keine gleichbleibende Altersstellung einnehmen, daß sie ebenso zu Beginn als auch in der Mitte, und auch, dies in bevorzugtem Maße, am Ende des ultrabasischen Zyklus stehen können.

In jedem hochbasischen Revier bedarf es für einen Entscheid in diesen Fragen jeweils eingehender örtlicher Beobachtungen, eine allgemeine Regel über Altersfolge der Einzelglieder der basisch-ultrabasischen Reihe einschließlich Diabas ist demnach nicht aufstellbar. Auf keinen Fall ist aus Art der Verbandsgesteine, ob hochkristallin oder weniger metamorph, ein Einfluß auf die Altersfolge innerhalb des Peridotitzyklus zu erkennen. Lagerungsverhältnisse und Art der gegenseitigen Kontakte, Eruptivbreccienbildung usw. sind in erster Linie für die Feststellung der internen Altersfolge heranzuziehen.

Diabasporphyrite scheinen jeweils am Ende der diabasischen Eruptionen zu stehen. (Siehe auch Photoabb. 26.)

Die Beurteilung in den Fragen der relativen Altersunterschiede hat auch damit zu rechnen, daß in einem und demselben basischen Zyklusbereich Eruptionen gleichartiger Gesteinsglieder wiederholt eintreten, sich mit anderen verwandten Gesteinsgliedern abwechseln können.

Für Peridotit und Gabbro ist in der Regel die relative Altersbeziehung einfach und klar; in den meisten Fällen folgt Gabbro dem Peridotit nach, dringt erst nach vollendeter Erstarrung des Peridotits hoch. Weniger häufig begleiten Gabbrointrusionen in zeitlichem Gleichlauf die Peridotitintrusionen, noch seltener sind Gleichzeitigkeit und diffuse Durchmischung von Peridotit- und Gabbromagma nachzuweisen, die im gemeinsamen Hochanstieg Raum gewinnen.

Der Folge: Gabbro nach Peridotit oder höchstens gleichzeitig oder wenig später wie Peridotit, diesem Ablauf in Richtung abnehmender Basizität schließt sich in vielen Fällen auch Diabas an und darüber hinaus die weniger verbreiteten dioritischen Gesteinsglieder des basischen Zyklus, so daß mitunter die interne Altersreihe mit Peridotit-Gabbro (Norit)-Diabas-Diorit vollständig aufscheint.

Wo Gabbro mit scharf ausgeprägtem Altershiatus Peridotit durchsetzt, sind es nicht mehr schlierengangartige, rasch ausklingende Gabbrokörper mit magmatisch-verwachsenen Grenzlinien usw., sondern es handelt sich, sofern nicht überhaupt ganz selbständige Stöcke bestehen, um richtige Gangdurchaderung ähnlich den Pegmatiten der Granitmassive, in erhärtetes Gestein eingedrungen.

Für die verschiedenen Peridotittypen unter sich, Dunite und Pyroxenperidotite besteht im allgemeinen Gleichaltrigkeit, ein scheinbar „älter"

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

oder „jünger" ist wohl zumeist auf Differentialbewegung verschieden viskoser Magmen gegeneinander zurückzuführen. Es liegt im übrigen stets die Frage vor, wie weit Trennung in Teilmagmen an Ort und Stelle der Erstarrung geschah oder ob Förderung bereits getrennter, nicht mischbarer Teilmagmen stattfand, für die, zwar in natürlicher Magmenverwandtschaft stehend, nur der Erstarrungsprozeß ein gemeinsamer war.

Innerhalb des rein ultrabasischen Magmenflusses sind die Pyroxenite im großen und ganzen gleichaltrig mit den Peridotiten. Das räumliche Gehaben der Pyroxenite als Gänge, Peridotit durchdringend, macht zwar öfters den Eindruck einer jüngeren Ganggefolgschaft, ist aber in der Regel nur Ausdruck etwas geringerer Viskosität der Pyroxenite im zeitlichen Gleichschritt zu Peridotit, so daß gegen Ende der gemeinsamen Erstarrungsphase Pyroxenit, magmatisch noch beweglicher, halb erstarrten Peridotitmassen sich gegenüber befindet. Noch schärfer machen sich in der letzten Zeitsparte der Peridotit-Erkaltung die Viskositätsunterschiede für die Gabbropegmatite geltend, die schließlich als saure Restschmelzen in die in Bildung begriffenen Abkühlungsfugen der Peridotite hineingequetscht werden.

Was die ganz sauren Tiefengesteine, Granit, Syenite usw. und deren Ganggefolgschaft betrifft, die im Bereich der Peridotitgesteinskomplexe in Erscheinung treten, so sind sie in der Regel jünger — nur in seltenen Ausnahmen älter wie Peridotit — jedenfalls zeitlich in weitem Abstand vom Peridotit gefördert worden. Es gilt dies auch für die verbreitet anzutreffenden aplitischen und pegmatitischen Ganggesteine innerhalb der Peridotitmassive, die allerdings jeweils von den Peridotit-eigenen sauren Restschmelzen auseinander zu halten sind. Die sauren Tiefengesteine der postperidotitischen Epochen zeigen an, welcher gewaltige Wandel im aktiven Magmenuntergrund sich in den Zwischenzeiten vollzogen hat, wohl hauptsächlich bedingt durch die Wechselwirkung mit Orogenesen.

Eine direkte Beziehung zu Peridotitspaltungsvorgängen läßt sich für diese sauren Plutone nicht mehr erweisen, nur Diabase und später Basalte bleiben Mahner eines immer noch vorhandenen, latenten basischen Magma-Substratums. Diabase in Gangform durchsetzen im zentralen Balkanraum nachweislich noch obere Trias, wahrscheinlich reichen sie auch in höheres Mesozoikum hinauf. Anderseits haben vorperidotitische Diabase seit dem frühen Paläozoikum eine bedeutende Entfaltung.

Es hat den Anschein, als laste in den Epochen des Paläozoikums und Mesozoikums eine ständige Diabasschicht als Haut über dem peridotitischen Sima. Zu Zeiten großer Magmenbewegungen der Tiefe als Vorläufer von Orogenesen (im Sinne der Unterströmungstheorie von AMPFERER) durchstoßen Peridotite die Diabasschicht und erreichen oberflächennahe Zonen, begleitet oder gefolgt von Gabbro, der als fallweise aussaigernde Oberschicht sich über Peridotit der Tiefe befunden haben mag. Diabas wird mitgerissen oder Eruptionen von Diabas empfangen bei dieser Magmenbewegung ihrerseits Impulse. Nach Ende des Peridotitausstoßes schlägt die Diabashaut wieder zusammen, der initiale Magmatismus (STILLE) hat damit seinen Abschluß gefunden. (Siehe auch Abb. 138.)

Die kretazisch-tertiäre Andesitepoche bringt erneuten Wandel. Diese mit Orogenese oder deren Abschluß unmittelbar in Zusammenhang stehenden Magmenbewegungen reichen nicht mehr bis zum Sima hinab.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Nach der Andesit-Trachyt-Epoche setzen sich Diabaseruptionen nicht mehr durch, sondern werden von den ihnen chemisch fast gleichenden, doch mineralogisch und strukturell verschiedenen Basalteruptionen abgelöst. Entweder ist in der Zwischenzeit das Diabassubstratum nach der Tiefe gerückt, oder, wahrscheinlicher, in chemisch-physikalischer Weiterentwicklung des magmatischen Untergrundes hat die Basaltschicht den Diabas ersetzt und endgültig dessen Stellung über dem Peridotitsima eingenommen.

Diese andeutenden Bemerkungen zur Diabasfrage, auf eine Erweiterung schon bestehender Vorstellungen über Aufbau von Sima- und Sialschicht der Erdkruste hinzielend, reichen für eine festgefügte Hypothese noch nicht aus; sie sind nur vorläufiger Ausdruck des Bedürfnisses, einen Weg aus der noch weit offenen Problematik über Alter und Bildung der Balkandiabase im Rahmen des Peridotitzyklus zu finden, welcher auch den feldgeologischen Befunden Rechnung trägt. Im Abschnitt V, S. 459, und Abschnitt VIII sind diesbezüglich weitere Erörterungen angestellt.

Aus den Einzelbeobachtungen und Auffassungen zur internen Altersfolge im Peridotit-Zyklus auf der Balkanhalbinsel und in Kleinasien sei in Kürze folgendes zusammenfassend herausgestellt:

Als einer der ersten suchte KISPATIĆ [81] sich über das Altersverhältnis unter den basischen Gesteinen Bosniens Rechenschaft zu geben: Lherzolith wird als Muttergestein der bosnischen Serpentine betrachtet, Troktolith und Olivingabbro, einschließlich der eingelagerten Amphibolite, Pyroxenite und Eklogite, werden ungefähr gleichaltrig als Glieder einer geologischen Einheit aufgefaßt; Diabas sei jünger.

AMPFERER und HAMMER befinden als Altersfolge für das Peridotitgebiet des Zlatibor in Westserbien: Peridotit — Gabbro — Diabas. Ausnahmsweise steht Diabas auch inmitten der Serie, durch Diabaseinschlüsse, aber auch von Diabasporphyrit-einschlüssen in Gabbro dokumentiert. Zur gleichen Feststellung gelangt PAVLOVIĆ für den Zlatibor: feinkörnige dichte Diabase durchbrechen Gabbro, der jünger ist als Peridotit.

KOSSMAT sieht das Altersverhältnis zwischen Peridotit und Diabas nicht gesichert belegt, für die zentrale Balkanhalbinsel kommt er zu dem Schluß: Diabas älter als Gabbro. — Diese Auffassung ist jedoch lokal einzuschränken, besitzt als Allgemeinregel sicherlich keine Gültigkeit.

In der gleichen Auffassung wie KOSSMAT bewegt sich F. NOPCSA für Albanien: Differentiation und Erstarrung der Peridotitgesteine sei jünger, nach den Diabaseruptionen erfolgt. — Meine eigenen Beobachtungen ließen auch für den Peridotitzyklus in Albanien die Altersfolge des Zlatibor gelten: in der Hauptmasse Peridotit zu ältest, dann Gabbro, schließlich Diabas.

Für den Lojane-Chalkidike-ast der Vardar-Peridotitzone überwiegt der Eindruck des gleichzeitigen Nebeneinander-Bestehens verschiedener basischer Teilschmelzen, von Peridotit, Gabbro und z. T. Diabas, z. T. hebt sich Diabas auch hier als relativ Jüngstes heraus und macht sich auch völlig von Peridotitbegleitung unabhängig. Zwar vermerkt K. OSSWALD Bronzitserpentingänge im Diabasmassiv von Djewgjeli, Südserbien, doch nach eigenen Einsichten handelt es sich eher um von Diabas hochgeschleppte Peridotitschollen.

Für das Differentiationsbild im Peridotitkomplex von Oršova an der Donau scheint magmatische Gleichzeitigkeit der verschiedenen Differentiate maßgeblich zu sein, soferne nicht Peridotit doch etwas älter ist als Gabbro.

In den Dioriten von Raška, Ibartal in Serbien, sieht W. HAMMER jüngere, von Peridotit schon weiter abstehende Nachschübe, wie auch M. ILIĆ die Diorite für postsenon hält. Doch gibt es anderseits auch Übergänge Gabbro—Diorit.

Der Amphibolit im Liegend des Ibarserpentins bei Studenica enthält, nach W. HAMMER, Lagergänge von Peridotit.

Diabasbreccien, eine häufige Erscheinung im Ibarbereich, bestehen zumeist aus diabasisch verheilten Diabasbrocken, gabbroide Breccien haben mitunter auch Nebengestein zugemischt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Auf Cypern hält v. SEIDLITZ die Uralitdiabase des Troodosgebirges älter denn Serpentin.

In Kleinasien ist die Abfolge Peridotit—Gabbro—Diabas ebenfalls zu beobachten.

Vergleichsweise sei bemerkt: Für den basischen Gesteinszyklus im Apennin stellt G. STEINMANN [481, 483] die Altersfolge auf: Peridotit, Gabbro (Eufotid), Diabas. E. KALKOWSKY [477] zieht dort eine scharfe Alterstrennung zwischen Peridotit und Gabbro einerseits (letzterer z. T. als Randfazies des ersteren) und dem zeitlich davon abgetrennten jüngeren Diabas anderseits — eine Scheidung, die auch für viele Vorkommenreihen der Balkanhalbinsel durchführbar ist.

Über enge Beziehung des Peridotitzyklus zu Granit und zu Alkaliserien, im Sinne einer allmählichen zeitlichen Verjüngung des Perioditmagmas in Granit oder Alkaligestein, ist von der Balkanhalbinsel keine gesicherte Beobachtung beizubringen.

Bekanntlich wird anderwärts, so im Bushveld Igneous Complex Südafrikas, der basische Magmatismus unmittelbar durch sauren abgelöst. Im Bushveld schiebt sich zwischen Roten Granit und der Peridotit-Norit-Hauptmasse eine Alkaligesteinsgruppe ein, Nephelinsyenite, Foyaite, Ijolithe usw., die aber zusammen mit den Basiten, Ultrabasiten und Granit als eine einheitliche, zeitlich aufeinanderfolgende, genetisch miteinander verknüpfte Eruptionsgesteinsfolge betrachtet werden.

Auf der Balkanhalbinsel schalten sich zwischen Peridotitzyklus und den jüngeren Granitintrusionen epochenumspannende geologische Abschnitte ein, ohne nennenswerte Magmenförderung, hingegen erfüllt von tiefgreifenden tektonischen Vorgängen. (Das Erscheinen von Peridotitserpentinen an Bewegungsbahnen wird, wie später auszuführen ist, nicht mit echter Magmenintrusion sondern mit tektonischer Vorwärtsbeförderung als erkaltete Massen in Verbindung gebracht). Nur den Peridotiten bei Oršova an der Donau benachbart besteht ein kleiner Verbreitungsbereich von Nephelinsyenit, doch sind etwaige gegenseitige alters-genetische Beziehungen noch nicht untersucht.

Die Eruptionsepoche der Basaltgänge und Deckenbasalte auf der Balkanhalbinsel, von keiner großen und allgemeinen Intensität, stehen vom Peridotitzyklus zeitlich noch weiter ab als Granite und Syenite. Immerhin ist bemerkenswert, daß nach St. PAVLOVIČ [124] in einem postperidotitischen Diabasgestein des Zlatibor basaltische Anklänge sich zeigen.

6. Über sonstige Eigenschaften und Eigentümlichkeiten der Gesteine aus ultrabasischen Komplexen.

Physikalische Eigenschaften wie Magnetismus, elektrische Leitfähigkeit, Wärmeleitung, Schwere, Radioaktivität usw.; fallweise Karsteigenschaften von Peridotitgesteinen; Bodenbildung und Pflanzenwuchs.

Über die physikalischen Eigenschaften des Peridotitserpentins und der ihm verwandten Gesteine sind aus den Handbüchern der Geophysik (AMBRONN [690], GUTENBERG [734], REICH [774] u. a.) eine Reihe von Angaben zu schöpfen.

Plutone im allgemeinen und besonders deren Randzonen sowie Magnetit-führendes Kristallin des Untergrundes, mittelbar erst die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tektonik, rufen bedeutende Störungswerte im Magnetisierungsfeld der Erdkruste hervor; Vorgänge der Erstarrung bestimmen den magnetischen Charakter der Eruptivgesteine (H. REICH).

Im allgemeinen ist es der Eisen- bzw. in erster Linie der Magnetitgehalt, auf welchen die gesteigerten magnetischen Eigenschaften der Gesteine unmittelbar zurückzuführen sind; dies gilt im besonderen für die basischen und ultrabasischen Gesteine, welche in der Regel — auch nicht immer — die größten Werte der Magnetitisierbarkeit (Suszeptibilität) aufweisen.

Ausnahmsweise können aber auch Granitgebiete in ihren magnetischen Eigenschaften z. B. Gabbrogebiete übertreffen.

Zahlenangaben der Magnetisierungswerte nach H. REICH zeigen das Relativverhältnis in weiten Grenzen an:

Diorit 46,5 — 4700×10^{-6}
Gabbro 54,7 — 5610×10^{-6}
Harzburgit 7800×10^{-6}
Hingegen Granit 8 — 2200×10^{-6} oder Phyllit 90×10^{-6}.

Aus den weiten Grenzen ist auch das mögliche Übergreifen magnetischer Phänomene von Seite verschiedener Gesteine ersichtlich. Im Durchschnitt dürften simatische Gesteine stärker magnetisiert sein als sialische. Als Durchschnittswerte der Magnetisierbarkeit gibt H. REICH an:

ultrabasische Eruptiva $> 5000—10^{-6}$
simatische Eruptiva $> 2000 \times 10^{-6}$
sialische Eruptiva $> 500 \times 10^{-6}$
gegenüber Sedimenten mit 2 bis 30×10^{-6}.

Weiters nach dem gleichen Autor: Die Magnetisierbarkeit nimmt nicht proportional mit dem Magnetitgehalt ab, sondern viel rascher. Ti-Gehalt setzt die Magnetisierbarkeit herab, so daß Ilmenit viel geringere Störungswerte hervorruft als Magnetit. Auch ist es der FeO-Gehalt im besonderen, der auch im Magnetit schwankt, welcher für die Magnetisierbarkeit maßgeblich ist. Mit steigendem FeO-Gehalt wächst beispielsweise auch die Magnetisierbarkeit der Fe-Oolitherze. (Hiefür können auch aus dem mazedonischen Raum Beispiele gebracht werden: Drenica und andere Vorkommen.)

Ganz allgemein werden an Serpentin hohe Werte der magnetischen Suszeptibilität gemessen (H. REICH). Dies ist um so verständlicher, als bei der Metamorphose der Peridotitgesteine Neubildung von Magnetit, aus Zersetzung des Olivins und Kornzerfall des Chromits herrührend, überall im Dünnschliff beobachtet werden kann. Nach den Dünnschliffbildern zu urteilen, müßte die Magnetisierbarkeit der Dunite mit steigender Metamorphose zunehmen.

Die magnetische Vermessung basischer Plutone wurde u. a. für das Frankensteiner Serpentinmassiv in Schlesien (K. STÖCKE [525]) mit Erfolg durchgeführt. Ähnliche Arbeiten sind für eine Reihe anderer basischer Gesteinsvorkommen Mitteldeutschlands geschehen.

Unter den übrigen, günstig magnetisierbaren Mineralien werden gewisse Arten von Magnetkies und Hämatit bezeichnet. Magnetkies spielt vor allem als häufiger Gemengteil der Gabbro- und Noritgesteine eine Rolle.

Chromitlagerstätten in Serpentinen verhalten sich in ihren magnetischen Eigenschaften wechselnd. Im Lojanebezirk Mazedoniens haben sich beispielsweise die Chromite fallweise stärker, fallweise als schwächer magnetisch herausgestellt als ihr Nebengestein Dunitserpentin. In der Tat konnten weder in Lojane noch im Raduschabezirk magnetische Messungen bisher mit Erfolg zur Erforschung verborgen gebliebener Chromit-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ansammlungen Anwendung finden; doch scheint verbesserten feinmagnetischen Messungen am ehesten Erfolgsaussicht zu winken. Von dem metamorphosierten Chromit des Ural gibt A. KASHIN [541] gesteigerten Magnetismus an. K. SNELGROVE [683] hat Chromitkörper auf Neufundland mit Inklinationsmessungen zu umgrenzen versucht.

Auf Serpentingebieten wird häufig für eng umgrenzte Bezirke starke magnetische Störung gefunden, ohne daß Magnetit sinnfällig in Erscheinung träte. Solche Angaben stammen z. B. von B. GRANIGG [407] aus dem Mölltalserpentin im Großglocknergebiet, von E. CLAR [395] aus Kraubath in Steiermark. Von Lojane in Mazedonien habe ich [64] eine magnetische Kuppe namhaft gemacht; nun ist aber in deren Nähe durch ING. A. MALACHOW ein richtiger Magnetit-Peridotit aufgefunden worden.

Anderseits bestehen Nachrichten, daß Peridotitserpentine, besonders wenn sie in Hochgebirgen Gipfelmassen einnehmen, Blitzschlägen besonders ausgesetzt seien. Von Oppenberg in Steiermark wird dies z. B. berichtet. Es wäre in einzelnen Fällen also immerhin möglich, Blitzschlaganomalien der Magnetisierung auf Serpentingesteinsgebieten vorzufinden. Meine Suche nach Blitzschlagschmelzspuren blieben allerdings vergeblich, sowohl am Oppenberg als auch am Ostrovica-Jezerina-Gipfel Mazedoniens, beide aus Serpentin aufgebaute Berggipfel über 2000 *m* Sh.

R. SCHWINNER [17] hat die magnetische Großvermessung der Balkanhalbinsel, die in den Kriegsjahren 1917/18 durchgeführt und später ergänzt wurde, geologisch-tektonisch interpretiert. Eine Beeinflussung des magnetischen Bildes durch die ultrabasischen Massen läßt sich im großen fast nirgends, im kleinen vereinzelt an lokalen magnetischen Störungen erkennen; jungvulkanische Aufbrüche und tektonische Senken übertreffen die basischen Gesteine in ihrer magnetischen Auswirkung.

Während beispielsweise das ausgedehnte Serpentinmassiv des Zlatibor in Serbien sich in der Isogonenkarte (Linien der gleichen magnetischen Deklination), doch nicht mehr in den Karten der anderen magnetischen Elemente etwas herauszuheben scheint, bleiben die gewaltigen Peridotitzüge Mazedoniens und teilweise auch Albaniens vom Isogonenverlauf unberührt. Höchstens die Serpentine der Merdita können, wie schon SCHWINNER hervorhebt, für ein Vordringen der Isogone 4° 30′ verantwortlich gemacht werden, aber auch hier setzen die Serpentinzüge in breiter Entfaltung, unbekümmert um den Isogonenverlauf nach S fort. Die Prägnanz des Lojane-Chalkidikeastes der Vardar-Peridotitzone zeichnet sich in keiner Weise auf der Isogonenkarte ab. Nur für eine Reihe von teils negativen, teils positiven Lokalstörungen in der Deklination, u. a. der Stationen Veles, Raška, glaubt R. SCHWINNER auf Serpentin hinweisen zu müssen.

Nach E. NIGGLI [413 b]: in den Westalpen stimmt die Zone der + Schwereanomalie mit dem Verlauf der NO—SW streichenden, steilniedersetzenden Ivreazone (Z. dioritokinzigita) West des Lago maggiore überein. — Siehe auch NOVARESE, S. 579).

Über die elektrischen Eigenschaften der basischen Gesteine sind wenig bezeichnende Angaben zu machen.

Bekanntlich sind dichte Eruptiva besser leitend als weniger dichte. (Bei Sedimentgesteinen, also auch Tuffen, wird nach H. REICH die Leitfähigkeit bestimmt durch Porenvolumen, Porenflüssigkeit und dem Elektrolytgehalt der letzteren.)

Der Mineralgehalt an gut leitfähigen Mineralien, etwa Magnetit und Sulfide, wirkt sich erst bei einem Anteil von über 5% im Gestein im Sinne erhöhter elektrischer Leitfähigkeit aus. Ein solcher wird nun im Durchschnitt weder im Magnetitgehalt der Serpentine noch im Sulfidgehalt gabbroider oder pyroxenitischer Gesteine erreicht.

Der Chromitgehalt, für bessere Leitfähigkeit unter Umständen in Betracht kommend, erreicht im Dunit kaum 1%. Im allgemeinen erweisen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sich auch für massierte Anhäufung von Chromit in Lagerstätten die Unterschiede in der elektrischen Leitfähigkeit zwischen Chromit und Hüllgestein, das noch dazu meist stark gestört und verschieden durchfeuchtet ist, als praktisch nicht verläßlich genug. Auch Paralleltextur, befähigend Anisotropie der elektrischen Leitfähigkeit hervortreten zu lassen, wirkt sich für Chromit in Schlierenplatten nicht brauchbar aus.

Widerstandsmessungen hinsichtlich elektrischer Leitfähigkeit an Einzelproben mazedonischer Serpentine und Chromite haben bisher keine gegeneinander ausreichend abwägbare Ergebnisse gebracht.

Die Wärmeleitfähigkeit der basischen Gesteine ist nach J. FRIEDLÄNDER [730] geringer als jene der sialischen Eruptivgesteine. Bei den Tuffen wären Porosität, Gas- und Wasserfüllung der Poren als Faktoren der Wärmeleitfähigkeit in Betracht zu ziehen. Auch hier ruft Anisotropie im Gefüge auch Anisotropie der Wärmeleitfähigkeit wie anderer physikalischer Eigenschaften hervor.

Zahlenmäßige Angaben des Wärmeleitungsvermögens, bzw. der spezifischen Wärme von Serpentin sind von F. RINNE in der 3. Auflage 1908 seiner „Praktischen Gesteinskunde" mitgeteilt, in späteren Auflagen aber nicht mehr aufgenommen worden; die spezifische Wärme für Serpentin wird mit 0,234 gegenüber jener von Trachyt 0,208 und Granit 0,194 bezeichnet.

Die in der Regel dunkle Färbung der ultrabasischen Gesteine ist gegenüber Insolation mit verstärkter Wärmeadsorption verbunden. Die Bildung junger Mineralneubildungen an der Oberfläche von Peridotitgesteinen kann hiedurch gefördert werden. Für Artinit und Hydromagnesit auf Serpentin der Gulsen bei Kraubath in Steiermark, sonnseitig ausgesetzt, hat H. MEIXNER [428] „sonnenhydrothermale" Bildungsbedingungen angegeben.

Radioaktivität kommt in basischen und ultrabasischen Gesteinen in der Regel zu keiner besonderen Wirkung. Nach HOLMES [742] haben unter den Eruptivgesteinen die peridotitischen den geringsten Gehalt an radioaktiven Stoffen, nur $1{\cdot}5\,g$ U in $10^6\,g$ Gestein, gegenüber $2{\cdot}1\,g$ U in $10^6\,g$ Basalt und $3{\cdot}75\,g$ U in 10^6 sialischem Gestein.

J. A. DRESSER ([646] S. 76—80) hat an Chromit von Quebec nur ganz schwache radioaktive Wirkung nachweisen können.

Orthit in Grenzamphibolit von Peridotit (Beispiel Jezerina in Mazedonien) umgibt sich mit radioaktiven Höfen.

In der Schwere heben sich die ultrabasischen Gesteine weit über die übrigen Gesteine heraus. Während die durchschnittlichen Dichtezahlen der oberflächennahen Erdkruste nach GUTENBERG in Eurasien 2·75, im Pazific 3·05 beträgt, sind die Dichtezahlen der ultrabasischen Gesteinsgesellschaft nach H. REICH im einzelnen:

Peridotit	2,78—3,37	durchschnittlich	3,06
Gabbro	2,89—3,09	durchschnittlich	3,00
Norit	2,70—3,24	durchschnittlich	2,93
Diabas	2,73—3,12	durchschnittlich	2,94
Serpentin	2,8 —3,10	durchschnittlich	2,95 (m. E. eher niedriger)
Amphibolit	2,91—3,04	durchschnittlich	3,00
Eklogit	3,20—3,54	durchschnittlich	3,35

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Es wäre demnach zu erwarten, daß die schweren Massen der Peridotitgesteinsfolgen im nahen Untergrunde sich durch positive Schwereanomalien im Schwerefeld der Erde ohne Schwierigkeit verrieten. Nun sind aber auch Granit, besonders Migmatit-Granite, aber auch sonst Plutone im allgemeinen, von ähnlichen Schwereanomalien begleitet, vielfach auch mit magnetischen Anomalien einhergehend (H. REICH [774]) und ihre Ursachen liegen in den Besonderheiten des Krustenbaues im Bereiche der Plutone überhaupt.

H. HESS [740] hat für die Peridotitintrusionen, welche als wesentliche Bauelemente die Inseln Ost- als auch Westindiens mitzusammensetzen, einen Zusammenhang mit der Inselbogenstruktur dieser Gebiete vermutet: negative Schwereanomalien, welche dieser Inselbogenstruktur entlang laufen, werden durch Niederbeugen (down-buckling) der leichteren Erdkruste, also durch Zurückdrücken des Peridotitsubstratums erklärt, dergestalt, daß gleichzeitig damit auch ein Impuls zur Entladung von Peridotitsubstanz nach oben verbunden sei. (Siehe auch Abschnitt VIII, Abb. 148, S. 590.)

Im allgemeinen nehmen die basischen Massen der Balkanhalbinsel trotz ihrer großen horizontalen Verbreitung doch immer noch einen kleinen Mächtigkeitsanteil im Gesamtprofilaufbau der oberen Erdkruste dieser Gebiete ein, so daß wohl erst ein dichtmaschiges Schwere-Stationsnetz ihr Widerspiel im Schwerefeld ausreichend zum Augenschein brächte.

Noch stärker müßte die Forderung nach einem dichten Vermessungsnetz naturgemäß für Versuche aufgestellt werden, den basischen Massen Indikationen für in ihnen angehäufte, in der Tiefe verborgene schwere magmatische Lagerstätten abzuringen, beispielsweise für Chromitlagerstätten. Die Durchschnittsdichte für die chromithaltige Masse in großen Stocklagerstätten mag immerhin an 4·0 herankommen; aber die Tonneninhalte der wenigen ganz großen Chromlagerstätten der Balkanhalbinsel erreichen höchstens einige 100.000 *t*, in Ausnahmsfällen etwas über eine halbe Million Tonnen auf kleinstem Raume zusammengedrängt.

Im Zusammenhang mit der Dichte stehen die elastischen Eigenschaften. Darin heben sich die basischen Gesteine nicht wesentlich über die Zahlenwerte von sauren oder intermediären Eruptivgesteinen oder sonstigen Kristallingesteinen hinaus.

Nach den Angaben in der „Angewandten Geophysik" von H. REICH ist die Fortpflanzungsgeschwindigkeit von elastischen Bodenwellen in Dunit 7900 *m*/sec., in Gabbro 6700—6900 *m*/sec. gegenüber 5000—6000 *m*/sec. in den übrigen Eruptivgesteinen und Kristallingesteinen und gegenüber wesentlich niedrigeren Werten in den Sedimentgesteinen.

Die Kompressibilität der basischen Gesteine wird als geringer bezeichnet als wie jene der sauren.

Zu den geologischen Eigenschaften komplexer Natur gehört die Wasserdurchlässigkeit, die in mittlerem Grade auch für die Peridotitgesteinsgebiete kennzeichnend ist.

Für das Raduscha-Serpentinrevier in Mazedonien hat P. S. JOVANOVIČ [857] die karstartigen Eigenschaften — dem dort reich entwickelten Chrombergbau seit langem bekannt — zum Gegenstand einer eingehenderen Untersuchung gemacht. Während das peridotitische Bergmassiv quellenarm ist, erschließt sich ein reicher Quellenkranz an seinen Rändern zur Schieferunterlage.

Ganz allgemein führen Störungen, verbunden mit schiefriger Zerquetschung des Serpentins, zu Wasserstau und Quellaustritt.

Mitunter waren Serpentinabschnitte mehr minder stagnierender Wasserdurchtränkung ausgesetzt, wobei in fortschreitender Serpentinzersetzung die Wasserdurchlässigkeit verlorengehen kann.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

In vereinzelten Fällen konnte bei pyroxenreichen Peridotiten (Ca-Gehalt) in exponierter Hochgebirgslage oberflächige Karrenbildung wahrgenommen werden, u. a. im Gipfelbereich Jezerina—Ostrovica, 2095 *m* Sh., am oberen Lepenaclauf, Mazedonien. (Siehe auch Abschnitt VII, S. 574.)

Der rasche Durchsatz der Niederschlagswässer, aber auch die mineralische Einseitigkeit des reinen Magnesiasilikat-Gesteins, Schwerlöslichkeit, Schwerverwitterbarkeit, rasche Abspülung bei den häufig kahlen oder nur mit dürftiger Grasnarbe bewachsenen Hängen, gehören mit zu den besonderen Faktoren der Bodenbildung über Serpentin.

Reine Peridotitgesteine bedingen im allgemeinen in allen Klimaten einen nährstoffarmen Boden. Der Nährstoffgehalt schwankt naturgemäß je nach Bildungsstadium, Lage, Durchfeuchtung, Sonnenbestrahlung, Bewuchs usw.

Begleitgesteine der Peridotitserpentine, besonders jene mit Gehalt an Ca-Na-Feldspaten, aber auch schon Pyroxenite und Amphibolite mit höherem Ca-Gehalt vermögen bereits wertvollere Böden zu liefern.

Die Besonderheit der Bodenbildung über Serpentin hat frühzeitig überall, auch auf der Balkanhalbinsel, Beachtung des Botanikers gefunden, der sich auf Serpentinboden einer besonderen Auswahl und Artenbildung von Flora gegenübersieht.

Von Seite der bodenkundlichen Wissenschaft hat F. PENNINGSFELD 1942 [879] eine nach neuestem Stande gebrachte Darstellung der Bodenbildung in Albanien geliefert und hiebei den Serpentinböden eingehende Untersuchung gewidmet. Griechischen Böden haben K. J. NEVROS und J. A. ZVORYKIN Untersuchungen gewidmet, A. STREBUTT den Böden Jugoslaviens, A. REIFENBERG und E. K. EWBANK Serpentinverwitterungsböden des Troodosgebirges auf Cypern (sämtliche cit. PENNINGSFELD).

Für die Bildung von Verwitterungsböden über Serpentin, für das Entstehen der autochthonen Erdkrume also, steht die physikalische Verwitterung vorzüglich dort, wo schwacher Pflanzenwuchs besteht, in ihrer Wirkung voran. Dies gilt besonders für die Serpentinbereiche der balkanischen Hochgebirge und der innerbalkanischen Senken, wo das kontinentale Klima mit starken Temperaturschwankungen von Tag und Nacht, ausgiebigen Frosttemperaturen (Zerkleinerung durch Frostwirkung), den Verwitterungsfortschritt beschleunigt. Die stets vorhandene Klüftigkeit des Serpentins leistet der physikalischen wie chemischen Verwitterung Vorschub. Die Verwitterungsböden von Serpentin — aber auch deren Schwemmlandböden im Gebirge — sind im allgemeinen gut wasserdurchlässig und neigen zu Bildung von mageren steinigen, wasserarmen Trockenböden in niederschlagsarmer Zeit (PENNINGSFELD), Böden, die aber nach meiner Einsicht in niederschlagsreicher Zeit als mäßige Feuchtigkeitsspeicher zu wirken vermögen. Die chemische Verwitterung erfolgt in Richtung Hydration und Oxydation. Es bilden sich über Serpentin hinaus wasserhaltige Mg-Silikate, gelartig, besonders gehen SiO_2 und Al in kolloide Lösungen.

Auf Hochflächen mit geringer Abspülung macht sich eine Art „Faulwerden des Serpentins" bei beträchtlicher Erweichung bemerkbar. Das zweiwertige Eisen, mit der grünen Farbe des Serpentins verbunden, schlägt oberflächennahe im Bereich des Luftsauerstoffes in dreiwertiges z. T. hydratisiertes Fe-Oxyd von hellbrauner bis roter Farbe um, die Rotböden bedingend. — (Siehe auch S. 560.)

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Entsprechend der primären Armut an Ca, Na, K der Peridotitgesteine, sind auch die Verwitterungsböden daran arm, zudem wird ein Teil der Alkalien und Erdalkalien als Basen weggeführt. Es wird ein magerer, wasserarmer Boden, Ca-arm, Mg-reich mit relativ hohen Fe- und Al-Gehalten erzielt, bei sinkendem SiO_2-Betrag (PENNINGSFELD). Die Bodenlösung reagiert alkalisch (PENNINGSFELD), aber auch neutrale und saure Reaktionen von Serpentinböden (LÄMMERMAYR) wurden beobachtet, wahrscheinlich dort, wo auch biologische Verwitterung unter O-Mangel mitwirkt. Mit Magnesit vermengter Serpentinverwitterungsboden wirkt stets alkalisch (LÄMMERMAYR [755]).

In den Schwemmlandböden, die aus reinem, meist grobem Serpentinmaterial bestehen, setzen vor allem die Faktoren der chemischen Verwitterung, bei Pflanzendecke von der biologischen Verwitterung unterstützt, das Werk der Gesteinszerstörung in erhöhtem Maße und in ähnlicher Richtung fort, wie auf den Verwitterungsböden.

In den Untersuchungen von PENNINGSFELD über albanische Serpentinböden wird der Unterscheidung des jeweiligen Bodens in Anteile Gesteinsrest, Feinboden mit Korn kleiner als 2 *mm* und Rohton (Kolloid) mit Korn kleiner als 0·002 *mm* und den chemisch-physikalischen Eigenheiten dieser Anteile besondere Aufmerksamkeit geschenkt; Basenbindungsvermögen und SiO_2/Al_2O_3-Verhältnis der Rohtone, organischer Bodenanteil, Nährstoffhaushalt usw. in Serpentinböden werden im einzelnen untersucht und mit den Ergebnissen anderer Bodenuntersuchungen, vor allem der Mittelmeerländer, in Vergleich gesetzt.

Hand in Hand mit den Besonderheiten der Bodenbildung über Serpentin gehen die Besonderheiten des Pflanzenwuchses auf Serpentin. Der Serpentinflora wendet sich seit langem das Interesse des Botanikers zu. Für die Balkanhalbinsel dürfte J. PANČIČ 1859 [117], die Flora der Serpentinberge Mittelserbiens beschreibend, eine der ersten Sonderarbeiten auf diesem Gebiete geleistet haben.

Es ist mir, da ich kein Botaniker bin, auch nicht möglich, auf die Einzelheiten der Serpentinflora und ihre chemisch-physikalischen, klimatischen und sonstigen Bedingnisse einzugehen und zu ihren Problemen Stellung zu nehmen. Ich beschränke mich deshalb nur auf die Mitteilung einiger Beobachtungen, die sich mir auf meinen vielfachen Streifen durch balkanische Serpentingebiete neben der geologischen Hauptarbeit aufdrängten und füge ergänzend einige auch feldgeologisch interessierende allgemeine Hinweise an, die sich vor allem in den Arbeiten von L. LÄMMERMAYR [755] darbieten, der sich mit der steirischen Serpentinflora in einer Reihe von Untersuchungen eingehend beschäftigte.

Die Arbeiten von L. LÄMMERMAYR: Materialien zur Systematik und Ökologie der Serpentinflora, Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien 1926—1928, umfaßt auch ein ausführliches Literaturverzeichnis, das auf Serpentin bezügliche botanische Arbeiten aus dem Balkanraum ebenfalls Rechnung trägt (BECK, GRAČANIN, JANCHEN, PANČIČ u. a.). Ebenso werden zeitlich parallel gehende Arbeiten von J. NEVOLE, L. DOLLITSCH, A. FR. NOVAK, J. SUZA u. a. über Serpentinflora dort kritisch erörtert.

Beim Eintritt in Serpentinboden ist der jähe und auffallende Wechsel im Pflanzenkleid und die weiträumige ungefähre Gleichartigkeit im Serpentinpflanzenkleid eine immer wieder kennzeichnende Erscheinung, die auch oft genug der geologischen Feldarbeit bei der Gesteinsabgrenzung gute Dienste leistet.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Noch ist anscheinend die Streitfrage in der botanischen Wissenschaft nicht endgültig geklärt, wie weit es sich bei der Serpentinflora tatsächlich immer nur um magnesiaholde oder gar um magnesiabedingte, also bodenstete, serpentinstete, Pflanzen handelt oder wie weit sich in dieser Pflanzengesellschaft und Pflanzenentwicklung mehr oder weniger nur die allgemeine Nährstoffarmut des Serpentinbodens auswirkt. Auch die Frage einer besonderen MgO-Speicherung in „Magnesiapflanzen" und damit vorhandene entsprechende Formentwicklung ist noch nicht entschieden.

Die Vorliebe der Föhrenarten oder Schwarzkiefer für Serpentinuntergrund ist weitgehend von den klimatischen Bereichen unabhängig, ihr gegenwärtiger Waldbestand auf Serpentin z. T. oft nur das Ergebnis des noch zurückgehaltenen Eingriffes durch Menschenhand. Es ist wohl in der Regel schütterer Trockenwald ohne Unterholz. In gebirgigen Lagen, ausnahmsweise und vereinzelt, greifen auch Fichte und Tanne auf Serpentinboden über.

Von den selteneren Fällen eines schönen Buchenurwaldes in 1400 bis 1500 *m* Sh. auf der Serpentinhochfläche der Bjeshe e Kushenit in der Merdita-Landschaft Albaniens berichtet F. MARKGRAF [872]; daß die sonst kalkliebende Buche auch in Griechenland vereinzelt auf Serpentin vorkommt, erwähnt KIRCHHOFF (cit. LÄMMERMAYR).

Der einförmige Föhrenwald überdeckt Gebiete alpiner Serpentine in Höhenlagen von 400 bis 1600 *m* und darüber.

Die Serpentinhochflächen des Zlatibor in Serbien, Höhen von 1200 bis 1600 *m* Sh. überspannend, sind wechselnd von weiten Matten und schütteren, doch geschlossenen Föhrenwäldern bedeckt. Das Ibarmassiv trägt Föhrenbestände.

Auch mazedonische Serpentingebiete, abseitig des Verkehrs und in höheren Lagen, sind von Föhrenwald bedeckt. Im oberen Lepenactal hält sich der Föhrenwald scharf an die Serpentingrenze, soweit sie etwa 1200 *m* Sh. übersteigt und reicht bis 1800 *m* Sh. hinauf; noch höher aufwärts, bis 2000 *m*, breitet sich nordseitig die Legföhre aus. Ähnlich verhält es sich mit den Föhrenwäldern des Kukesrevieres in Nordalbanien.

Auf Euböa in Griechenland sind die Serpentine von Mantoudi, fast in Meereshöhe gelegen, von prächtigen alten Föhrenwäldern bestanden, in lebhaftem Gegensatz zu den weißen kahlen Kalkmauern des Hochgebirges. Ein gleiches gilt für die Serpentine der Ostchalkidike.

Die Serpentine Ostbulgariens und Thraziens haben noch vielfach ihre Föhrenwaldbedeckung.

Lockerer alter Föhrenwald reicht auf dem Boden des Fethiye-Serpentins in Südanatolien bis zur Meeresküste hinab.

Die weitaus überwiegende Oberfläche des Serpentins der Balkanhalbinsel ist allerdings kahl, von auffallender Vegetationsfeindlichkeit über große Teile des Jahres, auch dort, wo unter klimatisch-ähnlichen Bedingungen anders geartete Böden reichen Pflanzenwuchs tragen.

Die Frage der Waldbedeckung über Serpentin, ob von Anbeginn an spärlich infolge Pflanzenfeindlichkeit des Bodens, die nur unter günstigen lokalen Bedingungen überwunden wird, oder auch durch äußere Umstände verursacht, ist für die Balkanhalbinsel, vor allem für ihren südlichen Teil Mazedonien und Griechenland mit der Frage nach den Ursachen der dortigen allgemeinen Waldarmut verbunden. Reicht dort die Waldarmut, die allgemeine Kahlheit der Hänge und Bergzüge, der steppenartige Charakter der Hochflächen, klimatisch bedingt, noch in die vormenschliche Zeit zurück oder ist sie erst eine Folge der menschlichen Rodung?

Eine Reihe von Stimmen sind laut, welche die relative Waldarmut etwa Mazedoniens und Griechenlands bereits als aus der Vorzeit übernommen ansieht und hiefür Anhalts-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

punkte anführt; u. a. hat 1931 die österreichische archäologische Expedition nach Griechenland sich in diesem Sinne geäußert, der weitere Rückgang des Waldes sei durch menschliche Einwirkung nur beschleunigt worden.

Aus der Überlegung an Befunden einer jungsteinzeitlichen Wallsiedlung bei Lojane nächst Kumanovo in Südserbien (Wiener prähist. Zeitschrift 1933) kam ich ebenfalls zum Schluß, daß dort das Serpentingebiet im Neolithikum wahrscheinlich nicht bewaldet war.

H. LOUIS [869] äußert sich für den W-Abfall des albanischen Gebirgszuges, daß dort die Wälder von Haus aus labilen Charakter gehabt hätten, ihr Untergang durch Menschenhand nur beschleunigt worden wäre.

F. PANČIČ [117] allerdings verfocht für die mittelserbischen Serpentine die Ansicht, sie seien ursprünglich alle bewaldet gewesen.

Zweifellos ist mit dem Bestehen des Waldes die Krise im Nahrungshaushalt des Serpentinbodens weitgehend überwunden; ist aber einmal der Wald durch menschlichen Eingriff entzogen, vermögen ihn jetztzeitige klimatische Faktoren allein anscheinend nicht mehr aufzurichten.

Gestrüppeichen und Buschwacholder, die ersteren vor allem sind die typischen Buschpflanzen der innermazedonischen Serpentingebiete und auch noch nach allen Seiten darüber hinaus. Selten und nur in windgeschützten Gebirgslagen kommt es zu lockerem kurzstämmigem Eichenhochwald, noch seltener kämpft sich Wacholder zu Baumform hoch.

An der W-Küste Albaniens, besonders aber im südlichen Teil der zentralen Balkanhalbinsel, mit einer N-Grenze etwa im Becken von Djewgjelia, vermag auch die Macchia, eine mediterrane Buschgesellschaft, auf Serpentinboden Fuß zu fassen. Es sind immergrüne Laubgewächse, mit Eiche, Buchsbaum, Pistazie, Myrte, Oleander, strauchartigen Ericaceen, Lianen u. a., die sich zu einem oft undurchdringlichen Dickicht von einigen Metern Höhe zusammenfinden. Ohne auffallenden Wechsel im Pflanzenkleid greift die Macchia von den Nachbarböden auf Serpentinböden über.

Eine Zwischenstufe der Macchia, etwa der Macchien-Schibljack-Stufe (PENNINGSFELD) zuzuzählen, welche in die höheren, kontinental beeinflußten Gebirgslagen Westalbaniens emporsteigt, ist die Buschbewachsung des Serpentinbodens mit niederer Eiche, Buchsbaum und einer strauchartigen Ericacee allein, ohne sonstiges Buschbeiwerk. Diese fallweise Pflanzengesellschaft auf Serpentin in niederen und mittleren Lagen reicht in der Merdita quer durch ganz Nordalbanien bis an den W-Rand des Amselfeldes Mazedoniens bei Djakovica. Während die geschützteren und reicher besonnten SW-Hänge des Serpentinreviers von Letaj-Djakovica noch Bewuchs mit dieser Halbmacchia aufweisen, sind die dem rauhen Amselfeld zugekehrten O-Hänge nur mehr mit Gebüscheiche und Wacholder bestockt. In diesem Zusammenhang ist bemerkenswert, daß hier auch eine Depression der Gipfelflur Nordalbaniens von der Adria bis an das Amselfeld reicht, den Westwinden ein breites Tor öffnend.

Unter den Sporenpflanzen nehmen die Farne einen hervorragenden Platz auf Serpentinböden der Steiermark ein, mehrere thermophile (LÄMMERMAYR) Arten gelten als ausgesprochen bodenstete Serpentinfarne. Nicht so in den südlicheren Balkanländern, wo Farne auf Serpentinböden zurücktreten, ebenso Pilze und Algen, Moose und Flechten.

Auch unter den Blütenpflanzen gibt es eine Anzahl serpentinsteter Arten, daneben aber treten auf Serpentinboden kieselliebende, im besonderen Maße aber kalkliebende Pflanzen hinzu, die Pflanzengesellschaft kann sich so zu einer reichhaltigeren Mischflora von nicht geringer Artenzahl steigern. Die Serpentinschuttflora begünstigt ihrerseits eine Anzahl Blütenpflanzen; die Berghalden der Chromschürfe können so zum Schein durch eine Zeitspanne des Jahres das Vorkommen von „Chrom anzeigenden Pflanzen" vortäuschen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Das Übergreifen der Kalkflora auf Serpentinboden, trotz dessen niedrigem, ja oft nur spurenweisem Kalkgehalte, ist in dem von hohen Kalkbergen umrahmten Raduscha-Serpentinmassiv Mazedoniens besonders auffällig. Überdies ist hier im Frühjahr eine an Serpentin gebundene Kleinflora in Entwicklung, die in der kurzen Periode der Frühjahrsregen eine Reihe Feuchtigkeit-liebender Pflanzen, an alpine Kleinformen erinnernd, in seltener Pracht hervorbringt: kurzstielige Schwertlilien, gelb und violett, feuerrote Tulpen, Orchideen, ein überaus zartes Vergißmeinnicht und viele andere.

Die in die Hochregion aufsteigenden Serpentinberge Mazedoniens und Albaniens sind durch eine prächtige alpine Frühjahrsflora ausgezeichnet, darunter die rostblättrige Alpenrose, Türkenbund, Primeln usw.

Einen besonderen Reiz der Frühjahrslandschaft auf den Serpentinböden der Balkanhalbinsel, insonderheit der Serpentinhochflächen Mazedoniens, bilden die Grasmatten.

Wie dünngesät entsprießen die Halme in zartestem Grün aus den oft groben Schuttböden von Hängen, Mulden, Hochtälern und Hochflächen der Serpentinlandschaften, werden nicht viel mehr als schuhhoch; so sind die Matten im Farbenglanz des Lichtes und im Wehen der Winde ein lieblicher Anblick. Durch kurze Zeit geben sie eine wenn auch dürftige Weide und unterbrechen so den vorherrschenden Ödlandcharakter der Landschaft.

Den etwas nährstoffreicheren Schwemmboden der Mulden und Hochflächen, auch mitunter den noch steinigen Verwitterungsböden des Serpentins rückt der Ackerbau immer mehr nach und bringt, oft nur dank den Wässern der Frühjahrsregen, ohne Düngung und nur seicht mit dem Holzpflug bearbeitet, eine mehr oder minder kärgliche Frucht an Korn und Mais.

III. Chromit, Art und Entstehung der Chromitlagerstätten.

Die Chromerzführung von Serpentinmassen der Balkanhalbinsel und Kleinasiens ist, durch den Chrombergbau angeregt, schon in einer Reihe von Einzelarbeiten Gegenstand mineralogischer und lagerstättenkundlicher Studien geworden und der erste Teil der hier gebrachten Darstellung, in welchem die Chromerz führenden Serpentingebiete im einzelnen geschildert wurden, hat darauf bereits Bezug genommen.

Es sind dies für Vorkommen der Balkanhalbinsel hauptsächlich Arbeiten von WALTER, DONATH, HIESSLEITNER, LUKOVIČ, PETRASCHECK, PETRULIAN, für Kleinasien, HELKE, HENCKMANN, KOVENKO, WIJKERSLOOTH. Auch die mehr bergwirtschaftlich gehaltenen Aufsätze über balkanisch-anatolisches Chromerz von GÜNTHER, HÜTTER, LEPEZ, LUBOJATZKY, WEISS bringen einige geologische Daten bei.

Im folgenden werden die gemeinsamen und besonderen Züge der lagerstättenkundlichen Charakteristik balkanisch-anatolischer Chromitvorkommen übersichtlich zusammengefaßt und dort, wo Bedürfnis bestand, auch Vergleiche zu außerbalkanisch-anatolischen Chromerzlagerstätten angestellt.

1. Mineralogische Daten über Chromit.

An die Spitze der lagerstättenkundlichen Erörterungen gestellt, seien Angaben über die wichtigsten Eigenschaften des Minerals Chromit, unter Benützung der Lehrbücher der Mineralogie und Erzmikroskopie von NAUMANN, KLOCKMANN-RAMDOHR, NIGGLI, RAMDOHR-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SCHNEIDERHÖHN, SCHMIDT-BAIER und anderer Arbeiten zusammengefaßt.

Chromit ist Mineral der Magnetit-Spinellreihe, bzw. Spinellgruppe. Kubisch-holoedrisch. Kristallform meist Oktaeder, klein, gerundet, eingebuchtet. Gewöhnlich locker kristallig oder kristallin körnig derb bis massivfeinkörnig. Bruch unvollkommen muschelig bis uneben. Spaltbarkeit nach (111) nur angedeutet. Nichtmagnetisch bis schwachmagnetisch. H = 5½. Spez. Gew. = 4·32—4·57. In dünnen Splittern gelblichrot bis rotbraun durchscheinend. $n = 2{\cdot}1$. Farbe braun bis bräunlich-schwarz und schwarz. Glanz halbmetallisch bis fettig, auch pechartig, mitunter bläulich-grauschwarz und Anthrazit-ähnlich. Strich, bzw. Pulver mittelhellbraun bis tiefbraun, vom schwarzen Strich des Magnetits und Ilmenits also gut unterschieden. Zähe bis spröde. Unschmelzbar vor der oxydierenden Lötrohrflamme; in der Reduktionsflamme mit Na_2CO_3 gelingt es nach T. B. DENIS [640], feine Splitter schwach zu runden.

Chemische Zusammensetzung des Chromits: Kurz geschrieben $FeO.Cr_2O_3$, bzw. $[Cr_2O_4]Fe$ mit theor. 32% FeO und 68% Cr_2O_3, jedoch viel Mg, Fe^{III}, Al, auch Mn und Zn enthaltend. Allgemeinformel für die komplexe Mischkristallnatur des Chromits nach NIGGLI: $[R_2^{III}O_4].R^{II}$, wobei R^{III} = Al, Fe, Cr, Mn, untergeordnet Ti, und R_{II} = Mg, Fe, Mn, Zn, Cr. — Vereinfachte Schreibweise: (Mg Fe) O. (Al Fe Cr)$_2$. O_3.

BETEKHTIN [556] befindet: chemische Unterschiede von akzessorischem Chromit und Lagerstätten bildendem Chromit im selben Massiv hinsichtlich Al und Cr können sich um einige Prozent bewegen.

ZnO-Gehalt nach M. DONATH [36] im eisenreichen Chromit von Hestmandö in Norwegen, 2·2—2·6%.

Kleine Ni-Gehalte, mechanisch als Sulfid beigemengt (?). NiO nach RYBA [437] im Chromit von Kraubath ständig um 0·1%; ähnlich auch Derberze von Orašje in Mazedonien mit 0·08% Ni.

Nach BETEKHTIN-KASHIN [530]: Ni-Gehalte bis zu 0·3% im Chromspinell des Südural. Hinsichtlich der Analysen ist zu bemerken, daß Ni auch in Olivin eingebaut sein kann, gleichen Ionenradius mit Mg besitzend.

Prüfung auf P-Gehalt ergab beispielsweise für das Chromitkonzentrat der Aufbereitung Raduscha (Mazedonien) 0·01% P_2O_5.

Strukturelle, Mischkristall- und genetische Beziehungen verbinden Chromit mit den Spinelliden Magnetit und Spinell: Magnetit $FeO.Fe_2O_3$ oder $[Fe_3O_4].Fe$; gewöhnlicher Spinell $[Al_2O_4].Mg$, hieher Pleonast (dunkelgrau bis schwarz, undurchsichtig, H = 8), dann Hercynit (vorwiegend $[Al_2O_4].Fe$, schwarz opak, meist derb), Pikotit (Chromhaltiger Spinell, dunkelgelb bis grünlichbraun, H = 8, scharfe Oktaederchen oder derb, Zusammensetzung beispielsweise 8% Cr_2O_3, 10·3% MgO, 56% Al_2O_3). Einzelheiten über Struktur und physikalische Eigenschaften in der Spinellgruppe sind von P. NIGGLI und F. FAESY [877] dargestellt; ferner von WINCHELL [818 b].

R. E. STEVENS [684 a] zeigt am Spinell-Dreiecksprisma die Isomorphieverhältnisse von Magnesiachromit $MgO.Cr_2O_3$, Spinell $MgO.Al_2O_3$, Magnesiaferrit $MgO.Fe_2O_3$ (Ecken des oberen Prismendreieckes) zu Ferrochromit $FeO.Cr_2O_3$, Hercynit $FeO.Al_2O_3$ und Magnetit $FeO.Fe_2O_3$ (entsprechende Ecken des unteren Prismendreieckes).

Reiner Chromit wird nirgends angetroffen; MgO vermag Teil des FeO-Gehaltes zu ersetzen, Fe_2O_3 und Al_2O_3 ersetzen Anteile des Cr_2O_3-Gehaltes. Bei hohem Mg-Gehalt sogenannte Magnesiachromite, Mitchellite oder Magnochromite! Al_2O_3-reiche Chromite sind im Glanz meist stumpfer. Höchste Cr_2O_3-Gehalte im Chromit reichen an 60%, beispielsweise Great Dyke 58·1% Cr_2O_3. Im Raduscharevier Mazedoniens höchster Derberzwert bis 56%, in einer Ausnahme sogar 62% Cr_2O_3.

Beziehung zwischen Chemismus, Nebengestein, Lagerstättentyp und Zonenstellung siehe Abschnitt IV, S. 414.

Analysierung von Chromerz: siehe u. a. Sonderstudien von E. Dittler [716], Angaben von M. Donath [36], Bulletin des U. S. A. Bureau of Mines, Aufsätze von J. N. Knipovitche in „Chromit in U.S.S.R." [534]; dort auch weitere Literaturhinweise.

Nach E. DITTLER läßt Derberz Chromit von 49·58% Cr_2O_3, 15·01% Al_2O_3, 17·22% FeO, 10·43% MgO, 2·54% CaO und 5·30% SiO_2 nach Molekularquotienten berechnet, ein Gemenge von Chromeisenstein und Spinell erkennen, u. zw.: 70·44 Mol.-% (Mg, Fe)O. $.Cr_2O_3$ und 29·46% (Mg, Ca) $O.Al_2O_3$.

Trennung nach Fe^{II} und Fe^{III} in der Chromitanalyse nicht immer einfach!

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Konzentrat von Raduscha, in der Hauptsache durch Aufbereitung von Sprenkelerz aus den Schlierenplatten erzeugt, ergab z. B. 56% Cr_2O_3 bei 14·5% MgO, von letzteren waren 13% an Chromit gebunden, 1·5% in HCl löslich (Analyt. Dipl. Ing. F. EBNER).

Schmelzpunkt Chromit: trockene Chromitschmelze bei 1850°, kann bis 1450° sinken. — (Cr-Metall hat Schmelzpunkt bei zirka 2000°, spez. G. = 6·8, Atomgewicht = 52·1).

Chromit im Dünnschliff: Farbe gelbbraun bis tiefbraun, rotbraun bis kaffeebraun. Je gelber desto niedriger im Cr_2O_3-Gehalt, kirschrot bei hohem Cr_2O_3-Gehalt (L. FISHER). — Isotrop; optische Anomalien nach NIGGLI nur in Spinellen mit hohem Al_2O_3-Überschuß ([36] cit. DONATH).*)

Poikilitische Verwachsung von Chromit mit Olivin, auch Pyroxen, auf Balkanerzen selten.

An den Rändern ist Chromit häufig opak schwarz, auch entlang der Risse, bereits 1913 von J. DRESSER [646] an Quebec-Chromerzen festgestellt und die Ränder als Fe-reicher, Cr-ärmer gedeutet. Diesbezüglich weitere Angaben in Abschnitt VI (Chromit in Metamorphose); dort auch Beobachtungen von PETRULIAN, SPANGENBERG, HORNINGER.

Chromit im Anschliff: Detaillierte Angaben bei SCHNEIDERHÖHN-RAMDOHR [790]; zuletzt RAMDOHR [772 a].

Hohe Härte, härter als Magnetit.

Reflexionsvermögen gegen Magnetit dunkler, besonders in Öl. Reflexionsfarbe von Chromit der Grube Petkovich bei Orahovac in Mazedonien nach A. TORNQUIST in Luft bräunlich, in Öl unter Abnahme der Helligkeit matt graurosa.

Chromitkorn häufig rissig.

Randumwandlung (besserreflektierende Ränder) auch im Anschliff erkennbar. Struktur infolge Versagens jeglicher Ätzmittel sich u. d. M. nicht enthüllend (daß gut polierte Anschliffe bei schräg auffallendem Tageslicht das Korngefüge, Struktur und Textur mit freiem Auge gut erkennen lassen, wird bei Erörterung der Derberze in Schlierenstöcken noch im besonderen hervorgehoben).

Unterscheiden von Magnetit, der sich mit konz. HCl ätzen läßt von Chromit, der dabei unangreifbar bleibt.

In Chromit fallweise Einschlüsse von Metalloxyden und Metallsulfiden: Eisenglanz, Magnetit, Pyrit, Rotnickelkies (NiAs), Cobaltin (NiAsS), Cubanit ($CuFe_2S_3$), Kupferkies, Kupferglanz.

Entmischung des Chromits nach RAMDOHR [770] im akzessorischen Chromit der Tiefengesteine eher verbreitet als auf Chromitlagerstätten (Ilmenit-Entmischung in Chromit des Olivinnorits der Baste, Harz).

Nach SCHWARZ und PARK (cit. in SCHNEIDERHÖHN-RAMDOHR) pseudoeutektische Strukturen, auf Verdrängung beruhend, zwischen Titanomagnetit und Chromit in Gabbro.

Ebenfalls nach RAMDOHR myrmekitische Durchwachsung Chromit-Magnetit. SPANGENBERG [524] hat im Diallag-Peridotit des Zopten, Schlesien neben stark resorbierten Chromitkörnern der Erstausscheidung auch solche der Letztausscheidung gefunden, die mit Diallag in einem eutektischen Strukturverhältnis stehen, wurmförmig gewunden völlig an die granophyrische Quarz-Feldspatverwachsung gemahnen.

Röntgenographische Untersuchung von Chromit durch M. DONATH [36] an Chromerz von Hestmandö, Norwegen, und Svilare, Mazedonien, ersteres Zn-haltig, stark magnetisch, im Dünnschliff lichtundurchlässig, im Anschliff schwachanisotrop, jedoch in beiden herrscht zufolge des Debye-Scherrer-Diagrammes das gleiche reguläre Kristallgitter.

S. A. KASHIN [541] hat die Metamorphose von Chromerz des Südurals im Röntgenbild untersucht und festgestellt, daß das Kristallgitter bei der Oxydation der Chromspinellide gestört wird und metamorphe Chromspinelle sich in den X-Strahlen wie Kolloide betragen.

---

*) Nach O. Friedrich in „Handbuch der Mikroskopie in der Technik", in Druck, Umschauverlag Frankfurt 1952: Optisch anisotroper Chromit von Kraubath. — Siehe auch A. BATEMAN, S. 377: schwach anisotroper Magnetit vom Bushveld.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2. Mit Chromit primär vergesellschaftete Erze und sonstige Mineralarten.

Chromit ist aus seinen allgemeinen Entstehungsbedingungen heraus geneigt, nur monomineralische Lagerstätten aufzubauen. Seine primären Lagerstätten sind magmatischer Natur, nur in kleinstem Ausschnitt ragt noch seine Bildung in die pegmatoid-pneumatolytische Phase seiner Muttergesteine. Wo hydrothermale Bildungseinflüsse nachweisbar sind, handelt es sich bereits um Begleiterscheinungen metamorpher Vorgänge, die sich über vorgebildete magmatische Vorkommnisse von Chromit ergehen.

Ein natürlicher, wenn auch nicht allzu häufiger Verbündeter des Chromits ist der Magnetit $[Fe_2O_4]Fe$.

Für die mazedonischen Chromite ist das lagerstättenmäßige Neben- und Miteinander von Chromit und Magnetit sehr selten, M. DONATH meinte es seinerzeit überhaupt verneinen zu müssen. Auf der Lagerstätte Petkovich bei Orahovac im Norden von Prizren, Mazedonien, treten Chromit und Magnetit noch innerhalb der liquidmagmatischen Phase beider zusammen, Magnetit in einer lichten und einer dunklen Abart, beide nur wenig jünger als Chromit und nur fallweise diesen verdrängend, magmatisch resorbierend. Das ganze Peridotitmassiv von Orahovac blieb von stärkerer Metamorphose unberührt. — Magnetit führende Peridotite treten bei Lojane nächst Kumanovo, Mazedonien, an die Seite von Peridotiten mit akzessorischer Chromitführung, ohne von diesen etwa durch höhere Metamorphose geschieden zu sein.

In Südafrika, auf der Farm de Kroon nächst Pretoria treten Chromit und Magnetit zu einer Lagerstätte zusammen, die ein Erz von 36·10% Cr_2O_3 und 41·35% Fe liefert, bei geringen Au- und Pt-Gehalten.

P. RAMDOHR [770] hat die Verwachsung von Chromit und Magnetit an Beluchistan-Chromerz beobachtet.

Von den Metalloxyden als Gesellschafter des Chromits ist noch Eisenglanz Fe_2O_3 und Ilmenit $FeO.[TiO_2]$ zu erwähnen.

Die metallmikroskopische Untersuchung der vorerwähnten Lagerstätte Petkovich durch A. TORNQUIST hat auch Einlagerung von Eisenglanzlamellen in die dunkle Magnetitabart festgestellt.

Ein lagerstättenmäßiges Zusammentreffen von Eisenglanz- wie Ilmenitanreicherung mit Chromit ist auf balkanisch-anatolischen Lagerstätten meines Wissens nirgends befunden worden.

Auf Einzelverwachsungen Chromit-Ilmenit von außerbalkanischen Fundstätten wurde bereits hingewiesen.

Einschlüsse von Eisenglanz in den Chromitbändern des Bushveld-Komplex, Rhodesien, sind nach SCHNEIDERHÖHN-RAMDOHR verbreitet.

Von Oxyden ist Korund Al_2O_3 anzuführen, der auf Chromerz tragenden Peridotiten da und dann gefunden wird und dort ebenso wie Chromit liquidmagmatischer Entstehung ist.

HILBER-IPPEN [275] haben blauen Korund, Saphyr, als Einzelfall in einem der nordgriechischen Chromit führenden Peridotit-Serpentine nachgewiesen.

Seit langem bekannt sind die Vorkommen von Korund auf gemeinsamer Lagerstätte mit Chromit in den Peridotiten von Nord-Carolina, USA. (CIRCEL [636], S. 10).

Hingegen hält in Sibirien Korund von Peridotit und Chromit weiten Abstand und erscheint erst zusammen mit Spinellen in den Gabbros (siehe SCHNEIDERHÖHN [791], S. 87).

Entmischung von Korund aus Ilmenit der Titanomagnetitdifferentiate beschreibt P. RAMDOHR [770].

H. SCHNEIDERHÖHN [792a]: Rutil als „Gast" in Chromit ‖ (111).

Etwa hier einzufügen wäre der seltene Fund von derbem Rotkupfererz CuO (primär?) als Rollstück, das bei Raduscha gefunden wurde und mit größter Wahrscheinlichkeit dem dort anstehenden Serpentin entstammt.

Ein kurzer Hinweis gebührt noch dem Diamant in der Paragenese des Chromits.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

L. REINECKE [678] hat von den Serpentinvorkommen Britisch-Nordkolumbiens Chromerzkörper angeführt, deren Chrompikotit sich winzige Diamanten zugesellen. Siehe auch A. H. PURDEE betreffend Diamant in Chromit [883], ferner H. D. MISER und CL. S. ROSS [673] über Diamant führende Peridotite in Arkansas, USA., H. MERENSKY [873] über Diamant in Hornblendediabasen Südafrikas, in Diabasen Australiens, u. a. — Auch aus Böhmen ist der Fund winziger Diamanten zusammen mit Pyrop im Eklogit führenden Serpentin von Dlaschkowitz bekannt geworden (ESKOLA [694], S. 365).

KOOLHOVEN (cit. bei H. HESS [741]) hat Diamant führende Peridotite aus Südostborneo beschrieben, die auch NiO-, V- und Cr_2O_3-haltig sind.

Vermutbar in Zusammenhang mit den Peridotitvorkommen des Ural sind von dort auch vereinzelt Diamantfunde gemeldet (F. HERMANN, Diamanten, Wien 1948).

Die genetische Beziehung des Diamants zu ultrabasischen Gesteinen ist von den Diamant führenden Kimberlitröhren und -gängen Südafrikas her besonders bekannt (A. L. du TOIT [60] u. a.). Die Füllung dieser tiefreichenden vulkanischen Durchschlagsröhren, Pipes, ist brecciöser, hoch zersetzter Glimmerperidotit. Eingeschlossen in Kimberlit finden sich nach E. KAISER-H. SCHNEIDERHÖHN [616] außer Nebengesteinseinschlüsse auch Bestandteile eruptiver Entstehung: Eklogit, Harzburgite, Pyroxenite, Bronzitite, kurz die ganze Serie eines ultrabasischen Zyklus, vereinzelt Olivin, Diopsid, Chromdiospid, Enstatit, Phlogopit, Granat, Ilmenit.

Ganz anderer Art ist es, wenn mehr zufällige Lagerungsverhältnisse oder besondere epigenetische Bedingnisse mitunter balkanische — auch alpine — Chrom führende Serpentinvorkommen mit elementarem Kohlenstoff als Graphit in Verbindung bringen.

Solches ist im Kontaktbereich des Chrom-Serpentins von Golemo-Kameniane in Ostbulgarien zu beobachten, der — örtlich — unmittelbar an hochgraphitischen Schiefer grenzt, ähnliche Beobachtungen bestehen auch vereinzelt an Serpentinen Mazedoniens.

In Oppenberg im Ennstal der Steiermark liegt der einzige mir bekannte Fall vor, wo Kohlenstoff als Flinzgraphit in die Bestandmasse der ultrabasischen Serie selbst eintritt, u. zw. sprenkelig verteilt im Eklogitamphibolit, welcher den Chromerz führenden Serpentin randlich umwallt. Kiese als Begleiter deuten aber eher auf nachträgliche Graphitbildung.

Ein Hornblendegestein als Grenzfelsbildung des Peridotits am Pettenkopf im Stubachtal, Hohe Tauern, enthält nach E. WEINSCHENK [453] reichlich Flinzgraphit eingestreut.

Sulfide sind sparsam, aber auch nicht allzu selten als Begleiter von Chromit genannt. Eisensulfide, Eisennickelsulfide und Kupfersulfide spielen in Sonderfällen eine gewisse Rolle.

Allein oder in Gesellschaft von Sulfiden finden sich Nickel-Kobalt-Arsenide als Chromitbegleiter.

Den Eisensulfiden der Chromitanhäufungen angeschlossen kann Platin hinzutreten, als Element oder als Sulfid, und die ihm angereihten Metalle Palladium, Osmiridium usw. Aber auch ohne Sulfidbegleitung erscheint Platin zusammen mit Chromit.

Gerade unter den geologischen Bedingnissen der Balkanchromitvorkommen ist immer mit Vorsicht zu beobachten, ob auftretende Sulfide auch tatsächlich in primärem Ausscheidungsverhältnis zu Chromit stehen und nicht etwa erst später, gespeist aus Exhalationen benachbarter junger Intrusiv- oder Extrusivgesteine, entlang Randstörungen der Erzvorkommen in die Chromitmassen eingetreten sind. Auch für letztere Fälle sind Beispiele zu erbringen (Lojane in Mazedonien, Ostbulgarien u. a.).

Der Magnetit, welcher komagmatisch mit Chromit die öfters genannte Lagerstätte Petkovich (Nord-Prizren, Mazedonien) aufbaut, enthält Einschlüsse von Kupferkies, aber auch die Kornzwickeln von Magnetit und Chromit sind von Kupferkies erfüllt. TORNQUIST fand im gleichen Magnetit seltene Einschlüsse von lamellarem Kupferglanz, Cu_2S, ferner selbständig in kurz-prismatischen Säulen Millerit, NiS.

Nach P. LEPEZ [287] bilden Kupferkies, Magnetkies und Schwefelkies zusammen mit Chromit magmatische Schlieren im Serpentin von Javornica in Nordgriechenland.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Vollanalysen mazedonischer und serbischer Derberze haben da und dann kleine bis spurenweise Mengen von SO_2 aufgezeigt, die auf winzige Sulfideinschlüsse zurückzuführen sind.

In den Anschliffen rumänischer Chromite von Oršova an der Donau hat PETRULIAN [190] als mit Chromit gleichzeitige Ausscheidung die Sulfide Nickelin (Rotnickelkies NiAs), Cobaltin (Kobaltglanz, CoAsS) und den rhombischen Cubanit ($CuFe_2S_3$) nachgewiesen.

Gabbropegmatit von Nergizlik, Ostanatolien, enthält nach WIJKERSLOOTH [362] Einschlüsse von Kupferkies des pneumatolytisch-hydrothermalen Stadiums.

Die genetische Verknüpfung von Chromit mit Rotnickelkies hat M. DONATH [36] von der Lagerstätte Los Jardes bei Carratraca unweit Malaga, Spanien, dargetan: das Muttergestein dieses Chromits ist ein plagioklashältiger Olivinpyroxenit; Nickelin als fraglich primärer Einschluß in Chromit und als Füllmasse der Kornzwickeln des reichlich-korrodierten Chromits, aber auch Nickelin jünger als die Silikate. Anscheinend liegt eine Entwicklung des Erzgesteines in gabbropegmatitischer Richtung vor.

Derberz Rotnickelkies in einer Gabbropegmatitgangschliere des Dunits von Gorance, Raduschamassiv [64] ist schon ohne Chromitbegleitung ausgeschieden, Chromit blieb ausschließlich im basischeren Peridotit zurück.

Die Arbeiten von P. RAMDOHR [772 b, c] über die Ni- und NiPb-sulfide Heazlewoodit und Shandit in Verbindung mit Chromit, über die Fe-Ni-minerale Awaruit, Souesit, Josephinit in Nuggetgrößen im Serpentin, fanden S. 313, 314 Erwähnung.

Die vermeinte verwandtschaftliche Beziehung des Molekülaufbaues von Pechblende und Chromit haben A. S. EVE von der Mc. Gill. Univ. in Kanada veranlaßt, Chromit von Quebec auf Radioaktivität zu prüfen (cit. DENIS [640], S. 33), die Indikation war ganz schwach.

Die Beziehung von Chromit zu Platin, die etwaige Möglichkeit, auch auf balkanisch-anatolischen Chromerzvorkommen Platinführung zu entdecken, hat selbstverständlich schon öfters bergbauliches Interesse in den Harnisch gejagt, wenngleich es bisher dort nirgends gelungen ist, zu einwandfreien Funden Pt-haltiger Lagerstätten vorzukommen.

Wohl sind aus Bosnien und Mittelserbien, vereinzelt auch einmal aus Südserbien, Nachrichten von Platinfunden in die Zeitung geflattert, einer ernsten Nachprüfung haben solche Vorkommen bisher niemals standgehalten, schon gar nicht dort, wo Reichfunde gemeldet waren. Gewiß wäre bereits die Feststellung unbauwürdiger Pt-Gehalte von Interesse, ich verfüge leider über keine solchen Angaben. Freilich stößt gerade die Bestimmung niedriger, wirtschaftlich unwertiger Pt-Gehalte sehr oft auf Schwierigkeit in der einwandfreien Durchführung solcher Analysen (häufige Fehlanalysen durch „erratisches" Platin in den Labors! usw.).

Körner von Platin und Osmiridium in beachtlicher Größe und Menge, typisch gerundet wie nach Seifenherkommen, wurden mir 1936 in Belgrad gezeigt, angeblich aus Chromitsand von Veluce, westliches Morawatal, Serbien, herausgewaschen. Die Überprüfung im Terrain ließ die Funde nicht wiederholen.

Auch von der Goldseifengewinnung, die zeitweise in Ostserbien in Gang war, sind mir nennenswerte Pt-Gehalte der Goldschliche nicht bekannt geworden; allerdings handelt es sich um Dedritus hauptsächlich von Oxydationszonen der Andesitgoldbereiche, aber auch basische Gesteinsmassen werden dort vom Abtrag betroffen.

Wenn aus den Vergleichen der erprobten, Pt-bergenden Chrom-Peridotit-Gebiete etwa des Urals und Südafrikas versucht wird, Rückschlüsse für die balkanisch-anatolischen Chromserpentingebiete zu ziehen, zeigt sich allerdings bald, daß mit der Platinführung der bekannten Pt-Lagerstätten gewisse Eigentümlichkeiten der mineralogisch-petrographischen Bedingnisse als auch der örtlichen Magmenentfaltung verbunden sind. Im nächstfolgenden Abschnitt IV, wo es darum geht, den Gesetzlichkeiten des magmatischen Innenbaues der Peridotitintrusionen von Balkan-Anatolien nachzuspüren, wird auf diese Beziehungen noch zurückgekommen. Vorläufig seien die mineralogischen und petrographischen Bedingnisse von Peridotitzonen mit bekannter Pt-Führung nur so weit kurz gestreift, um

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

die Gegenüberstellung zu den Verhältnissen auf der Balkanhalbinsel und in Anatolien, wo man Pt-Lagerstätten bislang nicht kennt, zu erleichtern.

Voran seien die primären Platinvorkommen des Ural an dem Beispiel des klassischen Vorkommens von Krasno-Uralsk im Nischni Tagil-Dunitmassiv mit einigen, hier besonders interessierenden Angaben gekennzeichnet. Anläßlich der Uralfahrt des Internationalen Geologenkongresses 1937 hatte ich Gelegenheit, das Vorkommen unter Führung von Prof. A. N. ZAVARITSKY in eigenem Augenschein kennen zu lernen. Ich verweise auf den geologischen Führer des Internationalen Geologenkongresses und den entsprechenden Abschnitt von Prof. A. N. ZAVARITSKY und A. G. BETEKHTIN [552], von dem hier Abb. 129 wiedergegeben wird, auch auf die eigene Berichterstattung im Jahrbuch 1939 Geol. Anstalt Wien [540]. Das mäßig serpentinisierte Dunitmassiv, meridional gestreckt mit 10 *km* Länge und 2—6 *km* Breite, ist von einer Pyroxenitschicht umrahmt, ähnlich wie Balkanperidotit von Amphibolitgürteln, und grenzt damit allseits an Gabbro. Der Ringaufbau des ultrabasischen Massivs ist aber nur scheinbar von schlotähnlicher Form, in Wirklichkeit herrscht stockwerksartiger Aufbau, Dunit zutiefst, darüber Pyroxenit und dann Gabbro, durch nachträgliche Verbiegung und auch Erosion ringförmig herausmodelliert. — Der Dunit ist nicht immer reiner Olivinfels, sondern birgt, manchmal schütter, manchmal dichter, Pyroxenstreuung. Die primären Platinvorkommen sind in den zahlreichen, unregelmäßig verstreuten, meist ziemlich kleinen Chromitschlieren verkörpert; der Platinbergbau ist ein Chrombergbau, doch ist Platin mit freiem Auge in der Regel nicht sichtbar. Auch die akzessorische Chromitführung ist platinhaltig. Textur und Struktur der Chromitvorkommen gemahnen an den Typus Kavir Odjak im mazedonischen Raduscha-Chromerzrevier: streifiges, bänderigsträhniges Chromerz, z. T. in Nestern, z. T. in Schlierenplatten mit Texturen ähnlich negativem Leoparderz. Erst u. d. M. enthüllt sich im Krasno-Uralsk-Chromit Frei-Platin, z. T. mit Chromit verwachsen. Für den Bereich der Pt-führenden Chromitvorkommen Krasno-Uralsk ist bezeichnend das Auftreten von miarolithischen Hohlräumen, erfüllt mit chromhaltigen Silikaten, Uwarowit, Fuchsit, Diopsid, Vesuvian; vereinzelt würfelförmige Kriställchen von chromhaltigem Perowskit ($CaTiO_3$). Seltener sind Sulfide in diesen Hohlräumen: Pentlandit, Magnetkies, Cubanit-ähnlicher Kupferkies, jedoch keine primären Platinsulfide. — Bemerkenswert, daß in diesem Dunitmassiv einmal Gas erbohrt wurde: $H_2 = 66{\cdot}5\%$, N_2 + Edelgase = $10{\cdot}7\%$, $CH_4 = 9{\cdot}5\%$, $O_2 = 3{\cdot}8\%$, kein He.—Freiplatin einschließlich begleitende Platinmetalle sind ersichtlich nach Chromit und vor den Silikaten kristallisiert.

Das Merensky-Reef in Südafrika läuft als Platin führendes Feldspatpyroxenitband, von einzelnen Chromitbändern begleitet, konform der magmatischen Schichtung durch den oberen Abschnitt der sogenannten „Kritischen Zone der Differentiation" des Bushveld-Igneous Complex (siehe Tafel IX). Das Grundgestein dieser Zone ist ein Diallagnorit, in dessen tieferen Abschnitt die eigentlichen „Chromitflöze", 2—3 an der Zahl, 1—4 *m* mächtig, vom Anorthosit begleitet, ebenfalls flächenhafte Verbreitung einnehmen. Der Chromit dieser Flöze ist ein frisch erhaltenes Körnergemenge von Chromit, Bronzit und Plagioklas, als Chromitit bezeichnet. Ich folge bei dieser knappen Kennzeichnung den ausgezeichneten Darstellungen von A. L. HALL [598], P. A. WAGNER [626] und den Zusammenfassungen von H. SCHNEIDERHÖHN [616]. — Eine grobe vergleichende Einsicht in das Gesteins- und Erzmaterial des Bushveld war mir seinerzeit an der Aufsammlung möglich, die der verstorbene Direktor der Geologischen Bundesanstalt Wien Hofrat W. HAMMER von seiner Südafrikafahrt 1929 mitbrachte.

Im Vertikalabstand von mehreren 100 *m* über den Chromititflözen entfaltet sich der Merenskyhorizont: 0·8—1·5 *m* ausnahmsweise bis 9 *m* mächtig, oft unmittelbar von Anorthosit überlagert, im Liegend z. T. von scharf ausgeprägten Chromitbändern und -nestern gefolgt. Am Mineralbestand des Reefes haben teil: Olivin, Bronzit, Diallag, basischer Plagioklas und Sulfide, letztere 2—3 (bis 10%) der Gesteinsmasse ausmachend. Unter den Sulfiden herrschen: Magnetkies FeS(+xS), Pentlandit (FeNi)S, Kupferkies $(FeS)_2Cu$ und Ni-haltiger Pyrit. Platin und Platinmetalle sind im Gitter der Fe-Ni-Sulfide enthalten; Kupferkies als jüngstes Sulfid ist Pt-frei, auch Chromit und die Silikate enthalten kein Platin. — Sperrylith ($PtAs_2$) und Cooperit (PtS_2) erscheinen nur in der Oxydationszone (SCHNEIDERHÖHN-MORITZ [617].

Bemerkenswert der höhere Serpentinisierungsgrad im Bereich der Pt-Vorkommen gegenüber dem frischen Gesteinszustand der Chromitflöze (A. L. HALL). Zum Unterschied von den Pipes scheinen hier die Chromitbänder keine ansammelnde Wirkung auf die Platinausscheidung ausgeübt zu haben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Nicht mehr in unmittelbarer Beziehung zu ultrabasischen Gesteinen, doch mit chromhaltigem Chlorit unter den Nebenmineralen (Quarz, Eisenglanz, Schwefelkies, Serizit) stehen Gangvorkommen mit gediegen Platin in Transvaal; F. BEHREND [592] beschreibt die Verwachsung von Platin mit Eisenglanz und hebt hochtemperierte Bildungsbedingungen hervor.

Die Pipes sind ein zweiter Typ der südafrikanischen Platinvorkommen; hier ist ein Teil der Platinanreicherungen auffällig an die vorhandenen Chromitschollen gebunden.

Südafrika ist das Land der Pipes, der plutonischen Durchschlags-, richtiger vielleicht Durchdringungsröhren, die als Ventil besonderer tiefenmagmatischer Vorgänge gelten müssen und anscheinend auch in der tektonischen Struktur dieses Erdkrustenteiles ihre Vorbedingungen haben. Pipes sind in Südafrika nicht allein auf den basischen Gesteinszyklus beschränkt — Horthonolith-Dunit-Pipes mit Platin, Kimberlit- (brecc. Glimmerperidotit)-Pipes mit Eklogit, Diamant usw. sondern auch die sauren Gesteinszweige haben ihre Pipes (granitische Zinnpipes von Zaarplaats u. a.).

Die Pt-führenden Dunit-Pipes in Südafrika nach dem Typus der Vorkommen von Mooihoek und Onverwacht (siehe Abb. 135 und die Darstellungen von A. L. HALL, P. A. WAGNER, H. SCHNEIDERHÖHN, H. MERENSKY) u. a. setzen als Gesteinsschlote von kreisrundem bis ovalem Querschnitt, 100—200 *m* im Durchmesser mit annähernd vertikaler Achse durch die mehr minder flachen Gesteinszonen der „Kritischen oder Differentiationszone" des Bushveld-Complexes (Abb. 135). Der Dunit ist von besonderer Art, nicht von gewöhnlichem, magnesiareichem Olivin zusammengesetzt, sondern von einem der beiden eisenreichen Abarten Hortonolith oder Hyalosiderit; in ganz kleinem Anteil sind im Dunit Glimmer, Diallag, Hornblende, Chromit und Magnetit enthalten. Der Pt-führende Hortonolith-Dunit ist ein recht auffälliges schweres Gestein, körnig, kristallin, Kolophonium-braun bis schwarz, fettartig glänzend, von undeutlichen Spaltungsflächen durchzogen. Mitunter ist pegmatitisches Gefüge bezeichnend.

Der Dunitschlot hat petrographisch etwas differenzierten, mantelförmigen Aufbau, im Kern des Dunitschlotes finden sich die hohen Pt-Werte, von Freiplatin herrührend, meist mikroskopisch fein verteilt, manchmal auch dem freien Auge sichtbar. Nur dort, wo flözartige Chromitbänder des die Pipes umgebenden Norits vom Dunitschlot durchstoßen werden und Chromitschollen als Einschlußrelikte im Schlot erhalten blieben, ist auch seitlich entlang der Chromitführung eine bedeutende Pt-Anreicherung vor sich gegangen.

Daß die Chromitflöze, wenn auch in Schollen aufgelöst, doch noch einigermaßen horizontmäßig (siehe Profile nach SCHNEIDERHÖHN [616] und WAGNER [626]) innerhalb der Schlote ihren Zusammenhang bewahren konnten, wirft Licht auf Intrusionsmechanismus und Magmenbeschaffenheit des Schlot-Dunits: nicht um eigentliche Explosionsröhren kann es sich gehandelt haben, sondern um ruhigeren, langsam hochfräsenden Magmenanstieg. Dieser und die sehr wahrscheinlich zähflüssige Beschaffenheit des eisenreichen Dunitmagmas ermöglichten, daß das Chromitflöz siebartig durchscheuert wurde, wobei Schollen des Chromitflözes gleich an Ort und Stelle eingehüllt belassen blieben, während zwischendurch der Magmenhochstieg ungestört weitergehen konnte. H. MERENSKY [610] bemerkt auch ausdrücklich, daß das Durchsetzen der Pipes durch noch nicht völlig erstarrte basische Massen stattgefunden haben mußte *).

Im bedeutenden Platinland Kolumbien, Südamerika, spielt ähnlich wie auch im Ural, das Seifenplatin die Hauptrolle. Funde von Platin auf primärer Lagerstätte sind auch in Kolumbien gemacht, im pyroxenitischen Anteil basischer Massive; Chromit ist anscheinend unbeteiligt.

In jüngster Zeit hat COTELO NEIVA [462 a] mit Platin vergesellschaftete Chromitlagerstätten in Hornblende und Pyroxen führenden Peridotitvorkommen aus Nordostportugal beschrieben: Platin, zugleich mit Pyrit als winzige Einschlüsse in Chromit, dem sich Magnetit zugesellt.

Wird versucht, die primären Platinvorkommen der Welt in ihrer fallweisen Beziehung zu Chromit und gleichzeitig in ihrer Einordnung zu Orogentypus und zu Nichtorogentypus basisch-ultrabasischer Gesteinsentwicklungen zu übersehen, so kommt man ungefähr zu dem Bild der nachstehenden Tabelle 2.

*) G. FISCHER (Granit und Sial, G. Rdsch. 39, 1. 1951) sieht in dem Vorhandensein restlicher Chromitschollen in den Pipes Anzeichen „metasomatischer" Verdrängungsvorgänge beim Magmenhochstieg, also ebenfalls nicht die Wirkung von Durchschußröhren.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle Nr. 2 Primäres Platin und seine fallweise Beziehung zu Chromit (Cr) in basischen Gesteinskomplexen.

Genetische Übersicht an Beispielen wichtigerer Lagerstätten-Vorkommen unter Verwendung von Literaturangaben nach BERG [697], BETEKHTIN [529], DUPARC [537], HALL [598], VON ZUR MÜHLEN [612], TYLER UND SANTMAYER [815], WAGNER [626], WYSSOTZKY [548], ZAVARITSKY [550] u. a.

Die beiden *Haupttypen* der basisch-ultrabasischen Plutoneinheiten und deren	Pt-führende Gesteinsanteile	Vorwiegend Freiplatin		Vorwiegend gebundenes Platin (kein oder wenig Freiplatin)		Bemerke
		ohne Fremdsulfiden	mit Fremdsulfiden	in Fremdsulfiden	in Pt-Sulfiden Sperrylith $PtAs_2$, Cooperit Pt (AsS), Stibiopalladinit Pd_3Sb usw.	
A. *Orogentypus* (Spaltung, Aufstieg und Kristallisation der basischen Gesteine sind einem Orogenzyklus einordenbar; meist sind diese Gesteinskomplexe auch nach der Erstarrung von Orogenese erfaßt und in Orogengürteln eingebaut) entspricht z. T. dem „uralischen Pt-Typus" nach P. A. WAGNER u. H. SCHNEIDERHÖHN, in Mg-reichen Duniten	*Dunit* mit Mg-reichem Olivin (z. T. auch etwas pyroxenführend wie Krasno-Uralsk)	Ural (Krasno-Uralsk) zusammen mit Cr. Abessinien z. T.	Nevada (U. S. A.) mit Au und Cu.	? hieher U. S. A. Oregon, Alaska, Kalifornien, Nevada, z. T. mit Au primär.		Die *Gediegen*-Pt-Führung in Ural und Afrika ist meist mikroskopisch fein verteilt. Die Pt-Sulfide sind z. T. mit freiem Auge sichtbar. Sulfide begleiten spärlich auch Uralplatin (Pentlandit, Magnetkies, dem Cubanit ähnlicher Kupferkies).
	Pyroxenit	? hieher Sierra Ronda (Malaga, Südspanien). Kolumbien.				
	Gabbroid-dioritisch-pegmatitisch.	N. S. Wales (Australien) in Diorit.			Wyoming U. S. A. (Sperrylith mit Cu-Sulfiden in Diorit). Pt im Dunit Neuseelands mit Gabbro.	(In Kolumbien z. T. Pt auch in hydrothermalen Restlösungen — Quarzgänge!).
		Sierra Leone (Westafrika), N. S. Wales (Australien).				Keine scharfe Trennung zwischen Orogen- u. Anorogen-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

B. *Anorogentypus* (Ausgereifte Kristallisationsdifferentiation in situ, unbeeinflußt von Bewegung während der Erstarrung; Vorkommen zumeist außerhalb der erdumspannenden Orogengürtel gelegen) entspricht z. T. dem „Bushveld-Pt-Typus" nach P. A. WAGNER u. H. SCHNEIDERHÖHN, in Fe-reichen Duniten.	*Dunit* mit Fe-reichem Olivin (Hortonolith, Hyalosiderit) Mantelförmige Pipes	Südafrika (spärlich Sulfide, reich an Pt; wo grobkörnig pegmatitische Textur, wo Hornblendesprossung und Glimmer in Dunit und wo Cr).				typus der basischen Komplexe, sondern Übergänge! [Die Zusammensetzung des Pt hinsichtlich Beteiligung anderer Pt-Metalle, in Beziehung gesetzt zu den Vorkommentypen, wäre eine untersuchenswerte Aufgabe, hiezu fehlen zur Zeit die Unterlagen.] Die Sulfidmenge im Merensky-Reef beträgt 2—3% der Gesteinsmasse; Pt-Sulfide (Cooperit) erscheinen reichlich doch nur sekundär, ebenso Sperrylith nur in der Oxydationszone. In Südafrika sind Pt-Sulfide z. T. von Seite der basischen Plutone metasomatisch in Dolomit angereichert; fallweise geht Pt auch in Pegmatite und in Quarzgänge der hydrothermalen Restlösungen ein (cit. BERG).
	Pyroxenit flözartig in magmatisch geschichteten basischen Massen.			Merensky-Reef in Südafrika (Pyroxenit bis Feldspatpyroxenit) mit Sulfidgesellschaft: Ni-Pyrit, Magnetkies, Pentlandit, Cu-Kies und Cr, die beiden letzteren Pt-frei. Great Dyke (Südafrika)		
	Gabbroid-noritisch-diabasporphyritisch.			Ni - Magnetkiesmassen vom Sudburytyp in Kanada (im Norit) mit sehr vereinzelt Cr. Sierra Leone z. T.	Transvaal z. T. mit Cr. Sibirien? (Jenissei, Pt in Diabasporphyriten).	

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Im Orogentypus der basischen Komplexe — hieher gehören die Peridotitgebiete der Balkanhalbinsel und Kleinasiens — geschahen Spaltung, Kristallisation und Kristallisationsdifferentiation aus dem Magma oder aus der Magmenabfolge zwar statisch, aber doch unter mehr oder minder hervortretenden Anzeichen von Magmenunruhe während der magmatischen Phase, in der petrographischen Ausbildung, in Lagerung und in den Struktur- und Texturverhältnissen sich verratend. Meist bleiben diese Bereiche auch nach der Erstarrung unruhig und werden in Vorgänge der Orogenese einbezogen.

Im Anorogentypus basischer Komplexe überwiegt der Vorgang ruhiger Kristallisationsdifferentiation während der ganzen Dauer der magmatischen Entfaltung. Freilich besteht auch unter diesen Bedingungen nicht immer einheitlicher, einmaliger Magmenhochstieg, sondern auch hier oft Magmenabfolge, so daß die Gesetzlichkeiten von Kristallisationsdifferentiation wieder verwischt werden können. Die Einflüsse nachfolgender Orogenesen auf Vorkommen dieses Typus, der von Haus aus sich in stabileren Erdkrustenteilen breit macht, sind in der Regel bescheiden.

Beide Typen sind durch Übergänge miteinander verbunden, ja jeder Typus enthält wohl überall auch Züge des anderen in sich.

Das im Dunit verankerte Platin des Ural ist dem Orogen-typus der Peridotite untertan; das Freiplatin sammelt sich im Bereich der Chromitvorkommen, haftet mit Vorliebe unmittelbar an den Chromitausscheidungen. Ähnlich vollführt das Freiplatin der Pipes im anorogenen Bushveld Südafrikas beträchtlich Anreicherung dort, wo ihm Chromitschlieren in den Weg treten. Die Pipes tragen Züge der Magmenunruhe, der gewaltsamen Unterbrechung und Änderung des sonst steten Magmenflusses. In den Pipes reichen sich Orogentypus und Anorogentypus der Platinvorkommen und gewissermaßen damit auch der beiderseitigen basischen Zyklen die Hand; doch klafft ein beträchtlicher gesteinschemischer Unterschied zwischen beiden Zyklen: Ural-Dunit ist magnesiareicher, Bushveld-Dunit der Pipes eisenreicher Olivinfels.

Die Zusammensetzung des Freiplatins ist jeweils schwankend. In den Kristallaufbau des sich ausscheidenden Freiplatins treten außer Platinmetallen (Os, Ir, Rh, Pd, Ru), die auch selbständig erscheinen können, Fe und Cu in beachtlichen aber wechselnden Anteilen ein; die Mengenverhältnisse der Fremdbeimengungen stehen anscheinend in keinem bestimmten Verhältnis zum Vorkommentyp.

Platin in den Fremdsulfiden Nickelpyrit, Pentlandit und Magnetkies ist nach H. SCHNEIDERHÖHN [791] als isomorphe Lösung enthalten.

Was fällt nun aus diesen ausführlicher gebrachten Gegenüberstellungen für die Beurteilung etwaiger Platinhältigkeit der Balkanperidotite ab? Die Zugehörigkeit der Peridotite von Balkanhalbinsel und Kleinasien zum Orogentypus müßte für dieselben in erster Linie, wenn Platin überhaupt zugegen ist, Uralbedingungen erwarten lassen: d. h. Chromitführung in Duniten, etwa unterhalb Pyroxenitschichten, hätte erhöhte Platinhöffigkeit. Nun besteht aber doch ein leichter Unterschied zwischen Uraldunit und Balkandunit. Balkandunit stammt von weniger gasreichem, weniger mineralisatorisch aktivem Magma ab, kennt nicht die Miarolen mit Silikaten und Sulfiden erfüllt, wie sie nicht selten den Dunit des Platinreviers von Nischni-Tagilsk auszeichnen. Daher würde auch Platin, das sich vorwiegend mit der gasreichen magmatischen Endphase verbindet, in Balkanduniten ungünstigere Festhaltebedingungen vorfinden. Für den Chromlagerstättentyp, an welchen sich das Platin

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

von Krasno-Uralsk bei Nischni-Tagilsk angeschlossen hat, sind schon eher unmittelbare Anklänge an ähnliche Chromitlagerstättentypen des Balkans namhaft zu machen, der Kavir-Odjak-Typ wurde dafür erwähnt, im folgenden Abschnitt ist darauf noch Bezug genommen.

Auch die betonte Alkaliarmut der Balkanperidotite, Glimmerperidotite fehlen, und der Mangel an unmittelbarer Verbindung zu Alkaligesteinen — einzig von Oršova ist eine solche bekannt — lassen in diesen Magmen die leichtflüchtigen Komponenten geringfügig erscheinen. Anders im Ural, von dessen Peridotitgesteinen öfters primäre Glimmerführung genannt wird und wo auch Beziehung zu Alkaligesteinsgruppen bestehen, noch stärker solche im Bushveld in Erscheinung tretend, dessen Norite häufig glimmerhaltig sind.

Die Pyroxenite des Urals weisen geringe Platinhöffigkeit auf, ähnliches müßte so auch für die Balkanpyroxenite geschlossen werden.

Anderseits sind aber den Peridotiten von Balkanhalbinsel und Kleinasien auch Züge des Anorogentypus aufgeprägt: magmatische Schichtung, innere Zonengliederung, ein gewisser Typ von Chromitvorkommen bringen solche Beziehungen verstärkt zum Ausdruck. Hier sind etwaige Schlüsse für Platinhöffigkeit nicht nur von der mineralogisch-petrographischen Seite her zu machen — ein solcher wäre unbedingt, daß primäre Sulfidkonzentration in Peridotit auch am Balkan und in Kleinasien immer platinverdächtig sein werden — sondern auch vergleichsweise aus der Zonenstellung eines Chromitvorkommens im Stockswerkbau des jeweiligen Peridotitmassivs; im folgenden Abschnitt wird darauf noch eingegangen.

Nichtmetallische Mineralarten, Nichterze, die mit Chromit zusammengehen, in der Hauptsache Silikate, sind in der Regel von gleicher Art, wie sie auch das Muttergestein zusammensetzen. Darum ist auch der Begriff „Gangart" nicht mehr recht anwendbar, wie weiter nachstehend erläutert wird. Olivin und Pyroxene spielen unter den Begleitmineralen des Balkan-Kleinasien-Chromits in seiner primären Paragenese die Hauptrolle, auf Ausnahmsfälle beschränkt auch basischer Plagioklas.

Olivin als auch Pyroxene können Chromit korrodieren, doch bleiben die Silikate der rein magmatischen Entstehung im allgemeinen chromfrei. Erst im pneumatolytisch-hydrothermalen Stadium nehmen an Chromit sich heranmachende Silikatneu- und -umbildungen wie Chromgranat, Uwarowit, Diopsid, Smaragdit, Vesuvian, Glimmer, Chlorit u. a. auch fallweise Chrom in den Kristallbau auf.

3. Chromerz und Muttergestein.

Für den basischen-ultrabasischen Plutonismus der eigentlichen Orogenbereiche, wozu auch Balkanhalbinsel und Kleinasien gehören, geben ganz allgemein Peridotite, unter diesen am häufigsten Dunit, das Muttergestein für Chromerzlagerstätten ab; seltener sind es Pyroxenite. In besonderen Fällen sind Chromitanhäufungen in gabbroiden, noritischen und dioritischen Gesteinen eingeschlossen.

Anders auf den Chromitlagerstätten nach Bushveldtyp Rhodesiens, wo die Verknüpfung von Chromit vielfach mit Feldspat führenden basischen Gesteinen, Gabbro und Norit, in Erscheinung tritt, unter Ausbildung schichtartiger magmatischer Erzhorizonte als Abbild anders gearteter Kristallisations- und Differentiationsbedingungen, vornehmlich solcher

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der Ruhe, passiver Unbewegtheit während langdauernder Erstarrungsperioden.

Daß aber zwischen diesen beiden Haupttypen trotzdem keine strenge Unterscheidung herrscht, sondern Übergänge bestehen, wo auch Chromerzlagerstätten der Balkanhalbinsel sich dem Bushveldtyp nähern, darauf wird noch mehrfach hinzuweisen sein.

Für den Bereich der Balkanhalbinsel bleibt lagerstättenmäßige Chromitausscheidung außerhalb von peridotitischem Muttergestein bisher unbekannt.

Von Anatolien schildert P. de WIJKERSLOOTH [362] als Ausnahmefall das Vorkommen kugeliger Chromitaggregate, also Leoparderztypus, von der Örtlichkeit Nergizlik, 12 *km* südöstlich Iskenderun im Gulemanbezirk Hocharmeniens. Das Erz steckt inmitten eines Stockes von — wohl gabbroidem — Anorthosit — bzw. Gabbropegmatit, der aus grobkristalliner Hornblende und Anorthit besteht. (Im allgemeinen ist Anorthosit eher zu titanomagnetitischen Erzausscheidungen geneigt — Beispiel die Ilmenitlagerstätten Quebec in Kanada nach J. L. GILLSON [649]).

Kleine linsenförmige Chromerzvorkommen (Durchmesser 1·5 *m*) innerhalb Gängen von Diorit beschreibt V. JONES [663] von Sheridan, Staat Montana, USA. Die Dioritgänge, wohl etwas metamorph, an 200 *m* mächtig, setzen in Gneis auf; benachbart kommt Hornblende-Hypersthenit hoch. Der Chromit ist mit der grobkörnigen Dioritabart (Andesin-Hornblende) verbunden, mit Hornblende und Phlogopit bei undeutlicher Bandstruktur dicht verwachsen, so daß das Erz nur an 20—25% Cr_2O_3 heranreicht.

Aus Kuba meldet BURCHARD [635] Chromitfunde in Olivingabbro.

Innerhalb der in noritisches Muttergestein gebetteten Nickelmagnetkiesmasse von Sudbury, Kanada, werden als Seltenheit kleine Chromitschlieren gefunden.

Chromit ist im Olivinnorit des Radautales in Mitteldeutschland nach Ramdohr akzessorisch zugegen.

In den Gesteinen des Peridotitkomplexes der Shetland-Islands hält sich das Chromerz, ähnlich wie am Balkan, nur an die basischen Glieder (PHILLIPS [317].)

Sehr vereinzelt sind Chromitvorkommen aus hornblenditischen Gesteinen namhaft gemacht worden.

HILBER und IPPEN [275] erwähnen Chromit aus einem Hornblendefels Griechenlands.

H. S. HORWOOD [658] führt an, daß in der Nickelerzgrube Choate in der Nähe von Vancouver in Nordamerika, Britisch-Columbien, Magnetit-Chromitanhäufungen auftreten; das engere Begleitgestein der erzführenden Massen, die sich neben Chromit und Magnetit aus Magnetkies, Eisennickelkies und Kupferkies zusammensetzen, ist allerdings auch hier pyroxenitisch, mit Übergängen zu Hornblendefels als Hauptgestein; nur selten wird basischer Feldspat beobachtet.

Daß einmal Chromit sein Muttergestein verläßt und selbständig in benachbarte Sedimente eindringt (E. A. V. ZEALLY [628 a]), ist nur von den Chromitvorkommen Selukwe, nachbarlich des Great Dyke in Südrhodesien, bekannt geworden.

MUSGRAVE [614] gibt hierüber kurze geologische Angaben: der 5—7 *km* breite, 500 *km* lange Noritgang des Great Dyke, welcher die Basementschichten durchbricht, birgt die Chromerz führenden Peridotitlinsen an beiden Rändern. Selukwe liegt bereits etwas außerhalb und westlich von Great Dyke; der Peridotit, z. T. wohl auch Pyroxenit, ist hier tiefgreifend verändert zu Serpentin, silifiziertem Serpentin, Talkschichten, Karbonattalkfels und Chloritmassen.

Chromerzführend sind in Selukwe nur die Talkschichten, Karbonat-Talkfelse und die silifizierten Serpentine. Die Chromerzvorkommen sind in Gruppen gereiht (O. STUTZER [621] zählt 1912 an 120 Erzkörper!) Der Chromit (51·1% Cr_2O_3, 11·4% FeO, 1·4% Fe_2O_3, 0·5% MnO, 15·2% Al_2O_3, 12·7% MgO, 0·9% CaO, 0·5% P_2O_5, 0·5% S, 4·8% SiO_2, 1·2% H_2O) ist leicht zerreiblich, siliziumarm. Die Bergbauteufen erreichten im Jahre 1938 etwa 125 *m*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der Chromit dringt bei Selukwe aber auch am Rande der talkisierten Peridotitgesteine weg bis auf einige 100 *m* Entfernung in die benachbarten Sedimente ein, es sind Sandstein und Konglomerate älter wie Peridotit, und gibt den klastischen Komponenten derselben ein Grundmasse-artiges Zement ab. Das Chromerz im Sediment ist ein fast amorph erscheinendes hartes, kieselreiches Erz. Auch diese Chromit „offsets" in Konglomerat sind nach ZEALLY [628 *a*] in dünne Talkhülle eingeschlossen. Die Grundmasse der Konglomerate enthält Chromit mitunter auch in parallelen Bändern! und führt einen grünen Cr-haltigen Glimmer, Mariposit. Die Bildungsweise dieser „offsets" wird verschieden gedeutet, von den Lokalgeologen bald als Injektionseinschübe, bald als tektonisch ins Nebengestein gedrücktes Erz; KEEP [603] hält an Eindringen von Chromitmagma ins Nebengestein fest, SAMPSON [615] hält Lösungsmetamomatose, als nicht liquidmagmatische Entstehung für möglich.

Ein geringer Chromgehalt ist vielen ultrabasischen Tiefengesteinen eigen, bedingt durch die akzessorische Chromitkornstreuung.

Balkanische Dunit- und Lherzolithanalysen bewegen sich nach PAVLOVIČ [124] im Cr_2O_3-Gehalt um 0·2%, Gabbros enthalten nur mehr Spuren, Diabase auch diese nicht mehr.

Für die uralischen Dunite wird beispielsweise von A. N. ZAVARITSKY 0·5% Cr_2O_3-Gehalt als durchschnittlich angegeben.

In den basischen Ergußgesteinen tritt ein wenn auch unbedeutender Chromgehalt in Form von akzessorischem Chromit anscheinend ganz zurück.

F. W. BARTH [694] führt acht Durchschnittanalysen von Plateaubasalten aus verschiedenen Teilen der Welt an, in denen Cr_2O_3 überhaupt nicht aufscheint. Dasselbe gilt auch für die vom gleichen Autor mitgeteilten Diabasanalysen.

P. BEARTH [389] gibt in seinen vollständig durchgeführten Diabasanalysen aus der Silvretta, Ostalpen, nicht einmal Cr_2O_3 in Spuren an.

4. Akzessorischer Chromit.

Die akzessorische Chromitkornstreuung in basischen, vor allem ultrabasischen Gesteinen ist ein Ergebnis der Kristallisation aus dem Magma und im besonderen häufig für Dunite kennzeichnend; in Pyroxenperidotiten ist sie weniger stetig zu beobachten, am ehesten scheinen noch Harzburgite daran teilhaft zu sein.

Chromit akzessorisch tritt ausnahmsweise auch in Gabbros und basischen Basalten auf (RAMDOHR [771]).

Der akzessorische Chromit erscheint entweder in idiomorphen, wenig scharfen, meist gerundeten, gelappten oder tiefbuchtig korrodierten Oktaederchen, Bruchteilen von Millimeter bis zu mehreren Millimeter groß. Die Korrosionen sind oft vergleichbar mit jenen der Quarzdihexaeder in Porphyren. Häufiger sind es unregelmäßige, meist abgerundete Kornformen.

M. DONATH [36], der sich mit der Mineralogie des Balkanchromits eingehender beschäftigt hat, betont das Nebeneinandersein von korrodierten und nicht korrodierten Kristallen.

Ähnliche Beobachtungen erbrachten meine eigenen Schliffe. Auch die Niveaulage im etwa vorhandenen magmatischen Stockwerksbau ist für die Korrosion nicht maßgebend.

PAVLOVIČ vermißt in den Duniten des Zlatibor überhaupt die Oktaederform des akzessorischen Chromits.

Neben Chromit sind es andere Spinellide, die akzessorisch in die Olivingesteinsmasse eingestreut sein können.

KISPATIČ hat von bosnischen Serpentinen den Magnesiaspinell Pleonast angeführt. Häufiger auf Balkanperidotiten ist Picotit, chromhaltiger Spinell, in seinen optischen und sonstigen Eigenschaften dem Chromit nahe kommend, doch härter.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

In den Pyroxeniten zeichnet sich öfters Chromit durch besonders scharf ausgebildete Oktaederform, auch durch Wachstum zu beachtlichen Kristallgrößen (mehrere Millimeter) aus.

Der Chromit der akzessorischen Chromitführung bildet in der Regel die Erstausscheidung oder gehört zumindest, gemeinsam mit Olivin, mit dem er gleichzeitig erstarrt, zur Frühausscheidung. Verwachsung des Chromits mit Olivin, die sich mitunter in bizarren, Kristallskelett-ähnlichen gehemmten Wachstumsformen des Chromitoktaeders auslebt, und Korrosion des Chromits durch Olivin (und auch von Seite Pyroxen) zeigen ein breites Erstarrungsintervall an (Photoabb. 27).

Ähnliches hat schon F. ANGEL [380] von akzessorischen Chromiteinsprengungen des Serpentins von Tilisuna im Rhätikon angedeutet; der Chromit ist dort Erstausscheidung, aber auch, ästig wachsend, nach Oktaederform strebend, noch gleichzeitig mit Olivin verfestigt.

5. Lagerstättenmäßige Chromitanhäufung.

Der Schritt von akzessorischer Chromitführung zu Lagerstätten bildenden Anhäufungen von Chromit geschieht unter verschiedenartigen magmatischen Teilbedingungen, damit vor allem Unterschiede in Textur und Form der Chromitlagerstätten bewirkend. Von akzessorischer Chromitkornstreuung bis zur Chromitlagerstätte bestehen alle Übergänge. Schon dieser Umstand allein läßt alle Chromitlagerstätten der Welt als primärmagmatischer Bildung erscheinen. Eindeutig hydrothermale Strukturen und Texturen fehlen auf Chromitlagerstätten, ebenso fehlt echte Gangart im Sinne einer Mineralisationsabfolge.

Was da und dort von sekundärer Chromitbildung berichtet wird, kommt nie zu Lagerstättenanhäufung vor und bleibt höchstens auf vereinzelte mineralogische Neubildungen beschränkt. Für die Uralvorkommnisse hat sich BETEKHTIN in ähnlichem Sinne geäußert; es bestehen keine hydrothermalen Typen von Chromlagerstätten.

Die mir untergekommenen Dünnschliffbilder sowie alle eigenen Feldbeobachtungen an Chromit waren stets im Sinne primär-magmatischer Entstehung deutbar.

Frische Beschaffenheit scharfer Chromitoktaederchen in metamorphisierter Umgebung, etwa in smaragditisierten Pyroxeniten, sind fallweise nur Ausdruck der Widerstandsfähigkeit des primär-magmatisch entstandenen Chromits gegenüber gewissen Mineralumbildungsprozessen.

Sekundäre Bildung von Chromit, die B. BAUMGÄRTL [27] seinerzeit am Vorkommen Dubostica in Bosnien wahrzunehmen glaubte, wurde bereits von M. DONATH [36] nachgeprüft und abgelehnt (siehe S. 386 und Bemerkung zu WIJKERSLOOTH [364b] auf S. 535).

In der Bildungsweise sind unter den Lagerstätten bildenden Chromitvorkommen Früh- und Spätausscheidungen vertreten.

Erscheinung von Früh- und Spätausscheidung des Chromits tritt nicht selten gleichzeitig an einer und derselben Lagerstätte, besonders des Stocktypus gegenüber, so auch im großen das breite Erstarrungsintervall des Chromits bekundend.

Die Zugehörigkeit des Chromits zur „early" oder „late magmatic period" hat im vergangenen Jahrzehnt in Arbeiten der „Economic Geology" breitere Erörterung gefunden (SAMPSON [783] u. a.), nachdem eine vorhergehende Diskusion (FISHER [727]), ob nicht doch ein größerer Ausschnitt von Chromitvorkommen hydrothermal entstanden zu deuten wäre, zugunsten überwiegend magmatischer Genesis beendet wurde.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die ursprüngliche Kristallausscheidung des Chromits kann verdichtet sein zur Kristallisationsdifferentiation, wobei im Zuge fraktionierter Kristallisation gravitatives Absinken, Saigern und Sammeln der Erzkörner eine Hauptrolle spielen. Nebenbedingungen, wie Gehalt an flüchtigen Bestandteilen, Wasser, können das Ausscheidungsintervall des Chromits bei sinkender Temperatur verlängern. Aber auch Fälle sind gegeben, wo reine Liquation, Magmenspaltung, das Bestehen von unmischbaren Teilschmelzen, darunter auch Erzschmelzen, nebeneinander, anzunehmen ist, wobei für die ursprüngliche Trennung in der flüssigen Masse ebenfalls gravitative Kräfte in Betracht kommen. Während aller dieser Vorgänge gehen Korrosion, Anlösen in heißeren Räumen oder unter sonstigen geänderten chemisch-physikalischen Bedingungen (Magmenbewegung, wechselnder Anteil flüchtiger Bestandteile, Konzentrationswechsel usw.) und Wiederausscheiden vor sich, immer aber unter dem Dache einer gemeinsamen magmatischen Geschichte vom Erz und Muttergestein.

Lokal orientierte magmatische Druckspannungen können Fließgefälle hervorrufen, Bewegungstendenzen halberstarrter Massen in noch breiiger Zwischenmasse bewirkend; aber auch mit regional wirksamen Druck- und Wärmespannungen sowie Wärmegefällen im Magma ist zu rechnen, besonders in der letzten Phase der Erstarrung, der Ur-anlage von Bankung und Klüftung vorangehend. Beide Faktoren können ihre Wirksamkeit in der Erscheinungsform der Chromitkörper hinterlassen, die für darauf zurückzuführende Vorgänge gleichsam die Rolle „gefärbter Indikatoren" in der Magmenmasse einnehmen. Besonderheiten in der magmatischen Bildungsweise, Formprägung und Textur bei Chromitlagerstätten gehen Hand in Hand.

Die formale und texturelle Erscheinungsweise der Chromitlagerstätten ist von übersehbarer Mannigfaltigkeit, die Lagerstättenformen und Texturen sind als bestimmte Typen beschreibbar, die immer wiederkehrende, weltweite Verbreitung haben. Die Einheitlichkeit der Erscheinungsweisen sowohl beim Muttergestein als auch unter den Chromitlagerstätten sind ein besonderes Kennzeichen dieser basischen Differentiationsvorgänge und lassen auf allgemein gültige Bildungsbedingungen schließen.

Die Chromitlagerstätten liefern in gewissem Sinne einen Sonderfall der Formengesellschaft, welche C. A. WEGMANN [899] zu dem „ophiolithischen Typ von Erzlagerstätten" zusammenfassen möchte.

Unter den balkanischen Chromerzlagerstätten heben sich zwei Hauptformen heraus: die Schlierenplatte und der Schlierenstock. Beide Formen habe ich in Beispielen aus dem Raduschabezirk und aus Lojane in Mazedonien gelegentlich früherer Arbeiten [63] beschrieben und abgebildet. Um diese beiden Formentypen, Teile ihrer Erscheinungsform entlehnend und durch Übergänge verknüpft, gruppieren sich die übrigen Bauformen als Linsen, Bänder, schlauchgang- oder lagerartige Vorkommen usw., nicht zufällig bedingt, sondern den jeweiligen magmatischen Bedingungen Rechnung tragend.

Aus der akzessorischen Chromitkornstreuung entwickelt sich durch dichtere Häufung der Einzelchromerzkörner ein richtungslos struiertes dicht und gleichmäßig gesätes Sprenkelerz (scattered ore), Imprägn-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

nationserzen (dissiminated ore) epigenetischer Lagerstätten ähnlich, manchmal nur unregelmäßige wolkenartige Schwärme bildend, oder schon zu kleinen bis großausgedehnten Schlierenstöcken anwachsend.

Die Korngröße von Sprenkelerz übersteigt in der Regel etwas die der akzessorischen Chromitkornstreuung. Meist haftet das Korn fest am Nebengestein, gleichsam „angefroren" (B. T. DENIS [640]); stärkere Serpentinisierung und Folgewirkung von Dynamometamorphose machen es leichter herauslösbar.

Allmählich, oft auch nur in kurzem Intervall, vollzieht sich bei solchen unregelmäßigen Sprenkelerzkörpern der Übergang zur massiggedrungenen Derberzlagerstätte, zum Derberzstock. Schollen von erzfreiem Gestein sind von ihm umschlossen. Häufig weist das Derberz so dichte Kornpackung auf, daß auch der Serpentin der Kornzwickel verschwunden ist. Um den massiven Kern des Erzstockes ergreift nach außen häufig eine Auflösung in Schollen und Nestern Platz. Mitunter endet der massiv geballte Erzstock unvermittelt mit primärgewundener Grenze am Nebengestein.

Oft ist der Derberzstock von einer Sprenkelerzaureole umgeben; diese Beobachtung hat schon HENCKMANN [323] 1930 aus türkischen Lagerstätten beschrieben.

Der Name „Imprägnationserz" für sprenkelige Erzkornverteilung des Chromits in Serpentin, den HENCKMANN anwendet, ist meines Erachtens besser zu vermeiden, da mit Imprägnation ein Begriff aus der Terminologie der hydrothermalen Lagerstätten verbunden ist.

Die Querschnittsdimensionen solcher Erzstöcke von derbem Chromit reichen von wenigen Quadratmetern bis zu 3000 m^2 (Orašje) und mehr. Die axiale Erstreckung kann bis zu 200 m und mehr betragen.

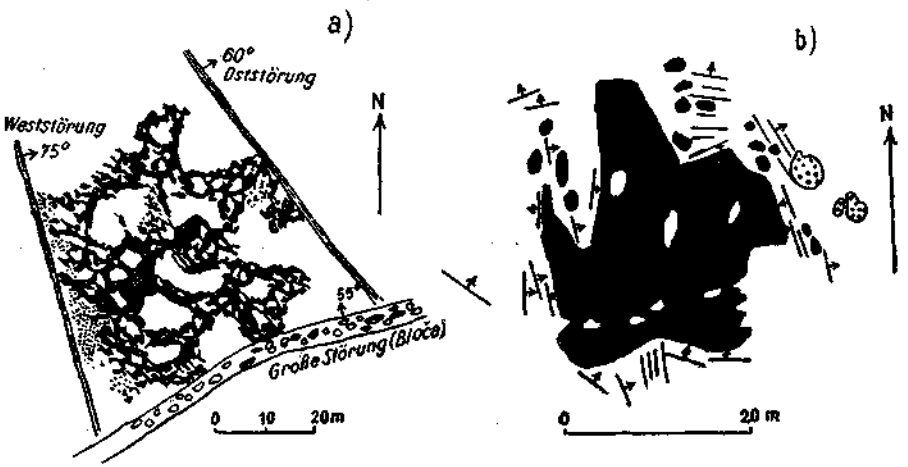


Abb. 117. Lagerstättenstöcke Chromit im Querschnitt.
a) Horizontalschnitt (vereinfacht) durch den Schlierenstock Orašje-Jankogalerie, Mazedonien. — Derberz und randlich Sprenkelerz (punktiert) z. T. plattig. — Aus [63].
b) Horizontaler Querschnitt durch den Schlierenstock Zentrale Lojane (Mazedonien) in der zweiten Sohle. Massives grobkristallines Derberz mit randlich Schollen von Derberz und (punktiert) Sprenkelerz. Einfassung durch gestörten, teilweise schiefrigen Serpentin.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Lage der Stockachse als Längsdimension eines Derberzstockes zum ursprünglichen Lot des basischen Massivs zu erkennen, bedarf es meist eines vorgeschrittenen bergmännischen Aufschlußstandes. Unter oberflächennaher Tektonik werden Zerreißungen an der schweren Erzmasse, die ja Heterogenes im Gesteinsverband darstellt, bevorzugt sich ereignen.

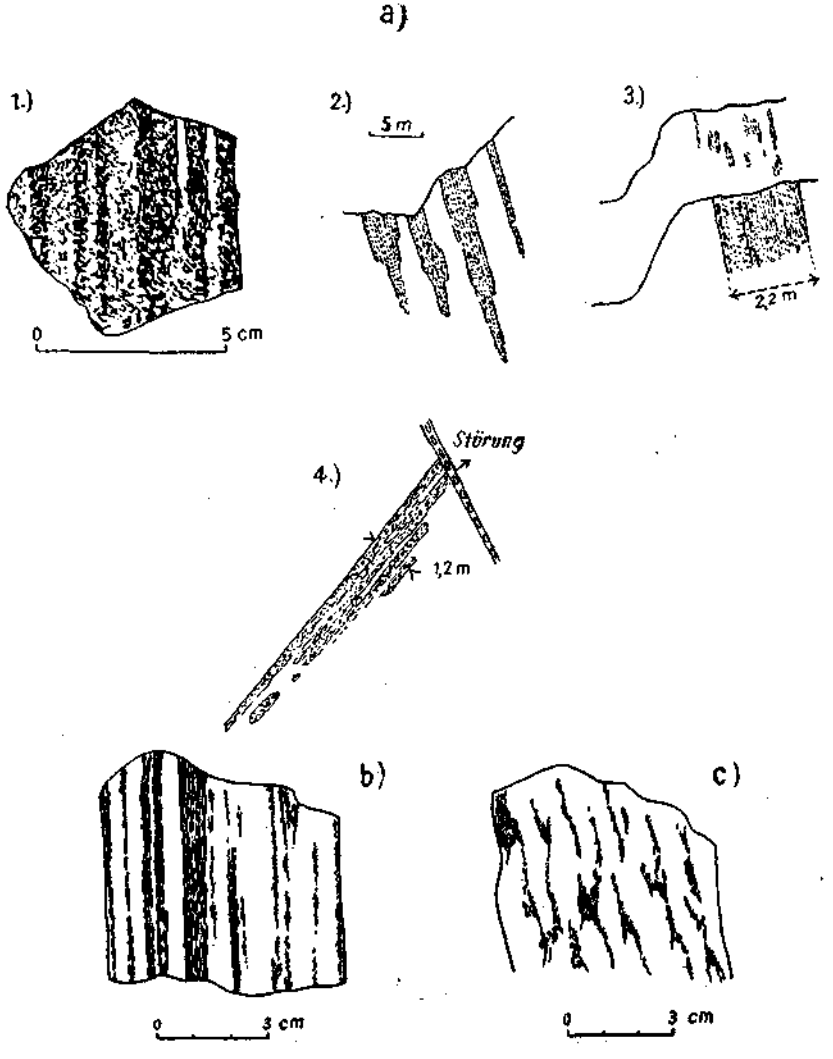


Abb. 118. Schlierenplatten-Chromit.

a) Sprenkelerz-Schlierenplatten. — (Aus [63]).
1. Handstück plattiges Sprenkelerz (Belikamen bei Raduscha); 2. Querschnitt durch die Sprenkelerz-Schlierenplatten von Belikamen; 3. Querschnitte durch eine Erzplatte im Abstand 3 *m*, Endigen im Streichen (Belikamen); 4. Grundrißbeispiel einer Schlierenplatte.

b) Streifenerz-Schlierenplatte. — Handstück aus dem Abbau Raskop bei Raduscha.

c) Strähniges Streifenerz. Handstück Grube Kavir odjak bei Raduscha.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Tendenz dieser Schollenstörungen ist bei Tektonik unter Raumüberschuß geneigt, ein sekundäres Steilerstellen ursprünglich flach gelagerter Stockachsen herbeizuführen.

Fälle des sekundären Aufrichtens von eher flach ausgebreitet gewesenen Derberzstöcken dürften für die Vorkommen Nada und Orašje des Raduschabereiches in Mazedonien anzunehmen sein. Beide Lagerstätten haben in ihrer Bildungszeit die größte Dimension wahrscheinlich parallel der mäßig schräg zur heute stark geneigt gestellten Unterlage des Massivs entwickelt gehabt. Sekundär bewirken beispielsweise bei Nada staffelförmige Sprünge ein steiles Niedersetzen der Lagerstätte, ähnliches in gemäßigter Form auch bei Orašje. Der Derberzstock der Lagerstätte Zentrale Lojane bei Kumanovo, Mazedonien, paßt sich mit seiner fast vertikalen Stockachse dem dort ebenfalls steil aufgerichteten magmatischen Lagenbau an, Längsdimension des Derberzstockes liegt also parallel zur magmatischen Schichtebene!

Die Schlierenplatte leitet sich ebenfalls von der massigen Sprenkelerzstreuung ab, mitunter durch Übergänge mit ihr verbunden. Bei der Schlierenplatte ist das Chromitkorn, mehr oder weniger gleichmäßig dicht als Sprenkelerz im Serpentin eingestreut, reihenhaft in parallele von schmalen tauben Nebengesteinsstreifen getrennte Kornscharen gedrängt, wodurch plattenartige Schlierenkörper entstehen.

Im besonderen sind 2 Untertypen von Schlierenplatten ungefähr auseinander zu halten: solche von reinem Sprenkelerzcharakter, das Schlierenplattensprenkelerz (Photoabb. 13), und solche, wo das Sprenkelerz der Erzkornreihen zu dünnen, fast derben Erzstreifen zusammengedrängt ist, das Schlierenplatten-Streifenerz (Photoabb. 14).

Auf Streifenerzplatten ist die Erzkornverdichtung als eine Folge von pressendem Zusammendrängen zu betrachten, wobei die Erzstreifen, von tauben Gesteinsstreifen getrennt, im großen eine strenge Planparallelität bewahren, im kleinen allerdings ausdünnen, linsenförmig an- und abschwellen, auskeilen und wieder ansetzen. Stärker ausgeprägt als bei Sprenkelerzplatten ist hier die Fähigkeit, glattflächige Blattablösungen parallel den Erzkornebenen, insbesondere am Salband (Grenzfläche), zu bilden.

Auf Sprenkelerzplatten (Photoabb. 13) ist trotz ausgezeichneter Planparallelität im großen die Erzkornstreuung, für sich betrachtet, bei ungefähr gleicher Dichte zwangloser, die Parallelität bewirken mehr die tauben Gesteinsstreifen.

Die Mächtigkeit der Schlierenplatten schwankt, seltener auch an derselben Lagerstätte, letzteres vor allem bei Sprenkelerzschlierenplatten: es kommen dünne Einzelbänder von Zentimeterstärke vor, häufiger solche von einigen Dezimeter, aber auch einige Meter Einzelstärke können erreicht werden. Die fallweise Mächtigkeitszunahme an derselben Lagerstätte ergibt sich durch Anlagerung weiterer paralleler Erzkornreihen. An den Streich-Enden ist ein rasches Ausfingern der Erzkornreihen wahrzunehmen, ein richtiges primäres Endigen. Oft handelt es sich um zusammengesetzte Sprenkelerzplatten, durch breitere erzleere Gesteinsstreifen getrennt, damit die gesamte Plattenmächtigkeit bis auf 15—20 *m* und darüber erhöhend, wovon, in mehrere Platten aufgelöst, sich etwa nur die Hälfte als Erz erweisen kann. Die Streifenerzplatten steigen in ihrer Mächtigkeit in der Regel nicht so hoch an, meist halten sie sich um 1 *m* und darunter.

Die Längserstreckung der Schlierenplatten kann völlig unabhängig von der Mächtigkeit sein und wird, von wenigen Metern bis über 120 *m*, in Einzelfällen bis über 200 *m* beobachtet. Die Tiefgangdimensionen sind meist nur ein Bruchteil der Streicherstreckungen.

Verbreiteter sind Schlierenplattenvorkommen mittleren, kleinen und kleinsten Umfanges als solche bedeutender Größenordnung, wo etwa einige 10.000 *t* Erzinhalt verkörpert sind.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Einen Höhepunkt an Erzinhalt für eine einzelne Lagerstätte von plattigem Sprenkelerz, allerdings verknüpft mit „Kugelerz", erreicht Kazandere bei Marmaris (Türkei) mit etwa 100.000 *t*.

Die plattigen Sprenkelerzvorkommen sind viel häufiger als die stockförmigen, beide zusammen liefern den Hauptanteil an „Wascherz" für die Chromerzaufbereitung.

Auch in der Sprenkelerzaureole von Derberzstöcken ist lokal plattige Einordnung der Erzkörner beobachtet worden [63]. In selteneren Fällen gehen Sprenkelerzplatten über die ganze „Flözöffnung" in Derberzplatten über.

Vereinzeltes Abweichen von planparalleler Ausbildung mitten in der Lagerstätte, Fließfaltenbildung und ähnliche Erscheinungen [63] zeigen deutlich, daß fallweise die Plattenbildung auch ungeregelten Fließkräften unterworfen war.

Bezeichnend für Schlierenplatten ist auch die stets anzutreffende Korrosion der Erzkörner, oft geradezu seine fetzige Ausbildung, was ebenfalls auf vorhergehende Wanderung im Magma hinweist.

Der seltene Fall des „Überdeckens zweier Plattenrichtungen" an einer und derselben Erzplatte war einmalig an der Lagerstätte Dear bei Raduscha angedeutet und wurde von mir 1931 [63] neben anderen besonderen Erscheinungen an Schlierenplatten abgebildet und sei des Interesses halber hier (Abb. 119) wiederholt. Ein Erklärungsversuch

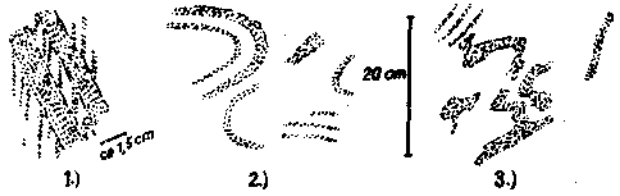


Abb. 119. Besondere Erscheinungen an Erzplatten. (aus [63]). 1.) Andeutung von Überdecken zweier Plattenrichtungen (Dear-Ravniště bei Raduscha), 2.) und 3.) gewellte Erzplatten (Oberorašje bei Raduscha).

würde dahin lauten, daß knapp vor Abschluß der Bildung einer Schlierenplatte eine sprunghafte Änderung der richtunggebenden Kraft eintrat, die aus der fast fertigen Sprenkelerzplatte noch einen, zwar kleinen Anteil Sprenkelerz in die neue Richtung zu drängen vermochte.

Die Erscheinung des Beibehaltens gleicher Plattenstreichrichtungen, auch voneinander entfernter, isolierter Erzplatten im selben Serpentinmassiv, an anderer Stelle schon von mir beschrieben [6, 36], muß auf weitreichende gleichartige magmatische Spannungsbedingungen zurückgeführt werden.

Für das Raduschamassiv in Mazedonien ergab sich bei genauerem Zusehen, daß die Ebenen der Erzplatten häufig — mit Ausnahmen — einer der Absonderungsfugen des Peridotits entsprechen, u. zw. dem steilgestellten bis vertikalen System der Abkühlungsfugen, die zusammen mit den anders gerichteten Bankungsfugen den blockigen Zerfall des Peridotitserpentins fördern. Damit ist auch die Wiederkehr der oft auf den Grad genau gleichen Streichrichtung in weit voneinander entfernten Schlierplatten verständlich, auch in solchen, die in ganz verschiedener Höhe des magmatischen Stockwerksbaues eingeordnet sind. Von Abkühlungsspannungen wäre eben auch am ehesten zu erwarten, daß sie im erstarrenden Magma das Massiv noch im Ganzen beherrschen und an der in Gesamtheit immer noch teigartigen Masse, ungeachtet der bereits verschieden weit vorgeschrittenen Erstarrung einzelner Teile, eine einheitliche Wirkung auszuüben vermochten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Frage nach Beteiligung von außenher wirkender Kräfte, einseitigen Gebirgspressungen, die mit den Abkühlungsspannungen koinzidieren, steht hiebei noch offen. Wirkungen anderer Art einer solchen Beteiligung können aber aus dem geologischen Gesamtbild des Massivs nicht abgelesen werden. — In diesem Zusammenhang sei hingewiesen, daß z. B. ERDMANNSDÖRFER (S. 45 [721]) hervorgehoben hat: Drucke innerhalb hochviskoser Magmen sind nicht immer rein hydrostatisch, sondern können gerichtet sein und daher abhängig vom Ort sich verhalten.

Der Betrag der Neigung zur Vertikalen, auch die Richtung, in welcher sich das Einfallen von der Vertikalen weg vollzieht, ist für das steilgestellte System der Bankungsfugen wechselnd und in Anpassung daran wechselnd auch bei den Schlierenplatten.

Im allgemeinen sind im Raduschabezirk, wo diese Beobachtungen sich eindringlich vor Augen stellen, steile bis mittelsteile Neigungen (60—80°) vorherrschend. Es scheint sich für die bereits in flüssigem Zustand vorhanden gewesenen flächig verteilten Erzkonzentrationen der Schlierenplatten ein Schwebezustand herausgebildet zu haben; weitere Saigerung war durch Viskosität verhindert. Selbst dort, wo in ganz seltenen Fällen Schlierenplatten sich nach der Tiefe anreicherten — viel häufiger findet ein langsames Ausklingen statt — geschieht die Anreicherung nicht als normale grobkörnige Derberzbildung, sondern meist durch Verdichtung zu einem gleichmäßig kleinkörnigen Reicherz von gleicher Kleinkörnigkeit wie die Sprenkelerzplatte (Abb. 24).

Die Ausbildung der Schlierenplatten nach dem bisherigen beschriebenen Typus, Raduschatypus, ist mit den endmagmatischen Erstarrungsbedingungen verknüpft. Die zur Unterlage des Peridotitmassivs mehr minder steil stehenden Bankungsfugen, welcher Ebenenrichtung auch die Schlierenplatten gehorchen, dürfte die älteste Bankungsanlage sein, der im Zuge der weiteren Erstarrung die anderen Systeme von Bankungsfugen unmittelbar nachgefolgt sind. Für letztere sind Beziehungen zur Erzführung nur selten mehr nachweisbar. Ein solcher Fall, von mir 1931 [63] aus Orašje abgebildet, dürfte hieher gehören.

Daß die Ausbildung der Chromerz-Schlierenplatten schon mehr an das Ende der Erstarrungsvorgänge im peridotitischen Massiv gerückt war, bezeugen auch die Verhältnisse, welche zwischen Schlierenplatten und Pyroxeniten angetroffen werden. Wie in den petrographischen Bemerkungen dargetan wurde, sind es gerade die Pyroxenite gewesen, welche, obwohl noch dem magmatischen Hauptzyklus angehörend, weit gegen das Ende der Erstarrungsperiode sich noch verhältnismäßig beweglich, weniger zäh-

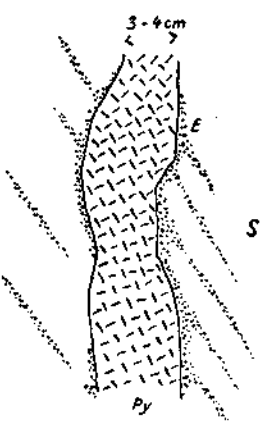


Abb. 120. „Erzstau" an Pyroxenit. (Aus der Chromitlagerstätte Brun I bei Raduscha.) Während Ausscheidung von Sprenkelerz *E* erfolgt noch vor endgültiger Erstarrung Durchbruch von Pyroxenit *Py*, damit verbunden Erzstau am Kontakt. — *S* = gelbbrauner Dunitserpentin.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

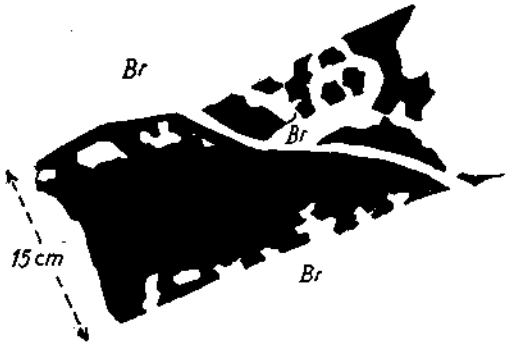


Abb. 121. Bronzitit zerteilt und verdrängt noch nicht völlig erstarrte Chromitschliere. (Schurf Süd ehem. Wohnhaus Belikamen bei Raduscha.)

flüssig als ihre Umgebung verhalten konnten. Dies versetzte sie in die Lage, sich vorgebildeten oder im Entstehen begriffenen Erzplatten lagenweise anzuschließen (Abb. 24, S. 51), sei es zwischen den Platten oder an ihren Rändern parallel zu den Erzkornreihen Pyroxenitlagen bildend; aber die Pyroxenite waren auch noch imstande, gelegentlich Quergriffe durch die Erzplatten zu vollführen. Ein solches Beispiel, Erzschlierenplatte von Grečane bei Raduscha, ist in meiner ersten Chromerzstudie 1931 [63] abgebildet. Ähnliche Fälle bestehen in großer Zahl; siehe auch Abb. 28.

Auch das stets dunitische Begleitgestein der Schlierenplatten vermag dort, wo es länger eine relativ geringfügigere Zähflüssigkeit bewahrt als die schon halberstarrten Erzkornreihen, letztere gangähnlich zu durchbrechen (siehe Abb. 76).

Die steile Schrägstellung zur Unterlage der Erzplatten nach Raduschatyp, überhaupt die formale Erscheinung der Schlierenplatten dieses Lagerstättentyps ist vermutlich als Resultierende von endmagmatischen Spannungen und Pressungen, Fließkräften und z. T. gravitativen Sinktendenzen aufzufassen. Wie wäre es anders deutbar, daß auch noch Sprenkelerzannexe der Derberzstöcke von Plattenbildung nach dem gleichen Richtgesetz wie Schlierenplatten ergriffen werden konnten? Aber trotzdem ist der Vorgang, wie im einzelnen Schlierenplatten sich bildeten, damit freilich noch dürftig und vage umrissen! Eine Anreicherung, Verdichtung der Chromerzführung in Sprenkelerz-Schlierenplatten nach der Tiefe, etwa Reicherzausbildung oder Übergang in Derberzlagerstätte nach der Tiefe, wie es eigentlich einer ausschlaggebenden Mitwirkung gravitativer Kräfte entspräche, ist im allgemeinen nicht, bezeichnenderweise aber als seltene Ausnahme, zu beobachten. Es ist eher die Vorstellung abzuleiten, daß bereits ursprünglich verdichtete Chromitkornausscheidung erfolgte, unter endmagmatischen Druckkräften als Vorläufer der Abkühlungsbankung parallel geregelt, durch Viskosität an Weiterbewegung und gravitativer Sammlung bald gehindert, im Erstarrungsbild festgehalten sei. Streifenerz ist dann komprimiertes Sprenkelerz.

Die bereits ausgebaute Lagerstätte Grmnik bei Raduscha (Abb. 24) war für Aufschlüsse über die Genesis der Schlierenplatten besonders lehrreich. Ihr allmählicher Übergang nach der Tiefe von steilstehender Sprenkelerzplatte zur Reicherzplatte und teilweise Derberzplatte, bei Mächtigkeitserweiterung sowie das darauf ziemlich abrupt erfolgte sackartige Endigen macht die Beteiligung von Schwerkraftswirkung schier unabweisbar.

Lokal andere Bedingungen herrschten in Belikamen desselben Serpentinreviers. Aus steilstehender Sprenkelerzplatte entwickelte sich in raschem Übergang eine flözartige Derberzlagerstätte, die aber nicht mehr imstande war, steil geneigt zu schweben, sondern sich ungefähr konform zum herrschenden magmatischen Schichtenbau flach umlegte.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

M. DONATH [36] glaubte im Raduscharevier für die steile Stellung der Schlierenplatten rein tektonische Ursachen verantwortlich machen zu müssen und nahm primär-horizontale Ausbreitung der Erzführung an. Dies trifft keinesfalls zu, wie das seither weiter vorgebrachte, durch reichlich Bergbauaufschlüsse unterstützte Studium des Innenbaues dieses basischen Massivs immer wieder erkennen ließ. Aber dort, wo Chromitlagerstättenbildung nach Ormigliatypus vor sich ging, wie z. T. auch in Lojane, bestehen die DONATHschen Vorstellungen von ursprünglich horizontaler Chromitausbreitung mehr minder zu Recht.

Was für das Raduscharevier hinsichtlich der Schlierenplatten erkannt wurde, ist auch an vielen anderen Chromerz führenden Peridotitmassiven der Balkanhalbinsel als auch an solchen Kleinasiens überall dort festzustellen gewesen, wo ähnliche Gesetze des Innenbaues basischer Massive herrschen. Die Ausbildung des Raduschatyps in der Chromerzführung beschränkt sich nicht nur auf die geschilderte Ausbildung von Schlierenplatten, sondern einbegreift auch die Entwicklung einer erzreichen, durch mächtige Chromerzstöcke ausgezeichnenten Basiszone in Gefolgschaft des inneren Zonenbaues dieser Art basischer Massive. Hierüber wird im folgenden Abschnitt noch einiges ausgesagt.

Neben dem Raduschatyp von Schlierenplatten, findet sich auch noch fallweise und auf wenige Chromerz führende Serpentinvorkommen beschränkt, eine flözähnliche Einordnung von Sprenkelerz-Chromitbändern, die aber in der Regel nicht mehr streng plattigen Charakter trägt, sondern wellig verlaufend sich einer Ebene nähert. Diese flözartige Chromerzausbreitung folgt schichtenparallel dem magmatischen Stockwerksbau eines Peridotitmassivs, hat seine klassische Ausbildung in Ormiglia auf der Chalkidike und wurde von G. HIESSLEITNER und E. CLAR [269] als Ormigliatyp bezeichnet. Es finden sich auch Übergänge zwischen Raduscha- und Ormigliatyp, die vor allem im N des Lojane-Chalkidikeastes der Vardar-Peridotitzone, welchem Ast im S Ormiglia angehört, in Erscheinung treten.

Auch für den Ormigliatyp der Chromerzführung (Abb. 65, 81 u. a.) gelten im einzelnen ähnliche Beobachtungen wie am Raduschatyp: Verdichten der gewellten Sprenkelerzbänder zu Derberz, das Schwanken der Mächtigkeit des Erzflözes durch Anlagerung oder Entfall von Chromerzbändern. Die Verbreitung in der Flözebene ist nicht immer durchlaufend, sondern kann in linsenartige Bereiche aufgelöst sein, die sich jedoch streng an dasselbe magmatische Schichtniveau des Dunits halten. Im Liegend und Hangend, innerhalb einiger 10 *m* Abstand vom Hauptflöz, können schmale Parallelflözchen zur Entwicklung kommen. Im allgemeinen hat die Mächtigkeit des Hauptflözes bei Ormiglia 2—3 *m* selten überschritten, hält sich in breiten Bereichen auch unter 1 *m*.

Die Tendenz zu flözartiger Ausbildung der Chromerzführung muß sich nicht nur auf das eigentliche Niveau des „Ormigliaflözes" beschränken, das einer der tiefsten Dunitzonen im Stockwerk angehört, sondern kann sich auch noch in höheren, von anderen peridotitischen Gesteinsschichten getrennten Dunitniveaus geltend machen, auch derart, daß Raduschatyp und Ormigliatyp nebeneinander bestehen, oder daß sich Übergänge bemerkbar machen, oder auch so, daß Chromerzansammlungen überhaupt, sei es plattig oder stockartig, sich ungefähr an ein und dasselbe

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

magmaschicht-parallele Niveau einer Dunitzone heften, ohne deshalb für sich Flözcharakter anzunehmen. Auch in allen diesen Fällen setzt sich ein Stratifikationsprinzip wenigstens zum Teil durch *).

Streng parallelebene Anordnung der Erzkornreihen von Schlierenplatten kann sich auch in bänderartig gewellte Anordnungen lockern oder bänderartige Texturen wechseln mehrfach mit planparallelen ab. Hier spiegeln sich lokale Bedingnisse des Erstarrungsvorganges wieder: Viskositätsunterschiede, auch das Vorhandensein spannungsfreier Räume lokaler Natur können die Verschiedenheiten an einer und derselben Lagerstätte bedingen.

Entsprechend ausschließlich bänderartiger Textur kann auch die Gesamterscheinung ebenfalls zu bänderförmigen Lagerstätten führen, die sich ähnlich wie die Schlierenplatte oder das Chromerzflöz nach „Ormigliatyp" in der Regel durch zwei Hauptdimensionen bei beschränkter dritter Mächtigkeitsdimension auszeichnen.

In Čašak bei Raduscha geht ebene Plattenanordnung über in bändrige Chromerzstreifen, welche rundliche, erzleere Dunitschollen von 1—2 *m* im Durchmesser umfließen. Augenscheinlich war der Dunit dieser Schollen früher zähflüssig geworden als der Chromerzbrei (Siehe Abb. 20).

Der Wechsel von bänderig zu plattig, von dichter, auch massiver Kornstreuung zu lockerer, von großer zu geringer Mächtigkeit, kommt eindringlich auf der Gruppe der von Dunit umhüllten Chromerzlagerstätten zum Ausdruck, die sich in Jezerina, oberes Lepenactal in Mazedonien, ungefähr parallel angeordnet in mäßiger Schräge zur Unterlage des Peridotitmassivs, zwischen Pyroxenperidotitlagen hindurchwinden.

Die texturellen und strukturellen Eigenheiten des Chromerzes auf Erzplatte und Erzstock stehen häufig, aber nicht bedingt in Beziehung zu den formalen Erscheinungen der Lagerstätte. Auch hier sehen wir, gleich wie an den formalen und petrographischen Bedingnissen der Chromitlagerstätten, eine weltweite Verbreitung gleichartiger Textur- und Strukturtypen, wie sie nur regional in gleicher Art wirksame Gesetzmäßigkeiten zustandebringen können.

Die Größe des Einzelkornes der Schlierenplatten, überhaupt des Einzelkorns der Sprenkelerzkörper, ist in der Regel kleiner als das Korn der stockförmigen Lagerstätten, es beträgt um ½—1·5 *mm*, während auf den Derberzlagerstätten das Korn bis auf 2—3 *mm* Größe und darüber ansteigt.

Idiomorphie, Oktaederform des Chromits ist auf den Lagerstätten nicht allzu häufig vertreten, aber sie ist sowohl unter Sprenkelerz als auch unter Derberz zu finden.

In selten schöner Ausbildung sind im Kornaggregat des Derberzes der Lagerstätte Stip bei Orahovac (Prizren, Mazedonien) gut ausgebildete Chromitoktaeder ausgeschieden mit 3—4 *mm* Kantenlänge und regelloser Lage der Kristallachsen untereinander. Auch im Derberz der Grube Nada bei Raduscha findet sich mitunter scharfe Oktaederausbildung, aus der Derberzgrundmasse sich nahezu ablösend.

In Randpyroxeniten und Pyroxenitschlieren der Derberzlagerstätten ist Oktaederform des eingestreuten Chromits beinahe die Regel.

Das Gefüge massiger Chromit-Derberze, vor allem jenes der Stocklagerstätten ist zumeist regellos körnig, die Erzkörner nach Art Pflasterstruktur aneinandergrenzend.

*) In Ec. Geol. 1951, Nr. 4 (The formation of late magmatic ores) setzt A. M. BATEMAN die Vorstellung auseinander, wie magmatische Flöztypen oxydischer Metallerze (Magnetit, Ilmenit, Chromit) auch in Wirkungsweise von „late gravitative liquid accumulation" zustande kommen können.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Beurteilung von richtungslos körniger Struktur versagt im Anschliff u. d. M. mangels eines wirksamen Ätzmittels (DONATH, SPANGENBERG), tritt aber bei gut polierten Anschliffen ausgezeichnet bei gewöhnlichem Tageslicht ohne Vergrößerung hervor: bei entsprechend schräg auffallendem Licht heben sich die Flächenbereiche jedes einzelnen Erzkornes durch Verschiedenheit ihres mehr minder matten Glanzes deutlich gegeneinander ab. Die Nuancierung des Mattigkeitsgrades im Glanz ist abhängig von der Lage der Oktaederachsen. Das dergestalt enthüllte Korngefüge läßt (Korngröße 2—3 *mm* im Beispiel vom Lojane-Derberz) die regellose Lage der Oktaederachsen und damit die richtungslose Körnigkeit erkennen.

Korngrößen von primär-blättrigem Chromitderberz kommen an 10—20 *mm* Kantenlänge heran, bei ½—1 *mm* Dicke.

Vereinzelt ist auch eine porphyrähnliche Struktur unter den Derberzen wahrzunehmen: grobe Kristallkörner Chromit schwimmen in feinkörniger Chromitmasse. Ein Beispiel solchen Erzes hat eine Grube bei Gomati auf der Chalkidike geliefert; es handelt sich in diesem Falle um primärmagmatische Zweiphasigkeit der Ausscheidung von Chromit, nicht etwa um Bildung von Erzmylonit. Ähnliches gilt für das vorerwähnte Derberz von Stip.

Auf Sprenkelerzlagerstätten ist die oktaedrische Ausbildung in der Regel unterdrückt und die Chromitkörner der Erzkornreihen weisen gerundete, korrodierte, gelappte Umrisse auf. Im Streifenerz steigert sich die Verdichtung zu feinkörnigen Derberzlagern. Das kettenweise Berühren von Chromitkörnern, die Plagioklas oder Bronzit durchsetzen, wie es SAMPSON [782] als „chain-structure" von Südafrika abbildet, ist von Balkanchromerzen nur selten und andeutungsweise zu sehen (Photoabb. 29), beispielsweise im „negativen Leoparderz" (siehe später) von Kavir Odjak bei Raduscha. Eher zeigen die scharfen Oktaederchen der sekundären Magnetitbildung bei der Serpentinisierung eine solche Anordnung.

Eine bemerkenswerte Erscheinung in der Struktur der Lagerstätten-Chromiterze ist das Auftreten von Kornregelung. Häufig, ja fast als Regel, ist eine solche stärker und schwächer ausgeprägt in Sprenkelerzen der Schlierenplatten und tut sich schon im Handstück kund durch gleichzeitiges Einspiegeln von Erzkorn-Grenz-flächen.

Auch manche Derberze zeigen Kornregelung, nicht nur solche, die aus Schlierenplatten hervorgegangen sind, sondern auch richtige Stockerze (z. B. fallweise Orašje und Nada im Raduschabezirk). Die Kornregelung ist hervorgerufen durch Pressung unter magmatischen Bedingungen. Fallweise kommen unter solcher Wirkung auch grobblättrige Derberzaggregate zustande, dicke, grobe Erzplättchen, bis zu 10—20 *mm* Kornoberfläche, liegen parallelschuppig übereinander. Sie finden sich inmitten undurchbewegter Stocklagerstätten (Orašje, Nada u. a.) und sind also rein magmatischer Entstehung. Daher ist auch der sogenannte „Erzgneis" vom Guleman (Ostanatolien), für dessen Bildung HELKE [321], auch WIJKERSLOOTH [364 d], dynamometamorphe Wirkung vermutet und den auch ich an Ort und Stelle studieren konnte, nicht das Ergebnis metamorpher sondern magmatischer Prägung.

Chromerz antwortet bei tektonischer Beanspruchung mit Bildung von Erzmylonit, Rekristallisationen sind nicht beobachtet.

Die Ausbildung von Querklüften, welche häufig an langgestreckten derben Chromitschnüren und -bändern beobachtet werden, aber auch an Erzen mit sphärischer Textur, haben M. DONATH [36] und W. E. PETRASCHECK [214] den Klüften zugeschrieben, die bei der angenommenen Volumvermehrung während der Serpentinisierung ausgelöst worden seien. Da sich aber Serpentinisierung doch mehr und mehr als Pseudomorphose

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ohne besonders wirksame Volumvermehrung herausstellt, sind diese in der Tat weit verbreiteten Querklüfte eher als Schrumpfungsrisse bei der Erstarrung zu deuten.

Einen besonderen Fall, aber weltweit verbreitet, stellen die verschiedenen Typen der mehr minder sphärischen, kugeligen oder ovoidischen Chromerzbildungen dar. Sie bilden entweder selbständige Lagerstätten oder erscheinen im Anschluß an stock- oder plattenförmige Erzkörper in deren Randbereichen. Als selbständige Lagerstätte besitzen Erze dieses Typus meist die Form gedrungener Stöcke oder Linsen mittleren oder kleinen Umfanges.

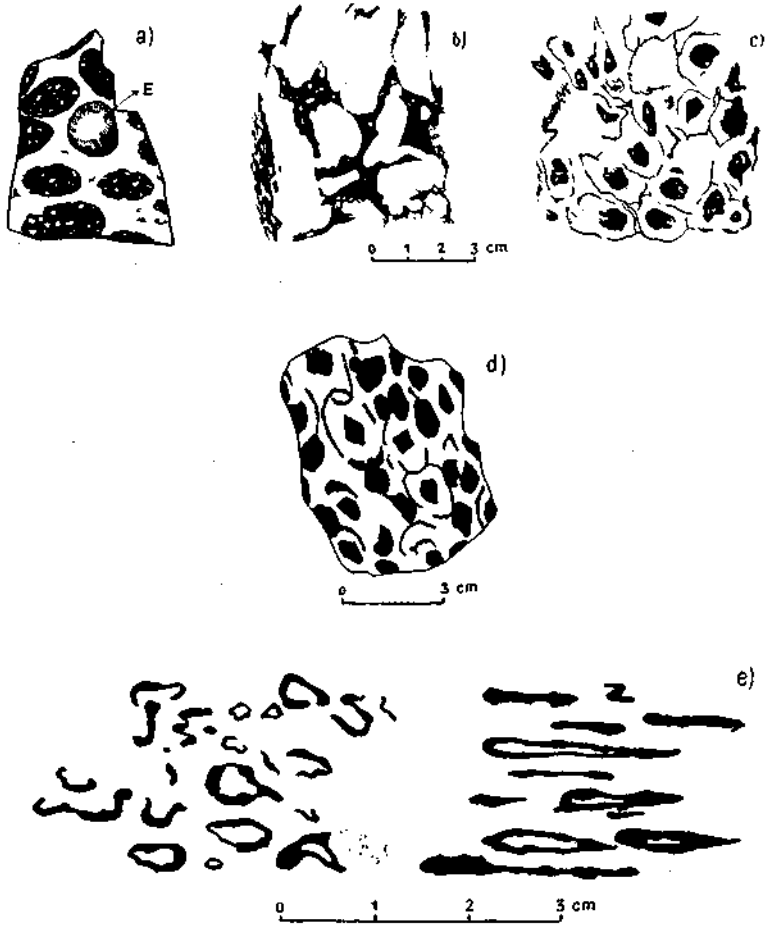


Abb. 122. „Leoparderz"-Texturen.

a) normales Leoparderz; E = herauslösbares Erzovoid (Erzkornaggregate!), b) „negatives" Leoparderz, c) Leoparderz mit zweiter Erzschale; hier ein Ei-Ende unscharf, im Kiel der Schwimmbewegung gleichsam ausgefranst, ausgeschweift; mitunter kann das Erzei innerhalb der zweiten Chromitschale fehlen. (a—c aus [63], sämtl. Raduscha), d) „Verkettete" Erzringe an Leoparderz mit zweiter Erzschale; hier auch annähernd oktaedrische Form des „Erzeies". (Kavir odjak bei Raduscha), e) „Kringelerz" (zweite Erzschale ohne Erzkern, fließgepreßt), aus Ostbulgarien nach W. E. PETRASCHECK [214].

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Ovoid- und Kugeltextur ist eine typische magmatische Textur, nur magmatischen Lagerstätten und unter diesen nur Chromitlagerstätten eigen. Von den nahe verwandten Lagerstätten der Magnetit- und Ilmenitvorkommen sind meines Wissens keine solchen Texturen bisher mitgeteilt worden.

In den verschiedenen Chrombergbauländern sind verschiedene Bezeichnungen für diesen Erztypus gebräuchlich: Kugelerz, Fleckenerz; Bohnerz (bean-ore); nodular chromite (Knötchenerz), orbicular-spheroidal ore (Kugelerz), grape ore (Weintraubenerz), Ovoiderze (eiförmig). — In Mazedonien ist dieses Erz entsprechend der rundlich-fleckigen Zeichnung als Leoparderz, auch Tigererz bekannt. Erz dieser Art von der Chromgrube Tampadel am Zopten in Schlesien hat SPANGENBERG mit Kernerz bezeichnet. Im englischen und amerikanischen Sprachgebrauch werden diese Erze „grape ore" oder Erz mit „nodular or spheroidal structure" genannt.

In den Arbeiten von M. DONATH [36], G. HIESSLEITNER [63], W. E. PETRASCHECK [214] sind verschiedene Typen dieser Ovoiderze oder Leoparderze aus den Chromlagerstätten des Balkanraumes abgebildet. Es finden sich darunter völlig gleiche Typen, wie sie etwa in den Abbildungen des Werkes „Chromit in U. S. S. R." von A. E. FERSMANN und A. G. BETEKHTIN [534] aus uralischen Lagerstätten zu erblicken sind und in eingehender Weise auch von W. D. JOHNSTON [662] an kalifornischen Vorkommen beschrieben wurden.

Meist reichen Leoparderzvorkommen von Balkan und Kleinasien über engbeschränkte Lagerstättengrößen, über einen Umfang von wenigen Kubikmetern bis zu höchstens wenigen 1000 *t* nicht hinaus. Im Ausnahmefall der Lagerstätte Kazandere bei Marmaris an der anatolischen S-Küste ist ein mit Schlierenplattenausbildung verknüpftes Leoparderzvorkommen zugleich ein Großvorkommen.

Das rundliche Chromitovoid des Leoparderzes (Abb. 122), das „Erzei" ist ein Kornaggregat, manchmal dicht gefügt, einheitlich scheinend, meist jedoch locker gefügt, mit reichlich Serpentinsubstanz in den Kornzwickeln und fallweise nicht ganz scharfer Grenze nach außen. In ersterem Falle kommt es mitunter zu glattem Herauslösen des Erzeies aus der Serpentinhülle. Die Durchmesser solcher Erzovoide, meist einheitlich groß auf derselben Lagerstätte, können ¼—3 *cm* aufweisen, verbreitet ist ein Durchmesser von 10—15 *mm* in der Längsachse. Im Leoparderz von Kukes in Nordalbanien findet sich auch Tropfenform des Chromitovoids.

Auch die Verteilung der Chromitovoide im Serpentin ist nicht immer gleichmäßig. Häufig ist ein Leoparderztyp mit verhältnismäßig dichter Gruppierung der Erzovoide, die aber doch noch, ohne sich zu berühren, in Serpentinsubstanz schwimmen und dabei in Gesamtheit etwa ½ bis ⅓ des Gesteinsvolumens einnehmen. Randliche oder Übergangstypen können bis zu einzeln auftretenden Ovoiden aufgelockert sein oder Ovoide können sich unter massiges oder plattiges Sprenkelerz mischen.

Auf den Leoparderzvorkommen, die mit Sprenkelerz plattiger Struktur in Verbindung stehen, stellen auch die Ovoide ihre Längsachse in die Plattenrichtung und zeigen oft besondere Pressungserscheinungen; oft ist das Korngefüge der Ovoide dann nach der Plattenebene geregelt, durch gleichzeitiges Einspiegeln der Korngrenzflächen sich verratend. Das Korngefüge von Leoparderz einer stockförmigen Lagerstätte ist eher ungeregelt, richtungslos körnig.

Einzelkörner wie auch die Chromitaggregate in Gesamtheit zeigen bei den Ovoiderzen ebenfalls Anlösungen, Korrosionserscheinungen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Bildungsweise der Ovoide könnte auf besondere Umstände der Sammelkristallisation etwa unter Einfluß des Massenwirkungsgesetzes zurückzuführen sein. Wahrscheinlicher dünkt mir, daß beides, Spaltung, Liquidation und Sammelkristallisation wirksam waren: Erzabspaltung, Verdichtung in Tropfenform einer an Chromit überladenen Schmelze hat bereits in der flüssigen Phase eingesetzt und das Auskristallisieren in rundlichen Kornaggregaten begünstigt, Kräfte der Sammelkristallisation und steigende Viskosität bewirkten die Erhaltung der Primärgebilde. Die im Durchschnitt gleichmäßige Verteilung der Ovoide in Serpentinsubstanz, mitunter tatsächlich vorhandene Tropfenform, das Anwachsen der Ovoide zu beschränkter Größe, deutliches Betroffensein von Fließeffekten, Erzbreccienbildung u. a. sind Argumente, welche die Ansätze zu Ausbildung des Leoparderztypus — ähnliches gilt auch für die Bildung der Schlierenplatten — noch in die rein liquidmagmatische Phase verweisen.

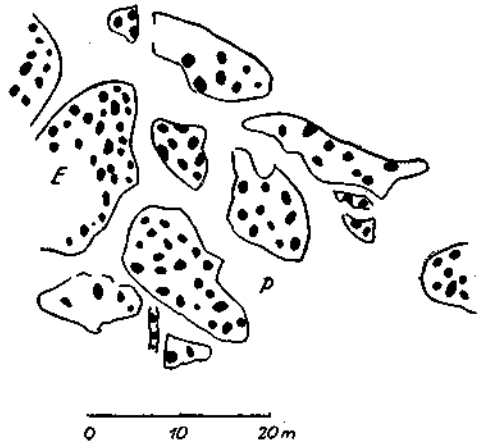


Abb. 123. Bythuci Nr. 6 (Letaj-revier, Nordalbanien). Magmatische Erzbreccie Leopard-erz *E* mit pyroxenperidotitischem Nebengestein *P*.

M. DONATH [36] will — den Erzen gewissermaßen ein Lebensgesetz zudenkend — in der Ovoidtextur als Zusammenballung auf kleinste Oberfläche eine Art Selbsthilfe sehen, welche die der Korrosion ausgesetzten Chromitkörner dem völligen Aufgezehrtwerden entgegensetzen.

BOWEN (cit. FISHER [727]) lehnt die Massenwirkung für die Häufung der ausgeschiedenen Chromitkörner in Gruppen ab und sieht in der Haufenbildung eine Art Pseudomorphose nach einem resorbierten Mineral. Hiefür können aus dem hier betrachteten Material der Chromerzlagerstätten allerdings keine Belege beigebracht werden.

FORTIER Y. O. [839 a] bringt den seltenen Fall vor eines Ovoid-Chromerzes mit in Chromit eingeschlossenem vollidiomorphem, nicht serpentinisiertem Olivinkristall, während an den Chromitaußenrändern Antigorit sproßt — Chromit also auch im Ovoidkern nicht immer Erstausscheidung.

An die Seite der gewöhnlichen Leoparderzbildung tritt als weitaus seltenerer Fall das sogenannte Leoparderz mit zweiter Erzschale (Abb. 122, Photoabb. 18). Aber auch dieser Typus und seine Varianten existieren in weltweit gleicher Ausbildung. Über dem zentralen Erzovoid legt sich, getrennt durch eine etwa Millimeter bis mehrere Millimeter dicke Olivin-Serpentinsubstanz, eine dünne kaum Millimeter-starke weitere

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Erzschale, oft nur in Relikten vorhanden, öfters auch verschränkt mit der zweiten Erzschale des Nachbarovoids, so daß sie sich im Querschnitt wie zwei Kettenglieder zu durchdringen scheinen. Die zweite Erzschale ist nicht immer ein durchlaufender Derberzstreifen, sondern wie das Kernovoid gleichfalls oft nur aus korrodierten Kornaggregaten zusammengesetzt. Mitunter fehlt das zentrale Erzovoid völlig und nur die „zweiten" Erzschalen sind da und liefern im Querschnitt eine rundlich-wabenähnliche Netzzeichnung. Deutliche Fließtexturen, Abirren zu Erzbändern, fetzige Ausbildung machen sich auch bei diesem Erztyp da und dort bemerkbar. Im zentralen Erzovoid enthüllte sich in einem Falle eine Fließerscheinung nach Meteoritenart [63], indem das eine Ende des Erzeies im Bewegungsschatten ausgefranst, an der Bewegungsfront sich dagegen glatt gerundet darbot.

Eine weitere Sonderart der sphäroidischen Textur von Chromit stellt die konzentrisch-schalige Ausbildung der Erzovoids dar. WIJKERSLOOTH fand sie in Kleinasien; BETEKHTIN bildet sie von Chromerz des Shordza-Peridotitmassivs von Russisch-Armenien ab: bei scheibenförmiger Gestalt des Gesamtovoids legen sich dünne, körnige Chromitlagen, durch Olivin getrennt, in mehrfacher Folge um den zentralen Erzkern.

Ein anderer Typus, von BETEKHTIN ebenfalls aus dem Shordzamassiv im Bild wiedergegeben, läßt das zentrale Erzovoid vermissen, hingegen die „2. Erzschale" zu so beachtlicher Dicke nach innen anschwellen, daß eine zentrale Olivinmasse nur mehr in Resten da ist.

Von den Ovoiderzen mit zweiter Erzschale leitet sich das von mir so genannte negative Leoparderz (Photoabb. 17) ab, wobei länglich-rundliche bis annähernd sphärische Olivin-Serpentingebilde von später sich anlagerndem Chromit umflossen werden. In Weiterentwicklung auf plattigen Lagerstätten geht ein strähniger Erztypus (Abb. 118, Photoabb. 15) hervor, dessen Erzstreifen plattenparallel sich wie eine Zwischenmasse in Olivinstreifen hineindrängen, beim Kavir-odjak-Typus im Raduscharevier in mancherlei Varianten vertreten.

Auch Übergangstypen von Leoparderz zu Sprenkelerz, wobei unter Preisgabe der runden Sammelform eine Auflösung in ungefähr regelmäßig verteilte Gruppen oder Haufen von Chromitkörnern stattfindet, oder wo Übergänge zu Streifenerz, zu massigem Sprenkelerz, auch gar zu Derberz sich herausbilden, sind vielfach beobachtet und abgebildet worden.

Die Chromerzanhäufungen von Kavir Odjak bei Raduscha sind durch einen auf fallenden Reichtum an besonderen Texturen auf engem Raume interessant; Übergänge finden statt von Schlierenplatte zu Schlierenstock, von plattiger zu richtungsloser körniger Textur. Akzessorisches Sprenkelerz verdichtet sich allmählich oder vermittels regelmäßig fleckenartig verteilter Erzkornhaufen teils zu massigem Sprenkelerz, teils zu strähnigem Erz und teils zu Leoparderztypen, einfachen und solchen mit zweiter Erzschale.

Die Erztypen, welche sich um das Ovoiderz mit zweiter Erzschale scharen, zeigen klar an, daß einer ersten Ausscheidung von Chromit, zu Ovoidform geballt, eine Phase der Olivinausscheidung folgt, nach der sich eine neuerliche Chromitausscheidung vollzieht: früh- und spätmagmatisch, „early" und „late magmatic period", sind an dem Ovoiderz mit zweiter Erzschale mit einer einheitlichen Textur verwirklicht. Im negativen Leoparderz und im strähnigen Erz des Kavir-Odjak-Typus machen sich Spätausscheidungen allein geltend, wobei sich diese Erztypen dem Aussehen von durch Erz verheilten magmatischen Gesteinsbreccien nähern können.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

In gesteinskundlich-formaler Hinsicht findet sich eine gewisse Parallele zur Ovoidstruktur von Chromerz in der sphärolithischen Ausbildung von Diabas und Spilit (Kügelchendiabas, Variolit).

Noch näher scheint die chondritische Struktur der Meteoriten zu stehen. Nach G. MERILL [759 a] weisen 90% der Steinmeteoriten „globular or spherolithic structure" auf; Kugelchondriten sind hochbasisch, in Einzelfällen pyroxenitisch zusammengesetzt, mitunter Basalt-ähnlich (Eukrit) und führen Chromit z. T. auch innerhalb der Chondrulen. In Hinsicht auf die tellurische Chromitovoidbildung mit zweiter Erzschale sei auf die Angabe von MERILL hingewiesen, daß in chondritischen Steinmeteoriten auch eine zweite Schalengeneration, ein Kernovoid umhüllend, angetroffen wird („double or compound chondrules").

Schließlich wären noch einige vermittelnde Formen zu erwähnen, die auf Chromlagerstätten der Balkanhalbinsel und Anatoliens häufig sich einfinden, ohne daß ihnen ausschließlich zukommende Texturen eigen sind. Der Schlierengang ist meist aus Derberz oder massigem Sprenkelerz zusammengesetzt, gangähnlich, mit oft scharfen, aber nicht mechanischen Trennungsflächen zum Nebengestein, eben doch auch wieder mit Nebengestein verschweißt. Ohne lang anhaltende Fortsetzung im Streichen und Verflächen, ist er vielfach nur Nebenerscheinung im Bereich der stockförmigen Chromitlagerstätten. Im selbständigen Auftreten kann er immerhin an Ausdehnung auch mit Schlierenplatten in Wettbewerb treten, sich über mehrere 100 *m* im Streichen und in beachtlichem Bruchteil der Streichausdehnung auch nach der Teufe erstrecken. Die Mächtigkeit solcher Schlierengänge erreicht im allgemeinen nicht jene starker Schlierenplatten, sondern bewegt sich meist um ein halbes bis wenige Meter. Erzlinsen allgemein sind von gedrungener Form mit einer Hauptdimension und meist einheitlicher Erzbeschaffenheit bis an die Lagerstättengrenze. Als Kleinformen von Erzstöcken und Erzlinsen sind Erznester und Erztaschen zu bezeichnen, die mitunter dasselbe grobkristalline-blätterige Erz führen wie der Kern von großen Derberzstöcken.

Bezeichnend und wirtschaftlich wichtig für viele Chromerzgebiete ist die Tatsache, daß Chromerzanhäufungen und vor allem gewisse Lagerstättentypen derselben öfters zu Gruppen gehäuft in den ihnen vorzüglich zukommenden Zonen des basischen Massivs sich vorfinden. Bei den Schlierenplatten ist dies besonders sinnfällig und ermöglicht öfters die revierweise Entwicklung des auf Wascherz ausgehenden Chrombergbaues auf breiter Basis. Bei den Erzstöcken ist doch eher, unter Einhalten der zonar bedingten Stellung im basischen Massiv ein „Abstand wahren" festzustellen [63]. Bei den Erzen mit sphärischer Textur spiegelt sich die Besonderheit des Zusammentreffens gewisser magmatischer Bedingtheiten im relativ einsamen Auftreten dieses Typus wieder, sei es selbständig oder neben Erzen anderer Typen.

Eine kurze Bemerkung verdient noch das unmittelbare Neben- und Zwischengestein der Chromitlagerstätte, jener Gesteinsanteil, mit welchem das Chromerz auf das innigste durchwirkt ist, welcher die Grundmasse, das Füllgestein beispielsweise, für das Sprenkelerz abgibt, und auch nach außen mehr oder weniger weit in gleicher Ausbildung fortsetzt: eben jener Gesteinsanteil, mit dem zusammen die Chromerzlagerstätte, sei sie früh- oder spätmagmatischer Entstehung, ersichtlich komagmatisch ihre Existenz führt. Denn nur verhältnismäßig selten sind Fälle anzutreffen, wo Injektionen reiner, nebengesteinsfreier Erz-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schmelzen der spätmagmatischen Periode Eingang in erhärtetes oder nahezu erhärtetes Nebengestein finden.

Wie schon früher erwähnt, ist Dunit der Hauptträger der Chromitausscheidungen. Dies gilt weltweit und für alle hier beschriebenen Lagerstättentypen. Es ist daher nicht anders zu erwarten, daß in Dunitzonen eben auch Dunit das unmittelbare Hüll- und Zwischengestein, das Lagerstättengerüst der dort auftretenden Chromitlagerstätten ausmacht. Aber auch für die geschlossenen Pyroxenperidotitmassive trifft in der Regel zu, daß die Chromitanhäufungen dort in Dunit gebettet sind, ihre Dunithülle haben, wenn auch Dunit manchmal nur als dünne Haut die Lagerstätte von dem Pyroxenperidotit trennt.

Beziehungen zwischen Chemismus des Chromits und seinem engeren Nebengestein werden im Abschnitt IV etwas abgeleuchtet, wenn von den petrographischen und chemisch-physikalischen Eigentümlichkeiten der verschiedenen Zonen im Innenbau eines Peridotitmassivs die Rede ist.

Stockförmige Chromitvorkommen, massiv oder verzweigt, und die Sprenkelerzvorkommen nach Raduscha- und Ormigliatyp haben ausnahmslos dunitisches Gesteinsgerüst und dunitische Gesteinshülle auch über den engeren Lagerstättenbereich hinaus. Anders steht es mitunter mit jenen gedrungenen massiven Derberzlinsen, die fast unvermittelt an die Pyroxenperidotite stoßen; meist ist aber auch hier die Lagerstätte von pyroxenarmem Mitgestein durchwirkt.

Sphärische Erztypen, einfache und zusammengesetzte, scheinen ebenso dunitische Grundsubstanz für ihre Bildung vorauszusetzen, mit der vereinzelten Ausnahme von Kugelerz in Gabbropegmatit, das WIJKERSLOOTH [362] aus Kleinasien namhaft gemacht hat.

Die Umgrenzung der Dunitausschnitte innerhalb von Peridotitmassiven ist also eine der ersten und wichtigsten Aufgaben der Bergbaugeologie in Chromerzgebieten.

Eine weitere Erscheinung, die bei der Erörterung des Zonenbaues peridotitischer Massive im nächsten Abschnitt noch ein anderes Mal gewürdigt wird, ist die Neigung zu reichlicher Differentiation an sich, die sich im Bereiche von Chromitvorkommen oft recht auffällig bemerkbar macht. Besonders Dunit-Zonen mit Chromerzanhäufungen zeigen sich hievon betroffen. Neben Pyroxeniten und Pyroxenperidotitschlieren, sind es auch Gesteine gabbroider Natur, Gabbropegmatite, Gabbros, auch Hornblendite, die zusammen mit Chromerzausscheidungen eben die Kennzeichnen lebhaft bewegter magmatischer Differentiation abgeben. Stock- oder lagenförmige Lagerstätten massiver Derberze umgeben sich bei diesen Vorgängen häufig mit Pyroxenithüllen, von Dezimeter bis zu einigen Meter Stärke, die z. T. von Chromitausscheidung in meist scharf oktaedrischen Körnern durchspickt sind.

Allfälliges Grobkorn einzelner Pyroxenitschlieren in Nachbarschaft zu Chromitlagerstätten steht vermutlich mit örtlicher Anhäufung flüchtiger Bestandteile im Magma, vor allem mit höherem Wassergehalt in Zusammenhang. In dieser Beziehung sei an die betonte Grobkörnigkeit der Diallage im Merensky Reef des Bushveld erinnert, eben an pneumatolytische Bedingnisse gemahnend.

Gangart im eigentlichen Sinne: Die Nichterzminerale, welche Erz auf seiner primären Lagerstätte begleiten, mehr minder unabhängig vom Nebengestein gebildet, und die mit dem Erzbildungsvorgang unmittel-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

bar verschränkt sind, haben ihre Begriffsdeutung von den epigenetischen Mineralisationsfolgen erhalten und entsprechen dort einer bestimmten selbständigen Ausscheidungsphase. Für magmatische Paragenesen ist der Gangartbegriff nicht immer so scharf zu umgrenzen; im allgemeinen kann aber auch hier als Gangart bezeichnet werden, was als Nichterz ausschließlich mit der Entstehung des Erzes und nicht mit jener des Muttergesteins zusammengeht, und sich dabei zumindest nach Form, Korngröße und Struktur von jenen Mineralarten unterscheidet, welche das Muttergestein unmittelbar aufbauen. Nicht mehr Gangart wäre der Anteil Nebengestein und die es zusammensetzenden Minerale, mit welchen das Erz magmatischer Entstehung notwendiger Weise in innige komagmatische Berührung kommen muß. Darum ist Gangart im eigentlichen Sinne den Chromitlagerstätten als monomineralische Gebilde meist fremd. Immerhin können in besonderen Fällen Nichterze, vor allem Pyroxene, rhombisch und monoklin, die Rolle von Gangartbildungen übernehmen; zumeist handelt es sich dann um Chromitvorkommen spätmagmatischer Bildung.

In den eingehenden Untersuchungen, die K. SPANGENBERG [524] dem schlesischen Chromitvorkommen Tampadel am Zobten angedeihen ließ, wird der Begriff Gangart auf die den Chromit durchsetzenden und umgrenzenden Minerale Chlorit, Karbonat, Talk usw. ausgedehnt, die aus der Metamorphose des zwischen Chromitkörnern eingeschlossenen peridotitischen Muttergesteins hervorgegangen sind, aber ebenso gut auch im chromitfreien Nebengestein erscheinen. Es dünkt mich empfehlenswert, den Gangartbegriff beschränkt zu halten und dieser Art gebildete Begleitminerale metallischer Mineralsubstanzen nicht als Gangart zu bezeichnen. An sich ist der Begriff „Gangart" gewiß auch, wie vorhin dargelegt, für magmatische Lagerstätten anwendbar. Dubostica in Bosnien, wo Chromit-Pyroxen-Schmelzen entlang entstehender Bankungsfugen in halberstarrte Peridotitmassen eindrangen, ist hiefür ausführlicher geschildert worden.

Als Grenzfall dieser Entwicklung findet Chromit in lagerstättenbildender Anhäufung spätmagmatisch Zuflucht in reine Pyroxenitmassen, gewöhnlich sind es Bronzitfelse, die als Schlierengänge durch Peridotit setzen; die länger erhaltene Beweglichkeit derselben ist wahrscheinlich auch hier flüchtigen Magmabestandteilen zuzuschreiben, höherem Wassergehalt, der zwar die Widerstandsfähigkeit der Pyroxene gegenüber Serpentinisierung nicht zu überwinden vermochte, doch im Grenzbereich der Chromitausscheidungen sehr häufig die Pyroxene in smaragditische Hornblende verwandelte. Solche Chromitlagerstätten in Pyroxenfels, meist recht kleinen Umfanges, sind von der Balkanhalbinsel mehrfach zu nennen, z. B. Sabanluke im Krivajatal Bosniens, aus dem Raduscharevier u. a.

Hier schiebt sich die Frage nach Möglichkeit, Art und Umfang pneumatolytisch-hydrothermaler Bildungsweise von Chromit ein. Für den Balkanraum und für die mir bekannten Ausschnitte der anatolischen Chromitvorkommen war ich weder aus feldgeologischer Beobachtung noch aus Dünnschliffbefunden je genötigt, den Verdacht auf hydrothermale oder pneumatolytische Entstehung von Chromitlagerstätten auszusprechen, aber auch für hydrothermale Bildungsweise von Chromit vereinzelt oder gelegentlich in jüngeren Mineralassoziationen war in den mir begegneten Fällen nie ein gewichtiger Anhaltspunkt zu erbringen gewesen. In letzterem Falle konnte zwar Chromit im Gefolge metamorpher Umbildungen unter hydrothermal betonte Mineralparagenesen, etwa in Gesellschaft von Aktinolith, Chlorit oder Talk geraten, war aber dort immer als Relikt magmatischer Herkunft, nicht oder nur teilweise angegriffen, erklärbar.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Dynamometamorphe Umprägungen vermochten für sich allein den Chromit in seinem Bestande anscheinend sogar weniger leicht zu gefährden, als die Serpentinisierung, die bis zu beträchtlicher Zerstörung des Chromits, im Umkreis reichlich Magnetit ausscheidend, fortschreiten kann, ohne die Bildungskräfte zu seinem Auferstehen als sekundärer Chromit zu besitzen.

Für den angeblich sekundär gebildeten Chromit auf der Lagerstätte Dubostica in Bosnien, den B. BAUMGÄRTEL [27] neben der primären Hauptmasse an Chromerz zu erkennen glaubte, hat M. DONATH [36] nachgewiesen, daß auch ersterer primär entstanden ist: Schnüre von Chromitkriställchen und Trümchen von Chromit im serpentinisierten Pyroxen, die für sekundär und als Produkt der Serpentinbildung gehalten waren, finden sich in gleicher Weise auch in völlig frischen Pyroxenen. Es handelt sich wohl um jene Art scharf ausgebildeter Chromitoktaederchen in Kettenreihen, wie sie für Chromitausscheidungen in Pyroxen besonders kennzeichnend sind und auf die bereits mehrfach hingewiesen wurde.

Zu gleicher Zeit und in Übereinstimmung mit den DONATHschen Vorstellungen habe ich [63] die Ergebnisse von L. FISHER [727] über hydrothermale Chromitbildung diskutiert: Die Korngrenzen der Chromitkörner gegenüber den umgebenden Silikaten, spröde Materie gegenüber viel weniger spröder, werden bei vielen Vorgängen physikalischer Natur, von der Erstarrung beginnend bis zu dynamometamorphen Beanspruchungen, die Ausbildung von Haarrissen begünstigen und häufig mittelbar Lösungspassage und Mineralumbildungen entlang der Korngrenzen bevorzugt ermöglichen.

L. FISHER hat 1929, inmitten einer lebhaften Diskussion (SINGEWALD [799], ROSS [780], SAMPSON [783] u. a.) über die Bildungsvarianten der Chromerzlagerstätten weitgehend hydrothermale Chromerzbildung ins Treffen geführt und versucht, hiefür Belege zu erbringen: es wird zwar frühhydrothermale Chromitbildung unterschieden, verbunden mit Antophyllit, Aktinolith und Tremolit, und eine späthydrothermale, an der sich Talk, Chlorite, Serpentin und Magnesit beteiligen, doch sei die Grenze zwischen magmatischen und hydrothermalen Phänomenen nicht scharf zu ziehen. Diese Ausdehnung des immerhin nicht auszuschließenden Bereichs einer hydrothermalen Chromitbildung wurde jedoch von anderen Beobachtern sehr bald und berechtigt zurückgedrängt, so von KEEP [746] („Chromit und Talk haben nichts miteinander zu tun") an den geologischen Verhältnissen der Chromerzvorkommen vom Selukwe und des Great Dyke in Rhodesien. Auch für Chromitlagerstätten des Ural und Kaukasus vermögen die russischen Geologen (BETEKHTIN, KASHIN, SOKOLOW u. a.) der hydrothermalen Bildungsweise von Chromit nur geringfügigen Umfang einzuräumen.

P. v. WIJKERSLOOTH [362] findet an Hand von Dünnschliffbildern einiger Chromerzvorkommen des Hataysgebietes in Ostanatolien keine Belege für hydrothermale Chromitentstehung, obwohl nach seiner Auffassung „pneumatolytisch-hydrothermale Nachphasen des simischen Magmas" Cr des Chromits wieder in Lösung brachten und Silikaten einverleibten. — In einer jüngeren Arbeit [364 b] glaubt doch derselbe Autor in einem Einzelfall hydrothermale Chromitneubildung als Begleiterscheinung der Magnesitbildung nachweisen zu können. Hierüber nochmals Abschnitt VI, S. 535).

In seinen beiden hervorragenden Werken über Erzlagerstätten (1941 und 1944) gönnt H. SCHNEIDERHÖHN [791, 792] ganz allgemein den Chromitlagerstätten hydrothermaler Entstehung, den „autohydratisierten Chromitlagerstätten", durch Lösung und hydrothermale Wiederausfällung entstanden, einen wenn auch kurzen Abschnitt, meint aber immerhin (1944, S. 36) „die meisten und wirtschaftlich wichtigsten Lagerstätten gehören dieser Fazies an". Dieser Ausspruch ist für Balkan und Kleinasien gewiß nicht anwendbar und wird wahrscheinlich auch für die übrigen Chromvorkommen der Welt wieder zurückgenommen werden müssen. Wo auf Balkanhalbinsel und Kleinasien Aktinolith, Chlorit und Talk usw. mit den Chromitvorkommen einhergehen, handelt es sich in der Regel um metamorphe Paragenesen, in denen der Chromit nur passiv, von der magmatischen Ausscheidung her, übernommen wird. Das gleiche gilt, wo auch einmal pneumatolytisch-hydrothermale Paragenesen der gleichen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Minerale mit Chromit zusammentreffen: nirgends Wiederausscheidung jüngeren Chromits, nur fallweise Chromentnahme aus Chromit, unter teilweiser Metamorphosierung der Chromite, zum Aufbau von Silikaten.

An die Frage, ob und wie weit pneumatolytisch-hydrothermale Chromitbildung vor sich geht, schließt an, ob und welcher Art Mineralisatoren überhaupt in die Endphase und Nachphase des basischen Magmatismus eingreifen. Hier zeigt sich eine weitere Eigenart der hochbasischen Magmen, daß ihren Entfaltungen, wie in Auslegung der Feldbefunde und Dünnschliffe begründet anzunehmen ist, eine beschränkte, oft nur Teile des Massivs umfassende, mineralisatorisch ziemlich einförmig zusammengesetzte Dampf- und Heißwasserphase beigegeben ist, die lagerstättenbildend überhaupt nicht und im übrigen hauptsächlich in Richtung von Metamorphose des Olivins in Serpentin zur Wirkung gelangt. Der Anteil des magmatogenen Wassers in hochbasischem Magma, ihm unter hohen Druck einverleibt, ist nach Analysen frischer Gesteine wohl nur unzureichend zu schätzen, er dürfte Beträge von ½% an ansteigend erreichen.

Es ist freilich heute schon mehr üblich geworden, als jeweils immer Einzelerscheinungen zu beweisen vermögen, in der Serpentinisierung ausschließlich einen Akt der Autohydration der basischen Gesteine zu erblicken. Mit ziemlicher Sicherheit ist anzunehmen, daß die Tendenz zur Serpentinbildung, auf die Instabilität des Olivins begründet, auch über die Autometamorphose hinausgreift und Bedingungen von Kontakt- und Tiefenmetamorphose sowie Dynamometamorphose, Fremdwasser zuziehend, ebenfalls die Verwandlung zu Serpentin begünstigen. Höhere Serpentinisierung entlang jüngerer Störungen deutet dies an, ebenso der höhere Serpentinisierungsgrad bei stärkerer Durchbewegung und in Nähe jüngerer Eruptivgesteinsdurchbrüche. Der Abschnitt VI, die Tektonik und Metamorphose der Peridotitgesteine im allgemeinen behandelnd, nimmt hiezu noch für die Balkanverhältnisse Stellung.

Ein scharfes Auseinanderhalten des Umfanges an eigentlicher Autohydration des Peridotits und jener späteren zusätzlichen Serpentinisierung wird nicht immer möglich sein. Anderseits lassen immer geschlossene Peridotitmassive eine Art von unregelmäßig gestalteter, wechselnd intensiver, oft nur Teile und Ausschnitte umfassender Serpentinisierung erkennen, die in keine Beziehung zu jüngeren Einflüssen, Tektonik, Metamorphose, Oberflächennähe zu setzen ist und auch feldgeologisch am ehesten der Vorstellung von Autohydration entspräche.

Hieher gehört auch die oft wiederkehrende Beobachtung, daß gerade in unmittelbarem Nebengesteinsbereich von Chromitlagerstätten stärkere Serpentinisierung anzutreffen ist. Tritt noch der Farbenumschlag von grün in braungelb infolge Oberflächenoxydation des Ferrooxydes im Serpentin in Ferrioxyd hinzu, kann diese Erscheinung um so auffälliger wirken und hat sogar beigetragen, darin begleitende Äußerungen einer hydrothermalen Bildungsweise von Chromit zu sehen. Dies letztere trifft nun keinesfalls zu, wahrscheinlich liegt die Ursache der höheren Serpentinisierung in einem Anhaften, einem Ansichziehen magmatogenen Wassers durch den sich ausscheidenden Chromit. Es lag gleichsam eine Art Aureole magmatogenen Wassers um die Chromitansammlung, in den Intergranularien des Olivingesteins festgehalten und anschließend

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

an die Erstarkungsphase des Gesteins die Autohydration auslösend. Gewiß wird durch Rißbildung, durch Schrumpfungsrisse entlang der Chromitkorngrenzen der Lösungsumlauf und damit sowohl die Autohydration als auch in Fortsetzung derselben etwaige spätere tiefenhydatogene Serpentinisierung gefördert worden sein. Aber verstärkte Serpentinisierung des Lagerstätten-Nebengesteins, mitunter bis zu völligem Aufsaugen der Olivinreste, ist oft genug auch dort auffällig, wo keinerlei jüngere tektonische oder tiefenmetamorphe Einflüsse wahrzunehmen sind, sie macht vor keiner der Lagerstättenarten und Erztexturen halt. Es liegt aber doch nur eine Häufigkeitserscheinung, keine Regel vor, wie sich auch im allgemeinen die automorphe Serpentinisierung selbst im Gestein regellos ausbreitet, Teile des Massivs auslassend, Teile überwältigend, entsprechend einer von Haus aus unregelmäßigen Verteilung des primärmagmatischen Wassers im ultrabasischen Gestein.

Ähnliches zeichnet sich in der automorphen Umwandlung der minder basischen Gesteine desselben Zyklus ab, in Gabbros und Diabasen, wo Saussuritisierung, Uralitisierung usw. durchaus nicht immer die gesamte Gesteinsmasse erfaßt.

Selbst für den Ovoidtypus der Chromitausscheidung, der fast stets nur in stärker serpentinisierter Grundmasse auftritt, finden sich doch auch Ausnahmen, beispielsweise im Erz dieses Typus von Kukes in Nordalbanien, wo die Chromitovoide in völlig frischem unserpentinisiertem Olivinfels gebettet sind.

Nachtrag: Die Ergebnisse neuester experimenteller Untersuchungen am System MgO-SiO_2-H_2O von N. L. BOWEN und O. F. TUTTLE [704 a] sprächen allerdings nicht zugunsten der Existenz von wasserhältigem Peridotitmagma höherer Temperatur („Serpentinmagma"), da die Ausgangsagentien in der Experimentierbombe selbst bei hohem Druck (2600 kg/cm^2) und hoher Temperatur (900 °) zu keiner flüssigen Phase zusammentraten. — Laborergebnisse gegen Schlüsse aus Feldbefund?

Zwischen endmagmatischer Phase und nachfolgender Serpentinisierung liegt auch ein kleiner Ausschnitt von pneumatolytisch-hydrothermal bedingter Silikatbildung [Chromchlorit, z. T. Chlorit, Aktinolith, die Umwandlung der Pyroxene in Hornblende (Smaragdit), z. T. auch Uwarowit, Vesuvian u. a.], die, ähnlich wie die Serpentinisierung, entlang Korngrenzen zu Chromit erhöhte Beweglichkeit ihrer Lösungen und zugleich begünstigte Absatzbedingungen in Wirkung bringt. Oft ist es schwierig, zu unterscheiden, wie weit solche Neusilikatbildungen der Autometamorphose oder späteren Metamorphosen zufallen.

In den Balkanperidotiten erweist sich der pneumatolytisch-hydrothermale Anteil ihres Magmatismus in der erwähnten Bildung halbsekundärer Silikate und in einer wechselnden, fluktuierenden Serpentinisierung erschöpft. Auch die vorhergehende pegmatitische Phase ist wenig bedeutend und äußert sich als Restkristallisation in Form gequetschter, wenig zahlreicher und gering mächtiger Gangschlieren von Gabbropegmatit. Besondere metallische Konzentrationen sind weder mit der pegmatitischen noch weniger mit der pneumatolytisch-hydrothermalen Phase der Serpentinbildung verbunden. In der pegmatitischen Phase flüchtet sich geringfügig Ni, soweit Schwefel oder Arsen zur Verfügung stehen, mit diesen in den Gabbropegmatit, ebenso gehen in Gabbropegmatit auch die wenigen Ti-Mengen des Magmas ein, unter der Bildung von Titanomagnetit oder Ilmenit. — Siehe für Kleinasien WIJKERSLOOTH [362].

Anders etwa die weit stärker durchgasten Peridotite des Ural, die in Dunit nicht selten miarolitische Hohlraumbildungen, darin Einfüllen pneumatolytisch-hydrothermaler Silikate aufweisen, wobei auch Platinabsatz, noch endmagmatisch, einen günstigen Boden findet. (Siehe S. 360.)

Auf die Bedeutung des H_2O als hauptsächlichen „mineralizer" der ultrabasischen Gesteine und der Chromitlagerstätten wurde auch von russischen Geologen mehrfach hingewiesen, G. R. SOKOLOW [801] schreibt es dem im Magma gebundenen Wasser zu, daß Chrom bis zur spätmagmatischen Phase in Lösung bleiben kann, um sich dann in pegmatitischen und imprägnativen Strukturen auszuscheiden. Für die Chromlager-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

stätten des Urals überblickt BETEKHTIN [529] eine größere Anzahl minutiös ausgeführter Bauschanalysen und findet P_2O_5-Gehalte bis 0·52%, TiO_2 in feststellbaren kleinen Mengen, V_2O_5 in Spuren, alles Oxyde der leichtflüchtigen Bestandteile des Magmas, ebenso ist FeS_2 fast stets gegenwärtig.

Verschieden vom Ural ist der Bushveld. Auch hier ist mit der Platin führenden Sulfidausscheidung in den Noritpyroxeniten eine gesteigerte Serpentinisierung verbunden, zeitlich noch der Hauptkristallisationsphase — wozu auch die Pyroxenite gehören — nahestehend.

Die Ni-Cu-Sulfide in der Noritmasse von Sudbury, Kanada, mit gelegentlichen Chromitausscheidungen verbunden, rücken nach jüngster Auffassung (BOWEN 1933 [702]) z. T. bereits aus der reinmagmatischen in die hochhydrothermale, bzw. hypothermale Bildungsphase.

Die Betrachtung der spezifischen lagerstättenkundlichen Bedingnisse an balkanisch-anatolischen Chromitlagerstätten abschließend, seien aus der gewonnenen Gesamteinsicht in die Petrographie und Geologie von Lagerstätten und Begleitgestein nochmals einige wesentliche Punkte hervorgehoben:

Das Stamm-Magma mit seinem Chrominhalt ist in der Hauptsache peridotitisch-gabbroider Zusammensetzung, mit dem Schwergewicht auf Peridotit; nur selten geht die Differentiation im engeren Zyklus über die Azidität des Gabbros hinaus.

Peridotit (Pyroxenperidotit, Dunit, Pyroxenit) und Gabbro sind teils und auch häufiger Abfolgen — Gabbro meist jünger als die Gesteine der Peridotitgruppe — teils und seltener auch gleichzeitig und nebeneinander flüssige unmischbare Teilmagmen, letzteres in dem Sinne, daß Gabbro diffus verteilt in Peridotit erscheint. Peridotit und Gabbro (Norit) bilden eine magmatische Einheit, eben den engeren ultrabasisch-basischen Zyklus, dem sich erst in weiterem Abstand, teils mittelbar, teils unmittelbar, Diabas und Diorit anreihen.

Die Magnesiasilikate der Peridotitgruppe würden die Frühkristallisation, Gabbro — häufig abwesend — die Hauptkristallisation eines angenommen peridotitisch-gabbroiden Stamm-Magmas darstellen, ein bescheidener Rest geht als Gabbropegmatit in die Restkristallisation. Der Peridotit der Frühkristallisation und seine Abarten, darunter in der Hauptsache der Dunit, zieht den gesamten Chrominhalt des Magmas an sich.

Auch für Balkan und Anatolien läßt sich früh- bis spätmagmatische Phase der Chromitausscheidung innerhalb der Frühkristallisation feststellen, ohne daß sich damit tiefgreifende genetische Unterschiede offenbaren. Ja, in derselben Lagerstätte, im selben Schlierenstock beispielsweise, können früh- und spätmagmatische Chromitausscheidung zusammentreten und am Aufbau der Lagerstätte beteiligt sein, sowie auch Erztexturen im einzelnen vom Übergreifen der Chromitphase über die Silikatphase hinaus Zeugnis ablegen.

Das mögliche Intervall der Chromitausscheidung ist also breit und umfaßt die Silikatausscheidung nach beiden Seiten. Noch in der flüssigen Phase haben sich beträchtliche Unterschiede in der Verteilung der Chromitsubstanz innerhalb des Gesteinsmagmas herausgebildet. Örtliche Konzentrationen im flüssigen Zustande stellen bei der Auskristallisation die Massenwirkung in den Vordergrund: was im Überschuß ist, scheidet sich zuerst aus, sofern nicht leichtflüchtige Lösungsanteile dem entgegenwirken.

Die Anzahl der Lagerstättentypen und Texturen in der Spätausscheidung des Chromits ist anscheinend größer wie jene der Frühaus-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

scheidung; doch ist damit — zumindest für den Balkan — noch keine quantitative Feststellung aussprechbar.

Poikilitische Strukturen zwischen Chromit und Silikat, geordnet reihenmäßige Einschlüsse von Olivin oder Pyroxen an den Rändern in Chromit, oder umgekehrt, Chromit in ähnlicher Verwachsung innerhalb der Silikate, besonders bezeichnend für gleichzeitige Ausscheidung und beispielsweise in Bereichen des Bushveld heimisch, sind den Balkanvorkommen im allgemeinen fremd.

Korrosionen, verbreitet am Chromitkorn der frühen Ausscheidung, fehlen auch der Spätausscheidung nicht und sind für eine scharfe Grenzziehung zwischen beiden allein nicht zu gebrauchen.

In vielen Fällen aber: beim Chromitkorn im Raduschatyp — meist im heißen Magmaraum stärker gewandert — ist kräftige Korrosion eher anzutreffen als beim Ormigliatyp mit Flözballung von Chromit an Ort und Stelle.

Früh- und Spätausscheidung des Chromits spielen sich ausschließlich in den Gesteinen der Frühkristallisation des Stamm-Magmas ab, reichen nicht mehr in die Haupt- und Restkristallisation hinein, ja letztere beide treten mengenmäßig meist völlig zurück, Umstände, die neben anderen für ein selbständiges peridotitisches Magma sprechen.

Die Bedeutung von Früh- und Spätausscheidung des Chromits wird weiterhin herabgedrückt, indem Lagerungsverhältnisse und Strukturen wahrscheinlich machen, daß im ultrabasischen Schmelzfluß schließlich zähflüssige Teilschmelzen nebeneinander bestehen, jede der Teilschmelzen kann Chromit in sich aufgenommen haben, geringfügige Unterschiede in der Viskosität vermögen bei Magmenbewegung ein relatives

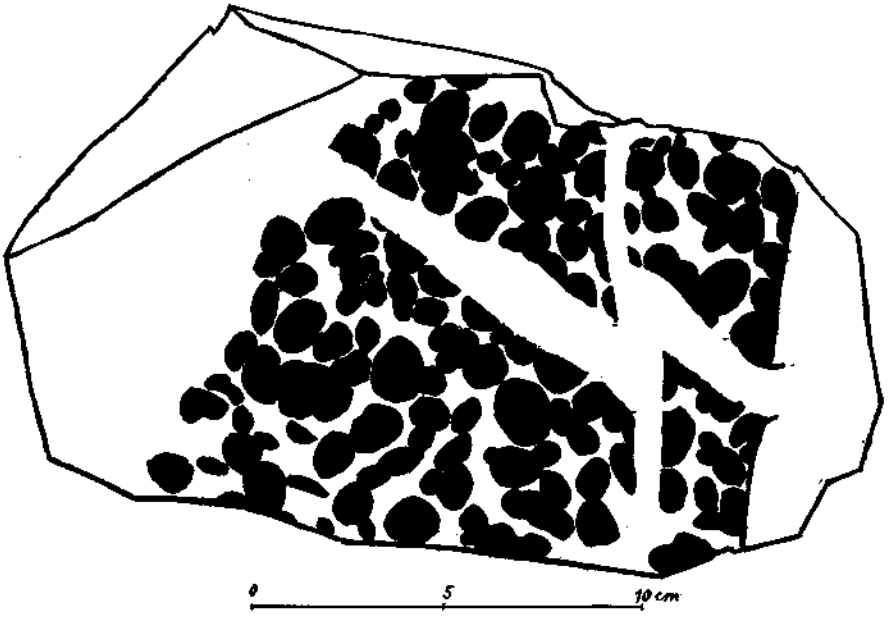


Abb. 124. „Magmatischer" Verwurf (Handstück aus der Lagerstätte Kalimash bei Kukes in Nordalbanien, siehe auch Photoabb. 19).
Sphäroidisches Chromerz wird in der Zähflüssigkeitsphase von Olivinmagma zerteilt und verschoben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

„jünger" und „älter" vorzutäuschen (Photoabb. 19). Doch überwiegt bei großgewachsenen Lagerstättentypen, besonders jenen der Schlierenplatten der Eindruck, daß sich Chromit, vermutlich unterstützt durch seine Wasseraureole, mit Vorliebe jenen Teilschmelzen zuwendet, die sich länger flüssig zu erhalten vermögen, meist ist dies dann ein Ausschnitt des dunitischen Gesteinsumfanges.

Die lagerstättenmäßigen Verdichtungen von Chromitsubstanz sind zweifellos in vielen Fällen nicht erst im unmittelbaren Gefolge der Auskristallisation aus dem Magma erfolgt, sondern waren bereits im flüssig viskosen Zustand als präexistierende Erzschmelzen gegenwärtig, zusammen mit den übrigen Teilschmelzen der Gesteine. Wo Anteile flüchtiger Bestandteile, Adsorption magmatischen Wassers, die Viskosität der Erzschmelzen herabsetzten, waren diese Chromitansammlungen fähig, sich länger mobil zu erhalten und innerhalb des basischen Magmenkörpers auch engbegrenzte gangähnliche Intrusionen hervorzurufen.

Die Viskosität stellt sich der Entwicklung von gravitativen Phänomenen im Momente der Erstarrung hindernd in den Weg, so daß die Erztexturen viel eher Verteilungsgesetze des Chromits im flüssigen Zustande widerspiegeln denn Folgen von gravitativer Sammlung während der Erstarrung. Dies gilt auch für die Bildungsweise der Sprenkelerz-Schlierenplatten.

In Bereichen von Chromitausscheidungen, besonders der frühmagmatischen, ist auch eine lebhaftere Gesteinsdifferentiation in allgemeiner Richtung, Ausscheiden von Pyroxeniten, Gabbropegmatiten usw. verbreitet.

Die Unterschiede zwischen Orogen- und Anorogentypus hochbasischer Magmenkomplexe wirken sich auch in der Erscheinungsweise der ihnen jeweils zugehörigen Chromitlagerstätten aus. Der Orogentypus kann als der allgemeinere Typus angesehen werden; Anorogentypus, lokal gleichsam in orogenetischem Schatten verbleibend, ist eher als Sonderfall zu bezeichnen. Dem entspricht, daß der Orogentypus Phänomene der orogenen und anorogenen Entfaltung sowohl vom Gestein als auch von darin enthaltenen Erzkonzentrationen umfaßt.

Die Balkan- und Kleinasien-Peridotite gehören zum Orogentypus, die in ihnen eingeschlossenen Chromitlagerstätten finden in Ormigliatyp und Raduschatyp ihre bezeichnendsten Repräsentanten: Der Ormigliatyp, die der Magmaschichtung parallele, flözartige Chromitausbreitung ist ein aus Anorogenbedingungen übernommener Rest der magmatischen Lagerstättengestaltung unter langandauernder statischer Kristallisation, wie sie im Bushveld Südafrikas ihren klassischen Höhepunkt erfährt. Im Raduschatyp sind formal und strukturell verschiedene Chromitlagerstätten vertreten, Schlierenstock, Schlierenplatte, Ovoiderztypen usw. können sich hier, nicht ganz ohne Regel in ihrer Verteilung, im gleichen Peridotitmassiv zusammenfinden.

Aus mineralogischen Bedingtheiten, aus Formen und Strukturen kann auf Ruhe und Bewegung, auf Magmenspaltung und Kristallisationsdifferentiation nebeneinander und nacheinander als wirkende Gestaltungskräfte von Chromitlagerstätte und Muttergestein geschlossen werden.

Für den Orogentypus des hochbasischen Zyklus, im besonderen für die durch Ormigliatyp und Raduschatyp der Chromerzlagerstätten gekennzeichneten Orogenperidotite von Balkanhalbinsel und Kleinasien bleibt

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

es noch fraglich, wie weit überall die dort heute erkennbare Raumausbreitung des Peridotits — abgesehen von Verschiebungen durch nachfolgende postmagmatische Tektonik — aus einheitlichem undifferenziertem Magma oder aus bereits differenziertem, in Teilschmelzflüssen gespaltenem Magma erfolgt ist. Die Untersuchung des Innenbaues der hochbasischen Gesteinsmassive, welcher der nächste Abschnitt gewidmet ist, legt dar, wie sehr gerade der vielfach erkennbare magmatisch geschichtete Stockwerksbau zugunsten des Hochstieges von bereits differenziertem Magma spricht, das aus einem noch tieferen Magmenkeller mit wahrscheinlich vorwiegend gravitativer Kristallisationsdifferentiation bezogen wurde.

IV. Innere Zonengliederung Chromerz führender Peridotitmassive.

In den ersten, die Geologie des Chromerz führenden Peridotitmassives bei Raduscha westlich Skoplje in Mazedonien eingehender behandelnden Arbeiten von M. DONATH [36] einerseits und G. HIESSLEITNER [63] anderseits war bereits die Tatsache vermerkt, daß dort die großen Chromiterzstöcke nahe zur Unterlage, also entlang dem Liegendrand des Serpentins angeordnet sind.

W. HENCKMANN [323] hatte zur gleichen Zeit für die türkischen Chromerzlagerstätten hervorgehoben, daß in den Peridotitmassiven hinsichtlich der Chromerzanhäufungen eine „leichte" und eine „schwere" sowie eine „Sammelzone" unterscheidbar seien; die erstere, vom „Eruptivschlot" entfernter, führe die chromitärmeren Sprenkelerzlagerstätten, während in der „schweren" und „Sammelzone", dem Schlot nähergerückt, die derben Reicherzvorkommen angeordnet wären.

In den seither verflossenen Jahren konnte die petrographische und geologische Kenntnis des Raduscha-Serpentinmassivs in Mazedonien, vor allem dank des darin umgehenden, intensiv entwickelten Chromerzbergbaues, im einzelnen weiter vorgebracht werden, wobei langsam sich ein verhältnismäßig klar herausstellbares Zonenbild vom inneren Aufbau dieses Massivs zu erkennen gab. In der knappen Studie „Geologie und Bergbau der Chromerzlagerstätten des Balkans" ([6] 1937) habe ich erstmalig den zonen-, bzw. schichtartigen Aufbau dieses Gebietes in Profil und kurzer Beschreibung aufgezeigt. Diese Erkenntnis wurde seither vervollkommnet und konnte, durch Vergleiche mit einer Reihe anderer Chromerzgebiete des Balkans und Kleinasiens gestützt, zu einigen grundsätzlichen Beobachtungen und Schlüssen über inneren Bau peridotitischer Massive im allgemeinen vorgelangen.

Daß gerade das Serpentinmassiv zwischen Vardar- und Lepenactal Mazedoniens in besonderem Maße für das Studium des Innenbauproblems sich eignet, ist — hier schon wiederholt betont — seiner besonderen tektonischen Stellung zu danken. Obwohl knapp am Hauptstörungsgebiet der NNW-SSO streichenden Vardar-Schuppenzone gelegen, stand der Hauptteil dieses Serpentinmassivs, geschützt durch den gegen die Vardarzone vorragenden Kristallinsporn des Schar planina-Gebirges, gleichsam im tektonischen Schatten und wurde nur an seinem NO-Rand von der engscharigen intensiven Zerschuppung erfaßt; im übrigen hat es, trotz reichlicher Durchstörung kleineren und mittleren Ausmaßes, seinen inneren Zusammenhang, seine ursprüngliche Geschlossenheit bewahrt. Dieses chromreichste der balkanischen Serpentinmassive, dessen geologische

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Verbandsverhältnisse bereits im ersten Teil dieser Darstellung ausführlich besprochen wurden, mißt in seiner Längserstreckung, die auch ungefähr dem Streichen seiner Unterlage aus hauptsächlich phyllitischen Schiefern und Kalken parallel geht, etwa 15 *km* in NW-SO-Richtung, quer dazu 3—5 *km* in oberflächlichen Dimensionen, bei einem vermutbaren Tiefgang von etwa 1·5—2·0 *km*.

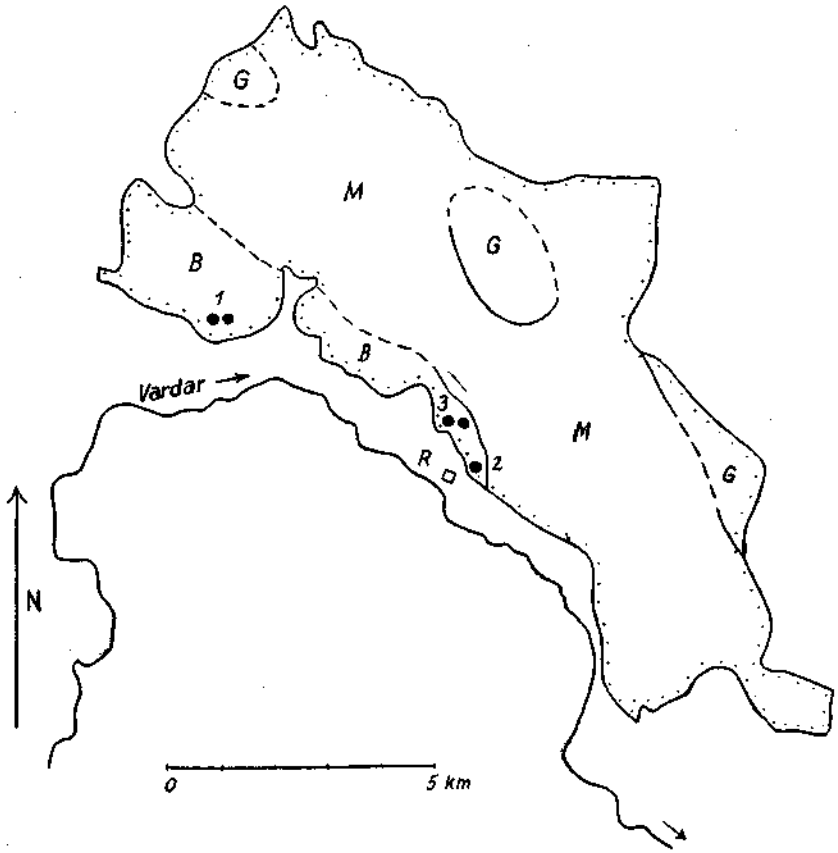


Abb. 125. Zonenkärtchen des Chromerz führenden Peridotitmassivs von Raduscha. *B* = Basiszone mit massiven Erzstöcken (Nr. 1 = Orašje, Nr. 2 = Nada, Nr. 3 = Gorne Raduscha und Raduscha reka), *M* = Erzarme Mittlere Gebankte Zone, *G* = Gorancezone, reich an Schlierenplatten, *R* = Werksanlage Raduscha.

Die Querprofile durch das Raduscha-Serpentinmassiv zeigen einen gleichartigen, durch Lagerstättentypen und petrographische Ausbildungsweise gekennzeichneten Aufbau, die Andeutung einer durch magmatische Schichtung bedingten Zonengliederung. Für die Unterscheidbarkeit der Zonen gelten nun freilich nicht immer klare, geologisch scharf kartierbare Grenzen, da Übergänge und unscheinbare Gesteinswechsel oft keine in die Augen springenden Unterschiede vermitteln. Immerhin kann eine Zonenabgrenzung im Maßstab 1 : 100.000 schon annähernd versucht werden. Dabei sind aber Einzelheiten der Zonen-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gliederung fallweise morphologisch doch recht gut angedeutet und vermögen ein eindruckvolles Bild vom schichtweisen Aufbau einer mächtigen basischen Masse zu liefern:

Die Basiszone, bis zu einigen 100 *m* mächtig, nicht überall ausgebildet, folgt der Schieferunterlage zunächst. Sie ist gekennzeichnet durch unregelmäßiges, fladenartiges Aneinanderstoßen Pyroxen führender und dunitischer Peridotitgesteinsmassen. In letzteren treten die großen Derberzstöcke Chromit auf, meist massig struiert, zum kleinen Teil in korngeregelter Struktur; Sprenkelerzausbildung überhaupt und ihre Anordnung in Schlierenplatten treten zurück. Schichtparallele Bankung ist in der Basiszone wenig zu finden.

Es scheint fraglich, ob die Basiszone überall vorhanden ist. Ihr vermutbares Fehlen in einzelnen Abschnitten des Gebietes zwischen Orašje und Raduscha, ohne daß mit Sicherheit tektonische Ursachen hiefür erkennbar wären, hat die Vorstellung geweckt, daß primär mit dem Magmenaufstieg sich sackartige Vertiefungen, Einbeulungen der Unterlage herausbildeten, die für die Platznahme der Basiszone, soweit sie nicht durchgehend vorhanden ist, vorweg benutzt wurden. Diese Vorstellung findet sich auf dem etwas schematisierten petrographischen Querschnitt durch den Raduschaserpentin auf Tafel IX wiedergegeben; sie hat erst noch weiteren Beobachtungen und Erfahrungen standzuhalten, bevor tektonische Ursachen für das fallweise Fehlen der Basiszone vollständig ausgeschaltet werden dürfen.

Über der Basiszone baut sich, in allen Querprofilen feststellbar, allmählich, ohne eigentliche Grenze, die erzarme gebankte Zone auf, auch „Mittlere gebankte Zone" zu bezeichnen; sie ist das eigentliche Rückgrat des basischen Massivs. Diese Zone ist gekennzeichnet durch lagenweisen Wechsel von im Streichen lang aushaltenden, dunitischen und Pyroxen führenden Peridotitgesteinen, wobei die einzelnen Lagen, sich parallel übereinandertürmend, ein um die N-Richtung schwankendes, flaches bis mittelsteiles Einfallen haben.

Die Mächtigkeit der einzelnen Gesteinslagen, Pyroxen führend oder pyroxenfrei, schwankt von wenigen Metern bis zu 50 *m* und mehr.

Härte- und Verwitterbarkeitsunterschiede zwischen den petrographisch verschiedenen Gesteinslagen bewirken im nackten Steilgelände auch morphologisch ein Hervortreten der magmatischen Schichtgrenzen, in Form von Gefällsknicken, von Terassenbildungen herab bis zu winzigen Ansätzen von solchen, von Lockerbildungen und beginnenden Schutthalden. Besteht Bewachsung mit Eichenbuschwald oder Juniperus — den Acaccaeen des Bushveld vergleichbar — im sonst halbnackten Gelände, so findet der Baumwuchs entlang der Terassenansätze und Lockerbildungen, die auch die Feuchtigkeit zurückhalten, begünstigtes Wachstum; es entstehen dabei oft parallele, linear ausgerichtete Buschreihen, welche dem Beschauer eindringlich den Verlauf der magmatischen Gesteinsgrenzen und ihrer konform verlaufenden Schichtungsbankung — als eine der Peridotit-Bankungen — vor Augen führen (Abb. 19 und 127).

Ein weiteres äußeres Kennzeichen der gebankten Zone ist, wie auch ihr Name besagen soll, eine oft scharf ausgeprägte Bankung, die namentlich in den Pyroxen führenden Gesteinen hervortritt, aber auch den Duniten nicht fehlt. Es liegt eine ungefähr parallelepipedische Bankungsabsonderung vor, wobei aber nur jeweils eine der drei Bankungsebenen, schärfer und regelmäßiger ausgeprägt als die beiden anderen, die sinnfällige „Gesteinsbankung" ausmacht. Dies ist aber in der Regel nicht die Schichtungsbankung, welch letztere fallweise gleich den Gesteinsgrenzen, weil wie diese flach verlaufend, da und dort durch Buschreihen ausgezeichnet sein kann; sondern die Hauptbankungsfugen stehen vielfach ungefähr

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

senkrecht auf die magmatischen Schichtgrenzflächen, sind also steil gestellt, mit ihrer Streichrichtung um die N—S-Richtung pendelnd.

Die Ebene der Hauptbankungsfuge ist zugleich auch häufig der Ebene parallel, welcher die Schlierenplattenausbildung der Chromitausscheidungen innerhalb der dunitischen Gesteinslagen folgen.

Es ist ferner eine wesentliche Beobachtung, daß die Richtung dieser Hauptbankungsfugen quer durch den magmatischen Gesteinslagenwechsel ungehindert durchsetzen kann, daß also das gesamte basische Massiv, bereits in horizontale Gesteinslagen differenziert, aber noch als flüssiger Brei, unter einheitlichen Abkühlungsspannungen und die sich bildenden Abkühlungsklüfte mehr minder unter einem einheitlichen Richtungsgesetz standen.

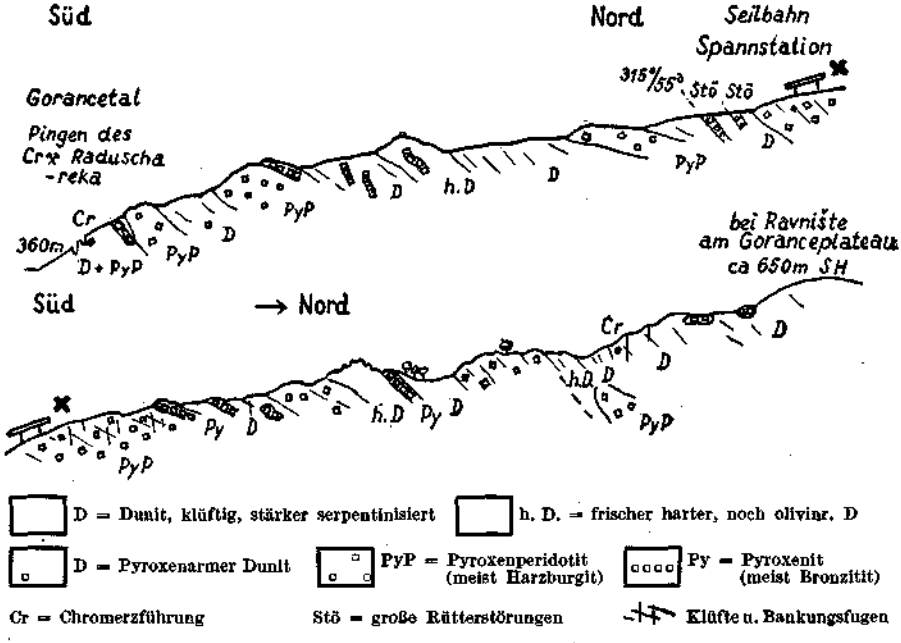


Abb. 126. Der magmatische Schichtenaufbau des Raduschamassivs im Profil Raduscha reka-Ravniště.

Das petrographisch-geologische Detailprofil, Abb. 126, vereinfacht aber ungefähr doch maßstabrichtig, für den Querschnitt Raduscha-Ravniště gültig, zeigt die Verhältnisse in einem Idealschnitt zusammengezogen, wie sie im einzelnen beobachtet und im Zusammenhang wie vorstehend dargelegt gedeutet wurden. Bei weiterer Ausdehnung des Längsprofiles im Streichen würde freilich zum Ausdruck kommen müssen, daß nicht immer eine ganz strenge Horizontbeständigkeit der einzelnen magmatischen Schichtglieder besteht, sondern Auskeilen, Wiederansetzen, öfters flach linsenförmige Ausbreitung vor sich gehen können, ohne jedoch damit den geschlossenen Gesamteindruck von der mittleren gebankten Zone Abbruch zu tun.

Die geologische Einzelaufnahme mehrerer Querprofile im Raduschabereich verzeichnete auch die vorzüglich in den Duniten verlagerten reinen Pyroxenitschlieren. In Gesamtheit gesehen, bestünde die Aufspaltung der basischen Massen darin, daß ein pyroxenperidotitisch aufgebautes Stamm-Magma sich lagenweise in Pyroxenperidotitmassen mit wechselndem Pyroxengehalt scheide, wobei in dunitischen Lagen der auf

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

diesen Abschnitt entfallende Pyroxengehalt in massigen Schlieren gehäuft unregelmäßig verteilt wäre.

Das dargestellte Einzelprofil durch das Raduschamassiv ist in seinen Grundzügen auch in den anderen Querprofilen des ausgedehnten Peridotitstockes in guter Deutlichkeit wieder zu erkennen. Damit offenbart sich ein grandioser magmatischer Schichtaufbau, der in seiner Gesetzmäßigkeit über die lokale Bedeutung hinaus auch für die Klärung des Baues anderer basischer Massive und ihrer Chromerzlagerstätten Beiträge zu liefern vermag.

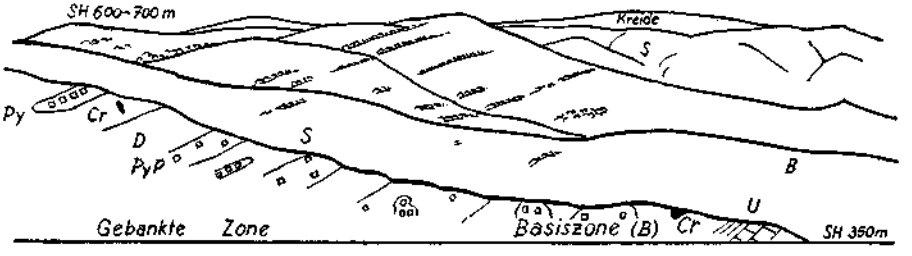


Abb. 127. Ansichtsskizze vom Lagenbau des Raduschamassivs. Blick vom Weg Raduscha nach Ravniště gegen NO.

Vordergrund: Profilandeutung von Basiszone und Gebankte Zone (D = Dunit, PyP = Pyroxenperidotit, Py = Pyroxenit, Cr = Chromitlagerstätte, U = Schiefer-Kalk-Unterlage. Mittelgrund: Gebankte Zone des Peridotitmassivs; die magmatischen Schichtungsfugen, mäßig steil N = fallend, begünstigen den Baumwuchs.

Im Hintergrund schneidet die transgressive Oberkreide von Kučkovo flach über die Schichtköpfe der Peridotitmassen (S) hinweg, über beide spannt sich die pliozäne Hochfläche.

Die Konservierung dieses Schichtenbaues im großen bis herunter zur Abkühlungsbankung im kleinen — von jüngerer tektonischer Durchstörung abgesehen — zeitlich den später erfolgten Vorgang der Serpentinisierung überdauernd, beweist, daß letztere ohne eigentliche Volumvermehrung als reine Pseudomorphose vor sich ging.

Die Mächtigkeit der mittleren gebankten Zone, bis zum Auftreten der sprenkelerzreichen Dunitzone von Gorance im Hangendbereich gemessen, senkrecht zum Schichtfallen, ist ungefähr mit 1000 m anzugeben.

Das Fehlen von Basiszone im Bereich der letzten Kilometer des Vardarlaufes vor Verlassen des Raduscha-Peridotitmassivs bei Kysela voda und Eintritt in die Skopljer Ebene, ist dem Eingreifen einer Randstörung des Skopljer Beckens zuzuschreiben. An ihr liegt, längs steil gestellter phyllitischer Schiefer der Unterlage, eine Zunge sandigen Jungtertiärs eingeklemmt, der kühle Schwefelsäuerling steigt an ihr empor. Die flach zum Vardartal absinkenden Kalkbänke des Schedenberges stoßen stumpf an Serpentin ab. Die chromreiche Basiszone des Peridotitmassivs ist hier in die Tiefe versenkt. In steiler Wandflucht steigt unmittelbar die geschichtete, fast erzleere Serpentinzone aus der Talsohle empor; die flach nordwärts absinkende magmatische Schichtung verrät sich, besonders bei schräger Beleuchtung hervortretend, durch horizontal verlaufende Grasbänder, während die steilstehende Hauptbankung klotzige Felsabstürze erzeugt. (Siehe auch Abb. 14 und 18.)

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Gorancezone im Raduschamassiv kann als Zone für sich oder nur als Einzelfall einer chromitreichen pyroxenarmen bis dunitischen Schichtlage innerhalb des höheren Abschnittes der gebankten Zone aufgefaßt werden; ihre Mächtigkeit umfaßt 200—500 *m*.

Über der Gorancezone setzt der Wechsel magmatisch geschichteter pyroxenreicher und pyroxenarmer Peridotitlagen noch weiter fort.

Die Pyroxenperidotite der gebankten Zone sind im Ravništeprofil vorwiegend Harzburgite, vereinzelt Lherzolithe und noch seltener Wehrlite; eine Gesetzmäßigkeit ihrer gegenseitigen Verbreitung wurde nicht erkannt.

Die Dunite der gebankten Zone und im besonderen jene der Gorancezone in ihr sind vorzüglich die Heimat der als „Schlierenplatten" bezeichneten Ausbildungsform von Chromitlagerstätten. Die Lagerstätten Ravnište und Belikamen, heute bereits ausgebaut, mit 20.000 bzw. 40.000 *t* Erzinhalt, der heute in Abbau befindliche bedeutende Erzkörper Andre II und eine Reihe kleinerer und mittlerer Lagerstätten des Gorancereviers sind Schlierenplatten.

Steil, fast senkrecht zum Flächenverlauf der magmatischen Schichtung stehend, bilden die Schlierenplatten in Dunit schwimmende, planparallel ausgerichtete Sprenkelerzkörper.

Schlierenplatten, die Herausbildung einer Basiszone mit Anordnung stockförmig massierter Chromerzkörper, darüber die Ausbreitung einer mächtigen gebankten, vorwiegend aus Pyroxenperidotit zusammengesetzten, in diesem fast durchwegs sterilen Zone, sind zusammen mit den übrigen Erscheinungen des hier anzutreffenden magmatischen Lagenbaues die Hauptkennzeichen der nach Raduschavorbild gebauten basisch-ultrabasischen Chromerz führenden Massive.

Der Teilquerschnitt in der Längsrichtung des Raduschamassivs (Tafel IX) zeigt überdies an, wie das Schlierenplattenstreichen und -einfallen in der Regel, wie erwähnt, mit der steilgestellten Hauptbankungsrichtung zusammenfällt. Besonders schön ist diese Beobachtung an den messerscharf ausgerichteten Schlierenplatten der Lagerstätten „Raskop" bei Raduscha zu machen, in einem mittleren Abschnitt der gebankten Zone, fehlt aber auch an den Haupterzplatten der höheren Gorancezone nicht. Das Goranceplateau, beherrscht von einer lokalen Grabentektonik mit ihren Randstörungen, hat allerdings Schollenverstellungen erlitten, die fallweise Abweichungen von den sonst das übrige Massiv ziemlich gleichartig durchsetzenden Plattenrichtungen mit sich brachten. Auch primär kann örtlich geänderte Bankungsrichtung in Wechselwirkung mit entsprechender Abweichung der Schlierenplattenrichtung verbunden sein.

In petrographischer Hinsicht ist im Raduschamassiv noch auffällig, daß die reinen Pyroxenitschlieren, meist ebenfalls in flache horizontal ausgebreitete Fladen gedehnt, vorzüglich in den dunitischen Horizonten lagern, während die Pyroxenperidotitlagen von Pyroxenit in der Regel nur in Gangschlieren oder in dünnen Gängchen durchsetzt werden. Es hat den Anschein, als würden die Pyroxenschlieren im Dunit nur die pyroxenitische Aussaigerung der ursprünglich ebenfalls pyroxenperidotitisch zusammengesetzten jetzt dunitischen Gesteinslage entsprechen.

Die Frage bleibt offen, ob im Rhythmus der pyroxenfreien und pyroxenhaltigen Peridotitlagen nicht jeweils schon der schwerere Dunit mit Chromit unten und der leichtere Pyroxenperidotit oben zu einer Saigerungs-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

oder Entmischungseinheit zweiter Ordnung im Gesamtprozeß eines beginnenden „Crystal settling" zusammengehören.

Zu den lagerstättenkundlichen Eigentümlichkeiten der mittleren gebankten Zone ist ferner anzuführen, daß ihr vor allem, wenn auch nicht ausschließlich, die Erzvorkommen mit sphärischen Strukturen angehören, meist in Form von Kleinvorkommen als Leoparderz.

Ausschließlich vorbehalten der gebankten Zone, u. zw. ihrem mittleren Abschnitt, ist ferner — nach bisherigen Beobachtungen — der Chromerztypus „Ringelerz" oder Erzovoid mit zweiter (ausnahmsweise dritter) Erzschale: die Vorkommen Kavir Odjak, dessen Erzstruktur ich bereits 1931 [63] beschrieb und abbildete, sowie Kysela voda liegen vereinzelt im Dunit inmitten der nach oben und unten sterilen pyroxenperidotitischen gebankten Zone.

Anorthositschlieren, bzw. Gangschlieren von Gabbropegmatit, Gabbroaplit, sind in der mittleren Zone häufiger zugegen als in der Basiszone.

Gewiß sind bei scheinbarer Einförmigkeit im Aufbau des Raduscha-Peridotitmassivs die zonaren Unterschiede nicht allsogleich in die Augen springend, aber die Erkenntnis, einmal gewonnen und petrographisch, lagerstättenkundlich und nicht zuletzt auch morphologisch immer wieder durch Begehungen und Untersuchungen erprobt, ist dieses innere Baugesetz auch nicht mehr aus den Augen zu verlieren.

Im besonderen ist es die mittlere gebankte Zone, welche die äußere Erscheinung des magmatischen Schichtaufbaues bestreitet und Orientierung in der Horizontierbarkeit desselben rasch ermöglicht. Öfters ist in dieser Zone der dunitische Anteil im Schichtaufbau so stark zurückgetreten, daß die Pyroxenperidotite fast allein das Profil beherrschen: Nach deutlich erkennbaren Schichtungsfugen gebankt, von steilstehender Bankung durchsetzt, ohne Dunit meist erzleer und somit eine Sterilzone verkörpernd, hat die mittlere gebankte Zone ein höchst kennzeichnendes und einprägsames Antlitz.

Die Beobachtungen und Schlüsse über inneren Aufbau des Raduschamassivs sind nicht nur für die lokalen praktischen Bergbauaufgaben, für den Ausrichtungsbau der Chromerzgewinnung von Bedeutung, sondern sie gestatten auch, nach ähnlichen Gesetzlichkeiten im Aufbau anderer Peridotitmassive zu suchen und damit an allgemeine Grundfragen des Baues basischer Massive heranzukommen.

Schon 1937 habe ich in einem Vortrage am Leobner Bergmannstag [6] für die im Raduscha-Peridotit auftretenden Merkmale magmatischer Schichtung den Vergleich mit der allerdings unvergleichlich großartigeren und sinnfälligeren magmatischen Großschichtung des Bushveld Igneous Complex in Südafrika nicht gescheut.

Im Vergleich noch näher passend, vor allem auch in petrographischer Beziehung, ebenfalls 1937 angezogen, stehen die geschichteten Peridotitmassen der Trout River area in New Foundland, Kanada, die Earl INGERSON [660] eingehend schildert.

Am Trout River (Tafel IX a, nach Textangaben [660] vereinfacht gezeichnet) handelt es sich um wenig gestörte, in sich ruhig gelagerte Peridotitmassen, in Größenausdehnung

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

von 16×10 *km* und 15×9 *km*, die als Lakkolithintrusionen in altpaläozoische Schichten aufgefaßt werden. Ähnlich wie im Bushveld treten hier feldspatreiche Gesteinslagen als gewichtiges Bauelement innerhalb des Peridotitmassivs auf, während im Vardarbezirk Mazedoniens Feldspat in den gesteinsbildend nur untergeordnet verbreiteten Gabbropegmatiten zugegen ist. Eine „Basalzone" wird unterschieden, für sich 4—5 *km* dick, von Dunit und Bronzitperidotit zusammengesetzt, mit Bronzitschlieren und langlinsigen Chromitkörpern, die bis 1·8 *m* mächtig, innerhalb der oberen Basalzone in dünnen Reihen schichtparallel ausgezogen angeordnet sind. Darüber folgt die „Kritische Zone", 2·2 *km* stark, aus Feldspat führenden Peridotitlagen bestehend, nur vereinzelt Chromitvorkommen bergend. Bedeckt wird die kritische Zone von einer dünnen 0·5 *km* mächtigen Lage von Dunit und Pyroxenperidotit.

Die Lagenstruktur der basischen Massen des Trout-Riverbezirkes wird von INGERSON erklärt durch gravitative Kristallisationsdifferentiation eines Magmas. Die Wiederholung von Gesteinslagen gleicher mineralogischer Zusammensetzung sei ermöglicht gewesen entweder durch Zuströmen neuen Magmas oder durch Auflösen schon halb verfestigter Magmenteile und späteres Wiederausscheiden derselben.

Als Eruptionstemperatur wird 1200° C veranschlagt. Von Wesenheit ist, daß die petrographischen Erscheinungen auch hier auf „gleichzeitiges Flüssigsein" der Gesteinsglieder während der Platznahme deuten. Die Textur der Gesteine ist feinkristallin, die ausgeübte Kontaktmetamorphose unbedeutend.

Wird der Vergleich des New Foundland Lakkolithen zur Peridotitmasse des Vardarbezirkes bei Raduscha gezogen, so scheint allerdings bei Raduscha die sogenannte kritische Zone verkümmert zu sein, es sei denn, daß man hiefür die gesamte mittlere gebankte Zone mit ihren häufigeren Gabbropegmatiteinschaltungen als ungefähres Analogon in Anspruch nimmt. Die allerdings erst in höheren Abschnitten Chromerz führende Basalzone New Foundlands würde der chromreichen Basiszone von Raduscha entsprechen.

Die klassische Stätte von Lagenbau und magmatischer Schichtung basischer Intrusivmassen ist der Bushveld Igneous Complex in Südafrika.

Die Hinweise auf die Beziehungen zwischen Chromit und Platin im Abschnitt III brachten bereits Einzelheiten aus dem geologischen Bau des Bushveld in Erinnerung. Tabelle und Textangabe von A. L. HALL [598] habe ich zu Abb. 2 auf Tafel IX benützt, um damit ein vereinfachtes, anschauliches Querschnittbild durch den Bushveld den Verhältnissen des Raduschalakkolithen gegenüberzustellen. Die Beziehungen sind freilich höchst allgemeiner Natur: Lagenbau überhaupt, Differentiation z. T. unter Schwereeinwirkung, die leichteren Gesteinszonen im Hangend über den schwereren im Liegend, Chromitreichtum der unteren Zonen.

Daß nicht allzu ähnliche Verhältnisse magmatischer Schichtung in Raduscha und im Bushveld sich gegenüberstehen, ist u. a. schon aus der großen petrographischen Verschiedenheit erklärlich: die basischen Massive des Balkans sind gegenüber dem Bushveld um einen kräftigen Skalenteil ins Basischere gerückt, Feldspatperidotite und mächtige Noritzonen sind selten. Gabbros, Olivingabbros stehen am Balkan nur ausnahmsweise in gleichzeitig flüssigem Verband mit den Peridotiten, in der Regel gehören sie zur unmittelbaren Eruptionsnachfolge der bereits erstarrten ultrabasischen Massen. — In wenigen Fällen, so bei Raška und Rogozna im Ibartal Südwestserbiens, ist schlieriger Ausfall von Gabbro innerhalb Peridotit und gleichzeitig mit diesem verfestigt, durch Feldbefund und Dünnschliff nachzuweisen; es sind dies aber untergeordnete Massen, nur wenig über das übliche Auftreten von Gabbropegmatiten hinauswachsend.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Nur die dem Lojane-Chalkidike-ast der Vardar-Peridotitzone angehörenden basischen Massen beanspruchen fallweise eine Ausnahmsstellung, indem gabbroide Zonen zwar scharf abgegrenzt, aber doch in einem gemeinsamen Stockwerksbau mit peridotitischen-pyroxenitischen Gesteinszonen zusammentreten.

Die übrigen großen Gabbromassen im Bereich der Balkanperidotite erweisen sich als relativ jüngere, den Peridotit durchbrechende Eruptiva, sie spielen demnach im magmatischen Schichtungsvorgang des Peridotitzyklus keine Rolle.

Der Vergleich mit dem Bushveld führt am ehesten dazu, für dessen „kritische Zone" im gesamten Raduscha-Lakkolith etwas ungefähr Entsprechendes zu sehen; doch wäre in Raduscha die „kritische Zone" unterteilt in eine basale, an Chromerzstöcken reiche und eine mittlere gebankte Zone, mit etwas lockerer Chromerzführung. Die eigentliche „basale Zone" des Bushveld, wie auch die „Übergangszone" wären in Raduscha ebenso unterdrückt wie der die kritische Zone überlagernde Haupt-Noritgürtel mit den Titan-Magnetitbändern im Hangend und die oberste saure Noritzone, all dies, weil eben der saure Pol der basischen Magmenspaltung, von den Restnachschüben gabbropegmatitischer Gänge abgesehen, in Raduscha fehlt.

Ein weiteres eindrucksvolles Beispiel von Kristallisationsdifferentiation und magmatischer Schichtung bietet der schon im Abschn. III erwähnte Great Dyke in Südrhodesien, von gleichem Eruptionsalter — vorpermisch — wie der Bushveld; auch er besitzt eine Basiszone, von Harzburgit mit teilweise flözartiger Chromerzführung (Abb. 130) eingenommen, darüber breitet sich die Hauptmasse von augitreichen Noriten und Feldspatpyroxeniten aus, letztere durch Pt-Erze bemerkenswert. Auch hier kann eine Analogie, ins Große gesehen, mit chromreicher Basiszone und mittlerer gebankter Zone des Vardarraumes angedeutet sein. Vermutbare Pt-Führung wäre so — wie aus anderen vergleichbaren Gründen auch, worauf noch zurückgekommen wird — am Balkan in die mittlere gebankte Zone zu verweisen.

Von großzügigem magmatischem Schichtenbau werden auch die basischen Gesteine des Stillwater Complex im Staate Montana der USA beherrscht; die bezügliche Originalarbeit von SAMPSON, HOWLAND, PEOPLES [659] steht mir leider nicht zur Verfügung.

Ganz allgemein scheint sich herauszustellen, daß fast alle Peridotitmassive, Chromerz führend oder nicht, die sich in großem Stile, sei es unter Orogen- oder Anorogenbedingungen, entfalten konnten, einen Innenbau von lagen- oder schichtartigem Stockwerks-Charakter besitzen.

Den bereits angeführten und näher in Vergleich gesetzten Vorkommen des Trout river in New Foundland, des Bushveld, des Great Dyke, seien noch kurze Hinweise auf weitere außerbalkanisch-anatolische Peridotitmassive angefügt, wo ebenfalls magmatischer Schichtungscharakter oder Lagenbau in Erscheinung tritt. Überwiegend sind es Vorkommen aus dem Orogentypus basischer Massen.

V. HAUSEN [493] hat jüngst magmatischen Lagenbau von dem basischen Halditjokkomassiv in Nordfinnland bekannt gemacht.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

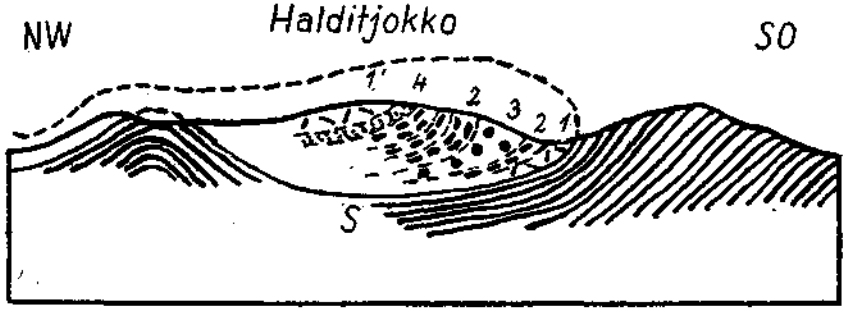


Abb. 128. Der schichtige Aufbau des basischen Halditjokkomassivs in Nordfinnland, nach H. HAUSEN (Abb. 6, p. 524 in [493]; überhöht).
1 = hyperitischer Gabbro, *1'* = Olivingabbro, *2* = gebänderte Troktolithe, *3* = Olivinfelse, *4* = Uralitdiabas. *S* = Schiefer der Unterlage.

Die magmatischen Grenzflächen der einzelnen Spaltglieder liegen auch hier parallel zur Unterlage, die aus kristallinen Schiefern besteht, die Gesteine selbst tragen Fließspuren, die ebenfalls parallel zur Unterlage verlaufen. Über Hyperit (Hypersthen und Apatit führender Gabbronorit) breitet sich abwechselnd Olivinfels und Troktolith (Plagioklas-Peridotit) aus, nach oben schließt Olivingabbro ab.

Umgekehrtes, das Schwere nach oben, hat A. HARKER ([505] cit. HAUSEN) von der Insel Rum, Nordwestschottland, beschrieben, wo Peridotit die Plagioklas führenden Olivin-Pyroxengesteine überlagert.

In Petsamo in Nordfinnland umfaßt nach Heikki VÄYRYNEN [497] die Petrologie des Ni-Erzfeldes von Kaulatunturi eine ultrabasische Serie Serpentine, Pyroxenserpentine, Pyroxenite, Pyroxenitgabbros, Gabbro und Gabbrodiorite, welche mit den Schiefern „konkordante Platten" bilden.

Nach VÄYRYNEN: Übergänge von Pyroxenit zu Serpentin ziemlich scharf, zu Gabbro langsam. Serpentin überwiegt den Gabbro, also sehr basisches Stamm-Magma. Die Trennung in Olivingesteine, Pyroxenite und Gabbro wird in die Zeit des Aufstieges in mobile Zonen verlegt.

Der geschichtete magmatische Bau des basischen Nygårdplutons in Mittelschweden wurde von W. LARSSON [494 a] dargestellt.

Das Peridotitgebiet, Chrom und Platin führend, von Krasno-Uralsk im mittleren Ural fand bereits im vorhergehenden Abschnitt in der Erörterung über die Beziehung von Chrom zu Platin entsprechenden Hinweis, wobei der stockwerkartige Aufbau des Massivs hervorgehoben wurde.

In den Profilen, welche dem Führer zum Internationalen Geologenkongreß 1937 [547] beigegeben sind, nimmt die Dunitzone mit ihren Metallkonzentrationen den tiefsten Platz im Stockwerk ein, ihr auf liegen Pyroxenite und darüber Gabbros.

Auf der Chromerzlagerstätte Saranowskaya im mittleren Ural stehen ein flözartiges Vorkommen von Al-reichem Derberz und Sprenkelerz, der hochserpentinisierte Harzburgit als Muttergestein sowie ein gabbrodioritischer Gesteinszug in engem Lagenverband innerhalb und konform zu einer devonen Schieferserie.

A. G. BETEKHTIN in [538] bringt eine Einzeldarstellung über Saranowskaya; aus eigener Anschauung gewonnene Angaben von der Besuchsfahrt I. G. C. 1937 habe ich in [540] niedergelegt. — Die Lagerstätte Saranowskaya, formal dem Ormigliatyp der

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

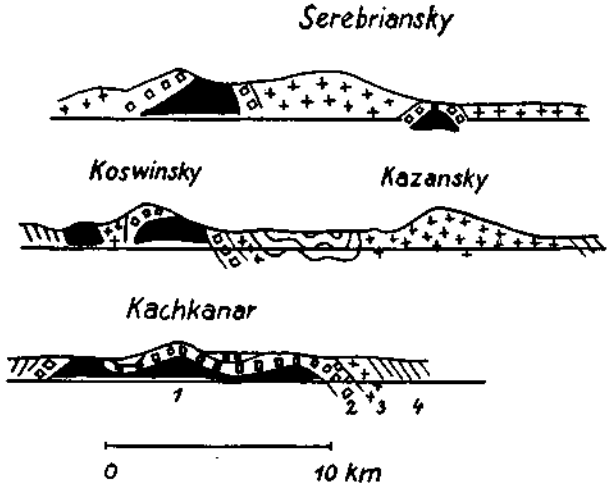


Abb. 129. Profile aus dem Stockwerksbau des Pt-führenden Nishni Tagil Dunit Massivs (Ural). (Nach A. N. ZAVARITSKY und A. G. BETEKHTIN [547]).

1 = Dunit, *2* = Pyroxenit, *3* = Gabbro und Diorit, *4* = Serie sedim. und vulk. Gesteine.

balkanischen Chromlagerstätten am nächsten zu stellen, scheint aber Platznahme und Erstarrung unter gerichtetem Druck vollzogen zu haben, damit in den Entstehungsbedingnissen etwas jenen der Titanomagnetitplatten in Gabbro (z. B. Kusa, Südural) sich nähernd, die als Erzschmelzen in erstarrendes Gabbrogestein eindrangen und mit diesem zusammengepreßt wurden.

Kenntnis über das ultrabasische Shordzamassiv in Transkaukasien, nächst des Sevansees, vermittelt eine Arbeit von A. G. BETEKHTIN [356], enthalten im Sammelwerk „Chromit in USSR", Moskau 1937. Wird zwar ein Lagenbau nicht im besonderen betont, so ist doch an Hand der geologischen Karte ein solcher zu vermuten und O—W streichende Achse hiefür anzunehmen.

Das Massiv ist aus Dunit, Harzburgit, Wehrlit, Lherzolith, Pyroxenit und Troktolith zusammengesetzt, für die BETEKHTIN gleichzeitige Erstarrung annimmt; nach ihm sind die Dunite in Peridotit als längliche Körper eingebettet, die mit den Umrissen des Massivs parallel laufen. Bei der Intrusion bestanden bereits Teilschmelzen. Die Chromitvorkommen liegen ausschließlich in den Duniten und sind früh- bis spätmagmatischer Natur.

Auf die Metamorphose der Randzonen des Massivs und auf die Altersdeutung der Intrusion durch A. G. BETEKHTIN wird in den folgenden Abschnitten Bezug genommen.

Der Serpentingürtel der Appalachen in Nordamerika begleitet nach Bertrand T. DENIS [640] die gefalteten und sonst gestörten Ketten dieser paläozoischen Gebirgsbildung in einer langen schmalen Zone parallel zur Achse des Gebirgsstreichens NO—SW. Das Hauptgestein ist Diabas, in kleineren Beträgen mit diesem verbunden sind mehr weniger serpentinisierter Dunit, Pyroxenperidotit und Pyroxenit. Die Serpentingesteine nehmen basale Stellung ein und werden von Diabas überdeckt.

Nach DENIS: Serpentininseln begleiten den Diabas an beiden Rändern. Chromit ist nicht immer an Dunit gebunden, tritt auch in Lherzolith auf. Die Chromerzlager folgen der Großstruktur des Gebirgstreichens, ohne daß jedoch eine Horizontierbarkeit der Erzführung vorläge. Neben zahlreichen Granitdurchbrüchen finden sich reichlich auch

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

solche von feinkörnigen Apliten (ohne Magnesiaminerale), die als Ausscheidung des Peridotitmagmas aufgefaßt werden (Gabbroaplite ?).

Bezüglich der häufigen Erscheinung von Metamorphose des Chromspinells infolge Granitdurchdringung und Tektonik siehe die bezüglichen Bemerkungen in Abschnitt VI.

Für Westabessinien, dem Gebiet der Platinlagerstätten am Birbir, geben VON ZUR MÜHLEN [611] sowie F. HERMANN und G. GÜNTHER [600] folgende Gliederung des basischen Massivs: im Kern Dunit, dann folgt Pyroxenit und nach außen Hornblendegabbro.

Innerhalb des Dunitmassivs tritt das als „Birbirit" bezeichnete quarzitische Gestein auf (eisenschüssig, feinkristallin) mit Cr-Gehalt 0·6—0·9%, also doppelt so hoch wie jener des Dunits, eigentliche Chromanhäufungen darin sind jedoch bisher nicht bekannt geworden. Der Birbirit wird als sekundäres Verkieselungsprodukt des Dunits angesehen. Erst das lateritische Verwitterungsprodukt aus Birbirit enthält Platin. Im Dunit wurde primäres Platin noch nicht gefunden.

Für die Platin führenden basischen und ultrabasischen Gesteinsmassen in Sierre Leone, Britisch Westafrika, wird primäre Bänderung und schichtähnliche Anordnung ausgesagt.

Nach den Berichten von F. HERMANN und O. GÜNTHER [600], sowie JUNNER [598] und POLLET [882]: in der Tiefe befinden sich olivinreiche Troktolithe, im Hangend weniger basische Gesteine. In noch heiße, gut gebänderte, mittelkörnige Troktolithe und Gabbro-Norite dringen bei einer zweiten „Intrusion" grobkörnige Gabbros, Peridotite und Gabbropegmatite ein. Schichten von Anorthosit und Beerbachit bilden einen gut erkennbaren Horizont. Konzentrische und radial verlaufende Abkühlungsspalten sind angefüllt mit kleinen Adern von Beerbachit, Dolerit, Mikropegmatit. Platin tritt mit Ilmenit auf Seifen der Flüsse und an der Küste auf; an Anorthosit gebundene Seifen sind reicher.

Der basische Great Dyke in Nordrhodesien ist von Lagenbau beherrscht.

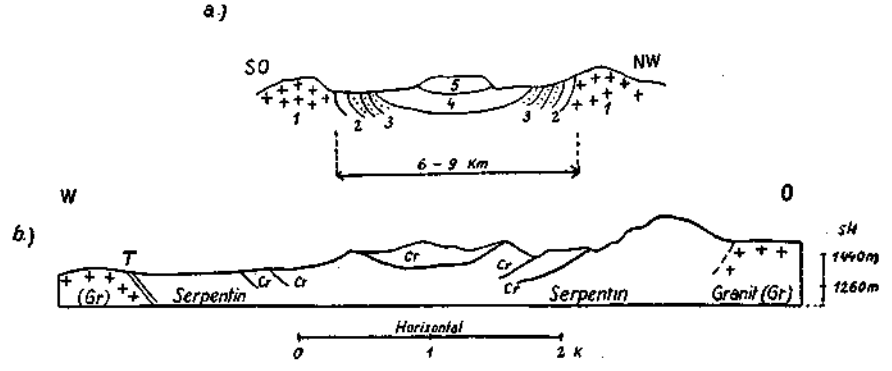


Abb. 130. a) Schematisches Profil durch den Great Dyke in Südrhodesien nach R. STAPPENBECK [620].

1 = Granit, *2* = Pikrit, *3* = serpentinisierter Enstatitfels, *4* = Norit, *5* = Anorthosit.
b) Profil durch den Nordabschnitt des Great Dyke (Lomagundi-distrikt) nach F. E. KEEP [604].
Cr = Chromitflöze, *T* = Talkschiefer.

Wahrscheinlich liegt auch dem Innenbau des Chromerzgebietes von Selukwe, Nordrhodesien, außerhalb des Great Dyke gelegen, wenn nicht Schichtung so doch angedeuteter Lagenbau zugrunde.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Selbständigkeit der Chromitschmelzen und deren Anordnung zu Lagerstättenreihen weisen darauf hin. Die Metamorphose ist hier jedoch bedeutend und hebt sich auffällig von dem wenig veränderten Gesteinscharakter des benachbarten Great Dyke ab (MUSGRAVE [614]).

Die Gegenüberstellung zu außerbalkanisch-anatolischen Peridotitmassiven ist selbstverständlich keine abschließende; sie ließe sich schon heute weiter fortführen und wird sicherlich in weitem Umfang wachsen, sobald den Fragen des Innenbaues basischer Massive auch dort Beachtung geschenkt wird, wo solche Phänomene nicht so offenkundig sondern erst bei genauer dahin abgestellter Untersuchung wahrzunehmen sind.

Es lag nun nahe, zu prüfen, wie weit die im Raduschamassiv gewonnenen Erkenntnisse des magmatischen Lagenbaues und der ihm eingeordneten Chromerzlagerstätten auch auf andere balkanische sowie kleinasiatische Chromerz führende Peridotitmassive anwendbar seien.

Die nordwestlich des Raduschagebietes, durch den Kristallinsporn der Schar getrennten Peridotitschollen von Ostrovica und Jezerina im oberen Lepenactal, mit reicher Chromerzführung, gehören zur Basiszone.

Geologischer Kartenausschnitt und Profile, von mir 1934 veröffentlicht [66], lassen dies bereits z. T. erkennen. Lagerstättencharakter, bänderig-plattiges Erz wechselnd mit massigstockartigem Sprenkelerz, auch die petrographischen Verhältnisse, sich wiederholender Lagenverband des Hülldunits der Erze zum vorherrschenden Pyroxenperidotit, deuten auf Ausscheidungsbedingungen schon in Nähe der gebankten Zone. Die Schräge der hier zu beobachtenden magmatischen Schichtlagen zur Amphibolitunterlage ist auffallend (Abb. 27), möglicherweise aber doch nicht zur Gänze primär, sondern durch spätere tektonische Schollenverstellung verstärkt zustande gekommen. Die eigentliche gebankte mittlere Zone ist in Jezerina-Ostrovica durch Erosion entfernt, das Peridotitmassiv erscheint bis auf die Basiszone herab, die in zusammenschrumpfenden Berggipfeln noch bis 2000 *m* Sh. aufragt, weitreichend abgetragen.

Das weiträumige Serpentingebiet von Orahovac Nord Prizren in Mazedonien ist wohl überwiegend der Hangendzone, also der mittleren gebankten Zone eines Peridotitmassivs zugehörig.

Für das Chromerzrevier von Rogozna westlich des Ibartales bei Kossovska Mitrovica in Serbien ist hinsichtlich seiner magmatischen Horizontierung die Deutung der Lagerung einer inmitten des Peridotitmassivs auftretenden Scholle von Schiefer-Hornsteinschichten (Abb. 42) von Wichtigkeit.

Diese an tiefer Stelle der Peridotitaufschlüsse entblößte Sedimentscholle stammt mit großer Wahrscheinlichkeit aus dem Hangend, ist grabenförmig versenkt; randliche Störungen zu Serpentin sind hiefür in ihrem Bewegungssinn noch gut kenntlich. Damit ist eine hangende Peridotitzone zu vermuten. Die petrographischen Verhältnisse, das Untermischtsein des Pyroxenperidotits mit schlierig ausgesondertem Gabbro, der oft bis in kleinste Partikelchen herab in Peridotitgrundmasse schwebt, weisen ebenfalls eher in die leichtere, hangende gebankte Zone.

In überzeugender Weise habe ich in Bosnien den Eindruck gewonnen, daß hier die eigentliche erzreiche Basiszone des Vardarbezirkes unterdrückt sei, fehlt oder höchstens durch einen etwas erzreicheren Liegendabschnitt der gebankten Zone ersetzt ist.

In der Hauptsache ist es die mittlere gebankte Zone, welche die bosnischen Serpentingebiete des Krivajatales, von Dubostica, des Osrengebirges bei Maglaj und der Borja planina zusammensetzen. Wenig Dunit, vorwiegend Pyroxenperidotit, namentlich

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lherzolith und vielfach ausgezeichnete Bankung sind hier kennzeichnend. Relative Erzarmut, das Verbreitetsein meist nur kleiner Chromitlagerstätten, dünn gesät, mit pyroxenitischer „Gangart", stimmt ebenfalls zur Auffassung als mittlere gebankte Zone. Die Eigenschaft vorzüglicher Bankung des bosnischen Serpentins wurde bereits von B. WALTER 1879 [168] hervorgehoben. M. KISPATIĆ [81] hat 1900 im kleinen die Andeutung von magmatischer Schichtung aus dem streifigen Verhalten von Pyroxenbändern in Peridotit herausgelesen.

Die Chromerzanhäufung von Dubostica in Bosnien (Abb. 50), einem in Linsen aufgelösten Lager vergleichbar, folgt mit ihren Erzschollen den flachabsinkenden Bankungs- bzw. Schichtungsfugen eines massigen Pyroxenperidotits.

Dubostica liegt nahe zum Rand der ausgedehnten Serpentinmasse des Krivajatales, die hier von Diabas, auch Amphibolit unterteuft wird. Zu vertiefende Klärung des inneren Baues dieser Peridotitmasse, ihre Beziehung zum Diabas- und Amphibolitgürtel, lassen eine ins einzelne gehende geologische und petrographische Aufnahme sehr wünschenswert erscheinen.

Die weitgedehnten, doch geschollten Serpentingebiete im S der Vardarzone bei Skoplje, entlang der Durchbruchschluchten des Vardar zwischen Skoplje und Veles, sind im einzelnen noch wenig untersucht. Bei der starken Verschuppung des Serpentins mit Kreideschichten, die hier besteht, ist nicht sehr wahrscheinlich, daß innere Baugesetzlichkeiten der basischen Massen noch in größeren Beziehungen überblickt werden können.

Die Einsicht in die albanischen Chromerz führenden Peridotitmassive, welche sich mir erst 1942 eröffnete, hat aufs neue die im mazedonischen Raum gewonnenen Erkenntnisse bezüglich magmatischer Schichtungsvorgänge bei der Bildung der peridotitischen Lakkolithe bestätigt.

Im Umkreis von Djakovica-Letaj in Nordalbanien herrscht gut kenntlicher flach geneigter bis fast horizontaler Lagenbau der Peridotite. Die tiefsten, der Talsohle des Letajbaches zunächst gelegenen Aufschlüsse entsprechen magmenstratigraphisch auch der größeren Basisnähe.

Der im Tal etwas dichter gruppierte, erst in Entwicklung befindliche Chromerzbergbau deutet an, daß die tiefere Zone doch erzreicher ist, auch Dunitmassen nehmen dort zu. Zum Unterschied vom Raduschabezirk schließen aber auch die höher gebankten und geschichteten Peridotitmassen, fast durchgehend Pyroxenperidotite, wenn auch sehr vereinzelt, doch auch bedeutendere Chromerzkörper ein. Es sind dies, wie Deva und Babaj boks, flachlinsige Lagerstätten in dünner Dunithaut, steilstehend zur Magmenschichtung und einem Streichverlauf, welcher der dinarischen Tektonik fremd ist.

Das ausgezeichnete Beispiel eines magmatischen Lagenbaues von Dunit und Pyroxenperidotit in mehrfachem Wechsel bietet sich in der Chromerz führenden Peridotitzone von Kukes westlich des Schwarzen Drinflusses in Nordalbanien dar (Abb. 90).

Breite Dunitzonen, mit mittelsteiler bis wohl auch steiler Schichtbegrenzung zum anschließenden erzleeren Pyroxenperidotit beherbergen beachtliche Chromitlagerstätten, die plattig, sprenkelig, aber auch mehr massig und sphäroidisch struiert sein können. Scharf ausgebildete steilstehende Abkühlungsbankung durchsetzt hier insonderheit den Dunit. Das geologische Gesamtbild läßt eher, ungeachtet des Chromreichtums, auf mittlere gebankte Zone schließen, vielleicht liegt der unterste Abschnitt derselben vor.

Für den Bereich der Merdita in Nordalbanien wäre man an Hand des Querprofiles von Baron NOPCSA [234] geneigt, hier ganz großzügigen Lagenbau, ein schüsselartiges Übereinandergestülptsein der basischen Massen zu vermuten, würde dieser Eindruck nicht doch nur in der Zufälligkeit der Darstellung bedingt sein können, die gewaltige Durchstörung dieses Gebietes in diesem Fall unzureichend zum Ausdruck bringend.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

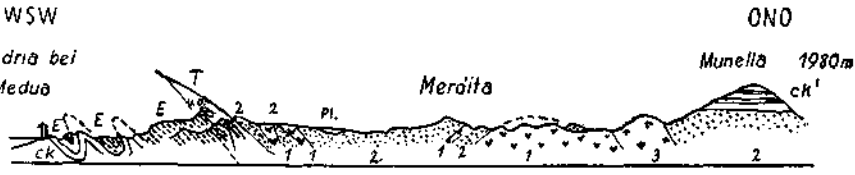


Abb. 131. Querprofil durch die Merdita in Nordalbanien nach F. v. NOPCSA (Abb. 136 in [234]).

1 = Serpentin, *2* = Diabas, *3* = Diorit.
T = Trias (*u* = untertriadische Schiefer, *o* = obertriadischer Kalk), *ck* = Hippuritenkalk der Küstenketten, *ck'* = Kreide der Merdita, *E* = Eozän, *Pl* = Pliozän.

Nach dem Profil von NOPCSA, in Abb. 131 wiedergegeben, würde Diabas als oberste Schicht das Zentrum der steilrandigen Schüssel einnehmen. Die Peridotite bleiben unten. Bedeutende und umgrenzbare Ausschnitte von Dunit bilden zufolge der geologischen Kartendarstellung von NOPCSA NS-gerichtete Areale. Im Dunit sind keine Chromitanhäufungen gefunden worden.

Die Peridotitmassen bei Klos in Mittelalbanien verraten flach gewölbten magmatischen Schichtenbau, an Letaj erinnernd (Abb. 93).

Die Hauptmasse besteht aus Pyroxenperidotiten, mit einigen wenigen, doch an Chromerz ergiebigen Duniteinschlüssen. Für Klos ist wohl ausschließlich mittlere gebankte Zone anzunehmen.

Für die weitgespannten Peridotitmassen am Ochridsee bei Pogradec, an der O-Grenze Mittelalbaniens, sind meine Beobachtungen hinsichtlich magmatischen Zonenbaues nicht recht schlüssig geworden.

Eine Gliederung in Basiszone ist bisher nicht ausreichend zu stützen. Die zahlreichen und auch ergiebigen Chromitanhäufungen tragen sowohl stock- als auch bänderigen Charakter. Der Hauptanteil im Gesteinsaufbau fällt Pyroxenperidotit zu.

Für die Chromerzzone im Bereiche Rodiani des Olympgebietes Griechenlands scheint Nähe zur Unterlage, zumindest tiefe basale Lage in einer Pyroxenperidotitmasse, aber keine Basiszone nach Raduschavorbild zu bestehen.

Für die mittelgriechischen Chromerz- und Serpentinvorkommen westlich des Golfes von Volos, Domokos und Tsangli umfassend, vermag ich die Beurteilung ihres Innenbaues, ihrer etwaigen Zonengliederung nicht genügend auf eigene geologische Aufnahmen zu stützen.

Das Revier Domokos kenne ich nur im engsten Umkreis, ohne ausreichend Einsicht in die Verbandsverhältnisse des Peridotits gewonnen zu haben. Nach Lagerstättentyp — gedrungene linsige Erzstöcke — und Gruppenanordnung der Chromitvorkommen ist am ehesten auf Basiszone zu schließen.

Nach einer freundlichen Mitteilung von Dr. G. UFER sind die mächtigen und massigen Sprenkelerzstöcke von Tsangli südwestlich Volos in Berührungsnähe zu phyllitischen Schiefern gerückt, die jenen des Vardartales völlig gleichen. Auch hier wäre Basiszone zu vermuten.

Liegt in den Serpentinen von Attika Zonenbau vor?

Nach L. KOBER [280] wäre solcher zu vermuten, denn es werden von ihm nach petrographischen und Verbandsverhältnissen dieser chromlagerstättenfreien Peridotitmassen zwei Stockwerke unterschieden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Eine besondere Stellungnahme im Hinblick auf Innenbau und Zonengliederung verdient der Lojane-Chalkidike-ast der Vardar-Peridotitzone.

In den Einzelbeschreibungen des ersten Teiles dieser Arbeit, wo die Chromerz führenden Hauptabschnitte dieses besonders gestalteten Serpentinzuges, im S die Chalkidike selbst, Valandovo in der Mitte und im N Lojane ihre Kennzeichnung erfuhren, wurde bereits auf die gemeinsamen, zonenverbindenden Eigentümlichkeiten aufmerksam gemacht und auf die Ergebnisse hingewiesen, die in der Studie von G. HIESSLEITNER und E. CLAR [269], einer gemeinschaftlichen Feldarbeit auf der Chalkidike entsprungen, über den Innenbau dieses Serpentinzuges in knapper vorläufiger Übersicht niedergelegt sind.

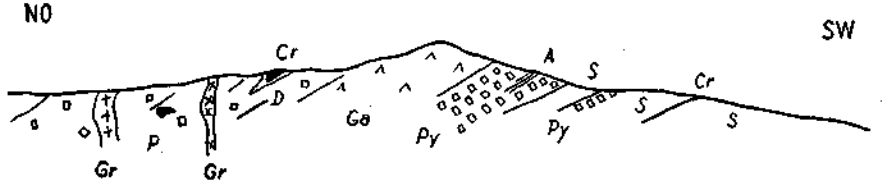


Abb. 132. Schematischer Querschnitt durch die basische Zone von Ormiglia auf der Chalkidike (nach HIESSLEITNER und CLAR [269]).

S = Dunitserpentin verkieselt, *D* = Dunit, *Cr* = Cr-Erzführung, *Py* = Pyroxenit, *P* = Pyroxenperidotit, *Ga* = Gabbro, *Gr* = Granitdurchbrüche (Pegmatite), *A* = Amphibolit (Hornblendit).

Was den Lojane-Chalkidike-ast auszeichnet, ist, daß er von einem großzügigen magmatischen Schichten- oder Lagenbau beherrscht wird, in dem auch ausgedehnte Gabbro- und Pyroxenithorizonte einbezogen sind, ein Lagenbau, der in seiner Grundgestalt sich in über 200 *km* Streicherstreckung auswirkt, ferner, daß in einem bestimmten Dunitniveau dieses Lagenbaues flözartige Ausbreitung von Chromitanhäufungen stattfindet, also daß der „Ormigliatyp" balkanischer Chromitlagerstätten (Abb. 81) zur Entwicklung kommt. Daneben kann in anderen Horizonten des Lojane-Chalkidike-astes auch ein Mischtypus oder Ausbildung von Chromitlagerstätten nach „Raduschatyp" Platz greifen.

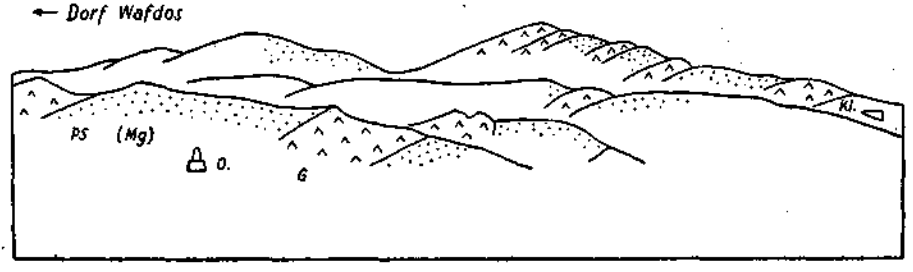


Abb. 133. Der morphologische Anblick der geschichteten Peridotit-, Gabbro- und Pyroxenitmassen von Wafdos (Chalkidike).

(Gesehen von der Fahrstraße Magnesitwerk zum Dorf Wafdos, Blickrichtung SO.) *PS* = Peridotitserpentin, Pyroxenperidotite und Dunite (*Mg* = Hauptzone Magnesit), *G* = Gabbro-Pyroxenite, *Kl* = Chromerzgrube Klimazida, *O.* = Magnesitöfen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Auf der Chalkidike selbst ist der magmatische Lagenbau in klassischer Form entwickelt, rascher und eindringlicher sich dem schauenden Auge enthüllend als der Innenbau des Raduschamassives. Von Kran Mahal östlich Saloniki bis in den Golf von Kassandra durchziehen die peridotitisch-pyroxenitisch-gabbroiden Gesteine die Chalkidike über 50 *km* Streichlänge als aufragender Gebirgszug aus härteren Gesteinen, wobei die parallel verlaufenden Gesteinszüge durch Härteunterschiede und Bankungserscheinungen noch im besonderen herausmodelliert sind.

Bei aller Gleichartigkeit der Gesamterscheinung des Lagenbaues zeigen die einzelnen Profile quer durch die basischen Gesteinszüge schon auf der Chalkidike selbst einige Abweichungen in der Lagenfolge, das gleiche gilt auch für andere Abschnitte des Lojane-Chalkidike-astes. Ursachen dieser Abweichungen können u. a. in dem verschiedenen Verhalten der Schmelzflüsse gefunden werden, die einmal als trägflüssige Massen sich übereinander legen, das andere Mal leichte Intrusionskraft besitzen und zwischen zähflüssigen Massen einzudringen vermögen. Beispielsweise trifft dies für die zentrale Pyroxenitzone der Chalkidike zu, was mitunter ihr knopfartiges Anschwellen erklärbar macht.

Auch die Neigungsverhältnisse des Lagenbaues wechseln: im S bei Ormiglia fallen die basischen Gesteine flach bis mäßig steil nach SW, im Mittelteil bei Wafdos stehen sie steil, im N bei Saloniki gilt mäßig steiles NO-fallen.

Ein zentraler Zug von Pyroxenit läuft innerhalb der basischen Serie ohne Unterbrechung durch die ganze Chalkidike hindurch, eine Kernzone darstellend, und gewissermaßen als Marke für eine zu versuchende Horizontierung der übrigen Gesteinszüge im Lagenbau benützbar. Hiebei erweist sich, daß zwischen Ormiglia und Wafdos die Horizontierung der einzelnen basischen Gesteinszüge verhältnismäßig streng durchgeführt werden kann, die Dunitzone mit der flözartigen Entfaltung von Chromitlagerstätten liegt hier östlich der pyroxenitischen Kernzone. Östlich Saloniki aber, bei Sedes und Kran Mahal, findet sich die flözähnliche Chromitentfaltung, allerdings schon an Regelmäßigkeit in der Erscheinung abgeschwächt, in einem Dunitzug westlich der pyroxenitischen Kernzone. Vermutlich ist die Ursache darin zu suchen, daß der Pyroxenit in diesem Abschnitt mehr intrusiv als dem Lagenbau gehorchend in der basischen Serie Platz ergreift, starke Mächtigkeitsschwankung in diesem Bereich deutet darauf hin.

Für die ganze Chalkidike aber trifft zu, daß der Chromitflöz-Horizont jeweils einer basalen Peridotit-Dunitzone angehört. Überdies ist diese Aussage auch auf Valandovo und das Lojanegebiet ausdehnbar. Pyroxenperidotitzonen, mit Dunitlagen untermischt, der mittleren gebankten Zone des Raduschamassivs auch hinsichtlich der Chromlagerstättentypen entsprechend, erscheinen dort ebenso in höheren Abschnitten des Lagenbaues wie auf der Chalkidike.

Nördlich der Chalkidike, bei Valandovo, ist ein nur kleiner Ausschnitt an basischem Gestein von völliger erosiver Entfernung verschont geblieben, so daß eine umfassende Horizontierung mit der Chalkidike nicht gut möglich ist; überdies erweist sich diese Serpentinscholle tektonisch überkippt, invers gelagert und mit Kreide verschuppt. Aber Lagenbau ist trotzdem unverkennbar! Eine Pyroxenitzone läßt sich von Pyroxen-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

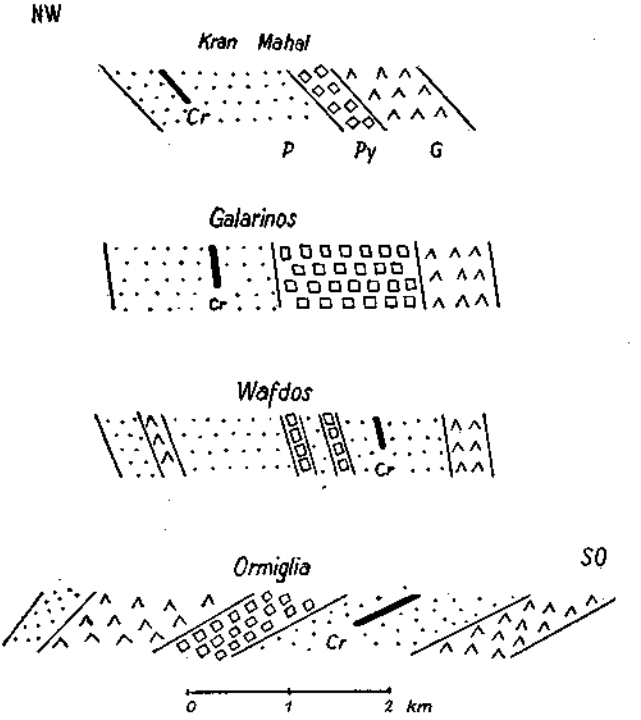


Abb. 134. Magmatische Schichtenstockwerke der basischen Gesteinszüge auf der Westchalkidike mit Andeutung ihrer synklinalen Bauform (Schematisierte Querschnitte). *P* = Pyroxenperidotit und Dunit, *Py* = Pyroxenite, *G* = Gabbro, *Cr* = flözartiger Chromithorizont.

peridotit und Dunit abgrenzen, in letzterem breitet sich eine Chromitführung flözartig und parallel zur Pyroxenitgrenze aus (Abb. 65). Überdecktsein des Chromit führenden Dunits durch invers gelagerten Phyllit und Grünschiefer bringt auch von dieser Seite den basalen Charakter dieses Serpentinausschnittes zum Ausdruck.

Der Serpentin von Bogoslovac (Abb. 113) östlich Veles ist ein Zwischenstück des Lojane-Chalkidike-astes auf der Linie Valandovo-Lojane. An dem steilstehenden Lagenbau sind auch hier Gabbrozüge beteiligt, doch ist bislang nennenswerte Chromitführung nicht bekannt geworden, vielleicht ist hier auch die höffige Dunitzone unter Tertiär begraben.

Erst im Gebiet von Lojane (200 *km* von Ormiglia entfernt), das noch keineswegs das N-Ende des Lojane-Chalkidike-astes zu sein braucht, ist wieder Lagenbau der basisch-ultrabasischen Serie mit steilem Absinken nach NO in größerer Geschlossenheit zu überblicken (Abb. 60) sowie eine mehr minder niveaubeständige Aneinanderreihung von Chromitlagerstätten als Ausdruck einer „Flöztendenz" zu erkennen.

Die Gesetzlichkeiten des inneren Zonenbaues im Lojane-Serpentin öffnen sich der Erkenntnis freilich erst bei genauer Beobachtung. Denn hier ereignet sich, stärker betont als in den übrigen Abschnitten des Lojane-Chalkidike-astes, daß Strukturlinien der jüngeren dinarischen NNW-SSO-Tektonik mit der Richtung der Strukturlinien des primären mag-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

matischen Lagenbaues übereinstimmen, daß mitunter dinarische Tektonik sich solcher älterer Strukturlinien für die Ausbildung von Schuppenbahnen bemächtigt und gemeinsam mit jüngeren granitisch-syenitischen und andesitischen Intrusionen das Bild des primären Lagenbaues der Peridotitzone zu vermischen vermag.

Aus der Übereinstimmung der älteren magmatischen Struktur mit jener der kretazisch-tertiären Tektonik müssen eben andere Ursachen abgeleitet werden als etwa die Zuordnung der Magmenintrusion zur Tektonik, da wie Abschnitt V zeigt, gewichtige Gründe für paläozoisches Alter der Balkanserpentine einschließlich des Lojane-Serpentins sprechen. In der Beurteilung der Intrusionsmechanik wird darauf noch zurückgekommen.

Der Lojane-Serpentin begleitet die kristallinen Schiefer der Skopljer Crna gora an ihrem O-Rand. Diabase und Gabbrozonen folgen in engem Zusammenhang als parallele Gesteinszüge den peridotitischen Gesteinslagen.

Im ultrabasischen Streifen des Lojanezuges ist eine Liegendzone mit Dunit in Vormacht und eine Hangendzone mit überwiegend Pyroxenperidotit zu unterscheiden. Die Chromitführung der Liegendzone ist die niveaubeständige, ohne daß aber ein reiner Ormigliatyp zur Ausbildung käme; sondern Stockformen, schichtenparallele Lagertypen oder auch Schlierenplatten nach Raduschagesetzlichkeit folgen in Abständen im bevorzugten Dunitniveau und in ungefähr gleicher Stockwerkshöhe. Chromitführung der Hangendzone ist bei weitem spärlicher, massige Erzstöcke sind fast überhaupt nicht vorhanden, ein Gesteinstyp, in der Einzelbeschreibung als Ariégit-ähnlich bezeichnet, findet sich hier häufig. Im großen und ganzen treten also Anklänge an den Lagenbau nach Raduschatyp mit Basiszone und mittlere gebankte Zone verstärkt hervor.

Mit Absicht ist erst hier der Chromerz führende Serpentin von Oršova an der Donau angereiht, den ich zwar aus eigener Anschauung nicht kenne, für den aber aus der geologischen Detailaufnahme von CODARCEA [176] fast mit Sicherheit streng gefügter Lagenbau zu vermuten ist.

Auch hier (Abb. 95) Dunitzonen, Chromerz führend, Wehrlitzüge, Gabbro- und Diabase (Epidiorite) in parallele Gesteinszüge zusammengeschlossen, am ehesten an die Verhältnisse des Lojane-Chalkidike-astes erinnernd. In einem liegendnahen (?) Dunitstreifen verdichten sich anscheinend die Chromitanhäufungen.

Für die ostbulgarischen Chromitvorkommen von Golemo Kameniane östlich Krumovgrad möchte ich tektonisch invers gelagerte Basiszone, mit dem Amphibolitgürtel der Basis im Dach der Chromitlagerstätten, für wahrscheinlich halten.

In Fortsetzung der ostbulgarischen Chromitserpentine liegen die thrazischen Vorkommen Sinikli und Soufflion.

Im Peridotit von Sinikli tritt eine chromreiche Dunitzone überhaupt nicht auf; die verstreuten kleinen Chromitvorkommen, mittels dünner Dunithülle von den umgebenden einheitlichen Pyroxenperidotitmassen abgesondert, gemahnen an Verhältnisse der mittleren gebankten Zone.

Hingegen sind im Soufflion Merkmale der Basiszone zu verzeichnen: Strenge Einordnung von Chromit führenden Dunitzonen parallel zu Grenzamphiboliten, wobei eine Liegend-Dunitzone bevorzugt erscheint (Abb. 75). Wahrscheinlich sind noch weitere Eigentümlichkeiten der Basiszone vertreten, doch war die eigene Erfahrung im Zonenaufbau zur Zeit der Bearbeitung dieses Gebietes noch zu wenig weit vorgeschritten.

Unter den kleinasiatischen Chromitvorkommen erblicke ich das Vorkommen Guleman in Ostanatolien (Abb. 108) in der Basiszone, die, von ihrer minder schweren Hangendzone tektonisch abgetrennt, eine

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

selbständige erzreiche Serpentinschuppe aufbaut. Verband mit alter metamorpher Serie, lebhafter Differentiationswechsel, Art und Struktur der Chromitvorkommen sind hier die Anhaltspunkte für die Stellung in der Basiszone.

Anders Kazandere bei Marmaris in Südanatolien; hier liegt in großzügigem Profilaufschluß entblößt, die einförmig gebaute, hauptsächlich aus Pyroxenperidotit bestehende mittlere gebankte Zone vor, erzarm, bis auf die Lagerstätte Kazandere selbst, die als seltene Ausnahme und in eigenartiger Ausbildung, ein großes Sprenkelerzvorkommen in Dunithülle darstellt. Bezeichnender Weise ist der Sprenkelerztypus hier vereint mit massig struiertem sphäroidischem Erz, Leoparderz und Übergänge zu solchem (Abb. 100).

Das weiträumige Peridotitmassiv von Fethiye an der anatolischen S-Küste, mit seinen reichen Chromerzlagerstätten, ist mir wohl in Einzelabschnitten, aber aus zusammenhängenden Exkursionen zu wenig bekannt, um hier eine Zonenzuteilung mit einiger Sicherheit zu treffen. Zweifellos liegen Basiszone und in ausgedehntem Maße die mittlere gebankte Zone vor. Vor allem am W-Rand, im Bereich Kuskavak, ist Basiszone zu vermuten. Die verhältnismäßig ruhige Lagerung eines Hauptteiles der Peridotitmassen läßt gerade hier erhoffen, durch verfeinerte petrographische Beobachtungen neue Beiträge für die Erkenntnis der inneren Zonengliederung zu gewinnen.

Über das Daghardi-Massiv, am N-Rand der westanatolischen Kristallinmasse gelegen, bringt W. HENCKMANN [4] geologische Angaben, doch reichen sie nicht hin, um hinsichtlich eines auch dort vermutbaren Stockwerksbaues der basischen Masse und entsprechender Einordnung der Chromerzführung in einen solchen schlüssig zu werden. Nach HENCKMANN ist die aus Derberz bestehende Hauptlagerstätte in der Mitte einer Peridotitmasse angeordnet, die Sprenkelerzkörper bevorzugen die Ränder. Der geologische Rahmen der Chromerz führenden Serpentine besteht vorwiegend aus Kalken, mesozoischen, aber wohl auch paläozoischen. Andesit dringt hoch und erzeugt reichlich Verkieselungen. Die Durchstörung ist bedeutend. HENCKMANN hebt hervor, die Längserstreckung der Derberzkörper verlaufe fast ausschließlich in WNW-ONO-Richtung, konform zum tektonischen Hauptstreichen, und meint damit einen Zusammenhang zwischen Peridotitintrusion und junger Tektonik ableiten zu müssen. Nach mazedonischer Erfahrung wäre darin nichts anderes zu sehen als ein unter besonderen Umständen erworbenes Gleichlaufen der Richtung aus magmato-tektonischen Bedingnissen mit solcher der zeitlich weit abstehenden jugendlichen Faltentektonik. — Die Hauptlagerstätte Daghardi sinkt als schlauchartiges Gebilde mit zirka 2000 m^2 horizontalem Querschnitt unter 40° nach O ab, bereits einen vertikalen Teufenunterschied von über 70 m hinter sich lassend.

Bei dem Versuche, die angedeuteten Analogien mehr oder minder geschichteter Kristallisationsdifferentiate oder in Teilschmelzen gegliederter basischer Intrusionen, wie sie die Gesteine des ultrabasischen Magmenzyklus auf Balkanhalbinsel und Kleinasien verkörpern, mit den Vorkommen klassischer Ausbildung von „crystal settling", wie Bushveld und New Foundland, oder mit Vorkommen nach Art Ural herauszustellen, drängen sich noch weitere bemerkenswerte allgemeine und besondere Feststellungen auf, z. T. schon in Einzelheiten gegenseitiger Beziehung mündend.

Die Erörterung von Platinführung und Chromitausscheidung im vorhergehenden Abschnitt hatte sich bereits der seit längerer Zeit gebräuchlichen Begriffe von Orogen- und Anorogentypus basischer Komplexe

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

zu bedienen gehabt, welche dort auch in ihrer angewandten Bedeutung näher bezeichnet wurden.

Der Orogentypus der basischen Magmenintrusionen ist der allgemeinere auch in physikalischem Sinne, da er Statik und Dynamik unter seinen Platznahme- und Erstarrungsbedingungen vereinigt. Die Peridotitzyklen der Balkanhalbinsel und Kleinasiens gehören dem Orogentypus an. Der Anorogentypus hat seine klassische Vertretung im Bushveld Igneous Complex Südafrikas, wo weitgehend reine Kristallisationsdifferentiation unter statischen Bedingungen verwirklicht ist.

Das Studium des Innenbaues der basischen Massive läßt erkennen, daß beide Typen nicht in starrer Gegensätzlichkeit sich gegenüberstehen, sondern daß das Antlitz des Orogentypus auch mehr oder minder reichlich Züge des Anorogentypus in sich aufgenommen hat.

Hier ist es endlich am Platze, der bedeutsamen und eindringlichen Arbeiten von H. CLOOS zu gedenken, der dem Studium des Innenbaues großer plutonischer Massen im allgemeinen einen Teil seines Lebenswerkes gewidmet hat und dessen Gedankengänge, Systematik und Methodik für meine Kleinarbeit an basischen Massiven oft genug, bewußt und unbewußt, Wegweiser und Helfer waren.

H. CLOOS [713] ist es auch, der von ruhiger und bewegter, statischer und kinetischer Differentiation am Wege vom Magma zum Gestein spricht, ungefähr auch die Begriffe von Orogen- und Anorogentypus der Plutone damit deckend. Der Bewegung selbst schreibt H. CLOOS die Fähigkeit zu Auslösung von Differentiation, Ausbildung von Teilschmelzen zu, die Bewegung wird als unmittelbares Medium der Differentiation betrachtet: „Anzeichen für ruhige Differentiation an Ort und Stelle sind Ausnahmen, Anzeichen für Zufuhr fertiger Teilmagmen die Regel (S. 141)".

In diese allgemeinen Vorstellungen fügt sich auch gut die Vielfalt ähnlicher Beziehungen für ultrabasische Magmen im besonderen ein. Für das Raduschamassiv in Mazedonien, beispielsweise, wurden die Gründe angeführt, welche zugunsten der Hochförderung bereits differenzierter Teilmagmen sprechen, wobei Bewegung in beginnende Kristallisationsdifferentiation eingegriffen hat, die Bewegung selbst die Tendenz zur Magmenspaltung verschärft und durchsetzt, schließlich der endgültige Ablauf der Magmenintrusionen wieder unter Anzeichen von — meist gehemmter — Kristallisationsdifferentiation stehen kann. Auch ein Teil der Chromerzinhalte der basischen Magmenförderung ist bereits in den Teilschmelzen gesammelt hochgekommen.

Mit dem fallweisen Verschwimmen der Grenzen von Orogen- und Anorogentypus ultrabasischer Magmenförderung hat auch eine strenge Scheidung nach basaltischer und nichtbasaltischer Abkunft der ultrabasischen Magmen an Bedeutung verloren. Im Sinne der Auffassung von H. HESS [741] würde in Schichtbarkeit und Nichtschichtbarkeit einer der Unterschiede — neben anderen, z. T. chemischen, auf die in den Bemerkungen zur Magmenkunde des Peridotits in Abschnitt II Bezug genommen wurde — begründet sein, der „ultramafic magma", zu denen auch die Peridotite des Balkans gehören, von den Peridotiten des „mafic magma" scheide, die als Kristallisationsdifferentiate basaltischer Schmelzen gedeutet werden. Doch gerade die Tatsache des Vorhandenseins magmatischer Schichtung, stärker ausgeprägt oder wenigstens angedeutet, auch in

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Peridotiten nichtbasaltischer Abkunft, schlägt die Brücke zwischen beiden Komplexen.

Daß im peridotitischen Zyklus orogener Natur Wirkkräfte der schichtigen Kristallisationsdifferentiationen auch über den eigentlichen ultrabasischen Gesteinsbestand hinaus Raum gewinnen können, dürfte in der häufigen Ausbildung von Bändergabbro in Begleitung der Peridotit- und Gabbromassive des Balkans zu sehen sein. Die oft zu lebhaftem Kleinrhythmus gesteigerte, scharf flächenhafte horizontale Lagenbildung von hellen feldspatreichen und dunklen Hornblende- oder pyroxenreichen Gesteinsbändern erinnert an die Rekurrenzen der Gesteinsausbildungen im großen des Bushveld. Nach ERDMANNSDÖRFER ([721], S. 250, cit. USSING, BROUWER u. a.) wird solche Bänderung allerdings durch „rasche Konzentrationsänderung der flüchtigen Bestandteile der Kristallisation" hervorgerufen, also Paralleltextur als Folge wechselnden Dampfdruckes. Es sind dies aber meines Erachtens auch Faktoren, die, besonders wenn diskontinuierliche Fließformen fehlen, wohl eher auf statische Kristallisationsbedingungen hinweisen.

A. L. HALL betont für den Bushveld, daß der magmatische Lagenbau durch gravitative Differentiation eines Gesteinsmagmas, einer einzigen basischen Magmenförderung hervorgegangen sei, denn nur so erscheine nach bisherigen Vorstellungen gleichmäßige Ausbildung von scharf ausgeprägten „Horizonten" (Chromithorizont, Magnetithorizont, Merensky-Platinhorizont) über riesige Areale verständlich. Unmischbarkeit, Viskositätsunterschiede sind zusätzlich bestimmende Faktoren, welche dem Kristallabsinken intern Grenzen setzen können.

Für den Raduscha-Lakkolithen führt das Gesamtbild der petrographischen Erscheinungen, welches hier gezeichnet wurde, eher zur Vorstellung, daß wenig oder nicht mischbare Gesteinsdifferentiate, durch verschiedene Viskositätsgrade getrennt, bereits im Augenblick der Platznahme bestanden haben und, wenn auch noch gleichzeitig flüssig, doch nur mehr eine Schlußphase bis zur völligen Erstarrung unter den Bedingungen der gravitativen Kristallisation durchmachten. Die Chromitderberzstöcke der Basiszone wären unter dieser begründeten Vorstellung bereits zu flüssigen Schlieren gesammelt hochgekommen und hätten in dem weniger zähflüssigen, doch ebenfalls bereits differenzierten und weiter in Scheidung befindlichen Kristallbrei rasch ihre Lage in Basisnähe entsprechend den Schwerverhältnissen aufgesucht; die Ansätze magmatischer Lagenbildung der oberen Zonen konnten dies vermöge ihrer länger bewahrten Dünnflüssigkeit nicht verhindern. Wechselnder Grad der Viskosität in den sich herausbildenden magmatischen Lagen richtete im Weitergang der Erkaltung dem absinkenden Kristallregen jeweils Zwischengrenzen auf oder setzt den Tendenzen zum Absinken bereits im Keime ein Ende.

Es muß auch bei dieser Gelegenheit wiederholt werden, wie sehr eine Fülle petrographischer Beobachtungen, Strukturen an Erz und Gestein, Grenzverhalten usw. darauf hinweisen, daß, entgegen der Laboratoriumserfahrung an basischen Schmelzen, die Erstarrung basischer Massen im geologischen Geschehen zweifellos durch eine zeitlich langgedehnte viskose Phase hindurchging, bei gleichzeitigem Bestehen verschieden abgestufter Zähigkeitsgrade von Teilschmelzen.

Ähnliche Vorstellungen blicken auch in Arbeiten amerikanischer Geologen durch, welche sich in neuerer Zeit mit dem Bau basischer Massive und deren Chromerzführung befaßt haben, u. a. B. T. DENIS, J. DRESSER, A. BALK.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Daß die absinkenden Erzstöcke der Basiszone nicht völlig bis zum Untergrund durchstießen, ist durch die von der Abkühlungsseite her entgegenwirkende, vorgeschrittene Viskosität erklärbar. Ähnlich ist ja auch der Chromhorizont des Bushveld nicht an der Basis der „Critical Zone" angeordnet.

Innerhalb der oberen Magmenmassen des Komplexes, der späteren mittleren gebankten Zone, wird der gravitative Kristallverkehr nach der Tiefe bald gesperrt. Es bilden sich innerhalb der bereits lagenhaft ausgebreiteten, flüssigen Gesteinsdifferentiate mit um geringes verschiedener Viskosität gravitative Sammelkristallisationen zweiter Ordnung heraus, die sich jeweils nur bis zur nächst tieferen, etwas zähflüssigeren Gesteinslage ausbreiten können. So ist der Wechsel Dunit-Pyroxenperidotit, ersterer mit den Chromerzlagerstätten, die hier meist in plattenförmigen Sprenkelerzschlieren erscheinen, zu erklären, ohne daß besondere magmatische Rekurrenzen, sei es durch Wiederauflösen oder durch Änderung in den magmatischen Nachschubbedingungen, heranzuziehen wären. Die mittlere gebankte Zone bietet das Bild einer gehemmten gravitativen Kristallisationsdifferentiation mit gewissen Sondererscheinungen wie Ausbildung der Schlierenplatten.

Es liegt nahe, neben dem petrographischen Aufbau auch die Erzführung der verschiedenen Zonen nach erzpetrographischen und chemisch-physikalischen Eigentümlichkeiten abzusuchen und zu sehen, ob nicht auch von dieser Seite her ein Beitrag für die Zonencharakteristik der basischen Massive zu gewinnen wäre.

Zuerst sei auf die Chromlagerstätten kurz zurückgekommen. Wir haben gesehen, daß stockförmige Erzmassierung der Basizone, Schlierenplatten vornehmlich der mittleren gebankten Zone angehören. Ergänzend wäre anzufügen, daß sich bisher im Raduschamassiv ausschließlich der mittleren gebankten Zone vorbehalten erweist: der Sonderfall der Schlierenplatten, welcher als Kavir-Odjak-Typ in Erscheinung tritt, ferner die Vorkommen von Doppelringelerz oder Ovoiderz mit zweiter Erzschale. Auch die Ovoiderze im allgemeinen sind häufiger in der gebankten Zone anzutreffen als in der Basiszone.

Die Einzelumfange von Chromerzlagerstätten erreichen in der Basiszone die größten Tonnenziffern, in besonderen Einzelfällen mehrere 100.000 *t*. Hingegen reichen Schlierenplatten der mittleren gebankten Zone im einzelnen selten an 40.000—50.000 *t* heran, auch in Gruppen zusammengefaßt sind sie an Cr_2O_3-Inhalt meist den Derberzstöcken unterlegen.

Auch im ganzen gesehen übersteigt der Chromerzinhalt von Basiszonen ganz wesentlich die Summe von Chromerz, die sich in der ungleich mächtigeren, mittleren gebankten Zone in Form von Schlierenplatten und anderer Lagerstättentypen zusammenfinden.

Die Basiszone rechtfertigt somit den Ausdruck „Schwere Zone" nach HENCKMANN.

Die Frage der Chromitzusammensetzung in etwaiger Abhängigkeit zur Zonenstellung der betreffenden Lagerstätte ist noch etwas unsicher zu beantworten.

Die Chromerze in der critical zone New Foundlands, die der gebankten Zone in Raduscha entsprächen, erweisen sich nach INGERSON [660] eisenreicher als jene der Randzone.

Für das Vardargebiet ist eine scharfe Unterscheidbarkeit im Fe-Gehalt des Chromerzes aus der Basiszone und aus höheren Zonen nicht

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

nachzuweisen. Soweit vergleichbare Analysen vorliegen, ist unter den Schwankungen allerdings eher eine Tendenz zu höherem Fe-Gehalt in den oberen Zonen herauszulesen als umgekehrt. Im allgemeinen scheinen aber die Fe-Gehalte — das gleiche gilt z. T. für den Al-Gehalt — zuerst vom einbettenden Muttergestein und erst in weiterer Folge von der Zonenlage beeinflußt zu sein.

Immerhin ist es auffällig, daß die Chromite Bosniens in der mittleren gebankten Zone befindlich, wesentlich höher im Fe-Gehalt sind als gleich chromreiche Derberze der Basiszone Raduschas. Ähnliches aber gemildert gilt für die Chromerze von Orahovac, Mazedonien, die bei Petkovich sogar zusammen mit Magnetit auftreten, während am übrigen Balkan der Magnetit meist erst mit der Gabbrophase hochkommt, die noch leichter und sauerer ist als der Gesteinskomplex der mittleren gebankten Zone (Jablanica in Bosnien, Blagowest bei Jambol in Ostbulgarien u. a.).

Auch in Albanien liegen zum Teil Chromerze mit höherem Fe-Gehalt als Raduscha-Erze vor; gerade das Grenzgebiet zum mazedonischen Raum birgt solche Erze, die aus Lagerstätten der vermutlich mittleren gebankten Zone entstammen.

Pyroxenperidotit als unmittelbares Nebengestein oder von Chromit nur durch dünne Dunithaut getrennt, scheint höheren Fe-Gehalt des Chromerzes mit sich zu bringen als ausgiebige dunitische Hülle. Für den Al-Gehalt, auch noch für den MgO-Gehalt, scheinen z. T. ähnliche Beziehungen zu bestehen, weniger für den SiO_2-Gehalt. Entsprechend der ausgiebigeren Verbreitung der Pyroxenperidotite in der mittleren gebankten Zone rücken auch die Fe-reichen Chromite eher in diese.

Doch stehen diese Fragen für die Balkanchromite erst am Beginn der Untersuchungen, die Schlüsse müssen durch petrographische und vor allem auch durch systematisch gewonnene vergleichbare Analysenbelege erst ausgebaut werden. Einen vorläufigen Anhalt bietet Tabelle 1 im 1. Teil.

Der Mangel an umfangreicherem Material von in dieser Beobachtungsrichtung durchgeführten Probenahmen von Erz und Gestein, auch der Mangel an Analysen, wo zwei und dreiwertiges Fe, an sich im Chromit etwas schwieriger trennbar, überall exakt bestimmt worden waren, erschwerte bisher für die Balkanperidotite hier mögliche, vertiefbare Einsichten.

In Kanada ist man verhältnismäßig früh auf solche Untersuchungen dieser Art hingeführt worden. Für die Chromitvorkommen in den östlichen Distrikten von Quebec haben GRAHAM [652] und POITEVIN [677] (cit. DENIS [640]) 1918 festgestellt, daß der Chromit mit Lherzolith als unmittelbares Nebengestein Cr-ärmer ist und hoch in Al_2O_3-Gehalt stehe, während das Chromitmolekül im Dunit Cr-reich und Al-arm aufgebaut sei.

THAYER T. P. [915], die Chromerzprovinz der Caribischen See, hier vor allem Kuba, betrachtend, schließt: hochhältiger Chromit hat feldspatfreien Pyroxenit zum Muttergestein; Al-reiche Chromite sind dort, wo Feldspatgesteine im Peridotitzyklus nicht fehlen; Chromite in Duniten und Pyroxenperidotiten halten, unter beträchtlichen Schwankungen, ungefähr die Mitte bezüglich Al- und Fe-Gehalt. Vergleichend gegenübergestellt die Chromerze des schichtigen Typus (Stillwater, Bushveld) in Harzburgit und Bronzitit, würden sich diese mit stetigerer Zusammensetzung etwa nach dem Verhältnis $Cr_{58-60}\ Al_{32-34}\ Mg_{44-52}$ abheben.

Für uralische Lagerstätten hat anderseits BETEKHTIN [529] hervorgehoben, daß beträchtliche Unterschiede in der molekularen Zusammensetzung des Chromits auf ein und derselben Lagerstätte sich geltend machen können.

Nachtrag: Nach P. RAMDOHR [772 a] seien im allgemeinen Kristallisationsdifferentiate nach dem Chromspinell (Mg Fe) Cr_2O_4, Abpressungsdifferentiate nach Fe Cr_2O_4 hin orientiert.

Die kritische Zone des Bushveld ist durch Platin führende Sulfidanreicherungen und durch Frei-Platinführung ausgezeichnet. (Siehe Abschnitt III, S. 360, und Tabelle 2.) Frei-Platin oder Platin, legiert

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

mit anderen Platinmetallen, tritt in feinsten Partikelchen eingesprengt in den pipeartigen eisenreichen Duniten, den Hortonolithduniten innerhalb der „critical zone" auf. Der Kern einer solchen Pipe besteht aus Pt-führendem Hortonolithdunit, der unter Pt-Verarmung ohne scharfe Grenze von Olivinnorit bis Pyroxenit ummantelt wird (F. SCHNEIDERHÖHN [616]). Anders der Pt-führende Sulfidhorizont, das

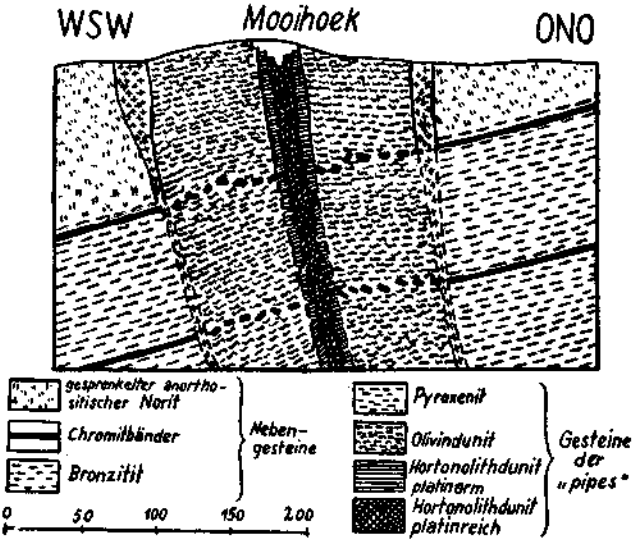


Abb. 135. Profil durch die platinführende Dunitröhre von Mooihoek im Bushveld nach H. SCHNEIDERHÖHN [*616*].

Merenskyreef (H. MERENSKY [610]), das sich konform der magmatischen Schichtung in einem oberen Abschnitt der „critical zone", einige 100 *m* über dem Chromniveau gelegen, schichtenartig ausbreitet; die Platinsulfide sind hier in einer Lage von grobkörnigem pyroxenreichem Norit, z. T. Feldspat-Bronzitit eingesprengt.

Für die eisenreichen Hortonolithdunite Südafrikas, in Pipes hochgekommen, mit ringförmig manteliger Zonengliederung, fehlen am Balkan bisher alle Analogien.

Aber auch vom Balkan sind vereinzelt Funde von gediegen Platin gemeldet worden, wenngleich eine wissenschaftliche Überprüfung dieser Nachrichten bisher fehlt. Immerhin ist auffallend, daß solche Meldungen gerade aus Bosnien kommen, von Zeit zu Zeit wiederholt; dort liegt nach dem Gesagten die pyroxenreiche, mittlere gebankte Zone vor, die mit dem oberen Ausschnitt der critical zone des Bushveld oder der Pt-führenden Zone des Great Dyke noch am ehesten verglichen werden könnte.

Platinspuren in Magnetitsanden des Porecgebietes bei Tetovo, Südserbien, schon von F. KOSSMAT in seiner Geologie der zentralen Balkanhalbinsel angezeigt, sind weniger mit den Ultrabasiten Mazedoniens als mit Diabasen des Altkristallins im pelagonischen Massiv in Zusammenhang zu bringen. — Siehe auch Bemerkungen über angebliches Platin von Veluce, Westserbien, S. 87, 359).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Sulfidgehalte magmatogener Herkunft in Peridotiten sind wohl stets Platin-verdächtig und auch für den Balkan in dieser Richtung zu beachten.

Kleine Sulfidgehalte in Balkanperidotiten, insonderheit auch mit Chromerz zusammen, sind öfters nachgewiesen. Das Erz von Dubostica in Bosnien, mit pyroxenitischer Gangart, enthält freiem Auge sichtbaren Schwefelkiesgehalt. Auch die erwähnte Sulfidführung des Chromerzes von Petkovich bei Orahovac befindet sich in einer Lagerstätte der mittleren gebankten Zone. A. TORNQUIST, der die Anschliffe dieses Vorkommens untersuchte, fand allerdings kein Platin.

Auch der uralische Typus von Freiplatinvorkommen, in magnesiareichen Olivinduniten auftretend (DUPARC, ZAVARITSKY, BETEKHTIN, SCHNEIDERHÖHN) wäre für den Balkan nicht ausgeschlossen. Dunit oder vorwiegend dunitische Gesteinsmassen, von Pyroxeniten begrenzt, den geologischen Bedingungen etwa der berühmten Pt-Lagerstätte Krasno-Uralsk im mittleren Ural (s. S. 360) vergleichbar, sind auch am Balkan vorhanden.

Beispielsweise sei auf die zum guten Teil aus Dunit zusammengesetzte Peridotitmasse, Chromerz führend, von Kran Mahale bei Saloniki verwiesen, die an eine hangende Pyroxenitzone stößt. Der Serpentinzug von Kran Mahale ist Bestandteil des Lojane-Chalkidike-astes der Vardarperidotitzone, dessen besondere Stellung unter den ultrabasischen Intrusionen der Balkanhalbinsel bereits eingehend erörtert worden ist. Der Lojane-Chalkidike-ast umfaßt in wohlgegliedertem Stockwerksbau fast in allen Querschnitten die volle Skala der peridotitisch-gabbroiden Magmenäußerung und erstreckt sich bei ungefähr gleichem Innenbau über eine Entfernung, die jener der Peridotit-Norit-spalte des Great Dyke bereits nahe kommt. „Ormigliatyp" der Chromerzlagerstätten, sei es in Ausbildung oder nur im Ordnungsprinzip, zeichnet den Lojane-Chalkidike-ast des weiteren aus. Wäre bei dieser reicher differenzierten und unter einem Gesetz stehenden Entfaltung basischer Massen am Balkan, eben für den Lojane-Chalkidike-ast nicht am ehesten zu erwarten, daß auch die erzmagmatischen Begleiterscheinungen hier zu vollständigerer Entwicklung gediehen seien? Daß diese, wenn überhaupt, gerade hier auch Platinführung und sei es auch nur in Spuren in sich einschlössen? Gewiß ist damit nur ein recht vager Hinweis ausgesprochen. Immerhin ist bemerkenswert, daß der schon im vorigen Abschnitt erwähnte angebliche Platinfund von Veluce im westlichen Moravatal, Westserbien, aus einem Pyroxenperidotit stammen würde, der in der ungefähren Fortsetzung des Lojane-Chalkidike-astes nach NW zu liegen käme und, seiner Zonenstellung nach, der mittleren gebankten Zone entsprechen könnte (s. S. 359).

Pyroxenite im allgemeinen sind am Balkan zu sehr mit der magmatischen Hauptphase verknüpft, zu wenig in die mit flüchtigen Bestandteilen beladene, spät- und nachmagmatische Phase gerückt, als daß in ihnen viel Aussicht auf Platinansammlung bestünde.

Für die Primärplatin-Lagerstätte Krasno-Uralsk ist, wie schon im vorigen Abschnitt hervorgehoben wurde, bemerkenswert, daß ihre Ausbeutung als Chrombergbau erfolgt. Die Pt-erzführenden Chromerzschlieren zeigen jenen streifigen, mitunter strähnigen Erztypus von teilweise spätmagmatischem Chromit, rundliche Olivinaggregate umfließend, wie er charakteristisch ist für gewisse Chromvorkommen inmitten Dunit der mittleren gebankten Zone des Vardarraumes, z. B. Kavir Odjak oder Čašak bei Raduscha. Vielfach handelt es sich in Krasno-Uralsk nicht nur um reinen Dunit, sondern auch um pyroxenarmen Peridotit; Pyroxeneinsprenglinge sind in den Anschliffen aus Proben der Chromit-Platinausscheidungen nicht selten wahrzunehmen. Auch Pt-führende Pyroxenite sind aus dem Ural bekannt geworden; die pyroxenitische Randzone des Pt-Dunits von Krasno-Uralsk ist jedoch platinfrei.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Ähnliche Überlegungen wie für Platin gelten auch für das Auftreten von Nickel als Ni-sulfide in den basischen Massen. Zwar ist den Chromderberzen des Vardarbezirkes ein ständiger kleiner Nickelgehalt eigen, nach einer Reihe von Analysen mit nahe an 0·1% anzugeben; vermutlich ist aber dieser Nickelgehalt wie sonst üblich in die Konstitution des beigemengten Olivins eingebaut. Über Zonenverhalten der Nickelführung liegen noch keine systematischen Untersuchungen, Analysen usw. vor. Aber auch für diese Frage ist bezeichnend, daß ein kleiner Fund von derbem primärem Rotnickel-Kies in einem Gabbroaplit der Gorancezone, also im Hangendbereich der mittleren gebankten Zone von Raduscha gemacht wurde, von mir schon vor Jahren beschrieben [64]. Die mittlere gebankte Zone als am längsten in flüssiger Phase verblieben, vermochte am ehesten die wenigen Reste an leichtflüchtiger Magmensubstanz einschließlich der Metallsulfide an sich zu halten und abschließend in gabbropegmatitischen und -aplitischen Gangschlieren zur Ausscheidung zu bringen.

Der vereinzelte lose Fund von Kupfer in Form von derbem Cuprit nächst Raduscha ist ebenfalls aus einer oberen Zone des basischen Massivs herzuleiten (s. S. 357).

In Kraubath in Steiermark ist gediegen Kupfer zusammen mit Nickelsulfiden festgestellt worden (O. FRIEDRICH [cit. 428]). Der Versuch einer Zonengliederung in Kraubath ist noch nicht durchgeführt *).

Sind im peridotitischen Stamm-Magma größere Titangehalte zugegen gewesen, so ist mit ihrer Ansammlung ebenfalls in der mittleren gebankten Zone zu rechnen, wohin leichtflüchtig Bestandteile und besonders leicht bewegliche Restschmelzen reichlicher hochstiegen.

In der Tat sind Rutilausscheidungen in den Pyroxenperidotiten Bosniens (KISPATIČ [81]) häufig beobachtet worden, es herrscht dort die gebankte Zone. Im übrigen spielen Titanoxyde in Balkanperidotiten kaum eine Rolle, das wenige Ti flüchtet sich in Ilmenit der Gabbropegmatite.

Für die Uralverhältnisse hebt J.MALICHEW [534] hervor: Ti als Titanomagnetit geht in die gabbroiden Restschmelzen. Obwohl Titanomagnetit und Chromit viel gemeinsames hinsichtlich Form, Beziehung zum einschließenden Fels, Strukturen, Bildungsphasen usw. haben, gehen doch beide bereits in den Herden eigene Wege.

Jedenfalls finden sich die besonderen Einzeltexturen der Chromite, wie Schlierenplatten, Ovoiderze mit zweiter Erzschale usw. meines Wissens auf Titanomagnetitlagerstätten nirgends wiederholt.

Die Erscheinung zonarer Gliederbarkeit basisch-ultrabasischer Massen ist im allgemeinen eine Vertikalgliederung; sie ist außerhalb Balkan und Kleinasien, freilich unter viel eindrucksvolleren äußeren Erscheinungsbedingungen, seit langem aufgefallen und gewürdigt worden. Die mitunter bescheidenen Unterschiede, mit welchen sich die einzelnen Glieder des Lagenbaues auf Balkanhalbinsel und Kleinasien gegenüberstehen, ließen dort die innere Baugesetzlichkeit der basischen Massen viel später erkennen.

Anderseits wird dort die Erkenntnis durch die Beobachtung auch der morphologischen Phänomene etwas gefördert, welche in dem meist kahlen

*) Im Herbst 1951 konnte ich den von mir schon früher vermuteten Lagenbau für Kraubath in überzeugender Weise feststellen, auch die Chromerzführung paßt sich diesem Lagenbau an und ist mit dem Ormigliatyp der balkanischen Vorkommen vergleichbar.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Serpentingelände auch geringfügige Variationen in Gesteinsausbildung und Innenbau hervortreten lassen.

In der bisherigen Darstellung wurde gezeigt, wie Art und Auftreten der Chromitlagerstätten ausschließlich mit den Gesetzlichkeiten dieses inneren Zonenbaues in Verbindung zu bringen seien. Nebengestein und Zonenstellung im Stockwerksbau sind die bestimmenden Faktoren für das Vorhandensein oder Nichtvorhandensein von Chromitansammlungen in einem an Chromit trächtigen peridotitischen Magma.

In dieser Beziehung sind alle Vorstellungen abzulehnen, die mit heute erkennbarer, meist jüngerer Tektonik der Peridotitmassive ursächlich auch die Häufung von Chromitlagerstätten, das Auftreten reicher Chromerzreviere erklären möchte. In dieser Hinsicht geäußerte Auffassungen von HENCKMANN [4] und WIJKERSLOOTH [361] sind sicherlich nicht aufrecht zu halten.

Der Betrachtung und dem Studium der inneren Zonengliederung Chromerz führender Peridotitmassive des Balkans und Kleinasiens wohnt auch wesentliche praktische Bedeutung inne.

Die geologische Wartung des Chromerzbergbaues in Mazedonien macht sich vor allem die Erkenntnis einer zonaren Gliederbarkeit der Chromit führenden Peridotite zunutze, vermag damit erzhöffige und erzminderhöffige oder sicher sterile Zonen auszuscheiden, sowie erzhöffige Zonen erst jeweils in die richtige Rangstellung zu rücken.

Schon längst ist der Chromerzbergbau am Balkan von dem oberflächenhaften Gewinnungsbetrieb zu gutem Teil bereits durch immer weiter in die Tiefe fortschreitenden Grubenbau abgelöst worden. Ausrichtungsstrecken einzelner Untersuchungsvorhaben erreichen bereits Längen von 1 bis 2 *km*, dringen also schon tief in den Leib der basischen Massen vor.

Die Erfolgsrisken der Untersuchungsarbeiten — auf Chromerzlagerstätten als magmatische Lagerstättengebilde in der Regel größer als auf postmagmatischen, von aufdeckbarer Tektonik kontrollierten Lagerstätten — steigen mit Entwicklung von Stollenbau und Tiefbau beständig. Mit Hilfe der Zonenerkenntnisse ist es in den einzelnen Peridotitmassiven nun möglich, bei tief vorwagenden bergmännischen Aufschlußarbeiten sich auch im Inneren des Gebirges nach geologischen Richtlinien eines weitergespannten Gesichtspunktes als es die Kleintektonik allein gewährt, zu bewegen, die Risken etwas einzuschränken und praktische Voraussagen wenigstens mit einem guten Wahrscheinlichkeitsgrad zu versehen.

Lagenbau und magmatisch geschichtete Zonenbildung ultrabasischer Intrusionen, ihnen zugeordnet die von ihnen getragenen Chromit- und anderen magmatischen Lagerstätten, sind nicht als Sonderfall und Ausnahme sondern eher als Regel in der Entwicklung der basischen Massive zu betrachten. Dies beweisen uns die Fülle vergleichbarer Erscheinungen auf fast allen großen basischen Massiven.

Es liegt in der Eigenart basischer-ultrabasischer Intrusionen, daß sie, vermutlich durch gleichzeitige Bestandfähigkeit mehr minder viskoser Teilschmelzen begünstigt, jeweils nach schichtiger Ausbreitung auch dort streben,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

wo ihnen langdauernde ruhige Erstarrung unter Bedingungen reiner Kristallisationsdifferentiationen versagt bleibt.

Selbst im extremen Fall der ultrabasischen „Pipes" ist eine Art schichtige Ausbreitung zustande gekommen, wenn auch hier unter besonderen Bedingungen in Form vertikaler zylindrischer Umwandungen verschiedener Gesteinszonen.

Die Frage wird allgemein weniger lauten: ist diesem oder jenem großen geschlossenen basischen Massiv primärschichtiger Lagenbau eigen, sondern viel häufiger wird der Fall vorliegen, daß Tektonik und Metamorphose den fast immer vorhandenen Lagenbau nicht mehr hervortreten lassen. Vor allem jüngere Tektonik hat die Anisotropie im Bau basischer Massen des Balkans, wohl auch Kleinasiens, für ihre Zwecke sich nutzbar gemacht und in Lagengrenzen oder Zonengrenzen mit Vorliebe Schubbahnen hineinverlegt.

Am Balkan sind die Fälle selten, wo die Lagerungsverhältnisse der basischen Massen die Bedingungen zur Zeit der magmatischen Intrusionen in vollem Umfange wiederspiegeln; nach außen sind meist nur mehr jene Lagerungsbeziehungen zu erkennen, welche durch die nachfolgenden Vorgänge der „tektonischen Intrusionen" geschaffen wurden. Aber auch dann zeigt sich noch oft, daß Reste innerer Zonengliederung mitüberliefert werden, deren Erkenntnis die Baugesetzlichkeit solcher basischen Massive aufzuhellen vermag.

V. Instrusionsmechanik und Raumformen, Kontaktmetamorphose und Altersfragen der Chromerz führenden Peridotitserpentine.

Die Erkenntnis der Intrusionsmechanik und des Alters von Peridotitmassiven im allgemeinen, insonderheit aber von den Peridotiten des Balkans und Kleinasiens sieht sich schwierigerer Beantwortung der Fragestellungen gegenüber als es bei anderen eruptiven Gesteinen der Fall zu sein pflegt.

Der Mangel an kräftiger Kontaktmetamorphose, ja das in der Regel völlige Fehlen unmittelbarer Erscheinungen der Kontaktmetamorphose in Form von Kontaktmineralisation, erschwert die Beurteilung von Kontaktgrenzen hinsichtlich ihres primären oder sekundärtektonischen Ursprungs.

Schwere- und Kohäsionsunterschiede zwischen dem Peridotitmassiv und seinem Hüllgestein wirken sich gerade an den Grenzen in mehr minder intensiver Differentialbewegung bei jeder Gebirgsbeanspruchung aus. Ungestörte Peridotitmassive mit unversehrten Primärkontakten gibt es weder am Balkan noch in Kleinasien, sie sind auch sonst in der Welt nicht gerade häufig. Für die balkanisch-anatolischen basischen Massive gilt, daß eine Reihe von Gebirgsbildungsphasen über sie hinweggegangen ist und ihnen ihre Wirkung aufgeprägt hat, im sinnfälligsten Maße sind oft gerade die Kontakte hievon betroffen worden.

F. KOSSMAT [751] zeigt 1937 in seiner Arbeit über den „ophiolithischen Magmengürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems", mit welcher Studie er neben G. STEINMANN [805] u. a. mit zu den ersten

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gehört, die sich mit den allgemeinen Problemen weltweiter Serpentingeologie beschäftigt haben, die Schwierigkeiten auf, welche der sicheren Altersbestimmung ophiolithischer Gesteine im besonderen entgegenstehen, er hat die geringfügige Kontaktmetamorphose sowie das tektonische Verwischtsein der Ränder hiebei hervorgehoben und einen Ausweg gesucht in der Vorstellung, daß für die Peridotite eben ganz eigene, von anderen Plutonen völlig abweichende Intrusionsumstände anzunehmen seien.

Zwar hat sich seit den Arbeiten dieses Altmeisters der Balkangeologie die Einzelkenntnis peridotischer Magmenbezirke auf der Balkanhalbinsel um einiges vertieft, aber auch die neu vorbringbaren Argumente sind noch weit davon entfernt, mit voller Schlagkraft das Wesen zu überwinden, welches in den Schwierigkeiten einer gesicherten Altersdeutung dieser Peridotitintrusionen liegt.

Mit Klarheit ist aber eines auszusprechen: weder die Altersklärung der Verbandsgesteine des Serpentins allein noch die tektonische Position der Serpentine für sich oder die oft mehr unsicher als sicher deutbaren Anzeichen von Kontaktmetamorphose vermögen im Einzelfall immer einen tragfähigen Rückschluß auf das Peridotitalter aufzubauen, immer wird es eines Gegenüberstellens von Einzelbefund und Gesamtphänomen der Peridotitintrusionen in wechselseitiger und weit ausholender Betrachtung bedürfen, um schrittweise das Fundament für eine gesicherte Alterserkenntnis dieser Intrusionen zu verbreitern.

Was nützt schon immer die Alterserkenntnis der Verbandgesteine des Serpentins allein, wenn sich der Serpentinkontakt als ein tektonischer von bedeutender Wirksamkeit erweist? Auch schließen unter den Verbandsgesteinen des Serpentins gerade die Diabas-Hornstein-Schichten häufig Klippenzüge von Korallenkalken oder überhaupt von Kalken mit bestimmbaren Fossilien ein, die, ihrerseits zwar stratigraphisch horizontierbar, sehr oft nur als tektonische Einschüblinge zu betrachten sind.

Wird die tektonische Stellung des Serpentins zu seiner Altersdeutung herangezogen, bedarf es vorher einer gesicherten Klärung in der Frage des Alters der Tektonik. Da aber in der Regel mehrere Gebirgsbildungsphasen über Serpentinareale hinweggegangen sind, muß eben jene früheste, noch mit Serpentin in Wechselwirkung stehende, richtig erkannt und benannt werden — ein Ziel, nicht immer einwandfrei erreichbar.

Von den Phänomenen der Kontaktmetamorphose sind jene herauszuschälen, die auch wirklich Peridotit und Gabbro allein betreffen und nicht etwa auch Diabas einbegreifen, dessen Eruptionsalter, als „basischer Eruptivdurchläufer" unzweifelhaft noch in weit jüngere Zeiten als der ultrabasische Hochstieg hinaufreicht.

Eine der wichtigsten und ersten Prüfungen an basischen Plutonen bleibt also immer noch jene der Kontakte: wo liegt echter Primärkontakt vor, welche Befunde lassen zumindest auf wenig bewegten, wenig veränderten Primärkontakt schließen?

Es wurde bereits betont, daß mit völlig ungestörten Peridotit-Kontakten auf Balkan und in Kleinasien nirgends zu rechnen ist, überall gibt es Anzeichen tektonischer Beanspruchung und Bewegung besonders an den Rändern. Aber doch heben sich einzelne Peridotitmassive heraus, die noch viel von ihrem ursprünglichen, geschlossenen Bau zu verraten scheinen. Die Detailkartierung dieser Massen einschließlich ihres Rahmens bringt dies zutage, aber auch das Studium des Innenbaues solcher Massive, wo sich dann in der Regel zeigt, daß innere Zonengliederung, Stockwerksbau und entsprechende Einordnung und Typenverbreitung von Chromitlagerstätten in ausgezeichneter Weise, ja im großen gesehen in ungestörten Lagerungsbeziehungen erhalten blieben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

An diese relativ ruhig gelagerten Peridotitvorkommen ist in erster Linie anzuknüpfen, wenn zu den Fragen der Intrusionsform und des Intrusionsalters mit einigem Gewicht Stellung genommen werden soll. Hier zeigt sich am ehesten, daß auch für die Verbandsgesteine Gemeinsamkeiten in Fazies, Alters- und Lagerungsbeziehungen gelten, auch die Phänomene der Kontaktmetamorphose, seien es auch nur solche verschwommener Art, gelangen hier am ehesten zur Beobachtung.

AMPFERER und HAMMER [25] haben am Zlatibormassiv Westserbiens frühzeitig die fesselnde Aufgabe erkannt, die sich aus dem Studium des Fragenkomplexes von Peridotitmassiven ergibt, wenn diese um ihrer selbst willen in den Blickpunkt der Beobachtungen gerückt und nicht als vorweggenommene Glieder einer bestimmten tektonischen, metamorphen oder Altersserie übernommen werden; sie haben diese Aufgabe in Gründlichkeit und richtungsweisend für spätere Zielsetzungen dieser Art durchgeführt.

Intrusionsmechanik und Raumformen.

Der Mechanismus einer Intrusion, abhängig von Beschaffenheit, Bewegungskräften und sonstigen Wirkkräften des Magmas, und die hiebei erzielten Raumformen des Plutons bedingen sich gegenseitig. Dies trifft auch für die Peridotite zu, ein Besprechen dieser Fragen bringt jeweils notwendig auch diese Verflechtung zum Ausdruck.

Die Peridotitmassive kommen in geschlossenen Massen hoch, soviel wie nie verlieren sich diese Eruptionsvorgänge in Bildung von Apophysen und seitlichem Ganggeäder, wie etwa Granite, deren Gangdurchbrüche oft gehäuft in Nähe der Hauptmasse, entfernt davon abklingen.

Peridotitisch injizierte Schiefer gibt es nicht.

Was da von „Serpentinapophysen" und „Serpentingängen", die Hüllgesteine der Balkanperidotite durchbrechend, beschrieben wurde, hat sich noch immer als tektonischer Schubkeil, oder, wie beim Serpentingang von Lojane als längliche Scholle älteren Serpentins von jüngerem Granit hochgefördert, erwiesen.

F. NOWACK [235, 236] hat „Serpentinapophysen" aus dem albanischen Flysch namhaft gemacht, aber stets finden sie sich in stark gestörten, mit Schubkeilen anderer Fremdgesteine versehenen Abschnitten und es erscheint mir unzweifelhaft, daß es sich ausschließlich um tektonisches Eindringen handelt.

Das gleiche gilt wohl für die sogenannten „Serpentinapophysen", welche A. PILGER [137, 138] und K. H. v. LEDEBUR [90] in den Diabas-Hornstein-Schichten des bosnisch-westserbischen Abschnittes vorzufinden meinen; jene Fälle, wo ich in Bosnien durch eigene Beobachtung vor die Frage gestellt war, haben mir für Serpentin stets den Schluß auf tektonisches Eindringen solcher Serpentinlinsen aufgedrängt.

Ausnahmslos ist an solchen Örtlichkeiten Austritt sichtbarer Störungen und sehr häufig mylonitischer Charakter des Serpentins bezeichnend. Allein sein Auftreten nur in Zonen reichlicher und intensiver Durchstörung mahnt zur Vorsicht, aus solchen Lagerungsverhältnissen bestimmte Altersdeutungen zu wagen.

Erst die meist etwas jüngeren Glieder des basischen Zyklus, Gabbro und noch mehr Diabase, sind von pegmatitischen und porphyritischen echten Gangdurchbrüchen, auch von Tuffen begleitet gewesen, die auch in die Hüllgesteine übergreifen, aber gewöhnlich auf den engeren Umkreis des basischen Massivs selbst beschränkt bleiben.

Gleichzeitige Effusionen basaltischer Art oder auch basaltische Randzonen fehlen den peridotitischen Intrusivzonen des Balkans und Klein-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

asiens; die jungen Basaltdecken daselbst sind in ihrer Bildung weite Zeitepochen hievon abstehend.

H. H. HESS [739, 741] nimmt als Beweis, daß die orogenen Peridotite nicht von einem basaltischen Magma abstammen, das Fehlen basaltischer Abkühlungsfazies bei diesen an, die bei nicht-orogenen Peridotiten, wie jenen von der Insel Skye in Schottland die Regel seien.

Eine weitere Eigentümlichkeit, die H. H. HESS verallgemeinernd für amerikanische und außeramerikaniche Serpentinvorkommen ausgesprochen hat, die ebenso von den europäischen Vorkommen seit langem in gleicher Art beschrieben wurde, besteht in der formalen Ausbildung der Serpentinmassen: Hauptform ist die konkordante Linsenform. Dies trifft im kleinen zu, aber auch die großen „Lakkolithen" sind meist nichts anderes als ins Gigantische gewachsene, aufgeschwollene intrusive Linsenkörper in konkordantem Verband mit der Hülle.

Diskordante Raumbildung seitens ultrabasischer Magmenhochstiege wird selten vermeldet.

A. L. HALL sieht am Bushveld-Komplex Rhodesiens teilweise eine „transgressive Intrusion", wobei die Transvaalschichten als Liegend vom basischen Pluton schräg durchschnitten werden. In Gesamtheit handle es sich aber auch beim Bushveld um einen, dem Liegend konformen, flach schüsselförmig ausgebreiteten Lakkolith-artigen Eruptivkörper (Lopolith), dessen Ränder durch Sinken während der Platznahme infolge des enormen Gewichtes nachgezogen wurden.

C. A. WEGMANN [899] stellt als Nebenformen der Linsen spindelförmige und fischförmige Gestaltsumrisse für die Ophiolithe heraus.

Zu diesen Besonderheiten der basischen Eruptivmassen nach außen tritt nach innen die im vorhergehenden Abschnitt besprochene Neigung zu Zerfall in Teilschmelzen, Absondern von Kristallisationsdifferentiaten unter Entstehung fallweise von Ansätzen bis zu durchgebildeter magmatischer Schichtung.

Die Linsenform der Serpentine innerhalb ihrer Hüllgesteine, das Vordringen von Serpentinlinsen auch in verhältnismäßig wenig metamorphosierte Gesteinsserien, auf der anderen Seite die experimentell abgeleiteten hohen Schmelztemperaturen der Ultrabasica führten F. KOSSMAT [751] zur Vorstellung, daß die Peridotite am Balkan ihre Intrusion in die sie heute umgebenden Hüllgesteine in festem kristallinem Zustande vollführten, „wahrscheinlich vergesellschaftet mit einer komplexen Schmelzlösung, deren Pressung die Bewegung entlang von Translationsflächen ermöglicht"; in dieser Art würde der Serpentin als Festes die obere Region der Erdrinde erreichen können und „zwar hoch erhitzt, nicht aber als flüssige Masse den Ergüssen der Kissenlaven (Diabase) folgen", für letztere hat KOSSMAT die Stellungsnahme „älter als Peridotit" bezogen.

In der Tat könnte dem rein geologischen Eindruck besonders kleiner Serpentinlinsen, vor allem jener, die in jüngeren Gesteinsserien stecken, feste Intrusionen, eine Raumnahme schon näher nach Art kalter Durchspießungen, glaubhaft erscheinen. Immer aber ergibt sich in solchen Fällen bei vertiefter Einzelbeobachtung, daß der Verband eher oder eben so gut ein rein tektonischer sein kann. Dort aber, wo größere geschlossene basische Massen vorliegen, wie in dem so oft herangezogenen Raduschabezirk, aber auch in allen anderen Peridotitmassen, deren Innenbau genauer untersucht wurde, enthüllt das geologische und petrographische Einzelstudium einen gliederbaren magmatischen Stockwerksbau, der häufig auch mit

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der endgültigen Lage des Eruptivs in seiner Hülle Zusammenhänge besitzt — zumindest jenes des gemeinsamen Lotes mit der Hülle zur Zeit der Intrusion — was alles nur aus schmelzflüssigem Gehaben der Peridotitmasse zum Zeitpunkt der Raumnahme hergeleitet werden kann. Besonderheiten dieser Raumnahme müssen auf eigentümliche chemisch-physikalische Bedingnisse der Mg-Fe-reichen Silikatschmelzen zurückgeführt werden.

Der allgemeinen Linsenform angeschlossen, erweisen sich für große Peridotitmassen auch andere mit dem Schichtverband konkordante Raumformen z. B. nach Art der sichelförmigen Phakolithe und brotlaibähnlichen Lakkolithe verbreitet. Plakolithe nennt G. Steinmann [805] weit ausgedehnte buckelige Platten, in welcher Form Serpentingestein im Apennin öfters erscheint.

Gedrungene Bauformen sind für basische Massen, groß wie klein, überhaupt die Regel.

„Die Baukraft peridotitischer Magmen ist auffallend bescheiden und schlicht" (O. AMPFERER).

Batholithe, stockartige Plutonformen mit scharf ausgeprägten Diskordanzen zu den Hüllschichten, sind für Peridotitmassive nicht bezeichnend, wohl aber kommen sie für Gabbrodurchbrüche in Betracht, die auch zu Bildung von Trichterplutonen neigen können. Raumformen, die sich an die schimmelpilzähnlichen Lopolithe anlehnen, treten auch unter den Peridotitkomplexen auf. Lagerausbreitung, „sill", geht aus flach linsenförmigen Gesteinskuchen durch Weiterentwickeln zweier Flächendimensionen hervor und dürfte auch für peridotitische Intrusiva des Balkans verbreiteter sein, als heute die arge tektonische Zerstückelung solcher flachen Gebilde noch erkennen läßt.

Echte Gangformen an Peridotitgesteinen sind nicht gerade häufig, schon gar nicht in kleinen Dimensionen. Wo große Eruptivspalten, gefüllt mit basisch-ultrabasischen Gesteinen vorliegen, ist mitunter schon lagerartige oder gemuldete lopolithähnliche Bauform herauszufinden.

Ganz allgemein hat H. CLOOS [713] die synklinale Bauform basischer Plutone hervorgehoben und in charakteristischen Querschnitten gegenübergestellt. Immer ist es hier auch der Innenbau mit Stockwerk- und schichtiger Zonen-Gliederung, welcher sich in den äußeren Bauformen wiederspiegelt. Auch für die großen geschlossenen Massen der Balkanperidotite sind Anklänge an synklinale Baunatur da und dort erweisbar.

Für den Zlatibor in Westserbien haben AMPFERER und HAMMER [25] — entgegen der Anschauung von F. KOSSMAT — die Vorstellung gewonnen, daß die peridotitischen Gesteine in paläozoischer Zeit in eine mehr minder flach gelagerte, alte (paläozoische) Schieferserie zu einem gewaltigen Lakkolithen eingepumpt worden seien, beide Verfasser sind hiebei der Vorstellung submariner Intrusion entgegengetreten und haben das Eindringen in landnahe Sedimente betont. Der Intrusionsvorgang wird von AMPFERER treffend mit der Wirkung einer hydraulischen Pumpe verglichen.

Die nächstgroße Ibarmasse ist noch in keiner hinreichend genauen Einzelkartierung zu übersehen. Dieses Peridotitmassiv, von bedeutenden tektonischen, im Fortstreichen der Vardarzone nach NNW gelegenen Bewegungsflächen erfaßt, von nachfolgenden jungvulkanischen Durchbrüchen des Tertiärs erneut aus dem Zusammenhang gerissen und oft nur in Ruinenschollen erhalten geblieben, bedarf mehr als Profilbereisungen und flüchtiger Gesamtaufnahmen, um über die ursprüngliche Raumform genauer schlüssig zu werden. Vorläufige Anhaltspunkte, z. B. von Serpentin umschlossene Kristallininseln bei Gokčanica im O-Bereich des Ibartales, deuten eher auf breite Spaltendurchbrüche denn auf Lakkolithbildung.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

In den genauer untersuchten Peridotitzonen zwischen Vardar- und Lepenactal, insbesondere im Chromerzrevier von Raduscha, ist wie am Zlatibor die Vorstellung nahegerückt, daß bei der Intrusion großlinsige, lakkolithartige Ausbreitung des Peridotits in eine alte Schiefer-Kalkserie vor sich ging. Doch sind auch hier noch nicht alle Probleme gelöst. Die Schiefer und Kalke der Unterlage des Raduscha-Peridotitmassivs, bergmännisch durch Querschlagsarbeiten mehrfach erschlossen, tragen überall Anzeichen lebhafter Differentialbewegungen gegenüber Serpentin; am Beispiel von Orašje wurden 1937 [6] solche tektonische Diskordanzen vom Kontakt des Massivs abgebildet.

Auffallend ist, daß der Jezerina-Ostrovica-Peridotit, der, heute getrennt durch das Schar-Kristallin, ursprünglich die Fortsetzung des Raduscha-Serpentins im NW-Streichen bildete, an seinem Liegendrand von einem dünnen, aber erstaunlich regelmäßig anhaltenden Span hochmetamorphen Kristallins begleitet ist, dem weiter im Liegend wieder phyllitische Gesteine, kristalline Kalke, Sandsteine, Grünschiefer und Kieselgesteine folgen, bis endlich geschlossenes Höherkristallin erreicht wird. Bereits 1937 habe ich dem Verdacht Ausdruck gegeben, daß es sich bei diesen Serpentinmassen um ursprünglich mit Kristallin in Verband stehende Eruptiva handle, die später durch die aus NO her wirksame Tektonik aus dem ursprünglichen Verband herausgepreßt wurden.

Die Lagerungsverhältnisse Jezerina-Ostrovica wurden im Frühjahr 1941 nochmals überprüft. Tatsächlich sind beachtliche Schollenstörungen an der Peridotitbasis nachzuweisen. Der Rand zu Hochkristallin erscheint jedoch hier so nahegerückt, ja oft nur um Beträge von einigen 100 *m* von Peridotit und Hüllschiefer entfernt, daß ein sich ablösender Kristallinspan angesichts der starken lokalen tektonischen Durchwirkung an der Serpentinunterlage bald seinen Weg in diese finden konnte, ohne deshalb Überschiebungen großer Reichweite erforderlich zu machen. Wahrscheinlich lag eben das peridotitische Intrusionsniveau selbst knapp an der Grenze Kristallin-Paläozoikum.

Amphibolitspuren und eine eng begrenzte Scholle von Paragneis sind nunmehr auch an der Unterlage des Raduschaserpentins festgestellt.

Die Chromerz führenden Peridotitmassen von Soufflion in Thrazien stecken in alten Gneisen, zu denen sie mit breiten Amphibolitgürteln abgegrenzt sind. Tektonisch ruhiger gelagert als die nordwestlich davon in Altbulgarien befindlichen Peridotitmassen bei Krumovgrad, in mäßiger kristalline Schiefer gehüllt, ist der Peridotit von Soufflion als mächtige Lagerintrusion in Gneise aufzufassen.

Ist auch für Einzelfälle geologischer Untersuchung von Peridotitmassiven der Balkanhalbinsel der Schluß auf Verbreitung lakkolithartiger Bauformen naheliegend, so führt die Betrachtung der Gesamtheit der balkanisch-anatolischen Peridotitzüge doch eher zur Vorstellung, daß weniger die individuelle Form des Lakkolithen als vielmehr weit ausgreifendes Hochdringen des Peridotitmagmas an Großspalten mit seitlicher lagerartiger, sillähnlicher Ausbreitung in Schiefergesteinsserien hinein, die eigentliche Grundnote, die übergeordnete Bauformel sei.

Für die geologischen Verhältnisse des Apennin sah sich G. STEINMANN [805] ebenfalls von der Auffassung gedrängt, daß dort die Serpentinplakolithe aus großen Spaltenergüssen hervorgegangen seien.

Freilich haben die jüngeren Gebirgsbewegungen viel von diesen ursprünglichen Bauformen verwischt, nur dort, wo die Interferenz der jüngeren Bewegungen mit älterer, die Raumbildung für die basischen Plutone einbegreifender Tektonik unter spitzwinkeliger oder gar paralleler Zuscharung erfolgen konnte, ist mehr von den ursprünglichen Raumformen der basischen Plutone erhalten. Auch örtliches mehr minder „in den tektonischen Schatten-Gestelltsein" während der großen tektonischen Umwälzungen konnte bewirken, daß die ursprüngliche Bauform des Peridotitmassivs in breiterem Ausschnitt überliefert wurde.

Eine solche mit Peridotit erfüllte Spalte von ganz erstaunlicher Längserstreckung wurde in dem Lojane-Chalkidike-ast der Vardarzone aufgezeigt. Über 200 *km* mit teils primären, teils wohl nur erosiven Unterbrechungen läuft diese Peridotitzone, von noritischen Gabbros, Pyroxeniten

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und Diabasen begleitet, mit gleichem geradlinigem Streichen durch; Lagenbau und Chromerzlagerstätten finden in ihr besondere Gestalt. Ja, es wäre zu erwarten, die Fortsetzung dieser Peridotitzone, die bei Ormiglia auf der Chalkidike ins Meer ausstreicht, jenseits desselben geradezu auf Grund der sie kennzeichnenden Verhältnisse ihres Innenbaues auf kleinasiatischem Boden wieder zu erkennen. So müßte sich entscheiden, ob tatsächlich, wie KOSSMAT vermutet, ein bogenförmiges Abschwenken der Vardarzone nach O im Untergrund der Ägäis und Einstreichen in die Serpentine von Mysien stattfindet — durch das völlig abweichende Serpentinstreichen auf der Insel Mytilene wenig wahrscheinlich — oder die geradlinige Fortsetzung weiter nach SO erfolgt, um dann, wenn überhaupt in dieser Form, erst weiter im S in die Serpentine der Taurusketten einzuschwenken, wie es die Karten von W. v. SEIDLITZ und WIJKERSLOOTH darstellen.

Der ursprüngliche Spaltencharakter des Lojane-Chalkidike-astes ist in erster Linie und im raumbildenden Sinne durch große Längserstreckung bei geringer Breite betont; sein Innenbau, besonders auf der Chalkidike selbst, läßt Anzeichen synklinaler Stockwerksbildung erkennen, wie sie ähnlich, nur viel ausgeprägter etwa vom Great Dyke, Rhodesien, bekannt ist.

Sind genetische Beziehungen gemeinsamer intrusiver Raumbildung auch für andere Peridotitzüge der Balkanhalbinsel zu erblicken? Diese Frage ist vorläufig noch schwierig zu beantworten, viel hängt davon ab, wie weit es gelingen kann, die alten mit Serpentin verflochtenen Baustrukturen von den jüngeren alpino-dinarischen zu lösen.

Wahrscheinlich entspricht die Peridotitzone des Vardar-Lepenac-Gebietes und ihre nach NW und SO gerichteten Fortsetzungen einer zweiten parallelen Hauptspalte der Vardarfurche.

Von den westlichen Abschnitten der albanischen Serpentinzone, das Merditaland inbegriffen, wo sich tektonische Störungen, Südwestwärtsverfrachtungen und Schuppenbildung aufs gewaltigste steigern, ist naturgemäß in der Fragebeantwortung nach Intrusionsmechanismus der Peridotite wenig zu erwarten.

Im O Albaniens, für den geschlossenen Hauptast der albanischen Peridotitzüge, dem W-Abfall des pelagonischen Kristallinmassivs z. T. sich anschließend, sind Anzeichen autochthoner synklinaler Baunatur gegeben, mit dem Ausfüllen einer breiten NNW—SSO sich erstreckenden Spalte gut vereinbar. Besonders der Raum von Kukes in Nordalbanien mit seinem klaren, ruhig gelagerten Stockwerksbau des peridotitischen Komplexes nährt diese Vorstellung. Weniger entsprechen ihr die Phänomene der Scharung am N- und S-Rand der pelagonischen Masse. Dieses ringförmige Umwalltsein der pelagonischen Kristallininsel durch Serpentinzüge findet zwangsloser seine Deutung, wenn ein Intrusionsniveau in Hangendnähe dieses Kristallins angenommen wird, in dem sich Peridotit als mächtige ausgedehnte Sills, von Spaltenaufstiegen gespeist, deckenartig über und zwischen Kristallin ausgebreitet hat und erst infolge der jüngeren Tektoniken und von diesen ausgelösten Erosionstendenzen eine Zerteilung in westlichen und östlichen Ast erfuhr.

Die bosnischen und westserbischen Serpentinmassen, in die Fortsetzung von Albanien und Vardarzone fallend, weisen in ihrer gegen-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

seitigen Anordnung ebenfalls auf eine größere gemeinsame Bauform hin, als etwa die Sonderbetrachtung des Zlatibor-Lakkolithen hievon zu enthüllen vermochte.

Die Serpentine der Ostrhodope sind in einer Linie angeordnet, die in NW—SO-Richtung von Plovdiv bis Soufflion reicht, allerdings durch das Wirrsal interferierender Tektonik nur mehr bruchstückweise angedeutet, aber doch noch als ehemalige Spaltenrichtung verdächtig.

Somit führen die genannten Beobachtungen und Vorstellungen dahin, die Hochförderung der ultrabasischen Massen der Balkanhalbinsel auf wenige Hauptförderspalten oder Spaltengruppen zu verlegen — für den zentralen Balkanraum gesehen: die westlichsten Spalten, Albanien-Serpentinzüge und äußere Vardarzone umfassend, eine mittlere Spalte ist im Lojane-Chalkidike-ast zu erblicken, eine östliche Spalte, an der Ostflanke der Rhodope angelehnt, ist in den ostbulgarisch-thrazischen Serpentinzügen verkörpert. (Siehe auch Abb. 138 und Tafel VIII.)

Spaltenzüge und von diesen ausgehend lagerförmige Ausbreitung, relativ niveaubeständig, in Außenzonen der kristallinen Schieferhüllen alter Kernmassen, bzw. in ihr paläozoisches Dachgebirge hinein, scheinen auch der Verbreitung der ultrabasischen Gesteine in Kleinasien die Wege gewiesen zu haben.

Die Tatsache, daß an Peridotitmassiven der Balkanhalbinsel und Anatoliens bei Andeutung magmatischer Schichtung zugleich Anzeichen beginnender oder besser: unterbrochener und wiederbeginnender Kristallisationsdifferentiationen festzustellen sind, auf jeden Fall zeitweise statische Kristallisation herrschte, führt zur Annahme, daß der endgültige Verfestigungsvorgang entsprechende Zeiträume relativ orogenetischer Ruhe zur Verfügung hatte. Auch das Zurücktreten oder völlige Fehlen von Fließformung im großen innerhalb der basischen Massive ist darauf zum Teil zurückzuführen. Mangelnde tektonische Bewegung während der Kristallisation drückt sich auch in dem fast völligen Mangel an Protoklase aus, wo solche an Einzelbefunden, etwa in Dünnschliffen von Pyroxeniten ersichtlich, festgestellt wird, sind örtliche doch keine regionalen Anlässe der Bewegung und Zermalmung im Halbfesten gegeben. Wie weit die Ausbildung von Paralleltextur der Bändergabbros auf kinetische Vorgänge während der Kristallisation beruht, und nicht etwa auf Besonderheiten in der statischen Kristallisation, bleibt noch dahingestellt.

In der Mehrzahl der Fälle dürfte es sich ja bei Bildung der basischen Massive um heterogene Magmen gehandelt haben, die, in Teilmagmen zerlegt, in flachen Fladen sich übereinandertürmend Raum schufen, vielfach ungestört durch von außen einwirkende Bewegungsvorgänge. Nur zu bescheidenem Maße und vereinzelt ist Fließfaltung im kleinen an bänderigen Chromitlagerstätten anzutreffen, Phänomene, die meist aus örtlichen inneren Magmenkräften allein erklärbar sind.

Die internen magmatischen Phänomene der ultrabasischen Gesteine geben also auch bei Beurteilen der Erscheinungsformen der Massive Hilfsmittel ab, zu scheiden, wie weit rein magmatische Vorgänge oder spätere tektonische Einflüsse die gegenwärtige Raumlage der Massive geschaffen haben können. Da wird es sich wohl immer herausstellen — in den mir bekannten Fällen stets — daß jene Serpentinvorkommen, die in Über-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schiebungsbahnen der alpin-dinarischen Tektonik stecken oder zu diesen scheinbar in ursächlicher Beziehung stehen, doch nichts anderes sein können, als durch rein tektonische Kräfte erfolgte tektonische Intrusionen, ein passives Mitgeschlepptsein erkalteter, gut gleitfähiger Serpentinschollen in die jungen Aufschubbahnen.

„Syntektonische Intrusion" der Serpentine in kretazisch-tertiäre Deckenbahnen haben frühzeitig, den Anschauungen von E. SUESS (Antlitz der Erde) folgend, in der Auffassung der im Südkarpathenbereich tätigen Geologen (MURGOCI, ARGAND, zuletzt auch GHIKA BUDESTI, STRECKEISEN u. a.) Fuß gefaßt, doch wurde von dort immerhin betont, daß das basische Magma nicht nur an der Überschiebungsbahn, sondern auch innerhalb der Decke selbst Platz genommen habe. Vielleicht wird aber doch jene Erfahrung, welche in jüngster Zeit im Peridotitgebiet am Donauknie bei Oršova ältere vormesozoische Intrusion der Ultrabasite gesichert hat (STRECKEISEN, CORDARCEA u. a.), auch auf den weiter östlicher gelegenen Anteil der Südkarpathen sich als anwendbar erweisen.

Um rein tektonische Instrusionen handelt es sich wohl auch in allen jenen Fällen, die v. SEIDLITZ als „Überschiebungsapophysen" in Störungsbereichen der Randgebirge im östlichen Mittelmeer anführt.

Allerdings hat H. H. HESS [739, 741] jüngst ebenfalls für die Orogenperidotite sich zugunsten Intrusion während der Tektonik ausgesprochen und nach BOWEN (cit. HESS) würden alle Serpentine ihre heutige Lage bereits als feste Masse während der Gebirgsbewegung erreicht haben! In eingeschränktem Sinne — da sämtliche Serpentinmassen durch eine Folge von postmagmatischen Tektoniken aus ihrer ursprünglichen Hülle wohl stets etwas gelockert und teilweise herausgelöst sind und es völlig unbewegt gebliebene Serpentinmassive kaum geben wird — hat diese Auffassung auch für die Balkan-Kleinasien-Peridotite einiges Richtige und ist bereits von F. KOSSMAT diskutiert worden.

BOWEN und SCHAIRER [703] haben das Problem der Dunitintrusion „im Licht des Olivinschmelzdiagramms" erörtert:

Die gewöhnlichen Olivine mit 10—15% Fe_2SiO_4 (Fayalit) liegen im Schmelzpunkt noch immer nahe jenem des reinen Mg_2SiO_4 (Forsterit) mit 1850° C. Auch der Hortonolith erreicht erst 53% Fe_2SiO_4, während reiner Fayalit bei 1100° Schmelzpunkt liegt; Beantwortung der Frage, ob Dunit flüssig intrudiere, müsse ausweichend in einer besonderen mechanischen Form der Intrusion gefunden werden. — Zuletzt N. L. BOWEN und O. F. TUTTLE [704 a]: Nach Schmelzversuchen in geschlossenen Bomben besteht keine Wahrscheinlichkeit, daß ein „Serpentinmagma" unter 1000° existieren könne, was zur Annahme führe, daß Serpentin-„magma" in festem Zustande intrudiere.

Über Temperatur und Kohäsionsbeschaffenheit des ultrabasischen Magmas, die Wirkkräfte des Magmenaufstieges mitbeurteilen lassend, sind bereits in den Ausführungen zur Magmenkunde der ultrabasischen Gesteine unter den petrographischen Bemerken Angaben gemacht worden. Entgegen experimenteller Erfahrung sind für die Ultrabasite zur Zeit ihrer endgültigen intrusiven Raumnahme relativ mäßige Temperaturen und zähflüssige Beschaffenheit als wahrscheinliche Magmeneigenschaften anzunehmen.

Es wurde wiederholt darauf hingewiesen, wie das Erscheinungsbild der petrographischen Abgrenzung unter den verschiedenen Differentiaten, die gewundenen Grenzlinien, die magmatische Verschweißung der Grenzen zueinander, träge kurzstämmige Formen der Schlieren und Schlierengänge, die zögernde Reaktion der sinkenden Chromitdifferentiate auf die Schwerkraft während der magmatischen Großschichtung und wiederbeginnenden Kristallisationsdifferentiation, wie alle diese Erscheinungen dafür sprechen, daß die erstarrenden Differentiate, sämtlich noch unverfestigt, gemeinsam eine Epoche durchmaßen, wo zähflüssiger und minderzähflüssiger Aggregatzustand nebeneinander bestanden haben muß, ein Zustand

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

träger nicht mischbarer Gesteinsbreie mit geringfügigem Wanderungs- und Durchdringungsvermögen. Das STOKESsche Gesetz, dem Verhältnis von Fallgeschwindigkeit eines Körpers zur Viskosität des Mediums Ausdruck gebend, findet für diese Bewegungsvorgänge seine Anwendung (siehe Tom. F. W. BARTH [694] S. 43).

Trotzdem verhielt sich die erstarrende Peridotitmasse bis zuletzt als ein Wärmekörper, dem die einheitlichen Wärmespannungen eine gemeinsame, durchgreifende Bankungsabsonderung aufdrücken konnten.

Petrographische „Rassenreinheit" peridotischer Gesteine, das fast völlige Fehlen von Migmatiten, weltweite Gleichförmigkeit an sich, scheinen mitbedingt zu sein durch zähflüssigen Aggregatzustand während des Hochkommens.

Die Temperaturen von Peridotitmagmen brauchen infolge des mitgeführten Wasserdampfes wesentlich niedriger zu liegen als die experimentellen Werte trockener Schmelzen ergeben, die für Olivin bei 1800° C liegen. Darin, wie auch als Folge strenger Bindung des Wasserdampfes an das Magma ohne Möglichkeit gasförmig nach außen zu entweichen, ferner in schlechter Wärmeleitfähigkeit, Wärmeabgabefähigkeit, Reaktionsträgheit usw. hochbasischer Schmelzen, dürften Gründe für die unbedeutende Kontaktwirkung zu suchen sein.

Ein weiterer Grund liegt eben in der Zähflüssigkeit. Bereits 1937 habe ich dargetan [6], wie mich viele geologischen Beobachtungen an balkanischen Peridotitgesteinen und Chromerzlagerstätten zur Annahme beträchtlicher Zähflüssigkeit des Peridotitmagmas geführt haben; viskos scheint bereits eine Eigenschaft des intrudierenden Magmas gewesen zu sein, die über lange Zeiträume der Erstarrung anhielt.

Mit der Auffassung von Zähflüssigkeit des intrudierenden ultrabasischen Magmas stehe ich nicht vereinzelt da. — WEINSCHENK ist, wie ich an früherer Stelle (Abschnitt II) bemerkt habe — aus den Beobachtungen am Stubachserpentin in den Hohen Tauern — frühzeitig, 1892, zu der Auffassung von „wenig leichtflüssiger Beschaffenheit" der basischen Schmelzen geführt worden, die nach seiner Vorstellung allerdings unter Gebirgsspannung in die Hüllschichten eingedrungen seien. — A. L. HALL [597, 598] neigt für die basischen Gesteine des Bushveld in Rhodesien zur Vorstellung viskoser Beschaffenheit ihrer Magmen. — O. H. ERDMANNSDÖRFER [721] hält das intrudierende ultrabasische Magma als bereits im Zustand der Kristallisation befindlich, also mittelbar bereits viskoses Endstadium während der Platznahme voraussetzend.

Daß hoher Viskositätsgrad bei Erkaltung basischer Tiefenmagmen nicht mit Gasbildung einhergeht wie bei den Vulkaniten, liegt eben in den Tiefenbedingungen. Aber gerade die viskose Beschaffenheit der Peridotitmagmen vermag die vielfach anzutreffenden Anzeichen gehemmter gravitativer Kristallisationssaigerung, ebenso die gedrungenen Raumformen, am ehesten zu erklären.

Über die Druckverhältnisse zur Zeit der Raumnahme der Ultrabasite geben die Intrusionstiefen einigen Anhalt. Trotz plutonischen Charakters der Peridotite — R. A. DALY [835] gebraucht den Ausdruck „abyssische Injektionen" — sprechen die Beobachtungen an balkanischen Vorkommen nicht zugunsten von Erstarrung in großer Tiefe, sondern eher für geringe Intrusionstiefen: ohne je die Oberfläche in flüssigem Zustande erreicht zu haben, sind die Ultrabasite als oberflächennahe Intrusionen aufzufassen. Schon die fallweise zeitlich und räumlich enge Verbindung mit Diabasen, Melaphyren und Porphyriten als echte Vulkanite läßt keine große Intrusionstiefe zu, sie wird mit einigen Kilometern unter der zur Intrusionszeit bestehenden Oberfläche zu betrachten sein. Dementsprechend ist auch mit den letzlich wirksamen Druckkräften im Abschlußstadium der Erstarrung zu rechnen.

Auch von Seite der Hüllgesteine, deren Metamorphose bis zu schwach phyllitischer herabgeht, sind mäßige Intrusionstiefen der Peridotitserpentine wahrscheinlich.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der Druck innerhalb hochviskoser Magmen ist nicht immer ein rein hydrostatischer (O. H. ERDMANNSDÖRFER [721]; siehe auch S. 374). Manche örtliche Eigentümlichkeiten in den magmatischen Vorgängen während der Erstarrung der basischen Masse, insonderheit solche an Chromitlagerstätten, sind eben dadurch erklärlich, daß das Einsetzen orientierter Druckkräfte im letzten Stadium der Erstarrung vorausgesetzt werden darf und unter ihren Einflüssen Paralleltexturen weiter ausgebildet oder manche überhaupt ermöglicht werden.

Für den Zlatibor Westserbiens ist O. AMPFERER aus den gesamtgeologischen Bedingnissen zu dem Schluß gekommen, daß der Intrusion zumindest 2 *km* unter der damals bestehenden Erdoberfläche Halt geboten war.

Ähnliches mag für den Raduscha-Lakkolithen gelten.

Ganz allgemein ist zu sagen: aus dem Innenbau der basischen Plutone des Balkans heben sich keine Eigentümlichkeiten ab, die auf bedeutende Verschiedenheit in den Erstarrungstiefen von Serpentinen im Kristallinverband und solchen in halbkristalliner Hülle schließen lassen. Für den Lojane-Chalkidike-ast, der in seinem langen Verlaufe beide Verbandsarten aufweist, ist immerhin auffällig, daß auf der Chalkidike die gabbroiden Ränder der ultrabasischen Gesteinsfolge mit dem Hüll-Kristallin verschweißt sind.

Der öfters erwähnte New Foundland-Peridotit im O Kanada's hat nach Earl INGERSON [660] eine Intrusionstiefe von gleichfalls nur wenigen Kilometern erreicht.

Anschließend ist die Frage nach dem Tiefgang wie auch nach der absoluten Größe, nach dem vorkommenden Gesamtumfang der ultrabasischen Massen des Balkans zu stellen.

Die Peridotite reichen im allgemeinen auch nicht weit in die Tiefe. Bei lagerlinsiger Ausdehnung ist dies nicht anders zu erwarten. Aber auch für die ganz großen Peridotitmassen ist geringer Tiefgang vielfach wahrscheinlich, selbst dort, wo — wie am Zlatibor — die Unterlage nicht immer aufgedeckt ist.

Mit der Angabe über Tiefgang ist gewöhnlich auch die Beurteilung der Serpentinmächtigkeit verknüpft, wobei meist die Gesamtheit des ultrabasischen Komplexes zusammengefaßt wird. Mächtigkeiten von 1·5 bis 2 *km*, gemessen senkrecht zu einer etwa vorhandenen magmatischen Schichtung, sind schon bedeutende Dimensionen dieser Art, zumindest für Balkanverhältnisse, und werden dort nur in wenigen Fällen übertroffen sein.

R. SCHWINNER [17] macht aufmerksam, daß sich auf der magnetometrischen Vermessungskarte der Balkanhalbinsel die basischen Gesteine nur durch geringfügige lokale Anomalien abheben, auch dies spricht zugunsten seichter Peridotit-Teufen.

Unter der Vorstellung eines geordneten Schalenbaues der Erdkruste — Granitschale zu oberst, gefolgt von Basaltschicht, darunter die Peridotitschale — hat H. H. HESS [740] den Zusammenhang zwischen negativen Schwereanomalien und Serpentingürtel zu interpretieren versucht: die Peridotite seien während der Tektonik hochgekommen, wobei ein synklines Herabreichen der Granithülle unter seitlichem Abpressen der Basaltschicht die unmittelbare Berührung mit der Peridotitschale herbeiführte (hier in Abb. 148, S. 590 wiedergegeben).

Mit dieser Vorstellung nach HESS ist nur eine mögliche Art der Simaanzapfung angezeigt, wobei Anteile des Peridotitmagmas in höhere Zonen entlassen werden und etwa über mehrere Stufen von Magma-Zwischenkellern schließlich ihren letzthöchsten Intrusionsplatz noch als Magma beziehen.

Der Bau des Zlatibor nach den Profilen von AMPFERER und HAMMER zeugt für keinen großen Tiefgang dieser Peridotitmasse.

Auch für die Peridotitmassive zwischen Vardar- und Lepenactal ergibt sich aus der geologischen Profilierung nur beschränktes Tiefreichen bei maximaler Mächtigkeit von 1·5 bis 2 *km*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der Lojane-Chalkidike-ast der Vardar-Peridotitzone stellt mehr einen nach einer Spalte angeordneten Großlinsenzug dar, denn eine geschlossene Spaltenfüllmasse, so daß auch hier die Erstreckung nach der Tiefe bald begrenzt sein dürfte. Die Summe der Stockwerkshöhen als Gesamtmächtigkeit der basisch-ultrabasischen Gesteinsfolge kann auf der Chalkidike selbst mit 3—4 *km* beziffert werden.

Mittelbar läßt auch der östliche Abschnitt — dort sicherlich autochthon — der albanischen Serpentinmassen einen Schluß auf den Tiefgang der Peridotitmassen zu: geringes Tiefreichen ist wahrscheinlich, da der Innenbau flache magmatische Schichtung und das Austreten eines durch massige und vielfach derbe Chromerzlagerstätten ausgezeichneten Horizontes erkennen läßt, der wohl als basisnahe Zone zu gelten hat.

Ähnliche Gründe, die geringen Tiefgang als wahrscheinlich hinstellen, sind für die Peridotitmassen Südanatoliens anzuführen, deren sich auftürmende Mächtigkeiten im Höchstausmaß ebenfalls nur wenige Kilometer betragen dürften.

Für die ausgedehntesten der uralischen Vorkommen von Peridotitmassiven ließen Schweremessungen geringe Tiefgänge, unter 1 *km*, errechnen [547].

Die Mächtigkeiten der basischen und ultrabasischen Massen des Bushveld in Südafrika werden mit 5—25 *km* angegeben.

INGERSON [660] findet für New Foundland eine Mächtigkeit des basischen Komplexes von nahe 8 *km*, die feldspatreiche kritische Zone miteinbezogen.

Die beiden letztgenannten Massive als Vertreter des Anorogentypus der ultrabasischen Komplexe zeichnen sich gegenüber den Durchschnittsmächtigkeiten der Orogentypen durch beträchtliche Mächtigkeitssteigerung aus!

Die ultrabasischen Gesteinskörper auf der Balkanhalbinsel und in Kleinasien in ihrer heutigen absoluten Größe, wie sich diese aus der geologischen Kartierung und Beurteilung des Massentiefganges ergibt, können in einzelnen Fällen bereits zu den großen dieser Art gezählt werden. Allerdings stellen sie mit ihren, im Maximum kaum 2—3 *km* überschreitenden Mächtigkeiten gegenüber der Sialkruste von max. etwa 60 *km* Dicke immer nur einen kleinen Ausschnitt, eine mehr lokale Angelegenheit innerhalb des Baues dieses Erdkrustenabschnittes dar.

Wird berücksichtigt, daß uns heute in den hier in Betracht gezogenen basischen Vorkommen nur mehr ruinenhafte, durch eine Anzahl von Tektoniken und Erosionen hindurchgegangene, zerstückelte und zerrissene Massen gegenüberstehen, nur mehr Teilstücke ursprünglich viel größerer, zusammenhängenderer Massive, so ergibt sich bei Rekonstruktionsversuchen und -vorstellungen ein ganz gewaltiges Ausmaß der ursprünglichen Gestalt, mit zu den größten gehörig, die wir für peridotitische Gesteinskörper auf der Erde finden. (Siehe auch Tafel VIII.)

Der Zlatibor in Westserbien als geschlossenes basisches Massiv betrachtet, füllt ein Ausmaß von 45 *km* nordsüdlicher und 25 *km* ostwestlicher Erstreckung. Damit ist neben der Ibarmasse schon eines der größten zusammenhängenden Peridotitmassive des Balkanraumes angezeigt, nur von der Entfaltung der nordalbanischen Serpentinmassen übertroffen.

Im Vergleich zu diesen Massen nimmt sich das Raduschamassiv in Mazedonien, allerdings tektonisch in besonderem Maße zugestutzt, mit 16 *km* Länge WNW und 6 *km* Breite als recht klein aus.

Der basische Chalkidike-Zug, als Ausschnitt des Lojane-Chalkidike-astes, streicht geschlossen mit 70 *km* Länge bei 6—8 *km* Breite von Saloniki bis Ormiglia.

In ganz anderer Bedeutung ihrer einstigen Ausdehnung treten uns die Bereiche peridotitischer Massen auf der Balkanhalbinsel entgegen, wenn die einzelnen Massive als dem Abtrag bisher entgangene Reste einer einst viel größeren Peridotitbedeckung betrachtet werden, wozu Beobachtungen der Raumformen und Tektonik berechtigen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Wird etwa die bosnische Serpentinzone mit dem Peridotit des Zlatibor, der Maljen planina und der Ibarmasse zusammengezogen, so ist das gemeinsame Areal mit 300 *km* in NW-Richtung, 80—100 *km* in NO-Richtung umrissen, darin die Peridotitgesteine der Oberfläche nach auch heute noch etwa ein Fünftel dieser Fläche einnehmen.

Der durch besonders dichte Serpentinbesetzung ausgezeichnete zentrale Strang der Dinariden ist als solcher von Bosnien bis Euböa mit etwa 800 *km* Streichen und 100 *km* Breite gekennzeichnet, wobei der Peridotitbedeckung selbst freilich weniger als ein Zwanzigstel an Oberfläche zukommt.

Bedeutende Ausmaße an Peridotitoberflächen bestehen im Süden Kleinasiens. Das Fethiyerevier allein erfüllt einen Raum von über 200 km^2. In Ostanatolien ist der Peridotitzug des Gulemanreviers, ähnlich dem Raduschamassiv aus tektonischen Gründen von höchst beschränktem Ausmaße, jener des benachbarten Sorudagh breitet sich schon in die hunderte Quadratkilometer aus.

Wird zu kurzem Vergleich mit außer-balkanisch-anatolischen Serpentinvorkommen ausgeholt:

Die ostalpinen Peridotitbereiche sowohl des Hochkristallins als der Kalkglimmerschieferhüllen sind durchwegs klein, Kraubath unter ihnen mit 14 *km* OW- und 2 *km* NS-Erstreckung gehört schon mit zu den größten.

Das gleiche gilt von den Einzelvorkommen der Peridotitanteile in den penninischen Serien der Westalpen.

Die meridional gestreckten, der Gebirgsachse parallel laufenden Serpentinzüge des Urals weisen 50—100 *km* maximaler Länge bei höchstens 30—50 *km* Breite auf.

Die geschichteten Peridotitmassen von New Foundland in Kanada bleiben innerhalb Größen von 100—120 km^2.

Werden noch die afrikanischen Beispiele herangezogen: Great Dyke in Rhodesien mit 400 *km* in NS-Richtung und 8 *km* Breite; das schüsselförmige gemuldete Stockwerk der basischen und sauren Gesteine des Bushveld-Komplexes mit 450 *km* in OW- und 240 *km* in NS-Richtung, wobei die Peridotitgesteine freilich nur an den Rändern dieser Schüssel hervorsehen.

Damit sind einige Größenordnungen aufgezeigt. In der Zusammenstellung maximaler Größen verschiedener Eruptivgesteinskörper nach DALY (cit. von Tom. F. W. BARTH [694] S. 109) zeigt sich, daß unter den Eruptivgesteinen der Erde die ultrabasischen Gesteine in Einzelvorkommen — mit wenigen Ausnahmen wie jene des Bushveld — nicht an die geschlossenen Umfänge von Granit, Diorit oder Alkaligesteinsmassen heranreichen. Erst Gabbro und Anorthosit nähern sich häufiger solchen Dimensionen.

Ausdehnungen, wie sie etwa das Gabbromassiv von Duluth, Minnesota in Nordamerika mit 6100 km^2 inne hat, oder jene des Anorthositbatholithen von Saguenay, Quebec in Kanada, mit 15.000 km^2, finden an Peridotitvorkommen wenig Gegenstücke.

Nach BARTH [694] sinken in Cordilleren und Appalachen Nordamerikas zusammengenommen die Peridotite und Pyroxenite in ihrer oberflächenmäßigen Beteiligung unter den Eruptivgesteinen auf wenig mehr als 1% ab, die Gabbro, Gabbrodiorite und Anorthosite mit eingerechnet, nehmen sie etwa 7% der Eruptivgesteinsoberfläche ein.

Bei der allgemeinen geringen Mächtigkeit und angesichts der vorwiegend flach-lakkolithischen bis lagerhaften Ausdehnung der Peridotite bleibt ihr raummäßiger Anteil im vertikalen Krustenaufbau der Erde ein ganz verschwindender und ist wenig bedeutend auch dort, wo anscheinend sehr große Peridotitmassen sich zusammendrängen, wie etwa im zentralen Teil der Dinariden.

Was hier aus den verschiedenen Beobachtungen, Vergleichen und Schlüssen für den Intrusionsmechanismus der ultrabasischen Massen des Balkans und Kleinasiens in knapper Aussage abschließend zusammengefaßt werden kann, ist etwa folgendes:

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1. Hochdringen viskoser Schmelzen, meist bereits in Teilschmelzen zergliedert und wahrscheinlich schon in beginnendem Kristallisationszustand befindlich.

2. Kristallisationsdifferentiation ist nach endgültiger Platznahme des Magmas nicht oder nur mehr beschränkt wirksam, auch durch Viskosität behindert; daher auch Bildung der Chromitlagerstätten letztlich nur mehr in geringem Maße als Auswirkung echter Kristallistationsdifferentiation, sondern mehr minder große Anreicherungen und örtliche Verdichtungen von Chromitsubstanz im Magma werden schon aus der Tiefe oder Vortiefe mitgebracht und erfahren am Ort der Magmenverfestigung meist nur mehr ihre letzte Anpassung.

3. Nur schiebende und abhebende Entfaltungskraft als geballte Magmamasse, geschlossen bleibend, keine Apophysenbildung, daher linsig lakkolithische Bauformen begünstigend.

4. Eindringen des Magmas vorzugsweise in mächtige Schiefer- oder Schiefer-Kalkkomplexe, längs geeigneter Schichtfugen, sich darin bauchig anschoppend.

5. Diskordantes Intrudieren selten und wohl nur auf engstem Raum von Zufuhrspalten beschränkt, ebenso selten oder überhaupt fehlend sind Mischgesteinsbildungen sowie Ausbildung von peridotitischen Eruptivbreccien unter Beteiligung der Hüllgesteine.

6. Bildung von hypabyssischen Lakkolithniveaus im Sinne von BROEGGER, wobei jedoch weder starkes Wärmegefälle noch Entgasung, weder Aufschmelzvorgänge noch Kontaktmetamorphose in ihren Wirkungen besonders augenscheinlich werden.

7. Vermutlich stoßweises Entlasten des Peridotitmagmen-Übergewichtes der Tiefe durch Abgabe von Schmelzkörpern nach oben, die weiter aufwärts in subkrustale Zerrungsräume eindringen, welche tektonisch durch lang anhaltende Spalten vorbereitet sind; damit anderseits im Gefolge von Zerrung und Pressung ein rasches Abschließen der Magmenzufuhr von unten her, ein Abschnüren des Verbindungsweges zum eigentlichen Magmenherd, so daß schon primär linsig begrenzte Eruptivkörper vorbedingt sein können.

8. Die Intrusionen erfolgen in Zwischenzeiten orogenetischer Ruhe, die eine ungestörte Magmenschichtung, zum Teil auch einen Ausklang von Kristallisationsdifferentiation, mit Sicherheit aber das Erstarren unter vorzugsweise statischen Kristallisationsbedingungen erlaubt.

Wird für die Fragen der Raumformen und des Intrusionsmechanismus der ultrabasischen Gesteine nach anderen europäischen und außereuropäischen Serpentingebieten Ausschau gehalten und werden von dort die in geologischen Beschreibungen niedergelegten Phänomene zum Vergleich herangezogen, wie dies z. T. ja vorstehend schon geschehen ist, so ergeben sich vielfach bemerkenswerte Übereinstimmungen:

Konkordant und mehr minder linsenförmig stecken die Ultrabasite der Ost- und Westalpen in ihren Hüllgesteinen. Serpentinische Gangdurchaderung, Apophysen zweidimensionaler Ausdehnung von Serpentin, ohne daß diesen tektonisch nachgeholfen worden wäre, sind kaum irgendwo oder höchst selten nachweisbar.

In der Anordnung der Olivinnorite und Peridotite im Gabbromassiv des Harzes sieht ERDMANNSDÖRFER eine Anpassung des emporsteigenden Schmelzflusses an den varistischen Faltungsdruck.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Metabasite Finnlands folgen nach HAAPALA [492] streng eingepaßt in Linsenform dem anschließenden Fels. Das Halditjokkomassiv in Nordfinnland steckt nach HAUSEN [493] konkordant als Phakolith mit aufgeprägter Fließstruktur in den Schiefern. Die ultrabasischen Gesteine des Nickelerzfeldes Kaulatunturi in Petsamo, in Phyllitserien eingedrungen, schmiegen sich diesen als konkordante Platten an (Väyrynen Heikki [497]).

Aus den Pyrenäen wird Lakkolithenform der Peridotite angegeben. Die Diabase stecken im Keuper Spaniens pfropfenartig in den Antiklinalen, ihre Platznahme wird von A. WURM [475] als im festen Zustand geschehen angenommen, ist also wohl doch tektonischer Art. Tektonische Einschübe des Peridotits lassen auch die Profile R. BUXTORFs [462] aus den Nordpyrenäen vermuten.

Im Ural machen sich die Peridotite gleichfalls in Linsenform breit, unbeschadet innerer Stockwerksbildung. Verstärkt wird der Eindruck linsenförmiger Ausdehnung durch Einschlichtung in das tektonische Längsstreichen. Annäherung an konkordante Plattenform, wie etwa für die Chromerz-Peridotitgesteine von Saranowa zutreffend, dürfte unter Mitbeteiligung orogenetischen Pressungsdruckes während der Intrusion zustande gekommen sein.

Ob es sich im Shordza-Peridotitmassiv Transkaukasiens nach A. G. BETEKHTIN [556] tatsächlich um echten „Durchbruch" in eozäne Kalksteine handelt oder nicht doch tektonisches Durchspießen vorliegt, wofür die stete Ausbildung metamorpher Randzonen, Listwänitfelse usw. von Peridotit zu Kalkstein sprächen?

Linsenform der Ultrabasite ist für den Serpentingürtel der Appalachen in Nordamerika charakteristisch. Großlinsige „Lakkolithe" sind nach Earl INGERSON [660] die in Unterlage und Dach überblickbaren Peridotitmassive New Foundlands.

Der Bushveld Afrikas zeichnet sich als riesenhafter konkordanter Lakkolith ab, allerdings mit lokalen eruptiven Diskordanzen.

Wie bescheiden und vereinzelt gegenüber der Linsenform von Peridotitkörpern im kleinen, in mittlerer und großer Ausdehnung nimmt sich dann ein unbestreitbar echter Peridotitgang ab, etwa wie das Peridotitvorkommen Kaersut auf Grönland, von J. DRESCHER [644] abgebildet als verzweigter Lagergang in Kreidesandstein.

Äußere Gangform ins Riesenhafte gesteigert- liegt im Great Dyke Rhodesiens vor, der, wo er Granit durchsetzt, zweifellos echte Durchbruchskontakte haben muß; seine innere Stockwerksgliederung nach Art der Trichterplutone hebt ihn aber doch über die gewöhnliche Gangbeschaffenheit hinaus.

Unter den ultrabasischen Gesteinskomplexen, deren Intrusionsmechanismus vorstehend erörtert wurde, waren in erster Linie Peridotite, Dunite, Pyroxenite und die ihnen genetisch am engsten verbundenen Gabbrointrusionen verstanden; die Diabase sind ihnen nur zum Teil und mittelbar angeschlossen, zu gutem Teil bewegen sich die Diabasintrusionen und -effusionen bereits räumlich und zeitlich in beiderlei Richtung — vorperidotitisch und nachperidotitisch — über den eigentlichen ultrabasischen Komplex hinaus; für sie gelten teilweise bereits andere, umfassendere Gesetzlichkeiten ihrer Entfaltung und ihres Intrusionsmechanismus. Diabase erscheinen als quasi-Tiefengesteine und Ergußgesteine, die Beweglichkeit der Diabasmagmen ist wesentlich größer, Eruptivbreccien sind nicht selten, auch solche mit Einschlüssen der Hüllgesteine, ebenso sind Tuffbildungen häufiger und hiebei unmittelbare Verknüpfungen mit Sedimenten, besonders solchen kalkiger Natur. Von Diabas ausstrahlende Kontaktmetamorphose ist am Balkan dürftig oder fehlend.

Daß die Ultrabasite a priori, auch dort wo keine zwingenden Gründe der Feldgeologie vorliegen, mit den Diabasen („Ophiten") zusammen zu den „Ophiolithen" zusammengezogen werden und dadurch Attribute erhalten, die eigentlich nur den Diabasen zukommen, wie Hochsteigen in jüngere Schichten, gangförmiger Intrusionsmechanismus, Verbindung mit

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Radiolaritgesteinen usw. ist geeignet, in der Beurteilung der Grüngesteinsphänomene gewisse Vorurteile zu bringen. Es ist vielmehr zweckmäßig, von Fall zu Fall zu untersuchen und zu entscheiden, wie weit tatsächlich die Diabase in die unmittelbare Eruptionsabfolge ultrabasischer Schmelzen hineinfallen oder ob und in welchem Ausmaße sie sich als relativ selbständige Magmenförderung weit regionaleren Charakters von den Peridotiten jeweils abheben. Ein Rückschluß in der Altersfrage von den Diabasen auf die Peridotite ist durchaus nicht immer statthaft.

Im intrusiven Anteil der Balkandiabase findet sich, besonders bei großen Massen, Anpassung an die auch bei Peridotit zu beobachtenden Eigentümlichkeiten des Intrusionsmechanismus vor: Linsenform und ganz allgemein Ausdehnung in geschlossenen Massen konkordant zu den umhüllenden Gesteinen, auch stockwerksartiges Übereinanderlagern diabasischer Eruptivmassen. Nebenher gibt sich eine erhöhte Durchschlagskraft des diabasischen Magmas kund, indem scharf begrenzte Gangdurchbrüche diskordant zum Nebengestein, häufig verbunden mit diabasischen Eruptivbreccien, Nebengesteinsschollen mit diabasischem Schmelzfluß verkittet, zur Ausbildung kommen.

Der effusive Anteil von Diabaseruptionen ist vielfach als submariner Vulkanismus zu deuten; enge Verbindung von Diabas mit Kalksedimenten, oft mit ihnen in dünnen Lagen wechselnd, ausgedehnte Tuffbildung, Bindung an Radiolarien- und sonstige Kieselgesteine. Fladenlava, Pillowlava (Kissenlava), schlackige Ausbildung, sind im diabasischen Effusivvulkanismus verbreitet.

In den Diabas-Hornstein-Schichten Bosniens und Westserbiens sind Gang- und Lagerform der Diabasmassen häufig anzutreffen. O. GANSS [45] stellt sich in Westserbien ein Eindringen des Diabases in die noch weichen Schlammschichten vor. In der Tat könnte das reichliche Durchwirktsein der Kieselschiefer-Sandstein-Schichten mit Diabas in Lagern und Gängen, ohne daß Kontaktmetamorphose und entsprechende tektonische Vorbereitung sich abzeichnen, für Gleichzeitigkeit von Platznahme des Diabases und Diagenese der noch unter Meeresbedeckung befindlichen Hüllschichten sprechen.

Gänge und Lager der Diabase — abgesehen von den verbreiteten metamorphen Diabasen, Metabasiten in gleicher lagerhafter Form in höher kristallinen Serien — sind auch in den mäßig kristallinen Formationen der Balkanhalbinsel in gleicher Weise die verbreitetste Erscheinungsform, wie ja auch die Kieselschiefer- und reichliche Sandsteinbildung auch in diese Formationen noch hineinreicht.

Mit einem mäßig kristallinen Kalk aufs innigste verflochten sind die Liegenddiabase der bosnischen Serpentinzone bei Dubostica.

Gänge von Diabas reichen nach PAVLOVIČ [124] in die oberen Abteilungen des Triaskalkes im Zlatiborgebirge hinauf.

Bald vereinigt mit den Ultrabasiten, bald von ihnen durch wenige Kilometer kristallines oder halbkristallines Grundgerüst getrennt, also wahrscheinlich eine zweite Spaltenbahn benützend, erscheinen die Diabaszüge des Lojane-Chalkidike-astes der Vardarzone dieser zugeordnet.

Als ein gewaltiges Deckenstockwerk von 1000 m Mächtigkeit, über 1000 km^2 bedeckend, faßt K. OSSWALD [292] das Diabasmassiv von Djewgjeli in Mazedonien auf. Es ist ebenso Glied der Vardarzone wie die ultrabasischen Gesteinszüge, obwohl nur wenig an Serpentin und Gabbro in ihm enthalten ist. Am NW-Rand, an der Straße von Demirkapija nach Konopište, ist die innige Nachbarschaft von Diabas mit mäßig kristallinen Kalken zu beobachten.

Albaniens Diabase schließen in ihrer größten Ausdehnung an den W-Rand der inneren Peridotitmassen an und dürften im Gebiete der Merdita einen Höhepunkt ihrer Entwicklung erreichen, zugleich mit einem Höchstausmaß ihrer tektonischen Störung. Einzelheiten über Raumformen und Entfaltungsmechanismus der Diabase sind von hier wie auch von Griechenland, wo vor allem im Mittelabschnitt sich bedeutende Diabasmassen vorfinden, noch wenig bekannt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

An außerbalkanischen Vorkommen hatte sich bisher die Vorstellung von submarinem Diabasvulkanismus vor allem an den betreffenden Erscheinungen im Lahn-Dillgebiet Mitteldeutschlands gefestigt gehabt; hier wären nach ERDMANNSDÖRFER und anderen Autoren submarine mitteldevone Lager von massigem und schlackigem Diabas und Schalstein mit Korallenkalk verknüpft. Nun hat eine neue sorgfältige Arbeit von E. LEHMANN [511] die Verhältnisse anders aufgezeigt und auch die Beziehungen dieses Vulkanismus zu den dort vorkommenden Eisenerzen in anderes Licht gestellt: überwiegend handle es sich nicht um diabasische Gesteine sondern um nasse alkalireiche Restschmelzen, Weilburgite, mit den Keratophyren genetisch verbunden. Wulstformen, Pillowbildungen — bei den Pseudodiabasen (Weilburgiten) verbreitet — können bei reichlicher Gegenwart einer unter Druck stehenden Gas- und Dampfphase auch beim Eindringen von Schmelze in einen festen Gesteinskomplex entstehen. Schalsteine seien keine mit Kalk vermengten diabasischen Tuffe, sondern aus Durchtränken, Injizieren von Kalkstein durch weilburgitische magmatische Lösungen entstanden.

Gerade die letztere Deutung, welche die primäre Schiefrigkeit gewisser Diabaslager verständlich machen kann, verdient für balkanische Vorkommen, etwa für die gut geschieferten, mit Kalk gemengten Liegenddiabase von Dubostica in Bosnien, an massigen Periodit grenzend, besondere Beachtung!

An die Aussagen über Intrusionsmechanik und Raumfragen aufsteigender Peridotitmassen finden die Fragen nach Kontaktmetamorphose und Intrusionsalter ihren natürlichen Anschluß.

Kontaktmetamorphose.

Mit der Frage nach Kontaktwirkung von Seite der peridotitischen Gesteine wird ganz allgemein ein schwieriges und umstrittenes Kapitel der petrographischen Geschichte dieser Gesteine berührt, das gilt in weitem Maße auch für die Peridotite von Balkan und Anatolien. Wie in den vorhergehenden Abschnitten wiederholt dargetan wurde, versagen auch am Balkan in der Regel Beobachtungen, aus welchen unmittelbar und in überzeugender Weise Anzeichen echter Kontaktmetamorphose der Peridotitmagmen auf ihre Hüllgesteine abgelesen werden können.

Endogene Kontaktfelsbildung, Rückwirkung der Hülle nach innen auf den noch in Schmelzfluß befindlichen ultrabasischen Eruptivkörper, sei dieselbe rein thermischer oder auch zusätzlich stofflicher Art, wäre in der Entwicklung von Grenzfazies, von besonderen Grenzfelsbildungen zu sehen. In gewisser Beziehung ist ja schon im Zonen- und Lagenbau der ultrabasischen Massive eine erste Rückwirkung von außen auf die Innenbedingnisse des erkaltenden Magmas zu erblicken. Besondere Grenzfazies liegt vor in pyroxenitischen und gabbroiden Randzonen, vielfach mit dem inneren Stockwerkbau der basischen Massive kombiniert. Wie weit unter zweifelhaften Fällen Amphibolite als primäre, direkt aus dem Schmelzfluß entstandene Grenzfelsbildung der ultrabasischen Gesteinskörper gelten dürfen oder in ihnen nur metamorphe pyroxenitische oder gabbroide Randzonen vorliegen, hiefür ist jeweils im Einzelfalle ein Entscheid zu versuchen.

Im nächstfolgenden, die Metamorphose kurz zusammenfassenden Abschnitt, wird auch die Amphibolitfrage noch einmal gestreift. Für Balkanverhältnisse und gewiß nicht nur für diese allein sind Anzeichen vorhanden (siehe bereits Abschnitt II, S. 339), welche fallweise zugunsten magmatischer Amphibolitbildung zu sprechen scheinen, sei dieselbe an Peridotitgrenzen oder seltener als Amphibolitbildung innerhalb geschichteter Peridotitmassen vor sich gegangen: gleichzeitiger Bestand von Amphibolit und frischem Pyroxenit oder Gabbro, an Peridotit grenzend, im Bereich einheitlicher Tektonik und Metamorphose; klare Grenzen ohne Übergänge oder besondere tektonische

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Trennungsfugen zwischen Gabbro und Amphibolit; Amphibolit als Grenzfelsbildung von metamorph unversehrten Peridotitmassen auch dort wo Gabbro fehlt oder solcher, in frischem Zustande enthalten, intrusiv durch Peridotit hindurchsetzt, doch ersichtlich zum gleichen Magmenzyklus gehört. Primärschiefrige Amphibolite innerhalb massiger unversehrter Peridotite erscheinen mit diesen zusammen magmatisch verschweißt. Granatamphibolite und Eklogite treten der primären Amphibolitbildung fallweise an die Seite. Primäre Ausscheidung, Schlierenausfall der Eklogite, ohne daß Katametamorphose hiebei mitzuwirken braucht, die Möglichkeit der Eklogitbildung unabhängig, ob Kata-Meso- oder Epizone vorliegt, wird gerade in jüngster Zeit wiederholt vertreten KÜMMEL [422], WIESENEDER [457] u. a., Abschnitt VI, S. 511 und f.).

Mag auch spätere Tektonik häufig zwischen Peridotit und seiner amphibolitischen Grenzfazies eine Trennungsfuge gelegt haben, so überwiegt doch der Umfang jener Aufschlüsse, wo ein inniges Verhaftetsein Peridotit-Grenzamphibolit zutage tritt. Fast kaum ein Peridotitgebiet des Balkans, das nicht über kürzeren oder längeren Grenzverlauf seinen Amphibolitgürtel aufweist, ob nun kristalline oder halbkristalline, karbonatische oder nichtkarbonatische Hüllgesteine herantreten. Ausdehnung und Stetigkeit der in die 10—40 *m*, aber auch bis in die hunderte Meter gehenden Gesteinspakete Amphibolit haben im allgemeinen nichts gemein mit der dünnen Kruste fallweise vorhandener Kalksilikatgesteine an Serpentinrändern als Reaktionsprodukte, „Hofgesteine" (F. ANGEL) von basisch-ultrabasischen Massen, bei Stoffwechselvorgängen während der Gebirgsbewegung und Metamorphose entstanden.

Beispiele von Randzonen: Gabbroide Zonen am W-Rand des Zlatibor-Lakkolithen entwickelt, hier wohl jüngere Intrusionen im Grenzbereiche des Peridotitmassivs sowie auch der Gabbro von Rešance bei Raduscha eher einem höheren, jüngeren Stockwerksbereich des Raduschamassivs entspricht, als etwa Ausbildung von Grenzfazies.

Ähnlich sind auch die gabbroiden Gesteinszüge im Lojane-Chalkidike-ast zu werten, einschließlich der pyroxenitischen „Randzone" des Peridotits vom Kran Mahal bei Saloniki.

Amphibolitgürtel des Zlatibor-Peridotits wurden schon von AMPFERER [25] als Kontaktäußerung dieses Peridotits gegenüber seinem phyllitischen Rahmen angesehen.

Amphibolit-, z. T. Granatamphibolit-Gürtel des Peridotits vom Jezerina-Ostrovica; Eklogitschlieren, z. T. Grenzschlieren von Eklogit mit bosnischem Peridotit verbunden. Eklogitränder der Peridotite von Alchar. Granatamphibolithüllen um den Serpentin in Soufflion u. a.

Unter den vielen alpinen Beispielen ähnlicher Art möchte ich nur Kraubath (CLAR) und Oppenberg in Steiermark hervorheben, jedes dieser Serpentinvorkommen in Amphibolithülle; in Oppenberg (WIESENEDER, CORNELIUS, auch eigene Kartierung) überdies von Eklogit begleitet, an Rändern, als auch als Einschaltung.

Die ringförmige Umwallung des Pt-führenden Dunits von Krasno-Uralsk im mittleren Ural durch Grenzpyroxenit löst sich in neueren Profilen, die der „Führer zum internationalen Geologenkongreß, Moskau 1937" den Exkursionsteilnehmern vermittelt hat [547], allerdings in ein Stockwerksprofil auf, wo Pyroxenit als höhere Lage allseits über Dunit hinabtaucht — Lagenbau also, wie er am Balkan besonders im Lojane-Chalkidike-ast so ausgezeichnet verkörpert ist.

Die exogene Kontaktmetamorphose. Hier tritt die Unsicherheit, mit der die Beurteilung des Intrusionsmechanismus ultrabasischer Massen behaftet ist, in ihrer Folgewirkung noch verstärkt entgegen. Wäre die Auffassung richtig, daß die Intrusion der unserer Einsicht zugänglichen ultrabasischen Massen überhaupt kein Geschehnis in flüssigem Zustande bildete, daß das, was uns heute als ultrabasische Gesteine einsehbar ist, stets als „Festes" seinen Weg in die Hüllgesteine fand, höchstens begleitet von einer hypothetischen Schmelzlösung als Förderagens (KOSSMAT [751]), dann darf von eigentlicher Kontaktwirkung in der Tat nicht viel verlangt

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

werden. Was externer Kontaktwirkung ähneln könnte, Kalksilikatfelsbildungen u. dgl., wäre in diesem Falle ausschließlich als Reaktionsgestein infolge des Stoffwechselverkehres während der Tiefen- und nachfolgenden Dynamometamorphose, als Skarn- vortäuschender Metamorphit, als Serpentinhofgestein im Sinne ANGELSs aufzufassen.

Nun spricht aber der immer wieder erkennbare differenzierte Zonenbau der ultrabasischen Gesteinsmassen des Balkans — wie im vierten Abschnitt gezeigt wurde — nicht zu Gunsten der Platznahme in festem Zustande, sondern für liquidmagmatische Intrusionen, die mit besonderen Eigenheiten ausgestattet gewesen sein müssen. Überdies sind Beispiele von Kalksilikatfelsbildungen als Hofgesteine oder Grenzgesteine von Serpentinen des Balkans höchst selten anzuführen, dabei ist eben beachtlich, daß ganz allgemein die Balkanperidotite einer geringeren Tiefenmetamorphose, einer geringeren Tiefenversenkung und Bewegung zur Zeit der metamorphen Umbildungen im Dinaridengeschehen verfallen waren als in ungefähr gleichen Zeiträumen die alpinen Geschwister. Kollision echter Kontaktphänomene mit solchen der metamorphen Stoffwechselbeziehungen ist darum im Balkangebiet weniger zu erwarten wie dies in den Alpen zutrifft und läßt das, was sich wirklich als etwaige echte Kontakterscheinungen bewerten ließe, in strengerem Blickpunkt erfassen. Freilich, auch dies ist verhältnismäßig wenig, sehr wenig Sicheres ist darunter. Immerhin lassen sich einige Punkte herausschälen.

Etwaige Momente der thermischen Kontaktmetamorphose ohne Stoffzufuhr an Peridotitgesteinsrändern sind, wohl mangels Kontaktphänomene anderer Art, immer wieder und gerne von Beobachtern in balkanischen Peridotitgebieten herangezogen worden: Fritten von Sandstein, Brennen von Mergeln und Kalken, Härten von Schiefern, Marmorisieren von Kalken, Rotfärben der angrenzenden Hüllgesteine.

Einer genaueren Prüfung dürften alle diese Phänomene, sofern sie nicht auf Diabas bezogen werden müssen, nicht standhalten. E. NOWACK [236] selbst, dem in der Merdita Albaniens scheinbare Veränderungen an Mergelkontakten zu Serpentin, „ein klingender Anschlag" derselben, aufgefallen waren, konnte unter dem Mikroskop keinerlei Veränderung feststellen. Auch die reichlichere Fe_2O_3-Durchtränkung, Fe_2O_3-Ausscheidung fallweise in Gesteinen der unmittelbaren Serpentinnachbarschaft, vor allem in Kalken und Kalkschiefern, ist ausschließlich späterem Durchfluß eisenreicher Wässer zuzuschreiben, die sich bei der Passage des wasserdurchlässigen Peridotitmassivs mit Fe beluden. Werden Serpentinkontakte, besonders solche tektonischer Art, für thermalen Durchfluß benutzt — im weiten Andesiteruptionsfeld des Balkans eine gar nicht seltene Erscheinung — sind Mineralisationen, Verkieselungen und Vererzung bevorzugt in diesem Bereich anzutreffen.

Es bedarf jeweils der Vorsicht, zu entscheiden, ob Änderungen in Beschaffenheit von Nebengestein an für primär gehaltenen Kontaktgrenzen zu Serpentin jüngeren Lösungseinflüssen oder tatsächlich plutonischen Kontakteinflüssen zuzuschreiben sind. Sehr häufig bildet die Serpentingrenze Quellenhorizont. Peridotit, wenig serpentinisiert, massig, kann gegenüber seinem Hüllgestein Karsteigenschaften besitzen. Sämtliches Wasser seines Einzugsgebietes tritt erst an den Schiefergrenzen zutage. Bestehen serpentinisierte Randzonen, steigen von der anderen Seite her die Grundwässer der Hüllgesteine an diesen hoch, auch Thermen finden mitunter durch die an dieser Grenze ausgelösten Störungen den Weg.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Auffällige Eisenoxydfärbungen an kalkig-tonigen Grenzschichten zu Serpentin, „Gebranntes" vortäuschend, desgleichen Verkieselungserscheinungen am Serpentinrand, brauchen darum keine Kontaktwirkungen zu sein.

An Serpentingrenzen streng gebundene Marmorisierungen, etwa gar solche der sicher mesozoischen Kalke, sind mir nirgends begegnet; bei Kalken der paläozoischen Serien, die an sich in sehr wechselnder Metamorphose in Erscheinung treten, kann ebensowenig eine klare Beziehung von Kristallinität zu Serpentinkontakt herausgefunden werden.

O. AMPFERER [25] hat im Zlatiborgebiet keine thermische Kontaktmetamorphose von Seite der Peridotite beobachtet, findet eine solche aber bei Nova Varoš von Seite des Diabases in Form von Weißbrennen der Mergel und Kalke. Nachdem aber Diabaseruptionen in weit jüngere, gesichert mesozoische Zeitepochen hinaufreichen, wird auch von AMPFERER dieser Befund für eine Altersbestimmung der Peridotite nicht verwertet. — Kontaktmetamorphe Veränderungen fraglicher Triaskalke erwähnt NOPCSA [234] aus der Merdita. W. HAMMER [25] glaubt im Zlatiborgebiet fallweise höhere Kristallinität der Phyllite und stärkere Marmorierung der Kalke in Peridotitnähe wahrzunehmen, betont aber auch das Fehlen echter Kontaktgesteine. A. PILGER [140] sieht Frittung und Entstehung von Hornstein an Kalkkontakten zu Serpentin in Bosnien, v. LEBEDUR [90] folgt ihm in dieser Anschauung für Kalke in Berührung mit Serpentin westlich Užice.

Die weithin auffällige Rotfärbung von mesozoischen Kalken am Rande des Peridotits von Daghardi in Kleinasien schreibt HENCKMANN [323] der kontaktmetamorphen Beeinflussung von Seite des Peridotits zu; sie wird aber wohl auch in diesem wie in so vielen anderen Fällen zu den jüngeren, aus der Hydrographie der Serpentingebiete her zu beschreibenden Erscheinungen zu zählen sein. Veränderungen des Serpentins hydrothermaler Art, mit Vererzung verbunden, am Störungskontakt zu Kreidemergeln bei Janjevo, Mazedonien, habe ich selbst 1926 irrtümlich [65] für Kontaktphänomene gehalten.

Daß die Anzeichen thermischer Kontaktmetamorphose bei Peridotitintrusionen spärlich, fragwürdig, sind, oder meist ganz fehlen, ist freilich verwunderlich, angesichts der Temperaturen von basischen Schmelzflüssen, die auch unter Anrechnung wesentlicher Schmelzpunktserniedrigungen infolge H_2O-Bindung immerhin noch beträchtlich in jene der Silikatparagenesen reichende gewesen sein müssen, anderseits die Hüllgesteine meist Eignung genug besäßen, gesteigerten Wärmeempfang zumindest mit Mineral- und Texturänderungen zu beantworten. Es bleibt nichts übrig, als vorauszusetzen, daß ultrabasischer, schon im Kristallisationsstadium befindlicher Magmenbrei eine wesentlich herabgesetzte Wärmeabgabefähigkeit nach außen besaß, etwa auch, daß daraus hervorgegangene, wenig tiefgreifende Änderungen im Nebengestein durch nachfolgende stets anzutreffende tektonische Differentialbewegungen an den Grenzen verwischt wurden, soferne nicht in den Amphibolithüllen ein Teil dieser Wirkungen verborgen liegt.

Die Fragen der Kontaktmetamorphose unter Stoffaustausch der pneumatolytisch-hydrothermalen Kontaktwirkung von seiten der Peridotite auf die Hüllgesteine sehen sich in ihrer Beurteilung ähnlichen Schwierigkeiten gegenüber wie jene der thermischen Kontaktmetamorphose: augenscheinliche Kontaktveränderungen, externe Kontaktfelsbildungen, Kontaktmineralhöfe, mit Sicherheit aus der magmatischen Epoche des Eruptivs herzuleiten, abgrenzbar etwa nach innerem und äußerem Kontakthof, sind praktisch nicht da. Alles was für Wirkung dieser Art gehalten werden könnte, läßt nicht mehr unmittelbar den Faden zu den magmatischen Kräften der ultrabasischen Plutone anknüpfen. Das gilt auch für die anscheinend gesteigerte Kieselsäureausscheidung in den Gesteinen der Nachbarschaft zu Peridotitkomplexen, abgesehen von der fast ausschließlich nur zu Diabasen in direkter Beziehung stehenden Ent-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

wicklung der Kieselschiefer-Hornstein-Schichten. Für das Bestehen von Kalksilikatbildungen als Einschluß, Grenzfelsbildung zu Peridotit oder nachbarlich zu diesen, ist es oft schwierig, eine reinliche Scheidung zu treffen nach solchen rein eigenmagmatisch-kontaktmetamorpher Herkunft, nach solchen, die ausschließlich als Reaktionsprodukt zwischen dem Kieselmagnesiagestein Serpentin und Kalksubstanz aus dem Hüllgestein während Tiefenverlagerung und Dynamometamorphose hervorgehen und schließlich nach solchen Kalksilikatbildungen, die dynamometamorph überarbeitete, etwa auch granitkontaktmetamorph überprägte echte Kontaktprodukte des Peridotits darstellen könnten. Damit verbunden ist für Balkanverhältnisse — aber nicht nur für diese allein — die Frage nach Möglichkeit etwaiger Na-metasomatose, welche primärmagmatisch von Seite der ultrabasischen Komplexe Alkali in die Hüllgesteine hineindampft und das so häufige Auftreten von Alkalihornblenden in Nachbarschaft der Peridotite als regional verbreitetes petrographisches Phänomen hervorrufen würde.

Die Durchquarzung im Umkreis von Peridotitmassiven. Die oft beobachtbare starke Kieselsäureanreicherung in Umgebung von Peridotitmassen, Quarzgeäder und Quarzlagen in den Schiefern, stark verkieselte Kalke, mächtige Lagen und Stöcke nicht sedimentärer massiger Quarze, sind eine auffällige Tatsache. Sie wurde von AMPFERER und HAMMER am Zlatibor bemerkt, KOSSMAT ist sie nicht entgangen, in ausgedehntem Maße ist sie in den Peridotitzonen des oberen Lepenactales und anderer mazedonischer Gebiete festzustellen. Betroffen werden von der Durchquarzung Gesteine der paläozoischen Serien; hochkristalline Hüllgesteine sind anscheinend frei davon, ebenso jüngere mesozoische Gesteine, abgesehen von den Diabas-Hornstein-Schichten, deren Kieselsäure jedoch teilweise organisch-sedimentären Ursprungs ist.

Die Verknüpfung basischer Gesteine mit der Kieselschiefer-Radiolaritformation — eine regionale Abhängigkeit weit über die Dinariden hinaus (Alpen, Apennin, Pyrenäen, Iraniden und Tauriden, Ostindien, Japan, Kalifornien usw.) wiederspiegelnd — war frühzeitig aufgefallen und mit Erklärungen versehen worden. Darin wurde im allgemeinen das Ophiolithproblem gesehen, wobei, zumindest für den Balkan nicht allgemein zutreffend, mit Diabas (Ophit) in gleichem Atem auch Peridotit und Gabbro zu Tiefseeabsätzen und solcher Art erhöhter Kieselproduktion in Beziehung gebracht wurden (siehe Abschnitt I, S. 294—298).

G. STEINMANN [445, 805] für die geologischen Bedingnisse dieser Art in Graubünden und Pyrenäen, F. KOSSMAT [750, 751] für jene der Balkanhalbinsel haben sich im besonderen um Klärung dieser Fragen bemüht.

Am Balkan ist es in erster Linie die Beziehung zwischen Diabas und Kieselschiefer-Radiolaritformation, nicht primär eine auch schon Peridotit einschließende, welche nach Erklärung drängt. Mit ultrabasischen Gesteinen selbst kommen Kieselschiefer und Radiolarit nicht anders als in stratigraphisch-transgressiven oder tektonischen Kontakt; wo normales Hülldach über Peridotit erhalten ist, ruht es meist tief unter den Radiolarit-Kieselschieferhorizonten. Daß aber tatsächlich weite Areale von Peridotit zur Zeit der Radiolaritablagerungen nackt zutage traten, muß aus den morphologischen Phänomenen jener Zeit erklärt werden und führte die Wechselbeziehung herbei: Tiefenrinnen, Tiefseeabsätze und in diese submarine Ergüsse von Diabaslaven als Wiederbelebung basischer Magmenentäußerung. Hiezu wurden im Abschnitt über die Verbandsgesteine (S. 288) einige zusätzliche Bemerkungen gegeben.

Die Diabase und die Kieselgesteine stellen in der Tat ein vulkanisch-stratigraphisches Zusammentreffen dar, weshalb auch die Gesteinsgruppe mit dem Namen der Diabas-Hornsteinformation (W. HAMMER u. a.) beteilt wurde. F. KOSSMAT [751] versucht allerdings auch die Peridotite mittelbar in die Beziehung zur Kieselproduktion einzuschalten, indem er von den Alpen ausgehend bemerkt: „bei submariner Serpentinisierung

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

von Peridotiten müssen große Mengen von Kieselsäure frei werden, die sich in gallertartigem Zustande über weite Teile der angrenzenden Meeresbecken verteilen und einen entsprechenden Reichtum an kieselabsondernden Organismen bedingen" (siehe auch S. 286).

Doch ist auch die Beziehung von Radiolarit und Diabas keine unbedingte; gewaltige Areale der Kieselschiefer-Radiolarit-Schichten sowohl in Serbien als insbesondere in Griechenland (C. RENZ [300 u. ff.]), hier mitteltriadischen und reichlich auch jurassischen und jüngeren Horizonten zugehörig, sind völlig frei von Diabaseinschaltungen.

Kann nun diese stärker betonte Gang- und Lagenquarzdurchdringung der Hüllgesteine im Bannkreis von Peridotiten, die zwar nicht überall und sehr eindringlich vorhanden ist, aber doch über subjektive Einzeleindrücke hinausreicht, mit Peridotitintrusion, zu denen sie petrographisch im polaren Gegensatz stehen, überhaupt in Zusammenhang gebracht, etwa als Ersatz einer Hornfelsbildung betrachtet werden? Ist diese Kieselsäure etwa das Äquivalent jenes Kieselsäure-Minus, mit dem ultrabasisches Magma von einem gabbroiden Durchschnittsmagma absteht, und als selbständige Infiltration, dem Peridotitanstieg vorauseilend, in die Hülle drang? Älter als Peridotit ist die Quarzdurchdringung der Schiefer auf jeden Fall, denn weder die Peridotite selbst erleiden sie, noch findet etwa ein Stau an den Peridotitgrenzen statt. Doch bleibt all dies vorläufig im petrographischen Sinne ein hilfloses Vermuten mangels anderer Tatsachenerhärtung. Der Rang von beobachteter Kontaktwirkung und damit Gewicht für Altersfragen steht dem Durchquarzungsphänomen im Umkreis der Peridotite noch nicht zu. Hier den dürftigen Beobachtungen und vermutungsweisen Ansichten Raum gebend, soll nur dazu dienen, bei Neuangreifen von Einzelkartierung in balkanischen Peridotitgebieten schon von Haus aus dieser Frage Beachtung zu schenken.

Abspaltung selbständiger Kieselmassen aus halbdiabasischen Magmen, als welche die Weilburgite anzusehen sind, hält auf Grund eingehender Beobachtungen und Überlegungen E. LEHMANN [611] für das Gebiet des Diabas-Keratophyr-Vulkanismus der Lahnmulde in Mitteldeutschland wahrscheinlich, ihrem Vordringen als „Kieselfront" seien die ausgedehnten Verkieselungserscheinungen im Mittel- und Oberdevon daselbst zuzuschreiben.

Von Britisch-Indien hat T. HOLLAND [563] auf die felsbildenden kristallinen Quarzmassen im Hüllbereich der Peridotite aufmerksam gemacht; im Quarzkorn finden sich häufig Einschlüsse von flüssiger CO_2; die Quarzmassen, hier jünger als Peridotit betrachtet, werden von HOLLAND als kieselreiche Restschmelzen des Peridotitmagmas aufgefaßt.

Von kanadischen Peridotitvorkommen bringt H. C. COOKE [637] die Lösungen, welche die Quarzgänge in der umgebenden Gesteinsformation bildeten, mit jenen in Zusammenhang, die innerhalb der Peridotitserpentine Asbestbildung bewirkten.

Handgreiflichere Beweise echter Kontaktmetamorphose im Gefolge der Peridotitintrusionen wären von der Neubildung richtiger, unbestreitbarer Kontaktminerale und Kontaktfelse zu erwarten. Mit Beispielen dieser Art aus dem Balkanbereich ist es schlecht bestellt. Aus den Alpen und Pyrenäen ist der Umfang, aber auch manche Problematik dieser Mineral- und Felsbildungen ausgiebiger bekannt geworden, darum mögen sie von dort in ihren wichtigsten Kennzeichen, vor allem künftigen Vergleichen dienend, vorangestellt werden.

Den bisher als klassisch angesehenen Fall von Kontaktmetamorphose, durch Peridotit bewirkt, hat A. LACROIX [466—470] 1894 aus den Pyrenäen beschrieben und bei GRUBENMANN-NIGGLI [765] eine auszugsweise Wiedergabe gefunden: die Kontaktmetamorphose umfaßt mehr sandigkalkige als tonige Gesteine; Kalkstein wird in Marmor verwandelt, der mehr oder weniger von Kontaktmineralen durchsetzt ist, in extremen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Fällen bis zur Ausbildung von Kalksilikatfels (Hornfelsbildungen, bändrige und gefleckte) gesteigert; Sandsteine gehen in Quarzite und Glimmerquarzite über. Die Liste der „Kontaktminerale" umfaßt: Biotit (nebst Fuchsit, Phlogopit), Leuchtenbergit-chlorit, farblose Pyroxene (ferner rosa Granat, Zoisit, Apatit, Rutil, Sphen, Epidot, Orthit, Quarz, Magnetit, Pyrit), Amphibole (darunter eine grünblaue Hornblende), Feldspate (Orthoklas, Mikroklin, Albit z. T. unter reichlicher Ansammlung von Kohlenstoff, Anorthit), Skapolith (häufig in Calcit verwandelt) und Turmalin (Mg- und Cr-haltig). Mit letzteren ist besonders die Mitbeteiligung von F, Cl und B angezeigt.

Eine Durchsicht der LACROIXschen Originalarbeit läßt allerdings Zweifel aufkommen, ob neuere petrographische Erfahrungen die auf rein peridotitische Kontaktmetamorphose abzielenden Schlüsse von Lacroix bestehen lassen würden (siehe auch S. 580). Der Verdacht dringt auf, daß auch in den Pyrenäen polymetamorphe Grenzfelsbildungen vorliegen. Die Serpentine wären zwar nach Lacroix's Auffassung unterjurassischen Alters, nachdem Serpentingerölle neben solchen der Kontaktfelse sich bereits in der oberjurassischen Basalbreccie finden. Doch steht Serpentin hauptsächlich mit fossilleeren, wohl paläozoischen Kalken und halbkristallinen Schiefern in unmittelbarem Verband, so daß eine Altersaussage zur Peridotitintrusion — in Analogie zum Balkan — nur für „präoberjurassisch" volle Sicherheit besitzt. A. LACROIX selbst betont: Lage der Serpentinmassen am Rande zu Altkristallin; Anzeichen starker tektonischer Bewegungen an den Serpentinrändern; reichliche Granitdurchdringung in allernächster Nachbarschaft (in jüngeren Arbeiten auch R. BUXTORF [462]); Skapolithbildung geht — sicher postperidotitisch — auch in fossilführende oberjurassische Kalke hinauf (Skapolith als von postjurassischen Graniten herstammend, hat vor Lacroix bereits DUROCHER (cit. [467]) für dasselbe Gebiet geäußert). — Schließlich ist bemerkenswert, daß die Kontaktmineralfazies auch noch die Zeolithformation umfaßt. Alles in allem wohl ein Bild des Zusammentretens verschiedenartiger magmatischer (Peridotit, Diabas, Nephelinsyenit, Granit, Basalt) und tektonisch-metamorpher Einflüsse.

Mit Ausnahme von Skapolith und Turmalin z. T. auch Biotit, ist der übrige Mineralbestand der Pyrenäenkontakte auch unter jenem der dynamometamorphen Reaktionsgesteine, Hofgesteine der Serpentine im Sinne F. ANGEL anzutreffen. Skapolith ist nicht selten an basische Magmen geknüpft, z. T. noch als Glied der Autometamorphose, wie Skapolithführung in Gabbros dartut. Auch in bosnischen Amphiboliten hat M. KISPATIĆ [81] Skapolith nachgewiesen.

Skapolithisierung als Chlormetasomatose und unmittelbare Kontaktwirkung basischer Eruptivgesteine ist auch außerhalb der Pyrenäen bekannt, z. B. am Gabbrokontakt von Bamle in Norwegen (ESKOLA [694] S. 388).

Die Beteiligung von Turmalin an der Mineralparagenese der Peridotitkontakte ist besonders auffallend. Zwar hat DUPARC [537] auch in Uralserpentinen Turmalin nachgewiesen, ich selbst habe Turmalin aus dem Lojaneserpentin, Mazedonien, beschrieben [64]. In Lojane liegt der Fall klar: hier ist Turmalin nicht Kontaktmineral der Peridotitabfolge, sondern aus der Kontakteinwirkung von Granit auf Serpentin in letzterem zur Sprossung gekommen, neben einer Reihe anderer Mineralneubildungen, die z. T. jenen der Kalksilikatfelsbildungen gleichen. In der Tat hat der Lojanegranit bei seinem Aufstieg reichlich Kalkberührung gefunden, so daß insbesondere Diopsid zu Neubildung in Serpentin Gelegenheit fand, ja Aplitgänge enden in massigem Chromit als Diopsidfelse. In den nächsten Abschnitten wird auf die Granitmetamorphose an Serpentin noch zurückgekommen.

Bormetasomatose (Ca-B-Silikat Datolith, Ca-Al-B-Silikat Axinit) ist von Diabaskontakten mehrfach genannt, z. B. vom Harz (GRUBENMANN-NIGGLI [765], von Listice in Böhmen (F. SLAVIK und J. FIŠER [891]).

Zu gleicher Zeit wie LACROIX in den Pyrenäen, hat E. WEINSCHENK 1891/95 in den östlichen Zentralalpen die ersten eingehenden geologischen und petrographischen Untersuchungen von Serpentingebieten geleistet, u. zw. von jenen der Venedigergruppe in den Hohen Tauern. Als Pionier der Kontaktmetamorphose hat WEINSCHENK [452—455] den Serpentinkontakten besonderes Augenmerk geschenkt und in der reichlichen Mineralisation dieser Kontakte einen klaren Beweis für die von der Peridotitintrusion ausgehende Metamorphose erblickt. Die Serpentine der Hohen Tauern stecken als Linsen und ausgedehntere linsenförmige Stöcke teils in Kalkglimmerschiefern, teils nachbarlich zu diesen noch an höherkristalline Serien angelehnt, sie liegen vielfach auch im Wirkungsbereich ausgedehnter Granitdurchbrüche.

Der Mineralbestand der Serpentinkontakte in den Tauern umfaßt nach WEINSCHENK hauptsächlich Granat, Diopsid, Diallag, Epidot, Tremolit, Vesuvian, Zoisit.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Weinschenk's Auffassung folgend, hat B. GRANIGG 1906 [407] an den Serpentinen des Mölltales in der Glocknergruppe die „Kontakthöfe" derselben gegen die Kalkglimmerschiefer aufgezeigt: Diopsid, Breunnerit, Calcit, Epidotfelse, Tremolit, Magnetit; die Kontaktzonen sind hier höchstens einige Meter mächtig.

In der Weiterentwicklung der petrographischen Erkenntnis hat sich nun freilich herausgestellt, daß vielfach die als Kontaktphänomene des Serpentins geschilderten Mineralisationen nicht oder zumindest nicht in vollem Umfange als Folgen der Peridotitintrusionen zu werten seien. Jüngere Granitdurchdringungen, den Kontakten entlang, aber auch Umsetzungsvorgänge der Tiefenverlagerung und Dynamometamorphose, welche die Mg-Silikatsubstanz des Serpentins befähigten, mit Ca-haltiger Substanz aus dem Hüllgestein an den Grenzen beider in Reaktion zu treten, bringen Mineralisationen hervor, welche jenen aus ursprünglicher Kontaktmetamorphose ähneln oder, falls solche vorhanden war, in ihrer Wirkung zu verstärken imstande sind.

Mit der wachsenden Einsicht in die Bedingungen des Stoffwechselhaushaltes während der metamorphen Gesteinsumbildungen, die im Flusse der Entwicklung zu einem immer feiner auszubauenden und gliederbaren Lehrgebäude der Lebenskunde, der Pathologie und Therapie des Gesteinsdaseins heranreift, tritt für alpine Verhältnisse vor allem F. ANGEL mit dem scharfen Seziermesser der chemischen Gleichgewichtssätze auf den Plan, um Reihenfolge und Wirkungen unter den Metamorphoseerscheinungen im einzelnen herauszuschälen.

Die Serpentine der Gleinalm in Steiermark, Kraubath inbegriffen, gleichermaßen verschiedentlich tiefenmetamorph und im Bannkreis von sauren Intrusionen, waren für F. ANGEL unter der sonstigen Fülle seines Lebenswerkes Ausgangspunkt für eine Reihe weiterer Studien, die sich der Metamorphose ultrabasischer Gesteine der Alpen annahmen (Venediger, Schober, Rhätikon usw. [370—387]).

In dem Maße, als mit diesen Studien Beiträge zur von P. ESKOLA begründeten Mineralfazieslehre im allgemeinen erwuchsen, finden die Silikatfelsbildungen am Rande der ultrabasischen Metamorphite, die Tremolitmarmore und überhaupt mineralreichen Kalkschollen zwischen Serpentin und kalkigen Gesteinen, ihre immer gefestigtere Stellung als Reaktionsgestein der Tiefenmetamorphose, Serpentinhofgesteine (F. ANGEL) im bestimmten Fazieskleid. Typische Mineralbestände sind: Diopsid, Epidot, Zoisit, Granat (Andradit), Calcit; Albit, Tremolit, Talk und Chlorit. Gewisse Konvergenz der Wirkungen von Kontaktmetamorphose und Tiefenmetamorphose ist hiebei offenkundig. Die Kontaktmineralisationen, Skarnbildungen usw. finden eben Unterschlupf unter dem Dach der Hornfelsfazies im Sinne P. ESKOLAS [694].

Mit dem Serpentinproblem der Westalpen hat sich H. P. CORNELIUS [401] in seiner Geologie und Petrographie der Err-Juliergruppe in Graubünden, die Serpentine des Oberengadin und Oberrheintal umfassend, in eingehender Weise auseinandergesetzt und die dort in besonderem Maße zur Diskussion drängenden Fragen der Kontaktmetamorphose des Peridotits mit vielem Für und Wider erörtert. Der Lunghinpaß konnte ja seit der Arbeit G. STEINMANNs [444] als klassische Stätte mineralisierter Ophiolithkontakte gelten.

Die Kontaktfelsbildungen dieser Serpentine sind gemäß den Angaben CORNELIUSs von geringer Mächtigkeit, meist nur Dezimeter und Meter betragend, unmittelbar am Serpentin anhaftend, sie bilden Einschlüsse in diesem oder sind ihm eng benachbart, durch kristalline Schiefer oder marmorisierte Kalkschollen getrennt. Der Mineralbestand ist: Diopsid, zugleich älteste Ausscheidung, Fe-arm, oft in nadeligen Strukturen, vereinzelt auch Chromdiopsid, Tremolit, blaßrosa und brennrote Granaten (Grossular-Andradit), Vesuvian, Epidot, Zoisit, Albit, Chlorit, Calcit, Serpentin, untergeordnet Titanit, Chromit, Chromsilikate, Pyrit, Magnetit, Graphit, Serizit. Graphitstaub färbt die Silikatfelse grau. Bemerkenswert die Durchaderung und Kristalldrusenbildung der Kontaktfelse durch die gleichen Minerale, insbesondere durch Diopsid,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Vesuvian, Granat. Die Paragenese der Kontaktfelsbildungen hält sich nach CORNELIUS im einzelnen an die Phasenregel und läßt nicht alle Silikate gleichzeitig vorkommen, Vesuvian äußersten Falles nur mit Granat und Diospid, Epidot und Zoisit nur mit Diospid und Tremolit bestehen, Zoisit und Epidot finden sich weder mit Vesuvian noch Granat gemengt. Wollastonit, K- und Ca-Na-Feldspat fehlen gänzlich, Calcit und Quarz treten nie zusammen.

CORNELIUS trifft den Vergleich mit den echten hornfelsartigen Skarngesteinen des südlichen Norwegens. Auffällig ist der Mangel an Anzeichen von Durchbewegung, den CORNELIUS als „Immunität der Kalksilikatfelse gegen Durchbewegung" feststellt.

Untergeordnet gegenüber der Verbreitung von Kalksilikatfelsen sind im Engadin die Silikatmarmore der Serpentin-Kontaktbereiche: Marmore mit Albit- und Alkalihornblenden, Vesuvian-, Zoisit- und Tremolitmarmore; Abschnitt VI nimmt darauf noch Bezug.

Nach CORNELIUSs Auffassung würde es sich bei Kalksilikatfelsen und Silikatmarmoren wirklich um Erzeugnisse der Kontaktmetamorphose handeln, vor allem weil Diopsid, Vesuvian und Granat der Reihe Grossular-Andradit nicht in die Mineralfazies der alpinen Metamorphose passen würden. — In Fortentwicklung der Mineralfazieslehre haben aber Diopsid und Andradit-Granat auch unter den Mineralien der „Serpentinhöfe" ihren Platz gefunden (F. ANGEL), Vesuvian allerdings fällt heraus, findet sich aber beispielsweise in Tauernserpentinen dort, wo granitische Durchdringungen nicht fehlen.

Die Diopsidfelse (Malakolith) von Mixnitz und Tragöß, mit Antigoritserpentinen aus der Gleinalmreihe verbunden, wurden von J. STINI [446] sowie F. ANGEL und F. WEINZEDL [387] untersucht; ihre Kristallisation umfaßt: Granat (Andradit), Magnetit, Diopsid, Epidot, Kalkspat, Quarz nebst einer jüngeren Hornblende. Nach den beiden letztgenannten Autoren sind diese Felse keine Tiefenzonenerzeugnisse, sondern Reaktionsmassen, herrührend aus einer metasomatischen Endphase der Gleinalm-Kristallisation.

Feststellung von Kontaktmineralisation von Seite der Serpentine erschiene am Balkan am ehesten an den großen geschlossenen Massiven, überhaupt an jenen Peridotitmassiven aussichtsreich, deren unversehrter Innenbau für eine verhältnismäßig beschränkte tektonische Beanspruchung und damit unbeträchtliche nachmagmatische Ortsveränderung spräche. Aber nichts dergleichen an Mineralneubildungen ist bekannt geworden, was in beweisfähiger Klarheit den Peridotitintrusionen zugeschrieben werden könnte. Von den Amphibolitgürteln der Serpentine abgesehen, sind auch die gemengten Kalksilikat-Randfelsbildungen (siehe Abschnitt VI, S. 516 und f.), die uns an Alpenserpentinen in zahlreichen Beispielen gegenübertreten, vom Balkan nicht bekannt geworden. Eine einzige Ausnahme bildet der Granat-Vesuvianfels, den 1901 G. MONTEANU-MURGOCI [187] als Einschluß in Serpentin des Parangumassivs, Südkarpathen mitteilt.

Zur genetischen Deutung des Granat-Vesuvianfelses inmitten des Serpentins vom Parangumassiv vermag ich aus eigener Anschauung nicht Stellung zu nehmen.

Diopsid-, Vesuvian- und Granatfelse in alpinen Serpentinen, beschrieben u. a. von E. ARTINI [387 a], H. J. KOARK [420 a].

Bezüglich Vesuvianit innerhalb kalifornischer Serpentine siehe A. PABST [673 b].

Das Auftreten von Granat in Hüllgesteinen von Serpentinmassen oder in diesen selbst bedarf — wie vorhin für die Kalksilikatbildungen allgemein betont wurde — in jedem Falle einer besonderen Analyse der Bildungsbedingungen. — Primäre Granatbildung in Serpentin und solche entstanden durch Kontaktwirkung aus erster Hand von Seite des Peridotitmagmas selbst gehören zu den selteneren Bildungsweisen. Häufiger sind bei den an Serpentin geketteten Granatbildungen die spätere Kontaktwirkung eines sauren Plutons gegenüber Serpentin oder (und) das Ergebnis von Reaktionsfelsbildung im Zuge von Orogenese und Tiefenmetamorphose verantwortlich zu machen.

Primäre Granatführung tritt in Peridotiten der Balkanhalbinsel meines Wissens nirgends entgegen, solcher Granat ist dort nur in Eklogiten zu finden, die ja zum großen Teil als magmatische Differentiate aufgefaßt werden dürfen. Die Eklogitgranate enthalten allgemein (P. ESKOLA [694]) 25—70% Pyrop und 12—40% Grossular. — Auch unter den alpinen Ophiolithen befinden sich keine echten Granatserpentine, wohl aber unter den

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Peridotitgesteinen in hochmetamorphen Schieferserien des böhmisch-niederösterreichischen Kristallingebirges: z. B. Magnesiatongranat Pyrop im Serpentin von Bilin in Böhmen (C. DOELTER [502]); Eisentongranat Almandin mit einem Kern von Cr-Diopsid und keliphitischer Randzone im Serpentin von Kremze bei Budweis (A. SCHRAUF [522]), ein ähnlicher Granat im Granatserpentin von Gurhof in Niederösterreich (H. TERTSCH [526]), wo bemerkenswerter Weise auch Eklogitschollen inmitten von Granatserpentin auftreten. — Granatreicher Paragneis Kinzigit als Begleiter von Serpentin und Gabbroamphibolit in Mühlviertler Kristallin, O. Oe.

Als Granatbildung aus peridotitischer Kontaktwirkung her wurden lange Zeit die Granatfelsbildungen (hauptsächlich bestritten vom Kalk-Eisen-Granat Andradit, dem typischen Mineral der Fe-Silikatmetasomatose) um die Venediger-Serpentine in den Hohen Tauern aufgefaßt (E. WEINSCHENK [452]), bis diese Auffassung der neueren Erkenntnis von Kontaktmetamorphose auf Serpentin seitens des Zentralgranits gewichen ist (H. LEITMEIER [424]); übrigens liegen nach dem letztgenannten Autor die Granatfelse z. B. des Habachkammes nur in der Nähe der Serpentinkontakte, von Serpentin durch Kalkschichten getrennt, und gehen mit jungen zentralgranitischen Albitbildungen zusammen.

Unter der verhältnismäßig klaren Kontaktmineralisation, welche den Serpentin von Schlaining im österreichischen Burgenland umgibt und diesem zuzuschreiben ist (siehe S. 450), fehlt bezeichnender Weise der gemeine Granat, ganz vereinzelt ist grüner Granat (Uwarowit oder Grossular?) zugegen. — Rosa Granat führt A. LACROIX [467] aus der Kontaktmineralisation der Pyrenäen an, die aber, wie vorhin angedeutet, wahrscheinlich Ergebnis polimetamorpher Bildungsweise ist.

Unter den Mineralen der Reaktionsfelsbildungen des Serpentins, im Abschnitt VI etwas näher besprochen, erscheint ebenfalls Granat. Hier sind sowohl Andradit, als auch der Kalktongranat Grossular (darunter der hyazinthrote Hessonit) vertreten (H. P. CORNELIUS [401]). — Hier sei eingeschaltet, daß Grossular auch etwas Cr_2O_3 — neben Fe_2O_3 — aufnimmt (S.-Afrika? P. RAMDOHR [772]); ferner Demantoid = durch Cr grün gefärbter Granat.

Wie wenig Genetisches auch vorläufig über fallweise auffällige Verbreitung von Granat in kristallinen Hüllschiefern von Balkanperidotiten aussagbar ist, eines steht fest: die beobachtete Granatsprossung, meist idiomorph, ist postkristallin hinsichtlich der alten Kristallisation dieser Schiefer, deren Quarz und Glimmer öfters vom Granatkristall kranzartig umschlossen werden (Abb. 141), aber prätektonisch in bezug auf das junge Hauptgeschehen; letzteres kann mitunter mylonitisches Auflösen des Granatbestandes herbeiführen.

Die Bildung des Chromgranates Uwarowit steht im allgemeinen außerhalb der hier betrachteten Metamorphose, kann aber, wie der vorläufige Aufschlußbefund Schlaining aussagt, vereinzelt auch im peridotitischen Kontaktbereich zutreffen.

In der Tat sind die Balkanperidotite in der Mehrzahl geringerer Tiefenmetamorphose ausgesetzt gewesen als die Alpenserpentine; während in den Alpen nur größere Serpentinmassen teilweise ihre Peridotitnatur reliktisch bewahrt haben, die übrigen oft zu Antigoritserpentin oder Ophicalciten überwältigt wurden, konnten am Balkan meist auch kleinste Schollen, Schuppen und Schubspäne sich noch als Peridotit erhalten. Diese Tatsache läßt rückschließend für die Alpen dort die Silikatgrenzfelse der Serpentine eher als reine Serpentinhofgesteine im Sinne von F. ANGEL entstanden denken denn aus Kontaktmetamorphose oder Mischmetamorphose.

Aber nicht nur für den Peridotit-Pyroxenit-Anteil der basischen Gesteinskomplexe des Balkans finden sich keine Beispiele klar ersichtlicher mineralneubildender Kontaktmetamorphose, solche fehlen fast immer auch den Gabbrointrusionen und Diabasen, für letztere allerdings als teilweise untermeerische Ergüsse auch am wenigsten zu erwarten.

Gerade auf der Balkanhalbinsel ist bei der Beurteilung der Kontakte basischer Gesteine besondere Vorsicht geboten, sind doch hier die basischen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Massive vielfach von jüngeren plutonischen und vulkanischen Gesteinsdurchbrüchen durchzogen oder diesen nahe gerückt, zumindest aber sind sie schier in Gesamtheit eingespannt in das gewaltige Thermenfeld des fast die ganze Halbinsel umspannenden kretazisch-tertiären Andesitvulkanismus. Selbst erfahrene Beobachter können so in der Auffassung von Kontaktwirkung fehlgreifen.

Dies zeigt das Beispiel des Gabbros von Jablanica in der Herzegowina, den F. KOSSMAT [101] als Intrusion in die Trias mit Kontaktwirkung an dieser, Silifizierung der Werfener Schiefer, Marmorisierung der Triaskalke, beschreibt. L. MARIČ [103] konnte später den Nachweis führen, daß dieser Gabbro, zur Serpentinzone Bosniens gehörig, sicher vormesozoischen Alters ist, gegenüber Werfener und Triaskalk keinerlei Kontaktmetamorphose hervorruft; daß Magnetit in Flecken, parallelen Streifen und in Gangform nur innerhalb Gabbro als Folge magmatischer Differentiationen auftritt.

Bescheidene Granatsprossung fiel mir im phyllitischen Grenzgestein des Peridotits der Ninikascholle im oberen Lepenactal in Mazedonien auf, nachbarlich zum Grenzamphibolit des Serpentins.

Granatphyllite bilden bei Zvornik in Bosnien den Kontakt zu Serpentin (KISPATIČ [81]).

Im Zuge der petrographischen Studien am Raduschaserpentin im Grenzbereich bei Čašak hat Eugenia GORSKY [49] eine Reihe interessanter Differentiationsgesteine des Serpentins, auch solche — nach ihrer Auffassung — einer metamorphen Reihe im Sinne von Stoffaustausch mit der Kalkhülle gefunden und untersucht. Nun ist hier die Kalkhülle wie auch in anderen Abschnitten dieses Serpentins, ruhig gelagerter, transgressiv übergreifender, nicht-metamorphisierter Kreidekalk, stofflich unbeteiligt sich über diese in der Tat kritische Stelle im Differentiationsbild des Raduscha-Lakkolithen breitend. Aber auch letzterer zeigt in diesem Abschnitt durchaus ruhigen, kartierbaren Lagenbau mit nur örtlichem Differentiationsgewoge (siehe auch erster Teil, S. 42, 53). Daß Beeinflussung von der ursprünglichen Dachseite des Serpentins — nicht vom heutigen transgressiven Kreidedach — durch Stoffaufnahme stattfand, wäre nicht ausgeschlossen. Die Bildung der Vesuvianminerale, teils lose idiomorphe Kristalle in Serpentinklüften, scheint eher auf ganz jugendliche Vorgänge, Thermendurchfluß in Nähe der Randstörungen des Skopljer Beckens, zurückzuführen sein.

An sich ist das Vorhandensein echter Kontaktmetamorphose, bewirkt durch Peridotitintrusionen, oder besser durch eine Gemeinschaft basisch-ultrabasischer Eruptiva, außerhalb von Balkan-Kleinasien und Alpen auch durch neuere Arbeiten erwiesen — ein Mahnruf, daß dieses Forschungsproblem auch für die Balkanhalbinsel nicht abgetan ist, sondern noch in aller Lebendigkeit erhalten bleiben muß.

Braune basaltische Hornblende mit Pyroxenkern in einem Kontaktserpentin des Gebietes von Petsamo in Ostfinnland sieht H. VÄYRYNEN [497] als aus endogener Kontaktwirkung hervorgegangen an, als Anzeichen rascher Abkühlung an den Rändern.

Schwierig in ihrer Genesis überblickbar sind nach P. ESKOLA [489] die skarnbildenden Häufungen von Chromdiopsid, Chromtremolit, Chromzoisit, Chromchlorit und Uwarowit, Chromit in Dolomit an der Grenze zu Serpentin des Erzfeldes Outokumpu, Karelisch-Finnland: liegt zwar die Erklärung als Verdrängungskarn — magmatisch? — näher, so steht auch die Deutung der gesamten Dolomitmasse als hochkarbonatisierter Serpentin zur Diskussion. (Siehe auch Abschn. VI, S. 535, und Abschn. VII, S. 546).

Der Bushveld Rhodesiens (Sammelschilderung durch A. L. HALL [598]) hat petrographisch scharf gekennzeichnete Kontaktzonen um sich entwickelt, die aber doch wohl mehr dem basischen Gesamtkomplex und der darin übermächtigen Noritzone zuzuschreiben sind, als dem ultrabasischen Anteil.

Die exomorphe Kontaktzone des Bushveld läßt sich nach Hall in innere und äußere Kontaktzone unterscheiden. Die innere Kontaktzone: biotit- und cordieritreiche Hornfelse, rekristallisierte Quarzite, Andalusit-Kontaktfelse, Kalksilikathornfelse und Schöpfung von paragneis-ähnlichen Gesteinstypen, ferner Tremolitmarmor; die äußere Kontaktzone verrät sich z. T. durch Erhärtung, die Hornfelszone birgt Chiastolith und Andalusit, die Quarzite blieben unverändert. Die Ausbildung der Kontaktzonen des

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Bushveld ist hauptsächlich durch thermale Wirkung und Zeitfaktor bedingt, weniger wirkt sich Druck aus.

Die endomagmatische Kontaktwirkung ist — nach HALL — lokal durch Mischgesteinsbildung im Noritmagma angedeutet.

Die Förderung des ultrabasischen Lakkolithen der Trout River Area, New Foundland, erfolgte zur Devonzeit in Schiefer des Ordoviciums (INGERSON [660]). Diese Peridotit-Serpentinmassen, als Bestandteile des Serpentingürtels der Appalachen, sind von der Kaledonischen Faltung erfaßt. Die Kontaktmetamorphose des hauptsächlich aus Dunit und Pyroxenperidotit bestehenden Komplexes (siehe Vergleiche über innere Zonengliederung im Abschnitt IV) ist gering, sehr wenig im Hangend, etwas deutlicher im Liegend bemerkbar: an die Dunitunterfläche schließt ein schichtiger grobkörniger Pyroxenit an, von nicht-pleochroitischer Hornblende durchsetzt, im ganzen gering mächtig, dann folgt ein mäßig schichtiges feinkörniges Gestein aus stark pleochroitischer Hornblende, Plagioklas, Zoisit, Serizit und Karbonat bestehend, mit allmählichem Übergang in normalen Phyllit des Liegend. Nachdem die Dunitserpentinunterlage keine Anzeichen von Bewegung trägt, schließt INGERSON für die Entstehung der Kontaktzone auf Rekristallisation und Reaktion unter hoher Temperatur und unter Druckwirkung. Im Liegend und Hangend des Lakkolithen setzen Basaltgänge und Diabaslager durch.

Eine weitere Beziehung noch fraglicher Art zu etwa vorhandener, doch im Mineralfazieskleid der Hüllgesteine versteckter Kontaktmetamorphose, von Seite der ultrabasischen Gesteinsintrusionen ausgeübt, ist jene der häufigen Nachbarschaft von Peridotitgesteinszonen der Balkanhalbinsel, auch solcher Kleinasiens, zu Natron-Hornblende führenden Gesteinserien.

Mit der Kettung von Natron-Metasomatose an basische Gesteinsintrusionen ist nichts Neues gesagt. In bedeutendstem Ausmaße vorkommend, eingehend studiert, ist solches von den Kontakthöfen der hercynischen Diabase Mitteldeutschlands seit langem bekannt. Feinkörnige, quarzreiche Natronhornfelse und Adinole sind die wichtigsten der hiebei hervorgehenden Kontaktgesteine der inneren Zone (GRUBENMANN-NIGGLI [765], ERDMANNSDÖRFER [721] u. a.), deren natronhaltiger Mineralbestand allerdings hauptsächlich auf Albit, in Tonschiefern sprossend, beschränkt ist; fallweise ist Neubildung von Glaukophan verzeichnet.

Alkalipyroxene und Alkaliamphibole treten zu Albit in den Kontaktzonen von norwegischen Alkaligesteinskomplexen, „Fenitisierung" bewirkend (BRÖGGER, in ESKOLA [694], als Höhepunkt einer Natronmetasomatose.

Natronaugite (Ägirin, Jadeit) und Natronhornblenden (Glaukophan, Gastaldit, Crossit unter den eisenarmen, Krokydolith unter den eisenreichen Natronhornblenden) werden meist mit Albit zusammen von kristallinen Schiefern aus der Nähe von ultrabasischen Gesteinskomplexen genannt.

G. M. MURGOCI (cit. bei CORNELIUS [401]) hat bereits 1904 aufmerksam gemacht, wie alle Vorkommen von Mineralien der Glaukophangruppe mit basischen Eruptivgesteinen zusammengehen.

In den Alpen ist für die Serpentinvorkommen des Oberengadin die Bindung dieser Natronsilikate, insbesondere der blauen Hornblende an Schiefer und Kalkmarmor der Serpentinnähe frühzeitig bemerkt und im Zusammenhang mit Serpentin gebracht worden. Zuletzt hat H. P. CORNELIUS [401] die möglichen Bedingnisse dieser Mineralbildungen ausführlich beleuchtet; mit den Alkalihornblenden vergesellschaftet ist hier auch ein goldgelber Na-reicher Biotit (nicht jedoch der Natronglimmer Paragonit).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Für die alpinen Glaukophanvorkommen liegt ja der Fall insoweit komplizierter, als breite Gebirgsabschnitte mit regionaler Natronmetasomatose aus jüngeren Granitisationen herrührend, mit Albitisierung verbunden, überzogen worden sind. Die Frage bleibt hiebei noch offen, wie weit unter den jugendlichen alpidischen Metamorphosen nicht doch in der Glaukophanbildung alte Ophiolithkontaktmetamorphosen hervorblicken.

H. P. CORNELIUS führt selbst aus dem Engadin Beispiele an, wo titanreiche Glaukophanschiefer im Dach des Serpentins, sich von ihm entfernend in normale Phyllite übergehen; die alkalimagmatische Verwandtschaft der Ophiolithe wird hervorgehoben und Ägirin führender Gabbro beschrieben [399, 400]. Was aber der gewissenhaften Prüfung CORNELIUSs am schwersten Bedenken bereitet, die Glaukophanbildung vorbehaltlos der ophiolithischen Kontaktmetamorphose zuzuweisen: die Durchbiegung der Glaukophan führenden Gesteine ist präkristallin bis parakristallin in bezug auf die blauen Hornblenden; so daß zwar die stoffliche Zufuhr von Na und Ti aus den Ophiolithintrusionen möglich sei, die letzliche Silikatprägung Glaukophan, natronreicher Biotit, Titanit, aber doch erst der alpidischen Metamorphose anhänge.

H. P. CORNELIUS bringt auch eine Reihe weiterer Literaturbelege über Zusammenhänge von Glaukophangesteinen und Serpentinvorkommen: Ligurische Alpen, Kalifornien.

Für Halbglaukophane, barroisitische Hornblenden alpiner Gesteine ist nach F. ANGEL [383] allerdings Na-Zufuhr nicht Bedingung, sondern an Stelle derselben wird vorhandener Albit verbraucht. Nach dem gleichen Autor entlehnt der Glaukophan der alpinen Glaukophaneklogite sein Na aus dem Omphazit, der Natronsilikat (Saualpe z. B.) eingebaut enthält. In den Faziesgruppen ANGELs finden sich Alkalihornblenden (Barroisit, Gastaldit, Glaukophan, Hastingsit?, Crossit, Riebeckit, Gotthardit) bezeichnend für die Epidot-Amphibolit-Fazies seiner Streßzonenstufe IV.

Im allgemeinen ist für Glaukophangesteine epizonale Fazies maßgebend.

Obwohl nun auch am Balkan eine große Zahl von Glaukophanfundstellen bekannt, Angaben darüber in Literaturnotizen und mineralogischen Handbüchern verstreut sind, wurde bislang noch nicht der Versuch unternommen, diese Vorkommen unter einen größeren genetischen Gesichtspunkt zusammenzufassen. Schließlich liegt auch hier nahe, die Möglichkeit dieser Bildungen unter dem Blickpunkt einer Serpentinkontaktmetamorphose zu untersuchen. Denn das bisher aufstellbare Bild der Verteilung von Glaukophanvorkommen auf der Balkanhalbinsel und Ägäis zeigt, daß dieselben, im groben gesehen, auch dem Lauf der großen Serpentinzüge enge benachbart liegen: von der Fruška gora bei Belgrad bis in die Inseln der Ägäis reihen sich Glaukophanvorkommen aneinander, von vorpaläozoischen, wohl auch altpaläozoischen kristallinen bis halbkristallinen Schiefern beherbergt (Tafel VIII). Das Auftreten von blauer Hornblende in einem metamorphen Schiefergestein, einer mäßig kristallinen, epizonalen, wohl paläozoischen Kalk- und Phyllitserie eingeschaltet, nahe zum Serpentinkontakt des Raduschalakkolithen ist in dieser Hinsicht besonders bemerkenswert und geeignet, die Frage etwaiger Kontaktwirkung seitens der Peridotitintrusionen für die Genesis der gesamten Glaukophanvorkommen der Balkanhalbinsel in Diskussion zu stellen.

Leider steht außer Fundortangaben bisher wenig geologisches und petrographisches Material für die Glaukophanvorkommen der Balkanhalbinsel zur Verfügung. Für die Vorkommen am Vodno bei Skoplje haben F. KOSSMAT [10] ein Schichtprofil und in jüngster Zeit NIKITIN

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und KLEMEN [112] eine eingehende mineralogische und chemische Untersuchung des dort als Crossit festgestellten Minerals geliefert. Das beherbergende Gestein ist ein karbonatischer Quarz-Chlorit-Epidotschiefer, teils Muskowit-Glimmerschiefer. (Siehe auch S. 273.)

Ist es schon für die alpinen Vorkommnisse schwierig, infolge Überdeckung älterer und Allgewalt der alpidischen Metamorphose etwaige Natronmetasomatose seitens der Ophiolithe mit Sicherheit festzustellen, so werden am Balkan, wo noch wenige Kristallinserien petrographisch durchgearbeitet sind, zusätzliche Schwierigkeiten erwachsen, da reichliche Einschaltung oft metamorpher Metabasite älteren Datums gerade in jenen Kristallin- und Halbkristallingesteinen besteht, die auch die Glaukophanvorkommen tragen.

Auf eine gewisse primäre Alkalineigung der Balkanperidotite ist aus dem Auftreten der Albitite unter dem Ganggefolge (L. MARIČ u. a.), an sich auch aus der breiten Verflechtung mit diabasischen Gesteinen zu schließen. Vielleicht ist der Natronglimmer Paragonit auch unter den hellen Glimmern mancher Gabbropegmatitschlieren vorhanden, durch die optische Ununterscheidbarkeit von Muskowit leicht der Beobachtung entgehend.

Nächst den Vorkommen von Glaukophangestein in Serpentinnachbarschaft im Fruška gora-Bergland (im N Belgrads, KISPATIČ [80]) sind vornehmlich Glaukophanvorkommen in Mazedonien bekannt geworden: Vodno bei Skoplje (KOSSMAT [10], NIKITIN-KLEMEN [112]), Tetovo und Korab (GRIPP [52]), Albit-Crossitgestein nördlich vom Doiransee (ERDMANNSDÖRFER und LEUCHS [41]), hieran reiht sich als Neufundstation Orašje im Vardartal (HIESSLEITNER). Ferner Glaukophane auf den Inseln Euböa, Syra (LUEDECKE, D. G. G. 1876), Syphnos und Tinos (TELLER [311], FOULLON und GOLDSCHMIDT [840]) — von Syra wird auch Jadeit und Paragonit (!) gemeldet (RAMDOHR [772]) — auf den Ägäisinseln Silo und Milos (REINISCH [775]). Von Samos hat G. v. BUKOWSKY [316] Glaukophanschiefer aus einer Kristallinserie bekannt gemacht, F. KÖHNE [863] von den Phurniinseln bei Samos aus den Hornblendegesteinen der marmorreichen Kristallinserie Arfvedsonit beschrieben, F. BECKE 1878/79 von Thessalien.

Nachricht von Glaukophangestein in Verbindung mit Chromit führendem Serpentin bringt WIJKERSLOOTH [360] aus Kleinasien. ROSENBUSCH [779] führt Glaukophan aus der Gegend von Smyrna an, wo Serpentine bekannt sind.

Die Glaukophanführung in hauptsächlich penninischen Gesteinen der Alpen (u. a. CORNELIUS [401], AMPFERER [820], HARTMANN [847]), wohl auch jene des Apennin (u. a. FRANKI [407a], QUITZOW [480] wird in erster Linie als metamorph betrachtet.

In diesem Zusammenhang bemerkenswert ist eine Angabe von F. X. SCHAFFER [787], der Glaukophanvorkommen mit Serpentinnachbarschaft aus Japan erwähnt, PIROUTET [585] und WILCKENS [590], die solche aus kristallinen Schiefern vom serpentinreichen Neukaledonien verzeichnen (siehe auch Germaine JOPLIN [856]: Glaukophan und Lawsonit von Neukaledonien). ROSENBUSCH nennt Glaukophanvorkommen in Begleitung von Glimmerschiefer und Serpentin von Celebes.

Nachtrag: W. P. de ROEVER [883a] bringt 1950 neue Feststellungen über die verschiedenen Zonen von Glaukophan (und Lawsonit) führenden Gesteinen in Ostcelebes, von denen eine als schmaler Zug die SW-Grenze eines ausgedehnten Peridotitmassivs begleitet, die anderen in weiterem Abstande davon in metamorphe Para- und Orthogesteinsserien eingeschaltet sind; zum Teil liege sicher vortektonische Glaukophanbildung vor, die Glaukophan beherbergenden Gesteine sind solche relativ seichter Metamorphose. — Ähnliche Vorkommen auf Java und Timor.

Für Kontaktbereiche kalifornischer Serpentine ist Auftreten von Alkalihornblende bekannt (E. F. DAVIS, cit. in CORNELIUS [401]). Glaukophan aus Neu-Südwales in Australien (ROSENBUSCH [779]) dürfte mit dem dort durchstreichenden Serpentingürtel in Beziehung zu bringen sein.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Bezeichnend für die Alkalikraft peridotitischer Magmen ist das Vorkommen der Jadeit-Albit-Gangschlieren im Serpentin von Tawmaw und anderer Orte in Oberbirma, Indien (A. W. G. BLEECK [557]), welche sich gegen das Muttergestein Serpentin mit Kontaktmineralisationen abschließen, unter denen auch die Natronhornblende Glaukophan aufscheint (siehe auch S. 451).

Die asbestartige Na-reiche blaue Hornblende Krokydolith heftet sich mit ausgedehnten Vorkommen an metamorphe Sedimente im Umkreis der basischen Gesteine des Bushveld Complex in Südafrika, vornehmlich seines Südabschnittes und begleitet nach HOWLING [743] in einer über viele 100 Meilen sich erstreckenden Zone auch die Fortsetzung dieser basischen Gesteinsaufbrüche in die Transvaal- und Kapprovinz hinein.

Daß allerdings auch die Alkaliaureole um Diabasintrusionen Glaukophansprossung nach sich ziehen kann, hiefür sei die Glaukophanschieferbildung in einer metamorphen Schieferserie des Hunsrück in Westdeutschland namhaft gemacht, durch A. CISSARZ [501] beschrieben.

Es ist also mehr ein statistisches Erfassen als eine genetische Untersuchung, was an Vorkommen von Natronhornblenden in Beziehung zu peridotitischen Intrusionen gebracht werden konnte, aber doch bestärkt gerade die weltweite Sicht in der Vermutung auf ursprüngliche Zusammenhänge.

Knapp vor dem endgültigen Abschluß dieser Arbeit habe ich Schliffe der von mir 1946 aufgesammelten Calcitmarmore am Kontakt des Serpentins von Schlaining (Österreich, Burgenland) durchgesehen. Diese am Alpenostrand gewissermaßen in Fortsetzung der bosnisch-kroatischen Serpentinzüge auftauchenden Peridotitmassen stehen mit gesichertem Paläozoikum, Kalken und Schiefern in Verband, diabasische Grünschiefer sind ihnen reichlich beigegeben. Die Ausbildung von Calcitmarmor, einige Meter mächtig, an der Grenze des serpentinisierten Pyroxenperidotits zu kristallinem paläozoischem Kalk war bereits frühzeitig den Bearbeitern der geologischen Karte dieses Gebietes (M. VACEK u. a., zuletzt H. BANDAT [823] aufgefallen und als Kontaktwirkung seitens der Peridotite gedeutet worden, auch zu den noch zu erörternden „Ophicalciten" besteht enge Beziehung.

Von diesen Calcitmarmoren, die schon im Handstück eine zwar kleinkristallige, doch deutlich erkennbare Mineralisation verraten, ist vorläufig folgende Mineralliste anzuführen: reichlich eine prächtige blaue Hornblende, farbloser Diopsid, eisenreicher grüner Epidot, einfach verzwillingter graphitbestaubter Anorthit (Lichtbr., Auslöschung; Achsenwinkelkontrolle am Drehtisch verdanke ich Dr. P. PAULITSCH, Universität Graz), Aktinolith Magnetit, vereinzelt grüner Granat (Uwarowit ?). — Die fast 4 *mm* großen schwarzen Anorthite erinnern an die von Lacroix beschriebenen „schwarzen Albite" der Pyrenäen-Serpentin-kontakte. Nach den örtlichen Verhältnissen (Abb. 136)

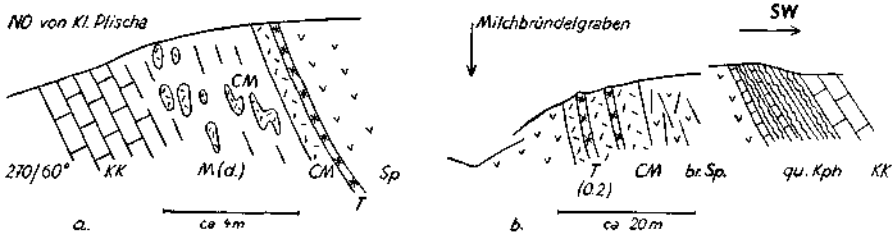


Abb. 136. Serpentinkontakt-Mineralisationen bei Schlaining im Burgenland (Österreich). *KK* = dunkelgraue kristalline Kalke (paläoz), *Sp* = Serpentin (Diallagserpentin z. T.), *br* = brecciös, *M* = Kontaktmarmor (*d* = durchbewegte Strukturen abgebildet); *CM* = Kontaktmarmor als Calcitmarmor (bei *b*: mit Glaukophan, Epidot, *Cr*-granat, *Cr*-epidot, Aktinolith, Magnetit, Reste Chromit; bei *a*: Diopsid, Anorthit, Aktinolith, Magnetit); *T* = Tremolitasbest-saum. — *qu. Kph* = quarzlagenreiche kalkige Phyllite.

wäre dieser Umfang an Mineralisation einschließlich des rekristallisierten Calcits als echte peridotitische Kontaktmetamorphose zu betrachten, während im schmalen Saum von nephritartigem Hornblendefilz, der sich zwischen Mineralkalk und Serpentin einschiebt,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

das dynamometamorphe Reaktionsgestein zu erblicken wäre. — Also auch hier die Natronhornblende an verschiedenen, einige Kilometer voneinander entfernten Aufschlußpunkten der Serpentinkontakte. Vergeblich habe ich bisher nach Skapolith und Turmalin gesucht, welche sich in den Kontakthöfen der Pyrenäenperidotite befinden, aber dort, wie vorhin bemerkt, vielleicht doch nicht aus peridotitischer Kontaktwirkung hervorgegangen sind.

In der steten Ausschau schon während der geologischen Feldarbeit, was noch an Mineral- und Gesteinsbildungen balkanischer Serpentingebiete der Kontaktmetamorphose durch Peridotit verdächtig sein könnte, haben Graphitausscheidungen, da und dort in Kontaktnähe zu Serpentin mehr oder minder hervortretend, Verdacht in dieser Richtung wachgerufen. Nachdem Graphit unter den Mineralisationen alpiner Serpentinkontakte in größerer Stetigkeit beobachtet wird, gebührt auch balkanischen Vorkommen dieser Art gewisse Aufmerksamkeit, falls in der Tat etwa Wirkung thermischer Kontaktmetamorphose, Verdichtung durch Sublimierung und Wiederausscheidung von Graphitsubstanz der Hüllgesteine, hiebei im Spiele wäre.

Graphitische Schiefer reichen nächst Priština in Mazedonien nahe an Serpentinkontakte heran. Zwischen Kačanik und Skoplje drängen in Serpentinnachbarschaft Quarzgänge mit Flinzgraphit hoch.

Bei Golemo Kameniane in Ostbulgarien ist örtlich an Serpentinkontakt Graphitanhäufung in Schiefern wahrzunehmen.

Von alpinen Serpentinkontakten führt E. WEINSCHENK [453] „Schungit" (Anthrazit) unter den Mineralien der Kontaktbereiche zu Kalkglimmerschiefer an, reichliche Graphitausscheidung wird insbesondere vom Kontakt des Stubachitserpentins am Rettenkopf vermerkt. H. P. CORNELIUS [401] fällt an den Grenzgesteinen der Engadiner Serpentine die reichliche Bestäubung der Kalksilikatfelse mit Graphit auf, die Graufärbung derselben verursachend.

Der Ursprung der Flinzgraphitstreuung in Teilen des Eklogitamphibolits als Grenzgestein zum Oppenberger Serpentin im steirischen Ennstal ist umstritten.

Graphitreichtum der Schiefer besteht nach P. ESKOLA [489] in Kontaktnähe des Serpentins in Karelisch-Finnland.

Auch für verstärkte Manganmineralisation, Mn-Erzbildungen im Umkreis peridotitischer Massen, wurde in einzelnen Fällen Verdacht auf Kontaktwirkung seitens des simischen Magmas ausgesprochen.

Ist Chloritoid nur ein typomorphes Mineral bestimmter Gesteinsstreifen innerhalb epizonaler Serien, die zugleich auch Hüllgesteinsserien von Peridotit sind, oder ist seine Bildung von Seite der basischen Intrusionen beeinflußt worden? — Chloritoid-(Ottrelith-)schiefer zeigen u. a. F. BECKE [254] von der Chalkidike, F. KATZER [79] aus den Schieferbergen Bosniens an. Auch in den Alpen liegen Ottrelithvorkommen in nicht großer Entfernung zu basischen Gesteinszügen, u. a. in der Grauwackenzone der Ostalpen, in penninischen Deckengliedern der Westalpen (Zermatt, Val d'Ollomont nach E. DIEHL [836]).

A. W. G. BLEECK [557] führt Ottrelith unter den Kontaktmineralien (Na-hornblende Chlorit, Zoisit, Chromepidot, Tawmawit, Chloritoid) an, mit welchen sich die Jadeit-Albitgänge im Serpentin der Kachinberge in Oberbirma, Indien, umgeben; diese Jadeit-Albitgesteine werden als Saigerungsprodukt aus dem Peridotitmagma aufgefaßt.

Damit und mit den vergleichenden Hinweisen sei die, sowohl nach Umfang als Beweiskraft noch dürftige Übersicht fraglicher Kontakterscheinungen an Balkan-Peridotiten beschlossen.

Ophicalcite, die als Grenzfelse der Engadiner Serpentine in Graubünden eine Rolle als fragliche Kontaktgesteine spielen, wurden bisher in Balkan und Anatolien nicht aufgefunden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

H. P. CORNELIUS [401] ist eine eingehende Auseinandersetzung mit dem Ophicalcitproblem zu danken. Die Ophicalcite des Engadins sind Mischgesteine von Serpentin und Calcit am Rande, ausnahmsweise auch im Innern der Serpentine; sie erscheinen an der Serpentingrenze zu Kalken und Schiefern aber auch zu Granit. Für das Dünnschliffbild des Ophicalcits ist nach H. P. CORNELIUS besonders eigenartig, daß Serpentin in Calcit gebettet nicht selten mit mehr minder deutlichen Umrissen von idiomorphen Olivinkristallen anzutreffen ist; daneben erscheinen spärlich Quarz, Albit, Glaukophan, Turmalin, Magnetit als Schale um Chromit, Tremolit u. a. Unter Ausscheiden rein tektonischer Entstehung des Ophicalcits oder dessen Bildung aus wäßriger Serpentininfiltration in Kalk, muß Cornelius die Frage offen lassen, ob Kontaktmetamorphose, Tuffbildung oder sonstige aus der Peridotitmagmenkunde noch unbekannte Vorgänge die Bildung des Ophicalcits hervorriefen.

Möglicherweise liegt in der primären vortektonischen Bildungsstufe des Ophicalcits ein ähnliches Phänomen vor, wie es in der intrusiven Kalk-Diabas-Durchdringung besteht. Auch die Vorstellungen von E. LEHMANN über die magmatische Weilburgitphase können hiefür Bedeutung gewinnen.

Was nun die stoffliche Kontaktmetamorphose nach außen von Seite der hauptsächlichsten Peridotitgenossen: Gabbro und Diabas, betrifft, ist auch hievon aus Balkanverhältnissen bisher wenig offenbar geworden. Dies ist um so auffallender, als sich manche andere Gabbrogebiete durch beträchtliche pneumatolytische Kontaktmetamorphose (Cl, Ti, B), Diabasgebiete überdies durch gut mineralisierte innere und äußere Kontaktzonen, Hornfelse und Adinole, auszeichnen.

Die Beurteilung des Gabbrokontaktes von Jablanica in der Herzegowina, nach F. KOSSMAT Trias metamorphosierend, wurde von L. MARIČ [103] richtig gestellt: Pyroxen und Magnetit in Streifendifferentiation innerhalb Gabbro, keine Marmorisierung der Triaskalke, stark gestörte Lagerungsverhältnisse, vormesozoische Intrusion. O. ERDMANNSDÖRFER [72] S. 194) erwähnt die allgemeine Differenzierung dieses Massivs, im Kern Olivingabbro, nach außen z. T. Quarzdiorit (siehe auch S. 446).

Magnetitausscheidungen an der Grenze von Gabbro zu kristallinem Kalk, ohne Silikatfelsbildungen, bilden die Eisenerzlagerstätte Blagowest bei Krumovo, Ostbulgarien; die Magnetiterzmassen durchdringender, jüngerer Porphyrit bewirkt Zerstückelung der Magnetitmasse und deren Auflösung in eine Lagerstättenruine (Besuch des Eisenerztagbaues 1939!).

Die Eisenerze von Blagowest und meines Wissens auch jene von Jablanica haben keinen nennenswerten P-Gehalt. An sich ist auch nichts von Apatitausscheidungen innerhalb balkanischer Gabbros bekannt. (Norwegen und Schweden z. B.: Chlorapatit in Gängen innerhalb hyperitischen, zwischen Gabbro und Norit stehenden Gabbros, wobei hier an den Gangkontakten unter Umwandlung des Plagioklases ein Skapolith-Hornblendegestein, „gefleckter Gabbro", entwickelt wird. Ähnliche Gänge auch bei Ontario, USA., wo sich pyroxenitische Salbänder zu Gabbro einstellen.

Von den in mittel- und obertriadische Kalke reichenden Diabasgängen des Zlatibor, anscheinend in ihrer geologischen Position günstig beobachtbar, weiß PAVLOVIČ [124] von keinerlei Kontaktmetamorphose-Wirkung zu berichten.

Während die Diabase im Devon Mitteldeutschlands sich mit klar abgrenzbaren Kontaktzonen umgeben haben, in denen Natronmetasomatose, Metamorphose vorintrusiv geschieferter Gesteine zu Adinol-Bänderschiefer, auch Tuffbegleitung und deren Umwandlung von Bedeutung sind (MILCH, MÜGGE u. a.) dabei auch oberflächennahe Intrusionen, teilweise auch submarine Effusionen der Diabase maßgebend waren, ist für die z. T. oberflächennahe sich ergießenden, z. T. auch submarin eingedrungenen Diabase der Diabas-Hornstein-Formation der Balkanhalbinsel keine nennenswerte stoffliche Kontaktwirkung beobachtet.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abschließend soll nicht verhehlt werden, daß ganz allgemein in Hinsicht systematischen petrographischen Durcharbeitens von Gesteinsserien der Kontakte und Umrahmungen basisch-ultrabasischer Massive auf Balkanhalbinsel und Kleinasien noch wenig geschehen ist — das gilt auch für die eigenen Beobachtungen, die sich meist nur auf stichprobenweises Prüfen einzelner Serienausschnitte im Dünnschliffbilde beschränken mußten. Von der petrographischen Seite her ist hier also noch viel Aufklärung zu erwarten.

Die Altersfrage der ultrabasischen Intrusionen.

Anschließend an die Bemühungen, über die Intrusionsmechanik der ultrabasischen Gesteine Aufschluß zu gewinnen und nachdem die Wirkungen etwaiger Kontaktmetamorphose abgeleuchtet wurden, tritt naturgemäß die Frage nach Alter der ultrabasischen Intrusionen in die Reihe.

Wie wenig eigentlich aus Intrusionsmechanik und Kontaktmetamorphose für die Alterserkenntnis gerade der ultrabasischen Massengesteine von Balkan-Anatolien in stichhältiger Weise entnommen werden kann, das gibt sich schon aus den vorstehenden Darlegungen zu erkennen. Zu dieser müssen darum noch alle übrigen Hilfsmittel aufgerufen werden, der Altersfrage dieser Ultrabasite an den Leib zu rücken, wie gewisse allgemein gültige Erscheinungen ihres geologischen Verbandes, früheste Geröllfunde von Ultrabasiten in Sedimenten, Einordnung in Magmenzyklen, Vorhandensein radioaktiver Mineralarten, Einbeziehung der ultrabasischen Gesteine in Metamorphosen und Tektoniken.

Von allen diesen Seiten betrachtet und im Fragenkomplex eingeengt, vermag sich erst das Altersbild der Balkan-Anatolien-Peridotite zu einiger Klarheit aufzutun und führt zu dem Schluß, der freilich heute auch noch nicht mit voller Sicherheit, doch mit guter Wahrscheinlichkeit auszusprechen ist: die Balkan- und Anatolien-Peridotitserpentine sind nicht jünger als Paläozoikum, wahrscheinlich ist ihre Entfaltung, in verhältnismäßig enge Epochen gedrängt, in der Zeit zwischen Mittel- und Spätpaläozoikum oder mit Höhepunkt im Spätpaläozoikum erfolgt.

Die für diese Schlußbildung im einzelnen maßgebenden Gründe werden nun im folgenden auseinandergesetzt.

Wird nochmals auf die Intrusionsmechanik zurückgekommen, um das daraus für die Altersbestimmung Wertvolle herauszuholen, so ist der Beitrag gering. Hier müßten ja in erster Linie Durchbruchserscheinungen herangezogen werden, also Stellen, wo klare magmatische Diskordanzen zwischen peridotitischem Gestein und dem Alter nach mehr minder bekannten Hüllgesteinen vorliegen. Die Durchbruchserscheinungen würden natürlich auch nur eine Altersbegrenzung nach unten, nach Älterem beschließen, wie Serpentingerölle eine solche nach oben, nach Jüngerem.

Es wurde darauf hingewiesen, daß solche echte Durchbruchserscheinungen bei der konkordanten Linsenform, bei den meist konform zum Hüllgebirge verlaufenden Peridotitgrenzen eben nicht — oder nur in Ausnahmefällen — vorhanden sind.

Wo magmatische Durchbruchserscheinungen überhaupt beobachtbar und auch mit einiger Sicherheit deutbar sind, handelt es sich bei Peridotiten und Pyroxeniten jeweils um Durchbrüche oder

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Diskordanzen innerhalb paläozoischer oder kristalliner Gebirge, niemals um solche gegenüber mesozoischen Sedimenten. Auch für Gabbro ist noch das gleiche auszusagen. Nur Diabase reichen zeitlich höher hinauf und echte Durchbruchskontakte, Gangdurchbrüche durch mesozoische Sedimente sind für sie erwiesen.

Echte Durchbruchserscheinungen, soweit überhaupt solche vorliegen, verweisen auf Balkanhalbinsel und in Anatolien die Ultrabasite zumindest ins Paläozoikum oder in noch Älteres.

F. KOSSMAT ([10], S. 401) führt Serpentindurchbrüche durch quarzhältige Tonschiefer (Paläozoikum) bei Trstanj, Nord Drenovo a/Černa an, wobei der Serpentin auch Kalkschollen umhülle. Letzteres würde allerdings eher auf tektonischen Kontakt schließen lassen, wie solche tektonisch in Serpentin hineingebrachte Kalkschollen V. SIMIČ [151] aus dem Ban Do-Tal bei Kossovska-Mitrovitza beschreibt. Ebenfalls spricht KOSSMAT im gleichen Werk von einem Gabbrodurchbruch durch Kalkmergel bei Novočani, Nord Veles, doch sind mir in diesem Raume echte Kontakte basischer Gesteine auch nur zu Paläozoikum bekannt geworden.

Für die von Peridotit umschlossenen Kristallinschollen im Ibartal bei Gokčanica läßt sich schon eher echter Durchbruchskontakt vermuten. Ganz anders nimmt sich die triadische Kalkscholle bei Olovo im Serpentinzug von Dubostica (in Bosnien) aus, dem Konjuh-Serpentin PILGERs, wo mir tektonische Kontakte nicht zweifelhaft schienen.

NOPCSA [234] sieht in der Merdita Albaniens Variolite, also Diabase, untertriadischen Kalk durchbrechen, vermeint auch ähnliche „Durchbrüche" für Serpentin geltend zu machen.

In Nordgriechenland hat K. OSSWALD [292] primäre Diskordanzen von Diabas zu Karbonschiefer beobachtet und schließt auf postkarbones Diabasalter, der Schluß auf mesozoisches Alter wird allerdings nicht mehr in Beweis geführt.

Gewaltig sind die Entblößungen, mit denen auf der Balkanhalbinsel Peridotite zutage treten. Sowohl im Norden, in Bosnien und im Zlatiborgebiet, an der Grenze zu den montenegrinischen Hochbergen, im Westen Mazedoniens, als auch in Griechenland, überall sind Peridotitaufbrüche, Gabbromassive auf der einen Seite, gewaltige Triasentfaltungen, Werfener Schieferkomplexe, mittel- und obertriadische Kalktafeln auf der anderen Seite, einander nahe gerückt: nirgends aber dringen die Ultrabasite in die Triastafeln hoch. Gewiß haben PILGER u. a. die Erklärung darüber abgegeben, daß die Schi-Ho-Schichten als Fazies der triadischen Trogrinne ausschließlich und ursächlich auch die Peridotitintrusionen binde. Das trifft nun keineswegs zu, da ja dieselben Peridotitzüge unbekümmert um die fazielle Troggrenze den Rinnenbereich verlassen und auch außerhalb der Diabas-Hornsteinfazies ihr Dasein finden.

Besonders in älteren Abhandlungen hat man alles Erscheinen von Serpentin in mesozoischen und tertiären Schichten für „Durchbrüche" genommen. Vieles ist daran schon richtiggestellt, vieles in seiner Deutung noch offen.

In Kleinasien haben FRECH, PILZ und viele andere „Durchbruchserscheinungen" von Serpentin in junge Flyschgesteine beschrieben, DEPRAT solche gegenüber Kreidekalk auf Euböa, NOWACK im albanischen Eozän. Nirgends hält dies stand, soweit meine eigene Einsicht reicht, überall sind es tektonische Phänomene.

Nachdem schon KOSSMAT ein Verschieben des Serpentinalters nach S und nach den Außenketten der Dinariden andeutet, hat PILGER [16], diese in der Regel sehr zweifelhaften Durchbruchserscheinungen interpretierend, jüngst erst mit Schärfe ausgesprochen, daß die Ultrabasica im N der Balkandinariden unter- bis mitteltriadisch, mittel- bis obertriadisch in Griechenland, eozän auf Cypern, in Südanatolien und Syrien seien; also nach S und nach den Außenketten sich verjüngend. — Für meine Einsichten entpuppt sich aber darin keine magmatische Zeitgeschichte des Serpentins, sondern eine solche der Tatsache und Eigenart seines Erfaßtwerdens durch jüngere Tektonik.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Werden alle sogenannten Durchbruchserscheinungen auf das Maß verläßlich echter magmatischer Diskordanzen beschränkt, bleibt für eine Altersdeutung der ultrabasischen Intrusionen in Richtung postpaläozoische Zeit nichts übrig, das wenige an gesicherter Beobachtung überhaupt fügt sich gut in die auch aus anderen Gründen für Vormesozoikum auszusprechende Altersvorstellung ein.

Was ist nun von Seite der Kontaktmetamorphose, die voran in ihren mehr fraglichen als gesicherten Erscheinungen erörtert wurde, für die Altersdeutung der Ultrabasica herbeizuholen?

Einwandfreie Kontakterscheinungen der Ultrabasica gegenüber sicher mesozoischen Sedimenten bestehen nirgends. Auch für den schon am Rand des Ultrabasitzyklus stehenden Gabbro sind Auffassungen widerlegt worden, welche durch ihn herbeigeführte Kontaktmetamorphose der Trias sehen wollten, wie das Beispiel von Jablanica in Bosnien zeigt. Dies ist von Wichtigkeit, denn wird schon dem peridotitischen Magma wenig von den üblichen Intrusiveigenschaften zugebilligt, so gilt dies nicht mehr für Gabbro, der in der Mehrzahl der Fälle sein Hochdringen durch die Kruste mit ähnlichen Wirkkräften bahnt wie saure oder mittelsaure Plutone.

Für Erscheinungen endogener Kontaktmetamorphose der Peridotite, Entwicklung von Grenzfelsbildungen und ähnliches ist eine Bindung an mesozoische Hüllgesteine wohl in keinem Falle behauptet worden.

Die mehr oder weniger fraglichen Äußerungen der exomorphen Kontaktmetamorphose, wie Durchquarzungsbereiche um basische Massive, Na-metasomatose in Form von Glaukophangesteinen, finden sich überall nur an älteren, vormesozoischen Gesteinen.

Also auch von Seite der Kontaktmetamorphose her ein Einmünden der Beobachtungen in die Vorstellung einer vormesozoischen Eruptionszeit der Ultrabasite.

Nun sind die Verbandsverhältnisse der Peridotite ins Treffen zu führen.

Der allgemeine Abschnitt über den Gesteinsverband der balkanisch-anatolischen Peridotite hat im einzelnen gezeigt, daß dort, wo mit einiger Bestimmtheit primärer Verband anzunehmen ist, stets eine phyllitisch-metamorphe Kalk-Schiefer-Serie paläozoischen Gepräges, oder fallweise auch hochkristalline Schichten die Hüllgesteine ausmachen. Die Beziehung der Peridotitserpentine zu den Diabas-Hornstein-Schichten ist dort, wo einigermaßen ruhige Lagerungsverhältnisse herrschen und jüngere, für triadisch zu haltende Abschnitte der Diabas-Hornstein-Schichten vorliegen, stets als solche einer mehr oder weniger transgressiven Auflagerung der letzteren auf Peridotit zu erkennen. Im übrigen und überwiegend sind es tektonische Verflechtungen der Ultrabasite mit den Diabas-Hornstein-Schichten. Als echt intrusives Element der Diabas-Hornstein-Schichten, mit ihnen gleichaltrig und auch jünger, dürften nur die Diabase gelten, u. zw. ist es nur jener Ausschnitt an Diabasförderung, welcher den engeren ultrabasischen Magmenzyklus überdauert.

Wenn F. FRECH [319] für kleinasiatische Serpentine aus der Verknüpfung mit Nummulitenkalk auf eozänes Intrusionsalter schließt, R. PILZ [348] von Arghana Maden bei Diabekr im östlichen Anatolien Eindringen des Peridotits in Kreide anführt, so konnten neuere Bearbeitungen solche Verbandsverhältnisse noch stets als tektonische darlegen oder ihrer Deutung die volle Bestimmtheit entziehen. Das wird wohl auch für die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sogenannten „Serpentininjektionen" im Eozänflysch Albaniens gelten, von denen E. NOWACK [236] berichtet. Schon vor Jahren [66] konnte ich von Serpentin auf Euböa, den DEPRAT [264] in Kreide einbrechen läßt, nachweisen, daß er in ursprünglichem Verband mit Glimmerschiefern steht. Allerdings bin ich 1926 bei einer meiner frühesten Berührungen mit balkanischen Ophiolithen, die Geologie der Umgebung von Janjevo am Amselfeld studierend [65], unter dem Einflusse der KOSSMATschen Auffassung selbst einer irrtümlichen Beurteilung von Lagerungsverhältnissen unterlegen und sah noch Durchbruchserscheinungen von Serpentin durch Kreideflysch mit gewissen Kontaktveränderungen [65]. Später erwies sie die wachsende Erfahrung als rein tektonische Grenzen, mit diese Grenzen bevorzugenden Mineralisationen und Gesteinsveränderungen, letztere beide herrührend aus dem Thermendurchfluß der Andesithochbrüche.

Wo die Altersfrage der primären Hüllgesteine am umstrittensten erschien, in der Diabas-Hornstein-Serie Bosniens und Westserbiens, rücken neuere Beobachter, PILGER, LEDEBUR, GANSS u. a. schon beträchtlich tief in der Altersskala dieser Schichtserie, zumindest ihres basalen Anteiles, herab, das Hervorgehen dieser Schichten aus dem Paläozoikum, stratigraphisch aus Perm, wird betont und die Hauptentwicklung in Untertrias gestellt, fallweise auch noch Mittel- und Obertrias ersetzend.

Die Radiolarien an sich, welche die Radiolarit-Hornsteine aufbauen, erweisen sich im allgemeinen, ungeachtet etwa vorkommenden besseren Erhaltzustandes, nicht leicht geeignet für Altersbestimmung. Eine ernsthafte paläontologische Befassung mit den Radiolarien der Schiefer-Hornsteinserie ist aber anscheinend noch nicht versucht worden. Dies ist eigentlich verwunderlich, da es beispielsweise H. MOHR [430] gelang, in Kieselschiefern einer metamorphosierten Schieferserie aus der Nachbarschaft des Serpentins von Vöstenhof bei Ternitz, Niederösterreich, devone Radiolarien nachzuweisen. — Siehe auch RODIČ [520].

Aus der jüngsten Arbeit von F. GANSS über die Geologie der Zlatarplanina [45] ergibt sich klar, daß die Einschaltung der Serpentine nur in den tiefsten, schon mit Perm verbundenen und von Perm nur mehr willkürlich abtrennbaren Sandsteinhorizonten der Diabas-Hornstein-Serie vorhanden ist, nicht aber mehr dort, wo diese Schichten in typischer Ausbildung herrschen. Schon früher hat W. HAMMER [25] für den Peridotit von Prijepolje in Südbosnien ausgesprochen, er stäke, von Hornstein begleitet, in einer Sandsteinserie, die dem Verrucano entsprechen dürfte.

Auf eigenen Profilbegehungen durch die Diabas-Hornstein-Serie Bosniens sah ich diese, beispielsweise östlich Vareš, mit Serpentin in Verbindung, z. T. unter dem im gleichen Bereich vorzüglich entwickelten Werfener Horizont.

So unbestreitbar die große Bewegtheit des mesozoischen Faziesbildes im Raume von Sarajevo ist — durch die jüngsten Darstellungen von A. PILGER [140] (1941) als Wechsel von Schwellen und Tiefsee eindringlich vor Augen geführt — so wenig zwingend scheint es mir, den Serpentin stratigraphisch in das innerdinarische mesozoische Troggebilde dieses Raumes einzuspannen. Nach PILGERs Vorstellung aus den Bereichen des Zlatibor und des bosnischen Serpentins würde die Gesamtleistung der ophiolithischen Intrusionen auf den innerdinarischen Trog von 40 *km* Breite beschränkt bleiben, das Zusammentreffen der Schiefer-Hornsteinschichten, besonders deren grobklastische Anteile mit Serpentin wird ursächlich mit dessen Intrusion verbunden. Damit soll nach PILGER auch erklärt sein, daß Serpentine in den gleichaltrigen, doch küstenferne ausgebildeten Werfener Schiefern des Trograndes fehlen! Gerade bei Vareš treten aber Diabas-Hornsteinschiefer, Werfener Schiefer und Serpentine recht nahe zusammen, die Funktion des Werfener gegenüber Serpentin ist aber hiebei wohl nur die, daß er diesen vortriadischen und vom vortriadischen Relief erfaßten Intrusionskörper verhüllt.

Wie wenig sicher jurassische Sedimente mit Serpentin in Zusammenhang stehen, wiewohl seit KOSSMAT jurassisches Serpentinalter so gerne verfochten wird, zeigen etwa die Profile von der W-Abdachung des Deli Jovan in Ostserbien: die fossilführenden roten Jurakalke, schon durch mehr oberflächenhafte Tektonik von der in Kristallin steckenden Gabbro-Serpentinmasse des Deli Jovan gesondert, haben nichts mit diesen Intrusionen gemein.

Des weiteren fand ich, daß Teile der an Kalkzwischenlagen — von tektonischer Einreihung solcher abgesehen — armen, vorwiegend sandigen Sedimente der Diabas-Hornstein-Serie Bosniens und Westserbiens allmählich, in faziellen Übergängen, sich

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

mit den an Kalkeinschaltungen reicheren, tonig-sandigen bis feinschlammigen, phyllitisch gewordenen Hüllgesteinsserien der Serpentine Mazedoniens verbinden, für die paläozoisches Alter außer Zweifel steht.

In der Ausschau nach Jüngstem an Gesteinsserien, die sich in primärem Verband mit Serpentinen zeigen, treten die Peridotitvorkommen in hochkristallinen Hüllserien, für die Deutung der Altersfrage der ultrabasischen Intrusionen zurück. Hier könnte es sich ja immer auch darum handeln, daß uns der Abtrag entweder nur einen tieferen Ausschnitt der Intrusionsbahn der Ultrabasite eröffnet oder daß bei gleichem Intrusionsniveau mit den in paläozoischen Hüllserien steckenden Serpentinen — Innenbau und die Typenverbreitung der Chromerzlagerstätten würden für ein solches sprechen — sich darin nichts anderes als ein Durchdrungensein auch der alten Gebirgsrücken durch Serpentin dartut, also Bewegtheit des paläozoischen Altreliefs sich damit widerspiegelt. Oder aber es wird die Annahme vertreten, wie diese im besonderen die Ausführungen von P. de WIJKERSLOOTH [361] und W. F. PETRASCHECK [214] beherrscht, darin eine gesonderte, ältere, dem kristallinen Grundgebirge vorbehaltene Peridotit-Intrusionsepoche zu sehen. Daß für die Annahme einer Teilung nach zwei altersverschiedenen Eruptionsepochen für Balkan und Anatolien jedoch die Beweisgründe nicht zwingend sind, auch nicht jene, die aus fallweise verschiedenem Grade von Metamorphose und Tektonik abzuleiten versucht werden, geht neben anderen Beobachtungen vor allem aus dem Verhalten des Lojane-Chalkidike-astes der Vardarzone hervor, der als einheitlicher, lang ausgreifender Peridotitzug aus Verband mit paläozoischen Hüllgesteinsserien in solchen mit hochkristallinen Gesteinen hinüber zu wechseln vermag, ja mit letzteren sogar kristallin verschweißt sein kann.

Die in den Einzelabschnitten über die verschiedenen Serpentin-Chromreviere gebrachten Darstellungen dürfen beanspruchen, nahezu ein statistisches Bild der primären Verbandsverhältnisse des Serpentins wiederzugeben, soweit solche aus den Beobachtungen überhaupt mit einiger Verläßlichkeit ableitbar sind. Da zeigt sich, daß die Auffassung von primärem Verband nur für kristalline und paläozoische Hüllserien des Serpentins in Frage kommt und zur Annahme führt: die Peridotitintrusionen sind älter als mesozoisch, wahrscheinlich permokarbonen Alters. Der Eruptionszyklus der Ultrabasite des Balkans würde zeitlich etwa mit jenem des Urals zusammenfallen.

Ein weiterer und gewichtiger Prüfstein für die Altersdeutung der Serpentine ist das Vorkommen von Serpentingeröllen und Geröllen anderer Gesteinsglieder des ultrabasischen Zyklus in klastischen Schichten bekannten Alters.

An sich ist ja Peridotit, besonders in seiner Umwandlung zu Serpentin, nicht immer gerade günstig im Verhalten gegenüber Geröllaufarbeitung. Vielfach sind Serpentinoberflächen tiefreichend zersetzt, werden abgespült, ohne daß nennenswert Serpentine in die Geröllführung einzugehen brauchen. Günstiger steht es in dieser Beziehung schon mit Gabbro und Pyroxenit.

Serpentin älter als Oberkreide ist von allen Balkangeologen anerkannt, welche sich von der Serpentingeröllführung der Oberkreide-Basisschichten überzeugen konnten. Steigt man von den bekannten

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Serpentingeröll führenden Basisschichten der Oberkreide tiefer in die sedimentäre Schichtfolge hinab, so hält es verhältnismäßig schwer, auf ausgedehnte klastische Trümmerhorizonte zu stoßen. In Mittel- und Obertrias herrscht vorwiegend Tiefsee. Erst wieder die Diabas-Hornstein-Schichten bergen strichweise küstennahe Konglomerate und Breccien. Werden die Radiolaritgesteine in dieser Serie als ausschließliche Tiefseeabsätze betrachtet — genug Stimmen werden gerade zu jüngster Zeit dagegen laut — dann ist die Erscheinung grobklastischer Schutthorizonte neben Radiolaritkieselschiefern ohnedies ein besonderer Fragenkomplex.

O. AMPFERER und W. HAMMER [25] haben diesen, meist nur wenig anhaltenden Schuttstrichen innerhalb der Diabas-Hornstein-Serie des Zlatibor ihre Aufmerksamkeit zugewendet und darin neben Gneisgeröllen auch Serpentinbruchstücke nachgewiesen.

Ich selbst machte Funde von Grüngesteinen in den groben Breccien der unter dem Werfener auftauchenden Diabas-Hornstein-Schichten auf dem Wege von Vareš nach Dubostica.

B. MILOVANOVIČ [110] wiederholt Funde von Peridotitgeröll in Diabas-Hornsteinschichten des Zlatibor, sieht darin aufgearbeitetes Material der benachbarten Peridotitgebiete und damit einen Altersbeweis für paläozoisches Intrusionsalter der Peridotite. W. HAMMER [55] hebt den Mangel an Serpentin unter den Geröllkomponenten klastischer Horizonte im Werfener hervor.

A. STRECKEISEN [197] glückt der bedeutsame Fund eines Permkonglomerates bei Oršova an der Donau, unter dessen Geröllen sich Serpentin- und Gabbroabkömmlinge befinden. Zwar hält A. CODARCEA [176] den sedimentären Ursprung dieser Breccie nicht mit Sicherheit erwiesen, hält ihn aber doch für wahrscheinlich, mit ihm auch GHIKA BUDESTI [179].

Aus dem Buntsandstein Ostserbiens, bei Pirot, berichtet M. PROTIČ [141] über Gabbrogerölle.

Die groben verrucanoartigen Geröllschichten, die da und dort den paläozoischen Serien Mazedoniens eingeschaltet sind, z. B. am W-Rand des Drenicagebietes, stellen fast eine reine Quarzauslese dar; Peridotitgerölle wurden nicht entdeckt.

In Griechenland treten Quarzgeröllhorizonte nach C. RENZ [300, 307] auch im Karbon auf.

Das nach K. OSSWALD [292] vermutlich der Permzeit zuzuschreibende „Dubkonglomerat" im Bereich des Doiransees enthält keine Ophiolithe.

Bei einer geologischen Kartierung des Gebietes von Mojkovacs im oberen Taratal Montenegros (1940) — die Ergebnisse werden an anderer Stelle mitgeteilt — fand ich einen grobklastischen felsbildenden Horizont an der Basis der Werfener Schichten, die hier über fossilführendem Karbon und unter fossilführenden mesozoischen Kalken in normaler Lagerung erschlossen sind. Diese Breccie besteht hauptsächlich aus Kalkbruchstücken in roter Sandstein-Schiefer-Grundmasse und erinnert an die basale Kalkbreccie der Eisenerzer Alpen, an das sogenannte „Präbichlkonglomerat". Ob die Breccie von Mojkovacs noch Untertrias oder schon Perm vorstellt, blieb unentschieden; begleitende eisenreiche Dolomite sprechen eher für Perm. Die Suche nach basischen Geröllen in der Breccie hatte insofern Erfolg, als grünschieferartige Diabase, auch ein veränderter Amphibolit gefunden wurden. Allerdings sind die nächsten Serpentinaufschlüsse, jene von Prijepolje, an 50 *km* von Mojkovacs entfernt.

Aus Kleinasien sind durch WIJKERSLOOTH [361] Funde von Serpentingeröllen bedeutsamer Weise in älteren Schichten namhaft gemacht worden. Nach seinen Angaben hat TROMP Serpentingerölle im Jungpaläozoikum nachgewiesen. WIJKERSLOOTH selbst beschreibt Serpentingeröll aus einem prätriadischen Konglomerat seiner „zentralen Serpentinzone", die aber, wie er selbst nicht verschweigt, von den angeblich jüngeren „Dinarischen Serpentinzonen" nicht mit Sicherheit abzutrennen ist. K. LEUCHS [329 bis 332] erwähnt aus Anatolien Gerölle von Grüngesteinen in obersilurischen Quarziten.

Zusammenfassend ist aus den Beobachtungen von Serpentingeröllen in Sedimenten zu sagen, daß die wenigen Funde von basischen bis ultrabasischen Gesteinen in klastischen Horizonten älter denn Oberkreide schon in tiefere Trias oder ins Perm verweisen, also alle vielehr für ein vormesozoisches Alter der Peridotite

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sprechen als für ein früh- oder gar spätmesozoisches. Dabei bleibt freilich noch die Tatsache bestehen, wie merkwürdig wenig an Peridotit in frühtriadische bis knapp vortriadische Geröllhorizonte eingegangen ist: Mangel oder geringe Intensität einer oberkarbon-permischen Gebirgsbildung, nachfolgend weitflächenhafter Abtrag bei geringer Reliefenergie und sanftes Vorfluten der triadischen Transgression mögen hiefür Erklärung sein.

Eine größere Spekulationsbreite, die Altersfrage der Serpentine diskutierend, haben Betrachtungen, die sich mit der Stellung der Ultrabasite in einem Magmazyklus befassen.

Schon in der Beurteilung der internen Altersfolge innerhalb der basischen Massengesteinsentwicklung (Abschnitt II, S. 341) sind die Auffassungen verschiedener Beobachter nicht einheitlich, ziemlich übereinstimmend noch für Gabbro und Gabbrodiorit als jünger wie Peridotit und Pyroxenit, die letztere schon im verfestigten Zustande antreffen. Aber auch gleichzeitiges, durchmischtes Erstarren von Peridotit und Gabbro kommt vor, so bei Raška und Kossovska Mitrovitza im Ibartal Westserbiens.

Die relative Altersstellung von Diabas findet verschiedene Deutung, seine Intrusion wird bald an den Beginn, bald an das Ende des basisch-ultrabasischen Zyklus gereiht.

HAMMER und AMPFERER beobachteten Peridotitschollen als Bestandteile einer diabasischen magmatischen Breccie im Studenicatale in Südwestserbien. Ich konnte 1940 dieselbe Beobachtung in neuen Aufschlüssen wiederholen.

In Bosnien bildet ein langanhaltender Zug von Diabas, anscheinend mehr oberflächennahes vulkanisches Produkt denn eigentliches Ergußgestein, mit eingeschlossener und diabasisch durchtränkten Kalken, die Basis der Konjuh-Serpentine; Diabasstöcke erscheinen dort aber auch mitten im Serpentin.

K. OSSWALD [292] reiht auf der Chalkidike die Diabase zeitlich vor die nach ihm jüngeren Peridotite und Gabbros.

KOSSMAT und ihm angeschlossen v. NOPCSA haben sich ziemlich strikte für eine Altersfolge „Diabas älter, Peridotit jünger" ausgesprochen.

Verfangen in die Auffassung von jurassischem Alter der Gesamtheit an Ophiolithen konnten sie zwar auf der einen Seite manchem scheinbaren Widerspruch begegnen, der sich bei anderer als mesozoischer Altersauffassung der Peridotite für die Stellung der Diabase in den unter- bis mitteltriadischen Sedimenten ergäbe, aber den sich in so vielen Aufschlüssen widerspiegelnden, mehr selbständigen, zeitlich und räumlich ausgreifenderen Charakter der Diabaseruptionen wird damit nicht Rechnung getragen.

Würde in manchem Einzelfall das Herauslösen des Diabasanteiles aus dem engeren Peridotitzyklus, weil dort ihm tatsächlich untertan, etwas Erzwungenes bedeuten, so verbreitet sind aber auch jene Fälle, wo die Diabasvorkommen aus der engen Verflechtung mit den Ultrabasiten hinaustreten, zwar oft mit ihnen gehen, ihnen aber auch zeitlich vorausgehen wie auch noch in weite Zeiträume nach den Peridotitintrusionen nachfolgen können.

Auch A. PILGER [137 u. f., 432] sieht sich, aus seinen Beobachtungen in Bosnien heraus veranlaßt, die Diabase teils als älter, teils als jünger wie die Serpentine zu sehen, ihnen dabei allerdings gemeinsam mit den Serpentinen einen Höhepunkt der Förderung in Mitteltrias, im Ladin zuzubilligen.

Altpaläozoisches Alter konnte W. PÄCKELMANN [342] den Diabasen des Bosporusgebietes zuschreiben, die dort, wenig metamorph und ohne Serpentinbegleitung, devonische Schichten in Gängen durchkreuzen, in den mesozoischen Schichten aber nicht mehr auftreten.

Jedenfalls vermögen die Erscheinungen der relativen Altersfolgen innerhalb des Peridotitzyklus wenig die Frage nach absolutem Alter der Peridotitintrusionen zu klären.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Nun tritt eine Reihe von Peridotitmassiven des Balkans später in die Einbruchssphäre jüngerer saurer Tiefengesteine, Granite, Syenite, Tonalite, für die schon eher auf Grund von Kontaktmetamorphose, Durchbruchsphänomenen oder hoch geförderten Nebengesteinsschollen eine genauere Alstersbestimmung zu erwarten wäre. Sofern für diese eine Altersfeststellung gelingt, bleibt es immer noch fraglich, ob eine kontinuierliche Beziehung des Eruptionsablaufes etwa im Sinne basisch-sauer besteht oder solche Übergänge und Wandlungen der Tiefe gewaltige, weit voneinander abstehende Zeiträume umfassen.

Für eine Reihe von nach-ophiolitischen sauren Balkan-Plutonen ist postmesozoisches Alter abgeleitet.

KOSSMAT, der die sauren Eruptionen eng an die von ihm für jurassisch gehaltenen Ophiolithe anschließen und mit diesen zusammen zu einem Eruptionszyklus in weiterem Sinne vereinigt sehen möchte, findet beispielsweise für den Granit von Štip, Mazedonien, dessen Gerölle in den Basalschichten des Alttertiärs im Bregalnicatal erscheinen, zumindest voroligozänes Alter.

Den Graniten und Syeniten, die den Serpentin von Lojane in Mazedonien durchbrechen [64], kommt Kreide- bis Alttertiär-Alter zu, als Glieder jener ausgedehnten Granitmassen im Oberlauf der südlichen Morawa, an die sich mit echten Übergängen die kretazisch-tertiären Dazite und Andesite anschließen.

Das häufige Verfließen plutonischer Granitstrukturen mit solchen dazitischer und andesitischer Ergußgesteine ist in dem hieher gehörigen Granitbereich von Džep (Bujanowce, Mackatica) besonders auffällig.

K. OSSWALD [113] untersuchte den Granit von Djevgjelia in Südmazedonien, dessen aplitische und granitische Gangfolge unter anderem den Serpentin von Valandovo durchsetzen, und schließt: Granit jünger als Serpentin, auch jünger als Diabas, an dessen Kontakt er zu Bildung von Epidotfels Anlaß gibt, doch älter als die pliozäne Abtragsfläche, von der er erfaßt wird, wahrscheinlich alttertiär und ohne Zusammenhang mit der basischen Abfolge. Für jüngeres tertiäres oder frühestens oberkretazisches Alter der Granite spricht auch dort ihre Verbindung mit porphyrischen und felsitporphyrischen Gesteinen, die sich bereits an den jungen Andesit-Trachyt-Vulkanismus anlehnen.

Der Kopaonikgranit, -diorit und -tonalit stellt gegenüber den Peridotiten und Gabbromassen des Ibartales ein jüngeres Durchbruchsmassiv dar, ohne unmittelbare petrographische Beziehungen. Die Kontaktwirkung des Kopaonikgranits wird auf Peridotit ebenso ausgeübt wie auf Paläozoikum und kristalline Hüllserien.

Neben postophiolithischen Granitmassiven sind auch gewaltige Bestandsmassen älterer, vorophiolithischer Granite am Baugerüst der Balkanhalbinsel beteiligt.

Paläozoisch sind ausgedehnte Granitmassen der Rhodope, frühpaläozoisch oder älter sind die Granite vom Prilep im pelagonischen Massiv. Präophiolithische Granite werden u. a. aus dem Serpentingebiet von Oršova am Donauknie (STRECKEISEN [197]) genannt.

In noch weiterem zeitlichen Abstand zu Peridotit wie die jüngeren sauren Massengesteine und Effusiva stehen die basischen Ergüsse der jüngeren Tertiärzeit in Art und Form der Basaltdecken. Die Gemeinsamkeit ihres räumlichen Auftretens mit Peridotit bringt für einige Basaltvorkommen durch ihre Berührung mit Serpentin und Ausbreitung über Serpentin die Fortdauer basischer Gesteinsäußerungen der Tiefe einprägsam vor Augen.

Basalt in Serpentinnachbarschaft, z. T. Peridotitmassive überdeckend, tritt in ausgezeichneten Landschaftsbildern in den Gegenden von Momčilgrad und Krumovgrad in Ostbulgarien entgegen. (Photoabb. 6.)

Andere Beispiele von Basalt in Serpentingebieten sind das Vorkommen von Leuzitbasalt bei Trebinje in Stara Raška, Serbien (MARIČ [105]); ein ähnliches Vorkommen am Rande des Beckens von Kumanovo, nahe zum Lojaneserpentin.

Daß von den Basalten die Brücke zu den Diabasen rascher geschlagen ist als zu den Peridotiten, erweist der glasig-schlackige, basaltähnliche Charakter mancher Zlatibor-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

diabase (PAVLOVIČ [124]). Vielleicht sind die Olivinpseudomorphosen in Andesiten Bulgariens (K. SCHEUMANN und A. SCHÜLLER [219]) ebenfalls in diesem Sinne zu deuten.

Daß auch in den Pyrenäen Basalt älteren Ophiten, Lherzolithen, Diabasen usw. gegenübersteht, hat sich bereits F. KOSSMAT [751] für regionale Problemstellung zunutze gemacht. — Ähnliches in Syrien usw.

Im allgemeinen ist aus der Zyklusbetrachtung für die Altersbewertung der Balkanperidotite wenig gewonnen. Die ultrabasischen und die jüngeren sauren Intrusionen haben ungeachtet fallweiser Durchdringung doch weitgehende zeitliche und räumliche Unabhängigkeit aufzuweisen. Was aus den Erscheinungen der magmatischen Großabfolge für die Altersfragen der Peridotite verwendbar ist, besitzt nur relatives Maß, keinesfalls sind daraus Beziehungen zu etwaig jungem, jurassischem Alter der Ultrabasite zu ersehen, sondern auch hier stehen keine gewichtigen Gründe entgegen, den Schluß auf vormesozoisches Alter der Balkan-Anatolien-Peridotite auszusprechen.

Sind in den Gesteinen der ultrabasischen Serien des Balkans und Kleinasiens radioaktive Mineralien und Erze zugegen, welche nach allgemeiner Erfahrung oder etwa gar nach strengphysikalischen Grundsätzen einen Schluß in der Altersfrage dieser Gesteine gestatten würden?

Radiumerze, Uranmineralien sind bekanntlich vorwiegend in sauren Magmen beheimatet, nichts davon ist aus den basischen und ultrabasischen Gesteinen der Balkanhalbinsel und Kleinasiens bekannt geworden.

Als Seltenheits-Auftreten in Serpentinen (Nordfinnlands?) werden die Uranminerale brauner Gummit und zitronengelber Carnotit genannt.

Anders steht es schon mit Mineralien, die spurenweise Radioaktivität besitzen, welche sich in Bildung von pleochroitischen Höfen verrät.

Unter der Liste von Mineralien, die nach O. MÜGGE [cit. 803] in häufigem Maße sich durch Verfärbungshöfe auf radioaktiver Basis auszeichnen, finden sich eine Reihe solcher, die auch den Ultrabasiten und ihren Begleitgesteinen zu eigen sein können, wie Spinell, Granat, Biotit und Muskowit, verschiedene Hornblendearten, auch die Natronhornblenden Glaukophan und Arfvedsonit sowie Chlorite.

Auch der seltene Erden-haltige Cerepidot Orthit (Allanit) gehört hieher.

Der Orthit ist als Gemengteil von Amphiboliten mehrfach genannt, so von ROSENBUSCH-OSANN [779] aus den Amphiboliten des Schwarzwaldes und des Mt. Blanc-Gebietes angeführt, bezeichnenderweise von Amphiboliten durchwegs älterer, variszischer Prägung.

Die Feststellung von Orthit als nicht seltener Übergemengteil im Randamphibolit des Jezerinaperidotits in Mazedonien gewinnt in dieser Beziehung besondere Bedeutung, als sich dieser Orthit, im Dünnschliffbild, Photoabb. 33, dargestellt, durch schön ausgebildete pleochroitische Höfe in Hornblende auszeichnet.

Von Kran Mahal bei Saloniki wurde gleichfalls Orthit, jedoch in starker randlicher Zersetzung befindlich und ohne pl. H. (allerdings auch keine hofabbildende Hornblende zugegen!) aus dem Grenzgestein der Basite festgestellt (1. Teil, Abschn. 11).

Orthit (Allanit) hebt DU RIETZ [496] aus den Grenzgesteinen der frühpaläozoischen Serpentine Nordschwedens hervor, A. LACROIX [467] von den Pyrenäen-Serpentin-Kontakten, A. H. PHILLIPS und H. H. HESS [881] aus der Grenzzone der Appalachenserpentine.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Werden die Erfahrungen von M. STARK (1936) verwertet, die er in seiner eingehenden Arbeit über „Pleochroitische (Radioaktive) Höfe, ihre Verbreitung in den Gesteinen und Veränderlichkeit" [803] herausstellt, so findet folgende Aussage (S. 624) aus dem genannten Werke im Hinblick auf die Altersfrage der Balkanperidotite besonderes Gewicht:

„Der geeignetste Zeitpunkt für die deutlichste Entwicklung in der Art und Weise der Ausbildung der pleochroitischen Höfe scheint die Karbon-Perm-Epoche gewesen zu sein, u. zw. für Tiefen-, Gang-Gesteine und kristalline Schiefer nebst kontaktmetamorphen Gesteinen höherer Druck- und Temperaturbereiche; hier sind für diese Gesteine die Hofbildungen merkwürdig gleichartig. Während in den Gesteinen sonst aus früherer Zeit, in zahlreichen permokarbonen, devonen, siluren oberflächennahen Gesteinen, in Melaphyren, Porphyriten, dann Diabasen usw., wenn sie nicht intrusiv waren, nicht oder nur mangelhaft ausgebildete pl. H. gefunden werden."

M. STARK hebt hervor, daß radioaktive Substanz fast in allen Gesteinen vom Charakter der peridotitisch-pyroxenitischen Magmen fehle; allerdings seien für äußere Anzeichen radioaktiver Wirkung nicht nur gesteinseigene Radioaktivität allein, sondern auch hofabbildungsfähige Mineralien erforderlich; ferner: die pl. H. nehmen zu mit steigender Dynamometamorphose, also ist hoher Druck von Bedeutung. Anderseits nach dem gleichen Autor: Aus Fehlen der pl. H. darf keinesfalls auf ein jüngeres Alter geschlossen werden; alte radioaktiv strahlende Sedimentgesteine, aber ohne hofabbildende Minerale bleiben ohne pl. H.; tertiäre Tiefen- und Ergußgesteine in der Regel — mit Ausnahmen — bleiben ohne pl. H.

M. STARK zeigt ferner, daß die „Hoftönung" nicht für verschiedene Altersstufung zu verwerten ist und das Erschließen des Alters auf Grund der pl. H. nur bis auf die letzte tiefgehende Metamorphose zurückreichen kann, das Gesteinssubtrat selbst kann viel älter sein.

Der Orthit führende Amphibolit von Jezerina, auch Granat führend, ist ein ausgesprochenes Grenzgestein des Peridotits, den es in einem ziemlich gleichbleibend mächtigen Gürtel umgibt.

Auf die Eigentümlichkeit der engeren geologischen Stellung dieses Peridotits, auf das Auftreten eines Spans von Hochkristallin zwischen Amphibolit-Peridotit und der paläozoischen Kalk- und Schieferserie wurde wiederholt hingewiesen.

Ganz gleich, wie man die genetische Stellung dieses Grenzamphibolits beurteilen mag, sei es als primäres, metamorph nur mäßig überprägtes Randgestein des Peridotits, wie ich es tat, sei es als hochmetamorpher Gabbroamphibolit oder als Grenzreaktionsgestein, immer ist es ein Gesteinshorizont innig mit Peridotit verschweißt und seiner Gesteinsgeschichte zugehörig. Daher ist auch eine Deutung der Altersstellung dieses Grenzamphibolits in Auslegung seines Mineralbestandes an Orthit mit pl. H. ins „Alte", zumindest ins Permokarbon zu rücken, auch für die Mindestaltersdeutung des Peridotits selbst bindend.

Die pleochroitischen Höfe um Orthit von Jezerina, im Grenzamphibolit des Peridotits auftretend, können im Sinne der STARKschen Schlüsse als ein weiteres Argument zugunsten vormesozoischen, permokarbonen Alters der Peridotite betrachtet werden.

Aus Umfang und Grad erlittener Metamorphose der Peridotitgesteine und aus ihrer Eingliederbarkeit in zeitlich bestimmte tektonische Phasen wären ebenfalls Beiträge für die Lösung der Altersfrage ihrer Intrusionen zu erwarten. Doch auch hier sind die Verhältnisse in der Regel nicht so klar zu deuten, um als völlig widerspruchslose Argumente in eine Beweisführung

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

für das Intrusionsalter der Ultrabasite eingebaut zu werden, immerhin ist auch von dieser Seite aus gewisse Einengung des Fragenkomplexes zu erzielen.

Die Befunde der Metamorphose: hier als auch hinsichtlich der von Peridotiten mitgemachten Tektoniken muß einiges aus dem folgenden Abschnitt, der sich mit Einzelheiten dieser Phänomene befaßt, vorweggenommen werden, soweit damit für die Frage des Intrusionsalters Anhaltspunkte gewonnen werden können.

Sind auf Balkanhalbinsel und in Anatolien tatsächlich zwei oder mehrere, durch Metamorphose scharf unterscheidbare und damit auch verschiedenaltrige Gruppen von Serpentinvorkommen im Sinne der Zugehörigkeit derselben zu metamorph verschiedenen Gesteinsserien oder auch Gesteinsfazien auseinanderzuhalten oder handelt es sich immer nur um eingraduelles Abgestuftsein einer hier stärker, dort schwächer in Wirksamkeit getretenen Metamorphose, Tiefen- und Dynamometamorphose von zeitlich mehr minder einheitlich zusammengehörigen Eruptiven?

Diese Frage ohne weiteres zu beantworten, ist vielfach erschwert, das eigentümliche Verhalten der Ultrabasite gegenüber Metamorphose, die starke Resistenz, mechanisch und tiefenmetamorph umgewandelt zu werden, Beschränkung der Metamorphose meist nur auf schmale Randstreifen unter völligem Bewahren der primären Strukturen und Texturen des Gesteinsinneren und dessen magmatischen Lagerstätten sind ja Erscheinungen, die nicht nur für die Balkanperidotite, sondern allgemein und weltweit für die Peridotitgesteine gelten. Für Balkan und Anatolien tritt noch im besonderen hinzu: daß hier offenkundig unter Wirkung der Phasen alpidisch-dinarischer Gebirgsbildung gleichzeitig mehr minder tektonisch geschonte Räume neben tektonisch stärker hergenommenen Räumen bestanden haben, beide Räume Ultrabasica bergend; daß Metamorphoseerscheinungen an Peridotitgesteinen von Seite der jüngeren Plutonite und Vulkanite eine gewisse Konvergenz zu jenen der Tiefenmetamorphose zeigen können (Ausbildung von Hornblendeserpentin, Chlorit- und Talkbildung usw.); daß der nachophiolithische Abtrag sehr wahrscheinlich auch etwas verschiedene Tiefenabschnitte der Intrusionen gleichaltriger Ultrabasite erschließt, zumindest aber über deren metamorph verschiedenartiges primäres Hüllgestein, sowohl Altkristallin als solches phyllitischer Metamorphose wie es die paläozoischen Serien sind, hinweggreift. Das letztere ist ja durch das Übergreifen des gleichen Peridotitzuges aus kristallinem in paläozoischen Verband (Raduschaserpentin z. T., Lojane-Chalkidike-ast usw.) bewiesen.

Eine vollständige metamorphe Überwältigung balkanisch-anatolischer Peridotit-Pyroxenit-gesteine, ein totales Aufgehen in kristalline Schiefer als Antigoritschiefer, Amphibolite usw. wird nirgends beobachtet. Immer sind, wo höhere Metamorphoseeinflüsse zur Geltung kommen, nur schmale randliche Teile der Umwandlung verfallen, die Kernregionen der Massive bleiben völlig intakt und sind in der Gesteinsbildung als auch in der Unversehrtheit der Chromitlagerstätten durch nichts unterschieden von jenen Peridotiten, die in minderkristallinen Hüllserien stecken und denen etwa auch eine höhere Randmetamorphose fehlt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Hier muß die Einzeluntersuchung zu erweisen bestrebt sein, ob es sich bei diesen Randmetamorphosen der Peridotitgesteine jeweils zwingend um eine Einreihung in einen regionalen Akt höherer Metamorphose, einer bestimmten Zeitepoche alter Gebirgsbildung verbunden, handelt, oder ob nicht doch lokal tektonische Bedingnisse jüngerer Gebirgsbildungsepochen für diese Umwandlungen genügen könnten.

Ganz allgemein ist Totalmetamorphose von Ultrabasiten, in eine Tiefenfazies eingeschaltet, selten, trifft nicht einmal immer für die verhältnismäßig kleinen Serpentinlinsen im hochkristallinen Gebirge der Kaledoniden Nordeuropas zu.

Der Zug thrazisch-ostbulgarischer Serpentine im Rhodopekristallin wechselt beispielsweise aus hochkristallinen (Soufflion, Sinikli) in minder kristalline Hüllschichten (Krumovgrad, Momčilgrad). Randliche Amphibolitzonen scheinen auch im Abschnitt Krumovgrad—Momčilgrad ursprünglich die Regel gewesen, doch z. T. späteren tektonischen Einschnitten zum Opfer gefallen zu sein. Im Schutze der Amphibolitzonen entfällt meist die Ausbildung von Antigoritschiefern an den Bewegungskontakten, auch hier zeigt sich — von geringer Verschieferung abgesehen — oft unmittelbarer Anschluß ziemlich frischer Peridotitmassen an Schiefer- und Kalkserien.

Allerdings bestehen Abschnitte in den thrazisch-ostbulgarischen Serpentinmassen, hauptsächlich Pyroxenperidotiten, die sich durch zonenweise höhere Metamorphose in Hornblende- und Chloritserpentine, Chloritfelse und Talkfelse auszeichnen — also eine stärkere Metamorphosierung aufweisen als im Durchschnitt etwa den mazedonischen Serpentinen eigen ist, doch auch diesen fallweise nicht fehlend. Diese höhere Metamorphose ist nirgends durchgreifend, die überwiegende Gesteinsmasse bleibt mehr weniger unversehrt, ebenso sind es die Chromitlagerstätten.

Dabei ist zu bemerken, daß die thrazisch-ostbulgarischen Serpentine in einer bedeutenden Durchstörungszone ähnlich der Vardarzone liegen und dem Metamorphosebereich ausgedehnter jüngerer granitischer Durchdringungen ausgesetzt waren. Die so vielfach zu beobachtende Wechselhaftigkeit in der Metamorphose-Intensität mag gerade den letzteren Einflüssen im besonderen zuzuschreiben sein, wie es ja auch für die dort verbreitete Talk- und Asbestbildung zweifelsfrei zutrifft.

Die Verschieferung — auch nur teilweise und örtlich — der auch Serpentin durchsetzenden Pegmatitgänge, die W. E. PETRASCHECK [214] hervorhebt, ist m. E. in diesen Bereichen starker Schollenzerreißungen und örtlicher Mylonitisierung nicht Beweises genug, um damit auch den Serpentin in höheres Alter zu verweisen und von den Serpentinen Mazedoniens zu trennen, welch letztere vom genannten Autor im Sinne F. KOSSMAT allerdings für jurassisch gehalten werden.

Es ist ja für Metamorphose und Tektonik der Gebirge Bulgariens bezeichnend, daß nach St. BONCHEFF (cit. STILLE [221]) selbst die variszischen, voroberkarbonischen Granite nur randlich eine Umwandlung in Orthogneis zeigen, als Masse im ganzen ihr granitisches Gepräge bewahrt haben.

Da ist es dann nicht überraschend, wenn beispielsweise die Zlatibor-Serpentinmasse nach O. AMPFERER, der ihren paläozoischen Aufstieg für erwiesen hält, nicht mehr postkristallin gefaltet erscheint, auch keine Anzeichen höherer Metamorphose aus endvariszischer oder alpidischer Gebirgsbildung zu tragen braucht.

Ähnliches sehen wir auf der Chalkidike: zwar randliche Verschweißung oder auch nur gemeinsame Überschieferung der den Peridotit begleitenden Gabbrostreifen mit einseitig oder beidseitig angrenzendem Hochkristallin von Kran Mahal bei Saloniki bis Ormiglia im Golf von Kassandra, als

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Ausdruck einer letzten noch gemeinsam mit Kristallin durchgemachten Tiefenversenkung und Pressung, aber die breite langgedehnte Kette des Peridotitkomplexes als Ganzes fast unversehrt und in klarem Metamorphoseabstand zum Kristallin stehend.

Die Regionalmetamorphose des Hochkristallins auf der Balkanhalbinsel ist nicht nur vorpermisch (KOSSMAT) sondern überhaupt vorpaläozoisch; den Wirkungen dieser Metamorphose stehen auch jene Serpentine, die höheren Alters verdächtigt werden, fremd gegenüber.

Hingegen besteht auf der Balkanhalbinsel kein oder kein sehr wesentlicher Hiatus in der Metamorphose zwischen Peridotit und paläozoischen Hüllgesteinsserien. Letztere bleiben zumeist in Epizone, überschreiten nur selten phyllitische Metamorphose der Schiefer und mäßige Kristallinität ihrer Kalkschichten, sie sind auch entsprechend wechselnder Wirkung der Tektonik oft nur unregelmäßig, nicht immer durchgreifend von Epimetamorphose erfaßt, so daß der Fossiliengehalt des Balkanpaläozoikums öfters in seinem Erhaltzustand ungefährdet bleiben konnte. Allerdings steht gerade fossilführendes Jungpaläozoikum in Serbien, Karbon und Perm (SIMIČ [152]), etwas außerhalb der eigentlichen Serpentinverbreitung, die in der Regel stärker umgewandelte paläozoische, vermutlich auch altpaläozoische Gesteinsglieder zur Nachbarschaft hat. Anderseits ist das Graptolithen-Silur Bulgariens (HABERFELNER [205]) fast ohne ultrabasische Durchdringung geblieben.

Wo sich auf serbischen und mazedonischen Serpentingebieten höhere Metamorphose bemerkbar macht, ist, wie etwa in Lojane, unmittelbare Graniteinwirkung festzustellen, oder, wie bei der strichweisen Entwicklung von Hornblendeserpentin der Ibar-Peridotitmasse, zumindest nahe Nachbarschaft zu sauren Plutonen — auch Vulkaniten — aufzeigbar.

Daß von dem Vorhandensein der Amphibolitgürtel um ultrabasische Massive nichts Entscheidendes für eine etwaige Aufspaltung der Balkanperidotite in ältere und jüngere Gruppen zu holen ist, geht schon aus der Verbreitung der Amphibolite auch auf jenen Peridotitgebieten hervor, die eines jüngeren Alters gebürtig erachtet werden.

Eklogit als Gradmesser und Ausdruck besonders hoher Tiefenmetamorphose fällt ebenfalls aus, nachdem er heute eher als magmatisches Spaltungsprodukt denn als Erzeugnis besonders gesteigerter Metamorphoseenergien angesehen wird. (ESKOLA [488], KÜMMEL [422], WIESENEDER [457]).

Auch Eklogit der Balkanhalbinsel ist in der Tat nicht auf Peridotit mit hochkristallinem Verband beschränkt, sondern beispielsweise aus der bosnischen Serpentinzone, die an phyllitische Schiefer und kristalline Kalke angrenzt, frühzeitig durch KISPATIČ [81] beschrieben werden. Eklogitische Gesteine begleiten die Serpentinschuppen vom Alchar-Rozden in Mazedonien, die allerdings hart an den Rand des Hochkristallins gerückt sind.

Wie weit unter den balkanischen Granatamphiboliten solche eklogitischer Natur sind, ist noch wenig untersucht. Aber es ist wohl feststehend, daß gegenüber der großen, und fast regelmäßig erscheinenden Verbreitung des Amphibolits der Eklogit als Peridotit-Subgestein auf der Balkanhalbinsel und scheint's auch in Kleinasien ganz in den Hintergrund tritt.

Auf die Amphibolitfrage wird im folgenden Abschnitt VI nochmals zurückgekommen. Mag es sich in vielen Fällen tatsächlich um eine Art primäre Grenzfelsbildung der Peridotite handeln, wofür m. E. einige Argumente sprechen, oder, sicherlich für einen Teil der Amphibolite nachweislich zutreffend, um metamorphe Gabbro-Abkömmlinge und metamorphe

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Pyroxenite, stets wird übereinstimmend von Seite der petrographischen Beobachtung betont, daß in der Regel Kristallisation die Tektonik überdauere. Spuren verschiedener tektonischer Phasen können in den Amphiboliten also nicht gut erwartet werden, damit sind sie auch für die Altersbestimmung wenig brauchbar.

Systematische gefügeanalytische Untersuchungen an Hornblenditen der Peridotitserien nach SANDERschen Methoden sind m. W. noch nicht angestellt worden.

Wohl aber deutet die Wiederkehr gleicher Lagerungsverhältnisse darauf hin, daß Amphibolit als Grenzfels des Peridotits, gleich welcher Abstammung er immer sei, nur gegen solche Hüllgesteine zur Ausbildung kam, die sich schon zur Intrusionszeit zumindest im Umwandlungsbereich der Epizone befanden. Denn, wo Amphibolit, allein oder mit Serpentin verbunden, etwa mit den wenig metamorphen Gesteinsbildungen der Diabas-Kieselschiefer-Hornstein-Schichten in Berührung tritt, fällt es meist nicht schwer, den Nachweis tektonischen Einschubes zu liefern.

Der knappe Überblick über das metamorphose Verhalten der Serpentine soll zeigen, wie wenig daraus im Einzelfall Sicheres für die Altersfrage der Balkan- und Anatolienserpentine abzuleiten ist. Aber für alle Serpentinvorkommen der Balkanhalbinsel, wahrscheinlich auch für alle anatolischen Vorkommen gültig, ist auszusagen, daß bisher kaum je Beobachtungen an Metamorphoseerscheinungen derselben zwingend zugunsten mesozoischer Intrusionszeit auszulegen sind. Zwar wäre die vollständige Frische und Unversehrtheit des Inneren mancher basischer Massive, „gepanzerten Relikten" im großen vergleichbar, in völliger Übereinstimmung zu den nicht metamorphen oder nur von zarter Metamorphose angerührten triadischen und jüngeren Schichten. Aber im Ganzen gesehen, wenn zu den basischen Massiven die Ränder und Grenzfelsbildungen und deren metamorphe Verflechtung mit paläozoischen und kristallinen Gesteinserien hinzugenommen wird, ist doch ein Abstand zu Mesozoikum auch in der Gesamtmetamorphose unverkennbar: Viel natürlicher fügen sich die Peridotite von Balkan und Anatolien in die metamorphe Tracht des Paläozoikums ein.

Vorsicht ist jedenfalls geboten, aus graduell verschiedener Metamorphose der Peridotite gleich Rückschlüsse auf Altersverschiedenheiten zu ziehen.

Neben fallweise höherer Metamorphosierung waren es ja in erster Linie die hochkristallinen Verbandsgesteine, die W. E. PETRASCHECK [214] für Ostbulgarien, P. de WIJKERSLOOTH [361] für Anatolien und Balkanhalbinsel zusammengenommen bewogen haben, eine ältere Gruppe von Chromerz führenden Serpentinen und eine jüngere zu unterscheiden. Mehr auf Basis des Kristallinverbandes als auf Metamorphoseunterschiede hat WIJKERSLOOTH in Kleinasien seine zentrale Zone mit variszischen Serpentinen und Chromitlagerstätten von den nördlich und südlich anschließenden jüngeren Chrom-Serpentingruppen abgetrennt, wobei die nördlichere in Jura- und Kreidezeit, die südliche ganz allgemein im Mesozoikum und bis in den Flysch hinein zur Bildung gekommen sei. In Übertragung dieser Verhältnisse auf die Balkanhalbinsel rückt die ostbulgarisch-thrazische Kette der Serpentin- und Chromitvorkommen nach WIJKERSLOOTH in die variszische Abteilung, während der südliche Ast Anatoliens in den übrigen Serpentingruppen der Balkanhalbinsel, die Chalkidike eingeschlossen, ihre Fortsetzung fände.

Wie wenig eine solche Trennung am Platze ist, wurde im Vorhergehenden gezeigt. Auch fallweise höhere Metamorphose des Chromites zwingt hiezu nicht. Zwar sind mir die von WIJKERSLOOTH beschriebenen randlichen Umwandlungserscheinungen des Chromitkorns variszischer Serpentinzonen Kleinasiens beispielsweise aus dem Vardarraum nur in schwacher Andeutung bekannt geworden, sie treten aber auch in Dünnschliffbildern — Anschliffe sind mir zur Zeit nicht zur Hand — von Ostbulgarien nicht

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

stärker hervor oder fehlen ganz. PETRULIAN [190] hat sie in etwas schärferer Kennzeichnung an Chromit von Oršova/Donau beobachtet.

Zwar meinte noch W. HAMMER [227] aus Metamorphoseunterschieden für die Altersbeurteilung der Balkanperidotite Anhaltspunkte zu gewinnen, mußte aber in der Merdita Albaniens, trotz der dort enorm gesteigerten Tektonik, mit allerdings mehr oberflächennaher Metamorphoseentwicklung verbunden, einen solchen Weg der Beweisführung aufgeben.

Nun sei noch versucht, die Tektonik, Zugehörigkeit der Serpentine zu bestimmten, zeitbekannten tektonischen Phasen oder Zyklen in die Altersdiskussion der Peridotitintrusionen zu stellen.

Daß es verfehlt ist, die Serpentine leichthin und schon vorweg als bestimmte tektonische Leitgesteine zu betrachten, wie es oft auch heute noch geschieht, unterließ 1924 F. KOSSMAT [9] nicht, darauf hinzuweisen.

In der Erörterung über die Intrusionsmechanik der ultrabasischen Gesteine wurde gezeigt, wie schwierig es sein kann, die Erscheinungen magmatischer und tektonischer Intrusion gegeneinander abzugrenzen.

Die bevorzugte Eignung des Serpentins, in Gebirgsbildungsvorgänge einbezogen zu werden, ist vor allem, wie schon F. KOSSMAT und E. NOWACK hervorheben, in mechanischen Ursachen bedingt, in der ausgezeichneten Schuppungsfähigkeit des glitschige Randflächen ausbildenden Serpentins.

In welchen tektonischen Strukturelementen, zeitlich gesehen, treten nun die Serpentine in betonter Verbreitung auf?

Hierauf ist die Antwort unschwer zu geben: in erster Linie ist es die mesozoische-tertiäre Tektonik, welche sich in bestimmten tektonischen Einheiten der Serpentine für ihren Decken- und Schuppenbau in ausgedehntem Maße bemächtigt.

Auf die tektonische Decken- und Zonengliederung des dinarischen Gebirgssystems im einzelnen soll hier nicht näher eingegangen werden, die diesbezüglichen großen Synthesen sind, in den ersten Anfängen von CVIJIČ begründet, in kühnem Wurf von F. KOSSMAT, F. v. NOPCSA und E. NOWACK vorgetragen worden. C. RENZ, ihm vorangehend A. PHILLIPSON, haben ihren Teil für Griechenland geleistet. Durch die Arbeiten von R. STAUB und L. KOBER wurden besonders die der Alpentektonik analogen Züge im Bau der Balkanhalbinsel herausgestellt. Für die Klarstellung der unmittelbaren Verknüpfung Alpen und Dinariden ist es wieder F. KOSSMAT und später A. WINKLER-HERMADEN, die sich neben anderen besondere Verdienste erwarben.

Das jüngste tektonische Gesamtbild, welches wir von Kleinasien haben, vermitteln neueste Arbeiten von K. LEUCHS, nachdem durch die Untersuchung der Gebirge am Mittelmeer als Werk von W. v. SEIDLITZ eine gewaltige Tatsachenfülle und Literaturverarbeitung auch für Balkanhalbinsel und Kleinasien aufgebaut worden war.

Werden die Serpentin führenden Einheiten des Dinaridenbaues näher geprüft, zeigt sich fast immer, daß es solche tektonische Strukturelemente des alpidisch-dinarischen Gebirgsbaues sind, die auch reichlich Paläozoikum oder gar noch Kristallin mit sich emporgerissen haben. Kein Serpentin ohne Paläozoikum, letzteres unmittelbar anstoßend oder in nächster Nachbarschaft, könnte man fast mit allgemeiner Gültigkeit von allen Serpentine führenden Decken- und Schuppenzonen des zentralen dinarischen Gebirgssystems der Balkanhalbinsel sagen. Die Aussage „kein Serpentin ohne Paläozoikum oder Kristallin" braucht für Balkan und Anatolien kaum eine Einschränkung.

Die scheinbare Bindung der Serpentinvorkommen an das alpidisch-dinarische Gebirgssystem mag allerdings den Eindruck erwecken, als sei

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

damit auch eine zeitlich-ursächliche Bindung zu erblicken. Dem ist nicht so. Die Serpentinführung ist im allgemeinen nur in jenen Einheiten des dinarischen Gebirgssystems verbreitet, wo in Gemeinschaft mit paläozoischen und älteren Schichten sich unter den Wirkungen einer jüngeren tektonischen Phase auch häufig Anteile alter Gebirgsbildung herausschälen lassen. Schwieriger ist es, für die in solcher Art meist scharf ersichtliche vorgosauische Gebirgsbildung auch jeweils immer eine paläozoische, jungpaläozoische und nicht etwa eine Frühphase der alpin-dinarischen Tektonik zu erkennen. Hier muß man sich freilich öfters begnügen, allein aus den ausschließlich paläozoischen und älteren Sedimenten, welche so erkannte Ausschnitte mit vorgosauischer Gebirgsbildung zusammensetzten, den Rückschluß auf vormesozoische und nicht auf vor-oberkretazische Gebirgsbildung zu machen; oft kann noch ein solcher Rückschluß durch das von der allgemeinen dinarischen Richtung abweichende Gebirgsstreichen unterstützt werden.

Doch weisen auch gewisse tektonische Strukturelemente der Balkanhalbinsel, die in ihrer letzten Auswirkung ausschließlich Werk der dinarischen Gebirgsbildung zu sein scheinen, auf ältere in gleicher Streichrichtung gelegene Ur-anlagen hin, wie dies z. B. für die Vardarzone zutrifft.

Das Auseinanderhalten paläozoischer (variszischer) und alpidisch-dinarischer Gebirgsbildung, nicht einmal für die so gutbekannten Alpen in ausreichendem und überall verläßlichem Ausmaße lösbar, bietet auf der Balkanhalbinsel, wo eine solche Interferenz — auch und nicht in geringem Ausmaße Serpentinbereiche einschließend — stattgefunden hat, noch ein weites Feld der Forschungen. Gilt ja nach v. SEIDLITZ [796] die Rolle der Zwischengebirge, der Kernschollen und autochthonen Massive im Baue der Balkanhalbinsel noch keineswegs als gesichert. An diese Probleme scheinen aber die Serpentine enger angeschlossen zu sein, als wie, ursächlich, an Mesozoikum und jungen Deckenbau.

Ein Beispiel für das Verbundensein von Serpentin auch mit alten Gebirgsstrukturen ist in dem kleinen Fenster von Orahovac bei Prizren, Mazedonien, zu sehen (Abb. 35); wo unter dinarisch geschuppter Kreidekalkdecke sich örtlich ein nahe O—W-streichendes, paläozoisches Grundgebirge mit Serpentineinschaltungen auftut [66]. Ähnliche Querstreichen sind im Raume von Skoplje beobachtbar — auch hier sind die Serpentine nicht unbeteiligt.

Zwischen Domokos und Tsangli, im W des Golfes von Volo in Mittelgriechenland, deuten die wenigen, von mir hier gewonnenen Anhaltspunkte auch auf gegenüber Dinaridenstreichen querliegende tektonische Struktur dieses Serpentinzuges.

Die Kleinfaltung der paläozoischen Schichten der Jelova gora am Rande des Zlatibor, Westserbien, senkrecht zum dinarischen Streichen, von O. AMPFERER [25] beobachtet, von B. MILOVANOVIČ [110] für die Stauchwirkung der Peridotitintrusion in Anspruch genommen, ist möglicherweise auch für einen Rest paläozoischer Gebirgsstruktur zu halten.

Die NS gerichteten Bankungsabsonderungen des Raduschaserpentins im Vardartal, auch die häufig in dieser Richtung einspielenden Chromit-Sprenkelerzplatten desselben, haben nichts mit alpin-dinarischer Tektonik gemein.

In Albanien sind wenig Beobachtungen von vorgosauischer Gebirgsbildung zu gewinnen: Albaniens wesentlichste Tektonik hat ihren Auftakt erst im Eozän (E. NOWACK).

Mit der Unterscheidbarkeit von älterer und jüngerer, paläozoischer und alpidisch-dinarischer Gebirgsbildungsepoche auf der Balkanhalbinsel ist auch die Frage nach jeweils vorhandenem „initialen Magmatismus" im Sinne von H. STILLE zu stellen, wobei ja nach bisheriger Auffassung

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und Erfahrung die Basite und Ultrabasite die Hauptrolle zu spielen haben. Kennzeichnung als initiale Magmatite einer bestimmten Gebirgsbildungsepoche bedeutet also auch eine gewisse Zeitaussage für das Intrusionsintervall dieser Eruptiva.

Von E. SUESS ausgehend, welcher schon frühzeitig in den „grünen Gesteinen" Frühintrusionen hinein in den Raum von in Bildung begriffenen Geosynklinalen sah, haben BENSON, KOSSMAT, CLOOS u. a. bis auf H. STILLE herauf, den Gedanken einer ursächlichen Verbindung basischer Gesteinsbildung mit der Entstehung von Geosynklinalen immer weiter vorgebracht, diese Gesteine werden schon fast grundsätzlich als „synchrone Magmen der Geosynklinalzeit" betrachtet.

Zuletzt hat A. PILGER [138, 432] für die Balkanhalbinsel, mit ihm O. GANSS und v. LEDEBUR, den Begriff der initialen Magmatite auf die Balkanperidotite in aller Schärfe ausgedehnt. A. PILGER sieht in den Balkanperidotiten und den ihnen angeschlossenen basischen Magmen die initialen Magmatite der alpidisch-dinarischen Geosynklinale und läßt den Höhepunkt der Serpentinintrusionen in die obere Mitteltrias, ins Ladin fallen.

Die Formulierung PILGERs, von ihm zu einem schier gar nicht mehr umdeutbaren Begriff „Serpentine als initiale Magmatite der Trias" herausgearbeitet, befriedigt nicht. Die Fülle der Probleme ist eine zu große, die gefundene Formel viel zu starr. Wie sehr ich auch die klare Darstellung PILGERs schätze, die er dem faziell so reich gegliederten Mesozoikum im Raume von Sarajewo angedeihen läßt, die Serpentine darin nehmen doch bei weitem nicht eine gesicherte stratigraphische Stellung ein, sondern nur eine solche tektonischer Art.

Ich verkenne nicht die Bedeutung, die durch H. STILLEs weitschauende Begriffsprägung auch für die Lösung der Fragen erwachsen, die sich aus Vorkommen, Bestand und Verbreitung der basisch-ultrabasischen Gesteine ergeben. Gerade die zähe konservative Art, mit welcher die basischen Gesteine weltweit mit fast den gleichen Eigenschaften, dem gleichen Betragen, in Erscheinung treten, regen die regionale Schau seit je an. Aber doch ist die Reife der Antworten und vieles dieser den Peridotiten gemeinsamen Fragen noch nicht so weit gesichert, um mit dem Begriff des „initialen Magmatismus" schon als zuverlässiges Rüstzeug ins Feld zu gehen und nach zeitlich damit vorweggenommenen Gesichtspunkten zu kartieren, wie es etwa aus der sonst wertvollen Arbeit v. LEDEBURs über den Raum zwischen Lim und Ibar [90] entgegentritt. In Anbetracht der noch wenig geschlossenen geologischen Erkenntnis am Balkan ist es immer noch wünschenswert, umgekehrt zu verfahren, unbefangen an die Beobachtungen heranzugehen und erst dann sich mit allgemeinen Rückschlüssen auseinanderzusetzen.

Die Zuweisung der Peridotitintrusionen zu Großfunktionen tektonisch-stratigraphischer Wirkkräfte in der Geschichte der Erdkruste, wie es die Synklinalenbildungen sind, ist zweifellos eine bestechende Angelegenheit. Sie muß aber immer wieder von neuem auf ihren Grundgehalt geprüft werden, weisen sich doch eine Reihe von Synklinalräumen und Orogenbildungen ohne Initialmagmatite aus.

Schon ein Großteil der Karpathenräume kommt ohne Serpentine aus. Fast ganz fehlen Serpentine in den synklinalen Räumen der mesozoisch-tertiären Epoche der beiden Amerika (siehe u. a. H. STILLE [685]), dort sind sie im allgemeinen nur in den vormesozoischen Gebirgsbildungen verbreitet (Appalachen, Kuba usw.).

Ob der Satz bestehen bleiben kann: „erst die Ophiolithe kennzeichnen die Vollgeosynklinalen" (A. PILGER), muß auch erst Bestätigung finden. STILLE selbst [807] betrachtet die ophiolithischen Magmen nur als Sonderfall des initialen Magmatismus der Geosynklinalen.

Versucht man die Balkanperidotite im Lichte des initialen Magmatismus zu beschauen, fordert m. E. zuerst die Frage Beantwortung: Sind die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ultrabasischen Gesteine der Balkanhalbinsel nicht älter als die alpidisch-dinarische Geosynklinale und gehören sie etwa noch dem variszischen Geosynklinalraum an?

Freilich würden sie in letzterem Falle kaum einen Platz an den zeitlichen Beginn der variszischen Geosynklinale beanspruchen können, sondern wären an das Ende dieser Sedimentabfolgen, wohl erst knapp vor die Schlußphase oder an den Ausgang der variszischen Gebirgsbildung zu stellen, also in diesem Falle ausnahmsweise mehr ein finaler (STILLE), denn ein initialer Magmatismus seiend. Nachdem die Spuren einer oberkarbonisch-permischen Gebirgsbildung am Balkan geringfügig sind, wohl auch gänzlich fehlen, wie uns die Sediment-Übergänge aus Paläozoikum in Untertrias zeigen, können sich die Rollen von finalem Magmatismus nach der älteren, von initialem Magmatismus nach der jüngeren Geosynklinale hin zeitlich allerdings auch nur verschwommen abzeichnen. (Ähnlich auch KOSSMAT in [9]).

Wie aus den Verhältnissen mit den Verbandsgesteinen gefolgert wurde, ist ein „magmatisches" Hinaufsteigen der Peridotite in die mesozoischen Sedimente des alpidisch-dinarischen Geosynklinalraumes der Balkanhalbinsel nicht mit Sicherheit erweisbar. Die Rolle eines „initialen Magmatits" dieser Geosynklinale und Orogenese kann daher den Peridotiten nicht gut zugeschrieben werden, es sei denn, der initiale Magmatismus als erste Andeutung einer späteren epochalen Senkungsperiode wird bis ins Spätpaläozoikum vorverlegt.

Wohl aber könnte in der breiten Entfaltung des Diabasvulkanismus, weit über den zeitlichen Verlauf des eigentlichen Peridotitzyklus hinausreichend, der unmittelbare Träger des initialen Magmatismus der alpin-dinarischen Geosynklinale erblickt werden.

Es scheint eben, daß die alpin-dinarische Orogenese auch hier — wie oft — alten, von ausklingendem paläozoischem Vulkanismus und paläozoischer Orogenese vorgezeichneten Bahnen und Schwächelinien gefolgt ist. Der Vergleich mit dem Ural belehrt, wie dort die gewaltige permokarbone Magmenförderung, zu der auch große Massen basischer und ultrabasischer Eruptiva gehören, dieselbe axiale Erstreckung einnimmt, wie später die mesozoisch-tertiären Schuppenabgleitungen an seinen Flanken.

Noch eine weitere Erfahrung und Deutung, aus der Großtektonik stammend, versuchte die Altersfrage der Serpentine zu beantworten und im Sinne eines syntektonischen Hochstieges der Peridotitmassen im Zuge der Deckenbewegungen festzulegen, damit auch die Alterseinreihung der Ultrabasite in die Zeit der betreffenden Orogenese auszusprechen. Diese Vorstellung ging von der Tatsache aus, daß Deckengrenzen vielfach mit der Verbreitung von Serpentinmassen zusammenfallen. Bereits E. SUESS (Antlitz der Erde) sieht die Ophiolithe an der Sohle tiefgreifender Schubflächen intrudieren.

Auch dieser Altersdeutung ist mit Vorsicht und Zurückhaltung zu begegnen. Phänomene der tektonischen Intrusion werden bei Serpentin nur zu leicht mißverstanden und es werden ihnen magmatische Intrusion unterschoben. Oft genug wird auch diese Unterscheidung erschwert oder unmöglich gemacht, so daß Behauptungen verständlich werden, man könne bei Peridotit-Serpentin überhaupt nur „kalte" Intrusionen vor sich

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sehen. Die Erkenntnis der inneren Zonengliederung basischer Massive und die Entwicklung der Chromerzlagerstätten darin belehrt aber doch eines anderen. Gerade Zonengliederung und die besondere Ausbildung der Chromitlagerstätten setzen voraus, daß echt magmatische Platznahme und für diese auch noch die Zeit einer relativ tektonischen Ruhe notwendig waren.

Es darf wohl ausschließlich der günstigen Erfaßbarkeit der erkalteten Serpentinmassen durch tektonische Prozesse, unterstützt von randlich erlittenen Metamorphosen der Serpentingesteine, zuzuschreiben sein, daß die nicht seltene Erscheinung von Serpentin in Deckenbahnen zustande kam.

In der Synthese des Deckenbaues der Südkarpathen hat die Vorstellung syntektonischer Intrusion des Serpentins seit den Arbeiten von MURGOCI 1899 und ARGAND 1916 Fuß gefaßt. Doch wird gerade in neueren Arbeiten (GHIKA BUDESTI u. a.) wieder betont, daß Serpentin auch außerhalb der Deckengrenzen seinen Bestand haben könne.

Mit der Auffassung des initialen Magmatismus noch gewissermaßen in Einklang stehend, neigt auch F. KOSSMAT dazu, die Peridotite im Frühstadium der Faltung eindringen zu sehen; sie seien „die Nerven der Gebirgsbewegung, dort wo das Sima zutage tritt".

H. H. HESS, wohl das Bild der Serpentinketten, den Inselbögen im Pazifik folgend, vor Augen, spricht aus: die Peridotite intrudieren während der Tektonik.

In den großen Gebirgsbausynthesen von R. STAUB [442, 443] hat der Serpentin seinen geordneten Platz vor allem als Leitgestein der penninischen Decken, die von den Alpen durch die Dinariden weiter gegen O in gleichbleibender Wesenheit zu erkennen wären. Einzelheiten des Ophiolithproblems über die angenommene Faziesverbundenheit von Radiolarit und Serpentin und deren Zuweisung in ein jurassisches Niveau hinaus, werden zugunsten der großtektonischen Phänomene zurückgestellt. In dieser rein tektonischen Prägung der geologischen Verhältnisse des Ophiolithproblems verzeichnet auch L. KOBER [748] die Vardarzone der Dinariden als Wurzel und Narbe der weit nach W verfrachteten Abyssiden, mit diesem Namen auch die Auffassung des Ergießens der peridotitischen Laven in Tiefsee-Radiolarienschlamm der Jurazeit damit zum Ausdruck bringend.

Die häufig wiederkehrende Niveaustellung der Peridotitgesteine an der Grenze Hochkristallin zu Minderkristallin bzw. Paläozoikum ist auch für die Belange des Intrusionsalters bemerkenswert, ohne daß daraus schon feststehende Rückschlüsse gezogen werden können. Für Vardarzone, für den Lojane-Chalkidike-ast, aber auch für die Serpentine Westserbiens ist geschlossenes Hochkristallin in Nähe vorhanden oder seine Nähe in Gneiszwischenlagen der minderkristallinen Serien angedeutet. Diese häufige Stellung der Serpentine ist um so bemerkenswerter, als auch in den Ostalpen ähnliche Beobachtungen gelten, beispielsweise für die steirischen Serpentine, für die Serpentine des Rhätikon (F. ANGEL [380], des Engadin H. P. CORNELIUS [401]), ja schließlich auch für die Hohen Tauern.

Diese so häufig festzustellende Position der Serpentine kann jedenfalls nicht Anlaß geben, auf der Vorstellung von jüngerem, nachmesozoischem Intrusionsalter zu beharren, eher kommt darin ein variszisches Intrusionsniveau zum Ausdruck.

Der Versuch, für die Klärung in der Altersfrage der Peridotitintrusionen von Balkanhalbinsel und Anatolien Beobachtungen und Schlußbildung von verschiedenen Seiten heranzutragen, sei damit abgeschlossen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Es war zu zeigen, wie die Summe von Einzelbeobachtungen an den Ophiolithen und die Schlußbildungen zur Annahme führen, den ultrabasischen Ausschnitt aus der Gesamtheit basischer Gesteinsförderung auf Balkan und in Anatolien ins Paläozoikum zu stellen; wahrscheinlich ist Jungpaläozoikum hiefür die maßgebliche Zeit.

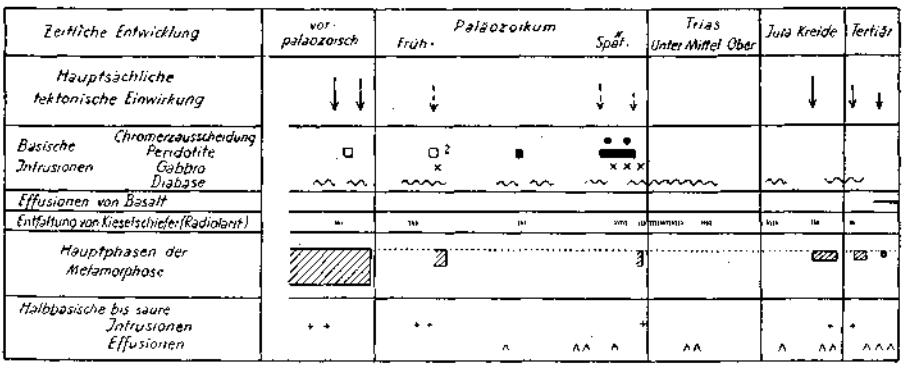


Abb. 137. Der basische Intrusivvulkanismus auf der Balkanhalbinsel in seiner Altersstellung zu den sonstigen magmatischen und orogenetischen Hauptgeschehen sowie zur Kieselschiefer-Radiolaritformation daselbst (Darstellung im Diagramm nach den im Text hergeleiteten Altersdeutungen).

Einer Fülle von Erscheinungen wird diese Annahme gerecht, eine nicht geringe Anzahl von Problemen bleibt weiter bestehen.

Die Beobachtungen und Vergleiche an diesen Peridotitvorkommen und den darin eingeschlossenen Chromitlagerstätten verdichten sich zur weiteren Annahme, daß es sich um eine relativ einmalige, das heißt, auf eine engbegrenzte Epoche beschränkte Magmenförderung handle. Es liegt m. E. ein Großphänomen in zeitlicher Geschlossenheit vor, im Range nahe stehend etwa der Bildung von Geosynklinalen, der Tiefengräben oder der Orogengürtel. Keine Anzeichen finden sich, die für diese Peridotite eine Aufsplitterung in mehrere Epochen voneinander abstehender Intrusionsphasen zwingend fordern würden.

Damit rückt freilich auch die Erscheinungswelt der Peridotitgesteine fast ungewollt in die Vorstellung ein, daß als Massenförderung es fast nur alte Peridotite, paläozoische und ältere, gäbe, nachpaläozoisch meist nur mehr ein verkümmerter ultrabasischer Intrusionsplutonismus orogener und anorogener Art sich durchzusetzen vermöge.

Noch sind aber Beobachtungen und Deutung weit entfernt, dem Ophiolithproblem, dem Problem des Peridotitzyklus darin im besonderen, schon einen Abschluß zu geben.

Auch die hier genannten Gründe, die für ein paläozoisches Alter der Balkanperidotite zu sprechen scheinen, seien noch nicht als striktes und starres Postulat gewertet, aber eines muß ihnen zugebilligt werden: damit anzuregen, die Untersuchung über die Altersfrage der Peridotite weiter in Fluß zu halten; zu verhindern, die Frage vorzeitig als gelöst und abgetan zu betrachten;

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und damit den Weg offen zu halten, zu dem noch viele Auskünfte verheißenden Gesamtophiolithproblem der Erde.

Jedenfalls bleibt die Aufgabe bestehen: bei allen Untersuchungen über Serpentin und Gebirgsbau auf der Balkanhalbinsel jeweils zu prüfen, ob etwa doch auch vormesozoisches Alter der Serpentine auch von der tektonischen Seite her mit dem Erscheinungsbild der kretazisch-tertiären Gebirgsbildung sich vereinigen läßt. Denn es wurde gezeigt, wie man gegenüber Serpentin eben anderen Einzelheiten und Besonderheiten der Beobachtungen sich gegenüber sieht, als einem beliebigen sonstigen Plutonkörper.

Wie ein Versuch sich ausnimmt, unter Einbeziehung der bisher gebrachten Tatsachen, Erfahrungen und Schlüsse — z. T. auch schon Auffassungen vorwegnehmend, die im Abschnitt VIII näher herausgestellt werden — eine Tiefendeutung der Erdkruste im Balkanraum für das Endpaläozoikum vorzunehmen, also für einen Zeitpunkt, wo nach dem Gesagten die Peridotithochförderung in der Hauptsache als abgeschlossen betrachtet wird, veranschaulicht Abb. 138.

Zusammenfassend folgt noch ein ungefährer Überblick über die Stellungnahme in der Altersfrage der Serpentinintrusionen, wie sie bisher von verschiedenen Durchforschern der Serpentinregionen des Balkans und Kleinasiens bezogen wurde.

Maßgebend für die Altersdeutung der Serpentine waren naturgemäß zuerst und in der Hauptsache auch noch später die Verbandsverhältnisse: in wessen Verband — gleichgültig, ob magmatisch, tektonisch oder stratigraphisch — Serpentin ist, dessen Alter habe er.

M. KISPATIČ, der sich schon 1900 auf petrographische Überlegungen stützt, bildet eine Ausnahme; das Anstoßen der bosnischen Serpentine fast rundum an Trias beirrt ihn nicht, die Serpentine als wesentlich älter zu erkennen und ins Archaikum zu stellen.

Später mehren sich schon allgemeine und grundsätzliche Erwägungen, auch Analogieschlüsse werden in die Waagschale geworfen. Allerdings die Analogien sowie Übernahme der Anschauung aus dem Nachbarraum laufen Gefahr, nach Art der Kettenbriefe zu wirken, bis schließlich eine fast axiomartige Auffassung entsteht, wobei alles Problematische und Kritische, das immer noch vorhanden ist, doch etwas zu kurz kommen kann. So ähnlich ist es mit dem „Juraalter" der Serpentine ergangen, das KOSSMAT formuliert hat. Dieser für die Erforschung der Balkanhalbinsel so hoch verdiente Forscher vermag seine Altersthese freilich auch erst noch wenig für die Serpentine als mehr für die Diabase in Beweisen zu stützen. Die KOSSMATsche Alterswertung geht durch eine Reihe sehr verdienstvoller Balkanarbeiten hindurch, ohne Widerspruch oder viel neue Beleuchtung zu finden (ERDMANNSDÖRFER, LEUCHS, OSSWALD, v. SEIDLITZ u. a.).

Für Westserbien und Bosnien haben sich AMPFERER und HAMMER von der Anschauung KOSSMATs freigemacht und sind für paläozoisches Alter der Zlatiborperitotite eingetreten; ihnen folgen MILOVANOVIČ und PAVLOVIČ, letzterer spricht sich sogar präzise für Karbon aus. Auch für die Ibarmasse hält AMPFERER die Altersdeutung paläozoisch aufrecht trotz triadischen Verdachtes durch HAMMER. Die ungarischen Geologen LOCZY u. a. beziehen keine recht bestimmte Stellung, Kreidealter wird für wahrscheinlich gehalten. Ganz allgemein haben die serbischen Geologen in kühler und konservativer Art ihrer Betrachtung gegenüber dem Altersfixum „Jura" der Balkanserpentine Zurückhaltung bewahrt. LUKOVIČ bekennt für Rascien und Novipazar: Serpentin älter als senon, jünger als paläozoisch. ILIČ spricht klar aus: Raškaserpentin ist altpaläozoisch. Nach GANSS intrudiert der Serpentin der Zlatarplanina — auch zeitlich — an der Grenze zwischen Perm und Untertrias. Die jüngsten Arbeiten von PILGER (angeschlossen v. LEDEBUR) stellen, in schärfster Prägnanz ausgesprochen, wenn auch nur von stratigraphischen und tektonischen Einordnungsversuchen belegt, das Alter der Serpentine Bosniens und Westserbiens in die obere Mitteltrias, ins Ladin; nach S und in die Außenketten der Dinariden fortschreitend, trete eine Verjüngung des Serpentinalters ein: unterkretazisch für die Osthelleniden, eozän für Kreta und Taurus.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

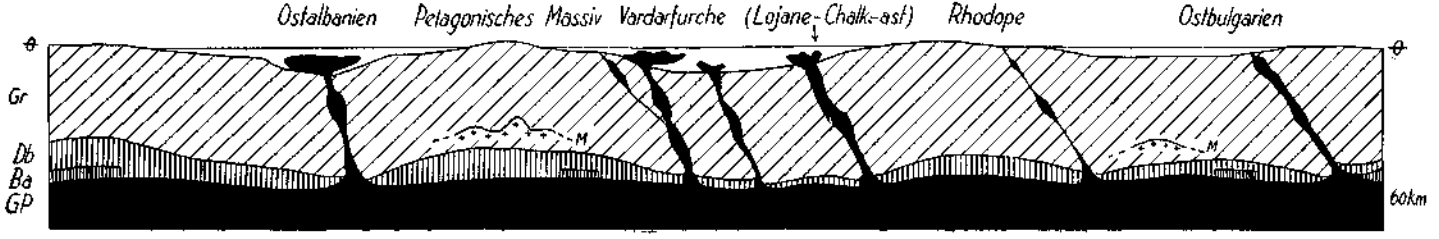


Abb. 138. Versuch einer Tiefendeutung der Erdkruste im Bereich der Balkanhalbinsel für die endpaläozoische Zeit. *GP* = Gabbro und Peridotit, *Db* = Diabas, *Ba* = embryonale Basaltkalotte, *Gr* = Granit und Gneis, *M* = Migmatitfronten. Weiß = algonkisch-paläozoische Geosynklinalbildungen.

Anmerkung: Die Andesit-Trachytschicht über Basalt erst als nachmesozoisch und nach Aufbrauchen der Diabaskalotte bzw. Ablösen derselben durch Basalt in Entwicklung gedacht. Die Keime zur dinarischen Schrägstruktur bereits im Endpaläozoikum durch Großschollentektonik gelegt und als Aufstiegswege des Sima markiert.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

In Mazedonien, wo KOSSMATs Ansicht von oberjurassischem Serpentin lange führend war, weicht LUKOVIČ auf Mitteltrias als Serpentinalter zurück. HIESS-LEITNER hat schon seit 1931 auch hier paläozoisches Alter vertreten.

In Albanien adoptierte v. NOPCSA jurassisches Serpentinalter nach KOSSMAT, obwohl auch hier Trias in seine Beobachtungen passen würde. Nach NOWACK reichen die Serpentinintrusionen bis ins Eozän — (tektonisch?). HAMMER: in der Merdita versagen Beobachtungen in Richtung Altersentscheid.

In Griechenland haben BITTNER, NEUMAYR und TELLER frühzeitig Berührung mit dem Serpentinproblem gefunden, ebenso HILBER; ihnen allen dünkt junges, mesozoisch-tertiäres Serpentinalter wahrscheinlich. OSSWALD erkennt in Griechisch-Mazedonien postkarbone Diabasdurchbrüche, im übrigen aber lehnt er sich an die KOSSMATsche Anschauung vom Juraalter der Ophiolithe an. C. RENZ verficht das Serpentinalter als nachtriadisch, doch liegt wohl auch hier in der Hauptsache eine tektonische Betrachtungsweise zugrunde. Einzig G. A. ARONIS 1938 [253] begegnet sich meinen Anschauungen vom paläozoischen Alter auch der griechischen Serpentine, wenn er für die Vorkommen in der Landschaft Argolis im Peloponnes ausspricht: Grüngesteine sind gleichaltrig mit Trias und bilden sich aus Diabasen und Tuffen; Peridotite dagegen sind älter und haben keine Verbindung zu den Gesteinen der ersten Kategorie.

Für Bulgarien, wohl die Serpentinzone der Ostrhodope vermeinend, hat STILLE, auf die Arbeiten BONCHEFFs gestützt, das Serpentinalter mit Trias oder Dyas bezeichnet; W. E. PETRASCHECK stellt diese Serpentine als alt den im Sinne KOSSMATs für oberjurassisch gehaltenen Serpentinen Mazedoniens gegenüber.

Die Serpentine am Eisernen Tor in Rumänien scheinen nach STRECKEISEN, CODARCEA u. a. hinsichtlich vormesozoischen, genauer vorpermischen Alters wenig strittig zu sein, ebenso wenig im Banat nach KUDERNATSCH. Nach GHIKA BUDESTI wäre aber auch eine jüngere Abteilung Serpentine, ebenfalls in Kristallinverband, in den Südkarpathen zugegen, wobei auf ein jüngeres Alter freilich nur aus dem Auftreten des Serpentins zeitweilig an Deckengrenzen geschlossen wird.

In der Ägäis ist die Altersauslegung der Serpentine, je nach dem Verband, wechselnd gewesen. Frühzeitig hat BUKOWSKY die Nachricht von Eozänalter der Serpentine auf Rhodos gebracht, weil diese dort im Flyschverband stehen. Ähnlich BITTNER, NEUMAYR, TELLER für Euböa. DEPRAT hält den Euböaserpentin für Kreide; de LAUNAY jenen auf der Insel Mytilene archäisch. BERGEAT bezeichnet Serpentin auf Cypern als tertiär, Diabas als vortertiär. Ganz anders aber klingen die Nachrichten von Serpentin im Flyschverband, wenn v. SEIDLITZ und CREUTZBURG vorbereiten, daß in den Flyschserien Cyperns und Kretas nicht unwesentliche Anteile von bisher nicht erkanntem und ausgeschiedenem Paläozoikum stäken.

Am Bosporus ist für PAECKELMANN mitteldevonisches Alter der Diabase erwiesen.

In den Tauriden Kleinasiens sind die Einschätzungen des Serpentinalters fast ausschließlich durch stratigraphisch-tektonische Erwägungen getragen. Auf diese sich stützend, hat FRECH das eozäne Alter des Taurusserpentin angenommen, die Verkettung mit Nummulitenkalk als Grundlage. Für PILZ steht das Eindringen des Serpentins in Oberkreide bei Arghana Maden, Ostanatolien, fest, während BEHREND dort nur Diabas und Diabasmandelsteine mit Kreide wechsellagern sieht, die Serpentine jedoch für älter erkennt. WIJKERSLOOTH unterscheidet einen alten variszischen Serpentin in der Umrandung der alten Kernmassen Kleinasiens, ferner diesen nördlich vorgelagert, in den alpidisch-dinarischen Pontiden, Serpentine von jurassisch-kretazischem Alter, südlich der Kernmassen die Serpentine des Taurusgürtels, mesozoisch-tertiär. HENCKMANN kennt in Kleinasien nur nachmesozoischen Serpentin auch dort, wie etwa in Daghardi, wo WIJKERSLOOTH die variszische Serpentinzone betont. In neueren deckentektonischen Arbeiten, die ARNI in Ostanatolien, im Hochland von Armenien, die Gulemanzone einschließend, leistet, wird der Serpentin in die Oberkreide eingereiht; in den Materialien, welche derselbe Verfasser 1942 zur Altersfrage der anatolischen Ophiolithe im allgemeinen vorlegt, wird der Altersrahmen für die Grüngesteine etwas weiter gefaßt: Perm bis an die Schwelle des Tertiärs, mit Schwergewicht auf den jüngeren Formationen, deren stratigraphisch-tektonische Stellung als Schiefer-Hornsteinserie die Schlußbildung bekräftigen soll.

K. LEUCHS, der den Bauplan von Anatolien kühl abwägend und in weiter Schau überblickt, äußert sich in der Serpentinfrage zurückhaltend; er erkennt, daß die Serpentine nicht Leitgesteine bestimmter Zonen sind. Die Vergesellschaftung der Serpentine mit mehr oder minder kristallinen Schiefern, Phylliten, Grauwacken, Marmoren und Kalk-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

steinen nebst häufig roten Kieselgesteinen, bestätigt er von neuem, doch kann auch von ihm die Altersfrage der Serpentine, wie sehr ihre Wichtigkeit auch herausgestellt wird, nicht mit Sicherheit beantwortet werden.

K. METZ sieht im Profil des Bulgar dagh im kilikischen Taurus Serpentin, von Orthoamphibolit begleitet, in der Zone der „Bunten Gesteine" und an deren Rand; diese Zone besteht aus Sandsteinen, roten Hornsteinen, roten Konglomeraten, sie sieht den Werfenern in einigem ähnlich, ist außerordentlich gestört, die Altersaussage über diese Gesteine und den Serpentin bleibt noch offen.

In Syrien, wo die südlichen Außenketten des Taurus den Libanon verschneiden, hat zuletzt noch L. DUBERTRET, nicht abgehalten durch die intensiven Störungsverbände des Serpentins, an denen auch Paläozoikum beteiligt ist, sich für Kreidealter des Serpentins entschieden.

Vergleichende Betrachtungen in der Altersfrage der Serpentine im Hinblick auf die ultrabasischen Intrusionen in weltweiter Sicht werden im Schlußabschnitt dieser Arbeit geführt; nur die Beziehung zu den engsten Nachbarräumen, zu den Alpen und Karpathen, weil in unmittelbaren Übergängen interessierend, sei hier daraus schon (siehe S. 578) vorweggenommen.

Ein Serpentinast der Dinariden, dessen meridionale Richtung schon den Einfluß des Faltungsknies bei Oršova verrät, versinkt am Rande des pannonischen Beckens bei Belgrad. Nordwestlich davon taucht noch einmal Serpentin, von Paläozoikum, Kristallin und Kreide eingehüllt, bereits aus der Tertiär- und Diluviallandschaft auf — der Ast der Fruška gora in Slawonien — bevor sich endgültig die Weite des pannonischen Tieflandes auftut.

Im Slemengebirge bei Agram bringen die von Bosnien herstreichenden dinarischen NNW—SSO-Ketten zum letzten Mal Serpentin zutage, von anderen Grüngesteinen und Paläozoikum begleitet.

In den Savefalten erfolgt die Überwältigung der dinarischen durch eine letztlich etwas jüngere alpine Tektonik. F. KOSSMAT, auch hier wieder voran, neben WINKLER, SCHWINNER, KOBER, STAUB u. a. haben über die Beziehungen zwischen Alpen und Dinariden eingehende Untersuchungen angestellt. KOSSMAT [9] hat noch Reststrukturen des dinarischen Baues in den Ostalpen gesucht, solche in einigen OW-gerichteten Bewegungstendenzen wieder zu erkennen geglaubt.

Serpentine tauchen auch nördlich der Savefalten, im Ostalpenbereich *), auf; die ersten sind die Serpentine von Windisch-Feistritz am Bachern, im Kristallin steckend. Dann folgen, dem Verlauf der Kristallinserien angepaßt, die Kette der Koralmeklogite und Gleinalmserpentine und weiter im N, dem Streichen des kristallinen Grundgebirges entsprechend in OW-Richtung abgedreht, Kraubath im Murtal, Hohentauern und Oppenberg, ferner dem Ennstal zugekehrt, die Serpentine in der Schladminger Masse, alle mit Kristallin in Verband, in dem Kernplutone stecken. F. ANGEL schreibt diesen Serpentinen präkarbones bis karbones Alter zu. Ihr Auftreten in Nähe der Grenze zwischen alten Kristallinserien und den tiefsten Lagen der paläozoischen Grauwackenzone erinnert, wie schon erwähnt, an ähnliche häufig wiederkehrende Lagerungsbeziehung des Balkans.

Zu diesen bekannteren steirischen Serpentinvorkommen treten durch die im Flusse befindlichen Detailaufnahmen in der paläozoischen Grauwackenzone (zuletzt L. HAUSER [410, 412] sowie K. METZ [Jb. G. B. A. 1938]) neue Serpentinfunde hinzu, für die bezeichnender Weise Verband mit eingeschupptem Altkristallin hervorgehoben wird.

In mäßig kristallinen Schiefern, die auch metamorphes Paläozoikum in Form von Kalken, Tonschiefern und Grünschiefern einbegreifen, liegen im äußersten O-Sporn der Ostalpen die Serpentine von Schlaining und Bernstein im Burgenland; nach S jene des Eisenberges West Steinamanger, wo dunkle Phyllite und fossilführende Kalke (Devon!) den Serpentin begleiten. Eine andere benachbarte Insel von Paläozoikum am Alpenostrand, aus Tertiär aufragend, jene von Güssing, setzt sich neben Kalkschiefern und Grünschiefern auch aus Kieselschiefern zusammen.

*) Siehe mein Vortrag anläßlich der Jahrhundertfeier der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Juni 1951: „Der dinarische Ophiolithzug in den Ostalpen", Auszug im Vortragsführer Verh. G. B. A. 1951/52.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der Serpentin vom Vöstenhof bei Ternitz in Niederösterreich wird nach H. MOHR [430] von Kristallin und Paläozoikum umgeben.

Der Serpentin von Willendorf in Niederösterreich taucht hart am Rande der Werfener Schiefer der Hohen Wand auf, ist aber wohl nur als tektonische Schuppe dorthin gebracht.

Die in Flyschserien des Ostalpen-Nordrandes auftretenden Serpentinschollen wie jene von Kilb südl. Melk, Niederösterreich (CORNELIUS-FURLANI [404]) sind tektonische Preßlinge, tektonisch eingeschlltes Fremdgestein.

Für die in Gesellschaft der Peridotite erscheinenden gabbroiden Gesteine, aber auch für die viel ausgedehntere Reihe der übrigen basischen Vulkanite, besonders jene der Diabase, sind aus dem östlichen Ostalpenraum in den letzten Jahren neue petrographische Beiträge zur Erkenntnis auch in der Altersfrage zugewachsen. Der Reichtum des älteren und jüngeren Paläozoikums der Ostalpen an basischen, gabbroiden und diabasischen Einlagerungen, Ergüssen und Lagenintrusionen ist bezeichnend. Die Verbindung mit den gleichaltrigen oder wenig jüngeren Quarzkeratophyren dieser Serien läßt an den Ablauf eines Magmenzyklus denken.

CORNELIUS findet Gabbro anstehend in der steirischen Grauwackenzone. Vor ihm hat REDLICH gabbroide Gesteine aus dem tieferen Paläozoikum bei Radmer beschrieben und HIESSLEITNER diesen Gesteinskomplex in das Hangend der — wahrscheinlich schon vormesozoisch! bewegten — Radmer-Überschiebung versetzt. CORNELIUS findet — besonders bedeutsam — Gabbrogerölle in Basisbreccien des Werfener Schiefers, im Präbichlkonglomerat [402]; Mangel an mechanischer Umformung dieses Gabbros wird betont, Alter darob zwar nachvariszisch, doch vortriadisch bezeichnet.

Die Diabase haben ihre Verbreitung in der Grauwackenzone sowohl im karbonen Anteil derselben, als auch in silur-devonen Abschnitten. HAUSER hat in jüngster Zeit der Petrographie dieser Diabaszüge eingehende Arbeiten geliefert, Intrusiva, Effusiva und Tuffe sind verbreitet.

Für die Diabasvorkommen im Werfener Schiefer bei der Rennerhütte nächst Frein, Steiermark, vermag L. HAUSER, der sie entdeckte, nicht zu eindeutigen Beobachtungen zu kommen, ob sie tektonischer oder intrusiver Natur sind. H. P. CORNELIUS, der unter den Eruptivgesteinen in den Werfener Schiefern der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen auch Diabase beschrieb, möchte in einem solchen Falle auch Frittung der Werfener wahrgenommen haben.

Jüngst hat L. HAUSER einen Fund von Diabas in unterer Mitteltrias, Gutensteiner Kalk, mitgeteilt. Die Diabasintrusionen reichen also ganz wie am Zlatibor, mit Sicherheit, auch in den Ostalpen ins Mesozoikum hinauf.

Bezeichnender Weise und im Gegensatz zum Serpentin von Kilb werden diabasische Gesteine, die in oberkretazischen Flyschgesteinen im Bereich von Wien auftreten, als echte Gangdurchbrüche erkannt (R. GRENGG [845]).

Seit mehr als einem Jahrzehnt liegt die „Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich" von H. VETTERS vor, ein unvergleichliches Meisterwerk geologischer Darstellungskunst, noch in lange Zukunft nicht erschöpft, was aus ihr an Großerkenntnis des Gebirgsbaues herauslesbar ist. So drängt sich beispielsweise die Vergitterung alter und junger Gebirgsstrukturen im Bereiche des Ostalpenrandes unabweislich vor Augen; auch für die mit Serpentin verflochtene Tektonik werden Fragestellungen wachgerufen. Ist in dem äußerst östlichen, NS-gereihten Serpentinzug von Eisenberg nach Schlaining und Bernstein, vielleicht auch noch weiter nach N bis Willendorf und Vöstenhof nicht eine dinarische oder noch ältere Gebirgsstruktur zu sehen? Etwa eine jener Grundstrukturen, welche wie die Vardarspalte die spätere dinarische Tektonik mitbestimmt haben? Daß eine Fortsetzung der Serpentinreihe der Gleinalm nach S durch die Gosau der Kainach verdeckt bliebe, das Zusammentreffen der Serpentinentblößung mit Kreidetransgression aber hier wie am Balkan bestünde und ein Glied mehr eingefügt erscheint, welches Dinariden mit Ostalpenstrukturen verbindet?

Mit den Tauernserpentinen der mittleren und westlichen Ostalpen wird das Gebiet der „penninischen Decken" betreten.

E. WEINSCHENK stand den Altersfragen der Tauernserpentine noch tektonisch unbefangen gegenüber, aus rein petrographischen Momenten postuliert er ihr Intrudieren noch vor Abschluß des Gebirgsbaues, noch unter Spannungen des Gebirgsbaues.

Wege, die auch ohne deckentheoretische Analogien näher an die Lösung der Altersfrage der Tauernserpentine heranführen, sind hier schwer zugänglich, durch Metamorphose

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und Durchbewegung in ihren Spuren stark verdunkelt. Es steht mir nicht zu und gehört auch nicht hieher, etwa zu Überlegungen Stellung zu nehmen, welche angesichts der hier kenntlich werdenden gewaltigen Bewegungsvorgänge angestellt wurden, um im Sinne der alpinen Deckenlehre Klärung des Gebirgsbaues zu bringen, auch dort nicht Stellung zu nehmen, wo hiebei das Serpentinproblem berührt wird. Ich begnüge mich nur, darauf hinzuweisen, daß die Altersfrage dieser Serpentine auch unter Anwendung der Deckenlehre noch keineswegs eine glatte Lösung aufweist, ihre Aufteilung auf mesozoische Deckenelemente noch nicht ein endgültiges mesozoisches Alter einschließt. Ich führe hier die Meinung H. P. CORNELIUSs gleich an, welcher, West- und Ostalpen in seinem Erfahrungsschatz vereinend, aus der Geologie der Err-Juliergruppe in Oberengadin die Möglichkeit offen läßt, daß dort künftig vom Gesteinsbestand der reichlich Serpentin führenden penninischen Decken vielleicht mehr als bisher ins Paläozoikum und Altkristallin einzustellen sein wird. Gilt nicht das gleiche für untere und obere Schieferhüllen der Tauern? Ist also hier die Gesteinsgesellschaft der primären Serpentinhüllen durchaus nicht feststehend Trias und Jura, sondern kann auch, zumindest in Anteilen, älter sein? Wird man da nicht an ähnliche Probleme im Serpentinflysch der östlichen Mediterrangebiete erinnert? Ein kurzes Bemerken sei noch getan: wie sehr etwa die Brecciendecke der Tauernnordseite, nach E. BRAUMÜLLER [392] bestehend aus Arkosesandstein, Quarzit, Kalk, Kalkphyllit, Serpentin, Albitchloritschiefer usw. zu Vergleichen an paläozoische Hüllserien der Serpentine Mazedoniens mahnt.

Zwar die Deckentheoretiker strengster Observanz werden von alledem weniger berührt. Die große tektonische Schau — und gewiß sind die Alpen nur aus dieser heraus tiefer zu begreifen — läßt vorläufig noch vieles an Unstimmigem im einzelnen zurück, vielleicht gilt dies auch für das Serpentinproblem der Tauern, für das sehr fragliche Juraalter der Tauernserpentine.

Außerhalb der eigentlichen Tauernserpentine sind es entweder den penninischen Deckenelementen nahestehende Gebirgsbauzonen, wie Matreier Zone, Tarntaler Schuppen, die Serpentine führen, oder geschlossene Kristallinmassen, wie Zillertaler und Ötztaler Kristallin, Silvretta und Ortler, die kleine Vorkommen von Peridotit und Peridotitgenossen bergen. Wie sich Serpentin gerade in hochbewegten Schuppenzonen immer wieder hineinfindet, ist bezeichnend, aber nicht gut geeignet, Altersfragen des Peridotits gerade in diesen, wozu Matreier Zone und Tarntaler Köpfe gehören, nachzuspüren. In Peridotiten des ausschließlichen Kristallinverbandes fehlen in der Regel andere Zeitmesser für Peridotitalter als Metamorphoseunterschiede, die für exakte Schlußfolgerungen gerade hier meist nicht ausreichen.

In den Westalpen hat sich H. P. CORNELIUS im einzelnen gewissenhaft abgemüht, die Serpentinfragen des Engadin zu klären. R. STAUB, G. STEINMANN u. a. haben dort bereits früher den Serpentin in allgemeine deckentheoretische Erörterungen hineingestellt.

Die Ophiolithe der Aroser Schuppenzone in Graubünden werden zu den jurassisch-kretazischen Sedimenten daselbst getan; aber gerade die Profilansicht vom Aroser Weißhorn (H. GRUNAU [407 b] läßt erkennen, wie der Serpentinanteil auch mit dem Ausstrich der paläozoischen Casannaschiefer zusammen geht.

Auch im Engadin behalten Diabase unter den Ophiolithen gegenüber Serpentin die Oberhand, die etwaige Verbindung mit Radiolaritgesteinen mag darum in erster Linie den Diabasen gelten. CORNELIUS [401] vermag keine echten Hangendsedimente des Serpentins zu unterscheiden, nach ihm ist syntektonische Intrusion ausgeschlossen, selbst Gabbro und Diabas seien schon lange vor den alpinen Deckenbewegungen dem Abtrag zugänglich gewesen. Wohl sieht sich CORNELIUS veranlaßt, den Schluß „Alter der Ophiolithe jünger als Lias" zu ziehen, wobei Peridotit, Gabbro und Diabas zusammengezogen werden; es sei oberjurassischer, auch noch oberkretazischer basischer Vulkanismus vorhanden. Aber eine überzeugende Beweisführung ist es noch nicht. Die Kontaktmetamorphose seitens der Serpentine, die hiefür angeführt wird, setzt das gesicherte Juraalter der veränderten Dolomit- und Kalkmarmore voraus, auch ist der Anteil etwaiger „sekundärer Reaktionshofbildungen um Serpentin" im Sinne von F. ANGEL noch nicht abgegrenzt.

Soweit also das Serpentinproblem der Alpen, vor allem der Ostalpen nach gesicherten Tatsachen überblickt werden kann, ist wenig, fast nichts, zugunsten junger, mesozoischer Intrusionen der Peridotite einzusetzen. Alle Schlüsse, die hiefür ausgesprochen werden, müssen ihre Beweisführung aus stratigraphisch-tektonischen Vergleichen und Analogien herbeiholen. Nicht anders steht es mit dem Serpentin der Nordkarpathen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Über das Alter der Serpentine von Dobschau im slowakischen Erzgebirge hat sich jüngst B. KORDIUK [421] geäußert; er unterscheidet dort im Gefolge der Karpathendecken zwei Gruppen von Serpentinen: solche am Außenrande der Zipser Decke und solche innerhalb derselben, bei beiden herrscht starke Schuppentektonik; die ersteren, reichlich Asbest führend!, stecken (tektonisch?) in roten Werfener Schiefern nebst „Blöcken" von Gabbro und anderen Grüngesteinen. Auch innerhalb der Zipser Decke stößt Serpentin an Werfener, aber auch an paläozoische Schiefer. Es scheint wohl nirgends gesichert, welcher Formation, der Trias oder dem jüngerem Paläozoikum, der Serpentin hier auch hinsichtlich seines primären Verbandes zugehört. KORDIUK entscheidet sich für Untertrias.

VI. Peridotit und Chromerz in Tektonik und Metamorphose.

Tektonik und Metamorphose gehen wechselseitig Hand in Hand, bei Serpentingesteinen in verstärktem Ausmaß.

Vermag die Frühmetamorphose, die Serpentinisierung und ihre Begleitakte, das grobkörnig sperrige Mineralgefüge der primär-magmatischen Ausscheidung durch ein der Bewegung anpassungsfähigeres, feinkörnig faserig-stengeliges bis blättriges Mineralgefüge ersetzend, in gewissem Maße Vorschub zu leisten in Richtung auf günstiges Ausbilden von Schlüpfrigkeit, Gleitfähigkeit bei späterer tektonischer Beanspruchung der Gesteinsmasse, so bringt eben diese erworbene Gleitfähigkeit gerade wieder die Serpentine in Bereiche besonders starker Durchbewegung, ja häufig an Stellen extremster Störungsvorgänge, wobei Dynamometamorphose zu verstärktem Einsatz gelangen kann.

In diese Vorgänge hinein mischen sich häufig Metamorphosen, bedingt durch Intrusion jüngerer fremder, meist saurer Gesteine, teils die vorhergehenden Umbildungsprozesse an Serpentin intensivierend und Beweglichkeitseigenschaften steigernd, teils etwa durch Verkieselung eine Versteifung der Serpentinmassen bewirkend.

Die Beziehungen der Serpentingesteine zur Tektonik wurden teilweise schon bei Behandlung der Altersfragen der Serpentinintrusionen in Erörterung gestellt, in etwas erweiterter Form werden diese Beziehungen hier nochmals überblickt, wobei jene zur Großtektonik vorangestellt, die Erscheinungsweisen des Serpentins in der Kleintektonik nachfolgend behandelt werden.

Serpentin in der Großtektonik.

Nachdem im vorhergehenden Abschnitt eine Reihe von Gründen ins Treffen geführt wurde, welche paläozoisches, jungpaläozoisches Alter der balkanisch-anatolischen Serpentine in Gesamtheit wahrscheinlich machen, muß die Untersuchung der tektonischen Einflüsse auf diese Serpentingesteine trachten — zumindest sich jeweils die Möglichkeit vor Augen halten — noch Züge ausklingender paläozoischer Tektonik aufzufinden.

In den Dinariden der Balkanhalbinsel als auch in ihren Fortsetzungen nach Kleinasien fand die jüngere alpidisch-dinarische Gebirgsbewegung vielfach die Furchen älterer paläozoischer Gebirgsbildung vor und hat über sie hinweggegriffen, ja manchmal ereignete sich im gegenseitigen Behaupten eine Vergitterung mit derselben, oder es wurden alte Strukturelemente

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

als Wegweiser für neue Bewegungsbahnen benützt. Oft aber haben die tektonischen Vorgänge der alpidisch-dinarischen Epoche, die in mehreren Wellen auch über die Serpentine hinweggegangen sind, die älteren voralpidischen Baulinien gründlich verwischt.

Zwei Hauptphasen des jüngeren Gebirgsbaues haben der dinarischen Zone im Raume der zentralen Balkanhalbinsel ihren Stempel aufgedrückt: der vorgosauische Gebirgsbau und insbesondere die Gebirgsbildungsphase, welche der Ablagerung von Gosau-Oberkreide unmittelbar gefolgt ist.

Nach der Terminologie von H. STILLE wird die vorgosauische Gebirgsbildung, in der Mittelkreide vollzogen, als austrische Phase bezeichnet, jene der nachgosauischen an der Grenze Kreide-Tertiär als laramische Phase. Die darauf folgenden jüngeren Phasen, pyrenäisch (voroligozäne Faltung) und rhodanisch (nachpontische Faltung) spielen im zentralen Raum der Balkanhalbinsel, dessen Beckenfüllungen nur randlich gestörtes Oligozän und fast ruhig gelagertes Miozän-Pliozän aufweisen, keine große Rolle; eine solche ist ihnen am W-Rand der dinarischen Zone, in der Merdita — auch für die Serpentingeologie bedeutsam — beschieden, wo Eozän und Jüngeres von Serpentin überschoben wurde.

Von den paläozoischen Hauptphasen der Gebirgsbildung nach STILLE kämen in Betracht: sudetisch zwischen Unter- und Oberkarbon, asturisch im Oberkarbon und permische Nachphasen. Etwaiger Nachweis der altpaläozoischen bretonischen Vorphase, an der Wende Oberdevon-Unterkarbon, wäre ein Behelf, in die an vielen Stellen noch undurchsichtige Gliederung des metamorphen balkanischen Paläozoikums auch ohne Fossilfunde Licht zu bringen. K. OSSWALD sieht allerdings in Griechisch-Nordmazedonien nicht einmal Spuren einer jungpaläozoischen Gebirgsbildung.

Über die nachgosauische Gebirgsbildungsphase und ihre Beziehung zu den Serpentinvorkommen ist zu früher Gesagtem nichts wesentliches mehr hinzuzufügen: Serpentingerölle in den klastischen Basisschichten der Oberkreide, bevorzugtes Einbeziehen des Serpentins in die Schuppenbildung der Vardarzone und in die SW-gerichteten Überschiebungen, gehören für jeden Beobachter zu den auffälligsten Erscheinungen. Wo die nachgosauischen Störungsvorgänge ein extremes Maß erreichen, wird es kaum mehr gelingen, eine Trennung der tektonischen Bestände nach alpidischem und paläozoischem Alter durchzuführen.

Wird den Anzeichen und Spuren der Tektonik nachgegangen, welche sich unter der Gosautransgression, von ihr geschnitten, eröffnen, so können in der Altersdeutung dieser tektonischen Phänomene schon Schwierigkeiten eintreten, sobald Mesozoikum älter als Oberkreide fehlt. Von Albanien hebt E. NOWACK die stärkere Faltung in der austrischen Phase hervor, überdies Abgleiten der Schieferhornsteindecken von Serpentin, Abhobeln von Serpentinspänen und Einzwängen derselben in jüngere Schichten.

Liegt also dort, wo nur Paläozoikum und Älteres mit Serpentin verfaltet und verschuppt unter den Geröllschichten der Gosau zum Vorschein kommen, jeweils austrische Phase des Alpino-Dinarikums oder liegen Reste der paläozoischen Gebirgsbildung vor? Beurteilung quergreifender Gebirgsstrukturen im allgemeinen, Beurteilen der Metamorphosen, Feststellen von Brücken zu gesicherter vorgosauisch-alpidischer Tektonik können in Einzelfällen zu Schlüssen führen.

Die alten Gebirgsstrukturen unter den Kreideschuppen von Orahovac, westlich des Kossovo Polje in Mazedonien, Serpentin führenden, für paläozoisch zu haltenden Schichtserien aufgeprägt, sind als von dinarischer Richtung völlig abweichend wohl als variszisch zu deuten.

Variszisch oder älter ist der OW-gerichtete Antiklinalbau, welcher den S-Rand des Skoplje-Beckens am Ausgang des Treskaflusses zum Vardar beherrscht und die südliche Vorlage des Serpentinzuges von Raduscha bildet.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Im Ostabfall der Rhodope, in den Serpentingebieten von Golemo-Kameniane bis Soufflion ist eine Vergitterung älterer und jüngerer Gebirgsbaustrukturen zu vermuten, die im einzelnen noch zu untersuchen ist. Der Serpentin von Soufflion ist beispielsweise in NNO—SSW-Richtung in seine Hüllgesteine eingeschaltet.

Die Frage, ob der Emporstieg der basischen Massen von Balkan-Anatolien syntektonisch oder als Geschehnis in einer orogenetischen Ruhepause zu deuten ist, wurde bei der Untersuchung des Intrusionsalters der Peridotite im vorhergehenden Abschnitt bereits aufgeworfen und zugunsten der letzteren Auffassung beantwortet; denn die Tatsachen von Lagenbau, magmatischer Schichtung, beginnender Kristallisationsdifferentiation wären unter orogenetischen Bedingungen nicht verständlich. Schwieriger ist die Beurteilung, ob die ultrabasische Eruptionsphase des Balkans zu Ende oder zu Beginn einer orogenetischen Großphase oder der Geosynklinalbildung überhaupt zu stehen kommt. Unter begründeter Annahme vormesozoischen Alters der gesamten Balkanperidotite würde auf Aufstieg vor der Schlußphase paläozoischer Tektonik zu schließen sein, wofür relative Unversehrtheit, metamorphe, aber auch wieder verhältnismäßig geringe metamorphe Umprägung der Balkanperidotite sprechen.

Orogenetische Ruhepausen schließen aktive Druckwirkungen in einzelnen Krustenteilen nicht aus. In Wanderung befindliche strömende Magmen können mit ihren Abkühlungsbedingungen unter den Einfluß orientierter Spannungen geraten, deren mittelbare Wirkung sich in gleichgerichteten Erzstreichen völlig isolierter, langgestreckter magmatischer Lagerstätten sinnfällig äußert. Auch nach erfolgtem Strömungsausgleich werden orientierte Drucke, beginnende Bankungsabsonderung und entstehende Streichrichtung magmatischer Erzausscheidung miteinander in Beziehung treten. Der Mangel an magmatischer Durchschlagskraft, das Fehlen korrosiver Wirkung nach außen und damit verbunden die Abneigung, Migmatite zu bilden, stimmt überein mit dem sich in der Raumform dartuenden Peridotitmagmaaufstieg, der sich meist längs Schichtfugen und Gesteinsgrenzen vollzieht und zu lagig-linsigen bis konkordanten Lakkolith-Magmenkörpern führt. Es ist verständlich, daß auch die Anordnung magmatischer Erzausscheidungen solchen Beziehungen Rechnung trägt.

Die Intrusionen scheinen vor allem in verhältnismäßig tiefbegrabenen Serien der paläozoischen Geosynklinale Raum gewonnen zu haben. Erst die lange und tiefreichende permisch-untertriadische Abtragsperiode bringt die basischen Gesteine in Nähe, aber erst in Nähe der Oberfläche, die nicht oft erreicht wird, so daß nur selten Gerölle basischer Gesteine in die klastischen Ablagerungen jener Epoche Eingang finden.

Die jungmesozoischen Gebirgsbildungen finden aber die basischen Massen ihrem Zugriff solcher Art gut vorbereitet vor, die Störungsbahnen brauchen nicht tief in den paläozoischen und kristallinen Untergrund der alpidisch-dinarischen Geosynklinale zu greifen, um die tektonisch leicht beweglichen Serpentine, sei es in ganzen Massiven oder in schmalen, wohl schon primär vorgezeichneten Ausschnitten, mit oder ohne Ballast ihres Primärverbandes, in die jungen Gebirgsbewegungen einzubeziehen — die Ära der „tektonischen Intrusionen" läuft volle Touren.

Bei kleineren Serpentinlinsen oder bei durch die jüngere Tektonik in schmale langanhaltende Streifen eingeschlichteten Serpentinzügen kann hier

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

so eine Abhängigkeit der Serpentine und auch ihrer eingeschlossenen Chromerzlagerstätten zu alpidischer Tektonik vorgetäuscht werden. Verstärkt wird dieser Eindruck häufig durch die Kleintektonik: eng gescharte, nach der jungen Tektonik ausgerichtete Störungen umranden vielfach die Erzkörper und schlichten sie innerhalb einer durchstörten Serpentinmasse in die junge tektonische Hauptrichtung ein. Wo aber abseits von starker Durchbewegung Chromerz führende Serpentinmassive gleichsam im Druckschatten die junge Orogenesis überdauert haben, tritt völlige Unabhängigkeit der Erzausscheidungen von der jungen Tektonik zutage.

Solche Erkenntnis wurde u. a. im Vardarraum bei Raduscha gewonnen; sie besteht in klarer Weise auf den albanischen Lagerstätten nächst Letaj. Bei beiden Lagerstättengruppen von Chromerz spielt die NS-Richtung der Erzstreichen eine fast vorherrschende Rolle, das dinarische Streichen NW bis NNW ist ohne Beziehung.

Nach O. ÖLSNER (cit. bei P. de WIJKERSLOOTH [361]) sind die Chromerzstreichen in der großen geschlossenen Serpentinmasse des Fethiye-Revieres an der anatolischen S-Küste sowohl nach O—W als auch nach N—S gerichtet, hiezu tritt sogar noch ein drittes Streichsystem; also kann auch hier, wie auch meine Beobachtungen um Fethiye ergaben, keine unmittelbare Abhängigkeit der Erzausscheidungen zur tauridischen Tektonik erblickt werden.

Vermag die Einzelbetrachtung Chromerz führender Peridotitzüge keine unmittelbare Beziehung ultrabasischer Massen zu alpindinarischer Tektonik in zwingender Klarheit aufzudecken, so ist doch das häufige Einbezogensein ophiolithischer Massen in die jungen Faltengürtel der Erde eine unbestreitbare Tatsache.

G. STEINMANN hat dieses Problem für die Alpen erkannt und zu deuten versucht. F. KOSSMAT hat diesen Zusammenhang in seiner Studie über den ophiolithischen Magmengürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems verfolgt; seiner Auffassung nach sind die Ophiolithe in den Frühstadien der alpidischen Faltung aus dem Sima entlang Pressungszonen in oberflächennahe Erdrindenabschnitte hochgestiegen, „die Oberfläche erhält durch den Übertritt eines Teiles der Simaschale in die Außenpartie der Erdrinde einen Zuwachs". Ähnlich sieht ja auch v. SEIDLITZ in den Ophiolithen Leitgesteine der Orogenese, Lagergänge in dislozierte Gebirge; wie ja auch R. STAUB in der Ophiolithfrage nur das stratigraphisch-tektonische Element in die Waagschale wirft, ohne der Frage, wie weit dieses primär beigestellt oder doch nur etwa sekundär erworben, von allen Betrachtungsseiten auf den Grund zu gehen.

F. KOSSMAT trifft keine Unterscheidung zwischen Peridotiten in jüngeren und Peridotiten in altkristallinen Sedimentserien, für ihn sind alle Äußerungen des basischen Magmatismus auf der Balkanhalbinsel syntektonisch alpidisch-dinarisch, fast ohne Unterbrechung erstrecke sich der alpin-dinarische Serpentingürtel liasischen Alters in seinen Fortsetzungen nach Vorderasien, und weiter über Iran, Himalaja bis nach Südostasien.

H. H. HESS möchte, ebenfalls aus weltweiter Betrachtung, für die orogenen Gürtelserpentine — im Gegensatz zur Gruppe der mit Basalten vergesellschafteten Serpentine — infolge ihrer Verknüpfung mit dem jungen Faltengürtel der Erde syntektonisches, kretazisch-tertiäres Empordringen für wahrscheinlich halten.

P. de WIJKERSLOOTH, dessen Studie über die „Chromerzprovinzen der Türkei und des Balkans und ihr Verhalten zur Großtektonik dieser Länder" mich erst nahe vor dem Abschluß meiner vorliegenden Arbeit erreicht, tritt für eine Trennung der angeblich jungen, im Anschluß an F. KOSSMAT für mesozoisch gehaltenen Serpentingürtel von den in älteren Kristallinkernen aufsitzenden Serpentinen ein, die er für variszisch hält. Er unterscheidet derart für Balkan und Kleinasien einen östlichen bzw.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

in Kleinasien nördlichen und einen westlichen bzw. südanatolischen Peridotitgürtel alpin-dinarischer Abstammung, die beide ein variszisches Serpentin führendes Kernland umringen.

Im Abschnitt über die Altersfrage der peridotitischen Intrusionen habe ich hingewiesen, daß m. E. eine grundsätzliche Trennung der Peridotite in paläozoisch-sedimentären Serien von jenen im Altkristallinverband weder nach Metamorphose noch nach sonstigen Befunden durchführbar ist. Anderseits gibt es keine Peridotite mit klarem Intrusionsverband zu sicher mesozoischen Gesteinsserien. Die Summe der Beobachtungen spricht überdies für eine einzige Epoche ultrabasischer Magmenförderung in jungpaläozoischer Zeit, die sich im Mesozoikum des Balkans nicht mehr wiederholt. Dann scheint aber die Verknüpfung der Peridotite mit dem jungen Orogengürtel keine unmittelbar bedingte zu sein, sondern tritt mittelbar dadurch hervor, weil die tiefe Auffurchung und der nachfolgende Zusammenstau der jungen Kettengebirge weite, auch seitlich gelegene Räume in ein Stockwerk brachten, in dem entsprechend auch mehr Serpentinanteil der alten Serien in Erscheinung tritt.

Die Dichte des Auftretens basischer Massen in den jungen Kettengebirgen ist aber zweifellos schon in den Ur-anlagen der großen mesozoischen Geosynklinalen zu suchen, deren Verlaufe noch Beziehungen zum Ausklang der paläozoischen Geosynklinalen- und Gebirgsbildung in sich tragen.

KOSSMAT [751] selbst hebt hervor, wie die alpin-dinarischen Ketten jeweils knapp südwärts vorschiebend sich eng an die alten paläozoischen Gebirge halten. — In den Alpen und Dinariden kann da und dort in den älteren Serien noch der voralpidische Gebirgsbau herausgeschält werden, oft aber bereitet die Entwirrung große Schwierigkeit.

Aus der Annahme von vormesozoischem Alter der Balkanperidotite, die aus dargetanen Gründen vertretbar ist, ergibt sich zugleich die Forderung, die Serpentine weniger a priori mit den jungen orogenetischen Leitlinien in ursächlichen Zusammenhang zu bringen und sie für die großtektonischen Konstruktionen der alpidisch-dinarischen Orogenesis zu gebrauchen und eventuell zu mißbrauchen, sondern vorerst zu untersuchen, wie weit aus Lagerung und Verbreitung der Serpentine Daten der alten Gebirgsbaustrukturen (H. MOHR: „Paläodinariden") herausgelesen werden können.

Im Ural beispielsweise, wo eben andere Baugesetze herrschen, liegen die Verhältnisse des Gebirgsbaues gegenüber den Peridotiten anders und etwas einfacher: mehr an der O-Flanke des Urals verlaufen die großen permokarbonen Peridotitintrusionen in meridional langgestreckten Massiven, mit anderen sauren Massiven eine alte Gebirgsbildungsnarbe erfüllend; in die tertiären Überschiebungen der W-Flanke, von mesozoischen Gesteinen miterlitten, dringen keine basischen Massen hoch.

Als im vorhergehenden Abschnitt V die Frage des Alters der Balkanperidotite von verschiedenen Gesichtspunkten aus zu erhellen versucht wurde, ist auch ein Vorgriff auf die allgemeine tektonische Stellung dieser Serpentine getan worden; einiges dieser Stellungnahme muß nun nochmals auch in die folgenden Erörterungen übernommen werden.

Im balkanischen Raum spaltet sich am N-Rand des Amselfeldes (Kossovo Polje) der mit basischen Massen beladene Anteil des von NNW herstreichenden Dinaridenzuges in zwei Äste, welche die Kristallinmasse des pelagonischen Massivs umfließen. CVIJIČ, KOSSMAT, NOPCSA, NOWACK u. a. haben dieses Phänomen für die Erklärung des Gebirgsbaues herangezogen. Der östlich verlaufende Ast, seit Kossmat „Vardarzone"

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

genannt, klemmt sich zwischen pelagonischem Massiv und dem Kristallinrücken der Rhodope durch und streicht bei Saloniki ins Meer aus; der westliche Ast bildet das Rückgrat des albanischen Berglandes und mündet in die griechischen Bergketten ein, im Bereich des Olymps als „osthellenische Zone" (RENZ) wieder Anschluß an die östliche Zone findend.

Das pelagonische Massiv birgt keine basischen Intrusivmassen in seinem Kristallingerüst. Nur vom W-Rand, der aber ausgesprochener Störungsrand ist, werden aus der Korab-Zone Serpentine genannt, die aber nach K. GRIPP nicht mehr dem eigentlichen pelagonischen Kristallin-Massiv zuzuzählen sind, sondern bereits in stark gestörten, wohl paläozoischen Sedimenten stecken.

Die Vardarzone ist Schuppenland in ihrer ganzen Breite, durch den Verlauf der basischen Züge im besonderen betont. Das albanische Gegenstück zeigt knapp entlang des pelagonischen Massivs vorwiegend einen relativ ruhigen Massivbau der basischen Massen, erst ihr adriawärts gekehrter Außenrand wird von gewaltigen Störungen erfaßt. In der Merditazone, dem „albanischen Knick" KOSSMATs, dringen die basischen Massen als Folge der mit Querstörung, auch Aufwölbung?, verbundenen „Cukali-Merdita-Überschiebung" (NOPCSA), in wildem westwärts gerichtetem Schuppenbau über Mesozoikum und über das Tertiär des albanischen Vorlandes hinweg.

Im Kristallin der West-Rhodope, das nur durch die tektonische Furche der Vardarzone vom pelagonischen Massiv getrennt erscheint, sind wieder Serpentine bekannt, ihr Ausmaß ist nicht groß. N. NIKOLOW beschreibt Serpentinvorkommen aus den Gneisen bei Babin Dol südlich von Küstendil.

Im Ostraum der Rhodope, um Momčilgrad in Ostbulgarien, sind Serpentine reichlicher, in deren kristallinen Begleitgesteinen mag z. T. auch noch metamorphes Altpaläozoikum stecken. Die Peridotitmassive in Ostthrazien, bei Soufflion, gehören ins gleiche Serpentinstreichen, sie sind dem Altkristallin vermittels mächtiger Amphibolitzonen eingeschaltet.

Was ist nun hier aus Peridotitland an alten Großstrukturen herauszulesen? Ist die Vardarzone von alter Anlage und mit ihr auch andere Peridotitfurchen der Balkanhalbinsel? Welches ist die Rolle der Kristallinmassive zur Zeit der ultrabasischen Hochstiege?

Der Schuppenbau der Vardarzone ist meist ohne Schwierigkeit in eine ältere (z. T. auch paläoz. Anteil?) vorgosauische und eine jüngere nachgosauische oder auch postoberjurassische Tektonik auflösbar; nach-oberjurassisch, denn der Kalk von Demirkapija, transgressiv über das NNW—SSO gestreckte Diabas- und Peridotitmassiv von Djevgjelia gebreitet, ist Thiton, gleiches auch der Lojanekalk. Anderes Mesozoikum als Oberjura und Kreide ist, wenigstens im mittleren und südlichen Abschnitt der Vardarzone, fast fehlend, wenn von der Auffassung der Schedenkalktypen als metamorphe Trias Abstand genommen wird. Hingegen ist die Vardarzone eine Furche paläozoischer Sedimente, die auch neben sonstigen halbkristallinen und auch kristallinen Schichten die Hüllgesteine der Peridotite abgeben. Der Gebirgsbau unter dem Thiton von Demirkapija ist auch nicht austrische Phase, die ja in Mittelkreide sich ereignete. Auch wären von der austrischen Phase doch eingeklemmte triadische, untertriadische Reste zu erwarten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Es liegt näher, in der älteren tektonischen Anlage der Vardarzone variszischen Bau zu sehen, spätvariszischen Bau mit NW—SO-Streichen, an den frühvariszische und vorvariszische Bauelemente mit anders gerichteten tektonischen Achsen abstoßen. Die alpin-dinarische Tektonik hat von diesem variszischen Grundbau ihre Führungsbahnen übernommen.

Der Erkenntnis von einer Ur-anlage der Vardarzone ist schon mehrfach Ausdruck gegeben worden. K. OSSWALD [292] sieht in der Vardarzone eine Geosynklinale des Perm; LUKOVIČ [98] spricht sich für Ur-anlage aus; v. SEIDLITZ [796] sieht in der Vardarspalte eine hercynische Richtung, in der Dinaridenmulde Reste der variszischen Geosynklinale (Seite 598). In weiter Schau hat H. STILLE [809] der tektonischen Grundrichtung NW—SO der Dinariden Erbgut vorausgegangener Entwicklungsstadien zugestanden.

Mit der Auffassung von vormesozoischem Alter der Peridotitintrusionen des Balkans treten uns dort die Serpentine, ähnlich wie im Ural, als betonte Bauelemente der spätvariszischen Orogenese entgegen, wo immer sich Schöpfungen derselben vor der späteren jüngeren tektonischen Überwältigung bewahren konnten. Als Rest der Eigenwilligkeit gegenüber der jüngeren Tektonik, auf die ältere verweisend, ist auch in einzelnen Fällen der Innenbau der basischen Massive heranzuziehen, auch die Einordnung seiner Chromlagerstätten, wie für das Raduschamassiv gezeigt wurde.

Die Entwicklungsstadien der Vardarfurche, zumindest in ihrem südlichen Abschnitt, reichen bis in die jüngste Zeit. NEUMAYR [290] hat als erster die bedeutende Rolle dieser tektonischen Linie für das Randgebiet des östlichen Mittelmeeres erkannt, das „ägäische Bruchsystem" gezeichnet und Anschluß an die Grabensenke des Roten Meeres gefunden. v. SEIDLITZ [796] hat diese Betrachtungen weiter ausgebaut und auf die globale Bedeutung der NW—SO-Richtung in der Erdtektonik als Resultierende „der südnördlichen Polflucht (WEGENER) und der Ablenkung durch die Erdumdrehung" (S. 552) hingewiesen. Auch SIEBERG und v. SEIDLITZ folgen NEUMAYR und zeichnen die Vardarlinie oder „ägäische Trennungsfuge" über die Inseln Karpathos und Rhodos zum W-Abbruch des Roten Meeres. Seismische Erschütterungen bis in jüngste Zeit seien weniger für diese Hauptfurche als für zugeordnete Fiederspalten und für Schnittpunkte mit mediterranen Brüchen bezeichnend (SIEBERG, in [796]).

Es ist nun bedeutsam, daß dieser Verbindung der Vardarspalte zum Roten Meer und weiter zu den ostafrikanischen Bruchsystemen — ähnlich wie der Kettenabschwenkung zum Taurus — Peridotitmassive auf dem Fuße folgen: der Serpentin Ägyptens, der Sinaihalbinsel, die Peridotitmassive Abessiniens. Von hier über das ostafrikanische Grabensystem ist, freilich auch mit großen Lücken, der Anschluß zum Great Dyke Rhodesiens und zum Bushveld Südafrikas gewonnen — orogene und anorogene Peridotitmassen reichen sich die Hand.

In diesem Blickfeld gesehen, würden die Serpentingürtel der jungen Kettengebirge freilich nichts anderes bedeuten als alpidisch wieder belebte Züge eines im ungefähren Gleichverlaufe mit den jungen Ketten hinstreichenden, erdumspannenden variszischen Serpentingürtels, aus dem fallweise meridional oder sonstwie gerichtete Spaltenzüge mit Serpentin heraustreten und von nachfolgender jüngerer Tektonik verschont bleiben —

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

die Serpentingürtel der Erde als Netz von Narben alter vormesozoischer Gebirgsbildung.

Ob und wie weit diese Schlußfolgerung aufrecht erhalten werden kann, hängt viel davon ab, in welchem Maße und mit welchen Ergebnissen es gelingen wird, in der Erforschung des kretazisch-tertiären Bauplanes der Erde das alte voralpine Baufundament freizulegen. Auf dem Boden der Balkanhalbinsel, der weniger unter dem Zeichen großer Deckentransporte steht, sondern mehr von nicht allzu tief greifendem, wenn auch regional sich erstreckendem, in große Einheiten zusammengefaßtem Schuppenbau beherrscht wird, dünkt mich diese Schwierigkeit nicht unüberwindlich.

In innigem Zusammenhang mit den Fragen der alten Tektonik ist die tektonische Rolle der alten Massive: pelagonisches Massiv, Rhodope oder thrakische Masse, südpeloponnesische Masse, Cykladenkuppel. Sind es unbewegte Blöcke, Zentralmassive oder bewegte Zwischengebirge, wobei die Rolle im jungen und alten Orogen noch verschieden sein kann?

Im pelagonischen Massiv sieht F. KOSSMAT [9] eine alte Zentralmasse und stellt sie in Vergleich mit dem steirischen Kristallin. v. SEIDLITZ [796] hält das pelagonische Massiv für einen alten Kern, für eine randlich bewegte, angepaßte, im Inneren diskordante Grundscholle, also mit mäßiger Überwältigung durch das jüngere Orogen, seine alten Züge noch voll bewahrend.

Zu ähnlicher Vorstellung haben mich eigene fallweise Einsichten geführt; eine scharfe Scheidung von Zentralmassiv und Zwischengebirge ist an den Rändern nicht vorhanden; O-Rand wie W-Rand des pelagonischen Massivs sind an sich bedeutende Störungsränder, auch am N-Rand besteht z. T. „horizontale Diskordanz" im Sinne von SEIDLITZ.

L. KOBER [280] läßt das pelagonische Massiv als „Metamorphiden" gelten, gleichwertig dem Fenster der penninischen Decke von Attika, wie auch dem Tauernfenster. Rhodope und pelagonisches Massiv hält KOBER nicht zusammenhängend, in der Rhodope erblickt er ein Zwischengebirge zwischen Alpen und Dinariden. Auch für LEUCHs [332] besteht kein Zweifel, daß es sich in der Rhodope um aktiv wirkendes Zwischengebirge handle; ähnlich SALOMON-CALVI [885]. Anderseits bestehen Abschnitte variszischer Granite mit gefüglich unversehrtem Gepräge (JARANOFF, BONCHEFF).

Hier soll nur interessieren, was für die Peridotitfrage bewegend ist. Lagen nun am Balkan die paläozoischen Serien mit den in ihnen eingedrungenen Peridotiten vor der alpidisch-dinarischen Tektonik als geschlossene, wenig gestörte Hülle über den alten Massiven, oder ragten die Kristallinmassive, peridotitfrei, als Inseln heraus? In ersterem Falle wären die verschiedenen Gürteln, in welchen die basischen Eruptiva aufgeteilt sind, nur als ein durch Tektonik unterstütztes Erosionsergebnis zu betrachten. Wie eine nach Norden gerichtete Pflugschar würde hiebei das pelagonische Massiv in der jüngeren Orogenzeit sich der aus Bosnien und Serbien heranbrandenden Flut der basischen Massen entgegenstemmen, die Zerteilung in albanische und Vardarzone bewirkend. Die Gabelung bei Kossovska Mitrovitza, die „serbische Scharung" (R. STAUB) fände auch so ihre Deutung. Doch wahrscheinlicher ist es, daß die alten Massive über der Flachmeerbedeckung des Permokarbons sich bereits als Gebirgsrücken erhoben, deren Randbereiche, durch paläozoische Tektonik beweglich erhalten, in bevorzugtem Maße als Aufstiegswege der ultrabasischen Massen in den paläozoischen Geosynklinalraum benützt wurden. Gewisse Kennzeichen als Spaltenintrusionen, die Stellung der Peridotite am Rande Kristallin zu Paläozoikum, finden so eine Erklärung. Züge von Spaltenbau ultrabasischer Massive als Ausgangspunkt von lagerhafter Ausbreitung derselben fanden schon im vorigen Abschnitt einen Hinweis: albanische Spalte,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Vardarzone, Lojane-Chalkidike-ast, Ostrhodope. — In dieser Vorstellung verkleben die Peridotintrusionen die Narben der Trennungsfugen zwischen den alten Massiven, welche zur Zeit der paläozoischen Geosynklinal- und Gebirgsbildung aufrissen.

Nicht etwa die ganze Breite von 100 *km* der durch Albanien ziehenden basischen Masse käme als „Spaltenhochstieg ultrabasischer Gesteine" in Frage; ein solcher könnte nur für den autochthonen Ostteil vorausgesetzt werden, wo der ruhige Innenbau der Peridotitmassive von Letaj, Kukes und Pogradec damit vereinbar wäre. Das junge Decken-Schuppen-Land reicht hier nur mehr mit einzelnen Scherflächen in die Tiefe; die Metamorphose von Seite alpidischer Tektonik war gering. In das kristalline Kernland selbst vermochte Peridotit nur ganz vereinzelt hochzudringen (siehe auch Abb. 138).

Nur von der Seite des mesozoisch-tertiären Gebirgsbaues her gesehen, benimmt sich freilich der Peridotit des Balkans und Kleinasiens oft nicht anders wie ein richtiges, diesem Gebirgsbau in gewissen Teilen ausschließlich untertäniges tektonisches Deckenelement. Allerdings ist in dieser Beziehung von Seite der regionalen Tektoniker bisher mehr Gewicht gelegt worden auf Analogien mit den Gebirgsbausynthesen der Alpen denn auf weitere Vertiefung der Feldbefunde. Übrigens glaube ich gar nicht, daß die Auffassung von „in Gesamtheit alten Serpentinen" die großen Deckenkonzeptionen grundlegend zu stören vermöchten, denn die Rolle, ob tektonische oder magmatische Intrusion, ist für das tatsächliche Erscheinungsbild rein tektonischer Vorgänge in dem besonderen Falle der Peridotite nicht allzu verschieden. Die von der alpidisch-dinarischen Tektonik geübte Adjustierung der alten paläozoischen Gebirgsstrukturen in ihre eigenen Baulinien tut noch ein übriges.

Es ist aber hier nicht Aufgabe und steht auch nicht in meinem Erfahrungsvermögen, zu den Fragen des balkanischen Deckenbaues in breiter Sicht Stellung zu nehmen. Hier gilt es nur, den Serpentin und sein Zubehör in den Mittelpunkt der Beobachtungen und Schlüsse zu stellen, wobei allerdings die Ergebnisse dieser Untersuchungen eine Änderung gewisser Prämissen der in Kraft stehenden deckentektonischen Vorstellungen des balkanischen Gebirgsbaues im Bezug auf Serpentin, zumindest eine Erschütterung solcher Prämissen nach sich ziehen. Es mag aussehen, als sei damit ein Schritt nach rückwärts getan. Ich glaube es jedoch nicht, sondern erhoffe mir für das gesamte Ophiolithproblem eine gewisse Befreiung aus dem schon vorzeitig in Erstarrung geratenen Vorstellungskreis.

Die Betrachtung des Balkan-Serpentins in der Großtektonik abschließend, sei nochmals das Bild zusammengefaßt, wie sich dieses Gestein in den Deckensynthesen von R. STAUB [442, 443] und L. KOBER [862] ausnimmt.

Primäre Verknüpfung der Serpentine und übrigen Ophiolithe mit der jurassischen Tiefseefazies der Radiolarit-Kieselschiefergesteine als Glieder der penninischen Ophiolith-Geosynklinale. Im Deckenbau der mesozoisch-tertiären Gebirgsbildung wird die penninische Zone zur Abyssiden-Decke, welche südwestwärts über das pelagonische Massiv (-Metamorphiden) hinweg wandert, um als wurzellose Zone der albanischen Serpentinmassen (Merditazone, osthellenische Zone) liegen zu bleiben. Wurzel und Narbe der Abyssiden ist die Vardarzone.

R. STAUB läßt die penninische Geosynklinale und ihre Serpentine nicht in den Karpathenbogen einmünden, sondern in das pannonische Becken ausstrahlen. Daran knüpft W. v. SEIDLITZ an, der von einer „inneren Tiefenzone" des Alpen-Karpathen-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

bogens spricht, Sierra Nevada — Korsika — Apennin — Alpen — Bosnien — Taurus umfassend, dem allein die ophiolithischen Intrusionen zugeordnet seien und der eine geringere Ablenkung erführe, als der seichter greifende Außenbogen.

In dieser großzügigen Auffassung des Deckenbaues nimmt das Serpentinproblem allerdings eine in mancher Hinsicht andere stratigraphische und tektonische Stellung ein, als wie aus den hier gebrachten Beobachtungen und Deutungen am engeren Serpentinproblem hervorgeht und im wesentlichen dahin zusammengefaßt werden kann: vormesozoisches Alter der Serpentine in Gesamtheit und Einordnung in paläozoische Bauelemente, letztere erst von mesozoisch-tertiärer Gebirgsbildung überwältigt; ungeachtet sill-artiger Ausbreitung auch noch Anklänge an Spaltencharakter gewisser Serpentinzonen; die albanische Peridotitzone nur am W-Rand Schuppenland, im O wahrscheinlich relativ autochthon; die Erkenntnis des Innenbaues basischer Massive zugleich diagnostisches Hilfsmittel für Spalten-Zusammenhänge, für Zusammenfassen von Peridotitzügen, vielleicht auch verwendbar zum Identifizieren von Peridotitzügen Kleinasiens mit jenen der Balkanhalbinsel an Stelle tektonischer Spekulationen usw.

Ursprüngliche Beziehungen von Großtektonik zu lagerstättenmäßiger Anhäufung von Chromitausscheidungen bestehen wohl nicht, sind im Grunde genommen auch gar nicht zu erwarten. Hier stehen sich nicht nur verschiedene Größenordnungen des geologischen Geschehens sondern auch verschieden geartete geologische Abhängigkeiten gegenüber.

P. de WIJKERSLOOTH [361] fühlt sich versucht, zwischen Hauptorogenese und jeweils ausgebildeter Chromerzfazies Zusammenhänge zu sehen. Nach meiner Erfahrung ordnen sich solche Erscheinungen doch mehr lokalen Pressungsdrucken im Magma unter, die allerdings regional in ähnlicher Auswirkung sich wiederholen können. — Ganz abzulehnen ist aber meines Erachtens die Vorstellung von W. HENCKMANN [4]: daß primäre Zusammenhänge bestünden zwischen Häufigkeit und Massierung von Chromitlagerstätten einerseits und Scharungen von Gebirgszügen anderseits, also Beziehung von örtlicher Chromitausscheidung zu Knotenpunkten von Orogenesen, wobei noch dazu die alpidische Orogenese ins Auge gefaßt wird.

Serpentin in der Kleintektonik.

Das spezielle Verhalten des Serpentins gegenüber tektonischen Beanspruchungen liefert zugleich auch gewisse Besonderheiten seiner Erscheinungsweise im großtektonischen Rahmen.

Die Eignung der Serpentine im einzelnen, vorzüglicher als andere Gesteine in Gleit- und Schuppungsvorgänge eingebaut zu werden, liegt besonders in der Ausbildung glitschig-schlüpfriger Randzonen des Serpentins begründet. Auch die ursprüngliche Linsenform mag, wo kleinere Gesteinskörper vorlagen, dieser Bestrebung Vorschub geleistet haben. Im Falle pyroxenreicher Randzonen kann die Schlüpfrigkeit durch Ausbildung talkig-metamorpher Randzonen noch erhöht werden.

Die Serpentingrenze als Wasserstauhorizont, in ähnlicher Wirkungsweise auch Störungen innerhalb der Peridotitmassen, begünstigen, sei es für vadose oder juvenile Wässer, die molekularen Umwandlungen an Peridotitgesteinen.

Innerhalb des Serpentinmassivs geben Wechsel in der Gesteinsausbildung bei tektonischer Beanspruchung häufig Impuls zu Störungen. Besonders auffällig und bergmännisch bedeutsam ist das Ausgelöstsein von Störungen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

an den Grenzen Serpentin zu Chromerzkörpern, wobei neben Kohäsions- auch Schwereunterschiede mitwirken können. Aber auch feinere Unterschiede in der physikalischen Beschaffenheit, etwa Grenze Amphibolit-Peridotit, ja sogar Dunit-Pyroxenperidotit (Schichtungsbankung!) vermögen Anlaß zur Ausbildung von Bewegungsbahnen bilden. Solche Umstände können dazu führen, daß bei Schuppungstendenz in der Gebirgsbildung sich petrographisch verschiedene Zonen der Peridotitmassiva als selbständige Schuppenkörper herauslösen und für sich tektonisch in fremde Hüllgesteine eindringen. Der schmale chromitreiche Serpentinstreifen von Guleman in Ostanatolien wurde in diesem Sinne als die aus einem großen Serpentinleib tektonisch herausgeschnittene, selbständig verfrachtete Basiszone aufgefaßt.

Die reichliche Durchstörung, die sich in den meisten Serpentinmassiven bemerkbar macht, wurde lange Zeit nicht allein tektonischer Beanspruchung von außen zugeschrieben, sondern hiebei auch der angenommenen Volumvermehrung beim Serpentinisierungsvorgang eine Rolle zugedacht. Eine genetische Trennung solcher etwaiger Folgewirkungen von jenen außentektonischen Störungen ist freilich nicht gelungen. Heute wird der Hauptanteil des Serpentinisierungsvorganges als autometamorph, im Sinne von LOEWINSSON-LESSING [758], als autokatalytisch, bzw. autopneumatolytisch aufgefaßt: Wasser war in der erstarrenden Peridotitmasse bereits molekular eingebaut, eine Volumvermehrung entfällt hiebei. Die nachfolgende fallweise und lokal, etwa entlang Störungen fortschreitende Serpentinisierung unter Einfluß der oberflächennahen Bergwasserdurchtränkung, unter Umständen auch mit Zuschuß juveniler Wässer denkbar, ist wohl in der Regel ein metasomatischer Vorgang, eine Pseudomorphose, wobei Mg und SiO_2 abgeführt werden. Das Fehlen von Volumsvermehrung bei der Serpentinisierung erklärt es auch, daß die Bankungserscheinungen und magmatischen Schichtungsphänomene innerhalb mehr oder weniger serpentinisierter basischer Massen ein verhältnismäßig noch unversehrtes Bild zeigen können; wie anders müßte ein solches Schichtgebilde gegenübertreten, wenn nachträgliche, ungleichmäßige Volumvermehrungen von notwendiger Weise 20—70% stattgefunden hätten, wie es uns Beispiele der Umwandlung von Anhydrit in Gips und ähnliche Vorgänge an schichtigen Salzgesteinen erweisen.

Was an sichtbaren Störungen die Serpentinmassive teils in mehr minder parallelen Kluftscharen, teils kreuz und quer und in den verschiedensten Intensitätsgraden durchsetzt, ist ausschließlich auf tektonische Beanspruchungen zurückzuführen, die besonders in minder serpentinisiertem Peridotit aber auch in Serpentin massiger Art ein sprödes, nicht bildsames Material vorfanden. Der Gedanke, daß als Regel Peridotit-Serpentin sich gegenüber Tektonik plastisch verhalten haben könne, wie ihn HENCKMANN [4] äußert, ist im allgemeinen abzulehnen, erst im weitgehend geschieferten, zerdrückten und zersetzten Serpentinen kann eine gewisse Plastizität Platz greifen.

Die Serpentinstollen im Chrombergbau begegnen solcher Erfahrung von Gebirgsdruck. Ein Beispiel unter mehreren kann vom Nadaschacht bei Raduscha gegeben werden: das vertikale Schachtteufen geht dort auf 150 *m* in Serpentin nieder, zu gewissen Teilen weicheren, zersetzten Serpentin mit darin reichlich verteilten harten Blöcken von wenig verändertem Peridotit durchörternd. Bald nach Fertigstellen der Schachtröhre äußerten sich in der relativ weicheren Zone lebhafte Druckwirkungen, die ein Zerstören

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der Holzkränze bewirkten. Nach erfolgter Entspannung der zweifellos komprimiert gewesenen Serpentinzone trat vollständige Ruhe ein.

In der Ausbildungsweise von Störungen im Serpentin macht sich recht deutlich bemerkbar, ob Zerreißung und Bewegung unter Raummangel oder unter Raumüberschuß vor sich ging. Im ersteren Falle durchschneiden scharfe, doch nicht sehr deutliche Blätter mit angrenzendem schiefrigem Serpentin die Gesteinsmassen, im anderen Fall, in etwas gelockertem Raum, sind die Störungen Zerrüttungsstreifen, meist mit welligen, rutschrilligen Harnischen ausgestattet, von Zerreibsel, Mylonitfüllungen, begleitet.

Eine Reihe von Gebirgsbildungsphasen der jungen Orogen-Epoche ging über die Serpentine hinweg; um so verständlicher ist es, daß ein oft recht wirres Störungsnetz den Serpentin überzieht und ein systematisches Auflösen nach Altersunterschieden der verschiedenen Störungssysteme oft nicht gelingt. Nicht selten ist Gleichzeitigkeit oder nahezu Gleichzeitigkeit sich kreuzender Störungen abzuleiten. Häufig genug kommt es zu Verwurf von Verwerfern! Die Striemung der Harnische (= „Riefung" nach SANDER), freilich auch hier oft in zeitlich aufeinanderfolgenden, sich kreuzenden Systemen, zeigt wohl stets die Bewegungstendenz (nach SANDER $\parallel a$ = „Rilling") an, die Aufgaben der Ausrichtung im Chromerzbergbau konnten sich stets dieser Richtung ($\parallel a$) als Bewegungsrichtung (auch Tastprüfung!) bedienen.

Ein gegenteiliger Fall (siehe B. SANDER, Gefügekunde 1930, S. 226), daß jüngste Striemung („Riefung" nach SANDER) auch senkrecht zur Bewegungsrichtung (Striemung = $\parallel$ b) entstehe, wurde mir aus dem balkanischen Chromerzbergbau nicht bekannt, ist aber möglicherweise unter den kreuzenden älteren Systemen vorhanden unter der obwaltenden Tektonik scheinen sich in der Regel „Rillung" und „Striemung" (SANDER) zu überdecken — nach makroskopischem Befund also $b_2 = a_1$) *).

Glasiger Serpentin ist Ausdruck stärkerer Durchbewegung; er ist zonenweise in Albanien auffällig und von dort zuerst durch F. v. NOPCSA und E. NOWACK beschrieben worden. Meist sind es harte, von glasigen Harnischen eingehüllte Serpentinknollen in serpentinschiefriger Grundmasse. Da auch mitunter primärknollige Absonderung von Pyroxenperidotit in Dunit auftritt, kann bei mechanischer Überarbeitung eines solchen Mischgesteins leicht ein Bild höherer Durchknetung, die Bildung einer Großbreccie vorgetäuscht werden.

Die vorgosauische wie auch nachgosauische Tektonik, von letzterer austrische und pyrenäische Phase, ist im Bereich der Dinariden eine oberflächennahe Tektonik, der auch eine oberflächennahe Metamorphose entspricht. Ungeachtet des Vorhandenseins von Deckenschüben kommt es nicht mehr zu tiefer Versenkung von Gesteinsserien: Überschiebung nach Schuppenart herrschte vor. Vom älteren Grundgebirge, dessen Hauptmetamorphose in vorvariszische Zeit weist, werden nur fallweise schmale Späne abgelöst — wie ja spanabhebende Wirkung (Beispiel Abb. 36) ein Charakteristikum von Schuppentektonik ist — und in die jungen Decken- und Schuppenelemente eingebracht. Raummangel und dichte Gesteinspackung sind in der mit Serpentin verknüpften Tektonik weniger verbreitet

*) Ergänzend hiezu B. SANDER, Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, 2. Tl., S. 270, Wien 1950. — Hier nunmehr anstatt Rillung und Striemung: Längs- und Querfaden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

als Raumlockerung und Ausbildung von Trümmerzonen. Daß sich Schwereunterschiede von Einzelgliedern bewegter Gesteinsmassen noch auswirken können, wie es für die hochbasischen Massengesteine häufig zutrifft, spricht ebenfalls für oberflächennahe, wenig belastete Tektonik.

Für das Serpentingebiet von Jezerina-Ostrovica im oberen Lepenactal Mazedoniens wurde bereits wiederholt die auffällige Erscheinung hervorgehoben, daß zwischen Phyllit-Chloritschiefer-Kalk-Unterlage und Grenzamphibolit des Serpentins sich ein fast beständig auftretender schmaler Streifen von Hochkristallin einschiebt, meist unter Anzeichen bedeutender Störungsvorgänge. Das Kristallin des Schargebirges liegt unmittelbar benachbart. Darf der Kristallinspan als Zeuge des ursprünglichen Verbandes dieses Serpentins gelten, wäre nur eine geringe Schubweite für einen Abgleitungsvorgang erforderlich.

Einige Kilometer müßte die aus gleichem Anlaß vermutbare Schubweite für den Raduschaserpentin betragen; dieser liegt in gleicher Streichfortsetzung und im selben stratigraphisch-tektonischen Niveau, örtlich Spuren von Grenzamphibolit und gerade dort auch ein kleiner Ausschnitt Kristallin sind nachgewiesen. Nahe zum NO-Rand dieses Massivs, in der enggescharten Schuppenzone von Sedšiste am Lepenac sind mehrfach Kristallinkeile zwischen dachziegelartig aufgeschuppten Serpentinmassen und Kreidekalken eingeklemmt (Profile in [63]). — Wesentliche Störungserscheinungen, in ihrer Wertigkeit allerdings nicht immer erkennbar, werden ja überall an der Basis der Raduschaserpentinzone durch die dort verquerenden Aufschlußstollen des Chromerzbergbaues seit Jahren nachgewiesen. Die wahrscheinlich rein tektonische Diskordanz dieses Serpentins zur Unterlage im Orašje-Abschnitt habe ich 1937 abgebildet [6]; es ist also auch für Raduscha wahrscheinlich, daß die Serpentinmasse en bloc eine Abscharung aus ursprünglichem Verband oder Teilverband mit Kristallin erlitt, „unter Beibehalt ihres Lotes, mit der chromerzreichen Basiszone zutiefst".

Für mächtige ausgedehnte basische Massen dürfte da und dort allein der Schwereunterschied derselben gegenüber den Nachbargesteinen zu selbständigen Verhalten im Beanspruchungsplan oberflächennaher Tektonik führen. Nicht muß dies für die kleineren Serpentinschollen gelten, die durch diese Tektonik ebenso gut in inverse Lagerung gebracht werden können, als das leichtere Nachbargestein.

Der mit Kreide verschuppte Serpentinzug N Veles ist hiefür ein Beispiel; er hat den durch einen chromreichen Eisenpisolith an der Basis gekennzeichneten, transgressiven Kreidekalk unter sich liegen. Für den Chromserpentin von Valandovo beim Doiransee an der mazedonisch-griechischen Grenze, auch für einen Ausschnitt der Chromit führenden Serpentinmasse bei Krumovgrad in Ostbulgarien ist inverse Lagerung wahrscheinlich.

Im einzelnen sind mechanische Deformationen von Serpentin, Schieferungszonen, besonders an den Rändern der Peridotitgesteinsmassen entwickelt.

Chromit selbst ist spröder als sein Muttergestein und antwortet auf mechanische Beanspruchung mit innerer Zertrümmerung, Zermulmung, Mylonitbildung, wobei aus dem glänzenden Pechschwarz des Erzes ein mattes Braun wird. Unter besonderen Umständen wird eine größere Lagerstätte von Chromit als Ganzes randlich mylonitisiert, an den Störungsrändern zu feinkörnig mattbraunem Erzmylonit zerdrückt. Ein solches Beispiel war Raduscha-reka bei Skoplje. Gleiches beobachtet de WIJKERSLOOTH an kleinasiatischen Vorkommen.

Die in Serpentin eingeschlossenen Chromitmassen widerstreben der mechanischen Schieferung länger als das Muttergestein, dessen gut ausgeprägte Cleavage an der massigen Struktur der Chromerzschliere enden kann.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

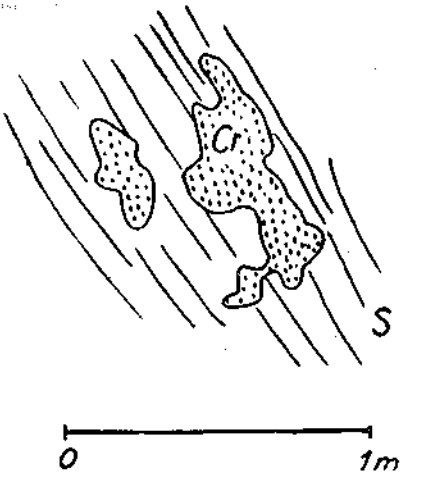


Abb. 139. Fetiler Aufschlußpunkt 7, (Ostbulgarien).

Massige grobkörnige Sprenkelerzschliere widersetzt sich der Durchschieferung. — *S* = Schieferserpentin; *Cr* = Sprenkelerz mit mäßig durchbewegter Serpentingrundmasse.

Mechanische Deformation des massigkörnigen Chromits zu gestreckter Kornlage, zu Erzgneis, gibt es nicht, wie ja auch Rekristallisation des Chromits nicht vorkommt. Wo solche Fälle vorzuliegen scheinen, ist primär-blättrige Erzkornstruktur vorhanden. Die gegenteilige Auffassung von A. HELKE und P. de WIJKERSLOOTH für Guleman halte ich als irrtümlich.

Im Peridotit wird bei geringer Kataklase zuerst Olivin zertrümmert, wobei die Pyroxene noch intakt bleiben, von St. PAVLOVIČ [124] aus dem Zlatibor beschrieben.

Für Protoklase, magmatische Zertrümmerung, fanden sich Anzeichen in einigen Schliffen von pyroxenreichem Lojane-Serpentin. Auch Gabbropegmatite können Protoklase zeigen.

Undulöse Auslöschung einzelner Olivinkörner mitten in mechanisch unversehrtem Korngefüge von Duniten dürfte als Vorstufe von Protoklase gelten.

Diabase der bosnischen Serpentinzonen zeigten W. HAMMER [55] in zahlreichen Schliffen keine Kataklase.

Nach PHILLIPSON (cit. ESKOLA [694] S. 307) kann in geschieferten Peridotitserpentinen der Olivin eine Einregelung mit (100) in die Schieferungsfläche aufweisen. P. HAAPALA [492] berichtet von nordfinnischen Serpentinen, deren Olivinreste Cleavage nach (010) erleiden.

Ferner zur Olivinregelung in Peridotit-Tektoniten: C. ANDREATTA [690 a], F. J. TURNER [814 b].

Nachtrag: H. J. KOARK ([420 a], siehe auch S. 519) bringt zum Ausdruck, daß die günstige Translatierbarkeit von Diallag || (100) die Tektonisierung von Diallagserpentinen fördert.

Häufigkeit und Intensität von Deformationen und Störungen zunächst des Amphibolitgürtels um Serpentinmassive sind vielen Beobachtern aufgefallen, doch gehören diese Störungen wohl zu den

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

allgemein häufiger auftretenden Grenzstörungen von Peridotitmassiven. Ich habe solche aus dem Lepenactal beschrieben, PAVLOVIČ, ebenso wie AMPFERER und HAMMER erwähnen sie vom Zlatibor. F. ANGEL findet sie aus dem Gebiet von Tilisuna im Rhätikon bemerkenswert.

Ophicalcitbildungen, metamorph überprägte tektonische Gemenge von Serpentin und Kalkstein bzw. Calcit (meist an Serpentin-Kontakten auftretend) sind zwar von Balkan und Anatolien bisher nicht beobachtet worden, trotz Kalkrahmen der Serpentinmassive und ihrer häufigen unmittelbaren tektonischen Berührung mit Kalkstein. Schon im Abschnitt über Kontaktmetamorphose kurz beleuchtet, werden die Ophicalcitbildungen bei der allgemeinen Besprechung der Metamorphoseerscheinungen unter den „Serpentinreaktions- oder Serpentinhofgesteinen" noch einen Hinweis finden.

Peridotit und Chromit in der Metamorphose.

Die Peridotitgesteine nehmen in der Gesteinsmetamorphose eine eigenartige Stellung ein. Auf der einen Seite vermag ihr Bestand an Mineralien der hochtemperierten Bildungsstufen sie in gewissem Grade zu größerer Widerstandskraft gegenüber metamorphisierenden Einflüssen besonders während der Tiefenverlagerung zu befähigen, damit eine teilweise Beharrlichkeit ihrer Existenz verbürgend, auf der anderen Seite kommt auch wieder große Labilität der Mg-Orthosilikate, sobald sie den magmatischen Tiefenkeller verlassen haben, auch wenn sie sich noch in eigenem Gesteinssaft befinden, zum Ausdruck und äußert sich in der Herausbildung besonderer automorpher Umwandlungsvorgänge, nachfolgend von weiteren Umbildungsprozessen abgelöst.

Chromit zeigt allen Metamorphoseeinflüssen gegenüber noch relativ die beste Bewährung.

Die Metamorphosen, von denen die Peridotitgesteine der Balkanhalbinsel und Anatolien — und in ähnlicher Weise auch viele andere Peridotitbezirke betroffen werden — lassen sich im einzelnen wie folgt gliedern, sind aber in der Natur als häufig nebeneinander bestehend und sich übergreifend, zu Polymetamorphosen zusammentretend, nicht immer klar zu trennen:

0. Kontaktmetamorphose, endogene Kontaktmetamorphose aus der Peridotitintrusion; ihre spärlichen Erscheinungen fanden im Abschnitt V Darstellung.

1. Frühmetamorphose, Autometamorphose z. T., die Serpentinisierung und ihre Begleitvorgänge beinhaltend.

2. Vorgranitische bis granitische Regionalmetamorphose, Metamorphose — auch wiederholte — hervorgehend aus Tiefenverlagerung und tektonischer Wirkung. Im allgemeinen hat diese Metamorphose mit dem Erscheinen der kretazisch-tertiären Granit- und Andesitintrusionen, manchmal noch unter Wirkung derselben zu höchster Steigerung angespornt, auch mit ihnen ihren Abschluß gefunden. Nicht immer wird also eine scharfe Trennung von Erscheinungen der gewöhnlichen und granitisch bedingten Regionalmetamorphose durchführbar sein.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

3. Oberflächennahe granitische Metamorphose; es sind hier im besonderen jene mehr örtlichen Mineralisationen hervorgehoben, die ausschließlich der pneumatolytisch-hydrothermalen Kontaktwirkung seitens jüngerer, kretazisch-tertiärer saurer bis halbsaurer Tiefengesteine, Granit, Syenit, Tonalit, Diorit u. a. auf Peridotit und Serpentin ihr Entstehen verdanken. Ungeachtet hochtemperierter Bildungsvorgänge darunter, handelt es sich doch um oberflächennahe Bildungen, da ja die betreffenden Aufschlußbereiche der jugendlichen Plutone bereits in nahe Beziehung zu kretazisch-tertiären Altflächen treten.

4. Andesitische und postandesitische Metamorphose der Peridotit-Serpentine, hervorgerufen durch den kretazisch-tertiären Andesit-Dazit-Vulkanismus. Hier gibt es bereits Übergänge in

5. noch jüngere bis rezente Mineralum- und -neubildungen auf Serpentingesteinen, die z. T. auch den erlöschenden Nachwirkungen des Andesitvulkanismus zuzuschreiben sind.

Die vorstehende Aufteilung der möglichen Metamorphoseeinflüsse auf Peridotitgesteine entspringt Verhältnissen, wie sie auf der Balkanhalbinsel und in Anatolien gegenübertreten. Im wesentlichen dürfte sich auf anderen Peridotitgebieten alle oder einzelne dieser Metamorphose-Einwirkungen in ähnlichem Rahmen wiederholen.

Die Abgrenzung unter sich, die Zergliederung bei sich deckenden Metamorphosen ist bei den Peridotitgesteinen mitunter schwierig durchführbar und kann oft nur im groben gelingen. In manchem haben die Metamorphosen gleiches Endziel. Die Frühmetamorphose ist nicht immer klar von nachfolgender Regionalmetamorphose zu unterscheiden, letztere wieder kann in ihrer Erscheinung mit jener der granitischen Metamorphose verquickt sein, Stoffwechselvorgänge sind beiden eigen.

Es wurde versucht, die Umbildungsvorgänge und ihre Mineralparagenesen, in ihrer Abgrenzung wie auch in ihren Übergängen, in der nachfolgenden Tabelle 3 zu vereinigen. Damit sei auch vor Augen gestellt, wie Metamorphosezugehörigkeit oft erst in jedem einzelnen Falle entscheidbar ist.

Die Kontaktmetamorphose, Frühmetamorphose und vorgranitische bis granitische Regionalmetamorphose der Peridotitgesteine sind die oberflächenfernen Metamorphosen! Auf die Kontaktmetamorphose wurde bereits im Abschnitt V eingegangen. Der vorliegende Abschnitt VI ist der Frühmetamorphose und der vorgranitischen bis granitischen Regionalmetamorphose als der Metamorphose schlechthin gewidmet.

Die besondere granitische Kontaktmetamorphose auf Peridotit und Chromit, ferner Kontaktwirkungen auf diese seitens der Andesite, Trachyte, Dazite, übergehend in noch jüngere bis rezente Mineralum- und -neubildungen auf Peridotitserpentin haben für Balkanbereich und Anatolien als oberflächennahe bis oberflächenhafte Metamorphose zu gelten, diese Erscheinungen sind dem Abschnitt VII vorbehalten.

1. Frühmetamorphose.

Unter diesen Begriff sollen die Phänomene der Autometamorphose des Peridotits und alle dieser Phase als engst angeschlossen zu betrachtenden Mineralum- und Neubildungen in ihm zusammengefaßt werden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Serpentinisierung.

Das hervorstechendste Metamorphosemerkmal der Peridotitgesteine, die Serpentinisierung, nimmt hier den wichtigsten Platz ein. — Serpentin ist, mit J. HARROY [737] ausgedrückt, Produkt der Hydrolyse Al-freier Magnesiasilikate.

Die Serpentinisierung, Hydratisierung der Magnesiasilikate, vor allem des Olivins, meist etwas nachhinkend der Pyroxene, schließlich auch Amphibole ergreifend, als verbreitetster Umbildungsvorgang an einem Peridotitgestein, ist in ihrer genetischen Deutung schon durch verschiedenerlei Auffassung hindurchgegangen. Die heutige Erkenntnis macht in überwiegender Meinung bei automorpher Bildungsweise des Serpentins halt. Auch diese Vorstellung ist nicht in allem neu. F. WEINSCHENK hat 1894 für die Antigorit führenden Serpentine — Stubachite — des Stubachtales in den Hohen Tauern bereits angenommen, daß sie unter Piezokristallisation erstarrte Massengesteine seien, wobei der mit Olivin regelmäßig verwachsene Antigorit gleichzeitig mit Olivin zur Ausscheidung kam. — Frühzeitig ist auch M. F. LOEWINSON-LESSING [758] zugunsten der Vorstellung „autokatalytischer" bzw. „autopneumatolytischer" Vorgänge bei der Serpentinisierung eingetreten und hat die gleiche Vorstellung auch fallweise für die Bildung von Chlorit, Zoisit, Epidot und anderer Minerale in Anspruch genommen.

Im Werk über die Gesteinsmetamorphose von GRUBENMANN und NIGGLI [765] werden neben der automorphen Bildungsweise des Serpentins, die mit Propylitisierung der Jungvulkanite verglichen wird, auch meso- bis epithermale Vorgänge mit Stoffwechselwirkungen sowie Dynamometamorphose als Serpentin-bildend angeführt. Auch durch Verwitterungsvorgänge erdeinwärts sollen „auf Grundlage vorgebildeter Kolloide unter Beteiligung von Lösungsumsatz Kristalloide neu entstehen, darunter solche von Serpentincharakter".

Am Beispiel des Ganozserpentins am S-Hang der Hohen Tauern bei Kals unterscheidet F. ANGEL [372] streng zwischen Serpentin erster Art als tiefenhydatogenes Produkt, meist in Form von Chrysotil als Maschen- und Fensterserpentin; und zwischen Serpentin zweiter Art, Antigorit, als Ergebnis von Tiefenzonenumwandlung, bzw. Dynamometamorphose. Beide Serpentinarten können für sich allein als auch nebeneinander bestehen.

Die tiefenhydatogene Pseudomorphisierung von Olivin und Pyroxen, auch aus Ergußgesteinen bekannt, wird von ANGEL in Vergleich gesetzt mit der Kaolinisierung und Serizitisierung von Feldspaten bei Erhaltung der Form und im Anschluß an tiefenhydatogene Einwirkungen durch Thermen in regionalem Sinne ... „Solche Prozesse ergreifen weite Gebiete. Deshalb ist die einfache Vorstellung eines heißen Sprudels als Agens unzulänglich. Vielmehr deutet die Ausbreitung an, daß es sich um Tätigkeit großer, zeitweise stagnierender, dann wieder mehr oder weniger rasch bewegter Warmwassermengen handelt, die in geologisch bedeutenden Zeiträumen auf tausend und abertausend Spalten und Ritzen in weiter Ausbreitung in einem Gesteinskörper tätig waren. CO_2 spielt dabei zweifellos eine große Rolle. Lösung, Wechselwirkung, Wiederabsatz verändern den Felskörper einschneidend. In diesem Typus der Serpentine fehlt blättriger Antigorit."

H. H. HESS [738] hat 1933 in Economic Geology unter Anführung namentlich amerikanischer Literaturhinweise eine zusammenfassende Betrachtung des Problems der Serpentinisierung gegeben, welche die automorphe Entstehungsweise des Serpentins als allgemeingültig zu begründen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle Nr. 3

Übersicht der Metamorphosen an Balkanperidotit.

Endogene und exogene Kontaktmetamorphose	Frühmetamorphose (Autometamorphose z. gr. Teil)	Vorgranitische bis granitische Regionalmetamorphose	Lokale oberflächennahe granitische bis nachgranitische Metamorphose	Andesitische und postandesitische Metamorphose	Jüngere bis jüngste Mineralum- und -neubildungen in Oberflächennähe
Vorhandensein nicht immer gesichert, von späteren Metamorphosen überdeckt oder z. T. überhaupt in Frage gestellt.	Epimagmatisch, pneumatolytisch-hydrothermale Endwirkungen, selbstinfiziert, im erstarrenden Peridotitmagma.	Auswirkung von erhöhtem Druck und Temperatur sowie Stoffaustausch und z. T. auch von Bewegung. — Alle Tiefenzonen, vor- und rückschreitende Tendenz, kommen in Frage; im allgemeinen überwiegen Umwandlungen oberer Tiefenzonen (mäßige P-T-Bedingungen).	Erhöhte Temperatur, doch rasches Temperaturgefälle, relativ niedrige Drücke. Örtlich beschränkte Mineralisationsherde in tagnahen Kuppeln saurer Plutone.	Örtlich bedingte Umwandlungserscheinungen im Gefolge starker hydrothermaler Wirksamkeit andesitisch-dazitisch-trachytischer Eruptionen der Kreide-Tertiärzeit.	Hydrothermal-vados vermengte, teils rein vados bedingte Umwandlungsvorgänge u. Mineralisationen, teilweise bis in die Gegenwart reichend.
Endogen: Aus basischer Magmasubstanz bewirkte Grenzfelsbildungen von Peridotitmassen — pyroxenitische, eklogitische und gabbroide Randzonen. Primärmagmatische (?) Grenzamphibolite. *Exogen:* Alkaliabgabe (Na!) an die Umgebung von Seite basisch-ultrabasischer Intrusionen; blaue Hornblenden-Glaukophan Sprossung. (Glimmerneubildung z. T. ?) Durchquarzung der Peridotitnachbarschaft, doch keine mineralisierten Hornfelszonen.	Fallweise Sprossung einer frühen Generation *Hornblende*, meist gefärbt, monokl. u. rhombisch. *Smaragditisierung* von Pyroxen, *Kämmereritbildung* z. T. (mitunter auch Glimmer u. Chlorit). *Serpentinisierung*; Faserserpentin und ausnahmsweise Blätterserpentin nach Olivin, Bastitisierung von Pyroxen; Magnetitausscheidung aus dem Olivinzerfall und Fe-Auswanderung aus Chromit, Einschwemmen von Magnetit in die Chrysotilkanäle. →	→ *Hornblendesprossung* lokal bedingt, jüngere, meist *farblose Hornblende* → Fortsetzung der *Serpentinisierung* in abgeschwächtem Maße, entlang tektonischer Klüfte begünstigt fortschreitend. Bei stärkerer Dynamometamorphose: *Antigoritbildung* und nachfolgend *Chlorit* ($+Al_2O_3$), *Talk* ($+SiO_2$). Randliche *Magnetitisierung von Chromit* (Stabilisierung	Gesteigerte Chromchloritbildung ($+Al_2O_3$), *Biotitisierung*, *Phlogopitisierung*. Abgeschwächt, an Kontaktgrenzen wirksam. → *Kluftchrysotilphase*. Cr-*Mobilisation aus Chromit* und Cr-Eingang in Uwaro-	Örtliche *Verkieselung* von Serpentin, Hornsteinbildung, Chalcedonisierung. ←→ Mg-*Mobilisierung* durch CO_2-Thermen: Bildung *dichter Magnesit* z. gr. T. und	*Zerstörung der Serpentinminerale*, des Restolivins usw. (Mg-Entzug, relative SiO_2-, Fe-, Al_2O_3-Anreicherung); Siliciophitbildung im allgemeinen, Brauneisen; *autochthone lateritische Verwitterungskruste* des Serpentins: *Limonit- und Kieselzone* oben, *Karbonatzone* unten (Mg-Mobilisierung

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

C?- und Mn-Fällungen. Rekristallisationen von Kalken (Marmorisierung). („Weißbrennen" von Mergeln nur an Diabaskontakten!) Granatsprossung z. T.? [*Schlaining* im österr. Burgenland, in Fortsetzung der von Bosnien—Kroatien herstreichenden Serpentinketten, als Beispiel einer sehr wahrscheinlich echten, wenig metamorph überprägten *Peridotit-Kontaktmineralisation*: paläoz. Kalk an Serpentin anstoßend zu Calcitmarmor verändert, mit Glaukophan, Aktinolith, Epidot, Anorthit, Magnetit.]	Cr *aus Chromit* in die Smaragditbildung.	des Fe-Entzuges aus Chromit!) *Asbestbildung* als verstärkte Chrysotilbildung (granitisch!) meist Querfaser. *Amphibolitisierung* der pyroxenitisch-gabbroiden Grenzzonen. (Glaukophanbildung aus Omphacit.) Entstehung von *metamorphen Grenzfelsbildungen* (z. kl. Teil metamorphe Gesamtüberwältigung kleiner Serpentinmassen) bei gesteigerter Dynamometamorphose und Stoffaustausch mit den Hüllgesteinen: a) *SiO_2-reiche Hülle!* Chlorit- u. Hornblendeserpentine z. T., Biotit-, Chlorit-, Talkfelse. b) *Kalkrahmen*; Karbonatserpentine, Listwänitfelse, Ophicalcite (epidotführend; Granatbildung z. T.).	wit, Kämmererit, Smaragdit, Fuchsit. (+SiO_2) verstärkt, *Quer- und Längsfaserasbest. Nemalithbildung* (Faserbrucit), Hydromagnesit, Artinit, Aragonit, Calcit. [Mineralisationsumfang der *Granitkontaktparagenese* des *Lojane-Serpentins:* Cr-freier Diopsid, Uwarowit, Cr-Chlorit, Smaragdit, Kluftasbest, Phlogopit, Vesuvian, Tremolit-Aktinolith, Calcit, Aragonit, Quarz, Nemalith, Hydromagnesit, Artinit, Schwefelkies ...; im phlogop. Serpentin: roter Granat, Zirkon, Turmalin; endogen im Granit: Wollastonit, Prehnit, Natrolith.]	nachfolgende Kieselausscheidungen. [Paragenese $MgCO_3$-$CaCO_3$, ($MgCO_3$-SiO_3 sowie Meerschaum und Gymnit .....→.) Cr-*Mobilisation aus Chromit* abgeschwächt, Bildung des K-Cr-Glimmers Avalit. — Einwandern von Cr in Miloschin, Wolchonskoit, Cr-*Entnahme von Ni* aus Serpentin durch hydrothermale Lösungen und Ni-Einbau in Sulfide jungvulkanischer Mineralisationen, ferner Ni in Gymnit. *Brucitparagenesen* → (Hydromagnesit, Artinit). *Zeolithe*	durch mehr minder thermal und CO_2-verstärkter vadoser Wasserzirkulation — ebenfalls dichter Magnesit). Razumofskin (Cr-ocker).] ← → *Nickelsilikatbildungen* der autochthonen Serpentinverwitterungskruste. → Balkanische *Pyroauritparagenese* (Gymnit — Brucit? — Pyroaurit — Magnetit — Aragonit — Hydromagnesit). Rezenter Absatz bas. Mg-Karbonate.

Anmerkung: Die Metamorphosen sind in ihrer Altersfolge aufgezählt, treten aber kaum je vollzählig am selben Peridotitmassiv sinnfällig in Erscheinung, sondern in der Regel nur in der Wirkung einzelner sich überdeckender Phasen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sucht: keine nennenswerte Volumvermehrung bei der Serpentinisierung, die Serpentinlösungen verlassen nicht den basischen Stammkörper, die Serpentinminerale sind abgetrennt von den anderen Paragenesen, gewöhnliche hydrothermale Vorgänge würden stets auch Chloritbildung herbeiführen. Serpentinisierte Dunite wären kieselreicher als frische Dunite, d. h. spätere Serpentinisierung von Dunit würde auch Kieselzufuhr erfordern.

Der Vorgang der Serpentinisierung wurde früher hauptsächlich geschrieben nach der Gleichung $3\ Mg_2SiO_4$ (Forsterit) $+ SiO_2 + 4\ H_2O = 2\ H_4Mg_3Si_2O_9$ oder auch $3\ Mg_3FeSi_2O_8$ (Fayalit-, bzw. Fe-reicher Forsterit) $+ 6\ H_2O + O = 3\ H_4Mg_3Si_2O_9 + Fe_3O_4$ (Magnetit). Die O-Zunahme sei nach HESS auch in dem größeren Fe_2O_3/FeO = Verhältnis des Serpentins als jenem des Ausgangsgesteins ersichtlich, wobei allerdings die Herkunft des O offensteht. Der Vorgang der Serpentinisierung sei aber „deuteric" im Sinne SEDERHOLM, d. h. postmagmatisch doch Ausfluß einer mit dem Magma noch zusammenhängenden Wirkung. Es würden hiebei gleichsam von Serpentin korrodierte Olivine erzeugt.

H. H. HESS sieht die automorphe Serpentinisierung ausgeübt durch kieselreiche Restflüssigkeit, die sich von hydrothermaler Lösung unterscheidet und als „Hypohydrous", d. h. weniger H_2O enthaltend als hydrothermale Lösungen, bezeichnet wird und schreibt: $3\ Mg_2SiO_4 + H_4SiO_4 . 2\ H_2O = 2\ H_4Mg_3Si_2O_9$. Dabei wäre nur 5% Volumzunahme gegenüber früheren Annahmen von 24 bis 72% erforderlich. Der Wassergehalt des Peridotitmagmas, auch die Schmelztemperatur ermäßigend, wird von HESS mit etwa 10% angenommen. Die Umsetzung des ausgeschiedenen Olivins erfolge schon während der Pyroxenausscheidung, aber auch unmittelbare Ausscheidung von Serpentin sei möglich. — Das Olivinmagma habe bereits die Zusammensetzung des Serpentins. — Die Ausscheidung erfolge bei mäßiger Temperatur über engem Temperaturbereich, womit noch da und dort auftretende halbkolloidale Anzeichen in der Serpentinmineralform erklärbar würden.

Vereinzelte Mineralformen der Serpentinaggregate, die an ursprüngliche Gelbildungen mahnen, können auch aus dem Balkanbereich angeführt werden: beispielsweise lassen gewisse Serpentintypen von Lojane in Mazedonien pseudo-oolithische Züge erkennen. — Sphärolithische Strukturen (Pikrolith?) weisen Serpentinaggregate auf, die im Chromit von Nada bei Raduscha, Mazedonien, eingeschlossen sich finden.

HAAPALA [492] erwähnt sphärolithische Serpentinstrukturen aus finnischen Serpentinen.

Im Rahmen der Vorstellungen, wie sie F. G. WELLS [901] für die Temperatur bei der Serpentinisierung angibt, 100°—575°, wären Gelstrukturen bei der angenommenen spätmagmatischen bzw. pneumatolytisch-hydrothermalen Bildungsweise des Serpentins an sich noch kein Widerspruch.

Nachtrag: Nach der jüngst experimentell vertretenen Ablehnung eines „Serpentinmagmas" als auch — ob mit Recht? — der Autometamorphose durch N. L. BOWEN und O. F. TUTTLE [704 a], auf S. 388 bereits angeführt, könne sich Serpentin nur unter 510° bilden.

Dunitische Gesteine sind in der Regel der stärkeren Serpentinisierung verfallen als pyroxen-peridotitische; die Serpentinisierung nimmt von den Intergranularflächen des Olivinkorngefüges ihren Ausgang, wobei die Trennfugen zu Zentralkanälen des Chrysotils werden, in die im Ausgangsstadium der Olivinumwandlung Magnetit des Olivinzerfalls eingeschwemmt wird und sich dort abscheidet.

Bastit, Faserserpentin, dessen regelmäßige Parallelanordnung der Fasern von den Spaltflächen des Pyroxens übernommen wird, ist nach F. ANGEL nicht nur Umwandlungsprodukt rhombischer Pyroxene, sondern Bastitisierung ergreift auch Diallag, wobei Einstreuung von krümmeligem Epidot die Abkunft andeuten kann.

Das reine Olivingestein scheint eben im magmatischen Zustande mehr wasserbindend gewesen zu sein, als die weniger basischen Differentiate.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Dies kommt auch zum Ausdruck bei dem als „Wasseraureole" zu bezeichnenden Phänomen der Chromitlagerstätten, welche häufig in einen stärker serpentinisierten Dunitmantel gehüllt sind.

Die unregelmäßige bis regellose Verteilung der Serpentinisierung in basischen Massiven, unabhängig von der jeweiligen Oberfläche, tritt auf den balkanischen und anatolischen Vorkommen allenthalben in Erscheinung. Auch H. H. HESS [738] betont dies für die amerikanischen Vorkommen; daß allerdings die Serpentinisierung überall unabhängig von den Rändern und von Klüftung der basischen Gesteinskörper in Erscheinung trete, ist für den Balkan nicht immer zutreffend.

H. H. HESS selbst erwähnt ein Beispiel aus dem Ural, wo die Serpentinisierung des Peridotits entlang des Pyroxenitkontaktes verstärkt auftritt.

INGERSON [660] beobachtet in der auf Phylliten ruhenden Basiszone des Trout-River Peridotitlakkolithen in New-Foundland höhere Serpentinisierung als in der kritischen und in der ähnlich zusammengesetzten Hangendzone, aber auch höhere Serpentinisierung in Nähe der Störungen.

AMPFERER [25] fällt am Zlatibor auf, daß für die Ränder der Serpentinmassive und auch für die Störungsbereiche stärkere Serpentinisierung bezeichnend ist, die Serpentinisierung an sich unabhängig von der Oberfläche, auch von der vorkretazischen, also älter wie Oberkreide sei. NOWACK [236] sagte ähnliches von Albanien aus. Die gleichen Beobachtungen liegen auch aus meinem Erfahrungsbereich vor; sie treffen etwa für den Raduschabezirk ebenso zu wie an Peridotiten im Kristallinverband Ostbulgariens. In dem für die innere Gliederung der Peridotitmasse mehrfach herangezogenen Profil von Raduscha nach Ravniště ist der von der Oberfläche und von Lagerungsbeziehung unabhängige Wechsel stark serpentinisierter mit olivinreichen Dunitlagen offenkundig.

H. H. HESS möchte auf Grund amerikanischer Beispiele ganz allgemein ein Abnehmen des Serpentinisierungsgrades nach der Tiefe der Peridotitkörper annehmen, ferner: Intrusionen in Phyllite seien von stärkerer Serpentinisierung bedacht, wobei der höhere Wassergehalt aus dem Nebengestein stamme, während Serpentine innerhalb der Gneise im allgemeinen weniger serpentinisiert seien. — Diese Beobachtungen finden am Balkan und in Kleinasien keine Bestätigung.

Auf Altflächen entblößte oder aus der Bedeckung von Tertiär oder Jungmesozoikum hervorkommende Peridotitmassen des Balkans und Kleinasiens — wie auch anderwärts — weisen in diesem Grenzbereich häufig ebenfalls scheinbar stärkere Serpentinisierung auf; hier handelt es sich aber meist nur um fossile Zersetzungserscheinungen des Serpentins, z. T. paläoklimatisch bedingt, die aber keine verstärkte Serpentinisierung darstellen sondern Zerstörung, Abbau von Serpentinmineralien unter Zurücklassen mehr minder Mg-verarmter kieselangereicherter Zwischenprodukte in Richtung lateritischer Bodenbildung. Hierauf wird im Abschnitt VII Bezug genommen.

Der Zusammenhang von verstärkter Intensität der Serpentinbildung mit Störungsbereichen zeigt an, daß Serpentinbildung über die autometamorphe Phase hinaus fallweise wirksam sein kann, u. zw. nicht nur in der dynamometamorphen Abart als Antigoritbildung, sondern unter dem Einfluß tiefenhydotogener Bedingnisse, längs Störungen begünstigt, auch als Chrysotilbildung. Kommen von Seite jüngerer Plutone Lösungsfronten in Bewegung, ist wohl auch von diesen eine Belebung der Hydrolyse von Peridotitgesteinen zu erwarten.

PAVLOVIČ [124] beobachtet verstärkte Serpentinisierung des Peridotits am Kontakt zu jüngerem Diabas und Gabbrodurchbrüchen des Zlatibor, Westserbien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Für Lojane in Mazedonien bringen Granitdurchbrüche auch erhöhte Serpentinisierung in Gang.

HAAPALA [492] meint zwar, daß sich auf finnischen Serpentinen kein Zusammenhang der Serpentinisierung mit Granitintrusionen nachweisen läßt, ja daß vielfach die Serpentinisierung vom Rande nach dem Innern der Peridotitkörper zunehme.

In der Rhodope Nordgriechenlands und Bulgariens ist unter Einfluß der dort häufigen Granitdurchdringung höhere Umwandlung der Peridotitgesteine, auch im Sinne gesteigerter Serpentinisierung nicht von der Hand zu weisen. Beispielsweise besteht ein Gegensatz zwischen Ost- und West-Chalkidike, beide mit Serpentinen in Kristallinverband, erstere den Granitintrusionen nahe gerückt, stärker verändert als die granitferneren Serpentine der Westchalkidike. Ähnlich stehen sich Raduschaserpentin und der granitdurchlöcherte Lojaneserpentin gegenüber.

Man wäre versucht, die Serpentinisierung etwa mit einem „chronischen Prozeß" des Mediziners zu vergleichen, der Epochen hindurch ruhend, ohne Fortschritt, nur dann wirksam ist, wenn ihm der Nährboden günstig wird, ein solcher wird bei der Autometamorphose aufgezehrt, stellt sich da und dann unter besonderen Umständen auch noch in späteren Epochen wieder ein.

Jedenfalls ist auch für Balkan- und Kleinasienserpentine gültig, daß sich die Ausbreitung des Maschenserpentins in Peridotiten als früheste und besondere Umbildungsphase von allen nachfolgenden jüngeren Umbildungsvorgängen wie Antigoritisierung — fallweise primärmagmatische Antigoritbildung ausgenommen — Chloritisierung, Talkisierung abhebt und ähnliche Gründe für autometamorphe Bildungsweise des Chrysotils in Anspruch genommen werden können, wie sie allgemein von H. H. HESS dargetan wurden. Es steht dem nicht entgegen, daß auch nach Erlöschen der eigenmagmatischen Wirksamkeit Bedingnisse für ähnliche tiefenhydatogene Serpentinbildung bestehen oder aufleben können. Darüber hinaus setzt fallweise Antigoritbildung in Zusammenhang mit Tiefenverlagerung und gebirgsbildenden Kräften fort. Auch für diese Vorgänge kann das Volumgesetz der Metasomatose in Anspruch genommen werden, eine Volumvermehrung ist nicht unumgänglich notwendig.

F. ANGEL [372] benötigt für seine Vorstellung der Serpentinbildung die Autometamorphose nicht, lehnt darum auch den NIGGLIschen Vergleich mit der Propylitisierung ab und bringt die von ihm studierten entsprechenden Erscheinungen in einer (oder mehreren) „tiefenhydatogenen Phase" der Peridotitumwandlung unter.

Daß sich die Serpentinisierung nur unter beträchtlicher Volumvermehrung vollziehen könne, indem der Unterschied von Volum- und Massenverhältnis zwischen Olivin und Serpentin zum Ausgangspunkt der Betrachtung genommen wurde und Schlüsse auch in tektonischer Hinsicht nach sich zogen, hat alle früheren Vorstellungen beherrscht, soweit sie nicht wie WEINSCHENK der magmatischen Serpentinentstehung anhingen.

AMPFERER [25] stellt in bildlicher Darstellung die Bestandsäule des Dunits der viel höheren, ihm entsprechenden Bestandssäule des vollständig zu Serpentin umgewandelten Gesteins gegenüber. HENCKMANN [4] und viele andere, auch ich noch 1931 [63] glauben in der Wirrnis tektonischer Kluftbildungen der Peridotitserpentin-Gesteinskörper z. T. ein Widerspiel der zu Schollenbewegung drängenden, angenommenen Volumvermehrung bei der postmagmatischen Serpentinisierung zu sehen.

KEITH und BAIN [747] errechnen 1932 bei der Vollserpentinisierung von Dunit eine Massenvermehrung von 31·2%, spezifische Gewichtsabnahme von 23·5%, und Volumvermehrung von 31·6%. — Der durchschnittlich erreichte Serpentinisierungsgrad etwa der Balkanperidotite würde unter der gleichen Vorstellung immerhin eine Volumvermehrung von 10 bis 30% mitbedingen.

Mit der Erkenntnis vom inneren Lagenbau des Raduschamassivs in Mazedonien, womit ungestörtes parallelflächig ebenes, schichtiges Über-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

einanderbreiten von petrographisch unterschiedlich gebauten, mehr oder minder serpentinisierten Peridotitmassen enthüllt wurde, war eine „Schwellungmetamorphose", die unter allen Umständen in ein solches Lagengebilde Unregelmäßigkeit, Faltung und Stauchung — wenn auch längs Störungen ausgelöst — mit sich gebracht hätten, nicht vereinbar. Allein der klar erhaltene ursprüngliche Lagenbau fordert entweder die schon primärmagmatische Entstehung des Serpentins, mitausgeschieden in der letzten Phase der Kristallisation, oder soweit auch noch nachher Serpentinisierung in Frage kommt, eine solche reiner Pseudomorphosenbildung, bei Stoffabfuhr unter Wirksamkeit des Gesetzes gleichbleibenden Volumens bei der Metasomatose. Die Serpentinisierung ist hier also in der Hauptsache als isovolumetrischer Vorgang zu betrachten.

Die Probleme der Mineralogie, Morphologie und des gegenseitigen Verbandes der Serpentinminerale wurden frühzeitig (1891—1894) von E. WEINSCHENK [452, 453] zum Gegenstand eingehender Untersuchungen gewählt, wobei vor allem die Vorkommen des Stubachitserpentins im Stubachtal in den Hohen Tauern neben anderen alpinen Vorkommen beobachtet wurden. Auch F. BECKE [824, 390] hat sich zur gleichen Zeit mit Einzelheiten des Stubachitserpentins beschäftigt. Eine größere Zeitlücke des Interesses an Serpentinmineralogie folgte, bis insbesondere H. TERTSCH [526] 1921 an Serpentin des Dunkelsteiner Waldes in Niederösterreich und, in eingehendstem Bemühen, F. ANGEL seit 1929 die Serpentinfragen erneut abhandelten.

Die Probleme des Serpentins drehen sich hauptsächlich um die Bildung der beiden Serpentinminerale Chrysotil und Antigorit, in chemischer Zusammensetzung ($H_4Mg_3Si_2O_9$) einander gleichend, abweichend voneinander in Form und Feinbau, im optischen Verhalten und in besonderer Abstufung der Genesis; doch scheinen mir auch Übergangstypen zu bestehen, Schuppigkeit, Blättrigkeit mit gleichzeitiger faseriger oder spaltender Absonderung $\perp$ zur Blattlängsachse = c.

Chrysotil, Faserserpentin, feinfasrig gestreckt, im Dünnschliff eher gefärbt als farblos. Feinbaulich nach W. SCHMIDT - E. BAIER [789]: lagig-bändrige Tetraederverknüpfungen.

Antigorit, glimmerartig-tafelig, blättrig-schuppig, im Dünnschliff gerne farblos, seltener hellgrünlich gefärbt [a = farblos, b (c) = grünlich]. Bei stärkerer Vergrößerung mitunter pseudofältelig, runzelig senkrecht zur Blattachse. Feinbaulich nach SCHMIDT-BAIER: blättrige Tetraederverknüpfungen.

Chrysotil schließt sich an die Hornblenden, Antigorit als Al-freies Endglied der Chlorite an diese an! (SCHMIDT-BAIER, S. 121.)

Auch Cr_2O_3-Gehalt geht fallweise in den Aufbau des Antigoritmoleküls ein und führt zu grün gefärbten Abarten — Chromantigorit, der sich wahrscheinlich dem Bildungskreis von Smaragdit anfügt.

E. WEINSCHENK [453] hat hauptsächlich an Venediger-Material die optischen Eigenschaften des Antigorits des näheren beschrieben und eine primäre Antigoritbildung, in Form orientierter Verwachsung von Antigoritblättchen mit frischem Olivin, sogenannten Gitterserpentin, unterschieden von nachfolgender sekundärer, wirrschuppiger Antigoritbildung. Neben beiden Serpentinabarten kann Chrysotil-Serpentinbildung mit Maschenstruktur bestehen.

H. TERTSCH [526] hat in Dünnschliffen des Serpentins vom Dunkelsteiner Walde, Niederösterreich, zwei feinfasrige Serpentinminerale angegeben, mit $n \geqq 1{\cdot}54$, $\gamma - \alpha = 0{\cdot}006 - 0{\cdot}010$, farblos oder ölgrün, ohne erkennbaren Pleochroismus. Der eine

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Serpentin mit γ in der Längsrichtung oder Spaltrichtung wird als γ-Serpentin bezeichnet, stellt den eigentlichen Chrysotil dar und ist meist schwächer licht- und doppelbrechend als der α-Serpentin, mit α in der Längsrichtung. Die Verbandsverhältnisse werden als Serpentin mit Maschenstruktur (γ-Serpentin in den Bändern, den α-Serpentin des Feldes umringend) und Serpentin mit Fensterstruktur (entgegengesetzte Anordnung) unterschieden.

F. ANGEL [372] gibt in seiner Studie über Stubachit und Stubachitserpentin vom Ganoz (bei Kals in Osttirol) eine Übersicht der petrographisch wichtigeren Serpentinabarten. Der Blätterserpentin (Antigorit), grobblättrig und feinblättrig (letzterer Feinantigorit genannt), hat $\mathfrak{a} \perp$ zur Blattfläche und Spaltung. Der grobblättrige Antigorit erfährt eine Unterteilung in Kluftantigorit, freien Fächerantigorit und Füllungfächerantigorit. Der Faserserpentin (Chrysotil) wird als Goldfaserserpentin mit $\mathfrak{c}$-Faserachse und gemeinen Faserserpentin mit $\mathfrak{a}$-Faserachse unterschieden. Unter Goldfaserserpentin oder eigentlichem Chrysotil reihen sich Kluftfaser, Rahmenfaser, Bastitfaser und Villarsitfaser. Der gemeine Faserserpentin gliedert sich in gemeine Kluftfaser und gemeine Rahmenfaser.

Die Verbandarten des Serpentins mit Olivin sind verschieden von jenen des Serpentins mit Pyroxen und ANGEL hebt hervor, wie auch der Verband mit Olivin wechselt, je nachdem durchbewegtes oder unversehrtes Olivingestein von Serpentinisierung betroffen wurde. Die Serpentinumwandlung des Pyroxens führt zu Bastit, der eine homoaxe Einlagerung von Bastitfaser in Pyroxenfaser darstellt. Die Feinantigoritbildung geht nach ANGEL gleichzeitig mit etwa vorhandener Chloritisierung vor sich: Feinantigorit ersetze die groben Antigoritblättchen, zu welchen er in ähnlichem Verhältnis stehe, wie Serizit zu Muskovit, die Feinantigoritisierung sei ein diaphtoritischer Vorgang. — Eine „Mottenform" des Antigorits hat F. ANGEL [378] von einem Lungauer Serpentin (Salzburg) beschrieben.

In der Genesis von Chrysotil und Antigorit bestehen nach F. ANGEL die Unterschiede: Chrysotil tiefenhydatogen, statische Metamorphose; Antigorit entweder über Chrysotil oder direkt aus Olivin unter dynamometamorphen Einflüssen entstehend, auch in mehreren Phasen am selben Gestein.

Die Pyroxenumwandlung in parallelfaserigen Bastitserpentin ergreift sowohl rhombische als monokline Pyroxene, folgt aber zögernd der Olivinumwandlung nach.

Von Tilisuna im Rhätikon hat F. ANGEL [360] Bastitpseudomorphosen nach Diallag beschrieben; Diallagabkunft verrät sich durch Einstreuung krümmeligen Epidots und durch röhrenförmige Einschlüsse, letztere für Diallag kennzeichnend, der auch seine Spaltbarkeit nach (100) an die Bastitpseudomorphose weitergibt.

JANDER W. und WUHRER J. [855 a]: Bildung der Mg-hydrosilikate stets unterhalb des kritischen Punktes von H_2O.

Von den übrigen Serpentinmineralien sind zu nennen:

Iddingsit, nach K. CHUDOBA [833] homogene Pseudomorphose eines braunen (braunroten) pleochroitischen, glimmerähnlichen Serpentinminerals nach Olivin, für welche hydrothermale Entstehung angenommen wird.

Bowlingit, (=Saponit) von RAMDOHR [772] als wasserhaltiges, zur Adsorption von Al_2O_3, Fe_2O_3, NiO neigendes Magnesiasilikat unter die Gele gestellt, von F. TUČAN [162] als Kristalloid genommen, mit blaßgelbem Pleochroismus, etwas stärkerer Doppelbrechung als faseriger Serpentin. PAVLOVIČ [124] nennt $n_\gamma - n_\alpha = 0{\cdot}025$ für Bowlingit vom Zlatibor-serpentin.

Villarsit, faserige Bastit-ähnliche Umwandlung des Olivins; nach ANGEL [372] $\mathfrak{a}$ = blaugrün, $\mathfrak{c} = \mathfrak{b}$ = hellgelb; während Bastit selbst Pyroxen als Muttermineral hat, farblos bis leicht pleochroitisch ist mit $\mathfrak{a}$ = hellblau bei grünem Stich, $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{c}$ = hellgelbgrün. — Ausnahmsweise fand ich Bastit von Orašje, Mazedonien: tiefgrün, kaum pleochroitisch.

Williamsit, nach L. W. FISHER [727] apfelgrün bis jadegrüne, durchscheinende Serpentinabart, fibrös, sehr ähnlich Antigorit, doch höhere Interferenzfarben; nach Enstatit gebildet? (Mineralogisch: Chrysotil).

Unter den z. T. schon als veraltet geltenden Namen von Serpentinabarten ist u. a. noch immer gebräuchlich:

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Pikrosmin, körnig-stengelig, sehr milde, H = 2·5—3, grünlichweiß bis schwärzlichgrün. (Chrysotilabart).

Pikrolith, kantendurchscheinend, härter als gewöhnlicher Serpentin, oft gestriemte Oberfläche. (Mitunter geht auch radialstrahlige Aggregierung von Serpentinmineralen unter diesen Namen, ANGEL-SCHARIZER [691]) (Antigoritabart).

Metaxit, Hart-Asbest, Halb-Asbest, büschelförmig, feinfaserig, stengelig; ein Chrysotil.

Schweizerit, wachsartige Serpentinabarten (Antigorit + Chrysotil Gemenge).

Eine einheitliche genetische Morphologie der Serpentinminerale ist noch nicht erzielt worden. Besonders Antigorit erscheint in stark veränderlicher Tracht seines Verbandes.

Die röntgenographische Untersuchung der Serpentinminerale fast aller Spielarten hat sich G. C. SELFRIDGE [889] angelegen sein lassen; die beiden Hauptarten Antigorit und Chrysotil zeigen unter X-Strahlen ähnliche Struktur, eine scharfe optische Trennung ist nicht möglich.

Welcher Art sind nun die Balkanserpentine, Chrysotilserpentine oder Antigoritserpentine, oder sind beide Serpentinarten vertreten?

Aus größerer Übersicht heraus wäre kurz zu antworten, daß im allgemeinen auch hier gilt: die Grundnote der Serpentinisierung wird für Balkan- und Anatolienperidotite von der Chrysotilbildung beherrscht, u. zw. für Serpentine des Kristallinverbandes so gut wie für solche in jüngeren Hüllserien. Darüber hinaus ist auch fallweise Antigoritbildung vorhanden; sie tritt — örtlich — stärker in Erscheinung in Ostbulgarien, wo Serpentine im Kristallinverband sowohl stärkere Durchbewegung als auch heftiger granitischer Durchdringung ausgesetzt waren. Antigoritbildung kann aber auch dort völlig fehlen, ist auch beispielsweise in anderen Serpentinen mit Kristallinverband, wie in jenen des S-Abschnittes vom Lojane-Chalkidike-ast der Vardarzone fast völlig abwesend.

Antigorit fehlt auch in den Raduscha-Jezerina-Serpentinen Mazedoniens, wo immerhin Schubweiten von einigen Kilometern in Frage kommen.

In einem vereinzelten Falle wurde im Dünnschliff eines Harzburgits aus dem Gebiete Letaj in Nordalbanien Blätterserpentin festgestellt, von dem Gestein bis auf Reste von Chrysotil völlig Besitz ergreifend, obwohl dieser Gesteinsausschnitt, mitten in Chrysotilserpentin geborgen, von keiner besonderen Durchbewegung ergriffen war (Photoabb. 30).

Im O der Merdita, im Gebiet von Kukes in Albanien war unter den Peridotitschliffen kein Antigorit nachzuweisen; auch dies spricht zugunsten der hier vertretenen relativen Autochthonie dieser Peridotitmassen — während L. KOBER für dieselben als Glieder der Abyssiden über 100 *km* Schubweite aus dem O in Anspruch nimmt. Wie weit Antigorit in Peridotiten der stark durchbewegten, ja sich teilweise in extremster Schuppenbildung befindlichen W-Zone der Merdita überhaupt zur Bildung gelangte, ist leider noch ungeprüft, der Hauptanteil der Serpentine ist auch hier nicht-antigoritisch.

Für die von mir untersuchten Ausschnitte der Peridotite Anatoliens, in Südanatolien und im Guleman-Abschnitt Hocharmeniens, tritt Antigorit völlig zurück.

Jüngere Serpentinphasen, darunter grobblättriger Kluftantigorit, sind nur vereinzelt auf den Balkanperidotiten zugegen.

Die experimentelle Nachahmung des Serpentinisierungsvorganges ist bisher noch nicht befriedigend geglückt.

F. G. WELLS [901] hat versucht, unter Anwendung von Drucken bis 218 Atm. und Temperaturen bis 370° C Olivin unter Einwirkung von Wasserdampf und anderen Lösungsmitteln (Na_2CO_3, NaCl, Na_2SO_4, K_2CO_3, KCl, K_2SO_4, Wasserglas, HCl, $MgCl_2$) zur Serpentinbildung zu veranlassen; zwar ging bei den Versuchen ein kleiner Anteil Olivin in Lösung, doch konnte keine Serpentinbildung nachgewiesen werden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Nachtrag: Siehe N. L. BOWEN und O. F. TUTTLE [704 a], bereits S. 388 und 498 Erwähnung getan.

Eine ständig wiederkehrende Beobachtung an Peridotiten, die von Serpentinisierung ergriffen sind, ist die Neubildung von Magnetit in diesen. Die Magnetitausscheidung nimmt zu mit ansteigendem Serpentinisierungsgrad, ist sie zuerst nur in den zentralen Kanälen der Chrysotiladern sichtbar, kommt es mit Vorrücken des Serpentinisierungsgrades zu einer allgemeinen Durchstäubung des Gesteins mit Magnetit. Gesteigerte Magnetitbildung ist naturgemäß dort zu erwarten, wo hoch doppelbrechender eisenreicher Olivin zu Zerfall kommt. In der Magnetitausscheidung wäre eher dafür Zeugnis zu erblicken, daß Serpentinisierung in der Regel doch über die Zwischenphase Olivin vor sich geht und weniger — wie ebenfalls mit einiger Begründung angenommen wurde — unmittelbare Serpentinauskristallisierung aus dem wäßrigen Schmelzfluß erfolge.

Ein weiterer Beitrag zur Magnetitneubildung in Serpentin kann aus dem teilweisen Kornzerfall von Chromit in der Metamorphose erwachsen (Photoabb. 36).

WEINSCHENK macht 1894 vom Venedigerserpentin aufmerksam, daß Magnetitneubildung und Antigoritsprossung zusammengehen.

Als mazedonisches Beispiel der reichlichen Magnetitneubildung sei der stärker serpentinisierte Anteil des Lojane-Peridotits hervorgehoben: Magnetit z. T. als Streuung von winzigen, scharf ausgebildeten Magnetitoktaederchen, u. d. M. für solche genommen, die manchmal auch in lockere Gruppen oder Strähne gehäuft sind und, einander berührend, eine der „chain structure" SAMPSONs [615] vergleichbare Anordnung besitzen; z. T. macht Magnetit die Erzschnur im Zentralkanal der Chrysotilklüfte aus.

Die allgemeine Durchstäubung mit winzigem neugebildetem Magnetit des hochserpentinisierten Peridotitgesteins von Tampadel in Schlesien hat kürzlich G. HORNINGER [507] beschrieben.

P. RAMDOHR [771] weist darauf hin, wie die Magnetitneubildung bei der Olivinumwandlung auch im Anschliffbild des Gesteins schön zu verfolgen ist.

Hornblendebildung in Peridotiten und Serpentinen.

Die Hornblendesprossung in Peridotitserpentinen scheint im einzelnen nicht überall die gleichen genetischen Voraussetzungen zu haben. Seit die Vorstellung Fuß gefaßt hat, daß autometamorphen Mineralbildungsvorgängen bei der Umwandlung der Peridotite in Serpentingestein eine wesentliche Rolle zukomme, die Serpentinisierung also als letzter Akt der Wirkkräfte des Peridotitmagmas selbst zu betrachten sei, herrscht das Bestreben, der Autometamorphose oder Autohydration auch noch mehr als die Umwandlung von Olivin in Serpentin aufzubürden. Vielleicht ist manchmal Gefahr, daß damit schon zuviel getan wird und diesem allzu bequemen Zuschieben von Mineralisation an die Autometamorphose Grenzen zu ziehen sind.

Für die Hornblendesprossung in Peridotitserpentinen wird zur Zeit ebenfalls häufig auf die Autometamorphose zurückgegriffen und es hat seine Gründe: einmal ist in der Tat nicht selten vorantigoritische Hornblendebildung nachzuweisen, oder es sind zumindest zwei Hornblendegenerationen da, deren eine, ältere, oft gefärbt, meist braun, noch mit Olivin zusammengeht, während die jüngere, farblos oder grün, postserpentinisch ist.

Hornblende und Antigorit sind voneinander unabhängig, zumindest bilden sie keine einander bedingende Paragenese. In der Regel steht Horn-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

blende vor der Antigoritphase und vielfachem Anschein nach auch vor der Chrysotilphase.

In ähnlichem Sinne hat sich L. W. FISCHER [727] ausgesprochen.

Für magmatische Bildung von Hornblende setzt sich O. ERDMANNSDÖRFER [721] ein, Zunahme der H_2O-Konzentration voraussetzend: die Bildung der Hornblende vollziehe sich ähnlich wie in solchen Fällen jene des Biotits, der an Berührungsstellen von Eisenerz und Plagioklas oder zwischen Hypersthen oder Diallag und Plagioklas zum Sprossen komme.

In Dunit und Dunitserpentin des Balkans, soweit diese wie sehr häufig in gering- oder nichtmetamorpher Form vorliegen — wenn von der mehr oder minder vorgeschrittenen Umwandlung zu Maschenserpentin abgesehen wird — ist Auftreten von Hornblende als steter Mineralgenosse der Magnesiasilikate über weite Räume nicht üblich. Wenn Hornblende auf Peridotiten als mitgesteinsbildend überhaupt in Erscheinung tritt — die Vorkommen sind nicht von großer Häufigkeit — so sind es ausnahmslos Pyroxenperidotite, welche Hornblenden führen; aber auch hier werden meist nur beschränkte Areale eines Pyroxenperidotitmassivs von Hornblendebildung betroffen. Für sich geschlossene primäre Amphibolperidotitmassive sind am Balkan meines Wissens nicht vorhanden.

Aus dem Chromerzgebiet Golemo-Kameniane in Ostbulgarien wurden eingangs — und 1938 schon durch W. E. PETRASCHECK [214] — Hornblende führende Peridotitserpentine geschildert, die sich in begrenzten Ausschnitten als weitgehend metamorphisierte, chloritisierte und talkisierte Pyroxenperidotite erweisen. Auch die tremolitische Hornblende ist hier teilweise einer Serpentinisierung verfallen. In der Fortsetzung dieses Serpentinzuges nach Thrazien bei Sinikli, ist stufenweises Sprossen von Hornblende bis zum Erfassen größerer Gesteinsbestände des Peridotits in allen Übergängen schön zu verfolgen.

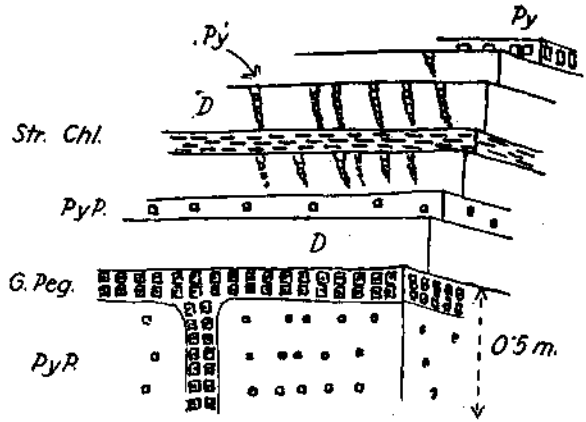


Abb. 140. Kleingeschichtete Peridotitgesteine im Bachaufschluß am Wege nach Hadziviran (Sinikli).

Im Blockdiagramm gezeichnet: *PyP* = Lagen von pyroxenarmem und pyroxenreichem Peridotit mit aufsprossender Hornblende, letztere öfters quergestellt zu den Bankungsrändern, *G. Peg.* = gang- und lagenartige Ausbreitung von hellem Gabbropegmatit; *D* = Dunit; *Str. Chl.* = zu Strahlstein-Chloritfels umgewandelte Lage von Pyroxenit, im Kern der Lage noch teilweise Pyroxenit erhalten (selektive Metamorphose); *Py* = Pyroxenit, Py^1 = in Streifen gereihte Pyroxenanhäufungen, eine Querabsonderung andeutend.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Den Peridotitserpentinen dunitischer und pyroxenperidotitischer Abkunft der Vardarzone und des oberen Lepenactales ist Hornblende als gesteinsbildendes Mineral fremd. Vorkommen von Smaragdit, der hellgrünen Hornblende, meist zusammen mit Kämmererit und nachbarlich zu Chromerzausscheidungen, sind an örtliche Entstehungsbedingnisse geknüpft, auf die noch zurückgekommen wird.

Aus der Peridotitmasse des Ibartales hat W. HAMMER [25] einen Lherzolith beschrieben, der neben vorwaltenden Bronzit, wenig diopsidischen Pyroxen, auch eine geringe Menge farbloser Hornblende enthält; in einem Einzelfalle ist diese Hornblende rhombisch-Anthophyllit; flaseriger Serpentin inmitten dicker Bänke von massigem Peridotit ist Hornblende führend. (Ähnliche Erscheinungen von selektiver Metamorphose konnte ich auch im Sinikli-Serpentin, Thrazien, beobachten.)

Derselben Peridotitmasse gehören die Serpentinvorkommen in Nähe der Magnetitlagerstätte Suva Ruda an, an der O-Seite des Ibars gelegen. Hier tritt man aus einem normalen, Pyroxen führenden Peridotitserpentin fast ohne Übergang über in einen Hornblende führenden Serpentin, dessen Hornblendenadeln, mehrere Zentimeter lang, gleichmäßig doch in regelloser Richtung gestreut, mit ihren glänzenden Spaltflächen an den Felsenaufschlüssen weithin glitzern. Verschiedenartigkeit der tektonischen Beeinflussung beider Peridotitserpentine ist kaum nachweisbar, wohl aber grenzen die Hornblendeserpentine an ausgedehnte Durchbrüche jungvulkanischer Gesteine.

Die benachbarte Peridotitmasse des Zlatibor führt vereinzelt Hornblende als Gesteinsbestandteil (W. HAMMER [25]). St. PAVLOVIČ [124] setzt die Amphibolbildung in Zlatiborserpentinen in gleiches Zeitgeschehen wie die Serpentinisierung, die Autopneumatolyse vertretend.

Schon frühzeitig hat KISPATIČ [81] Hornblende führende Peridotitserpentine aus Bosnien bekannt gemacht: der Lherzolith aus dem Bach Ljutschica in der Kozara Planina ist ein lagig streifig zusammengesetztes Olivin-Pyroxengestein; dunkle Olivinstreifen wechseln mit hellen Pyroxenlagen im Handstück. Bei geringer Serpentinisierung des Olivins finden sich unter den Pyroxenaggregaten regelmäßig Körner eines Amphibols (Pleochroismus schwachgrün bis blaßgelblichrot) mitunter mit allmählichen Übergängen zu Pyroxen. Aus Dubostica werden Aktinolithserpentine beschrieben — auch hier an Lherzolithe grenzend — deren Aktinolith in Umbildung zu Blätterserpentin steht. Übergänge zu Feldspat führenden Hornblendeschiefern sind hier bemerkenswert.

Die von WIJKERSLOOTH [360] berichtete Beobachtung, daß Chrom-Hornblende, Smaragdit, auf der Chromitlagerstätte Guleman in Ostanatolien den Chromit korrodiere, wird vermutlich dahin zurückzuführen sein, daß aus Pyroxen hervorgegangener Smaragdit die bereits von Pyroxen an Chromit geleistete Verdrängung abbildet.

Aus den alpinen Vorkommen hat WEINSCHENK schon vor 50 Jahren Hornblendeserpentine aus dem Venedigergebiet des näheren bekanntgemacht. Er betont die mangelhafte kristallographische Endausbildung der aufsprossenden Hornblenden, sowie ihre häufige Kataklasstruktur und findet sie eingeschlossen nur in den stark umgewandelten Peridotiten.

Weiters sind die Hornblende- bzw. Karbonat-Hornblende-Serpentine der Gleinalm in Steiermark von F. ANGEL [370] eingehend untersucht worden. Hier liegen, eingespannt in eine Kristallinserie mit reichlich Kalklagen, typisch metamorphe Gesteine vor, als Ergebnis von Stoffwechsel unter Einfluß eines jüngeren Granodioritdurchbruches, wobei neben Hornblende noch Epidot, Zoisit und Diopsid gebildet wurden. — In nördlicher Fortsetzung, im wenig oder nicht metamorphen Peridotit von Kraubath hat E. CLAR [394] Kristallnadeln des Tremolit mit zugespitzten Enden neben spärlich Epidot eingebettet in Olivinserpentin mit Fensterstruktur beobachtet, bei Fehlen von Antigorit.

In den Ötztaler Alpen fand W. HAMMER [408] in Olivin sprossend Stengelwerk von blaugrünem Amphibol; Pyroxen erweist sich mit Amphibol verwachsen und auch randlich in solchen umgewandelt.

Auf den weitgehend metamorphen karelischen Serpentinen Finnlands ist Amphibolbildung häufig. HAAPALA [492] erkennt die Hornblende, hervorgegangen sowohl sekundär durch Umbildung aus Pyroxen als auch als unmittelbare Neubildung durch Ca- und SiO_2-Zufuhr von außen. Der Hornblendeserpentin nimmt die Außenränder der Serpentinlinsen ein. Soweit es rhombische Hornblende, Antophyllit, ist, ging diese hauptsächlich aus Enstatit hervor. Serpentinpseudomorphosen nach Hornblende ähneln Bastit — wie mir dies auch in Schliffen von Ostbulgarien bemerkenswert erschien. Die Amphibolsprossung in den karelischen Serpentinen verlegt HAAPALA vor den Serpentinisierungsakt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

In der Mehrzahl des Auftretens zeigt sich Hornblendebildung in Serpentinen des Balkans als Phänomen der Dynamometamorphose und der damit verbundenen Stoffwechselerscheinungen; in einzelnen Fällen kann als Impuls auch benachbarter Vulkanismus und von ihm ausgehende Lösungsdurchtränkung in Verdacht geraten. Epidotbildung kann gleichzeitig dem Amphibolsprossen sich hinzugesellen, tritt aber stark zurück. Maßgebend für ein regionales Durchsetzen des Serpentins mit Hornblende (und Epidot) ist ausreichende Ca- und SiO_2-Zufuhr, der Ca-Bestand des Pyroxens reicht hiefür in der Regel nicht aus. Kalkmassen innerhalb des engeren Rahmens der Serpentinhüllgesteine sind fast überall reichlich vorhanden. In bezug auf tektonische Beeinflussung zeigt sich Hornblende sowohl vortektonisch gebildet und kataklastisch zerlegt als auch in anderen Fällen posttektonisch gebildet, unversehrt.

Die über örtliche Hornblendesprossung hinausgehende, im Serpentin fallweise gleichmäßig verteilte Hornblendebildung noch in den Hauptserpentinisierungsakt einzubeziehen, sie also noch der magmatischen Phase zuzuordnen, finden sich am Balkan und in Kleinasien keine ausreichenden Belege: in relativ frischen Peridotitgesteinen, die mit Ausnahme von Maschenserpentinbildung keine sonstigen Metamorphoseeinflüsse zeigen, fehlt eine regionale Hornblendebildung. Soweit Hornblende eines späteren Metamorphoseaktes noch der Serpentinumwandlung unterlegen ist, dürfte es sich um ausklingende Serpentinisierungsphasen jüngeren Datums handeln.

Anders steht es mit der örtlichen Hornblendebildung, oft in Form der grasgrünen bis smaragdgrünen Aktinolithabart Smaragdit. Häufig werden Pyroxenite von der örtlichen Umwandlung zu Hornblende betroffen, die schlierenartig in Begleitung von Chromitausscheidungen inmitten fast frischer Peridotite aufsetzen. Der Übergang von Pyroxen zu Smaragdit liegt in allen Stadien vor, oft auch begleitet von einer teilweisen Veränderung des Smaragdits in Chromchlorit, Kämmererit. Ausgezeichnete Beispiele dieser Art liefert u. a. das Chromitvorkommen Ostrovica bei Jezerina, Mazedonien. Vielfach stecken in Smaragdit, neben Pyroxenresten, die vom Umwandlungsprozeß nicht betroffenen Chromitoktaederchen, scharf ausgebildet wie Neubildungen, doch noch mit Buchten und Abrundungen versehen, die sie von der ursprünglichen Pyroxenkorrosion empfingen. Zusammenhänge mit Dynamometamorphose, etwa Störungsnähe, sind kaum mit Sicherheit aufzudecken. Vermutlich ist diese Umbildung noch gleichzeitig mit der autometamorphen Serpentinisierung erfolgt und machte sich unter Umständen die bereits erwähnte Wasseraureole um Chromitzusammenballung zunutze; Anzeichen miarolithischer Hohlraumbildung, besonders bei grobkörniger Pyroxenausscheidung um Chromit, etwa Wasserdampf erfüllt gewesen, sind fallweise vorhanden.

Kein Hinweis über die genetische Stellung, ob automorph oder durch jüngere Metamorphose bedingt, ist aus der Untersuchung von E. HARBICH [57] über einen chromhaltigen Smaragdit von Veles in Südserbien zu entnehmen: smaragdgrün, teils feinfaserig, aber auch in Form des Diallags, tritt dieser Smaragdit in Begleitung von Chromeisen und Magnesit in Form von Adern in Serpentinen auf; seine Analyse lautet: 49·74% SiO_2, 0·40 TiO_2, 8·7 Al_2O_3, 2·3 Cr_2O_3, 3·07 Fe_2O_3, 20·44 MgO, 13·32 CaO, 0·04 MnO, 1·20 Na_2O, $H_2O+1·52$; oder 2·3 Cr_2O_3, 14 $MgSiO_3$, 8 $CaSiO_3$, 5 Mg $(AlCr)_2SiO_6$, 2 $Na_2Fe_2Si_4O_{12}$.

Der Na-Gehalt des Smaragdits ist beachtlich, der Cr-Gehalt meist unbedeutend. Auch F. ANGEL betont am Beispiel von Mixnitz in Steiermark [387] den bedeutenden

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Glaukophananteil im Smaragdit, der 0·5—1·5% Na_2O enthält. — Dies spricht ebenfalls zugunsten Smaragdbildung in der endmagmatischen Phase, wohin auch Alkali Zuflucht genommen hat.

Bedingnisse für Smaragditbildung scheinen besonders dort sich einzustellen, wo pneumatolytische Faktoren mitwirkten: Autopneumatolyse — diese dürfte für die Vorkommen von Ostrovica—Jezerina bestimmend gewesen sein —, Gabbropegmatitbereiche in Peridotit, granitische Durchdringung desselben.

Für Chromdiopsid in Begleitung von Chromchlorit — Smaragdit wird nicht erwähnt — Uwarowit, Magnetkies, Pentlandit in fast unverändertem Peridotit der Halilowsky-Chromitlagerstätte im Südural haben A. G. BETEKHTIN und S. H. KASHIN [530] die Auffassung als pneumatolytische Paragenese des Peridotitmagmas vertreten.

Granitische Metamorphosen haben, wie ich vor Jahren für Lojane [64] zeigte, eine ähnliche Zielsetzung.

Für die auf kleinasiatischen Serpentinen zu beobachtende Smaragditisierung der Pyroxene verficht auch WIJKERSLOOTH [362] die Autopneumatolyse.

In Parallele mit der Autometamorphose der Peridotitgesteine werden heute jene Umwandlungsvorgänge auf den ihnen verwandten Gesteinsreihen der Gabbros und Diabase gestellt, welche als Saussuritisierung, Uralitisierung, z. T. auch Skapolithisierung, Prehnitisierung, Chloritisierung, Epidotisierung, früher als der Dynamometamorphose entstammend betrachtet wurden. Das Nebeneinander von verändertem und unverändertem Gestein bei gleichem, mechanisch unversehrtem Gefüge bestärkt auch für diese Umbildungsprozesse die Vorstellung autometamorpher Vorgänge. Ganz allgemein scheint also bei basischen Gesteinen dem bei der Eruption selbst mitgebrachten H_2O eine bedeutende Rolle noch innerhalb des Erstarrungsvorganges zuzukommen, während bei den sauren und halbsauren Gesteinen Umwandlungsvorgänge in ähnlicher Richtung doch erst dem eigentlichen Erstarrungsvorgang nachfolgen, das Hochreißen der Dämpfe erst geschieht, nachdem das Magma bereits erstarrt war und der verfestigte Gesteinskörper bereits eine zarte postmagmatische Tektonik aufnehmen konnte.

Für die Wasseraufnahme des Diabasmagmas wird allerdings auch dessen submarine Effusion in Anschlag gebracht. Ähnlich hat sich ja F. KOSSMAT zugunsten submariner Peridotite ausgesprochen und versucht, daraus den Kieselreichtum der Kieselschiefer-Hornstein-Schichten abzuleiten.

Saussuritisierung des Gabbros, die in der Zersetzung des Kalknatron-Feldspates unter Beibehalt seiner Kristallform zu Zoisit-Epidot und Albit besteht, mitunter bei gleichzeitiger Hornblendeumwandlung, Smaragditisierung der Pyroxene, ergreift Gabbromassive ausschnittsweise, ohne Zusammenhang mit Gebirgsbewegungen. Ähnliches sehen wir auch auf Balkanhalbinsel und in Anatolien.

Uralitisierung, von der außer Gabbro besonders der Diabas erfaßt wird, verwandelt letzteres Gestein im extremen Fall zu einem dichten Gesteinsfilz aus feinstrahliger Hornblende (Uralit) und Chlorit als Ergebnis endmagmatischer, pneumatolytisch-hydrothermaler Mineralisation. Uralit-Diabase haben auch auf der Balkanhalbinsel ihre Verbreitung.

Bei Skapolith-Gabbro, wo der Plagioklas in Skapolith übergeht, ist häufig die Verbindung zu apatitreichen Restschmelzen (Norwegen) gegeben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Skapolith auf Balkangabbros und -amphiboliten ist selten. Aus Bosnien meldet ihn vereinzelt KISPATIĆ [81]; ERDMANNSDÖRFER und LEUCHS [41] haben ihn in Amphiboliten der Bandschieferserie des Lojane-Chalkidike-astes gefunden. Von Kleinasien hat WIJKERSLOOTH [362] Skapolith aus verändertem Gabbropegmatit angeführt.

E. V. SHANNON [680] schreibt Skapolithbildung in Diabas, welcher im Staate Virginia, USA., Trias durchbricht, hydrothermalen Folgewirkungen der diabasischen Eruption zu.

2. Vorgranitische bis granitische Regionalmetamorphose.

Die mit der Tektonik in Verbundwirkung stehende regionale Metamorphose ergreift die Serpentine des Balkans und Kleinasiens in wechselndem Ausmaß; im allgemeinen erreicht die Umprägung, von der mehr oder weniger vorgeschrittenen Serpentinisierung abgesehen, im Durchschnitt einen geringen Grad, sie geht zumeist über Erscheinungen der Metamorphose oberer Tiefenzonen nicht hinaus, im Endprodukt bleibt es meistens bei Bildung von Serpentiniten leichten Umwandlungsgrades. Häufig und auffällig ist der Metamorphoseunterschied zwischen Rändern — wo oft nur allein von Serpentinit zu sprechen ist — und Kern der basischen Massive.

Durchgreifende tiefverlagerte Regionalmetamorphose, völliges Verwischen von ursprünglichen Mineralbestand und Gesteintextur eines geschlossenen ultrabasischen Massivs, kommt am Balkan überhaupt nicht zustande. Olivin ist an sich ein hochfeuerfestes Material und von der idioblastischen Reihe kristalliner Schieferbildung her gesehen, im Sinne von H. STRUNZ [810] auch ein Mineral hoher Formenenergie, weil sein Gitter aus selbständigen SiO_4-Tetraedern besteht — mit P. ESKOLA unter die „Edelsilikate" zu stellen.

Peridotitgesteine wehren sich lange, kristalline Schiefer zu werden. Z. T. ist dies bedingt durch den auch unter hohen P-T-Bedingungen widerstandsfähigen Mineralbestand der hochbasischen Gesteine, in mechanischer Hinsicht sind die der Dynamometamorphose ausgesetzten Ultrabasite häufig durch eine die Durchbewegung und Metamorphose aufsaugende Hüllzone geschützt. Diese Hüllzone ist entweder schon in der Hauptsache primär als besondere Grenzfazies vorhanden, die nach Mineralbestand und Struktur besser geeignet ist wie der massige Peridotit sich dynamometamorphen Einflüssen anzupassen; oder die Hüllzone bildet sich erst im Laufe der tektonischen und metamorphisierenden Einwirkungen und besteht oft in nichts anderem als in einer randlichen Entwicklung von stark durchschieferten, mitunter zu Antigorit umkristallisierten Serpentinstreifen. Als petrographisch besonders gekennzeichnete Hüllzone primärer Natur kommen insbesondere pyroxenitische und gabbroide Gesteine in Betracht, die durch Umwandlungserscheinungen, durch günstige Einschlichtbarkeit ihres Mineralbestandes mit einer vorherrschenden leistenförmigen Komponente besondere Eignung für die Aufnahme von Dynamometamorphose erlangen können.

Hieher sind auch die amphibolitischen und eklogitischen Hüllzonen der Peridotite zu stellen, deren Natur: ob sie tatsächlich immer nur metamorphen Gabbro und Pyroxenit vorstellen oder nicht doch darunter auch fallweise primäre Gesteinsanpassung während des Erstarrungsvorganges verkörpern — noch keine einheitliche Auffassung gefunden hat.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und welche Fragen wohl auch im Einzelfalle immer von neuem zu lösen sein werden.

In den hochmetamorphen Gesteinsserien der nordischen Länder, von Schweden, Norwegen bis Grönland, spielen Amphibolit und Eklogit nach H. BACKLUND [693] ausschließlich die Rolle eines Tektonits. Der Eklogit tritt dort nicht selten auch für sich auf, ohne gerade immer mit anderen hochbasischen Felsarten gepaart zu sein. Seine Entstehung deutet Backlund aus stufenweiser Metamorphose ursprünglich basaltischer Ergußgesteine (hiezu Diabas, Spilit): über Grünsteinbildung-Amphibolit-Granat amphibolit-Eklogitamphibolit wird schließlich unter fortschreitender Tektonisierung und Mitwirkung wiederholt aufsteigender Migmatitfronten das Eklogitstadium erreicht.

Die Tektonisierung mache bei der Bildung von B-Tektoniten — mit Stengelwerk Amphibol senkrecht zur Druckwirkung — nicht Halt, sondern bringe es bis zu A-Tektoniten mit druckparallel angeordneten Amphibolnadeln. Der Granat erweist sich nach BACKLUND als brauchbarer Indikator für die verschiedenen Etappen der Metamorphose, im Zuge derselben kristallisiert er mehrfach, verliert hiebei seine Einschlüsse, wird kalkärmer, ordnet sich häufig zu Zeilen, aus Almandin wird Pyrop.

Für die Balkanperidotite und die mit ihnen auftretenden eklogitischen Gesteine läßt sich eine so durchdringende Metamorphose nicht ableiten; auch wo Eklogit den Peridotit begleitet, ist fast immer auch noch Diabas in wenig metamorpher Ausbildung zugegen und als solcher beständig gewesen.

Zu dem Phänomen metamorpher Grenzfelsbildung an Peridotitgesteinen treten ferner noch jene Kalksilikatfelse, die F. ANGEL unter dem Begriff Serpentinreaktionsgesteine oder Serpentinhofgesteine zusammengefaßt hat. Auch die Ophicalcitbildungen sind hier einzureihen.

Unter dem Schutze einer solchen gleichsam als chemischer und mechanischer Puffer wirkenden Hüllzone kann sich mitunter die Hauptmasse des Peridotits unversehrt, kaum Kataklase zeigend, noch mit völlig plutonischem Gesteinscharakter bewahren.

Amphibolit und Eklogit in Begleitung der Peridotitgesteine.

Für Balkanperidotite ist die Verbindung mit Amphibolit besonders in Form als Grenzamphibolit zu seinem eigentlichen Hüllgestein eine verbreitete Erscheinung, die kaum einem basischen Massiv fehlt. Granat führend, Feldspat führend, als auch monomineralisch, durchlaufen die Amphibolite verschiedene Typen. Eklogitische Amphibolite sind seltener, echte Eklogite recht rar, auch dort wo hochkristalline Verbandsgesteine vorliegen.

Im Abschnitt II, S. 341 wurden die Bildungsfragen Amphibolit und Eklogit von etwaigem Anteil magmatischer Entstehung her gestreift, auf die dort zum Ausdruck gebrachten Bildungsansichten von ESKOLA und BACKLUND sei hier nochmals verwiesen.

F. ANGEL, dem die Geologie und Petrographie der Serpentingesteine wesentliche Fortschritte und Klarstellungen verdankt, hat in seiner Arbeit über den „Kraubather Olivinfels- bis Serpentinkörper als Glied der metamorphen Einheit der Gleinalpe", Steiermark [382], die metamorphen Glieder der basischen Gesteine und ihre Begleiter den ursprünglichen Gesteinen gegenübergestellt. Nach ihm wären die gemeinen Amphibolite der Serpentingesellschaft aus issitischen Gabbros, die Plagioklasamphibolite ± Granat, Zoisit, Epidot aus Gabbros bis Noriten, die Plagioklas vormächtigen Amphibolite aus ossipitischen Gabbros, die anorthositischen Amphibolite aus anorthositischen Gabbros entstanden.

Die Paraamphibolite der Hüllserien und die oben genannten Orthoamphibolite können sich manchmal, wie F. ANGEL hervorhebt, völlig gleichen, auch keine chemische Unterscheidbarkeit besitzen; gewöhnlich sei aber das Gefüge entscheidend: in den Paraamphiboliten verrät sich der Sedimentcharakter durch metamorphe Feinschichtung, etwa durch lagenweisen Wechsel von (Quarz-)Kalkspat mit Hornblende und Epidot — während die Orthoamphibolite gleicher Zusammensetzung nur tektonische

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Kornsortierung, Streifen mit verschiedenen Mineralmengenverhältnissen aufweisen. Sind beide, Para- und Orthoamphibolite kornsortiert, ist nach F. ANGEL eine petrographische Unterscheidung nicht möglich, hier gibt der Feldbefund, etwaiger Zusammenhang mit gabbroiden Entwicklungsreihen den Ausschlag.

Das Peridotitmassiv von Kraubath in Obersteiermark ist, ähnlich zahlreichen balkanischen Serpentinvorkommen, gegen seine Kristallinunterlage durch einen Amphibolitgürtel abgeschlossen; an Störungsrändern trennt ein schmaler Antigoritstreifen die Kristallinhülle von dem fast frischen Peridotitkern. (Siehe auch S. 418.)

E. CLAR [395] betrachtet diesen Amphibolit als metamorphe Randzone der Peridotitmasse. Nach F. ANGEL ist dieser Amphibolit auf eine gabbroide Randzone zurückzuführen, die Metamorphose wird für das gesamte Gleinalm-Gebiet als bedingt zweiter Tiefenzone alpiner Amphibolitfazies betrachtet.

In Oppenberg nordwestlich Kraubath ist ein Amphibolitgürtel, verstärkt durch Granatamphibolit und Amphiboleklogit, als schmale Randzone des teilweise antigorisierten und hornblenditisierten Serpentins zu unterlagerndem Kristallin in Hochgebirgslage besonders schön und eindringlich erschlossen. Granitische Durchdringung ist eng benachbart.

Frischer Eklogit findet sich auch inmitten des Oppenberg-Serpentins, allerdings dort nur in einem Streifen dicht gestreuter Rollblöcke. H. P. CORNELIUS Verh. G. B. A. 1939 und H. WIESENEDER [457] haben sich mit den geologischen und petrographischen Verhältnissen von Oppenberg, die auch mir durch eigene geologische Kartierung näher bekannt sind, eingehender beschäftigt. H. WIESENEDER, ausgehend von Oppenberg, spricht aus, daß die Rindentiefe allein für die Ausprägung eklogitischer Gesteine nicht maßgebend sei, er faßt die Eklogite, die auch Hornblende als primären Bestandteil enthalten können, nicht mehr als kristalline Schiefer, etwa Paraschiefer der Katazone auf, sondern als mehr minder metamorphe Differentiationsschlieren des Olivinfelses. (Siehe auch Abschnitt II, S. 341.)

Auch F. KÜMMEL [422] findet unter den basischen Tiefengesteinen der Zentralalpen Eklogitamphibolit zusammen mit Amphibolit von sicherer Gabbroabkunft und hält Eklogit für ein metamorphes Erstarrungsgestein.

W. HAMMER beschreibt aus dem noch Olivin führenden Peridotitserpentin der mittleren Ötztaler Alpen [408] echte „Gangeklogite".

Eine Anzahl von Eklogitvorkommen im Kristallin der Ostalpen geht ja auch ohne Serpentinbegleitung einher (H. WIESENEDER).

Schon frühzeitig hat M. KISPATIĆ [81] auf das gleichzeitige Nebeneinander von Eklogit und Gabbro in den bosnischen Serpentingebieten bei Dubostica hingewiesen.

Im Peridotit der Borja planina bei Maglaj in Bosnien taucht Eklogitamphibolit schlierenartig ohne jegliche Störungsanzeichen inmitten fast frischen Pyroxenperidotits auf, aber auch fallweise seine Hülle bestreitend.

Es bleibt nun für Kraubath stets auffällig und kehrt ähnlich auch für manche Balkanverhältnisse wieder, daß der Kern des Peridotitmassivs, durch Amphibolitrandzone oder durch den erwähnten Antigoritstreifen geschützt, frisch, ohne oder fast ohne metamorphe Prägung vorliegt — auch der Dünnschliff erweist keine solche oder fallweise nur spärliche Anzeichen davon. Die verschiedenen Gesteinsdifferentiate sowie die Chromerze der Kraubather Lagerstätten zeigen dasselbe ursprüngliche, fast unveränderte Gesteinsbild im Handstück und im Dünnschliff, wie es Balkanperidotite und ihre Chromerzlagerstätten in der Regel aufweisen. Man müßte also für Kraubath annehmen, daß unter dem zweifachen Panzer, amphibolitisch umgeprägtem Randgabbro und Antigoritzone, welche die Metamorphose und Durchbewegung auffingen, der Kern des basischen Massivs unter P-T-Bedingungen der zweiten Tiefenstufe keine Veränderung zu vollführen brauchte.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Balkanperidotite sind überwiegend, wenn auch nicht überall mit einem Amphibolitgürtel versehen oder mit Amphiboliten vergesellschaftet anzutreffen, z. T. mag die Trennung von Amphibolit auch auf Abscherung während Bewegungsvorgängen zurückzuführen sein. Oft bildet nur eine glitschigschieferige Serpentinausbildung, nicht einmal eine richtige Antigoritzone den Abschluß des Serpentinmassivs gegen seine Umhüllung. Die Antigoritzone kann hinwiederum fehlen, wo ein regelmäßig ausgeprägter Amphibolitgürtel entwickelt ist.

An den 15—20 *m* mächtigen Amphibolitstreifen von Jezerina-Ostrovica im Lepenactal, Mazedonien, der mit erstaunlicher Regelmäßigkeit die verschiedenen Serpentinkuppen umwallt, schließt vermittels schmaler verschieferter Serpentinzone sofort der massige, wenig veränderte Peridotitfels an. Der meist plagioklasarme bis -freie Amphibolit besitzt keine streng ausgerichtete Schieferungsebene, das Stengelwerk der schwarzbraunen bis grünen aktinolithischen Hornblenden ist nur grob parallel den Grenzflächen eingeschlichtet.

Solche Amphibolitzonen werden am Balkan auch dort beobachtet, wo neben Amphibolit wenig metamorpher, ja oft ganz frischer Gabbro auftritt, ohne daß etwa tektonische Verhältnisse erkennbar wären, die auf eine Bewegungsphase von Bedeutung zwischen Peridotit und Gabbro oder zwischen Gabbro und Amphibolit schließen ließen. Die Vorkommen von Amphibolit neben Gabbro in der Chromerz führenden Peridotitzone von Dubostica in Bosnien seien hiefür aus einer Reihe von Beispielen herausgegriffen.

Amphibolite, insbesondere feldspatfreie Amphibolite werden auch eingeschlossen in nicht metamorphem Peridotitserpentin angetroffen, ohne daß zwischenliegend Störung oder Differentialbewegung ersichtlich wären. Auch diese Amphibolite können Stengelschlichtung in eine Art Schieferungs- oder Pressungsebene zeigen, dies ist es ja auch, was ihnen vor allem das Aussehen von kristallinen Schiefern verleiht. Beispiele sind unter andern die Hornblendefelsbildungen inmitten des mäßig serpentinisierten und kaum gestörten Peridotits von Čašak und Gorance zwischen Vardar- und Lepenactal in Mazedonien, ähnliches bei der Grube Barbara nächst Soufflion in Thrazien, in Bosnien usw.

Für das Gebiet des Zlatibor in Westserbien sind HAMMER und AMPFERER [25] ebenfalls zur Vorstellung gelangt, daß die Amphibolite irgendwie in Beziehung zur Grenze des Peridotits stehen müssen, ohne sich bestimmt für gabbroide Abkunft der Amphibolite auszusprechen.

O. AMPFERER weist als etwas widersprechend für Randfazies darauf hin, daß sich am Zlatibor häufig Phyllit zwischen Amphibolit und Serpentin einschiebe. Ähnliches zeigt sich auch in Mazedonien, wo ebenfalls Gneiskeile zwischen Amphibolit und Peridotit hineindrängen, überall sind aber hier nach meiner Einsicht erhöhte Störungsvorgänge klar ersichtlich, die vermochten, in das sonst gute Verhaftetsein Amphibolit-Peridotit eine Trennungsfuge zu legen.

W. HAMMER meinte sich gegenüber den Zlatiboramphiboliten der Erklärungsweise ihrer Entstehung nach Art selektiver Metasomatose zuwenden zu müssen: er erörtert die Möglichkeit, die Amphibolite seien durch Kontakteinwirkungen von Seite Peridotit auf Grünschiefer seiner paläozoischen Verbandsgesteine hervorgegangen; während alle Schiefer vortektonische Kristallisation aufweisen, überdaure nämlich die Kristallisation der Amphibolite die vorhandenen Deformationen. — Mag posttektonischer Abschluß der Kristallisation des Amphibolits auch in weitem Maße allgemein zutreffen, so findet sich doch für die übrige Auffassung W. HAMMERs in der Frage der Amphibolitentstehung kein Widerhall, vieles spricht dagegen.

KISPATIČ [81] hat schon 1900 eine Anzahl Amphibolite in Begleitung der bosnischen Serpentinzone als syngenetisch-primäre Glieder

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der Peridotit-Gabbro-Diabasgruppe betrachtet, sich aus Lagerungsverhältnissen und petrographischem Befund heraus mit einer besonderen Stellung dieser Amphibolite als hochkristalline Schiefer nicht abgefunden.

Auch die großen Fortschritte seit 1900 in der Erkenntnis der Bildungsweise kristalliner Schiefer haben noch keine endgültige erschöpfende Klarstellung aller Bildungsmöglichkeiten von Amphiboliten gebracht und immer wieder werden Beobachtungen mitgeteilt, welche Amphibolite der basisch-ultrabasischen Gesteinsserie nicht stets als Produkt metamorpher Prägung von gabbroiden oder pyroxenitischen Gesteinen auffassen lassen, also in Amphiboliten nicht immer und ausschließlich kristalline Schiefer sehen, sondern auch die Möglichkeit primär-magmatischer Entstehung von Amphibolit nicht von sich weisen.

Beispielsweise beschreibt H. C. HORWOOD [658] von der Nickelgrube Choate in Britisch-Columbia ein Vorkommen von Hornblendit, der intrusiv in paläozoische Schichten eindrang; der Hornblendit besteht fast zur Gänze aus Hornblende, ganz wenig Hypersthen, Magnetit, Chromit und Sulfide, nur örtlich ist etwas Augit und basischer Feldspat zugemischt.

Ähnliche Gründe, welche F. KÜMMEL [422] veranlassen, Eklogit und Gabbro in den Bildungsbedingungen gleichzustellen („Es ist jedoch überaus unwahrscheinlich, daß ein Teil einer basischen Masse so stark umgeprägt worden wäre, während der andere keine Spur einer Umbildung zu Eklogit zeigt"), liegen auch der Frage nach dem Verhältnis Amphibolit und Peridotit zu Grunde.

Drückt sich F. KÜMMEL hinsichtlich Altersfrage der alpinen Amphibolite noch unsicher und vorsichtig aus, so ist Orthit mit pleochroitischer Hofbildung in Grenzamphibolit von Balkanperidotiten — im vorigen Abschnitt, die Altersfrage der Serpentine betreffend, am Beispiel Jezernia—Ostrovica, Mazedonien, vorgeführt — u. a. für die Balkanperidotite als Fürsprecher permokarbonen Alters genannt worden.

Die verbleibende Unsicherheit in der Amphibolitfrage geht auch aus der knappen Ausführung von P. ESKOLA [694] 1937 hervor, wo hinsichtlich der Metamorphite aus Peridotit Bezug genommen wird:

(S. 402): „Die Pyroxenfelse stehen zu den Pyroxeniten im selben Verhältnis wie die Olivinfelse zu den Duniten. Die Amphibolschiefer kann man in gewissen Fällen ebenso gut mit den Hornblenditen vergleichen. Wenn sie überhaupt magmatischer Herkunft sind, sind sie wahrscheinlich meistens schon primär geschiefert worden."

H. M. HUBER [416 c], in einer Arbeit aus 1943 u. a. auch die Genesis der Amphibolite des Gotthardmassivs, Schweiz, behandelnd, hebt S. 226 hervor: „Wesentlich für die Entscheidung der Entstehungsweise der Amphibolite werden immer die Lagerungs- und Verbandsverhältnisse sein."

Jedenfalls führen eine Reihe balkanischer Peridotitzonen mit Amphibolitgürtel zur Auffassung, daß in diesen Amphiboliten nicht stets ein hochmetamorpher Gabbro oder Pyroxenit vorliegen muß, sondern in gewissen Fällen ursprünglich-magmatischer Hornblendit eine mäßige metamorphe Prägung erhielt und so als Amphibolit zu bezeichnen ist. Die Entstehung von Hornblendit ist vorwiegend an Randzonen eines Peridotitmagmas ermöglicht worden, ob es nun an kalkiges oder nichtkalkiges Gestein angrenzte, anscheinend bestand aber doch bereits im Aufstiegsweg aus Wechselwirkung mit dem Nebengestein SiO_2- und CaO-Zufuhr, überdies hielt die Randzone der basischen Masse wahrscheinlich auch größere reaktionsbereite Wassermengen gebunden als der Kern.

In welcher Richtung sich immer die genetische Deutung der mit Peridotit verbundenen Amphibolite der Balkanhalbinsel in Zukunft bewegen wird, so ist in die Schlußbildungen eine Reihe auffälliger, stets wieder-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

kehrender feldgeologischer Tatsachen einzubauen, deren wichtigste Aussagen nochmals kurz zusammengefaßt angeführt werden:

1. Die Peridotitmassive der Balkanhalbinsel, nicht aber wie anderwärts mitunter auch Gabbromassen (ROSENBUSCH-OSANN), schließen sich mit Vorliebe vermittels einer Amphibolithülle gegen das sie primär umwandende Gestein ab.

Wird die Peridotitmasse primär von kristallinen Gesteinen mittlerer und tiefer Tiefenstufe umringt, so ist die Ausbildung der Amphibolithülle nahezu Regel. Dabei kann der Peridotitkern seine völlig frische Peridotitstruktur bewahrt haben.

Auch gegenüber Gesteinsserien mit phyllitischer Metamorphose ist, soweit einigermaßen ruhiger Bau vorliegt und damit primäre Kontakte auslegbar sind, in der Mehrzahl der Fälle ein Amphibolitgürtel als Hüllgestein um Peridotit ausgebildet.

2. Der Amphibolitgürtel am Rande der basischen Massen ist entwickelt unabhängig von der chemisch-petrographischen Beschaffenheit des Hüllgesteins. Der Amphibolit kann, aber muß nicht als unmittelbares Reaktionsgestein gegenüber einer Kalkhülle sich erweisen. Amphibolitgürtel finden sich auch in kalkfreien Hüllen der Peridotite gegenüber Gneisen ebensogut wie gegenüber kalkfreien Phylliten.

3. Die Ausbildung der Amphibolitgürtel zeigt im allgemeinen keinen Unterschied, ob das Hüllgestein metamorphe Prägung einer höheren oder tieferen Versenkungsstufe, einer stärkeren oder geringeren Durchbewegung hat.

4. Die Amphibolithülle zeigt scharfe Grenzen, keine Übergänge zum Peridotitkern, aber auch scharfe Grenzen zur Hülle.

5. In einem und demselben Peridotitmassiv bestehen Peridotit, Pyroxenit und Grenzamphibolit, auch Gabbro nebeneinander, durch keinen Metamorphose-Hiatus getrennt.

6. Einschieben schmaler kristalliner Gesteinsstreifen zwischen Peridotit und Grenzamphibolit in Form von Gneisstreifen, phyllitischen Schiefern usw. hat, soweit meine Beobachtungen reichen, immer tektonische Ursachen; ursprünglich haftet auch hier der Amphibolit unmittelbar an Peridotit.

7. Auch innerhalb der Peridotitmassen mit unversehrter Peridotitstruktur, also ohne erlittener Metamorphose, können Amphibolite, schiefrig oder massig, gewöhnlich feldspatfrei, seltener Feldspat führend, auftreten, wobei Beobachtungen an den Kontakten nicht immer für tektonisches Eindringen, sondern auch für magmatische Kontakte zu sprechen scheinen. Vielfach sind solche Schollen von Amphibolitschiefern nicht alleinstehend, sondern vergesellschaftet mit anderen Gesteinsdifferentiaten des Peridotits, wie Pyroxenit, Gabbropegmatit usw.

8. In kristallinem Grundgebirge, das Peridotite einhüllt, aber auch in solchem, wo keine Peridotitkörper zur Beobachtung gelangen, treten Amphibolite in Typen auf, die, soweit heute die Feststellungen vorangekommen sind, sich von echten Grenzamphiboliten oder Amphiboliteinschlüssen in Peridotit weder chemisch noch strukturell zu unterscheiden brauchen. Eine Reihe solcher Amphibolite, vor allem feldspatfreie Strahlsteinschiefer, sind offensichtlich metasomatisch durch Aufzehren von Kalksteinlagen entstanden, deren Reste mit angefressenen Konturen noch als Schollen innerhalb Amphibolit erhalten sein können.

9. Die Grenzamphibolite laufen in der Regel mit gleichbleibender Mächtigkeit den Peridotiträndern entlang, die Mächtigkeiten sind auf mazedonischen Peridotitmassiven von einigen Metern ansteigend gerne um 10—15 *m*, nur selten darüber reichend. Ein stockartiges Anschwellen, wie dies z. B. bei den Grenzpyroxeniten der Fall sein kann, habe ich bei Amphiboliten nicht beobachtet. Die Amphibolite haben stets einen sehr kleinen Bruchteil an Mächtigkeit — gemessen an jener der zugehörigen Peridotitmasse in ursprünglicher Ausdehnung — aufzuweisen.

10. Die Amphibolite innerhalb Kristallinserien ohne Peridotit als Begleiter sind ebenfalls nur in lagerartigen Formen bekannt, nicht nur dort, wo offensichtlich eine Kalkbank der Amphibolitisierung anheim fiel, sondern auch innerhalb kalkfreier Begleitgesteine. Die Mächtigkeit kann hier in weiteren Grenzen schwanken als beim Peridotit-Grenzamphibolit, auch 100 *m* überschreiten bei oft erstaunlich anhaltender, 30 *km* und darüber betragender Streicherstreckung (beispielsweise der Kačanik-Skoplje-Amphibolitzug.)

11. Bis jetzt sind noch keine Hilfsmittel an Hand, weder feldgeologisch noch am Dünnschliff, Peridotit-Grenzamphibolite und ältere vorbestandene Amphibolite der Hüllserien auf petrographischer Grundlage in jedem Fall sicher auseinanderzuhalten. Ursache dürfte z. B. das vielen Amphiboliten gemeinsame, posttektonische Überdauern ihrer Kristallisation bzw. Rekristallisation sein. Aus der äußeren Beschaffenheit der Hornblende, aus Dünnschliffbild, Pleochroismus, Größe und Gestalt, geregelt oder nicht geregelt,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

aus Korngefüge usw. sind bislang keine entscheidenden Unterschiede zwischen Grenzamphibolit und gewissen Lagenamphiboliten kristalliner Serien aufzudecken. Systematische Untersuchungen an Balkanamphiboliten, auch im Hinblick auf die akzessorischen Minerale, können aber hier noch Hinweise bringen.

12. In gleicher Beziehung wie Grenzamphibolit zu Peridotit können auch granatamphibolitische und echte eklogitische Gesteine zu Peridotit stehen.

Wenn hier unter den Bildungsmöglichkeiten des Amphibolits fallweise magmatische Entstehung nicht von der Hand gewiesen wird — und in diesem Sinne sind ja eine Reihe der oben angeführten Beobachtungstatsachen auszulegen — so steht eben hiebei auch die Hornblendesprossung in Serpentin vor Augen, welcher Vorgang, z. T. sicher vorserpentinisch, dann auch als Frühmetamorphose autokatalytisch, eine begründete Vorstellung gefunden hat.

Wenn nach C. TROEGER [814 a] der Amphibolit-Begriff auf die metamorphen Hornblendegesteine beschränkt bleiben soll, müßte also eine Reihe von Balkanamphiboliten, Hornblenditen, in die magmatische Familie der Amphibololithe eingewiesen werden.

Eine Anzahl der mit Peridotit verknüpften Amphibolite hat aber echt gabbroides Gefüge noch bewahrt, damit ein Hervorgehen aus Gabbro beweisend. Wo primär-magmatischer Amphibolit ebenso wie solcher gabbroider oder pyroxenitischer Abkunft einer starken dynamometamorphen Überprägung verfallen war, wird allerdings ein Auseinanderhalten nach ursprünglicher Entstehung auf Schwierigkeiten stoßen.

Immerhin vermochte F. ANGEL aus stark metamorphosierten Amphiboliten in Begleitung der Serpentine des Rhätikon, Vorarlberg [380], noch die ursprüngliche Gabbronatur abzulesen: Plagioklasleisten bilden ein Balkenwerk, dazwischen liegen die dunklen Gemengteile; Feldspat ist Oligoklasalbit mit Füllung, den früheren Labrador verratend; eine ältere braune besteht neben jüngerer blaugrüner Hornblende, z. T. verwischt allerdings ein kataklastisch-knotiges Gefüge mit größerer augenförmiger Hornblende die Primärstruktur.

An anderer Stelle verweist F. ANGEL auch auf die Möglichkeit der Amphibolitentstehung aus Diabasen im Wege zweitstufiger Metamorphose.

St. PAVLOVIČ [124] hat in jüngerer Zeit eine neuerliche Prüfung an Amphiboliten des Zlatibor vorgenommen; für ihn steht es außer Zweifel, daß es sich um Orthoamphibolite handle, aber nur in dem Sinne von in Kata- oder Meso-Zone versenkter Gabbros: meist gut geschichtet, zeigt der Amphibolit Übergänge zwischen feldspatfrei und feldspatführend, Feldspat ist häufig in Zoisit, Serizit, Prehnit oder isotrope Masse verwandelt; Hornblende erscheint farbig und schwach pleochroitisch; Pyroxen ist selten, meist nur dort, wo Amphibolit unmittelbar an Lherzolith grenzt; aber auch massiger Amphibolit mit Pyroxen und Granat nebst Olivin! wird beobachtet. (Es scheinen also doch auch Typen nach Art magmatischer Amphibolite vertreten zu sein.) Auch PAVLOVIČ sieht die Amphibolite dieses basische Massiv überdeckend oder am Rande untertauchen.

Das Vorkommen von Nephrit, dem feinstrahligen, fast dichten Hornblendefels, in Begleitung der Peridotitgesteine ist bisher vom Balkan nicht beobachtet worden. Für die Entstehung des Nephrits wird bekanntlich hochgradige Dynamometamorphose vorausgesetzt, die eigentlich auf den Peridotitbereichen des Balkans selten zu finden ist; sonst wäre Nephrit durch seine größere Härte und Zähigkeit gegenüber Serpentin bei gleichen graugrünen Farben sicherlich aufgefallen.

In Alpen und Apennin, wo Serpentine unter bedeutender Auflast in Deckenbewegungen einbezogen wurden, wird Nephrit häufiger begegnet; überall sind es Stellen intensivster tektonischer Einwirkungen. — Allerdings nach F. RIMANN [777 a]: Nephrit noch der autometamorphen Phase der Peridotitgesteinsbildung angeschlossen, später verformt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Woher Nephrit für Steinwerkzeuge balkanischer prähistorischer Kulturen aus nächster Umgebung beziehbar gewesen wäre, ist mir unbekannt.

Kalksilikatfelse, Serpentinreaktionsgesteine, Ophicalcitbildungen.

Kalksilikatfelsbildungen, den Skarnbildungen verwandt, sind anderwärts bekannt z. T. als Grenzbildungen, z. T. als Einschlüsse in Peridotitserpentin.

Von „Reaktionsmäntel" um hochbasische Massen spricht schon 1913 F. BECKE [499 a] an Beispielen der Waldviertelserpentine Niederösterreichs.

Der Begriff „Serpentin-Reaktionsgestein", „Serpentin-Hofgestein" wurde von F. ANGEL an alpinen Serpentinen dargetan, wo beträchtliche dynamometamorphe Umprägung z. T. unter Beteiligung granitischer Säfte, sich an die besonders günstig zu Umsetzung neigenden Magnesiasilikatgesteine, an die Peridotite heranmacht und ihnen Mineralumbildungen vorzugsweise an den Grenzen und im Grenzraum zu CaO-haltigen Gesteinen abzwingt. Ist bei Kalksilikatfelsen nicht immer klar zum Ausdruck gebracht, ob damit Bildungen der Kontaktmetamorphose von Seite des intrudierenden Peridotits oder auch spätere Umwandlungen mit inbegriffen sind, soll der Begriff der Reaktionsgesteine das Schwergewicht auf die spätere Umwandlung, auf Stoffwechselvorgänge im Zuge der Regionalmetamorphose legen.

MAGNUSSON hat 1930 (cit. ESKOLA [694] S. 382) bereits die Bezeichnung „Reaktionsskarn" für die aus der Wechselwirkung zwischen Kalkstein und Silikatgestein bei metamorpher Umprägung sich ergebenden, meist mafischen Mineralgemenge eingeführt.

Auch die „Ophicalcitbildungen" sind in den Serpentinen der Alpen vorzüglich beheimatet, ebenfalls Grenzfels- oder Mischfelsbildung des Serpentins mit Kalk in Form hochumgewandelter Tektonite.

Von all diesen Grenzfelsbildungen wird, sofern nicht die Grenzamphibolite hier einbezogen werden, auf Balkanhalbinsel und in Anatolien wenig angetroffen. Auch hierin ist — im Gegensatz zu den Alpen — die verhältnismäßig beschränkte Einspannung der Peridotitgesteine in tiefverlagerte dislokationmetamorphe Vorgänge zu erblicken.

Demgegenüber sind am Balkan reichlich Granitkontakte zu Peridotitgestein vorhanden, deren Wirkung sich aber im allgemeinen in lockeren Mineralisationshöfen in Peridotit selbst, meist ohne völlige Umwandlung desselben und ohne Neubildung von geschlossenen Grenzfelsen sich äußert. Allerdings sind hier die P-T-Bedingungen in der Regel als mäßiger anzusprechen wie an Örtlichkeiten der Alpen, wo granitische Intrusion einerseits und Dislokationsmetamorphose in größerer Tiefe anderseits am Peridotitgestein zusammentreffen. Nicht brauchen jedoch diese Unterschiede bei der Altersfrage der Serpentine mitzusprechen.

Eine Kalksilikatfelsbildung im Sinne der alpinen Auffassung scheint mir eigentlich nur im Granat-Vesuvianfels verwirklicht, den 1901 MURGOCI [187] aus dem Peridotit des Parangumassivs der Südkarpathen beschrieb, später von GHIKA BUDESTI [179] neuerlich Beachtung fand. Dieser Fund ist aber auch nicht als Grenzbildung sondern als Einschluß in Serpentin genannt; wie weit es sich hiebei wirklich um ungestörte Lagerung handelt, kann ich aus der Literatur leider nicht feststellen. Nach den Gebirgsbausynthesen der Südkarpathen ist der Peridotit des Parangumassivs bedeutender Deckenverfrachtung unterlegen gewesen und hebt sich schon dadurch vom Durchschnitt der Balkanperidotite ganz wesentlich ab.

Wahrscheinlich sind auch die Granatfelse, mit Hornblende durchwachsen, in Schiefern außerhalb der Grenzamphibolite von Jezerina, Mazedonien

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

(Abb. 21), in die Reihe abgeschürfter dynamometamorpher Kalksilikatfelsbildungen des Serpentinkontaktes zu stellen.

Die lockere Granatsprossung — ob peridotitisch-kontaktmetamorph oder späteren Metamorphosen angehörig — fand bereits im Abschnitt V, S. 445 einen Hinweis. Als Balkanbeispiel tun Abb. 141 und Photoabb. 34 dar, daß solche Granatbildung post-altkristallin, mit Mineraleinschlüssen aus Kristallin, vor sich geht; daß aber auch Granat sich in der Regel bereits gegenüber den Einwirkungen der letzten Haupttektonik zu wehren hatte.



Abb. 141. Prä- bis paratektonische Granatsprossung in Hüllgesteinen balkanischer Peridotitmassen.

Die Granaten (Vergrößerung 15 ×) wachsen in hellen glimmerreichen Gneisen, mit Glimmer und auch Quarz der älteren Kristallisation als Kern oder sonstwie als Einschlüsse. Mitunter kommt deutlich verlegtes si zum Abbild (Siehe Photoabb. 34).

1 = Quarz, *2* = Muskowit.

a) Jezerina in Mazedonien (Schliff Nr. 12 a), b) Kran Mahal bei Saloniki (Schliff Nr. 37), c) Soufflion in Ostgriechenland (Schliff Nr. 21).

Die Bettung der Granate in muskowitreiche Gesteine ist für die Granatbildung in Peridotitrandbereichen eine auffällige und nicht wenig verbreitete Erscheinung; von Soufflion in Thrazien und Kran Mahal bei Saloniki fand sie hier ihre Dünnschliffbeschreibung. — Granatmuskowitschiefer als fast ständiger Begleiter der Prasinite des Venediger hebt F. ANGEL [373—376] hervor.

Für den Malakolithfels (Ca-reiche Diopsidabart = Salit) von Čašak, Mazedonien, durch E. GORSKY [49] beschrieben, bestehen keine äußeren Anzeichen, daß dieses Diopsidgestein als Metamorphit, als Kalksilikatgestein eines randlichen Stoffwechsels unter dynamometamorphen Bedingungen entstanden wäre. Nach seinen Lagerungsbeziehungen ist er eher als Glied einer örtlich besonders reich differenzierten Schlierengesellschaft im Raduschaserpentin zu betrachten.

Der Malakolithfels von Mixnitz, Steiermark, von J. STINI [446] erörtert, tritt innerhalb von Hornblendegesteinen auf, die sich dem Zug der Gleinalmserpentine einordnen; zu dem graugrünen Diopsid gesellen sich Kalkspat, Rutil, Titanit, Feldspat (? Albit), Quarz, Zoisit und Klinozoisit. — F. ANGEL und F. WEINZÖDL [387] haben in der Untersuchung eines Gesteines der gleichen Fundgruppe die Kristallisationsfolge: Granat (Andradit), Magnetit, Diopsid, Epidot, Kalkspat, Quarz, festgestellt. Peridotit liegt als Breunnerit- und tremolitreicher Antigoritserpentin vor. Die Grenzamphibolite dieses Serpentins sind z. T. reine schuppige Amphibolgesteine, z. T. Granatamphibolite. Der Diopsidfels als Reaktionsgestein, gangartig, wird allerdings nicht als Tiefenzonenerzeugnis bezeichnet, sondern einer metasomatischen Endphase der granodioritischen Gleinalmkristallisation zugeschrieben. Die Verknüpfung der skarnartigen Reaktionsprodukte mit Serpentin sei aber rein tektonisch und zufällig bedingt, was die Verfasser zu der vielleicht doch bestreitbaren Auffassung führt: der Serpentin hätte in diesem Falle die Stoffabgabe nicht fördern können.

Hingegen sieht F. ANGEL [373—377] in den Tremolitmarmoren, überhaupt in den mineralreichen Marmorschollen zwischen Serpentin und Kalkgestein Osttirols durch-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

wegs die Produkte dynamometamorpher Stoffwechselvorgänge an den Serpentinkontakten. In diesem Sinne deuten sich auch die ursprünglich von B. GRANIGG [407] als Kontaktmineralfelse seitens des Serpentins beschriebenen Kalk-Silikatschollen aus dem Mölltal in Kärnten um. In der gleichen Linie der Auffassung, nicht Peridotit-Kontaktprodukte, sondern metamorphe Reaktionsprodukte unter Mitwirkung von Granit, bewegen sich die Andeutungen von H. LEITMEIER [424] hinsichtlich Genesis der Granatvorkommen in Serpentinnähe am N-Abfall des Venedigermassivs.

H. P. CORNELIUS ([401], bereits im Abschnitt V, S. 444 angezogen) hat sich mit den Grenzfelsbildungen der Serpentingesteine der Err-Juliergruppe Graubündens eingehend beschäftigt und ist geneigt, darin doch eher, zumindest reliktisch, die in polymetamorphem Gewande erscheinende Kontaktmineralisation der Peridotitintrusion zu sehen. Die besonderen Gesteinsausbildungen an den Rändern der Serpentine teils zu Gneis, teils zu Kalk, unter Stoffwanderungen zustande gekommen, gruppieren sich unter Einhaltung bestimmter Paragenesen in Diopsidfelse, manchmal reichlich graphitbestäubt, Diopsid-Albitgesteine, Tremolitmarmore, Granat-(Hessonit-, Andradit-, Grossular-)felse, Vesuvianfelse, Epidotfelse, Klinozoisitfelse, Zoisitfelse, Albitfelse. Beispielsweise schließt sich Serpentin gegenüber Hornblende-Albit-Epidotgneis ab mit 2 *m* Diopsidfels, dem eine geringmächtige hellgelbe Epidotzone folgt. — Schollen von Kalksilikatgesteinen finden sich auch eingeschlossen mitten in Serpentin! — etwa ähnlich dem Funde (MURGOCI) von Granat-Vesuvianfels im Serpentin der Südkarpathen. Ferner H. J. KOARK in jüngster Zeit, cit. S. 519.

Aus den Lehrbüchern bekannt sind die Grenzfelsbildungen der kleinen, nur wenig Meter mächtigen Olivinfelsmassen im Gneis des Eulengebirges in Schlesien (ROSENBUSCH-OSANN [779], S. 703); sie schließen sich mit Hornblende-Olivinfels, weiter nach außen mit Hornblendefels gegen den Gneis ab; also vom Olivinfels weg wachsender Al_2O_3- und CaO-Gehalt, sinkender MgO-Gehalt.

Über den mineralisierten Calcitmarmor am Serpentinkontakt von Schlaining im österreichischen Burgenland, als Kontaktprodukt und nicht als Ophicalcit aufgefaßt, wurden in Abschnitt V unter Kontaktmetamorphose nähere Angaben gebracht (Abb. 136).

Bei allen Erscheinungen dieser Art von Grenzfelsbildungen der Peridotite, ihren chemischen und Dünnschliffbefunden, ist es jedoch nicht immer klar ersichtlich: was und wieviel des neugebildeten Mineralbestandes ist davon auf Rechnung etwa der primären Kontaktmetamorphose zu setzen, welches ist oder ist ausschließlich der Anteil von Stoffreaktionen der Dynamometamorphose, reiner Tiefenmetamorphose oder solcher unterstützt von granitischer Durchdringung, in welcher Art überprägen sich verschiedene Metamorphosen?

Im Zurateziehen der Balkanperidotite, die hier in weitem Umfange und in den verschiedensten Verbandsarten überblickt werden und wo „Reaktionshofgesteine" wie in den Alpen, von den Grenzamphiboliten abgesehen, nur sehr selten auftreten, drängt sich der Schluß auf, daß wir es auch in den Alpen weniger mit Bildungen echter peridotitischer Kontaktfelsbildung sondern fast ausschließlich mit solchen späterer Stoffwechselwirkungen zu tun haben können. Wo immer am Balkan einigermaßen primär-magmatischer Verband des Peridotitmassivs sich offenbart, gibt es wohl breite, mächtige Gürtel hornblenditischer Grenzgesteine, niemals aber Silikatfelsbildungen ähnlich gemischten mineralogischen Inhaltes, wie ihn manche Alpenperidotite aufweisen.

Auch nicht die dünnen Diopsidfelskrusten an den Serpentingrenzen sind hier in der Regel zugegen. Liegen aber auch am Balkan Peridotite in Deckenfracht unter tieferer Auflast vor, wie z. B. in den Südkarpathen, sind vereinzelt solche Silikatfelsbildungen genannt.

Von finnischen Serpentinen beschreibt HAAPALA [492] neben Talk-Karbonat-Serpentin im allgemeinen auch Talk-Karbonatfelse als schmales Grenzgestein von antigoritisierten Serpentinkörpern.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Unter den von P. ESKOLA [489] untersuchten Paragenesen von Outokumpu in Finnland befinden sich Chromdiopsid und Chromtremolit skarnbildend in Dolomit am Serpentinkontakt; vermutlich sind auch diese Mineralisationen in die Serpentinreaktionsbildungen einzureihen.

A. H. PHILLIPS und H. H. HESS [881] haben die Grenzfelsbildungen der Appalachenserpentine zu kieselreichem Nebengestein untersucht: die Chlorit-Talk-Karbonat-Grenzfelse werden als Ergebnis von Lösungsreaktionen unter dynamometamorphen Bedingungen bei niedriger Temperatur, die Biotit-Aktinolithfelse als solches bei höherer Temperatur entstanden betrachtet. Unter besonderen Bedingnissen von Stoffaustausch und Stoffzufuhr kommt es zu weiterer Mineralisation dieser Kontaktfelse mit Staurolith, Spinell (Magnetit), Korund, Albit, Turmalin, Allanit mit pleochr. H. u. a. — Weniger Stoffzufuhr (CO_2, Na, B, F, S) oder Stoffabfuhr (SiO_2, Alkali) als vielmehr Neuverteilung der Elemente seien das chemische Charakteristikum dieser Grenzmetamorphose, die im Sinne von P. ESKOLA [839] als „metamorphe Differentiation" aufgefaßt wird.

Bei Fetiler in Ostbulgarien fungiert Talkfels als Grenzgestein des Serpentins in einem Zonenausschnitt stärkerer Durchbewegung und Granitdurchdringung, vielleicht unter Überwältigung aller Relikte eine einstige pyroxenitische Grenzzone vertretend.

Beispiele von Ophicalcitbildungen, Serpentin-Calcitgemenge als Grenzfelse von Peridotit, sind bezeichnender Weise weder von der Balkanhalbinsel noch von Anatolien bisher zu erbringen, obwohl auch hier der nötige Kalkrahmen um Peridotitmassive meist in ausgiebigem Maße vorhanden wäre. Es sind also für Ophicalcit Begleitumstände der Bildung erforderlich, welche, bei etwas anderem Grundmaterial, jenen der Silikatfelsbildungen ähneln dürften, die ja auch nicht zum Charakteristikum der Balkanperidotite gehören.

Eine eingehende Darstellung der alpinen Ophicalcitbildungen und ihrer Problematik (Kontaktbildungen ?, metamorphe Tuffe ? usw.) am Beispiele der Vorkommen mit Serpentin zusammen im Engadin, Schweiz, ist H. P. CORNELIUS [401] zu danken: ähnlich wie die Kalksilikat-Grenzfelse daselbst, die vorhin eingehender Erwähnung fanden, sind auch die Ophicalcite zumeist an Kontakt Serpentin zu Kalkschiefer, seltener zu Granit gebunden, wobei fast immer tektonischer Kontakt aus den Beobachtungen hervorgeht; auch Zusammenvorkommen Ophicalcit und Kalksilikatfels ist vorhanden; unter den unwesentlichen Gemengteilen des Ophicalcits befinden sich als selten Turmalin, Granat, Chromit, und Glaukophan. Das Merkwürdigste, was CORNELIUS aus den Dünnschliff befunden des Ophicalcits berichtet, ist das vereinzelte Vorkommen von serpentinisiertem Olivin in charakteristischen rhombischen Kristallumrissen. — Handelt es sich hier um ein Parallellaufen von Mineralisationsvorgängen auf alpinen Mineralklüften, Serpentin und Kalksilikatfelse durchsetzend, von denen WEINSCHENK, auch CORNELIUS, aus dem Venedigergebiet ja auch Kluft-Olivin in Kristalltracht erwähnten ? Oder ist die Idiomorphie des Olivins nur Reliktstruktur, bei der Metamorphosierung eines basischen Gesteins erhalten geblieben ? Bekanntlich ist Olivin in Peridotiten der Alkalikalkreihe nie in Eigengestalt zugegen, wohl aber ist solches von Alkaliperidotiten angezeigt worden; z. B. haben H. D. MISER und Cl. S. ROSS [673] volle Kristallgestalt des Olivins in Diamant führendem, z. T. brecciösem und tuffigem Glimmerperidotit von Pike County, Arkansas, angetroffen, der pipe-ähnlich hochgekommen ist.

Nachtrag: In der jüngst (1950) veröffentlichten Abhandlung von H. J. KOARK [420 a] über Serpentinite in der Tiroler Zentralzone (Tarntal, Zillertal) wird den Bildungsfragen der Kalksilikatfelsvorkommen (nebst sonstiger Serpentinreaktions- und -hofgesteine u. a. auch mit gefügekundlichen Studien zu Leibe gerückt und aus Gesamtheit der Beobachtungen ausschließlich polymetamorpher Bildungsgang der Kalksilikatfelse

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

abzuleiten versucht; kristallisierter Kluft-Olivin wurde in den Nordtiroler Serpentiniten nicht gefunden, Auftreten von xenomorphem ungetrübtem Olivin in Antigoritgrundmasse der endogenen Grenzzone des Serpentinits als Neukristallisation aufgefaßt.

Chloritisierung.

Zu den verbreitetsten Erscheinungen metamorpher Mineralumbildung auf Serpentingesteinen zählt die Neubildung von Chloritmineralen, von Mineralen der Orthochloritreihe, hydrierter Mg-Al-Silikate als isomorphe Mischungen von Amesitsilikat ($H_4Mg_3Al_2SiO_9$) und Serpentinsilikat ($H_4Mg_3Si_2O_9$) oder nach neuerer Schreibweise Amesit (At): $Mg_4(Al_4Si_4O_{20}) . 8Mg(OH)_2$ und Serpentin (Sp): $Mg_4(Si_8O_{20}) . 8Mg(OH)_2$.

Das Chloritmineral ist bekanntlich im Feinbau dem Glimmer nahe und dem Kaolin verwandt.

Die Chloritisierung des Peridotitserpentins nimmt gegenüber Faserserpentin und Antigorit eine entschieden jüngere Stellung in der Abfolge metamorpher Mineralbildungsvorgänge ein, z. T. auch eine jüngere Stellung gegenüber der Hornblendesprossung.

Dieser Hiatus tritt beispielsweise in den Dünnschliffen chloritisierter Serpentine und Hornblendeserpentine von Golemo Kameniane in Ostbulgarien klar hervor: Chlorit zwängt sich in Form von Schuppenströmen oder einzeln sowie in Gruppen kristalloblastisch aufsprossend durch die älteren Serpentinminerale hindurch.

Am Ganozserpentin (Osttirol) beobachtet F. ANGEL [372], daß Chloritbildung gleichzeitig mit der Feinantigoritbildung erfolge, gleichzeitig oder jünger wie Hornblendesprossung, als Akt jüngster rückschreitender Metamorphose. Die Chloritbildung ist nicht auf Serpentin beschränkt, sondern innerhalb der Phasenfolge der kretazisch-tertiären Tauernkristallisation jener Phase eingeordnet, die weitgehende arealmäßige Diaphthorese bewirkt, wobei allgemein auch Granat, Staurolith, Biotit in Chlorite der Pennin- und Leuchtenbergitgruppe (ohne Fe-reichen Chlorit) umgewandelt werden. — Nachtrag: siehe auch H. J. KOARK in [420 a].

Auf Balkanserpentinen sind alle Grade von Chloritisierung anzutreffen; von spärlicher Chloritbildung ist kaum ein basisches Massiv völlig ausgeschlossen; gesteigerte oder gar durchgreifende Chloritisierung ist aber doch selten und ausschließlich stärker dislokationsmetamorphen Ausschnitten vorbehalten.

Dies steht in Übereinstimmung zur Aussage von P. ESKOLA [694]: zu der Chloritisierung der Serpentine gehört wohl immer starke Scherbewegung; die Chloritschiefer vertreten eine Art von Mylonitzonen in Serpentinlinsen.

Auch granitische Injektionswirkung dürfte in ihrem Bereich die Chloritbildung in Serpentin fördern, sicherlich aber der ihr nachfolgenden Talkbildung die Wege öffnen.

Chloritisierung setzt beträchtliche Stoffwanderung voraus, vor allem Al_2O_3-Beweglichkeit, bzw. Al_2O_3- und SiO_2-Zufuhr. Der kleine peridotiteigene Al_2O_3-Gehalt, aus Diallag herrührend, würde der Chloritbildung bald ein Ende setzen. Siehe auch PHILLIPS-HESS [881].

S. A. KASHIN [542] hat die Chlorithüllen um Chromerzkörper aus dem Kamelgebirge im Südural durch Stoffabwanderung aus den komplex zusammengesetzten Chromitspinelliden erklärt; die metamorphen Chloritschalen um Erz werden nach außen von Jefferisitschalen abgelöst. (Jefferisit, ein chloritisch zersetzter Biotit = Eisen-Vermiculit).

Diese Chlorithülle, oft nur Zentimeter dick, um Chromitschlieren in stärker metamorphen Serpentinen ist in der Tat keine auf den Ural

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

beschränkte, sondern weltweit verbreitete Erscheinung. H. H. HESS [738] kennt die Chlorithüllen von amerikanischen Chromitvorkommen. W. E. PETRASCHECK [214] hat dieses „Chlorithemd" von ostbulgarischen Chromitlagerstätten (dort im Bergmannsausdruck als „risa"-Hemd bezeichnet) bekannt gemacht, wo auch ich die gleichen Beobachtungen aus dem Chromvorkommen Golemo Kameniane im Jahr vorher, doch erst hier veröffentlicht in Skizzen (Abb. 72) festgehalten habe. Der Chlorit ist z. T. Pennin (W. E. PETRASCHECK) z. T. nach eigenem Material und freundlicher Bestimmung durch Dr. WEBER, Graz, ein leuchtenbergitischer Chlorit, also fast eisenfreier Klinochlor.

Auf dem teilweise völlig in Chloritserpentin umgewandelten Pyroxenserpentin vom Zopten in Schlesien ist nach K. SPANGENBERG [524], G. HORNINGER [507] u. a. als Hülle um Chromitkörner ein dem Klinochlor nahestehender braungrüner Chlorit, Grochauit, bezeichnend (a = blattgrün, c = farblos, 2 V groß, ML senkrecht Spaltrisse). Anschliffe von Chromit, der Lagerstätte Tampadel dieses Massivs entnommen, zeigen randliche Magnetisierung. HORNINGER sieht darin den Beweis für Al_2O_3- und MgO-Austritt aus Chromit in die Hülle.

Sowohl in Golemo Kameniane in Ostbulgarien als auch in Tampade liegen tatsächlich sehr Al-reiche Chromite vor, die selbst in derbem Zustand erst knapp 40% Cr_2O_3 erreichen; anderseits ist das Nebengestein beider Lagerstätten, wenn auch erst in einigem Abstand von Erz, ein Pyroxen-, u. zw. Diallag führender Peridotit mit also höherem Al_2O_3-Gehalt.

Die Chloritisierung ergreift den Peridotit von Golemo Kameniane, ebenso in seiner südöstlichen Fortsetzung jenen von Sinikli in Thrazien in breiten Abschnitten, doch ohne das ganze Massiv zu überwältigen. Der Chlorit ist in der Hauptsache endtektonisch kristallisiert und breitet sich als mäßig geschlichtete Kristallschuppenhäufung oder in Einzelsprossung über Serpentin aus.

Fände tatsächlich die Entwicklung der chromfreien-eisenarmen Chlorithüllen um Einzelchromitkorn sowie um Chromitkörper im großen unter Bedingungen von Tiefenverlagerung und Dislokationsmetamorphose ausschließlich auf Kosten von Al und Mg der Chromitsubstanz statt, müßte es im Chromitkorn — worauf bei der Metamorphose des Chromspinells noch zurückgekommen wird — zu einer relativ Cr-, Fe-Anreicherung kommen und mit Erschöpfung des Al-Gehaltes in Chromit die Chloritbildung ihr Ende finden. Dabei würde die Dicke der Chlorithülle gewissermaßen im proportionalen Verhältnis zur Chromitmächtigkeit stehen. Für die ostbulgarischen Verhältnisse zeigt sich allerdings, daß das Chlorithemd der größeren und kleineren Chromitkörper ungefähr gleich stark entwickelt und seine Stärke nur Ausdruck des allgemeinen Tektonisierungsgrades ist, an Erzkörpergrenzen aus Gründen der Lösungspassage bevorzugt aufgekommen; eine relative Chromanreicherung der mit solchen Chlorithemden bekleideten Chromitkörper gegenüber solchen in nichttektonisiertem Peridotit ist meines Wissens nicht festgestellt. Wahrscheinlich erscheint es, daß die Chlorithülle zu ihrem Wachstum diallagperidotitischen Nährboden zur Voraussetzung hat und sehr bald als Schutzhülle, weitere Lösungspassage verhindernd, der beginnenden Metamorphosierung des Chromits ein Ende setzt.

Es könnte auch in diesem Falle eine Art von Selbstschutz-Mineralisation erblickt werden, wie solche nach den Gesetzlichkeiten der chemisch-physikalischen Gleichgewichtslehre gerade dem Mineralbestand basischer

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Gesteine nicht fremd ist. Es spänne sich der Faden vom kleinen ins große: die reaction rims oder keliphitischen Zonen um Granat gegen Plagioklas in Olivin-reichen Gabbros, die Chlorithülle um Chromitkörper in höher metamorphen Peridotitserpentinen, schließlich im großen der Amphibolitgürtel, das „Amphibolithemd" der Peridotitmassive. Die breite Öffnung der Skala, nach Größenordnung der umbildenden Wirkung aufgebaut, umspannt zugleich Bildungsvorgänge von epimagmatischer bis metamorpher Umprägung.

Über die Lagerungsbedingungen einer geschlossenen Chloritfelsbildung im Chromerz führenden Serpentin von Soufflion in Ostthrazien sind mir die Aufzeichnungen abhanden gekommen. Meines Erinnerns liegt hier eine Randbildung vor, vermutlich an einem Störungsrand. Der Kern des Massivs ist wenig veränderter Pyroxenperidotit und Dunit.

Für die Serpentine der Gleinalm in Steiermark hat F. ANGEL [370] ihre Chloritisierung gleich wie die Hornblendebildung mit der Lösungsausstrahlung eines jüngeren karbonen Granodioritdurchbruches in Verbindung gebracht. Im wesentlich geringer metamorphen Kraubather Massiv derselben Serpentinkette findet sich nach E. CLAR [395] in Diallagpseudomorphosen vereinzelt Klinochlor neben Epidot, Talk und Brauneisen.

Der Chlorit der hochmetamorphosierten Karelischen Serpentine in Nordfinnland ist nach HAAPALA [492] Klinochlor.

Manche Chloritbildung als primär bereits in autometasomatische Prozesse einzureihen, geht auf LOEWINSSON-LESSING [758] zurück, der sich z. B. zu Gunsten so gebildeter Chlorite und Epidote in gewissen Banatiten ausgesprochen hat, aber auch die Chloritbildung der Diabase submariner Ausbreitung auf diese Art erklärt.

Auf Peridotitgesteinen allgemein — gewiß aber auf den Balkanperidotiten — steht Chloritbildung bereits außerhalb der autometasomatischen Serpentinisierungsphase. Bei gabbroiden und besonders diabasischen Gesteinen ist dies nicht mehr so feststehend und die Auffassung wird laut, daß Chloritbildung und Albitbildung dort noch vor der Verfestigung Platz greifen.

Z. B. H. VÄYRYNEN [497] für Gabbro von Petsamo in Finnland: „die Verfestigung des intrusiven Gabbros muß solange gedauert haben, bis die physikalisch-chemischen Verhältnisse hydrothermal geworden sind".

Die Bildung von Chromchlorit (Kämmererit) bedarf keiner regionalen Bedingungen der Metamorphose, sondern wird auch inmitten fast unveränderter Peridotite angetroffen, mit Vorliebe an Chromitschlieren gebunden. Ursprüngliche Wasserverdichtung, als gasförmig-flüssige Restlösung der Chromitansammlung noch vor Verfestigung anhaftend, scheint der Chromchloritbildung Vorschub geleistet zu haben, sie geht häufig auch mit der autometasomatischen (bzw. pneumatolytischen) Smaragditbildung einher.

Granitische Lösungsdurchtränkung von Chromit führendem Serpentin vermag ebenfalls der Kämmereritbildung nachzuhelfen. Später wird am Beispiel der engeren Granitmetamorphose an Serpentin und Chromit von Lojane in Mazedonien gezeigt, wie vollständige Chromchloritisierung des Serpentins der Kornzwickel von Chromit dort im Rahmen weiterer Mineralisationen zustande kommt.

Rhodochrom, die derbe feinschuppige Abart des Kämmererits, pfirsichblütenfarben wie dieser, oft nur als dünne Haut über Chromit, wird vom Balkan meist unter Kämmererit genannt, von der Insel Tinos (Ägäis) im besonderen gemeldet [797].

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Kotschubeyit, ein karminroter chromhaltiger Klinochlor, vom Ural bekannt, ist aus Funden von Balkan und Anatolien bisher nicht angesagt.

Biotitisierung, Phlogopitisierung.

Peridotite mit primärer Glimmerführung, mit Biotit, sind von der Balkanhalbinsel und meines Wissens auch von Anatolien unbekannt. Kleine Alkalibestände, die auch dort in den Magmen vorgelegen haben mögen, gehen als übrigens sehr seltene Glimmerbildung in gabbropegmatitische Restschmelzen ein; gebleichte Biotite können hier mitunter mit Muskowit verwechselt werden.

Die Biotitisierung von Serpentin, desgleichen die Phlogopitisierung, ist notgedrungen von Stoffzufuhr insbesondere silikatischer K- und Al-Zufuhr abhängig, und steht nach allen Feldbefunden auf der Balkanhalbinsel mit jüngerer Granitdurchdringung der basischen Massive im Zusammenhang.

Auch die Bildung von Vermiculit, des K-verarmten Biotits, auf Serpentin amerikanischer Vorkommen dürfte in der Genese z. T. hier anzuschließen sein; beispielsweise erwähnt H. H. HESS [738] kontaktliche Veränderung des Serpentins entlang schmaler saurer Gänge (Albitite) mit Neubildung von Talk, Antophyllit, Vermiculit, (Hydromuskowit nach STRUNZ), Tremolit und Turmalin. — Weitere Einzelheiten über Biotitisierung usw. bei A. H. PHILLIPS und H. H. HESS [881]. — MATTHES S. [872 b] über Vermiculit in Mitteldeutschland.

Biotitschwarten, wie sie sich anderwärts als Reaktionssäume um Kontakte ultrabasischer Gesteine zu Gneisen oder Schiefern legen, wohl auch im Durchflutungsbereich von K-Lösungen entstanden, sind unter ähnlichen Verhältnissen auf der Balkanhalbinsel nicht gemein.

Ausgedehntere Neubildung von Phlogopit, mitunter felsbildende Verglimmerung, Phlogopitisierung von Serpentin, die auch die Kornzwickelfüllungen der sprenkeligen und derben Chromiterze ergreift, habe ich von Lojane in Mazedonien mitgeteilt [64]. Auf die Granit-Serpentin-Kontaktparagenese von Lojane als einem klassischen Beispiel dieser Art von Granitmetamorphose wird im nächsten Abschnitt noch zurückgekommen, der F-haltige Magnesiaglimmer Phlogopit hat hier seinen natürlichen Platz.

Wie unter der Chloritisierung erwähnt, hat S. A. KASHIN [541] vom Südural die Chlorithülle um Chromitkörper nach außen in Jefferisit-Biotit übergehend gefunden. Ob auch hier Beziehungen zu Granit bestehen, ist aus den Angaben nicht ersichtlich.

Die oft sehr kleinen Antigorit-Serpentinkörper in metamorphen Paragneisen auf Unst, Shetland Islands, sind zwiebelschalenartig von „Reaktionsmänteln" umhüllt: von innen nach außen Talkhülle, radialstrahlige Aktinolithschale, Chlorit- und schließlich Biotitmantel; H. H. READ [518] hat für die stofflichen Umsätze bei Bildung dieser Hüllen auf die Beteiligung granitpegmatitischer Injektionen hingewiesen.

Der grüne Chrommuskowit Fuchsit (z. T. darunter Mariposit n. amerik. Sprachgebrauch, und Chromphengit) am Balkan verhältnismäßig wenig verbreitet.

Nachtrag: siehe auch H. J. KOARK [420 a] z. T. cit. S. 519.

Talkisierung.

Talk ist zwar häufig an Serpentin gekettet, aber doch kein ausgesprochenes Serpentinmineral; abseitig jeglicher peridotitischer Gesteinskörper vermögen Mg-Lösungen die Pseudomorphosierung von Quarz und Dolomit zu Talk herbeizuführen.

Die Talkisierung des Peridotits und Serpentins ist, gleich wie die Verglimmerung, für Balkanverhältnisse in der Regel an granitische Einwirkung

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gebunden, zumindest aber als sonst irgendwie hydrothermal bedingte Metamorphose unter SiO_2-Zufuhr zustande gekommen. Der Talk, glimmerähnlich, von Kaliglimmer Muskowit im Handstück oft nur durch geringere Härte und mangelnde elastische Biegsamkeit unterscheidbar, ist häufig aber nicht bedingt mit Chlorit verbunden. Die Talkbildung, deutlich jünger wie die Verglimmerung und Chloritisierung, geht häufig mit Karbonatisierung Hand in Hand; zwar gehören auf dem Balkan die Talk-Karbonatserpentinite zu den Seltenheiten, doch gesellt sich zu örtlicher Talkbildung oft auch Karbonatgeäder.

Talk, $Mg_6\,[Si_8O_{20}]\,(OH)_4$, bedarf zwar keiner Al_2O_3-Zufuhr wie die Chloritbildung in Al-freien Peridotiten, ist aber wesentlich SiO_2-reicher als Serpentin, so daß für seine Bildung kieselreiche, für die oft gleichzeitige Karbonatbildung auch CO_2-reiche Thermen erforderlich sind. Pyroxene unterliegen leichter der Vertalkung als Olivin.

Die zeitliche metamorphe Bildungsfolge, wie sie sich etwa auf metamorphen Serpentinausschnitten Ostbulgariens dartut, lautet: Chrysotil, Antigorit-Chlorit-Talk, mit Talk als Jüngstem. Aber anderwärts ist auch Talkbildung ohne Chloritphase verbreitet.

Die Vertalkung, Steatitisierung des Serpentins in seiner ganzen Masse, in Fennoskandia, in den Appalachen usw. nicht selten, findet sich auf der Balkanhalbinsel nicht; stets sind dort nur randliche Teile oder Störungsbereiche von Serpentin davon erfaßt, hiebei herrscht der grobschuppige Talk vor, die dichten, gelblich bis grünweißen Talkmassen, eigentlicher Speckstein oder Steatit, werden nicht genannt.

Der Randpyroxenit des Chromerzstockes Nada bei Raduscha in Mazedonien wird häufig talkisiert angetroffen; jüngere Granite fehlen hier, doch setzt durch Nada ein System tiefreichender Störungen.

Die randliche Talkzone des Peridotits von Fetiler in Ostbulgarien, vermutlich aus einer pyroxenitischen Randzone hervorgegangen, betrifft einen Serpentin, der von Pegmatitgängen durchsetzt ist. Pegmatit, wie Talkbildung sind noch von einer tektonischen Phase erfaßt.

Aufgeprägt einem teilweise stark veränderten Serpentin, in dessen weiterer Nachbarschaft erst jüngere Granithochbrüche sich breit machen, überdeckt die Talkbildung des Serpentins von Golemo Kameniane (Ostbulgarien) die vorher gebildeten metamorphen Minerale Hornblende und Chlorit.

Die Talk-Karbonat-Serpentine der Gleinalm in Steiermark sind nach F. ANGEL [370] hervorgegangen durch metamorphosierende Einwirkung eines Granodiorits, wobei die Zone des Karbonat-Tremolit-Serpentins der ideellen Fortsetzung eines auf der einen Seite in Serpentin ein-, auf der anderen austretenden Kalkmarmors entspräche. — Im Serpentin von Oppenberg (Obersteiermark) ist eine Talk-erfüllte Störungszone, von Karbonatgängen begleitet, an die Genesis der übrigen obersteirischen Talkvorkommen herangerückt, die mit Serpentin keinen unmittelbaren Zusammenhang haben. Von Kraubath beschreibt E. CLAR [394] Schliffe mit vereinzelt reichlich Talkbildung im an sich wenig metamorphen Peridotit. Der Karbonattalk-Fels im Habachtal in Salzburg, in Nähe der Smaragdlagerstätte am Kontakt zu Zentralgranit, dürfte ebenfalls einer völlig veränderten Serpentinscholle, von Amphibolit begleitet, entsprechen.

Selbstverständlich spielt Talk auch auf allen übrigen alpinen Serpentinvorkommen eine bald stärkere, bald geringere Rolle als jüngere Mineralbildung. Mit Störungen beginnend, entlang derselben nachfolgend Lösungszufuhr und Talkbildung erfolgt, begünstigt gute Gleitfähigkeit talkerfüllter Klüfte im Fortgange des Gebirgsbaues die Weiterbildung der Störung.

Das Nebengestein der Chromitlagerstätte Tampadel in Schlesien ist nach K. SPANGENBERG [524] häufig Talk-Karbonat-Serpentin.

Karelische Serpentine in Finnland werden nach HAAPALA [492] auch ohne vorhergehende Serpentinisierung von Talkbildung erfaßt: im allgemeinen entwickelt sich Talk hauptsächlich aus Serpentin der Pyroxene, weniger aus jenem des Olivins; Grenz-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

talkbildung ist besonders verbreitet, sie leitet nach innen mittels einer Chlorit-Serpentinzone in Serpentin mit Maschenstruktur über; auf Granitdurchbrüche ist überall hinzuweisen.

VÄYRYNEN [497] findet auf finnischen Serpentinen die Vertalkung der Pyroxene erfolgend nach deren Basis-Absonderungen und diesen parallelgestellt auch die Talkspaltbarkeit, die Chloritumwandlung des Pyroxens geht parallel der Pyroxen-c-Achse, d. h. ∥ (110).

Von den Talkzonen des Selukwe-Serpentins in Rhodesien hebt F. KEEP [602] ihre jüngere Bildung gegenüber der Olivinumwandlung zu Serpentin hervor; Granite liegen auch hier in unmittelbarer Nachbarschaft.

Nach den Untersuchungen von H. H. HESS [738] und gemeinsam mit A. H. PHILLIPS [881] an den Serpentin-Talkvorkommen der Appalachen, Nordamerika, ist Talk-(Speckstein-, Topfstein-, Seifenstein-)bildung der Serpentinisierung als auch der Hornblende-Chlorit-Bildung nachfolgend, oder auch für sich allein bestehend. Zur Zeit der Talkbildung, Steatitisierung wirkt sich Streß nicht aus (das gilt nach meiner Einsicht auch für Ostbulgarien). Talk ersetzt auch Hornblende. Karbonat und Talk sind eng verbunden, heiße Lösungen, CO_2-zufuhr sind für die Bildung beider benötigt, granitische Durchbrüche hiefür die Quelle. Biotit (Vermiculit-) und Talkhüllen um Serpentinkörper in kristallinen Schiefern, Einzelfunde von Korund in Talk beleuchten die Stoffwechselvorgänge, welche dort von granitischen Injektionen auszugehen vermögen.

Nicht die Balkanhalbinsel und ebensowenig Kleinasien stechen durch lagerstättenmäßige Anhäufung von Talk hervor. Die Mg-Reserve der Serpentinvorkommen scheint also auf die Bildung reiner Talklagerstätten keinen unmittelbaren Einfluß zu haben, obwohl während der kretazisch-tertiären Andesitepoche Serpentinareale vielfach unter regionaler Thermendurchtränkung gestanden haben müssen.

Die Magnesiametasomatose geht ihre eigenen Wege. Die Magnesiametasomatose im finnisch-schwedischen Grundgebirge von Erzführung begleitet, Alkali und Kalk durch Magnesia ersetzend unter Bildung von Cordierit und Antophyllit, hat auch nichts mit basischen Massen, Intrusionen oder Aufzehrung derselben zu tun, sondern ist nach P. ESKOLA [490] an die granitische Magmatitbildung der Tiefe anzuhängen. Beweglichkeit der Mg- und Al-Silikate wird hiebei vorausgesetzt. Das ist nichts Befremdendes, denn wir sehen ja Wanderungsfähigkeit der Mg-Silikate auch bei Umbildung von Peridotitmassen bestehen, wie die bis in jüngste Zeit herauf vor sich gehende Entstehung von Mineralen u. a. der Sepiolithgruppe (Meerschaum, Gymnite usw.) beweist.

Auch die Bildung der alpinen Talklagerstätten steht in ähnlicher Beziehung zu junger Granitförderung, die älteren ultrabasischen Gesteinsbestände treten hiebei in den Hintergrund: die Mg-Metasomatose spielt sich hier in höheren Zonen ab als in den nordischen Ländern, in epizonalen Gesteinsserien der paläozoischen Grauwackenzone, karbonatisches Agens ist zeitweilig führend, Talk hängt häufig den kristallinen Magnesitlagerstätten an (Oberdorf bei Bruck usw.).

Ob unter den Talkbildungen der Balkanserpentine, besonders solcher mit Al-reichen monoklinen Pyroxenen, nicht auch fallweise der „Al-Talk" Pyrophyllit zur Entstehung kam, war bisher wohl kaum Gegenstand der Aufmerksamkeit, Verwechslung mit dem gewöhnlichen Mg-Talk wäre immerhin möglich.

Karbonatisierung.

Die Karbonatisierung geht häufig mit Talkbildung, aber auch mit Asbestbildung zusammen. Nebst SiO_2, die wohl stets gegenwärtig ist, werden CaO und CO_2 in den metamorphen Gesteinsaufbau eingebracht.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Karbonatserpentine, wie solche aus dynamometamorph überarbeiteten Serpentinen bei gleichzeitiger granitischer Durchdringung hervorgegangen sind, beispielsweise in klassischer Ausbildung vom Ural (Beresowska) bekannt, finden sich am Balkan selten, obwohl im Rahmen der balkanischen Serpentinmassive stets reichlich Kalkmassen zugegen und jüngere granitische Massive benachbart, ja oft auch intensive granitische Durchdringung von Serpentin vorhanden sind. Anscheinend waren am Balkan im allgemeinen recht trockene und gasarme Granite hochgekommen, wie ja dort auch Erzlagerstätten in granitischer Abhängigkeit nicht gerade häufig sind. Auch der steten Ausbildung einer Amphibolithülle um Peridotitmassive kann eine Bedeutung dahin zukommen, daß damit Abdichtung, Verwehren oder Erschweren von Lösungseintritt in das Innere des Peridotitleibes verbunden war.

In Lojane bei Skoplje tritt wohl Kalkspat — neben Aragonit — in die postgranitische Mineralparagenese ein, ohne jedoch gesteinsbildend als Karbonatserpentin hervorzutreten.

Von den rumänischen Serpentinen bei Oršova an der Donau erwähnt A. CORDACEA [176] Karbonatserpentin als kompaktes bis geschiefertes, aschgraues bis rostgelbes Gestein mit unverändertem Chromit und reichlich SiO_2; es wird als hydrothermales Produkt betrachtet, metasomatisch nach Serpentin gebildet. Hier liegt wohl richtiger Karbonatserpentin in der regionalen Erscheinungsweise vor.

Auf den Serpentiniten Ostbulgariens, hornblenditisiert, mit reichlicher Chlorit- und Talkbildung, reichlich Kalkgestein in der Umrahmung, spielen Karbonatserpentine oder Talk-Karbonatserpentine keine Rolle.

Talkbildung geht zwar auch ohne Karbonatisierung des Serpentins einher, wenn eben CaO und CO_2 in der thermalen Durchflutung fehlen. Mit der Karbonatisierung des Serpentins ist aber ein gewisser Ausschnitt von Talkbildung unvermeidlich, wofür SiO_2 aus der Zerstörung des Serpentins verwendet wird.

P. ESKOLA schreibt für die Karbonatisierung des Serpentins, diesfalls CaO-zufuhr nicht berücksichtigend, die Gleichung:

$$2\,H_4Mg_3Si_2O_9\ (\text{Serpentin}) + 3\,CO_2 = H_2Mg_3Si_4O_{12}\ (\text{Talk}) + 3\,MgCO_3\ (\text{Magnesit}) + 3\,H_2O.$$

Die Karbonate des Karbonatserpentins können verschiedentliche Zusammensetzung haben, von Magnesit über Ca-Mg-Fe-Karbonate, Dolomite, Breunnerite, Ankerite zu Kalkspat.

Nach ESKOLA setzt die Karbonatisierung bisweilen schon während der Serpentinisierung ein, mit Tremolitdolomit als Zwischenprodukt; die Karbonatisierung der Serpentingesteine als selektiver Vorgang bei regionaler CO_2-Thermendurchtränkung, mit CaO-Transport verbunden, findet ihre Erklärung in der Wirkungsweise des Serpentingesteins als „Adsorptionsapparat" bei niedrig temperierter Metasomatose. Also eigentlich eine Wiederholung der Wirksamkeit, wie sie bereits gegenüber dem juvenilen H_2O der Autohydration des Peridotits angenommen wurde.

Auf finnischen Serpentinen wird nach HAAPALA [492] ebenso wie Serpentin auch Hornblende von Karbonat vollständig verdrängt. In der Regel handelt es sich um Dolomit- und Magnesitausscheidung im Serpentin-Talkfels. Nach der Karbonatisierung kommt es mitunter zu einer zweiten Hornblende-Ausscheidung nachgranitischer Metamorphose.

In extremen Fällen steigert sich Karbonatisierung in nordischen Serpentinen nach ESKOLA mitunter bis zur Bildung reiner Dolomitfelsen; das Ausgangsgestein kündigt sich dann nur mehr durch Chromitreste an. Hiebei werden beträchtliche Mengen SiO_2 entbunden. Auch dieser Metasomatosevorgang vollzieht sich unter Volumkonstanz. Auf der Balkanhalbinsel und in Kleinasien ist mir hievon kein Gegenbeispiel bekannt.

Ein mehr bunter, gemischter Typus der serpentinischen Talk-Karbonatfelse stellt der Listwänit dar, aus dem Ural zuerst mitgeteilt, auch von Minaes Geraes, Brasilien, bekannt geworden. Häufig zeichnet ihn Quarz-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

infiltration aus. Übergänge bestehen nach Serpentiniten und reinen Kalkfelsen. Jüngst hat K. SPANGENBERG [524] Listwänit aus der Serie der Begleitgesteine der Chromerzlagerstätte Tampadel in Schlesien beschrieben. Vom Balkan sind Listwänite bisher nicht benannt worden, möglicherweise ist der Talk-Karbonatfels von Oršova am Donauknie darunter einzureihen.

Ein Endglied der Bildung von Karbonat-Talkfels aus Serpentin ist der milde, schuppig wirrfaserige Topfstein: der Balkan ist für ihn kein Verbreitungsgebiet.

Asbestbildung.

Für die Serpentingesteine spielt unter den Asbestarten der Chrysotilasbest, von derselben chemischen Formel wie der Serpentin $H_4Mg_3Si_2O_9$ oder $(3Mg_2SiO_4.H_2O)$ $(H_4SiO_4.H_2O)$, mit Wassergehalt bis 13%, die wichtigste Rolle; er soll hier seine kurze Betrachtung finden.

Im Feinbau zeigt Chrysotil Hornblendeverwandtschaft und seine Formel kann auch in diesem Sinne geschrieben werden (W. SCHMIDT-E. BAIER [789]).

Wenn auch Serpentin im großen gesehen fast stets das Muttergestein für Chrysotilasbest abgibt, ist letzterer doch kein ausschließlich Serpentin-gebundenes Mineral, sondern vereinzelt auch in kristallinen Kalken, Serpentin abseitigen Kalkschiefern usw. anzutreffen.

Die Asbestbildung in Serpentin ist, wie die Serpentinisierung selbst und im allgemeinen jünger als diese, eine interne Metamorphoseangelegenheit, unabhängig von Stoffzufuhr von außen, welche ja die chemische Identität von Chrysotilasbest und Serpentin auch nicht notwendig macht. Damit ist aber nicht gesagt, daß Lösungszufuhr von außen, Eintritt thermischer Wässer in den Serpentinkörper auf Asbestbildung ohne Wirkung wären.

Die chemisch-physikalischen Bedingnisse der Asbestbildung finden noch keine einheitliche Deutung. Außer Zweifel steht, daß Tektonik sowie verstärkte Mobilisation von Serpentinlösungen zu den Voraussetzungen von Asbestbildung gehören. Bewegung, Durchbewegung sowie Lösungsbeeinflussung durch jüngere saure, meist granitische Eruptivkörper sind jedenfalls Faktoren, welche die Asbestbildung begünstigen.

In der Serpentinisierung der Olivingesteine in Form des Maschenserpentins liegt ja etwas ähnliches, nur graduell verschiedenes wie Mikroasbestbildung vor: metasomatische Verdrängung des Olivins durch Serpentinlösungen, ausgehend von gangnetzwerkartigen Kanälen, die von den Intergranularien des Olivinkorngefüges bestritten werden, wobei die neugebildeten Serpentinfasern mehr minder senkrecht zur Zentralnaht der Kanäle stehen.

Bei der Bildung von makroskopischem Chrysotilasbest erfährt die Grundtendenz der Serpentinisierung, Hydrolyse der Mg-Silikate einen verstärkten Impuls, wobei wohl vorgebildete Serpentinsubstanz neuerlich mobilisiert wird.

Die Faserlänge im Geäder von Chrysotilasbest, von Millimeterstärke und darunter beginnend, reicht an 1—2 *cm*, ausnahmsweise an 6—7 *cm* heran.

Asbestbildung ist ebensowenig mit Volumzunahme verbunden, wie der gleicher Art metasomatische Vorgang der Serpentinisierung selbst. Überschüssige Lösung wird abgeführt.

Die Beziehung von verstärkter Chrysotilbildung zu Granitnähe, die der Granitintrusion zu verdankende thermale Mobilisation der Serpentin-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lösungen, ist fast auf allen großen Asbestlagerstätten der Welt, Ural, Kanada, Südafrika nachweisbar.

Für die vorzüglich granit-abhängige statische Asbestbildung ist Querfaserasbest (cross fiber) bezeichnend; tritt Impuls aus Durchbewegung hinzu, dynamische Asbestbildung, macht sich Längsfaserasbest (slip fiber) geltend. Beide Asbestarten bestehen auch nebeneinander. Wirrfaserige Asbeststruktur ist unter den Hornblende-Asbestarten verbreiteter.

Auf Rutschflächen meist ältesten Gepräges im Serpentin macht sich häufig die grobfaserig-stengelige, undurchsichtige, mattgelbgrüne Serpentinabart, Metaxit, breit. Radialstrahliges Gefüge der Serpentinfasern setzt den Pikrolith zusammen (von RAMDOHR-KLOCKMANN [772] wird der Name Pikrolith auch an Stelle der hier und von ANGEL-SCHARIZER [691] gebrauchten Bezeichnung Metaxit verwendet).

In der Frage der genetischen Auslösung von Asbestbildung auf Serpentin hat W. LINDGREN [757] in „Mineral Deposits" die im einzelnen oft abweichenden, auf den Hauptlinien sich aber doch treffenden Anschauungen der verschiedenen Beobachter dahin zusammengefaßt: Hochtemperierte wässerige Lösungen haben die Umwandlungen Serpentin zu Serpentinasbest herbeigeführt, wobei dieser Vorgang sich auch unmittelbar an die Serpentinisierung reihen konnte.

Nach S. B. KEITH und G. W. BAIN [747] bildet sich Asbest meist auf Grund einer vorhergegangenen Serpentinisierung, wobei der Länge von Querfaserasbest ein gewisses Vielfaches an Ausmaß der erreichten Serpentinbreite im selben Lösungskanal entspräche. Beispielsweise beträgt für den Uralasbest [547] das Verhältnis Asbestbreite zu zugehöriger Serpentinbreite in derselben Lösungsspalte etwa 1 : 5.

Beide Autoren sehen in der Asbestbildung: Lösung von Serpentinsubstanz und Wiederabsatz in sich öffnende Zerr-, Bruch- oder Torsionsspalten. Asbestbildung wäre also nach KEITH und BAIN Kristallwachstum in Spalten, der Rekristallisationsanteil daran, ebenso Verdrängungsbeträge dabei wären gering. — Die häufige Verbindung von Chrysotil mit Talk im selben Serpentinkörper bestimmt die beiden Autoren, u. a. die Serpentin-Talkumwandlung in Mengenbeziehung zum Umfang der Asbestbildung zu bringen: Talk, mit 6% höherem spezifischen Gewicht als Serpentin, benötigt zwar zu seiner Bildung SiO_2-Zufuhr, doch Serpentinsubstanz wird dabei fortbewegt, die ein zwei- bis dreifaches an Asbest gegenüber dem Talkumfang hervorbringen könne.

Asbestbildung als Kristallwachstum in Spalten nach der Vorstellung von KEITH und BAIN vermag jedoch keineswegs in die Vielfalt der Erscheinungen im Auftreten von Chrysotilasbest allseitig befriedigende Aufklärung zu bringen: Die Formenbilder der Asbestschnüre, Durchkreuzen von Asbestgängchen unter Anzeichen altersverschiedener Bildung, Schrägstellen der Faserrichtung zur Wand, paralleles Faserwachstum unter gemeinsamem Richtgesetz auf sich teilenden oder schräg zuscharenden Spalten usw. sind Phänomene, welche gewöhnlicher Kristallrasenbildung auf Klüften nicht zukommen. Hier ist in jüngster Zeit, 1938, G. FISCHER [503], die Asbestvorkommen in Diallagserpentin der bayrischen Ostmark sorgfältig beobachtend, zu einer Reihe bedeutungsvoller Schlüsse gekommen, die geeignet sind, sowohl auf die mineralogische als auch genetische Seite des Asbestproblems neues Licht zu werfen; seiner Auffassung gemäß sei die Faser des Chrysotilasbests überhaupt keine Wachstumserscheinung, sondern dieser „Faserbau ist Dehnungsgefüge, das dem kolloiden Inhalt der Zerrspalten aufgeprägt wurde".

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

FISCHER beruft sich hiebei einerseits auf die Wahrscheinlichkeit, daß die von dem angrenzenden Serpentin abgegebenen Lösungen kolloidale Beschaffenheit hätten und anderseits auf Experimente, wonach Gelatine bei Dehnung Faserstruktur annimmt.

Möglichkeit ursprünglicher Gelnatur der Serpentinsubstanz wurde auch schon früher von anderen Beobachtern ins Auge gefaßt. Beispielsweise hat St. FOSLIE [491] 1933 die Überzeugung ausgesprochen, daß Faserserpentin ursprünglich als Gel abgesetzt worden wäre und erst bei der Rekristallisation unter Druckkräften quer zur Spalte die Faserform angenommen hätte (Ref. G. BERG, Z. f. pr. G. 1933 H. 10).

FISCHER bestreitet allerdings jegliches Rekristalisationsgefüge im Chrysotilasbest: Nicht Kristallfasern mit unwahrscheinlich großer Oberfläche bestehen, sondern die Fasern „sind eben doch keine Kristalle, sondern Gelstäbchen mit Spannungsdoppelbrechung, innerhalb deren die wirklichen submikroskopischen Kristallteilchen nur mit einer linearen Richtung, der c-Achse, formgeregelt sind; die Grenzen der einzelnen Stäbchen oder Fasern bilden winzige subkapillare Hohlräume, die bei der Dehnung entstanden".

Nach der FISCHERschen Vorstellung verdankt also Chrysotilasbest Raum und Fasergefüge einer tektonischen Beanspruchung des Serpentins, der Chrysotilasbest selbst ist danach wahrscheinlich ein „gerecktes Gel".

Beispiele von Einzelheiten in der Erscheinung von Chrysotilasbest in Gangnetzwerksformen, wie sie FISCHER bringt und abbildet, um die Auffassung von reinem Kristallwachstum in Klüften zu widerlegen, können auch an den Balkanvorkommen von Chrysotilasbest hin und hin beobachtet werden.

Unmittelbarer Zusammenhang zwischen Asbestbildung und Serpentinoberfläche besteht am Balkan ebensowenig wie anderwärts. Ob eine Asbestzone nach der Tiefe rasch endigt oder noch ihre Fortsetzung hat, hängt allein vom Stand des Erosionsschnittes ab, von dem der Asbest erfüllte Serpentinraum, in seinen Maßen auch schon primär beschränkt, getroffen wird. Mittelbare Beziehungen können sich von der tektonischen Seite her einstellen, auch solcher Art, daß stärkere tektonische Zerrüttung als Vorbereitung der Asbestbildung, nachfolgend auch dem Abtrag günstigere Wege zu bereiten vermag.

Formumrisse von Asbestisierungszonen innerhalb von Peridotitmassen sind unregelmäßig und unabhängig von vorgebildeter Tektonik und metasomatisierender Front. Oft herrscht auch hier wieder Linsenform. — Die Asbestzonen von Bashenovo im Ural legen sich zwiebelschalenartig um einen Kern von wenig verändertem Peridotit [540].

Große ergiebige Asbestzonen sind auf Balkanserpentinen bislang nicht aufgedeckt worden, doch besteht ein weitverbreiteter, besonders in Kriegszeit rühriger Kleinbergbau auf diesen wichtigen Rohstoff. Einzig in der Gegend von Raška im Ibartal ist gegenwärtig ein Asbestgewinnungsbetrieb in größerer Entwicklung begriffen.

Für das Auftreten von Asbest auf mazedonischen Serpentinen ist bezeichnend, daß jene Peridotitmassive, die verhältnismäßig ruhig gelagert sind und auch keine Beziehung zu Granitnähe aufweisen, keine oder höchstens Asbestvorkommen mineralogischer Bedeutung aufweisen. So spielt das Mineral Asbest in der Hauptmasse des ausgedehnten Raduscha-Peridotits keine Rolle; doch die randlich davon abgespanten Serpentinzonen nächst Kačanik, der engmaschigen Durchschuppung und Durchbewegung, auch juvenilen Lösungshochstiegen ausgesetzt gewesen, bergen bauwürdige Asbestlagerstätten. Ähnliches gilt für die Serpentine von Lojane und Preševo nordöstlich von Skoplje, wo sich Durchbewegung und Granitdurchwirkung vereinen und örtlich beachtliche Asbestbildungen hervorrufen. In Lojane hat sich neben Querfaserasbest auch etwas reichlicher Längsfaserasbest, mitunter Pikrolith-artig, gebildet.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Über angebliche größere Asbestvorkommen bei Bitolj im S Mazedoniens liegen mir keine näheren Angaben vor.

Das Vorkommen Bogoslovac östlich Veles in Mazedonien betrifft die Teilasbestisierung eines Pyroxen führenden Peridotits als Glied des Lojane-Chalkidike-astes; einer randgestörten Grundgebirgsinsel im Tertiär zugehörig, nachbarlich zum Granit von Stip, eingespannt in den Rahmen eines ausgedehnten jungen, tektonischen und vulkanischen Kraftfeldes, ist die örtliche Asbestbildung zweifellos mit diesen Bedingnissen verknüpft.

Von Albanien schreibt E. NOWACK [237] über ein relativ junges Asbestvorkommen bei Korca: ein grobes, aus Serpentingeröll gefügtes basales Konglomerat der unteroligozänen Beckenfüllung über Serpentingrundgebirge gebreitet, weist örtlich die Bildung von unreinem Talk und Asbest auf, die offensichtlich erst nach Konglomeratverfestigung entstanden sind. Tektonische Begleitumstände verraten sich durch Striemung. (Lösungsnachhilfe durch alttertiäre Granite wäre hiebei nach meinem Dafürhalten nichts außergewöhnliches).

Auf kleinasiatischen Serpentinen spielt Asbestisierung anscheinend keine bedeutsame Rolle, am Maße der Wirtschaftlichkeit der Asbestlagerstätten gemessen. Ein ausbeutewürdiges Vorkommen befindet sich nach HOWLING [743] zwischen Ankara und Eskischehir.

Die in den letzten Jahrzehnten neuerlich bekannt gewordenen, schon im griechischen Altertum bekannt gewesenen Asbestlagerstätten auf Cypern werden von den aus Griechenland herüberschwenkenden Serpentinmassen getragen. A. ZDARSKY [905] bezeichnet Wehrlit und Serpentin im allgemeinen als Muttergestein des Cypern-Asbests. Nach HOWLING [743] ist der Asbest auf Dislokationszonen im Troodosgebirge verbreitet. Granit ist nicht zugegen, wohl aber jungvulkanische Gesteine. W. HENCKMANN [268] sieht im Cypernasbest Spaltenfüllungen im Gefolge von Kontakt- und Regionalmetamorphose, doch vorgranitisch gebildet.

Von den alpinen Asbestvorkommen sei hier, die gute Übereinstimmung mit FISCHERs Beispielen aus der bayrischen Ostmark zeigend, der Asbestvorkommen im Serpentin von Oppenberg, steirisches Ennstal, gedacht und in einem Abbildungsausschnitt dargetan. (Abb. 142): Scharen von Fiederklüften, als linsig sich öffnende Zerr-

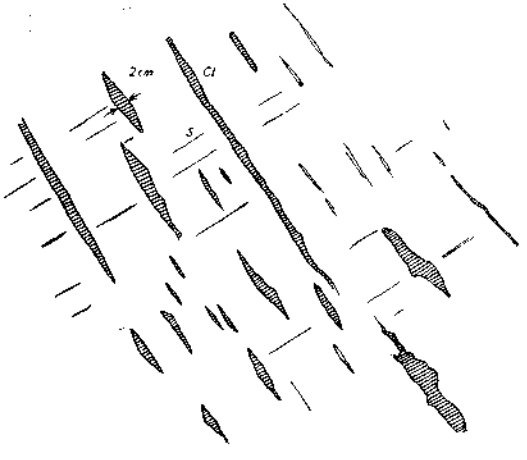


Abb. 142. Aus der „Asbestwand", Ostgrat Hochgrößen bei Oppenberg, Steiermark. *S* = Schieferung des Peridotitserpentins nach 10°/25°, *Cl* = Cleavage (mit Querfaserasbest) nach 190°/65—70°.

Nicht Kristallwachstum ausgehend von und senkrecht zu den Kluftflächen, sondern die Asbestfaser bildet sich unter einem die Lösungen aller Spalten beherrschenden einheitlichen Spannungsgesetz.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

klüfte zwischen Schieferungsflächen des antigoritisierten Serpentins bemerkenswert, werden durch über alle Klüfte einheitlich parallel gerichtete Asbestfaser ausgefüllt, wobei die Wandung der Klüfte zur Faserrichtung keine strenge Beziehung hat.

Ferner Asbest und Nephrit von Poschiavo, Graubünden (C. SCHMIDT [886]).

Die Vereinigung von Asbest- und Talkbildung bzw. Talk- und Karbonatbildung auf Serpentin, die Ausbildung gemein verbreiteter Asbest-Talk-Karbonatfelse als Gesamtpseudomorphose von Peridotitkörpern ist dort verbreitet, wo zu kräftiger tiefsitzender Metasomatose, ausgeübt von SiO_2- und CO_2-reichen Lösungen, auch Dynomametamorphose nachhilft. In der Regel ist dann wirrstrahliger, verworrenfaseriger Asbest gebildet.

Südost-finnische Serpentine aus dem Gebiete des Ladogasees liefern hiefür Beispiele; vom Balkan sind sie nicht bekannt. — In Südrhodesien scheut nach G. HOWLING [743] parallelfaseriger Chrysotilasbest in Peridotit nicht die Nachbarschaft zu Talkschiefern und Talkkarbonatgesteinen, Serpentinisierung und Asbestisierung nehmen vom Granit weg ab.

Sonstige Asbestarten, Hornblendeasbeste, der rhombische Mg-Fe-Amphibolasbest Antophyllit, der noch eisenreichere, auch Na-silikathaltige Amosit, die Asbestarten der kalkreichen monoklinen Amphibole, Tremolitasbest usw., jene der monoklinen Na-Hornblende, der blaue Krokydolith, haben auf Serpentinbereichen der Balkanhalbinsel und Anatoliens keine Verbreitung.

Amosit und Krokydolith-Asbest stehen auch auf ihren wichtigsten Vorkommen, jenen der Kap-Provinz und Transvaals in Südafrika außerhalb der Peridotitmassive, sind aber doch den Gesteinsumrahmungen derselben eigentümlich. Asbestträger sind: bänderige Eisenstein-Schichten des Transvaalsystems bzw. an der Basis der Pretoriaserie, z. T. eingeschaltet in den oberen Teil der sie unterlagernden Dolomitserien (HOWLING [743]), die sämtliche zum äußeren Kontaktgürtel des Bushveld Igneous Complex zu zählen sind.

Rhombische Hornblende, Antophyllit, wird von serbischen Serpentinmassiven mehrfach erwähnt. (HAMMER, PAVLOVIČ u. a.), nicht aber deren Asbestform.

Peridotitserpentin und seine Begleiter im Fazieskleid der Gesteinsmetamorphosen.

Zielgerichtete Untersuchungen über die gesteinsfazielle Stellung der Gesteine des Peridotitzyklus auf Balkanhalbinsel und Anatolien liegen noch nicht vor: einer eingehenden Beurteilung dieser Fragen stehen Mangel an petrographischen Serienuntersuchungen, die Peridotit und Hüllgesteine einschließen, auch geringe Zahl von chemisch-petrographischen Einzeluntersuchungen des Mineralbestandes beider entgegen. Nicht einmal jene geologische Vorarbeit ist überall gelöst, die ermöglicht, auseinanderzuhalten, was jeweils zur eigentlichen primären, gemeinsam mit Peridotit metamorphosierten Hüllserie gehört, oder was nach Abschluß der hauptsächlichen Metamorphose nur zufällig tektonisch neben Peridotit gestellt wurde. Immerhin sind aus den zur Verfügung stehenden Einsichten in Petrographie und Metamorphose der Balkanserpentine und aus der Gegenüberstellung zu den viel besser studierten alpinen Verhältnissen neben Fragestellungen auch einige vorläufige allgemeine Aussagen zu machen.

Fazies der metamorphen Gesteine ist ein Serienbegriff; er umschließt Gesteine, welche bei gleicher chemischer Zusammensetzung unter be-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

stimmten Druck- und Temperaturverhältnissen in relativem Gleichgewichtszustande befindliche Mineralbestände aufweisen, wobei Gleichgewichtsstörungen gleichgerichtete Umwandlungstendenzen hervorrufen, oder in Schärfe nach P. ESKOLA (cit. F. ANGEL, 1940 [383]) ausgedrückt: „Mineralfazies bzw. Gesteinsfazies, umfaßt alle Gesteine, die bei gleichem Chemismus gleichen Mineralbestand aufweisen, diesen Bestand aber gesetzmäßig in bestimmter Richtung ändern, wenn sich der Gesteinsmechanismus ändert."

Gesteinsfazies ist also zugleich ein Dachbegriff für die in Gesteinen auftretenden Mineralparagenesen.

Die Fazieslehre, aus der Lehre von den Tiefenzonen (BECKE, GRUBENMANN-NIGGLI u. a.) hervorgegangen, drückt diesen also noch den Stempel potentieller chemischer Energie im Sinne von Stoffwechsel- und Umwandlungsbereitschaft auf.

Die Betrachtungsweise der Fazieslehre, von P. ESKOLA im besonderen vertreten, durch F. ANGEL für alpine Verhältnisse eingeführt und ausgebaut, erfaßt sedimentogene als auch magmatogene Gesteine; sind eben die Gesteinsstoffe einmal da, kümmert sich die Metamorphose nicht mehr viel um die Herkunft, sondern waltet nach rein chemischen Gleichgewichtstendenzen. Immer ist aber erforderlich, daß für die Faziesbetrachtung der große Überblick sich einschaltet, daß weite Räume der Betrachtung unterliegen, für die sich aus den Stoffwechselvorgängen der Schluß auf zu gewissen Zeiten stattgehabte gleiche Temperatur- und Druckbedingungen ziehen läßt.

Wird nun versucht, aus dem in dieser Hinsicht noch dürftigen und auch noch wenig verarbeiteten Material der Balkanpetrographie für die Peridotite und Begleitgesteine einige Erfahrungstatsachen andeutungsweise abzuscheiden und den viel besser bekannten alpinen Verhältnissen gegenüberzustellen, so ist aus dem bisherigen Tatbestande schon ersichtlich geworden, wie sehr sich die Balkanperidotite im Durchschnitte durch viel geringeren Metamorphosegrad von der Mehrzahl der alpinen Peridotitgesteine abheben. Altersunterschiede, verschiedenes Peridotitalter dürfen hiefür nicht herangezogen werden, denn wir sehen auch entsprechende Hüllschichten alpiner Peridotite meist in wesentlich höher metamorphem Gewande als gleichwertige Gesteinsserien des Balkans. In dem in der Regel geringen Metamorphosegrad der Balkanperidotite kommt eben nur der geringere tektonisch-dynamometamorphe Beanspruchungsgrad zum Ausdruck, wie er für die ganzen Dinariden gilt; Antigoritserpentine sind hier wenig verbreitet.

Die Kernmassen der Peridotitmassive auf der Balkanhalbinsel würden sich auch nach ihrer Unversehrtheit überhaupt noch in keine sonderlich metamorphe Gesteinsfazies einreihen lassen, wenn nicht die Ausbildung der meist etwas betonter metamorphosierten Grenzgesteine die Brücke zu den metamorphen Serien schlüge. Wie in der ESKOLAschen Ausdrucksweise etwa Pyroxenreste des Hornblendegabbros im kleinen, so können die Peridotitmassen des Balkans im großen in gewissem Sinne als „proterogene instabile Relikte" bezeichnet werden.

Die fazielle Beurteilung der Grenzgesteine des Peridotits bestimmt die Aussage über das Faziskleid der Peridotitmasse in Gesamtheit. Da treten gleich die schon früher erörterten Unsicherheiten auf, wieweit die Metamorphose-Aufprägung der Grenzamphibolite auf dynamometamorphe

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Rechnung zu setzen ist und nicht doch auch primär-magmatische Bedingungen darin verkörpert sind. Liegt eine Sonderausbildung der Hornblendegabbro-Fazies vor oder besteht Amphibolitfazies rein metamorpher Prägung?

Restbestände älterer brauner Hornblende neben jüngerer grüner Hornblende und damit Anzeichen des Absinkens der Metamorphosetemperatur sind von Amphiboliten primär-magmatischer Natur und echten Gabbroamphiboliten anzuführen. In Mehrzahl sind die gabbroiden Gesteine des Balkans noch gar nicht im Amphibolitfazies untergegangen.

In ähnlicher Weise wie für die Amphibolite bleibt anscheinend auch die Frage für die spärlichen Eklogitvorkommen im Verbande der Balkanperidotite offen: ist für diese magmatische oder metamorphe Eklogitfazies vorauszusetzen? Für die Eklogite der bosnischen Serpentinzone liegt beispielsweise der Schluß auf magmatische, metamorph wenig veränderte Eklogitbildung nahe, die auch zur Grünschieferfazies der Hüllgesteine in keinem Widerspruch zu stehen brauchte, wie etwa Katazone der metamorphen Eklogitfazies.

Reaktionsgesteine, Kalksilikatfelse mit Diopsid, Vesuvian, Andraditgranat, Zoisit, Tremolit, Smaragdit, Epidot usw. als Hofgesteine der Serpentine, mesozonale Bildungen, bzw. nach F. ANGEL aus der zweiten Streßzonenstufe stammend, fehlen auf der Balkanhalbinsel, wo epizonale Bedingungen der Peridotitmetamorphose in der Spanne zwischen Kalkphyllitfazies und Grünschieferfazies der obersten Streßzonenstufe, überhaupt „Erststufig" vorherrschen.

Die mit etwas höheren, doch von der Amphibolitfazies her fallenden Temperaturbereichen verbundene Epidot-Amphibolitfazies (Hornblende, Epidot, Albit) und Prasinitfazies (Hornblende, Epidot) bleiben auf der Balkanhalbinsel im allgemeinen auf vorperidotitische Metabasite beschränkt, die in vorpaläozoische und altpaläozoische kristalline bis halbkristalline Serien eingeschaltet sind, und vor der Peridotitintrusion bereits eine Metamorphose erlitten haben. Prasinite, kalkfrei oder kalkhaltig, sind in den Alpen verbreitet und dort aus zweitstufigen Amphiboliten bei Abstieg in niedere Temperatur- und Druckbereiche — doch höhere als bei der Grünschiefer-Chloritschieferfazies — unter Aufspaltung der Ca-Mg-Al-Hornblende in Klinochlor, Epidot, Strahlstein und Quarz, hervorgegangen (F. ANGEL [383]), wobei nebenher gemeine grüne Hornblende unter Na-Aufnahme aus Albit in die blaugrüne barroisitische Hornblende umschlägt. Für den metamorphen Gesteinskreis der Balkanperidotite sind Prasinite nicht kennzeichnend, trotz reichlicher Entfaltung von Amphibolit, was vielleicht als Hinweis gelten kann, wie selten hier zweitstufiger Amphibolit vorgelegen hat.

Die gesteinsfazielle Stellung der Glaukophangesteine im Bannkreis der Balkanperidotite, die allgemeine Abhängigkeit dieser regional verbreiteten Glaukophan-Vorkommen ist noch ungeklärt. Haben die Serpentin-Hüllgesteine nur günstigen Boden für die metamorphe Glaukophanbildung abgegeben, oder ist, welche Möglichkeit bereits in Abschnitt V angedeutet wurde, eine Na-metasomatose von Seite der Serpentinintrusionen ausgegangen? Die Aufnahmsgesteine der balkanischen Vorkommen an Glaukophanhornblenden sind, soweit bekannt, vorzüglich erst- bis zweitstufige Paragesteine; eine Abhängigkeit von Eklogiten ist nicht zu erblicken.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Im Glaukophan führenden Schiefergestein von Orašje bei Raduscha ist die blaue Hornblende instabil, randlich in Aktinolith umgewandelt.

Anders in den Alpen, wo Glaukophan-Eklogite verbreitet sind; hier hat sich die Na-Hornblende vornehmlich auf Kosten des Na-Pyroxens Omphazit gebildet.

Aber auch außerhalb metamorpher eklogitischer und gabbroider Gesteine tritt in den Alpen Glaukophan auf. M. STARK [441] beschreibt Glaukophan aus Grünschiefern der Grauwackenzone im Großarltal, Salzburg. — Siehe auch AMPFERER [370 a], HARTMANN [847] u. a. Vereinzelt findet sich Glaukophan in den Ophicalciten (H. P. CORNELIUS [401]).

F. ANGEL schließt die alpine Glaukophanbildung in die Epidot-Amphibolitfazies ein, wo neben Omphazit sich auch Albit als Na-Quelle erweist, damit der Prasinitbildung verwandt. P. ESKOLA spricht hinsichtlich weltweiter Vorkommen an Glaukophan von einer eigenen „Glaukophanschieferfazies" und weist auf die noch bestehende Problematik genereller Bildungsbedingungen für Glaukophan hin.

Chloritfelse, Karbonat-Talkfelse und reine Talkfelse, auf der Balkanhalbinsel verhältnismäßig rar, fallen unter die Bedingungen der Grünschieferfazies, für welche die Auflösung der gemeinen Hornblende in Chlorit (Epidot, Aktinolith), Karbonat und Quarz bezeichnend ist. Interferenz von Streßmetamorphose mit jüngerer Intrusivmetamorphose trifft für Bildungen dieser Art in Ostbulgarien zu. F. ANGELs Hinweis für alpine Vorkommen, daß echter Grünschieferbildung nicht nur Diabase verfallen, sondern auch Amphibolite unter Diaphthoresebedingungen zu Grünschiefern werden, ist auch für Balkanverhältnisse zu beachten.

Floititische Amphibolitfazies, unter Kalimetasomatose entstandene Biotitisierung von Amphiboliten auf Kosten der Hornblende unter den Bedingungen der Tauernkristallisation, in den Alpen häufig, ist vom Balkan bisher unbekannt. Ebensowenig wird echte Hornfelsfazies aus Serpentinbereichen unter jüngerer plutonischer Einwirkung von dort her genannt. Beides mag z. T. davon herrühren, daß auf der Balkanhalbinsel mehr die oberen Kuppeln der jüngeren sauren Plutone einzusehen sind, die Erosion noch wenig in deren tiefverlagerte Gesteinsleiber hinabgestiegen ist.

Glimmer führende Grünschiefer hat F. BECKE [254] von der Chalkidike, östlich Saloniki, beschrieben.

Die Auflösung und Alterszureihung sich überdeckender Gesteinsfazies dürften am Balkan geringere Schwierigkeiten bereiten als jeweils in den Alpen. Ein ziemlich scharfer Hiatus in der Metamorphose trennt das vermutlich jungpaläozoische Peridotitzeitalter von den älteren Metamorphosen, die z. T. frühpaläozoisch, in der Hauptsache und für die hochkristallinen Serien allgemein gültig, vorpaläozoisch sind. Die alpidisch-dinarische Metamorphose der Schuppen- und Deckenbildungen spielt sich auf der Balkanhalbinsel fast nur in den obersten Streßzonen ab.

Chromit in der Metamorphose.

Die Metamorphose des Chromits ist keine sinnfällige Erscheinung, deren Beobachtung sich etwa schon im Handstück aufdrängt, sondern wird in der Regel erst bei genauer Beobachtung im Dünnschliff und insbesondere im Anschliff wahrgenommen.

Nur Kataklase, Breccienstruktur, Erzmylonit kann oft schon am Erz im Aufschluß und Handstück mit aller Deutlichkeit erkannt werden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Chromerzmylonit hebt sich oft als mattglänzendes feinkörnig-dichtes Chromerz vom angrenzenden, verschont und unzerbrochen gebliebenen glänzenden grobkörnigen Chromit ab; dabei konnte das mylonitische Erz durchaus seinen Zusammenhalt und seine Härte bewahren.

Rekristallisationserscheinungen an Chromit oder Chromitmylonit werden nicht wahrgenommen.

Von Guleman in Ostanatolien führt A. HELKE [321] einen schiefrig blättrigen Chromit als „Erzgneis" an; die einzelnen fingernagelgroßen Chromitkörner seien breitgequetscht und erreichen ein schiefriges Aussehen. Dieses grobblättrige Chromerz konnte ich ebenfalls in seinem Gesteinsverband beobachten, hier zeigt sich aber, daß das umgebende Erz durchaus frei von besonderen Quetscherscheinungen ist. (Siehe erster Teil, S. 220.) In gleicher Art bildete grobblättriges Chromerz, derb, grobkristallin, mit ungefährer Parallelschlichtung des plattigen Korns die zentrale Masse des heute schon weitgehend ausgebauten Derberzstockes Orašje in Mazedonien, der in einem von Dynamometamorphose fast unversehrten Peridotitmassiv liegt. Es muß sich bei dieser Art Erzstruktur um ein blättriges Primärgefüge eines grobkörnig ausgeschiedenen Chromits handeln. Einer ins Gefüge greifenden Dynamometamorphose würde Chromit mit Mylonitisierung antworten.

Eine „mechanische Reinigung" von Chromitmassen durch Dynamometamorphose, wie sie A. HELKE für den vermeintlichen Erzgneis von Guleman mutmaßt, widerspricht Erfahrungen auf der Balkanhalbinsel.

Über sekundäre Chromitbildung liegen keine oder fast keine Beobachtungen vor. (Siehe auch Abschnitt III, S. 385.) Bereits M. DONATH [36] hat die Anschauung von B. BAUMGÄRTEL [27] über sekundäre Chromitbildung auf der Chromlagerstätte Dubostica in Bosnien widerlegt (Abschnitt III, S. 386). Grundsätzlich wäre ja sekundäre Chromitbildung denkbar, da bei Metamorphosevorgängen Chrom in Wanderung geht, in den Aufbau neugebildeter Silikate eintritt und ebensogut wie für Magnetit, der reichlich sekundär gebildet erscheinen kann, das gleiche auch für Chromit gelten sollte. Die Unterscheidbarkeit von winzig gebildeten Oktaederchen Magnetit oder Chromit stößt freilich mitunter im Dünnschliff auch auf Schwierigkeit, wenn Chromit seine Transluzidität verliert. Immer aber erweisen sich die größeren neugebildeten Erzoktaederchen als Magnetit. Eine lagerstättenmäßige Anhäufung von sekundär gebildetem Chromit ist bisher jedenfalls völlig unbekannt, oder in seiner Bildungsweise verkannt.

WIJKERSLOOTHs Einzelfall von angeblich hydrothermaler Chromitneubildung in dichtem Magnesit [364 b] wurde bereits Abschn. III, S. 386 erwähnt. Dieser Chromit von (laut Abbildung) nicht sehr deutlicher Idiomorphie ließe sich m. E. auch als Primärchromit-Relikt auffassen, bei der Serpentinaufzehrung durch Magnesit zurückgeblieben.

Ein Dolomit in Nachbarschaft zu dem Serpentin von Outokumpu, Finnland, enthält neben Tremolit bis zu 1 *cm* große oktaedrische Chromitkristalle, für die P. ESKOLA [489] hydrothermalen Ursprung, an die Seite gereiht einer Anzahl sonstiger Cr-Silikate dieses Serpentinbereiches, wahrscheinlich hält. — Siehe auch Abschn. V, S. 446, 546.

L. FISHER [727] hat ungebrochene Chromitkörner im zerbrochenen Olivingestein der hydrothermalen Bildungsphase zugeschrieben.

J. HARROY [737] setzt in seiner Weltübersicht der Chromitvorkommen nach seiner Erfahrung jeglicher Angabe von hydrothermaler Chromitentstehung Zweifel entgegen.

Als erste Beobachtung, die sich häufig in Dünnschliffen von Chromit in mehr minder durchbewegter Grundmasse zeigt, ist der Übergang von

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

in brauner Farbe durchscheinendem Inneren des Chromitkorns in einen opaken Außenrand. Ursache für diese Erscheinung ist in einem höheren Fe-Gehalt des Außenrandes zu suchen — Chromit wandelt sich randlich in eisenreichen Chromit um, wobei zuweilen im Zuge der allgemeinen Metamorphose auch ein Verschleifen der ursprünglich eckigen Kornform eintritt.

Beobachtungen dieser Art über Chromit u. d. M. wurden 1913 von J. DRESSER [646] am Chromitkorn von Quebec in Kanada zum ersten Mal angestellt, später von TH. DENIS [640] am gleichen Material bestätigt.

Für Balkanchromerz hat zuerst M. DONATH [36] an Chromitanschliff aus Proben des Ljuboten-Gebietes bei Raduscha wahrgenommen, daß Korngrenzen bessere Reflexion zeigen als das Chromitinnere und hebt dies als Umsetzungserscheinung hervor. Diese Beobachtung ist häufig zu wiederholen. Von Chromit aus Lojane ist im Dünnschliff noch bemerkenswert, daß Strähne kleiner Magnetitoktaederchen und -körnchen anscheinend von den ausgefransten Rändern tektonisch angehobelter Chromitkörner ausgehen (Photoabb. 36) oder orientiert am Chromitkorn weiterwachsen.

Die gegenteilige Erklärung wäre: orientiertes Anwachsen an Chromit von Magnetit aus der Serpentinisierung, Eindringen dieses Magnetits in den Außensaum des Chromitkorns; dieser Vorgang aber läge im Gegenstrom zu den aus Chromit austretenden Cr-Mg- und Al-Lösungen, die aus fallweisem Aufbau von Chlorit- und Chromchlorithüllen um Chromit bezeugt sind. — Nachtrag: siehe auch J. C. MAXWELL [919].

A. TORNQUIST hat 1931 an Chromit-Magnetit-Erz von Petkovich bei Orahovac im westlichen Mazedonien die Verdrängung von Chromit durch Magnetit erstmalig an Balkanerzen dargetan ([159], im ersten Teil dieser Arbeit, S. 68 vollinhaltlich gebracht); der TORNQUISTsche Befund stellt fest, daß der magmatischen Chromitphase eine magmatische Magnetitphase gefolgt ist, wobei Magnetit den Chromit oft bis auf Reste aufzuzehren vermag (Photoabb. 37). Mit der Magnetitausscheidung verbunden ist das Auftreten von hochtemperiertem lamellarem Kupferglanz und von Kupferkies. Die in Magnetit nach Oktaeder-Kristallzonen auftretenden Eisenglanzzonen besitzen nach TORNQUIST keine Anzeichen einer posthumen Entmischung aus Magnetit.

Am Chromit des Banats hat M. PETRULIAN [190] 1935 chalkographische Untersuchungen vorgenommen und ebenfalls einen eisenreichen Chromit II von einem eisenärmeren Chromit I unterschieden:

Chromit II ist mehr opak, eine mit der Gangart verwachsene Randbildung und wird als zum Teil gelöster Chromit I betrachtet (nähere Angaben, erster Teil, S. 204). Doch ist nach PETRULIAN nicht ganz gesichert, ob Chromit II seine Entstehung noch der magmatischen Phase verdankt, oder etwa erst beim Start der Serpentinisierung gebildet worden wäre. Bemerkenswert ist, daß die gleichzeitig vorhandenen Minerale Nickelin, Kobaltin und Cubanit noch als magmatische Absonderung erkannt werden.

Im Lehrbuch der Lagerstättenkunde von H. SCHNEIDERHÖHN [791] findet sich ein von DILLER, WESTGATE und PARDEE herrührendes Schliffbild Chromit von Castle Crag Mines, Kalifornien, mit randlich als neugebildet aufgefaßtem, löcherigem Chromit.

Ähnliche Bilder geben nach meiner Beobachtung Schliffe von der Chromerzlagerstätte Kazandere bei Marmaris an der anatolischen S-Küste und sind deshalb bemerkenswert, weil das beherbergende Peridotitmassiv dort außerhalb auffälliger dynamometamorpher Beeinflussung steht.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

P. RAMDOHR [771] hat 1940 aufmerksam gemacht, daß sich die Magnetitausscheidung bei der Serpentinisierung im Anschliff besonders gut verfolgen läßt.

Auch RAMDOHR beschreibt Magnetitränder um Chromit oder zumindest weichere Fe-reiche Ränder um den härteren Spinellkern. Ein besonderer Fall von Ilmenitentmischung in Chromit wird aus dem Olivin des Norits der Baste, Mitteldeutschland, beschrieben. Im allgemeinen gehören Entmischungserscheinungen von Chromit der basischen Tiefengesteine nach RAMDOHR zu den Seltenheiten.

S. A. KASHIN [542] hat 1937 die „Metamorphose der Chromspinellide auf den Lagerstätten der Verblynzki Gory (Kamelgebirge) im Südural" eingehend untersucht:

Chromerz führende Harzburgite und Gabbrogesteine bilden inmitten metamorphen Unterkarbons mächtige Lager. Die größeren, bis 15 *m* dicken Erzlinsen gehen mit den Hauptumrissen des Muttergesteins parallel, sie besitzen scharfe Grenzen und schließen als Ergebnis metamorpher Einwirkung mit Chloritschalen an das Nebengestein, die, bis 1 *m* mächtig, nach außen von Jefferisit, einem veränderten Biotit, abgelöst werden. Die peripheren Teile der Erzmassen sind metamorphosiert, die inneren unverändert. Das FeO der Chromspinellide gehe durch Metamorphose über in Fe_2O_3. Metamorphe Chromspinellide werden im Anschliff opak. Auch Al tritt aus dem Chromspinell aus, ebenso Mg; randlich kommt es dadurch zu Chloritbildung, auch korrodiere Chlorit den Chromit. Die Chlorithülle wächst mit der steigenden Metamorphose. — Das Kristallgitter des Chromits wird durch die Metamorphose gestört. Das Röntgenbild deute auf kolloide Eigenschaft des verbleibenden Chromits (?). Im Dünnschliff ist die opake Natur der Mineralneubildung randlich und entlang von Rissen des nicht veränderten Chromits zu beobachten. Der Anschliff im Immersionsöl zeigt das metamorphe Erz lichter, auch Hämatit erscheint. Durch Abwandern von Al und Mg reichere sich der Gehalt an Cr um einige Prozent an. Alle diese Erscheinungen, welche auch im Mittelural beobachtet werden, brauchen nach KASHIN nicht notwendigerweise mit dem Eindringen der jungen sauren Eruptiva in Zusammenhang gebracht werden, sondern stellen nach seiner Auffassung einen Begleitvorgang der Serpentinisierung dar. — Nach Balkanerfahrung wäre jedoch die Mitwirkung von Dynamometamorphose m. E. wahrscheinlicher.

Im allgemeinen scheint zuzutreffen, daß Al-, Mg- und Fe-reiche Chromspinellide in stärkerem Maße der Metamorphose unterliegen als die reinen Chromite.

Auch A. BETEKHTIN [556] 1937 findet an den russischen Vorkommen, daß Chromit bei Metamorphoseeinwirkung mit Umwandlung seines FeO in Fe_2O_3 antwortet und hält dafür, daß die Serpentinisierung dies schon auslöse.

Für Chromitvorkommen des Kaukasus, wo keine ersichtliche Durchbewegung vorlag, hätten nach BETEKHTIN die flüchtigen Bestandteile des Magmas als Mineralisatoren gewirkt und die Paragenesis der Cr-Silikate Chromchlorit, Chromdiopsid und Uwarowit hervorgebracht.

G. HORNINGER [507] 1940 geht ebenfalls der Entstehung jener opaken Ränder um Chromit der Lagerstätte Tampadel in Schlesien nach und erklärt dieselbe durch Abwandern von Al und Mg aus den Randzonen der Körner nach außen unter relativer Fe-Anreicherung der Chromitkornränder:

Die Chlorithülle, welche das Chromitkorn umschließt, verdanke dieser Stoffwanderung ihre Entstehung. — (Auch die wasserbindende Kraft des Chromitkornes noch in der magmatischen Phase, die submagmatisch sich in verstärkter Serpentinisierung um das Chromitkorn äußert, würde — nach meiner Auffassung — diese Stoffwanderung ebenfalls begünstigen.) — Im Anschliff zeigt sich nach HORNINGER der Fe-angereicherte Chromit als „grauer Magnetit", die Verdrängung von Chromit durch grauen Magnetit erfolgt von den Kornrändern und Rissen aus. Der graue Magnetit wird als eine entmischungsähnliche Verwachsung von Magnetit mit einem verhältnismäßig stark reflektierenden Chromit

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

in wechselnden Mengenverhältnissen aufgefaßt. Es bestehen Übergänge von grauem Magnetit zu Chromit. Die Entstehung des grauen Magnetits könne entweder durch Fe-Zufuhr aus dem Inneren des Chromitkornes oder durch Fe-Zufuhr von außen ermöglicht sein. Die löcherige zerklüftete Außenzone um Chromit sei durch grauen Magnetit ersetzter früherer Chromit.

K. SPANGENBERG [524] hat 1943 die Beobachtungen von HORNINGER in weitem Maße bestätigt.

P. de WIJKERSLOOTH 1942 [360] behandelt in eingehender Weise die „Metamorphose des Chromspinells in den türkischen Lagerstätten".

Dieser Verfasser bedient sich auch des Experimentes zum Vergleich: nicht metamorpher Chromit wird auf 1400° C durch mehrere Stunden erhitzt und danach werden bereits weitgehende Umwandlungen festgestellt: das Fe des Chromites hat sich in Form von Hämatit freigemacht, der Chromitstein ist durch die Ausscheidung des Fe_2O_3 stark magnetisch geworden. Es wird jedoch keine Neubildung von Magnetit beobachtet, so daß ein Fe_3O_4-Gehalt des Fe_2O_3 in fester Lösung vermutet wird! Gemäß diesen Versuchen wäre Chromit kaustischen Einflüssen gegenüber sehr empfindlich.

Als Ergebnis einer Reihe von Anschliffuntersuchungen an türkischen Chromiten wird von de WIJKERSLOOTH festgestellt, daß Kontaktmetamorphose und begleitende hydrothermale Prozesse eine steigende Zerstörung des Chromitmoleküls bewirken können, wobei als extremer Fall die Entstehung einer magnetisch werdenden Silikat-Eisenerzmasse vermutet wird, die nur noch selten Chromitreste erkennen lassen würde.

Die Eisenerzlagerstätte Firanlar, stark geschieferte Hämatitmassen mit Magnetitidioblasten innerhalb metamorpher Grüngesteine, wird von de WIJKERSLOOTH als solche Chromerzreliktlagerstätte aufgefaßt. Ein Zwischenglied stelle das als anstehend allerdings nicht bekannte Chromerzvorkommen Lütfiya im Eskischehir-Bezirk dar, wo neben Chromit- auch Hämatit- und Magnetit-Erzstücke aufgefunden werden. Die Funde liegen innerhalb von Glaukophanschiefern in Nähe einer Granodioritmasse. Im Anschliff zeigt sich tafelig-nadeliges Eisenoxyd, aus Hämatit und Magnetit zusammengesetzt, den Chromit von Rissen aus verdrängend. Chromsilikat ist als Chromchlorit und Chromglimmer zugegen. — Nach dem gleichen Verfasser zeigt die Chromitlagerstätte Guleman nur geringfügige Metamorphose, doch auch hier wird Hämatit und Magnetit, den Chromit verdrängend, beobachtet.

Die erzpetrographischen Beobachtungen an Chromiten des Balkans liegen noch unvollständig vor. Eine Sichtung der bisherigen Ergebnisse mündet vor allem in der Feststellung, daß es Chromit gibt, dessen Korn im Dünnschliff am Rande opak, im Innern braun durchscheinend ist, der Rand ist zudem öfters löcherig, gefranst und mit Nebengesteinsteilchen durchsetzt. Diese Beobachtungen liegen besonders dort vor, wo stärker metamorph beeinflußte Chromite untersucht werden, fehlen aber auch in solchen nicht gänzlich, wo die Gesamtmetamorphose geringen Grad hat.

Der opake Rand im Dünnschliff entspricht einer von Chromit abweichenden, dem Magnetit näherliegenden Reflexionsfarbe im Anschliff.

Diese Randzone ist als Fe-reicherer Chromit zu deuten gegenüber dem Fe-ärmeren Chromit des Kerns. Die Randzone des Chromitkornes hat ihren höheren Fe-Gehalt bei der Metamorphose aus dem dadurch Fe-verarmenden inneren Kern oder von außen bezogen.

Diese Schlußfolgerungen sind aber m. E. in jedem einzelnen Falle neu zu überprüfen. Das Beispiel des Chromit-Magnetitvorkommens von Petkovich hat dargetan, daß auch in der magmatischen Phase sich bildender Magnetit den Chromit zu verdrängen vermag und daraus Magnetitkornaggregate mit Chromitresten hervorgehen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Es scheint mir darum nicht gerade erwiesen, daß die Dynamometamorphose oder Tiefenzonenumprägung einen reinen Magnetitlagerstättentyp als metamorphe Umwandlung einer Chromitanhäufung erzeugt, wie dies de WIJKERSLOOTH für das türkische Magnetit-Hämatit-vorkommen Firanlar vermuten möchte; noch dazu liegt dieses Vorkommen in metamorphen Grüngesteinen von fraglicher peridotitischer Abkunft. Eher ist wohl auch in solchen Fällen die Möglichkeit eines ursprünglichen Chromit-Magnetit-Gemenges in die genetischen Vorstellungen einzubeziehen.

Am Balkan sind mir solche, nach Chromit metamorphe Magnetitvorkommen bisnun nicht bekannt geworden; die spärlichen, in Peridotitgesteinen da und dort sich findenden Magnetitanhäufungen sind magmatischen Ursprungs.

Auch die Beobachter an skandinavischen Vorkommen von Serpentin, der dort ja in höchstem Grade einer metamorphen Umprägung verfallen war, bringen keine solchen Beispiele; wo immer hier die Chromitführung bestand, ist dieselbe auch noch in Resten erhalten.

Das „Wohin" aller ausgezogenen Chromsubstanz ist im Fall des türkischen Beispiels nicht leicht zu beantworten. Die Chromwanderung bei Chromitkornzerfall hat, nach mazedonischer Erfahrung an Metamorphose, nur beschränkten Aktionsradius; die Chromlösung findet sich alsbald, unweit der Ausgangsstätte, in irgendein sekundäres Chromsilikat eingebaut. Es wäre demnach anzunehmen, daß solche Magnetitlagerstätten in einer ausgedehnten Chromsilikathülle stecken müßten. Paragenesen chromhaltiger Silikate sind zwar von dem betreffenden türkischen Vorkommen gemeldet, ihre quantitative Bedeutung jedoch nicht hervorgehoben.

Da randlich opaker Chromit auch an Chromerz auf mindermetamorpher oder nicht metamorpher Lagerstätte beobachtet werden kann, bleibt im Einzelfall zu untersuchen, wieviel von Chromit II (PETRULIAN) oder Grauem Magnetit (HORNINGER) in solchen Fällen nicht auch auf primärmagmatische Wirkungen zurückzuführen oder mit dem Serpentinisierungsvorgang verknüpft ist.

Von der größeren Labilität komplex gebauter Chromitmoleküle mit reicherem Anteil an Al, Mg, Fe, ist allerdings eher zu erwarten, daß die Metamorphoseeinflüsse in Richtung einfach gebauter Cr-Fe-Spinelle arbeiten werden. Nun ist beachtlich, daß der an dreiwertigen Elementen und an Mg-reiche Chromit der Balkanhalbinsel, einen beträchtlichen Ausschnitt dieser Vorkommen einnehmend, in der Regel auch von einem, an den gleichen Elementen reicheren Muttergestein, einem Pyroxenperidotit, und nicht wie die sonstige Masse der balkanischen Chromitvorkommen von reinen Olivingesteinen beherbergt wird. Das heißt, daß für die durch Metamorphose erfolgte Bildung der Chlorithülle solcher Chromitkörper auch im Muttergestein selbst begünstigende geochemische Voraussetzungen geherrscht haben können, ohne daß sämtliches Al, Mg und Fe dem Chromit entzogen zu werden brauchte. Die Abgrenzung des Chromitkörpers zum Nebengestein wird aber in jedem Falle als für die Umsetzung wichtige Lösungspassage gedient haben.

In Lojane, wo sowohl granitische als auch vorhergehende Dynamometamorphose verstärkt wirksam waren, besteht keine Chlorithülle um die Chromerzkörper. Dabei ist das Chromerzkorn etwas komplexer zu-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sammengesetzt als sonstige mazedonische Derberze, steckt aber in dunitischem Begleitgestein.

Im großen Überblick scheint eher allgemein zu gelten: Chromit sendet bei der Metamorphose etwas Fe und z. T. auch Cr aus, hält aber im übrigen weitgehend durch.

VII. Oberflächennahe jüngere bis rezente Mineralum- und -neubildungen in Chromerz führenden Serpentinmassiven.

Nachdem Kontaktmetamorphose, Frühmetamorphose und vorgranitische bis granitische Regionalmetamorphosen als richtige regionale Tiefenmetamorphosen, denen Peridotitgesteine und ihr Erzinhalt von Beginn ihrer Platznahme und Kristallisationsbereitschaft an verfallen können, in den Abschnitten V und VI herausgestellt wurden, tritt die Kennzeichnung weiterer Metamorphosen an Peridotit-Serpentingesteinen in die Reihe, es sind solche Metamorphosen, die mehr weniger oberflächennahe vor sich gingen oder ausschließlich an fossile oder rezente Serpentinoberflächen gebunden sind. Teils sind diese Metamorphosen ihrer Natur nach mit rein aufsteigenden Lösungsvorgängen verknüpft, oberflächennah wie die junge, lokalbedingte granitische und die andesitische Kontaktmetamorphose an Serpentin. Teils handelt es sich um noch jüngere und jüngste Mineralum- und -neubildungen in unmittelbarer Abhängigkeit von Serpentinoberflächen, rezenten oder Altflächen, wobei aufsteigender als auch absteigender Lösungsvorgang und -transport, jeder für sich oder auch zusammenwirkend, zur Geltung kommen kann; hieher gehören die Bildung von dichtem Magnesit und seiner Paragenese, die Siliciophit- und Sepiolithbildungen, Auftreten von Hydromagnesit und Artinit, Gymnit- und Pyroaurit-Paragenesen u. a.

In Abhängigkeit von Verwitterungsvorgängen, welche die fossile Serpentinoberfläche betrafen, stehen die alten Landverwitterungskrusten über Serpentin, damit zusammenhängend die Bildung von Ni- und Fe-Erzansammlungen, teils gewachsen und verdichtet auf Serpentin, teils abgeschwemmt von Serpentin und verdichtet wieder abgelagert.

Aus der Wirkung junger Serpentinzerstörung gehen Trümmer- und Seifenlagerstätten von Chromerz und Platin hervor, schließlich die Entstehung der rezenten Serpentinböden.

Die von granitischer und andesitischer Seite her bewirkten Lokalmetamorphosen sind in ihrem Hofbereich noch verhältnismäßig klar zu übersehen. Von der postandesitischen Epoche beginnend tritt jedoch ein gewisses Verfließen der Wirkungsursachen an Serpentinumwandlungen in Erscheinung, was nicht verwundern kann, sind doch die Balkanserpentine im besonderen mit der kretazisch-tertiären Wende einem gewaltigen vulkanischen und tektonischen Kraftfeld ausgesetzt gewesen, das mit Thermenaufstiegen und Erdbebenlinien bis in die Gegenwart ausstrahlt. Tropisch-subtropische semiaride Klimabedingungen in kretazisch-tertiärer Zeit haben von der Oberfläche her dazu beigetragen, Umwandlung und Zerstörung der basischen Gesteine zu intensivieren.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die lokale granitische Metamorphose an Serpentin und ihr Ausklang.

Die Beeinflußung eines Serpentinmassivs und seiner Chromitlagerstätten, herrührend von unmittelbaren Wirkungen und Nachwirkungen eines granitischen Einbruches (und nachfolgender andesitischer Intrusion) habe ich 1934 an den Chromerzlagerstätten Lojane bei Kumanovo, Mazedonien, dargestellt (HIESSLEITNER [64]). — Oberflächenschürfung und Grubenbau haben weitere Aufschlüsse geschaffen und die Kenntnis vom Paragenesenumfang dieser Mineralisation, die zu der schönsten ihrer Art gehört, ist seither um einige Mineralspezies erweitert worden.

Mit Recht darf Lojane als führendes Beispiel für Metamorphose gelten, die Granitdurchdringung auf Serpentinminerale und Chromit ausübt. Daß hier zugleich eine oberflächennahe, druckentlastete Kontaktmineralisation vorliegt, ist aus den allgemeinen geologischen Verhältnissen, aus dem Aufbau der neu geschaffenen Mineralparagenese, auch aus der Abwesenheit von Magnesiakontaktmineralen höherer P-T-Bedingungen, wie (z. T.) Cordierit ($Mg_2Al_4Si_5O_{18}$), etwa auch Periklas (MgO) u. a., zu erschließen.

Die Granit-Serpentin-Kontaktparagenese von Lojane in ihrer ersten Ausbeute geschildert, umfaßt: Biotit (Phlogopit), roten Granat (vereinzelt), Zirkon, Turmalin, Diopsid (z. T. in Drusen, Photoabb. 21), Uwarowit, Kämmererit, Smaragdit, Tremolit, langfaseriger Kluftasbest (ganz vereinzelt), Talk, Calcit, Aragonit, Quarz und selten Schwefelkies. Für Hydromagnesit wurde seinerzeit Hervorgehen aus noch jüngerer, nachandesitischer Metamorphose vermutet, doch sind sowohl dieses Mineral wie die nachher gefundenen und bestimmten Minerale Artinit (Bestimmung H. MEIXNER [107]) und Nemalith (W. F. de JONG [73], M. TAJDER [155]) der granitischen-nachgranitischen Umsetzung anzuschließen. Nemalith (Photoabb. 22), der langfaserige, asbestähnliche Brucit $Mg(OH)_2$, irrtümlich von mir zuerst für Asbest gehalten, hebt sich doch von diesem durch seinen silbrigen Seidenglanz auffällig ab, sein reichliches Vorkommen ist ausschließlich auf den engeren Kontakthof der Granitdurchdringung beschränkt. Aus Granit bzw. Syenit des Serpentinkontaktes hat F. TUČAN [165] Prehnit, Wollastonit und Natrolith als sekundäre Bildungen erkannt.

Ein strahlig büscheliges Mineral violetter Farbe auf Klüften stark veränderter Aplitgänge in Serpentin hat A. MALACHOFF aufgefunden und wurde von H. MEIXNER als nadelig ausgebildeter chromfreier, wahrscheinlich Mn-gefärbter Vesuvian bestimmt. — Ein weiteres Kluftmineral dieser syenitaplitischen Gänge bildet ein dicktafeliger Apophyllit, in Paragenese mit jüngerem faserigem Aragonit, ebenfalls von H. MEIXNER [107 b] bestimmt.

Bemerkenswert: Nemalith wurde von A. FERSMANN (cit. N. BESBORODKO [555]) aus Chromit führenden, metamorphen Serpentinen des Nord-Kaukasus angezeigt, die Silikathornfelse bergen (Granitkontakt?).

Der Granit ist auch in das Innere des Chromitstockes Zentrale Lojane, eingebrochen, umschließt, Erzbreccien hervorrufend, eckige Bruchstücke von derbem Chromit (Photoabb. 20). In den Kornzwickeln des Chromits verwandelt sich die Serpentinsubstanz in Kämmererit und in Uwarowit. Zackige Berstungsrisse durch derben Chromit hindurch, die vom Aufdrängen des Granits herrühren, sind von neugebildetem Uwarowit ohne Schaden für die Ganzheit der Erzmasse verheilt worden.

Die Uwarowitisierung und Kämmereritisierung des Zwischenkorn-Serpentins von Chromit haben auf der Lagerstätte Zentrale Lojane eine über lokales mineralogisches Maß hinausgehende Verbreitung. Dieser

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

aus Kontaktmetamorphose hervorgegangene Uwarowit bildet winzig kleine doch meist allseitig scharf ausgebildete tiefsmaragdgrün glänzende Kriställchen, z. T. den Schuppen des Chromchlorits aufsitzend. Uwarowit folgt der Diopsidbildung nach und sitzt auch als Kristallstreuung auf — chromfreiem — gelbem und weißem Diopsid der Drusen, die sich als Seltenheit in zu Diopsidfelsen übergehenden Aplitgängen finden. Der Eintritt des aus Chromit mobilisierten Chroms in die Silikatneubildung hat hier also die Diopsidphase übersprungen.

Der Chromgranat Uwarowit (Kalk-Ton-Chromgranat), in Lojane zweifellos als Produkt hochhydrothermaler bis gasförmiger granitischer bis nachgranitischer Einwirkung auf Serpentin entstanden, scheint bei anderen Vorkommen kühleren Bildungsbedingungen entsprungen zu sein.

Bei Petkovich nächst Orahovac nordwestlich Prizren in Mazedonien bildet Uwarowit halbseitig entwickelt, narbige, mattgrüne Kriställchen neben Kalkspat (Doppelspat) auf Klüften; weder Nähe zu magmatischen Gängen noch sonderlich intensive Tektonik sind hier zu beobachten.

Das Vorkommen prächtiger, tiefsmaragdgrüner Kristallrasen Uwarowit auf Kluftflächen von Chromerz und Serpentin der Lagerstätte Milanodika bei Gomati, Ostchalkidike, liegt zwar nicht allzu abseits granitischer Intrusionen, näher gelegen sind jedoch bedeutende jüngere Störungen, so die Erdbebenlinie von Jerissos.

Uwarowit in Chromserpentin des Urals wird von russischen Geologen z. T. noch in autopneumatolytische Paragenesen des Peridotitmagmas gestellt, mit Diopsid, Smaragdit und anderen Mineralen. Hiefür sind am Balkan — Smaragdit ausgenommen — wenig Anhaltspunkte.

Das örtlich beschränkte Auftreten von Chromgranat „Uwarowit" in Zonen sonst gleicher Reaktionsbedingungen, die einwandfreie Häufung der Chromgranatbildung in Nachbarschaft zu granitischer Durchdringung, auch die fallweise Paragenese desselben mit Diopsid, machen für die Chromgranatbildung auf der Balkanhalbinsel ziemlich sicher, daß sie bevorzugt hochhydrothermal bis hydrothermal ausgelöst wird. Vermutlich gilt dies auch für die erdig grünen Aggregate, als Uwarowit bezeichnet, die gerne in Gesellschaft von Smaragdit meist in Nähe von Störungen, mitunter auch an Gabbropegmatitgänge angeschlossen, in Erscheinung treten.

Die tektonisch zerschollte Chromerzlagerstätte Nada bei Raduscha, welcher entlang eine Schar bedeutender Verwerfungen in die Tiefe setzt, führt solch erdigen Uwarowit, z. T. zusammen mit zu Smaragdit und Talk zersetztem Pyroxen als Zwischenkorn des Chromits der Randhülle um massive Erzkörper.

Es ist bemerkenswert, daß vielfach ein grüner spiegelnder Harnisch an Bewegungsflächen, erdig bis feinkristallinen Uwarowit durchschneidend, ganz allgemein die Bildungszeit von Uwarowit vor die letzten tektonischen Bewegungen ansetzen läßt.

Auch auf uralischen Lagerstätten werden diese erdigen apfelgrünen Aggregate als Uwarowit bezeichnet.

Es ist für einzelne mazedonische Vorkommen wohl erst nachzuweisen, ob da und dann nicht auch Chromockerbildung darunter begriffen ist. An sich ist Chromocker, in seiner Zusammensetzung als Chromoxydhaltiger Razumofskin ($Al_2Si_3O_9+3\ H_2O$) bezeichnet und diesem auch ähnlich, auf Balkanserpentin und dessen Lagerstätten selten anzutreffen.

Beispielsweise habe ich Chromocker nachbarlich zu den Gängen von Janjevo, Mazedonien [65], die Serpentin durchbrechen, gefunden.

Auf die Ähnlichkeit von feinkörnigem, muscheligbrechendem Uwarowit vom Bushveld in Transvaal mit dem dort ebenso ausgebildeten Kalktongranat Grossular weist P. RAMDOHR [772] hin.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Bildung des violetten Chromchlorits „Kämmererit" auf Kosten der Serpentinsubstanz ist in Lojane sinnfällig durch den Graniteinbruch begünstigt worden, wobei der Lösungsangriff auf Chromit den Cr_2O_3-Gehalt einbringt, vielleicht auch etwas Al des hier tonerdereichen Chromits mitverwendet wird, im übrigen ist Al_2O_3 vom Granit zugebracht.

Der Chromchlorit bedarf zu seiner Bildung nicht immer der Bedingungen von Granitmetamorphose, sondern wird auch inmitten von fast unverändertem und ungestörtem Peridotit angetroffen, mit Vorliebe an Chromitschlieren gebunden. Ursprüngliche Wasserverdichtung um Chromitaggregate noch vor Verfestigung derselben scheint dieser Mineralbildung wie auch der ihr vorausgehenden Smaragditbildung fallweise Vorschub geleistet zu haben.

Auch nach Auffassung russischer Geologen ist Chromchloritbildung fallweise noch in die autopneumatolytische Serpentinparagenese einzureihen.

Mangels Analysenmaterial von Kämmererit aus Balkanvorkommen sei eine andere Vollanalyse dieses Minerals aus nicht bekannter Herkunft, in ROSENBUSCH-OSANN [779] S. 739 gebracht, hier angeführt: 34·49 SiO_2, 12·40 Al_2O_3, 13.46 Cr_2O_3, 3·14 Fe_2O_3, 3·28 FeO, 21·83 MgO, 11·85 H_2O.

Eine neuere Kämmereritanalyse — Cr_2O_3-Gehalt 7·49% — (Vorkommen Kraubath) von I. KOPETZKY-WÜNSCH [420 c].

Vielleicht ist das Vorkommen von Stichtit in Lojane bisher nur wegen leichter Verwechselbarkeit mit Kämmererit der Bestimmung entgangen; dieses glimmerähnliche Mineral der Zusammensetzung $7\,MgO.Cr_2O_3.2\,CO_2.12\,H_2O$, lila bis blaßviolett, in die Reihe der basischen Mg-Karbonate Hydromagnesit, Artinit, Brugnatellit gehörig, findet sich beispielsweise als Zersetzungsprodukt von Chromit führendem Serpentin in Transvaal.

Außer Chromgranat wird in Lojane vereinzelt gewöhnlicher rosaroter Granat (Hessonit?) im phlogopitisierten Serpentin gefunden.

Für Granatskarnbildung der granitischen Tiefenmetamorphosewirkung auf Serpentin, in Kalkrahmen gestellt, mesozonal, fehlen in Lojane bei oberflächennaher Mineralumsetzung die Voraussetzungen; der solcher Art gebildete Granat ist bekanntlich meist Kalkeisengranat Andradit.

Die Bildung von Talk und Asbest wurde schon in der regionalen, z. T. granitisch beeinflußten Metamorphose besprochen. Auch die lokal begrenzte, oberflächennahe granitische Metamorphoseeinwirkung auf Serpentin bringt Talk und Asbest hervor: Talk verhältnismäßig spärlich und im engeren Kontakthof von Lojane, Asbestbildung verstärkt eher etwas entfernter vom Hauptkontakt, nach den Asbestvorkommen von Prešev o bei Lojane zu schließen. Talkbildung ist jünger als die Chloritbildung im Serpentin, das gilt wohl auch gegenüber Chromchlorit.

Das Auftreten von Prehnit $H_2Ca_2Al_2\,(SiO_4)_3$ im endogenen Kontakthof des Lojane-Granits bringt, gleich wie die nachfolgende Kalkspatausscheidung, im besonderen die Ca-Aufnahme aus den von Granit im Aufstiegswege durchbrochenen Kalkschichten zum Ausdruck.

Die „Prehnitisierung", in Lojane von ganz untergeordneter Bedeutung, ist als breiter entwickelte sekundäre Mineralisation auf basischen Massiven keine seltene Erscheinung, teils mit jüngerer hydrothermaler Metasomatose, teils mit solcher dem Magmenaufstiege unmittelbar nachfolgend in Verbindung zu bringen. Prehnit zählt auch zu den Kluftmineralen basischer Gesteine, in dieser Form wies ihn Eugenia GORSKY [49] auf Spalten des granitfernen Peridotits von Čašak bei Raduscha nach. Prehnit in sphärolithischen Aggregaten beschrieb L. MARIČ [103] aus dem Gabbro von Jablanica in Bosnien. Prehnitisierten Gabbro habe ich eingangs von dem Chromerzrevier Guleman in Ostanatolien angeführt, in Südanatolien fand ihn K. METZ [336]. G. HORNINGER [507] erwähnt prehnitisierten Gabbropegmatit von Tampadel in Schlesien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Skapolith, das Gemenge von Marialith $Na_4Al_3.Si_9O_{24}Cl$ und Mejonit $Ca_4Al_6Si_6O_{24}.CO_3$ fehlt bislang unter den Mineralien der Kontaktparagenese von Lojane, den Mangel an leichtflüchtigen Bestandteilen dieses Granits in Oberflächennähe beleuchtend, wie ja auch Turmalin in Lojane nur vereinzelt zu bemerken ist.

Skapolith ohne Zusammenhang mit granitischer Metamorphose, entstanden aus vermutlich magmaeigenen, posthumen stofflichen Umsetzungen nach Plagioklas, aber auch aus solchen späterer metamorpher Vorgänge, in Gabbro und Amphiboliten sonst verbreitet, ist bisher vom Balkan spärlich namhaft gemacht; auf Einzelfunde wurde im Abschnitt VI hingewiesen.

Die geringe Beteiligung leichtflüchtiger Bestandteile am Intrusionsakt des Granitmagmas von Lojane, allerdings in seinem Gesteinsbilde hier nur im obersten Stockwerk erschlossen, kommt auch darin zum Ausdruck, daß die pegmatitische Phase fehlt, es stehen sich Granit und Aplit unmittelbar gegenüber. Daher kann auch etwa in Lojane der Cr-haltige, darob smaragdgrüne Spodumen ($LiAlSi_2O_6$) Hiddenit, ein Pegmatitmineral, kaum erwartet werden.

Das vorzügliche Kontaktmineral Vesuvian $Ca_{10}Al_4(Mg, Fe)_2.(OH)_4Si_9O_{34}$ (Formel nach RAMDOHR [772]), in dessen Molekularaufbau fallweise ebenfalls Cr eingeht, ist, aus nicht ganz sicherer Erinnerung heraus, von A. MALACHOFF im Lojane-Kontakthof angesprochen worden, der exakte Nachweis als nadeliger violetter, chromfreier Vesuvian wurde von H. MEIXNER [107 a] geführt. Siehe auch 1. Teil, S. 114.

Wollastonit, das Kalkmetasilikat $CaSiO_3$ meist hochtemperierter Kontaktparagenesen, tritt in Lojane, dort von F. TUČAN [165] im Granit nachgewiesen, aus der endogenen Kontaktmetamorphose des Granits nicht heraus.

Die Biotitisierung, Phlogopitisierung des Serpentins ist notgedrungen von Stoffzufuhr insbesondere K- und Al-Zufuhr abhängig und steht nach allen Feldbefunden mit jüngerer Granitdurchdringung der basischen Massive in Zusammenhang. Ausgedehntere, mitunter felsbildende Phlogopitisierung von Serpentin, die auch die Kornzwickelfüllungen der sprenkeligen und derben Chromiterze ergreift, habe ich [64] seinerzeit von Lojane mitgeteilt.

Der Phlogopitbestimmung von Lojane lag für meine Arbeit 1931 optische Diagnose zugrunde. Nach späterer mündlicher Mitteilung von Prof. TUČAN wurde in chemischer Nachprüfung des Zagreber Labors auch der K-Nachweis geführt, ob dort auch ein solcher des F-Gehaltes erfolgte, ist mir nicht mehr erinnerlich.

Der Phlogopitisierung des Serpentins steht an anderen Örtlichkeiten mit von Granit beeinflußten Serpentinmassen die lokale Biotitisierung zur Seite, am Balkan anscheinend weniger verbreitet, vielleicht auch mehr in ein tieferes Stockwerk des Granitkontakthofes gehörig.

Im Bereich der Chromerzlagerstätte Tampadel in Schlesien sind dicke Biotitschwarten am Kontakt des zu „Weißstein" veränderten Aplits, Serpentin durchsetzend, bezeichnend.

Finnische Serpentine, randlich zu Tremolit-Karbonat-Chloritfels verändert, grenzen nach HAAPALA [492] mit Biotitlagen an Glimmerschiefer; Einwirkung granitischer Lösungen ist nachweisbar.

Das Hervorgehen von sekundärem Phlogopit aus Pyroxenit, wobei auf pneumatolytischem Wege Riesentafeln dieses Mg-Glimmers ($3{\cdot}5 \times 1{\cdot}2\ m$) entstehen, beschreibt F. GLOECKNER [596] aus Südmadagaskar. Die Pyroxenite selbst werden von diesem Autor als besonderer Fall einer Mg-Metasomatose, Einwirken von Granit auf Mergelgesteine, angesehen. Begleitminerale des Phlogopits sind Titanit, Apatit, Allanit und Vermiculit.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Für die Bildung der basischen Magnesiakarbonate Artinit und Hydromagnesit auf den Lagerstätten Lojane, auch auf den Chromlagerstätten des Raduschabezirkes (Nada, Raduscha reka) in vorzüglichen Kristallstufen vertreten, ist ähnlich wie für Uwarowit Nachklang, bzw. Ausklang hydrothermaler Einflüsse wahrscheinlicher als Entstehen unter Bedingungen des vadosen Wasserkreislaufes.

In Lojane bestehen Hydromagnesit und Artinit als jüngste Kluftbelage nebeneinander, der beibrechende sekundäre Calcit ist älter. Es sind radialstrahlig büschelige, rosettenartige bis kugelige Gebilde, der Hydromagnesit mehr blättrig, der Artinit mehr nadelig. Ausnahmsweise kommen, wie von einem Vorkommen aus dem Gorancetal bei Raduscha beschrieben [64], auch scheinbar dichte bis feinkristalline Gebilde von Hydromagnesit vor, in Form von Gängen oder Gangnetzwerk, tektonische Breccien verheilend. Die Chromvorkommen Nada und Raduscha reka, wo Hydromagnesit in Tagnähe gefunden wird, liegen nachbarlich zu bedeutenden Störungen, reichliches Mitvorkommen von Chalzedon könnte ebenfalls aszendente Bildung andeuten; hier wie für Hydromagnesit auf Chromerzstufen von Sinikli in Thrazien sind aus dem geologischen Auftreten allerdings keine sicheren Schlüsse auf granit- oder etwa auch andesitabhängige Entstehungsbedingungen zu ziehen.

H. MEIXNER [107] hat sich der Mineraltopographie und Bildung von Hydromagnesit und Artinit in einer besonderen Studie angenommen und hiebei auch das von mir aus Südserbien mitgebrachte Material verarbeitet. — Für das rezente Vorkommen von Hydromagnesit auf der Halde des Steinbruches Gulsen, sonnseitig gelegen, bei Kraubath in Steiermark hat MEIXNER, wie bereits S. 348 erwähnt, die Bildungsbedingung als „sonnenhydrothermal" bezeichnet.

Ob die Neubildung von Zeolithen in Serpentinbereichen nach Art der Entstehung alpiner Kluftminerale, oder in unmittelbarem Gefolge von Vulkanit- oder Plutonitdurchbrüchen sich ereignet, ist jeweils aus den örtlichen Feststellungen her zu untersuchen.

In Lojane, wo F. TUČAN [165] Natrolith nachwies, verfließen granitische und andesitische Einwirkungen; ähnliches gilt für die Serpentine des Ibartales, aus denen L. MARIČ [104] Thomsonit beschrieb. Der Apophyllit von Lojane (H. MEIXNER [107 b]) ist Kluftmineral in Aplitgranit.

Chromhaltige Zeolithe sind jedenfalls nicht bekannt. Die Wanderungsfähigkeit von Cr in Lösungen war — mit Ausnahme etwa bei der Bildungsbedingung von Stichtit — längst eingebüßt, das wenige in Lösung vorhandene Cr in den frühzeitigen Silikatparagenesen der Granit- und eventuell auch Andesitmetamorphosen untergebracht, als die Bildung der basischen Magnesiakarbonate und auch der Zeolithe einsetzte.

Für türkische Serpentin- und Chromitvorkommen hat P. de WIJKERSLOOTH [362] den Granitkontaktparagenesen in bezug auf Serpentin und Chromerz näheres Augenmerk gewidmet.

WIJKERSLOOTH findet aus dem Gebiete des Hatays in Ostanatolien typische Granitkontaktgesteine mit Cr-haltigen Mineralen der Glimmer-Hornblende- und Epidotgruppe; Chrom wird hiebei aus Chromit ausgeführt und es würden schließlich Cr-freie bis Cr-arme Fe-Erze zurückbleiben. Wie ich im vorhergehenden Abschnitte bemerkte, können solche extreme Fälle auf Vorkommen der Balkanhalbinsel nicht nachgewiesen werden, ja eher scheint es hier, als wäre der Cr-arme Magnetit, der sich auf Kosten des Chromits bei der Metamorphose bildet und das Chromitkorn in dünner Schale umhüllt, sehr bald befähigt, weitere Chromausfuhr zu verhindern.

Zweifellos gehört die Einwirkung saurer Plutone auf Serpentin und Chromit der Balkanhalbinsel und Kleinasiens zu einer regionalen und sinnfälligen Erscheinung. Mit Recht hat W. HENCKMANN [4] für diese Bereiche — aber auch in erdumspannender Weise gültig — die Granitmetamorphose der Serpentine als eine der wesentlichsten jüngeren

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Metamorphosen der basischen Gesteinskomplexe herausgestellt. Ihre Abgrenzung ist allerdings weder nach Richtung der regionalen Dynamometamorphose noch weniger nach der andesitischen Metamorphose auf Serpentin immer mit Schärfe zu ziehen, besonders nicht wo auf enggedrängtem Raum die Metamorphosen sich überdecken und auch in mancher Zielrichtung der Umprägung sich nähern. Mitunter haben nur regional gespannte Vergleiche Aussicht, hier Entwirrung in die Vielfalt der Erscheinungen zu bringen.

Die zu Eingang in andere Minerale, vor allem in Silikate (Antigorit, Chlorit, Diopsid, Zoisit, Epidot, Glimmer, Granat, Hornblende, Turmalin, Vesuvian u. a.) befähigte Cr-Menge jenes Chromitanteiles, welcher der Zerstörung anheim fällt, wird jedenfalls durch granitische Einwirkung auf Chromit in stärkerem Maße herausgeholt als vulkanitische Wirkung es vermag. Die Zahl der sekundär gebildeten Chromminerale, die meisten allerdings als seltene Vorkommen, wird von J. HARROY [737] mit 55 angegeben. Auch Erze spielen unter diesen Mineralen eine gewisse Rolle.

In Beresowska im Ural kommt es unter postgranitischer Nachwirkung, welchen Vorgängen dort auch die berühmten Goldquarzgänge ihre Entstehung verdanken, bei Durchsetzen der Gangspalten durch Chromit führenden Serpentin zur Chromentnahme aus letzterem vermittels aufsteigender Metallösungen, wobei als Pb-Chromat das Rotbleierz, der Krokoit sich ausscheidet. — Auf ähnliche Art entstehen a. a. O. Cr-Wulfenit, ferner Pb- und die Cu-Pb-Chromate Melanochroit (Phönizit) und Vauquelinit, das Pb-Cr-Arsenat Bellit u. a.

Auch auf der Balkanhalbinsel wäre das Durchsetzen sulfidischer Metallerzgänge, allerdings hier Andesit-abhängig, durch Serpentin zu beobachten: Beispiele hiefür sind die Gänge von Janjevo in Mazedonien [65] mit PbS, ZnS, FeS_2, auch einzelne Gänge ähnlicher Zusammensetzung im Kopaonik. Krokoitneubildung fehlt, trotz Chromerzführung des durchschnittenen Serpentins. Die Chrommobilisation durch Andesit ist eben geringfügig, erschöpft sich dort in ganz vereinzelte Bildung von sekundärem Chromocker. Am Avala südlich Belgrad, wo eine Zinnobermineralisation im Andesitgefolge, mehr minder granitfern, in Serpentin Platz nimmt, gibt bei den Mineralumsetzungen Chrom zur Bildung des Cr-haltigen Glimmers Avalit (Fuchsit) Anlaß, ohne sonstiger Cr-Silikatneubildung.

Wie sehr die genetische Bindung neugebildeter Chromsilikate verborgen bleiben kann, ob Zusammenhang mit magmatischen oder regionalmetamorphen Vorgängen besteht oder aus diesen gemischte Wirkungen in Erscheinung treten, ist aus der eingehenden Darstellung der seltsamen Verbreitung von Chromminералen im Lagerstättenbereich des sulfidischen Kupfervorkommens Outukumpu in Finnland (siehe auch S. 446, 535, 548) durch P. ESKOLA [489] zu entnehmen:

Der Serpentin von Outukumpu ist nahezu frei von Chromit, enthält ihn nur in Erzpigmenten. Ein Teil der Chromminerale, u. zw. der Cr-haltige Glimmer Fuchsit, Cr-Diopsid und Cr-Tremolit neben Uwarowit treten verstreut in dem Serpentin benachbarten Quarziten auf; daneben finden sich die gleichen Minerale, mit Ausnahme Fuchsit, skarnbildend an Dolomit gekettet. Dieser Dolomit enthält überdies unregelmäßig eingestreut scharfe, bis 1 *cm* große Oktaederchen Chromit, der vor Tremolit gebildet erscheint. Ferner besteht ein Pikotit-Chromchlorit-Antophyllit-Cordieritfels mit Sulfiden zusammen am Rande zu Chromit führendem Dolomit. Uwarowit in Kriställchen von 1 bis 1·8 *cm* Größe! und etwas veränderter Cr-Epidot Tawmawit erscheinen ausnahmsweise als Aggregate innerhalb der Magnetkies-Kupferkies-Masse der Hauptlagerstätte. Außerhalb der Lagerstätte bilden Uwarowit — Tremolit — frischer Tawmawit und Magnetkies zusammen mit Cr-Diopsid und Chromit richtige Gänge in Quarzit. — P. ESKOLA sieht in der Gesellschaft der Chromminerale eine wahrscheinlich hydrothermale Paragenese, deren Bindung einschließlich der Sulfidmassen eher an Serpentin als etwa an die postkarelischen Granite heranreiche, obwohl zwischen Bildung von Sulfid und Chromminералen einerseits,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

dem Intrusionsvorgang des ultrabasischen Magmas anderseits beträchtliche Zeiträume gelegen haben müssen. Die Frage nach Entstehung des Dolomits, ob sedimentär oder karbonatisiert nach Serpentin, wird offen gelassen.

Hier handelt es sich wohl um eine komplizierte Genesis, für deren Zerlegung auch regionale Vergleiche nicht leicht heranzuholen sind. Anscheinend sind Kontaktmetamorphosen, von Erzausscheidungen begleitet, durch jüngere Metamorphose, teils Metasomatose überdeckt. Wäre also hier bezüglich Chromit wirklich sekundäre Chromitbildung zu erblicken? Oder liegt etwa im Chromit führenden Dolomit ein karbonatisierter Pyroxenit vor, dessen primäre Chromite, wie häufig bei Pyroxeniten, in ausgezeichneter Idiomorphie, unverändert über die Karbonatisierung des Muttergesteins hinweggekommen wären?

A. G. BETEKHTIN [556] führt von kaukasischen Chromvorkommen an, daß bei intensiver Serpentinisierung Wiederabsatz von Chromit, Sekundärchromit, in Frage käme, der aber niemals lagerstättenbildend in Erscheinung trete.

H. J. KOARK [420 a] berichtet über Spektrogramme, gewonnen an abgefunkten nadelkopfgroßen, als sekundäre Bildung betrachteten Erzanreicherungen im Ochsner Serpentin (Zillertal) und in dessen randlicher Strahlstein-Chlorit-Zone; hiebei wurde u. a. auch Cr-Nachweis geführt, was den Autor veranlaßt, metamorphe sekundäre Chromitbildung neben Magnetitbildung anzunehmen.

Der Cr-haltige Chrysoberyll Alexandrit, Al_2BeO_4, vom Balkan zwar nicht, doch neben anderen Fundorten vom Ural bekannt, hat genetisch keine unmittelbare Beziehung zu Chromgehalt basischer Gesteine, sondern ist vorzüglich primäres Mineral gewisser Granitpegmatite und von solchen vermutlich beeinflußter metamorpher Gesteine. Ein kleiner primärer Cr-Gehalt wird ja auch den sauren plutonischen Magmen zugeschrieben, er reicht nach VOGT (Econ. Geol. 1926) an 0,0005% im Durchschnitt heran.

Andesitische Metamorphose und noch jüngere bis rezente Umwandlungserscheinungen im Innern und in Oberflächennähe der Chromerz führenden Serpentinmassen.

Einwirkung von Andesit, Dazit und Trachyt — neben jüngerem Basalt die hauptsächlichsten älteren, kretazisch-tertiären Vulkanite der Balkanhalbinsel — auf Serpentin, kurz als andesitische Metamorphose an Serpentin zusammengefaßt, weist bereits eine wesentlich geringere Differenzierung in Richtung auf Mineralum- und -neubildungen auf wie die granitische Metamorphose. Verkieselungserscheinungen, zu einem dichten dunklen splitterigen Hornfels umgewandelte Serpentinmassen, sind beispielsweise das hervorstechendste Merkmal des Andesitkontaktes zu Serpentin im Suha-reka-Tal und bei Antoinette nächst Lojane.

Unter den vielen Kontaktgrenzen des Andesits im Lojanebereich, die alle keine ersichtliche Beeinflussung des Serpentins durch Andesit aufweisen, bildet die Zone des Suha-reka-Tales und anschließend Antoinette eine Ausnahme. In Zusammenhang mit der Ausbildung einer brecciösen Spaltenfüllung in Serpentin am Andesitkontakt, wohl vom Gewölbedruck des Andesitaufstieges herrührend, ist nachfolgend eine breite Silifizierung erfolgt, die vor allem entlang der Spalte auch eine reiche Realgarvererzung mit dolomitspätiger Gangart — nebst etwas Antimonit — nach sich zog. Einige Einzelheiten dieses Vorkommens habe ich 1934 [64] angezeigt. Seither ist, gewissermaßen unbeabsichtigt, nur aus den Aufschlußbedürfnissen des benachbarten Chromerzbergbaues heraus, über Ausdehnung dieser Arsenerzlagerstätte in Serpentin ein genaueres Bild gewonnen worden: über 150 *m* Längserstreckung können als erschlossen gelten, bei Mächtigkeiten mit reichlich derbem Realgaranteil bis zu 3 *m*, Gesamtmächtigkeit bis 6 *m*, einer Fallerstreckung von mindest 40 *m* und günstiger Sohlfortsetzung. (Siehe auch die Angaben im Ersten Teil, Pkt. 7, S. 113.) Damit rückt dieses Vorkommen zur gegenwärtig wohl bedeutendsten Realgarlagerstätte der Balkanhalbinsel auf, das seinerzeitig ausgebeutete, in ähnlicher

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

genetischer Position befindliche, doch nicht in Serpentin, sondern in kalkigem und schiefrigem Nebengestein ausgeschiedene Realgarvorkommen von Alchar bei Mrežicko im S Mazedoniens in der Größenordnung hinter sich lassend.

Die vornehmlich silifizierende Wirkung von Seite des Andesitmagmas kommt auch in anderen Serpentingebieten zum Ausdruck, sie begleitet in kennzeichnendem Ausmaß auch die Phänomene der Gangbildungen von dichtem Magnesit in Serpentin, die zeitlich, und in weitem Abstande wohl auch noch genetisch, zum Andesitvulkanismus in Beziehung stehen.

Ein weiteres Beispiel unmittelbarer Verquarzung von Serpentin durch einbrechende Vulkanite, in diesem Falle Biotittrachyt, bietet die Geologie der schon früher erwähnten Hg-Lagerstätten vom Avalaberg südlich Belgrad dar.

Quarz und Hornstein im Gefolge von Trachyt bilden am Avala nach der ersten Beschreibung von M. FISCHER [42] mitten im Serpentin metasomatisch schlotartige Massen, die, von Adern eisenreichen Dolomits durchzogen, noch Reste von Bronzit und Chromit erkennen lassen. Eine geringfügige Cr-Mobilisation ermöglicht die Bildung des Cr-haltigen Kaliglimmers Avalit(-Fuchsit). Ni aus dem Peridotitgestein wird zur Bildung von Millerit verwendet. Die Ausbreitung von Zinnober und gediegen Hg in Begleitung von Schwefelkies folgt der Silifizierung nach.

Eine Neubildung von Chromit, sekundäre Chromitbildung, ist unter den Umwandlungserscheinungen der andesitischen bzw. postandesitischen Metamorphose ebensowenig anzutreffen wie unter jenen der granitischen. Die Resistenz des Chromits gegenüber Lösungsattacken ist groß; die konservierte Chromitführung des Dolomit-Hornfelses vom Avala bringt dies zum Ausdruck und läßt einen Vergleich zu den Chromitkriställchen unter den Chromminerallien des Dolomitfelses vom Outukumpu, Finnland, offen, über welches Vorkommen Angaben von P. ESKOLA [489] vorhin hervorgehoben wurden.

Hinsichtlich Deutung eines Chromitkorns in dichtem Magnesit als sekundär (WIJKERSLOOTH [364 b]) siehe Bemerkung S. 535.

Ni, mobilisiert aus Peridotit (dort dem Olivin eigen oder in primären Sulfiden enthalten) durch thermale Wässer im Gefolge der Vulkanite — seltener anscheinend der Plutonite — ist mit ähnlicher Wanderungsfähigkeit begabt wie Cr und tritt überdies bei Mineralneubildung auch außerhalb der Peridotitkörper in Lagerstättenparagenesen ein.

Ni-führende Sulfidgänge sind aus der Umhüllung der Ibar-Serpentinmassen in Westserbien bekannt. Innerhalb von verändertem Serpentin ausgeschieden, wurde der Nickelkies von Avala bereits vorhin erwähnt. Haarförmige Kriställchen von Nickelkies Millerit treten auch im Serpentingrenzfels von Rudnjak bei Gokčanica, Ibartal, auf.

Ni geht bei seiner jungen Wanderung auch neuerlich in Magnesiasilikate ein, diesmal jedoch in wasserhaltige Magnesiasilikate der Gymnitgruppe. FR. SANDBERGER [191] beschreibt Ni-Gymnit vom Serpentin bei Oršova an der Donau.

Aber auch dichter Magnesit nimmt Ni auf, wie F. TUČAN [160] vom kroatischen Vorkommen berichtet; dies erhellt von dieser Seite die Ni-Beweglichkeit aus Peridotit, während der tertiären Magnesitbildung. — Ähnlich tritt Nickel bei Frankenstein in Schlesien fallweise in die älteren der neugebildeten Quarzmassen ein und bildet dort Chrysopras (H. v. BRAUNMÜHL [705]).

Wie weit das chromhaltige Tonerdesilikat der Allophanreihe, der blaue und grüne Miloschin, sowie das wasserhaltige, grüne Cr-Silikat Wolchonskoit $H_2Cr_2Si_4O_{12} + H_2O$, beides Gelminerale, aus dem tertiären vulkanischen Zersetzungskreis der Serpentine oder aus jüngeren vadosen Umbildungen hervorgehen, scheint mir noch offen zu sein.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Verhältnisse in Rudnjak im Ibartal, von wo frühzeitig v. HERDER und E. TIETZE [156] das Vorkommen von Miloschin beschreiben, sprechen eher dafür, daß Miloschin wie auch ein blaßgrünes Wolchonskoit-ähnliches, doch an der Zunge klebendes Mineral postvulkanischer Neubildung zuzusprechen sind. In Rudnjak finden sich diese Minerale, ohne anscheinend mit Tagverwitterungsvorgängen verknüpft zu sein, in einem brecciösen Quarzhornfels am Kontakt von Serpentin zu einem hochzersetzten hellen Eruptiv. Anderseits hält STR. DIMITROW [203] dafür, beide Minerale in ihrem Auftreten im Serpentin des Rhodopekristallin bei Nevrokop in Westbulgarien für rezente Bildungen anzusehen.

Wie in manchen Fällen dem Serpentin eine spezifisch ausfällende Eigenschaft gegenüber dem Lösungsinhalt durchströmender Thermen zukommt, ist als Beispiel das Auftreten von Schwefel im Serpentin von Kalamaki, Griechenland (A. BRESINA [828]), anzuführen, das durch Solfatoren bewirkt wird.

Einer ähnlichen Erscheinungsweise einzureihen sind auch noch andere, seltenere Mineralisationen in Serpentin, wahrscheinlich auch die schon früher genannte Ausscheidung von Uranmineralen in Serpentin. Au und Pt können so auch in Serpentin zusammentreten.

Magnesit (frz. Giobertite). Ein bedeutsamer Ausschnitt der Serpentinumbildung, in die Epoche des kretazisch-tertiären Andesitvulkanismus fallend, liegt in der Bildung von dichtem Magnesit nach Typus „Kraubath" (K. A. REDLICH [773]) und seiner Begleitmineralisationen vor. In der festländischen Zersetzungshaut der tropisch bis subtropisch verwitterten Serpentine findet sich häufig knapp über der unzerstörten Gesteinsmasse z. T. auch noch in diese hineinreichend, eine Karbonatzone mit Magnesit, Dolomit und Aragonit, auch mit Kieselausscheidungen in Gesellschaft. Es wäre naheliegend, alle Karbonatvorkommen dieser Art in Serpentinen, sofern sie eben oberflächennahe in bezug auf eine Altfläche entwickelt sind, als Lösungs- und Wiederausscheidungsprodukt der Landverwitterung zu betrachten. Immer wieder wird das Problem der Bildung dichten Magnesits auch nach dieser Richtung hin erörtert. Eine Reihe Beobachtungen lassen aber, zumindest für den Hauptanteil der Magnesitbildung, Mitwirkung hydrothermaler Faktoren — von Jungvulkaniten abzuleiten — vor allem hinsichtlich CO_2-Bringung aus der Tiefe für wahrscheinlicher gelten. Immer aber sind im Bereich der Magnesitlagerstätten Folgen stärkerer Umwandlungsvorgänge am Peridotitgestein zu verzeichnen, seltener bis zu weicher lettiger Zersetzung des Serpentins sich steigernd.

Lösungsvorgänge aufsteigender heißer, CO_2-beladener Quellen setzen den Serpentinmassen im Inneren zu und bringen oberflächennah Lösungsprodukte aus Serpentin wieder in Serpentin zur Abscheidung. Da auch von der Oberfläche her gleichzeitig heißes und feuchtes Klima eine tiefreichende Zersetzung des Serpentins bewirkt mit chemisch ähnlicher Zielrichtung, ähnlichem Paragenesenumfang wie die hydrothermalen Vorgänge hinsichtlich des CO_2-Umsatzes und damit verbundener $MgCO_3$-Ausscheidung und SiO_2-Wanderung, nur mit geringerer Intensität, so arbeiten beide Phänomene Hand in Hand, können sich übergreifen und es wäre vornehmlich die Morphologie der neugebildeten Mineralabsätze, welche die beiderseitigen Wirkungen gegeneinander ungefähr und oft nur versuchsweise und recht unsicher abgrenzen läßt.

Die Gangbildungen und vielleicht schon nicht mehr in vollem Umfange die Gangnetzwerksbildungen des dichten Magnesits, sind in erster Linie als Formenschatz der thermalen $MgCO_3$-Bildung in Serpentin zu

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

betrachten. Als ein besonderer Fall ist auch dichter Magnesit als „Schuttwerksfällung" hinzuzuzählen.

J. SCHADLER [144] hat im Vorkommen Biele Klanci bei Maglaj in Bosnien eine alte, vermutlich tertiäre Serpentinschutthalde über Serpentin von dichtem Magnesit verkittet vorgefunden; von feinen Gelkugeln Magnesit über größere plattige Fällungsmassen bis zu konglomeratischer Verkittung durch Magnesit bestehen alle Übergänge. — Die Auffassung von hydrothermaler Bildung, bei welcher ein Überquellen der Therme aus gewachsenem Serpentin in die Schuttkappe stattfinden mußte, wird durch das reichliche Mitvorkommen von Epsomit ($MgSO_4.7H_2O$) in Form weißer faseriger Salzausblühungen unterstützt.

Für Magnesit in nestartiger Verteilung, aber z. T. auch noch für die Form von Gangnetzgeäder-Magnesit in hochzersetzten, ersichtlich von der fossilen Oberflächenverwitterung her beeinflußten Serpentinmassen, gleichzeitig die Gesellschaft solcher Art gebildeter Ni-Erze usw. rücken Verdacht auf Absatzbedingungen der vadosen H_2O-CO_2-Zirkulation nahe.

Es ist hier nicht der Platz, die Bildungsfragen des dichten Magnesits, als eines Teilausschnittes der Magnesitgeologie im allgemeinen, erschöpfend darzustellen.

Eine verhältnismäßig neuere, umfassende Zusammenstellung des Fragenkomplexes, die neben Genesis des dichten Magnesits auch jene der nicht geringen Zahl von Typen anderer Magnesitvorkommen behandelt, ist in der Übersicht von A. HIMMELBAUER [852] in Stutzers Handbuch der wichtigeren Lagerstätten von Nichterzen (1933) zu erblicken, worin bei reichhaltigem Literaturverzeichnis die verdienstvollen früheren Bearbeiter des Serpentin-Magnesit-Problems FINKH, KRUSCH, LEITMEIER, REDLICH, ROSZA, W. PETRASCHECK, SCHRAUF, auch v. BRAUNMÜHL, CLAR, KRAFT, SCHORNSTEIN u. a. mit ihren Beobachtungen und Ansichten ausgiebige Würdigung finden.

Für die Lagerstättengeologie der balkanischen Magnesite im besonderen habe ich 1934 [66] nach Schilderung einer Reihe von Einzelvorkommen aus Griechenland, Mazedonien und Serbien einige allgemeine Schlüsse, vor allem aus der vergleichenden geologischen Betrachtungsweise hervorgegangen, für die Verhältnisse auf der Balkanhalbinsel zusammengefaßt:

„Die Magnesitbildung ist tertiären, vermutlich miozänen oder altpliozänen Alters, regional in Abhängigkeit von einem tertiären Altrelief, das auf warme, den Serpentin durchsetzende und mit Serpentin-Magnesia beladene Kohlensäuerlinge — aus Spätfolgen des Andesitvulkanismus herrührend — abkühlend und ausfällend gewirkt hat. Magnesitgerölle im Jungtertiär, Überdeckung fertiger, in Abtrag befindlicher Magnesitgänge durch jungvulkanische — doch postandesitische — Gesteine, Abhängigkeit von einem jungtertiären morphologischen Phänomen, jugendliche Tektonik der Magnesitspalten selbst, Feststellung mäßiger Einwirkung von Tektonik auf die fertige Magnesitlagerstätte, führen zur Altersbestimmung.

Die Lagerstätten dichten Magnesits weisen regional die Sukzession $MgCO_3$ — $CaCO_3$. $MgCO_3$ — SiO_2 auf und stellen sich damit in bemerkenswerte Parallele zur Sukzession auf kristallinen Magnesitlagerstätten.

Die Tiefenerstreckung der Lagerstätten dichten Magnesits ist eine Funktion des Altreliefs und erscheint mit 150—200 *m* unter diesem Altniveau gewöhnlich erschöpft. Es gewinnt also auch für die wirtschaftliche Beurteilung der Lagerstätten die Abhängigkeit von einem Tertiärrelief Bedeutung."

Diese Feststellungen wollen nicht verneinen, daß auch mit der festländischen Verwitterung der Serpentine unter Einfluß tropischer bis subtropischer Temperaturen und Durchfeuchtungen im Gefolge der sie begleitenden Lösungsumsätze — unter Entnahme von CO_2 aus der Luft — Magnesitbildung einhergehen könne. Doch ist nach Deutung gewisser

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Feldbeobachtungen anzunehmen, daß es sich hiebei mehr um diffuse Vorgänge vorzüglich metasomatischer Wirkung gehandelt haben müsse, um Lösungstransport geringer Reichweiten und mäßiger Intensität, wobei eine Zonenentwicklung mit allgemein verteilter mehr oder minder spärlicher Knollen- oder Nesterführung von Magnesit oder — schon hydrothermalen Typen genähert — unregelmäßiges dünnes Gangnetzwerk von Magnesit sich am Ende ergebe. Die erstaunlich regelmäßige, gleich Zebrastreifung

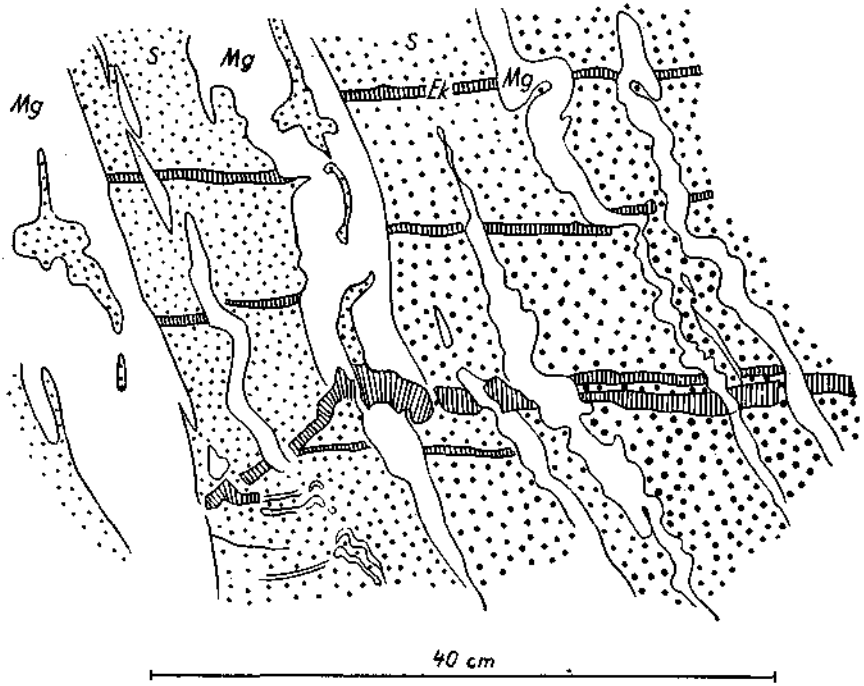


Abb. 143. Paralleles Ganggeäder von dichtem Magnesit, intern durch Lösungsdruck? „gefaltet". Ausschnitt aus Stollenulm m 96 ab Mundloch. Aghios-Dimitros-Stollen, Ormiglia, Chalkidike.

S = brauner, sandiger Serpentin; *Ek* = Eisenkieselbänder parallel der magmatischen Schichtung; *Mg* = paralleles Ganggeäder Magnesit mit Quellfalten-ähnlichen Texturen.

dem Auge wirkende Bänderung von Magnesit quer durch verkieselten Serpentin im Aghios Dimitros-Stollen von Ormiglia, Chalkidike, die gewaltigen bis über 30 *m* mächtigen magnesiterfüllten Gangspalten von Euböa und eine Reihe anderer Erscheinungen, die vorstehend und in [66] angeführt werden, sind aber Phänomene, die sich von dem üblichen Erscheinungsbild der Bodenverwitterung wesentlich unterscheiden.

Bekanntlich erweist sich dichter Magnesit nicht, oder nicht mehr als Kolloid, sondern als feinkristallin, optisch bei starker Vergrößerung auflösbar, doppelbrechend.

Ob je Gelnatur des dichten Magnesits vorgelegen hat, ist eine umstrittene Frage. Dichter Magnesit in den Tagbrüchen auf Magnesitgangnetzwerk von Ormiglia auf der Chalkidike zeigt in nicht seltenen Aufschlüssen stengelige Absonderung senkrecht zum Salband. Dies könnte ebenfalls als Gelrelikt gewertet werden und

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

stimmt gut zu den Vorstellungen (ST. FOSLIE [495], G. FISCHER [503] u. a.) mit welchen neuerdings die Bildungsweise spaltenfüllender faseriger oder stengelig-säuliger Minerale mit Längsachse senkrecht zu den Spaltenwänden (Asbest, Gips, Graphit, Karbonate usw.) als aus Gelen entstanden zu erklären versucht wird.

E. CLAR [394] steht für Kraubath auf dem Standpunkt, daß nicht Magnesitgel zum Absatz gelangt, sondern als Vorstufe der Magnesitbildung ein basisches Mg-Karbonat, dessen radialstrahlige Kristallisation nierig-traubige Formen hervorrufen kann, Gelmorphologie vortäuschend; dabei wird auf das von H. LEITMEIER in der Kraubathparagenese erkannte Mineral Nesquehonit $MgCO_3.3\,H_2O$ verwiesen.

Am Beispiel des Vorkommens basischer Mg-Karbonate auf der Balkanhalbinsel scheint es aber doch, als würden diese von der dichten $MgCO_3$-Bildung unbeeinflußt zustandekommen. Einige dieser Vorkommen, wie Artinit und Hydromagnesit von Lojane, dürften sogar unter dem Dach postgranitischer Paragenesen stehen, andere wieder, wie das von mir beschriebene Gangnetzwerkvorkommen Hydromagnesit im Goranceetal bei Raduscha [64] recht jugendlichen Alters sein.

Aber gerade die Hydromagnesitvorkommen, auch dort, wo sie derbkristallin und bis zu Lagerstättengröße gedeihen, lassen nichts erkennen, das auf spätere Blumenkohlstruktur hindeuten würde.

Nach GWILLIN (cit. BRAUNMÜHL [705] S. 79) erfolgen bei Atlin in Britisch-Kolumbia Ausscheidungen von Hydromagnesit aus rezenten Thermen.

Brugnatellit, das kompliziert gebaute basische Magnesiakarbonat, im Serpentingebiet des Malencotales, italienische Nordalpen, zuerst aufgefunden, fleischrot in hexagonalen Blättchen, bleibt von der Balkanbalbinsel bisher noch unbekannt. Auch das Cr-haltige basische Magnesiakarbonat, der violette Stichtit (Cr-Brugnatellit), dem Kämmererit äußerlich ähnlich, bedürfte erst des Nachweises.

Sollte eine beschränkte deszendente Magnesitbildung — wofür fallweise Erscheinungen der Landverwitterung sprechen, auch A. HIMMELBAUER hält zweifache Bildungsweise von Magnesit nicht für ausgeschlossen und vergleicht mit Kaolin, der hydrothermal, als auch aus Landverwitterung des Feldspats zu entstehen vermag — tatsächlich neben der aszendenten, durch CO_2-Thermen bewirkten Magnesitbildung bestehen, könnte man versucht sein, aus gelähnlichen Strukturen den Magnesitanteil des vadosen Bildungsvorganges zu vermuten. Dies wäre irrtümlich. Beispielsweise schließt ein Magnesitgang aus der Gruppe der tiefgreifende tektonische Spalten füllenden, für aszendent zu haltenden Magnesitgänge von Vouvari auf Mytilene, nach oben unvermittelt mit einer blumenkohlartigen Magnesitbildung ab, überdeckt und zu Serpentin abgegrenzt von einer dünnen

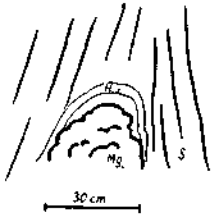


Abb. 144. Blumenkohl-ähnlicher dichter Magnesit *Mg* mit Hornsteinkalotte *H* im schiefrigen Serpentin *S*. — Abschluß einer Magnesitgangspalte nach oben; Vouvarital, Mytilene (Abb. 4 [66]).

Kieselschale (Abb. 144, bereits enthalten in [66]). Die eigentümlichen, scheinbar mit Bildungsformen quellender Gele verwandten, aber auch an Gekrösestein, Alabastergips, erinnernden, gestauchten und gefältelten

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Eindruck erweckenden Magnesitgänge im Aghios Dimitros-Stollen von Ormiglia, Chalkidike (Abb. 143), gehören zweifellos einer aszendenten Magnesitphase an; sie bilden daselbst Strukturausschnitte im kleinen innerhalb dem streng parallel ausgerichteten Ganggeäder im großen.

Diese scheingefältelten Magnesitgängchen erinnern in manchem an die Stauchfalten-ähnlichen Nephritgänge vom ligurischen Apennin, die E. KALKOWSKY [477] abbildet. Während aber dort immerhin denkbar wäre, daß die Amphibolitisierung eines Pyroxenitganges zugleich auch die ursprüngliche magmatisch gewundene Gangstruktur des Pyroxenits übernommen haben könnte, fehlt einer ähnlichen Erklärungsweise für die gewundenen Magnesitgängchen in Ormiglia die genetische Grundlage.

Auch in Lojane, wo entgegen meiner früheren Darstellung 1934 nun doch auch spärliche Magnesitführungen, an stark zurückgewitterte Altflächen gebunden, bekannt geworden sind, treten scheinbare Gelstrukturen,

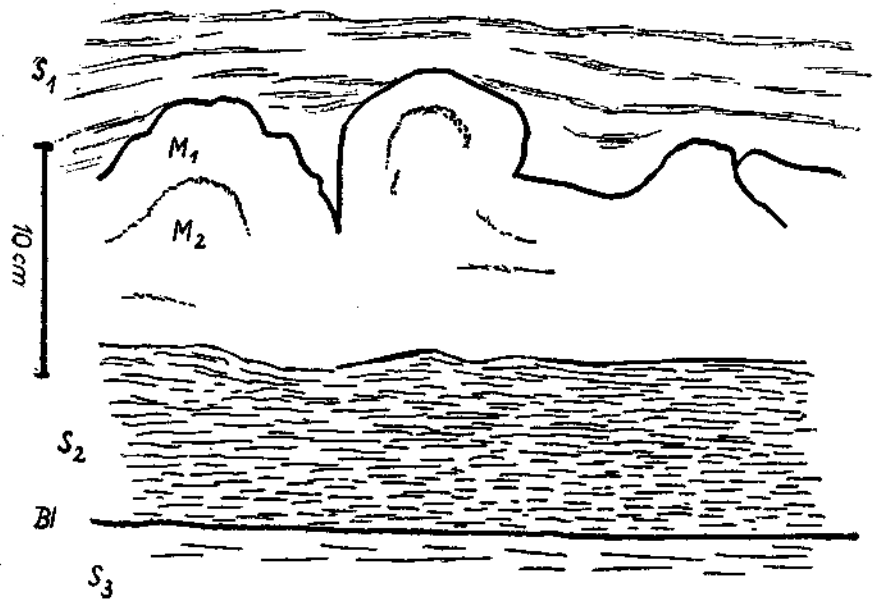


Abb. 145. Magnesitgang mit einseitiger Quellungstextur. Grube Suha reka bei Lojane, Mazedonien.

M_1 = dichter, weißer Magnesit, getrennt durch serpentinische Zwischensubstanz von M_2 = gelblich-weißer Magnesit, S_1 = schmutzigfarbener schiefriger Serpentin, durchdrungen von dünnen Magnesitlagen, ähnlich S_2 mit ganz feinen Magnesitlagen; S_3 = grüner schiefriger Serpentin. — Bl = Störungsblatt.

einseitig ausgebildet (Abb. 145) an kleinen lagenhaften Magnesitgängen in schiefrigem Serpentin auf. — Für alle diese sonderbaren Strukturen sind die Erklärungsweisen noch wenig befriedigend, solange über Art des Aggregatzustandes bei der Ausscheidung von dichtem Magnesit noch keine Sicherheit besteht.

Für Frankenstein in Schlesien hat A. REIMERS [519] den Zusammenhang zwischen Morphologie der Magnesitvorkommen und Zerstörungsgrad des Nebengesteins hervorgehoben: traubig-nierige Absonderung des Magnesits, aber teilweise auch Gangnetzwerk sind für das stärker zersetzte Gebirge bezeichnend, Gänge für den weniger zersetzten Serpentin, lettige Beschaffenheit des Serpentins würde von Magnesit gemieden. Mit

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Ausnahmen trifft dies auch am Balkan zu; ein schönes Beispiel liefert Razanj in Westserbien mit einem Geflecht von Gängchen und Linsen Magnesit im hochzersetzten Serpentin der Altoberfläche; demgegenüber weist benachbart der massige Serpentin des Zlatibor meist ruhige Gangformen der Magnesitlagerstätten auf.

Im Gangnetzwerk Magnesit von Frankenstein sieht REIMERS nicht eine Füllung tektonischer Klüfte, sondern und sicher oft allgemein zutreffend Gangmetasomatose von Haarklüften aus. Anderseits können beispielsweise in den Magnesittagbrüchen des Gjumanitales, Ormiglia, Chalkidike, deutlich Altersunterschiede unter den Gängchen des Gangnetzwerkes — hier häufig mit stengeliger Absonderung des Magnesits senkrecht zum Salband (gleiches erwähnt von Kraubath E. CLAR [394], von Vrutci in Westserbien R. STAPPENBECK [153] — wahrgenommen werden.

Die Absätze dichten Magnesits stehen in der Regel mit stärker serpentinisiertem, mitunter auch mit weichem bis lettig zersetztem, in seiner Serpentinmineralstruktur schon weitgehend zerstörtem Gestein in unmittelbarer Berührung, nur die Wurzeln der Magnesitgänge ragen häufig noch in relativ frischeres Peridotitgestein hinein. Es muß also in der Frühphase der CO_2-Thermenwirksamkeit auch die Serpentinumwandlung des Olivingesteins, sofern nicht schon autometamorphe Umwandlung vorlag, vorangebracht werden, der Magnesitabsatz in den Anfängen wahrscheinlich über die Serpentinzwischenphase erfolgt sein. Auf Ähnliches war bei der Bildung von Querfaserasbest aufmerksam zu machen, dem auch von den Klüften weg eine Serpentinisierung voraneilt.

Während dem dichten Magnesit eine feinkristalline Ausbildung eigen ist, sind andere, mit ihm gleichzeitig auf Serpentinmuttergestein vorkommende Karbonate, zu größerem Teil dem Magnesit als jünger und unter Verdrängung nachfolgend, mittelkristallin bis grobkristallin oder gar in gut ausgebildeten Kristallen entwickelt; zumeist handelt es sich hiebei um Dolomit, Aragonit und Calcit. Auf die Häufigkeit solcher jüngerer Karbonatbildungen balkanischer Magnesitvorkommen habe ich bereits 1934 [66] hingewiesen.

Von Kraubath in Steiermark hat auf die Magnesit-verdrängende Wirkung dieser jüngeren Karbonatabsätze H. LEITMEIER [cit. 394] und nach ihm E. CLAR [394] u. a. aufmerksam gemacht. H. MEIXNER [428] betont das Fehlen von dichten Breunneriten, bzw. von Mischkarbonaten überhaupt in der Paragenese der Magnesitlagerstätten von Kraubath.

Den Oppenberger Serpentin in Steiermark, allerdings in Hochgebirgslage außerhalb tertiärer Verebnungen und damit in Beziehung stehenden Lagerstätten von dichtem Magnesit wie in Kraubath, durchsetzen grobkristalline, dolomitisch-magnesitische Karbonatgänge, von Talk begleitet, welch letzterer den Vorkommen von dichtem Magnesit in der Regel fehlt.

Aus dem Ibartal in Serbien, zunächst Sipačina und im Graben Dzepska reka am rechtseitigen Ibarufer, hat W. HAMMER [54] ein Vorkommen von Breunnerit in Peridotit beschrieben.

Ich selbst habe 1940, noch in Unkenntnis der HAMMERschen Studie, dieses Vorkommen ebenfalls beobachtet und daraus aufgesammelt. Mitten innerhalb der dunklen Peridotitmassen fallen dort hellgebleichte Gesteinsausschnitte auf, ohne geradezu an Störungen oder Klüfte gebunden zu sein, ähnlich wie Propylitzonen vom Andesit eingeschlossen sein können. Das helle Gestein ist von einer gelblichen bis ziegelroten Verwitterungsfarbe bedeckt und weist, wie bereits HAMMER beschreibt, im Bruch spangrüne Flecken auf, sonst rötlichgrau und feinkristallin erscheinend, teils auch gelblich und dicht. U. d. M. und durch Analyse hat W. HAMMER diese spangrünen Flecken als Umwandlung von Pyroxen der Peridotite in ein breunneritisches Karbonat nachgewiesen. Es handelt sich um Umwandlungserscheinungen, die auf CO_2-haltige Wässer der nachbarlich durchbrechenden Andesite und Trachyte zurückzuführen sind.

Die Magnesitbildungen der Balkanhalbinsel haben keine ursächlichen Beziehungen zu Nickelerz- und Eisenerzansamm-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lungen der Landverwitterungskrusten über Serpentin, können aber örtlich mit diesen ebensogut zusammentreffen, wie dies von anderen ähnlichen Lagerstätten, beispielsweise Frankenstein in Schlesien, bekannt ist. Dann ist auch die Möglichkeit gegeben, daß Bildungen dichten Magnesits von sicher aszendenter Natur und solche an Menge allerdings weit zurückstehenden, in ihrer Natur auch noch umstrittenen Magnesitausscheidungen deszendenter Herkunft nebeneinander bestehen.

In Serpentinabschnitten des Morawatales bei Čačak in Westserbien, z. B. im Velucetal, wären Beispiele dieser Art zu finden: limonitische Eisenerzanreicherungen der Landverwitterung von Serpentin, gangartige und nesterweise Magnesitzonen, Bruchtektonik, Andesitdurchbrüche nebst Anzeichen starker Thermaldurchtränkung.

Die Vorgänge der tropischen bis subtropischen Landverwitterung wirken auf Serpentin mineralzerstörend und mineralabsetzend im engen Raum gleichzeitig, bei geringen Transportweiten kieseliger und magnesitischer Absätze. Die aszendente Serpentinzersetzung hingegen zieht Lösung und Absatz in der Regel auseinander und bringt es zu echter Phasenfolge, dadurch, und befähigt, vorhandene tektonische Klüftung auszunützen, kommen bei ihr großzügigere Lagerstätten Magnesiakarbonat zur Entwicklung als je bei der Landverwitterung. Das gilt nicht nur für Magnesit, sondern erstreckt sich z. T. auch auf die Verkieselungsmassen.

Der Serpentinzug von Kran Mahal bei Saloniki, mit einer tertiären Altfläche zum Meer absteigend, ist in seinem Oberflächenbereich zu einer mächtigen Kieseldecke umgewandelt, die auch morphologisch hervortritt und kleine Chromerzvorkommen unversehrt einschließt. Verbindung mit Magnesitvorkommen, Thermenaufstiege und seismische Unruhe des Gebietes machen für Magnesitvorkommen und Kieseldecke die Beteiligung von Tiefenwässern an der Gesteinsumwandlung wahrscheinlich. Ähnliches gilt für die verkieselte Serpentinzone im Profil des Aghios Dimitros-Stollen von Ormiglia, Chalkidike: hier folgt die Verkieselung des Serpentins in Lagen, Linsen und Bändern dem primärmagmatischen Schichtenbau. Die rotbraunen Kieselserpentinbänder werden unter steilem Winkel von jüngerem Magnesitgeäder verquert, letztere eine erstaunliche regelmäßig weiße Parallelstreifung hervorrufend. Auch hier ist dieses Phänomen aus Landverwitterung allein nicht zu erklären.

Verkieselte Serpentindecken im Bereich von Altflächen ähnlich wie ich sie 1934 [66] bei Saloniki sah, sind W. E. PETRASCHECK [214] bei Momčilgrad in Ostbulgarien aufgefallen.

Kieselanreicherungen, Kieseldecken oder Kieselriffe („Siliciophite" im Sinne von A. SCHRAUF, „cherts" im englischen Sprachgebrauch), an der Oberfläche von Serpentinmassen bringt allerdings auch die vorgeschrittene lateritische Bodenverwitterung, auf die später noch zurückgekommen wird, in regionalem Ausmaße hervor. Unter solchen Bedingungen zersetzte Serpentinzonen sind insbesondere aus Gegenden bekannt, die auch heute noch tropischem Klima ausgesetzt sind (z. B. Indien, Belutschistan, der sogenannte „Birbirit" in Abessinien usw.).

Die extremen Vorgänge der Kieselanreicherungen auf Serpentin, welche in Begleitung von Magnesitvorkommen, aber auch ohne diese in Erscheinung treten und zu Flächenelementen älterer oder jüngerer Erdoberflächengestaltung zuordenbar sind, umfassen die Bildung von Hornstein, Opal, Chalzedon und Quarz, also teils gelartige, teils kryptokristalline und auch kristallisierte Mineralbildungen. Bei Vollständigkeit der metasomatischen Einwirkung kieselreicher Lösungen auf Serpentin bzw. bei vollständiger Abfuhr der Magnesia aus Serpentin, kommt es zur Ausbildung

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

von Hornsteinfelsen, löcherig, porösschlackig, aber auch dicht-massig, rot, grün, gelb, im Aussehen den Jaspis- und Feuersteinbildungen vergleichbar. Übergänge bestehen zu dichter und lockerer SiO_2-Durchaderung, zu Drusenfüllung und Überkrustung mit Chalzedon, Opal oder Quarz.

Es müssen mitunter ins Große gesehene Gesichtspunkte der Beobachtung ins Treffen geführt werden, um ähnlich wie bei den Magnesitvorkommen zu entscheiden, wie weit jeweils in Serpentingebieten Verkieselungsphänomene aszendenter oder deszendenter Natur sind, oder beide Fälle sich miteinander verquicken. SiO_2-Quelle gibt in allen Fällen stets der Serpentin selbst ab.

Der Verkieselungsvorgang ist gegenüber der Magnesitbildung gewöhnlich der größere Zeiträume umspannende, kann, wo überhaupt Magnesit vorhanden ist, vor der Magnesitbildung bereits eingesetzt haben, mit ihr zusammengehen oder — u. zw. meistens als Hauptphase — der Magnesitbildung nachfolgen. Nur zu oft setzt reichliche nachmagnesitische Verkieselung den technischen Wert des Magnesits herab.

A. SCHRAUF [522] hat den Verkieselungserscheinungen an Serpentingesteinskörpern, der Siliciophitbildung bereits 1882 genauere Beachtung geschenkt; er unterscheidet Siliciophit als Restbildungen, durch Entlaugung des Serpentins von Magnesia zurückgeblieben, und Neuabsatz von SiO_2. E. CLAR [394] versuchte an Kraubath-Material im Dünnschliff beide Entstehungsarten auseinander zu halten, wobei als kieselreicher Neuabsatz auch die Gymnite einbezogen werden.

Die Beobachtungen am zebrastreifigen Magnesitganggeäder von Ormiglia, Chalkidike, offenbaren, wie pseudoschichtige verkieselte Serpentinstreifen durch Magnesit verschnitten werden — also oberflächennahe Verkieselung auch prämagnesitisch einsetzend, hier aber wohl aszendenter Abkunft.

Bei der Serpentinzersetzung wird der Hauptanteil der Magnesia durch Lösungsabfuhr dem Gesteinskörper endgültig entzogen und dem Meere zugeführt, ein Teil unterliegt ohne weite Wanderung noch im Serpentin Ausfällungsbedingungen und geht in Magnesiakarbonate — und -hydroxyde ein, und meist in dieser Begleitung baut ein kleiner Anteil der in Lösung gebrachten Serpentinmagnesia auch neue Mg-Silikate auf. Wieder ist es der thermale Angriff auf Serpentin, welcher in erster Linie — neben Magnesit — auch die Neubildung solcher wasserhaltiger, meist gelartiger Magnesiasilikate nach sich zieht. Zu den Magnesiasilikatparagenesen des Magnesits gehören Minerale der Sepiolithgruppe (Meerschaum, Gymnite) und der Palygorskitgruppe (Parasepiolith). Doch sind letztere und auch Gymnite ebenso mit Paragenesen der lateritischen Verwitterung von Serpentin verbunden.

Das Mg-hydrosilikat Talk, ein getreuer Begleiter der kristallinen Magnesitparagenesen scheint auf den Serpentin-Magnesitlagerstätten ganz zu fehlen. Von Vrutci in Westserbien hat zwar R. STAPPENBECK [153] talkähnliche Substanzen am Magnesitgangkontakt gefunden, doch nachdrücklich Identifizierung mit Talk abgelehnt. — Ebenso ist der schuppige chloritähnliche Rumpfit ($H_6Mg\,Al_4\,Si_{12}O_{14}$), welcher öfters auf kristallinen Magnesitlagerstätten der Alpen zu finden ist, der Paragenese des dichten Magnesits anscheinend fremd. Talk und Rumpfit bekennen sich im allgemeinen eher zu einer metamorphen Fazies.

Meerschaum, der eigentliche Sepiolith, kryptokristallin, leicht, feinporös und auf Wasser schwimmend, an der Zunge stark haftend, ist nach NIGGLI ein Mg-Silikathydrogel, als Metakolloid in kristallinen Zustand übergehend; in trockenem Zustand der Zusammensetzung $2\,MgO.3\,SiO_2.2\,H_2O$ oder

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

$H_4Mg_2Si_3O_{10}.n\ H_2O$ *) entsprechend. Nach den Untersuchungen vom FERSMAN und VERNADSKY (cit. ANGEL—SCHARIZER [691] S. 79) liegt im Meerschaum ein Gemenge von kolloider und kristalloider Substanz vor, letztere Parasepiolith genannt. Auf der Balkanhalbinsel und in Kleinasien ist das Vorkommen von Meerschaum auf gewachsener Lagerstätte nicht gerade häufig, bekannter sind seine Vorkommen mit Serpentin-Deditrus zusammen auf sekundärer Lagerstätte innerhalb tertiärer oder diluvialer Sedimente.

Aus Serpentingebieten Bosniens haben V. RADIMSKY [142] und später F. KATZER [77] die Meerschaumvorkommen beschrieben. F. KATZER unterscheidet primäre und Schwemmlagerstätten von Meerschaum. Auf primären Vorkommen geht Meerschaum, Salband bildend, teils mit Magnesit zusammen, teils bildet er gangähnlich selbständige Nester und Butzen innerhalb von hochzersetztem Serpentin im Bereiche des Magnesitgangnetzwerks. — Noch aus türkischer Zeit Bosniens hat M. v. HANTKEN [56] erste Kunde von bosnischem Meerschaum gebracht.

Als dünnes Salband von Magnesitgängen der Zlatibormasse, Westserbien, beschreibt und abbildet R. STAPPENBECK [153] den Meerschaum von Vrutci.

Vereinzelte Lesestücke von Meerschaum, Magnesit benachbart, fand ich auf den Serpentinhochflächen der Inseln Mytilene und Euböa.

Das Meerschaumvorkommen von Theben in Mittelgriechenland, in einem Konglomerat auftretend, ist seit langem bekannt und schon ab 1842 beschrieben (v. KOBELL [279], DELESSE [263], TSCHERMAK [313]).

Das bekannteste und wirtschaftlich bedeutende Vorkommen von Meerschaum ist jenes von Eski-Schehir in Mittel-Kleinasien, auf sekundärer Lagerstätte. K. E. WEISS [357] schildert die Lagerstätte als milde brecciöse Tonlage, 5—10 *m* mächtig, innerhalb jüngerer Tertiärschichten; der Meerschaum ist darin in Knollen, apfel- bis kopfgroß, verstreut, neben Serpentin- und Kalksteinbrocken. Hangend und Liegend enthalten reichlich Serpentinbruchstücke, das Liegend auch Magnesit und Hornstein.

Gymnit (Deweylith), meist hell, weißgelblich oder auch gefärbt, ziegelrot durch Fe (soweit nicht Fe-gefärbter Magnesit!), grün durch Ni-Lösungen, gelartig, Härte unter 3, etwas schwerer als Meerschaum, dicht magnesitähnlich aber auch fettglänzend durchscheinend, gummiähnlich. — $[Mg_4Si_3O_{10}.10\ H_2O]$, nach älterer Formel $Mg_4Si_3O_{10}.6\ H_2O$, oder nach Feinbauformel von STRUNZ [810] $Mg_{5,5}[H_2O(OH)_5Si_4O_{11}]\ 4\ H_2O$. Verwandt zu den Nickelhydrosilikaten der Garnieritgruppe und mit diesen wie überhaupt der vadosen Lösungszirkulation lateritischer Peridotitzersetzung genetisch mehr verbunden als anscheinend thermaler Absatzwirkung. Immerhin gerade im Bereich der Magnesitlagerstätten eine nicht seltene Verbreitungsdichte habend.

Der ähnliche Kerolith $[Mg_2Si_2O_5.H_2O]$ als weißes, fettglänzendes Mineral jünger als Magnesit, von Frankenstein in Schlesien, durch P. KRUSCH [510] beschrieben.

Im sogenannten Magnesiaopal dürfte entweder Gymnit oder ein Zwischenglied von Gymnit und reinem Kieselabsatz zu verstehen sein; tektonische Klüfte füllend, sind solche Vorkommen auf mazedonischen Serpentingebieten nicht selten.

Für gewisse Sonderfälle des Vorkommens von Meerschaum und Gymnit ist bezeichnend, daß ihre Bildung auf primärer Lagerstätte nicht immer Serpentinmuttergestein haben muß, sondern diese Minerale finden ausnahmsweise auch außerhalb der Serpentinmassive und mit serpentinfremder Magnesia ihre Entstehungsbedingungen (z. B. primär gebildeter Meerschaum im Tertiär von Madrid; Gymnit im Kalk von Predazzo;

*) Ältere Schreibweise, die in dieser geologisch orientierten Arbeit bevorzugt verwendet wird.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

faseriger Sepiolith als sekundäres Mineral auf den Phlogopitlagerstätten Madagaskars, F. GLÖCKNER [596], darin cit. LONGCHAMBON).

Gymnit oder gymnitartige Magnesiasilikatbildung ist auch noch unter den jüngsten, ja wahrscheinlich noch rezent fortwirkenden Paragenesen der oberflächennahen Serpentinumbildung anzuführen.

Parasepiolith, chemisch dem Sepiolith *) gleichend — über dieses Mineral hat H. MEIXNER in seiner Studie über Parasepiolith (Bergleder) auf Magnesitlagerstätten vom Typus Veitsch, Min. Petr. Mitt. Bd. 43, 1932, gearbeitet und auch neuere Literatur angeführt — wurde von H. MICHEL, Koll. Ztschrft. 1913, Bd. 12, als faseriger Anteil kleinasiatischen und bosnischen Meerschaums bestimmt. Ansonsten ist Bergleder, Bergkork auf Serpentinvorkommen der Balkanhalbinsel sehr selten.

Wo die basischen Magnesiakarbonate Hydromagnesit und Artinit in hydrothermalen Paragenesen im Serpentingestein auftreten, dann immer zu den jüngsten Ausscheidungen gehörend, kann es mitunter zweifelhaft sein, sie von postgranitischen oder postandesitischen Thermaleinflüssen herzuleiten. Einige Bemerkungen und Balkanbeispiele zu diesen Mineralbildungen wurden schon bei Erörterung der granitischen Metamorphose des Serpentins gemacht. Auch unter den jüngsten bis rezenten Umbildungen an Serpentin finden diese Minerale noch ihren Hinweis.

Noch weitere Mineralparagenesen junger und jüngster Entwicklung, über die bisher aufgezeigten Mineralgesellschaften hinaus, haben fallweise auf Serpentingestein oberflächennahe Verbreitung.

Aus dem Mineralbestand des Kraubather Serpentinmassivs in Steiermark, insonderheit vom Gulsensteinbruch in Kraubath hat H. MEIXNER [428] eine besondere jüngere Paragenese erkannt und daraus hervorgehoben: Pyroaurit $Fe_2O_3.6\,MgO.15\,H_2O$ — Brucit $Mg(OH)_2$ — Aragonit — Calcit — Hydromagnesit — Artinit $[Mg.OH]_2CO_3.3\,H_2O$. — Diese Paragenese wird als hydrothermale Mineralgesellschaft beschrieben, die Bildung fände bei fallender Temperatur ab ungefähr 200° statt; sie ist jünger wie dichter Magnesit.

Auch die balkanischen Serpentinvorkommen sind reich an solchen ähnlichen jüngeren Paragenesen auf Klüften, aber auch manchmal ganze Gesteinskörper von Haarrissen aus durchsetzend. Hier aber läßt sich nicht immer Klarheit gewinnen, ob es sich bei diesen jungen Mineralbildungen tatsächlich überall um Abkömmlinge einer ausklingenden Thermaltätigkeit handle, oder nicht doch um Bildungen, die aus langandauernder vadoser Wasserzirkulation als Fortsetzung von Oberflächenverwitterung unter kontinental-heißem, aber auch nicht niederschlagsarmem Klima herrühren. Es zeigt sich in den heute schon weitgestreckten unterirdischen Grubenräumen gewisser Reviere des balkanischen Chromerzbergbaues, daß ausgedehnte Anteile des Serpentins, 30—50 *m* und mehr feste Gesteinsdecke unter alten Hochflächen oder heutigem Relief über sich, eine intensive Mineralum- und -neubildung erfahren, die anscheinend bis in die Gegenwart vor sich geht. Zwar stehen solche Teilausschnitte, wie im Ravnište-Revier bei Raduscha, noch scheinbar in Beziehung zu einer jungtertiären Altfläche, aber auch der gegenwärtige muldenartige Charakter mit seiner dadurch bedingten fast stagnierenden Bergwasserdurchfeuchtung drängt sich ebenfalls der Beobachtung auf.

*) Nach STRUNZ [810] Parasepiolith ident mit Sepiolith.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Paragenese neu gebildeter Minerale bei dieser jugendlichen Serpentinzersetzung, am Beispiel Ravnište bei Raduscha in klassischer Ausbildung vor Augen gerückt, umfaßt Gymnit — Brucit — Magnetit — Pyroaurit — Aragonit — Hydromagnesit. In kurzer Ausdrucksweise ist sie nach dem in großer Verbreitung und, einmal erkannt, trotz Kleinheit recht auffällig in Erscheinung tretenden Mineral Pyroaurit als balkanische Pyroaurit-Paragenese zu nennen und wie folgt gekennzeichnet:

Gymnit (Deweylith): dick- bis zähflüssige weißliche Massen, breiartige Guren, quellen allenthalben, örtlich gehäuft, in den Stollenwänden aus Spalten und Klüften des stark serpentinisierten Gesteins — meist dichter Dunitserpentin — heraus. Die Produktion solcher Guren aus dem Gestein hält jahrelang an. Lufttrockenes Material dieser Guren, dicht erdig, weißlich-grün, an der Zunge klebend, wurde im Labor von Dr. A. WACKER, Gesellschaft für elektrochemische Industrie in München, analysiert, wofür ich bestens zu danken habe und ergab hiebei in Gewichts-Prozent:

1·33	H_2O (Feuchtigkeit bei 110° getrocknet)
13·22	H_2O gebunden
39·43	SiO_2
38·25	MgO
0·05	CaO
1·81	Al_2O_3
2·44	Fe_2O_3
3·26	FeO

99·79%; Cr_2O_3 und NiO nicht vorhanden.

Es war schon bei der Probenahme nicht möglich, die einheitliche Gelsubstanz von mechanischen Beimengungen (Serpentinkörnchen, etwa auch Magnetitstaub) völlig frei zu gewinnen. Eine stöchiometrische Formel ist daher aus den Analysenresultaten nicht aufstellbar. Immerhin entspricht Menge und Verhältnis $SiO_2 : MgO$ recht gut einer Gymnitformel $Mg_4Si_5O_{10} . 6\,H_2O$, doch die Hydrierung erscheint geringer. Der Tonerdegehalt der Gure, nicht allein auf etwaigen Diallag der spärlichen Serpentinreste rückführbar, ist bemerkenswert und käme einer relativen Anreicherung gleich, wie wir sie bei der Serpentin- und Landverwitterung in situ sehen. — Guren anderer Herkunft, jedoch aus demselben Serpentinmassiv hatten, nach qualitativer Prüfung, mitunter etwas karbonatischen Einschlag.

Brucit $Mg(OH)_2$, in schillernden dünnen weißen Häuten für solchen gehalten, noch nachweisbedürftig. Jedenfalls keine Kristalltrachten, etwa tafelig bzw. rhomboedrisch wie in Kraubath. (Der faserige Brucit, Nemalith in Serpentin, ist ausschließlich auf den Bereich des Granitdurchbruches von Lojane beschränkt, er ist dort „Hochtemperatur-Brucit", etwa mit blättr. Brucit in den Kontaktmarmoren von Predazzo vergleichbar.)

Magnetit, in weiter Verbreitung als winzige scharfe Oktaederchen zusammen mit Brucit und Pyroaurit auf Kluftflächen des Serpentins.

Pyroaurit, $Fe_2O_3 . 6\,MgO . 15\,H_2O$, massenhaftes Auftreten, teils als lose Kristallsande auf den Serpentinklüften, teils dort auch als mehr minder festgewachsener Kluftbelag in Form der so charakteristischen, sechseckigen bzw. dreieckigen abgeschrägten (rhomboedrischen) braunglänzenden, winzigen Kristalltäfelchen. Pyroaurit ist das verbreitetste Mineral dieser Paragenese, ohne Beziehung zu Brucit als dessen Kern, wie es das ähnliche Kraubather Vorkommen zeigt. H. MEIXNER hat, wie das Kraubather, auch mein aus Südserbien mitgebrachtes Pyroauritmaterial näher untersucht und darüber berichtet [107, 429].

Aragonit auf Kluftflächen zu Büschel und Kristallgeflecht gehäuft oder in wirr gelagerten Einzelstengeln; mitunter sind zwei Generationen (z. B. Čašak bei Raduscha) gegenwärtig, die ältere dickstengelig mit gestörter Endflächenbildung, in der Kristallisation unterbrochen, darüber dünnstengelig die jüngere in dichten Kristallbüscheln wuchernd.

Hydromagnesit, in älterer Formel geschrieben: $3\,MgCO_3 . Mg(OH)_2 . 3\,H_2O$, kleine weiße Kügelchen vereinzelt neben Pyroaurit, von H. MEIXNER auf Serpentinstücken, aus der Grube Medeni Kamen bei Ravnište stammend, als Hydromagnesit bestimmt; nur selten hervortretender Mineralbestand dieser Paragenese.

Die Minerale dieser Gemeinschaft treten entweder alle zusammen oder nur in Teilparagenesen, doch in engster Nachbarschaft zueinander im

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gleichen zersetzten Gesteinskomplex auf. Was das Nebengestein betrifft, handelt es sich, wie im Bereich des Belikamen-Querschlages unter die Hochfläche Ravnište, in der Regel um Dunit; in diesem Querschlag, 30—50 *m* unter Tagoberfläche, ist die geschilderte Gesteinsumsetzung im vollen Umfange und in großartiger Weise entwickelt. Die Pyroaurit-Paragenese ist aber auch in anderen Teilen des Raduschamassivs und nicht allein in diesem entfaltet; sie ist in reichlichem Maße in Lojane vorhanden und in den Stollenaufschlüssen einzelner Chromerzreviere Albaniens und Griechenlands zu beobachten, hat also einigermaßen regionale Verbreitung.

Die Pyroauritparagenese ist kaum tagoberflächenbeständig. Pyroaurit wird bald weggelöst, ebenso Aragonit und Brucit. Die Guren, sofern sie nicht erhärten, werden abgeschwemmt. Es bleiben, wie auf der Hochfläche Ravnište, weiche, zersetzte, in gewissem Sinne „faule" Serpentinmassen als Rückstand dieses Mineralumbildungsvorganges zurück, der als „Serpentinfäulnis" bezeichnet werden könnte. Wie weit innerhalb dieser zurückbleibenden zersetzten, an MgO verarmten Serpentinmassen, die sich im gewachsenen Fels von der Tagoberfläche weg bergeinwärts entwickeln, auch noch neue Minerale sich gebildet haben, etwa Silikate aus der „Kaolingruppe" wie die Al-Hydrosilikate Montmorillonit und Beidellit, in beiden Al durch Mg ersetzbar, oder das Fe-Hydrosilikat Nontronit $H_4Fe_2Si_2O_9$, bleibt für die Balkanserpentine noch zu untersuchen.

Die Quellfähigkeit mancher derartiger veränderter Serpentine, die sich in den Stollenbauten des balkanischen Chromerzbergbaues mitunter bemerkbar macht, könnte auf die etwa von Diallagzerfall herrührende Neubildung des quellfähigen Minerals Montmorillonit hinweisen. Anderseits hat die häufige Erscheinung, daß in neu aufgefahrenen Strecken und Schächten, welche weiche Serpentinmassen durchörtern, die erste Zimmerung durch Druckwirkung, Hereinwachsen der Ulme, zerknickt wird, in der Regel nichts mit Quellung zu tun, sondern ist Folgeerscheinung des sich entspannenden, vorher unter elastischer Zusammenpressung gestandenen Gebirges.

Ähnliche, doch intensiver in situ zersetzte Oberflächenzonen des Serpentins im Südural, bei Aidarbak nächst Orsk mit hydrosilikatischen Ni-Erzen zusammengehend — die Angaben der russischen Geologen hierüber wurden in meinem Reisebericht über den Südural [540] wiedergegeben — weisen zu oberst eine nontronitisierte Serpentinzone auf.

Die Aktivität der aus den Stollenulmen immer von neuem ausquillenden, hydrosilikatischen Magnesiaguren, das so frische Geriesel der Pyoauritkriställchen auf den Serpentinklüften, Anzeichen einstiger und auch noch andauernder starker Durchfeuchtung — im Beispiele Ravnište besonders hervortretend — ferner Unabhängigkeit dieser jungen Mineralisation von irgendwelcher Tektonik sowie Beobachtungen an der Terraingestaltung, legen den Verdacht nahe, man habe es hier mit einem Vorgang der Gesteinszersetzung zu tun, der noch bis in die Gegenwart reiche.

Ähnlich wie beim Vorgang der Magnesitbildung und der noch später zu besprechenden Serpentin-Landverwitterung bedeutet auch die Entfaltung der Pyroauritparagenese für den Serpentin Abwanderung von Magnesia und von Kieselsäure; Cr_2O_3 geht ab ohne fähig zu sein, in neue Mineralbindungen einzugehen — ausnahmsweise wäre für Stichtit hier Platz; ein Teil des Eisens bleibt dem Gestein, ähnlich wie beim Serpentinisierungsvorgang, als Eisenoxyduloxyd erhalten, doch nicht mehr innerhalb der Serpentinminerale als Magnetitstaub, sondern auf Klüften mit den übrigen Mineralen der Paragenese in makroskopischen Kristallen neu ausgeschieden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Pyroauritparagenese von Kraubath in Steiermark, die H. MEIXNER, der fruchtbare Erforscher ostalpiner Mineralvorkommen und -paragenesen, schildert [428], hat doch etwas anderen Umfang, anderen Ablauf und damit etwas andere genetische Voraussetzungen wie jene der Balkanhalbinsel. Die Kraubather Paragenese hat nach ihrem Entdecker und Bearbeiter zu ältest Pyroaurit, dem Brucit, Aragonit, Calcit, Hydromagnesit und Artinit, in der Reihenfolge ihrer Bildung aufgezählt, nachfolgen. Der hydrothermale Bildungshergang dieser Paragenese wird gegenüber einem noch jüngeren, rezenten Auftreten von Hydromagnesit, Aragonit und Calcit betont, anderseits ist sie jünger als die unmittelbar um die Bildung dichten Magnesits gescharte Mineralabfolge.

Im Vergleich zu Kraubath ist in der balkanischen Pyroauritparagenese der Pyroaurit unabhängig von der Brucitbildung oder jünger als diese. Der dürftigen und vielfach noch nachweisbedürftigen Brucitbildung steht die ausgedehnte Gymnitbildung gegenüber, Aragonit ist gemein verbreitet gegenüber Seltenheit von Hydromagnesit und Abwesenheit von Calcit, Artinit ist bisher vielleicht der Beobachtung entgangen. In dem etwas anders gearteten Paragenesenaufbau drücken sich eben geänderte Bildungsbedingungen aus, die in Mazedonien für vados und rezent oder zumindest bis in rezente Zeit reichend gehalten werden. Klimawirkung, besonders im südlichen Teil der Balkanhalbinsel, wo das Auftreten der Pyroauritparagenesen sich als häufig erweist — im Sommer afrikaheiße Temperaturen, sehr starke Besonnung über der kahlen Serpentinlandschaft, stoßweise starke Niederschläge — kann maßgeblich sein.

Daß Magnesiaentzug aus Serpentin tatsächlich laufend und sinnfällig noch in die Gegenwart hinein fortdauert, beweisen die weißen Krusten stark basischer Magnesiakarbonate, die sich alljährlich auf den eintrocknenden Bachläufen, Serpentin durchschneidend, während der Hitze und Trockenheit des balkanischen Sommers herausbilden; auf diese Bildung wird noch zurückgekommen.

Fossile und rezente Verwitterung des Serpentins; Fe- und Ni-Erzansammlung in fossilen Verwitterungskrusten des Serpentins und deren Schwemmgebilde. Alte bis rezente Trümmerlagerstätten und Seifen von Chromerz (und Platin).

Die Peridotitserpentine der Balkanhalbinsel und Kleinasiens haben, wie in den vorhergehenden Abschnitten erörtert wurde, vermutlich in jungpaläozoischer Zeit ihren magmatischen Aufstieg genommen und Eingang in die starre Erdkruste gefunden, ohne jedoch zur Intrusionszeit die Erdoberfläche selbst zu erreichen. Auch die ausklingende paläozoische Tektonik, von denen die Serpentine noch ergriffen wurden, scheint sie nur in unbedeutendem Ausmaß in Oberflächennähe gerückt zu haben. Es wurde bei Behandlung der Altersfrage der Peridotitintrusionen dargetan, wie selten und nicht einmal immer gesichert Serpentin und dessen Begleitgestein in permisch-untertriadischen Konglomeraten zu finden seien. Von einer regionalen permisch-untertriadischen Verwitterungskruste über Serpentin ist nichts bekannt.

Erst der vorkretazische, bzw. voroberjurassische Abschnitt der alpidisch-dinarischen Gebirgsbildung bringt erstmalig Peridotitserpentinmassen in breiter Front an die Landoberfläche, der Serpentin erblickt also in der Hauptsache erst knapp vor Oberjura als auch während oder am Ende der Unterkreide, als einer vorausgehenden tektonischen Großphase ein tiefreichender Abtrag folgte, das Licht der Welt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die warmen, im Wechsel feuchten und trockenen klimatischen Bedingungen dieser Abtragsperiode, welche den Reigen ähnlicher, im Tertiär nachfolgender Abtragsperioden eröffnete, erzeugen in regionaler Verbreitung, soweit eben diese Klimaeinflüsse reichen, besonders gekennzeichnete Verwitterungskrusten über Serpentin, mit Umwandlungserscheinungen noch tief in diesen hinein wirkend.

Daß fallweise Serpentin auch unter submarine Zersatzbedingungen geraten kann, der „Halmyrolyse" (K. HUMMEL [744, 745]) unterliegt, mag da und dort auch am Balkan zutreffen; für Diabas wäre dies schon für die Zeit seiner Intrusion häufiger anzunehmen, für Serpentin sonderlich im Zuge der Kreidetransgression und in mäßiger Tiefe. Auch diese Zersetzungsart, Fe-Anreicherungen hervorrufend, kennt Oolithbildung.

Auf die Möglichkeit der Interferenz dieser Umbildungsvorgänge mit den in gleichen Zeitraum fallenden, oberflächennah bedingten hydrothermalen Umwandlungserscheinungen an Serpentin wurde bereits hingewiesen; sie ist in jedem Untersuchungsfalle, wo neben alter Landverwitterung jungvulkanische Erscheinungen sich breit machen, vor Augen zu halten. Aus keiner dieser Umbildungsrichtungen, welche nebenbei durch Zerfall von etwas Chromit Cr und Fe in Lösung bringen, kommt es in der Absatzphase zu nennenswerter Regeneration von Chromit, regionale Neubildung von sekundärem Chromit ist nicht mit Sicherheit bekannt geworden.

Die Gebilde der Landverwitterung in situ über Peridotit gedeihen im Laufe langer Zeitepochen im Wechselspiel der Wirkkräfte zu einer mehr minder horizontalen, meist locker porösen Lage verschiedener Mächtigkeit — nach H. HARRASSOWITZ [736] können die Mächtigkeiten lateritischer Gesteinszersetzung ganz allgemein bis zu 60 *m* bemessen sein!

Die Landverwitterung ist wie immer ein Schrumpfungsvorgang; was als Landverwitterungskruste übrig bleibt, entspricht einem Vielfachen an ihr zum Opfer gefallener gewachsener Gesteinsmächtigkeit.

Serpentingesteine sind für Landverwitterungsvorgänge besonders anfällig, in chemischen und physikalischen Umständen begründet. Der Mineralbestand besitzt für Oberflächenbedingungen keine gute chemische Gleichgewichtslage; mit der Zerstörung der Gesteinssubstanz gehen verschiedene Mineralumsetzungen und Mineralneubildungen, damit verbunden auch Metallanhäufungen, Hand in Hand. Auch die physikalischen Faktoren der Landverwitterung haben selbstverständlich an der Zerstörung des primären Gesteins ihren Anteil: starke Insolation, welcher die ohnedies vegetationsfeindlichen Serpentinoberflächen besonders ausgesetzt sind; damit verbunden das Wechselspiel der Wärmedehnungen durch größere Temperaturunterschiede von Tag und Nacht, stoßweises Eindringen starker Niederschläge in Regen-, Kapillaraufstieg der Feuchtigkeit in Trockenzeit, Austrocknung, Quellungs- und Adsorptionserscheinungen usw.

Der geologische Vorgang der Landverwitterung der Peridotitgesteine unter Einfluß von heißem feucht-trockenem Klima wird zwar im allgemeinen gewisse einheitliche Züge tragen, im einzelnen aber doch Besonderheiten aufweisen, wie solche innerhalb der Wandlungsgrenzen der wirkenden Faktoren verständlich sind. Hydrothermale Beeinflussung kann den Gang der Landverwitterung intensivieren.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Landverwitterung bringt vor allem eine weitgehende Abwanderung des Mg-Gehaltes aus den zersetzten Peridotit- und Serpentingesteinen mit sich. Es entsteht — im groben gesehen — eine Mg-verarmte Oberflächenzone, wobei ein Teil der in Lösung gegangenen Serpentin-Magnesia noch in Mg-Karbonat und in hydroxydischen Mg-Silikatbildungen zurückgehalten sein kann. Al_2O_3 — chemisch träge — bleibt ungefähr erhalten. Reichlich SiO_2 wird frei und siedelt sich in Form von Knollen oder Gängen als Opal, Hornstein, Chalzedon, seltener als Quarz, neu an. Fallweise entstehen, den Serpentin der Oberfläche ersetzend, weiträumige Kieseldecken, die bis 30 *m* und mehr an Mächtigkeit erreichen, doch ist für manche dieser geschlossenen Kieselabsätze, wie unter der Magnesitbildung an Beispielen gezeigt wurde, Mitwirkung oder alleinige Wirkung thermaler SiO_2-Transporte wahrscheinlicher. Der Fe-Gehalt der Peridotitserpentine entrinnt der früheren Silikatbindung und sondert sich zu selbständigen, meist oxydischen oder hydroxydischen Aggregaten ab, hier — im Gegensatz zu dem in Lösung gehenden Cr_2O_3-Anteil des Chromitzerfalls — gelingt auch die Fügung zum Spinellmolekül, in diesem Falle Magnetit. Chromit wird wohl aus seinem Serpentinverband mechanisch herausgebracht, doch nur ein geringer Teil verschwindet gelöst und wird als Lösung ins Meer verfrachtet, der Hauptanteil bleibt als Chromit entweder an Ort und Stelle zurück, umgeben von autochthonen Verwitterungsprodukten des Serpentins, oder erfährt Abschwemmung und sekundäre Anreicherung oder auch mechanischen Abtransport ins Meer. Das spärliche Ni, im Olivinmolekül eingebaut, auch noch im Serpentingitter verbleibend? (Ni-Antigorit), oder sulfidisch an den Bestand akzessorisch ausgeschiedener magmatischer Kiese gekettet, verliert bei der Gesteinszersetzung der Landverwitterung in jedem Falle sein Muttermineral und geht in Lösung, unterliegt aber sehr bald, auch schon im Bereich der Zersetzungskruste selbst, Ausfällungsbedingungen, die es in hydroxydische Mg-Silikatneubildungen hineindrängen. Co, im primären Silikat und Sulfid innig gemein mit Ni, trennt sich, in den Lösungskreislauf gebracht, mit Vorliebe etwas von Ni, schließt sich gelartigen oxydischen Mn-Ausfällungen an, mit denen es zu Kobaltschwärze oder Asbolan zusammentritt.

Auch auf den balkanischen fossilen Verwitterungskrusten über Serpentin läßt sich wie anderwärts vielfach eine Zonengliederung feststellen:

Die kieselreiche, auch Limonit führende Zone erfüllt den eigentlichen Oberflächenbereich der in situ-Landverwitterung. Darunter folgt die Karbonatzone, gekennzeichnet hauptsächlich durch Magnesit, Aragonit und Dolomit nestartig in mäßig zersetztem, noch vollen Gesteinszusammenhalt bewahrenden Serpentin. Nach der Teufe schließt scharf oder allmählich die unverderbte Peridotitzone an. Fallweise — aber auf der Balkanhalbinsel nur in seltenen Fällen angedeutet — hat auch schon bei Bildung der autochthonen Verwitterungskruste über der Karbonatzone eine Ni-Anreicherung zugleich mit Fe stattgefunden.

Auf ursprüngliche Landverwitterungskrusten, fossil, in vollständigem Profil einschließlich autochthoner Ni-Erzanreicherung, kann auf der Balkanhalbinsel m. W. nirgends hingewiesen werden. Unter Jura, Kreide oder Tertiär hervorkommende Altflächen oder bereits freiliegende, mäßig zurückgewitterte alte Hochflächen der Serpentinlandschaft tragen zwar

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

noch Anzeichen des einstigen Serpentin„zersatzes" unter Oberflächenwirkung, mitunter sind auch noch Magnesit- und Siliciophitbildungen in ihren Tiefenausstrahlungen erhalten geblieben, aber die autochthone Ni- und Fe-Erzanreicherung Neukaledoniens oder Kubas fehlt, ist abgespült und erst als Schwemmlagerstätte in Ni-, Fe-Oolitherze wieder hineingebracht worden. Da aber letztere noch zum großen Teil über Serpentin, ihrem Nährboden, gebreitet sind, ist anzunehmen, daß auch auf der Balkanhalbinsel die autochthone Zonenentfaltung der Landverwitterung in ähnlicher Weise wie anderwärts den Metallkonzentrationen vorgearbeitet haben muß.

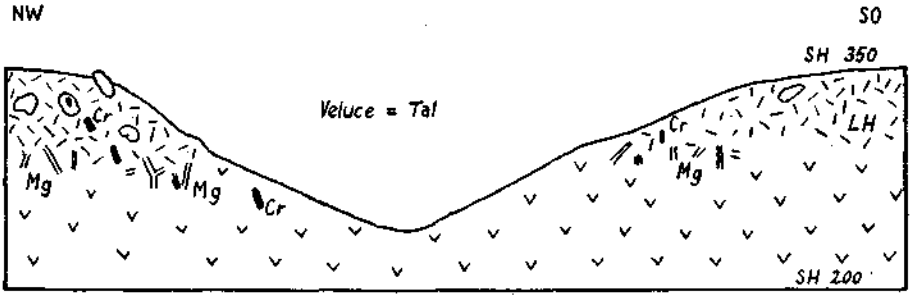


Abb. 146. Querschnitt durch Serpentin mit an Altfläche gebundener Magnesit- und Limonit-Hornstein-Zone südwestlich vom Kloster Veluce (Morawatal).

Hakenzeichen = Pyroxenserpentin, *Mg* = Magnesitganggeäder und -knollen, *LH* = Limonit-Hornstein-Zone: zersetzte Serpentinmasse (gelbbraun, eisenreich, lehmig) mit großen Schollen von verkieseltem Serpentin, Chromitlagerstätten *Cr* in diesen als auch im limonitischen Serpentin noch erhalten.

Um Veluce und Čačak im westlichen Morawatal, Serbien, ist der Peridotitserpentin im Oberflächenbereich des jungtertiären Reliefs, aber wohl auch unter zusätzlicher Wirkung regionaler Thermendurchtränkung im Gefolge der zahlreich vertretenen Andesiteruptionen, zu einer Limonit-Hornsteindecke von 30 bis 50 *m* Mächtigkeit umgewandelt, im zertalten Gelände die Bergrücken einnehmend. In der zersetzten Gesteinsdecke ist der Chromit der kleinen Derberzkörper unversehrt geblieben, nur durch die Zerstörung des Serpentins der Kornzwickel zu sandigem Zerfall neigend; Limonit kommt in Schollen vor, mitunter fast bis zu Lagerstättengrößen angewachsen, ähnlich auch die Kieselbildungen. Unter der Hornstein-Limonitzone folgt, hier nicht überall ausgeprägt, die Magnesitzone z. T. in Form kurzer Gänge und kleiner Nester reinen Magnesits ausgebildet.

Für Nickelanreicherungen in Serpentin nach Art der in situ-Bildung bei der Landverwitterung scheint die Vererzung bei Nikutšak nächst Kumanovo, Südserbien, verdächtig zu sein, doch ist die oberflächlich sehr beschränkte Ni-vererzte Zersetzungszone des Serpentins in unmittelbare Nähe zu Jungvulkanitaufbrüchen gerückt.

Im Raduschamassiv Mazedoniens, das eine Reihe von Abtragsphasen, zuletzt pliozäner (und jüngerer) Abtrag, unter Rücklassen von Hochtälern zu einer Altfläche weitgehend verebnet haben, dürfte die Limonit-Hornsteinzone aus der jungtertiären und ihr vorhergehenden Landverwitterung in der Hauptsache durch jugendliche Abspülung entfernt worden sein, nur Magnesitgänge, mäßig tief reichend, sind da und dort im Bereich der Altflächen noch erhalten, rückständige zellige Hornsteinscherben auf den Hochflächen verbreitet anzutreffen.

Um den Entwicklungsgang der alten Landverwitterung von Serpentin dort kennen zu lernen, wo er weniger beeinflußt durch Faktoren junger vulkanischer Thermendurchströmung und innerhalb weniger durchstörter Serpentinmassive vor sich ging, ist es gut, aus dem Beobachtungskreis

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der Balkanhalbinsel herauszutreten. Weltweit, wo eben Serpentine auftreten und mit ihren Oberflächen in jungmesozoisch-tertiärer Zeit tropisch-heißem und feuchtem Klima ausgesetzt waren, und dies gilt für die heute tropische als auch noch für Teile der heute gemäßigten Zone, sind die Verwitterungsvorgänge an Serpentin den gleichen geochemischen Gesetzen unterlegen gewesen und haben ungefähr ähnliche Produkte geschaffen: darunter befinden sich sowohl Verwitterungslagerstätten von Ni und Fe, den „residual ores" des englisch-amerikanischen Sprachgebrauches zuzureihen, als auch in bescheidenem Maße Magnesitbildung, nebst Hydromagnesitbildung. Wohl sind die Mehrzahl auch dieser Serpentinvorkommen mit rein lateritischer Verwitterungskruste ebenso wie am Balkan von den kretazisch-tertiären Gebirgsbildungsphasen erfaßt worden, gehören Gebirgsbögen dieser Orogenzeit an, aber doch ist für eine Reihe solcher Einzelfälle gegenüber Balkanverhältnissen die Annahme gerechtfertigt, daß dort der Einfluß von vorgebildeter Tektonik und von Vulkanismus, welcher den Oberflächenumwandlungen z. T. zeitlich gleichlief, ein geringerer sei, daß also die rein oberflächenhaften Wirkungen der Serpentinumbildung sich klarer herausheben. Von vergleichender und vertiefter Erfahrung dieser Art wäre zu erwarten, auch auf der Balkanhalbinsel die Umfänge rein lateritischer und vulkanischer Phänomene, die sich im Altoberflächenbereich der Balkanserpentine des öfteren zu überlagern scheinen, schärfer zu scheiden; vielleicht wird die eine oder andere Magnesitbildung, besonders jene nesterartig und zonar in hochzersetzten Serpentinkrusten verteilte, dann aus der Auffassung hydrothermaler Bildungsweise in jene reiner Landverwitterung zu überstellen sein.

Auf Serpentinen des Südural, nächst Aidarbak bei Orsk, hat die präjurassische Landverwitterung eine autochthone Verwitterungskruste geschaffen, die sich von unten nach oben gliedert: über mäßig zersetztem Peridotitserpentin folgt die Karbonatzone mit Magnesit, neben Dolomit und Aragonit, hierauf die etwas ausgelaugte kieselreiche Zone mit schwacher Ni-Anreicherung in Gängchen von Ni-Silikaten, herabgeminderten MgO-Gehalt (10—12%), mäßigem Fe_2O_3-Gehalt (6—10%); darüber die Ni-reiche nontronitische Zone 2—15 *m* stark. Der nontronitisierte Serpentin, hell und dunkel schräg gebändert, ist Fe-reich, Mg-arm (3—4%), enthält Ni-Co-opal und Anhäufung von Ni-Erz in Nestern; nach oben zur Oberfläche wird die Ni-Zone durch eine dünne Ni-freie „rote Zone" abgeschlossen, Fe-angereichert, Alkali ausgelaugt. Eine Skizze, nach den Verhältnissen eines Tagbauaufschlusses an Ort und Stelle gezeichnet, mit chemischen Angaben seitens der russischen Exkursionsführung versehen, habe ich in meinen Ausführungen über die Uralfahrt des Internationalen Geologenkongresses 1937 gebracht (Fig. 5 in [540]).

In Frankenstein in Schlesien, auf ungefähr gleicher Breite wie Orsk gelegen, stammt die ungeschwemmte, autochthone Ni-reiche Verwitterungskruste über Serpentin, bis zu 50 *m* mächtig, aus der Zeit vor dem Jungtertiär. BEYSCHLAG und KRUSCH, BRAUNMÜHL, KRAFT, SCHORNSTEIN u. a. haben sich mit diesem Lagerstättenproblem beschäftigt. Ein eigener Besuch, Herbst 1944, zeigte in den Wandfluchten der Etagen des Ni-Erzbergbaues anschaulich die schon lange bekannte zonare Gliederung: zutiefst schließt das „graue Erz" mit 5—8% Fe, um 25% MgO und über 1% Ni unmittelbar an den mäßig zersetzten Peridotit an; Magnesitgänge sind hier selten. Darüber folgt das Ni-ärmere, ungleich mächtigere „rote Gebirge" mit rund 16% Fe, 7% MgO, und etwa 0·6% Ni. Eine junge Überlagerungsschicht mit Ortsteinbildung an der Basis deckt das „rote Gebirge" nach oben ab. Der Primärgehalt des Serpentins an Ni beträgt wenig über 0·2%.

Nachtrag: K. SPANGENBERG [524 a], SPANGENBERG und Martha MÜLLER [524 b]: die Bildung des „braunen Gebirges" von Frankenstein, mit Magnesitbildung verbunden, ist aszendent-hydrothermaler Wirkung auf Peridotit, jene des überlagernden „roten" rein lateritischer Zersetzung desselben zuzuschreiben.

Als autochthone Verwitterungskruste über Serpentin mit Ni-Silikatanreicherungen haben — zufolge brieflicher Mitteilung von K. SPANGENBERG — auch die erst seit

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

einigen Jahren entdeckten und bearbeiteten Vorkommen von Krems bei Budweis in Südböhmen zu gelten.

Von den sonstigen Vorkommen ähnlicher Art, Neukaledonien, in U. S. A. Oregon und Nordkarolina, wie sie ja in allen Handbüchern der Lagerstättenkunde u. a. KRUSCH-VOGT-BEYSCHLAG [698], LINDGREN [757]) abgehandelt werden, seien nur an Neukaledonien im australischen Archipel, der klassischen Heimstätte dieses Lagerstättentyps, einige Bemerkungen geknüpft. Auch heute noch ist der Bericht von M. E. GLAESSER 1903 [578] für Vergleiche bedeutungsvoll. Seine Einteilung der dortigen Nickelsilikatbildungen in gangähnliche einschließlich Gangnetzwerksbildungen, in Serpentinbreccien verheilende, in imprägnative und solche erdiger Natur, die auch das reiche dunkelbraune, stark Fe-haltige „Schokoladeerz" einschließen, läßt für die erstgenannten Typen vermuten — ein Beispiel wird später angeführt — daß doch auch in der Verwitterungskruste vorgebildete und vielleicht auch noch mitwirkende Tektonik, neben der rein chemisch-physikalischen, mit Ni-Anreicherung verbundenen Bodenbildung für die Verteilung und weitere Verdichtung der Ni-Silikatabsätze leitend gewesen wäre. Von keiner sonstigen lateritischen Bodenbildung, auch nicht von Bauxit, ist ja so Heterogenes an Formen der gleichen Mineralausscheidungen bekannt. Mithilfe nachträglicher Verstellungen, also zumindest postmineralischer Tektonik, wäre auch für die allgemeine Verteilung der Erzzonen nachzuprüfen: küstennahe und nur bis zirka 130 *m* Sh. hochreichend ist die 8—25 *m* mächtige nickelärmere rote Zone (69% Fe_2O_3, 18% SiO_2, 0·45% NiO, 0·45% Al_2O_3); darunter tauchend aber bis 400 *m* Sh. aufsteigend, ist die reichere Ni-Zone von ähnlicher Mächtigkeit entwickelt (erdiges Erz derselben z. B. 10—12% Fe_2O_3, 40% SiO_2, 25% MgO, 5—7% NiO, 0·12% Co, 1·1% Cr_2O_3, 1·5% Al_2O_3). — Auch in Neukaledonien bestehen zwischen Ni-Silikat- und $MgCO_3$-Bildung nach Ph. KRAFT [753] enge genetische Beziehungen.

Neuere Untersuchungen über die chemischen Vorgänge bei der Verwitterung der Peridotitgesteine unter tropischen Bedingungen hat M. H. CARON [709] für Vorkommen auf Celebes angestellt, wo auch der gleiche Nickellagerstättentyp wie auf Neukaledonien entwickelt ist. Primäre Ni-Gehalte im Serpentin werden mit 0·09—0·24% bezeichnet. Kieselsäureproduktion, Magnesitbildungen werden ähnlich wie auch in Nachbarschaft der neukaledonischen Vorkommen vorgefunden. CO_2 der atmosphärischen Wässer hätten während der Verwitterungsvorgänge Ni als $Ni(HCO_3)_2$ in Lösung gebracht, Mg (und SiO_2) wieder Ni ausgefällt.

Martha MÜLLER [515] hat die Veränderungen untersucht, welche der Peridotit von Frankenstein in Schlesien bei der dortigen Magnesitbildung erlitt.

Russische Geologen, N. KROTOW u. a. (Intern. Geol. Kongreß 1937) haben systematische chemisch-petrographische Untersuchungen der Serpentinverwitterung im Südural durchgeführt.

Auch für die außerbalkanischen Vorkommen, welche das oberflächenhafte Zerstörungswerk an Serpentin und die damit verbundene Lagerstättenbildung dokumentieren, ist, wie die vorstehenden Beispiele zeigen sollen, kaum noch endgültige Klarheit in allen Fragen der genetischen Zergliederung der Landverwitterungskruste gewonnen. Zwar scheint das heutige allgemeine Lagerstättenbild der hydrosilikatischen Ni-Erze ausschließlich die Wirkungen des vadosen Wasserkreislaufes und der klimatisch exzessiven Verwitterungsbedingungen widerzuspiegeln. Ob aber fallweise nicht auch hier, auf die besondere Lokalisierung und gesteigerte Konzentration einzelner Ni-Silikatvorkommen in Serpentin hinblickend, Einmischung juveniler Wasserbewegung auf die schon von der Landverwitterung geleistete, doch mehr diffus verteilte Metallverdichtung in der oberflächlichen Zersetzungsschichte hinzugetreten ist?

Aus den Schilderungen der Nickelsilikatvorkommen autochthonen Charakters ist zwar meist herauszulesen, sie lägen in unzerstörter Zersetzungsschichte des Serpentins, Einflüsse jüngerer Tektonik, durch diese Schichte noch hindurchtretend, seien kaum wahrzunehmen. Aber es bestehen Ausnahmen. Von Orsk im Südural, welches Vorkommen ich gelegentlich des Internationalen Geologenkongresses 1937 besuchen konnte, habe ich Abbildungen gebracht [540], welche die Auffassungen seitens der russischen Geologen über die Anreicherungszonen der Grube Novo Akkerman veranschaulichen und sich bei der Grubenbefahrung bestätigt fanden: Erzfälle Nickelsilikat folgen jüngeren

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Störungen, entlang welcher auch nach der Mineralisation Bewegungen stattfanden, und sind im zersetzten Serpentin auf beträchtliche Streicherstreckung entwickelt. Hiebei sind Erzstreifen in Ausdehnungen nachgewiesen, welche jenen der Magnesitgänge anderer Gebiete gleichkommen. Nebenbei sei bemerkt, daß diese Vorkommen am Abbruchrand des Südural zur Kirgisensteppe sich befinden. — Ähnliche „Gangbildungen" Nickelsilikat sind schon lange früher von M. E. GLAESSER [578] aus Neukaledonien geschildert worden, wo sich, allerdings in Ausnahmsfällen, innerhalb der allgemein nickelmineralisierten Zersetzungsschicht auch Nickelsilikatgänge auf 150 *m* Streichlänge und 100 *m* Teufe erstrecken.

Thermendurchstrom entlang von Kluftbündeln der tertiären und posttertiären Bruch- und sonstigen Störungssysteme braucht ja kaum mehr mit makroskopisch nachweisbaren Verschiebungsbeträgen jüngstvergangener oder aktueller Tektonik in Zusammenhang zu stehen, seismische Unruhe allein kann zu Begleitern zählen, so daß im allgemeinen die Zersetzungsschichten der Landverwitterung dabei wenig Störung zu erfahren brauchten. Gerade das jungvulkanische Eruptivfeld der Balkanhalbinsel, an junge Bruchsysteme angeschlossen, ist Lehrmeister, wie sehr es oft notwendig ist, die „regionale Thermendurchtränkung" aus dieser Zeit in den geologischen Vorstellungskreis miteinzubeziehen. Einer solchen unterliegen die Peridotite, selektiv, vermöge leichterer chemischer Angreifbarkeit und guter Durchlässigkeit, in weitaus stärkerem Maße als die Nachbargesteine, die sich aus solchen Vorgängen mitunter neutral herauszuhalten vermögen, ausgenommen die Spendegesteine der thermalen Durchtränkung, die Jungeruptiva selbst, die zonenweise, meist tektonisch geleitet, der Zersetzung, Propylitisierung verfallen. Auf die Möglichkeit des Überkreuzens, ja auch Vermischens vadoser und juveniler Zersatzeinflüsse auf Serpentin wird aber immer Bedacht zu nehmen sein, sobald Altflächenbildungen und jungvulkanische Wirkungen zusammentreffen.

Auf die vielfach veränderten Peridotite und Jungvulkanite aus dem tektonischen und vulkanischen Einbruchsfeld der Morawasenke Westserbiens sei hiefür nochmals als Beispiel hingewiesen. — In den als „Birbirit" bezeichneten Abarten der tiefgründig veränderten Peridotitgesteine Westabessiniens, den Berichten VON ZUR MÜHLEN [611, 612] zu entnehmen, dürften ähnliche Zusatzwirkungen zu rein lateritischer Zersetzung zu sehen sein.

Die hydroxydischen Ni-Silikate aus dem Zyklus terrestrischer Verwitterung des Serpentins sind in ihren mineralogischen Einzelheiten Gegenstand neuerer Untersuchungen durch K. SPANGENBERG [802] geworden: für die hier in Betracht kommenden wasserhaltigen Ni-Silikate der Pimelit-, Garnierit- und Schuchardtitgruppe sind feinkristalliner Charakter, ihre optischen und z. T. kristallstrukturellen Eigenschaften ermittelt und röntgenographisch überprüft. Die kristalline Beschaffenheit in genetischer Beziehung ist bedeutsam: solche Ni-Silikate sind also nicht schlechtweg Bodenkolloide der Serpentinverwitterung!

Pimelit, Ni-Mg-Hydrosilikat, speckssteinartig dicht, hell bis dunkel apfelgrün; dem ähnlich gebauten Alumosilikat Montmorillonit, quellbar wie dieser, und dem Eisenhydrosilikat Nontronit verwandt, auch mit Talk vergleichbar („Ni-Talk").

Garnierit (früher Noumeait), smaragdgrün bis blaugrün, oft nierig stalaktitisch, ähnlich zusammengesetzt wie Pimelit, doch im kristallographischen Aufbau — hauptsächlich den Angaben von K. SPANGENBERG folgend — analog mit Chrysotil; also als „Ni-Chrysotil" zu bezeichnen.

Schuchardtit, apfelgrün, erdig-schuppig bis blättrig und weich; chemisch ein Ni-Mg-Al-Hydrosilikat, zu den Chloriten gehörig, auch als „Ni-Antigorit" bezeichnet. Andere Glieder aus der Reihe der Ni-Chlorite: Nepouit, Rewdinskit, Komarit (Konarit) u. a.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Den hydroxydischen Ni-Mg-Silikatausscheidungen schließt sich auch der nickelreiche Gymnit, Genthit genannt, an. Von Balkanserpentinen wurde Nickelgymnit aus Oršova a. d. Donau von SANDBERGER [191] beschrieben.

Der „Nickelsmaragd" Zaratit, ein hydroxydisches Ni-Karbonat, ist kein verbreitetes Mineral der Ni-Erzzone aus der Serpentinzersetzungsschicht. Bekannt ist das Vorkommen als smaragdgrüner kristallinischer Überzug auf Chromit von Texas, Pennsylvanien. — In einem Einzelfall wurde Zaratit als Zersetzungsprodukt von Rotnickelkies, in Gabbropegmatit ausgeschieden, auf der Grube Ravnište bei Raduscha, Mazedonien, gefunden [64].

Wird der ursprüngliche Ni-Gehalt des Olivingesteins mit annähernd 0·1% als häufigerer Durchschnitt betrachtet, so bedeutet ein Lagerstättenmittel der Serpentinzersetzungsschicht von 1·0% Ni bei 10 *m* zonarer Mächtigkeit eine 100fache Verdichtung. *) Es erscheint sehr fraglich, ob damit gleich der Rückschluß auf die einst überlagernde unzersetzte Peridotitserpentinmächtigkeit gemacht werden darf, aus welcher der Ni-Gehalt herausgelöst und deszendent gesammelt sein soll; oder ob nicht in einzelnen Fällen besondere Bedingungen zur Ni-Erzverdichtung, Grundwasserströme, ursprüngliche Muldenlage und damit auch seitliches Herbeiführen der Ni-Erzlösungen und schließlich — wie voranstehend angedeutet — auch hydrothermale Sammlungsvorgänge mitgewirkt haben.

Häufiger und eher ein Regelprofil der tropischen Lateritverwitterung von Serpentin begleitend, ist die Bildung der lateritischen Eisenerze in der obersten, der Hornstein-Limonitzone, der Serpentinzersetzungsschicht.

Die Serpentine der Balkanhalbinsel weisen mit Ausnahme eines wenig umfangreichen Einzelvorkommens im westlichen Morawatal Serbiens meines Wissen kein Beispiel auf, daß die Landverwitterung der Kreide-Tertiärzeit bis zur Ausbildung größerer, autochthoner limonitischer Eisenerzlagerstätten über Serpentin vorgekommen sei. Zwar lag die Balkanhalbinsel in jenen Zeitabschnitten wohl nur unter subtropischen Klimabedingungen, aber doch müssen auch in diesen Gebieten limonitische und Ni-angereicherte, oberflächenhafte in situ-Zersetzungszonen der Serpentine bestanden haben, aus denen die hier verbreiteten zusammengeschwemmten Lagerstätten dieser Art ihr Material schöpften.

In den Tropen, wo die Kontinuität des heißen, feuchten Wechselklimas bis in die Jetztzeit reicht, gibt es eine Reihe auch wirtschaftlich bedeutender Eisenerzvorkommen als autochthones Produkt der Landverwitterung ultrabasischer Gesteine. Die Eisenerze, hauptsächlich aus Limonit, wenig Magnetit und Hämatit zusammengesetzt, sind durch kleine Chromgehalte (2—4% Cr_2O_3) und Nickelgehalte (meist unter 1%) gekennzeichnet. Bekannt sind die Eisenerzvorkommen auf Serpentin von Kuba, deren mulmiges Erz mit Bagger abschöpfbar ist, auf der Antilleninsel Dominika, Kolumbien, im Staate Minas Geraes in Brasilien, Puerto Rico, Chile, in Alaska, Westafrika, auf den Philippinen, Celebes, Neukaledonien und an anderen Orten.

Von den Philippinen beschreibt F. FRASCHÉ [577] ein Profil der an 20 *m* mächtigen Eisenerzzone: über dem massigen Serpentin folgt bei mäßig scharfer Grenze eine poröse ausgelaugte Serpentinzone, bedeckt von einer gelblich-grünen Zone weichen kompakten Erzes mit Resten von Serpentin, darüber eine gelbe, Feuchtigkeit anziehende tonähnliche Erzzone; der Abschluß nach oben wird von einer geringmächtigen roten Zone gebildet, grobkörnig, mit Knollen von Hämatit und Magnetit. Der Gesamteisendurchschnitt beträgt etwa 47% Fe-Metall.

*) Nach R. MÜLLER (874a) hat Japan bereits 1939 aus heimischem Serpentin mit primär 0.33 % Ni durch H_2SO_4-aufschluß ca 4000t Ni-metall jährlich erzeugt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Im Mayari-Eisenerzdistrikt auf Kuba ist, nach LEITH und MEAD [668] die unterste poröse Zone 1·5 *m* stark, mitunter fehlend, oder nach LINDGREN [757] kieselig ausgebildet, die Poren sind mit weichen Fe-Hydroxyd gefüllt; dann folgen die Eisenerze, 4—5 *m* mächtig, ebenfalls porös, gemischt mit Hornstein (chert), nach oben treten Bauxit und Kaolin hinzu. Neben Limonit auch viel Hämatit und Magnetit, die beiden letzteren aus Enteisenung des ersteren entstanden. Der Ni-Gehalt ist oxydisch, nicht silikatisch. Bemerkenswert, daß nach LINDGREN bereits im autochthonen Landverwitterungserz Ansätze von Oolithbildung, konkretionäre Fe_2O_3-Kügelchenbildung („pellet"), ohne daß hiezu Wasserwirbel notwendig waren, zu bemerken sind.

Analysenbeispiele solcher Verwitterungserze des Serpentins:

	SiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	NiO	MgO	Mn	P	$SO_{2,3}$	H_2O geb.	Totale
Kuba	4·26 2·90	9·00 10·24	2·90 1·66	64·48 72·35	1·18	1·69 0·84 (Ni+Co)	1·50		0·016 0·016	0·2 0·2	12·26 10·96	
Surigao (Philippinen)	1·20	12·20	1·28	77·71							7·63	100·02
Dominika (Antillen)	8·60	8·80		48·0 % Fe		Co:Ni=½ Ni:0·5		2				

Die Eisenerze dieses Typus haben für die Herstellung natürlich legierten Roheisens ihre besondere Bedeutung.

Das geschlossene Profil einer fossilen in situ-Landverwitterung im Oberflächenbereich peridotitischer Gesteine ist, wie erwähnt, auf der Balkanhalbinsel in reiner Ausbildung fast nirgends anzutreffen. Meerestransgressionen und die jüngeren Gebirgsbildungsphasen haben an bestehenden Landverwitterungskrusten Zerstörungsarbeit getan. Ein intensiver Reliefabbau ist bis in die Jetztzeit in Gang. Daher übertreffen heute die auf sekundärer Lagerstätte eingebettet befindlichen Schwemm- und Lösungsprodukte der autochthonen Lateritdecke, mit weiteren durch Aufbereitung und Mineralumsatz hervorgerufenen Metallanreicherungen, den Umfang der nicht umgelagerten Rückstandszonen und bilden Schwemmlagerstätten, allochthone Lagerstätten von Fe- und Ni-Erzen aus der lateritischen Oberflächenzersetzung des Serpentins stammend.

Auf der Balkanhalbinsel ist es vornehmlich die Festlandsperiode vor Oberkreidezeit, z. T. noch in den mittleren Jura reichend, die über Peridotitserpentin tiefgründige Verwitterungsmassen schuf, welche mit Beginn der Meerestransgression der Oberkreide eine kurzwegige Zusammenschwemmung, nachfolgend teilweise auch Lösung und Wiederausfällung erfuhren. Dieser Abschwemmungsvorgang ist zugleich ein weiterer Sammelvorgang, wobei vor allem der Eisen-Nickel- und Chromgehalt der Lateritdecken beisammenblieb und eine gesteigerte Anreicherung erfuhr. Es bildet sich ein Lagerstättentyp heraus, der Trümmererzlagerstätte und Oolithbildung verbindet. Meist sind diese Lagerstätten noch über dem serpentinischen Muttergestein selbst gebreitet (Veles in Mazedonien, Kukes und Ochrid in Albanien, zahlreiche Vorkommen in Serbien, Karditsa nahe Larymna in Mittelgriechenland) überdeckt von den weiter ausgreifenden Sedimenten des Jungmesozoikums. Vereinzelt findet ein etwas weiterer Transport vom Serpentinuntergrund weg statt und es erfolgt Einschaltung in basale Sedimente des Jungmesozoikums (Larymna

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

auf griechischem Festland gegenüber Euböa, Ralja in Mittelserbien u. a.). Häufig vertritt der Fe-Oolith die an anderen Stellen ausgebildeten sterilen Basiskonglomerate der Oberkreide.

Der Charakter als Trümmerlagerstätte tut sich kund, sowohl in der Erzstruktur: Anhäufung von unregelmäßigen Trümmerchen und wechselnd großen Eisenerzgeröllchen, oft von spiegelglatter Oberfläche, zusammen mit Anteilen regelmäßiger oolithischer Ausbildung; als auch in der formalen Erscheinung: die balkanischen Eisenoolithlagerstätten dieses Horizontes weisen nicht die regelmäßige Flötzform auf wie etwa die syngenetischen marinen Oolithe der Minetteerze des lothringischen Jura, sondern haben außerordentlich schwankende Mächtigkeit, zeigen sackartiges Anschwellen und linsenförmiges Auskeilen, also Zuschütten eines unebenen Reliefs; sie erinnern hiebei etwas an den Typus von Salzgitter, der als Trümmerlagerstätte und Randfazies der norddeutschen marinen Unterkreide einen wichtigen Eisenerzhorizont darstellt. Die für Salzgitter geltenden Beobachtungen (SCHNEIDERHÖHN [792] S. 157): „In den schmalen ertrunkenen Tälern überwiegen die konglomeratischen Trümmererze, wo die Verwitterungslösungen in größere Becken münden, sind mehr Oolithe", sind z. T. in ähnlicher Weise für die balkanischen Vorkommen dieses dort ähnlichen Typs aus der Zeit vor Oberkreide festzustellen.

Nur dort, wo auf der Balkanhalbinsel der Abschwemmungsvorgang der Verwitterungseisenerze die Serpentingrenze um ein weniges überschritt und Einpackung der sich wieder absetzenden Eisenerzpartikelchen bereits innerhalb der Sedimente des Jungmesozoikums erfolgen konnte, tritt ein etwas regelmäßigerer Flözcharakter zutage. Dies trifft für das Erzflöz von Larymna in Mittelgriechenland zu, das auch durch besonders günstige Anreicherung im Ni-Gehalt bemerkenswert ist.

Die Bedingnisse der Oolithbildung, die Mitwirkung bewegten Wassers als Sauerstoff-Zuwirbler — Sauerstoff fällt die Fe-Humate — Ablagerung in Flachsee usw. wurden erst kürzlich von H. SCHNEIDERHÖHN [792] in seiner zusammenfassenden Schau über die Entstehung der sedimentären Erze meisterhaft knapp dargestellt. Von Interesse ist auch die darin enthaltene Angabe über die Vorräte an Eisenerz in den wichtigsten oolithischen Eisenerzlagerstätten der Welt, sie werden mit nahe an 30 Milliarden Tonnen sichtbarer und wahrscheinlicher Erze bezeichnet. Die oolithischen Trümmererzlagerstätten als Übergangstypus nehmen darin jedenfalls nur einen kleinen Ausschnitt ein, hiezu gehören auch die Mehrzahl der balkanischen Vorkommen.

Die Frage der Vorräte dieser Art Eisenerztypen, mehr und häufiger minder Ni führend, doch stets Cr_2O_3-haltig, für den Balkanraum aufgeworfen, möchte ich nach bisheriger, allerdings noch wenig vollständiger Kenntnis dieser Lagerstätten aus der Serpentinverwitterung, mit einer Vorstellungsgröße von mindestens 30—40 Millionen Tonnen beantworten. Zusätzliche Angaben siehe Abschnitt: „Anhang"!

Den gesamten Weltvorrat an Ni-Fe-Erzen dieser Entstehungsweise, nur einen Ausschnitt der oolithischen Eisenerzvorkommen überhaupt darstellend, beziffert W. GÜNTHER [733] mit 5½ Milliarden Tonnen.

Dem Chemismus nach sind die balkanischen Fe- und Fe-Ni-Oolithe von Serpentinabkunft in der Hauptsache wohl Brauneisenoolithe, z. T. ist auch Roteisen (Hämatit), seltener Magnetit, beteiligt. Die reichlich

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

magnetischen Eisenoolithe von Drenica bei Priština, Mazedonien, bergen einen beachtlichen Anteil an Magnetit. Silikatische Eisenminerale sind in den Oolithen des Balkans anscheinend weniger vertreten. Der mineralogische und petrographische Aufbau der balkanischen Fe-Oolithe ist jedoch noch wenig untersucht. Der Fe-Gehalt bewegt sich zwischen 40 und 50%. Allgemein verbreitet ist ein geringer Ni-Gehalt und ein auf 3—4% ansteigender Cr_2O_3-Gehalt.

Analysenbeispiel eines solchen Erzes von Grečane bei Raduscha, Mazedonien, cit. G. BEHAGHEL [695]: 48·99% Fe, 0·94% Mn, 2·5—3·6% Cr_2O_3, 0·02% P, 10·12% SiO_2.

Auf einer Reihe von mazedonischen und serbischen Vorkommen, auch auf den albanischen Vorkommen bei Kukes und in der Nähe des Ochridsees, wo überall Versuchsbergbau auf diese Eisenerze bereits umgegangen ist, bleibt der durchschnittliche Ni-Gehalt in der Regel unter 1% oder nähert sich 1% und weist nach meiner Kenntnis keine bevorzugte Verteilung innerhalb eines bestimmten Schichthorizontes im Eisenerzlager auf. Anders auf den griechischen Vorkommen von Larymna, wo ein Ni-reiches Eisenerz-Basisflöz mit 2·5—5% Ni von einem mächtigeren Ni-ärmeren Eisenerzflöz mit rund 1% Ni überlagert wird [269].

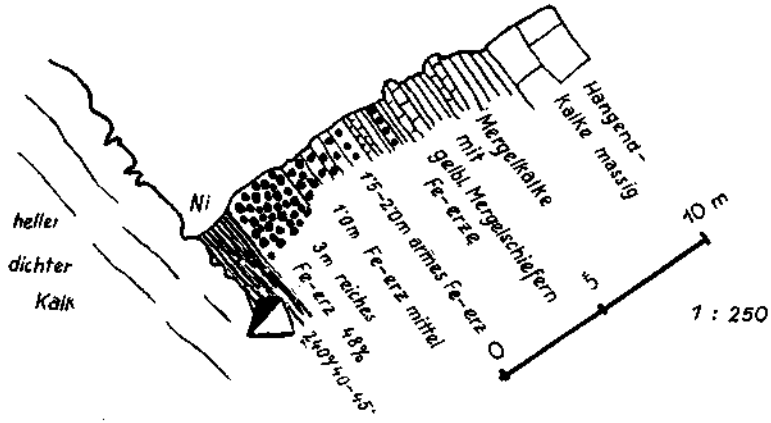


Abb. 147. Verschwemmte erzangereicherte Serpentinverwitterungskruste: Nickelerztagbau Vlakopolos bei Larymna, Griechenland.

Ni = 1—2·0 m starke „reiche" Nickelerzschicht mit 2—5% Ni.

Die griechische Nickelerzproduktion aus diesem Horizont erreichte 1939 an 60.000 *t*.

In Larymna besteht, etwas abseits von Serpentin, richtige flözartige Verbreitung des Oolithhorizontes zwischen Kalken — alte Landoberfläche an Basis Oberkreide. Unregelmäßige Schwankungen, sackartiges Anschwellen der Mächtigkeit sind zwar auch hier verbreitet. Jüngere Ni-Mobilisationen, zu vereinzelten Reicherzfällen führend, machen sich vereinzelt im Basisflöz bemerkbar. Die Anordnung innerhalb der Eisenerzsedimentation: „Ni-reich unten, Ni-arm oben", bei ziemlich scharf abgegrenzter, auch petrographisch und in Festigkeitsbeschaffenheit etwas verschiedener Ausbildung der im übrigen zusammengewachsenen, einheitlichen Fe-Erzsedimentation, ist nicht der chronologischen Reihenfolge gemäß, wie sie aus Abschwemmung der autochthonen Gebilde zu erwarten wäre. Gegen sekundäre Anreicherung — von örtlichen Fällen abgesehen — spricht die zu regelmäßige Scheide zwischen weicherem Ni-Flöz und etwas härterem

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Hangendflöz. Wahrscheinlich liegt dieser Trennung ein Aufbereitungsergebnis bei der Umschwemmung zugrunde *).

Ein Analysenbeispiel aus dem Liegendflöz (mäßig reiches Marmeiko-Erz, analyt. Labor Frankenstein in Schlesien) besagt: Ni 1·72, Co 0·12, SiO_2 27·60, As 0·0, Fe_2O_3 33·34, Al_2O_3 19·24, CaO 1·34, MgO 3·00, Cr_2O_3 1·40, MnO 0·56, Cu 0·04, Gl. V. 9·28.

Das Larymna benachbarte Eisenerzflöz von Karditsa, noch unmittelbar am Serpentinmuttergestein haftend, hebt sich im Nickelgehalt nicht über die übrigen Oolitherze dieses unmittelbar über Serpentin gelagerten Typus ab.

Nach B. SIMMERSBACH [797] bewegt sich die Zusammensetzung dieser und anderer um den einstigen Kopaissee auftretender Eisenerze des gleichen Typs in Gehalten von Fe...46—52%, Al_2O_3...6—14%, SiO_2...5—11%, Cr_2O_3...2—3%, Ni und Co...0·1—0·2%, P...Spur, S...0·02 bis 0·05%, Ti...Spur bis 0·3%.

Auch von der Ägäisinsel Skyros ist ein ähnlicher Eisenerztyp gemeldet.

In Drenica bei Priština, Mazedonien, liegen die Eisenoolithmassen, mehr linsenartig oder in Taschen zusammengedrängt denn flözartig, über Serpentin unter transgredierender Oberkreide. Ein ähnliches Vorkommen besteht bei Uroševac, ein weiteres das schon genannte von Grečane bei Raduscha, beide ebenfalls in Mazedonien.

Postgosauische Tektonik hat in einem Vorkommen nächst Veles in Mazedonien ein solches oolithisches Eisenerzflöz, 3—5 *m* und mehr mächtig, in inverse Lagerung gebracht. Das Flöz, am rechten Vardarufer entblößt, liegt samt Serpentin über darunter einschiebenden Oberkreidekalken.

Analysen des oolithischen Eisenerzes (Labor Univ. Belgrad) von

	Drenica	Nord Veles		Orizari südw. Veles (Dr. METZ)
SiO_2	7·64	16—17	2·9	
Fe_2O_3 ...	80·10		72·35	
Fe	53·60	40—42	50·56	
Cr_2O_3....	1·48	einige %		
Cr.....			1·66	
Al_2O_3....	5·84		10·24	
CaO	0·2			
MgO	0·1			
Ni+Co ..	(0·1—0·8 Ni)	<0·8	0·84	1·12—1·28 Ni
P	0·03		0·016	
S	0·04			
H_2O	4·42		10·96	

Von Vorkommen gleicher Art in Altserbien sind zu nennen: Topola, Guberevac.

Aus dem Banat hat F. KUDERNATSCH [183] Bohnerzbildungen an der Basis der Kreide über Serpentin oder in Serpentinnähe beschrieben und bereits 1857 auf die Mitwirkung fließenden Wassers bei der Bildung dieser Erzsedimente hingewiesen, die neben limonitischem Erz auch FeS_2 und Magnetit reichlich beigemengt haben.

Auch der Serpentin von Kraubath in Steiermark trägt am Liechtensteiner Berg eine Kappe solchen zusammengeschwemmten Eisenerzes, Cr-haltig, aus der subtropischen, hier frühtertiären Landverwitterung des Serpentins stammend.

Im Südural entspricht der Typus Khalilovo (Abb. 7 in [540]) diesem Eisenerzhorizont.

In geringem Maße findet Abwanderung und Absatz der aus der Serpentinverwitterung herausgeholten und teilweise angereicherten Erz- und Metall-

*) In allerjüngster Zeit erfuhr Larymna nebst anderen Nickel- und Eisenerzvorkommen Ostgriechenlands, Bereich Lokris, eine Darstellung durch W. E. PETRASCHECK, B. u. H. Mon. H. Bd. 96, H. 4, Leoben-Wien 1951.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

mengen, mechanisch oder in Lösungen, auch über den engeren Serpentinbereich hinaus statt. Rasch sind dem Ferntransport von Nickel Schranken gesetzt. Auch Platin und seine Mitminerale entfernen sich nicht viel aus dem unmittelbaren Serpentindedritus. Anders Fe und Cr, die staubförmig als Magnetit und Chromit weitab in serpentinferne Landsedimente der gleichen Abtragsperiode eingeschwemmt oder unter ariden Bedingungen wohl auch äolisch vertragen werden können. *Fe geht auch reichlich in* verdünnten Lösungen von Serpentin ab und wird in Nachbargesteinen, besonders Kalken und Mergeln als oxydische und hydroxydische Häute niedergeschlagen; auch sekundäre Magnetit-Bildung aus wäßriger Lösung ist bei diesen Wanderungsvorgängen möglich. (Siehe auch SPIROFF [893].)

Die auffallende Rotfärbung der Eozänsedimente Albaniens führt E. NOWACK [236] auf Fe-Lösungen aus den Serpentingebieten zurück. — Rotfärbung besonders kalkiger Gesteine, von junger bis rezenter Fe-Abwanderung aus Serpentin herrührend, ist eine häufige Erscheinung an Serpentinkontakten der Balkanhalbinsel und Kleinasiens, sie wurde manchmal und irrtümlich auch als echte eruptive Kontaktwirkung, als „Rotbrennen" ausgelegt.

In Bauxiten, Kalkbauxiten des kroatischen Hochkarsts hat F. TUČAN [164] stete Cr_2O_3-Spuren, mitunter Gehalte bis 0·17% Cr_2O_3 nachgewiesen, Chromgehalte, die zweifellos aus den nicht allzu weit entfernten Serpentingebieten zugetragen und in die kretazisch-tertiären Landverwitterungsgebilde über Kalkhochflächen eingebaut wurden. — Chrom als „Spurenelement" ist wohl in allen Serpentin-nahen Bauxitbildungen zu erwarten, in den Silikatbauxiten (wozu im weiteren Sinne auch die Landverwitterungsprodukte über Serpentin selbst gehören) ebensogut wie in den Kalkbauxiten.

Der smaragd- bis grasgrüne Chromglimmer Fuchsit (Cr-haltiger Muskowit, gelegentlich auch Biotit) ist unter den Glimmern kristalliner oder halbkristalliner Hüllgesteine der Balkanserpentine verhältnismäßig selten anzutreffen. Etwas häufiger fiel er in Ostbulgarien auf, im Bereich starker granitischer Durchtränkungen, die Cr aus Serpentin in Bewegung brachten.

An außerbalkanischen Beispielen eines Cr-Ferntransportes sei das von H. SCHNEIDERHÖHN [792] zitierte Vorkommen des grünen Cr-Glimmers Mariposit in den ariden jurassischen Sandsteinen der Redbeds von Colorado und Utah, Nordamerika, genannt; ferner, vom gleichen Autor angeführt, das genetisch ähnliche Auftreten von Wolchonskoit, dem Cr-haltigen Tonerdesilikat der Allophanreihe, im permischen Sandstein des Ural.

Das natürliche Kaliumchromat K_2CrO_4, der Tarapacait, findet sich (G. BERG [697]) mit Natronsalpeter zusammen in den Wüsten der Hochanden Südamerikas, die extrem scharfe Verdunstung aufweisen.

Die Phänomene der tertiären und posttertiären Landverwitterung über Serpentin leiten über zu den Besonderheiten in der Erscheinungsweise seiner rezenten Landverwitterung. In jenen tropischen Serpentingebieten, wo die Reliefgestaltung seit der Tertiärzeit keine tiefgreifende Neubelebung erfuhr und altersreife Landschaften sich entwickeln konnten, wird sich die Kontinuität der Verwitterungsabsätze kaum unterbrochen erweisen. Die Morphologie der Balkanhalbinsel trägt im allgemeinen noch eine Fülle jugendlicher Züge, bedeutende Reliefenergien sind hier noch am Werke. Zwar sind die Altflächensysteme tertiärer, ja zurückgewittert auch fallweise solcher kretazischer Abtragsperioden, noch gut und zumeist in rekonstruierbaren Zusammenhängen kenntlich — in den weitgespannten einsamen Hochflächen der Balkanlandschaft liegt ja ein besonderer Reiz — aber jugendliche Talbildung, von den Senkungsfeldern unterstützt, arbeitet an der Zerstörung der alten Formen. Der vadose Wasserkreislauf hat oft tiefliegende Erosionsbasen. Der Verwitterbarkeit

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

günstig zugänglich Serpentinuntergrund hat auch der Ausweitung von Hochflächen Vorschub geleistet. Weithin dehnen sich die Serpentinhochflächen des Zlatibor, der Ibarmasse, des Raduschamassivs. Oft sind die Hochflächen von den jungtertiären Sedimenten reingescheuert, die rezente Verwitterung greift unmittelbar an nackten Fels.

Die Bleichungserscheinungen der Peridotite, besonders der dichten Dunitserpentine, im Tagbereich sind rezenter Entstehung: die Bruchstücke von dunkelgrünem Dunit umgeben sich an der Oberfläche mit einer von außen nach innen wachsenden, gelb verfärbten Zone, bedingt durch Umwandlung von Ferrosilikat in hydroxydische Ferriverbindung; ähnliche Vorgänge münden in oberflächliche Braunverfärbung.

M. DONATH [36] hat an Material von Raduscha in den Fe-Mengen von gebleichtem und ungebleichtem Serpentinanteil keine Unterschiede festgestellt. ST. PAVLOVIČ [124] untersucht die gleichen Bleichungserscheinungen vom Serpentin des Zlatibor: der Saum ockeriger, amorpher Fe-Oxyde dringt 5—6 *cm* vom Rande weg in die Serpentinbruchstücke ein; bei voller Überwältigung des Serpentins entsteht gelbe Ockererde, auf Hochflächen des Zlatibor anzutreffen; u. d. M. ist das Serpentinmineral der Rinde von farblos in braun gefärbt, bei steigender Doppelbrechung, auch braune Überkrustung kommt zustande, die Fe-reicher, H_2O-ärmer ist als der Kern.

Nachtrag: J. C. MAXWELL [919] geht den Ursachen der Gelbfärbung des Serpentins um Chromitmassen Neukaledoniens nach und findet, daß dieser „bleached serpentine" keinen feinverteilten Magnetitstaub aufweist, hingegen eingeschlossene Chromitkörner von einer opaken Magnetithaut umkrustet seien, während der grüne Serpentin durchaus Magnetit-bestäubt wäre.

Während die rezente Oberflächenverwitterung an Pyroxenperidotiten narbige Oberflächen hervorruft, wobei sich die widerstandsfähigeren Enstatite oder Bronzite, auch Diallage, länger erhalten und als Knöpfe auswittern, ist doch auch wieder an frischen Pyroxenperidotiten gerade in Hochregionen eine der Karrenbildung ähnliche Verwitterungsform zu beobachten.

Im Gipfelaufbau des 2000 *m* hohen Ostrovica Vrh bei Jezerina, oberes Lepenactal in Mazedonien, der aus frischem Pyroxenperidotit besteht, sind solche Karrenformen auffällig.

Der rezente vadose Wasserkreislauf in Oberflächennähe der Serpentinmassen übt seine Wirkung an Serpentingestein in gleichem Sinne aus wie in fossiler Zeit — Magnesia entziehend. Sinnfällig tritt diese Wirkung in den sommerlich austrocknenden Bachläufen der Serpentinmassive beispielsweise Mazedoniens in Erscheinung, wo sich Felsuntergrund oder Schotterbrett der Rinnsale mit weißen pulvrigen Krusten stark basischer Magnesiakarbonate beschlagen; nach einer qualitativen Prüfung des Krustenmaterials durch das Labor Raduscha (Dipl.-Ing. F. EBNER) lassen sich neben wasserhaltigen Mg-Karbonaten noch Ca, Fe und Al in Spuren nachweisen. Das Mg dieser Karbonate muß zwar nicht immer unmittelbar aus dem Lösungsangriff auf Serpentin entstammen, sondern könnte auch über den Weg der zwischenstuflich gebildeten, leichter löslichen Minerale der Pyroaurit-Gymnit-Hydromagnesit-Paragenese entnommen sein. Auf die Möglichkeit, daß die letztere mit ihrer Bildungszeit noch in die Gegenwart reiche, wurde schon vorhin Bedacht genommen. Rezente Bildung von Hydromagnesit und Aragonit liegt auch unter den Beobachtungen von H. MEIXNER in Kraubath, ist auch für Balkanverhältnisse in einer Reihe von Fällen anzunehmen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Auch unter rezenten Bedingungen kann noch eine beträchtliche Wanderungsfähigkeit von SiO_2 bestehen (A. FERSMANN [724]).

Die tiefen, manchmal schon Kilometerlänge überschreitenden Unterbaustollen der Chromerzbergbaue, besonders jene des Raduschagebietes in Mazedonien, haben einigen Einblick in die unterirdische Wasserwirtschaft der Peridotitmassive gebracht, die unter Wirksamkeit tief liegender Erosionsbasen stehen: Karst-ähnliche Durchlässigkeit, Wasserstau an den Schieferkontakten, Übergußquellen und karstähnliche Bachaustritte nebst Kluftquellen, Wassersammlung in kluftreichen Bezirken bei weitgehender Trockenhaltung der übrigen Massivteile, langsame Wasserpassage durch muldenförmige Massivteile usw. Dementsprechend wirken auch die rezenten Lösungsvorgänge. Alte Kluftsysteme, mit Magnesit oder Gymnit verheilt, sind in der Regel schon von der Wasserpassage verlassen, außer Dienst gestellt, mit Magnesiaopal erfüllte Klüfte da und dort noch wasserführend, meist sind aber junge Kluftsysteme die wassertragenden und stehen z. T. noch mit dem Absatz der Pyroaurit-Gymnit-Paragenese in Beziehung.

Ausbildung von Gangnetzwerkcharakter junger Mineralabsätze in Serpentingestein könnte also, was die mechanische Leistungsfähigkeit des vadosen Wasserkreislaufes betrifft, auch diesem zugeschrieben werden.

Hier ist der Hinweis bemerkenswert, daß bei der unbestritten terrestrischen, athermalen Bildungsweise der Bauxite in den tieferen Zonen der Bauxit-Lagerstätten nach H. SCHNEIDERHÖHN [792] ebenso Imprägnationen und Durchaderungen des Nebengesteins mit Bauxit nichts ungewöhnliches sind.

Zu den geologischen Vorgängen, welche mit der rezenten Serpentinverwitterung verbunden sind, gehört auch die Bildung der Serpentinschuttdecken, Serpentinschutthalden, schließlich der Serpentinböden. Letztere, meist kiesel- und eisenreich, kalkarm, in Ton angereichert, haben je nach dem Grad ihrer Aufschließung immer noch beträchtliche Mg-Gehalte. Vielfach erscheinen sie in Form von mageren Rotböden. Ihre Beziehung zum Pflanzenkleid fand im Abschnitt zur Petrographie der Peridotitgesteine einen kurzen Hinweis. Einzelheiten der Serpentinbodenbildung sind in dieser Arbeit nicht Gegenstand der Untersuchung.

Die rezente Schuttbildung über Serpentin der Balkanhalbinsel ist über kahlem Gelände von besonderer Intensität und infolge der periodisch wirksamen starken Abspülung immer von neuem belebt. Voraneilend den Nachbargesteinen werden dadurch im Serpentingelände früher reife, gerundete Landschaftsformen erzielt, Verebnungen, Terassenbildungen bevorzugt entwickelt.

Der fortschreitende Abtrag der Serpentingebirge bringt auch Chromitanhäufungen in diesen unter den Hammer der Abtragswirkungen. Chromit bleibt hiebei in der Hauptsache Chromit und als solcher wandert er zerstäubt, in Pulverform, durch Bäche und Flüsse ins Meer. So gesehen ist die geochemische Laufbahn seines Chromgehaltes eher eine disperse als zyklische, wie letztere dem Chrom im allgemeinen durch W. VERNADSKY [616] beigelegt wird. Haben hydrothermale Zersatzvorgänge und tropische Landverwitterung über Serpentinoberflächen an der Substanz der in ihrem Wirkungsbereich vorhandenen Chromitvorkommen wenig zu rühren vermocht — bekanntlich haben in Neukaledonien Lagerstätten der reichsten

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Chromerze der Welt die Umwandlung des unmittelbar sie einhüllenden Serpentingesteins zu rotem Lateritton unversehrt überstanden — so bringt auch die rezente Verwitterung in der Hauptsache nur mechanische Zerstörung, Abtransport, Zerstreuung oder fallweise auch Wiedereinsammlung von Chromit zustande, bevor er endgültig ins Meer abwandert.

Spektroskopischer Nachweis von Cr in Erdöl (und Meerwasser) von A. MAUCHER in: Die Entstehung der Passauer Graphitlagerstätten, Chemie der Erde, 10. 1936. — Ferner zur Frage der Fernwanderung von Cr: NEWHOUSE [762], Hegemann [847 a].

Wo der fortschreitende Abtrag der Serpentinmassive Chromitlagerstätten an die Oberfläche bringt, kann es, besonders in Gebirgsgegenden, zu Schutthaldenanhäufungen von Chromit kommen, bedeutenden Lagerstättenumfang darin verkörpernd.

Ein solches Beispiel hat Guleman im armenischen Taurus geliefert, wo an die felsig auswitternden massiven Chromerzkörper ausgedehnte Schutthalden und Streufelder von Chromit angeschlossen waren, die über 40.000 *t* reiche Chromerzausbeute einbrachten. In viel kleinerem Maße sind ähnliche Gebilde auch auf der Balkanhalbinsel angetroffen und auch ausgebeutet worden.

Der seltene Fall einer Bergsturzlagerstätte von Chromit wurde im ersten Teil dieser Darstellung von Klos in Mittelalbanien geschildert.

Chromitanhäufung in Seifen, bauwürdige Schwemmanreicherungen von Chromit treten auf der Balkanhalbinsel und in Kleinasien völlig zurück, sind aber in tropischen Chromerzgebieten nicht selten. In den Chromerzseifen oder diesen benachbart, wäre auch bevorzugt die sekundäre Konzentration etwa vorhandener Platingehalte der Peridotitgesteine zu erwarten, nach dem Beispiel des Ural, wo eine natürliche Aufbereitung des Serpentindedritus im Zuge der Abschwemmvorgänge zu bedeutenden Pt-Seifenlagerstätten führt; Chromit erscheint in diesem z. T. sogar noch in Oktaederform.

Seltene und wenig bedeutende Fälle von Chromerzseifen werden von Oršova an der Donau gemeldet. Vereinzelt fanden sich ausbeutbare Ansammlungen von Chromitgeröll in diluvialen Schottern des Raduscha-Massivs in Mazedonien.

Die Platinfrage auf der Balkanhalbinsel wurde schon in den Abschnitten III und IV einer Betrachtung unterzogen. Systematische Untersuchungen sind noch ausständig. Die schwierige, Erfahrung fordernde Bestimmung kleiner Pt-Gehalte in Gesteinen und Lockerprodukten, sei es durch Analysen oder Waschproben, wirkt hemmend auf die Ausführung verläßlicher Untersuchungsarbeit im Felde. Pt-Gehalte der diluvialen und alluvialen Goldseifen Serbiens, etwa des Timokgebietes Ostserbiens, sind bisher unbekannt, obwohl die ehemaligen Zubringerflüsse auch basische Massive durchkreuzten. Auch die Serpentin-abhängigen Fe-Oolitherze mit ihren Fe-, Cr-, Ni-Konzentrationen könnten unter Umständen als Pt-verdächtig angesprochen werden. Bekanntlich ist Pt in Abessinien in lateritischen Zersetzungsprodukten des Peridotits und nur in diesen angereichert. (VON ZUR MÜHLEN [612].)

VIII. Zusammenfassender Ausblick in einige Gesamtprobleme der irdischen und kosmischen Peridotit- und Chromerzgeologie.

Es war seit je das Bemühen aller, die sich mit Fragen der Serpentingeologie eingehender befaßten, eigene Beobachtungen in Serpentingebieten weltweit umschauend mit den andernorts erkannten geologischen Bedingnissen dieser Massengesteinsvorkommen in Vergleich zu setzen und daraus allgemeingültige Erkenntnisse zu gewinnen. Die weitgehende Gleichartigkeit

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gewisser geologischer als auch im besonderen petrographischer Erscheinungen an Peridotitserpentinvorkommen und an den von ihnen getragenen Chromitausscheidungen — in dieser Gleichartigkeit die Verhältnisse anderer plutonischer Gesteins- und Erzvorkommen übertreffend — drängt zu solchen Vergleichen:

Schon 1894 hat A. LACROIX [467] für die Beurteilung der Kontaktverhältnisse an den Pyrenäenserpentinen zu regionalem Betrachten dieser Phänomene ausgeholt, ähnliches zu gleicher Zeit E. WEINSCHENK [453] für die ostalpinen Serpentine des Venedigergebietes getan. E. SUESS [811] stellte im „Antlitz der Erde" die Phänomene der Grüngesteine bereits in weiter Schau unter einheitliche Betrachtung. Später haben, um nur zu den wichtigsten in diesem Rahmen zu beachtenden Arbeiten Stellung zu nehmen, G. STEINMANN [805] für den Ophiolithgürtel des engeren Mediterrangebietes, nach ihm F. KOSSMAT [751] für den erdumspannenden Ophiolithgürtel des mediterranen Systems die Betrachtungen weitergeführt.

In Amerika hat 1926 W. N. BENSON [696 a] in geologisch-tektonischer Zusammenschau einen Einteilungsversuch des weltweit in Erscheinung tretenden basischen Magmatismus unternommen (ausführlich referiert bei BURRI-NIGGLI [907]).

Aus den Einsichten in die Balkanserpentingeologie heraus dünkt es mich allerdings, als würde die bedingungslose Vermengung der Peridotit-Serpentin-Fragen mit jenen anderer häufig in ihrer Gesellschaft befindlicher, aber auch unabhängig von diesen in noch bedeutenderem Ausmaße in Erscheinung tretender Grüngesteine („Ophite" im französischen Sprachgebrauch, im deutschen Sprachgebrauch häufig „Ophiolithe" genannt), darunter auch die Effusiva Diabase, Melaphyre, Spilite usw. begreifend, alles zusammen unter den Dachbegriff eines „Ophiolithproblems" gestellt, die Kernfragen um das Serpentinproblem in den Hintergrund drängen. Diese Fragen liegen vor allem in der Ergründung der magmatischen Geschichte dieses Massengesteins, seiner Rolle im Bildungsgang der Erdkruste und seinem Anteil am Bau des Erdinnern. Auch die gerade in den letzten Jahrzehnten mit Vorliebe geübte stratigraphisch-tektonische Betrachtungsweise der Serpentinprobleme hat vorzeitig zu Folgerungen, etwa des Serpentinalters, geführt, welche diese Kernfragen nicht immer in das richtige Licht rücken. Auch H. H. HESS hat sich gegen das unpassende Zusammenwerfen der Grüngesteinsfragen gewendet, ebenso sind andere Stimmen dagegen laut geworden.

Mit Bedacht wurden in den vorhergehenden Abschnitten des zweiten Teiles dieser Arbeit die Phänomene an Balkanserpentin und Balkanchromit auch bereits fallweise im Spiegel weltweiter Erfahrung der Serpentingeologie zu betrachten versucht und entsprechende Beispiele gegenübergestellt. Unter den wesentlichsten Ergebnissen der Untersuchung balkanisch-anatolischer Serpentin- und Chromvorkommen wurde das Vorhandensein innerer Zonengliederung der Peridotitkomplexe und ihr zugeordnet die Ausbildung bestimmter Typen von Chromerzlagerstätten besonders herausgehoben, ferner dargetan, daß in Beurteilung der Altersfrage dieser Peridotitvorkommen die eigenen Beobachtungen und Schlüsse ganz allgemein in Richtung vormesozoischen, u. zw. paläozoischen Intrusionsalters hinzielen.

Innerer Zonenbau der Peridotitmassive, Entfaltung peridotitisch-pyroxenitisch-gabbroider Gesteinskomplexe in geordnetem Lagenbau, ist nicht nur den Balkanvorkommen eigentümlich, sondern, wie im Abschnitt IV ausführlicher dargelegt wurde, eine fast als Regel gültige Erscheinungsform der ultrabasischen Massive überhaupt. Auf die Häufigkeit synkliner Bauform der Lagenstockwerke solcher Massive hat H. CLOOS [713] hingewiesen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Metallanhäufungen, voran Chrom als Chromit — auch das seltenere Platin und seine Mineralgesellschaft, letzteres am Balkan bislang noch vermißt — stehen mit der petrographischen und räumlichen Ausbildung der Lagenstockwerke in unmittelbarer Beziehung.

Die Altersfrage der Peridotitserpentine auf der Balkanhalbinsel und Anatolien, aber auch anderer Serpentingebiete unterliegen widerspruchsvollerer Beurteilung. Die Ursachen wurden aufgezeigt. Der Schluß auf vormesozoisches Alter der Balkanserpentine forderte bereits zu Vergleichen mit den unmittelbar benachbarten Serpentingebieten der Alpen und Karpathen heraus, in der Hauptsache bereits unter Abschnitt V erörtert. Werden einige weitere Stellungnahmen zur Altersfrage der Alpen-Karpathen-Serpentine angefügt und im Anschluß daran eine Reihe der wichtigsten übrigen Peridotitgebiete der Erde (hiezu Tafel X) auf das Intrusionsalter der Serpentine hin überblickt, kommt ziemlich klar zum Ausdruck, wie sehr die peridotitischen Intrusionen weltweit im Paläozoikum ihren letzten Höhepunkt und, fast allgemein, auch ihren Abschluß gefunden haben, während der effusive Diabasvulkanismus noch weiter darüber hinaus in jüngere Zeitepochen reichen und zur Gesteinsbildung der Kieselschiefer-Hornstein-Radiolaritformation in ursächliche Beziehung treten kann.

In den **Ostalpen** vertritt F. ANGEL [370] für die Gleinalmserpentine, in deren Kranz auch Kraubath gehört, präkarbones bis karbones Alter. Die Serpentine der Hohen Tauern [372—377] werden von ihm, wenigstens zu großem Teil, den Altkristallinserien zugerechnet, sofern sich aus diesen nicht noch metamorphe paläozoische Elemente herauslösen lassen werden. Gabbroide Massengesteine haben in der paläozoischen Grauwackenzone einige Verbreitung, eng verbunden mit den dort viel reichlicher auftretenden Diabasen, im einzelnen von H. P. CORNELIUS [398, 402], A. HAUSER [412—415] und anderen untersucht. Diese Basite sind in der Hauptsache für paläozoische Elemente zu halten.

Hornblendegabbro findet sich bereits als Geröll in der Werfener Breccie auf der Rotsohlschneid bei Veitsch in Steiermark, unverformt, so daß H. P. CORNELIUS auf noch variszische, vortriadische Gabbrointrusion schließt. Demgegenüber ist ein anderes benachbartes Gabbrovorkommen im Werfener Schiefer, ob nicht doch tektonisch eingebracht (CORNELIUS, HAUSER), noch unklar. Der basische Effusivvulkanismus reicht aber in den Ostalpen — analog dinarischen Verhältnissen — noch in das Mesozoikum herein. H. ZAPFE [459] findet Diabas in Werfener Schiefer der Dachsteinsüdwand, H. P. CORNELIUS ([402] aus 1950) ein spilitisches Gestein mit der blauen Alkalihornblende Arfvedsonit aus Deditrus des Werfener Schiefers bei Puchberg am Schneeberg, NÖ.; A. HAUSER [415] weist Diabasdurchbrüche im Gutensteiner Kalk nach, M. RICHTER [434 b] in der Trias des Karwendel.

Im Abschn. V S. 476 (betr. Serpentinalter) sind bereits einige Bemerke über ost- und westalpine Serpentine vorangesetzt. — R. SCHWINNER (Z. D. G. G., 81. Bd., 1929) bindet die Koralmeklogite ursächlich an die algomanische Orogenese.

In den **Westalpen** steht das Problem des Serpentinalters seit langem unter dem Zeichen der großtektonischen Seriengliederung, an Einzelheiten der Serpentinfrage wird fast ausschließlich von den Vorstellungen des Deckenbaues herangegangen. So fruchtbar diese Vorstellungen für die Erfassung der räumlichen Gliederung und des Bildungsganges der Alpen und aller ähnlichen Gebirge sich erweisen, für den Serpentin, welchem in diesen Vorstellungen nicht viel mehr als die Rolle eines passiven stratigraphisch-tektonischen Elementes zugewiesen erscheint, haben sie wenig neue Erkenntnis seines ursprünglichen Gesteinsschicksales, kaum eine unbefangene

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Beurteilung seines magmatischen Intrusionsalters erbracht. Seine große tektonische Willfährigkeit hat beigetragen, die Spuren seiner Frühzeit zu verwischen. Serpentin ist in den Westalpen fast ausschließlich Glied der penninischen Serien (ausgenommen die Zone von Ivrea usw.), mesozoisches Alter ist für ihn dort sozusagen Postulat.

R. STAUB [442] versuchte zwar, dem Serpentinproblem neue Klarstellungen abzuringen, doch die Altersstellung mit mesozoisch, jurassisch, scheint für ihn entschieden. Von den Westalpen hat L. KOBER [748, 862] die gleichen Vorstellungen in die Ostalpen herübergebracht. Ihnen ordnet sich auch A. PILGER [432] unter und verfolgt von den Dinariden her die drei Stammgeosynklinalzonen der Alpen als Ophiolithzonen. H. P. CORNELIUS [401], der bei seinen Kartierungsarbeiten in der Err-Juliergruppe sich um die Probleme der Engadinserpentine aufs eingehendste bemüht, spricht sich lange nicht mehr mit der raschen Sicherheit des Deckentektonikers zugunsten mesozoischen Alters der Serpentine dieser penninischen Deckenglieder aus, sondern hebt die Tatsache hervor, daß eine auffällig wiederkehrende Berührung der Serpentine mit Anteilen zweifellos vormesozoischer Kristallinserien stattfinde. — H. BEARTH [389] befindet für die Diabase der Silvretta voralpidisches Alter. — Nach NOVARESE [431 c] gehört die Ivreazone zum Seenmassiv, hat voralpine Struktur, ist vormesozoisch, hercynisch.

In den **Westkarpathen**, wo die tektonischen Einheiten der Ostalpen wiederzuerkennen sind, hat F. KORDIUK [421] für die slowakischen Serpentine triadisches Alter annehmen zu müssen geglaubt; aber die Örtlichkeit um Dobschau ist wenig geeignet für eine Beweisführung, da unter außerordentlich gestörten tektonischen Verhältnissen sowohl Trias als Paläozoikum an den Serpentin herantreten.

Auch aus der Eigenart des Erscheinens von Serpentin in den Decken- und Schuppenzonen des **Apennin** ist kaum Gesichertes für seine Altersstellung herauszuholen. G. STEINMANN [805] war sich dessen bewußt, immerhin glaubt er eine ältere vorpermische, z. T. altpaläozoische Serpentingesteinsserie von einem jüngeren, auch deckenhaft gesonderten mittelkretazischen Serpentinkomplex altersmäßig trennen zu können; in den beiden Hauptdecken des Apennin, Toskaniden und Liguriden, sei die erstere und tiefere, aus Perm, Trias, Neokom und Eozän bestehend, ophiolitharm, während die überlagernde Decke der Liguriden Serpentin, Radiolarit und Unterkreide enthalte. In den Pietri verdi von Piemont würden sich alte und junge Serpentingesteine vermischen. — Leider steht mir wenig an originaler italienischer Literatur zu Gebote. L. KOBER [748] sieht in den Grüngesteinsserien von Kalabrien ein penninisches Fenster, hingegen betont W. v. SEIDLITZ [796], wie sehr der Apennin mehr Schuppenland als Deckenland sei, von Mylonitzonen, also Lockertektonik beherrscht.

Im Verband des Apennin-Serpentins mit Archaikum, Trias und Eozän spiegelt sich wahrscheinlich keine Altersfolge wieder, sondern nur sein tektonisches Schicksal. Gerade in den jüngeren Formationen wird der Serpentin zum „Klippenserpentin"; er ist nach W. v. SEIDLITZ nicht autochthon, sondern bei häufig brecciöser Beschaffenheit linsenartig in die umgebenden Schiefer eingebettet und so zu langen Schollenzügen gereiht. Die Flyschgesteinsserie des Apennin, auch mit Radiolarit und verschiedenen Grüngesteinsvorkommen ausgestattet, ist vielfach ein tektonischer Mischkomplex, dessen Analyse noch keineswegs nach allen Bestandteilen hin klargestellt ist; ähnlich wie auf Cypern und Kreta scheinen auch hier paläozoische Anteile nicht ausgeschlossen zu sein.

Für die Serpentine von **Elba** ist ebenso hochgradige Tektonik einer Altersbestimmung wenig günstig; die von M. LOTTI [478] als Kontaktmetamorphose gegenüber Eozängesteinen betrachtete Mineralsprossung ist für „Reaktionsparagenese" verdächtig. Korsika ist nach W. v. SEIDLITZ Deckenland, Serpentine erscheinen innerhalb metamorpher Gesteins-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

serien verschiedener tektonischer Einheiten, denen auch Paläozoikum nicht fehlt.

Im benachbarten Sardinien spielen zwar Serpentine keine Rolle, doch hat von hier TEICHMÜLLER (cit. STILLE [807]) eine kräftige vorordovicische, postkambrische Orogenese nachgewiesen!

Für die Serpentine der **Pyrenäen** hat es wohl den Anschein, als wäre hier der Altersentscheid „liassisch" bereits ein endgültiger: seit den klassischen Studien von A. LACROIX 1894 [467], welcher aus dem Kontaktbereich dieser Serpentine zu unterjurassischen Schichten eine ausgeprägte metamorphe Gesteinsumprägung und Mineralisation der letzteren beschrieb, wurde das liassische Alter der lherzolithischen Intrusionen als gesichert hingenommen. Ich habe im Abschnitt V, S. 442, nachdem ich mich in die LACROIXsche Originalarbeit vertieft hatte, zu zeigen versucht, daß auch für diese Altersbestimmung keineswegs das letzte Wort schon gesprochen sein dürfte, und neuere Erfahrung an Metamorphose und Tektonik in Serpentinbereichen, für diesen Abschnitt der Pyrenäen angewendet, auch hier manche Grundlagen der älteren Schlußbildung überprüfenswert machen.

Skapolith und Turmalin — neben Amphibol, Biotit, Orthoklas, Albit usw. die auffallendsten „Kontaktminerale" der pyrenäischen Lherzolithe — an sich dem ultrabasischen Magma fremd, fehlen nicht den Kontakten der Diabase und sonstiger Ophite, aber auch nicht den eng benachbarten, ja sich mit den der basischen Gesteinen oft überkreuzenden Reaktionsräumen jüngerer postophiolithischer Granite. Tektonische Einwirkung an Serpentinkontakten, schon A. LACROIX aufgefallen, müssen in das Licht neuerer tektonischer Erforschung der Pyrenäen gestellt werden. Beispielsweise sind aus den Profilen der Nordpyrenäen von R. BUXTORF [462] überhaupt nur tektonische Kontakte der Serpentine zu entnehmen. Phänomene möglicher tektonisch-metamorpher Reaktionsgesteinsbildungen an Serpentinkontakten, zu Zeiten von A. LACROIX' der petrographischen Auffassung noch fremd, müssen aus solchen echter Kontaktmetamorphose herausgelöst werden. Orthit (Allanit), durch LACROIX im Kontakthornfels des Pyrenäen-Lherzoliths nachgewiesen, spräche bei Führung pleochroitischer Höfe im Sinne der STARKschen Erfahrungen (Abschnitt V) zugunsten vormesozoischer Zeit — Permokarbon — der Intrusion. Die Tatsache, daß Gerölle von Lherzolith in der „Basalbreccie" des Oberjura bereits enthalten sind, erinnert ja völlig an ähnliche Verhältnisse der Balkanhalbinsel. Die Gesteine unterhalb dieser Basalbreccie, für die Metamorphoseeinwirkung seitens des Lherzoliths in Betracht kommend, für Lias gehalten, sind zu erheblichem Teil kristalline Gesteine unsicheren Alters, Kalke und Glimmerschiefer. Daß vereinzelt Skapolithisierung auch noch in fossilführenden Oberjura hinaufreicht, macht ebenfalls hinsichtlich Herkunft und Zeit der Skapolithisierungsmetamorphose stutzig. — Den postophiolitischen Graniten nachfolgend, kommt in gleichem Raume der Pyrenäen auch noch jüngerer Basaltvulkanismus zum Durchbruch, mit alkalireichen Basalten und Tescheniten.

Nach A. WURM [475] stecken Serpentinlinsen pfropfenartig im antiklinal gestauchten Keuper Spaniens, also auch hier steht das tektonische Moment im Vordergrund. Für das Serpentinalter bedeutsame Daten aus den entsprechenden Gebieten des marokkanisch-algerischen Atlasgebirges, wo Ophiolithverbreitung bekannt ist, sind mir nicht an Hand.

Aus den **übrigen Mediterrangebieten** sei vorerst kurz noch einmal auf Kreta, Rhodos und, dort beachtlich Cr-führend, Cypern aufmerksam gemacht, deren Serpentine in tektonisch hochbeanspruchten Gebirgsausschnitten aufscheinen und vielfach, oft auch nur einseitig, an flyschartige Gesteinsserien gekettet sind, aus denen gerade in letzter Zeit auch noch Paläozoikumhinweise entdeckt wurden.

Auch in Syrien sind die Lagerungsverhältnisse der Serpentine nicht eindeutig genug, um aus ihnen eine gefestigte Stellung in der Altersfrage

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

beziehen zu können. Ähnlich wie in den Pyrenäen erhebt sich auch hier ausgedehnter basaltischer Vulkanismus über den Räumen des älteren Peridotitzyklus.

In den Gebirgsbausynthesen, die M. BLANCKENHORN [594 u. a] von Syrien entwickelt, bleibt der Serpentin eher ein tektonisch-stratigraphisches Attribut. Gefaltete Radiolarite und Kieselschiefer fehlen den syrischen Grüngesteinsserien nicht. L. FINCKH [560] tritt 1898 der Magmengeschichte der Peridotitgesteine etwas näher und kommt zu dem auffälligen Schluß: der Gabbro sei im Mittelpliozän intrudiert, Schichten dieser Epoche bereits überdeckend, während Serpentin sich in Geröllen bereits im Eozän findet. Wenn nach FINCKH die syrischen Serpentine jegliche Begleitung durch kristalline Schiefer vermissen lassen, so zeigt die Neuaufnahme der Berührungszone des Libanon mit dem Taurussüdrand durch L. DUBERTRET 1936 [558] auch vormesozoische Schichten an Serpentin absetzen. Vertikalgliederung, also erkennbarer Lagenbau der Gesteine des basischen Zyklus Peridotit-Pyroxenit-Diorit läßt unmittelbare Verwandtschaft mit den Taurusserpentinen vermuten. Die Auffassung jungtertiärer Gabbrointrusion fand ich bei DUBERTRET nicht mehr vertreten, doch wird von ihm aus beobachteten Überlagerungen des Mesozoikums bis in Kreide hinauf durch Serpentin, auch aus Serpentin-„apophysen" in Kreide, auf endkretazisches Alter der Serpentinintrusionen geschlossen [558]. Sind aber nicht auch hier tektonische Überlagerung, wie nicht selten auf der Balkanhalbinsel, tektonische Apophysen, das Zutreffendere? Die Häufigkeit tektonischer Breccienbildung im Bereich der Serpentingesteine des Libanon wird auch von DUBERTRET im besonderen betont. — Von der Gegend um Lattakia und Damaskus sind aus den syrischen Serpentinen Chromerzvorkommen angezeigt.

Aus dem Mediterrangürtel Europas heraustretend, fällt der Blick zunächst auf die Serpentine **Mitteldeutschlands** und der **böhmischen Masse**, in beiden Gebieten sind sie Chromerz führend. Die Serpentine Schlesiens mit der Chromerzlagerstätte Tampadel, kristallinen Gesteinsserien angeschlossen, sind paläozoisch und dem variszischen Bau eingegliedert; im Harz folgen nach ERDMANNSDÖRFER die Olivinnorite und Peridotite in ihrer Anordnung dem variszischen Faltungsdruck und sind als jüngere Massengesteinsfolgen des variszischen Orogens zu betrachten. Der ausgedehnte Diabasvulkanismus des mitteldeutschen Paläozoikums, im Lahn-Dill-Gebiet jüngst durch E. LEHMANN [511] eingehend und in neuartiger Auffassung studiert, hat nach S. v. BUBNOFF [706] die variszische Gebirgsbildung vorbereitet. — Die Serpentine der böhmischen Masse mit ihren Vorkommen in Böhmen, Mähren und Niederösterreich, sind zumeist kleinere Knöpfe in hochkristallinen Serien, oft von Eklogit begleitet, von hochmetamorphen Reaktionsrändern umgeben; sie sind Abkömmlinge alter, vormesozoischer, wahrscheinlich vorpaläozoischer Intrusionen. Die Serpentine des niederösterreichischen Waldviertels im besonderen sitzen in einer stark durchbewegten Migmatitzone, deren granulitisches Magma jünger ist als das der basischen Gesteine (L. WALDMANN [897]). — Auch Chromitlagerstätten sind aus einzelnen mährischen Vorkommen bekanntgeworden. Hortonolith-Dunite aus Böhmen haben tschechische Forscher namhaft gemacht (F. SLAVIK [523]), ferner sind Diamanten aus dem Eklogit führenden Serpentin von Dlaschkowitz in Böhmen (ESKOLA [694], S. 365) bekanntgeworden; damit ist Annäherung an einen Anorogentypus dieser Peridotitintrusionen wahrscheinlich gemacht.

Über die Serpentine **Skandinaviens**, auf der Insel Hestmandö in den Lofoten und bei Röros im mittleren Norwegen mit Chromerzanhäufungen versehen, äußert sich H. BACKLUND (cit. HAUSEN [493]), sie seien schon vor den großen kaledonischen Schubbewegungen in recht tiefe Niveaus der geosynklinalen Sedimentfolge eingedrungen. DU RIETZ [496] spricht von unterordovizischem Alter der Serpentine Nordschwedens.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Peridotite der Shetland Islands, im NO Schottlands, etwas Chromit führend, sind nach FR. C. PHILLIPS [517] einem Gesteinsgrundgerüst von Paragneis mit Kalken und Quarziten angeschlossen.

Beziehung zum Magmatismus der Plateaubasalte (basaltähnliche Randfazies — porphyrischer Olivinbasalt als Randfazies des Peridotits der Insel Skye — hat J. N. BOWEN [701] festgestellt) rücken die Peridotite der Inseln an der Westküste Nordschottlands (Skye, Rum) aus dem Bezirk rein orogenetischer Peridotitentwicklung heraus.

Hier handelt es sich bereits um die tertiäre, vorwiegend basaltische Thuleprovinz des archaitischen Schildes, Nordirland, Hebriden, Faröer, Island, Jan Mayen und Grönland umschließend. Mehrfacher Umschlag basisch-sauer, Alkali-Einschlag, zeichnen dieses riesenhaft ausgebreitete Vulkanareal aus. — Von Kaersut auf Grönland haben K. DRESCHER und H. KRUEGER [645] einen Peridotitgang beschrieben, Kreidesandstein durchbrechend, von alkalireichen Aplitapophysen begleitet.

Nachtrag: Die reiche englische Literatur über den britischen Anteil dieser Plateaubasaltprovinz ist in dem Werke BURRI-NIGGLI [407] ausführlich dargestellt und benützt, wobei die genetischen Fragen dieser Eruptivabfolge (Differentiation, „contaminated rocks" oder beides) diskutiert werden.

Die Girvan-Ballantrae Serpentine an der W-Küste des mittleren Schottlands sind nach J. G. C. ANDERSON [499] während der Arenigzeit in die kaledonische Geosynklinale eingedrungen, die dort unter ihren Sedimenten auch Radiolarien-Kieselgesteine aufweist.

Die Intrusion der peridotitischen Gesteine des Glen Fyne Eruptivkomplexes in Schottland gehören dem Devon, old red, an (S. R. NOCKOLDS [515 a]).

Die perlschnurartige Aufreihung der großen und vielfach chromreichen Serpentinmassen in der NS-Achse des **Ural** entspricht in ihrem Verlauf der alten paläozoischen Anlage dieses Gebirges.

Gleich wie die großen Massen der Granite, Syenite, Alkaligesteinskomplexe usw. gehören auch die Peridotite nach den Forschungen der russischen Geologen dem permokarbonen orogenen Magmazyklus des Ural an, ihr Alter unter- bis mittelkarbon. Die alpidische Neubelebung des uralischen Orogens kam nur an die Flanken dieses Gebirges heran, mit nach außen gerichteten Überschiebungstendenzen seines Mesozoikums, der Gebirgskern blieb nur wenig hievon berührt. Hier zeigt sich also die alte, durch Sima verheilte meridionale Naht noch ziemlich unzerstückelt erhalten.

Für die Peridotitserpentine des **Kaukasus** hegt A. G. BETEKHTIN [556] die Auffassung, ihre magmatische Intrusion habe Eozän durchbrochen, mit dessen Kalksteinen sie vermittels endomorpher Kontaktfelsbildungen in Berührung stünden.

Gerade die letzteren, Talk- und Listwänitfelse, Ophicalcit-ähnliche Bildungen, kennzeichnen aber in erster Linie dynamometamorphe Phänomene. Anzeichen echter Kontaktmetamorphose an den eozänen Kalksteinen scheinen zu fehlen, so daß auch dort der Verdacht auf rein tektonische Kontakte der Serpentine noch nicht entkräftet erscheint.

Die Einspannung der Serpentine in die intensivst bewegten Schuppenzonen der **Iraniden** Persiens läßt von dort kaum erwarten, daß vom magmatischen Intrusionsakt der Peridotite unanfechtbare Zeugen überliefert worden wären. Sowohl Paläozoikum als Mesozoikum nehmen am Aufbau der Decken- und Schuppengebiete Persiens Anteil. Wir haben schon bei Guleman in Hocharmenien gesehen, im ersten Teil der Arbeit dargestellt, wie exzessive Durchschuppung in diesen Gebirgsabschnitten es vermag, Einzelstockwerke zonengegliederter Peridotitmassen als Schuppenspäne dem Peridotitmassiv zu entreißen.

Die Serpentine von Anarek in Mittelpersien, mit Chromspuren, stehen — eine Schilderung der Aufschlüsse verdankte ich seinerzeit einer brieflichen Mitteilung von Berg-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ingenieur M. MACZEK, Salzburg — mit kristallin gewordenen Sedimentgesteinen in unmittelbarem Verband: kristalline Kalke von paläozoischem Habitus, Phyllite, Chlorit- und Albitphyllite usw. Es besteht aber auch Verknetung mit weniger metamorphen Schichten. Hippuriten-Oberkreide nimmt auch hier die gleiche Stellung ein, transgressiv über Serpentin, wie auf der Balkanhalbinsel.

Gegenüber den Altersproblemen der Serpentine **Indiens** reichen meine Unterlagen nicht recht aus, sie auch nur in vorsichtiger Weise kritisch abzuleuchten.

Für die chromreichen Serpentine von Belutschistan, die den Gebirgsketten des alpidischen mediterranen Orogen angehören, hat C. MAHADEVAN [571] ausgesprochen: Peridotit älter als Oberkreide, also wäre die Alterseinschränkung von jünger her in gleichem Maße wie etwa in Mazedonien wirksam. In Nordafghanistan würde nach H. HAYDEN (cit. KOSSMAT [751]) eine spätmesozoische Ophiolithformation (nur Diabase?) neben einer älteren basischen Intrusivserie bestehen, die aber immerhin auch als nachpaläozoisch betrachtet wird. Die Serpentine der Archaiden Vorderindiens, von Mysore u. a., liegen nach MAHADEVAN, E. KRENKEL [568] u. a. in hochkristallinen Schichten.

In neueren Forschungen begründete Stellungnahme zur Frage des Serpentinalters auf Vorkommen der Sundainseln, Java, Sumatra, Borneo, Celebes usw. stehen mir zur Zeit nicht zur Verfügung, auch nur wenige Angaben in dieser Richtung über die Serpentinvorkommen aus dem übrigen Ostindien. Sämtliche dieser Vorkommen sind in den Bau der jungen Gebirgsbögen eingefügt, die im Sunda-Archipel ihre Scharung finden: der auf Borneo einmündende Zug Japan-Philippinen und die nach Java zustrebenden, den australischen Schild im O umrahmenden Inselgebirgsketten Neuseeland-Neu-Guinea. Serpentine sind in ihnen allen ausgiebig vertreten, Chromreichtum ist mäßig. Eine pipe-artige Peridotit-Breccie in Süd-Borneo ist nach KOOLHOVEN (cit. HESS [741]) Diamant führend. Erst auf den Philippinen und in Neukaledonien bergen die Peridotitmassen bedeutende Chromitanhäufungen.

Über die Lagerung der Chromitserpentine auf den **Philippinen** und Schlüsse auf ihre Altersstellung ist noch wenig bekannt geworden; die metamorphen Gesteinsserien als Verbandsgesteine des Serpentins sind nach F. X. SCHAFFER [787] noch posteozän gefaltet worden.

Neukaledonien ist eingehend studiert. Die französischen Geologen J. DEPRAT, M. GLAESSER [578], M. PIROUTET [584, 585] u. a. haben sich dieser Forschungsarbeit, mit dem Serpentinproblem in seiner Mitte, angenommen, zuletzt hat O. WILCKENS [589, 590] eine übersichtliche Zusammenfassung in deutscher Sprache gegeben. Ni- und Cr-Reichtum der Serpentine waren für das gesteigerte geologische Interesse maßgeblich.

Nachweis bedeutender Überschiebungstektonik auf Neukaledonien läßt auch hier die Frage nach dem Alter der Peridotitintrusion in anderem Licht erscheinen als es die ersten geologischen Aufnahmen sahen. Allerdings hat schon GLAESSER auf große Störungen und Überschiebungen aufmerksam gemacht. Das Phänomen von Kontaktmetamorphose beschränkt sich auf die als solche ausgelegte angebliche Frittung von Eozänkalken an Serpentinkontakten. Weniger hervorgehoben wird die Tatsache, daß der Serpentin auch mit altpaläozoischen Schichten, z. T. auch mit Glaukophan führenden, mäßig kristallinen Schiefern in enger Berührung steht. Fossil führende Oberkreide über Serpentin wurde jüngst von Alb. HEIM und A. JEANNET [579] beschrieben.

Cristobal und Guadalcanal der Salomonen-Gruppe sind Peridotitinseln.

Von **Japan** sind Serpentine bekannt, nur wenige Chromerzlagerstätten. F. X. SCHAFFER [787] erwähnt das Vorkommen permokarbonischer

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Diabas-Hornstein-Schichten sowie, daß jungpaläozoische Faltung einer mesozoischen vorausging.

Auch in **Neuseeland** (O. WILCKENS [589, 590]) ist noch paläozoische Faltung nachweisbar; die Serpentine stehen benachbart zu Marmoren und Hornblendeschiefern, auch gesichertes Paläozoikum ist vertreten, jüngerer Basalt entfaltet sich reichlich; kleinere Chromerzlagerstätten werden von Neuseeland als auch von Tasmanien genannt, dessen Serpentine mit Quarzit im Liegend und Granatzoisitamphibolit im Hangend für präkambrisch gehalten werden (KOECHLIN, Tsch. Min. Petr. Mitt. 1914).

Die ultrabasischen Gesteine sind nicht allein auf die jungen Kettenberge der australischen Inselumrahmung beschränkt, sondern treten auch auf dem **australischen Kontinent** selbst in Erscheinung, sowohl in den paläozoisch gefalteten Gebirgen des O (Neusüdwales), die jung belebt, im gleichen Streichen verlaufen, wie die Gebirgsketten der Inseln, aber auch in den zu größtem Teil archaisch gebauten Anteil des W, welcher die Hauptmasse des australischen Schildes zusammensetzt.

Für den Serpentingürtel in Neusüdwales, Australien, hat W. N. BENSON [574, 575] hercynisches Alter der Serpentine dargetan und den Verband von Spilitlavagestein mit devonen Radiolarit-Kieselschiefern hervorgehoben; im übrigen ist das Devon mit Quarziten, Sandsteinen und Riffkalken entwickelt. — Im W Australiens durchzieht ein Serpentinzug das Goldfeld von Kalgoorlie (THOMSON [587]).

Die alte Landmasse von **Afrika**, nur an der NW-Ecke, im marokkanisch-algerischen Atlas, von den Faltenwellen des mediterranen Orogens gestreift, birgt gleichwohl auch außerhalb des jungen Faltengürtels gewaltige Bestände an ultrabasischen Gesteinen und mit ihnen Chromerzvorkommen, die zu den reichsten der Welt gehören. Der Anorogentypus der Peridotitentwicklungen ist hier zum Teil scheinbar in klassischer Weise verkörpert, erstreckt sich auch auf die Chromitvorkommen mit ihren Flöztypen, doch wurde im Abschnitt V gezeigt, wie Orogen- und Anorogentypus der ultrabasischen Gesteinsentfaltung durchaus keine Scheidewand in der magmatischen Entstehungsgeschichte — und auch nicht in der Altersfrage der Intrusionen — bedeuten müssen, sondern beide Typen die Tendenz zur Entwicklung von magmatischem Lagenbau zum Grundgesetz haben. Immer mehr öffnet sich heute an Kenntnis über paläozoische und ältere Gebirgsstrukturen, welche die afrikanische Scholle durchziehen (E. KRENKEL [865]). Sind auch die Peridotitareale mit diesen in einen Rahmen zu bringen? Die Peridotitvorkommen von Ägypten, Abessinien, Great Dyke und Bushveld in Rhodesien, Transvaal sind in eine meridional verlaufende Reihe schlichtbar, der jungen Grabenbruchzone Ostafrikas eng benachbart. Liegt hier nicht schon eine alte, bis in die jüngste Zeit nie völlig vernarbende Erdwunde vor, in ihrer ersten Anlage Peridotitintrusionen den Aufstieg ermöglichend? Schon an früherer Stelle dieser Arbeit (Abschnitt V) wurde angedeutet, wie das zum Mittelmeer gerichtete Ausstreichen dieses Peridotit-Astes, noch schärfer betont für die Grabenbruchzone des Roten Meeres, zur paläo-dinarischen Peridotitnarbe der Vardarzone hinzuweisen scheint. Diese Serpentinmassen Afrikas sind mit alten kristallinen Gesteinen verknüpft. Der basische Bushveldkomplex ist prädevon in algonkische Gesteinsserien eingedrungen und vollzieht an ihnen Kontaktmetamorphose (A. L. HALL [597—599], F. SCHNEIDERHÖHN [616], DU TOIT [622] usw.). — Der Peridotitserpentin von Togo an der W-Küste Afrikas mit

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

beträchtlichen Chromerzanhäufungen, steckt in gefaltetem Kristallin, das nach L. KOBER [861] einem wahrscheinlich paläozoischen Gebirgsstamm angehört, der vom Atlasgebirge quer durch die Sahara nach Süden reicht.

Die Altersprobleme der Serpentinvorkommen beider **Amerika** bieten sich mit unterschiedlicher Sicherheit in ihrer Beurteilung dar. Für den Appalachengürtel, von Neufundland, Quebec, bis zum Unterlauf des Mississipi reichend, ist das Alter der in ihnen in langen Linsenreihen auftretenden Serpentine unbestritten. Nach B. T. DENIS [640] intrudierten die Serpentine, häufig Chromerz führend, als auch die etwas jüngeren Diabase in ordovicische Schichten zur Zeit vermutlich des Unterdevons, sie verkörpern einen — hier nicht gerade frühen — basischen Magmatismus der paläozoischen Geosynklinale und erleiden mit dieser zusammen den spätpaläozoischen Zusammenstau. — Wie das Alter des Stillwater complex in Montana aufgefaßt wird, dessen Peridotite nach H. H. HESS [741] einer basaltischen Differentiation entsprangen, stehen mir Angaben nicht zur Verfügung. Nach G. P. MERILL [672] sind Asbest führende Serpentine, mit Diabaslagen verknüpft, im Grand Canon von Arizona entblößt. Die Serpentine im südlichen Arkansas und von Texas stellt zwar H. STILLE [685] in die tiefere Oberkreide; Diamant führende Peridotitschlote sind unter diesen bekannt geworden wie auch solche in Britisch Kolumbien. Aber hier, wie in den Rocky Mountains, in Kalifornien und Alaska, wo ebenfalls kleinere Chromerz führende Serpentinzonen bestehen — in Kalifornien ist auch die Radiolaritformation festgestellt — sind paläozoische tektonische Bauelemente aufs engste mit jenen der jungen Kordillieren verflochten. Das gilt auch noch im S für den Antillenbogen, der auf den Inseln Kuba, Haiti usw. bedeutende Serpentinmassen in Erscheinung stellt. Der Peridotit im Vulkankrater der Antilleninsel Reunion (A. LACROIX, cit. in G. G. S. SANDBERGs „Ist der Gegensatz von Tiefengestein gegenüber Ergußgestein berechtigt?" Leiden 1943) ist vielleicht nicht primärvulkanischer Natur, sondern dem alten Gebirgsgerüst entnommen. Die Serpentinmassive von Kuba haben nach ST. TABER [686] ein Hüllgebirge von metamorphen Schiefern und Kalken, Paläozoikum und Älteres einschließend.

Die Chromerzvorkommen von Kuba schildert H. H. HESS — wie ich es seiner brieflichen Mitteilung aus 1946 danke — als geschlossene, ungefügig-eckig gestaltete Derberzmassen, mit nicht mehr als 40% Cr_2O_3 im Durchschnitt erreichend. Die Erzmassen sind durchschwärmt von Gabbropegmatitgängen, frei von letzteren erweist sich das pyroxenperidotitische Nebengestein, so daß sich darin die Chromitlagerstätten wie Fremdkörper ausnehmen. — Nach der Mitteilung von C. BURCHARD [635] haben Chromitlagerstätten in Kuba auch Olivingabbro als Muttergestein.

R. WEYL [689 a] findet variszische Bauelemente im Antillenbogen belegt.

In der andinen Zone Südamerikas spielen Serpentin und Chromerz keine Rolle. Ein initialer Magmatismus der Anden weist nach H. STILLE [685] nur Diabase und Melaphyre auf und ist jünger als Trias. Von den wenigen bekannt gewordenen Serpentingebieten der kontinentalen Schildmasse Südamerikas, wohl ausschließlich paläozoischen Faltungsstücken zuordenbar, werden ganz vereinzelt Chromerzvorkommen genannt, beispielsweise aus den Staaten Minaes Geraes und Bahia in Brasilien, ferner solche in präkambrischen Serpentinen der Sierra di Cordoba, Argentinien (GARCIA-CASTELLANOS T. [647 a]). Der jüngere basische Vulkanismus Brasiliens ist nach H. STILLE triadischen Alters und hat plateaubasaltischen Typ.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der voranstehende Streifzug durch die Serpentinprobleme der Erde in Richtung auf die Altersfrage der peridotitischen Intrusionen versucht bereits die Scheidung aufzuzeigen zwischen Vorkommen von Peridotitserpentin, für welche die Auffassung des Intrusionsalters als ziemlich gesichert gelten darf — es betrifft fast durchwegs vormesozoische Peridotitserpentine, paläozoische und ältere — und jene Peridotitvorkommen, für welche die Argumentation des Intrusionsalters oft mehr auf tektonisch-stratigraphische Vorstellungen aufgebaut ist denn auf Beobachtungen, wie sie sonst für das Schlüssigwerden über den Zeitpunkt plutonischer Durchbrüche gefordert werden müssen.

Die Einreihung so vieler Peridotitserpentinvorkommen, ja schier nach Zahl und Umfang des überwiegenden Anteiles an solchen, in den erdumspannenden Gebirgsgürtel der Kreide-Tertiärzeit ist selbstverständlich eine gültige und stets auffällige Tatsache. Wird aber das Auftreten der Ultrabasite in den jüngeren Faltengürteln der Erde, wo sie immer nur abschnittsweise in ihnen stecken, breite peridotitfreie Lücken belassen, im einzelnen geprüft, so dürfte sich wohl immer zeigen, daß die ultrabasischen Gesteine dort, ja nur dort ihr Auftreten haben, wo unzweifelhafte Elemente des älteren paläozoischen oder auch vorpaläozoischen Gebirgsbaues in die junge Orogenese einverleibt sind. Näher besehen, stehen dann die Serpentine nur mit Schichtgliedern dieses älteren Gebirgsbaues in Lagerungsverhältnissen, die einigermaßen als ursprünglich anerkannt werden können, alle übrigen Berührungen des Serpentins mit mesozoischen und jüngeren Gesteinsserien, soweit dieselben nicht transgressiv über Serpentin greifen, sind ausgesprochen tektonische Kontakte. Das konnte für die Lagerungsbedingnisse der Serpentine von Balkanhalbinsel und Anatolien immer und immer wieder erwiesen werden. Auch für die Alpen ist dies unzweifelhaft der Fall, nicht minder für den Ural und wahrscheinlich auch für die Pyrenäen. Werden die Arbeiten nachgesehen, welche an das Serpentinproblem der übrigen weiten Teile des kretazisch-tertiären Gebirgssystems enger herankommen, scheint mir überall, soweit ich zur Zeit Einsicht fassen kann, ein Ähnliches durchzublicken: Serpentin nur dort, wo auch Paläozoikum oder älteres in den jungen Gebirgsleib eingeknetet ist, es sei denn, daß die junge Orogenese in selektiver Art Serpentin, zur Fernverfrachtung besonders geeignet, unter Anzeichen bedeutender Störungen und Mylonitbildungen weitab in Serien rein mesozoischer und jüngerer Zusammensetzung eingeschleppt hat, wie etwa im Apennin. Unter dem Schleier der tektonischen Phänomene, welche neben echtem stratigraphischem Fundament den weitgespannten regionalen Vorstellungen vom jungen Gebirgsbau ihr hauptsächliches Gewicht leihen, blieb das Problem des Serpentins als Intrusivkörper in den meisten Fällen verdeckt.

Ist es schon in nicht zu seltenen Malen geschehen, daß Paläozoikum der jungen Faltengebirge übersehen, lange Zeit als metamorphes Mesozoikum oder gar noch Jüngeres ausgelegt wurde, so sind die Schwierigkeiten auch nicht gering, dort wo Paläozoikum vorliegt immer zugleich auch die Hinterlassenschaft etwa vorhandener paläozoischer Gebirgsbewegungen unter den sich oft durchkreuzenden Fährten der jüngeren Orogenesen herauszufinden. Nicht einmal von dem gut studierten Gebirge der Alpen hebt sich im Stande der gegenwärtigen Erkenntnis schon überall ein klares

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

unangefochtenes Bild vom Anteil paläozoischer Gebirgsbildung ab, tektonische Linien als auch Metamorphosen stehen vielfach noch im Widerstreit der Meinungen ob ihres Entstehungsalters. Sofern nicht klastische Horizonte zu Hilfe kommen, ist es oft deshalb schwierig, den Flächenspuren alter Tektonik im paläozoischen Bestand des jungen Gebirges nachzugehen, da sich dieselben vielfach von den jüngeren orogenetischen Kräften frisch belebt erweisen. Neopaläiden nennt L. KOBER [861] solche Gebirge, die zwar keine Marksteine mesozoischer Bedeckung tragen müssen, doch zweifellos eine Regeneration der Gebirgsbewegung zu mesozoischer Zeit erfahren haben. Der neopaläidische Anteil innerhalb der kretazisch-tertiären Kettengebirge der Erde, der Vergitterungsraum älterer, paläozoischer und jüngerer Tektonik der alpidischen Ketten ist wahrscheinlich ein viel ausgedehnterer als er in den heutigen Gebirgsbausynthesen der Einzelabschnitte noch jeweils zum Ausdruck kommt.

Die Serpentine der Alpen, soweit Intrusionsmomente und nicht ausschließlich tektonische Abschleppung in Frage kommen, lassen, wie bereits vorhin gesagt, in erster Linie Zusammenhänge mit paläozoischen Bauelementen, mit paläozoischer Metamorphose und Tektonik erkennen. Desgleichen die Serpentine der Balkanhalbinsel und wohl auch die Anatoliens. Gelingt es einmal, die Interferenzgebiete paläozoischer und junger Gebirgsbildung aus dem Wirkungsfelde der kretazisch-tertiären Orogengürtel schärfer herauszuscheiden, so wird sich vermutlich zeigen, daß die Serpentinvorkommen im allgemeinen auf diese Interferenzgebiete beschränkt bleiben, stets den paläozoischen Kernelementen des jüngeren Gebirgsbaues anhaften. (Unter gesondertem Gesichtspunkt sind natürlich immer jene Gebiete zu betrachten, die Serpentin als reine Einschleppungen, Aufschürfungen älteren Untergrundes erweisen.) Erst dann wird es möglich sein, dem Entwurf einer Serpentinweltkarte einen tieferen Sinn zu geben. F. KOSSMAT [751] hat ein solches Kartenbild bereits vorgeschwebt, in welchem sich die Narben früher Geschichte der Erdkrustenbildung spiegeln müßten. Den Versuch eines solchen noch im Vorstadium befindlichen Entwurfes habe ich in Tafel X gewagt.

Die eigenen Erfahrungen und Schlüsse, an den Serpentinvorkommen der Balkanhalbinsel gewonnen, möchten diese Ultrabasite als Glieder der paläozoischen Geosynklinale betrachten, als Bestandteile der „paläodinarischen Zone", wie H. STILLE [221] den paläozoischen Stamm der Dinariden bezeichnet. Schlecht stimmt dazu, wenn sie dort auch den „initialen" Magmatismus verkörpern sollen, sofern ein solcher bestanden haben muß oder nicht schon in den älteren Diabasen und Grünschiefern sich erschöpft hat. Denn die Schlüsse auf die Intrusionszeit der Serpentine haben auf Abschluß des Paläozoikums, auf Permokarbon, hingezielt.

Der Umfang des erkennbaren Anteiles paläozoischer Orogenese im Raume der jungen Kettengebirge ist nach den Forschungen der letzten Jahrzehnte eher im Wachsen begriffen. Im Mediterrangebiet haben F. KOSSMAT, nach ihm SEIDLITZ u. a. die älteren Baustrukturen beachtet, STILLE sich diesen nicht verschlossen. Wiederholt wurde allerdings von diesen Forschern, L. KOBER unter ihnen, hervorgehoben, wie mit dem Jüngerwerden der Orogenese, von den Kaledoniden an der Wende Silur-Devon, den Hercyniden im Permokarbon bis zu den Alpiden der

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Kreide-Tertiärzeit jeweils die jüngeren Gebirgsbewegungen nach S Raum gewännen über die älteren hinaus. Doch scheinen weite Abschnitte der jungen Gebirgsketten den Paroxysmus ihrer Bewegungen noch innerhalb des variszischen Orogens oder knapp am Rande desselben erlebt zu haben. So bezeichnet L. KOBER [861] das Himalayagebirge genau an der Stelle erwachsen, wie vor ihm die paläozoischen Falten. Die Pyrenäen haben gemengten, alpidischen und älteren Baustil. Die Kordilleren Nordamerikas sind mit paläozoischen Bauelementen vermischt. Alle diese Tatsachen darf auch die Lösung des Serpentinproblems dieser Gebiete nicht unbeachtet lassen.

Die weltweiten Vergleiche in der Altersfrage der Peridotitintrusionen kommen also trotz aller Einschränkungen, durch den ungenügenden Stand der Einzelerkenntnisse begründet, nahe an die Feststellung heran: die Entfaltung peridotitischer Gesteinszyklen als Intrusionen aus dem Erdinnern, weltweite Geschehen umspannend, hat mit dem Ende des Paläozoikums in der Hauptsache ihren Abschluß gefunden. Späterer basischer Vulkanismus beschränkt sich auf Diabase oder Peridotite erscheinen noch als untergeordnetes Anhängsel jüngerer Basalteffusionen.

Es könnte den Anschein haben, als würde eine solche Feststellung dem Aktualitätsprinzip in der Geologie widersprechen. Dem ist sicher nicht so. Der enge Rahmen in der Auffassung des Aktualitätsprinzipes, welcher die Frühzeit der Geologie einfaßt, ist längst gesprengt (siehe u. a. die Arbeiten von G. G. S. SANDBERG 1943). Eine viel dehnbarere Bedeutung wohnt heute diesem Prinzip inne, etwa in dem Sinne: das Inventarium der geologischen Kräfte ist zu aller Zeit dasselbe, doch Intensität und Wirkmöglichkeiten schwanken, können sich extrem steigern oder völlig ersterben, beide stehen eben auch unter Entwicklungsgesetzen. Daß auch diese nicht immer fließend sind und im Gange der kosmischen Entwicklung schon gar nicht sein können, das lehren nicht zuletzt gerade die in jüngster Zeit erzielten Fortschritte in der Mikrophysik: an einer gewissen Kleinheit der Materie angelangt, offenbaren sich zu jeder Zeit an Katastrophismen mahnende Unstetigkeiten in Naturvorgängen — verschiedene Energiestufen der Atome — Quantensprünge.

Die unmittelbaren Ursachen, welche zum Zusammentreffen eines Ausschnittes der Diabasförderung mit der Ausbildung der Kieselschiefer-Hornstein-Radiolarit-Formation führen, stehen schon etwas außerhalb der Fragen, welche dem eigentlichen Peridotitproblem anhangen.

Es sei hiezu auch auf H. H. HESS ([739] S. 248) bezogen, welcher die in Europa schon fast als Regel angewendete Verquickung des Serpentinproblems mit den Fragen Diabas-Kieselschiefer-Radiolarit-Fazies, alles zu einem Ophiolithproblem verquickend, für unpassend (unconveniently) empfindet.

Der Frage nach der Magmenabkunft peridotitischer Gesteinskomplexe, ob Selbständigkeit dieser Magmen bestanden habe, also die Entfaltung der Serpentingesteine aus Magmen erster Ordnung geschöpft hat, oder ob die Peridotite und die ihnen verwandten Gesteine stets nur der Differentiation aus großen basaltischen oder intermediären Magmenreservoiren ihre Existenz verdanken, hat sich, nicht zu geringstem aus feldgeologischen Befunden heraus, eine einheitliche Beantwortung bisher verschlossen: völlige Abkehr regional ausgedehnter Peridotitvorkommen von synchronen basaltischen Effusionen einerseits, was beispielsweise für die Balkanperidotite, aber auch für eine Reihe Peridotitvorkommen ohne betonte Beziehung zu Gebirgsgürteln zutrifft, anderseits basaltische Randfazies von Peridotitkomplexen, wofür N. L. BOWEN von der Insel

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Skye in Schottland ein Beispiel anführt, nebst anderem Beobachtungsmaterial, läßt Deutungen nach beiden Richtungen offen und scheint für jeden Einzelfall seine Entscheidung zu fordern. Immerhin gewinnen die Anschauungen, welche die Existenz eines primären Peridotitmagmas bejahen, auch von mineralogisch-petrographischer Seite her Boden, unter anderem von dem serpentinerfahrenen H. H. HESS der Princeton University vertreten.

In den bezüglichen Abschnitten wurde gezeigt, wie der Orogentypus der Peridotitgesteinsentwicklung, mehr die Selbständigkeit peridotitischer Magmenförderung verkörpernd, in seinen inneren Baugesetzlichkeiten sich grundsätzlich nicht unterscheidet von dem sogenannten Anorogentypus des gleichen Magmas, der fallweise Züge der basaltischen Differentiationsvorgänge an sich trägt, eine strenge genetische Scheidung der beiden Typen wird also nicht offenbar. Schwache Hinneigung beider Typen und ihrer Effusiva zum Hervorbringen alkalireicher Restschmelzen, mitunter in weiterem Sinne auch Beziehung zu Alkaligesteinskomplexen, kann im Einzelfall bestehen. Das Auftreten pipeartiger Nachintrusionen von Peridotit, Diamant und Platin führend, meist in basische Gesteinskomplexe hinein, zeichnet zwar im besonderen die Anorogenvorkommen des Peridotits aus (Südafrika), ist aber auch auf orogenen Peridotitgebieten (Arkansas, Borneo) nicht ausgeschlossen.

Ob syntektonische Intrusion der Peridotite vorliegt oder jeweils ihre Intrusion in Zeiten orogenetischer Ruhe stattfand, rührt wenig an die Grundfragen der magmatogenen Bedingnisse. Ein und derselbe Gebirgsgürtel kann in der, einer gleichen Epoche zugehörigen Reihe seiner Peridotit-Serpentinvorkommen solche aufweisen, die unter allen Anzeichen von pressendem Außendruck ihre Platznahme vollzogen — die Chromerz führenden Serpentinmassen des Grubengebietes Saranowskaya im mittleren Ural sind hiefür ein Beleg — und wieder andere — das benachbarte Krasnouralsk im Mittelural — die ungestört von einseitigem Gebirgsdruck richtungslos erstarren konnten.

Das Auseinanderhalten syntektonischer Scheinintrusionen, also der Phänomene rein tektonischen Eindringens der Serpentine in Sedimenthüllen, von den Vorgängen echter intrusiver Platznahme peridotitischer Magmen wird immer eine wichtige und viel Erfahrung fordernde, auch nur bis zu gewissen Grenzen leistbare Aufgabe des Serpentingeologen bilden. Bewegte Kontakte werden ja in den Serpentinbereichen der Orogengürtel immer vorliegen, in der Bewertung dieser Bewegungen für Analyse und Deutung von Gebirgsbau und etwaiger Intrusionen nahe an das naturwahre Maß heranzukommen, ist die wesentliche Aufgabe.

Unter den Erscheinungen, welche meines Erachtens aus der Beweisführung zugunsten junger syntektonischer Peridotitintrusion auf den Inselbögen (Antillen, Sundainseln) herauszuhalten sind, ist das Zusammengehen von Schwereanomalien mit Peridotitvorkommen und Inselbogenstruktur. H. H. HESS [740] hebt einen solchen Zusammenhang hervor. Aber sind denn die Schwereanomalien nichts anderes als der letzt überlieferte Ausdruck großer, sehr jugendlicher Schollenbewegungen, in denen die Peridotitmassen längst nur mehr passiv mitspielten?

Die Rolle der basischen und ultrabasischen Gesteine als Keimträger späterer Orogenesen in der Tiefe der Geosynklinalen hat eine erst noch in vielem zu klärende Bedeutung. Die Wirksamkeit dieser Gesteine als „initiale Magmatite" in diesem Sinne erfährt von H. STILLE, welcher diesen Ausdruck prägte, allerdings schon scharfe Formulierung, wobei auch nichtbasische Gesteine in dieser Begriffsfassung eingeschlossen sein können. Auch P. NIGGLI schließt sich an: „die initialen Magmen der

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Bewegungsepochen sind durch basische oder schwach atlantische (alkalireiche) Magmentypen gekennzeichnet". R. STAUB hat eine ähnliche Auffassung seinen Alpensynthesen unterlegt. Nach den Vorstellungen von VENING-MEINEHS und H. H. HESS würde durch Niederbeugen der Sial-Schicht in den Geosynklinalen, Beiseiteschieben des darunter vermuteten Basaltsubstratums, Anschluß an das Peridotit-Sima gefunden werden.

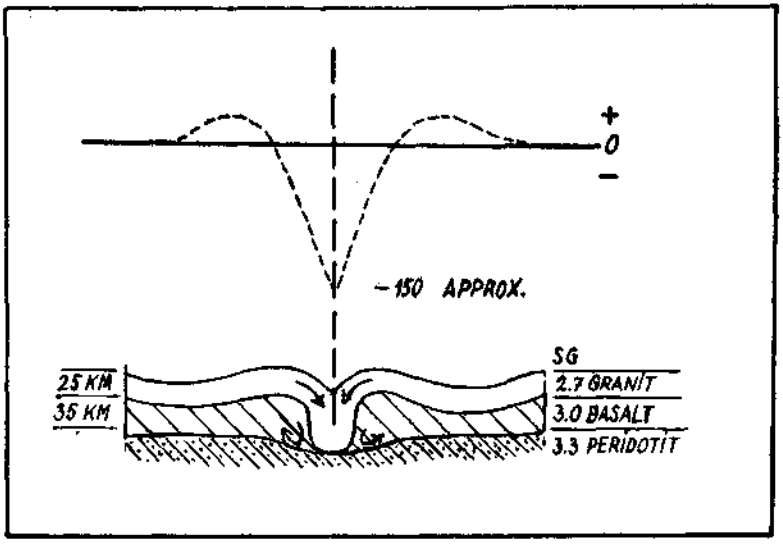


Abb. 148. Vorstellung nach H. H. HESS [741, Fig. 1].
Kurve der Schwerkraftanomalien, erklärt durch das Niederbeugen der leichten oberen Erdkruste.

Damit ist an die Vorstellungen über den Bau des Erdinnern angeknüpft, wo dem Peridotitproblem eine bedeutende Rolle zugewiesen erscheint. Bekanntlich haben Geochemie und Geophysik im Verein mit der Meteoritenkunde in den letzten Jahrzehnten die Vorstellungen über die Zusammensetzung und den Aufbau des Erdinnern auf neue Grundlagen gestellt. Übereinstimmende Feststellung von tiefliegenden Unstetigkeitsflächen in gewissen Abständen erdeinwärts von der Oberfläche, aus dem Verhalten der Fortpflanzung seismischer Wellen abgeleitet, haben eine sprunghafte Änderung im Dichteaufbau des Erdinnern dargetan. Anderseits wurden aus den geophysikalischen Konstanten der Erde, aus den Gesetzen des Feinbaues der Materie, Verteilung, Bindung und Wanderung der Elemente, aus Hüttenkunde, schließlich aus Meteoritenkunde und Vergleichen aus der allgemeinen Kosmogonie bestimmte Schlüsse für den Aufbau des Erdinnern gezogen.

Nach den Darlegungen von GOLDSCHMIDT, GUTENBERG, TAMS, WASHINGTON u. a. habe — bereits verfeinerte Darstellungsversuche seien hier nicht berücksichtigt — die äußerste Silikatkruste der Erde mit spez. Gew. 2·7—3·3 eine Mächtigkeit von 20 bis 60 *km*, unter den tiefen Meeresböden fast ausdünnend; darunter folge die Sima-Kalotte mit spez. Gew.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

3·5—4, 1800 *km* dick, etwa als Peridotitschale verwirklicht oder noch aufgespalten in eine äußere Gabbro- und Peridotit- und eine innere Eklogitschale; nächst tiefer liege die Sulfidoxydsphäre mit spez. Gew. 5—7, einer Mächtigkeit von 1700 *km*; den Erdkern bilde eine Nickel-Eisenkugel mit spez. Gew. 9—11·5 und einem Radius von 2900 *km*.

Zwar sind gegen diese Vorstellungen in jüngster Zeit von KUHN und RITTMANN [754] Einwendungen erhoben worden, sie betreffen aber weniger die Silikatschalen als den innersten Raum des Erdballes, Oxysulfidsphäre und Eisenkern umfassend, welcher nach diesen Forschern von gleichartiger Solarmaterie erfüllt sei, in diesen Raum habe sich sozusagen der Urzustand der Erdmasse zurückgezogen, die dort zu einem Drittel aus H_2, im übrigen aus Mg, Fe nebst etwas SiO_2 bestehe. Der geologischen Seite des Peridotitproblems hat diese abgeänderte Vorstellung wenig an und braucht darum hier nicht mehr zu Rate gezogen werden.

Nachtrag: In geophysikalischer Auswertung (K. JUNG, H. REICH [857 a]) der Großsprengungen in Deutschland 1947/48 wurden für das Profil Alpenrand-Helgoland neue Werte für die Tiefenlage der vermutbaren basischen Kalotten des Erdinnern gewonnen; die Laufzeiten der seismischen Wellen ergaben bei Füssen im Allgäu für die Gabbrozone nur 20 *km* Tiefe, für das Peridotitsubstratum 30 *km* Tiefe.

Wie auch die Schlüsse im einzelnen über den Erdinnenbau aussehen, immer handelt es sich, zumindest was die Abgrenzung und Beschaffenheit der einzelnen Sphären betrifft, den Gegenwartsstand der Erde zu ergründen, der sich als Folge ihrer Altersentwicklung eingestellt hat. Vom schlierigen Zerfall des zu einem Urmagma sich bindenden Glutballes bis zur Ausbildung eines anscheinend wohlgeordneten Sphärenbaues reicht ein langer, auch heute nicht abgeschlossener Entwicklungsgang. Abkühlung, Verdichtung und Schrumpfung unter Begleitung von magmatischen Strömungsvorgängen, damit in Zusammenhang ihre Auswirkung in mechanische Gesetztheiten, Veränderung der Umdrehungszahl mit Zunahme des spezifischen Gewichtes und damit Rückwirkung auf das Mitspiel im kosmogonischen Kreislauf, sind die primitivst aufzählbaren unter den Bildungsfaktoren der Erdentwicklung.

Die äußerste Silikatschale der Erde repräsentiert, wie ja auch noch in historisch-geologische Vergangenheit und in die Gegenwart fortgesetzt, ein langsames Wachstum, nicht so, daß ihr von Anfang an das volle Schlackenäquivalent des flüssigen, sich entmischenden Glutballes entsprochen hätte. Bei der Vormacht von Mg und Fe in den äußeren Bereichen der Magmenkugel im Zuge der ersten Scheidung, ist es wahrscheinlich und hüttenmännischer Erfahrung nicht entgegen, daß die Urschlacke eine schwere war, daß also die Peridotitschale nackt an der Oberfläche lag. Der Urperidotit brauchte nach dem Gegenwartsverhältnis von Dicke der leichten Silikatkruste zur Dicke der Peridotitschicht nur um ein geringes saurer gewesen sein als der Durchschnitt unserer Gegenwartsperidotite; erst aus Urperidotit als Zwischenstufe der Saigerung sei die extrem saure Schlacke — ähnlich wie Gabbropegmatite in Peridotitmassiven — hochgestiegen und habe sich als Sial-Kruste an die Peridotitschale der Erde angelegt.

Im Zuge der weiteren magmatischen Entwicklung, Beginn der Erstarrungsvorgänge, überhaupt im Laufe des Alterns der Erde, wandern die Grenzen der Gesteinssphären langsam erdeinwärts. Vermutlich ist die Ausbildung einer basischen Zwischenschicht an der Grenze von hochbasischer Peridotitschale und äußerer Silikathülle, etwa anfänglich aus

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Diabas bestehend, der später mehr und mehr von Basalt verdrängt wird, erst im Zustand einer gewissen Reife des Erdzustandes entstanden.

In die Frühzeit des vollmagmatischen Alters der Erde fällt nun, vielfacher wissenschaftlicher Wahrscheinlichkeit nach, ein gewaltiges und gewaltsames Ereignis: die Ablösung des Erdmondes von der Erde. Eine Reihe namhafter Forscher von Seite der Astronomie, Physik und Geophysik sind für diese Erklärungsweise der Mondexistenz eingetreten und haben in sorgfältigen Rechnungsvorgängen der mechanischen Seite dieses Problems nahe zu kommen versucht. Vor unlanger Zeit (1936) hat R. SCHWINNER von geologischer Seite, aber auch ein breites physikalisches Wissensgebiet beherrschend und selbst eingreifend in die mathematische Behandlung dieses Problems, unter kritischer Sicht der bisher geleisteten Erklärungsversuche in dieser Richtung, die Mondablösung, vermutlich im Pazifik-Areal der Erde und letzten Endes in Katastrophenform unter „tumultarischen" Bedingnissen vor sich gegangen, als die wahrscheinlichste These für die Entstehung des Erdmondes bejaht.

Die Besonderheit der mechanischen Beziehungen des Mondes zur Erde gegenüber allen übrigen Satellitensystemen ähnlicher Art hat R. SCHWINNER [887] dem bezüglichen Abschnitt in seiner physikalischen Geologie einleitend vorangestellt. Das Band Erde—Mond ist auch heute noch ein so enges, daß Abstammung des Mondes von der Erde in der natürlichen Entwicklungslinie liege.

Einige der grundlegenden, gegenwärtigen Monddaten seien kurz hier wiedergegeben, um das Problem lebendiger vor Augen zu rücken (auch die Abb. 149, das Größenverhältnis Erde—Mond in Beziehung zum „Pazifik-Loch" zeigend, dient in diesem Sinne): Der Monddurchmesser mit 3470 *km* beträgt zwei Siebentel des Erddurchmessers, der Rauminhalt des Mondes ein Fünfzigstel von jenem der Erde. Die Entfernung des Mondes von

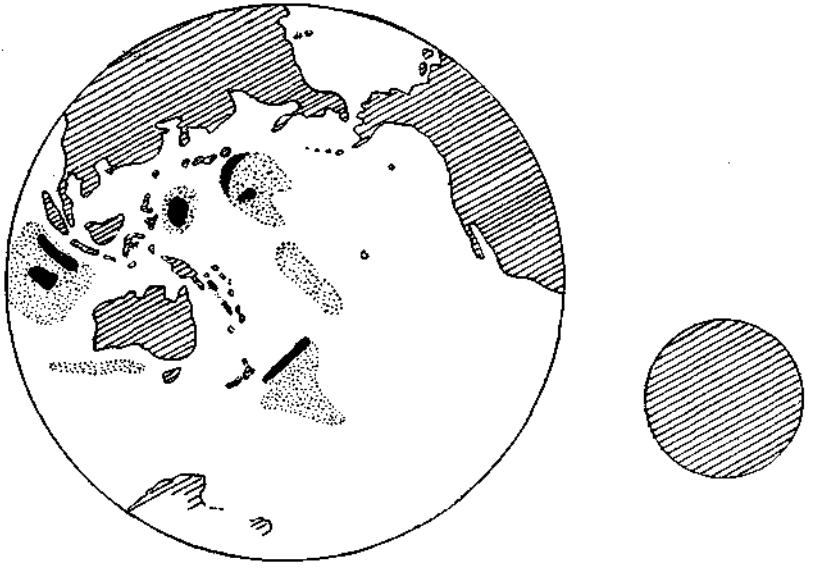


Abb. 149. Größenverhältnis Erde und Mond.

Größte und große Meerestiefen (schwarz und punktiert) im Pazifik und Indik als fragliche „Siallöcher".

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der Erde beträgt 30 Erddurchmesser, ein verschwindendes Entfernungsverhältnis an kosmogonischen Maßstäben. Die mittlere Monddichte ist mit etwas über 3·2 errechnet, also ungefähr das Maß, welches dem Außenteil der Peridotitschale der Erde zugedacht wird. Das Gleichmaß der Rotationszeit des Mondes (um seine der Erdachse nahe parallele Achse in nicht ganz 28 Tagen) mit der Umlaufszeit des Mondes um die Erde, bewirkend, daß letztere immer die gleiche Mondhälfte zu sehen bekommt, wird auf die Frühzeit der Mondentwicklung zurückgeführt; in seinem feuerflüssigen Zustande hat die „Gezeitenreibung" den Ausgleich von Rotations- und Revolutionszeit des Mondes als notwendigen Gleichgewichtszustand herbeigeführt. Heute gibt der erstarrte Mond eine ähnliche abgeschwächte Wirkung in den Gezeiten der irdischen Meere zurück.

R. SCHWINNER hat für den mechanischen Vorgang der Mondablösung, bzw. für dessen Vorbereitung bereits bestimmte Vorstellungen gepflogen und hiefür auch mathematische Begründungen beigetragen; die Möglichkeit sei gegeben gewesen, daß sich die Ablösung aus einem extremen Rotationsellipsoid über zeitweilig birnenförmige Gestalt der Erde bis zur endgültigen Trennung vollzogen habe, wobei die mechanischen Kräfte aus durch Resonanzwirkung verstärkte Schwingungen sich herleiten lassen und Ursache und Wirkung bildeten; der letzte Impuls zur „Katastrophe", das tatsächliche Abheben der Mondmasse von der Erde, sei durch „Gasabblasen" der letzteren als Folgewirkung unterstützt worden.

Nachtrag: Im Vorstellungsgang von L. KOBER [862 a] würde sich die Mondablösung in jenen Zeitraum einfügen, wo die Erde im Entwicklungsalter von sp. Gew. 3·5 stand.

Hier soll das ganze Problem ja nur gestreift werden, insoweit für das Peridotitproblem neue Ausblicke sich eröffnen können. Einer darunter liegt in der Frage: Blickt uns in der Oberfläche des Mondes etwa eine Peridotitlandschaft entgegen? Ist der Mond in Ganzheit als Peridotitkugel anzusprechen oder sind zumindest große Teile der Mondoberfläche Peridotit-Serpentin-Landschaft?

Obwohl E. SUESS [811] bereits 1910 die Meinung äußerte, die Mondmasse entstamme der simischen Schale der Erde, liegt die bisherige Auffassung anders: danach vertritt die Mondmasse jenen Ausschnitt der Sial-Kruste der Erde, der im südlichen Pazifik als Sial-Loch vermutet wird und wo nach geophysikalischen Untersuchungen, Schweredefiziten aber auch nach der Morphologie des Meeresuntergrundes die Sima-Schale unmittelbar unter der Meeresbedeckung erwartet wird. Ein solches Zusammenraffen eines weiten Bereiches der leichten Sial-Haut, die zwar nach Rauminhalt verhältnismäßig dem Mondvolumen entsprechen könnte, ist unter den Vorstellungen einer birnenförmigen Übergangsform der Erde, die Katastrophe der Mondablösung vorbereitend, mechanisch nicht gerade wahrscheinlich. Verständlicher erschiene unter den anzunehmenden mechanischen Bedingungen ein exzemartiges Auftreiben, Aufbeulen der Peridotitschale unter Platzen und Zurückstreifen der dünnen noch flüssigen Sialhaut. Die Ungleichförmigkeit der Peridotitschale in mechanischer Auswirkung arbeite hiebei aktiv auf die Mondabtreibung hin. Nicht Sial sondern Sima kommt — mit reichlich Gaseinschlüssen — im Augenblick der Katastrophe zur Abschleuderung. Das spezifische Gewicht der Mondmasse 3·2 stimmt gut hiezu (Basalt im Durchschnitt doch s unter 3·0); die Mondmasse wäre als einheitlich gebaut anzunehmen, ohne weitere Schalenbildung, die Differentiationskraft habe sich im irdischen Dasein der Mondmasse bereits erschöpft.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der Zeitpunkt der Ablösung des Mondes noch vor Entstehen einer festen Sial-Haut auf der Erde, vor Bildung von Uratmosphäre und Urmeer, bringt auch dem Mond keine Mitgift an Atmosphäre. Zu jener Zeit konnte sich die atomare Struktur der Materie noch freier entfalten, nirgends waren schon Bedingungen erreicht, welche sie in die Richtkraft kristallisierenden Stoffes bändigte, noch weiter ab stand die Schöpfung des Lebens.

Die Sima-Wunde der Erde bliebe wie unter den bisherigen Vorstellungen bestehen, die Meerestiefen des Pazifik bergen allerdings noch manche Rätsel.

In allerjüngster Zeit hat H. H. HESS [851] als Ergebnisse systematischer Echolotungen in der N-Hälfte des Pazifik über in Reihen dichtgestellte, abgeplattete submarine Kegelberge, Guyots genannt, berichtet. Die Hauptreihe hat äquatoriales Streichen. In der Abplattung werden vom Autor alte präkambrische Oberflächenformen vermutet.

H. QUIRING [767 a] setzt die Mondabspaltung allerdings in ein späteres, reiferes Stadium der Erdentwicklung und betrachtet die „Laurentische Revolution" an der Wende Archaikum-Algonkium als Folge. — Siehe aber auch K. ANDREE in Geol. Rdsch. 39. 1. 1951.

Hilft die Mondmorphologie auf einen Weg begründeterer Erkenntnis der Gesteinsbeschaffenheit des Mondes? Vorläufig wenig, trotz mancher Deutungsversuche. Kraterreihen, Bergzüge, Rillenformen, Ebenen, helle und dunkle, vermögen kaum etwas Bestimmteres über die Art des vulkanischen Gesteins der uns zugekehrten Mondoberfläche auszusagen. Nach dem wir auf der Erde Peridotit nur als Tiefengestein kennen, ist überhaupt ein zugkräftiger Schluß auf Oberflächenformen eines Urperidotits am Monde gar nicht möglich. Daß es sich bei den Ringgebirgen, den Mondkratern, nicht um Formen handelt, die irdischen Vulkanformen in allem entsprechen, ist längs erkannt und zeigt sich auch in der zwiespältigen Erklärungsweise für die Mondkrater: einerseits werden sie mit Einschlagstrichtern großer Meteore verglichen, anderseits kommt auch das Zerplatzen riesenhafter, aus dem Innern aufgestiegener Gasblasen in Frage; wahrscheinlich sind auch Vulkanberge nach irdischer Art unter ihnen, längst erloschene Vulkankegel mit Tuffausstreuungen, welche die Anteile ebener Oberflächenformen als Tuffschichten schaffen konnten. Die Rillenformen lassen vielleicht auf zähflüssige Lava schließen, etwa nach Art von pillow lava im großen, wobei Zähflüssigkeit dem Peridotit nach irdischem Verhalten keine fremde Eigenschaft wäre.

Doch zu weit ist an dieser Stelle damit schon in das spekulative Gebiet abgerückt. Die einzige sichere petrographische Kunde aus dem Weltenraum bringen die Meteoriten. Ob sich darunter je auch solche aus einstiger verspratzter Mondmaterie befinden? Jedenfalls vermochten geochemische Erkenntnisse an Eisen- und Steinmeteoriten die Vorstellungen über den Erdinnenbau zu bekräftigen und unter den Steinmeteoriten wieder ist dargetan worden, welche bedeutsame Rolle basische Magmenmassen auch im Aufbau der übrigen Weltraumkörper spielen; mit ähnlichem chemischem Aufbau ist auch fast der gleiche Mineralbestand dort daheim, wie er aus irdischen Ultrabasiten bekannt ist: Olivin, sowohl Mg-reicher als auch Fe-reicher; von Pyroxenen sind vornehmlich die rhombischen vertreten: Enstatit, Bronzit, Hypersthen, aber auch die monoklinen mit Diopsid fehlen nicht; unter den viel selteneren Feldspaten sind nur Plagioklase bekannt, weniger häufig mittelsaure als dem Anorthit nahestehende; als Folge geringer O-Konzentration in Meteoriten erscheinen häufig Sulfid

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und Metall, unter letzteren bekanntlich Fe und Ni bevorzugt. Auch Platin und andere Spurenelemente sind in Meteoriten nachgewiesen (G. MERILL [759 a] auch H. HIRSCHI).

R. SCHWINNER hat in Kapitel V seiner lehrreichen „Physikalischen Geologie" auch die Meteoritenfrage unter Anziehen zahlreicher Literatur kritisch untersucht. Die geochemischen Verhältnisse der Meteoriten und daraus erhellende Beziehung zu basischen Magmen finden eingehende Würdigung.

Aus der Tabelle Seite 139 dieses Werkes, welche u. a. zeigt, wie sich die chemische Zusammensetzung gewisser Steinmeteoriten der Zusammensetzung von irdischen Gesteinen der Gabbro- und Peridotitfamilie nähert, seien auszugsweise die Daten der chemisch nächst verwandten Fälle von irdischem Basit und kosmischen Meteorit wiedergegeben.

Chemische Hauptkomponenten und Cr-Gehalte.

Aus Zusammenstellungen nach R. SCHWINNER	Fe (Ni-haltig)	SiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO
Chondrit von Baroti (Eisenreicher Steinmeteorit in Kügelchenstruktur; Hypersthen, Olivin, Fe)	12·02	39·64	2·40	0·18	13·99	24·71
Eukrit von Juvinas (Steinmeteorit: Hypersthen und Anorthit in ophitischer Struktur, basaltähnlich)	Sp.	47·99	13·50	Sp.	18·63	7·20
Gabbronorit, New York	Sp.	47·16	14·45	Sp.	13·81	5·24
Wehrlit, Montana	Sp.	48·95	5·69	0·05	12·11	23·49

Chromgehalt wird an Meteoriten aller Art nachgewiesen. Das SCHWINNERsche Werk gibt auch hierüber Auskunft:

Tabelle Seite 132 zeigt eine Gegenüberstellung des mittleren Chromgehaltes der Erdkruste mit 0·033 zu den Chromgehalten von Troilit (FeS-Ausscheidung in Stein- und Eisenmeteoriten) mit 2·03%, und zum Durchschnittsgehalt von Cr in Eisenmeteoriten, der mit 0·05% auffallender Weise viel geringer ist als im Troilit.

Nachtrag: B. J. SHAND [796 a] führt an, daß Steinmeteoriten bis 0·8—1·0% Chromit enthalten, Eisenmeteoriten weniger; hingegen ist Platin — auch Diamant — ausschließlich in Eisenmeteoriten gefunden worden.

Ausschließlich auf Meteorite beschränkt, in keinem natürlichen irdischen Vorkommen bisher nachgewiesen, ist das Auftreten des Eisenchromsulfids Daubréelith $FeS.Cr_2S_3$.

Aber nicht nur die Eisenmeteorite, Steinmeteorite und Troilitmassen weisen ihren ständigen, wenn auch niedrigen Cr-Gehalt auf, ein solcher ist auch den nach Herkunft und Genese noch nicht abschließend geklärten, nur wahrscheinlich meteorischen Gesteinsgläsern, den Tektiten eigen: kieselreich, mit 70—80% SiO_2, entsprechend niedrigen Gehalten an FeO und MgO, kann in ihnen, Angaben von R. SCHWINNER zufolge, beispielsweise im „Darwin glass" der Chromgehalt, zusammen mit Ni, auffallend hoch ansteigen. — Siehe auch E. PREUSS [882 a].

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die neueren Erkenntnisse in der Meteoritenkunde waren also geeignet, in der Vorstellung einer Peridotitschale unter der Sial-Kruste, welch letztere allein bisher den menschlichen Sinnen zugänglich ist, zu bestärken.

Die Peridotitinsel St. Paul im Atlantik hat allerdings nichts mit etwa einem Hervorlugen des Sima-Untergrundes zu tun; nach KOSSMAT [751] ist es gepreßter Peridotit, also Anteil einer orogenetischen Scholle des Sial.

Die Peridotit(Eklogit-)schale ist als eigentliche geschlossene Außenzone der Erde mit 1700 *km* Dicke geschätzt (gemäß einer Unstetigkeitsfläche der Seismik in Nähe von 2000 *km* Erdtiefe) dem Volumen nach, nicht in der Masse, den übrigen hypothetischen Stoffsphären des Erdinnern überlegen. Der peridotitische Außenring der Erde übernimmt wohl zuerst die mechanische Reaktion im Falle das rotierende Erdellipsoid Tendenzen zu Gleichgewichtsveränderungen ausgesetzt ist, mögen diese aus dem Erdinnern oder aus Störungen des kosmogonischen Kreislaufes stammen. Der Peridotitring vermag auf solche Tendenzen durch Deformationen in Ganzheit zu antworten, wird in sich selbst aber auch noch die Kraft zu Strömungen besitzen. Anders die dünne starre Sial-Kruste, die durch ihren Zerfall in Großschollen frühzeitig die Fähigkeit zur Ausbildung umlaufender Gewölbespannungen nach Art von Ringspannungen eingebüßt hat, nichts gemeinsames mehr an mechanischen Effekten aktiv zu vollziehen imstande ist, sondern nur Impulse dieser Art von unten her empfängt und in ihre schollenweise veränderlichen, mechanischen Gegebenheiten umsetzt.

In verändernden Vorgängen innerhalb der Peridotitkalotte liegen die Keime der Orogenesen. Waren die Urorogenesen noch hauptsächlich von Spaltencharakter beherrscht — gewisse Meridian-, Äquatorial- und auch Diagonalstrukturen der heutigen Festrinde der Erde sind als deren Erbteil zu betrachten (H. CLOOS u. a.) — so sind später, mit der Versteifung der Sial-Kruste und wohl auch der Oberzone des Sima-Bewegungen von Faltungs-, Überschiebungs-, aber auch im Sinne AMPFERERs von Verschluckungscharakter möglich geworden.

Damit sei der kurze spekulative Weitblick zu Fragen des Peridotitproblems im großen, wie er sich in den Forschungsarbeiten der letzten Jahrzehnte um das Erdganze widerspiegelt, in den Zusammenhängen der hier gestellten Aufgabe beschlossen.

Die Chromerzführung der Peridotite bedeutet nur ein winziges, wenn auch besonders geochemisch höchst kennzeichnendes Annex zur Wucht des Peridotitproblems in Gesamtheit. Ursprünglicher Chromgehalt, so viel wie ausschließlich als Chromeisenstein vertreten, ist über Spuren hinaus nur Magmengesteinen hoher Basizität eigen, den höchstbasischen, den Peridotiten und unter diesen den Duniten im besonderen eingeboren und dort von akzessorischer Chromitführung bis zur Anhäufung von Lagerstättenmassen reichend.

Die Stellung des Elementes Chrom, ob lithophil oder chalkophil, wird nicht immer im gleichen Sinne aufgefaßt. Das fast ausschließliche Auftreten von Chrom in Oxydgemeinschaft mit Eisen erfolgt in Gesellschaft der Mg-Fe-Silikate, mit diesen zusammen wird Chromit im Wege der kieselärmsten unter den Magmen in die Lithosphäre eingebracht. V. M. GOLDSCHMIDT reiht darum Chrom in die lithophilen Elemente, wie ja auch

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

nach Schätzungen von WASHINGTON, CLARKE u. a. Mg mit 1—2%, Fe mit 3·5—5% Gesamtanteil am Aufbau der Sial-Kruste nehmen. R. SCHWINNER führt Chrom in der chalkophilen („erzliebenden") Reihe der Elemente an, wohl im Hinblick auf die Tatsache, daß Cr in Eisensulfideinschlüssen der Meteorite stärker angereichert ist als in Steinmeteoriten oder reinen Eisenmeteoriten.

Der gleichen Auffassung entspricht die Annahme eines „Crofesima" durch andere Forscher (cit. G. BERG [697]), dergestalt, daß die Sulfid-Oxyd-Sphäre der Erde in eine nickeleisenreiche tiefere (Nifesima) und eine chromeisenreiche (Crofesima) Schicht zerfalle.

Die Aufsaugung des im Magma befindlichen Chromgehaltes, als Oxyd gekoppelt mit der Oxydulstufe des Eisens, erfolgt so gründlich, daß für andere primäre Chromminerale nichts mehr übrig bleibt; für diesen Vorgang stand also Eisen jeweils mit Überschuß zur Verfügung.

Die Frage der früh- oder spätmagmatischen Ausscheidung des Chromits hat ihre Diskussionsgewalt verloren, als sich erweist, daß beide Möglichkeiten im Magma des gleichen Plutons in Erscheinung treten, ja oft an ein und derselben Chromitlagerstätte verwirklicht sein können. Diese Phänomene haben ja zur Annahme beigetragen, dem Peridotitmagma beträchtliche Viskositätsgrade zuzuschreiben, um deren Pole auch die Ausscheidungsfolgen schwanken.

Gerade diese Umstände wie auch die Stellung der Chromerzanhäufungen und ihrer besonderen Typen innerhalb der Zonenaufgliederung eines peridotitischen Gesteinszyklus versetzen in die Lage, aus Verteilung und Erscheinungsweise der Chromitlagerstätten auch Beiträge zur Entwicklungsgeschichte des basischen Plutons im ganzen herauszulesen; die Chromitansammlungen haben so mitunter die Rolle empfindlicher Registratoren der gesamtmagmatischen Vorgänge übernommen.

Die Bildung hydrothermaler Chromitlagerstätten ist weltweit nirgends erwiesen, eine solche Bildungsfrage darf als abgetan gelten. Auch etwaige autopneumatolytische Vorgänge im erstarrenden Peridotitkörper haben Chromit und Chromitlagerstätten bereits fertig angetroffen.

Eine Gesetzmäßigkeit in der Verteilung von Chromitlagerstätten auf der Erde in dem Sinne, daß die Auswahl erkannt wird, nach welcher im großen gesehen ultrabasische Magmenprovinzen sich durch Chromerzreichtum hervortun, in anderen wieder Chromerzführung fast gänzlich zurücktritt, ist bislang nicht erweisbar, auch wenig wahrscheinlich. Chromerzhöffigkeit ist keinem ultrabasischen Pluton abzusprechen. Für Grad und Abstufung der Chromerzbeladung und damit der Neigung zu geballter Chromitausscheidung hochkommender Peridotitmagmen müssen bereits Primärbedingungen der Tiefe, u. a. Entmischungsvorgänge, nicht in Regeln drängbar, maßgeblich sein.

Ob und welche Bedeutung der Stoffverkehr aus dem Sima oder der Bestand peridotitischer oder anderer basischer Gesteinsmassen in der Sial-Kruste auch für jene regional metamorphosierenden Vorgänge haben könnte, welche P. ESKOLA [490, 694] unter Magnesiametasomatose zusammengefaßt hat, ist noch in Dunkel gehüllt. (Siehe Bemerkung Abschnitt VI, S. 525.) Im allgemeinen weisen die unmittelbaren genetischen Bindungen der Magnesiametasomatose, welche eine Tiefenmetamorphose unter Bildung Mg-reicher Silikate ist, auf saure, vielfach migmatitische Intrusionen hin, in deren Umkreis sie in Erscheinung tritt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Magnesiamobilisierung aus zweiter Hand, stofflich vielleicht doch aus basischen Gesteinsmassen herleitbar, kommt allenfalls für die Entstehung kristalliner Spatmagnesite (und Talk, S. 525), alpin-karpathischer und anderer, in Frage, eine karbonatische (bei Talk silikatische) Magnesiametasomatose unter hydrothermalen Bedingnissen darstellend.

Bezeichnenderweise gelangen in den Alpen und Nordkarpathen zu ungefähr gleicher Zeit auch beträchtliche Eisenlösungen in Bewegung. W. PETRASCHECK [880/2] hat beide dieser Geschehen dem Andesitvulkanismus der Kreidetertiärzeit überantwortet, wobei im weitesten Sinne darunter auch noch Nachwirkungen der „Tauernkristallisation" fallen können. Manche Anzeichen sprechen hiefür, geochemisch ist ja Magnesiawanderung in seinen Quellen nicht ausschließlich auf Basite angewiesen, doch noch immer ist der Entwicklungsgang dieser Magnesit- und Sideritballungen von allen Rätseln nicht befreit.

R. SCHWINNER [888] registriert die Nachbarschaft des Spatmagnesits in der alpinen Grauwackenzone zu den Serpentinvorkommen daselbst; die Magnesitvererzung, dem höchstvorhandenen Karbonat(Dolomit-)niveau der variszischen Serie aufgepfropft, sei zwischen zwei Phasen der variszischen Tektonik erfolgt.

Die Spatmagnesite des Ural, den alpinen gleichend und wie diese von paläozoischen Kalken und Dolomiten beherbergt, haben ihre Lage in mäßigem Abstand zur Kette der ultrabasischen Linsen.

Die kristallinen Magnesite der Mandschurei sind an metamorphe algonkische Dolomite und Kalke gebunden und stehen zu Diabasvulkanismus in Beziehung (A. HIMMELBAUER [853]).

Die Balkanhalbinsel, mit reicher Entfaltung von basischen Gesteinen, auch mit nicht geringem Auftreten jugendlicher saurer Plutone ähnlich den Tauern, ist zugleich in großen Teilen ausgedehnte Magmenprovinz der jungen andesitischen Vulkanite, und doch kommen auffallenderweise keine Bedingungen für das Entstehen kristalliner Spatmagnesite auf; mäßig kristalline Kalkmassen des Jungpaläozoikums, vergleichbar mit Kalken des Magnesitkarbons der Alpen, wären auch hier zur Umwandlung bereit gelegen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Anhang.

Erzvorräte und Entwicklungsaussichten des balkanischen Chromerzbergbaues.

Die Chromitvorkommen bilden die Besonderheit und den einzigen, dem Peridotit magmatisch einverleibt gewesenen und schon im Magmazustand zusammengeballten Erzreichtum der balkanischen Serpentinmassen.

Die Chromerzproduktion und dieser verbunden die bergwirtschaftliche Bedeutung des Chromerzbergbaues auf der Balkanhalbinsel ebenso in Anatolien haben in den letztvergangenen 25 Jahren — gleich wie der gesamte Weltchrombergbau — eine beträchtliche Aufwärtsbewegung erfahren.

Im Jahre 1913 betrug die Weltproduktion an Chromerz rund 170.000 *t*, im Jahre 1938 erreichte sie 1,000.000 *t*, welche Ziffer während der jüngst erlittenen Kriegszeit durch die zunehmende Inanspruchnahme von Chrom in der Kriegsmetallwirtschaft zweifellos noch um beträchtliches überschritten wurde; jedenfalls traf eine bedeutende Übersteigerung der normalen Produktionsentwicklung für den Balkanraum zu.

Der Wert des Chromerzes erfreute sich trotz Steigerung der Weltproduktion bis 1939 einer verhältnismäßigen Stetigkeit und war bis zu diesem Zeitpunkt mit 4 bis 5 £ Weltmarktspreis je Tonne Reicherz von über 46% Cr_2O_3, verladebereit in dem der Grube am nächsten gelegenen Hafen, ungefähr umgrenzt. — Der heutige, anfangs 1947 mehr als das Doppelte betragende Handelswert von Chromerz ist vorläufig nur das Widerspiel der noch in Unruhe befindlichen Weltwirtschaft.

Der Absatz des Chromerzes ist Gegenstand einer besonderen Pflege des Marktes. Der gleiche Verwendungskreis konnte da Stückerz, dort Konzentrat verlangen, auch die Anforderungen an die chemische Gesamtzusammensetzung des Chromerz-Handelsproduktes sind nicht gleichmäßig. Die Ferrochrom-Erzeugung legt Gewicht auf keine zu Fe-reichen Chromerze, tunlichst soll ein Cr/Fe-Faktor von 3 in der Versandanalyse eingehalten werden. Für die chemische Industrie wird niedriger Si-Gehalt — unter 5% — erwartet, S und P auch in Spuren sind hier unerwünscht. Die Industrie feuerfester Steine kann sich fallweise nur mit einem bestimmten MgO-Gehalt abfinden. Neue Aussichten eröffnen sich der Verwendung auch ärmerer Chromerze direkt im Schmelzverfahren des Eisenerz-Hochofens.

Die Periode der Ausweitung des Chromerzbergbaues war bis 1939 in einer gesunden wirtschaftlichen, von echtem Zivilisationsfortschritt getragenen Entwicklung begründet, die von der Verwendung des Chrommetalles über den Weg von Ferrochrom (60—70% Cr-haltiges Fe bei geringem bis geringstem C-Gehalt) vor allem als Stahlveredler (legierte Baustähle mit 2% Cr, nicht rostende und säurebeständige Stähle bis 20% Cr, zünderbeständige Stähle bis 30% Cr nebst geringen Mengen Mo oder Ni, bzw. Ni durch Mn ersetzt), in der Überzugsverchromung, von der Verwendung der Chromerze in der Industrie feuerfester Steine, in der Chromsalzerzeugung (z. T. ebenfalls über Ferrochrom) für Gerberei-, Färbereizwecke, Holzimprägnierverfahren usw. steigend Gebrauch machte. Für das Friedensjahr 1937 galt, daß etwa fünf Zehntel der Weltchromproduktion von der Stahlindustrie, vier Zehntel von der Industrie feuerfester Steine, der Rest von den übrigen Verwendungsgebieten aufgenommen wurden.

Hat ursprünglich die Chromsteinindustrie sich ausschließlich mit Chromitderberzen von Spinellcharakter, höchstens 40—42% Cr_2O_3 haltend, begnügt und so den griechischen Chromerzen ein bevorzugtes Absatzgebiet abgegeben, so fand schon vor 1937 auch hochwertiger 48%iger Chromit in Form grobgekörnter Aufbereitungsprodukte Eingang und wachsende Verwendung in der Industrie feuerfester Magnesit-Chromitsteine.

Der Chromerzbergbau ist verhältnismäßig jung, seine Anfänge reichen in das dritte Jahrzehnt des vergangenen Jahrhunderts. Noch in den sechziger Jahren war Kraubath in Steiermark mit seiner Chromerzproduktion vornehmlich Farbrohstoffwerk. Die rasche Ausweitung der Stahlindustrie in der zweiten Jahrhunderthälfte zog auch gesteigerten Chrom-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

bedarf nach. Lange lag die Türkei bei der Weltchromproduktion in Führung, später Neukaledonien, dann Rhodesien, das auch heute noch an der Spitze ist, doch konnte sich die Türkei (Produktion 1938: 200.000 *t*) während der letztvergangenen zwei Jahrzehnte wieder einen achtunggebietenden Platz in der Weltproduktion an Chromit sichern.

Über die bergwirtschaftliche Entwicklung des Weltchrombergbaues unterrichten von Zeit zu Zeit eingehende Aufsätze. Außer auf die periodischen Bulletins des Bureau of Mines in Washington und auf die statistischen Daten der Erzbergbauwirtschaft des Britischen Empire sei ferner verwiesen auf die Arbeit von B. SIMMERSBACH 1916 [797] in der Zeitschr. f. prakt. Geol., ebendort auf den Aufsatz von W. GÜNTHER 1934 [733], der sich auch mit der Frage der Erzvorräte der einzelnen produzierenden Länder und damit der Weltvorräte befaßt. In ähnlicher Art hat J. HARROY 1939 [737] für den Internationalen Bergbau-Kongreß in Belgien einen Sammelbericht verfaßt. Eine kurze Übersicht, unter besonderer Berücksichtigung des balkanischen Chromerzbergbaues, habe ich 1937 (HIESSLEITNER [6]) dem Leobener Bergmannstag vorgelegt.

Die bisherige Produktionsleistung an Chromerz der Balkanländer zusammengenommen lag in den Vorkriegsjahren nahe an 100.000 Jahrestonnen exportfähigen Erzes, worunter Derberz und Aufbereitungskonzentrat mit rund 48%, z. T. auch Erz mit 42—46% Cr_2O_3, sowie Al-, Mg- und Fe-reiche Derberze mit um 40% Cr_2O_3 zu verstehen waren.

Die balkanische Chromerzproduktion wurde bis 1940 fast ausschließlich von Jugoslawien und Griechenland bestritten. Für 1936 lag die Produktionshöhe in Jugoslawien bei 53.000 *t*, in Griechenland bei 41.000 *t*. Die bulgarische Produktion trat erst 1937 und 1938 mit einigen 1000 *t* auf den Plan. Der rumänische Chrombergbau lag still und blieb es auch über die ganzen Kriegsjahre 1939—1945 hinweg. Albanien trat erst 1941, als die verkehrsmäßige Erschließung des Landes durch Straßenbau ausreichend genug und für die Zwecke des Chromerzbergbaues im besonderen vorgeschritten war, als gewichtiger Chromerzproduzent in Erscheinung, allsogleich mit jäh ansteigender Produktionskurve dank seiner bisher unberührt zutage austretenden Vorkommen.

Das Schwergewicht des jugoslawischen Chromerzbergbaues lag und liegt in Mazedonien; Altserbien und Bosnien bleiben an Bedeutung weit zurück. Das Jahr 1929 war für den mazedonischen Chromerzbergbau von einschneidender Bedeutung, in dieses Jahr fällt die Errichtung der Aufbereitung in Raduscha (Photoabb. 2). Dadurch hat sich dem bisherigen Derberzbergbau dieser Chromerzgebiete auch der Wascherzbergbau angegliedert und damit eine Fülle neuer Aufgaben bergbaugeologischer und bergmännischer Untersuchung und Planung gebracht, welche für die Bereiche Raduscha und Lojane unter Führung der englischen Bergwerksunternehmung Allatini Mines Ltd. durchgeführt wurden *).

Hat zwar dieses neugegründete Unternehmen, deren Verwaltung sich bald darauf auch der staatlich serbische Besitzanteil des Raduscharevieres anvertraute, von den früheren Besitzern Allatini nur den Namen übernommen, so sollte damit doch dem Ansehen Rechnung getragen werden, welches sich die Geschlechterfolge der Gebrüder Allatini aus Saloniki noch während der türkischen Zeit um die Aufnahme des Chromerzbergbaues in Mazedonien und Nordgriechenland erworben hatte. Die Jahre 1880—1900 bedeuteten

*) Mit Genugtuung verzeichne ich hier, daß die Direktoren der Allatini Mines Ltd.: Dipl.-Ing. H. STEIGER, Cptn. R. DÜRRIGL, Frh. V. v. SEILLER, mit denen mich langjährige Zusammenarbeit verband, frühzeitig die Notwendigkeit und den Nutzen der laufenden geologischen Kontrolle im Chromerzbergbau anerkannten und dieser Arbeit Wertschätzung und verständnisvolle Förderung zuteil werden ließen, wie dies auch von dem Präsidenten der Gesellschaft in London Col. A. M. GRENFELL geschah.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

die erste Blütezeit des Chromerzbergbaues in diesen einst türkischen Gebietskreisen (siehe auch B. SIMMERSBACH [797]).

Die naßmechanische Chromerzaufbereitung Raduscha war nicht die erste ihrer Art auf der Balkanhalbinsel, aber mit 35.000—40.000 *t* Jahresverarbeitung Wascherz die größte und durchgebildetste; in der Zeit 1929—1944 sind in ihr über 500.000 *t* Wascherze durchgesetzt worden. Vor ihr bestand durch einige Zeit eine ähnliche Wäsche doch viel kleinerer Leistung bei Valandovo, die später nach Raduscha reka überstellt wurde. Für die Chromerze östlich Saloniki war 1933 eine kleine Wäsche an der Meeresküste errichtet worden. Zur gleichen Zeit arbeitete in Soufflion in Ostgriechenland eine winzige Versuchswäsche. Bosnien hatte bei Dubostica noch in österreichischer Zeit seine Chromerzwäsche. — Über eine, die Raduschaleistung um das Doppelte übertreffende naßmechanische Chromerzaufbereitung verfügt das Chromrevier Fethiye in Südanatolien, dort unmittelbar an der Meeresküste errichtet, mit moderner Seeverladung ausgestattet.

Die Kriegszeit 1941—1944 hat im balkanischen Chromerzbergbau eine Reihe von Neuinvestitionen nach sich gezogen, zu den bedeutendsten darunter zählt die Errichtung einer modernen Großwäsche für Chromerz in nächster Nähe von Skoplje, mit einer Jahresverarbeitung im Endausbau von etwa 70.000 *t* Wascherz. — Eine viel kleinere Anlage dieser Art war für das Revier Kukes in Albanien geplant.

Die Schätzung der Chromerzreserven war früher, vor Errichtung der Aufbereitungen, nach dem Umfang von handscheidbaren, exportfähigen Erzen in den Lagerstätten vorgenommen worden. Mit Lösung der Frage von Aufbereitbarkeit und Aufbereitung der Chromerze sind auch die minderhaltigen, anreicherungsfähigen Erze in die Vorratsschätzung einzuschließen; gewisse Chromerzreviere kommen dadurch zu beträchtlich höheren Erzreserveziffern.

Die Anforderungen an den Chromerzgehalt der Wascherze waren vor zwei Jahrzehnten noch hohe; Raduscha begann 1929 mit 24—28% Cr_2O_3-haltigen Wascherzen. Der Aufgabehalt der Erze in der Aufbereitung Fethiye betrug 1937 noch 28—30% Cr_2O_3. Noch vor dem Kriegsjahr 1939 war es in Raduscha möglich geworden, Erze um 20% Cr_2O_3 als Grundbeschickung der Aufbereitung wirtschaftlich zu verwenden. In den Kriegsjahren 1939—1944 sank die Anforderung bis auf 15% Cr_2O_3-Gehalt der Wascherze notgedrungen herab. Damit war aber auch schon praktisch der volle Umfang der ärmeren Chromitlagerstätten in die Möglichkeit der Nutzbarmachung einbezogen, da lagerstättenmäßige Anhäufung von Chromit mit Durchschnittsgehalt der aushaltbaren Lagerstättenmassen unter 15% Cr_2O_3 fast nirgends in größerem Umfange in Erscheinung tritt.

Grundlagen und Methodik der Erzreservenschätzung im Chromerzbergbau müssen, auf den geologischen und bergmännischen Bedingnissen desselben begründet, im allgemeinen etwas aus dem starren Rahmen heraustreten, der diese Verfahren im übrigen Erzbergbau umschließt. Nicht zuletzt waren es die Erfahrungen aus dem Chromerzbergbau, welche mich 1937 zu einem Versuch veranlaßten (G. HIESSLEITNER, „Zur Frage der wahrscheinlichen und möglichen Erzvorräte in der praktischen Lagerstättenbeurteilung". Metall u. Erz, 1937, H. 7), die Vorräteschätzung wahrscheinlicher und möglicher Erze auf eine allgemeine Grundlage zu stellen. Was dort als „Elemente der geologischen Lagerstättenfunktion" für Chromitvorkommen hervorgehoben und als Ausgangsbasis für deren Beurteilung in der Erzreservenschätzung bezeichnet wurden, ist kurz wiederholt, folgendes: Besonderheiten in der Natur der Chromitvorkommen als magmatische Ausscheidungen, Stellung dieser Vorkommen im Stockwerksbau basischer Massive, Typeneingliederung der Vorkommen, Zonenhöffigkeit als solche, Schlüsse aus der Wirkung der Tektonik im großen und kleinen, Beziehungen von Morphologie und Zonenbau usw. Voran steht für das sichtbare Erz, wie bei allen anderen Lagerstätten, der meßbare

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Inhalt, aber auch hier können, geologisch begründet und entsprechende Erfahrung vorausgesetzt, mehr Freiheiten in Auswertung der Einzelfaktoren der Lagerstättenberechnung gestattet, ja bergwirtschaftlich geboten sein, als üblicherweise im übrigen Erzbergbau.

Ungeachtet der Planung und Durchführung langfristiger, sich über Jahre erstreckender Aufschlußprojekte, die oft mehrere kilometerlange Stollenauffahrungen durch Sterilzonen — geologisch als solche erkannt — bedingen, vermeidet es der Chromerzbergbau schon aus Gründen der Erhaltarbeit, mit der Vorrichtung angetroffener Chromerzkörper vor dem Abbau über das Notwendigste hinauszugehen. Ein „dreiseitig beleuchtbar" auch schon weitgehend aufgeschlossener Cr-Lagerstätten in ihrer Ganzheit, ereignet sich im Betriebsgeschehen selten.

Die geologischen Grundlagen des Chromerzbergbaues sowohl der Balkanhalbinsel als im gleichen Maße wohl auch für Anatolien gültig, sind bereits mittelbar in der hier gegebenen Gesamtdarstellung der Serpentin- und Chromerzgeologie enthalten.

Aus diesen Grundlagen und vergleichenden Erfahrungen schöpft auch die nun folgende kurze Betrachtung der Erzvorräte und Entwicklungsaussichten des balkanischen Chromerzbergbaues im allgemeinen. In den Kreis dieser Betrachtung wurde Anatolien nicht mehr einbezogen, da dort nur ein Teilausschnitt der Chromerzgebiete durch eigene Beobachtung beurteilt werden konnte und auch dies schon fast ein Jahrzehnt zurückliegt.

Wenn im folgenden versucht wird, von den Chromerzvorräten der balkanischen Peridotitgebiete eine ziffernmäßige Vorstellung zu geben, so handelt es sich nicht darum, über den geologisch möglichen Gesamtinhalt an Chromerz, über die absoluten „geologischen Vorräte" sich zu äußern. Entweder werden fallweise sichtbare, wahrscheinliche und mögliche Vorräte im einzelnen genannt, oder Gesamtvorräte, welche darüber hinaus noch einen zusätzlichen Hoffnungswert inbegriffen haben. Immer aber hat faire geologische Begründbarkeit als Voraussetzung, das bergwirtschaftlich Erreichbare als Ziel solcher Schätzungen zu dienen. Unter den Bedingungen, wie Chromerz vorkommt, erschlossen und gewonnen wird, können Gesamtschätzungen dieser Art von Chromerzvorräten in Peridotitmassiven allerdings schon nach einem Jahrzehnt revisionsbedürftig sein, diese Ziffern aber sind es, welche für die Bergbauentwicklung als auch für die Volkswirtschaft im allgemeinen allein maßgeblich werden.

Jugoslawien. Dieses Land stand, gemessen am effektiven Chrominhalt der Erzeugung, an der Spitze der Chromerz produzierenden Balkanländer. Für 1939 war die Produktion mit 71.000 *t* ausgewiesen, zu allergrößtem Teil aus Mazedonien stammend und Derberze wie Wascherze einbegreifend. Die Erzeugung allein auf exportfähiges Reicherz einschließlich Aufbereitungskonzentrat bezogen, lag nahe an 30.000 *t*; das Raduscharevier war daran mit mehr als $^2/_3$ beteiligt. — Zusammengeraffte Produktionskraft während der Kriegsjahre 1941—1944 vermochte die Cr-Erzeugung Jugoslawiens noch gewaltig zu steigern. Ein gewisser Erschöpfungszustand der Gruben nach Kriegsende, auch durch Nachhinken des Ausrichtungsbaues verursacht, wird sich wohl erst langsam überbrücken lassen. Unter den Balkanländern ist Jugoslawien bisher das einzige, das in eigenen Anlagen aus einem zwar kleinen Anteil seiner Erzproduktion bereits Ferrochrom erzeugt.

Für das Raduscharevier bildet die Lagerstätte Nada auch noch heute und für die nahe Zukunft den Grundstock der Reicherzproduktion. Die Frage der endgültigen Teufenbegrenzung des Nadaerzstockes ist noch nicht geklärt, vorgesehene Bohrungen harren noch der Durchführung. Über den engeren Lagerstättenbereich hinaus erstreckt

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sich nach Nada Ost noch ein beträchtlicher Hoffnungsraum, der allerdings bald nach der Tiefe absinkt. — Die Basiszone zwischen Nada und Orašje bietet noch eine Reihe Ausrichtungsaufgaben auf weitere, möglicherweise vorhandene Erzstöcke. Orašje selbst, der bisher ergiebigste Erzstock dieser Zone, steht vor seiner Erschöpfung, nachdem aus ihm über 300.000 *t* Erz gewonnen wurden. — Aus den Schlierenplatten der Dunitlagen in der mittleren gebankten Zone des Massivs wird in der Hauptsache die Aufbringung von Wascherz bestritten. Tagbaumäßiges Schürfen und Gewinnen gehen zwar noch nicht ihrem Ende zu, aber Ausrichtung und Suchbetrieb verlagern sich immer mehr bergeinwärts. Entsprechend dem flach N-absinkenden Lagenbau des Massivs finden die erzhöffigen Dunitzonen darin besondere Beachtung und werden mit breitverästelten Streckennetzen überzogen, im Goranceabschnitt bereits weitgehend verwirklicht. Auch in tieferen Dunitlagen wie die Gorancezone sind ausgedehnte Wascherzkörper nachgewiesen, die Stankovac-Gruppe zur Zeit noch an 50.000 *t*, Raskop an 25.000 *t* herankommend. Eine Reihe weiterer Wascherzzonen, wie Jaschince und andere, sind in ihren Erfolgsaussichten nicht ungünstig, doch noch nicht geklärt. Čašak-Grečane verspricht noch einige Stetigkeit der Produktion.

Trotz starker Inanspruchnahme der Erzvorräte des Raduscharevieres in den letzten Kriegsjahren ist auch gegenwärtig abzusehen, daß es bei planmäßiger Bergbauentwicklung gelingen wird, die Produktionshöhe des Jahres 1938 bald wieder zu erreichen. Die Ziffern der Erzreserven, sichtbare bis mögliche zusammengenommen, als Ausblick in die künftige Betriebsentwicklung mit vernünftigem Optimismus in den einzelnen Lagerstättenbezirken des Raduschareviers geschätzt, zielen, als Summe genommen, auf 300.000 *t* hin, wovon etwas mehr als ein Fünftel dem Reicherz zufiele. Durchführen von bedeutenden und riskenreichen Untersuchungsarbeiten ist für das sukzessive Insichtstellen des gesamten so angezeigten Erzumfanges allerdings Voraussetzung, vermag aber auch noch die Tonnage eines zusätzlichen Hoffnungswertes dabei zu erschließen.

Der Gesamtbetrag an Chromerz, welcher dem Raduscharevier seit Beginn seiner Ausbeute in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts bis heute entzogen wurde, reicht nahe an 800.000 *t* heran.

Jezerina-Ostrovica. Die Lagerstätte Jezerina ist nahezu völlig ausgebaut. Ostrovica hat noch beschränkte Entwicklungsmöglichkeiten. Andere Abschnitte der basalen Peridotitzone sind noch unzureichend untersucht, aber durch die 34 *km* lange Kleinbahn nach Kačanik in günstige Transportlage gerückt. Die Aufnahme eines Produktionsbetriebes von 4000 bis 6000 Jahrestonnen Erze mittlerer Durchschnittsqualität wird auch nach der forcierten Ausbeute der Kriegszeit noch möglich sein. Dauer und Stetigkeit eines solchen Produktionsbetriebes sind zur Zeit noch schwer abzusehen, dürften aber mindestens im Rahmen einer vermutbaren Erzreserve von 50.000 bis 60.000 *t* liegen. Die bisherige Gesamtleistung des Revieres seit Beginn der Ausbeute in türkischer Zeit überstieg 200.000 *t*.

Valandovo, im Schachtaufschluß stehend, hat eine sichtbare bis wahrscheinliche Erzreserve zwischen 10.000 bis 20.000 *t*. Darüber hinaus sind in dem kleinen Serpentinraum dank der flözähnlichen Ausbreitung seiner Lagerstätten noch weitere Aussichten besonders nach der Teufe gegeben. Größenordnung der bisherigen Gesamtproduktion liegt bei 30.000 *t*.

Das Lojanerevier, einschließlich seiner Fortsetzungen nach Trnovo, Preševo und Lojane-Ostrovica, hat bisher schätzungsweise mehr als 120.000 *t* Erz gebracht, die größte Einzellagerstätte Zentrale Lojane allein etwa 50.000 *t*. Gegenwärtig entwickeln sich die günstigsten Aussichten im Suha reka-Tal bei Vakčince, wo ein Unterbau und Schachtaufschluß den von Lojane Zentrale herstreichenden „Flözhorizont", durch flözähnliche Reihung lagerhafter Erzlinsen bezeichnet, mit Erfolg untersucht. Das Suha reka-Tal allein ist an sicherem bis wahrscheinlichem Erz, größtenteils Reicherz, vorläufig schon mit 10.000 bis 12.000 *t* zu bewerten. Die 7 *km* lange Kleinbahn, von der Hauptbahnstation Tabanowce bei Kumanovo abzweigend, kommt der Bergbauentwicklung zu Hilfe.

Alchar Rozden in Südmazedonien hat keinen nennenswerten Umfang an sichtbaren und wahrscheinlichen Erzreserven, aber auch für mögliche Erze und Hoffnungswert geben die geologischen Bedingnisse nur für eine geringfügige, mit einigen 1000 *t* zu bezeichnende Größenordnung Rückhalt. Die bisherige Gesamtproduktion hat eine ähnliche Höhe nicht überschritten.

Orahovac, in Nähe von Prizren im westlichen Mazedonien, hat vermöge seiner abgelegenen Transportlage seine Wascherzvorräte fast unangetastet, während die Derb-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

erzlagerstätten größtenteils ausgebaut sind und insgesamt etwa 25.000 bis 30.000 *t* geliefert haben. Die summarische Größenordnung der Wascherzkörper mit einigen 10.000 *t* ist wahrscheinlich zu niedrig gegriffen. Das östlich davon im Amselfeld gelegene Drenica ist weitgehend ausgebaut.

Djakovica, an der nordalbanischen Grenze, hat mit Deva einen produktionsfähigen Derberzbergbau, der von seiner ursprünglichen Größenordnung 40.000 *t* in seinen Restbeständen noch einige 1000 *t* aufweisen dürfte. Das benachbarte Babaj-Boks mit seinerzeitigem Erzumfang von 20.000 *t* bietet, zwar zu größtem Teil ausgebaut, noch Ausrichtungsaufgaben, ebenso das weitere Schurfgebiet.

Bosnien besitzt im Dubosticarevier zwar eine Fülle kleinerer Lagerstätten, trotzdem kann nach Maßgabe der gegenwärtigen Einsicht und der allgemeinen geologischen Hoffnungsgründe auf keine bedeutende Erzreservenziffer geschlossen werden. Ähnliches ist für die übrigen bosnischen Chromerzgebiete, Osren planina und Borja auszusagen. Die bisherige Gesamtausbeute aus den bosnischen Chromerzrevieren dürfte unter 50.000 *t* liegen.

Die Chromerzreviere Altserbiens mögen in ihren sichtbaren und wahrscheinlichen Erzen mit weniger als 10.000 *t* einzuschätzen sein.

Der Gesamtstand an Chromerzreserven Jugoslawiens läßt sich, bereits wesentliche Zukunftserfolge der Aufschließung miteinbeziehend, mit etwa 500.000—600.000 *t* bezeichnen. Ein darüber hinausgehender Hoffnungswert an Tonnen, in seinen geologischen Grundlagen nur mehr vage zu kennzeichnen, kann vielleicht noch einen ähnlichen zusätzlichen Betrag umfassen. Immer aber hat die Verwirklichung auch schon der erstgenannten Ziffer zur Voraussetzung, daß planmäßiger, weitausschauender und beharrlicher Hoffnungsbau nach geologischen Richtlinien betrieben wird.

Es entbehrt jedoch noch aller geologischen und bergwirtschaftlichen Erfahrung und Begründung, wenn als Chromerzreserven Jugoslawiens bereits heute schon eine Ziffer von 12,000.000 *t* genannt wird, welche Zahl B. GÜNTHER 1934 in seiner eingangs zitierten Weltübersicht der Chromerzvorräte einführt — in der Südrhodesien mit der gleichen Erzreservenziffer aufscheint — und die 1939 von J. HARROY in eine ähnliche Übersicht übernommen wird.

Innerhalb der Grenzen Jugoslawiens wurden seit Beginn der Chromerzgewinnung in den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts etwa 1,200.000 *t* Chromerz aus seinen Lagerstätten ausgebracht.

Es besteht begründete Aussicht, daß Jugoslawien auch in nächster Zukunft wieder die Höhe seiner Vorkriegsproduktion an Chromerz annähernd erreichen kann und damit seinen Platz in der Balkanchromproduktion behauptet. Die leicht greifbaren Vorräte der Oberflächennähe gehen allerdings langsam ihrer Erschöpfung entgegen. Der Grubenbau steht vor der Aufgabe, in größere Tiefen vorzustoßen, was höheres geologisches Risiko bedingt, damit auch breitere Arbeitsplanung notwendig macht und unweigerlich auch von höheren Gestehungskosten begleitet sein wird. Dies gilt, vielleicht Albanien für eine Zeitlang noch ausgenommen, auch für den übrigen balkanischen Chromerzbergbau.

Albanien. Es ist in seiner Chromerzproduktion das jüngste unter den Chromerz erzeugenden Ländern der Balkanhalbinsel.

Einige frühe Daten über Chromerzvorkommen haben die ersten geologischen Erforscher des Landes mitgebracht. F. KERNER [228] führt 1918 solche aus dem Valbona-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

tal an. E. NOWACK [240] reiht 1924 Chromit bereits unter die Vorkommen seines nordalbanischen Erzbezirkes. Die Abgeschlossenheit des Landes und der völlige Mangel an Verkehrseinrichtungen in das Innere des Landes ließen bis 1940 Albanien als Chromland nicht hochkommen. Weder B. GÜNTHER [733] 1934 noch J. HARROY [737] 1939 zählen das Land zu den chromhöffigen in ihrer Übersicht der Weltvorräte an Chromit. Erst die in diesen Jahren erfolgte italienische Erschließung durch großzügigen Straßenbau brachte auch die chromerzhöffigen Gebiete, die gerade in den innersten, Jugoslawien zugewendeten Gebirgsketten des Landes liegen, in den Bereich bergwirtschaftlicher Zugänglichkeit. Mit einem Schlag waren in den Jahren 1941 und 1942 die Möglichkeiten gegeben, Chromerzbergbau in breiter Front zu entwickeln. Eine Reihe bedeutender Derberzlagerstätten, ihren Ausbissen nach bekannt gewesen, wurden tagbaumäßig abgebaut, damit dem Lande Albanien eine jäh ansteigende Chromerzproduktionskurve bringend.

Die vier, in den Jahren 1940—1944 erschlossenen und bebauten Chromerzreviere Albaniens: Letaj, Kukes, Klos und Pogradec waren zusammen in der Lage, eine Jahresausbeute von 30.000—40.000 *t* vornehmlich Reicherz zu gewährleisten. Ist zwar die günstige Periode der Tagbauausschöpfung bald zu Ende und muß auch hier zu gutem Teil schon dem langsameren, schwierigeren und kostspieligeren Grubenbau weichen, sind trotz alledem alle geologischen Voraussetzungen gegeben, daß Albanien auch in Zukunft im Rahmen der vorhin angezeigten Produktionsziffer eine wichtige Rolle als Chromerzeuger einzunehmen vermag.

Die Erzvorräte Albaniens können, wenn ihre Beurteilung in ähnlicher Weise aufgebaut ist, wie es für Jugoslawien geschah, auf Grund der Einsichten 1943 mit 400.000—500.000 *t* betrachtet werden.

Nicht ich allein bin mit meinen Schätzungen, auf geologisch begründete Teilschätzungen der einzelnen Reviere aufgebaut, zu dieser Vorstellung gekommen, sondern ich habe sie später auch von anderer Seite in Meldungen montanistischer Fachzeitschriften bestätigt gefunden (z. B. dieselbe Ziffer in Z. f. pr. G. 1942, H. 5).

Lag bisher das Schwergewicht der Ausbeute im Bezirke von Letaj, so stehen auch die übrigen Reviere in ihren Anteilen an der Gesamtproduktion nicht viel nach. — Erkenntnis von Zonenbau des Peridotitmassivs ist insbesondere für den Chromerzbergbau von Kukes bedeutungsvoll, aber auch für Letaj nicht ohne Gewinn; in Klos und Pogradec stehen praktische Verwertbarkeit solcher Erfahrungen noch aus.

Das weitere Vorrücken der verkehrsmäßigen Erschließung des Landes auch in abseitige Peridotitgebiete läßt noch ein Ausweiten in der Entwicklung von Chromerzrevieren erwarten. Es ist darum verfrüht, den zusätzlichen Hoffnungswert an möglichen Tonnen für Albanien heute schon abzugrenzen.

Nachdem die albanischen Chromitvorkommen hauptsächlich als Reicherz, sehr oft als Derberz auftreten, ist der Ruf nach Aufbereitung — mit Ausnahme im Revier Kukes, wo auch reichlich Schlierenplattenerze vorhanden sind — nicht dringlich. Der häufig über Durchschnitt hohe Fe-Gehalt der albanischen Chromerze muß in Kauf genommen werden.

Die angezeigte albanische Förderkapazität von 30.000—40.000 *t*, im Höchstanstieg vielleicht auch 50.000 Jahrestonnen vorwiegend als Reicherz vermag, an Chrominhalt gemessen, sogar die normale Friedensproduktion Jugoslawiens zu übertreffen.

Griechenland. Die griechische Chromerzproduktion ist in den Jahren vor 1939 großen auf- und absteigenden Schwankungen unterworfen, doch sind darin nicht Ergiebigkeitsschwankungen sondern elastische Anpassungs-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

fähigkeit der Lagerstätten an die Nachfrage des Marktes zu sehen. Die Jahreserzeugungen bewegten sich in dieser Zeit zwischen 15.000 und 50.000 *t*.

Hauptträger dieser Produktion waren die massiven Chromitlagerstätten von Domokos und Tsangli in Mittelgriechenland. Beide Vorkommen mit ihren zu Gruppen gedrängten Derberzlinsen gestatteten ohne viel Ausrichtungs- und Abbaustrecken rasche Fördererhöhung, ebenso aber auch prompte Drosselung der Produktion. Die Jahres-Förderkapazität der Schachtanlage von Domokos lag bei 24.000 *t*, jene von Tsangli bei Volos etwa um die Hälfte tiefer; in beiden Gruben erfolgte fast ausschließlich Reicherzförderung im Durchschnitt von 38—40% Cr_2O_3 — begehrtes Erz für die Industrie feuerfester Steine. Tiefenausrichtung und weitere Untersuchungen des erzhöffigen Raumes haben in beiden Vorkommen noch aussichtsreiche Aufgaben vor sich. Die dichte Reihung der Erzlinsen von Domokos und die bisherige Erkenntnis ihr s räumlichen Verhaltens lassen, ebenso wie für Nada in Mazedonien, Einsatz von Tiefbohrungen erfolgversprechend sehen. Präzise geologische Daten für das Erschätzen der wahrscheinlichen Erzreserven von Domokos und Tsangli stehen zur Zeit noch spärlich zur Verfügung, doch dürfte eine Vorstellungsgröße von 100.000 *t* für beide zusammen sich noch als weit überholbar erweisen.

Gegenüber diesen beiden großen Gruben treten die übrigen Chromerzreviere Griechenlands an Bedeutung zurück.

Die Olympgruben einschließlich Rodiani und die übrigen Chromgruben Nordgriechenlands westlich Saloniki sind von schwankender Ergiebigkeit. Es handelt sich um eine größere Zahl kleiner Bergbaue, oft nicht einmal zu Gruppen zusammenschließbar, mit Erzkörpern, die im einzelnen meist unter einer Größenordnung von 10.000 *t* bleiben. Einzelne Gruben zeichneten sich durch günstige Qualität ihrer Derberze, 46—48% Cr_2O_3-Gehalt und mehr, aus. Der Produktionsumfang dieses nordgriechischen Abschnittes hat in günstiger Zeit 8000—10.000 *t* Jahrestonnen erreicht und wird an diese Leistungsfähigkeit auch noch weiterhin herankommen können.

Der Chromerzbergbau auf der Chalkidike hat in den Kriegsjahren 1941—1944 eine Neubelebung erfahren, nachdem die Jahre vorher fast vollständigen Stillstand der Erzeugung bedeuteten. Nur die Gruben bei Sedes östlich Saloniki standen um 1930 vorübergehend in Betrieb. Die jüngstvergangenen Kriegsjahre brachten fast sämtliche Chrom-Vorkommen der Chalkidike, die 40 Jahre und länger brach lagen, wieder in Ausbeute. Kran Mahal, Sedes, Galatista, alle östlich Saloniki, sowie jene von Wafdos und Ormiglia, die alle dem gleichen basischen Gesteinsstrang Kran Mahal-Ormiglia angehören. Überdies wurde das Chromerzgebiet von Gomati auf der O-Seite der Chalkidike, wo ebenfalls zahlreiche Reste des alten türkischen Chrombergbaues vorlagen, aufs neue in Untersuchung und Produktion genommen.

Der westliche Chromerzzug der Chalkidike, durch die Endpunkte Kran Mahal-Ormiglia bezeichnet, ist durch reiche Derberze, über 48% Cr_2O_3 reichend, als auch durch chromreiches Molekül der Sprenkelerze ausgezeichnet. Der östliche nach Gomati benannte Zug birgt neben chromreichem Derberz einen beträchtlichen Anteil von solchem mit nur um 40% Cr_2O_3-Gehalt. Durch Ausrichtung und Abbau auch der minderwertigen Erze des Chalkidikerevieres wurde die Lagerstättenkenntnis als auch das Bild der möglichen Ersatzreserven wesentlich erweitert.

Die Chalkidike ist in der Lage, bei stärkerer Anspannung von Ausrichtung und Abbau 8000—12.000 Jahrestonnen an Chromerzproduktion zu bringen. Der vorgeschrittene Ausbeutestand der bekannten Vorkommen aber auch eine Reihe geologischer Bedingnisse der Chalkidikereviere lassen vorläufig den Umfang der als sicher bis wahrscheinlich noch erbeutbaren Chromerzreserven mit Zurückhaltung beurteilen und mit etwa 60.000 bis 80.000 *t* bezeichnen. Das wäre nicht viel mehr als Ormiglia allein 1880—1900 an Produktion ergab.

Die kleinen Chromitvorkommen auf den Inseln, Euböa und anderen, werden im letzten Jahrzehnt nicht mehr bearbeitet.

Von den ostgriechischen Chromerzgebieten Sinikli und Soufflion in Thrazien haben beide bisher beschränkte Ausbeuteerfolge aufzuweisen. Als reicheres Revier, auch hinsichtlich Cr_2O_3-Gehalt seiner Erze, erweist sich bisher Soufflion, wo immerhin einige 1000 *t* produziert erscheinen; beträchtliche Dunitanteile im Zonenbau dieses Peridotitmassivs geben auch noch für die Zukunft Chancen. In Sinikli, wo die Chromitkörper, z. T. ohne Dunit, mehr spärlich und nesterartig als Kleinlagerstätten verteilt sind, stehen die Aussichten weniger günstig.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Im Gesamtüberblick der griechischen Chromerzreviere lassen sich einer künftigen Jahresdurchschnittserzeugung von 40.000 *t* zur Zeit eine Höhe von sichtbaren, wahrscheinlichen und teilweise auch nur möglichen Erzvorräten von insgesamt etwa 300.000—400.000 *t* gegenüberstellen. Ein darüber hinausgehender Hoffnungswert ist damit noch nicht zum Ausdruck gebracht.

Bulgarien. Der Chromerzbergbau in Bulgarien hat wenige Jahre vor 1939 seinen Anfang genommen. Die Gruben der Ostrhodope haben vorübergehend Produktionen von einigen 1000 Jahrestonnen aufzuweisen.

Golemo Kameniane mit seinen 40%igen Derberzen scheint weitgehend erschöpft zu sein. Die weiter westlich gelegenen Gruben, um den Flußlauf der Arda geschart, weisen anhaltendere Entwicklung von Kleinbergbauen auf. Großzügige Ausrichtungsversuche sind allerdings, soweit meine Einsicht reicht, ebensowenig in der bulgarischen Ostrhodope als in den ostgriechischen Chromrevieren vorgenommen worden.

Die Vorkommen in Nordwestbulgarien, bei Ferdinandovo und Sotir, welche W. GÜNTHER [733] erwähnt, blieben mir unbekannt.

Vorläufig erscheinen die Entwicklungsgrenzen des bulgarischen Chromerzbergbaues eng gesteckt, auf die Erzeugung einiger 1000 *t* Jahrestonnen im Höchstmaße begrenzt.

Rumänien. Die Kunde von den Chromerzvorkommen bei Oršova an der Donau reicht weit zurück, noch in die österreichisch-ungarische Epoche. Im Weltkriege 1916—1918 wurden 30.000 *t* Chromerz aus diesem Reviere herausgeholt; in der Hauptsache waren es minderwertige Erze, auch im Chromitmolekül arm, also auch nicht mit Vorteil aufbereitungsfähig. An noch zu Tage austretenden oder vorgerichteten Erzmengen ist heute, soweit Berichte aussagen, wenig festzustellen. Die Grubenbaue sind allerdings größtenteils verfallen. Ich selbst war leider nicht in der Lage, dieses Chromerzrevier durch eigene Untersuchungsarbeiten in meine Erfahrung einzubeziehen und kann daher auch zur Frage der Erzreserven nicht unmittelbar Stellung nehmen.

Nachdem außer den Lagerstätten bei Oršova keine weiteren Cr-Vorkommen von gegenwärtiger oder einstiger Bedeutung in Rumänien bekannt sind, müssen die von anderer Seite aufgestellten Schätzziffern der Chromerzvorräte dieses Landes dem Oršovarevier in der Hauptsache zugeschrieben werden. W. GÜNTHER [733] weist für Rumäniens Chromerzvorräte 10,000.000 *t* aus, J. HARROY [737] schließt in der gleichen Ziffer auch die bulgarischen Vorräte ein. Wenn es sich nicht um „geologische Vorräte" handeln soll, sondern eine Schätzung nach Grundsätzen erfolgt, welche neben den Ergebnissen geologischer Beurteilung auch das bergwirtschaftliche Erlangbare in sich schließt, hat die Ziffer von 10,000.000 als viel zu hoch zweifellos keine Berechtigung, sie kann keinesfalls in Vergleich gesetzt werden zu den voranstehenden Schätzungen der Erzvorräte des übrigen Balkangebietes, für welche die erwähnten Grundsätze maßgeblich waren.

Von rumänischer Seite selbst wird, wie ich einem Berichte von Ing. BÄRBAT aus dem Jahre 1944 entnehme, die Vorstellungen von Millionen Tonnen Vorräten zurückgewiesen, niedrigere Erzvorräte angenommen, als einigermaßen sicher werden in diesem Bericht 12.000 *t* bezeichnet; die Produktion 1917—1918 wird mit 40.000 *t*, jene der Zeit vor dem ersten Weltkrieg mit 75.000 *t* genannt, lagernde Haldenvorräte sollen 3000 *t* betragen.

Das Chromerz der Balkanhalbinsel nimmt sich in der Gesamtübersicht seiner Förderkapazität und seiner Lagerstättenvorräte etwa wie folgt aus:

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

	Ungefähre Friedensförderkapazität in Jahrestonnen (alles Fördererz, Wascherz bis Derberz, inbegriffen)	Erzvorräte (Fördererz) in Tonnen einschließlich der wahrscheinlichen und möglichen Vorräte (letztere basiert ebenfalls auf geologische Begründbarkeiten sowie bergwirtschaftliche Erfahrungen und Voraussetzungen)
Jugoslawien.	60.000—70.000 (Cr-Metallinhalt zirka 10.000 *t*)	600.000
Albanien ...	40.000—50.000 (Cr-Metallinhalt zirka 11.000 *t*)	500.000
Griechenland	30.000—50.000 (Cr-Metallinhalt zirka 9000 *t*)	400.000
Bulgarien...	? 5.000 (Cr-Metallinhalt zirka 1000 *t*)	min. einige 10.000
Rumänien ..	? 10.000	? 100.000
Summen.	130.000—170.000 *t* (Cr-Metallinhalt 31.000 *t*)	1,500.000 (1,600.000) *t*

Die Ziffer von 1,500.000 *t* als gesamter Lagerstättenvorrat an Chromerz der Balkanhalbinsel ist auf die gegenwärtigen Einsichten in den geologischen und bergmännischen Fragenbereich aufgebaut und kann in ihren realen Grundlagen noch einigermaßen überblickt werden. Die Bergwirtschaft der einzelnen Länder kann auch nur mit den ihnen anteiligen Ziffern dieses Gesamtvorrates unmittelbar Planung betreiben. Ein zusätzlicher Hoffnungswert, auf allgemeinere geologische Faktoren gestützt, aber immer noch von bergwirtschaftlichen Vorraussetzungen belastet, kann diesem Gesamtvorrat noch angeschlossen werden und ist etwa in der Höhe von 1,000.000 *t* zu betrachten. Damit münden die möglichen Totalreserven an Chromerz auf der Balkanhalbinsel in eine Vorstellungsgröße von etwa 2½ Millionen Tonnen.

Für den Vorgang solcher Schätzungen kann nicht oft genug auf die Notwendigkeit hingewiesen werden, die geologischen Erwägungen mit bergmännischer Erfahrung zu verbinden, wobei insbesondere die bergwirtschaftliche Durchführbarkeit der aus solchen Schätzungen notwendigerweise entspringenden Schurf- und Ausrichtungsaufgaben zur Geltung kommen muß. Auch wenn der Preis als Grundlage der Wirtschaft innerhalb großer Staatswirtschaften langsam von seinem Gewichte verliert, ist diese Elastizität in der Preisfrage etwa der Bergbauprodukte auch dort eine begrenzte und mittelbar auch heute noch weltwirtschaftlichen Einflüssen unterlegen.

Die Eigentümlichkeiten und Erfordernisse des balkanischen Chromerzbaues in bergwirtschaftlicher Hinsicht habe ich in der knappen Darstellung seiner Geologie und Bergbauverhältnisse 1937 [10] gekennzeichnet; was für die Schätzung von Erzreserven aus diesen Gesichtspunkten heraus von Belang ist, sei, ohne damit erschöpfend auszusagen, in folgende Sätze zusammengefaßt:

Erforderlich ist weit vorausblickende Planung des Ausrichtungsbaues und beharrliche Durchführung desselben, unter geologischer Kontrolle gehalten, so daß er sich den jeweils angetroffenen, bei weitem nicht immer voraussehbaren geologischen Verhältnissen entsprechend anpaßt. — Die Obertags-Schürfungen sind noch lange nicht abgetan und können nach geologischen Richtlinien ausgewertet und verbessert werden. — Das Vordringen der Ausrichtung in das Innere der Stockwerks- oder Lagengebilde, als welche

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

die chromerzführenden Peridotitmassive in der Regel erkannt werden, erfordert, sich mit dichtem Netz der Ausrichtungsstrecken vor allem in den Dunitzonen als am erzhöffigsten auszubreiten; daher Beachten derselben und Erkennen des Lagenbaues auch in seiner raummäßigen Entfaltung. Entscheidung über schacht-, stollen- oder tiefbohrmäßiges Ausrichten kann letzten Endes von der Erkenntnis des Lagen- und Zonenbaues beeinflußt werden. Laufende Beobachtungen und Bewertung der Lokaltektonik ist dringendes Betriebserfordernis, um an die Ausrichtung Erfolg zu heften und hat in der Darstellung laufend nachgetragener geologischer Horizontkarten Ausdruck zu finden. — Bereits die Ausrichtung muß, um ihrer eigenen Entwicklung möglichst weiten Spielraum zu geben, von Anbeginn an die späteren Förderprobleme ins Auge fassen (Taubquerschläge, Schächte und Aufbrüche, Straßen, Seilbahn, Kleinbahn) und versuchen, durch gruppenweises Zusammenfassen von Lagerstätten und von Lagerstätten-Höffigkeitsbereichen die später etwa notwendigen Fördereinrichtungen auf das Wirtschaftlichste zu gestalten.

Der Einsatz geophysikalischer Messungen, u. a. magnetischer Feinmessungen, hat sich bisher noch nicht entscheidend an erfolgreichem Aufsuchen von obertags unbekannt gebliebenen Chromitanhäufungen in Serpentingebieten beteiligt, doch ist auch hier Weiterentwicklung der Untersuchungsmethoden zu erwarten.

Abschließend werden noch die heute abschätzbaren Lagerstättenvorräte an Chromerz der Balkanhalbinsel und die Leistungsfähigkeit seines Chromerzbergbaues in Gesamtheit der Welterzeugung und den Weltvorräten an Chromerz gegenübergestellt.

Entsprechend der stetig ansteigenden Entwicklung der Friedensproduktion an Chromerz kann der Jahres-Weltverbrauch und damit die Welterzeugung mit mindestens 1,500.000 *t* Chromerz für die nächste Zukunft abgesehen werden. Die mögliche Förderkapazität der Balkanhalbinsel von 150.000 Jahrestonnen vermöchte mithin 10% der Welterzeugung aufzubringen, an Chrommetall gemessen allerdings weniger, etwa 6—8%.

Ein Vergleich der für die Balkanhalbinsel ermittelten Erzvorräte mit jenen der Weltvorräte an Chromerz kann erst dann standhalten, wenn die Bewertung auch der übrigen Chromerzproduktions- und sonstigen Chromerzhoffnungsgebiete hinsichtlich ihrer Erzreserven unter Anwenden des gleichen Maßstabes geologisch-bergmännischer Erfahrung und gleicher Zurückhaltung erfolgt, wie es den Schätzungsversuchen für die Balkanhalbinsel zugrunde liegt. Doch ist aus den Einzelziffern, welche die Weltvorratssumme an Chromerz, lagerstättenmäßig, in den Darstellungen von B. GÜNTHER [733] 1934 und J. HARROY [737] 1939 zusammensetzen, mit Gewißheit zu ersehen, daß für die Einzelgebiete noch höchst ungleichwertige Beurteilungen vorliegen. — Stütze der künftigen Weltchromerzversorgung auf weitere Sicht und in ausschlaggebendem Ausmaße bleiben wohl immer noch die Chromerzreviere Rhodesiens.

Nach den Aufstellungen von J. HARROY betragen die Weltvorräte an Chromerz in Lagerstätten rund 115,000.000 *t*, wovon ungefähr die Hälfte auf Chromerz erzeugende, die andere Hälfte auf nichtproduzierende, doch chromerzhöffige Gebiete entfallen würden. Die zeitlich nur wenig zurückstehende, etwas konservativere Zusammenstellung von B. GÜNTHER führt eine Gesamtvorratssumme von rund 60,000.000 *t* Chromerz an, ebenfalls zu ungefähr gleichen Mengen auf Chromerzproduktions- und reine Hoffnungsgebiete aufgeteilt.

Neben diesen Weltvorratsziffern nimmt sich die hier abgeleitete Vorratssumme 2,500.000 *t* an Chromerz in Lagerstätten der Balkanhalbinsel anscheinend ungebührlich klein aus, würde aber in ihrem anteilmäßigen Werte sofort wachsen, wenn auch die übrigen Teilsummen der Weltvorräte einer gleich strengen Beurteilung unterlägen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

GÜNTHER und HARROY stellen in ihren Abhandlungen zugleich die Chromerzvorräte vor Augen, welche im Chromgehalt der aus Rückständen der Serpentinverwitterung hervorgehenden Eisenerze liegen. Die Weltvorräte an solchem „residual ore" werden von beiden Autoren in der Höhe von 5½ Milliarden Tonnen angezeigt; ihr Chromoxydgehalt schwankt zwischen 1—3%, höhere Werte bis 6% sind seltener. (Die bereits in erprobten Verfahren geübte Ausnützung auch dieses niedrigen Cr-Gehaltes ist vor allem für die direkt aus Erzen geschöpfte Chromstahlerzeugung — z. B. Mayaristahl, Kuba — von Bedeutung.) Für Griechenland allein setzte HARROY 75 Millionen Tonnen solcher Eisenerze ein.

In Abschnitt VII des allgemeinen Teiles dieser Arbeit wurde bei Besprechung der sedimentären Bildungsweise dieser Eisenerze und ihren Vorkommen in Albanien, Jugoslawien und Griechenland der Mindestgesamtvorrat für die Balkanhalbinsel in der Höhe von 30—40 Millionen Tonnen angegeben. Diese Schätzung hält sich in engeren Grenzen als die vorgenannte, schließt aber auch bei weitem nicht alle möglichen Erze ein, die noch unter dünner Jura- oder Kreide-Kalkdecke verborgen sein können.

Wird für den Weltvorrat an chromhaltigen Eisenerzen ein Durchschnitts-Cr_2O_3-Gehalt von 2% zugrunde gelegt, so übertrifft schon dieser Chrominhalt den der derzeitigen Weltvorräte an Lagerstätten-Chromit um ein Mehrfaches.

Für den Balkanraum betrachtet, hält unter den Ziffern der eigenen Schätzung der Chrominhalt dieser Eisenerzlagerstätten jenem der Chromitlagerstätten nahezu die Waage. Vorerst liegt allerdings der wirtschaftliche Wert dieser Eisenerze, die unter den Balkanvorkommen zur Zeit nur in Griechenland ausgebeutet werden, in ihrem Ni-Gehalt, der bisher hauptsächlich im Krupp-Renn-Verfahren zugute gebracht wurde.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Führer durch das Schrifttum

(mit einzelnen Nachträgen bis 1950).

Die älteren, wenn auch oft sehr verdienstvollen Arbeiten aus der geologischen Literatur der Balkanhalbinsel und Anatoliens, jene von ANTOULA AMI DE BOUÉ, JIREČEK, TSCHIHATSCHEFF, VISQUENEL u. a., zum Teil aber auch jene von BITTNER, BUKOWSKY, CVIJIČ, NEUMAYR u. a. stehen den hier behandelten Fragestellungen zumeist schon etwas ferne und werden darum nicht oder nicht mehr vollständig hier angeführt; sie sind mit vorzüglichen Referatsangaben in der bis 1903 nahezu erschöpfend dargestellten Literaturübersicht von F. TOULA [20] enthalten.

Nicht alles hier angeführte Schrifttum konnte unter den Schwierigkeiten der Kriegs- und Nachkriegszeit im Original eingesehen werden, manches insonderheit an außereuropäischer, aber auch beispielsweise an italienischer Literatur war oft nur in Referaten zugänglich. Einiges wurde an Arbeiten hier eingereiht, wo auch Referate nicht zur Hand waren und nur aus Verwendung in anderen Arbeiten oder — ausnahmsweise — gar nur aus ihrem Titel sich eine Beziehung zu den hier behandelten Problemen ableiten ließ.

Für Balkanhalbinsel und Anatolien wurde möglichst vollständiges Anführen und Verwerten jener geologischen Literatur angestrebt, die unmittelbar oder auch erst in weiterem Abstand an die Probleme der basischen Gesteine und der Chromerzlagerstätten rührt. Für diese Aufgabe stand auch die Kenntnis der Literatur einigermaßen vollständig zur Verfügung und auch eine Anzahl solcher geologischer Schriften wurde hier aufgezählt, die zwar abseits eigentlicher Serpentinfragen, doch für die im ersten Teil dieser Arbeit behandelte Lokalgeologie einzelner Serpentingebiete Bedeutung haben.

Auch der Serpentin- und Chromerz-Literatur der Alpen wurde hie, eine etwas breitere Übersicht eingeräumt und vielfach Angaben entnommenr da gerade von dort eine Reihe wichtiger Klärungen von Genesis und Metamorphose der Serpentingesteine ihren Ausgang nehmen.

Für die Serpentin-Chromerz-Literatur der übrigen europäischen und außereuropäischen Landgebiete, die nur zu kurzen vergleichenden Betrachtungen herangezogen wurde, war ein gleich ausführliches Verzeichnis nicht beabsichtigt und konnte auch unter den gegenwärtigen Zeitverhältnissen — Schwierigkeiten in der Bibliotheksbenützung, viele Lücken, manche Bibliotheken noch gar nicht wieder aufgestellt oder zum Teil zerstört — nicht zum Ziele gesetzt werden. Es lag aber im Bestreben, wenigstens Vorarbeit und Beitrag zu liefern für eine künftige Weltliteraturschau durch alle wichtigeren Arbeiten über basische bis ultrabasische Massengesteine und Chromerzlagerstätten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Gliederung der nun folgenden Literaturübersicht von Serpentin- und Chromerzgeologie:

I. Balkanhalbinsel und Anatolien, einschließlich Ägäis und eng benachbarte Mediterrangebiete.

a) Sammelarbeiten.
b) Einzelne Länder: Jugoslawien,
Rumänien und Ungarn,
Bulgarien,
Albanien,
Griechenland,
Europäische und asiatische Türkei.

II. Die anderen europäischen und außereuropäischen Landgebiete.

Alpen und Nordkarpathen,
Pyrenäen und Iberische Halbinsel,
Apennin und dessen Randbereiche,
Fennoskandia,
Sonstiges Europa,
Ural,
Asien,
Australien und Indonesien,
Afrika,
Beide Amerika und Grönland.

III. Allgemeine Fragen in Beziehung zur Serpentin- und Chromerzgeologie.

IV. Nachträge (in der Hauptübersicht in alphabetischer, doch sachlich ungeordneter Reihenfolge) zu I—III, wobei die einzelne Ländergebiete betreffenden Arbeiten zwecks Vervollständigung der länderweisen Übersichten I und II auch dort oder nur dort als Subnummern angeführt sind.

Die mit * versehenen Arbeiten sind selbst wieder Träger ausführlicher Literaturhinweise zu den Serpentin- und Chromerzbelangen.

Abkürzungen: C. f. Min. = Centralblatt f. Mineralogie; G. Z. = Geologisches Zentralblatt; Jb. G. R. A. = Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt Wien; G. B. A. = Geologische Bundesanstalt Wien; Z. D. G. G. = Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft; N. Jb. = Neues Jahrbuch für Min. etc.; Geol. Rdsch. = Geologische Rundschau; Z. f. pr. G. = Zeitschrift für praktische Geologie; ME. = Zeitschrift Metall und Erz, Berlin; Ec. Geol. = Economic Geology; C. R. = Comptes Rendus; usw.

Literaturnummern im Text sind mit eckiger Klammer [ ] versehen.

I. Balkanhalbinsel, Anatolien, Ägäis und diesen unmittelbare Mediterrannachbarschaft.

a) Sammelarbeiten (Nr. 1—22).

1. CVIJIČ J.: Die dinarisch-albanesische Scharung. — Sitzungsber. Ak. d. Wiss., Wien *1901*.
2. — Die Tektonik der Balkanhalbinsel. — C. R. XI. Congr. Int. Géol., Wien *1903*.
3*. DOELTER C.: Die Mineralschätze der Balkanländer und Kleinasiens. — Verlag F. Enke, Stuttgart *1916*.
4. HENCKMANN W.: Die Chromerze des Nahen Ostens. — Z. f. pr. G., 50, *1942*.
5. HERITSCH Fr.: Karbon und Perm in den Südalpen und in Südosteuropa. — Geol. Rdsch., Bd. XXX, S. 529—588, *1939*.
6. HIESSLEITNER G.: Geologie und Bergbau der Chromerzlagerstätten des Balkans. — Festschr. Leobner Bergmannstag, *1937*.
7. KOBER L.: Die Großgliederung der Dinariden. — C. f. Min., Abt. B, S. 425, *1929*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

8. KOCKEL C. W.: Südosteuropa — eine geologische Einheit. — Leipzig, Viertelj. Zeitschrift f. Südosteuropa, Jg. I, *1937*.
9. KOSSMAT F.: Die Beziehung des südosteuropäischen Gebirgsbaues zur Alpentektonik. — Geol. Rdsch., XV., H. 3, *1921*.
Ferner: Bemerkungen zur Entwicklung des Dinaridenproblems. — Geol. Rdsch., XV., S. 145, *1921*.
10*. — Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. — Verlag Borntraeger, Berlin *1924*.
11. NOPCSA F. Baron: Geologische Grundzüge der Dinariden. — Geol. Rdsch., 12. Bd., 1/2. H., S. 1—19, Leipzig *1921*.
12. — Zur Tektonik der Dinariden. — C. f. Min., Abt. B, S. 434, *1928*.
13. OPPENHEIM P.: Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Balkanhalbinsel. — Z. D. G. G., Bd. 58, S. 109, *1906*.
14*. PETRASCHECK W. E.: Gebirgsbildung, Vulkanismus und Metallogenese in den Balkaniden und Südkarpathen. — Berlin *1942*.
15. PILGER A.: Die Stellung der dinarischen Schiefer-Hornstein-Formation. — C. f. Min. Abt. B, *1939*.
16. — Die Stellung des innerdinarischen Troges im alpinen Orogen. — N. Jb. f. Min. etc. Beil. Bd. 86, Abt. B, S. 163—188, *1942*.
17. SCHWINNER R.: Gebirgsbau und Erdmagnetismus auf der Balkanhalbinsel. — Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. 39, H. 2/3, *1933*.
18. STEINMANN G.: Die ophiol. Zonen in den medit. Kettengebirgen. — C. R. Congrès intern. géol., Madrid *1927*.
19. TOULA Fr.: Geologische Übersichtskarte der Balkanhalbinsel. — Jb. G. R. A., Wien *1882*.
20*. — Der gegenwärtige Stand der geologischen Erforschung der Balkanhalbinsel und des Orients. — C. R., IX Congrès Géol. Int., Bd. I, Wien *1903*.
21. WEG M.: Die Balkanländer. — Antiquarischer Katalog 133, Leipzig *1912*.
22. WINKLER-HERMADEN A.: Dinariden und Alpen. — C. R. Congr. Intern. Madrid *1926*.
Ferner: Die Bedeutung des Alpen-Dinaridenproblems für den Alpenbau. — Jb. G. B. A., Wien *1927/28*.

b) Einzelne Länder:

Jugoslawien (Nr. 23—174).

23. AMPFERER O. und HAMMER W.: Erster Bericht über eine 1917 im Auftrag und auf Kosten der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften ausgeführte geologische Forschungsreise in Nordwestserbien. — Sitzungsber. K. Ak. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 126. Bd., 9. H., *1917*.
24. — — Erster Bericht über eine 1918 im Auftrage und auf Kosten der Akademie der Wissenschaften ausgeführte geologische Forschungsreise in Westserbien. — Sitzungsber. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 127. Bd., H. 89, *1918*.
25. — — Ergebnisse der geologischen Forschungsreisen in Westserbien. Siehe [55].
AMPFERER O.: Zur Tektonik und Morphologie des Zlatibormassivs. — Denkschrift Akad. d. Wiss., 101. Bd., Wien *1928*.
HAMMER W.: I. Die basischen Intrusivmassen Westserbiens.
II. Die Diabas-Hornstein-Schichten. — Denkschrift Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 98. Bd., Wien *1921*.
26. BARIČ G.: Realgar od Lojana kod Kumanovo. — Rad Jugosl. akad. znan i umjet. Kn. 249, *1934*.
27. BAUMGÄRTEL Br.: Das Nebengestein der Chromeisenlagerstätte Dubostica in Bosnien und das Auftreten von sekundär gebildetem Chromit in demselben. — Tscherm. Min.-petr. Mitt., XXIII, H. 5, *1904*.
28. BESIČ Z.: Geologischer Bau und tektonische Verhältnisse der Sinjavina, Mletičak, Javorje, Lola, Bjela und ihrer Umgebung. — Ann. Géol. Péninsule Balk., Bd. XI, S. 99—131, Beograd *1933*.
29. BITTNER A.: (Zlatibor.) — Jb. G. R. A., S. 411, Wien *1880*.
30. BLANC F.: Erze des Kara dagh. — C. R. S. 205—206, Paris *1901*.
31. BURGERSTEIN L.: Beitrag zur Kenntnis der jungtertiären Süßwasserdepots bei Uesküb. — Jb. G. R. A., S. 243—250, Wien *1877*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

32. COTTA B. v.: Erzlagerstätten im Banat und Serbien. — Wien *1865*.
33. CVIJIČ J.: Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien. — Petermanns Mitt., Erg.-H. 162, Berlin *1908*.
34. CZERMAK F.: Zwei Eisenerzvorkommen marinsedimentärer Entstehung in Nordserbien. — Z. f. pr. G., 33. Jg., 11. H., *1925*.
35. DIMITREW B.: Prilog za poznavanje petrografije i mineralogije Stare Raške. — Geološki anali Balkanskog Polustrva. Kn. XII, 1, Beograd *1934*.
36*. DONATH M.: Geologisch-mineralogische Studien an serbischen Chromitlagerstätten. — Freiberg *1930*.
37. — Die Chromeisenerzlagerstätten des Ljubotengebietes nordwestlich von Uesküb in Mazedonien. — Intern. Bergwirtschaft etc., H. 2, *1931*.
38. ERDMANNSDÖRFER O. H.: Über metamorphe Gesteine in Mazedonien. — Sitzungsber. preuß. Ak. d. Wiss., phys.-math. Kl., 32. Bd., S. 576—583, Berlin *1920*.
39. — Untersuchungen an mazedonischen Gesteinen. — N. Jb. f. Min., Beil.-Bd., *1921*.
40. ERDMANNSDÖRFER-LEBLING-LEUCHS-OSSWALD-WURM: Südostmazedonien und Kleinasien. — Berlin *1925*.
41. ERDMANNSDÖRFER O. H. und LEUCHS K.: Das Gebiet zwischen Vardar, Strumica und Dojransee. Heft „Südostmazedonien und Kleinasien", die Kriegsschauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt. — Verlag Borntraeger, Berlin *1925*.
42. FISCHER H.: Die Quecksilberlagerstätten am Avala-Berge in Serbien. — Z. f. pr. G., S. 245, *1906*.
43. FOULLON H. v.: Mineral- und Gesteinsvorkommnisse Mazedoniens. — Verh. G. R. A., Wien *1890*.
44. FRAAS O.: Annales géol. d. l. péninsule Balkanique (Bukowska pl.), VI. Bd., *1908*.
45. GANSS O.: Geologie der Zlatar planina. — Abhdlg. d. D. Ges. d. Wiss. u. Künste in Prag, H. IV, *1941*.
46. GARGARIN Gr.: Quarzkeratophyr etc. von Gotovusa (NW-Hang Schargebirge). — Vesnik Geol. Inst. Kralj. Jugoslav., T. VIII, *1940*.
47. GOEBEL H.: Eine geologische Kartierung im mazedonisch-albanischen Grenzgebiet beiderseits des Ochridasees. — Ber. d. math.-phys. Kl. d. sächs. Ak. d. Wiss., 71. Bd., S. 257—276 mit Karten, Leipzig *1919* und: Geol. Notizen aus dem Gebiet vom Ochridasee. — C. f. Min., S. 336, *1926*.
48. GORJANOVIČ-KRAMBERGER: Die geotektonischen Verhältnisse des Agramer Gebirges. — Abh. Preuß. Ak. Wiss., Anhang, math.-phys. Abt., Berlin *1919*.
49. GORSKY Eugenija: Zur Charakteristik der Eruptivgesteine in der Umgebung des Bergwerkes Čašak bei Skoplje. — Bull. du Service géol. du Royaume de Jougoslavie, T. V., Beograd *1937*.
50. GÖTTING: Chrombergbau Čačak. — B. u. H. Ztg., Freiberg *1901*.
51. — Über ein altes Bergwerksemporium. — B. u. H. Ztg., S. 213, 223, 237, 249. Freiberg *1901*.
52. GRIPP K.: Die Gebirge um Uesküb. — Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde, S. 256—270, Berlin *1921*.
53. — Beiträge zur Geologie von Mazedonien. — Abh. aus dem Gebiete d. Auslandskunde, Bd. 7, Hamburg *1922*.
54. HAMMER W.: Über eine metasomatische Bildung von Magnesit (Breunnerit) nach Peridotit. — C. f. Min., Nr. 13, *1921*.
55. — Die basischen Intrusivmassen Westserbiens. Die Diabas-Hornstein-Schichten; in: Ampferer-Hammer, Ergebnisse der geologischen Forschungsreisen in Westserbien. — Ak. Wis.. Wien, 98. Bd., *1921*.
56. HANTKEN M. v.: Neue Meerschaumvorkommen in Bosnien. — Verh. k. k. G. R. A., Wien *1867*.
57. HARBICH Egon: Smaragdit von Südserbien. — Tscherm. Min.-petr. Mitt., 40. Bd., I. u. II. H., *1929/30*.
58. HELMHACKER: Nickel bei Studenice. — B. u. H. Ztg., S. 138, *1896*.
59. HERITSCH F.: Versteinerungen von Crni Vrh in der Šar planina. — Bull. du service géol. du royaume de Jougoslavie, T. III, S. 171, *1933*.
60. — Versteinerungen von Čaf Kadis im Šar planina. — Bull d. serv. géol. du royaume de Jougoslavie, T. III, S. 171, *1933*.
61. — Korallen aus dem oberen Perm von Likodra im westlichen Serbien. — Vesnik Geol. Inst. Kralj. Jugoslav., *1934* (1933).
62. — Korallen aus dem Karbon von Jugoslawien. — Bull. soc. géol. Jougoslavie, *1939*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

63*. HIESSLEITNER G.: Geologie mazedonischer Chromerzlagerstätten. — B. u. H. Jb., 79. Bd., Leoben *1931.*

64. — Einbruch von Granit und Andesit in Chromerz führenden Serpentin von Lojane bei Kumanovo (Südserbien). — Z. f. pr. G., 42. Jg., *1934.*

65. — Das Bergbaugebiet von Janjevo in Mazedonien. — B. u. H. Jb., 74. Bd., Leoben *1927.*

66*. — Zur Lagerstättenkunde des dichten Magnesits in Griechenland und Serbien. — B. u. H. Jb., Bd. 82, Leoben *1934.*

67. HOFMANN R.: Notizen über den Bergbau Janjevo (Burgruine Novobrdo und Umgebung im Vilajet Kossowo). — Mitt. d. geogr. Gesellschaft, Wien *1893.*

68. — Antimon und Arsen-Erzbergbau Alchar in Mazedonien. — Öst. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen, 39. Bd., Nr. 16, Wien *1891.*

69. HÜTTER C.: Über die Chromerzvorkommen in Nordmazedonien. — Z. f. pr. G., H. 4, *1920.*

70. ISERT: Chromlagerstättenchronik f. Jugoslawien. — Z. f. pr. G. *1934.*

71. ILIČ M.: Die Eruptivgesteine der Umgebung von Raška. — Vesnik Geol. Inst. Kraljev. Jugoslavije, Beograd *1938.*

72. JOHN C. v.: Über die Gesteine des Eruptivstockes von Jablanica an der Narenta. Jb. G. R. A., 38. Bd., Wien *1888.*

73. JONG W. F. de: Nemalith von Lojane. — Vesnik Geol. Inst. Kralj. Jugoslav., T. VI, Beograd *1938.*

74. JOVANOVIČ D.: Über Magnesit am Fuße der Cemerica. — Ref. Geol. Zbl. 36, *1927/28.*

74a. JOVANOVIČ P. S.: Siehe „Nachträge" [857].

75*. KATZER F.: Über den heutigen Stand der geologischen Kenntnisse Bosniens und der Herzegowina. — Compte rendu IX Congr. géol. intern., Vienne *1903.*

76*. — Geologischer Führer durch Bosnien und Herzegowina. — Intern. Geol. Kongreß, Sarajevo Landesdruckerei *1903.* (Neudruck *1930.*)

77. — Die Meerschaumvorkommen von Bosnien. — B. u. H. Jb., Leoben *1909.*

78. — Das angebliche Silur von Zvornik in Bosnien usw. — Z. f. Min. usw., Abt. B, *1923.*

79. — Geologie Bosniens und der Herzegowina. — Sarajevo *1925.*

80. KISPATIČ M.: Die Serpentine und Serpentin ähnlichen Gesteine der Fruška Gora in Kroatien. — Mitt. d. ung. geol. Ges. Budapest, VIII. Bd., H. 7, *1887.*
Ferner: Die Glaukophangesteine d. Fruška Gora. — Jb. G. R. A. *1887.* („Nachträge" [860]).

81. — Die krystallinischen Gesteine der bosnischen Serpentinzone. — Bosn.-herzeg. Landesmuseum, VII. Bd., S. 377, *1900.*
Ferner: Angeblicher Serpentin- und Gabbrodurchbruch in der Nähe von Kostajnica in Bosnien. — Glas. Hrvat. Prir. Dr., Zagreb *1917.*

82. KITTL E.: Geologie der Umgebung von Sarajevo. — Jb. G. R. A., 53. Bd., Wien *1904.*

83. KOCH A.: Geologie der Fruška Gora. Math.-nat. Berichte aus Ungarn. — Berlin-Budapest *1896* (und Jb. G. R. A. *1876*).

84. KOSSMAT F.: Bericht über eine geologische Studienreise in den Kreisen Mitrovitza, Novipazar, Prijepolje (Altserbien). — Berichte d. math.-phys. Kl. d. Sächs. Ges. d. Wiss., S. 162, Leipzig *1916.*

85. — Gebirgsbau und Landschaft im Umkreis Novi Pazar. — Z. d. Ges. f. Erdkunde, Nr. 1, Berlin *1917.*

86. — Mitteilungen über den geologischen Bau von Mittelmazedonien. — Sächs. Ges. d. Wiss., math.-phys. Kl., Bd. LXX, Leipzig *1918.*

87. KREBS N.: Beiträge zur Geographie Serbiens und Rasciens. — Verlag Engelhorn, Stuttgart *1922.*

88. KRUSCH P.: Die Minerallagerstätten Serbiens. — ME., S. 70—87, Berlin *1916.*

89. LAZAREVIČ M.: Mitteilungen über kristallinen Chromit aus Serbien. — Z. f. pr. G., S. 16 und 254, *1908.*

90. LEDEBUR K. H. v.: Stratigraphie und Tektonik Jugoslawiens zwischen Lim und Ibar. — N. Jb. f. Min., Beil.-Bd. 85, Abt. B, S. 463—506, *1941.*

91. LEPEZ P.: Der Chrombergbau von Nordwestmazedonien. — ME., H. 12, Berlin *1928.*

92. LEUCHS K.: Aus Mazedonien. — Mitt. geogr. Ges., XI, S. 276, München *1916.*

93. LOCZY J. jun.: Beiträge zur Geologie Westserbiens. — Földtani Közlöny, Budapest *1918.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

94. LOCZY L. v.: Geologische Studien im westlichen Serbien. — Ergebnisse der Orientkommission d. Ung. Ak. Wiss. Vol. J., Berlin *1924*.

95. — Die Geologie von Westserbien und des pannonischen Mittelgebirges. — C. R. XIV, Congr. Intern. Géol., Madrid *1926*.

96. LUBOJATZKY E.: Chromerzvorkommen in Mazedonien. — ME., H. 3, *1925*.

97. LUKOVIČ M. T.: Geology and ore deposits around Raška and Novi Pazar, Jougoslavia. — Rudarski i Topionicki Vesnik Broj 10, Beograd *1929*.

98*. — Histoire géologique et tectonique du Bassin de Skoplje. — Bull. Soc. Scientifique de Skoplje, Tome X, Sect. des Sc. Nat., Nr. 4, S. 4—62, *1931*.

99. — Geološki sastav i tektonika Skopske kotline i njegov oboda. — Glasnik Skopskog naučnog društva. Knj. X, *1934*.

100. — Geološki sastav i tektonika istočnog dela planina Crne Gore (Kara daga). — Vesnik instit. Kraljev. Jugoslavije. Knj. VII, Beograd *1938*.

100a. LUKOVIČ M. T. und PETKOVIČ K.: Siehe „Nachträge" [870].

101. MACHATSCHKI F.: Die Formel des Crossits von Vodno. — N. Jb. f. Min., Geol. u. Pal., Abt. A, H. 7, *1943*.

102. MALACHOW A. A.: Sur la constitution géologique et sur la tectonique de la région Porec (Serbie meridionale). — Annales géolog. de la Péninsule Balk., XV, Beograd *1938*.

103. MARIČ Luka: Gabbromassiv von Jablanica. — Bull. de l'Institut géol. de Zagreb, *1927/28*.

104. — Beitrag zur Kenntnis der Petrographie von Stara Raška. — Glas srpske Kralj. akadem., CLVIII, p. 145—187, Beograd *1933* und Acad. royale serbe, Bull. B., Beograd *1935*.

105. — Leuzitbasalt von Han Trebinje in Stara Raška. — Vesnik Geološki Inst. Kralj. Jugoslav., Belgrad *1934* (ausgegeben 1935).

106. — Die petrographischen und geologischen Verhältnisse in der Umgebung von Prilep usw. — Vesnik Geol. Inst. Kralj. Jugoslav., T. VIII, Beograd *1940*.

107. MEIXNER H.: Artinit und Pyroaurit, Hydromagnesit aus Südserbien. — C. f. Min., A, S. 363—373, *1937*.

107a. — Einige interessante Mineralfunde (Vesuvian, Apophyllit) aus dem Serpentingebiet von Lojane in Südserbien. — N. Jb. f. Min., Monatshefte, Abt. A, *1949*.

108. MILOSAVLJEVIČ M.: Le Trias moyen de la montagne de Jadovnik. — Ann. géol. Péninsule Balk., Bd. X, Beograd *1933*.
Ferner: Le Trias moyen di plateau Žare près de Sjenica. — Ann. géol. Péninsule Balk., Bd. XII, Beograd *1935*.

109. MILOVANOVIČ B.: Beiträge zur Geologie von Westserbien. — Ann. géol. Pénins. Balk., S. 132—160, Beograd *1933*.

110. — Zur Stratigraphie und Tektonik des Zlatibormassivs (Westserbien). — Mitt. d. Geol. Ges., XXVIII. Bd., Wien *1935 (1937)*.

111. — Sur la structure et la tectonique du defilé d'Ovcar-Kablar (Westserbien). — Vesnik Geol. Inst. Kralj. Jugoslav., T. VII, *1938*.

112. NIKITIN W. und KLEMEN R.: Crossit aus Vodno bei Skoplje. — N. Jb. f. Min. etc., Beil.-Bd. 74, Abt. A, *1938*.

113. OSSWALD K.: Das östliche Moglenagebirge und das Diabasgebiet von Djevgjeli. — „Die Kriegsschauplätze 1914—1918", Berlin *1925*.

114. OESTREICH K.: Mazedonien. — Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde, S. 1—29, Berlin *1916*.

115. — Reiseeindrücke aus dem Vilajet Kossovo. — Abh. k. k. geogr. Ges., I, Wien *1899*.

116. — Beiträge zur Geomorphologie von Mazedonien (mit geologischer Karte). — Abh. d. geogr. Ges., IV, 1, Wien *1902*.

117. PANČIČ J.: Das Kopaonik-Gebirge und seine Umgebung (Erzlagerstätten). — Belgrad *1869*.
Ferner: Die Flora der Serpentinberge in Mittelserbien. — Z. botan. Ges. Wien *1859*.

118. PAVLOVIČ M. und CUBRILOVIČ V.: Recherches géologiques préliminaires sur la feuille de Prizren (Serbie meridionale). — Vesnik geol. Instit. Kralj. Jugoslav., T. VII, Beograd *1938*.

119. PAVLOVIČ P. S.: Prethodni izvestaj o oligocenu Velesa i Stipa u Macedoniji. — Zap. Srp. Geol. Društva, Zbor 97, tac. 4, Beograd *1902*.

120. PAVLOVIČ P. S.: Oligocenski fosili u ukolini Kočana. — Zap. Srp. Geol. Društva, Zbor 93, Tacka 6, Beograd *1902*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

121. PAVLOVIČ P. S.: Prilozi za poznavanje tertiära u Srbiji, III, Gombertska fauna u selo Bulacanima pod Skopskom Crnom Gorom. — Géol. Ann. Balk., Vol. VIII/2, str. 87—90, Beograd *1926.*

122. — Neue Angaben zur Kenntnis der fossilen Faunen von Kossovo Polje etc. — Bull. serv. géol. d. royaume d. Jougoslavie, Belgrad *1931/32.*

123. PAVLOVIČ M. St.: Les gisements de giobertite de la région de Zlatibore (Serbie occidentale). — Bull. soc. Franc. Min., 54, Paris *1931.*

124. — Les roches eruptives basiques de Zlatibor (Jougoslavie). — Fac. de sciences, Serie A, Paris *1936.*
a) Étude pétrographique des peridotites du massif de Zlatibor. — C. R. Ac. Sc. T. 200, p. 1864—1866, Paris *1936.*
b) Étude des gabbros de Zlatibor. — C. R. Ac. Sc. T. 200, p. 1949, Paris *1935* (N. Jb. f. Min. ref., p. 339—341).
c) Les amphibolites du massif de Zlatibor. — C. R. Ac. Sc. T. 200, p. 2094, Paris *1935* (ref. N. Jb. 1938, p. 339).

125. PETKOVIČ A.: Geološki odnosi Ljubotena i njegova podnoschja. — Geol. anali Balk. Kn. VI, 1, Beograd *1903.*

126. PETKOVIČ M.: Mikroskopski opic stena ca Ljubotena na Schari. — Geol. anali Balk. Pol. Kn. VI, d. 1, Beograd *1903.*

127. PETKOVIČ V. K.: Contribution à la connaissance de la géologie de Stara Raška (Ancien Sandschak de Novipazar). — Glas de l'Ac. roy. serbe, Nr. CXXV, p. 101—176, Belgrad *1927.*

128a. — Geol. Übersichtskarte Jugoslawien, 1 : 1,000.000, Beograd *1931.*

128b. — Explic. de la carte géol. „Sjenica". — Soc. Service géol. Roy. Jougoslavie, Beograd *1933.*

129. — Profil de „Krs" sous gradac près de Sjenica etc. — Acad. royale serbe, S. 1—6, Beograd *1935.*

130. PETKOVIČ K.: Propečni geološki prohled kroz neogene slijeve pod sela Neresi nedaleko od Skoplja. — Geol. anali Balk. Pol. Kn. XIII Beograd *1936.*

131. PETKOVIČ K. und MILANOVIČ B.: Prilog za Poznavanje geologije Stare Raške. — Geološki anali etc. Kn. XII, 1. *1909.*

132. PETUNNIKOV G.: Die Erze des schwarzen Berges bei Skoplje, Mazedonien. — Mont. Rdsch., Nr. 19, p. 23, Wien *1927.*

133. — Über einige Eigenschaften des serbischen Magnesits. — Mont. Rdsch., S. 270, Wien *1929.*

134. — Über ein Chromitvorkommen bei Tschatschak (Čačak) in Südserbien. — Mont. Rdsch., Bd. 27, Nr. 15, Wien *1935.*

135. — Chromlagerstätte Planinica. — Mont. Rdsch., H. 16, *1938.*

136. — Die Mineralvorkommen in der Gemeinde Detschani in Nordwestmazedonien. — Mont. Rdsch., H. 21, *1939.*

136a. — Ein neues Chromerzvorkommen in Jugoslawien. — Mont. Rdsch., Bd. 32. *1940.*

137. PILGER A.: Der innerdinarische Trog im Profil von Sarajevo. — Z. D. G. G., Bd. 91, *1939.*

138. — Magmatismus und Tektonik in den Dinariden Jugoslawiens. — C. f. Min. etc., Abt. B. Nr. 9, S. 257—261, Jg. *1940.*

139. — Zur Entstehung der jugoslawischen Decken. — Abh. Preuß. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Nr. 3. Berlin *1941.*

140. — Paläogeographie und Tektonik Jugoslawiens zwischen der Una und dem Zlatiborgebirge. — N. Jb. f. Min., Beil.-Bd. 85, Abt. B, S. 383—462. *1941.*

141. PROTIČ M.: Der geologische und tektonische Bau der Stara Planina. — Geol. Inst. Kralj. Jugosl., Beograd *1934.*

142. RADIMSKY V.: Bosniens Serpentine und ihre Übergemengtteile, besonders Meerschaum. — Glasnik Sarajewo I., *1889.* Mitt. d. Abt. f. Naturkunde d. österreich. Touristenklubs, *1891.*

143. ROCHATA O.: Beitrag zur Kenntnis der Erzvorkommen im Ibartal und Moravicagebiet in Mittelserbien. — Mont. Rsdch. Nr. 12, Wien *1931.*

144. SCHADLER J.: Über einige bosnische Magnesitvorkommen. — Berg- u. Hüttenm. Jb. Leoben, 79, *1931.*

145. SCHILLER J.: Über den Gabbro aus dem Flysch bei Visegrad in Bosnien. — Tscherm. Min. Mitt., 24, 315, *1905.*

146. SIMIČ V.: Beitrag zur Geologie von Westserbien. — Vesnik Geol. Inst. Kralj. Jugosl. Bull., Beograd *1931/32.*

147. — Über das Silur von Podriuje. — Bull. serv. géol. Jougosl., Beograd *1933.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

148. SIMIČ V.: Das Oberperm in Westserbien. Mem. serv. géol. d. roy. d. Jougoslavie, Vol. 1, Beograd *1933.*
149. — Geologische Beobachtungen im Bereiche der Kartenblätter Peč und Metochija-Drenica. — Vesnik Geološkog instit. Kralj. Jugosl., V., Beograd *1937.*
150. — Über die stratigraphische Stellung der Diabashornsteinschichten in der Nähe von Medvenik (Westserbien). — Vesnik geol. Instit. Kralj. Jugosl., T. V., Beograd *1937.*
151. — Zur Geologie der Umgebung von Banjska. — Vesnik Geol. Inst. Kralj. Jugosl., T. VII., Beograd *1938.*
152. — Über die jungpaläozoische Fazies in Westserbien. — Vesnik Geol. Institut. Kralj. Jugosl., T. VI., Beograd *1938.*
153. STAPPENBECK R.: Die Magnesitlagerstätten von Vrutci in Westserbien. — Z. f. pr. G., *1931.*
154. TAJDER M.: Klinochlor von Dobro Polje. — Vesnik Geol. Inst. Kralj. Jugosl., T. VI., Beograd *1938.*
155. — Nemalith von Lojane. — Vesnik Geol. Inst. Kralj. Jugosl., T. VI., Beograd *1938.*
156. TIETZE E.: Geologische Notizen aus dem nordöstlichen Serbien. — Jb. k. k. G. R. A., Wien *1870.*
157. TODOROVIČ K. N. und MITROVIČ V. M.: Sastav chromita juszne srbije. — Annalen d. Techn. Fakult. Universität S. 1—7, Belgrad *1935.*
158. TOMIČ L.: Granitski Massiv kod Stipa. — Glas. Srp. Kralj. akad., CXXXV, Beograd *1929.*
159. TORNQUIST A.: Manuskript: Chalkographische Untersuchung der Erze der Chromitlagerstätten zwischen Vardar- und Lepenactal. — *1931.*
160. TUČAN F.: Ni-haltige Magnesite in Kroatien. — C. Min., *1914.*
161. — Mineral. petr. proucavanja ismedju Prilepa i Kaimak-čalana. — Glasnik Skopskog naučnog Društva. Kn. II, Skoplje *1926.*
162. — Lherzolith von Krnda bei Uzice und Produkte seiner Metamorphose. (Auszug aus Rad, Bd. 244, S. 48—73). — Jugoslav. Akademija in Zagreb *1932.* Ferner: Titanit im Gabbro von Jablanica, Herzegowina. — Beograd *1922.*
163. — Mineralogisch-petrographische Exkursion im Vardar Banat. — Bd. 46, Bull. Intern. Jugosl. Ak. Wiss., Zagreb *1934.*
164. — Beitrag zur mineralogischen und chemischen Kenntnis der Bauxite aus Lika. — Bull. Intern. Ac. Jougoslave (Rad 249, S. 76—79), Livr. 28, *1934.*
165. — Sijeniti, Graniti i Daciti od Lojana u Skopskoj Crnoj Gori. — Jugoslav. Akademije Kn. 254/79, Zagreb *1936.*
166. — Bericht über die min.-petr. Exkursion in Südserbien. — Bull. Internat. Ac. Jougoslave Livr. 28. *1934* und Vesnik Geol. Inst. Kralj. Jugosl., T. V., Beograd *1937.*
167. UROSEVIČ S.: Peridotite und Serpentine Serbiens. — Annales géol. Balk., V, 2. Belgrad *1901.*
168. WALTER B.: Beitrag zur Kenntnis der Erzlagerstätten Bosniens. — Sarajevo *1887.*
168a. WELTER O.: Siehe „Nachträge" [902].
169. WILSON G.: The geology, petrology and structure of the Brzece area, Kopaonik, Jugoslavia. — Geol. Ann. Balk., Pol. XI/12, Beograd *1931 (1933).*
170. WURM A.: Zur Geologie von Ostmazedonien. — N. Jb. f. Min., 1. Bd., S. 26, *1922.*
171. ZAPLETAL K.: Grundzüge der Tektonik der Dinariden im Norden der albanischen Scharung. — Paty 5. Sysl. cest. balkanskych, Brünn *1925.*
172. ZIVJOVIČ M.: (... Bukovska planina, betreffend) Annales géol. de la pén. Balkanique, III. Bd., S. 26, *1891.*
173. ZUJOVIČ J. M.: Les euphotides de Serbie. — Annales géol. de la pénins. balkanique, III, *1891.*
174. ZUJOVIČ J.: Les roches éruptives de la Serbie. — Annales géol. de la Péninsule balkanique, Belgrad *1924.*

Rumänien und Ungarn (Nr. 175—198).

175. BUJOR Jon.: Beiträge z. Petrographie der mittleren Dobrogea (Dobrutscha, Rumänien). — Fortschr. d. Min. Krist. Petr., *1937.*
176. CODARCEA A.: Note sur la structure géologique et pétrographique de la région Ogradina-Svinita (Dép. de Severin). — C. R. des sciences de l'inst. géol. de Roumanie, XXI, 1933, Bucuresti *1937.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

177. CODARCEA A. et KRÄUTNER Th.: Note préliminaire sur les gisements de chromite des Monts d'Orsova. — C. R. des séances de l'Instit. Géol. de Roumanie, T. XX, p. 31—37, *1932*.
178. CRUGLICOV G. V.: Chrom und seine Lagerstätten im südlichen Banat. — Miniera Bukarest 4 (1929), Ref.: Geol. Zbl., 49, Nr. 273, *1933*.
179. GHIKA-BUDESTI St.: Etudes géologiques et pétrographiques dans les Muntui Lotrului (Südkarpathen). — Annarul Institutului Geologic al Romaniei, Bukarest *1934*.
180. GHITULESCU T. P. and GAVAT J.: General outlook on the situation of the iron, Chromium, mangnese and pyrite deposits of Roumania. — Roum. Geol. Survey, *1931*.
181. HOFMANN A.: Über die Chromerzvorkommen in Ungarn. — Ref.: N. Jb. f. Min., Geol. u. Pal., S. 873, *1873*.
182. KIRNBAUER F.: Das Feldspatvorkommen von Tisovitza bei Oršova (Rumänien) — ein sehr seltener Lagerstättentypus. — Z. f. pr. G., H. 2, *1936*.
183. KUDERNATSCH J.: Geologie des Banater Gebirgszuges. — Sitzungsber. Ak. d. Wiss. Wien, XXVIII, *1857*.
184. MAY W.: Mitteilungen über die Lagerstätten von Chromeisenerz bei Oršova in Südungarn. — ME., S. 445, *1917*.
185. MRAZEC L.: Serpentine im Parangmassiv (Südkarpathen). — Ann. Min. Géol. et. Pal., Bukarest *1898*.
186. MRAZEC L. et MURGOCI G. M.: Contributions à l'étude pétrografique des roches de la zone centrale des Carpathes Méridionales; III. La wehrlite du Mont Ursu. — Bull. Soc. Stiinte Bucuresti An., VI, Bukarest *1897*.
187. MURGOCI-MUNTEANU G.: Granat und Vesuvianfels aus dem Serpentin von Paringu. — Bull. Soc. Stiinte. An., IX, Bucarest *1900* (*1901*).
187a. PALIUC G.: Siehe „Nachträge" [878].
188. PAPAY Irma: Über den Gabbro der unteren Donau. — Földt. Közl, XLVIII, p. 126—143, Budapest *1918*.
189. PATERA: Über den Chrombergbau von Plavisevica. — Österr. Z. f. B. u. H., S. 342—343, *1872*.
190. PETRULIAN N.: Étude chalkografique de Chromite du Banat. — Bull. Soc. Géol. Roumanie, Vol. II, 1933, Bukarest *1935*.
191. SANDBERGER Fr.: Nickelgymnit von Alt-Oršova. — N. Jb. f. Min. Geol. u. Pal., S. 852, *1875*.
192. SAVUL Mircea: Le metaxite de Ljubotina Banat. — Bull. Sect. Scient. Acad. Rouman., X, Nr. 8—9, Bukarest *1927*.
193. — Notes sur la presence de Nickel dans les serpentines chromitifères du Banat. — Bull. Soc. Géol. Roum. 1, I, p. 10—17, Bucaresti *1932*.
194. SCHAFARZIK F.: Über die geologischen Verhältnisse der Kasanenge an der unteren Donau. — Jb. K. ung. geol. A., Budapest *1891*.
195. — Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Eibenthal-Ujbanya, Tiszovicza und Soinyicza. — Jb. k. ung. Ak. f. W. 1892, Budapest *1894*.
196. — Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse und Geschichte des Gebirges am Eisernen Tor an der unteren Donau. — Föld. Közl., XXXIII, Budapest *1903*.
197. STRECKEISEN A.: Sur la Tectonique des Carpathes Méridionales. — Annarul Institutul Geological Romaniei, XVI, 1931, Bukarest *1934*.
197a. SZENTPETERY S. v.: Ultrabasische Gesteine aus Ungarn. — Fortschr. Min. Krist. Petr. 23. Bd. *1939*.
198. TIETZE E.: Geologische und paläontologische Mitteilungen aus dem südlichen Teil des Banater Gebirgsstockes. — Jb. k. k. G. R. A., Bd. XXII, Wien *1872*.

Bulgarien (Nr. 199—222).

199. BONCHEFF G. St.: Der Serpentin von Philippopel. — Z. Bulg. Ak. Wiss., 61. Bd., *1901*.
200. — Beiträge zur Petrographie und Mineralogie des Rilagebirges. Schriften Bulg. Ak. Wiss. naturw.-math. Kl., Sofia *1912*.
201. — Geologische Skizze Bulgariens. — Sofia *1936*.
Ferner: Geologische Übersichtskarte von Bulgarien 1 : 800.000, Sofia *1936*.
202. CHRISTOV L. K.: Les richesses minérales de la Bulgarie. — Sofia *1937*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

202a. COHEN, DIMITROFF, KAMENOFF: Geologie von Bulgarien (bulg. mit frz. Zusammenfassung). — Sofia *1946.*

203. DIMITROW Str.: Chromhaltige Tonminerale und Nickelasbolan in der Umgebung von Nevrokop. — Jb. d. Univ. Sofia, Phys.-math. Fak., Bd. XXXVIII, B. 3, *1941/42.*

204. GALABOW J.: Le socle crystallophyllien dans la vallée de la Haute et Moyenne Arda. — Geologica Balcanica, 3, S. 29, *1938.*

205. HABERFELNER E.: Beiträge zur Geologie Westbulgariens. — Schriften aus dem Gebiete der Brennstoff-Geologie, 8. H., Verlag Enke, Stuttgart *1930.*

206. KOCKEL C. W.: Die Grundzüge des Baues von Bulgarien. — Z. D. G. G., 79. Monatsber., *1927.*

207. — Zur Stratigraphie und Tektonik Bulgariens (mit Beitrag von KOSSMAT). — Geol. Rdsch., Bd. 18, *1927.*

208*. — Die wichtigeren deutschen Nachkriegsarbeiten über die Geologie Bulgariens. — Geol. Rdsch., 28, *1937.*

209. KONSTANTINOFF K. N.: Einige Chromitvorkommen im südlichen Rhodopi-Gebirge. — Sofia *1935.*

210. — Die Mineralschätze Bulgariens. — Z. f. pr. G., 45, H. 6, S. 87, *1937.*

211. NICKOLOW N.: Vorläufige Notiz über den Serpentin von Gorne Mahal und Begowo (Bez. Karlowo) in Bulgarien. — C. f. Min., Geol. u. Pal., S. 646, *1923.*

212. — Notizen über die Petrographie und Mineralogie des Schletschkagebirges in Makedonien. — Jb. d. Universität Sofia, phys.-math. Fak., Bd. XX, H. 3, *1924.*

213. — Serpentinvorkommen in Südwestbulgarien. — Jb. phys.-math. Fak. d. Universität Sofia, Bd. XXXI, 3, *1934/35.*

213a. PETRASCHECK W.: Siehe „Nachträge" [880].

214. PETRASCHECK W. E.: Die Chromerzlagerstätten der östlichen Rhodopen in Bulgarien. — Z. f. pr. G., H. 4, *1939.*

215. — Die Erzlagerstätten Südostbulgariens. — ME., H. 18, *1939.*

216. — Die Erzlagerstätten Bulgariens. — Jb. Reichsamt f. Bodenforschung, Berlin *1942.*

217. PFALZ R.: Tektonisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im bulgarisch-türkischen Grenzgebiet des Strandscha-Gebirges. — Z. f. pr. G., H. 6, *1942.*

218. PURKERT R.: Manuskript und Aufsammlung Bulgarien *1931* (1935) (Min. Inst. d. Univ. Graz).

219. SCHEUMANN K. H. und SCHÜLLER A.: Zur Kenntnis des oberkretazischen Vulkanismus im östlichen Bulgarien. — Min.-Petr. Mitt., 50, *1938.*

220. SOJANOFF J.: Neue serpentinische Vorkommen in Bulgarien. — Z. d. Bulg. Ak. d. Wiss., 67. Bd., Sofia *1907.*

221. STILLE H.: Magmato-tektonische Verhältnisse Bulgariens im Lichte allgemeinerer Erfahrungen. — Stefan Boncheff-Festschrift, Zeitschrift bulg. geol. Ges., 1939, Sofia *1940.*

222. TOULA Fr.: Grundlinien der Geologie des westlichen Balkans. — Denkschrift d. Ak. d. Wiss., Wien *1881.*

Albanien (Nr. 222a—252).

222a. AUBERT de la Rue E. et de CHETELAT L.: Observations sur les roches vertes de l'Albanie du Nord. — Bull. Soc. Géol. de France, 4-e, S. XXI, *1924.*

222b. BADER E.: Siehe „Nachträge" [822].

223. BECKE F.: Petrographische Beobachtungen an den von F. v. Kerner gesammelten Gesteinen aus Nordalbanien. — Denkschrift d. Ak. d. Wiss., 95, math.-naturw. Kl., Wien *1918.*

224. BERG G.: Über die Bodenschätze Albaniens. — Z. f. pr. G., S. 58, *1925.*

225. BOURCART J.: Les confins Albanais administrés par la France 1916—1920. — Revue de géographie, vol. X, Paris *1922.*

226. ČECHOVIČ V.: Beiträge zur Geologie und Genese der Cu-Lagerstätte bei Rehova, Albanien. — Z. f. pr. G., H. 5. *1937.*

Ferner: Note préliminaire sur les gîtes minéraux du Sud de Korce en Albanie. — Hornicky Vesnik, Praha *1935.*

226a. CREMA G.: La possibilità mineraria dell'Albania. — Inst. di Stud. Adriat., Venedig *1941.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

227. HAMMER W.: Beiträge zur Geologie und Lagerstättenkunde der Merdita in Albanien. — Mitt. d. geol. Ges. Wien, S. 167—192, *1918.*

228. KERNER F., v. MARILAUN: Geologische Beschreibung des Valbonatales in Nordostalbanien. — Denkschrift, Kais. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 95. Bd., 7. H., S. 315—354, Wien *1917* (*1918*).

228a. LOUIS H.: Siehe „Nachträge" [869].

228b. MARKGRAF F.: Siehe „Nachträge" [872].

228c. MAGNANI M.: Ricerche petrografiche sopra alcune rocce dell Albania Settentrionale (gabbri, peridotiti e serpentini). — Period. d. Mineral., VI., Roma *1935.*

Sopra un gabbro quarzifero ad Hornblenda di Kalivari (Fani e Madh). — Per. d. M., VIII, Roma *1937.*

229. v. NOPCSA F.: Begleitworte zur geologischen Karte von Albanien, Rascien und Ostmontenegro. — Földtany Közlony, Bd. XLVI, p. 301, Budapest *1910.*

230. — Zur Geologie von Nordalbanien. — Jb. k. k. geol. R. A., Bd. 55, Wien *1906.*

231. — Albanien. — Mitt. d. Geol. Ges., S. 109, Wien *1908.*

232. — Zur Stratigraphie und Tektonik d. Vilajets Skutari in Nordalbanien. — Jb. G. R. A., Wien *1911.*

233. v. NOPCSA und REINHARD M.: Zur Geologie und Petrographie des Vilajets Skutari in Nordalbanien. — Annuarul Inst. Geologic al Romaniei, Bd. V, p. 1, *1911* und *1913.*

234*. v. NOPCSA F.: Geographie und Geologie Nordalbaniens. — Geol. Hungarica, Tom. III, Budapest *1929.*

235. NOWACK E.: Die Geologie des mittleren und südlichen Albanien. — Z. D. G. G., 72. Bd., 1920, Berlin *1921.*

236*. — Beiträge zur Geologie von Albanien. (Hauptwerk) I. Teil: Die Malakastra. — N. Jb. f. Min., Geol. u. Pal., Sonderbd. I, Stuttgart *1922.*

II. Teil: Das mittlere Skumbigebiet, Umgebung von Elbassan. — Sonderbd. I., ebendort *1922* (*1923*).

237. — Über ein genetisch interessantes Asbestvorkommen bei Korca. — Z. D. G. G., Berlin *1924.*

238. — Die nutzbaren Mineralvorkommen Albaniens. — Berg- u. Hütte, Techn. Monatshefte, Leoben *1924.*

239. — Geologische Forschungen in Albanien. III. — C. f. Min. Geol. u. Pal., *1925.*

240. — Der nordalbanische Erzbezirk. — Abh. z. Prakt. Geol. u. Bergw.-Lehre, H. 5, Berlin, Geol. Landesanst., *1926.*

241. — Die geologische Erforschung Albaniens. — Congrès géol. Intern. 1926. C. R. 14e sess., S. 675, Madrid *1927.*

242. — Die Erzvorkommen von Rehova und Kamenica (Präf. Korca), Albanien. — Z. f. pr. G., S. 120—124, *1924.*

243. — Geologische Karte von Albanien, 1 : 200.000, *1928.*

244. — Geologische Übersicht von Albanien (Erläut. z. geol. Karte von Albanien 1 : 200.000, 1928), Salzburg *1929.*

245. — Übersicht über die tektonische Entwicklung in Albanien. — Geol. Rdsch., Bd. XX, H. 2, *1929.*

245a. PENNINGSFELD F.: Siehe „Nachträge" [879].

246. ROTH v. TELEGD K.: Das albanisch-montenegrinische Grenzgebiet bei Plav. — E. Nowacks Beitr. z. Geol. v. Albanien, IV. Teil. N. Jb. f. Min., Geol. u. Pal., Sonderbd. I, Stuttgart *1925.* Mit Beitrag von SZENPETERY S.

247. — Beiträge zur Geologie von Albanien, Die Gebirgsgegend südlich von Prizren. — Magy. Kir. Földtani. Intézet Evkönyve. XXVIII, 1, Budapest *1927.*

248. — Gesteine südlich Prizren. — N. Jb. f. Min., Abt. III, S. 283, *1928.*

249. SZENPETERY S.v.: Die Gesteine der Plavgegend aus dem Gebiete Nordalbaniens. — Prilog prethodnom ëlanka v. Telegda (zu Nr. 246), *1925.*

250. — Beiträge zur Petrographie der südlichen Gebirgsgegend von Prizren in Albanien. — Magyar. Kir. Földt. Int. Evkonyve, Bd. XXVIII, Budapest *1927.* Ref.: G. Z., Nr. 38, S. 307, *1928/29.*

251. VETTERS H.: Geologie des nördlichen Albanien. — Denkschrift d. Ak. Wiss., 80. Bd., math.-naturw. Kl., Wien *1906.*

252. — Beiträge zur geologischen Kenntnis des nördlichen Albanien. — Denkschrift d. Ak. d. Wiss., math.-phys. Kl., Bd. 80, S. 201—248, m. geol. Karte, Wien *1907.*

Bericht über eine geologische Studienreise nach Mittelalbanien. — Anzeiger Nr. 5 d. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Wien *1917.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

252a. ZUBER S.: Appunti nella Tettonica e sull'evoluzione geologica dei giacimenti metalliferi albanesi. — Publ. scientifico techniche (A. I. P. A.). Roma *1940*.

Griechenland (und Kreta, Cypern, Rhodos) (Nr. 253—313).

253. ARONIS G. A.: Die Eruptivgesteine der Umgebung der Erzlagerstätten Karakasi (Ermionis). — Ak. Wiss., 13, S. 481. Athen *1938*.

254. BECKE F.: Gesteine aus Griechenland. Gesteine der Halbinsel Chalkidike. — Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1, *1878* und *1879*.

255. BERGEAT A.: Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern. — Tscherm. Min.-Petr. Mitt., XII, *1892*.

256. BITTNER A., NEUMAYR M., TELLER V.: Überblick über die geologischen Verhältnisse eines Teiles der ägäischen Küstenländer. — Abschnitt XII, Bd. 40. Denkschrift d. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Wien *1880*.

257. BLUMENTHAL M. M.: Zur Kenntnis des Querprofiles des zentralen und nördlichen Peleponnes. — Jb. f. Min. etc., Abt. B, Beil.-Bd. 70, S. 449, Stuttgart *1933*.

258. — Über den tektonischen Verband osthellenischer Gebirge. — Eclog. Helv., Bd. 24, Nr. 2, *1931*.

258a. BRESINA A.: Siehe „Nachträge" [828].

259. BUKOWSKI G. v.: Geologische Übersichtskarte der Insel Rhodos. — Jb. Geol. R. A., S. 517, Wien *1898*.

260. CAYEUX L.: Sur les rapports tectoniques entre la Grèce et la Crête orientale. — C. R. Ac. des Sc., Paris *1902*.
Ferner: Sur la composition et l'âge des Terrains metamorphiques de la Crête. — C. R. Ac. Sc., T. 134, S. 1116, Paris *1902*.

261. Chromerzbergbau in Griechenland: Ref.: Ö. Z. f. B. u. H., S. 163, *1901*.

262. CREUTZBURG: Kreta. — Z. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin *1928*.

263. DELESSE: Über Meerschaum von Theben. — N. Jb. f. Min., S. 313—317, *1850*.

264. DEPRAT J.: Géologie de l'île de l'Eubée. — Paris *1904*.
Ferner: Étude géol. et. pétrogr. de l'île d'Eubée. — Besançon *1904*.

264a. DESIO A.: Le isole italiane dell'Egea. — Uff. Geol., Roma *1931*.

265. DUPARC L.: Sur quelques gîtes de Chromites et de Pyrolusite de Thessalie et de Vieille Serbie. — C. R. soc. Phys. et Hist. nat. — Genève, 44, *1928*.

265a. FOULLON H. v. und GOLDSCHMIDT V.: Siehe „Nachträge" [840].

266. FUCHS Th.: Über die in Verbindung mit Flyschgesteinen und grünen Schiefern vorkommenden Serpentine bei Kumi auf Euböa. — Sitzungsber. Ak. d. Wiss., 57. Bd., Wien *1876*.

267. — Über Solfataren in Serpentinstöcken bei Kalamaki, Griechenland. — N. Jb. f. Min., S. 857, *1879* (und Verh. G. R. A. Wien *1876*).

268. HENCKMANN W.: Geologie und Lagerstätten der Insel Cypern. — Z. f. pr. G. 49, H. 7—9, *1941*.

269. HIESSLEITNER G. und CLAR E.: Ein Beitrag zur Geologie und Lagerstättenkunde (Chrom- und Nickelerzlagerstätten) basischer Gesteinszüge in Griechenland. Manuskript abgeschlossen Sommer *1944*, bestimmt für Sitzungsber. Ak. d. Wiss., Wien 1951, in Druck.

269a. HIESSLEITNER G.: Siehe [66].

270. HILBER V.: Geologische Reise in Nordgriechenland und Mazedonien. — Sitzungsber. d. k. k. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Wien *1894*.

271. — Geologische Reise in Nordgriechenland und Türkisch Epirus. — Sitzungsber. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., S. 501, 1894, Wien *1896*.

272. — Vorl. Bericht geol. Reise Westgriechenland. — Sitzungsber. Ak. d. Wiss., Wien *1896*.

273. — Zur Pindos Geologie. — Verh. G. R. A., Wien *1895*.

274. — Geologische Reisen in Nordgriechenland und Makedonien, 1899 und 1900. — Sitzungsber. k. k. Ak. d. Wiss., mat.-naturw. Kl., Wien *1901*.

275. HILBER V. und IPPEN I. A.: Gesteine aus Nordgriechenland und dessen türkischen Grenzländern. — N. Jb. f. Min. etc., B. Bd. XVIII, S. 1—56, *1903*.

276. HÜBNER V.: Geologische Reisen in Nordgriechenland und Makedonien, 1899 und 1900. — Sitzungsber. Ak. d. Wiss., CX, Wien *1901*.

277. KIESLINGER A.: Akropolis-Überschiebung in Athen. — C. f. Min. Abt. B, Nr. 5, *1933*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

278. KOBELL Fr. v.: Über Hydromagnesit von Kumi auf Negroponte (Euböa). — Erdmanns Journal f. prakt. Chemie, *1835*, S. 80/81, *1835*.

279. — Über den Meerschaum von Theben in Griechenland. — München, Geol. Anz. XV, 1842, Erdmanns Jb. f. prakt. Chemie, *1843*.

280. KOBER L.: Beiträge zur Geologie von Attika. — Ak. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 138, Wien *1929*; und: Forschungen und Fortschritt, VI, *1930*.

280a. KÖHNE F.: Siehe „Nachträge" [863].

281. KOKKOROS P.: Les roches vertes d'origine volcanique du Laurium.-Prakt. Ak. Wiss. Athen, 3, S. 604, Athen *1928*.

282. KTENAS K. A.: Erzlagerstätten der südwestlichen Ägäis. — Jb. d. Univ. Athen, Bd. 13, *1917*, 1—51, Ref.: G. Z. 31.768; und ME., H. 8, *1925*.
Ferner: Formations primaires semimétamorphes au Peloponèse central. — C. R. Soc. Géol. France, Nr. 7, *1924*.

283. LABORATOIRE de Minéralogie et Pétrologie de l'Université d'Athène: Publication 1912—1929 du Laboratoire; 6. Recherches sur la Metallogénie de l'Egéide sud occidentale. I. Gites de contact dans le Cristallophyllien. II. Segregation de Chromite, 13, p. 85, *1917*.

284. LANDERER: Meerschaum von Theben. — N. Jb. f. Min., *1850*.

285. DE LAUNAY L.: Études géologiques sur la mer égée. La Géologie des îles de Métélin (Lesbos), Lemnos et Thasos. — Annales de Mines, Paris *1908*.

286. LEPEZ P.: Die Chromlagerstätten von Fteri in Nordgriechenland. — ME., H. 4, Berlin *1929*.

287. — Das Kupfer- und Chromvorkommen im Serpentin von Javornica in Nordgriechenland. — Z. f. pr. G., *1929*.

288. MITZOPOULOS M. und RENZ C.: Fossilführende Trias im griechischen Othrysgebirge. — Ec. geol. Helv., 31, S. 71, Basel *1938*.

289. NEUMAYR M.: Geologische Untersuchungen über den nördlichen und östlichen Teil der Chalkidike. — Denkschrift Ak. d. Wiss., 40, *1879*.

290. NEUMAYR-BITTNER-BURGERSTEIN-TELLER: Überblick über die geologischen Verhältnisse Griechenlands. — Denkschrift Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Wien *1878*.

291. OEKONOMIDES G.: Die vortertiären metamorphen Gebiete der östlichen Kykladen. — Mitt. geol. Ges., Wien, 26, 1933, S. 137, Wien *1934*.

292*. OSSWALD K.: Geologische Geschichte von Griechisch-Nordmakedonien. Mit zwei geol. Karten 1 : 300.000. — Athen *1938*.

293. PAECKELMANN W.: Ergebnisse einer Reise nach der Insel Chios. — Z. D. G. G., *1939*.

294. PHILIPPSON A.: Der Peloponnes. (Mit. geol Karte 1 : 300.000). — Berlin *1872*.

295. — Zur Pindos-Geologie. Verh. G. R. A., Wien *1895*.

296. — Reisen und Forschungen in Nordgriechenland (Thessalien und Epirus). — Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, I. T., Berlin *1895*, II. T., *1895*, III. T.. *1896*.
Ferner: Beiträge z. K. der griechischen Inselwelt. — Peterm. Mitt., H. 134, *1901*.

297. — Zur Geologie Griechenlands. — Z. D. G. G., Monatsbericht, 4, Berlin *1903*.

298. — (Griechenland) Handbuch f. Reg. Geologie.

299. RENZ C.: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. — Jb. f. Min. etc., 21, S. 213, Stuttgart *1906*.
Ferner: Kopaisbecken. — Z. D. G. G., *1913/14*.

300*. — Die Geologie Griechenlands. 1. Teil: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. — Jb. geol. R. A., 60, S. 422, Wien *1910*.

301. — Die Entwicklung und das Auftreten des Paläozoikums in Griechenland. — Geol. Rdsch., II, *1911*.

302. — Über den Gebirgsbau Griechenlands. — Z. D. G. G., Bd. 64, Berlin *1912/13*.

303. — Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. — Jb. k. k. G. R. A., Wien *1916*.

304. — Geologische Untersuchungen auf den Inseln Cypern und Rhodos. — Verh. Ak. Athen *1929*.

305. — Geologische Voruntersuchungen auf Kreta. — Prakt. Ak. d. Wiss., 5, S. 271, Athen *1930*.

306*. — Die Tektonik der griechischen Gebirge. — Pragmateiai d. Akad. Athen *1940* (mit ausführlichem Arbeitsverzeichnis des Verfassers).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

307*. RENZ C. und REICHEL M.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des ostmediterranen Jungpaläozoikums und dessen Einordnung im griechischen Gebirgssystem. — Eclog. Geol. Helv., Vol. 38, *1945* (1946).

308. SAGUI C. L.: Asbestos of Cypern. — Ec. Geol., *1925.*

308a. SARCANDER E.: Der Bergbau Griechenlands und seine wichtigsten Bergbauunternehmen. — Essen, Glückauf *1941.*

309. SCHAFFER F. X.: Landeskunde von Thrazien, „Zur Kunde der Balkanländer". I. Reisen und Beobachtungen, Heft 19, Sarajevo *1918.*

310. SCHULTZE J.: Der Bergbau in Neugriechenland. — ME., Jg. 33, H. 14, *1936.*

311. TELLER F.: Der geologische Bau der Insel Euböa. — Denkschrift Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Bd. 40, Wien *1880.*

312. TRIKKALINOS: Über die Schichtfolge und den Bau Attikas. — Stille-Festschrift, S. 303, Stuttgart *1936.*

313. TSCHERMAK G.: Analyse eines hydrophan-ähnlichen Minerals von Theben. — Sitzungsber. Ak. d. Wiss., XLIII, S. 381, Wien *1861.*

313a. VORREADIS G.: Siehe „Nachträge" [896].

313b. WURM A.: Zur Kenntnis d. Metamorphikums der Insel Kreta. — N. Jb. f. Min. Mon. H. 5. *1950.*

313c. ZDARSKY A.: Siehe „Nachträge" [905].

Europäische und asiatische Türkei (Nr. 314—369).

314. ANGEL F.: Aus der Gesteinswelt Anatoliens. — N. Jb. f. Min. etc., Beil.-Bd. 62, Abt. A, *1930.*

315. ARNI P.: Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. — Veröffentlichungen d. Inst. f. Lagerstättenkunde der Türkei, H. 4, Ankara *1939.* (Maden Tektik ve Arama Enstitüsü).

Ferner „Nachträge" [821].

316. BUKOWSKI Gejza v.: Neue Fortschritte in der Kenntnis der Stratigraphie Kleinasiens. — C. R. IX. Intern. Geol. Kongreß, Wien *1903* (1904).

317. BEHREND F.: Die Kupfererzlagerstätte Arghana Maden in Kurdistan. — Z. f. pr. G., 33, *1925.*

318. Chromerze, Die türkischen. — Engg. Min. Journal, Juni, S. 29, *1939.*

318a. CAGLAR B. K.: Une heure au gisement de Chrome de Karagedik — M. T. A., Ankara *1943.*

318b. FRANKE L.: Siehe „Nachträge" [841].

319. FRECH F.: Geologie Kleinasiens im Bereich der Bagdadbahn. — Z. D. G. G., Berlin *1916.*

320. — Über den Gebirgsbau des Taurus und seine Bedeutung für die Beziehungen der europäischen und asiatischen Gebirge. — Sitzungsber. Preuß. Ak. d. Wiss., *1912.*

320a. GYSIN M.: Observation sur le métamorphisme des dolomites au contact des serpentines dans la région de Divrik (Turquie). — C. R. soc. phys. et hist. nat., Genève, Vol. 59, *1942.* (Vorher Vol. 56. *1939*).

320b. HARRIS: Siehe „Nachträge" [846].

321. HELKE A.: Die osttürkische Chromitprovinz. — XVII. Ber. d. Freiberger Geol. Ges., *1938* (1939).

322. — Die Chromerzlagerstätten des Vilajets Elazig. — Zeitschrift f. Lagerstättenforschung d. Türkei MTA., 3, H. 3, Ankara *1938.*

323. HENCKMANN W.: Beiträge zur Kenntnis und Beurteilung der türkischen Chromitvorkommen. — ME., H. 8, Berlin *1931.*

324. KOVENKO V.: Gîte de magnetite accompagné de Tourmaline de la région de Divrik. — MTA., Ankara *1939.*

325. — Les gîtes de chromite de Guleman (Turquie). — Maden Tektik ve Arama (MTA.), H. 3, S. 425—452, Ankara *1942.*

326. — Quelques gîtes de chromite en forme de filons et leur genèse (Turquie). — MTA., Ankara *1943* (Ref.: Z. f. pr. G., H. 2, 1944).

326a. — Province métallogénique de Guleman-Ergani Maden. — M. T. A., Ankara *1944.*

326b. — Filons de chromite du type d'injection de la région de Bursa (Turquie). — M. T. A., Ankara *1935.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

326c. KOVENKO V.: Gîtes de chromite des régions de Fethiye et de Dagardi. — M. T. A., Ankara *1945.*

326d. — Gîtes de chromites et roches chromifères de l'Asie Mineure (Turquie). — Mém. de la soc. géol. de France, Nouv. Série, T. XXVIII, F. 4, *1950.*

327. KRÜMMER A.: Die türkischen Bodenschätze (mit zwei Tafeln). — Archiv für Lagerstättenforschung. Preuß. Geol. L. A., H. 49, *1928.*

328. de LAUNAY L.: La géologie et les richesses minérales de l'Asie. — Paris *1911.*

329. LEUCHS K.: Geologische Entwicklung von Anatolien. — Leipz. Vierteljahreszeitschrift, Südost-Europa, *1938.*

330. — Anatolien und Thrazien. — Geol. Jahresber., Bd. I, B, *1939.*

331. — Türkei (Anatolien und Thrazien). — Geol. Jahresber., Bd. IV, B, *1942.*

332. — Der Bauplan von Anatolien. — N. Jb. f. Min. etc., Abt. B, H. 2/3, *1943.*

333. MACIM ASIM SIREL: Die Cu-Erzlagerstätte Ergani-Maden (noch nicht eingesehen, angekündigt. N. Jb. f. Min. etc., H. 5, *1944.* Vermutlich auch für die allgemeine Geologie des Guleman-Cr-Gebietes von Bedeutung).

334. MAY W.: Die bergbaulichen Verhältnisse in der Türkei. — Öst. Zeitschrift f. B. u. H., Nr. 18, Wien *1896.*

335. MENSEBACH W.: Türkischer Chromerzbergbau. — Metallwirtschaft 22, S. 258 bis 259, *1943.*

336. METZ K.: Beiträge zur Geologie des Kilikischen Taurus im Gebiete des Ala Dagh. — Sitzungsber. Ak. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 148. Bd., *1939.*

336a. MICHEL H.: Siehe „Nachträge" [874].

337. MÜLLER: Die Bergbauindustrie der europäischen Türkei. — Ber. über Handel u. Industrie, Reichsamt d. Inneren, XIX, 12, Berlin *1913.*

338. NOWACK E.: Die wichtigsten Ergebnisse meiner anatolischen Reisen. — Z. D. G. G., Monatsber., 8—10, S. 306—310, *1928.*

339. — Eine Reise längs der Südküste von Kleinasien. — Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde Nr. 7/8, Berlin *1928.*

340. OELSNER O.: Vorläufiger Bericht über die Meksuf-Konzessionen im Bezirk Fethiye und Koyejicz. — Archiv M. T. A., Ankara *1935.*

341. OSSWALD F.: Armenien. — Handbuch regionale Geologie, V. Bd., *1912.*

342. PAECKELMANN W.: Neue Beiträge zur Kenntnis der Geologie, Paläontologie und Petrographie der Umgebung von Konstantinopel. — Abh. Preuß. Geol. L. A., *1938.*

343. PAULCKE W.: Geol. Notizen aus meinem Kriegstagebuch. — Geol. Rdsch., XV/*1926.*

344. PENCK W.: Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens. — Verlag J. Engelhorn Nachf., Stuttgart *1918.*

345. PERKINS E.: Turkey and its Chrome ore. — Engg. Min. Jl. 140, p. 29—34, *1943.*

346. PHILIPPSON A.: Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. — Petermanns Ergänz.-Hefte, Berlin *1915.*

347. — Kleinasien. — Handb. Region. Geol., Bd. V, Abt. 2, *1918.*

348. PILZ R.: Beitrag zur Kenntnis der Kupferlagerstätten in der Gegend von Arghana Maden. — Z. f. pr. G., S. 191, *1917.*

349a. ROSIER G.: Rapport géologique sur les gisements de chromite de la concession Guleman. — Bericht Archiv MTA., Ankara *1939.*

349b. — Sur la géologie et les gisements de chromite de la région de Guleman (Anatolie). — Soc. Phys. et Hist. nat. Genève, C. R. 59, Nr. 1, *1942.*

350. SALAMON-CALVI: Kurze Übersicht über den tektonischen Bau Anatoliens. — Maden Tektik ve Arama, H. 5, Ankara *1940.*
Auch unter „Nachträge" [885].

351. SCHAFFER F.: Geol. Studien im südöstlichen Kleinasien und Nordsyrien. — Sitzungsber. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., CX und CIX, Wien *1900*, 1901.

352. SCHMEISSER C.: Bodenschätze und Bergbau Kleinasiens. — Z. f. pr. G., S. 186, *1906.*

353. SCHUHMACHER F.: Die bergbauliche Erschließung der Türkei. — Z. D. G. G., Berlin *1937.*

354. SIMMERSBACH Br.: Die nutzbaren mineralischen Bodenschätze in der kleinasiatischen Türkei (mit einigen Notizen über die europäische Türkei). — Zeitschrift f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preuß. Staate, S. 515, Berlin *1904.*

355. TCHIHATCHEFF P. de: Asie Mineure, description physique. — Paris *1869.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

356. UDLUFT H.: Untersuchungen an Eruptivgesteinen aus der Umgebung von Konstantinopel. — Preuß. G. L. A., Berlin *1939*.

356a. WEINSCHENK E.: Siehe „Nachträge" [900].

357. WEISS K. E.: Kurze Mitteilungen über Lagerstätten im westlichen Anatolien (Chrom in der Türkei). — Z. f. pr. G., S. 250, *1901*, und Fortschr. pr. Geol., *1903*.

Ferner: Chrombergbau im westlichen Anatolien: — Z. f. pr. G., *1906*.

358. de WIJKERSLOOTH P.: Einige neue Daten über die Genese und das Alter des Eisenerzvorkommens von Divrik (Vilayet Sivas). — Zeitschrift f. Lagerstättenforschung d. Türkei, MTA., Ankara *1941*.

359. — Einiges über den Magmatismus des jungen Paläozoikums (des Varistikums) im Raume West-Zentral-Anatoliens. — MTA., Ankara *1941*.

360. — Metamorphose des Chromspinells in den türkischen Lagerstätten. — Zeitschrift f. Lagerstättenforschung d. Türkei, MTA., Nr. 2/27, S. 267—289, Ankara *1942*.

361*. — Die Chromerzprovinzen der Türkei und des Balkans und ihr Verhalten zur Großtektonik dieser Länder. — Zeitschrift f. Lagerstättenforschung d. Türkei, Nr. 1/26, *1942*.

362. — Pneumatolytisch-hydrothermale Umwandlungen in den Chromerzlagerstätten des Hatays (Türkei). — MTA., Ankara *1942*.

363. — Über die im weiteren Sinne sedimentären Manganerzlagerstätten West- und Zentralanatoliens. — MTA., Ankara *1943*.

364. — Mikroskopische Beobachtungen an anatolischen Chromerzen. — MTA., Ankara *1943*.

364a. — Neuer Beitrag z. K. der Kupferlagerstätte Ergani Maden. — MTA., Ankara *1945*.

364b. — Die hydrotherm. Umwandlungen des Chromits als Begleiterscheinung der Magnesitbildung in Westanatolien. — MTA., Ankara *1945*.

364c. — Die Metamorphose des anatolischen Chromerzes und ihre Abhängigkeit von den magmatischen Ereignissen. — MTA., Ankara *1946*.

364d. — Die Chromitlagerstätte der Guleman-Konzession (Vilayet Elasiz), Türkei. — Proc. Kn. nederl. Akad. Wetensch., 50, 1947. — Ref. Chem. Z. Bl., 120, S. 23, *1949*.

365. de WIJKERSLOOTH P. und H. KLEINSORGE: Zur Geologie der devonischen oolithischen Eisenerzlagerstätten am Camdagi bei Adapazar, Vilayet Kocaeli (Izmit) Türkei. — Zeitschrift f. Lagerstättenforschung, MTA., *1940*.

366. WILSER J. L.: Die stratigraphische und tektonische Stellung der Dobrudscha und die Zugehörigkeit des Balkangebirges zu den nordanatolischen Ketten. — Geol. Rdsch., XIX, *1928*.

367. ZIEGLER A.: Zur Geschichte des Meerschaums mit besonderer Berücksichtigung der Meerschaumgruben von Eskishehir in Kleinasien. — Dresden *1878*.

368. ZIEGLER K.: Montangeologische Untersuchungen im westlichen Taurus. T. II. — Bericht Archiv, MTA., Ankara *1938*.

369. — Regionale Übersicht über die bis jetzt bekannten Chromerzvorkommen im Vilayet Cankiri. — Bericht Archiv MTA., Ankara *1941*.

II. Die anderen europäischen und außereuropäischen Landgebiete.

Alpen und Nordkarpathen (Nr. 370—459).

370a. AMPFERER O.: Siehe „Nachträge" [820].

370b. ANDREATTA C.: La formazione gneissico-kinzigita e le oliviniti di Val d'Ultimo. — Trento *1935*.

371a. ANGEL F.: Petrogr. geol. Studien im Gebiete der Gleinalpe (Steiermark). — Jb. G. B. A., Wien *1923*.

371b. — Gesteine der Steiermark. — Sonderbd. Naturw. Verein f. Stmk. 60, Graz *1924*.

372. — Stubachit und Stubachitserpentin vom Ganoz (bei Kals in Osttirol). — Z. f. Kr., Bd. 72, H. 1, *1929*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

373. ANGEL F.: Gesteinskundliche und geologische Beobachtungen in Osttirol, Venedigerabschnitt der Hohen Tauern. — Mitt. Naturw. Ver. f. Stmk., Bd. 66, Graz *1929*.

374. — Gesteine v. südlich. Großvenediger. — N. Jb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 59, Abt. A, S. 232, *1925*.

375. — Gesteinskundl. und geol. Beiträge z. K. d. Schobergruppe in Osttirol. — Verh. G. B. A., 7/8, Wien *1928*.

376. — Die Schobergruppe. — Verh. G. B. A., Wien *1928/29*.

377. — Stüdlgrat-Großglockner. — Verh. G. B. A., H. 3, Wien *1929*.

378. — Notizen zur Morphologie des Antigorits (Kärntner Vorkommen). — Mitt. naturw. Ver. f. Stmk., *1930*.

379. — Über gabbroide Kerne aus den Hochlantschdiabasen. — C. f. Min., Abt. A, *1931*.

380. — Um Tilisuna. Vergleichende gesteinskundliche Studie. — N. Jb. f. Min. etc., Beil.-Bd. 62, Abt. A, *1931*.

381. — Diabase und ihre Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. — Mitt. d. naturw. Ver. f. Stmk., 69, *1932*.

382. — Der Kraubather Olivinfels- bis Serpentinkörper als Glied der metamorphen Einheit der Gleinalpe. — Fortschr. d. Min. Kr. u. Petr., *1939*.

383. — Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. — Wiss. Jb. d. Univ. Graz, *1940*.

384. ANGEL F. und BIRNBAUM N.: Glimmeramphibolit aus dem Kainachtal. — Tscherm. Min.-petr. Mitt., *1923*.

385. ANGEL F. und MARTINY G.: Die Serpentine der Gleinalm. — Tsch. Min. Petr. Mitt., Bd. 38, *1925*.

386. ANGEL F. und SCHNEIDER E.: Die Amphibolite des Gleinalmgebietes. — Tscherm. Min.-petr. Mitt., Bd. 36, H. 1, *1923*.

387. ANGEL F. und WEINZÖDL F.: Paragenese des Serpentin-Reaktionshofes von Trafoß. — Tscherm. Min.-petr. Mitt., Bd. 46, 1935.

387a. ARTINI E.: Eine neue Minerallagerstätte im Serpentin von Antronapiana in der Val d'Ossola. — Z. f. Kr., 58, *1923*.

388. BALL J.: The serpentine and associated rocks of Davos. — Diss., Zürich *1879*.

388a. BANDAT H.: Siehe „Nachträge" [823].

389. BEARTH P.: Die Diabasgänge der Silvretta. — Schweiz. Min.-petr. Mitt., Bd. XII, *1932*.

390. BECKE F.: Führer zu den Exkursionen in den zentralen Hohen Tauern. XII. Intern. Geol. Kongr. — Wien *1903*. — Ferner „Nachträge" [824] [825].

391. BONNEY: Serpentines from the Rhätic alps. — Geol. Mag., 7, 2, *1880*.
Ferner: Aston E. und Bonney, On an alpine nickelbearing serpentine. — Quart. J. Geol. Soc., 52, p. 452, London *1896*.

392. BRAUMÜLLER E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher und dem Rauriser Tal. — Mitt. G. G., Wien *1937/38*.

393. CLAR E.: Ein Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz (Osttirol). — Mitt. Naturw. Ver. f. Stmk., *1927*.

394*. — Mikroskopische Untersuchungen an der Magnesitlagerstätte von Kraubath. — Z. f. pr. G., *1928*.

395. — Über die Geologie des Serpentinstockes von Kraubath und seiner Umgebung. — Mitt. Naturw. Ver. f. Stmk. 64/65, Graz *1929*.

396. — Geologische Stellung des Serpentins von Kraubath. — Fortschr. d. Min. Krist. Petr., XXIII, *1939*.

397. CORNELIUS H. P.: Über Funde von Aegirin in Graubündner Gabbrogesteinen. C. f. Min., S. 449, *1922*.

398. — Vorkommen von Hornblendegabbro in der steirischen Grauwackenzone. — Verh. G. B. A,. Wien *1930*.

399. — Über einige seltene Gesteinstypen aus dem Grüngesteinsgebiet von Zermatt (Wallis). — Mitt. Geol. Ges., 26, Wien *1933*.

400. — Profile aus der oberen Val Tournanche. — Mitt. G. G., Wien *1935*.
Ferner: Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß, N. Jb. f. Min. Beil. Bd. 35.

401*. — Geologie der Err-Juliergruppe. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. — Bern *1935*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

402. CORNELIUS H. P.: Eruptivgesteine in den Werfener Schiefern der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. — Verh. G. B. A., Wien *1936*.
Ferner: Anzeiger Ak. d. Wiss., Wien, Nr. 5, *1950*.

402a. — Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. — RA. Bodenforschung, Wien *1941*.

402b. — Gibt es eine alpin-dinarische Grenze? — Mitt. Geol. Ges., Wien *1949*.

403. CORNELIUS H. P. und CLAR E.: Geologie des Großglocknergebietes. — Abh. Zweigst. Wien, Reichsamt f. Bodenforschung (Geologische Bundesanst. Wien), Bd. XXV, *1939*.

404. CORNELIUS H. P. und FURLANI-CORNELIUS M.: Einige Beobachtungen über das Serpentinvorkommen von Kilb am niederösterreichischen Alpenrande. — Verh. G. B. A., Wien *1927*.

405. DIEHL E. A.: Siehe „Nachträge" [836].

406. DITTLER E.: Über chemische Untersuchungen an den Mineralen von den Totenköpfen im Stubachtale. — Min.-petr. Mitt., 43, 1932.

407a. GRENGG B.: Siehe „Nachträge" [845].

407b. GRUNAU H.: Geologie von Arosa. — Diss., Bern *1947*.

408. HAMMER W.: Eklogit und Peridotit in den mittleren Ötztaler Alpen. — Jb. G. B. A., H. 1/2, Wien *1926*.

409. — Über die Peridotite am Loibiskogel im Ötztal. — Verh. G. B. A., Nr. 3, Wien *1933*.

409a. HARTMANN E.: Siehe „Nachträge" [847].

410. HAUSER L. (A.): Petrographische Begehungen in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. — Verh. G. B. A., Wien *1936*, *1937*, *1938*.

411. — Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiete der Kaintaleckscholle. — Jb. G. B. A., Wien *1938*.

412. — Der Zug der Grüngesteine in der Grauwackenzone der Umgebung von Leoben. — C. f. Min., *1928*.

413. — Die diabasischen Effusiva in der Grauwackenserie zwischen Mur- und Ennstal. — N. Jb. f. Min., B. Bd. 75, Abt. A, *1939*.

414. — Das Diabasvorkommen in den Werfener Schiefern bei der Rennerhütte westlich von Frein (Stmk.). — Min. Petr. Mitt., 51, *1940*.

415. — Ein Diabasvorkommen im Gutensteiner Kalk bei Mariazell. — N. Jb. f. Min. Geol. Pal., Abt. A, *1942*.

415a. HAUSER L. (A.) und UREGG H.: Die Serpentine der Steiermark. — T. H. Graz *1949*.

415b. HEGEMANN Fr.: Siehe „Nachträge" [847 a].

415c. HERITSCH F.: Siehe „Nachträge" [849].

416. HEZNER L.*: Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite unter besonderer Berücksichtigung des mittleren Ötztales. — Tsch. Min.-petr. Mitt. *1903*.

Der Peridotit von Loderio. — Vierteljahrsschr. Nat. Ges., Zürich *109*.

Anmerkung: Schweizerische Serpentinliteratur bis 1935 ziemlich reichhaltig zitiert bei Phillips und Hess, Americ. Mineralogist Nr. 6, Vol. 21, *1936*, hier angeführt unter [881].

416a. HÖDL A.: Siehe „Nachträge" [853 a].

416b. HORN F. R.: (betr. Norite d. Ivreazone). — Tscherm. Min.-petr. Mitt., XVII, *1898*.

416c. HUBER H. M.: Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. — Schw. Min. Petr. Mitt. 23, *1943*.

416d. HUSSAK E.: Siehe „Nachträge" [855].

416e. HUTTENLOCHER H.: Beiträge zur Geologie des Gesteinszuges Ivrea-Verbano I. — Schw. Min.-petr. Mitt. XXII. *1942*.

417. IPPEN A. J.: Zur Kenntnis einiger archaischer Gesteine des Bachergebirges. — Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark, H. 30, *1893*.

418. — Amphibolgesteine in den Niederen Tauern. — Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark, *1896*.

419. KIESLINGER A.: Der Serpentin von der Judenbrücke (Mölltal, Kärnten) und seine Verwitterung. — C. f. Min. etc., Abt. A, *1937*.

420. KLEBELSBERG R. v.: Geologie von Tirol. — Verl. Bornträger. Berlin *1935*.

420a*. KOARK H. J.: Die Serpentine des Ochsners (Zillertal) und Reckners (Tarntal). — Ber. Med. Nat. Ver. Innsbruck *1949*.
Ferner: Erweitert in N. Jb. f. Min. Abhdlg., 81, H. 3, *1950*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

420b. KÖHLER und MARCHET: Die Eruptivgesteine aus dem Lainzer Tiergarten. — Min.-petr. Mitt., 51, *1939*. (Hiezu neuest: E. J. ZIRKL in Jb. G. B. A., Wien *1949/1950*).
Ferner: Gesteine des Waldviertels und seiner Randgebiete. — Fortschr. Min. etc., 25, *1941*.

420c. KOPETZKY (-WUNSCH) Inge: Chromhältiger Chlorit (Kämmererit) von Kraubath. — Tscherm. Min. Petr. Mitt. Bd. I. — *1950*.

421. KORDIUK B.: Über das Alter der slowakischen Serpentine. — C. f. Min., 1941, B, S. 56, Stuttgart *1941*.

422. KÜMMEL F.: Über basische Tiefengesteine der Zentralalpen und ihre Metamorphose. — Min.-petr. Mitt., 49, *1937*.

423. LEITMEIER H.: Der Meerschaum von Kraubath. — Sitzungsber. Ak. d. Wiss., Wien *1915*.

424. — Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiete des Habachtales usw. — Min.-petr. Mitt., 53, *1942*.

425. LÖWL F.: Quer durch den mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. — IX. Intern. Geol. Kongr., Exkursionsführer, *1907*.

426. MACHATSCHKI F. und GÄRTNER H. R.: Biotitgranatamphibolit von der Koralpe. — C. Min. Geol. Pal., Abt. A *1927*.

427. MEIXNER H.: Die Minerale des Serpentingebietes von Kraubath in Steiermark. — Min.-petr. Mitt., 49, *1937*.

428. — Kraubather Lagerstättenstudien. — C. f. Min. etc., Abt. A., *1938*.

429. MEIXNER H. und WALTER L.: Die Minerale des Serpentingebietes um Kraubath (Obersteiermark). — Fortschr. d. Min. Krist. u. Petr., Bd. 23, *1939*.

429a. MODEL A.: Siehe „Nachträge" [875].

430. MOHR H.: Das Gebirge um Vöstenhof bei Ternitz, NÖ. — Denkschrift Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 98. Bd., Wien *1922*.

430a. MÜLLER R.: Siehe „Nachträge" [874 a].

431. NIGGLI P.: Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. — Schweiz. Min.-petr. Mitt., II, 3, Zürich *1922*.

431a. NIGGLI-QUERVAIN-WINTERHALTER: Chemismus schweiz. Gesteine. — Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie, 14. Lfg., *1930*.

431b. NIGGLI E.: Über den Zusammenhang zwischen pos. Schwereanomalien am Südfuß der Westalpen in der Gesteinszone von Ivrea. — Ecl. Helv., 39, *1946*.

431c. NOVARESE V.: La formazione diorito-kinzigita in Italia. — Boll. R. Uff. geol. Ital., *1931* und *1929*.

432. PILGER A.: Die Stellung des innerdinarischen Troges im alpinen Orogen. — N. Jb. f. Min., Beil. Bd. 86, Abt. B, *1942*.

433. PREISWERK H.: Nephrit von Haudères (Wallis). — Schweiz. Min.-petr. Mitt., Bd. VI., H. 2, *1926*.

434. de QUERVAIN F.: Chalkographische Beobachtungen am Lherzolithserpentin von Selva (Poschiavo). — Schweiz. Min.-petr. Mitt., 16, S. 404, *1936*.

434a. REDLICH K. A.: Woher stammt der Cr-Gehalt des Talkes und Serizites auf den Erzlagerstätten der Ostalpen? — Z. f. pr. G., *1911*.

434b. RICHTER M.: Ein neues Vorkommen von Diabasen im Karwendel. — Verh. G. B. A., *1928*.

435. ROSENBERG H.: Mikroasbest von Rechnitz im Burgenland. — B. u. H. Jb., Leoben *1928* und Mont. Rdsch., Wien *1933*.

436. ROZLOZSNIK P.: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšina. — Geologica Hungarica, 5, Budapest *1935*.

437. RYBA F.: Beiträge zur Genesis der Chromerzlagerstätten von Kraubath. — Z. f. pr. G., S. 337, *1900*.

437a. SCHAFFER R. W.: Die basischen Gesteinszüge von Ivrea usw. — Tscherm. Min.-petr. Mitt., XVII, *1888*.

437b. SCHMIDT C.: Siehe „Nachträge" [886].

438. SCHNEIDER A.: Der Diallagperidotit und seine Umwandlungsprodukte auf Gigestaffel südlich Andermatt. — Diss., Zürich *1912*.

439. SCHWINNER R.: Variscisches und alpines Gebirgssystem. — Geol. Rdsch. 24, S. 144—159, *1933*.
Ferner unter „Nachträge" [888].

440. SPITZ A.: Basische Eruptivgesteine aus den Kitzbühler Alpen. — Min.-petr. Mitt., 28, *1909*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

441*. STARK M.: Entwicklungsstadien bei kristallinen Schiefern (Grünschiefern) der Klammkalkserie im Arl- und Gasteinertal. — Ak. d. Wiss., Wien *1939*.

442. STAUB R.: Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. — Schweiz. Min.-petr. Mitt., 1, S. 78, *1922*.

443. — Bau der Alpen. — S. 82—97, 151—155, Zürich *1922*, und „Nachträge" [895].

444. STEINMANN G.: Über den Serpentinkontakt am Longhinpaß. — Verh. Ges. Deutsch. Natf. u. Ärzte, Karlsruhe *1911*.

445. — Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiol. Massengesteine. — Ber. Naturw. Ges. Freiburg i. B. *1916*.

446. STINY J.: Diopsidfels (Malakolithfels) von Mixnitz. — C. f. M. G. P., S. 745, *1914*.

447. — Neue und wenig bekannte Gesteine aus der Umgebung von Bruck a. d. Mur. — N. Jb. f. Min., *1915*.

448. — Gesteine aus der Umgebung von Bruck a. d. Mur. Feldbach *1917*.

449. STRECKEISEN A.: Geologie und Petrographie der Fluelagruppe (Graubünden). — Diss. Univ. Basel *1928*.

449a. v. SZARDECKY-KARDOSS E.: Stubachitvorkommen aus den Nordkarpathen. — Mitt. B. u. H. Abt. Univ. Sopron, 14, *1942*.

450. TARNUZZER Chr.: Diopsidfels im Serpentin am Stallerberg (Oberhalbstein). — Jb. Naturf. Ges. Graubünden *1913*.

451. VETTERS H.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 500.000. G. B. A., Wien *1931*.

451a. VUAGNAT M.: Remarques préliminaires sur la pétrographie des roches basiques de la zone d'Arose. — C. R. soc. phys. hist. nat. Genève, 61, 3, *1944*.

451b. WEBER A.: Gabbro und Gabbroabkömmlinge von der Koralpe, Steiermark. — Zbl. f. Min., Abt. A, *1942*.

451c. WEGMANN C.: Siehe „Nachträge" [899].

452. WEINSCHENK E.: Über Serpentine in den östlichen Zentralalpen und deren Contactbildungen. — München *1891*.

453*. — Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen. I. Über die Peridotite und die aus ihnen hervorgegangenen Serpentingesteine. — Abhdlg. d. bayr. Ak. d. Wiss., II. Kl., 18, München *1894*.

454. — Die Minerallagerstätten des Großvenedigerstockes. Ein Beitrag z. K. der alpinen Minerallagerstätten. — Z. f. Kr. 26, *1896*.
Ferner: Weitere Beiträge zur Kenntnis der Minerallagerstätten der Serpentine in den östlichen Zentralalpen. — Z. f. Krist. u. Min. (P. Groth), Bd. 27, S. 559—573, *1897*.

455. — Über einige bemerkenswerte Minerallagerstätten der Westalpen. — Z. f. Krist., 32, *1900*.

456. WERENFELS A.: Geologische und petrographische Untersuchungen des Visper-tales. — Beitr. z. geol. Karte Schweiz, Lfg. 26, 3. Tl., *1923*.

457. WIESENEDER H.: Beiträge zur Kenntnis der ostalpinen Eklogite. — Min.-petr. Mitt., 46, *1934*.
Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern. — Min.-petr. Mitt., 50, *1938*.

458. WINKLER-HERMADEN A.: Die Bedeutung des Dinaridenproblems für den Alpenbau. — Jb. G. B. A., Wien *1928*.

459. ZAPFE H.: Ein Diabas in den Werfener Schiefern am Südhang der Bischofsmütze im Dachsteingebiet. — Verh. G. B. A., *1934*.

Pyrenäen und Iberische Halbinsel (Nr. 460—476).

460. BLUMENTHAL M.: Über den Deckenbau der Serrania de Ronda. — Verh. Schw. Naturf. Ges. Lausanne *1928* und C. R. Ac. Sc. Paris *1928/29* (C. R. S. G. F., *1931*).

461. BRESSON A.: Études sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées. — Thèse, Paris *1903*.

462. BUXTORF R.: Géologie du front septentrional des Pyrénées au nord de St. Girons (Ariège). — Bull. de la soc. d'Histoire Naturelles de Tolouse, T. LXVI, 1-e Fasc., *1930*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

462a. COTELO NEIVA J. M.: Chromite, Platina, Silicatos etc. em Rochas do Distrito de Braganca (Portugal). — Estudas de serv. de Formente Minereiro, Vol. II., Fasc. I, *1946*.
Rochas a Minérios da Regias Braganca-Vinkais (Nordostportugal). — Serv. de Formento Mineiro *1948*.
463. FAURA y SANS M.: Die Pyrenäen. — Z. D. G. G., Bd. 79, *1927*.
464. GILLMANN F.: Notes on the ore deposits of the Malaga Serpentines. — Instit. of Min. and Met. London *1896*.
465. KÜHN J.: Recherches sur les ophites des Pyrénées. — Bull. Soc. d. Hist. nat. de Toulouse. 20° année, p. 163, *1886*.
466. LACROIX A.: Sur les modifications minéralogiques éffectuées par la Lherzolite sur les calcaires du jurassique inférieur. — C. R., p. 974. Paris *1893*.
467*. — Les phénomènes de contact de la Lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées. — Bull. Serv. géol. France. 1894/95, Vol. 6, Nr. 42, Paris *1895*.
468. — (Concernant les ophites des Pyrénées.) — C. R., CXV, Paris *1892*.
469. — Les roches basiques accompagnant les Lherzolites et les ophites des Pyrénées. — Congrès géol. intern., 7 sess., Paris *1901*.
470. — La composition et les modes d'altérations des ophites des Pyrénées. — C. R. Ac. Sc., 1, CLXV, p. 293. Paris *1917*.
471. LAMARE P.: Recherches géologiques dans les Pyrénées Basque d'Espagne. — Mémoires de la Soc. géol. de France, nouvelle serie, Tome XII, Mémoire Nr. 27, p. 442, Paris *1936*.
472. LEVY Michel: Notes sur les ophites des Pyrénées. — Bull. Soc. Géol. Fr. 3ieme serie 1. VI., p. 256, *1877*.
473. ROUBAULT M.: Au sujet de l'âge des ophites et du métamorphisme des terrains secondaires dans les Pyrénées de la Haute Garonne et de l'Ariège. — C. R. Somme Soc. Géol. Fr., p. 184, *1928*.
474. TRICALINOS J.: Untersuchungen über den Bau der Keltiberischen Ketten des nordöstlichen Spaniens. — Z. D. G. G., 80. Bd., *1929*.
475. WURM A.: Beiträge zur Kenntnis der iberisch-balearischen Triasprovinz. — Verh. d. naturh. med. Ver. zu Heidelberg, XII. Bd., *1913*.

Apennin und dessen Randbereiche (Nr. 476—486).

476. BONNEY: On some Ligurian and Toscan. serpentines. — Geol. Mag. 6, 2. *1889*.
476a. FRANKI S.: Contribuzione allo studio delle rocce a glaucophane e del metamorfismo onde ebbero origine nella regione ligure alpine occidentale. — Boll. R. Comm. geol. d'Italia, vol. 23, Roma *1902*.
Ferner: Di una eclogite in Filone nella lherzolite dei dintorni di Voltaggio. — Boll. Soc. geol. Ital., 39, *1920*.
477. KALKOWSKY E.: Geologie des Nephrits im südlichen Ligurien. — Z. D. G. G., 58, *1906*.
478. LOTTI B.: Contribuzione alle studio delle serpentine Ital. e della loro origine. — Boll. com. geol. d'Ital., 14, *1883*.
Ferner: Geologia della Toscana. Descrit. Carta Geol. d'Italia, *1916* und unter „Nachträge" [868].
479. MARZUOLI-ISSEL: Nota sulla zone di coincidenza delle formatione ofiolitiche eocenica e triasica della Liguria occidentale. — Boll. com. geol. d'Ital., 15, *1884*.
480. QUITZOW H. W.: Diabasporphyrite und Glaukophangesteine in der Trias von Nordkalabrien. — Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen, N. F. 1, *1935*.
481. STEINMANN G.: Die Entstehung des Nephrites in Ligurien und die Schwellungsmetamorphose. — Niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilkunde, Bonn *1908*.
482. — Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin. — Geol. Rdsch., IV, *1913*.
483. — Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. — C. R. XIV Congr. géol. Intern. Madrid, S. 637, Madrid *1927*.
484. TERMIER P.: Sur la tectonique de l'Isle d'Elbe. — Bull. Soc. géol. de France, vol. X, Paris *1910*.
485. TERMIER P. et MAURY E.: Nouvelles observations dans la Corse orientale. Les Radiolarites. — C. R. Ac. des Sciences, vol. 186, p. 1077, Paris *1928*.
486. TILMAN: Zur Tektonik des Südapennin. — Geol. Rdsch., *1912*, *1929*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Fennoskandia (Nr. 487—498).

487. BROEGGER W. C.: Siehe „Nachträge" [829].

487a. CARSTENS C. W.: Siehe „Nachträge" [832].

487b. DONATH M.: Zinc bearing Chromite (Norwegen). — Americ. Mineralogist 16. 1931. Ref. N. Jb. Min. B., S. 146, *1932.*

488. ESKOLA P.: On the eclogites of Norway. — Wissensch. Schriften, Kristiania *1921.*

489. — On the chrome minerals of Outukumpu. — Comptu rendu Géol. Finlande, Nr. 7, *1933.*

490. — Magnesia Metasomatism and the Lamprophyric rocks. — Abstracts of Papers, Intern. Geol. Congr., Moskau *1937.*

491. FOSLIE St.: On antigorite-serpentines from Ofoten with fibrous and columnar vein minerals. — Norsk geologisk tidskrift, Bd. XII, S. 219—245, *1932/33.* Ref. Z. f. pr. G., H. 10, *1933.*

491a. GOLDSCHMIDT V.: Siehe „Nachträge" [842, 843].

492*. HAAPALA P.: On the Serpentine rocks in northern Karelia. — Bull. de la commission géologique de Finlande, Nr. 144, *1936.*

493. HAUSEN H.: Das Halditjokkomassiv (Nordfinnland). — Finnlandh. d. Geol. Rdsch., Bd. 32, *1942.*

493a. HJELMQVIST SVEN: The titaneferous iron ore deposit of Taberg in the South of Sweden. — Sveriges geol. undersökning, ser. C, Nr. 512, Stockholm *1950.*

494. LAITAKARI A.: Palingenese am Kontakt des postbotnischen Olivindiabases. — Fennia, 50, Helsinki *1928.*

494a. LARSSON W.: Der Nygard Pluton. Eine geol. petr. Detailstudie eines basischen Intrusivkörpers im Grundgebirge von Fennoskandia. — Bull. Geol. Inst. Upsala, 25, *1935.*

494b. LUNDEGARDH PER H.: Aspects to the geochemistry and petrology of Plutonic Ultra-Basites in Sweden. — Geol. För. Forhdlg. Bd. 72, 1, *1950.*

495. MIKKOLA E. und SAHAMA Th. G.: The Region to the South-West of the „Granulite Series" in Lapland and its Ultrabasics. — C. R. Soc. géol. Finlande, Nr. IX, Bull. Comm. Géol. Finl., 115, *1936.*

496. RIETZ TORSTEN du: Peridotites, serpentines and Soapstone of northern Sweden. — Geol. Foren i. Stockholm Förhdl., Bd. 57, *1935.*

497. VÄYRYNEN Heikki: Petrologie des Ni-Erzfeldes Kaulatunturi in Petsamo. — Bull. Comm. Géol. de Finlande, Helsinki *1938.*

498. VOGT J. H. L.: Bericht d. VI. Intern. Geol. Kongresses. Zürich *1894* (und Z. f. pr. G., *1894*).

Sonstiges Europa (Nr. 499—526).

499. ALDERMANN A. R.: Siehe „Nachträge" [819].

499a. ANDERSON J. G. C.: Age of Girvan-Ballantrae Serpentine (Westschottland). — Geol. Mag., pp. 535—545, *1936.*

499b. BECKE F.: Das niederösterreichische Waldviertel. — Tscherm. Min.-petr. Mitt., 32, *1913.*

500. BRIERE Yvonne: Les éclogites françaises. — Bull. Soc. franç. de Min., *1920.*

501. CISSARZ A.: Über einige metamorphe Gesteine bei Wintersburg im Hunsrück und die mit ihnen verknüpften Eisenerzlagerstätten. — Z. f. pr. G., S. 86, *1927.*

502. DOELTER C.: Über das Muttergestein des böhmischen Pyrop. — Tscherm. Min.-petr. Mitt., *1873.*

503. FISCHER G.: Asbestvorkommen in der bayrischen Ostmark und ihre Entstehung. — Z. f. pr. G., H. 5, *1938.*

504. — Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen usw. — N. Jb. f. Min., Beil.-Bd. 60 a, 256, *1930.*

504a. GROSS K.: Serpentinvorkommen im Siegerland. — N. Jb. f. Min., Abt. A, *1943.*

505*. HARKER A.: The tertiary rocks of Skye. — Mem. Geol. Surv. of the United Kingdom, Glasgow, *1904.*

The geology of the small Isles of Invernessline, Mem. of the Geol. Surv. of Scotland, Glasgow *1908.*

Ferner in: Handbook of the Geology of Great Britain *1929.*

Ausführliche Literaturangaben über die nordbritische tertiäre Eruptivprovinz bei BURRI-NIGGLI [907].

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

505a. HENTSCHEL H. Siehe „Nachträge" [848].

505b. HITTCHEN C. S.: Unst and its chromite deposits. — Min. Mag., 40, *1929.*

506. HOLETZ F.: Der Hornblendit usw. Gesteine von Schöllschitz bei Brünn. — Lotos, Prag, *1923.*

507. HORNINGER G.: Beobachtungen am Erzinhalt von Gesteinen und an Chromerz aus Tampadel in Schlesien. — Min.-petr. Mitt., *52, 1940.*

508. JUNG: Asbest vom Klettigshammer bei Wurzbach in Thüringen. — Chemie der Erde, 9, *1934.*

509. KEGEL W.: Über den Diabas-Vulkanismus im Lahn-Dillgebiet. — Jb. Preuß. Geol. L. A., S. 936—946, *1932.*

509a. KOSTILEWA E.: Siehe „Nachträge" [864].

510. KRUSCH P.: Die Genesis einiger Minerale und Gesteine auf der silikatischen Nickelerzlagerstätte von Frankenstein in Schlesien. — Z. D. G. G., 64, Monatsber., *1912.*
Wiederholt unter „Nachträge" [866].

611. LEHMANN E.: Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. — Techn. pädagog. Verlag, Wetzlar *1941.*

512. MARCHET A.: Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels. — Min.-petr. Mitt., 36, *1924/25.*

513. MARTIN F.: Die Gabbrogesteine der Umgebung von Ronsberg. — Min.-petr. Mitt., 16, *1905.*

513a. MATTHES S.: siehe Nachträge [872 a, b].

514. MILCH L.: Über Adinolen und Adinolschiefer des Harzes. — Z. D. G. G., Bd. 69, *1917.*

514a. MOSEBACH R.: Untersuchung an erzführenden Diabasen des Dillgebietes. — Chemie d. Erde, XII, *1928.*

515. MÜLLER Martha: Über die Veränderung von Peridotitgesteinen bei der Bildung der schlesischen Magnesit- und Nickellagerstätten. — Diss., Breslau *1931.*

515a. NOCKOLDS S. R.: The Garabal Hill Glen Fyne igneous Complex. — Quart. Jl. Geol. Soc., 96, London *1941.*

516. PELIKAN A.: Glaukophan im Riesengebirge. — Lotos, Prag *1928.*

517. PHILIPS F. C.: The Serpentines and associated rocks and minerals of the Shetland Islands. — Quart. Journ. Geol. Soc., 83, London *1927.*

518. READ H. H.: On zoned associations of antigorite, talc, actinolite, chlorite and biotite in Unst, Shetland Islands. — Min. Mag., 23, *1934.*

519. REIMERS A.: Der schlesische Magnesit, sein Vorkommen, seine Entstehung und Verwendung. — Z. f. pr. G., H. 12, *1934.*

519a*. RICKEY J. E.: British Reg. Geol. Scotland. The tertiary volcanic districts, *1935.*

520. RODIČ: Radiolarien im Kieselschiefer Mittelböhmens. — Lotos, Prag *1931.*

520a. ROSICKY V. und VESELY V.: Siehe „Nachträge" [884].

521. RÖSSIGER N. und PUZICHA K.: Magnetische Messungen am Oberharzer Diabaszug *1932.*

522. SCHRAUF A.: Paragenetische Studien im Serpentingebiete des südlichen Böhmerwaldes. (Untersuchung an Serpentin von Kremže.) — Z. f. Krist., 6, *1882.*

523. SLAVIK Fr.: Horthonolit-Dunit Westböhmens. — Roznasky ceske academije (vor 1938?). Ref.: Bull. Intern. Prag.

523a. SLAVIK Fr. und FIŠER J.: Siehe „Nachträge" [891, 892].

524*. SPANGENBERG K.: Die Chromerzlagerstätte vom Tampadel am Zopten. — Z. f. pr. G., H. 2 u. 3, *1943.*

524a. — Beiträge (I—III) zur Kenntnis der Lagerstätten dichten Magnesits (Galgenberg bei Zopten in Schlesien). — Heidelberger Beitr. z. Min.-Petr., *1949.*

524b. SPANGENBERG K. und MÜLLER Martha: Die lateritische Zersetzung des Peridotits bei der Bildung der Ni-Erzlagerstätte Frankenstein in Schlesien. — Heidelberger Beitr. z. Min.-Petr., *1949.*

525. STÖCKE K.: Magnetische Z-Variometermessungen am Serpentin von Frankenstein in Schlesien. — Erg.-Hefte angew. Geophys. Gerl. Beitr. Geophys., *1931.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

526. TERTSCH H.: Studien am Westrand des Dunkelsteiner Granulitmassiv. — Tscherm. Min.-petr. Mitt., 35, H. 5/6, *1921* (1922).

526a. WAGNER P.: Differentiationserscheinungen an Diabasen des ostthüringischen Hauptsattels. — Min.-petr. Mitt. 50. *1939*.

526b. WALDMANN L.: Siehe „Nachträge" [897].

Ural (Nr. 527—553).

527. ALIECHKOFF A. N.: Le massif de Dunite et de Péridotite de l'Oural du Nord. — Matériaux du Comité des Expeditions et des recherches de l'Ac. de Sc. de l'U. R. S. S., Fasz. 18, *1929*.

528. ARZRUNI: Sur quelques Minéraux des gîtes de chromite du district de Syssertsk, Oural. — Bull. Soc. géol. France, 5, 94, *1882*.

529. BETEKHTIN A.: Some features of the primary platin ores of the Ural. — Mining Journal, Moskau *1930*.

Ferner: „Platina". — AK. Nauk. Lomonossowsky Inst., *1935*.

530. BETEKHTIN A. G. und KASHIN S. A.: Mineralogy of the Halilovsky Chromite deposits in the Southern Ural. — Im Band „Chromit" in U. S. S. R." Leningrad *1937*.

531. BETEKHTIN A. G. und NIKSCHITSCH J. J.: Halilowsky und Habarnisky Chromit führendes Massiv. — Min. Ser., Nr. 3, Leningrad-Moskau *1935*.

532. CHABAKOV A.: The Khalilovo Iron-Ore Deposits. — Int. Geol. Congress, Uralian Exc., Moscow *1937*.

533. COSSA und ARZRUNI: Ein Chromturmalin aus den Chromeisenlagern des Urals. — Z. f. Krist., 7, 4, *1883*.

534. DUPARC L.: Les gîtes platinifères de l'oural en relation avec ceux du Transvaal. — Bull. Suisse de Min., 5, part. 1, Zürich *1925*.

535. DUPARC L. und PINAY RUBIES S.: Sur la composition des ségregations de chromite dans la dunite platinifère. — Bull. soc. min. franç., 36, 20, *1913*.

536. DUPARC and SIGGS: Tourmaline in the serpentine of the Urals. — Bull. soc. Min. de France 37, 14, *1914*.

537. DUPARC L. und TIKONOWITSCH M. N.: Le platine et les gîtes platinifères de l'Oural et du Monde. — Bull. Soc. Min. France, 36, p. 201, *1913*, und Genève *1920*.

538*. FERSMANN A. E. und BETEKHTIN A. G.: Chromite in U. S. S. R., Moskau-Leningrad *1937*.

Der zweite Band dieses Werkes, redigiert von A. N. ZAVARITSKY und G. A. SOKOLOW, herausgegeben von der Akademie der Wissenschaften der Sowjetunion 1940, stand mir für meine Arbeit leider nicht zur Verfügung; Kenntnis seines Inhaltes bekam ich erst durch das Referat von W. E. PETRASCHECK, welcher in den Berg- und Hüttenm. Monatsheften der Montanistischen Hochschule Leoben 1947, H. 6, das Buch bespricht und hiebei einige vergleichende Bemerkungen zu ihm bekannten Balkan-Chromvorkommen anfügt.

539. GINSBURG J.: Geochemie der Verwitterungskruste von Serpentinen im Südural. — Isw. akad. Nauka (Geol.), H. 1, S. 55, Leningrad *1938*.

540. HIESSLEITNER G.: Geologische Reise zu Erzlagerstätten des mittleren und südlichen Ural. — Jb. G. B. A. (R. Bo. Fo.), Wien *1939*.

541. KASHIN S. A.: Metamorphism of Chromspinellides in the Verblynzki gory (Camel Mounts) Deposits in the South Ural. — Band „Chromit in der U. S. S. R.", Leningrad *1937*.

542. KASHIN S. A. und FEDOROW W. L.: Das Chabarni-Massiv (Südural). Zu Bd. 2 [538] gehörig.

543. MALYCHEV J.: Sur la similtude génetique des gisements de titanomagnetite et de chromite du versant occidental de l'Oural. — Abstracts of Papers. Intern. Geol. Congress, Moscou *1937*.

544. SAFANOV A.: Orogeny of the Urals. — Bull. Americ. Ass. of Petrol. Geologists, Vol. 21, Nr. 11, *1937*.

545. TATARINOW P.: Contributions to the Knowledge of the Chrysotile-asbestos deposits of the Bajenovsky mining district in the Ural. — Leningrad *1928*.

546. ULIANOV D. G.: Silicate Nickel ore Deposits in the Orsk — Khalilovi Region (South Ural). — Intern. Geol. Congr., *1937*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

547*. URALIAN EXCURSION: Guide book Southern and Northern part, XVII. Int. Geol. Congress, edited by A. N. ZAVARATSKY. Moskau *1937*.
548. WYSSOZKI N. K.: Über primäre Pt-Lagerstätten im Ural und Sibirien. — Isw. Geol. Kom. 42, Leningrad *1923*. Ref.: ME., H. 4, *1925*.
Ferner: Platin in Dioritporphyriten des Urals. — Ref.: ME., H. 2, *1932*.
549. — Ural and Liberia Platinum fields. The Geology and world distribution of Platinum. — Part. IV, p. 347—692, *1925*.
550. ZAVARITSKY A.: Primary Platinum deposits of the Urals. — Comité géol. Matériaux pour la géologie génerale et appliquée, Livr. 108, Leningrad *1928*.
551. — The Rai-Jz-Peridotite massif in the Arctic Ural. — Moscow *1932*.
552. ZAVARITSKY A. N. und BETEKHTIN A. G.: The Nizhny Tagil Dunite Massif. — Uralian Exc. Guide book Intern. Geol. Congress, Moskau *1937*.
553. ZIMIN A.: The Saranovskoye Chromite Deposit. — Guide book Ural Excursion, Intern. Geol. Congress, Moskau *1937*.

Asien (Nr. 554—573).

554*. ALEŠKOV A. N.: Kaukasische Cr-Literatur. — ME., VII/47, H. 17, S. 143, *1935*.
555. BESBORODKO N.: Über eine neue Chromeisenerzlagerstätte am nördlichen Kaukasus und ihre mineralogischen Verhältnisse. — N. Jb. f. Min., B. Bd. XXIV, S. 783. *1912*.
556*. BETEKHTIN A. G.: The Shorzha Chromite bearing Peridotite Massif and the origin of Chromite in general. — The Chromite of the U. S. S. R., Moskau *1937*.
557. BLEECK A. W. G.: Die Jadeitlagerstätten in Upper Burma. — Z. f. pr. G., *1907*.
557a. COULSON A. L.: „Chromite" in Indian Bull. of Econ. Minerals *1940—1945*.
558. DUBERTRET L.: Sur la constitution et la genèse des roches vertes syriennes. — C. R. Ac. de Sc., T. 204, Paris *1937*.
Ferner: Sur la genèse et l'âge des roches vertes syriennes. — C. R. Ac. de Sc., 209, Paris *1939*.
559. DUNN J. A.: Origin of iron ores in Singhbum, India. — Ec. Geol., 643—654, *1935*.
560. FINKH L.: Beiträge zur Kenntnis der Gabbro- und Serpentingesteine von Nordsyrien. — Z. D. G. G., *1898*.
561. GREGORY I. W.: The structure of Asia (mit Arbeiten von J. BÖCKH über Persien). — London *1929*.
561a. HARADA Z.: The Chrome minerals of Japan (2). — Japanese Assoc. Mineralogists. J. v. 29, *1943*.
562. HAYDEN H.: Geology of Northern Afghanistan. — Memoirs Geol. Survey of India, Vol. XI, *1911*.
563. HOLLAND T. H.: Geology of the neighbourhood of Salem Madras Presidency. — Memoirs of the Geol. Survey of India, Bd. 30, Tl. 2, Calcutta *1901*.
564. KATO T.: Notes on the banded chromite ore from the Alkaishi Mine in the Province of Jyo, Japan. — Journal Geol. Soc. of Tokyo, XXIV, s. 287, *1921*.
565. — Two types of nickeliferoos pyrrhotite deposits found in Korea. — Jap. Journal Geol. Geogr. 13, *1936*.
565a. KITAHARA J.: Placer of Kiminai, South Sakalin. — Japan. Ass. Mineralogists, J. v. 32, *1944*.
566. KOBER L.: Geologische Forschungen in Vorderasien. — Denkschr. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Bd. 91, Wien *1915*.
567. — Zur Tektonik des Libanon. — Denkschrift Ak. d. Wiss., Bd. 91, S. 380, Wien *1915*.
568. KRENKEL E.: Die Erzlagerstätten Britisch-Indiens. — Z. f. pr. G., 38, *1930*.
569. de LAUNAY L.: La géologie et les richesses minérales de l'Asie, Paris *1911*.
570. LODOČNIKOW W. N.: Serpentine und Serpentinite der Itschislagerstätte und im allgemeinen damit verbundene petrologische Probleme. — Trans. Centr. geol. a prospect. Inst., Fasc. 38, Leningrad *1938* (Moskau *1936* oder *1933*).
570a. MAC MAHON C. A.: Siehe „Nachträge" [871].
571. MAHADEVAN C.: The Chromite bearing ultrabasic deposits of Singhbum. — Ec. Geol., vol. 24, Nr. 2, *1922*.
571a. SUZUKI J.: The Chromite ores from Japan. — Jap. Assoc. Mineralogists, J. v. 27, *1942*.
Ferner: Chromite placers in Hokkaido and Karafuto (Saghalin). — Jap. Assoc. Min., *1942*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

572. DETERRAH.: Geological Results of North India-Expedition. — Yale University, Connecticut, Mass., *1935.*
572a. VISOTZKYN.: Ural and Siberia Platinum fields, the Geology and world distribution of Platinum. — *1925.* (Siehe [549]).
573. WILSER A.: Die geotektonische Stellung des Kaukasus und dessen Beziehungen zu Europa. — Z. D. D. G., 2, 154, *1928.*

Australien und Indonesien (Nr. 574—590).

574. BENSON W. N.: Spilite lavas and radiolarian Rocks in New South Wales. — Geol. Mag., 60, p. 15—21 *1913.*
575. — The geology and petrology of the great Serpentine Belt of New South Wales. — Proceed. Linnean Soc. of New South Wales, 38, *1913.*
576. BOERIKE F.: Chromerzvorkommen auf den Phillipinen. — Engg. Min. Jl., Nr. 11, S. 38—40, *1941.*
576a. de CHETELAT E.: La genèse et l'évolution des gisements de Nickel de la Nouvelle Calédonie. — Soc. géol. France, Bull. 5, serie, T. 17, *1947.*
576b. FLEMING C. A.: Serpentinite at Wairero, Totoro Survey district, King County, Wellington. — New Zealand Jl. Science and Techn., Vol. 29, 3 (B), *1948.*
577. FRASCHE F. DEAN: Origin of the Surigao Iron ores (Phillipines). — Geol. Surv. Divis. Bureau of Mines, Manila, *1940.*
578. GLAESSER M. E.: Les richesses minérales de la Nouvelle Calédonie. II. Le fer chrome. — Annales des Mines, 10e serie Mém., Vol. 5, p. 69—110, Paris *1904.* Ferner in: La géologie et les mines de France d'outre mer, 1932.
579. HEIM ARNOLD und JEANNET A.: Cretacique supérieure à Inocerames et Eocène de la N. Calédonie. — Bull. Soc. géol. France, 4 ser., *1922.*
579a. JOPLIN G. A.: Siehe „Nachträge" [856].
580. KEELER R.: Phillipines as a source of Chrome ore. — Engg. Min. Jl. 136, Nr. 12, *1935.*
580a. KNIGHT C. L. und LOODBROAK N. H.: Chromium and Chrome ore in Australia. — Min. Res. Australia Surv. Summary Rept. Nr. 10, *1947.*
580b. LACROIX A.: Les péridotites de la Nouv. Calédonie; leurs serpentines et leur gîtes de nickel et de cobalt; les gabbros qui les accompagnent. — Acad. Science Mem., T. 66, Paris *1942.*
581. MACIVOR R. W. E.: Chrome ore in Australasia. — Engg. Min. Journ., 45, p. 53, *1888.*
582. MACKE A.: Beiträge zur Kenntnis einiger Erzlagerstätten in Peridotitgebieten Niederländisch-Indiens. — Diss. Bergak. Freiberg/Sa. *1927.*
582a. MAXWELL John C.: Siehe „Nachträge" [919].
583. MEKAY A.: Chrome ore in New Zealand. — Eng. Min. Journ. 65, p. 190, *1908.*
584. PIROUTET M.: Étude stratigraphique sur la Nouvelle Calédonie. — Theses Université de Paris *1917.*
585. — L'étude géol. de la Nouvelle Calédonie. — Geol. Rdsch., *1921.*
586. POWER F. D.: Mineral Resources of New Caledonia. — Am. Inst. Min. Engrs. Trans. 8, p. 439—442, *1899—1900.*
586a. ROEVER de, W. P.: Siehe „Nachträge" [883 a].
587. THOMSON: Turmalin in den Serpentinen von Kalgoorlie. — Australien Quart. Jl. Geol. Soc., *1913.*
587a. TILLEY C. E.: The dunite-mylonites of St. Pauls rock (Atlantic). — Am Jl. Sc. vol. 245, p. 483—491, *1947.*
587b. TURNER F. J.: siehe [814 b].
588. THIELL E. O.: Notes on the Dododrook Serpentine area and the Wellington Rhyolites, North Gipsland, Australia. — Roy. Soc. Vict. Proc., *1907.*
589. WILCKENS O.: Stratigraphie und Bau von Neu-Caledonien. — Geol. Rdsch., S. 128—142, *1925.*
590. — Neu-Seeland und Neu-Caledonien. — Geol. Rdsch., XVII, *1926.*

Afrika (Nr. 591—628).

591. ALLEN R.: Chrome in Afrika. — S. Afr. Min. Eng. Jl., 51/2, *1941.*
591a. AMIN M. S.: Siehe „Nachträge" [916].
591b. ARSANDAUX H.: Sur la chromite du mont Djeti cercle d'Atakpame (Togo). — Bull. soc. France Min. 48, *1925.* Ref.: N. Jb. f. Min., *1927.* I A., p. 79; ME., H. 20, *1927.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

592. BEHREND F.: Die Pt-Vorkommen in Transvaal. — Z. f. pr. G., *1925*.
593. BERTHELOT: Le Nickel et le chrome dans les colonies françaises. — Chimie Industrie, Bd. 29, H. 3, *1933*.
594. BLANCKENHORN M.: Der sogenannte „syrische Bogen" und die eryträische Geosynklinale. — Z. D. G. G. 77, *1925*.
594a. CHERMETTE A.: Le gisement de Chromite de Bontomo. — Serv. Mines Gouv. Gen. Afrique occ. France, 1, *1938*.
595. DUPARC L. et MOLLY E.: Les gisements platinifères du Birbir (Abbessynia). — Bull. Suisse de Min. Petr., vol. 8, *1928*.
596. GLOECKNER F.: Die Genesis der Phlogopit-Glimmerlagerstätten von Südmadagaskar. — Z. f. pr. G., 50, *1942*.
597. HALL A. L.: Über die Kontaktmetamorphose an dem Transvaalsystem im östlichen und zentralen Transvaal. — Tscherm. Min.-petr. Mitt., Bd. 28, *1909*.
598. — The Bushveld Igneous Complex. — Intern. Geol. Congress. Guidebook XV. Session, South Africa Exc., C. 19, *1929*.
599. HALL A. L. und HUMPHREY W. A.: On the occurence of Chromite Deposits along the Southern and Eastern Margins of the Bushveld Plutonic Complex. — Geol. Soc. South. Africa, Transvaal *1908*.
600. HERMANN F. und GÜNTHER O.: Über einige wenig bekannte Platinvorkommen der Welt. (Abessinien, Sierre Leone). — ME., H. 5, *1936*.
601. HOFFMANN R. D.: Vlakfontein Nickel Deposits, Rustenburg Area, Transvaal. — Ec. Geol. p. 202—214, *1931*. Ref.: Z. f. pr. G., H. 1, *1932*.
601a. HOLMES A.: Siehe „Nachträge" [854].
601b. JUNNER N. R.: Siehe „Nachträge" [858].
601c. KAISER E. und SCHNEIDERHÖHN H.: Siehe „Nachträge" [859].
602. KEEP F. E.: Interim report on the geology of the chromite deposits of the Umvukwe range Lomagundi district. — South Rhod. Geol. Survey, Nr. 23, *1929*.
603. — Southern Rhodesia. — South Rhod. Geol. Survey Bull., 16, *1930*.
604. — The Geology of the Chromite and Asbestos Deposits of the Umvukwe Range, Lomagundi and Mazoe districts. — Southern Rhodesia Geol. Surv. Bull., Nr. 16, *1930*.
604a. KRENKEL E.: Siehe „Nachträge" [865].
605. KUPFERBÜRGER W. und LOMBARD B. v.: The Chromite deposits of the Bushveld Igneous Complex Transvaal. — Geol. Surv. Division. Bull., 10, *1937*.
Ferner P. NIGGLI und B. LOMBARD: Der Bushveld als petrographische Provinz. — Schweiz. Min.-petr. Mitt., XIII, *1933*.
606. LACROIX A.: La Géologie et les Mines de la France d'Outre mer. — Paris *1932*.
607. LEBEDEW P. und A.: On the Geochemistry of Titanium and Vanadium in Western Liberia. — Comt. Rendu Ac. Sc. U. S. S. R., *1934*.
608. MAUFE H. B.: Selukwe. — Rhodesian Mining Journal, p. 68, Johannesburg *1928*
609. MAUFE H. B., LIGHTFOOT B. and ZEALLY A. E. V.: The geology of the Selukwe Mineral Belt. — South. Rhodes, Geol. Surv. Bull. Nr. 3, Salisbury *1919*.
610. MERENSKY H.: Neue Mitteilungen über die Pt-Vorkommen in basischen Eruptivgesteinen, Noriten, Pyroxeniten, Duniten und Hortonolithduniten Transvaals. — ME., H. 22, *1925*.
Ferner unter „Nachträge" [873].
611. Von zur MÜHLEN L.: Die Grundzüge des geologischen Baues des Hochlandes von Wollega und der Dabussteppe in Westabessinien. — Z. D. G. G., 88, *1936*.
612. — Die Platinlagerstätte am Birbir in Westabessinien. — ME., H. 13, *1936*.
613. Von zur MÜHLEN und HELLMERS: Die Petrographie der Eruptivgesteine der Dabussteppe und des Hochlandes von Wollega in Westabessinien. — N. Jb. f. Min., Abt. A, 71, S. 241, *1936*.
614. MUSGRAVE J.: Chrome Mining at Selukwe, Southern Rhodesia. Salisbury *1938*.
614a. POLLET J. D.: Siehe „Nachträge" [882].
614b. REUNING E.: Verbandsverhältnisse und Chemismus der Gesteine des Bushveld Complex, Transvaal, und das Problem seiner Entstehung. — N. Jb. Beil. Bd. 57, A, *1927*.
615. SAMPSON E.: Magmatic Chromite deposits in Southern Africa. — Ec. Geol., Vol. XXVII, Nr. 2, *1932*.
616. SCHNEIDERHÖHN H.: Mineralische Bodenschätze im südlichen Afrika. — Berlin *1931*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

617. SCHNEIDERHÖHN H. und MORITZ H.: Die Oxydationszone im Pt-führenden Sulfidpyroxenit (Merensky Reef) des Bushveld in Transvaal. — C. f. Min., A, S. 1—12, *1939.*

618. SCHOLTZ D. L.: The magmatic nickeliferous ore deposits of East Griqualand and Pondoland. — Univ. Pretor. Publ. Serv., *1936.*

619. — Chromitvorkommen auf den Robinschen Höhen, Sierre Leone, Africa. — Min. Mag., Okt. *1931.*

619a. SHUKRI N. M.: Siehe „Nachträge" [917].

620. STAPPENBECK R.: Die Platin- und Chromitlagerstätten Südafrikas. — ME., H. 15, *1930.*

Ferner: Über den Antophyllitasbest bei Morogore in Deutsch-Ostafrika. — Z. f. pr. G., H. 4, *1932.*

621. STUTZER O.: Die „Chrome Mine" bei Selukwe in Rhodesien. — ME., 17, *1920.*

622. DU TOIT A. L.: Geology of South Africa. — London *1926.*

623. TYLER W. H.: Chromite in Sudan. — Min. Mag., 47 *(1932).* Ref.: Geol. Z. 48, *1933.*

624. WAGNER P. A.: The chromite of the Bushveld Igneous complex. — South Afr. Journ. of Science *1923,* p. 223—235. Ref.: N. Jb. f. Min., A, I, p. 355, *1927.*

625. — On magmatic nickel deposits of the Bushveld complex in the Rustenburg district, Transvaal. — Geol. Surv. Union of South Africa, Mem. Nr. 21, Pretoria *1924.*

626. — The Platinum deposits and mines of South Africa. — Edinburgh *1929.*

627. WASSERSTEIN B.: Some notes on the critical zone of the Bushveld Gabbro. — Transac. Geol. Soc. South Africa 39, p. 215—222, *1936,* Ref.: Z. f. pr. G., H. 11, *1937.*

627a. WILCOCKSON W. H.: On an area of ultrabasic rocks in the Kassala Province of the Anglo-Egyptian Sudan. — Geol. Mag., Vol. LXX, *1933.*

627b. WILSON W. H.: Siehe „Nachträge" [903].

628. ZEALLY E. A. V.: The geology of the Chromite deposits od Selukwe, Rhodesia. — Trans. Geol. Soc. S. Africa, Vol. 17, pp. 60—74, *1914.*

Beide Amerika und Grönland (Nr. 629—689).

629. ALLAN J. E.: Chromite deposits in Oregon. — Dep. Geol. and Min. Industry Bull., 9, 71s., *1938.*

629a. — Geological Investigation of the Chromite Deposits of California. — Calif. Jl. of Mines and Geol. *1941.*

630. BALK R.: Structural Geology of the Adironback Anorthosite. — Min.-petr. Mitt., Bd. 41, *1931.*

631. — Noritmassiv Hudson. — N. Jb. f. Min., LVII, B, S. 249—303, *1927.*

632. BARTELS W.: Beiträge zur Kenntnis der Bodenschätze der Dominikanischen Republik. — ME., H. 3 u. 4, *1941.*

633. BATEMAN A. M.: On Arizona Asbestos Deposit. — Econ. Geol., 18, 663, *1923.*

634. BECKWITH R. H.: Asbestos and Chromite deposits of Wyoming. — Ec. Geol. 34, p. 812—843, *1939.*

635. BURCHARD: Cr-Cuba (Olivingabbro). — Transact. Am. Inst. Min. Met. Eng., vol. 63, p. 160, *1920.*

636. CIRCEL F.: On the Chrome iron ore deposits in the East Townships prov. Quebec. With fig. and pl. — Ottowa *1909.*

637. COOKE H. C.: Thetford and Disreali quadrangle Quebec. — Canad. Geol. Surv. Summ. Rept. 121, *1933.*

638. — Asbestos deposits of Thetford District, Quebec. — Econ. Geol., p. 355—376. *1936.*

638a. CREVELING G.: Siehe „Nachträge" [834].

639. DAVIS E. F.: The radiolarian cherts of the Franciscean Group. — Univ. Calif. Publ. Dep. Geol., 11/3, 1, *1918.*

640. DENIS B. T.: The Chromite Deposits of the Eastern Townships of the Province of Quebec. — Annual Report of the Bureau of Mines (1931), Canada *1932.*

641. DILLER J. S.: Recent Studies of domestic Chromite deposits. — Am. Inst. Min. Eng. Bull., 153, p. 2018, *1919.*

Ferner: Geology and Mineral Resources of Kenai Peninsula, Alaska; U. S. Survey Bull., 587, *1915.*

642. — Deposits of Chromite in California, Washington and Montana. *1921.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

643. DILLER J. S., WESTGATE L. G. and PARDEE J. T.: Deposits of Chromite in California, Oregon, Washington and Montana. — U. S. Geol. Surv. Bull., 725 A, Washington *1921.*

644. DRESCHER F. K.: Zur Kenntnis des Peridotits von Kaersut (Grönland) und seines Ganggefolges. — Tscherm. Min.-petr. Mitt., 43, H., 4/5; *1932.*

645. DRESCHER F. K. und KRUEGER H. K. E.: Der Peridotit von Kaersut (Grönland) und sein Ganggefolge als Beispiel einer Sekretionsdifferentiation. — N. Jb. f. Min., *1928.*

646. DRESSER J. A.: Preliminary Report on the Serpentine and associated rocks of southern Quebec. — Canada Dep. of Mines, Geol. Surv. Mem. 22, *1913.*
Ferner: Granit segregations in the Serpentine of Quebec, Trans. Roy. Soc. Canada, Vol. XIV, Sec. IV, *1920.*

646a. FREDERICKSON A. F.: Siehe „Nachträge" [920].

647. FREISE FRED W.: Brasilianische Chromerze. — M. u. E., H. 21, *1932.*

647a. GARCIA-CASTELLANAS T.: Los yacimientos de mineral de cromo en la provincia de Cordoba. — Cordoba, Univ. Nac., Fac. Cienc. B, ano 6, Nr. 1—2, *1943.*

648. GILL A. C.: Chromite of Kenai Peninsula, Alaska. — U. S. Geol. Surv. Bull., 742, Washington *1922.*

649. GILLSON J. L.: Genesis of the ilmenite deposits of St. Urb in Quebec. — Econ. Geol., *1932.*

650. GLENN W.: Chrome in the Southern Appalachian Region. The Chromite of Maryland. — Trans. Americ. Inst. Min. Eng., 25, p. 481, *1895/96.*

651. GORDON S. G.: The Chromite deposits of the State Line Serpentines. — Ac. Nat. Science Philad. Proc., 73, *1921.*

652. GRAHAM A. R.: Obonga Lake chromite area district of Thunder Bay. — Ontario Dept. Mines, Ann. Rept. 39, *1931.*
Ferner unter „Nachträge" [844].

653. GRANT M. S.: Contact metamorphism of a basic igneous rock. — Bull. Geol. Soc. America, Vol. 11, p. 208, *1900.*

654. GROUT R. F.: Anorthosite and granite as differentiates of a diabas sill on Pigeon Point. — Min. Bull. Soc. of America, 39, *1928.*

655. GROUT and SCHWARTZ: Geology of the Anorthosites of the Minnesota Coast of Lake Superior. — Bull. Minnesota Geol. Surv. 28, *1939.* — Ferner SCHWARTZ unter „Nachträge" [913].

655a. GUILD Ph. W.: Petrology and Structure of the Moa Chromite district; Oriente Province, Cuba. — American Geophys. Union Tr. v. 28, *1947.*
Ferner GUILD und FLINT: Ac. Sc. Jl. v. 37, Nr. 10, Washington *1947.*

656. HARDER E. C.: Some Chromite Deposits of Western and Central California. — U. S. Geol. Surv. Bull., 430. 1910.

657. HESS F. L.: The Magnesite Deposits of California. — U. S. Geol. Surv. Bull., 355, Washington *1908.*

658. HORWOOD C. H.: Magmatic segregation and Mineralisation at the B. C. Nickel Mine, Choate (British Columbia). — Trans. Roy. Soc. Canada, 31, *1937.*

659. HOWLAND A. L., PEOPLES I. W. and SAMPSON E.: The Stillwater igneous complex and associated occurences of nickel and platinumgroup metals. — Mont., School of Mines, 7, 15 S., *1936.*
Ferner HOWLAND, GARRELS, JONES: Chromite Deposits of Boulder River Area, Sweet grass County, Montana. — Geol. Surv. Bull., 948, C., *1949/50.*

659a. HUNDSHAUSEN R. J.: Chromiferous sand deposits in the Coos Bay area, Coos county, Oregon. — U. S. Bur. Mines Rept. Invent., 4001, *1947.*

660. INGERSON Earl: Layered Peridotite Laccoliths of the Trout River Area, Newfoundland. — Yale Univ. New. Haven, Connecticut, *1934/35.*

660a. JAMES H. L.: Chromite deposits near Red Lodge, Carbon County Montana. — U. S. Geol. Surv., B, 945, F. *1946.*

661. JOHANNSEN Albert: The Serpentine of Harford County Maryland, Md. — Geol. Surv., 12, p. 282, 1, *1928.*

662. JOHNSTON W. D.: Nodular, orbicular and banded Chromite in Northern California. — Ec. Geol., S. 417—427, *1936.*
Ferner unter „Nachträge" [910].

663. JONES V.: Chromite Deposits near Sheridan, Montana. — Ec. Geol., Nr. 26, *1931.*

664. KELLNER J.: Die Platinlagerstätten der Republik Columbien. — Z. f. pr. G., *1928.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

665. KNOPF E. B.: Chrome ores of southern Pennsylvania and Maryland. — U. S. Geol. Surv. Bull., 725, B. *1922.*

666. KNOPF and LEWIS: Chrome ore in Pennsylvania. *1921.*

667. LASS W. P.: Chromite deposits of Alaska. — Min. Scient. Press. 115, p. 653, *1917.*

668. LEITH C. K. and MEAD W. S.: Origin of the iron ore of Central and North eastern Cuba. — A. I. M. E. Transact., *1911* und *1916.*

669. LEWIS J. V.: North Carolina (Peridotite and deposits of Chromite). Eng. Min., Jl. vol. 109, *1920.*

670. — Deposits of Chrome ore in North Carolina. — U. S. Geol. Surv. Bull. 74 and 725, *1922.*

671. LOGAN C. A.: Manganese and Chromite in California. — California State Min. Bureau Bull., 76, *1918.*

672. MERILL G. P.: (betr. Serpentin in Arizona) Proc. U. S. Natur. Museum *1888.* (Auch DILLER, I. S., U. S. Geol. Surv. Bull., 470.)

673. MISER H. D. and ROSS C. S.: Diamond Bearing Peridotite in Pike County, Arkansas. — Ec. Geol., *1922.*

673a. NEBEL M. L.: Siehe „Nachträge" [876].

673b. PABST A.: Vesuvianite (...within serpentine...) from Georgetown, California. — Am. Min. Vol. 21, Nr. 1, *1936.*

673c. — The Mineralogy of metamorphosed Serpentine at Humphreys, Fresno County, Calif. — Am. Min. 27, 570—585, *1942.*

674. PARDEE J. A.: Chromite ores of Washington. — U. S. Geol. Surv., S. 37, Bull. 725, A, *1922.*

675. PAWEL G. W.: Nickel in North Carolina. — Engg. Min. Jl.—Oct. *1939.*

676. PERRY J. B. and KIRWAN G. M.: The Bald Eagle Magnesite Mine, California. — Trans. Amer. Inst. Min. Met. Eng., 148, S. 35—50, *1942.*

676a. PURDUE A. H.: Siehe „Nachträge" [883].

677. POITEVIN E. and GRAHAM R.: Contributions to the Mineralogy of Black Lake Area, Quebec. — Geol. Surv, Canad. Museum Bull., Nr. 27, *1918.*

678. REINECKE L.: Mineral Deposits between Lillovet and Price George, British Columbia. — Canada Geol. Surv. Mem. Nr. 118, pp. 88—89, Ottawa *1920.*

679. RYNEARSON-SMITH: Chromite deposits in the Quadrangle Siskigon county, California. — U. S. Dep. Int. Geol. Surv. Bull., 933, *1940.* Ref.: ME., H. 2, *1943.*

679a. SCHUERMANN H. M. E.: Glaukophangesteine aus Venezuela. — N. Jb. f. Min. Mon. H. 7, *1950.*

680. SHANNON E. V.: The mineralogy and petrology of intrusive Triassic diabase at Gouse Creek, Londoun County, Virginia. — Proc. U. S. Nat. Museum, 66, *1924.*

681. — Mineralogy of the Chrome ore from Etchison, Montgomery Co, Md. — The American Min. 11, 1926, Ref., N. Jb. f. Min., I, A, S. 78, *1927.*

681a. SHANNON E. V. und LARSEN E. S.: Siehe „Nachträge" [890].

682. SHENON P. J.: A massive sulphide deposits of hydrothermal origin in Serpentine. — Ec. Geol., Bd. 27, *1932.*

682a. SKERL A. C.: Siehe „Nachträge" [909].

683. SNELGROVE A. K.: Chromite Deposits of New Foundland. — Dep. of Nat. Resources, St. John's *1934.*

684. STAPPENBECK R.: Die Erzlagerstätten der Eisenmetalle in Südamerika. — Stahl und Eisen, S. 369—373, *1942.*

684a. STEPHENSON R. E.: Composition of some chromites of the Western hemisphere. — American Mineralogist 29, *1944.*

685*. STILLE H.: Einführung in den Bau Amerikas. — Verlag Bornträger, Berlin *1940.*

686. TABER St.: Sierra Maestra de Cuba. — Geol. Soc. America Bull. 45. *1934* (und andere Arbeiten d. Verf. z. Geol. v. Cuba).

686a. THAYER T. P.: Chrome ore resources of Cuba. — U. S. Geol. Surv. Bull., 935 A, *1942.*

686b. TOMLINSON H.: Siehe „Nachträge" [914].

687. WELLS-PAGE-JAMES: Chromite deposits in the Bourdagh area, Curry County and the Briggs Creek area Oregon. — U. S. Dep. Int. Geol. Surv. Bull, 922, *1940* (Ref. ME., H. 2, *1945.*)
Ferner unter „Nachträge" [908].

687a. WELLS-CATES-RYNEARSON: Geological investigations of Chromite in California. Klamath mountains (Del Norte county). — California, Dept. Nat. Res., B, 134, *1946.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

688. WESTGATE L. G.: Deposits of Chromite in Eastern Oregon. — U. S. Geol. Serv. Bull., 785, p. 37—60, *1921.*
689. — Cr-Montana. — U. S. Geol. Surv., 725, pp. 67—84. *1922.*
689a. WEYL R.: Die Kristallinen Schiefer der Cordillera Central von Santo Domingo und ihre Bedeutung für den Bau des Antillenbogens. — N. Jb. f. Min., Abt. B, Bd. 90, *1949.*
689b. WIEBOLT Fr. J.: Investigation of the McGuffy Creek Chromite Deposit, Calif. Bureau of Mines, *1949/50.*
689c. ZAPFFE C.: Siehe „Nachträge" [904].

III. Allgemeine Fragen in Beziehung zur Serpentin- und Chromerzgeologie (Nr. 690—824).

690. AMBRONN R.: Methoden der angewandten Geophysik. — Dresden und Leipzig, *1926.*
690a. ANDREATTA C.: La regla di orientazione dei cristalli di olivina nelle tettoniti. — Rendiconti della Sociéta Min. Ital. Pavia *1946.*
691. ANGEL-SCHARIZER: Mineralparagenese. — Verlag J. Springer, Wien *1932.*
692. Anonym: Chrome ore and Chromium. — Mining Jl., S. 76, *1941.*
693. BACKLUND H.: Zur genetischen Deutung der Eklogite. — Geol. Rdsch., 26, *1935.* Magmenaufstieg in Kettengebirgen. — Bull. of Finlande, 115, *1936.*
693a. — Zum Werdegang der Erze. — Geol. Rdsch. *1941.*
694*. BARTH-CORRENS-ESKOLA: Die Entstehung der Gesteine. — Verlag Springer, Berlin *1939.*
695. BEHAGHEL G.: Die Eisen- und Manganerze Osteuropas. — Breslau *1922.*
696. BENSON W. N.: The origin of Serpentine. — American Jl. of Science (4), Vol. 46, p. 693, *1918.*
696a. — The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks. — Mem. Nat. Acad. Sc. Washington, 19, *1926.*
697. BERG G.: Vorkommen und Geochemie der mineralischen Rohstoffe. — Leipzig *1929*
698. BEYSCHLAG-KRUSCH-VOGT: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine. — Stuttgart *1921.*
699. BORCHERT H.: Magmatische Differentiationsprozesse. — Z. f. pr. G., H. 38, *1930.*
700. BOWEN N. L.: The evolution of igneous rocks, *1928.*
701. — The origin of Ultrabasic and Related rocks. — Americ. Journal of Science, XIV, *1927.*
702. — Magmatische Differentiationen (in Lindgren Festschrift *1933*). — Eingeh. Referat Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen, 85, S. 547. Berlin *1937.*
703. BOWEN N. L. und SCHAIRER J. F.: The Problem of the intrusion of Dunite in the light of the olivine diagram. — Rep. of XIV. Intern. Geol. Congr. Washington *1933.*
704. BOWEN N. L. and SCHAIRER J. F.: The system MgO-FeO-SiO_2-American Jl. of Sc., XXIX, *1935.*
704a. BOWEN N. L.: Magmas. — Bull. Geol. Soc. America, Vol. 58, *1947.*
704b. BOWEN N. L. und TUTTLE O. F.: The system MgO-SiO_2-H_2O. — Bull. Geol. Soc. America, Vol. 60, *1949.*
705*. BRAUNMÜHL v. H.: Über die Entstehung der Lagerstätten dichten Magnesits vom Typus Kraubath. — Archiv f. Lagerstättenforschung Berlin, H. 45, *1930.*
706. BUBNOFF S. v.: Geologie von Europa. Berlin *1930.*
707. CAILLÈRE S.: a) Étude de la dissociation thermiques des minéraux des serpentines. — C. R. Ac. des Sciences, T. 196, p. 628, Paris *1933.*
b) Sur les caractères specifiques de la bowlingite. — C. R. Ac. des Sc., T. 211, p. 1483, Paris *1935.*
708. — Composition minéralogique des minérais silicates de Nickel (Nouméite et Garnierite). — Congr. Intern. des Mines, VII. Sess., Tome 1, Paris *1935.*
709. CARON M. H.: Verwitterung der Peridotitgesteine. (De aanrijiking von nikkel in den verweeringsboden von peridotit gesteenten.) — Ztschr. f. Ing. in Holland, *1939/40.*
710. Chromerz: Welterzeugung an Chromerzen. — Chem. Ind. Nachr., Ausgabe 64 (*1941*), Ref.: ME., S. 128, *1941.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

711. Chromerz-Sammelreferat: ME., S. 21, *1940.*

712. Chromite. Mineral Resources of the U. St. Dep. of Commerce, Bureau of Mines, Washington D. C. *1931.*
Ferner: U. S. Bureau of Mines, Minerals Yearbook, p. 541, *1938.*

713*. CLOOS H.: Einführung in die Geologie. Ein Lehrbuch der inneren Dynamik. — Verlag Borntraeger, Berlin *1936.*

714. COLONA R. J.: betr. Serpentinisation. — Am. Journal of Geology, 31, *1923.*

715. DÉRIBERÉ et MORE: Les Minerais de chrome. — Mines Carrières, 17, Nr. 192, *1938.*

716. DITTLER E.: Zur analytischen Untersuchung des Chromeisensteines. — Z. f. ang. Chemie, Teil A, 41. Jg., *1928.*

717. DOELTER C.: Handbuch der Mineralchemie, II, *1912—1917.*

718. DRESSER S. A.: The problem of Serpentinization. — Econ. Geol., Nr. 3, *1934.*

719. DUPARC L. et de LUZERNA: Sur une source nouvelle de platine dans les schlichs de chromite. — C. R. Soc. Phys. et d'Hist. Nat. Genève *1922.*

720. DUPARC L. and PINAY Rubies S.: Sur la composition des segrégations de chromite dans la Dunite platinifère. — Bull. Soc. Min. France 36, p. 20, Paris *1912.*

720a. ELLIS J.: A theory of the origin of coronas around olivine. — Transact. Geol. Soc. S. Africa 48, 103—124, *1946.*

721. ERDMANNSDÖRFER O. H.: Grundlagen der Petrographie. — Verlag Enke, Stuttgart *1924.*

722. FENNER C. N.: Crystallisation of Basalts. — American. Jl. of science, Vol. XVIII. New Haven *1929.*

723. — A View of magmatic differentation. — Jl. of Geology, 45, p. 138—168, *1937.*

724. FERSMANN A.: Geochemische Migration der Elemente. — Abh. z. prakt. Geol. u. Bergwirtschaftslehre, Bd. 19, Verlag Knapp, Halle *1930.*

725. FERSMANN und BETEKHTIN: Chromit in U. S. S. R. (betreffs Ural bereits unter Nr. 530 angeführt). — Ak. d. Wiss. Leningrad *1937.*

726. FINCKH L.: Zur Nephritfrage. — Z. D. G. G. Monatsber., *1912.*

727. FISHER L. W.: Origin of Chromite Deposits. — Ec. Geol., vol. 24, Nr. 7, *1929.*

728. — Chromite, its mineral and chemical composition. — American Mineralogist, 14, *1929.*

728a. FÖRGER A.: Über Betriebserfahrung in der Chromerzaufbereitung. — ME., 31, Berlin *1934.*

729. FRIEDENSBURG F.: Bergwirtschaft der Erde. — Verlag Enke, Stuttgart *1942.*

730. FRIEDLÄNDER J.: Über die Wärmeleitfähigkeit einiger vulkanischer Gesteine. — Gerl. Beitr. Geophys., 11., kl. Mitt. *1912.*

731. Geologisches Jahrbuch, herausgegeben v. S. v. Bubnoff, 1. Bd., Verlag Borntraeger, Berlin *1938.*

732. GMELINs Handbuch der anorganischen Chemie, *1934* u. f.

733. GÜNTHER Walter: Die bergwirtschaftliche Entwicklung des Chromerzbergbaues. — Z. f. pr. G., 42, *1934.*

734. GUTENBERG B.: Lehrbuch der Geophysik. Berlin *1929.*

735. Handbuch der regionalen Geologie (G. STEINMANN u. O. WILCKENS). Heidelberg *1917.*

736. HARRASSOWITZ H.: Laterit. — Fortschritte d. Geol. u. Paläont., Bd. 4, H. 14, *1926.*

737*. HARROY J.: Géologie et ressources mondiales de minerai de chrome. — Rev. Univ. Mines, 82, p. 290—304, *1939.*

738*. HESS H. H.: The problem of serpentinization and the origin of certain chrysotile asbestos, talc, and soapstone deposits. — Ec. Geol., Bd. 28, *1933.*

739. — A primary ultramafic Magma. — Transactions of the American Geophysical Union, XVIII, *1937.*

740. — Gravity anomalies, island arcs and serpentine intrusions. — Proceedings 17th Internat. Geol. Congress, Abstracts of papers, p. 182. Moscow *1937.*

740a. — Major structural features of the western North-Pacific, an interpretation of H. D. 5485 Bathymetric Chart Korea to New Guinea. — Bull of the Geol. Soc. of America, Vol. 59, *1948.*

741*. — A primary Peridotite Magma. American Jl. of Science, Vol. XXXV, *1938.*

742. HOLMES A.: The thermal History of the Earth. — Inst. Washington Ac. Sc. 23, *1933.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

743. HOWLING: Asbestos. — Imperial Institute, Mineral Resources Dep. London *1937.*

744. HUMMEL K.: Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (= submarine Gesteinszersetzung). — Geol. Rdsch., Bd. 13, *1923.*

745. — Zur Frage der Entstehungsweise von Fe-Oolithen und Roteisensteinen. — C. f. Min. etc., *1924.*

746. KEEP F. E.: Discussion „Origin of Chromite Deposits". — Ec. Geol., Vol. 25, *1930.*

747. KEITH S. B. and BAIN G. W.: Chrysotil Asbestos. — Ec. Geol., Nr. 3, *1932.*

748. KOBER L.: Das alpine Europa. — *1931.*

749. KOSSMAT F.: Über die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustand der Erdrinde. — Abh. Sächs. Ak. d. Wiss., *1921.*

750. — Paläographie und Tektonik. — Verlag Borntraeger, Berlin *1936.*

751*. — Der ophiolithische Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems. — Sitzungsber. Preuß. Ak. d. Wiss., Phys.-math. Kl., Berlin *1937.*

752. KÖSTER Werner: Beitrag über den Aufbau des Systems Pt-Cr. — Z. f. Metallkunde, *1940.*

753*. KRAFT Ph.: Über die genetischen Beziehungen des dichten Magnesits zu den Mineralien der Ni-Silikatgruppe. — Archiv f. Lagerstättenforschg. d. preuß. Geol. L. A., H. 20, *1915.*

754. KUHN W. und RITTMANN A.: Über den Zustand des Erdinnern und seine Entstehung aus einem homogenen Urzustand. — Geol. Rdsch., 32, *1941.*

755*. LÄMMERMAYR L.: Materialien zur Systematik und Ökologie der Serpentinflora. — Sitzungsber. Ak. d. Wiss., Abt. I, Wien *1926, 1927, 1928.*

755a. — Bemerkungen über die Farnflora auf Magnesit und Serpentin. — Naturw. Ver. Stmk., *1930.*

756. LEITMEIER H. und FEIGL F.: Eine Methode zur Erkenntnis von Chrom in Mineralien und Gesteinen. — Z. f. Krist., Abt. B, 49, S. 95, *1931.*

756a. LEUCHS K.: Tiefseegräben und Geosynklinalen. — N. Jb. f. Min. Beil., Bd. 58, *1927.*

757. LINDGREN W.: Mineral Deposits. — New York *1933.*

758. LOEWINSON-LESSING F.: Sur l'autocatalyse magmatique et les minéraux protopneumatolitiques des roches ignées. — Bull. Soc. France de Minéralogie, T. 45, p. 36, Paris *1922.*

758a. — Das Problem der Genesis der magmatischen Gesteine und die Wege zu seiner Lösung. — Ak. d. Wiss. U. S. S. R., Leningrad *1934.*

758b. LUNDEGARDH PER H.: Aspects to the geochemistry of Chromium, Cobalt, Nickel and Zinc. — Sveriges geol. Und. Serie C, Nr. 513, *1949.*

759. MELLIS O.: Zur Genesis des Helsinkits. — Geologiska Föreningens I, Förhandlinger, Stockholm *1930.*

759a. MERILL G. F.: Composition and structure of meteorites. — U. S. Nat. Museum Bull., 149, *1930.*

760. MILCH L.: Die primären Strukturen und Texturen der Eruptivgesteine. — Fortschr. d. Min., S. 163, *1912.*

761. MURGOCI G. M.: 1. Contribution to the Classification of the amphiboles. — Min. Californ. Publ. *1904.*
2. On the Genesis of Riebeckite and Riebeckite rocks. — Americ. Jl. of Sc., 4, *1905.*

762. NEWHOUSE N. H.: Opaque oxides and sulphides in common igneous rocks. — Bull. Geol. Soc. of America, 47, *1936.*
Ferner: The source of V, W, Mo, and Cr in oxydized deposits. — The American Mineralogist, *1934.*

762a. NEWHOUSE and GALLAHAM: Two kinds of magnetite? — Ec. Geol., *1927.*

763. NIGGLI P.: Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin *1923.*

764. — Lehrbuch der Mineralogie. II. Teil, Spezielle Mineralogie. — Berlin *1926.*

764a. — Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. — Schweiz. Min. Petr. Mitt. XVIII, *1938.*

765. NIGGLI P. und GRUBENMANN U.: Die Gesteinsmetamorphose, I. Allgemeiner Teil. — Verlag Borntraeger, Berlin *1924.*

766. PUZICHA K.: Die magnetischen Eigenschaften der Eruptivgesteine. — Z. f. pr. G., 38, H. 11/12, *1930.*

767. QUIRING H.: Fe-Oolithentstehung. — Z. D. G. G., H. 13, *1944.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

767a. QUIRING H.: Die irdische Mondnarbe. — Forsch. u. Fortschritte 24, *1948*. Gedanken über Alter, Zusammensetzung und Entstehung des Mondes. — Z. D. G. G. *1948*.
Ferner zur Mondfrage: in Gerlands Beiträgen z. Geophysik 62, H. 2, Leipzig *1950*.

768. RAMDOHR P.: Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Überlegungen über das System FeO-Fe_2O_3-TiO_2. — N. Jb. f. Min., Beil. Bd. 54, *1926*.

769. — Fortschritte auf dem Gebiete der Lagerstättenkunde. — Fortschr. Min. Krist. u. Petr., Bd. 22, T. II., *1937*.

770. — Wichtige neue Beobachtungen an Magnetit, Hämatit, Ilmenit und Rutil. — Abh. Preuß. Ak. d. Wiss., *1939*.

771. — Die Erzminerale in gewöhnlichen magmatischen Gesteinen. — Abh. Preuß. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Nr. 2, *1940*.

772. RAMDOHR-KLOCKMANN: Lehrbuch der Mineralogie. — Stuttgart *1936*.

772a. RAMDOHR P.: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. — Berlin 1950.

772b. — Über das Vorkommen von Heazlewoodit Ni_3S_2 und über ein neues ihn begleitendes Mineral: Shandit $Ni_3Pb_2S_2$. — Sitzungsber. D. Ak. Wiss., math.-naturw. Kl., Jg. 1949, Nr. VI. — Akad. Verl. Berlin *1950*.

772c. — Über Josephinit, Awaruit, Souesit, ihre Eigenschaften, Entstehung und Paragenese. — Miner. Magazine Vol. XXIX, Nr. 211, p. 374—394, London *1950*.

773. REDLICH K. A.: Die Bildung des Magnesits und sein natürliches Vorkommen. — Fortschr. d. Min. Krist. Petr., *1914*.

774. REICH H.: Angewandte Geophysik für Bergleute und Geologen. — Ak. Verlagsges., Leipzig *1933*.

775. REINISCH R.: Petrographisches Praktikum, 2. Teil Gesteine. — Berlin *1920*.

776. REYNOLD Doris L.: The genetic significance of biotite-pyroxenite and hornblendite. — Min.-petr. Mitt., 46, Wien *1935*.

777. RICHTER K.: Die Geochemie als Hilfswissenschaft der Lagerstättenkunde. — Mont. Rdsch., XXX, Nr. 9, *1939*.

777a. RIMANN F.: Nephrit und Carcaro in ultrabasischen Gesteinen. — Fortschr. Min. Krist. Petr., 23. Bd., *1939*.

778. ROSENBUSCH H.: Mikroskopische Physiographie. — 5. Aufl., bearbeitet von O. Mügge.

779. ROSENBUSCH-OSANN: Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart *1923*.

780. ROSS C. S.: The origin of Chromite. — Ec. Geol., Vol. 26, *1931*.

781. SACCO F.: Les formations ophitifères du Cretace. — Bull. Soc. Belge de Géologie, Bruxelles *1905*.

782. SAMPSON E.: The origin of Chromite. — Ec. Geol., H. 26, *1931*.

783. — May Chromite crystallise late? — Ec. Geol., Vol. 24, *1929*.

784. — Varieties of Chromite Deposits. — Ec. Geol., Vol. 26, *1931*.

785. — Structural relations of Chromite deposits. — Ec. Geol., 34, *1939*.

785a. — „Chromite Deposits" in „Ore deposits as related to Structaral Features". — Edited by NEWHOUSE. Princeton, New Jersey, *1942*.

786. SANDELL E. D. und GOLDICH S. S.: The rare metallic constituents of some American igneous rocks. II. Journ. of Geol., 51, *1943*. (Ref.: Z. f. pr. G., *1944*, H. 8.)

787*. SCHAFFER F. X.: Lehrbuch der Geologie, III. Teil, Geologische Länderkunde. — Wien *1941*.

788. SCHEUMANN K. H.: Bildung von Amianthasbest. — Sächs. Ak. d. Wiss., math.-phys. Kl., 85, *1923*.

789. SCHMIDT W.-BAIER E.: Lehrbuch der Mineralogie. — Berlin *1935*.

790*. SCHNEIDERHÖHN-RAMDOHR: Lehrbuch der Erzmikroskopie. — Verlag Borntraeger, Berlin *1931*.

791*. SCHNEIDERHÖHN H.: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Bd. I. — Jena *1941*.

792. — Erzlagerstätten (Kurzvorlesungen). — Jena *1944*.

792a. — Mineraleinschlüsse in Erzmineralien. — N. Jb. f. Min. Geol. Pal. Abt. A; H. 1, *1943*.

793*. SCHORNSTEIN W.: Die Rolle kolloidaler Vorgänge bei der Erz- und Mineralbildung, insbesondere hydrosilikatischer Nickelerze. Diss. — Berlin *1925*.

794. SCHWARTZ G. M. und PARK Ch. F.: Pseudoeutectic Textures. — Ec. Geol., H. 25, *1930*. — SCHWARTZ in Americ. Min. 15. *1930*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

795. SCHWEIG M.: Untersuchungen über die Differentiation der Magmen. — N. Jb. f. Min., 17. Beil.-Bd., *1903.*

796*. SEIDLITZ W. v.: Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. — Gebrüder Borntraeger-Verlag, Berlin *1931.*

796a. SHAND S. J. Eruptive Rocks. — New York *1949.*

796b. — Coronas and Coronites. — Bull. Geol. Soc. Am. 56, 247—266, *1945.*

797*. SIMMERSBACH: Die Weltversorgung mit Chromeisenstein. — Z. f. pr. G., S. 192, *1916.*

798. SINGEWALD J. T.: Magmatic Segregation and ore Genesis. — Min. and Sc. Press., 114, p. 732—746, *1917.*

799. — Discussion to: E. Sampson: May Chromite crystallise late? — Ec. Geol., Vol. 24, *1929.*

800. SMITH L. A.: Worldproduction and resources of chromite. — Transactions Amer. Inst. Min. Met. Engg. Publ. *1931* (Ref.: Geol. Zbl., 48, *1932*).

801. SOKOLOW G. R.: Geochemistry of Chromium and genetic Pecularities of Chromium deposits. — Abstracts of Papers. Int. XVII. Geol. Congr. Moskau—Leningrad *1937.*

801a. SOSMAN R.: Evidence on the intrusion temperature of peridotite. — Am. Jl. Sc. vol. 35 A, *1938.*

802. SPANGENBERG K.: Die wasserhaltigen Ni-Silikate. — C. f. Min., A, S. 360—364, *1938.*

803. STARK M.: Pleochroitische (radioaktive) Höfe, ihre Verbreitung in den Gesteinen und Veränderlichkeit. — Chemie der Erde. Jena *1936.*

804. STEINMANN G.: Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? — Geol. Rdsch. 16, *1925.*
Ferner: Geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und die ophiolithischen Massengesteine. — *1905.*

805. — Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. — C. R. XIV. Congr. géol. Int., Madrid *1927.*

806. STILLE H.: Über europäisch-zentralasiatische Gebirgszusammenhänge. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-naturw. Kl., *1928.*

807. — Bemerkungen betreffend „sardische" Faltung und den Ausdruck „ophiolithisch". — Z. D. G. G., *1939.*

808. — Zur Frage der Herkunft der Magmen. — Abh. Preuß. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Nr. 19, *1940.*

809. — Tektonische Probleme der Neuen und der Alten Welt. — Z. D. G. G., H. 1/2, *1943.*

810. STRUNZ H.: Mineralogische Tabellen. — Berlin *1941.*

811. SUESS E.: Antlitz der Erde, III. Bd. — Wien—Leipzig *1910.*

812. TABER S.: The Genesis of Asbestos and Asbestiform Minerals. — Trans. A.I.M.E., 57, p. 62—98, *1916.*

813. — The origin of veins of fibrous minerals. — Ec. Geol., H. 19, *1924.*

814. TRÖGER E.: Der Gehalt an seltenen Elementen bei Eruptivgesteinen. — Chemie der Erde, Bd. 9, S. 285, *1935.*

814a. — Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. — Verlag d. D. Mineralog. Ges., Berlin *1935.*

814b. TURNER F. J.: Preferred orientation of olivine crystals in Peridotites with special reference to New Zealand Examples. — Roy. Soc. N. Z. Transact. 72, pt. 3, 280—300, *1942.*

815. TYLER and SANDMYER: Platinum. — U. S. A. Departement of Commerce Information Circular 6389, *1931.*

816. VERNADSKI W.: La Géochimie. — Paris *1924.*

817. VOGT J. H. L.: Bildung von Erzlagerstätten durch Differentiationsprozesse in basischen Eruptivgesteinen. — Z. f. pr. G., *1893* und *1894.*

818. WERNICKE F.: Die primäre Erzverteilung auf den Erzlagerstätten und ihre geologischen Ursachen. — Halle *1933.*

818a. WENK E.: Die Assoziation von Radiolarienhornsteinen mit ophiolithischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem. — Mineral. Petr. Inst. Universität Basel, Experentia, Vol. V/6, *1949.*

818b. WINCHELL A. N.: The spinel group. — American Mineralogist, 26, *1941.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

IV. Nachträge.

Nr. 819—905 alphabetisch, doch sachlich ungeordnet, überdies für die länderweisen Abschnitte auch als Subnummern geführt. Einige zugewachsene Literatur als Subnummern auch in Abschnitt III der Literaturübersicht. — Ein Teil der Nachtragsliteratur gelangte erst nach Fertigstellung des Manuskriptes mir zur Kenntnis oder Einsicht, das gilt auch für die wichtigen neueren Werke Nr. 906 (Routhier) und 907 (Burri-Niggli). Immerhin wurden hinweisartige Bemerke daraus nachträglich — als solche gekennzeichnet — noch fallweise in den Text eingebaut; auch die Nachträge 908—920 aus den letzten Jahrgängen der „Econ. Geology" wurden noch fallweise verwertet.

819. ALDERMANN A. R.: Eclogites from the neighbourhood of Glenelg, Invernessshire. — Quart. Jl. Geol. Soc., 92, London *1936*.

820. AMPFERER O.: Über das Bewegungsbild der Weyerer Bögen (Betr. Glaukophan im Gabbro von Laussa). — Jb. G. B. A., Wien *1931*.

821. ARNI P.: Materialien zur Altersfrage der Ophiolithe Anatoliens. — M. T. A., H. 7, Ankara *1942*.

822. BADER E.: Zur Bildung der Schwefelkieslagerstätten der Merdita (Nordalbanien). — N. Jb., Abt. A, Beil.-Bd. 74, *1938*.

823. BANDAT H.: Die geologischen Verhältnisse des Kőszeg-Rechnitzer Schiefergebirges (Burgenland-Österreich). — Földtane Szemle, Budapest *1932*.

824. BECKE F.: Olivinfels und Antigoritserpentin aus dem Stubachtal (Hohe Tauern). — Tscherm. Min.-petr. Mitt., 14, 271, *1895*.
Ferner: Das niederösterreichische Waldviertel. — Tscherm. Min.-petr. Mitt., 32, *1913*.

825. BLAAS J.: Über Serpentin und Schiefer aus dem Brennergebiete. — Nova acta K. Leop. Carol. Ak. Naturf. 64, 1, *1894*.

826. BOEKE-EITEL: Grundlagen der physik.-chem. Petrographie. — Berlin *1913*.

827. BONNEY T. G. und RAISIN C. A.: The microscopic structure of minerals forming serpentine and their relation to its history. — Quart. Jl. Geol. Soc., Vol. 61, London *1905*.

828. BRESINA A.: Sulphuricin aus Kalamaki (Griechenland). — Jb. G. R. A., Wien *1876*.

829. BROEGGER W. C.: The South Norvegian Hyperites and their Metamorphism. — Skrifter Videnskaps Akad. i Oslo, *1934*.

830. BUDDINGTON A. F.: (... Nature of the Earth Crust ...) — American Mineralogist, 28, 119—140, *1943*.

831. CAMZELL Charles: (Betr. Diamant in Chromit.) — Econ. Geol., VI, S. 604—611, *1911*.

832. CARSTENS C. W.: Norske Peridotiter. — Norsk Geologisk Tidskrift, V, *1920*.

833. CHUDOBA K.: Mikroskopische Charakteristik der gesteinsbildenden Mineralien. — Freiburg/Breisgau *1932*.

834. CREVELING G.: A peridotite of Presque Isle, Michigan, a study in serpentinisation. — Americ. Jl. of Sc., vol. 12, *1926*.

835. DALY R. A.: Igneous rocks and the depth of the earth. *1933*.

836. DIEHL E. A.: Geol. petrograph. Untersuchung im Val d'Ollomont. — Schweiz. Min.-petr. Mitt., *1938*.

837. DRASCHE R.: Über Serpentine und Serpentin-ähnliche Gesteine. — Tscherm. Min.-petr. Mitt., *1871—1872*.

837a. EPPRECHT W. und BRANDENBERGER E.: Die Entwässerung von Chrysotil und Antigorit. — Schw. Min. Petr. Mitt., 26, *1946*.

838. ERNST Th.: Olivinknollen der Basalte als Bruchstücke alter Olivinfelse. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, N. F., Bd. 1, *1935*.

839. ESKOLA P.: On the principles of metamorphic differentiations. — Bull. Commiss. géol. Finlande, Nr. 97, *1932*.

839a. FORTIER Y. O.: Some observations on chromite. — American Jl. Sc., vol. 244, *1946*.

840. FOULLON H. v. und GOLDSCHMIDT V.: Über die geologischen Verhältnisse der Inseln Syra, Syphnos und Tinos. — Jb. G. R. A., Wien *1897*.

841. FRANKE L.: Bericht über einige Erzlagerstätten in Kleinasien. — ME., *1918*.

842. GOLDSCHMIDT V. M.: Über einen Fall von Natronzufuhr bei Kontaktmetamorphose. — N. Jb. f. Min., Beil.-Bd. 39, *1914*.

843. — Geol. Petr. Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. — Kristiania *1916*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

844. GRAHAM R. P. D.: Origin of the massive serpentine and the chrysotile asbestos, Black Lake Thetford Area, Quebec. — Ec. Geol., vol. 12, *1917.*

845. GRENGG B.: Über die basischen Gesteine im Wiener Flysch. — Verh. G. B. A., Wien *1922.*

845a. HACKL O.: Nachweis und Bestimmung von ganz geringen Chromspuren. — D. Chem. Ztg. Nr. 9, *1920.*

846. HARRIS: Chrome Ore in Asia Minor. — Engg. Min. Jl. 85, p. 1088, *1928.*

847. HARTMANN E.: Glaukophan in den Tarntaler Bergen.
Ferner: Der Schuppenbau der Tarntaler Berge etc. — Jb. G. R. A., Wien *1913.*

847a. HEGEMANN Fr.: Die Herkunft des Mo, V, As und Cr im Wulfenit der alpinen Pb-Zn-Lagerstätten. — Heidelb. Beitr. Min.-petr., 1. Bd., *1949.*

848. HENTSCHEL H.: Der Eklogit von Gilsberg im sächsischen Granulitgebirge und seine Umwandlungserscheinungen. — Min.-petr. Mitt., Bd. 49, *1937.*

849. HERITSCH F.: Eklogitamphibolite aus dem steirischen Kristallin. — C. f. Min., *1922.*

850. HESS H. H.: Pyroxenes of Common Mafic Magma's. Part 1 and 2. — Americ. Mineralogist, 26, 515—535, 573—594, *1941.*

851. — Drowned ancient Islands of the Pacific Basin. — Americ. Jl. of Sc., Vol. 244, *1946.*

852. HIMMELBAUER A.-KOECHLIN R.: Neue Mineralvorkommen (Stichtit u. a.). — Tscherm. Min.-petr. Mitt., 32, *1914.*

853. HIMMELBAUER A. in Stutzers „Die wichtigsten Lagerstätten der Nichterze". — Verlag Borntraeger, Berlin *1933.*

853a. HÖDL A.: Über Chlorite der Ostalpen. Ein Beitrag zur Systematik der Chlorite. — N. Jb. Min. Beil.-Bd., Abt. A, 77, *1941.*

854. HOLMES A.: A contribution to the petrology of the Kimberlite and its inclusions. — Trans. geol. Soc. S. Africa, 39, *1936.*

855. HUSSAK E.: Über einige alpine Serpentine. — Tscherm. Min.-Petr. Mitt., *1883.*

855a. JANDER W. und WUHRER J.: Die Bildung von Magnesiumhydrosilikaten. — Z. f. anorg. Ch., 235. Bd., *1938.*

856. JOPLIN Germaine A.: An interesting occurence of Lawsonite in glaucophan bearing rocks from New Caledonia. — Mineral. Mag., 29, *1937.*

857. JOVANOVIČ P. S.: Hidrografske osobine serpentina Skoplje. — Godišnjak Skopskog Fil. Fak., Skoplje *1930.*

857a. JUNG K.: Die Dicke und Schichtung der Erdkruste nach den Verhältnissen der Großsprengungen von Helgoland und Haslach. — Zeitschr. Erzmetall, H. 7, Stuttgart *1949* (siehe auch H. REICH in G. Rdsch. 36, *1949*).

858. JUNNER N. R.: Geology and Mineral Resources of Sierre Leone. — C. R. Int. Congr., XV. Bd., II, *1930* und Min. Mag., 42, *1930.*

859. KAISER E. und SCHNEIDERHÖHN H.: Die Diamantlagerstätten Südafrikas. In: Die mineralischen Bodenschätze im südl. Afrika, Berlin *1931.*

860. KISPATIČ M.: Ein Gabbrovorkommen zwischen Travnik und Bugojno in Bosnien. — Tscherm. Min.-petr. Mitt., *1910.*

861. KOBER L.: Der Bau der Erde. — Berlin *1921.*

862. — Bau und Entstehung der Alpen. — Berlin *1923.*

862a. — Der Bau der Erde und der Atome. — Wien *1949.*

863. KÖHNE F.: Petrographie und Geologie der Phurni-Inseln bei Samos. — N. Jb. f. Min. usw., Abt. A, *1937.*

864. KOSTILEWA E.: Talk (in Rußland). — Z. f. pr. G., *1929.*

865. KRENKEL E.: Geologie von Afrika. — Berlin *1925.*

866. KRUSCH P.: Genesis einiger Mineralien und Gesteine auf der silikatischen Nickelerzlagerstätte von Frankenstein in Schlesien. — Z. D. G. G., 64, *1912.*

867. LARSEN E. S.: A hydrothermal origin of corund and albitite bodies. — Ec. Geol., 23, *1928.*

868. LOTTI M.: Memoria descrittiva della Carta d'Italia. — Descriz. geol. del Isola d'Elba., 87, *1886.*

869. LOUIS H.: Albanien. Eine Landeskunde. — Engelhorn-Verlag Stuttgart *1927.*

870. LUKOVIČ M. T. und PETKOVIČ K.: O pojavi magnesita u selui Razanji kod Kosjerica. — Rudarski i Topionicki Vesnik, 6, Beograd *1929.*

871. Mc.MAHON C. A.: Petrological notes on some peridotite serpentines, gabbros and associated rocks from Ladokh, NW-Himalaya. — Mem. Geol. Surv. India, vol. 31, *1901.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

872. MARKGRAF F.: Pflanzen aus Albanien. — Denkschr. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Bd. 102, Wien *1931* (auch Serpentinflora).

872a. MATTHES S.: Mineralogische und mineralgenetische Studien an Asbestvorkommen in Deutschland. — N. Jb. f. Min. Mon. H. 11/12, Stuttgart *1949*.

872b. — Vorkommen von Vermiculit in mitteldeutschen Serpentiniten. — N. Jb. f. Min. Mon. H. 2, *1950*.

873. MERENSKY H.: Neue Feststellungen über das Vorkommen von Diamanten in Diabasen und Pegmatiten (S-Afrika). — Z. f. pr. G., S. 155, *1929*.

874. MICHEL H.: Über Meerschaum. — Tscherm. Min.-petr. Mitt., *1914*.

874a. MÜLLER R.: Versuche zur Verwertung serpentinischer Gesteine für die Nickelgewinnung. — Berg- u. Hütten-Monatshefte, 95, H. 4, 7, 8. *1950*.

875. MODEL A.: Molybdänverbindung im Serpentin des Rothenkopfs, Zillertal. — Tscherm. Min.-petr. Mitt., *1892*.

876. NEBEL M. L.: The basal phases of the Duluth Gabbro near Gabamichigami Lake ans its contact effects. — Ec. Geol., Bd. 14, *1919*.

877. NIGGLI P. und FAESY F.: Spinellgruppe, Struktur und physikalische Eigenschaften. — Z. f. Kr., Bd. 60, *1924*.

878. PALIUC G.: Étude géol. et pétr. du massif du Parang et des Muntii Cimpii (Carpates meridionales Roumanie). — Annuar. Inst. Geologic al Roumaniei, Vol. XVIII, Bukarest *1938*.

879. PENNINGSFELD F.: Zur Kenntnis der Böden Albaniens. — Abh. R. A. f. Bodenforschung, Berlin *1942*.

880. PETRASCHECK W.: Die Erzlagerstätten des Rhodope- und Strandschagebirges im südöstlichen Bulgarien. — B. u. H.-Jb., 79, Leoben *1931*.

880a. — Die Magnesite und Siderite der Alpen. — Ber. Ak. d. Wiss., Abt. I, Wien *1932*.

881. PHILLIPS A. H. und HESS H. H.: Metamorphic differentiation at contact between Serpentine and siliceous country rocks. — Americ. Mineral., Nr. 6, Vol. 21, *1936*.

882. POLLET J. D.: Pt-Mining in Sierra Leone. — Engg. Ming. World, 2, *1931*.

882a. PREUSS E.: Spektralanlytische Untersuchung der Tektite. — Chemie d. Erde, 9. Bd., *1934/35*.

883. PURDUE A. H.: (Betr. Diamant in Peridotit von Arkansas.) — Ec. Geol., *1908, 1911*.

883a. ROEVER de W. P.: Preliminary notes on glaucophane bearing and other crystalline schists from S. E. Celebes, and on the origin of glaucophane bearing rocks. — Proceedings, Vol. LIII, Nr. 9, Amsterdam *1950*.

884. ROSICKY V.-VESELY V.: Sur la norite biotitique et amphibolitique de Hostice en Bohême. — Publ. Fac. d. Sc. Univ. Masaryk, Nr. 10, Praha *1922*.

885. SALOMON-CALVI W.: Kurze Übersicht über den tektonischen Bau Anatoliens. — Maden tektik ve Arama (M. T. A.), H. 5, Ankara *1940*.

886. SCHMIDT C.: Asbest und Nephrit von Poschiavo. — Z. f. pr. G., S. 27. *1917*.

886a. SCHWEIG M.: Untersuchungen über die Differentiation, *1903*.

887. SCHWINNER R.: Lehrbuch der Physikalischen Geologie, Bd. I: Die Erde als Himmelskörper. — Verlag Borntraeger Berlin *1936*.

888. — Die Lagerstätten kristallinen Magnesits und seine Verteilung im Gebirgsbau der Ostalpen. — Festschrift Bergmannstag, Leoben *1937*.

889. SELFRIDGE G. S. C.: An x-ray and optical investigation of the Serpentine Minerals. — The American Mineralogist, Vol. 21, *1938*.

890. SHANNON E. V. und LARSEN E. S.: A peculiar manganiferous serpentine from Franklin Furnace, N. J. — American Mineral., 11, *1926*.

891. SLAVIK E. und FIŠER J.: Datholith von Listic bei Beroun, Böhmen. — C. f. Min., *1903*.

892. SLAVIK F.: Les „pillow lava's", algonkiennes de la Bohême. — Congr. Intern. Géol. Resumé, Madrid *1926*.

893. SPIROFF: Bildung von Magneteisenerz aus oberflächennahen Lösungen. — Ec. Geol., 33, *1938*.

894. STARK M.: Grünschiefer und Diabasstruktur. — Min.-petr. Mitt., 26, *1907*.

895. STAUB R.: Südalpen und Dinariden. — Ec. Helv., XIX, *1926*.

896. VORREADIS G.: Éruptions basiques et suprabasiques de l'Hymette. — Labor. minér. et pétr. Univ. Athènes, p. 51, Athen *1920*.

897. WALDMANN L.: Umformung und Kristallisation in den moldanubischen Katagesteinen des Waldviertels. — Mitt. geol. Ges., Wien *1927*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

898. WARREN B. E., BRAGG W. L.: The structure of Chrysotile. — Z. f. Kr., 76, 201, *1931.*

899. WEGMANN C. E.: Über das Bornitvorkommen von St. Véran (Hautes Alpes). — Z. f. pr. G., *1928.*

Ferner: Über die Form magmatischer Erzlagerstätten im Gebirge. — Z. f. pr. G., *1928.*

900. WEINSCHENK E.: Meerschaum von Eskischehir in Kleinasien. — Z. f. Kr. 27, *1897.*

901. WELLS Fr. G.: The hydrothermal alteration of Serpentine. — Americ. Jl. of. Sc., Vol. XVII. *1929.*

902. WELTER O.: Ergebnisse einer geologischen Kartierung im mittleren Mazedonien zwischen Ochrida und der Dudica. — Sitzungsber. niederrhein. Ges. f. Naturk. etc., Bonn *1919* (N. Jb., Beil.-Bd., 49, *1922*).

903. WILSON W. H.: Chromite in Sierra Leone. — Min. Mag. 45, S. 201—208, *1931* oder *1932.* Ref.: Geol., Z. 48, *1933.*

903a. YODER HATTEN S. Jr.: The jadeite problem. — American Jl. Sci., 248, *1950.*

904. ZAPFFE C.: The effects of a basic igneous Intrusion on a Lake Superior Iron bearing formation. — Ec. Geol., Vol. 7, *1912.*

905. ZDARSKY A.: Die Eruptivgesteine des Troodosgebirges auf der Insel Cypern und seine Erzlagerstätten. — Z. f. pr. G., *1910.*

Außerhalb der alphabetischen Reihe:

906*. ROUTHIER P.: Essai sur la chronologie des roches vertes. — Bull. d. l. Soc. géol. de France, 5 ième série, XIV, Paris *1944.*

907*. BURRI C. und NIGGLI P.: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. 1. Hauptteil. Einleitung. Die Ophiolithe. — Zürich *1945.*

Ferner aus den letzten Jahrgängen der Econ. Geology:

908. WELLS F. G.: Geological Investigation of the Chromite Deposits of California (Allen). — Ec. Geol., Nr. 6, *1941.*

909. SKERL A. C.: Chromite Deposits of California. — Ec. Geol., Nr. 2, *1942.*

910. JOHNSTON, CAPPER, SOUZA: Layered or Banded Chromite at Campo Formosa, Bahia, Brazil. — Ec. Geol., Nr. 2, *1943.*

911. BROWN S.: Supergene Magnetite. — Ec. Geol., Nr. 2, *1944.*

912. FAUST G.: The differentiation of Magnesite from Dolomite in Concentrates. — Ec. Geol., Nr. 2, *1944.*

913. SCHWARTZ: Tracing the Duluth Gabbro Contact with a Magnetometer. — Ec. Geol., Nr. 3, *1944.*

914. TOMLINSON H.: Notes on the Derivates of the Triassic Diabases od Pensylvania. — Ec. Geol., Nr. 3, *1945.*

915. THAYER F. P.: Preliminary Chemical Correlation of Chromite with the containing rocks. — Ec. Geol., Nr. 3, *1946.*

916. ANIM M. S.: Origin and alteration of Chromite from Egypt. — Ec. Geol., 43, *1948.*

917. SHUKRI N. M.: On Chromites from Egypt. — Ec. Geol., *1948.*

918. WHITE Ch. H.: The Genesis of Intrusive Magnetite and Related Ores. — Ec. Geol., *1948.*

919. MAXWELL J. C.: Some occurences of Chromite in New Caledonia. — Ec. Geol., Vol. 44, *1949.*

920. FREDERECKSON A. F.: The behaviour of some Diabase and Basalt Dilation Dykes in the Union Comanion Mines, Cornucopia in Oregon. — Ec. Geol., Vol. 45, *1950.*

Neueste amerikanische und russische Cr-Literatur referiert in Z. f. Min. Tl. II (red. H. SCHNEIDERHOEHN), H. 1, *1950.*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

CONTENTS (= SUMMARY):

Serpentine and Chrome Ore Geology of the Balkan Peninsula and of Part of Asia Minor

By Dr. Ing. *Gustav Hiessleitner*

of Graz, Styria, Austria; external member of the Austrian Geological Survey in Vienna.

With 149 Pictures in the Text, 37 Photos and Microphotos, 10, Plates and 3 Tables.

Second part.

The basic-ultrabasic rock series and Chromite deposits of the Balkan Peninsula and of Asia Minor in relation to the general problems of their geology and origin.

The chapters in the second part intend to give a general view of the geological features and origin of Serpentine and Chrome ore in the Balkan Peninsula and in Asia Minor. Finally, relations are discussed to similar problems of ultrabasic rocks and Chromite deposits in other parts of the world.

I. Rocks associated to Peridotite-serpentines in general.

Problems of the "primary" association of Peridotite with adjacent rocks p.
1. EPIZONAL CRYSTALLINE ROCK SERIES, CONSIDERED MAINLY OF PALAEOZOIC AGE, ASSOCIATED TO SERPENTINE AREAS ..... p. 263
Veles-series. — Older Palaeozoic schists in general. — The Scheden limestone and the Algonkian early Palaeozoic Geosynclinal Sediments. — Trojaci series. — The younger Palaeozoic. — Examples of epicrystalline rock-associations with Peridotite areas.
2. SERPENTINE AND THE FORMATION OF THE RADIOLARIAN CHERTS (Sandstein-Diabas-Hornsteinformation resp. Schiefer-Hornsteinformation) ..... p. 283
The sedimentary rocks of the Radiolarian chert series, fossil-content, facies, mode of origin, thickness, structural features. — Diabase and Diabase porphyries. — Relation of the Radiolarian chert series to serpentine. — Age problems and geological distribution of the Radiolarian chert series.
3. SERPENTINE ASSOCIATED WITH ROCKS OF HIGHLY CRYSTALLINE SERIES ..... p. 298
Relations in some typical cases. — Paragneiss-series, brecciated gneissic rocks, helsinkitic rock types etc. — The stratigraphical level of the Serpentine occurrences within the crystalline series.

II. Remarks on Petrology and Magmatology of the Chrome bearing basic rock series.

1. PRIMARY TYPES OF THE ULTRABASIC ROCKS, the non-metamorphic content of minerals and the rockfabric ..... p. 307
Dunite, Pyroxene bearing Peridotite, Pyroxenite.
2. Remarks on the CHEMICAL FEATURES AND MAGMATOLOGY of the peridotitic rocks ..... p. 315
Chemical constitution. Melting temperature. Content of gases. Residual magma. Residual solutions. Viscosity. Differentiation. The problem of the peridotitic magma.
3. THE JOINTING OF PERIDOTITE ..... p. 325

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Bedding by cooling; primary blocky jointing; spheroidal jointing; magmatic breccias.

4. VEINS AND SCHLIEREN IN MAGMATIC ASSOCIATION WITH PERIDOTITE (Pyroxenite, Gabbropegmatite, Anorthosite, Albite etc.): other basic rocks in company with the Peridotite (Gabbro, Norite, Diorite, Diabase, Amphibolite, Eclogite etc.) p. 328
5. INTERNAL AGE RELATIONS within the ultrabasic magmatic cycle. No direct connection of the Balkanese peridotites with the Basalt eruptions..... p. 341
6. SOME OTHER PROPERTIES and peculiarities of rocks from the ultrabasic cycle ... p. 345

Physical properties as Magnetism, electrical Conductivity, Heat conductivity, Radioactivity, Gravity, etc.; occasionally Karst-like behaviour of Peridotite rocks, Soil and vegetation over Peridotite-Serpentine.

III. Chromite, and origin of Chromite deposits.

1. MINERALOGICAL DATA ON CHROMITE ..... p. 354
2. ORE MINERALS AND OTHER MINERAL SPECIES PRIMARILY ASSOCIATED WITH CHROMITE ..... p. 357

Oxydes, sulphides, diamond, etc. — Chromite and Platinum and relation to the orogenetical and non-orogenetical type of basic-ultrabasic rock series. — Platinum in the Balkans? — Silicates as gangue minerals.

3. CHROMITE AND PARENT ROCK..... p. 365
4. CHROMITE AS AN ACCESSORY MINERAL ..... p. 367
5. ACCUMULATION OF CHROMITE IN DEPOSITS ..... p. 368

Early and late magmatic period of chromite segregation. — Plated ore body ("Schlierenplatte") and stockformed (= sackformed) ore body ("Schlierenstock"). — Disseminated (scattered) ore and solid ore. — Peculiarities of the "Schlierenplatten". — The Radusha type and the Ormiglia type of Balkanese Chrome ore deposits. — Banded ore and Chrome ore with porphyry structure. — Parallel fabric of chrome ore. — Spheroidal (orbicular, nodular) chrome ore types. — The Kavir odjak type. — Veinlike streaks of Chrome ore. — Chrome ore deposits arranged in groups. Relation between chromite and the adjacent country rocks. — Gangue minerals of magmatic origin. — Problems of pneumatolytic hydrothermal origin of chromite. — Secondary chromite? — A water aureole enveloping chromite accumulations in the magma? — Some peculiar conditions relating to the origin of the Balkanese-Anatolian chromite deposits.

IV. Internal zoning of chromite bearing Peridotite massifs ..... p. 392

Zone structure within the Radusha Peridotite massif: basal zone, a middle zone bedded and poor in ore, the upper so-called Gorance-zone. — Comparisons with Trout River, Bushveld, Great Dyke and others. — Zone structures in other Balkanese and Anatolian Peridotite massifs. — Peculiarities concerning the internal zoning of the Lojane-Chalkidike-branch of the Vardar zone. — Orogenetic and anorogenetic type of ultrabasic magma flow and intrusions of viscous magmas already differentiated. — Characteristics of chromite deposits and other mineral accumulations within the various layered zones of an ultrabasic massif. — The practical significance of the zonal characteristics for chrome ore mining. — Superimposed layered structure or zoning ("Stockwerksbau") of ultra basic rocks the rule.

V. The mechanical conditions and form-types of Peridotite intrusions, their contact metamorphism and age problems.

Difficulties in diagnosis ..... p. 420
Types of ultrabasic intrusive bodies. — Apophyses. — Adjusted (concordant).lense form. — Gigantic fissure veins. — „Tectonic intrusions" ..... p. 422

Movements of magma in a viscous state. — Depths where intrusions took place, vertical extensions and absolute size of Peridotite masses.

General remarks on the *Intrusive mechanism* of the Balkan Peridotites and parallelism with to other Peridotite occurrences.

DIABASE VOLCANISM ..... p. 434
CONTACT METAMORPHISM.—Endogene formation of contact rocks. — Amphibolite. — Exogene contact metamorphism both thermal and by exchange of substance. — Quartz infiltration in the immediate vicinity of Serpentine massifs. — Contact mineralization

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

and contact rocks (formation of garnet, etc.). — Problem of Alkali emission and the eventual significance of Glaucophane bearing rocks as contact phenomena. — Precipitation of carbon in the contact zone. — Formation of Ophicalcite. — Contact effects of Diabase ... p. 436

AGE PROBLEMS of the Serpentines and conclusions, based on: features of rock-penetration, age of contact-metamorphized schists, rock associations, age of sediments containing serpentine-pebbles, position of the Peridotite within the magmatic cycle, pleochroic halos on minerals of contact-amphibolites. — Metamorphism and tectonics in relation to the age problem. — The Serpentines as elements of the Variscian geosynclinal area. — Non-syntectonical "intrusions". — Frequent position of Serpentine on the boundary of high and less metamorphized rock series. — Summarizing, the age of the Balkan Peridotites is considered to be uppermost young palaeozoic. — Comparison with the age problem of the Alpine and Carpathian serpentines ..... p. 453

VI. Peridotite and Chrome ore exposed to tectonics and metamorphism.

PERIDOTITE-SERPENTINE AND REGIONAL TECTONICS. — Primary origin of the Vardar zone. — Serpentine asan element of the premesozoic mountain building. — Tectonic rôle of the old massifs ..... p. 479

LOCAL TECTONICS OF PERIDOTITE-SERPENTINE Faulting. — Effects of tectonical movements. — Mechanic rock deformations ..... p. 488

PERIDOTITE and METAMORPHISM ..... p. 493

EARLY METAMORPHISM (Serpentinization). — Mineralogy, morphology and association of the serpentine minerals. — Types of Balkanese serpentines ..... p. 495

Origin of Hornblende in Peridotite and Serpentine. — Origin of Smaragdite... p. 504

PREGRANITIC TO GRANITIC REGIONAL METAMORPHISM..... p. 509

Metamorphic cover around on Serpentine masses. — Amphibolite and Eclogite. — Amphibolite with "magmatic" features of origin; field observations as to the origin of amphibolite. — Limesilikate rocks. — Reaction rocks between Serpentine and the enveloping schists. — Formation of Ophicalcite. — Biotitisation. — Phlogopitisation. — Talcisation. — Carbonisation. — Formation of Asbestos ..... p. 510

Peridotite-Serpentine in the facies of rock metamorphism ..... p. 531

CHROMITE AND TO METAMORPHISM. — Effects of Cataclastic processes — Secondary Chromite? — Replacement of Chromite by Magnetite..... p. 534

VII. Shallow younger to recent mineral alterations and also formation of new minerals in Chrome ore bearing Serpentine massifs.

THE LAST PHASES OF LOCAL GRANITIC METAMORPHISM OF SERPENTINE — Granite to Serpentine contact mineral paragenesis at Lojane. — Formation of Uwarowite and Kämmererite. — (Artinite and Hydromagnesite.) — Other secondary chrome minerals ..... p. 540

ANDESITIC METAMORPHISM AND YOUNGER TO RECENT ALTERATIONS IN THE INTERIOR OF CHROME ORE BEARING SERPENTINE MASSES NEAR THEIR SURFACES. — *Silification.* — *Mobilisation of Cr and Ni.* — *Formation* of Magnesite. — Siliciophite. — Meerschaum. — Gymnite. — Pyroaurite paragenesis in Balkanese Serpentine masses. — „Rotten"-Serpentine..... p. 547

ALTERATION OF SERPENTINE, ACCUMULATION OF FE- AND NI-ORES IN OLD WEATHERING CRUSTS OF THE SERPENTINE AND IN ITS ALLUVIAL PRODUCTS. CLASTIC DEPOSITS AND PLACER DEPOSITS OF CHROMITE (AND PLATINUM).

Tropical surface weathering in situ: Limonite zone, Carbonate zone, autochthonous accumulation of Ni-ore. — The formation of Ni-silicates in general. — Lateritic iron ore on serpentine. — Weathered Crusts of Serpentine: formation of Ni- and Cr-rich oolitic iron ores. — Removal of Ni and Cr from Serpentine. — Placer deposits of Chromite ..... p. 561

VIII. Some general problems of the telluric and cosmic Peridotite and Chrome ore geology.

Comparisons as to the age problems of Peridotite intrusions in a world-wide view. — Paroxysmal development of peridotitic rock cycles for the last time during the palaeozoic

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

era. — Syntectonical pseudo-intrusions. — The rôle of the ultrabasic rocks as "initial Magmatites" ..... p. 576
Peridotite in the inner part of the earth. — The separation of the moon from the earth. The terrestrial moon as a peridotite ball? Ultrabasic rocks with Cr-content in meteorites. — The Cr-content of Tektites ..... p. 590
Peridotite-calotte and Orogenesis ..... p. 596
Chrome ore formation and geochemistry — No strict rules as to distribution of chrome ore deposits in the world. — Ultrabasic rocks and Magnesia metasomatism... p. 596

Appendix.

Ore reserves with regard to the future development of Balkanese Chrome ore mining.

World production of chrome ore, value and use of chrome ore. — Actual capacity of the chrome ore production in the Balkan countries and chrome ore dressing. —

Principles and methods to estimate ore reserves in chrome ore mining. — Ore reserves and prospect of future development of chrome ore mining in the Balkan countries, finally summarized.

Ore reserves of Balkanese iron ores with chrome content and their total amount in chrome ... p. 599

Bibliography (up to 1950) of Literature bearing on Serpentines and Chrome ore ..... p. 611

Supplementary List of pictures, plates, tables and photos (attached hereby) ..... p. 261, 654

List of minerals and rocks referred to as concerning specific problems of Serpentine and Chrome ore geology (2nd part) ..... p. 657

List of localities (for the 1st and 2nd part) ..... p. 661

List of Pictures in the text

(all items are numbered in continuation of part one).

I.

page
109. Section across the Vodno mountain and the lower part of the Treska-defilé near Skoplje (Macedonia) 270
110. Section from the Kobilica summit to Crni Vrh in the Shar mountains North of Tetovo. Macedonia 272
111. The western slope of the Korab mountain (Albania) 272
112. Verrucano and Diabase-Radiolarian chert-series covering serpentine of the Zlatibor mountain, Western Servia (after W. HAMMER) 290
113. The mountain Bogoslovac near Veles, Macedonia 299
114. Western slope of the Deli Jovan in Eastern Servia 304

II.

115. Primary blocky formation of Peridotite rocks (Jashince near Radusha, Macedonia) 327
116. Jointing in ellipsoidic form of Peridotite (Wafdos on the Chalkidike Peninsula, Greece) 328

III.

117. Cross-sections of stocklike (= sackformed) ore bodies of Chromite 370
118. Tabular forms ("Schlierenplatten") of Chromite aggregations 371
119. Peculiar features of tabular plated ore bodies of Chromite 373
120. Pyroxenite dams Chrome ore 374

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

page

121. A Chromite "Schliere" not yet definitively hardened is dissected and replaced by Bronzitite 375
122. Spheroidal (orbicular, nodular) ore textures 379
123. Magmatic Chrome ore breccias 381
124. "Magmatic fault" originated in state of viscosity of both Chromite melt and Peridotite magma 390

IV.

125. The zonal structure of the Chromite bearing Peridotite massif at Radusha (Macedonia) 393
126. The magmatical stratification of the Radusha Peridotite massif in the section Radusha reka—Ravnishte (Macedonia) 395
127. View of the layered structure of the Peridotite massif of Radusha (Macedonia) 396
128. The layered structure of the basic Halditjokko massif in Northern Finland (after H. HAUSEN) 401
129. Section across the Platinum bearing Nishni Tagilsk Dunite massif in the middle Ural with its superimposed layers of basic-ultrabasic rocks (after ZAVARITSKY and BETEKHTIN) 402
130. Section across the Great Dyke in Southern Rhodesia (after STAPPENBECK and KEEP) 403
131. Section crossing the Merdita area in Northern Albania (after F. v. NOPCSA) . 406
132. Simplified section across the basic zones of Ormiglia (Chalkidike, Greece) ... 407
133. Morphological view of the layered Peridotite-Gabbro-Pyroxenite masses at Wafdos (Chalkidike, Greece) 407
134. Superimposed layers ("Stockwerk" of the magmatic strata) of the basic rock zones on the Western Chalkidike in Greece, with indication of a synclinal structure 409
135. Section across the Platinum bearing Dunite pipe of Mooihoek in the Bushveld, South Africa (after H. SCHNEIDERHÖHN) 416

V.

136. Mineralization on the Serpentine-contact at Schlaining, Burgenland (Austria) 450
137. The basic-ultrabasic intrusions of the Balkan Peninsula and its age relation in view of the other magmatic and tectonic events and formation of the Radiolarian chert series 472
138. Deep underground conditions on the Balkan Peninsula suggested for the end of the palaeozoic era 474

VI.

139. Behaviour of chrome ore "Schlieren" with regard to rock schistosity 492
140. Metamorphism on a minutely layered Peridotite rock series at Hadživiran (Sinikli, Eastern Greece) 505
141. Pretectonic growth of garnet in country rocks of Balkanese Peridotite massifs 517
142. Asbestos in Serpentine from the "Asbestwand" of Hochgrössen (Styria in Austria) 530

VII.

143. Parallel veinlet of dense Magnesite internally folded by swelling probably in statu nascendi (Ormiglia, Chalkidike, Greece) 551
144. Ending of a Magnesite vein near the surface: siliceous coat covers cauliflower-structured magnesite 552
145. Magnesite vein assymetrically folded by swelling during the formation (Lojane, Macedonia) 553
146. Magnesite, Limonite and Chert zone formed in relation to an old land surface covering the Serpentine massif at Veluce (Morava valley in Western Servia) 564
147. Enrichment of Ni-ore in a secondary water-transported deposition of an old weathering crust deriving from Serpentine (Open pit of the nickel mine Vlackopolos near Larymna, Central Greece) 571

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

VIII.

page

148. Diagram of the gravity anomalies, explained by the downbuckling of the light upper terrestrial crust (after H. H. HESS) 590
149. Size of the moon relative to that of the earth. Abyssal depths in the Pacific considered as communications with the Sial crust. 592

Tables (continuation).

No. 2. Occurrences of primary Platinum in relation to Chromite segregations in basic-ultrabasic rock complexes..... 362/363
No. 3. View of the types of metamorphism to which the Balkan Peridotite ultrabasic were exposed..... 496/497

Plates (continuation).

IX.

Cross sections to compare the magmatic stratification of the Peridotite masses at Trout River (Newfoundland), Bushveld (South Africa) and Radusha (Macedonia).

X.

The more important Serpentine- and Chrome ore areas of the world and their localization within and outside the cretacious-Tertiary mountain building belts of the earth.

Photos (continuation).

b) Specimens of rocks and ores..... 669
No. 13—18: diverse chrome ore types: "Schlierenplatten" with scattered chromite, "Schlierenplatten" formed by banded chrome ore, irregular banded ore, so called "negative leopard ore", spheroidal chrome ore with a second ore calotte (double or compound chondrules G. MERILL's).
No. 19: "Magmatic fault" (Kukes, Albania).
No. 20: Chromite breccia cemented by Aplite-Granite (Lojane, Macedonia).
No. 22: Nemalite (Fibrous Brucite) from Lojane, Macedonia.
c) Mikrophotos.
No. 23—27: Thin sections and polished sections. 675

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Mineral- und Gesteinsverzeichnis
für den 2. Teil

(beschränkt auf Minerale und Gesteine aus und in engerer Beziehung zu den Peridotitgesteinskomplexen)

Hinweise für den 1. Teil sind nur ausnahmsweise eingefügt, der 2. Teil als allgemeiner soll selbst bezüglich Einzelvorkommen und Einzelheiten (Dünnschliffbefunde) hinweisend sein für den speziellen 1. Teil

Abessedit 312
Aegirin(augit)-Akmit 337, 447, 448
Aktinolith 496, 523
Albit 443, 444, 448, 449, 450, 518, 519
Albitisierung 448
Allanit (s. a. Orthit) 461, 519, 544, 580
Alexandrit 547
Allivalit 333
Alkaligesteine 589
Alkalihornblenden 447, 449
Almandin 445
Amesit 520
Amosit 531
Amphibol 312, 442
Amphibolite 312, 321, 339, 340, 341, 436, 437, 461, 465, 510, 513, 514, 532
Amphiboleklogit 511
Amphibololit 515, 339
Amphibolperidotit 308
Andesit 343, 460, 461, 547
Andraditgranat 444, 445, 518
Anorogenperidotit 325, 412, 589
Anorthit 442, 450, 496
Anorthosit 329, 366, 403
Anthrazit 451
Antigorit 320, 495, 496, 500, 501, 502, 503
Antimonit 547
Antophyllit 313, 506, 523, 531, 546
Apatit 318, 333, 442, 452, 544
Apophyllit 545
Aragonit 497, 541, 554, 559, 563, 574
Arfvedsonit 461, 578
Ariégit 308
Artinit 348, 497, 540, 541, 543, 545, 558
Asbest 497, 527, 528, 543
Asbestamphibol 313
Asbest-Talk-Karbonatfels 531
Asbolan 563
Avalit 497, 546, 548
Awaruit 313, 359
Axinit 442

Bändergabbro 334
Barroisit 448, 533
Basalt 319, 324, 339, 343, 344, 345, 422, 423, 442, 460, 461
Bastit 498, 502
Bauxit 573, 575
Beidellit 560
Bellit 546
Beerbachit 334, 403
Bergleder 558
Biotit 442, 496, 520, 523, 541, 544
Biotitpyroxenite 321
Birbirit 403, 555, 567
Blätterserpentin 502
Bowlingit 502
Bragancait 312
Brecciengneise 274, 306
Breunnerit 443
Bronzit 312, 314
Bronzitit 314
Bronzitserpentin 336
Brucit 497, 559
Brugnatellit 543, 552

Cabrerit 313
Calcit 443, 444, 497, 517, 541, 554, 558
Carnotit 461
Chalzedon 496, 555
Chert 555
Chlorit 365, 443, 496, 508, 520, 521
Chloritoid 541
Chondrit 337, 595
Chrom (allg.) 318, 595, 596, 597
Chromantigorit 501
Chromchlorit (s. a. Kämmererit) 365, 446, 507, 522
Chromdiopsid 508
Chromglimmer s. Fuchsit
Chromgranat (s. a. Uwarowit) 365
Chromit 313, 315, 331, 346, 347, 348, 354, 355, 356, 366, 367, 368, 369, 413, 519, 534, 535, 536, 548, 564, 575, 576, 597
Chromitit 360
Chromocker 542
Chromphengit 523
Chromsilikate (allg.) 445, 545, 546
Chromspinell 415
Chromwulfenit 546
Chrysopras 548
Chrysotil 495, 501, 502
Chrysotilasbest 529
Cooperit 360, 362

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Crossit 273, 447, 449
Cubanit 313, 359, 360, 536
Cuprit 418
Datolith 442
Daubréelith 595
Dazit 547
Dellesit (1. Tl. 220)
Demantoid 445
Deweylith 557
Diabas 268, 292, 295, 322, 342, 383, 434, 452, 508, 585
Diabasbreccien 344, 459
Diabas-Hornsteinschichten 283 u. f., 435, 455, 458
Diabasporphyrit 292, 335
Diallag 312 u. f., 442
Diallagite 314 u. f.
Diamant 357, 519, 589, 595
Diopsid 312 u. f., 365, 442, 443, 444, 546
Diopsidite 314, 444, 518
Diorit 334, 366
Dolomit 526, 554, 563
Dolomitmarmor 274
Dunit 309 u. f., 316, 342, 428
Eisenerze 571
Eisenglanz 357, 361
Eisenoolitherze 564, 570
Eisenoxyde 318
Eklogit 339, 341, 444, 445, 465, 509, 510
Enstatit 311
Epidiorit 336
Epidot 442, 443, 444, 496, 508
Epigabbro (1. Tl. 200) 336
Epsomit 550
Erlanfels (1. Tl. 43)
Eufotid 345
Eukrit 383, 595
Faserserpentin 498
Fayalit 317, 498
Feinantigorit 502
Feldspate 442
Ferrochromit 355
Floitit 534
Forsterit 317, 498
Foyait 345
Fuchsit 360, 442, 497, 523, 546, 548, 573
Gabbro 318, 319, 322, 324, 331, 332, 333, 342, 452, 508
Gabbroaplit 329
Gabbrodiabas 336
Gabbrodiorit 334
Gabbronorit 595
Gabbropegmatit 318, 329, 343
Gangeklogit 511
Garnierit 567
Gase 360
Gastaldit 447, 448
Genthit 568
Geröllmarmor 274
Giobertite (Magnesit) 549
Gitterserpentin 501
Glaukophan 447, 448, 449, 450, 496, 519, 533, 583
Glaukophaneklogite 448, 534
Glaukophanschiefer 273, 306, 538
Glimmer 365
Gold 549
Gotthardit 448
Granat 313, 442, 443, 444, 445, 446, 497, 516, 517, 541, 543
Granatamphibolit 511
Granatfels 444, 518
Granatserpentin 445
Granatvesuvianfels 444
Granit 319, 345, 346, 442, 460
Graphit 358, 443, 451
Grochauit 521
Grossular 443, 445, 518
Grünschiefer 533, 534
Gummit 461
Gymnit 497, 548, 556, 559
Hämatit 346, 570
Harzburgit 307 u. f., 316
Hastingsit 448
Heazlewoodit 313, 359
Helsinkit 306
Hercynit 355
Hessonit 445, 518
Hiddenit 544
Hornblende 313, 339, 496, 505
Hornblendegabbro 332
Hornblendite 312, 339, 340, 366, 513
Hornfels 442, 534
Hornstein 496, 555, 568
Hornsteinkalke 286
Hornstein-Radiolarit siehe Radiolarit
Hortonolith-Dunit 361, 416
Hyalosiderit 361, 363
Hydromagnesit 348, 477, 541, 545, 552, 558, 574
Hyperit 401, 452
Hypersthen 311 u. f.
Hypersthenit 314
Iddingsit 502
Ijolith 345
Ilmenit 333, 357, 418
Initialmagmatit 468, 469, 470, 471, 589
Iridium 359
Issit 341, 510
Jadeit 331, 447, 451
Jadeitit 331
Jaspisschichten 283 u. f.
Jefferisit 520, 537
Josephinit 314, 359
Kalksilikatfels 440, 442, 444, 510, 516, 519
Kämmererit (s. a. Chromchlorit) 496, 522, 541, 543
Karbonatserpentin 526
Kerolith 557
Kieselbildungen 440, 564, 575
Kieselschiefer 268
Kieselschiefer(-Radiolarit-)Sandstein-formation 283, 335, 440

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Kimberlit 317, 358
Kinzigit 347, 445
Klinochlor 522
Klinozoisit 518
Kluftantigorit 503
Kobalt 317, 563
Komarit 567
Konglomerate 277, 278, 279
Konglomeratserpentin 327
Kontaktminerale 442
Korund 313, 357, 519, 525
Koswit (1. Tl. 109), 312
Kotschubeyit 523
Krokoit 546
Krokydolith 447, 531
Kügelchendiabas 383
Kupferglanz 356, 358
Kupferkies 313, 356, 358, 546

Lamprophyr 334
Laterit 555, 568
Lawsonit 449
Leptit 275
Leuchtenbergitchlorit 442, 521
Lherzolith 308 u. f., 316
Limonit 490, 564, 568
Listwänit 497, 526, 582

Mafic 324, 412
Magnesiachromit 355
Magnesiaferrit 355
Magnesiahydrosilikate 495 u. f.
Magnesiakarbonate bas. 552, 561, 574
Magnesiaopal 557
Magnesit 496, 526, 549, 554, 555, 556, 565, 566, 567
Magnetit 313, 333, 345, 346, 355, 356, 357, 413, 415, 442, 504, 506, 537, 538, 539, 559, 563, 570, 571, 572, 573.
Magnetitolivinit 311
Magnetitperidotit 313, 347
Magnetkies 313, 315, 346, 360, 364, 546
Magnochromit 355
Malakolith 444, 517
Malchit 334
Manganmineralisation 451, 563
Margarit 313
Marialith 544
Mariposit 367, 573
Marmorserien 274 u. f.
Maschenserpentin 502
Meerschaum 496, 556, 557
Mejonit (1. Tl. 119) 544
Melanchroit 546
Melaphyrmandelstein 336, 337
Metabasit 434
Metaxit 503, 528
Meteoriten 594
Migmatit 322
Millerit 313, 358, 548
Miloschin 497, 548, 549
Mitchellit 355
Montmorillonit 560, 567

Natrolith 497, 541, 545
Natronaugit 447
Natronhornblende 330, 447, 450, 451
Nemalith 497, 541
Nephelinsyenit 345, 442
Nephrit 331, 515, 531
Nepouit 567
Nesquehonit 552
Nickel 317, 330, 418
Nickelantigorit 563
Nickelerzvorkommen 321, 565, 570
Nickelkobaltopal 565
Nickelpyrit 364
Nickelsilikate 497, 567, 568
Nickelsulfide 318, 418
Nontronit 560, 565, 567
Norit 324, 331, 366, 510
Noritpegmatite 329
Noumeait 567

Olivin 309, 310, 317, 319, 320, 452, 509, 519, 520
Olivindiabas 337
Olivinmagma 498
Olivinnorit 333, 366
Olivinregelung 493
Omphazit 341, 496, 534
Oolitherze 346, 564, 572, 576
Opal 555
Ophicalcit 451, 493, 497, 510, 516
Ophiolith (allg.) 315, 434, 440, 481, 487, 577
Ophit (allg.) 315, 434, 440, 577
Orogenperidotite 324, 412, 589
Orthit (s. a. Allanit) 348, 442, 461, 462, 580
Orthoamphibolit 509
Ossipit 510
Ottrelith 451

Palygorskit 556
Paraamphibolit 510
Paragonit 449
Parasepiolith 557, 558
Pechblende 359
Pennin 520
Pentlandit 313, 360, 364
Peridotit 307 u. f., 342
Peridotitmagma 320, 322, 429, 437, 589
Periklas 541
Perowskit 313, 318, 360
Phlogopit 358, 442, 496, 523, 541, 544
Phönizit 546
Phonolith 319
Phtanit-Tuffitformation 283
Picotit (Pikotit) 313, 333, 355, 367, 546
Pigeonit (1. Tl. 74) 315, 336
Pikrit 328, 336, 337
Pikrolith 503, 528
Pikrosmin 503
Pillowlava 328, 435, 436
Pimelit 567
Pipegesteine 363, 589
Plagioklas 329, 330

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Plagioklasamphibolit 510
Plagioklasperidotit 401
Platin 312, 318, 331, 358, 359, 360, 361, 364, 403, 413, 415, 416, 417, 418, 549
Platinmetalle 360, 549
Platinsulfide 318
Pleonast 313, 333, 355, 367
Prasinit 533
Prehnit (1. Tl. 220), 333, 497, 508, 541, 543
Proterobas 337
Pyrit 356, 442, 443, 497
Pyroaurit 497, 559, 560, 561
Pyrop 313, 445
Pyrophyllit 525
Pyroxen 311
Pyroxenit 314 u. f., 329, 343
Pyroxenperidotit 311, 415
Quarz 440, 441, 442, 444, 496, 555
Quecksilber 548
Radiolarit-serie 283 u. f., 440, 441, 456, 487, 584, 585, 588
Razumofskin 497, 542
Realgar 547
Rewdinskit 567
Rhodochrom 522
Riebeckit 448
Rotkupfererz 357
Rotnickelkies 318, 330, 356, 359
Rumpfit 556
Rutil 313,357, 442
Salit 517
Saphyr 313, 357
Saponit 502
Saussurit 333, 508
Saxonit 308
Schalstein 338, 436
Schedenkalk 269
Schiefer-Hornsteinformation 283
Schollenperidotit 327
Schuchardtit 567
Schungit 451
Schwefel 549
Schwefelkies (s. a. Pyrit) 313, 315, 358, 497, 541
Schweizerit 503
Seifenstein 525
Sepiolith 558
Serizit 443
Serpentin (allg.) 348, 495, 496, 503, 504, 520
Serpentinböden 351, 575
Serpentinhof(reaktions)gesteine 510, 516
Serpentinit 325, 509
Shandit 314, 359
Siliciophit 496, 556
Skapolith 318, 442, 452, 508, 544, 380
Skapolithgabbro 508
Skarn 443
Smaragdit 315, 365, 496, 508
Souesit 314, 359
Spatmagnesit 598
Speckstein 524
Sperrylith 360, 362
Sphen 442
Spilit 336, 337, 383, 584
Spinell 318, 355
Spodumen 544
Staurolith (1. Tl. 200)
Steatit 524
Stibiopalladinit 362
Stichtit 513, 552
Stubachit 310
Syenit 345, 460
Talk 496, 519, 523, 524, 525, 526, 541, 543, 556, 598
Tarapacait 573
Tawmawit 451, 546
Tektit 595
Teschenit 331
Thomsonit 333, 545
Titanit 443, 544
Titanomagnetit 357, 418
Titanoxyde 318, 357, 418
Tonalit 460
Topfstein 525, 527
Trachyt 547
Tremolit 443, 444, 497, 518, 546
Tremolitasbest 531
Troilit 595
Troktolith 333
Tuffit-Jaspisschichten 283 u. f., 338
Turmalin 442, 497, 519, 544
Ultrabasitgesteine des Peridotitkomplexes, u. a. 315, 435
Ultramafic 324, 412
Uralit 334, 345, 508
Uralitdiabas (1. Tl. 188)
Uranminerale 461, 549
Uwarowit 360, 365, 445, 497, 541, 542, 546
Variolit 336, 383
Vauquelinit 546
Verkieselung 547, 555
Vermiculit 520, 523, 544
Verwitterungserze 565
Vesuvian 318, 365, 442, 444, 446, 497, 541, 544
Vesuvianfelse 444, 518
Villarsit 502
Webskyit s. Faserserpentin
Websterit 395
Wehrlit 307, 595
Weilburgit(-diabas) 337, 338, 436, 441
Weißstein 331
Williamsit 502
Wolchonskoit 497, 549, 573
Wollastonit 497, 541
Wulfenit 546
Zaratit 568
Zeolith 333, 442, 497, 545
Zinnober 546
Zirkon 313, 497
Zoisit 333, 442, 443, 518

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Ortsverzeichnis

für 1. und 2. Teil (Seitenzahlen für 1. Teil 1—255 links vom Bindestrich — für den 2. Teil 263—610 rechts vom Bindestrich)

(Nur die für den Gegenstand der Abhandlung bedeutsameren Örtlichkeiten werden angeführt, bei wiederholter Nennung derselben nur in den wichtigsten Seitenhinweisen)

a) Die einzelnen Länder der Balkanhalbinsel und Anatolien
b) Alpen, Apenninhalbinsel, Nordkarpathen
c) Sonstiges Europa (ohne Ural)
d) Amerika und Grönland (NA = Nordamerika, ZA = Zentralamerika, SA = Südamerika, Gr = Grönland)
e) Afrika
f) Asien einschließlich Bereich Philippinen und Japan
g) Australien, Inselgürtel und St. Paul

a) Die einzelnen Länder der Balkanhalbinsel und Anatolien

Jugoslawien (M=Mazedonien)

Airanli (M) 121 —
Alchar (M) 98, 102 | — 281, 300, 437, 465, 548, 603
Amselfeld (Kossovo polje) 18, 22, 58, 175 | — 353
Antoinette (M) 113 | — 547
Avala — 281, 546, 548
Baba Boks (M) 178 —
Babuna (M) — 278
Bachern — 476
Banat — 283, 304, 572
Ban Do (M) 74, 76, 78 | 280, 288 291, 454
Banja Luka 288
Barowo (M) 120 —
Belgrad — 281, 476
Belikamen (M) 51, 52 | — 371, 375
Bitolj (M) — 530
Bogdanci (M) 121 —
Bogoslovac (M) 119 | — 281, 299, 409, 530
Bogutevac 74 —
Bojmija (M) 118 —
Borja 95, 96 | — 291, 308, 404, 511, 604
Bosnien (allg.) 88 — | 344, 367, 416, 432, 435, 439, 451, 456, 465, 473, 492, 506, 509, 511, 557, 604
Brazda (M) 18 —
Brešance (M) 63, 70 —
Bresoica (M) 28, 30, 33, 249 —
Brod (M) 28, 30 —
Bujanowce (M) 113 | — 460
Bukowska pl. — 308
Caf Cadis (M) 21 —
Čareva Cuprija 87 —
Čačak 83, 84, 86 | — 555, 564
Čašak (M) 40, 41, 53 | — 309, 334, 377, 446, 517, 543, 559, 603
Černa (M) 119 | — 274
Crna gora (M) 106 —
Crnajka — 304
Crna stena 85 —
Crni Vrh (M) — 272
Debra (M) 11, 24 | — 278
Dečani (M) 180 —
Dedeli (M) 119 —
Deli Jovan 198 | — 303, 456
Demir kapija (M) 98, 110, 120 | — 435, 484
Deva (M) 178 — 334
Djakovica (M) 65, 176, 180 | — 353, 405, 604
Djevgeli(a) (M) 121 | — 281, 335, 344, 353, 435, 460
Doiran (M) 144 | — 276, 449
Dragovic (M) 104 —
Drenica (M) 58, 59 | — 280, 291, 571, 572, 604
Drim(fluß) 58 —
Dubočica 74 —
Dubostica 87, 89, 90 | — 285, 308, 326, 336, 368, 385, 386, 404, 405, 417, 435, 454, 535, 601, 604
Dudica (M) 22, 100, 102, 105, 113 | — 281
Durmitor 179 —
Džep (M) — 460
Fruška gora — 306, 448, 449, 476
Glogovce (M) 60 —
Gnilan (M) 117 —
Godene (M) 59, 62 —
Gokčanica 73 | — 299, 334, 424, 454, 548
Golešberg (M) 62 —
Gorance (M) 27, 43, 53 | — 359, 397, 512, 552, 603
Gostivar (M) 21 | — 273

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Goritše (M) 70 —
Gradsko (M) 278
Grebnik (M) 64 —
Grečane (M) 54 | — 571, 572, 603
Grmnik (M) 49, 51 | — 375
Guberevac — 572
Gusinje 180 —
Han Pijesak — 291
Henrievo (M) 18 —
Ibartal 71, 75 | — 280, 287, 299, 309, 330, 344, 352, 424, 506, 549, 554
Jablanica — 332, 415, 446, 452, 543
Jadar — 276
Jaschince (M) 27, 54 | — 327, 603
Jakupica (M) 18, 19, 23, 24, 34 | — 273, 274
Janjevo (M) 116, 117 | — 439, 456, 542, 546
Jelica pl. 83 —
Jelova gora — 468
Jezerina (M) 25, 36, 37, 41, 43, 54, 55, 56, 247 | — 300, 347, 350, 377, 404, 425, 437, 461, 491, 512, 516, 574, 603
Jezevica 83 —
Jošanicka banya 73 —
Jugoslawien (allg.) — 600, 604, 608
Kačanik (M) 18, 25, 29 | — 451, 529
Kara dagh (M) 18, 25
Kavadar (M) — 281
Kavir Odjak (M) 43, 53 | — 329, 365, 378, 382, 398, 414
Kazan Do (M) 121 —
Kobilica (M) 18, 21, 180 | — 272
Kočane (M) — 302
Konjsko — 281
Konjuh 87 | — 459
Konopište (M) — 435
Kopaonik 21, 73, 74, 86 | — 299, 309, 460, 546
Korab (M) 21, 24 | — 272, 449
Koschuf (M) 22 —
Kosnica pl. (M) 116 —
Kossovo polje (Amselfeld, M) 65, 71, 78, 175 | — 280, 483
Kossovsko Mitrovitza (M) 74, 75, 77, 179 | — 280, 332, 333, 486
Kotraže (M) 75, 76 —
Krivaja 87, 90 | — 308, 385, 404
Krnda — 308, 316
Kroatischer Hochkarst — 573
Kučkovo (M) 29 —
Kumanovo (M) 107 | — 291, 324, 338, 460, 564
Kuršumlija — 281
Kysela voda (M) 26, 32, 38 | — 396, 398
Lepenac (M) 18, 27, 33, 41 | — 352, 446, 493, 506
Limtal — 290
Livad (M) 25, 57 —
Ljubiš — 290
Ljuboten (M) 19, 22, 25, 29, 39 | — 271, 536
Lojane (M) 25, 105, 109, 111 | — 291, 299, 309, 312, 318, 347, 353, 357, 372, 400, 407, 408, 430, 435, 437, 460, 498, 504, 508, 522, 523, 526, 529, 536, 541, 543, 544, 552, 553, 559, 603
Lopatnica 74 —
Mačkatica (M) 25 | — 460
Maglaj 94 | — 285, 404, 550
Maljen pl. 87 | — 280
Mazedonien (M) allg. — 574, 575, 600
Medeni kamen (M) — 559
Medvenik — 280, 291
Moglena pl. (M) 105 —
Mojkovacs 180 | — 276, 278, 458
Morawa(fluß) westl. 80, 85, 86 | — 567
Morawa(fluß) südl. 107, 171
Mreschitzko (M) 99, 100 | — 281
Nada (M) 45 | — 327, 372, 377, 378, 489, 498, 524, 542, 545, 602
Neresi (M) 31 —
Nikuštak (M) 108 | — 564
Novipazar (M) — 288, 337, 338, 473
Nova Rakovac 91, 92 —
Nova Varoš — 336, 439
Obelič (M) 61 —
Olova 89 | — 285, 454
Orahovac (M) 58, 62, 64, 65, 204 | — 280, 356, 377, 404, 415, 468, 480, 603
Orašje (M) 19, 20, 25, 26, 39, 42, 48, 50, 247 | — 317, 355, 372, 378, 425 449, 491, 535, 603
Orizari (M) — 572
Osren pl. 93, 94 | — 285, 291, 293, 308, 404, 604
Ostrovica (Lepenac, M) 33, 41, 44, 56 | — 350, 404, 491, 507, 574, 603
Ostrovica (Preševo, M) 105, 108, 114 | — 603
Peč (M) 60, 180 | — 280
Pcinjatal (M) — 277
Pelagonisches Massiv 22, 25 —
Petkovich (M) 67, 204 | — 313, 356, 357, 358, 417, 536, 542
Plauš pl. (M) 118, 120, 121 —
Plav 171, 179 | — 277, 278
Poreč (M) 18, 24 | — 416
Premeča 83, 86 —
Preševo (M) 105, 108 | — 529, 543, 603
Prijepolje — 456, 458
Prilep (M) 22, 24 | — 274, 300, 460
Pristina (M) 59, 60, 61, 116 | — 277, 451
Prizren (M) 22, 65, 173, 176 | — 278
Puštenik (M) 34 —
Rabrowo (M) 117, 118, 119, 122 —
Raduscha (M) 17, 25, 32, 33, 38, 42, 245 | — 300, 309, 321, 325, 327, 346, 349, 356, 357, 373, 374 — 376, 391, 392 — 394, 413, 418, 425, 430, 431, 437, 448, 468, 480, 491, 503, 564, 574, 576, 600, 602, 603
Ralja — 570
Rasce (M) 31, 35 —
Ravnište (M) 42, 52 | — 318, 330, 373, 395, 499, 558, 559, 568

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Razanj — 554
Rogozna (M) 75 | — 399
Rožden (M) 98, 100, 101, 102 | — 281, 300, 465, 603
Rudnjak 73 | — 548, 549
Sarajevo — 287
Schar pl. (M) 18, 29 | — 269, 271, 316
Scheden (M) 19 | — 268, 269, 270
Sedšiste (M) — 491
Serbien (allg.) — 531, 604
Shaldare (M) 57, 249 —
Sjenica 61 | — 290
Skoplje (M) 23, 31 | — 281, 396, 405, 451, 468, 480, 601
Slatina 83, 84 —
Slemen — 280, 476
Slišane 25 —
Stankovac (M) 26, 39, 48 | — 603
Stara Raška — 285, 286, 309, 324
Stari Trg (M) 21 —
Stip (M) 121 | — 460, 530
Strpce (M) 21, 27, 28, 58 | — 268
Strumica (M) 117 —
Studenica 72 | — 344, 459
Suha gora (M) 19, 24 —
Suha reka (Loj.) (M) 110, 113 | — 547, 553, 603
Suva ruda — 506
Sveti Petar 81 —
Svilare (M) 31 | — 356
Tabanowce (M) 107 | — 603
Tetovo (M) 18, 22, 180 | — 416
Timok — 576
Topola — 572
Trebinje — 338, 460
Trepča (M) 21, 75, 77 | — 267
Treska (M) 18, 23, 31, 34 | — 270
Tribur (M) 103 —
Trnava 74, 76 | — 330
Trnovo (Preš. M) 108 | — 603
Trojaci (M) 22 | — 275
Usce 72 | — 299
Užice — 439
Vakčince (M) 109 | — 603
Valandovo (M) 117 | — 278, 281, 407, 408, 460, 491, 601, 603
Valjevo —264
Vardar (M) 23, 26, 32, 245 | — 466, 483, 484, 487, 506
Vareš 87, 89 | — 285, 456, 458
Veles (M) 18, 25, 98 | — 267, 281, 300, 347, 491, 507, 569, 572
Veluce 85 | — 281, 359, 416, 564
Višegrad 81 | — 290
Vodno (M) 18, 23, 24, 31, 34, | — 273, 448
Vrutci — 554, 556, 557
Zagreb — 280
Zlatar pl. — 276, 280, 285, 287, 288, 292, 456, 473
Zlatibor 71, 78 | — 264, 276, 280, 285, 288, 290, 293, 300, 309, 310, 316, 326, 329, 333, 336, 340, 344, 345, 347, 352, 367, 424, 430, 431, 435, 437, 439, 452, 458, 460, 464, 473, 493, 506, 512, 515, 574
Zvornik 96 | — 280, 446
Zwečan (M) 77 | — 280, 288

Rumänien und Ungarn

Banat — 475, 536
Barcasca 198 —
Catramat 198 —
Corbu 199 —
Dobrudscha —282
Eisernes Tor — 475
Juti 200 —
Lotru 199 —
Luti — 330
Muntii Lotrolui — 304
Neamtu 202 —
Ogradina 198, 202 —
Oršova 195, 197 | — 278, 282, 304, 330, 336, 344, 345, 359, 410, 458, 460, 467, 526, 527, 548, 568, 576, 607
Parang(u), Paring 199 | — 322, 444, 516
Plavisevita 196, 198, 200, 203 —
Predeal 198, 199 —
Rudaria 198 —
Rumänien (allg.) — 600, 607, 608
Steierdorf 199 —
Südkarpathen (allg.) — 428, 471, 475, 518
Tisovita 196, 198 | — 330
Tricule 200 —
Urdele 199 —
Valea Sasalui 203 —

Bulgarien

Ardafluß 124 | — 302
Asenowgrad 124 | — 303
Babin do — 302
Balkangebirge — 303
Blagowest — 303, 415, 452
Bulgarien (allg.) — 275, 500, 503, 600, 607, 608
Dobromirci 124 —
Dobrudscha — 282
Emiler 127 —
Ferdinandowo — 303, 607
Fetiler 129 | — 306, 492, 519, 524
Golemo Kameniane (=Ulevni K.)
Gorne Djumaja — 302
Isker — 269
Jambol — 303, 415
Kirkowo 130 —
Kirli 125 —

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Karlowo — 303
Krumovo — 303
Maritzafluß — 302, 303
Nevrokop — 549
Ostbulgarien (allg.) — 524, 526
Ostrhodope — 475
Pirin 24 —
Pirot — 303, 458
Plovdiv 124 | — 303
Rhodope 24, 25, 124, 129 | — 275, 301, 460, 481, 500
Rilagebirge — 301, 309
Sabada 129 —
Sofia — 269
Sotir — 607
Svilengrad 131 | —
Ulevni Kameniane (= Golemo K.) 130 | — 410, 451, 481, 520, 524, 607
Westrhodope — 484
Zlatograd 126 —

Albanien

Albanien (allg.) 171 | — 277, 454, 456, 480, 499, 503, 573, 600, 604, 605, 608
Baba(j) Boks (jugoslav.) 178, 184 | — 604
Bythuci 178, 183 —
Čafa e Prushit 178, 251 —
Čukali — 484
Deva (jugoslav.) 178, 184 | — 604
Drim 172, 185, 188 | — 271
Dukagjini 188 —
Durazzo 173 —
Elbassan 172, 175, 194 —
Galica Lumes — 271
Kalimash 189 | — 390
Kam 183 —
Katjelice 195 —
Kepenek 183 —
Klos 173, 175, 191, 192 | — 406, 576, 605
Korab 21, 24, 172, 173 | — 268, 272
Korca (Korica) 176 | — 530
Koritnik 186 | — 271
Kruma 184 —
Krumes 178 —
Kukes 173, 185, 186, 187 | — 336, 337, 344, 353, 434
Leithise 183 —
Lepurit 192 —
Letaj 176, 177, 178, 180, | — 310, 353, 381, 405, 503, 605
Lin 176 —
Ljumafluß 185 —
Malcije e Gjakoves 178 —
Mamelisht 195 —
Merdita 171, 173, 177, 191 | — 335, 337, 352, 405, 438, 454, 467, 475, 480, 484, 503
Mta Lepurit 192 —
Ochridsee 171, 176, 194 | — 278, 282, 406, 569, 571
Paštrik 176, 178, 179 —
Piani 180 —
Piskash 194, 251 —
Pogradec 173, 175, 193 | — 301, 406, 605
Pukes 173 | — 336
Schwarze Drim 185 —
Serroy 189, 190 —
Skumbi (Scumbi) 172, 194 | — 285, 288
Skutari 171, 172, 173 —
Suka Mamzit 186 —
Valbonatal 171, 176, 177, 178, 179, 181 —
Weißer Drim 185 —

Griechenland

Aegäis (allg.) — 448, 475, 485
Amorgos — 277
Anaphi — 301, 303
Anghida 154 —
Argolis 171 | — 282, 475
Arnea 152 —
Athos 152 —
Attika 135 | — 275, 309, 406, 486
Chalkidike 123, 136, 144 | — 298, 299, 407, 408, 426, 431, 451, 459, 464, 500, 534, 606
Candili (Euböa) — 301
Chromion 164 | — 282
Cykladen — 486
Cypern (brit.) 122, 206 | 264, 279, 282, 301, 345, 454, 475, 530, 580
Develika 163 —
Doiransee — 277, 458
Domokos 167, 169 | — 282, 406, 468, 606
Edessa 167, 105 | — 276, 281
Elafina 167 —
Euböa 135, 136 | — 301, 432, 449, 454, 475, 551, 557, 606
Fteri 136, 166, 167 —
Galatista 152 | — 606
Gjumanital 160 —
Gomati 145, 161, 162 | — 302, 542, 606
Griechenland (allg.) 134 | — 454, 600, 605, 608, 610
Griech. Mazedonien — 475
Hadziviran 138 | 505
Hydra — 277, 279
Javornica 136, 164 | — 358
Jerakini 161 —
Jerissos 161 —
Jeromanilaki 160 —
Kalamaki — 549
Kalamudi 153 —
Karditsa — 569, 572
Karpathos — 485
Kassandragolf 144 | — 464

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Kastania 164 —
Klimazida 153 —
Konjare Pigade 156 —
Kopaissee — 572
Kozani 164 —
Kran Mahal(e) 136, 145, 149 | — 310, 408, 417, 437, 461, 517, 555, 606
Kremasmata 154 —
Kreta — 264, 282, 301, 473, 475, 580
Lamia 167 —
Larymna — 569, 570, 571, 572
Limonadika 163 —
Lithochori 167 —
Lokris — 572
Longos 152 —
Mantudi — 352
Maritzafluß 139 | — 302
Marmeiko (Larymna) — 572
Moglena — 274
Motschali 166 —
Mytilene 136 | — 303, 475, 552, 557
Naussa 105, 167 | — 281
Nigrita 145 | — 302
Olympos 166 | — 300, 484, 606
Ormiglia 123, 155, 157 | — 376, 377, 391, 407, 408, 551, 553, 554, 555, 556, 606
Paikongebirge — 268
Papa petra 166 —
Peloponnes 171 | — 277, 282, 475
Peristeri — 301
Phurni-Inseln — 449
Polykarpi 105, 167 | — 281
Rodiani 164 | — 282, 292, 406, 606
Rhodope (s. a. Bulgar. Rh.) — 481, 500
Rhodos 206 | — 264, 282, 301, 475, 485, 580
Saloniki 136, 144, 147, 152 | — 290, 332, 461, 464, 484, 555, 606
Samos — 449
Santorin — 301
Sedes 145, 150 | — 408, 606
Sigosti 166 —
Silo — 449
Sinikli 134, 137 | — 410, 464, 506, 521, 545, 606
Skyros — 572
Soufflion (Suffli) 131, 136, 139, 143 | — 410, 425, 437, 464, 481, 512, 517, 522, 601, 606
Spourlita 136, 167 —
Stajira 145 —
Syphnos — 449
Syra — 449
Taxiarchis 164 —
Theben — 557
Thrazien — 275, 352, 505, 606
Tinos — 301, 449, 522
Troodos (Kreta) — 345, 350, 530
Tsangli 167, 168, 170 | — 282, 406, 468, 606
Tsigrikatal 159 —
Verria 164 —
Volos 168 | — 406
Vouvari (Mytilene) — 552
Wafdos 147, 151 | — 328, 408, 606
Wassilika 150, 152 —

Anatolien

Anatolien (allg.) 205 | — 503
Ankara — 530
Antalya (Adalia) 207, 216 —
Arghana Maden 216, 253 | — 455
Armenien — 475, 503
Armenischer Taurus 217 —
Bithynien — 268
Bithynischer Olymp — 302
Bosporus — 268, 337, 459, 475
Brussa — 305, 330
Bulgar dagh — 282, 476
Daghardi 206 | — 282, 305, 411, 439, 475
Denizli — 305
Djenger 211, 212 —
Eskishehir — 305, 530, 557
Fethiye (=Makri) 176, 205, 211 | — 305, 411, 482, 601
Firanlar — 538, 539
Golalak 217 —
Guleman 206, 216, 217, 219, 255 | — 282, 378, 410, 432, 475, 506, 535, 538, 543, 576
Hatays (Ostanat.) — 386, 545
Karagatch 207 —
Katschil 213 —
Kazandere 206, 209 | — 373, 380, 411, 536
Kezerali 215 —
Kilikischer Taurus — 306
Kleinasien (allg.) 205, 206 | — 449, 453, 454, 458, 466, 475, 508, 530
Koce caj. 215 —
Konya — 305
Kum Odjak 215 —
Kündikan 218 —
Kurdistan 217, 253 —
Kuskavak 176, 212, 213, 214, 253 | — 411
Kutahya — 305
Lüftiya — 538
Makri (=Fethye)
Marmaris 205, 207 | — 304, 326
Mersina 207, 216 | — 279
Nergizlik — 359, 366
Saiver 217 —
Smyrna — 305, 449
Sorudag(h) 221 | — 432
Südanatolien (allg.) — 454, 543
Taurus 207, 211, 216 | — 279, 305, 473, 476, 488
Tigristal 217, 253 —
Tschatal 213 —

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

b) Alpen, Apenninhalbinsel, Nordkarpathen

Admont — 338
Alpenrand — 591
Alpen-Serpentine (allg.) — 444, 449, 515, 516, 534, 586, 598
Apennin-Serpentine (allg.) — 345, 425, 449, 515, 579, 586
Arosa — 478
Bernstein (Burgenland) — 476, 477
Dachstein — 578
Dobschau (Slowakei) — 479, 579
Eisenberg — 476, 477
Elba — 579
Engadin — 444, 448, 451, 478, 519
Err=Julier — 443, 478, 518, 579
Frein (Stmk) — 477
Füssen (Allgäu) — 591
Ganoz (Hohe Tauern) — 495, 520
Gleinalm (=alpe) — 307, 321, 343, 476, 506, 510, 511, 522
Graubünden — 478, 518
Großarltal (Salzb.) — 534
Großglockner — 347
Gulsen (Kraubath) — 348, 545, 558
Güssing — 476
Habachtal — 445, 524
Hirt (Kärnten) — 313
Hohentauern — 476
Hohe Tauern — 319, 477, 478, 578
Ivreazone — 340, 347, 579
Kainach (Stmk.) — 477
Kalabrien — 579
Kals (Tirol) — 495
Karpathen (allg.) — 469, 598
Karwendel — 578
Kilb (Melk) — 477
Koralm — 476, 578
Korsika — 488, 579
Kraubath — 307, 310, 317, 347, 355, 418, 432, 437, 476, 506, 510, 511, 522, 524, 543, 552, 554, 556, 558, 561, 572, 574
Liechtensteinerberg (Stmk.) — 572
Ligurische(r) Alpen (Apennin) — 327, 448, 553, 579
Lunghinpaß (Schweiz) — 443
Malencotal (ital. Nordalpen) — 552
Matrei (Osttirol) — 478
Mixnitz (Stmk.) — 444, 507, 517
Mölltal — 443, 518
Montblanc — 461
Nordkarpathen (allg.) — 478
Oberdorf (Bruck) — 525
Oberengadin — 443, 447, 478
Oberrheintal — 443
Oppenberg (Stmk.) — 307, 341, 347, 358, 437, 451, 476, 511, 524, 530, 554
Ortler — 478
Ossolatal (N.-Ital.) — 322
Ostalpen (allg.) — 476, 478
Osttirol — 517
Ötztal — 478, 506, 511
Penninische Serien (allg.) — 579
Piemont — 579
Poschiavo (Graubd.) — 313, 531
Predazzo — 557
Puchberg (N.Ö.) — 578
Radmer — 477
Rhätikon — 471, 515
Sardinien — 580
Schladming — 307, 476
Schlaining (Burgenld.) — 445, 450, 476, 518
Selva (Schweiz) — 313
Silvretta — 337, 367, 478, 579
Steiermark — 351, 476, 477
Steinamanger — 476
Stubach(tal) — 310, 358, 451
Tarntal — 478, 519
Tauern (allg.) — 338, 442, 443, 486, 534, 598
Tilisuna 181 — 368, 493, 502
Toskana — 579
Tragöß (Stmk.) — 444
Val d'Ollomont — 451
Veitsch (Rotsohlschneid) — 578
Venediger — 310, 442, 504, 506, 518, 519
Voestenhof (N.Ö.) — 456, 477
Wallis — 313
Westalpen (allg.) — 433, 478, 578
Westkarpathen (allg.) — 579
Wien — 477
Willendorf — 477
Zermatt — 451
Zillertal — 519
Zips (Karpathen) — 479

c) Sonstiges Europa (ohne Ural)

Bairische Ostmark — 528, 529
Ballantrae (Schottland) — 582
Baste (Harz) — 356, 537
Bilin (Böhmen) — 445
Böhmen — 328, 581
Böhm. Massiv (N.Ö.) — 445
Budweis — 445, 566
Dlaschkowitz (Böhmen) — 358, 581
Eulengebirge (Schles.) — 518
Faröer — 582
Finnland (allg.) — 500, 506, 524, 525, 526, 531, 544
Frankenstein (Schles.) — 321, 346, 548, 553, 557, 565
Girvan-Ballantrae (Schottland) — 582
Glen Fyne (Schottland) — 582
Gurhof (N.Ö) — 445
Halditjokko (N.-Finnland) — 330, 400, 434
Harz — 433
Hebriden — 582

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Helgoland — 591
Hestmandö (Lofoten) — 355, 356, 581
Hunsrück — 450
Irland — 582
Island — 582
Jan Mayen — 582
Karelien (Finnland) — 451, 524
Kaulatunturi (Finnland) — 315, 401, 434
Korsika — 488, 579
Kremze b. Budweis — 445, 566
Lahn-Dill — 337, 338, 436, 441, 581
Lofoten — 581
Madrid — 557
Mähren — 581
Malaga (Span.) — 359
Mediterran (allg.) — 277, 577, 581, 587
Mitteldeutschland — 581
Mühlviertel, O.Ö. — 445
Niederösterreich — 581
Nordfinnland — 461, 492, 518, 519, 522
Nordkarelien — 310
Nordpyrenäen — 580
Nordschweden — 461
Norwegen — 318, 444
Nygård (Schweden) — 401
Outokumpu (Finnland) — 446, 519, 535, 546, 548
Passau — 576
Petsamo (Finnland) — 315, 324, 401, 446 522
Portugal — 312, 317, 361
Pyrenäen — 331, 434, 445, 461, 577, 580, 586, 588
Radautal (Mitteldeutschland) — 366
Röros (Norwegen) — 581
Rum (Schottland) — 401, 582
Salzgitter — 570
Schlesien — 581
Schottland — 582
Schwarzwald — 461
Schweden (allg.) — 510, 581
Shetland (Schottland) — 366, 423, 582
Sierra Nevada (Span.) — 488
Skandinavien (allg.) — 581
Skye (Schottland) — 324, 423, 582
Spanien (allg.) — 580
Taberg (Schweden) — 311
Tampadel (Schles.) — 380, 385, 504, 521, 524, 527, 537, 543, 544, 581
Thuleprovinz — 581
Unst (Shetland) — 523
Waldviertel (N.Ö.) — 341, 516, 581
Zopten (Schles.) — 310, 331, 356, 521

d) Amerika und Grönland

(NA = Nordamerika, ZA = Zentralamerika, SA = Südamerika, Gr = Grönland)

Alaska — 568, 585
Amerika (allg.) — 577, 595
Anden (SA) — 573
Antillen (ZA) — 585, 589
Appalachen (NA) — 402, 432, 434, 461, 519, 525, 585
Argentinien — 585
Arizona (NA) — 585
Arkansas — 358, 519, 585, 589
Atlin, Brit. Columbia, (NA) — 552
Bahia (SA) — 585
Brasilien — 585
Britisch Columbien (NA) — 585
Chile — 568
Choate (Brit. Columb.) — 366, 513
Colorado — 573
Cordilleren (NA) — 432, 588
Dominika (ZA) — 568
Duluth (Minnesota, NA) — 432
Georgia (NA) — 313
Grand Cañon (NA) — 585
Grönland (Gr) — 434, 510, 582
Haita (ZA) — 585
Hochanden (SA) — 573
Kaersut (Gr) — 434, 582
Kalifornien — 380, 444, 448, 536, 585
Kanada — 415, 528
Kolumbien (SA) — 361, 362, 568
Kordilleren (NA) — 432, 588
Kuba — 366, 415, 564, 569, 585
Minas Geraes (SA) — 526, 568, 585
Mississippi (NA) — 585
Montana (NA) — 585
Newfoundland (NA) — 347, 398, 414, 430, 432, 434, 585
Nordkarolina (NA) — 313, 357, 566
Nordkolumbien (NA) — 358
Ontario (NA) — 452
Oregon (NA) — 566
Pensylvanien (NA) — 568
Pike County, Arkansas (NA) — 519
Puerto Rico — 568
Quebec (NA) 204 | — 348, 359, 366, 415, 432, 536, 585
Réunion (ZA) — 585
Rocky mountains (NA) — 585
Saguenay (Quebec, NA) — 432
Sheridan (Montana, NA) — 366
Sierra di Cordoba (SA) — 585
Stillwater (Montana, NA) — 400, 585
Sudbury (Kanada) — 366, 389
Texas — 568, 585
Thuleprovinz (Gr) — 582
Trout River (NA) — 398, 447, 499
Utah (NA) — 573
Virginia (NA) — 509
Westindien (ZA) — 349

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

e) Afrika

Abessinien — 403, 485, 555, 567, 576, 584
Aegypten — 485, 584
Afrika (allg.) — 584
Atlasgebirge — 580, 584
Bushveld — 321, 345, 357, 389, 399, 411, 413, 415, 423, 431, 432, 434, 446, 450, 485, 531, 542, 584
Great Dyke — 355, 366, 386, 400, 403, 404, 432, 434, 485, 584
Kapprovinz — 450, 531
Madagaskar — 544, 558
Merensky Reef — 360, 384, 416
Mooihoek (Bushveld) — 360, 416
Onverwacht (Bushveld) — 360
Pretoria — 357
Rhodesien — 365, 525, 531, 584
Sahara — 585
Selukwe — 366, 367, 386, 403
Sierre Leone — 403
Sinaihalbinsel — 485
Südafrika (allg.) — 357, 358, 360, 361, 378, 525, 528, 589
Togo — 584
Transvaal — 361, 450, 531, 542
Westafrika — 568
Zaarplaats (Südafrika) — 361

f) Asien einschließlich Bereich Philippinen und Japan

Afghanistan — 583
Aidarbak (Ural) — 560, 565
Anarek (Persien) — 582
Armenien — 582
Bashenovo (Ural) — 529
Beluchistan — 357, 555, 583
Beresowska (Ural) — 546
Damaskus (Syrien) — 581
Himalaja — 588
Indien (allg.) — 555, 583
Iraniden — 582
Japan — 449, 568, 583, 584
Kaukasus — 537, 541, 582
Khalilovo=Halilowsky (Ural) — 508, 572
Krasno-Uralsk — 360, 365, 401, 417, 437, 589
Kusa (Ural) — 402
Lattakia (Syrien) — 581
Libanon — 581
Mandschurei — 598
Mysore (Indien) — 583
Nishni Tagil (sk) (Ural) — 360, 365, 492
Novo Akkerman (Ural) — 566
Oberbirma — 331, 451
Orsk (Ural) — 560, 565, 566
Ostindien — 349
Persien — 582
Philippinen — 568, 569, 583
Rotes Meer — 485
Rußland (allg.) — 537
Saranowskaya — 401, 589
Shordza (Transkaukasien) — 382, 402, 434
Sibirien — 357
Surigao (Philippinen) — 569
Südural — 520, 523 566, 572
Sundainseln — 583, 589
Syrien — 454, 461, 476, 580, 581
Taurus 207, 217 | — 581
Tawmaw (Oberbirma) — 450
Transkaukasien — 434
Ural — 318, 331, 341, 347, 355, 356, 358, 360, 361, 365, 367, 368, 389, 415, 418, 431, 432, 434, 470, 483, 499, 520, 526, 527, 537, 542, 547, 560, 565, 572, 576, 582, 586, 598
Verblynski Gory (Ural) — 537

g) Australien, Inselgürtel und St. Paul

Australien (allg.) — 584
Borneo — 583, 589
Celebes — 449, 566, 568, 583
Cristobal — 583
Guadalcanal — 583
Java — 449, 583
Kalgoorlie — 584
Neuguinea — 583
Neukaledonien — 449, 564, 566, 567, 568, 574, 575, 583
Neuseeland — 583, 584
Neusüdwales — 449, 584
Ostindien — 349
Salomonen — 583
St. Paul (Atlantik) — 596
Sumatra — 583
Sundainseln — 583
Tasmanien — 313, 314, 584
Timor — 449

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

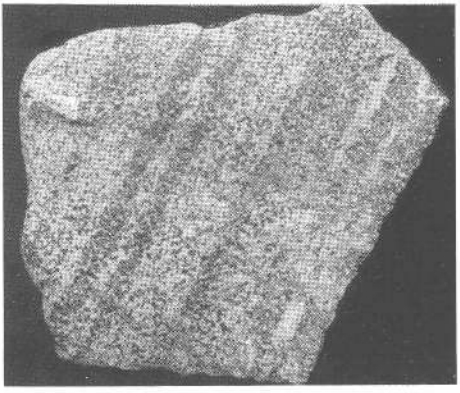


Abbildung 13. Belikamen, Raduscharevier (Mazedonien). Plattiges Sprenkelerz Chromit mit lockerer Erzkornstreuung in Dunit (Schlierenplatten-Sprenkelerz).

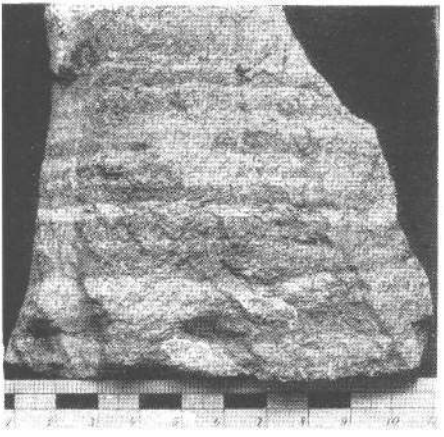


Abbildung 14. Raskop, Raduscharevier (Mazedonien). Plattiges Sprenkelerz Chromit mit dichterer Streifenpackung, in Dunit (Schlierenplatten-Streifenerz).

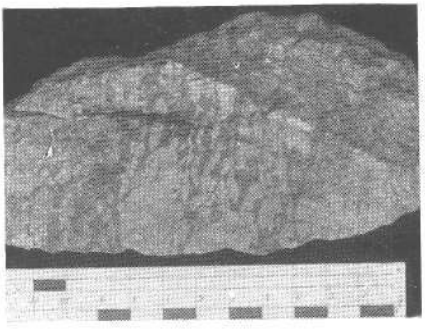


Abbildung 15. Kavir-odjak Raduscharevier (Mazedonien). Strähniger Erztypus Chromit in Dunitfels.

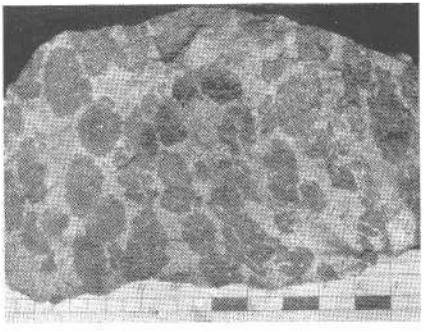


Abbildung 16. Kavir-odjak, Raduscharevier (Mazedonien). Rundlich-eiförmige Aggregierung der Chromitkörner in Dunit („Leoparderz").

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

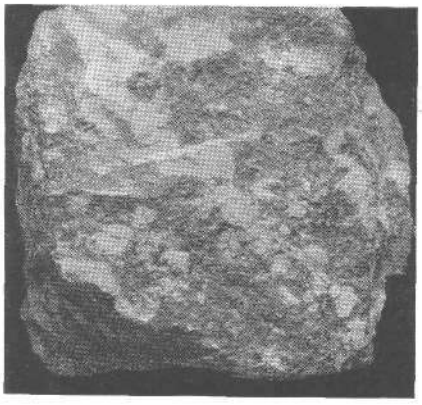


Abbildung 17. Raduscharevier (Mazedonien). Von Chromit umflossene ovoide Formen des dunitischen Muttergesteins („Negatives Leoparderz").

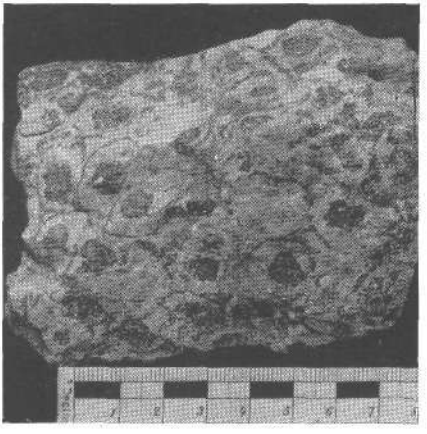


Abbildung 18. Kavir-odjak, Raduscharevier (Mazedonien). Chromit ovoide mit „zweiter Erzschale".

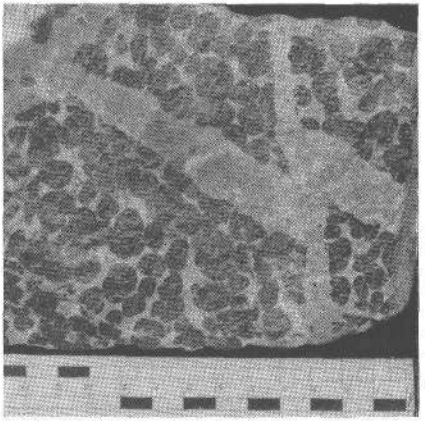


Abbildung 19. Kukes (Albanien). Dünnflüssigerer Dunit durchschneidet gangartig fertig ausgebildete, doch noch zähflüssigere ovoidale Anhäufungen von Chromitkorn in Dunit, hiebei einzelne Ovoide scharf abschneidend oder zerteilend, zugleich noch eine kleine verwurfartige Verschiebung bewirkend — „Magmatischer Verwurf".

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

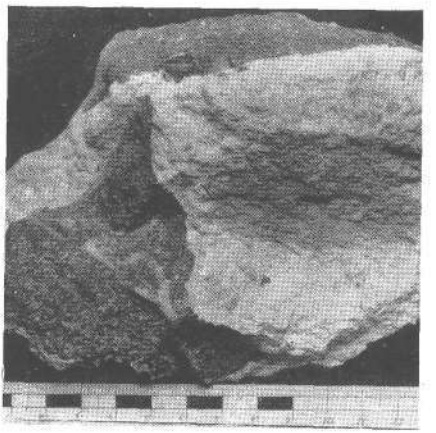


Abbildung 20. Zentrale Lojane (Mazedonien). Chromit-Aplitgranit-Breccie; jüngerer Granitaplit durchbricht und zerteilt derbe Chromitlagerstätte.

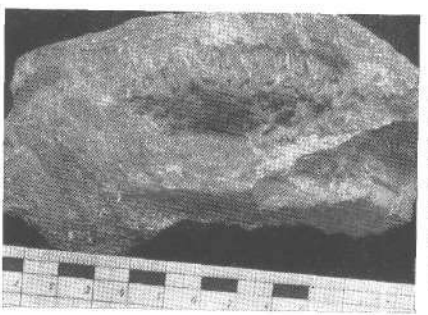


Abbildung 21. Zentrale Lojane (Mazedonien). Aus einem in eine Chromitlagerstätte eindringenden Aplitgranit entwickelt sich ein Diopsidfelsgang mit offenem Drusenraum, der mit gelblichen bis farblosen Diopsidkristallstengeln besetzt ist, nebst auf Diopsid aufsitzenden Uwarowit- und Schwefelkriställchen. (Siehe mineralog. Beschreibung [64] in Zeitschr. f. prakt. Geologie 1934).

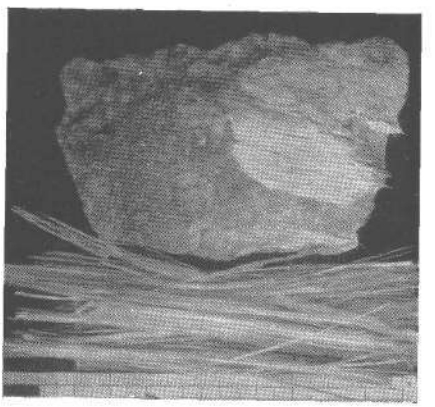


Abbildung 22. Zentrale Lojane (Mazedonien). Der faserige Brucit „Nemalith" im granitdurchsetzten Dunitfels der Chromitlagerstätte.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

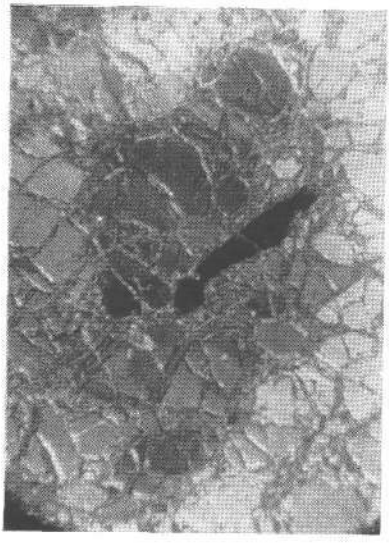


Abbildung 23. Kran Mahal bei Saloniki. Olivinkörner mit streifig-welliger Auslöschung quer zur angedeuteten Olivinspaltbarkeit; ansonsten frischer, wenig serpentinisierter, mechanisch wenig versehrter Dunitfels. Schwarzlängliches Chromitkorn.
N +, Vergr. 22 mal.

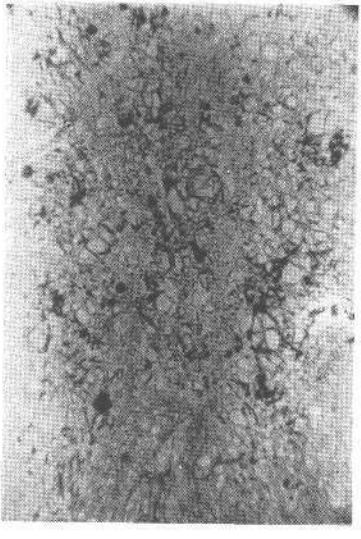


Abbildung 24. Lojane bei Kumanovo (Mazedonien). Primär? brecciöser, mit Pyroxen vermischter Dunitfels, mäßig serpentinisiert.
N —, Vergr. 25 mal.



Abbildung 25. Kran Mahal bei Saloniki. Websterit-artiger Gabbro; schmaler Hypersthenkranz umschließt Diallag.
N —, Vergr. 74 mal.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Abbildung 26. Kukes in Nordalbanien. Durchbruch von Uralitdiabas durch Hornblendegabbro; rein mechanische Auswirkung am Kontakt: der grobausgebildete Gabbro-Plagioklas (hell, Mitte) wird am Kontakt abgesplittert und in Diabasmasse (dunkel, rechts) eingebettet, z. T. auch randlich mylonisiert, behält aber seine Frische.
N+, Vergr. 25 mal.



Abbildung 27. Orasje, Raduschamassiv (Mazedonien). Korrodierter Chromit als oktaedrisches Gerippe in mäßig serpentinisiertem Dunitfels der Basiszone.
N —, Vergr. 25 mal.



Abbildung 28. Kavirodjak, Raduschamassiv (Mazedonien). Gabbropegmatit in 2 phasiger Ausscheidung: erste Phase grobkörnig, Diallag. Hypersthen, Labrador-Bytownit, korrodiert von nachdrängender kleinkörniger Phase des gleichen Mineralbestandes, unter Eisenerzausscheidung an den Rändern, insbesondere der grobkörnigen Pyroxene. Die Anlösung unter Fließbewegung ruft augengneisähnliche Texturen inmitten nicht differentialbewegter Gesteinsbestände hervor. Bildmitte grobkörniger verzwill. Plagioklas der ersten Phase umgeben von kleinkörnigem Mineralpflaster der zweiten Phase; oberer Bildrand Eisenerzausscheidung entlang grobkörnigem Hypersthen der ersten Phase und in die Kornzwickel der zweiten Phase eindringend.
N+, Vergr. 33 mal.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

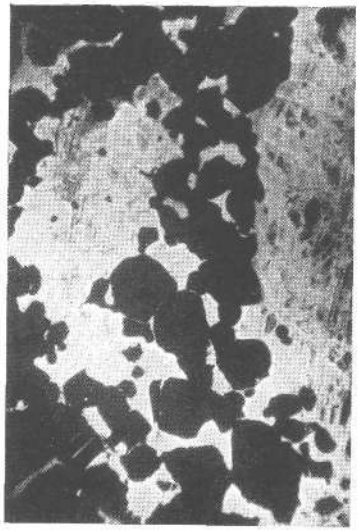


Abbildung 29. Kavir-odjak, Raduschamassiv (Mazedonien). Andeutung von „chain structure" an Chromit des strähnigen Erztypus (neg. Leoparderz) in Dunitserpentin.
N—, Vergr. 21 mal.

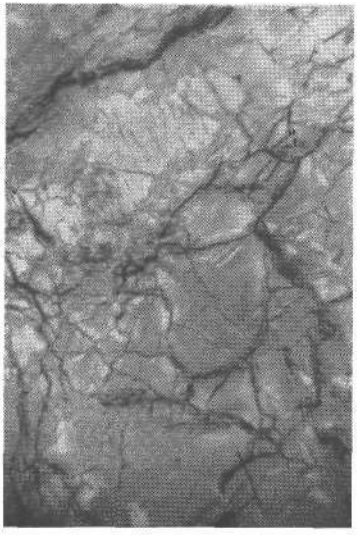


Abbildung 30. Letaj in Nordalbanien. Ausbildung von Blätterserpentin (Antigorit) nebst bastitisiertem Pyroxen in mechanisch fast unversehrtem Peridotit.
N—, Vergr. 21 mal.

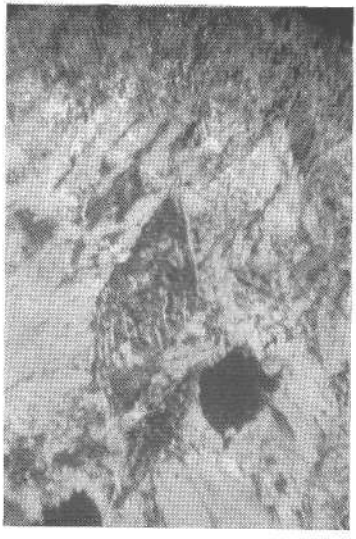


Abbildung 31. Golemo Kameniane (Ostbulgarien). Hornblendeserpentin. Rhomb. Querschnitte der feinantigoritisierten Hornblende (mit Einschlüssen und randlicher Ansammlung von Magnetit) inmitten von grobschuppigem Antigorit und Chlorit, die Gitterserpentin überwuchern. Auch die Hornblende wird von dieser Überwucherung erfaßt. Rechts der Hornblenden zerfranstes Chromitkorn mit Magnetitauswanderung.
N+, Verg. 20 mal.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Abbildung 32. Golemo Kameniane (Ostbulgarien). Hornblende-Chlorit-Serpentin. Antigoritsprossung (lange helle Schuppen) ziemlich wirr über älteren geordneten Gitterserpentinbau hinweg. Ungefähre Bildmitte rhomb. Querschnitte von serp. Hornblende; randlich, z. T. auch aus dem Kern heraus sproßt leuchtenbergitischer Chlorit auf. — (Dunkelheit li. unt. = Bildrand).
N+, Verg. 25 mal.

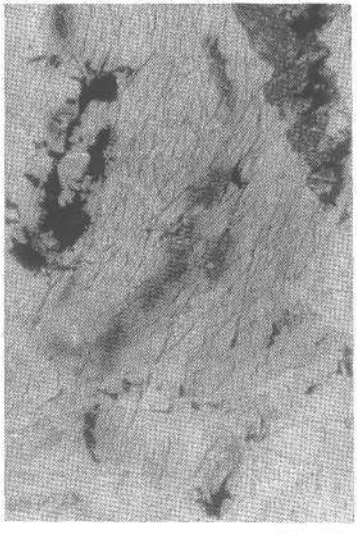


Abbildung 33. Jezerina bei Kačanik (Mazedonien). Durchbewegter granatführender Grenzamphibolit des Peridotits. Orthit mit pleochroit. Höfen (Schwarm von Kristallkörnern von oben durch Bildmitte nach seitlich links) in Hornblende (hell, schwach pleochr. farblos-hellbräunlich); rechts oben zerdrücktes Granatkorn, schwarz Erz.
N—, Vergr. 85 mal.



Abbildung 34. Jezerina bei Kačanik (Mazedonien). Leidlich idiomorphe, prätektonisch doch postaltkristallin gebildete, im Dünnschliff farblose Granate mit Muskowitkern, in stark durchbewegten, z. T. serizitierten Glimmer-Gneisschiefern am Peridotit-Amphibolit-Kontakt. (Siehe auch Abb. 141).
N—, Vergr. 60 mal.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Abbildung 35. Soufflion, Ostgriechenland. Chloritfels. Schwach pleochr. (farblos-blaßbläulichgrün) leuchtenbergitischer Pennin (mit anomalen, metallisch schimmernden graugrünen Interferenzfarben) in Büschelaggregaten.
N+, Vergr. 25 mal.

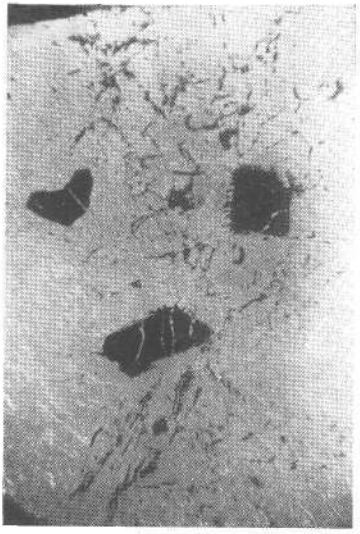


Abbildung 36. Lojane bei Kumanovo (Südserbien, Mazedonien). Dunitischer Serpentin. Auswandern von Fe (als Magnetit) aus Chromit bei der unter erststufiger Metamorphose fortgesetzten Serpentinisierung. — (Weniger wahrscheinliche Deutung: Orientiertes Anwachsen von Magnetit, aus Olivinabbau herrührend, an Chromit).
N —, Vergr. 25 mal.

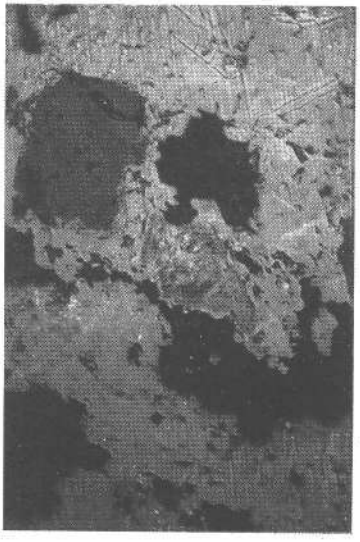
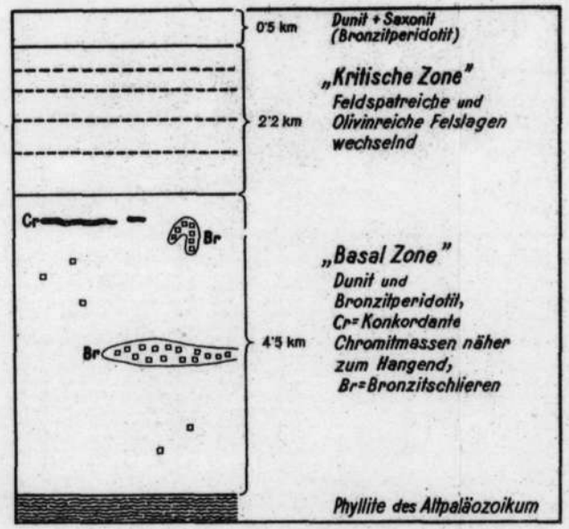


Abbildung 37. Petkovich bei Orahovac (Mazedonien). Anschliff des Magnetit-Chromiterzes. (Nach A. TORNQUIST). Verdrängungsskelette von Chromit (dunkel) in Magnetit (hell).
Gewöhnl. Licht, Vergr. 440 mal.

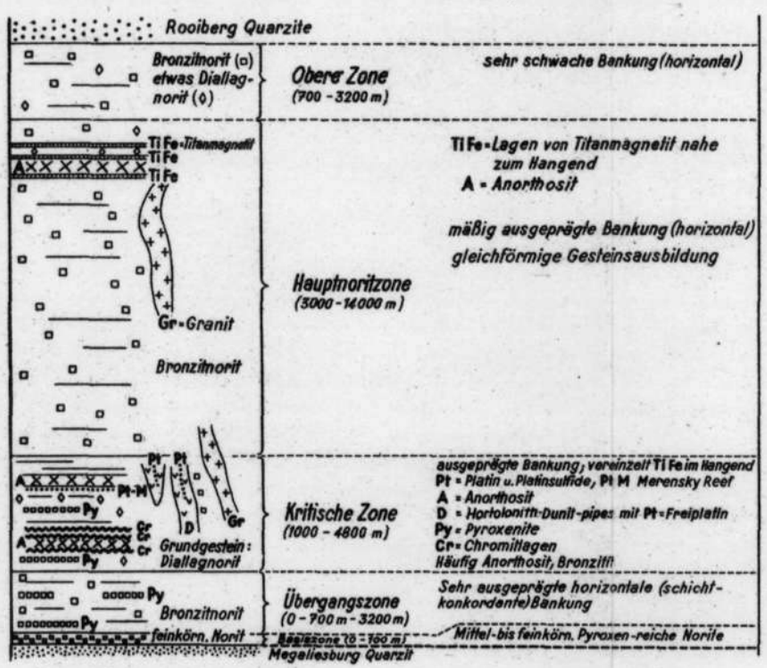
©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



a) Die geschichteten Peridotitmassen des Trout River Gebietes in New Foundland.

Nach den Textangaben in der Arbeit von Earl Jngerson (Lit. 660) in schematischer Vereinfachung gezeichnet.

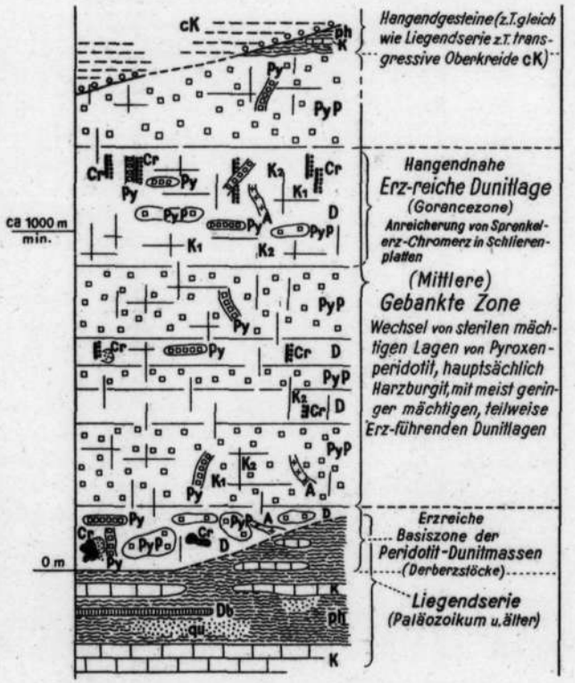
(Chromitlager und Bronzitschlieren in übertriebenem Maßverhältnis)



b) Vereinfachter Querschnitt durch den magmatischen Schichtenaufbau des Bushveld Jgneous Complex in S-afrika.

Gezeichnet nach den Textangaben von A. H. Hall im „Führer zum Internationalen Geologenkongreß 1929."

Die Basalzone und die einzelnen Gesteins- und Erzvorkommen innerhalb der Zonen übertrieben groß, das übrige Größenverhältnis der Zonenmächtigkeiten ungefähr maßstabrichtig gezeichnet.



c) Vereinfachter Querschnitt durch den magmatischen Schichtenaufbau des Chromerz führenden Peridotitmassivs von Raduscha in Mazedonien. – Raduschatyp der Chromerzlagerstätten des Balkans.

D = Dunit, PyP = Pyroxenperidotit, Py = Pyroxenite, A = Gabbropegmatite, K1 = Abkühlungsbankung parallel der magmatischen Schichtgrenze, K2 = Abkühlungsbankung und -Klüftung ungefähr senkrecht K1, Cr = Chromitlagerstätten und zwar: Strich- und Punktreihe parallel K1 = Schlierenplatten, unregelmäßige Figuren = stockerlige massige Lagerstätten von Derberz (schwarz) oder Sprenkelerz (punktiert).

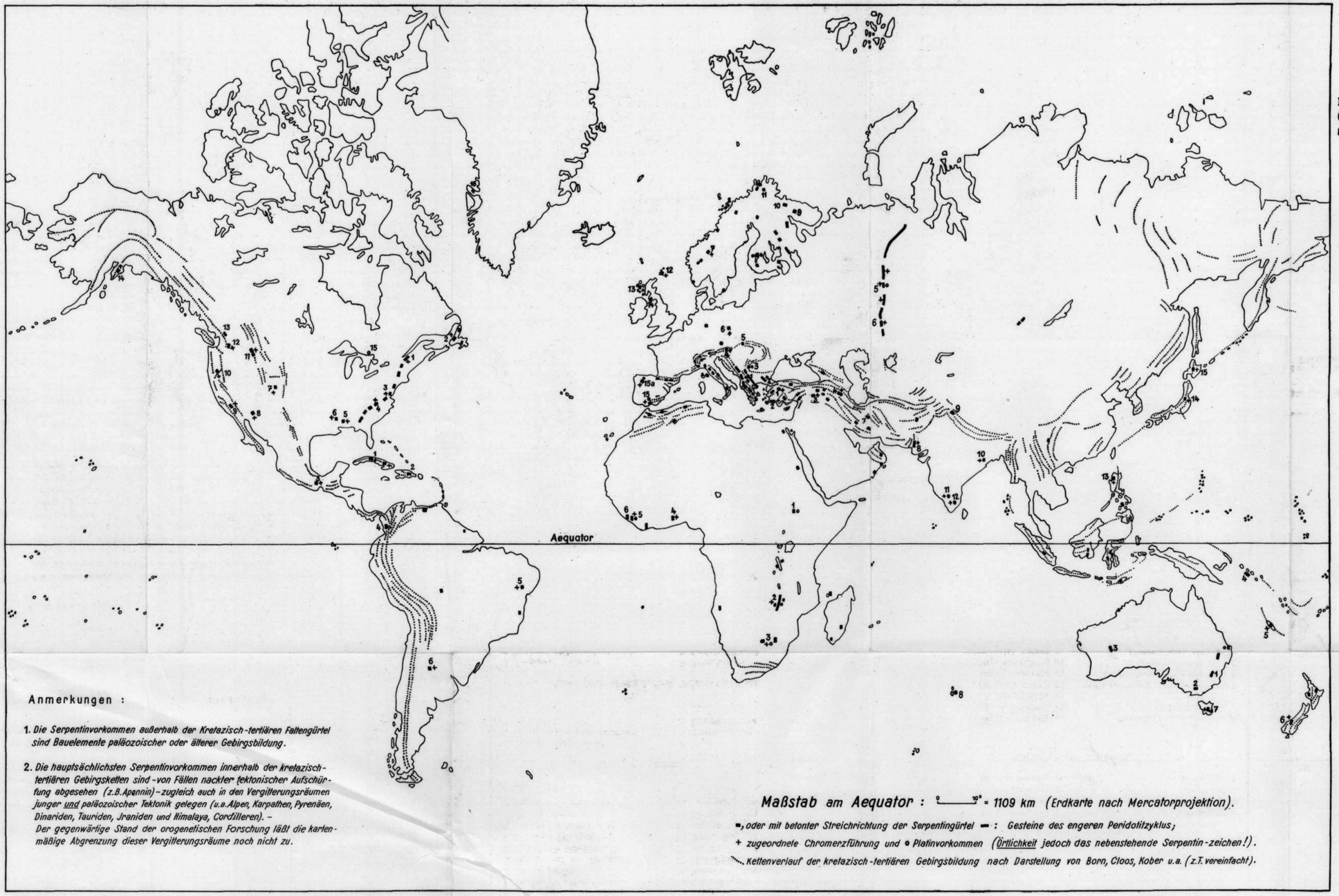
Liegendserie: ph = Phyllite, sandige Phyllite, auch gneisartig, qu = Quarzite, Kieselmassen, Db = Grünschiefer, Diabase, K = Kristalline Kalke.

Chromitlager und Pyroxenit bezw. A.-schlieren übertrieben groß.

Der magmatische Schichtaufbau der Peridotitmassive von Trout River, Bushveld und Raduscha.

Hiessleitner, Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt, Sonderband 1 (Zweiter Teil). — Österr. Staatsdruckerei. 11.454 51

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Nummern der nebenstehenden Karte: Wichtigere **Chromitgebiete** (nebst Hauptvorkommen Platin) sowie sonstige im Text besonders genannte, doch weniger bekannte **Serpentingebiete**.

Nordamerika und Grönland

1 Quebec-Distrikt (Appalachen)
2 Newfoundland
3 Maryland
4 New-Carolina
5 State-Line
6 Arkansas
7 Colorado
8 Arizona
9 Kalifornien
10 Oregon
11 Stillwater (Montana)
12 Washington
13 Britisch-Kolumbien
14 Kenai (Alaska)
15 Sudbury
16 Kaersut (Grönland)

Zentral- und Südamerika

1 Cuba
2 Haiti
3 Yarape
4 Kolumbien
5 Bahia
6 Cordoba

Europa

1 Raduscha (Mazedonien)
2 Ostbulgarien
3 Orsova an der Donau
4 Kraubath (Steiermark)
5 Dobšina (Karpathen)
6 Tampadel (Schlesien)
7 Röros (Norwegen)
8 Lofoten (Norwegen)
9 Outoukumpu (Finnland)
10 Petsamo (Finnland)
11 Halditjokko (Finnland)
12 Shetland-Inseln
13 Rum, Skye (Schottland)
14 Girvan-Ballantrae (Schottland)
15 Malaga (Südspanien)
15a Bragança (Portugal)

Afrika

1 Birbir (Abessinien)
2 Great Dyke und Selukwe
3 Bushveld
4 Togo
5 Sierra Leone
6 Konakry (Frz.-Guinea)

Asien (einschließlich Ural, Vorder- und Ostasien).

1 Daghardi (Kleinasien)
2 Fethiye (Kleinasien)
3 Guleman (Kleinasien)
4 Shordza (Transkaukasien)
5 Saranowo und Krasno-Uralsk (Ural)
6 Orsk (Südural)
7 Anarek-Nain (Persien)
8 Beluchistan
9 Ladak (Himalaja)
10 Singhbum (Indien)
11 Mysore (Indien)
12 Salem (Indien)
13 Philippinen
14 Watsamaku (Japan)
15 Hokkaido (Japan)

Australien und Inselgürtel

1 NS-Wales
2 Gippsland
3 Calgoorlie
4 Salomonen (Cristobal, Guadalcanal)
5 Neukaledonien
6 Neuseeland
7 Tasmanien
8 St. Paul

Hiemleimer, Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt, Sonderband 1 (Zweiter Teil). — Österr. Staatsdruckerei. 11.454 51

Die bedeutenderen Serpentin- und Chromerzgebiete der Erde in ihren Lagebeziehungen innerhalb und außerhalb der kretazisch-tertiären Orogengürtel.

(Entworfen unter Benützung der Internationalen Geol. Karte von Europa, der Geol. Weltkarte von Beyschlag, der Geol. Übersichtskarte der Sowjetunion 1937, der Geol. Länderkunde von F. X. Schaffer und zahlreicher anderer Werke.)