

Das Kristallin von Mittelkärnten und die Gurktaler Decke

von

WOLFGANG FRITSCH

(Lagerstättenuntersuchung der ÖAMG in Knappenberg)

Mit 1 Falttafel

Inhaltsübersicht

- A) Einleitung
- B) Untersuchungsergebnisse 1957 – 1960
- C) Untersuchungsergebnisse 1960 – 1964
- D) Serienparallelisierung im Mittelkärntner Kristallin
- E) Gurktaler Überschiebung und zentralalpines Mesozoikum
- F) Metamorphoseverhältnisse im Permo-Mesozoikum
- G) Schlußfolgerungen

A) Einleitung

Die Untersuchungen einer Arbeitsgemeinschaft zwischen den geologischen Instituten der Hochschulen von Clausthal, Tübingen, Wien und der Lagerstättenuntersuchung des Eisenerzbergbaues Hüttenberg, an denen seit 1957 insgesamt etwa 40 Mitarbeiter (s. Lit.-Verz.) beteiligt waren, haben das Mittelkärntner Kristallin in einem neuen Lichte erscheinen lassen. Dieser Aufsatz soll nun eine Zusammenfassung der bisherigen Arbeitsergebnisse der Kartierungen 1:10.000 sowie die sich daraus ergebende Stellungnahme zum Problem der Gurktaler Decke bringen.

Bisher war es allgemein üblich, im tektonisch höheren Ostalpin, abgesehen von den neogenen Bedeckungen, drei wesentliche geologische Einheiten als Zyklen zu unterscheiden. Der oberste Zyklus A, das Alpidikum, ist das Mesozoikum bis hinunter zum Oberkarbon, durch eine deutliche, überall vorhandene Transgressionsdiskordanz von der nächsttieferen Einheit B, dem Altpaläozoikum abgetrennt. Zu B rechnete man nicht nur die fossilbelegten Teile im Hangenden, sondern auch als gleich altes tieferes tektonisches Stockwerk (bzw. Stockwerke) Gesteine in phyllitischer (epizonaler) Metamorphose, die mit den oberen durch Übergänge eng verknüpft sind. Naturgemäß mußte für diese Abfolge eine variszische Tektonik und Metamorphose angenommen werden, weil die Mesozoikum-Einheit (A) jenen Bau diskordant überlagert.

Unter der altpaläozoischen Gruppe (B) ist nun von einer Transgressionsdiskordanz nichts zu bemerken. Aber vielfach besteht ein Meta-

morphosesprung zum mesozonalen Kristallin (C) darunter. In diesem Komplex C wurden schon lange in den untersten Partien auch Anklänge an die Katazone festgestellt. Es erschien plausibel und als naheliegendste Erklärung, daß zwischen B und C eine regionale Diskonformität besteht. Da bei solchen Anschauungen auch ein größerer Altersunterschied zwischen B und C zu vermuten war, bezeichneten die Geologen um die Jahrhundertwende das tiefe Kristallin (C) als „Altkristallin“. Mit diesem Namen sollte einerseits der Gegensatz zu dem aus mesozoischen Gesteinen hervorgegangenen Kristallin des Penninikums aufgezeigt und andererseits ein größeres Alter als Altpaläozoikum (z. B. Präkambrium) und auch eine vorvariszische Metamorphose postuliert werden.

Wenig später traten bereits Ansätze auf, das „Altkristallin“ in sich zu gliedern, wofür als Beispiel die Bretsteinserie angeführt sei. SCHWINNER (1927) versuchte eine erste detailliertere Einteilung der Gesamtabfolge durch Aufstellung von Serien, die er von unten nach oben numerierte (I – III b), wobei er wenigstens zwei geologische Zyklen allein innerhalb der Altkristallinfolge (C) vermutete.

Die neuen Untersuchungen, die auf einer 1:10.000-Kartierung einer etwa 700 km² großen Fläche im Mittelkärntner Raum basieren, waren auch rein kartierungstechnisch ein großer Fortschritt, weil nun gegenüber den älteren Kristallinkarten der Ostalpen auch die Bruchtektonik die ihr zukommende Würdigung erfuhr. Dazu ist zu sagen, daß bei kleinerem Maßstab als 1:10.000 eine Auflösung des Verwerfnetzes etwa der Saualpe praktisch unmöglich wäre.

Während des Fortganges dieser Arbeiten traten Zweifel an den oben beschriebenen Vorstellungen auf, sodaß wir gezwungen waren, ein wesentlich anderes Gedankengebäude zu errichten, um mit den vielen neuen Beobachtungsdaten in Einklang zu bleiben. Es soll aber nicht unerwähnt bleiben, daß etliche dieser Neuerungen, wie z. B. die Annahme einer variszischen Regionalmetamorphose des „Altkristallin“, schon von A. MOHR (1923), später von F. ANGEL (1939), A. PILGER (1942), E. CLAR (1953) und K. METZ (1953, S. 42) veröffentlicht worden sind.

B) Untersuchungsergebnisse 1957 – 1960

Die wesentlichen Erkenntnisse, die bis 1960 gewonnen werden konnten (FRITSCH, MEIXNER, PILGER und SCHONENBERG 1960), waren:

1) Der Stil und die Dichte der Bruchtektonik, des jüngsten tektonischen Elementes, die durch die Aufschlüsse im Eisenerzbergbau Hüttenberg (CLAR und MEIXNER 1953) erkannt sowie mechanisch gedeutet und aufgelöst wurden, gelten auch für das ganze übrige Kristallengebirge mit oder ohne Vererzung. Es ist das eine früher oft

anders gedeutete Tatsache; sie konnte nur durch die in der Saualpe geübte Detailkartierung erkannt werden und erlaubt im weiteren auch die Auflösung der Schichtfolge im Kristallin.

2) Diese letztere Erkenntnis war der Haupterfolg der Untersuchungen und führte zur Aufstellung einer Normalabfolge (Idealprofil) der kristallinen Schiefer im vorerst schmalen Raum um Hüttenberg und der nördlichen Saualpe. Das Kristallinprofil wurde von der mittleren Epizone bis hinunter zur oberen Katazone völlig lückenlos und aufwärts bis in die Anchizone ungefähr bekannt; man kann dabei 7 Karbonatgesteins-(Marmore bis Kalksilikatgesteine) und 8 Vulkanit- bis Metabasit-Horizonte auseinanderhalten.

Damit ist es klar geworden, daß die Bezeichnung Bretsteinserie, die bislang für den Hüttenberger Raum gängig war, nicht zutrifft. Die Marmore und Amphibolite haben nämlich trotz interner Verfaltung im wesentlichen eine parallel zur Hauptschieferung liegende recht weite flächenmäßige Verbreitung, gegen die die Vertikalabstände dieser Horizonte größenordnungsmäßig zurücktreten. Durch eine einfache, etwa auch liegende Verfaltung ist diese Abfolge nicht zu erklären. So etwas wäre nach der Sachlage, da z. B. jeder der Marmor- oder Metabasithorizonte auch ganz bestimmte, primäre gesteinsmäßige Charakteristika aufweist, geradezu auszuschließen. Dagegen bleibt die Deutung als Stapelung von faziell unterscheidbaren Decken oder als primäre stratigraphische Abfolge oder als Kombination von beiden offen.

3) In der Kristallinabfolge nimmt der Metamorphosegrad von oben nach unten, ganz den theoretischen Vorstellungen entsprechend, allmählich und gleichmäßig zu. Unter diesen Umständen ergibt sich allein aus der Analyse des Metamorphosezustandes auch der häufigeren Gesteinsarten eine Aussage über die Stellung oder Höhenlage im Kristallinprofil. Weiters ist dadurch einwandfrei erwiesen, daß die metamorphe Kristallisation nach dieser Anordnung der Kristallinschichtfolge stattfand und danach durch keine sehr bedeutenden späteren tektonischen Bewegungen (ausgenommen Bruchtektonik) mehr in Unordnung gebracht worden sein kann. Nur bei den allertiefsten Schichten, die jetzt auf Grund der Untersuchungen von A. PILGER und N. WEISSENBACH (1964) und P. OBERMANN (1964) durch den Namen Kliening-Kristallin herausgehoben und mit der Wolfsberger Serie (BECK-MANNAGETTA 1951) und dem Stubalpenkristallin F. HERITSCH und CZERMAK 1923) parallelisiert werden, liegt ein Ausnahmefall vor, in dem weniger Metamorphes den Untergrund bildet.

C) Untersuchungsergebnisse 1960 – 1964

Die weiteren Arbeiten (KAMP und WEISSENBACH 1961, THIEDIG 1962, 1965, STREHL 1962, WEISSENBACH 1963, CLAR, FRITSCH,

MEIXNER, PILGER und SCHONENBERG 1963, FRITSCH 1962, OBERMANN 1964, PILGER und WEISSENBACH 1964, WURM 1964, KLEIN-SCHMIDT 1965) brachten folgende hier festzuhaltende Ergebnisse:

1) Durch zahlreiche Conodonten-Funde gelang die stratigraphische Einstufung des Mittelkärntner Altpaläozoikums vom Llandovery bis ins Oberkarbon IIa (CLAR u. a. 1963, S. 28; STREHL 1962) und die Klärung der Abfolge der fossilbelegten paläozoischen Schichten.

2) Es konnte der bisher fehlende Nachweis des lückenlosen Überganges der Metamorphose von der mittleren Epizone bis hinauf ins fossilführende anchimetamorphe Altpaläozoikum von Mittelkärnten erbracht werden. Der gleiche Befund ergibt sich auch aus der Analyse der tektonischen Strukturen. Überall im Profil herrscht eine WNW-ESE-Achsenrichtung mit einem dazu senkrechten B vor. Der Verformungsstil ist zwar oben und unten recht verschieden, doch durch fließende Übergänge als einheitlicher Vorgang gekennzeichnet (CLAR u. a. 1963, S. 36).

In der Anchizone findet sich bei (Sand-) Tonabkömmlingen schwache Faltung mit Transversalschieferung, in der oberen Epizone intensive Verfältelung mit Transversalschieferung, die in der mittleren und unteren Epizone zu dem linsigen Schieferungsgefüge der Phyllite ausgebaut und in der Mesozone durch die starken Neukristallisationen zu einem einfacheren Schieferungslagengefüge, in der Katazone gneisartig breitlagig umgebaut wird. Andere Gesteinstypen geben analoge Reihen.

3) Die vollständige Abfolge wird von oben nach unten in folgende Serien gegliedert:

Anchizone (ungefähr 1500 m mächtig)

I A: Fossilführendes Altpaläozoikum; es hat eine tonig-sandige Fazies mit mehr-weniger Kalkeinlagerungen.

I a: Magdalensbergserie (KAHLER 1953); sie besteht aus einer mehr basischen vulkanischen Abfolge mit Verzahnungen in tonig-sandige Sedimente.

Epizone (ungefähr 2000 m)

I b: Untere Magdalensbergserie (Bischofbergserie, THIEDIG 1965); enthält tonig-sandige Schichten (tonschiefrige Phyllite bis Quarzphyllite) mit wechselnden Vulkaniteinschaltungen (Metadiabase - Grünschiefer - Porphyroide) mehr basischer Art.

II A und B: und 2 a: Kalkphyllit-Serie (Wandelitzenserie) (BECK-MANNAGETTA 1954, 1959); sie besteht aus Quarzphylliten bis Phylliten bis Kalkphylliten mit Bänderkalken in den hangenden und Marmoren in den liegenderen Teilen sowie Einlagerungen von teils kar-

bonatischen Vulkaniten (Grünschiefer - Prasinite) von basischerem bis seltener saurerem Chemismus (II A = Trixener - Haimburger Marmore, II B = Kulmburg - Pörschacher Marmore, 2 a = Vulkaniteinlagen).

2 b: Liegendfolge aus Quarzphylliten, im Übergang zu glimmerschieferigen Phylliten, phyllitischen Glimmerschiefern bis Quarzglimmerschiefern und gleichfalls Vulkaniteinlagerungen (Prasinite); sie kann zur obigen Serie dazugezählt oder als Serie der quarzitischen Phyllite (FRITSCH 1957) abgetrennt werden.

Mesozone (ungefähr 3000 m)

III A, B und 3 a: Waitschacher Serie (FRITSCH u. a. 1960); sie besteht aus phyllitischen Glimmerschiefern (mehr oder weniger Granat und Staurolith), mächtigen Marmoreinlagerungen (mehr oder weniger Tremolit), schmälere Quarzit-, Epidotamphibolitbänken und führt vereinzelt die im Profil höchsten echten Pegmatitinintrusionen (III A = hangender Waitschacher Marmor, III B = liegender Waitschacher Marmor, 3 a = Amphibolizone).

4 a: Kräupinger Amphibolitserie (FRITSCH u. a. 1960); sie enthält verschiedene Glimmerschiefer, reichlich Epidot- bis Oligoalbitamphibolite (Serpentin?), in denen noch Primärrelikte nach vulkanischen Strukturen aufzufinden waren.

IV A, B und 4 b: Friesacher Marmor-Serie oder Zossener - St. Martiner Serie (FRITSCH u. a. 1960); hier gibt es Quarz - Granat - Staurolith - Zweiglimmer-Schiefer mit zahlreichen bis 150 m mächtigen Marmorlagen und wenig Oligoalbitamphiboliten (IV A = Zossener Marmore, IV B = St. Martiner Marmore, 4 b = Amphibolite).

V und 5: Plankogel-Serie (FRITSCH u. a. 1960); sie ist eine sehr komplexe Serie aus Staurolith-Disthen-Granatglimmerschiefern mit Marmoren, Granat-Oligoklasamphiboliten, Serpentin und schmalen Manganquarziten.

VI A, B: Hüttenberger Serie (FRITSCH u. a. 1960); sie besteht aus Glimmerschiefern bis Grobglimmerschiefern, bis 400 m mächtigen Marmoren mit den höchsten Diopsidkalksilikatgesteinen und den mächtigsten und reichsten Pegmatitlagergängen im ganzen Kristallprofil.

Zu ihr dazurechnen oder als getrennte Serie heraushalten kann man die Serie der injizierten Glimmerschiefer (KAMP und WEISENBACH 1961), die aus Grobglimmerschiefern mit zahlreichen meist in cm - dm - Dimensionen bleibenden Pegmatitinjektionen und mit wenig Einlagerungen von Andesin- oder Zoisitamphiboliten besteht. (VI A = Ignatzi-Marmor, VI B = Knappenberger Marmor).

Katazone (ungefähr 2500 m)

6 a, b, c: Eklogitserie (KAMP und WEISSENBACH 1961, WEISSENBACH 1963); sie wird in je drei Disthenflasergneishorizonte (D I – D III) und Schiefergneishorizonte (Sg I – Sg III) mit den Eklogiteinlagerungen untergeteilt, wobei im Sg I und II meist Karinthineklogite, im Sg III aber Eklogitamphibolite in rückschreitender Umwandlung vorliegen. Von den sonstigen Einlagerungen erlangen nur die Kalksilikatgesteine (Bytownit- bis Diopsidfelse) größere Bedeutung (6 a = obere Eklogitzone – Sg I, 6 b = mittlere Haupteklogitzone – Sg II, 6 c = untere Eklogitzone – Sg III).

VII: Stelzinger Marmorserie (KAMP und WEISSENBACH 1961); sie enthält Schiefergneise mit quarzitischen Typen, mächtige Marmoreinlagen und wenig (Eklogit-) Amphibolite. In allen Gesteinen sind noch Relikte eines vorhergehenden katazonalen Metamorphosestadiums zu finden.

Kliening-Kristallin (ungefähr 500 m aufgeschlossen) (PILGER und WEISSENBACH 1964, FRITSCH u. a. 1960); es ist mit dem Stubalpenkristallin (HERITSCH und CZERMAK 1923) und der Wolfsberger Serie (BECK-MANNAGETTA 1951) gleichzusetzen.

7 a, b: Es besteht aus Schiefergneisen bis Granatglimmerschiefern, mächtigen Oligoklasamphiboliten, Graphitquarziten und führt epizonal diaphthoritische Zonen. Diese Gesteine lassen keine Relikte nach einer stärkeren Metamorphose (Katazone) erkennen, sondern wirken eher erstmals zunehmend metamorph, wie etwa die Gesteine der Plankogelserie, soweit sie nicht diaphthoritisch beeinflusst wurden (7 a = obere Amphibolitplatte, 7 b = Amphibolitserie).

4) Es konnte an Hand von zahlreichen Primärstruktureliken vulkanischer und sedimentärer Art eruiert werden, daß die Metamorphose von Altpaläozoikum sicher bis in die obere Mesozone, wahrscheinlich auch bis in die obere Katazone und in der Mesozone noch darunter (Kliening-Kristallin) erstmalig nicht oder kaum metamorphe Gesteine ergriffen hat. Daher liegen wenigstens in der Kor- und Saualpe (Mittelkärntner Kristallin) keine mobilisierten und umkristallisierten älteren Kristallinkomplexe vor. Vielmehr scheint eine vor (?) bis altpaläozoische Geosynklinalfüllung einer variszischen Orogenese unterworfen und zum heute vorliegenden Kristallin geprägt worden zu sein.

In der Epizone sind Relikte oder Palimpseste noch so zahlreich, daß hier nicht alle aufgezählt werden können (s. z. B. FRITSCH 1961, KLEINSCHMIDT 1965, THIEDIG 1962, 1965 u. a.). Man kennt sie in Menge und schon lange aus vielen anderen Phyllitgebieten (z. B. ANGEL 1924, 1932, ANGEL-KRAJICEK 1939) und deutete diese auch

in unserem Sinn. Nur die öfters sichtbaren Übergänge zur Mesozone hielt man für eine Angleichung von unten her durch Diaphthorese. Denn es werden nach unten gegen die bzw. in der Mesozone Primärrelikte naturgemäß immer seltener und undeutlicher, bis nur mehr vereinzelte Fakten Rückschlüsse gestatten. Dennoch genügt das Vorhandensein der wenigen Relikte, um rückschreitende (diaphthoritische) Bildungen im regionalen Ausmaß auszuschließen.

Als Beispiele seien die aus der Anchi- und Epizone zahlreich bekannten feinschichtigen Tuffe und Augiteinsprenglinge mit danach entstandenen Hornblendepseudomorphosen (Uralitisierungen) erwähnt. Solche Bildungen sind reliktsch bis in die obere Mesozone hinunter als Feinbänderamphibolite mit der charakteristischen Verfältelung und als Amphibolite mit Hornblendeinsprenglingen (deren Formen, Einschlüsse und Gefügeeinordnung gegen eine Bildung als metamorphe Porphyroblasten, doch für die Deutung als Augitpseudomorphosen sprechen) zu finden (FRITSCH 1964, S. 340 ff.).

Die Bänderamphibolite der mittleren und unteren Mesozone hingegen können nur mehr mit einiger Wahrscheinlichkeit von solchen feinschichtigen Tuffen abgeleitet werden, weil bei ihrem Zustand auch andere Entstehungsmöglichkeiten, wie z. B. metamorphe Differentiation (ANGEL u. a. 1953) in Frage kommen.

Auch bei den Tonabkömmlingen gibt es Relikt- bzw. Palimpsest-Strukturen. Gewisse vor- bis frühtektonisch gewachsene Porphyroblasten haben die Eigenschaft, das vorgelegene *s* oder vielmehr *ss* in Form der Pigmentierung in sich einzuschließen und damit zu „konservieren“. In der Epizone tun dies vornehmlich Chloritoide und in der Mesozone Staurolithe. Das eingeschlossene *si*-Pigment ist nach allen Beobachtungen in unserem Raum (KAMP und WEISSENBACH 1961, S. 17, 19) enorm fein und daher unbestimmbar und, soweit kenntlich, eben feinschichtig angeordnet. In dieser Art ist es im *se* der Gesteine nirgends mehr zu finden, weil es dort schon einer Sammelkristallisation unterlegen ist, während in den Porphyroblasten noch eine Schichtung sedimentären Ursprunges aus dem diagenetisch verfestigten oder anchimetamorphen Vorstadium dieser Gesteine aufbewahrt geblieben ist. Derartige durch das feine Pigment dunkel gefärbte Staurolithporphyroblasten kennt man aus wenigstens fünf verschiedenen, über die ganze Mesozone verteilten Horizonten; die Durchschnittsgröße der Porphyroblasten nimmt in den jeweils tieferen Horizonten immer mehr zu und variiert dabei zwischen 2 und 20 mm. Überall machten diese dunklen Staurolithe (Staurolithe I) eine mit Wälzung, die bis zur Auswälzung unter gleichzeitiger Serizitisierung führen kann, verbundene Tektonik mit, worauf nach dem Ende der

Durchbewegung noch eine zweite Staurolithgeneration (Staurolith II), nun ohne feines Pigment, sproßt (vgl. FRITSCH und MEIXNER 1964).

Beim Granat ist Ähnliches – nur weniger deutlich, weil Granat erst syntektonisch zu wachsen begonnen hat – zu beobachten. Dementsprechend kann schon die älteste Granatgeneration Einschlüsse von pigmentierten dunklen Staurolithen enthalten. Granate mit solchen Einschlüssen (gepanzerten Relikten) finden sich nicht nur in der Mesozone, sondern auch in der oberen Katazone des Mittelkärntner Kristallins. Dort unten beweisen sie, daß die heute vorliegenden Disthenflasergneise wenigstens teilweise im Vorstadium Staurolithgranatglimmerschiefer und ursprünglich etwas bituminöse Tone gewesen sind (s. WEISSENBACH 1963, S. 15).

5) In den tiefsten Schichten des Mittelkärntner Kristallins, die dem Metamorphosegrad nach am ehesten in die obere Katazone einzureihen sind, gibt es nicht nur Übergänge von Gesteinen mit verschiedenem Chemismus, sondern auch von solchen mit einer mehr bis weniger weit vorgeschrittenen Kristallisation. Die Disthen-Andalusit-Paramorphosen-Gneise, oder kürzer Disthenflasergneise (KAMP und WEISSENBACH 1961) (= Hirschegger Gneise, HERITSCH und CZERMAK 1923) genannt, haben unter mehr oder weniger starker Kataklyse ein älteres, prä- bis frühsyntektonisches Kristallisationsstadium einer vornehmlichen Thermometamorphose in sich bewahrt, wogegen die Schiefergneise – mit allen Übergängen zwischen diesen beiden Typen – ein mehr posttektonisches Gefüge und eine posttektonische Kristallisation aufweisen. Mineralfaziell wären die Schiefergneise den Almandin-Staurolith-Schiefern, also der Mesozone zuzuordnen, doch besitzen sie ein sehr gneisartiges Aussehen und auch einen Feldspatgehalt um 20%. Sie gehen aber, wie die vollständige, dünnschliffmäßig studierte Übergangsreihe zwischen diesen beiden Gesteinen zeigt, durch stärkere Rekristallisation aus den mehr kataklastisch der Tektonik angepaßten Disthenflasergneisen hervor und haben in der posttektonischen Spätphase der Kristallisation noch ein deutlich wieder mehr thermometamorph beeinflusstes Mineralwachstum.

Gegen die Tiefe zu, in der Stelzingerie, macht sich ein Übergang der posttektonisch auskristallisierten Schiefergneise zu mehr syntektonisch kristallisierten Schiefergneisen, ohne den thermometamorphen Abschluß, bemerkbar. Ganz unten dürfte die Durchbewegung länger angedauert und bei Temperaturabfall in echt mesozonale Bedingungen übergeleitet haben.

Die Vorstufe der Disthenflasergneise waren Andalusitbiotitgneise, deren Feldspat-Quarz-Substanz unter Aufzehrung des Muskowites mobilisiert worden zu sein scheint. Diesen Vorgang könnte man auch als

pegmatitische Anatexis bezeichnen. Die Pegmatitsubstanz wurde dabei in der Art der Venite in bestimmten cm-dicken Lagen angereichert und zum geringeren Teil in Form von richtigen Pegmatitlösungen (-schmelzungen) ausgepreßt. Sie wanderten nun aufwärts in die Mesozone, wo sie aber deutlich in deren untersten Bereichen angereichert blieben. Etliche bildeten auch Gänge in den katazonalen und vereinzelt bis in die höchstmesozonalen Gesteinsserien. Dabei sind wieder eine prätektonische und eine posttektonische Pegmatitstehungsphase auseinanderzuhalten, wobei die posttektonische genau wie die zweite thermometamorphe Beeinflussung nur ganz schwach und unbedeutend blieb. Dies verdeutlicht aber, daß die zwischen den beiden „Thermophasen“ liegende Schiefergneisbildung in Almandin-Stauroolith-Schieferfazies ihr Vorhandensein nicht einem Temperaturabfall, sondern nur einem Druckanstieg bei etwa gleichbleibender Temperatur verdanken kann. Es gilt ja als allgemeine Regel, daß höherer Druck Mineralphasen niedrigerer Temperatur länger erhält.

Da nun die Temperatur für die Einordnung in die Tiefenzonenstufen für entscheidender gehalten wird (SCHÜLLER 1961, TROGER 1963), so paßt ein Gestein mit Andalusitgneisfazies, wie sie der Andalusitbiotitgneis hatte, und gar noch mit pegmatitischer Anatexis nicht in die Mesozone. Er wurde daher in die Katazone eingereiht und damit die ganzen durch solche Gesteine charakterisierten Serien, die schließlich auch prätektonisch kristallisierte Anorthitbiotitfelse und posttektonisch ausgebildete Karinthineklogite, deren Vorstadium Zoisitamphibolite waren, enthalten.

Es sind also einerseits prätektonisch Andalusitgneis-Anorthitbiotitfelse (und Andesinamphibolite?) und andererseits posttektonisch Schiefergneis - Diopsidzoisitfelse und Eklogite gemeinsame Kristallisate aus drei chemisch stark unterschiedlichen Ausgangsprodukten (Näheres siehe WEISSENBACH 1963, S. 20 ff.).

Den Ablauf der variszischen Metamorphose kann man sich mit den Untersuchungen von N. WEISSENBACH folgendermaßen vorstellen: Erst eine stärkere Erwärmung mit unwesentlichen Durchbewegungen (stärkere könnten vorausgegangen sein?), die unseren Kristallinstoß schon ungefähr in der heutigen Abfolge getroffen haben muß. Es bildeten sich die Stauroлите I und tiefer die Andalusite I mit den aplitisch-pegmatischen Aufschmelzungsprodukten, sowie Anorthitbiotitfelse usw.

Dann folgte eine kräftige Einengungsbeanspruchung mit Durchbewegung. Nun kam es bei fast konstanter Temperatur zu einem Druckanstieg. Es entstanden die „druckmetamorphen“ Mineral- und Gesteinstypen wie Granat, Albit, Zoisit, Disthen bzw. an neuen Gesteinen die Disthenflaserigneis - Schiefergneis, Zoisitamphibolite - Eklogite

sowie Diopsidzoisitfelse. Die Pegmatitschmelzen erstarrten wieder und wurden verschiefert und nur die vermutlich durch starke Wasser- und Gasaufnahme sehr flüchtig gewordenen, abgewanderten Pegmatitlösungen konnten in der Mesozone syntektonisch Platz nehmen.

Zum Ende dieser Durchbewegung stellten sich posttektonisch wieder ähnliche Bedingungen wie am Anfang ein und es gibt daher eine zweite Andalusit-, eine zweite Staurolithgeneration nebst posttektonischen Biotiten, die sogar Granat verdrängen können, basischen Feldspäten, in Form von Umrandungen und Verdrängungen von Albit. Das alles ist aber ganz schwach entwickelt. Nur in den allertiefsten Teilen gingen die Bewegungen noch weiter, bis sie sich schon mit geringeren Temperaturen überlagern; so erfolgt eine sehr vollständige Rückangleichung an mittelmesonale Bedingungen. Dementsprechend füllen sich basische Feldspäte und es werden aus Eklogiten „diablastische“ Eklogit-amphibolite und endlich reine Plagioklasamphibolite (WEISSENBACH 1963, S. 22). Das entspricht der „Tiefendiaphthorese“ (KIESLINGER 1928).

6) Der Umstand, in praktisch allen Höhenlagen des Mittelkärntner Kristallins drei chemisch sehr verschiedene und reaktionsfreudige Gesteine wie Ton-, Basalt-(Tuff-, Gabbro-) und Mergelabkömmlinge zu besitzen, hat diese vergleichenden Metamorphose- und Kristallisationsuntersuchungen sehr gefördert. Unser Kristallinprofil steht daher zugleich seines gewaltigen Umfanges von der Kata- bis zur Anchizone als bisher einzigartig auf der Erde da (FRITSCH 1962).

7) Die Gesamtmächtigkeit von den höchsten anchizonalen Schichten bis zur Oberkante des unterlagernden Kliening-Stubalm-Kristallins beträgt etwa 9000 m, wovon 1500 m auf die Anchi-, 2000 m auf die Epi-, 3000 m auf die Meso- und 2500 m auf die Katazone entfallen. In etwa dieser Tiefe von 9 – 10 km dürfte sich zur Zeit der stärksten Erwärmung dieses Schichtstoßes (Hauptorogenese) die Obergrenze der Katazone befunden haben, wenn man eine Abtragung von 2000 – 3000 m berücksichtigt.

Die Temperatur muß sich aus übereinstimmenden von verschiedenen Seiten stammenden Indizien (Muskowit-Feldspatreaktion, reine Kaliorthoklase, Anorthit-Zoisit-Albit-Reaktion, Klinohumit u. a.) in unserer oberen Katazone um und über 550° C bewegt haben. Daraus läßt sich eine durchschnittliche geothermische Tiefenstufe von etwa 18 m/° C oder von 55° pro 1000 m für diesen Zeitpunkt errechnen. Das ist ein gegenüber der Norm von 33° pro 1000 m wesentlich stärkerer Temperaturanstieg.

Derartige erscheint auf den ersten Blick sonderbar, erklärt aber bestimmte Eigenheiten der Kristallisationsabfolge in diesem Kristallin.

Z. B. erscheint Staurolith schon in der obersten Mesozone in phyllitischen Glimmerschiefern und Andalusit statt Sillimanit, wie Anorthit und pegmatitische Anatexis in der Katazone. Das sind durchwegs keine ganz normalen Erscheinungen; so ergibt sich etwa gegenüber dem Tauernkristallin ein ganz anderes Aussehen. Die erste Kristallisation trägt in Mittelkärnten nämlich deutliche Züge einer Thermometamorphose, wie es bei einer relativ zu den Temperaturen geringen Überlagerung und damit geringem Druck zu erwarten ist. Noch entschieden mehr kontaktmetamorph beeinflusst sind Kristallinbereiche in den Pyrenäen, doch sind dort Granitintrusionen mit im Spiele, die in Mittelkärnten nicht bekannt sind. Da aber das Kor-Saualpenkristallin tektonisch auf seiner Unterlage schwimmt, wäre die Beteiligung eines Plutons bei der Kristallinbildung am Entstehungsort gut möglich (CLAR u. a. 1963, S. 47).

8) Die Dünnschliffauswertung unter Berücksichtigung der Kristallgrößen ermöglicht eine besondere diffizile Einteilung nach dem Metamorphosegrad, wie es bisher nicht versucht worden ist.

So können etwa bei den Tonabkömmlingen in unserem Kristallin ab der Anchizone Tonschiefer – phyllitische Tonschiefer – tonschiefrige Phyllite – Phyllite – glimmerschiefrige Phyllite – phyllitische Glimmerschiefer – Glimmerschiefer – Grobglimmerschiefer – Schiefergneise (Disthenflasergneise) unterschieden werden. Aber auch bei einem bestimmten Gesteinstyp wie z. B. den Staurolithglimmerschiefern kann allein durch äußere Betrachtung an der Größe der Glimmer und Staurolithe die ungefähre Höhenlage im Profil erkannt werden. Gleiches gilt für die meisten anderen isochemischen Gesteinsreihen wie für die Kalkabkömmlinge, die Marmore, bei denen nur der Pigmentgehalt berücksichtigt werden muß, da pigmentreichere Marmore immer entsprechend feinkörniger als pigmentärmere Typen sind. Es werden feinnittel- und grobkörnige Marmore unterschieden.

Bei Metabasiten ist die Körnigkeit und Struktur recht stark vom Ausgangsmaterial (z. B. Laven – Staubtuffe) abhängig und daher nicht so für den Metamorphosegrad bezeichnend. Hingegen stellen sich die mineralfaziellen Gleichgewichte anscheinend rascher ein. Die Metabasite eignen sich daher im tieferen Kristallin weniger gut zu Reliktstudien, doch ausreichend, um die letzten p-t-x-Bedingungen kennenzulernen.

9) Es konnten auch, wie schon erwähnt, rückschreitende Metamorphosen beobachtet werden. Der Großteil dieser Erscheinungen, wie die bei Deformation erfolgenden Staurolithverglimmerungen und Chloritoidisierungen, gehören ohne Zweifel so wie etliche Chloritisierungen von Biotit und Granat um Serpentin Körper und in Linsen-

zonen innerhalb von Granatglimmerschiefern zu den als Retrometamorphosen zu bezeichnenden Bildungen, die im Ausklang einer vorschreitenden Metamorphose immer auftreten.

Ein Teil der epizonalen Überprägungen in den Schiefen der Kräu-pinger-Serie westlich von Hüttenberg und der Waitschacher Serie bei Friesach (ZADORLAKY – STETTNER 1961) und alle epizonalen Zonen des Kliening-Kristallins können als alpidische Diaphthorese aufgefaßt werden, die entlang von sub-s-parallelen Zonen differentieller Scherbewegungen liegen könnten. Deutliche Horizonte waren davon nicht auszukartieren, sondern nur flachlinsige Bereiche.

Die schon länger bekannten Diaphthoresen im Klagenfurter Raum (KAHLER 1931, SORDIAN 1961, HOMANN 1962) wären nun, gleich wie in der Saualpe, zum Teil den Retrometamorphosen des Variszikum und zum anderen, geringeren Teil, in den Bereichen der Kräu-pinger und Waitschacher Serie einer alpidischen Diaphthorese zuzuordnen. Die früher angenommenen großräumigen, starken Diaphthoresen (KAHLER 1962, KIESLINGER 1928, 1956, S. 59) hingegen haben sich nicht bestätigen lassen. So galt als „Kronzeuge“ der Diaphthorese der Grünschiefer des Kreuzbergels als Amphibolitabkömmling. Neue Untersuchungen haben ihn als zunehmend metamorphen Prasinit mit einzelnen reliktschen Diabas-Tuffstrukturen bestimmen lassen.

D) Serienparallelisierung im Mittelkärntner Kristallin

Nun möge ein Vorstoß von dem 1:10.000 kartierten Bereich der Saualpe über die Gurktaler Alpen und das Kristallin des Klagenfurter Beckens hinweg bis zum Westrand der „Gurktaler Decke“ gemacht werden. Die Seriengliederung von Saualpe-Krappfeld läßt sich ohne Schwierigkeiten mit einigen primärfaziellen und unbedeutenden metamorphosefaziellen Änderungen über den ganzen Mittelkärntner Bereich hinweg durchführen. Dies ergaben schon allein die Kartierungen in den Phyllitbereichen (Epizone) von BECK-MANNAGETTA (1959), FRITSCH (1957) und HAJEK (1962). Die Serienverbindung gilt nach Stichprobenvergleichen an Hand des geologischen Kartenblattes Klagenfurt (KAHLER 1962) auch für die obere Mesozone.

Die größte Änderung der Primärfazies erleidet in unserem Raum die Waitschacher Serie. Sie wird gegen Süden und Westen immer kalk- und tonsubstanzärmer und statt dessen erst quarzitischer und noch weiter im Westen arkosischer, wobei gleichzeitig die Mächtigkeit auf über 1000 m anschwillt. Dort benannte sie SCHWINNER (1927) Priedröf-Gneis-Quarzitserie.

In der Epizone kann die Serie der quarzitischen (glimmerschiefrigen)

Phyllite vollkommen, die Kalk-Phyllit-Serie mit ihren bezeichnenden Karbonat- und Vulkanit-Gesteinen größtenteils durchverfolgt werden.

Die Einheitlichkeit des kristallinen Sockels scheint damit klargestellt.

E) Gurktaler Überschiebung und Zentralalpines Mesozoikum (dazu die Faltafel)

1) Im Westen ab der Linie Klein Kirchheim - Stangalpe legt sich über die Priedröfserie das Mesozoikum der Stangalpe (STOWASSER 1956, TOLLMANN 1958, 1959) und wird dabei von einer Schuppe Oberkarbon und dieses wieder im Norden von Eisenhutschiefen, die der Magdalensbergserie zugehören, im Süden von immer tieferen Schichten der Kristallinabfolge, erst von der Unteren Magdalensbergserie, dann bei Klein Kirchheim von der Kalk-Phyllit-Serie überschoben.

Nach Osten ist dieses Mesozoikum über den Leckenschöber (mit Fossilfunden aus dem Ladin-Karn) bis zur Flattnitz in einer Vorkommenreihe zu verfolgen und ist an seinem Ostende noch von Oberkarbon über- und unterlagert, in phyllitischen Glimmerschiefern mit Diaphthorespuren eingefaltet oder eingeschuppt (BECK-MANNGETTA 1959, ANDERLE u. a. 1964). Das Mesozoikum ist also gegen Osten in höhere Kristallinanteile gerückt und wird von tieferen Teilen des Kristallins überlagert. Die Lücke im Kristallinprofil, die um Turrach sehr auffallend ist, existiert im Raume Flattnitz kaum mehr.

Noch weiter im Osten ist keine sichere Trias oder ihr Nahestehendes mehr zu finden. Die Dolomitmarmore am Südrand des Aufbruches von Oberhof, in Glimmerschiefern eingeschaltet, sind nur mit einem großen Fragezeichen dem Mesozoikum zuzuordnen und dürften eher der Waitschacher Serie, die viele „triasverdächtige“ gelbliche Dolomitmarmore führt, angehören.

2) Gegen Norden kennt man jedoch eine Fortsetzung von solchen Triasvorkommen mit zentralalpiner Fazies (THURNER 1957, TOLLMANN 1959). So liegen am Nordrand unter dem Paalgraben-Oberkarbon auf phyllitischen Glimmerschiefern die Dolomite des Hansnock und eine Mylonitzone mit Rauhwacken (s. Faltafel). Die weitere Fortsetzung dieser Schubbahn wird nun unsicher, da etwa die Dolomite von Oberwölz an der Basis des Murauer Paläozoikums nicht gut als Trias passen, sondern namentlich hier der ganze Serienverband den Verdacht auf Waitschacher Serie nahelegt.

Sichere Trias und auch Permoskylt liegt hingegen inmitten des Murauer Paläozoikums an der Basis der Stolzalpe über der Kalk-Phyllit-Serie, die von THURNER (1933) „Murauer Kalke“ genannt wird, und unter der Metadiabasserie (THURNER 1933) (= unsere Untere

Magdalensbergserie). Dies legt die Vermutung nahe, daß die Schubbahn vom Paaler Karbon gegen NE in der Schichtfolge entsprechend höher gerückt ist (vgl. die Darstellung von BECK-MANNAGETTA in ANDERLE u. a. 1964, Tafel 2). TOLLMANN (1962) versucht allerdings diese Tatsache durch eine Zerlegung des Oberostalpins in zwei Teildecken zu erklären.

3) Auf gleicher geographischer Breite gibt es weiter im Osten in den Alpen keine sichere Trias oder Dazugehöriges mehr; im Raume von Mühlen handelt es sich aller Wahrscheinlichkeit nach um eine in der quarzitischen Phyllitserie beheimatete karbonatische Fazies mit Radiolaritquarziten (?) (THURNER 1963). Dieser Deutung wurde auch von allen Teilnehmern der Exkursion der Geol. Ges. 1964 (u. a. von BECK-MANNAGETTA, MEIXNER, STOWASSER) beim Augenschein einhellig zugestimmt.

4) Die südliche Fortsetzung des Mesozoikums von Klein Kirchheim gegen den Wöllaner Nock erweist sich nach den neueren Untersuchungen als recht unsicher. Wenn es auch regionalgeologisch von

Zeichenerklärung und Erläuterung zur

Tafel: Vereinfachte geologische Profile über das Mittelkärntner Gebiet entlang dem 14^o und dem 14^o30' Meridian

Gesteine: P = Pliozän-Konglomerate, Eo = Eozän-Kalke-Mergel, Kr = Oberkreide-Gosau, T = Trias, Jura, Perm des Oberostalpin, Tz = Trias, Jura, Perm in zentralalpiner Fazies, OK = Oberkarbon, UK = Unterkarbon, AP = Altpaläozoikum, Ep = Kristalline Schiefer in Epizone, Ms = Kr. Sch. in Mesozone, Ka = Kr. Sch. in Katazone, Pl = Periadriatische Intrusiva.

Gewellte Bereiche = Mesozone des Mittelkärntner Kristallins.

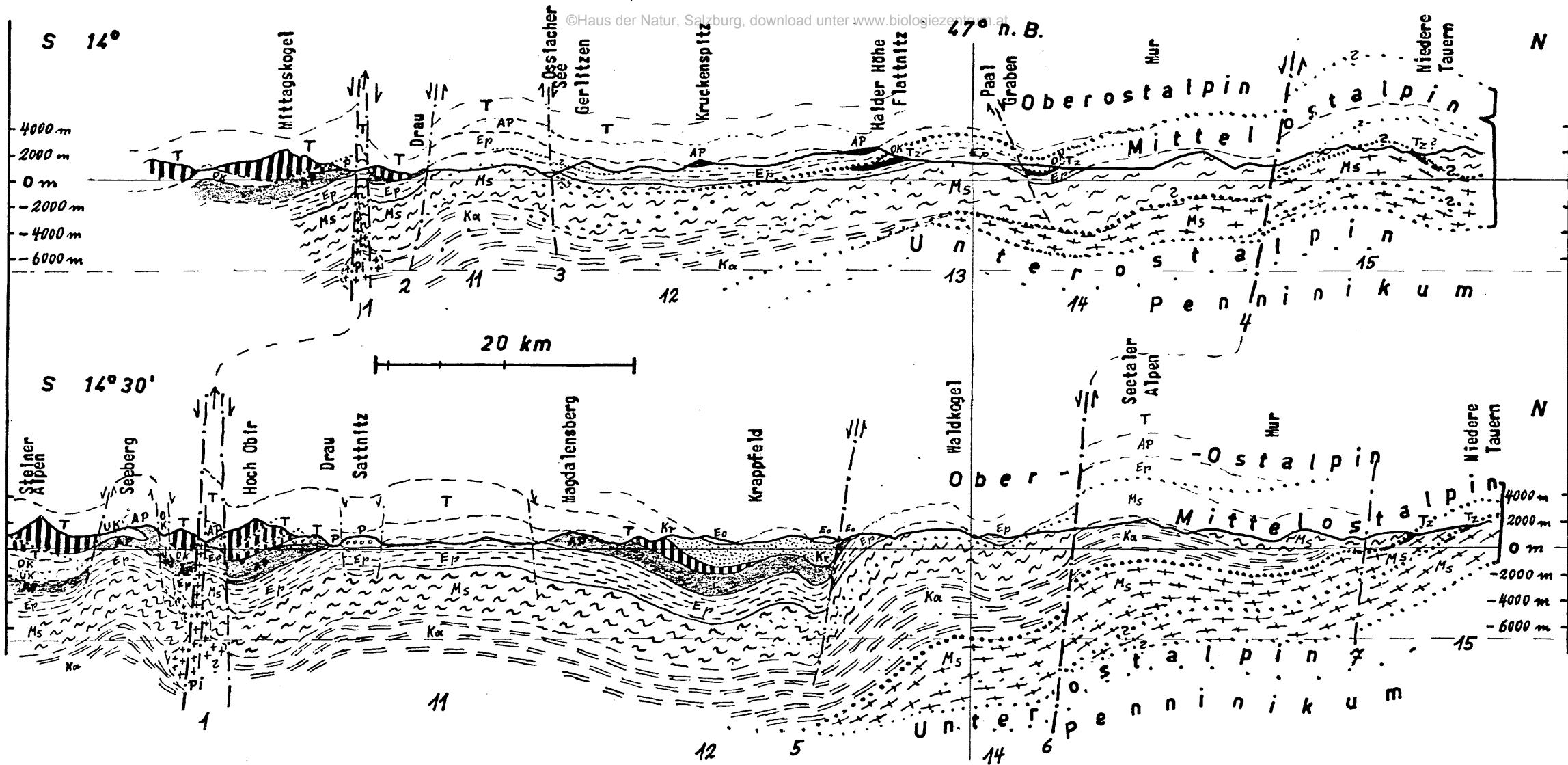
Bereiche mit durchkreuzten Strichen = Mesozone des Gleinalm-Schladminger Kristallins.

Tektonik: Punkt-Strich-Linien = Bruchstörungen mit angedeuteter Relativbewegung, Punkt-Linien = Überschiebungsbahnen, die Stärke der Punkte steht in Beziehung zur vermuteten Überschiebungsweite.

1 = Südalpenstörung oder Alpino-Dinarische Naht, 2 = Drau-Möll-Linie, 3 = Bodensdorfer Störungszone, 4 = Niedere Tauern-Südrandstörung, 5 = Schelmbergstörungszone, 6 = Görtschitztaler Hauptstörung, 7 = Pölslinie.

11 = (Kärntner) Seenantiklinale, 12 = Gurktaler Alpen-Synklinale und Krappfeld-Synklinorium, 13 = Metnitztal-Antiklinale, 14 = Murauer Synklinorium, 15 = Zentralalpenantiklinale.

Im Nordteil der Profile können Ober- und Mittelostalpin mit Teildecken deutlich unterschieden werden. Im Südteil scheint nur oberostalpin bzw. unzuordenbares Kristallin vorhanden zu sein. Dazwischen erkennt man den Bereich, in dem sich die Deckenbahnen entwickeln. Die 7000 m-Linie deutet den vermutlichen Beginn der heutigen Epizone an.



Vereinfachte geologische Profile über das Mittelkärntner Gebiet entlang dem 14° und dem 14°30' Meridian

Falttafel zu Fritsch, Das Kristallin von Mittelkärnten und die Gurktaler Decke

untergeordneter Bedeutung ist, ob die Trias der Stangalpe bis Klein-Kirchheim oder noch um 5 km weiter nach Süden reicht, so wäre es doch lokal von großem Interesse. Es würde sich nämlich das Mesozoikum möglicherweise in zwei Teildecken auflösen. Der eine triasverdächtige Dolomitmarmor befindet sich im Hangenden der Kalk-Phyllit-Serie (vergleichbar mit Murau) und unter der Unteren Magdalensbergserie, wo er ein Stück im Streichen um die sogenannte Kaiserburg zu verfolgen ist. Der andere markiert einige hundert Meter tiefer die südliche Fortsetzung der Stangalpenüberschiebungsnah in inniger Gesellschaft mit dunklen bis schwarzen Granatglimmerschiefern auf 5 km nach Süden. Die dunklen Schiefer waren allerdings noch einige km weiter auszukartieren.

Daß sich in dieser Zone die Gurktaler Überschiebungsbahn mit den Hauptbewegungen fortsetzt, dürfte unzweifelhaft sein, denn die bezeichnenden kataklastischen bis diaphthoritischen Beanspruchungen der liegenden Bundschuhgneise und der Priedröf-Gneisquarzite gehen hier weiter, wie sie auch in der Mesozoikumbasis um Turrach und sonst zu finden sind (STOWASSER 1956, S. 86 ff. u. 94). Es bleiben nun die Fragen offen, ob die den Peitler Dolomiten (TURNER 1927) gleichenden Dolomitmarmore wirklich zur Trias gehören, weil sich reine Dolomitmarmore trotz verschiedener Bildungsweise sehr ähneln, und ob die dunklen Schiefer als Bockbühelschiefer-Aequivalente (und damit ebenfalls Trias) zu gelten hätten.

Der Verfasser glaubt dies verneinen zu müssen. Die nördlich von Klein Kirchheim in der sicher echten Trias eingelagerten Phyllite sind nämlich hochepizonal metamorph, wogegen die dunklen Schiefer im Süden durchwegs bis 3 mm große Granate, auch mit verdrehtem *si*-Pigment, ganz wie in den sonstigen Radentheiner Granatglimmerschiefern enthalten. Es wäre demnach dieser Graphitschieferzug mit den hellen Dolomiten als Sonderfazies innerhalb der hangenden Priedröf-Gneisquarzit-Serie aufzufassen.

Bei dem höheren Dolomit der Kaiserburg liegt vielleicht eine reine Dolomitmarmorlinse aus der Kalk-Phyllit-Serie vor. Sie könnte tektonisch etwas abgequetscht sein und wäre als metasomatisches Produkt aufzufassen.

5) Was in dem südöstlicheren Bereich um die Gerlitzten und um Feldkirchen früher als triasverdächtig angesehen wurde, wie der Grenzquarzit (W. PETRASCHECK 1927) um die Kanzel oder die Marmore von Arriach bis Tiffen (F. HERITSCH 1940), ist es aber sicher nicht. Die Quarzite und Marmore gehören nach eingehenden Untersuchungen in den letzten Jahren von FRITSCH und HAJEK (1965) als primäre Einlagen ins Kristallin, u. zw. in die Priedröf-Gneisquarzit- oder Waitschacher Serie.

Die Quarzite stehen in Verzahnungs- und Wechsellagerungsübergängen zu phyllitischen bis gewöhnlichen Glimmerschiefern und sind von in den Paragneisen des Priedröf eingelagerten Quarziten makro- und mikroskopisch nicht zu unterscheiden. Die Marmore von Tiffen sind durch Übergänge mit phyllitischen Glimmerschiefern engstens verknüpft und die Dolomite darin sind, wie es in einem Steinbruch nahe westlich von Tiffen schön zu sehen ist, wolkig metasomatische Gebilde.

6) Eine fossilbelegte unzweifelhafte Trias mit permoskytischer Unterlage erscheint erst südlich von Wörthersee und Drau im Klagenfurter Becken als Viktringer und Rosegger Triaszug (WORSCH 1936, KAHLER 1953, SORDIAN 1961). Die Abfolge beginnt mit einem permoskytischen Basiskonglomerat bis Sandstein mit Ähnlichkeiten zum Semmeringquarzit, über dem Werfener Schichten liegen; darüber folgen geringmächtig und vermutlich nicht durchgehend Rauhwacken, dann dunkle „Muschelkalke“ und zuoberst recht mächtige graue massige Kalke und Dolomite („Wettersteinkalk“ bzw. „-dolomit“). In diesen letzteren fanden zuerst KAHLER und dann SORDIAN an einigen Punkten bestimmbare Diploporen.

WORSCH (1936) sah im Rudnig-Pentelin-Bereich westlich von Rosegg nordalpine und östlich Rosegg bis Viktring zentralalpine Triasfazies. KAHLER (1953) faßte alle diese Vorkommen bis in die Gegend von Völkermarkt zum Mittelkärntner Triaszug mit zentralalpiner Fazies zusammen. SORDIAN (1961) stellte die Vorkommen südlich von Völkermarkt bis Klagenfurt zur nordalpinen Fazies und schloß sich bezüglich der Hainburger-Trixner Marmore der Ansicht von BECK-MANNAGETTA (1954), diese als Altpaläozoikum zu deuten, an. Inzwischen ist letztere, auch von CLAR vertretene Vorstellung durch die Kartierung von F. THIEDIG (1965) und durch Crinoidenfunde von KLEINSCHMIDT (1965) bestätigt und befestigt worden. SORDIAN zählt nur den Zug von Viktring bis zum Faaker See zur zentralalpinen Fazies, wobei er etliche etwas stärker kristalline, von den anderen getrennte Bänderkalkvorkommen ausnimmt und als altpaläozoisch deutet.

Dieser Auffassung bezüglich der Bänderkalke möchte sich auch der Verfasser anschließen, der alle diese Vorkommen besichtigt hat. Nur erscheint es ihm keineswegs bewiesen, daß der Viktring-Rosegg-Triaszug zur zentralalpinen Fazies gehört. Man kann nämlich ohne weiters auch für das ganze Vorkommen Argumente für nordalpine Fazies finden, eine Vorstellung, der heute auch KAHLER zuneigt. Die neuen und eingehenden geologischen Arbeiten bei der Bleiberger Bergwerks-Union (HOLLER 1960, S. 69 ff., KOSTELKA 1960) zeigen erstmals die großen Faziesdifferenzen auf, denen die nordalpine Trias des Drauzuges und der Karawanken in der N-S-Richtung unterworfen ist. Auch schrumpft

die Mächtigkeit der Karawankentrias gegen Norden bis zur Trias von St. Paul und Krappfeld auf mehr als die Hälfte zusammen (mündliche Mitteilung von W. WASCHER 1964).

Ein weiteres Merkmal, das die nordalpine Fazies von der zentralalpinen unterscheidet, ist die Auflagerung. Gesteine mit nordalpiner Triasfazies sollen nach TOLLMANN (1959) immer über Paläozoikum auflagern, wogegen die zentralalpine Fazies nur über dem „Altkristallin“ abgelagert sein sollte.

Die Rosegg-Viktringer Trias dürfte nach den geologischen Gegebenheiten im wesentlichen über mittelepizonalen Phylliten und bei Seebach auch über höchstepizonalen Schichten auflagern. Ein Transgressionskontakt ist leider nicht aufgeschlossen. Die am vermutlichen Kontakt liegenden Phyllite wären der Kalk-Phyllit-Serie bis Unteren Magdalensbergserie gleichzusetzen. Damit würden sie aber zum Altpaläozoikum gehören. In ihnen finden sich auch viele phyllonitische Spuren, die auf eine gemeinsame Ursache wie die Entstehung eines Teiles der Diaphthorite des Klagenfurter Raumes zurückgehen dürften.

In seiner Arbeit von 1961 erwähnt SORDIAN Diaphthorite als Triasbasis. Seine Beschreibung ist aber recht mangelhaft, da basische Feldspäte als einzige Relikte erwähnt werden. Das wäre aber ein ganz großer Ausnahmefall, da basische Feldspäte normalerweise sehr früh, noch vor Granat einer Diaphthorose durch Füllung anheimfallen. Außerdem ist nicht ersichtlich, daß diese Gesteine mit den basischen Plagioklasen mit 35 % Anorthitgehalt wirklich die (sub-) primäre Triasbasis bilden, denn SORDIAN kennt keine germanotype Bruchtektonik, die aber in dieser Gegend nahe der Draulinie und der Karawanken-Nordrandstörung unzweifelhaft eine große Rolle spielt. Auch in einigen anderen Punkten verraten die Feldbeobachtungen von SORDIAN einige Unsicherheit (s. FLÜGEL 1963, S. 413). Die Arbeiten von B. SCHWAIGHOFER (1965) und einige Nachuntersuchungen ergaben in den als Trias-Unterlagerung in Frage kommenden Quarzphylliten keine derartigen Diaphthoroseerscheinungen, wie sie SORDIAN beschreibt.

Eine Auflagerung von „nordalpiner Trias“ über Phylliten wäre im gegenständlichen Raum auch gar nichts Abwegiges, da, wenn auch sonst alle Mittelkärntner Vorkommen mit ganz einwandfrei nordalpiner Fazies auf anchimetamorphen Schiefnern transgredieren, nur 20 km (Dobratsch-Südfuß) und 40 km (Latschurgruppe) weiter westlich einwandfrei nordalpines Perm des Drauzuges primär über epizonalen Gesteinen zu liegen kommt. In den östlichen Lienzer Dolomiten stellte W. SCHLAGER (1963) bereits eine Auflagerung auf mesozonalem Kristallin fest. In den Transgressionskonglomeraten befinden sich u. a. auch diaphthoritische Granatglimmerschiefergerölle (PAULITSCH 1960,

S. 117), womit der erste direkte Hinweis auf die an die variszische Metamorphose anschließende Retrometamorphose erbracht wurde.

Zuletzt soll noch die Tatsache erwähnt werden, daß es bisher noch nie gelungen ist, eine einwandfreie Überlagerung von Kristallin über der Mittelkärntner Trias von Rosegg und Viktring zu finden, was beim Stangalm-Mesozoikum so schön zu sehen ist. An allen Grenzen liegen, soweit beobachtbar, Störungszonen vor.

F) Metamorphoseverhältnisse im Permo-Mesozoikum

Das gesamte Mesozoikum der Gurktaler Alpen dürfte etwa auch auf den heute noch die Basis bildenden Schichten des Kristallins beheimatet sein, doch wurde es im Zuge der Überschiebung so beansprucht, daß es auch an der Basis überall verschiefert und von der primären Unterlage abgeschert wurde (THURNER 1935, STOWASSER 1956). Es ist daher in bezug auf seine Unterlage parautochthon.

Der Metamorphosegrad des im wesentlichen aus Kalken und Schiefern bestehenden Mesozoikums ist normalerweise hochepizonal, nur an extrem beanspruchten Stellen (z. B. Basisschichten bei Turrach oder Flattnitz usw.) ist die Metamorphose etwas stärker und führt zur Biotitsprossung (mittelepizonal). Neben diesem deutlichen Metamorphoseunterschied, der aus der Lage der Schichten im Profil resultiert, ist aber auch noch eine ganz leichte allgemeine, von Norden bei Murau gegen Süden bei Klein Kirchheim gerichtete Metamorphosezunahme zu erkennen. Solches ist ein gewöhnliches Erscheinungsbild, wenn man Deckenbahnen in den Ost- oder Westalpen in Richtung Süden auf ihre Wurzeln hin verfolgt. Als Beispiel mögen die Verhältnisse des in ganz ähnlicher Position wie das Stangalmmesozoikum sich befindenden Brennermesozoikums erwähnt werden (KUBLER und MULLER 1962).

Die sehr starke Metamorphosezunahme vom Klein-Kirchheim-Mesozoikum zu den dunklen Granatschiefern beim Wöllaner Nock ist aber gerade ein Grund, an dem Triasalter der dortigen Dolomite und dunklen Schiefer zu zweifeln. Daher soll dieser Fall als ungeklärt hier nicht in Betracht gezogen werden.

Das hangende Oberkarbon hat, seiner hangenderen Lage entsprechend, nur mehr eine tiefanchimetamorphe bis – an den tektonischen Grenzen – hochepizonale Überprägung erfahren. Über dem Oberkarbon liegen heute neben anchimetamorphen Eisenhutschiefern auch epizonale Phyllite. Diese Verhältnisse bezeugen erneut die voralpidische, variszische metamorphe Prägung der Gesteine des Altpaläozoikums.

Die unter dem Mesozoikum lagernden Bundschuhgneise, Priedröf-Gneisquarzite und phyllitischen Glimmerschiefer zeigen knapp am Mesozoikum eine Kataklyse („Quarzite“, STOWASSER 1956), die epizonal schwach rekristallisiert ist, und etwas tiefer sich kreuzende Scherflächen mit E-W-Achsen und epizonalen Diaphthoresebildungen. Diese Verhältnisse lassen sich an der ganzen bekannten Mesozoikum-basis und gegen Süden noch weiter im Bereiche ohne Mesozoikum, aber etwa in der Höhenlage dieser Einschaltung, bis in den Gerlitzengebiet verfolgen. Dabei wird allerdings aus dem eng begrenzten Horizont im Norden schon im Gerlitzengebiet eine breitere Zone mit Diaphthoresebildungen. Bereits W. PETRASCHECK (1927) machte auf diese Erscheinungen aufmerksam. Gleichzeitig mit dem Breiterwerden dieser Diaphthoresezone, das von Turrach aus sowohl gegen Süden als auch gegen Osten beobachtet werden kann, wird das um Turrach am stärksten reduzierte Kristallinprofil (Kristallinschichtfolge) immer vollständiger und gleicht sich den Schichtverhältnissen um das Krappfeld immer mehr an.

Das Rosegg-Viktringer Mesozoikum unterscheidet sich im Metamorphosegrad von den sicher nordalpine Fazies aufweisenden Triasvorkommen von Kärnten im wesentlichen nur durch eine im liegenden Permoskyt an der Grenze anchi- bis epimetamorph stehende Überprägung, die der des Mesozoikums im Semmeringgebiet entspricht. Daher stammt auch die äußerliche Ähnlichkeit. Die eindeutig nordalpine Trias hingegen erreicht in ihren permoskytischen Basisschichten immer nur gerade die Anchimetamorphose.

Dem Metamorphosezustand nach ist die Trias von Rosegg-Viktring isoliert und von der nichtmetamorphenen Trias fast ebenso weit als von der epizonalen der Stangalpe entfernt. Auch eine ganz leichte Abnahme der Metamorphose von Ost nach West, von den kleineren zu den größeren Vorkommen, ist, man möchte fast sagen in gewohnter Weise, kenntlich.

Wegen der südlicheren Lage gegenüber dem Stangalmmesozoikum wäre, wenn diese beiden Mesozoika in einer Deckenbahn liegen würden, unbedingt bei Rosegg-Viktring ein stärkerer Metamorphosegrad zu erwarten. In Wirklichkeit ist aber das Vorkommen um Rosegg deutlich geringer metamorph; dies ist ein weiteres Indiz gegen eine einheitliche Überschiebungsbahn.

G) Schlußfolgerungen

Die vorgeführten Beobachtungen lassen die neue Ostalpensynthese von A. TOLLMANN (1959) für den Bereich von Kärnten in etwas anderem Lichte erscheinen. So zutreffend die Grundzüge seiner Dek-

kengliederung nördlich des Alpenhauptkammes sind, im Süden stoßen sie auf große Schwierigkeiten.

Schon im Zentralteil der Niederen Tauern erweisen die Arbeiten der Schule METZ (BACHMANN, GAMERITH, SHINNAWI, SKALA, VOGELTANZ 1964) und von FORMANEK, KOLLMANN und MEDWENITSCH (1961), daß das sogenannte „Mittelostalpine Kristallin“ keineswegs einheitlich, sondern in durch Permoskyt-Mesozoikum-Einschaltungen oder auch durch Unterschiede im Kristallinserienverband markierte Teildecken bis Grobschuppen zerlegt ist. Das kann besonders eindrucksvoll am Südrand der Seckauer Tauern (METZ 1964) beobachtet werden.

Ab der Linie Seckau – Murau – Flattnitz – Wöllaner Nock verschwinden die Mesozoikum-Einschaltungen im „mittelostalpinen“ Kristallin gegen Süden und Osten anscheinend vollständig. Einzig das noch dubiose Rosegger Vorkommen steht an einem abweichenden Platz. Wenn es aber, wie der Verfasser nach den Indizien annimmt, zum Oberostalpin gehören würde, bliebe die angegebene Linie mit dem Ende von eingeschichtetem Mesozoikum weiter ungefähr eine Gerade und gäbe die Zone an, in der die Deckenbahn zwischen Mittel- und Oberostalpin in den Bereich des Kristallins absinkt und aus einer Oberflächenüberschiebung zu einer Tiefenüberschiebung wurde.

Die Überschiebungsbahnen zwischen den kristallinen Einheiten fallen in üblicher Weise ganz leicht gegen Süden in tiefere Schichtglieder ab; die Stangalpen-Überschiebungsbahn z. B. verbreitet sich dabei über ein sekundär unter Diaphthorese verschiefertes Kristallinpaket, um schließlich im Wörtherseebereich als individuelle Bahn aufzuhören. Eine solche Erscheinung ist allgemein beim Verflachen von in höheren Teufen diskreten Flächen in die Bereiche mit epizonal metamorphen Bedingungen in der Tiefe zu erwarten. Da sich das eben Beschriebene an allen Stellen beim Ausgehen des Mesozoikums an den Schubflächen zutragen dürfte, ist mit als Flächen kenntlichen Überschiebungsbahnen in unserem meist flach lagerndem Kristallin ab der unteren Epizone nicht mehr zu rechnen. Die Gesamtbewegung an der Fläche verteilt sich immer mehr zu kleineren Teilbewegungen in den Schiefen, bis sie unmerklich zu nur kataklastischen Erscheinungen mit mehr oder weniger Diaphthorese werden.

Derart könnte man sich auch das Ausgehende der Gurktaler Überschiebung im Mittelkärntner Kristallin vorstellen. Es gibt auch tatsächlich im Bereich von Friesach durch reichlichere Diaphthoresen gekennzeichnete Zonen in der Kräupinger (FRITSCH 1964) und Waitschacher Serie (ZADORLAKY-STETTNER 1961). Im Süden der Saualpe sind nicht einmal mehr solche Zonen zu lokalisieren.

Die Diaphthoresezone KIESLINGERS im Südteil der Koralpe ist

ebenso wie im Klagenfurter Becken zu deuten, denn die Gesteine des Koralpensüdrandes entsprechen auch im Metamorphosegrad denen des Saualpensüdrandes. Die Tiefendiaphthorite des Kor- und Saualpenkristallins, wie die Diaphthorite des unterlagernden Stubalm-, Wolfsberger-, Klieningkristallins bleiben eine neuerlich bestätigte Erkenntnis.

Die Ubereinanderlagerung dieser obigen beiden Kristallineinheiten ist als postmetamorphe Überschiebung ohne Beteiligung von Mesozoikum aufzufassen, da stärker Metamorphes über schwächer Metamorphem liegt. Der Beginn dieser Überschiebungsbewegung könnte im metamorphen Bereich liegen und damit vielleicht noch in die Endphasen des Variszikums fallen, denn die Metamorphoseangleichung in einem weiten Bereich um die Bahn ist auffällig und bedarf einer Erklärung. Das Ende der Bewegungen folgt auf epizonale Bildungen als rein kataklastische, mylonitische Überschiebung. Hier kann es sich wohl nur um alpidische Dislokationen handeln und damit ist vermutlich eine extrem lang in Funktion gewesene Bewegungsbahn aufgeschlossen und erkannt worden (PILGER und WEISSENBACH 1964, OBERMANN 1964). METZ (1964) fand in den Niederen Tauern in gleicher Position zwischen den Wölzer Glimmerschiefern (= Mittelkärntner Kristallin) und dem Gleinalmkristallin (= Stubalmkristallin) eine mit der obigen möglicherweise idente Überschiebung, in der aber auch Perm o s k y t e i n s c h a l t u n g e n liegen.

Wenn man, wie es dem Verfasser am wahrscheinlichsten erscheint, von der Vorstellung abgeht, daß die sogenannte Alpinodinarische Grenze als die große alpidische Wurzel- und Verschluckungszone anzusehen sei, sondern sie als weit- und tiefgreifende Geofraktur betrachtet, wofür die magmatischen Erscheinungen, die Blattverschiebungen, die Horst- und Grabenstrukturen und die Unterschiede in der sedimentären Ausbildung des Oberkarbons, Perms und sogar des Altpaläozoikums nördlich und südlich davon sprechen, so kann man auch die Erscheinungen der alpidischen Tektonik im Kärntner Kristallin einigermaßen befriedigend deuten. Es sieht so aus, als ob alle Überschiebungsbahnen und -zonen im Kristallin wenigstens ursprünglich als mehr oder weniger flach südfallende Abscherungsdecken entstanden wären. Sie entwickeln sich anscheinend aus den plastischen Zonen der Tiefe (Katazone), die allerdings, soweit sie aus der alpidischen Aera stammen, bis auf tiefste Bereiche des Penninikums der Westalpen noch nicht von der Erosion freigelegt sind. Höher oben gehen die Überschiebungsbewegungen in differentielle Schieferung über (Meso- bis Epizone), um sich in Horizontbereichen zu ballen (siehe die Beispiele aus dem Mittelkärntner Kristallin) und schließlich, nun unter Einschaltung von mesozoischen Gesteinen, in diskreten Überschiebungsbahnen bis an die ehemalige Erdoberfläche heranzukommen. Da bei einem

solchen Vorgang die höheren Decken die Bewegungen aller tieferen mitmachen müssen, summiert sich in ihnen die Überschiebungsweite gewaltig. Man kann sich auf diese Weise die Verfrachtung der Nördlichen Kalkalpen an ihren heutigen Platz über das Penninikum und Unterostalpin hinweg mit Zuhilfenahme von Gleitungshypothesen mechanisch besser vorstellen, als durch Flächenüberschiebung einer relativ dünnen, etwa gleich mächtigen Gesteinsdecke, wie sie TOLLMANN in seiner Ostalpensynthese (1959, 1962) angibt. Im Krappfeld hätte das die Gurktaler Decke ausmachende Gesteinspaket eine Mächtigkeit von etwa 4000 m und sollte aber dabei im Rückteil einer mindestens 165 km weit vorgeschobenen Deckenplatte liegen. Daß nur 4 km Gesteine den Druck von 160 km Reibungsbahn übertragen können, ist wirklich kaum vorstellbar. Selbstverständlich haben auf Beobachtungen beruhende Tatsachen den Vorrang vor nur theoretischen Ableitungen, doch fehlen eben im Kärntner Raum solche einwandfreien Beobachtungstatsachen, die so weite Überschiebungen verlangen würden. Es ist vielmehr so, daß die dagegen sprechenden Indizien überwiegen. Nach den hier behandelten Vorstellungen käme man mit Überschiebungsweiten von maximal 60 km an Einzelbahnen aus.

Bei der vom Verfasser angenommenen Überschiebungsart mit Teildecken, die nach der Tiefe zu in Schieferung übergehen, bleibt natürlich der Zusammenhang im südlicheren und tieferen Kristallin wegen der geringeren Relativverschiebungsbeträge besser bewahrt, wie er im Saualpenkristallin gegeben ist. Weiters läßt sich zwanglos folgern, daß die höheren Überschiebungsflächen durchschnittlich älter als die tieferen sind, wofür genug Beispiele bestehen.

Es bleiben auch die faziellen Zusammenhänge zwischen Radstädter und Stangalm-Mesozoikum und ihre Beheimatung nördlich des nordalpinen Faziesbereiches gewahrt. Nur die Rosegg-Viktring-Trias muß bei diesem Deutungsversuch zur nordalpinen Trias gerechnet werden, was, wie angeführt, leicht zu begründen ist. Ihre stärker metamorphe Prägung wäre durch eine relativ frühe grabenartige Einsenkung und Einpressung oder durch eine sonst noch unbekannte Teilüberschiebung zu erklären. In beiden Fällen wäre ein größerer Temperatur- und Druckanstieg als sonst im nordalpinen Mesozoikum erfolgt.

Das Alter der Hauptüberschiebungen ist auf Grund der Verhältnisse in der und um die Krappfeld-Oberkreide mit TOLLMANN (1959) als vorgosauisch anzunehmen. Noch altalpidisch (oberkretazisch) dürfte die Überschiebungs-Eignungstektonik mit E-W-Achsen fast ganz zum Erliegen gekommen sein und wurde von der in der Hauptsache tertiären erst mehr E-W-, dann mehr N-S-gerichteten, germanotypen Weitfaltens-Bruchtektonik mit der Kulmination im Früh-

miozän, der auch die wichtigsten alpinotypen Vererzungen und der subsequeute Südalpenmagmatismus angehören, abgelöst.

Literatur

- ANDERLE, N., BECK-MANNAGETTA, P., STOWASSER, H., THURNER, A. und E. ZIRKL, 1964: Exkursionsführer: Murau – Gurktal – Villach. Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 291-330.
- ANGEL, F., 1924: Gesteine der Steiermark. Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., B, **60**, 1 – 302.
- ANGEL, F., 1932: Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **69**, Graz 5 – 24.
- ANGEL, F., 1939: Der Kraubather Olivinfels- bis Serpentinkörper als Glied der metamorphen Einheit der Gleinalpe. – Fortschr. d. Min., **23**, XC-CIV.
- ANGEL, F., CLAR, E. und H. MEIXNER, 1953: Führungstext zur Petrographischen Exkursion um den Plankogel bei Hüttenberg, Kärnten. – Der Karinthin, **24**, 289 – 296.
- ANGEL, F. und E. KRAJICEK: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. Carinthia II, **129**, Klagenfurt 1939, 26 – 57.
- BECK-MANNAGETTA, P., 1951: Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe. Jb. d. Geol. B. A. **94**, Wien, 127 – 157.
- BECK-MANNAGETTA, P., 1954: Geologische Aufnahmen in den Bezirken Wolfsberg, Völkermarkt und St. Veit für die Kärntner Landesplanung (1953). Verh. Geol. B. A., Wien, 21 – 27.
- BECK-MANNAGETTA, P., 1959: Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. Jb. d. Geol. B. A. **102**, Wien, 313 – 352.
- CLAR, E., 1953: Metamorphes Paläozoikum im Raume Hüttenberg. Der Karinthin, **22**, 225 – 230.
- CLAR, E., FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A. und R. SCHONENBERG, 1963: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI. – Carinthia II, Klagenfurt, **73**, bzw. **153**, 23 – 51.
- CLAR, E. und H. MEIXNER, 1953: Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung. Carinthia II, **143**, 67 – 92.
- FLUGEL, H., 1963: Das Paläozoikum in Österreich. Mitt. Geol. Ges. Wien, **56**, 401 – 443.
- FORMANEK, H. P., KOLLMANN, H. und W. MEDWENITSCH, 1961: Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern im Bereich von Untertal und Obertal (Steiermark, Österreich), Mitt. Geol. Ges. Wien, **54**, 27 – 53.
- FRITSCH, W., 1957: Aufnahmebericht über die geologische Neukartierung des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit a. d. Glan, Kärnten. – Der Karinthin, **34/35**, 211 – 217.

- FRITSCH, W., 1961: Saure Eruptivgesteine aus dem Raume nordwestlich von St. Veit a. d. Glan in Kärnten. *Geologie*, **10**, 67 – 80.
- FRITSCH, W., 1962: Von der Anchi- zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ost-Kärntens. *Geol. Rdsch.*, **52**, 202 – 210.
- FRITSCH, W., 1964: Das Kristallin der Saualpe und die Oberkreide (Eozän) des Krappfeldes. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **57**, 331 – 351.
- FRITSCH, W. und H. HAJEK, 1965: Die Geologie des Gerlitzentockes in Kärnten. *Carinthia II*, **155**, Klagenfurt.
- FRITSCH, W. und H. MEIXNER, 1964: Ergänzungen zu F. ANGEL, E. CLAR und H. MEIXNER: Führungstext zur Petrographischen Exkursion um den Plankogel bei Hüttenberg, Kärnten. *Der Karinthin*, **51**, 90 – 96.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A. und R. SCHONENBERG, 1960: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) I. – *Carinthia II*, **150**, 7 – 28.
- HAJEK, H., 1962: Die geologischen Verhältnisse des Gebietes nördlich Feistritz-Pulst im Glantal, Kärnten. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **55**, 1 – 40.
- HERITSCH, F., 1940: Obersilur bei Tiffen zwischen Ossiacher See und Feldkirchen. *Anz. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl.* **103** – 106.
- HERITSCH, F. und F. CZERMAK, 1923: Die Geologie des Stubalpengebietes in Steiermark. *Graz*, 1 – 56.
- HERITSCH, H., 1964: Olivin und Klinohumit aus einem Dolomitmarmor der Koralpe, Steiermark. *Tschermaks min. petrog. Mitt.*, (3. Folge), **9**, Wien, 95 – 101.
- HOLLER, H., 1960: Zur Stratigraphie des Ladin im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. *Carinthia II*, **150/2**, 63 – 74.
- HOMANN, O., 1962: Die geologisch-petrographischen Verhältnisse im Raume Ossiacher See-Wörthersee (südlich Feldkirchen zwischen Klagenfurt und Villach). *Jb. Geol. B. A. Wien*, **105**, 243 – 272.
- KAHLER, F., 1931: Zwischen Wörthersee und Karawanken. *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, Graz*, **68**, 83 – 145.
- KAHLER, F., 1953: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. 16. Sonderheft der *Carinthia II*, Klagenfurt, 1 – 78.
- KAHLER, F., 1962: Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt, 1:50.000. *Verl. Geol. B. A. Wien*.
- KAMP, H. v. und N. WEISSENBACH, 1961: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), II. – *Carinthia II*, **151**, 5 – 40.
- KIESLINGER, A., 1928: Geologie und Petrographie der Koralpe. IX. *Sitz. Ber. Akad. Wien, math. nat. Kl. Abt. I*, **137**, 491 – 532.
- KIESLINGER, A., 1956: Die nutzbaren Gesteine Kärntens. *Klagenfurt*, 191 – 348.

- KLEINSCHMIDT, P., 1965: Diplomarbeit am Geolog. Institut der Univ. Tübingen.
- KOSTELKA, R., 1960: Windisch-Bleiberg. *Carinthia II*, **150/2**, 75 – 84.
- KUBLER, H. und W. E. MULLER, 1962: Die Geologie des Brennermesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). *Jb. Geol. B. A. Wien*, **105**, 173 – 242.
- METZ, K., 1953: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **44**, 1 – 84.
- METZ, K. u. a., 1964: Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern. *Verh. Geol. B. A. Wien*, 65 – 164.
- MOHR, H., 1923: Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. *Zs. Deutsch. Geol. Ges.*, **75**, Monatsberichte.
- OBERMANN, P., 1964: Die geologischen Einheiten östlich des Hohenwart, zwischen Kreuzberg und Klippitzgraben in der nordöstlichen Saualpe/Kärnten, Österreich. Diplomarbeit am Geolog. Inst. der T. H. Clausthal.
- PAULITSCH, P., 1960: Das Kristallin zwischen Tassenbach und Oberilliach, Osttirol, und seine Metamorphose. *Verh. Geol. B. A. Wien*, 103 – 119.
- PETRASCHECK, W., 1927: Zur Tektonik der alpinen Zentralzone in Kärnten. *Verh. Geol. B. A. Wien*, **7**, 151 – 164.
- PILGER, A., 1942: Zur Gliederung der kristallinen Serien von Friesach in Kärnten. *Ber. Reichsstl. f. Bodenforschg. Wien*, 6 – 11.
- PILGER, A. und N. WEISSENBACH, 1964: Tektonische Zusammenhänge in den östlichen Zentralalpen. Vortrag auf der Monatsversammlung der DGG in Hannover im März 1964; kurze Inhaltsangabe in *Zs. DGG* 115/1964.
- PILGER A. und N. WEISSENBACH, 1964: Tektonische Probleme bei der Gliederung des Altkristallins der östlichen Zentralalpen. Vortrag auf der Jahresversammlung der DGG in Wien, Sept. 1964, veröffentlicht in *Zs. DGG* 115/1964.
- SCHLAGER, W., 1963: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. *Mitt. Ges. Geol. und Bergbaustud., Wien*, **13**, 41 – 120.
- SCHULLER, A., 1961: Die Druck-, Temperatur- und Energiefelder der Metamorphose. *Abh. d. N. Jb. f. Min.*, **96**, 250 – 290.
- SCHWAIGHOFER, B., 1965: Dissertation am Geolog. Inst. der Univ. Wien.
- SCHWINNER, R., 1927: Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten), *Sitz. Ber. Akad. Wien, math. nat. Kl., Abt. I*, **136**, 333 – 382.
- SORDIAN, H., 1961: Das zentralalpine Mesozoikum im Becken von

- Klagenfurt (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Deckenbau der Ostalpen. Wien, Eigenverlag, 1–21.
- STOWASSER, H., 1956: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalmmesozoikums (Gurktaler Alpen), Jb. Geol. B. A. Wien, **99**, 75–200.
- STREHL, E., 1962: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), IV. – Carinthia II, **152**, 46–74.
- THIEDIG, F., 1962: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), III. – Carinthia II, **152**, 21–45.
- THIEDIG, F., 1965: Dissertation am Geolog. Inst. der Univ. Tübingen, im Druck bei den Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., Wien, **16**.
- THURNER, A., 1933: Klärung der stratigraphischen Verhältnisse in der Bergwelt um Murau. Anz. Akad. Wiss., math. nat. Kl. I, Wien, **144**, 1–8.
- THURNER, A., 1957: Das Murauer Paläozoikum – eine Schubmasse. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, Festschrift 70. Geburtstag ANGEL, Graz, 158–169.
- THURNER, A., 1963: Die fragliche Trias um Mühlen bei Neumarkt, Steiermark. Mitt. Geol. Ges. Wien, **56**, 515–538.
- TOLLMANN, A., 1959: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpinen Mesozoikums. Mitt. Ges. Geol. Bergb. Std., Wien, **10**.
- TOLLMANN, A., 1962: Tabelle des Paläozoikums der Ostalpen. Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., Wien, **13**, 213–228.
- TROGER, W. E., 1963: Der geothermische Gradient im pt-Feld der metamorphen Facies. Beitr. Min. Petr., **9**, 1–12.
- WEISSENBACH, N., 1963: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), V. – Carinthia II, **153**, 5–23.
- WORSCH, E., 1936: Geologische Kartierung östlich des Faaker Sees. Anz. Akad. Wiss., math. natur. Kl., **73**, 58–59; Carinthia II, **127**, 41–57, Klagenfurt, 1937.
- WURM, F., 1964: Aufbau und Tektonik des anchi- bis mesozonalen Kristallins in der südöstlichen Saualpe bei St. Andrä im Lavanttal (Kärnten). Diplomarbeit am Geolog. Inst. d. Univ. Tübingen.
- ZADORLAKY-STETTNER, N., 1961: Petrographisch-geologische Untersuchungen in den östlichen Gurktaler Alpen westlich von Friesach in Kärnten. Verh. Geol. B. A. Wien, 155–170.

Zusammenfassung

Es werden wesentliche Untersuchungsergebnisse der Arbeitsgemeinschaft für die 1:10.000-Kartierung der Saualpe und ihrer näheren Umgebung im Zusammenhang mit älteren Kartierungen des Verfassers in

Mittelkärnten vorgeführt. Besonders fruchtbar hat sich die Erkenntnis einer reproduzierbaren Schichtabfolge mit relativ großer Flächenverbreitung und mit Primärfaziesänderungen und die Analyse der Metamorphoseverhältnisse von der Anchi- zur Katazone erwiesen. Das Kristallin wurde wenigstens zum guten Teil erstmalig variszisch aus einer Geosynklinalfüllung durch eine etwas thermal betonte Regionalmetamorphose geprägt und in vorwiegend liegende WNW-Falten gelegt. In der alpidischen Orogenese wurde es meist nicht mehr bis in den Internbau (Korngefüge) beansprucht, sondern unter geringer Diaphthoresis in Deckschuppen zerlegt, wobei z. T. zentralalpines Mesozoikum eingeschichtet wurde. Den tektonischen Abschluß bildet eine sehr starke germanotype Bruchzerstückelung. Die Problematik der Gurktaler Decke wird aufgezeigt, die Deckenbahn auch ohne Mesozoikumeinschaltung mittels Metamorphosestudien weiter verfolgt und abschließend eine Deutung dieser Erscheinungen versucht, die von den bisherigen nicht befriedigenden Synthesen abweicht. Dabei plädiert der Verfasser für nordalpine Fazies der Rosegger Trias.

Summary

Former surveys of the author in the Carinthian Nock area and the Gurktaler Alps have been associated with the results of the 1:10 000 mappings of the study group in the Saualpe. Especially profitable proved to be the concept of a reproducible sequence of beds of relatively wide spread areal distribution and with primary changes of facies and the analysis of the metamorphic conditions from the anchi-to the kata-zone. At first the crystalline has been moulded to a high degree at least in the Hercynian period out of the filling of a geosyncline by a regional metamorphosis somewhat thermally stressed and generally pressed into WNW striking recumbent folds. In the Alpidian orogenesis in most cases it has not been strained strongly enough as to touch the internal structure (grain fabric) but under slight diaphthoresis disintegrated into nappes of imbricated structure at which in part Central Alpine Mesozoic has been intercalated. The tectonical conclusion is represented by an intensive Germanotypic disintegration due to downfaulting. The problem of the Gurktaler nappe is discussed, the nappe plane traced even without Mesozoic intercalations by way of studies of the metamorphosis and at last the explanation of these phenomena tried which is different from the syntheses which up to now have not been satisfactory. This author pleads for the northern Alpine facies of the Rosegger Trias.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen aus dem Haus der Natur Salzburg](#)

Jahr/Year: 1965

Band/Volume: [17_3](#)

Autor(en)/Author(s): Fritsch Wolfgang

Artikel/Article: [Das Kristallin von Mittelkärnten und die Gurktaler Decke. 1-27](#)