©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

Österreichische
Geologische Gesellschaft
c/o Geologische Bundesanstalt Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

Exkursionsführer

7

JAHRESTAGUNG 1988
ÖSTERREICHISCHE
GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT

Exkursion Hohe Tauern

21. - 23. Sept. 1988

Führung:
V. HÖCK & R. MARSCHALLINGER

ZET/74047

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

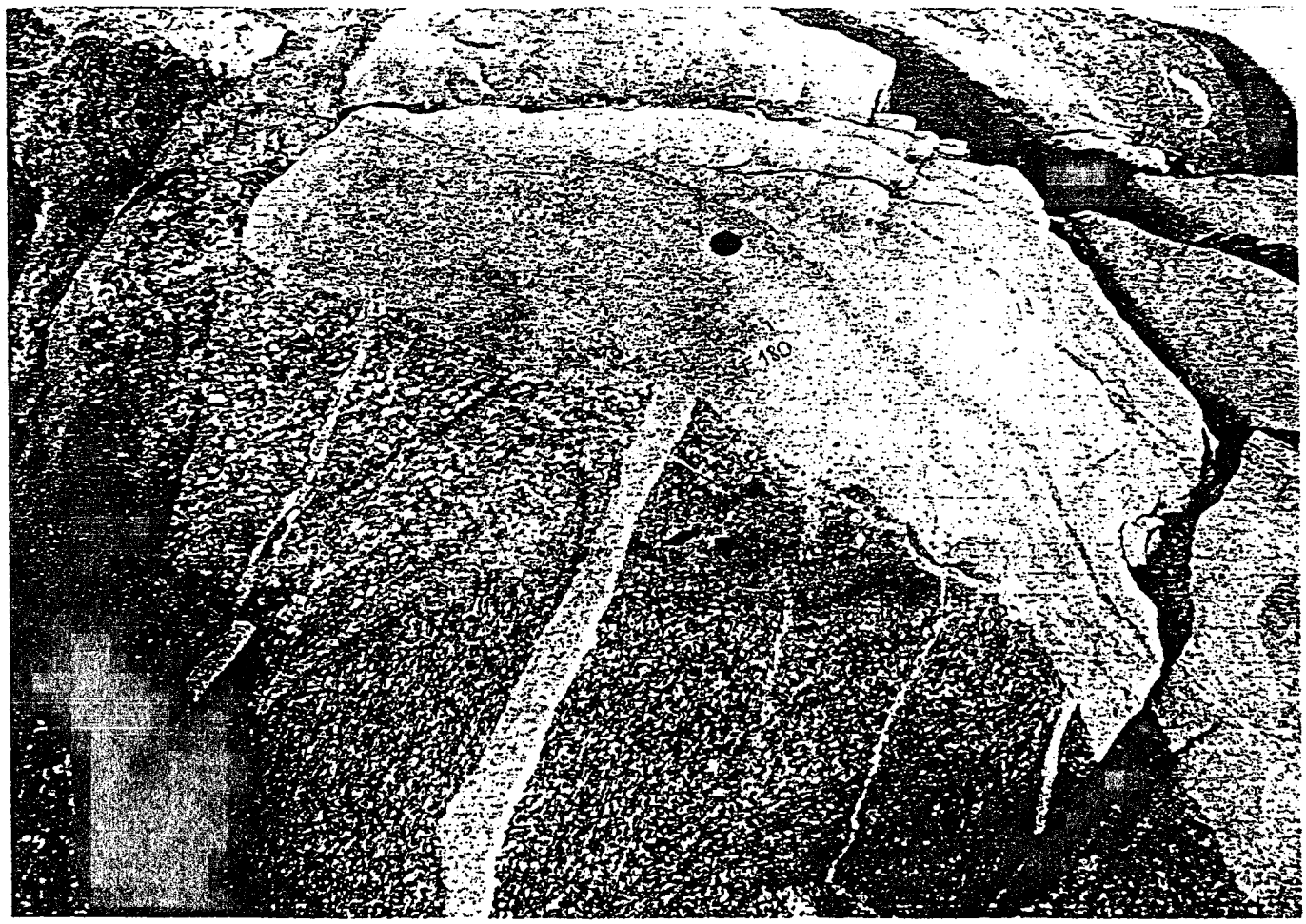
©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

JAHRESTAGUNG DER ÖSTERR. GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

1988

EXKURSION HOHE TAUERN

vom 21. bis 23. September 1988



Führung: V.HÖCK & R.MARSCHALLINGER

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

Jahrestagung 1988 der ÖGG in Salzburg
Exkursion in die Hohen Tauern
vom 21. bis 23. September 1988

Programm

1.Tag:

Großarltal

Haltepunkt 1: Wachtelberg - Tauernordrand Störung
Haltepunkt 2a: Liechtensteinklamm - Klammkalk
Haltepunkt 2b: Liechtensteinklamm - Klammkalk
Haltepunkt 3: Stbr. Gruber - Dolomitbreccien
Haltepunkt 4: Karteis - Grüngesteine des Zuges III

Rauristal

Haltepunkt 5: Wh. Ager - Fuscher Metabasite

Stubachtal

Haltepunkt 6: Sturmbach - Altkristallin
Haltepunkt 7: Ferschbach - Ophiolite
Haltepunkt 8: Enzinger Boden - Ultramafitite

2.Tag:

Großglockner Hochalpenstraße

Haltepunkt 1: Bärenschlucht - Kalkglimmerschiefer
Haltepunkt 2: Hexenküche, Kehre 11 - Chloritoidschiefer
Haltepunkt 3: Edelweißspitze - Seidlwinkltrias
Haltepunkt 4: Elendgrube - Serpentinite
Haltepunkt 5: Hochtor - Brennkogelfazies
Haltepunkt 6: Schienewand - Kalksilikatgesteine
Haltepunkt 7: Franz Josefs Haus - Prasinite, Kalkglimmerschiefer

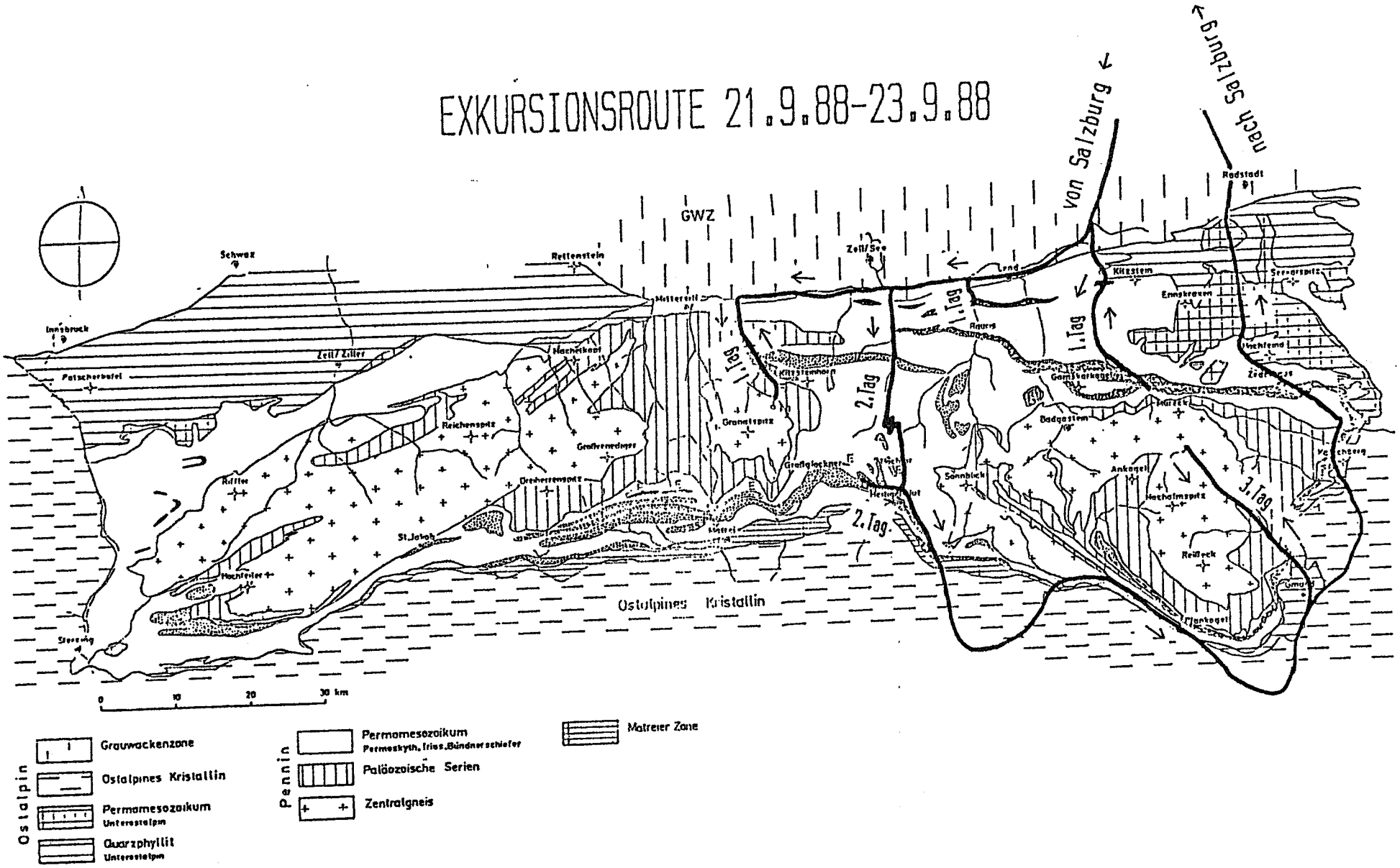
3. Tag:

Maltatal

Haltepunkt 1: Stbr. Koschach - Göß-Granitoide
Haltepunkt 2: Gößfälle - Göß-Granitoide
Haltepunkt 3a: Hochbrücke - Migmatische Plagioklasgneise
Haltepunkt 3b: Pkt.1365m - Migmatische Zweiglimmergneise
Haltepunkt 4: Lange Wand - Leukotonalit
Haltepunkt 5a: Abzw. Kattowitzer Hütte - Maltatonalit
Haltepunkt 5b: Aichholzer Steg - Lieg. Intrusionskont. Maltaton.
Haltepunkt 6: Galgenbichl - Hang. Intrusionskont. Maltatonalit
Haltepunkt 7: Sporthotel - Migmatite
Haltepunkt 8: Stbr. Kölnbrein - Kölnbreinleukogranit

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

EXKURSIONSROUTE 21.9.88-23.9.88



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

EXKURSION HOHE TAUERN

Volker HÖCK und Robert MARSCHALLINGER (Salzburg)

Teil I: Einführung

Allgemeiner Überblick:

Seit TERMIER 1903 den penninischen Charakter der Gesteinsserien der Hohen Tauern und der Zillertaler Alpen zwischen Brenner im W und Katschberg im E erkannte, wurde in zahlreichen Arbeiten nicht nur die "Fensternatur" dieses Abschnittes weiter herausgearbeitet und belegt, sondern auch die Bedeutung des Tauernfensters für den gesamten Ostalpenbau geklärt (KOBER 1912, 1928, 1955, CLAR 1953, 1965, TOLLMANN 1959, 1963, 1977, FRISCH 1980).

Fossilführende Gesteine sind im Bereich des Tauernfensters äußerst selten, weshalb die großen stratigraphischen Zusammenhänge lange unklar blieben, wenn auch einzelne Gesteinstypen, wie Dolomite und Marmore, Kalkglimmerschiefer (Bündnerschiefer) oder Dolomitbreccien bereits früh als mesozoisch eingestuft wurden (KOBER 1912, 1928, CORNELIUS und CLAR 1939). Doch gelang es erst FRASL 1958 - aufbauend auf der ausgezeichneten monographischen Beschreibung von CORNELIUS und CLAR 1939 - ein alle Gesteine umfassendes stratigraphisches Schema für den mittleren Teil der Hohen Tauern zu entwickeln, das als "Seriengliederung" in die Literatur eingegangen ist. Diese wurde 1966 in einer Übersichtsdarstellung von FRASL und FRANK noch etwas verfeinert und stellt in dieser Form auch noch heute die Grundlage stratigraphischer Überlegungen in den Hohen Tauern dar. Fünf stratigraphische Serien - oder heute besser: Formationen - können demzufolge im Tauernfenster unterschieden werden : zwei voralpidische, nämlich die "Altkristallinserie" und die altpaläozoische "Habachserie", und drei nachvariszische, die permoskytische "Wustkogelserie", die triadische "Karbonatgesteinsserie" und schließlich die jurassisch-kretazische "Bündnerschieferserie" (vergl. Abb.1).

In die vormesozoischen Serien intrudierten im Jungpaläozoikum Granite, Granodiorite und Tonalite, die dann bei der alpidischen Metamorphose vergneist wurden und deshalb heute unter dem Begriff "Zentralgneise" zusammengefaßt werden.

Die interne Tektonik des penninischen Systems ist im Tauernfenster nicht zuletzt wegen der nur sehr ungfähren stratigraphischen Einstufung der Formationen im Detail noch nicht befriedigend geklärt. Offensichtlich wurden aber während der alpidischen Bewegung eine Reihe von Decken übereinandergestapelt, und zwar ge-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

nerell mit dem Relativsinn der Bewegung: Höheres gegen N. Das tiefste aufgeschlossene Stockwerk bildet der am wenigsten weit transportierte Zentralgneis. Die gesamte Gesteinsfolge einschließlich des Zentralgneises wird von einigen Autoren in zwei Stockwerke (FRISCH 1980: Venedigerdecke - Glocknerdecke; THIELE 1980: Zentralgneis und Untere Schieferhülle - Decken der Oberen Schieferhülle) von anderen in drei große tektonische Stockwerke aufgegliedert (TOLLMANN 1977,1980: Zentralgneisstockwerk - Decken aus Altem Dach - Schieferhüll-Deckensystem)

Die geodynamische Entwicklung im Tauernfenster ist durch Mehrphasigkeit gekennzeichnet. Während einer Dehnungsphase im Jura erfolgte die Bildung ozeanischer Kruste, deren Relikte heute in den Ophioliten der Bündnerschieferserie wiederzufinden sind (HÖCK & MILLER 1980, HÖCK 1983, HÖCK & MILLER 1987). Die nachfolgende Subduktion führte zu einer Reihe von Hochdruckparagenesen, die sich in verschiedene Stadien aufgliedern lassen (FRANK et al.1987). Die erste Hochdruckphase führte zur Bildung von Eklogiten, die in einer schmalen Zone in der Südabdachung der Hohen Tauern an der Basis der höheren Deckeneinheit (= Glocknerdecke im Sinne von TOLLMANN 1977) liegen (MILLER 1977, MILLER et al. 1980, HOLLAND 1979). Die Bildungsbedingungen werden mit T von 550 bis 580°C und P ca. 20 kbar angegeben (Abb. 2). Frühalpidisches Alter für die Eklogite wird aufgrund von strukturellen Überlegungen und eines publizierten K/Ar Alters von 70 ± 12 Mio.J. an den Glaukophanen aus der Eklogitzone (RAITH et al. 1978) als wahrscheinlich angenommen. Ein etwas jüngeres Ereignis in Blauschieferfazies ist nicht nur auf den Südrand der Hohen Tauern beschränkt, sondern erfaßt auch große Teile der Glocknerdecke inklusive der Ophiolithe. Charakterisiert ist dieses Metamorphose-Stadium durch Lawsonit-Pseudomorphosen in Prasiniten und in mergeligen Metasedimenten, weiters durch Relikte von Glaukophan und einen Seladonit-reichen Muskovit. Die Bildungsbedingungen können mit 7 bis 9 kbar Druck und Temperaturen um 450°C (Abb. 2) angegeben werden. Die jüngere, tertiäre Regionalmetamorphose, deren Temperaturmaximum mit ca. 500 bis 550°C den Grenzbereich Grünschieferfazies - Amphibolitfazies bei einem Gesamtdruck von 4 bis 6 kbar (Abb. 2) erreichten, hatten ihren Höhepunkt vor ca. 30 bis 40 Mio.J. (CLIFF et al. 1971, SATIR 1975, RAITH et al. 1978, FRANK et al. 1987).

Die Deckenüberschiebung erfolgte möglicherweise im Zusammenhang mit der Hochdruckmetamorphose, aber vor der jüngeren Regionalmetamorphose. Den Abschluß der Entwicklung bildete die Aufwölbung der Tauernkuppel und deren Aufstieg, der bis in die Gegenwart anhält (SENFTL und EXNER 1973).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

Im Rahmen der Exkursion soll vor allem die mesozoische Bündnerschiefer Formation mit den Triaskarbonatgesteinen studiert werden, sowie am dritten Tag die Zentralgneise im östlichen Tauernfenster. Gesteine des penninischen Altkristallins, der Habach Formation und der Wustkogel Formation sind entlang der Exkursionsroute nur in geringem Umfang oder gar nicht aufgeschlossen. Dieser Situation entsprechend werden im folgenden die letztgenannten Formationen nur im Überblick dargestellt. Die Bündnerschiefer Formation mit den Triaskarbonatgesteinen und die Zentralgneise mit dem Schwerpunkt im östlichen Tauernfenster werden ausführlicher beschrieben. Die Verteilung der einzelnen Formationen in den Mittleren Hohen Tauern ist der Abb. 3 zu entnehmen.

1) Die Altkristallin Formation

Gesteine dieser Formation sind paläozoisch oder älter und sollten deutliche Relikte einer kräftigen voralpidischen Metamorphose aufweisen. Der Nachweis einer derartigen älteren Metamorphose kann nicht immer mit Sicherheit geführt werden, sodaß naturgemäß die Abgrenzung zur zweiten paläozoischen Formation fließend ist und in vielen Fällen noch diskutiert wird. FRASL 1958 faßte darunter im wesentlichen granatführende Amphibolite, Hornblende-Plagioklasgneise, pegmatitische Gneise und Muskovitgneise des sogenannten Zwölferzuges zwischen Stubach- und Felbertal zusammen. FRASL & FRANK 1966 erweiterten das Altkristallin um die "Serie der alten Gneise" und rechneten noch den Basisamphibolit und den Serpentinitstock des Enzingerbodens dazu. Altkristalline Äquivalente finden sich, abgesehen von den Mittleren Hohen Tauern, im Zusammenhang mit den Zentralgneisen auch im westlichen und im östlichen Tauernfenster. An den unzweifelhaft dem Altkristallin zugehörigen Gesteinen des Zwölferzuges konnten FRANK et al. 1981 zwei metamorphe Mineralparagenesen feststellen, die ältere bestehend aus Amphibol I + Granat + Plagioklas + Quarz + Epidot I + Erze und eine jüngere Paragenese mit Amphibol II + Phengit + Albit + Chlorit + Epidot II + Titanit. Aufgrund der Amphibolchemismen wurden Temperaturen von 550°C und relativ niedrige Drucke für die voralpidische Metamorphose abgeleitet. In jüngster Zeit konnte von QUADT 1987 das Intrusionsalter der Zwölferzuggesteine mit 486 ± 5 Mio.J. festlegen. Eine Sm/Nd Mineralisochrone an einem Granat des Zwölferzuges deutet auf eine Metamorphose hin, die knapp nach der magmatischen Entstehung stattgefunden haben muß. Dem Basisamphibolit wird ein Intrusionsalter von 535 ± 10 Mio.J. zugeordnet, der Zeitpunkt der variszischen Metamorphose wird mit 313 ± 4 Mio. J. festgelegt.

2) Die Habach Formation

Die im Habachtal, dem locus typicus, besonders bunt und vielfäl-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

tig ausgebildete Gesteinsserie streicht im allgemeinen E-W und reicht zusammenhängend vom Kapruner Tal bis in das Krimmler Achental. Dies beschreibt ihr größtes geschlossenes Verbreitungsgebiet, in dem sie auch mit einer N-S Erstreckung von über 20 km ihre größte Ausdehnung erreicht. Vergleichbare Gesteine finden sich in den westlichen Hohen Tauern (Greiner Formation, Schönachmulde), aber auch in den östlichen Hohen Tauern in der Seebachmulde und zumindest in Teilen der Storzserie.

Die Habachserie wurde erstmals von FRASL 1958 definiert und im wesentlichen als altpaläozoische Geosynklinalfüllung gedeutet. Nach FRASL 1958 und FRASL und FRANK 1966, sind hauptsächlich folgende Gesteine am Aufbau der Habachserie beteiligt: Schwarze Phyllite (Habachphyllite) mit Lagen von Graphitquarziten, Muskovitquarzite, Hellglimmerschiefer und Disthenglimmerschiefer, saure Metavulkanite und Porphyrmaterialschiefer, metamorphe intermediäre Magmatite (heute als Biotit-Epidot-Gneise vorliegend), Metabasite und einige Körper von ultramafischen Gesteinen. Karbonatgesteine sind nur geringmächtig und von untergeordneter Bedeutung.

Die Auffindung und der Abbau von Scheelit-Vererzungen gaben der Erforschung der Habach Formation speziell im Bereich Felbertal-Hollersbachtal zahlreiche neue Impulse. Trotz vieler Einzeluntersuchungen und einer großen Anzahl chemischer Analysen läßt sich noch kein wirklich klares, allgemein anerkanntes Bild der Habach Formation entwickeln. Die nachfolgende Gliederung dürfte noch die weiteste Zustimmung finden:

Über der Basisschieferfolge (HÖLL 1975), die aus Metasedimenten sowie basischen und sauren Magmatiten besteht - ihre Zugehörigkeit zur Habach Formation wird allerdings diskutiert - finden sich zwei magmatische Folgen, deren tiefere im wesentlichen aus Metagabbros, Prasiniten bzw. Amphiboliten besteht, die gewisse Charakteristika einer ozeanischen Ophiolithabfolge aufweisen (KRAIGER 1987). Darüber liegt eine Folge von basischen Tuffen, intermediären Tuffen und Laven (Andesiten) sowie Rhyoliten - eine typische Inselbogenabfolge mit Affinität zu einem Kontinent. Diese Serie findet sich neben dem Felbertal auch im Abschnitt des Habachtales und im Falkenbachlappen. Das letzte Schichtglied bilden die Habachphyllite, die über der Inselbogenabfolge liegen und mit dieser durch primäre Übergänge verknüpft sind. Das Alter der Habach Formation wird noch diskutiert. Radiometrische Altersbestimmungen machen ein altpaläozoisches (kambrisch-silurisches) Alter wahrscheinlich. In jüngster Zeit diskutieren jedoch REITZ & HÖLL 1988, aufgrund von Chemofossilfunden (Cyanobakterien) ein jungkambrisches Alter (rd. 700 Mio.J.).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

Vom Salzachtal nach Süden, zum Tauernhauptkamm hin, ist generell ein kontinuierlicher Anstieg der Metamorphose von der Grünschieferfazies zur Amphibolitfazies zu beobachten. Diskontinuierlicher Zonarbau von Granat und einigen anderen gesteinsbildenden Mineralphasen wie Turmalin, Beryll, Aeschynit (MORTEANI und GRUNDMANN 1977, GRUNDMANN und KOLLER 1978, GRUNDMANN 1980) weisen auf eine Mehrphasigkeit der Kristallisationsentwicklung hin. Die Bildungsbedingungen der alten variszischen Metamorphose liegen bei Temperaturen von ca. 420°C und Drucken von ca. 2 kbar (KOLLER & RICHTER 1980, GRUNDMANN 1989). Die aus den Mineralparagenesen abzuleitenden Temperaturen der alpidischen Regionalmetamorphose stimmen weitgehend mit den Ergebnissen der Untersuchungen über die Sauerstoffisotopenverhältnisse von HOERNES und FRIEDRICHSEN 1974, überein. Die Temperaturen reichen von Werten um 400° - 450°C am Tauernnordrand bis zu 550°C im Süden (vergl auch Abb.8), wobei sich Drucke bis über 4.5 bis 6 kbar (GRUNDMANN 1989) ableiten lassen.

3) Die Wustkogel Formation

Diese erste nachvariszische Formation ist geringmächtig, findet sich aber weit verbreitet im gesamten Tauernfenster. Ihr locus typicus, der Wustkogel, liegt in den mittleren Hohen Tauern, nahe dem Scheitelpunkt der Großglockner Hochalpenstraße. Sie besteht im wesentlichen aus hellgrünen Quarziten, Metaarkosen und Phengit-reichen Schiefern, die z.T. von sauren Vulkaniten (Quarzporphyren) herzuleiten sind, sich z.T. aber auch aus Abtragungs- und Verwitterungsprodukten der Zentralgneise bilden können. Ein meist heller, skythischer (?) Quarzithorizont leitet über zur

4) Formation der Triaskarbonatgesteine

Ihre schönste und wichtigste Entwicklung liegt im Bereich des Seidlwinkltales (Seidlwinkltrias, Abb. 16). Mitteltriadische Kalke und Dolomite bilden den Kern der Abfolge, der nach oben hin in Rauhwacken übergeht. Quarzite sowie helle, z.T. auch dunklere Chloritoidschiefer und Chloritoidquarzite werden als Äquivalente der helvetischen Quartenschiefer betrachtet und stratigraphisch damit in den Keuper gestellt. Die maximale Mächtigkeit beträgt nur wenige 100 m.

5) Die Bündnerschiefer Formation

Schon der Name "Bündnerschiefer Formation" für die posttriadische Gesteinsabfolge weist auf die grundsätzliche Ähnlichkeit dieser Gesteine mit etwa gleichaltrigen in den Schweizer Alpen hin. Die eher spärlichen Fossilfunde (KLEBELSBERG 1940: Perisphinctes, SCHÖNLAUB et al. 1975: Radiolarien und Schwammnadeln, KLEBERGER

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

et al. 1981: Lamellaptychus) bestätigen ein jurassisches bis unterkretazisches Alter.

Wenn man von der z.T. wenigstens ebenfalls nachtriadischen Schwellenfazies der Hochstegenkalkabfolge als ursprünglich nördlichsten Teilbereich absieht, lassen sich nach FRASL und FRANK 1966 drei verschiedene Faziesbereiche innerhalb der Bündnerschieferserie abgrenzen. Von N nach S sind das entsprechend ihrer wahrscheinlichen paläogeographischen Anordnung im Gesamttrog der Bündnerschieferentwicklung: die Brennkogelfazies, die Glocknerfazies und die Fuscherfazies.

Die tonig-sandige Brennkogelfazies ist an ihrer Basis stratigraphisch mit der Seidlwinkltrias verbunden und wird im wesentlichen durch dunkle Phyllite, weiße bis gelbliche Quarzite (z.T. Disthen führend) und Kalkglimmerschiefer repräsentiert. Bemerkenswert sind Lagen von verschieferten Breccien, deren dolomitische Komponenten entweder in kalkige, tonige oder sandige Bindemittel eingebettet wurden. Daneben finden sich Metaarkosen, Karbonatquarzite und Granatglimmerschiefer. Grüngesteine sind zwar vorhanden, spielen aber in dieser Fazies mengenmäßig eine untergeordnete Rolle. Am besten können die einzelnen Gesteinstypen dieser Fazies im Profil Hochtor - Margrötzenkopf studiert werden (Abb.18).

Die ursprünglich mergelreiche Glocknerfazies enthält vorwiegend Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer und seltener Glimmermarmore, aber auch Schwarzphyllit und Granatmuskovitschiefer. Die großen Massen der Grüngesteine, nämlich die Serpentinite, die eher seltenen Metagabbros und vor allem die Prasinite werden ebenfalls dieser Fazies zugerechnet. Im allgemeinen stehen die Prasinite, Gabbros und Ultrabasite untereinander nicht im engen primären Verband, sondern liegen häufig in separierten Lagen in den begleitenden Metasedimenten vor. Am schönsten erhalten haben sich die ursprünglichen Zusammenhänge in den Grüngesteinslagen in einem Streifen zwischen Stubachtal, Mühlbachtal und Kaprunertal. Hier findet man tatsächlich noch die Ophiolit-Folge: Ultrabasit-Metagabbro-Metabasalt.

Die Fuscherfazies, die dem am südlichsten gelegenen Faziestrog entstammen dürfte, ist in mancher Hinsicht mit der Brennkogelfazies zu vergleichen. Die Schichtfolge ist hauptsächlich durch klastische Sedimente gekennzeichnet (Tauernflysch sensu FRISCH, 1984), also z.B. durch Metaarkosen, Quarzite oder Dolomitbreccien. Tonige und mergelige Metasedimente, wie Schwarzphyllite und Kalkphyllite sind ebenfalls weit verbreitet. Im Gegensatz zur Brennkogelfazies finden sich reichlicher Metabasite, teilweise

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

sind sie sehr grobkörnig, enthalten noch reliktischen Klinopyroxenen, wie z.B. im im Nordabschnitt des Rauristales und werden als Sills interpretiert (HÖCK 1983). FRISCH 1984, und FRISCH et al. 1987 sehen in der Fuscherfazies ein Äquivalent der Matreier Zone - eine Zuordnung, die im wesentlichen auf lithologischen und sedimentologischen Befunden und Überlegungen beruht. Die Ablagerung dieser klastischen Sedimente (Tauernflysch) wird im Zusammenhang mit einem Graben vor einem aktiven Kontinentalrand gesehen (Abb.10). Ob diese Interpretation für den gesamten Bereich der Fuscherfazies Gültigkeit besitzt, ist noch zu diskutieren, zumal die Bildung der grobkörnigen Fuscher Metabasite mit einer Subduktionsumgebung kaum vereinbar ist (vergl. Abb.14)

Die originalen Zusammenhänge und Übergänge zwischen den drei Faziesstreifen, aber auch die stratigraphische Gliederung und Reichweite der einzelnen Abfolgen in diesen Streifen sind noch nicht hinreichend bekannt. Die Sedimentation dürfte durch Zuschub des Penninischen Troges von Süden her bereits in der oberen Kreide zu Ende gewesen sein.

Ophiolite und nicht-ophiolitische Grüngesteine (Abb. 1)

Serpentinite und Metabasalte finden sich mit Ausnahme der Hochstegenfazies in allen faziellen Bereichen der Bündnerschiefer. In der Glocknerfazies der mittleren Hohen Tauern zeigen sie ihre weiteste Verbreitung. In diesem Bereich wurden von HÖCK 1980 b, 1983 und HÖCK und MILLER 1980, 1987, drei zusammenhängende Züge unterschieden. Der erste dieser Züge (I) verläuft in der Südabdachung der Hohen Tauern von St. Jakob im Ahrntal (Südtirol) nach Heiligenblut, der zweite (II) im Norden des Tauernhauptkammes vom Stubachtal, nördlich des Kitzsteinhorns vorbei bis ins Seidlwinkltal. Aufgrund der Gesteinsabfolge, der Lithologie und der Geochemie können beide Einheiten als Ophiolite interpretiert werden. Der dritte Zug (III) schließlich erstreckt sich vom Gebiet W Rauris bis in den Lungau, schlingt sich in einem schmalen Band um das Ostende des Tauernfensters und endet in der Gegend von Mallnitz. Im Gegensatz zu den beiden ersten Zügen entsprechen seine Grüngesteine nicht den Ophioliten. Es handelt sich dabei um mehrere Lagen von basischen Tuffen und Laven, die vermutlich primär in die Kalkschiefer eingebettet wurden.

Abgesehen von diesen großen zusammenhängenden Einheiten finden sich noch zahlreiche kleinere Vorkommen wie z. B. die bereits erwähnten grobkörnigen Fuscher Metabasite, die Amphibolite in den westlichen Hohen Tauern sowie die Eklogite und die eklogitischen Prasinite im S des Tauernhauptkammes. Letztere sind strukturell unter dem Zug I gelegen und werden zumindest teilweise der Brennkogelfazies zugerechnet.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

Geochemisch handelt es sich bei den Prasiniten der Ophiolithzüge I und II um tholeiitische Basalte (Quarz- oder Hypersthen-normativ), bei denen des Zuges III und der Fuscherfazies um Tholeiite oder schwach alkalische Basalte (geringer Prozentsatz von Nephelin in der Norm). Insgesamt können drei Magmengruppen unterschieden werden (Abb. 4,5 und 6):

Die Gruppe A enthält die ophiolithischen Basalte, deren Haupt- und Spurenelementkonzentrationen normalen Ozeanbodenbasalten entsprechen. Die Gruppe B umfaßt die Metabasalte und Metatuffe des Zuges III. Diese Gruppe kann in zwei Untergruppen geteilt werden, eine mit niedrigen Nb-Gehalten (B1) und eine mit hohen Nb-Gehalten (B2). Die erste Untergruppe hat gewissen Ähnlichkeiten mit Ophiolithbasalten, die zweite Untergruppe, bei der neben Nb auch andere Spurenelementen angereichert sind, zeigt mehr Intraplattencharakter. Die Gruppe C schließlich ist auf die Fuscherfazies beschränkt, mit deutlicher Anreicherung der Spurenelemente. Die Geochemie dieser Gruppe ist mit einer Interpretation dieser Gesteine als Übergangs- oder angereicherte Ozeanbodenbasalte (T- und E-type MORB) konsistent. Die Metabasalte in der Brennkogelfazies sind nicht eindeutig einer der oben genannten Gruppen zuordenbar. Einige haben Eigenschaften der Gruppe A, andere der Gruppe C. Möglicherweise handelt es sich um Basaltvorkommen, die weitgehend tektonisch in der Brennkogelfazies stecken und aus verschiedenen ursprünglichen Bereichen stammen. Die einzelnen Magmengruppen können recht gut im Ti/100-Zr-Yx3 (Abb. 4) bzw. in einem Zr/Y vs Zr Diagramm dargestellt werden. Besonders deutlich wird die Unterscheidung an ROCK/MORB Diagrammen (Abb. 6). Jüngste Untersuchungen an Sr Isotopen (HÖCK & SCHARBERT 1989) bekräftigen die obige Einteilung.

Metamorphose (Abb. 2)

Petrographische und geologische Untersuchungen an Grüngesteinen aber auch an Sedimenten haben gezeigt, daß drei Metamorphose-Stadien im Zuge der alpidischen Orogenese auseinandergehalten werden müssen.

Das älteste Ereignis ist auf die schmale Eklogitzone in der Südabdachung der Hohen Tauern beschränkt. Ihre Ausläufer finden sich in Gesteinen der Brennkogelfazies bis zum Hochtor an der Großglocknerstraße. Aufgrund der Fe-Mg Verteilung in koexistierenden Klinopyroxenen (Omphaziten) und Granat in den eklogitischen Gesteinen konnten Temperaturen von 550 bis 580°C und Drucke um 20 kbar abgeleitet werden (HOLLAND 1979, DACHS 1986, FRANK et al. 1987). Ähnliche Bildungsbdingungen fanden FRANZ & SPEAR 1983 in den Eklogiten und benachbarten kieseligen Marmoren.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

Ein etwas jüngeres Metamorphose-Ereignis erstreckt sich auf den gesamten Verbreitungsbereich der Ophiolithe (Zug I und II) in den Mittleren Hohen Tauern und die strukturell tieferliegenden Gesteine (Abb.7). Charakterisiert ist dieses Metamorphose-Stadium durch Bildung von Lawsonit (heute als Pseudomorphosen vorliegend) und Relikte von Glaukophan sowie Si-reiche Phengite in Metasedimenten. Drucke und Temperaturen können nur schwer abgeschätzt werden, dürften jedoch bei 7 bis 9 kbar und 450°C gelegen sein (FRANK et al. 1987).

Das jüngste, tertiäre Metamorphose-Ereignis hat schließlich das gesamte Tauernfenster erfaßt und findet sich in allen Formationen wieder. Der Metamorphosegrad nimmt dabei von den Rändern des Tauernfensters zu den zentralen Teilen hin zu (Abb. 8).

In den karbonatfreien Metabasiten ist saurer Plagioklas ein weitverbreitetes Mineral. Basierend auf dem An-Gehalt konnte in den zentralen Teilen eine kilometerbreite "Oligoklaszone" abgegrenzt werden (HÖCK 1980a, FRANK et al. 1987), die nördlich und südlich von zwei "Albitzonen" begleitet wird (Abb. 8). Im Schliffbereich ummantelt der Oligoklas (An 21-24) teilweise den Albit, teilweise koexistiert er mit demselben in einzelnen Körnern in einer ähnlichen Weise, wie das etwa von CRAWFORD 1966, bzw. STRECKEISEN und WENK 1974, beschrieben wurde.

In pelitischen Gesteinen bildet das erste Auftreten von Granat das auffällige Charakteristikum für die höhere Metamorphose. Der Bereich des Granatfeldes ist dem Olioklasfeld der metabasitischen Gesteine sehr ähnlich (Abb. 8). Disthen ist im höher temperierten Bereich zwar selten, aber weiträumig verbreitet und oft mit Chloritoid vergesellschaftet. Dieser findet sich bei entsprechendem Chemismus der Sedimente im gesamten Bereich des Tauernfensters, während Stilpnomelan im Quarzit wie auch in Grüngesteinen auf den nördlichsten Randbereich des Fensters beschränkt ist.

Triadische Dolomite und und kieselige Karbonatgesteine innerhalb der Bündnerschiefer Formation (wie z.B. Karbonatquarzite und Dolomitbreccien), aber auch die Serpentinrandgesteine enthalten häufig folgende Paragenesen:
Trem/Akt + Qu + Cc + Do + Zo/Klz
Trem/Akt + Dio + Cc + Klz/Epi + Chl + (Do + Chl)
Trem/Akt + Cc + Klz/Epi + Chl + (Dio + Do)

Die letzten zwei Paragenesen sind Quarz-frei und auf die Serpentinrandgesteine beschränkt. Die in Klammer gesetzten Minerale koexistieren nicht stabil mit der Paragenese (BERNROIDER & HÖCK 1983). Diese Paragenesen, insbesondere die Diopsid-führenden

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

weisen auf ein extrem niedriges XCO_2 während der Metamorphose hin.

Die Temperatur der Metamorphose kann aufgrund der Mineralparagenesen (HÖCK 1974, DACHS 1986) und der Calcit-Dolomit-Geothermometrie (BICKLE und POWELL 1977, FRANK et al. 1987) auf etwa 500 bis 550°C in den zentralen Teilen abgeschätzt werden und auf etwa 400 bis 420°C in den nördlichen und südlichen Randbereichen des Tauernfensters. Ein Minimaldruck von 4 bis 6 kbar kann aus dem weit verbreiteten Auftreten von Disthen abgeleitet werden.

6) Die Zentralgneise

Das tiefste Stockwerk des Penninikums im Tauernfenster bilden die Zentralgneise, welche in Form mehrerer autochthoner bis parautochthoner "Kerne" auftreten: Tuxer/Ahorn-, Zillertaler- und Venedigerkern im W des Tauernfensters, der Granatspitzkern im Mittelabschnitt und im östlichen Tauernfenster der Sonnblick-, Höltor-, Hochalm- und Gößkern (FRASL 1957, EXNER 1982).

Absoluten Altersbestimmungen zufolge (LAMBERT 1964, BESANG et al. 1968, CLIFF et al. 1971, CLIFF 1981, PESTAL 1983) handelt es sich bei den Zentralgneisen um (spät)variszische Intrusionen (ca. 320 bis 240 Mio.J.); das "Alte Dach" der Zentralgneise bilden die präpermischen Anteile der Schieferhülle im Tauernfenster - die Altkristallin Formation und die Habach Formation (FRASL 1958).

In petrographischer Hinsicht stellen sich die Zentralgneise als eine recht heterogene Gesteinsgruppe dar, in welcher granitische und granodioritische Typen über tonalitische, syenitische und dioritische Varietäten dominieren. Primärmagmatische texturelle Unterschiede wurden durch die alpidische Überprägung modifiziert - beispielsweise wurden porphyrische Granitoide häufig zu den charakteristischen Augengneisen deformiert. Geochemischen Untersuchungen zufolge (ANGEL 1954, GUNDLACH et al. 1967, PROSSER 1975, MARSCHALLINGER 1987a, HOLUB 1988, FINGER & STEYRER 1988) dominieren unter den Zentralgneisen I-Typ- Granitoide (s. CHAPPELL & WHITE 1974) mit einer Spurenelementverteilung, die typisch für subduktionsbezogene Granitoide ist (PEARCE et al. 1984). Lediglich der Granatspitzkern und mengenmäßig untergeordnete leukokrate Zentralgneisvarietäten des östlichen Tauernfensters zeigen S-Typ Affinität.

<u>Die Zentralgneise und ihr Altes Dach im östlichen Tauernfenster (Abb. 9a,b)</u>

Das im östlichen Tauernfenster unter der permomesozoischen Schieferhülle zutage tretende präpermische Basement läßt sich in meh-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

rere Zentralgneiskerne und deren Altes Dach untergliedern. Unter den Zentralgneisen dominieren granodioritische bis granitische Typen, nur untergeordnet treten tonalitische und syenitische Varietäten auf; das Alte Dach wird im wesentlichen von migmatischen Paragneisen und Metavulkaniten aufgebaut (CLIFF et al.1971, EXNER 1979 a).

Im Gegensatz zu bisherigen Ansichten (Abb. 9b), wonach der Baustil dieses tiefsten Stockwerkes wesentlich durch alpidische Deckentektonik geprägt wäre (z.B.: EXNER 1982, TOLLMANN 1977, 1980), konnte nachgewiesen werden (MARSCHALLINGER 1987 b, HOLUB 1987), daß im Bereich des Maltatales/Kärnten die Intrusionsbeziehungen der Zentralgneise mit ihrem Alten Dach trotz der alpidischen Überprägung weitgehend erhalten blieben. So war es möglich, in diesem Gebiet, aufbauend auf sorgfältige Geländebeobachtungen und petrographische Kriterien eine Intrusionsabfolge der Zentralgneise (Abb. 23) zu erstellen (HOLUB & MARSCHALLINGER 1989).

Für eine Exkursion zum Studium der Zentralgneise und des Altkristallins bietet sich in mehrfacher Hinsicht das Maltatal an: mit seinem NW-SE Verlauf stellt dieses tiefe Tal einen günstig gelegenen Schnitt durch die Strukturen des variszischen Grundgebirges dar (Abb.21, Profil 1) dar. Zudem werden auf relativ kurze Distanz mehrere geologische Einheiten angeschnitten: die Göß-Granitoide, das Altkristallin des Alten Daches, der Maltatonalit und der Kölnbreinleukogranit. Entlang der erst vor kurzem errichteten Malta-Hochalmstraße können die Übergänge zwischen den einzelnen Gesteinseinheiten ausgezeichnet studiert werden.

Geologisch - petrographische Übersicht

Das prävariszische Alte Dach der Zentralgneise läßt sich in zwei Formationen mit unterschiedlicher struktureller Position gliedern (Abb. 21,23): die tiefer gelegenen altkristallinen Migmatite des Maltatales und die in einem höheren Stockwerk auftretenden Gesteine der Habachformation im Bereich des Ankogels.

Bei den altkristallinen Migmatiten dominieren Bändermigmatite und Nebulite (ANGEL & STABER 1952); in diesen migmatischen Paragneisen können zwei Abfolgen unterschieden werden (MARSCHALLINGER 1987a,b): eine liegende Abfolge Migmatischer Plagioklasgneise (Modalbestand etwa Qu 20%, Plag 50%, Bi 20%, Hbl+Ep 10%) und eine hangende Abfolge Migmatischer Zweiglimmergneise (ca. Qu 30%, Plag 35%, Kf 10%, Bi 15%, Hgl 10%). Die Habachformation besteht neben einem geringen Anteil an (Granat-) Glimmerschiefern aus fein- bis grobkörnigen Amphiboliten und Bänderamphiboliten (HOLUB 1988).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

Das älteste Glied in der Intrusionsabfolge des Zentralgneises stellt der Großelendflasergranit (ca. Qu 25%, Plag 30%, Kf 40%, Bi 5%) dar. Dieser wurde erst nach einer kräftigen Deformation vom syntektonischen Maltatonalit (ca. Qu 30%, Plag 50%, Bi 15-20%, Kf 0-5%) intrudiert. Darauf folgte die spättektonische Platznahme des Hochalmporphyrgranits (ca. Qu 25%, Plag 40%, Kf 25%, Bi+Hgl 10%), welcher mit einer Fläche von über 100 km^2 den verbreitetsten Zentralgneistyp im östlichen Tauernfenster repräsentiert. Bereits posttektonisch intrudierte der Kölnbreinleukogranit (ca. Qu 30%, Plag 40%, Kf 23%, Bi+Hgl 7%). Den Abschluß des variszischen Intrusionsgeschehens bilden vereinzelte Gänge eines grobkörnigen Leukogranits (ca. Qu 30%, Plag 30%, Kf 32%, Hgl 7%, Bi 1%) und Lamprophyrgänge. Der modale Variationsbereich der Zentralgneise ist in Abb.22 dargestellt.

Die Intrusionskontakte der Zentralgneise zu den Gesteinen des Alten Daches sind vielfach ausgezeichnet erhalten geblieben. Charakteristisch für die gesamte Intrusionsabfolge ist die Ausbildung breiter Schlieren- und Schollenmigmatitzonen im Kontaktbereich zu älteren Gesteinen und eine sehr verbreitete, deutlich ausgeprägte Kontamination der Zentralgneise durch Assimilation präexistenter Gesteine. Die Göß-Granitoide (ca. Qu 30%, Plag 45%, Kf 15%, Bi 10%) und der Leukotonalit (ca. Qu 40%, Plag 50%, Kf 0-2%, Bi 5-8%) können im Gelände derzeit noch nicht in die Intrusionsabfolge eingebunden werden.

Die Intrusionsabfolge und die Göß-Granitoide zeigen eine geochemische Charakteristik von normal bis hoch-K hältigen kalkalkalischen Granitoiden (Abb. 26,27), wobei zusätzlich ein hoher Na-Gehalt auffällt. Entsprechend dem Schema von CHAPPELL & WHITE 1974 lassen sich die Zentralgneise durchwegs als I-Typen klassifizieren (Abb. 28). Auch im Spurenelementbestand zeigen die Zentralgneise deutliche Gemeinsamkeiten (Abb. 29): eine starke Anreicherung von Rb, Ba, Sr und Th bei gleichzeitig niedrigen Konzentrationen von Nb und Y läßt auf eine Genese in einem volcanic arc - Regime (s.PEARCE et al.1984 bzw. HARRIS et al.1984) schließen (siehe auch Abb. 30,31). In Übereinstimmung mit der Geochemie führen die Zentralgneise Zirkonpopulationen (Abb.24 FG-KL, Abb.24 GG,LT)) mit der Typologie von I-Granitoiden (s.PUPIN 1980, Abb. 25g); im typologischen Diagramm zeigt sich eine Entwicklung entlang dem Trend 4a (vgl. Abb. 25g,h), welcher von PUPIN als charakteristisch für krustenkontaminierte, kalkalkalische I-Typ Granitoidsequenzen definiert wird. Die bedeutende Rolle von Kontaminationsprozessen während der Intrusion der Granitoide in eine kontinentale Kruste (migmatische Paragneisserien des Alten Daches) wird durch den - besonders in den Randbereichen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

der Intrusionen beachtlichen - Anteil gerundeter Paragneiszirkone (siehe Abb. 24) verdeutlicht. Derartige - schon makroskopisch kontaminiert erscheinende Varietäten fallen ins Feld für S-Typ-Granitoide (Abb. 28).

Nicht mehr in direktem genetischen Zusammenhang mit der I-Typ Intrusionsfolge können allerdings die jüngsten, hellglimmerreichen Gänge des grobkörnigen Leukogranits gesehen werden, welche die Charakteristika von S-Typ Granitoiden zeigen.

Nach dem bisherigen Kenntnisstand lassen sich die Ergebnisse der Geländearbeit, Petrographie, Geochemie und Zirkonuntersuchungen an der I-Typ Intrusionsfolge so interpretieren, daß diese Zentralgneise einem variszischen, aktiven Kontinentalrand mit dicker Kruste zuzurechnen sind. Für eine genauere Klärung sind allerdings noch der hintere Gößgraben sowie der Bereich des Zentralgneisareals N des Kölnbreinspeichers detaillierter zu untersuchen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

Teil II: Exkursion

1.Tag: Salzburg - St. Johann i. P. - Großarl - Hüttschlag - Karteis - St. Johann - Lend - Rauristal (Wh. Ager) - Taxenbach - Zell am See - Uttendorf - Stubachal (Enzinger Boden) - Uttendorf

Haltepunkt 1: Graben S Wachtelberg, Straße St. Johann/Großarl Tauernnordrand Störung

Der Graben verdankt seine Morpholgie der Tauernnordrand Störung, die aus dem Salzachtal kommend über diesen Graben weiter nach E Richtung Wagrain und ins Ennstal zieht. Die für die Störung charakteristischen Mylonite sind zwar unmittelbar an der Straße nicht aufgeschlossen, wohl aber etwas tiefer am Eingang zur Liechtensteinklamm (MOSTLER 1964).

Haltepunkt 2a: Eingang zur Liechtensteinklamm, Straße ins Großarltal - Klammkalke

Die Härtlingsrippen der bis zu mehreren 1000 m mächtigen Klammkalke führen zu der typischen Klammbildung (Namensgebung!) der aus den Hohen Tauern kommenden Täler vom Großarltal bis zum Rauristal (Liechtensteinklamm bis zur Kitzlochklamm). Die Klammkalke sind hellgraue bis schwarze, manchmal auch grünliche Kalke, die durch Wechsellagerung mit ehemals tonig-mergeligem Sediment in Plattenkalke und blättrige Kalkschiefer überleiten. PEER und ZIMMMER 1980 konnten in den Klammkalken eine Geröllführung in Form braungrauer bis dunkelgrauer Kalk- und Dolomitgeröllchen nachweisen. Diese Gerölle einerseits und die Ähnlichkeit der Kalkmatrix in Breccien und Konglomeraten andererseits sollen den engen Zusammenhang zwischen Klammkalk und Dolomitbreccien belegen. Überdies ist häufig ein sedimentärer Zusammenhang mit den Schwarzphylliten zu beobachten. Der Klammkalk wird im allgemeinen als nachtriadisch angesehen, Reste von Crinoidenstielgliedern erwiesen sich bisher leider als unbrauchbar für eine stratigraphische Einstufung. Für das gesamte Gebiet ist ein konstantes Abtauchen der B-Achsen mit 3 bis 15° gegen W charakteristisch.

Die Frage, ob der Klammkalk Zone eine Eigenständigkeit zukommt, oder ob sie einen Teil der Sandstein - Breccien Zone (Fuscherfazies) darstellt, ist ein noch diskutiertes Problem (vergl. EXNER 1979, FRISCH et al. 1987, PEER und ZIMMER 1980). Heute wird die Klammkalk Zone und die Sandstein - Breccien Zone als höchstes penninisches Element angesehen (Matreier Zone nach FRISCH et al. 1987). Die Abb. 10 (aus derselben Arbeit) vermittelt ein mögliches Bild der Entstehung der Klammkalke.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

Haltepunkt 2b: **Alte Wacht, Ausgang der Liechtensteinklamm - Klammkalke**

Die Klammkalke sind hier nicht mehr von der Tauernnnordrand Störung beeinflußt und lassen die grau-weiße Bänderung noch deutlich erkennen, ebenso die E-W Lineationen. An der Straße sind große Calcitklüfte aufgeschlossen, entlang derer der Calcit noch vor einigen Jahrzehnten bergmännisch abgebaut wurde.

Haltepunkt 3: **Steinbruch Gruber ca 1.5 km N Großarl - Dolomitbreccien**

Entsprechend den Untersuchungen von PEER und ZIMMER 1980 findet sich die mächtigste Verbreitung der Dolomitbreccien der Sandstein - Breccien Zone vom Kamm zwischen Arltörl und Schuhflicker bis ins Großarltal. Nach der Matrix lassen sich fünf Typen unterscheiden:

Dolomitkomponenten in grauem karbonatischen Bindemittel
Dolomitkomponenten in karbonatquarzitischem Bindemittel
Dolomitkomponenten in Schwarzphylliten
Dolomitkomponenten in grünen Phylliten
Dolomitkomponenten in weißgelblichem Kalkmarmor

Zwischen Schuhflicker und Großarltal häufen sich Dolomitkomponenten mit Durchmessern zwischen 50 cm und mehreren Metern. In einer extremen "Großscholle" ist der Steinbruch Gruber angelegt. In diesem Steinbruch kann ein eindeutiger Übergang aus dem massigen Kernbereich des 40 m breiten und 120 m hohen Dolomites über endogene Breccienbildung zu Breccien mit grüner Phyllitmatrix belegt werden.

Haltepunkt 4: **Karteis, ca. 2.5 km SE Hüttschlag - Grüngesteine Zug III**

Das Profil entlang des Güterweges Karteis - Sailsitz zeigt einen vollständigen, exzellent aufgeschlossenen Querschnitt durch eine Lage des Zuges III. Im wesentlichen sind zwei Gesteinstypen am Aufbau dieses Profiles beteiligt (Abb.11 a,b):

1) Graugrüne Prasinite, die sich durch ihre Homogenität, ihren Modalbestand und hierbei besonders durch das Auftreten von Amphibol und durch ihre chemische Zusammensetzung (hohe MgO- bei niedrigen K_2O-Werten) auszeichnen. Sie ähneln petrographisch den Metabasalten der Glocknergruppe und werden hier auch als metamorphe Basaltlaven interpretiert.

2) Demgegenüber steht die Gruppe der feingebänderten Prasinite, die z.T. albitreich, z.T. epidotreich sind. Die gesamte Gruppe dürfte verschiedene Ausbildungsformen metamorpher vulkanogener

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

Sedimente unfassen. Mehrere Gründe sprechen für diese Herkunft:
a) die Feinkörnigkeit
b) die Bänderung im mm-Bereich mit chemisch sowie mineralogisch sehr unterschiedlichen Lagen
c) die z.T. recht beträchtliche Beteiligung typisch sedimentärer Minerale, wie vor allem Hellglimmer, aber auch Karbonat und Quarz.

Geochemisch sind die Tuffe und Laven des Zuges III recht komplex aufgebaut (vergl.auch Abb.4,5,6). Sie werden insgesamt in der Magma Gruppe B zusammengefaßt. Im Großarltal und im Rauristal bzw. im Zederhaustal gibt es Grüngesteine, deren Zusammensetzung den MORB-Basalten der Ophiolithzüge ähnelt, auch wenn sie gegenüber diesen in zahlreichen Spurenelementen schwach angereichert sind (Magma Untergruppe B1). Zusätzlich findet man noch andere Eruptiva, deren typische Vertreter im Profil Karteis aufgeschlossen sind (Abb.11b). Diese Tuffe und Laven zeichnen sich insbesondere durch drastisch erhöhte Nb-Gehalte aus, aber auch Zr und teilweise Y liegen über den Normalwerten von MORB (Abb. 11b). Sie werden der Untergruppe B2 zugeordnet, wobei diese wiederum einen komplexen Aufbau zeigt. Dieses Verhalten spiegelt sich sowohl in den Konzentrationen der Seltenen Erdelemente wider, als auch im Verhältnis der $^{87}Sr/^{86}Sr$ Isotopen (HÖCK und SCHARBERT 1989).

Insgesamt deuten alle Merkmale der Eruptiva im Karteis Profil auf ein Intraplattenmilieu (Abb. 14) hin, wobei als Ausgangsmaterial ein Mantel in Frage kommt, der gegenüber dem MORB-produzierenden Mantel etwas angereichert ist.

Haltepunkt 5: **WH Ager, Rauristal, Abzweigung Embach - Grobkörnige Metabasite der Fuscherfazies**

Entsprechend der Kartierung von BRAUMÜLLER 1939 und EXNER 1979 b, sind in der Fuscherfazies mehrere zum Teil über 100 m mächtige Lagen grobkörniger magmatischer Gesteine mit basaltischem Chemismus aufgeschlossen. Einer der schönsten Aufschlüsse befindet sich unmittelbar N des WH Ager an der Straße Taxenbach-Rauris. BRAUMÜLLER bezeichnet diese Gesteine als Gabbro-Amphibolite. Dies entspricht zwar der grobkörnigen Struktur, ist aber insoferne irreführend, als diese Gesteine nie eine Amphibolitfazies erlebt haben. EXNER hingegen bezeichnet diese Gesteine als Metadiabase.

Das auffälligste Merkmal sind bis zu 2 cm große magmatische Klinopyroxene, die sich als Relikte erhalten haben. Sie liegen chemisch im Grenzbereich Diopsid - Salit - Augit (Abb. 12 a). Reste ophitischer Gefüge sind noch vorhanden. Weiters findet sich tremolitischer Amphibol, Albit, Klinozoisit und Chlorit sowie

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

Ilmenit und Leukoxen. Gelegentlich ist noch eine magmatische Hornblende, die den Klinopyroxen ummantelt zu beobachten.

Geochemisch entsprechen die Metabasite schwach alkalischen Basalten, die gegenüber den Ophiolithbasalten eine Anreicherung in den meisten Spurenelementen zeigen und damit eine Intraplatten-Charakteristik aufweisen. Die Mineralchemie der Klinopyroxene erlaubt keine sichere Zuweisung zu einem bestimmten Magmatypus (Abb. 12 b).

Am ehesten könnten diese Gesteine mit dem Aufreißen des Penninischen Ozeans in Verbindung gebracht werden, wobei sie während eines relativ frühen Öffungsstadiums in einem seichten Niveau die klastischen Sedimente des Kontinentalrandes als mächtige Lagergänge intrudierten (Abb. 14).

Haltepunkt 6: **Stubachtal-Sturmbach - Altkristallin des Zwölferzuges**

Im Gebiet der Einmündung des Sturmbachs in die Stubache treten im Bachschotter vorwiegend Gesteine des altkristallinen Zwölferzuges auf, die in Blöcken exzellent studiert werden können. Das Altkristallin besteht im wesentlichen aus Muskovit-Augengneisen, Amphiboliten und Plagioklasgneisen. Die jüngsten petrographischen Untersuchungen an diesen Gesteinen stammen von FRANK et al. (1981), PETRAKAKIS (1981), und PESTAL (1983).

Der Muskovit-Augengneis ist in frischen Stücken weiß und führt stets die charakteristischen Feldspataugen. Daneben sind noch Quarze, grobblättriger Muskovit und Granat mit freiem Auge erkennbar. In tektonisch stärker beanspruchten Zonen tritt neben den alten großen Muskoviten eine junge feinblättrige Glimmergeneration auf. Die Amphibolite sind durchwegs mittelkörnige, dunkelgrüne Gesteine. Im Handstück sind stets die dicksäuligen, schlecht geregelten Hornblenden, die öfters 4-5 mm Länge erreichen, zu erkennen. Neben der vorherrschenden Hornblende sind oft mattweiße Feldspat-führende Zwischenmassen mit dem freien Auge erkennbar. Neben Plagioklasamphiboliten treten häufig Granatamphibolite mit bis 2 cm großen Granaten auf. Der Hornblendeplagioklasgneis ist der dritte Gesteinstyp, der im Zwölferzug auftritt. Dieses Gestein besteht zum überwiegenden Teil aus Plagioklas und Quarz. Der Prozentsatz der Hornblenden ist starken Schwankungen unterworfen, teilweise verschwinden die Hornblenden gänzlich. Vereinzelt tritt Granat auf.

Die Amphibolite und Hornblendeplagioklasgneise bauen eine großen Teil des altkristallinen Zwölferzuges auf, wobei beide Gesteine im cm- bzw. dm-Bereich wechsellagern . Die einzelen Bänder können

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

dabei über 10-20 m verfolgt werden. Petrographische Unersuchungen (FRANK et al. 1981, PETRAKAKIS 1981) haben ergeben, daß sich deutlich zwei metamorphe Mineralparagenesen unterscheiden lassen. Die Ältere besteht aus:
Amphi I + Gra + Plag + Qu + Epi I + div. Erze
die jüngere aus:
Amphi II + Phen + Alb + Chl + Epi II + Tit + Cal
Die ältere Amphibolgeneration hat pargasitische bis edenitische, die jüngere aktinolithische Zusammensetzung . Aus der Mineralchemie der Amphibole lassen sich Temperaturen von 550°C und Drucke von 2 kbar für die ältere Metamorphose und Temperaturen von ca. 400°C und Drucke von ca. 5 kbar für die alpidische Metamorphose ableiten (FRANK et al. 1981).

Haltepunkt 7: **Stubachtal/Ferschbach - Ophiolithblöcke des Zuges II**

Die Ophiolithe im mittleren Tauernfenster (Zug I und II) sind in den wenigen vollständig erhaltenen Profilen nur schwer zugänglich. Eines dieser Profile befindet sich am Steingassl im oberen Ferschbachtal. Sein Studium bedarf einer eigenen Tagesexkursion. Im Bachschutt des Ferschbaches unmittelbar an der Straße Uttendorf - Enzingerboden finden sich jedoch genügend große Blöcke an denen sich das Opholithmaterial hinreichend studieren läßt.

In Abb.13 ist eine schematische Abfolge, die für Zug I und II charakteristisch ist, dargestellt. Sie besteht aus 100 - 200 m Serpentiniten mit Tremolit - Chlorit - Antigorit Schiefern und Metagabbros (Leuko- und Ferrogabbros), aus einer 200 - 600 m mächtigen Vulkanitabfolge, die in ihren hangenden Bereichen teilweise in Wechsellagerung in eine 100 - 400 m mächtige metamorphe Sedimentabfolge übergeht (HÖCK, 1983).

Geochemisch sind die Basalte in überzeugender Weise rezenten Ozeanbodenbasalten vergleichbar. Sie zeigen bis ins Detail die gleichen chemischen Muster ohne wesentliche Abweichungen durch hydrothermale oder metamorphe Veränderungen. Die wichtigsten und charakteristischen Diagramme sind in Abb. 4, 5 und 6 dargestellt. Ein denkbares Modell der Entwicklung des südpennninischen Ozeans und seiner Krustenstruktur ist in Abb. 14 wiedergegeben.

Haltepunkt 8: **Stubachtal - Enzingerboden - Der Stubacher Ultramafitit Komplex**

Die letzte umfassende Bearbeitung dieses Körpers stammt von PETRAKAKIS (1977,1978). Er unterscheidet Wehrlite, Dunite, Klinopyroxenite und Serpentinite. Die ersteren bestehen aus Olivin, Klinopyroxen, Chromit, gelbbraunen Spinell sowie sekundärem Chlorit und Serpentin. Die Olivine der Dunite sind bis 4 mm groß und

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

führen immer Knickbänder. Klinopyroxene sind in den Duniten in geringen Mengen vorhanden, Spinell ist seltener als in den Wehrliten. Die Klinopyroxene in den Klinopyroxeniten sind meistens 3-4 mm groß. Im Gegensatz zum Chlorit, der reichlich um Erze auftritt, ist Spinell selten. Die Anwesenheit von Serpentin ist stets mit dem Vorhandensein von Olivin verknüpft.

Ein wesentliches Merkmal des Ultramafitit Körpers ist seine Bänderung, die als primär angesehen wird. Die einzelnen Lagen werden bis zu 30 cm mächtig und bestehen aus wechselnden Mengen Olivin und Klinopyroxen.

Olivin, Klinopyroxen, brauner Spinell und Chromit werden als primäre magmatische Phasen angesehen. Tremolit, Chlorit, Forsterit, Diopsid und Antigorit sind metamorph gebildet. Aufgrund der aus der metamorphen Paragenese abgeleiteten Bildungsbedingungen (T 530 - 580°C, P 5kbar) könnte die Metamorphose auch alpidisch sein.

2. Tag: Uttendorf - Zell am See - Fusch - Fuscher Törl - Hochtor - Franz Josefs Haus - Heiligenblut -Obervellach.

Bündnerschiefer Formation entlang der Großglockner Hochalpenstraße (Abb. 15)

Haltepunkt 1: **Bärenschlucht - Kalkglimmerschiefer**

Im alten Steinbruch Bärenschlucht (960 m Seehöhe) sind Kalkglimmerschiefer der Glocknerfazies aufgeschlossen. Sie gehören zum nördlichen Teil einer großen Masse von Kalkglimmerschiefern, die den westlichen Teil des Fuschertales aufbauen; die s-Flächen fallen allgemein steil nach N ein, sind aber hin und wieder nach S überkippt. Die charakteristischen Minerale sind Calcit, Dolomit, Chlorit, Phengit, Paragonit, Margarit, Quarz und Zoisit.

Auch hier ist wie am Hochtor die Koexistenz von Phengit, Paragonit und Margarit bemerkenswert, sowie die Paragenese Dolomit + Calcit + Quarz + Margarit + Zoisit + Chlorit (HÖCK & HOSCHEK, 1980). Verschiedentlich können kleine schwarze Knötchen mit 1 bis 2 mm Durchmesser beobachtet werden, die aus Zoisit, Calcit und seltener Chlorit mit graphitischem Interngefüge bestehen. Sie werden als Pseudomorphosen nach Lawsonit angesehen (vergl. auch Abb. 7).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

Haltepunkt 2: **Hexenküche, Kehre 11 der Großglockner Hochalpenstraße - Keuperschiefer und -quarzite**

Den Namen Hexenküche verdankt dieser Bereich um die Großglockner Hochalpenstraße den bizarren Gesteinsformen, die durch einen Bergsturz von vermutlich obertriadischen bis liassischen, manchmal auch Turmalin- und Fuchsit-führenden Quarziten sowie hellen und dunklen Chlorit-Chloritoidschiefern bedingt sind. Die Quarzite und Chloritoidschiefer sind mit den tiefer liegenden Triaskarbonatgesteinen primär stratigraphisch verknüpft und sind lithologisch wie stratigraphisch den Quartenschiefern der Schweiz (Keuper) vergleichbar.

Haltepunkt 3: **Edelweißspitze - Triaskarbonatgesteine**

Dolomite, Marmore, Keuper-Schiefer und -Quarzite einschließlich Gips aus der sogenannten Seidlwinkltrias vertreten hier das größte Vorkommen der Trias des Penninikums innerhalb des Tauernfensters (Abb. 16). Die Seidlwinkltrias befindet sich wenige km S von hier in stratigraphischem Kontakt mit den unterlagernden Permoskythquarziten und Arkosegneisen der Wustkogel Formation und andererseits mit den hangenden jurassischen Bündnerschiefern in Brennkogelfazies. Sie bildet so eine etwa 5 km lange, liegende, in ihrem Scheitel nach N überkippte Falte (FRASL 1958). Die interne Struktur ist in der Nähe der Edelweißspitze charakterisiert durch N-S Achsen, die sich auch in kleinen, N-S streichenden Mulden von Chloritoidschiefern, Quarzitschiefern und dunklen Disthenschiefern manifestieren.

Der Weg vom Parkplatz des Dr. Franz Rehrl-Hauses zur Edelweißspitze führt durch gelben, mitteltriadischen Dolomit. Unmittelbar N der Edelweißspitze finden sich graue Quarzite und Quarzitschiefer mit grauen bis schwarzen Stengeln von Disthen, die als "Rhätizit" bezeichnet werden, sowie mit dunklem Chloritoid. Die fast schwarze Farbe von Disthen und Chloritoid wird durch das graphitische Interngefüge verursacht.

Der Panoramablick von der Edelweißspitze eröffnet einen großartigen Einblick in die interne Tektonik der Bündnerschieferserie (Abb. 17).

Haltepunkt 4: **Brennkogel-Ostflanke, Elendgrube - Serpentinite**

In dunkle, z.T. auch kalkige Phyllite, Granatglimmerschiefer und Quarzite ist in der Brennkogel-Ostflanke (Typlokalität der Brennkogelfazies) ein mächtiger Serpentinitkörper eingebettet. Er besteht im wesentlichen aus Antigorit mit etwas neugebildetem Diopsid und Dolomit. Vor einigen Jahren wurden Funde von Titan-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

klinohumit aus dem Serpentinitkörper gemeldet, aber nie näher beschrieben (vgl. P.BECKER, 1976).

Haltepunkt 5: **Hochtor - Brennkogelfazies**

Das Profil vom Hochtor (2575 m) zum großen Margrötzenkopf (Abb.18) eignet sich bestens zum Studium der Brennkogelfazies. Sie ist durch schwarze Chloritoidschiefer, extrem ausgewalzte Dolomitbreccien, Karbonatquarzite und dunkle, kalkführende Phyllite charakterisiert. Diese führen neben den koexistierenden Hellglimmern Phengit + Paragonit + Margarit noch Chlorit, Calcit, Dolomit, Quarz und Zoisit oder Klinozoisit. Die hellen Marmore und Dolomite E des Hochtors gehören der Trias an und unterlagern die nach W einfallende Brennkogelfazies. W des Hochtors folgt auf Karbonatquarzite und Dolomitbreccien eine Serie von Granatglimmerschiefern mit Quarz, Muscovit, Paragonit, Chloritoid, Chlorit und Granat.

Bei entsprechendem Wetter ist vom Hochtor der Kuppelbau des Tauernfensters in eindrucksvoller Weise sichtbar.

Haltepunkt 6: **Straßenprofil Schienewand - Serpentinit, Kalksilikatgesteine**

Die Schienewand, eine kleine Felswand etwa 2 bis 2,5 km ESE des Glocknerhauses wird von Antigorit-Serpentinit aufgebaut, der randlich kleine Linsen von Ophikarbonatgesteinen enthält. Der Serpentinit wird überlagert von hangparallel nach S einfallenden Kalkglimmerschiefern, die teilweise Granat führen.

In Blöcken neben der Straße finden sich typische Kalksilikatgesteine, die als metasomatisch veränderte Ränder die Serpentinitkörper des Bennkogels und des Heiligenbluter Serpentins, der in den Hängen oberhalb der Straße aufgeschlossen ist, umgeben. Die wichtigsten Paragenesen entsprechend den Untersuchungen von BERNROIDER und HÖCK 1983 sind (Abb. 19): Tremolit/Aktinolith + Calcit + Diopsid + Epidot + (Dolomit + Chlorit) bzw. Tremolit/Aktinolith + Calcit + Epidot + Chlorit + (Dolomit + Diopsid).

Die Minerale in Klammern koexistieren nicht stabil mit der übrigen Paragenese. Messungen an koexistierendem Calcit und Dolomit ergaben Temperaturen zwischen 480 und 500°C (FRANK et al. 1987).

Haltepunkt 7: **Franz Josefs Haus/Gamsgrube - Prasinite, Kalkglimmerschiefer**

Unmittelbar im Bereich der Parkplätze unterhalb des Franz-Josef-Hauses steht ein größerer Körper von Prasiniten an. Sie bestehen aus Albit, der z.T. von Oligoklas ummantelt wird und Amphibolen,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

die im wesentlichen komplexe Mischkristalle von Aktinolith und Tschermakit darstellen. Die Amphibole sind im allgemeinen zoniert mit höheren Al- und Fe-Gehalten an den Rändern, die Epidote hingegen zeigen nur Al-Zunahme, aber Fe-Abnahme vom Kern zum Rand Geochemisch entsprechen die Prasinite den typischen Ophiolitbasalten (hier Zug I) mit MORB Charakteristik.

Ein Wanderweg führt durch einen kleinen Tunnel entlang von Prasiniten und Kalkglimmerschiefern zur Gamsgrube. Erstere enthalten gelegentlich helle Pseudomorphosen mit rhomboedrischen Umrissen, die vorwiegend aus Klinozoisit und etwas Chlorit bestehen. Sie werden als Pseudomorphosen nach Lawsonit gedeutet (Abb. 7). Im weiteren führt der Weg entlang glimmerreicher Marmore und Kalkglimmerschiefer mit eingelagerten Bändern von Karbonat-führenden Granatglimmerschiefern. In der Gamsgrube selbst können Rollstücke von eklogitischen Prasiniten studiert werden, die vereinzelt noch Klinopyroxene und Granate einer frühalpidischen Hochdruckphase enthalten (Abb. 7). Während der jüngeren Metamorphose wurden sie weitgehend in Prasinite umgwandelt. Kalkglimmerschiefer und Prasinite fallen generell nach SSE ein und sind um N-S Achsen gefaltet.

3.Tag: Obervellach - Gmünd - Maltatal - Kölnbrein - Gmünd - St. Michael - Salzburg

Zentralgneise im östlichen Tauernfenster (Abb. 20)

Haltepunkt 1: **Steinbruch Koschach - Göß-Granitoide**

Im Bereich des Gößgrabens treten als tiefste tektonische Einheit des östlichen Tauernfensters die Orthogneise des Göß-Kerns (EXNER 1980) zutage; die Gesteine sind in den Steinbrüchen um Koschach hervorragend aufgeschlossen. Die Göß-Granitoide intrudierten die weiter nördlich anstehenden altkristallinen Migmatitserien.

Im Steinbruch Koschach wird ein straff geregelter, hellgrauer granodioritischer Augengneis mit steil nach NNE fallendem s und einer deutlichen, flach nach SE tauchenden Lineation abgebaut. Die Kalifeldspataugen zeigen teils noch klar durchsichtige Innenbereiche mit einer Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz. Plagioklas bleibt kleiner, ist stärker rekristallisiert und bildet zusammen mit ausgelängten Quarznestern die hellen Striemen. In den dunklen Striemen sind Biotit, Titanit, Orthit und Epidot angereichert. Die Orthogneise werden von verschiedenen, teils granatführenden und in gleicher Weise deformierten (KRUHL 1987) Pegmatitgenerationen durchschlagen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

Die Göß-Granitoide zeigen in der Umgebung von Koschach eine petrographische Variation von Granodioriten bis zu Tonaliten (Abb. 22). Die stark zonar gebauten Zirkone sind für intrusive I-Typ Granitoide charakteristisch (Abb. 24/GG a-h, Abb. 25a,h).

Dem Hauptelementbestand nach sind die Gesteine als stark Na-betonte kalkalkalische I-Typ Granitoide klassifizierbar (Abb. 26,27,28); der Spurenelementbestand ist durch eine selektive Anreicherung der LIL-Elemente (Abb. 29) bei niedrigem Rb/Zr Verhältnis (Abb. 31) gekennzeichnet, was mit einer Genese in einem volcanic arc - Regime (siehe auch Abb. 30) vereinbar ist.

Haltepunkt 2: **Gößfälle - Göß-Granitoide**

Die markante Geländestufe der Gößfälle (1.5 km nach der Straßenabzweigung in den Gößgraben, unter der Gößbachbrücke) wird von Orthogneisen des Göß-Kernes aufgebaut. Hier fehlen die typischen Kalifeldspataugen. Es handelt sich um eine tonalitische Varietät der granodioritischen Gneise, welche in Geochemie und Zirkontypologie eine ganz ähnliche Charakteristik zeigt. Auch hier sind mehrere Pegmatitgenerationen sichtbar.

Haltepunkt 3a: **Straßenaufschluß Hochbrücke - Migmatische Plagioklasgneise**

Der hohe Sprengaufschluß direkt an der Maltastraße bei der Abzweigung zur Hochbrücke vermittelt einen guten Eindruck von den Migmatischen Plagioklasgneisen: eine schlierig-nebulitische Partie, in welcher zergehende Schollen mit teils noch erkennbaren, alten Lagenbauen (Paragneise) in diatektischen Bereichen schwimmen. Der Mineralbestand ist zartgrünlicher, zumeist xenomorpher Plagioklas, in ausgelängten Nestern angereicherter Quarz, Biotit, Epidot, Titanit und +/- Hornblende. In metatektartigen Schlieren können die Hornblenden bis cm groß werden. In die Migmatischen Plagioklasgneise eingelagert findet man Schollen von Titanitfleckenquarzdioriten und Gänge von Mikrotonaliten. Alles wird von flach lagernden Pegmatiten durchschlagen.

Neben den noch erhaltenen Lagenbauen liefert besonders das Zirkonspektrum der Migmatischen Plagioklasgneise Hinweise auf eine ehemalige klastische Abfolge: es dominieren gerundete, detritische Zirkone (Abb. 24/MPd-g); der geschonte Zirkon Altbestand (MPa-c) deutet auf ein von I-Typ Magmatiten dominiertes sedimentäres Einzugsgebiet; MPh-i werden der Anatexis zugerechnet. Geochemisch sind die Migmatischen Plagioklasgneise (u.a. stark Na-betont, Ca-reich) als Grauwackenderivate zu klassifizieren.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

Haltepunkt 3b: **Markante Kehren der Maltastraße bei P.1365m - Migmatische Zweiglimmergneise**

Die Sprengaufschlüsse entlang der Maltastraße in der Umgebung von P.1365 erlauben einen ausgezeichneten Einblick in die Abfolge der Migmatischen Zweiglimmergneise. Auch hier handelt es sich um einen Schlierenmigmatit bis Nebulit; alte Paragneisstrukturen gehen über stromatitische Partien in diatektische Bereiche über. Kalifeldspat ist schon makroskopisch erkennbar, gelegentlich auch die Anreicherung von Hellglimmern in Flatschen (ehemalige Cordieritpseudomorphosen). Die Zirkonpopulation wird von gerundeten, detritischen Typen dominiert (Abb. 24/MZd-g, h-j der Anatexis zugerechnet, a-c geschonter Altbestand). Die Geochemie deutet auf eine Abfolge ehemaliger Tonschiefer.

Haltepunkt 4: **Lange Wand, Leukotonalit**

An der alten Straßenstrecke unter der Langen Wand ist der Intrusionskontakt eines Leukotonalits zu sehen: ein feinkörniger Biotit-Leukotonalitgneis, in dem Schollen sich auflösender Migmatischer Zweiglimmergneise schwimmen. Im Handstück sind teils noch leistenförmige Plagioklase, ausgelängte Quarznester sowie untergeordnet Biotite zu sehen, in der Nähe sich auflösender Paragneisschollen auch etwas Hellglimmer. Geochemisch ist das Gestein ein extrem Na-betonter (fast trondhjemitischer) I-Typ Granitoid mit der Charakteristik der Göß-Granitoide. Auch die Zirkonpopulation (Abb. 24/LTa-d,e ein aus den Migmatischen Zweiglimmergneisen übernommener, detritischer Zirkon) spricht für eine enge genetische Verbindung zu den Göß-Granitoiden.

Haltepunkt 5a: **Abzweigung zur Kattowitzer Hütte - Maltatonalit**

Der Maltatonalit ist ein mittelkörniger Biotittonalitgneis, welcher in die Altkristallinen Migmatitserien intrudierte; die häufig entwickelte, leichte Schlierigkeit ist hauptsächlich auf sich auflösende Schollen von Migmatischen Zweiglimmergneisen zurückzuführen. Der Maltatonalit führt eine dioritische Schollenpopulation; die typischen Brotlaibschollen treten zumeist in Gruppen auf. Charakteristisch für den Maltatonalit ist das schwarz-weiß gesprenkelte Aussehen, welches durch den Kontrast der in Nestern zusammengeballten Mafite - Biotit, Orthit (mit Epidotsaum) Titanit und den hellen Gemengteilen - leistenförmigen Plagioklasen (häufig komplexverzwillingt) und zwickelfüllenden Quarzaggregaten bedingt ist; Kalifeldspäte sind selten. In der Zirkonpopulation zeigt sich neben dem magmaeigenen I-Typ Bestand (Abb. 24/MTa-h, Abb.25d,h) ein - besonders in schlierigen Partien beachtlicher (bis 10%) - Anteil gerundeter, detritischer Zirkone (MTi-l);

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

offensichtlich wurden diese sedimentären Zirkone aus den Paragneisderivaten des Altkristallins übernommen. Geochemisch ist der Maltatonalit ein high-K kalkalkalischer (Abb. 26,27) I-Typ (Abb. 28) Granitoid mit der Spurenelementcharakteristik von VAG (Abb. 29,30,31). Eine stark mit Paragneismaterial kontaminierte Probe fällt ins Feld für S-Typ Granitoide (Abb. 28).

Neben der hier flach nach N einfallenden Schieferung unterscheidet KRUHL (1987) eine jüngere, vermutlich alpidische, steil nach NE fallende Schieferung.

Haltepunkt 5b: **Bachaufschluß unterhalb Aichholzersteg - liegender Intrusionskontakt des Maltatonalits**

Der im Bachbett der Malta liegende Aufschluß ist von der Maltastraße über den Aichholzersteg, dann 500m talabwärts, erreichbar. Hier ist der Intrusionskontakt des Maltatonalits gegen das unterlagernde Altkristallin (Migmatische Zweiglimmergneise) hervorragend erhalten geblieben; im m-Bereich neben dem Intrusionskontakt ist der Tonalit durch Aufnahme von Material aus den Migmatischen Zweiglimmergneisen stark schlierig, wird nach oben jedoch zunehmend reiner. In den Migmatischen Zweiglimmergneisen finden sich unmittelbar am Intrusionskontakt Kalksilikatfels-Linsen.

Haltepunkt 6: **Galgenbichl - hangender Intrusionskontakt des Maltatonalits**

Beim Galgenbichl befindet sich die ursprüngliche, hangende Intrusionszone des Maltatonalits gegen eine Serie von migmatischen Paragneisen (sie entsprechen den Migmatischen Zweiglimmergneisen und führen z.B. auch Kalksilikatlinsen) und Amphiboliten. Zusätzlich greift der Kölnbreinleukogranit aus seinem nördlichen Hauptverbreitungsgebiet intrusiv bis in diesen Bereich. Unterhalb des Galgenbichlspeicher Überlaufbauwerks sind zuerst Gänge vom Kölnbreinleukogranit im Maltatonalit, dann alle Auflösungsstadien von Maltatonalitschollen im Kölnbreinleukogranit zu sehen.

Haltepunkt 7: **Auffahrt zum Sporthotel**

Hier stehen Migmatite und Bändergneise - der alte Dachbereich des Maltatonalits und des Kölnbreinleukogranits - an, die von mehreren Aplit/Pegmatitgenerationen durchschlagen werden.

Haltepunkt 8: **Kölnbreinsteinbruch - Kölnbreinleukogranit**

Im großen Steinbruch 400 m W des großen Parkplatzes am Kölnbreinspeicher befindet sich die Typlokalität des Kölnbreinleukogranits. Dieser variszisch kaum deformierte Orthogneis besitzt leu-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

kogranodioritische bis leukogranitische Zusammensetzung. Der sich weit gegen NW erstreckende Pluton intrudierte in mehreren Schüben die älteren Nebengesteine (Altkristallin und ältere Glieder der Zentralgneis - Intrusionsabfolge), welche man in den großen Blökken des Steinbruchareals im Kölnbreinleukogranit findet. Als hybrider Teil des Kölnbreinleukogranits ist hier der Forellengneis anzusehen, dessen charakteristisches Erscheinungsbild durch dünn ausgelängte, hellglimmerreiche Schollen bedingt ist. Der Kölnbreinleukogranit zeigt eine typische I-Granitoid- Zirkonpopulation (Abb. 24/KLa-g, Abb.25f,h). Geochemisch handelt es sich um einen high-K kalkalkalischen (Abb. 26,27) I-Typ (Abb. 28) Granitoid mit der Spurenelementcharakteristik von VAG (Abb. 29,30,31).

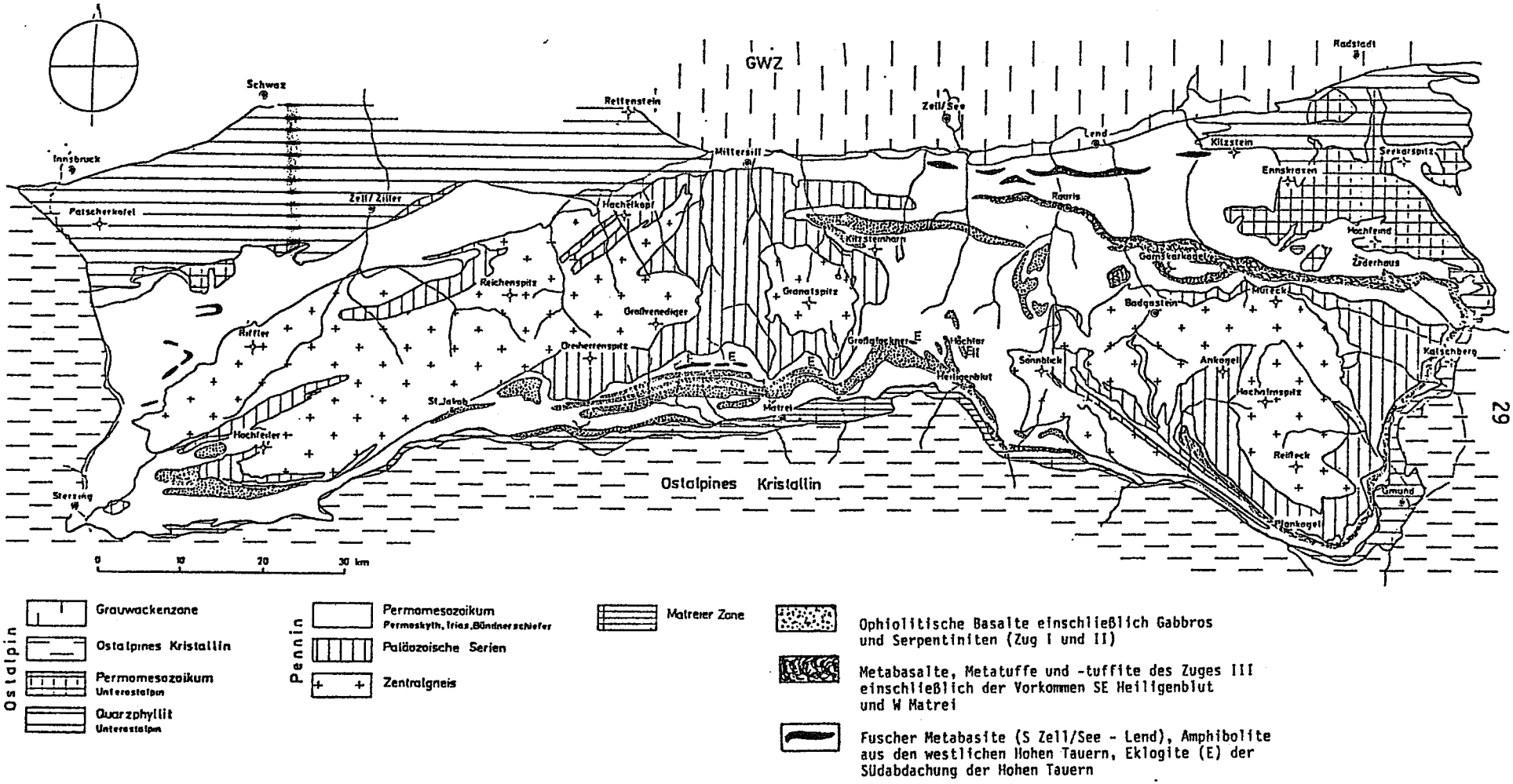


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Tauernfensters

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

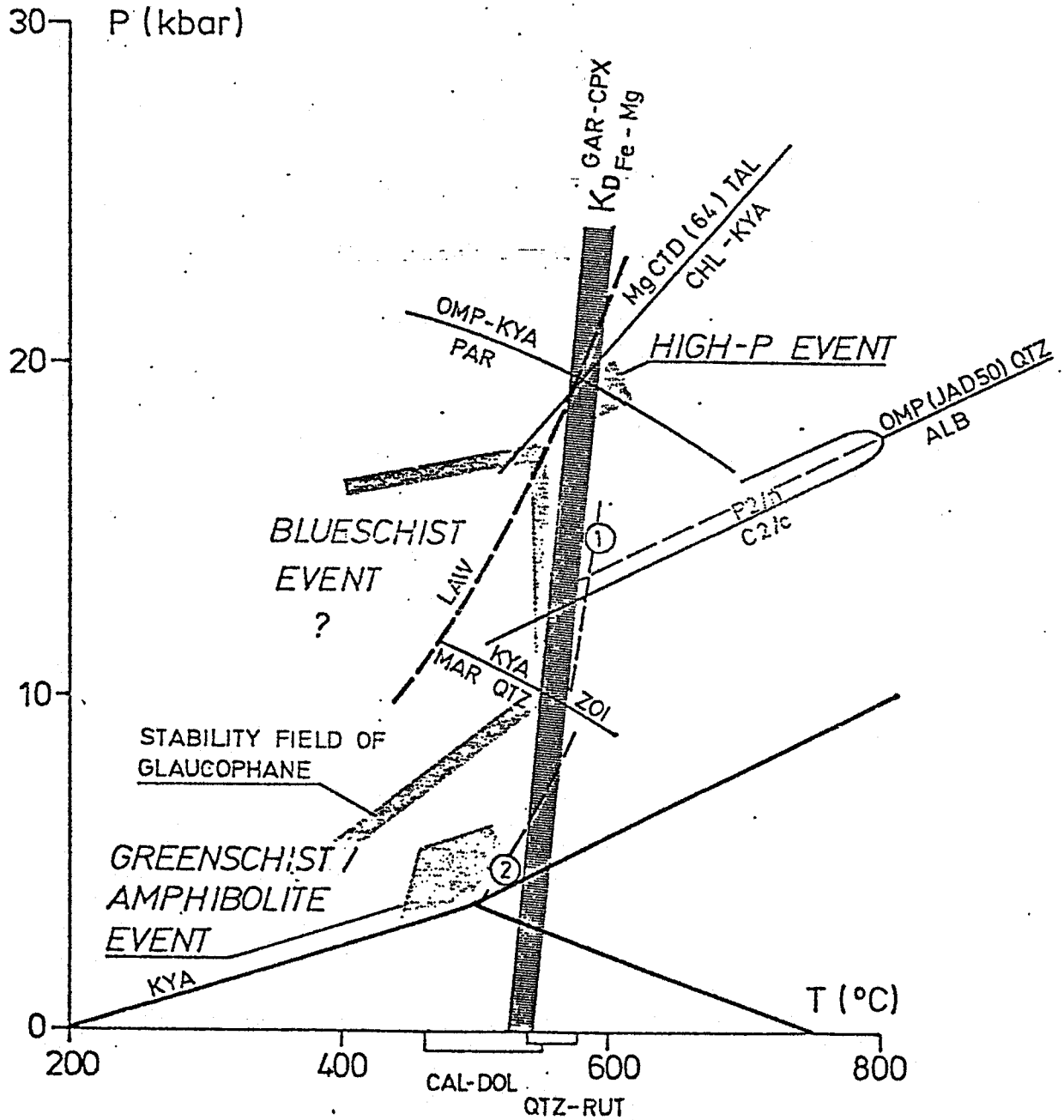
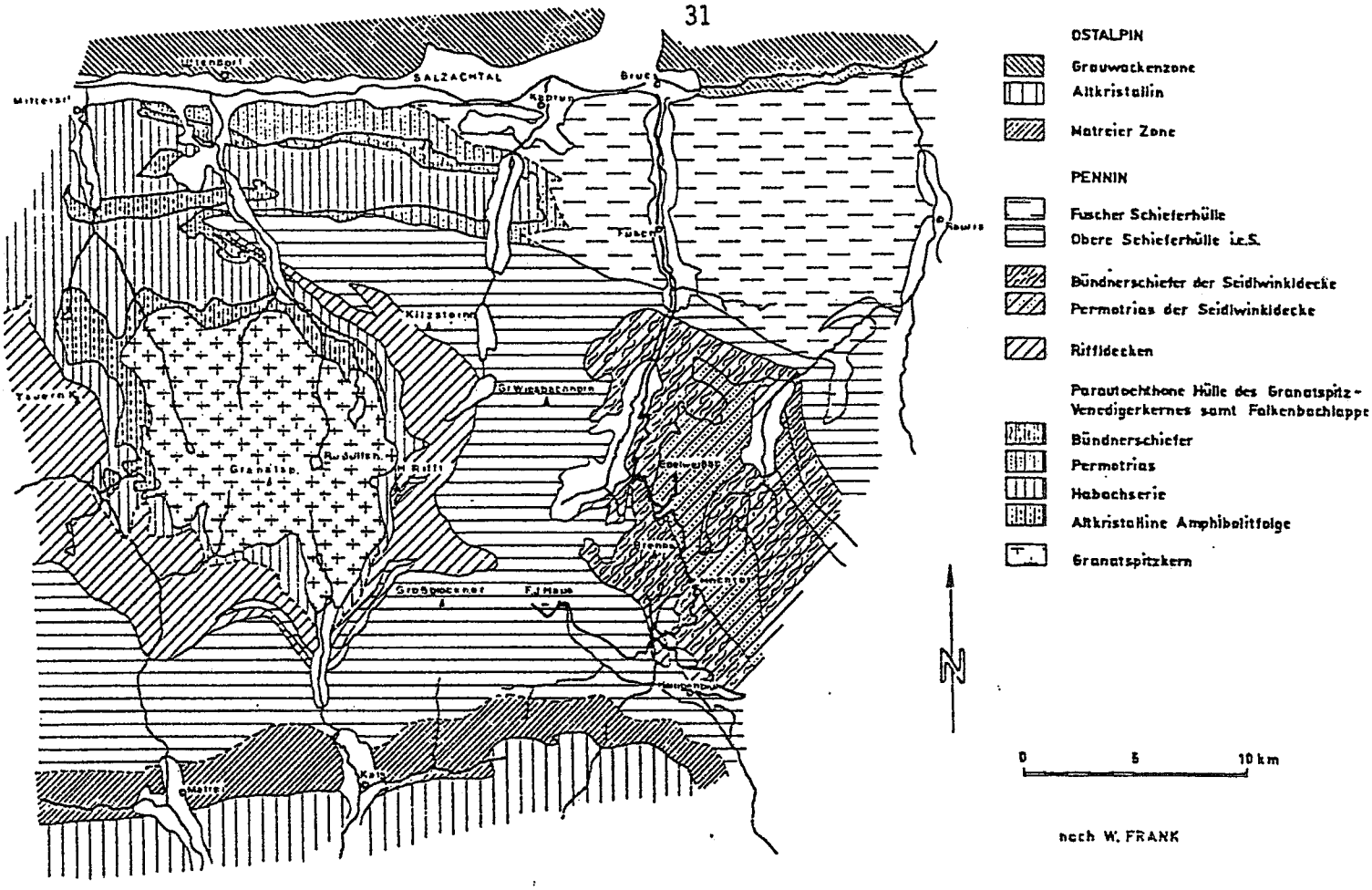


Abb. 2: p-T Diagramm mit den Feldern für das eklogitische Hochdruckereignis, die blauschiefer- und grünschiefer/amphibolitfacielle Metamorphose. Die schmale, schraffierte Zone gibt den Temperaturbereich gemessener Fe/Mg- Verteilung zwischen Granat und Klinopyroxen an. Reaktion 1: Chloritoid + Disthen = Staurolith. Reaktion 2: Diopsid + Antigorit = Tremolit + Forsterit + H2O. Das Glaukophanfeld ist den Angaben nach MARESCH (1977) entnommen, der Al2SiO5- Tripelpunkt stammt von HOLDAWAY (1971). Aus: FRANK et al. (1977).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER GLOCKNER- UND GRANATSPITZGRUPPE



PROFILE DURCH DIE MITTLEREN HOHEN TAUERN

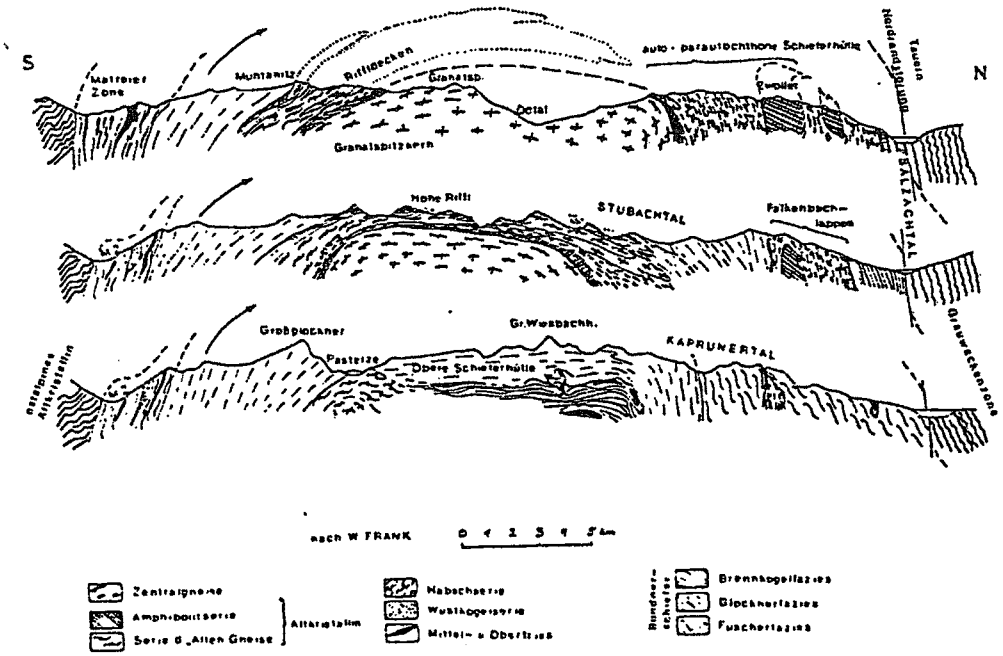


Abb.3a: Geologische Kartenskizze der mittleren Hohen Tauern.
b: Geologische Profile durch die mittleren Hohen Tauern.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; Download unter www.zobodat.at

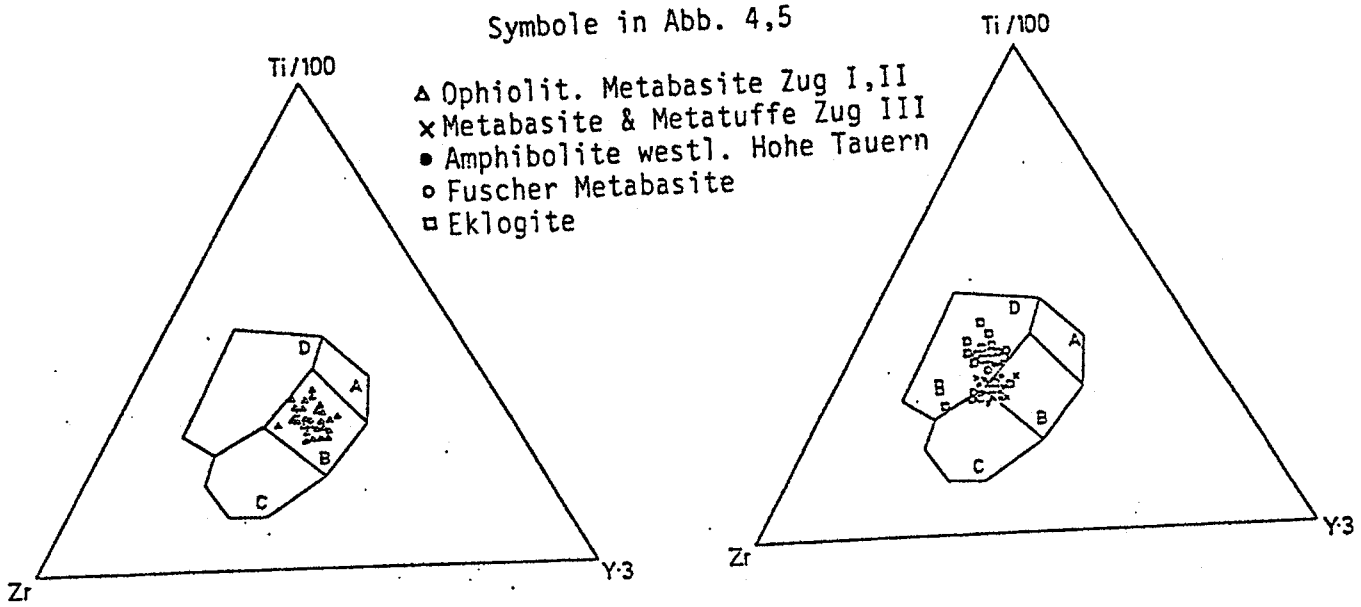


Abb. 4: Ti/100-Zr-Y*3 Dreiecke nach PEARCE & CANN (1973). Ozeanbodenbasalte plotten in Feld B, Within-plate- Basalte in Feld D, low-K-Tholeiite in Feld A&B, Kalkalkalibasalte in Felder B&C. Die ophiolitischen Metabasite fallen eindeutig ins MORB-Feld B. Die meisten Eklogite plotten im Feld D - wie die Fuscher Metabasite - beide Gruppen überlappen etwas die Felder B&C. Die Amphibolite aus den westlichen Hohen Tauern und die Magmen von Zug III fallen auf den Grenzbereich zwischen Feld B&D.

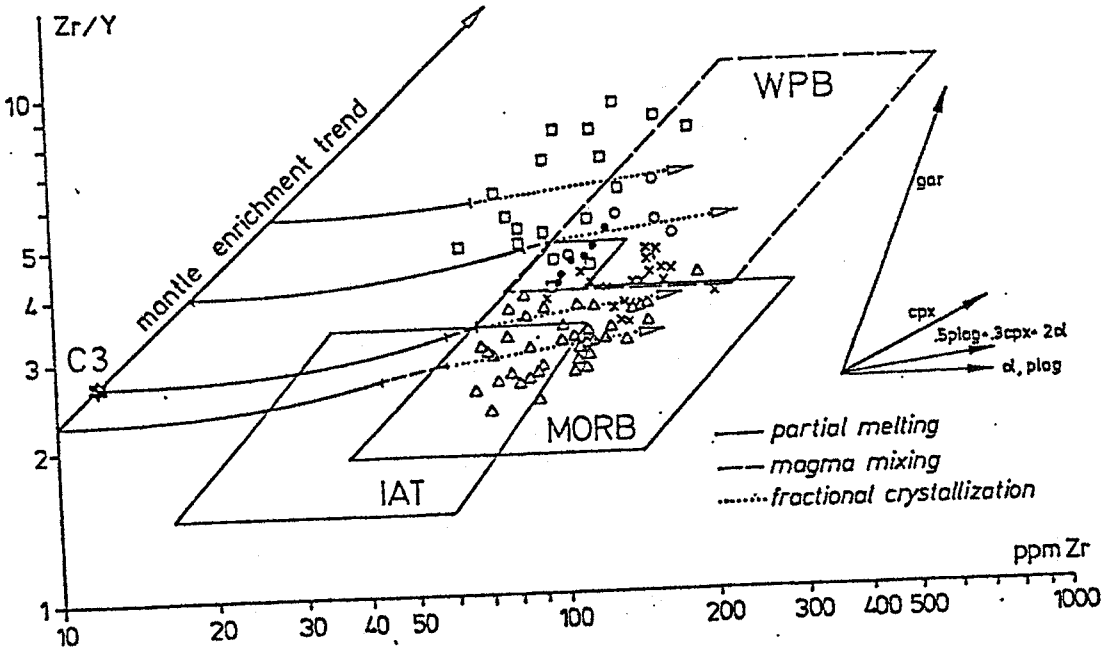


Abb. 5: Zr/Y vs. Zr- Diagramm. Die ophiolitischen Basalte fallen ins MORB-Feld, einige Eklogite, die Fuscher Metabasite und die Amphibolite aus den westlichen Hohen Tauern plotten im WPB (within-plate-basalt)-Feld, Zug III- Magmen in den Grenzbereich. Die meisten Eklogite zeigen typische WPB- Zr/Y- Verhältnisse, jedoch niedrigere Zr- Gehalte. C3: C3-Chondrit nach PEARCE&NORRY (1979).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

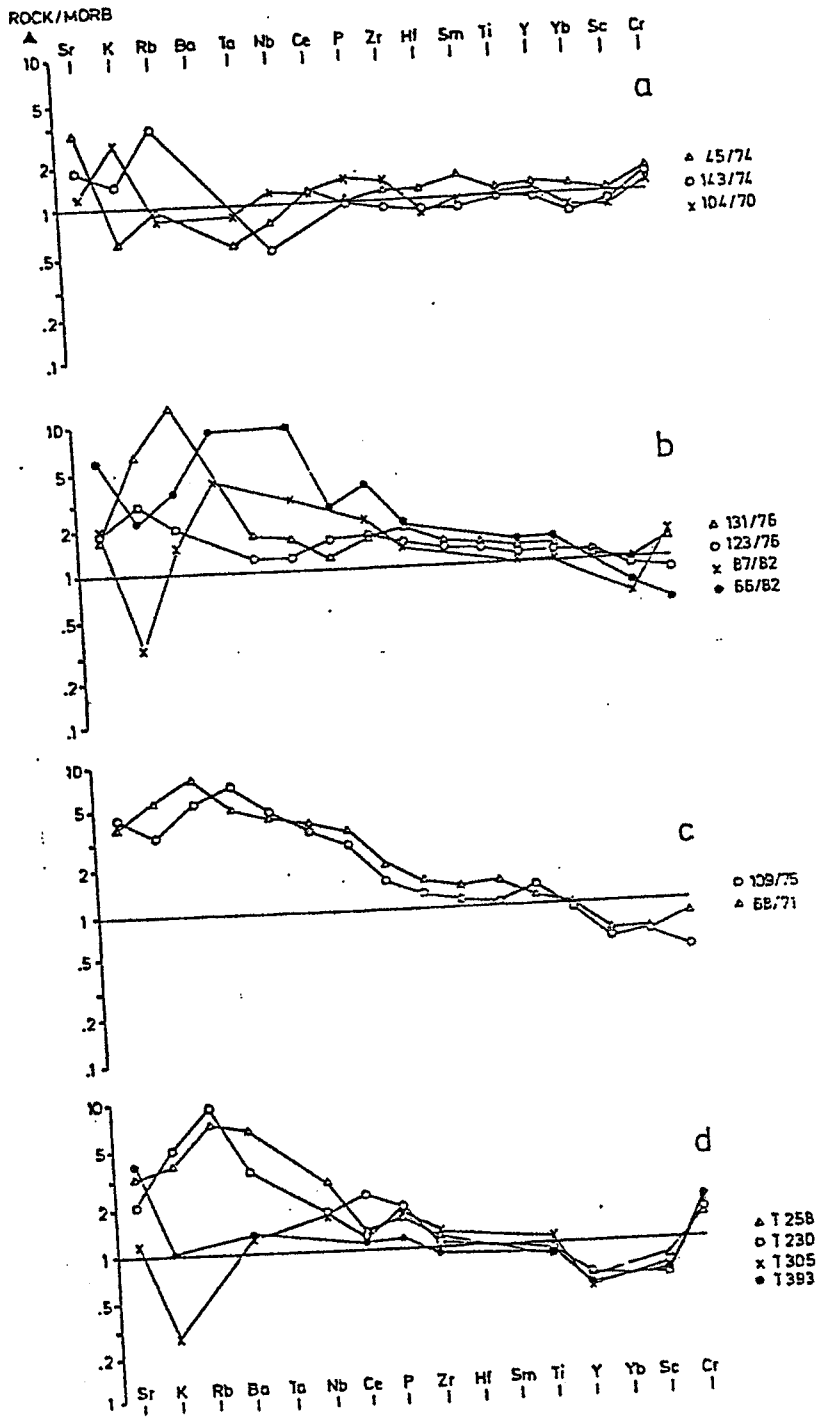
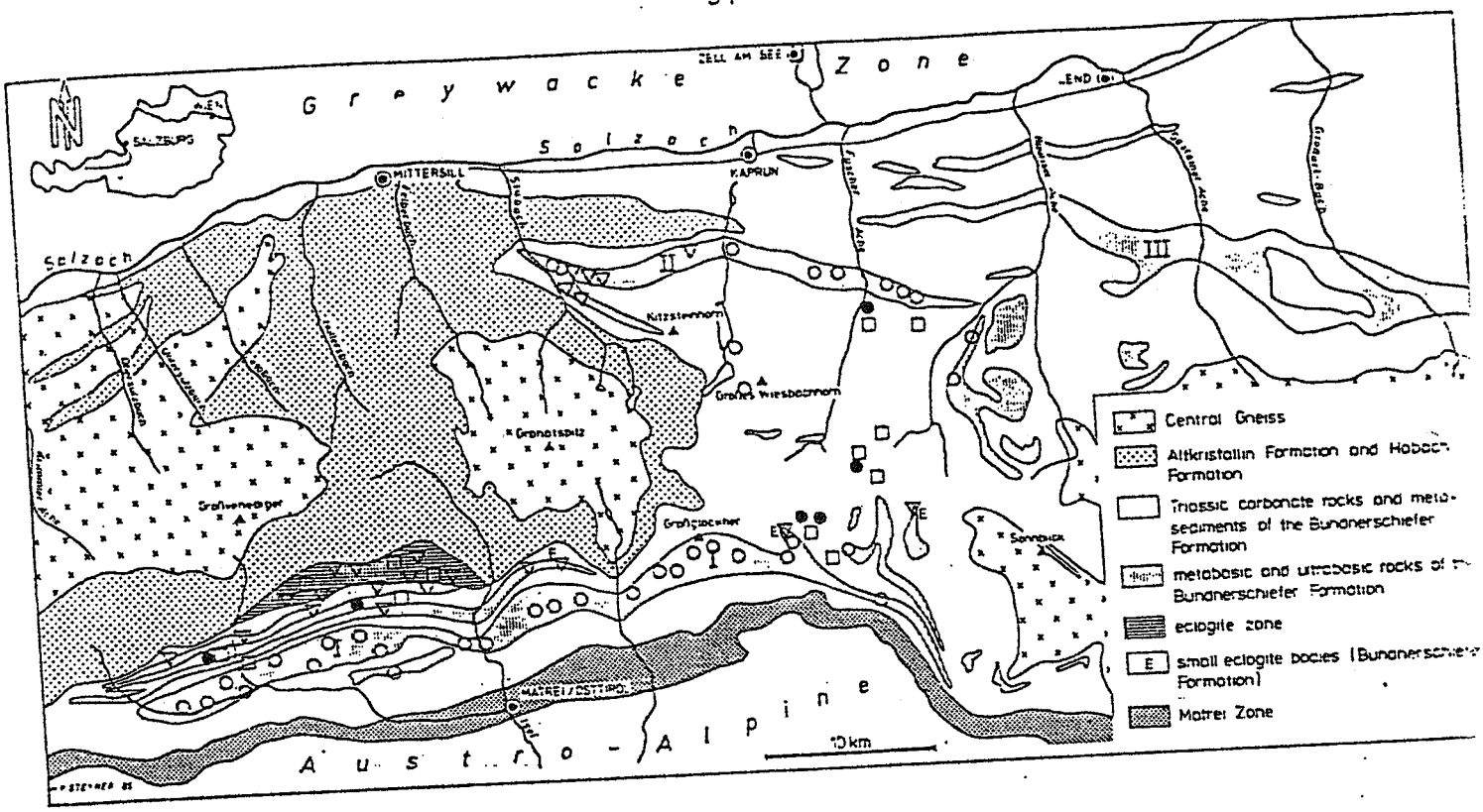


Abb. 6: ROCK/MORB Patterns nach PEARCE 1980.

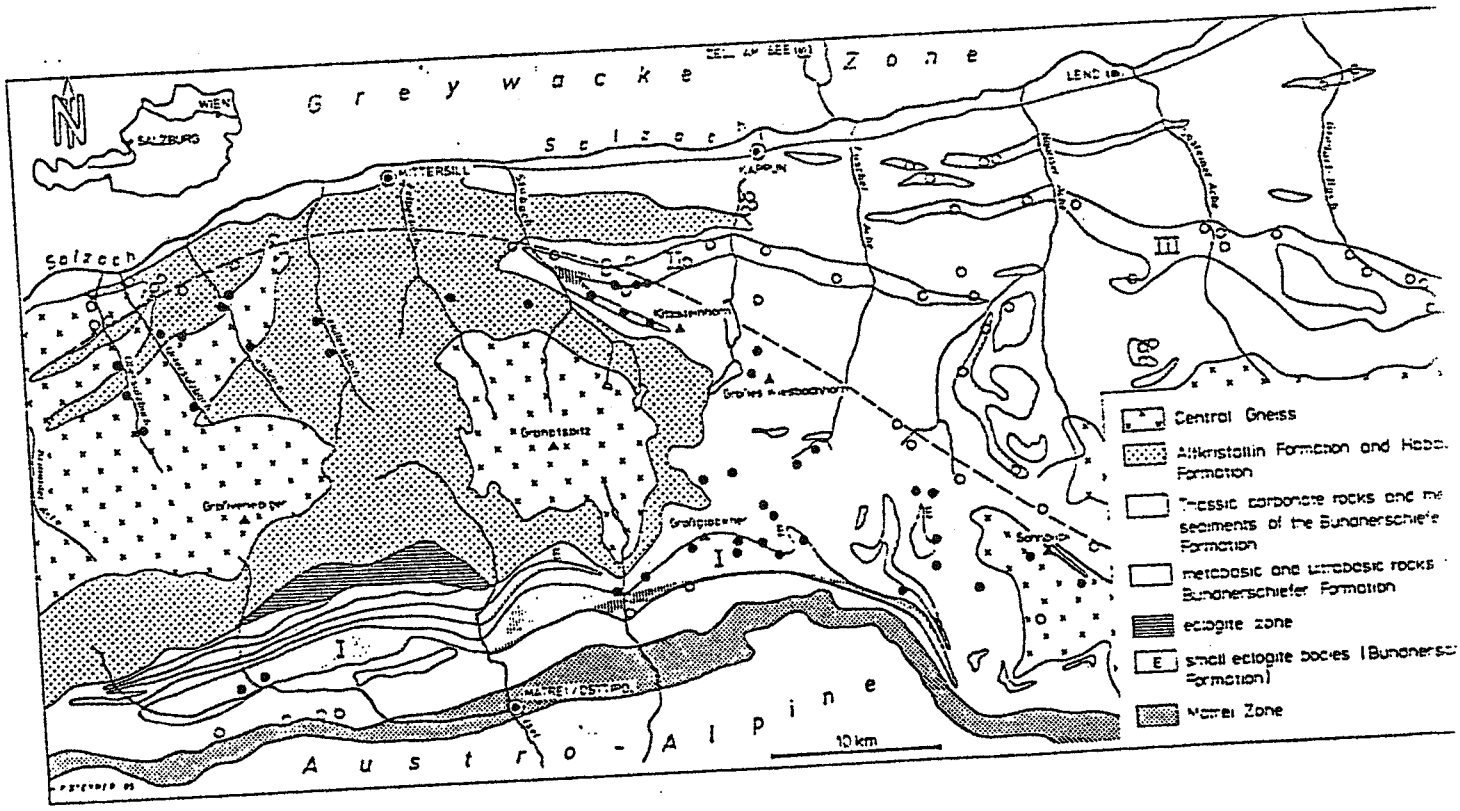
a) Die ophiolitischen Basalte plotten - ausgenommen die mobilen Elemente Sr,K,Rb - nahe den Normwerten, was die genetische Ähnlichkeit zu MORB beweist.
b) Die Zug III- Magmen sind im Vergleich mit MORB in den meisten Elementen etwas angereichert, Sr,K,Rb streuen stark. Die beiden Proben von Karteis (66/82,87/82) sind besonders an Nb, Ce und P angereichert (within-plate Charakter).
c) Die Proben dr Fuscher Facies zeigen einheitlich angereicherte Patterns mit within-plate Charakter.
d) Die Eklogite sind in bezug auf Sr,K,Rb,Ba teils angereichert, teils nahe an den Normwerten. Auffällig ist die generelle Anreicherung von Nb,Ce,P und die systematische Verarmung an Y.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; Download unter www.zobodat.at



Symbole: ○ Pseudomorphosen nach Lawsonit in Ophioliten. ● Pseudomorphosen nach Lawsonit in Metasedimenten. ▽ Glaukophanrelikte in Metabasiten. □ Zwei Phengite in Metasedimenten.

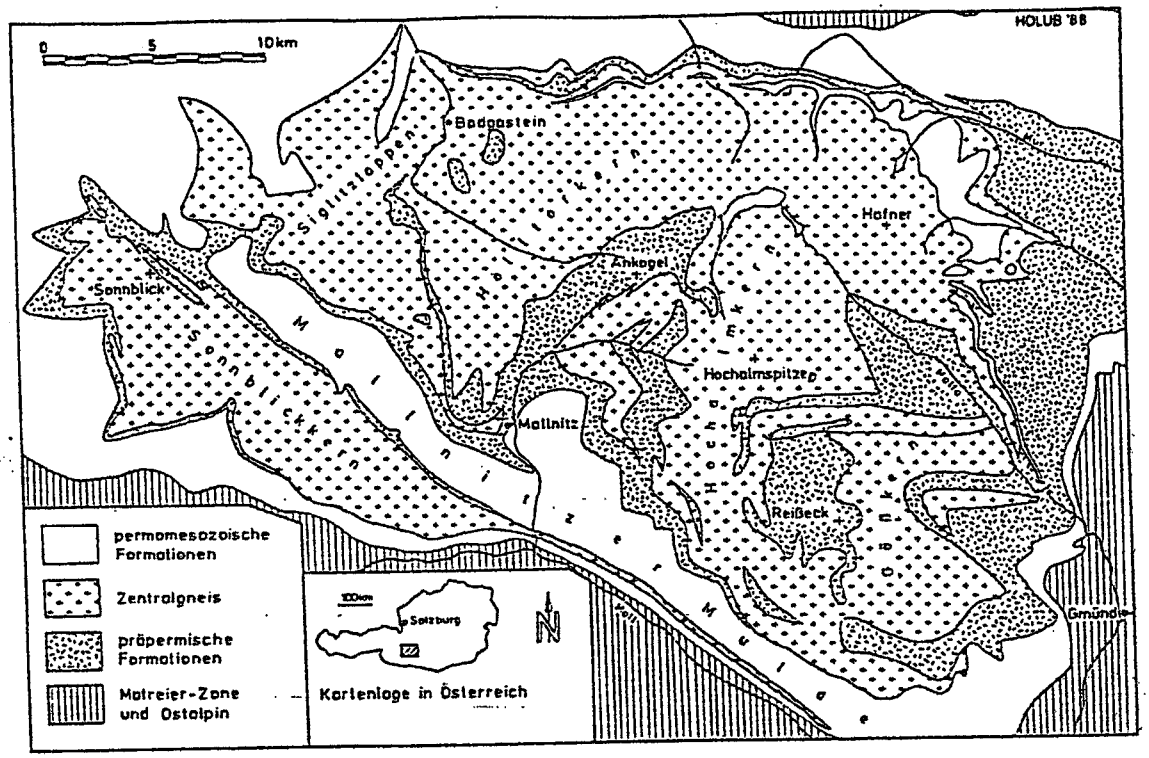
Abb. 7: Geologische Übersichtskarte der mittleren Hohen Tauern mit Hochdruckmineralen.



Symbole: ○ Albit. ● Albit + Oligoklas.

Abb. 8: Geologische Übersichtskarte der mittleren Hohen Tauern mit Mineralen der Grünschieferfacies.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at



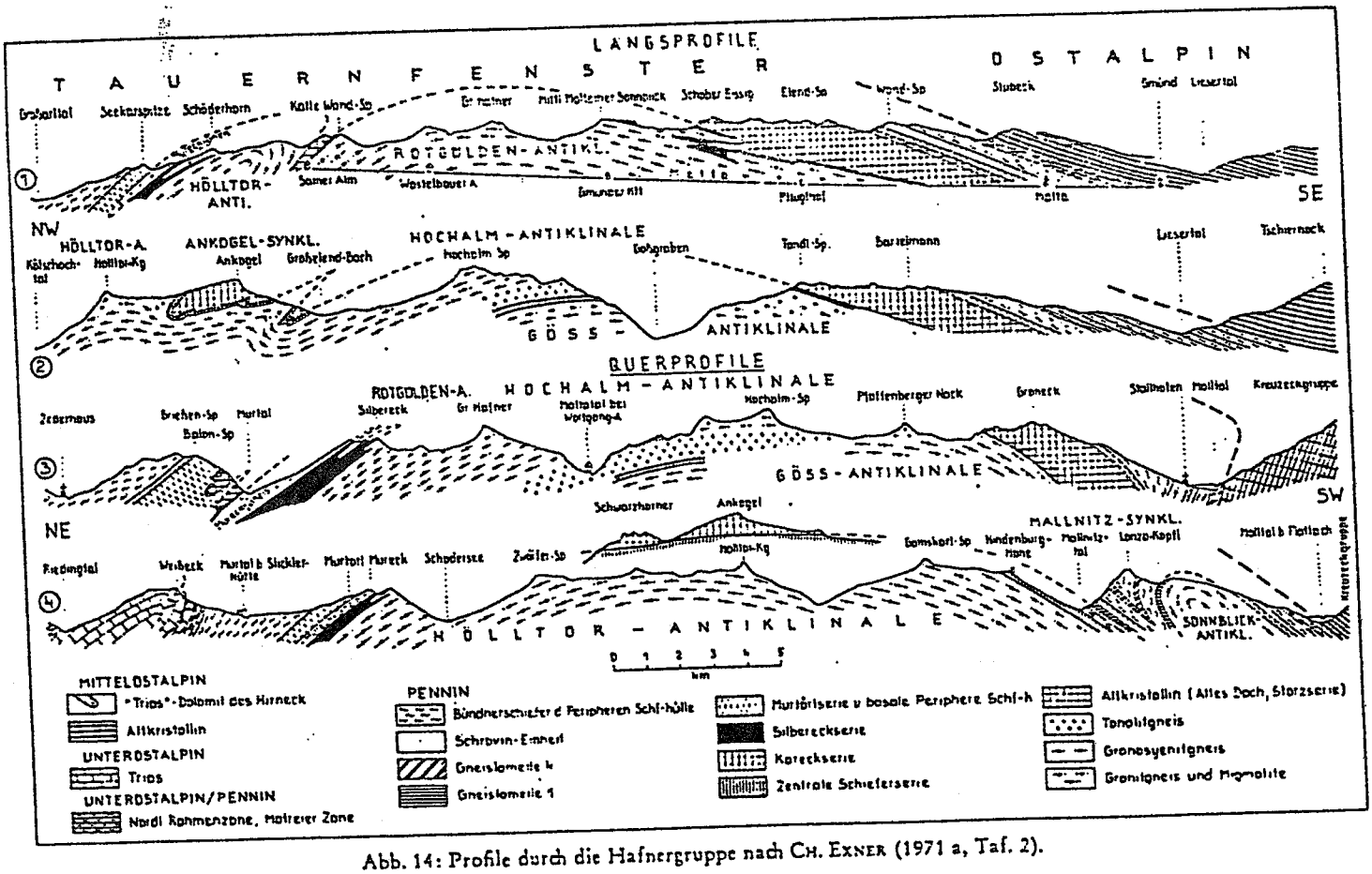


Abb. 14: Profile durch die Hafnergruppe nach CH. EXNER (1971 a, Taf. 2).

Abb. 9a: Geologische Übersichtskarte des östlichen Tauernfensters (aus HOLUB & MARSCHALLINGER 1988).
b: Profile durch die östlichen Hohen Tauern (aus: TOLLMANN 1977).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

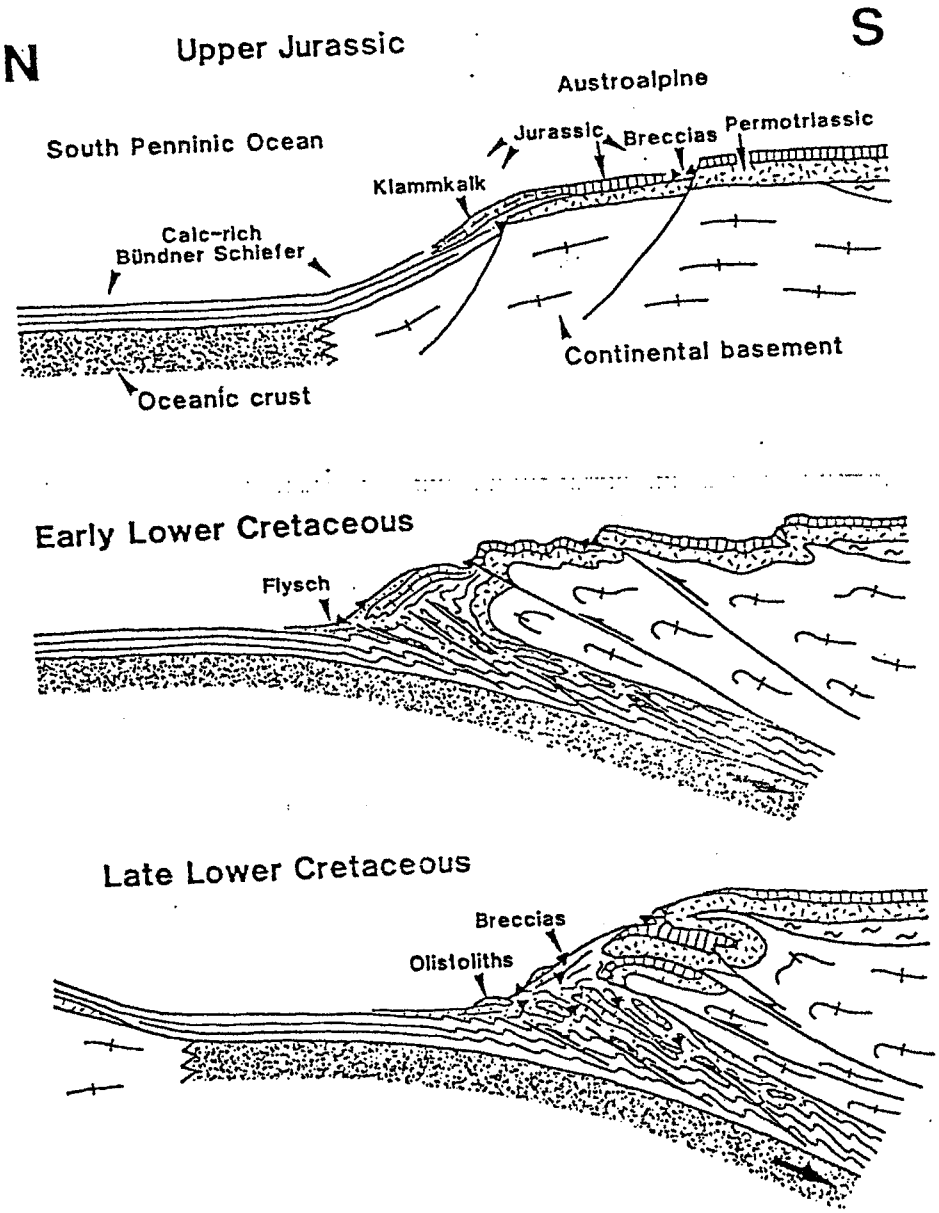


Abb.10: Mögliche Entwicklung der Klammkalkzone und der Sandstein-Breccien Zone (aus FRISCH et al. 1987).

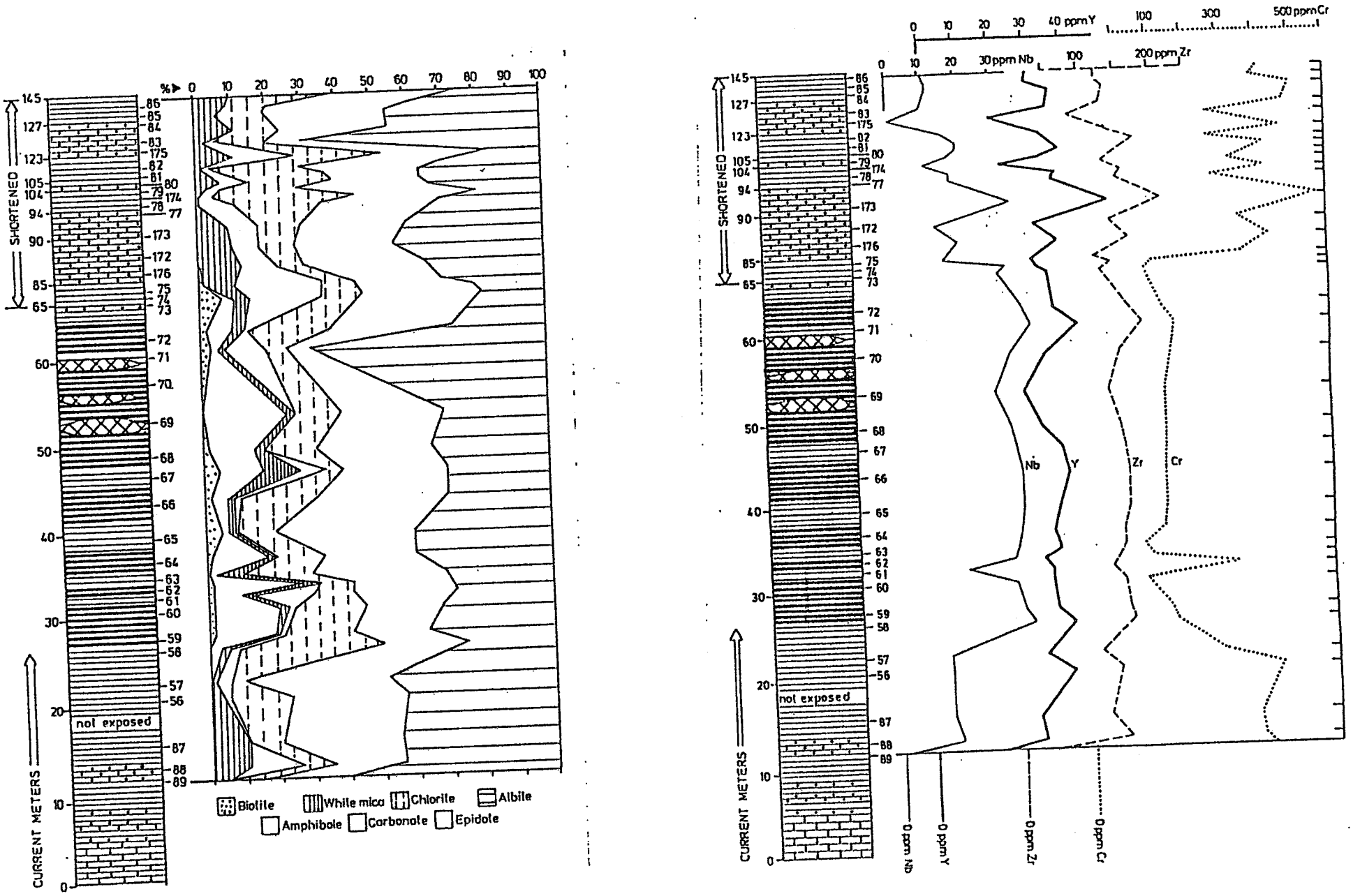
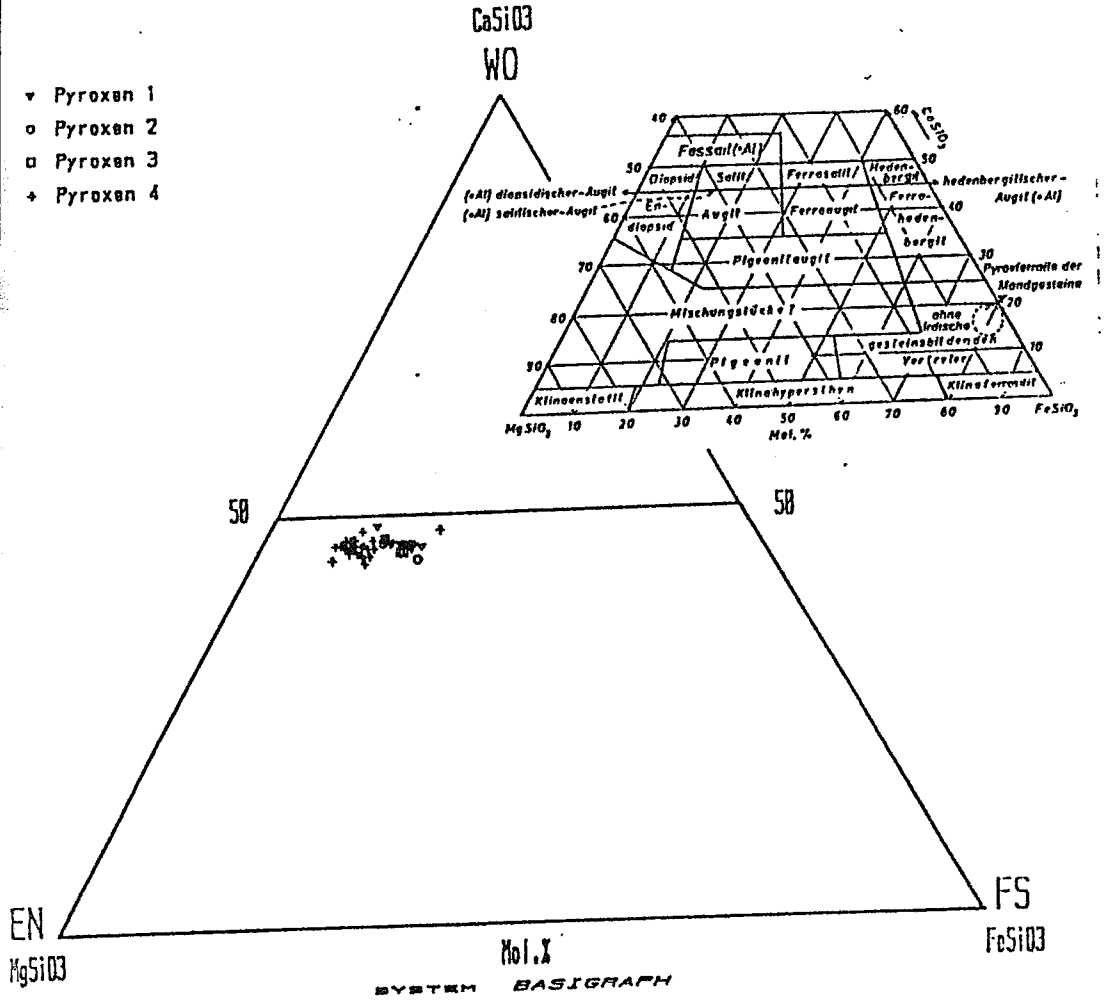


Abb.11a: Säulenprofil Karteis mit petrographischer Zusammensetzung der einzelnen Metatuffe und Metabasalte.
b: Säulenprofil Karteis, geochemische Variation (Nb,Y,Zr,Cr).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at



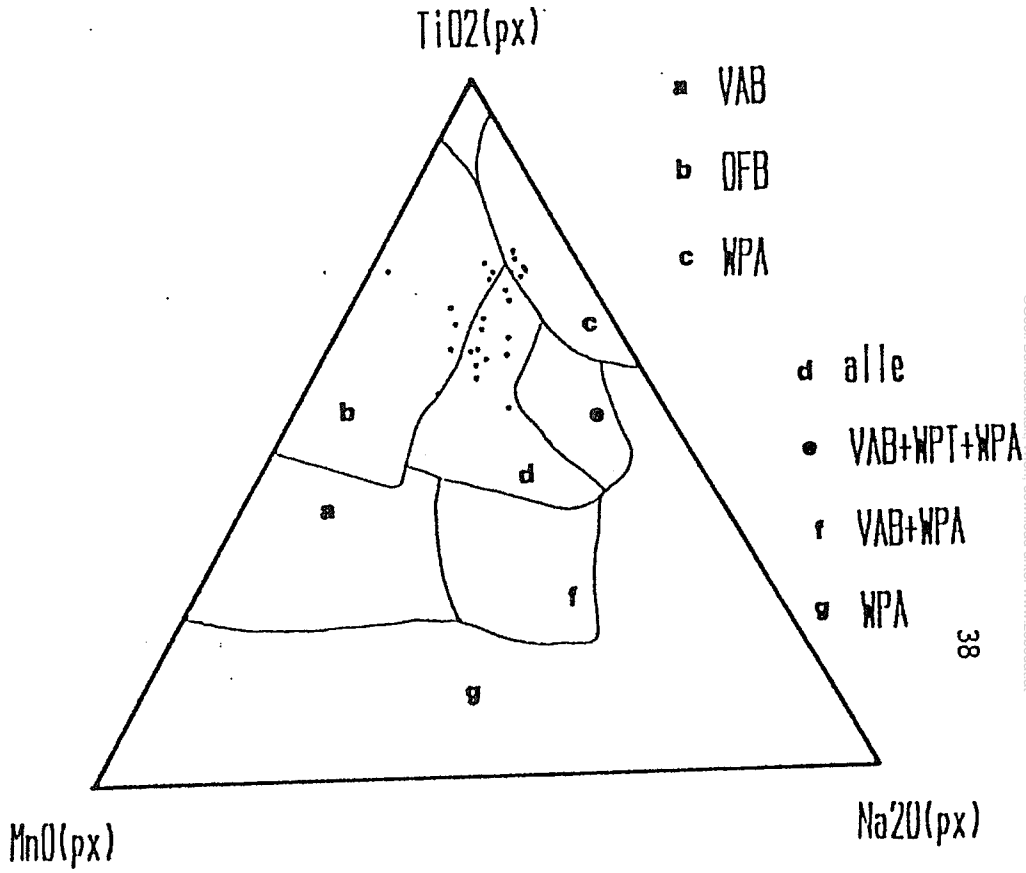


Abb.12a: Zusammensetzung der Klinopyroxene der Fuscher Metabasite im Pyroxentrapez.
b: Zusammensetzung der Klinopyroxene der Fuscher Metabasite im Na_2O-TiO_2-MnO- Dreieck.

©Geol. Bundesanstalt Wien; download unter www.zobodat.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

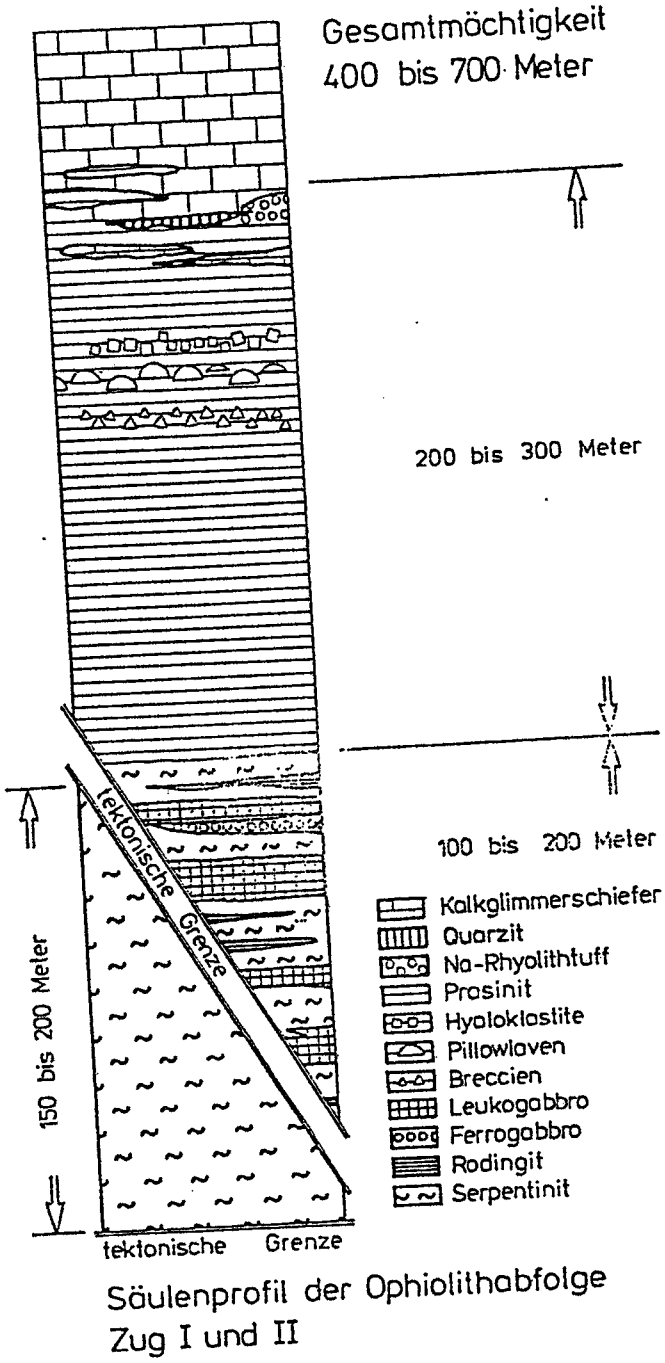


Abb.13: Schematisches Säulenprofil durch die Ophiolite der Glocknerdecke nach HÖCK 1983.

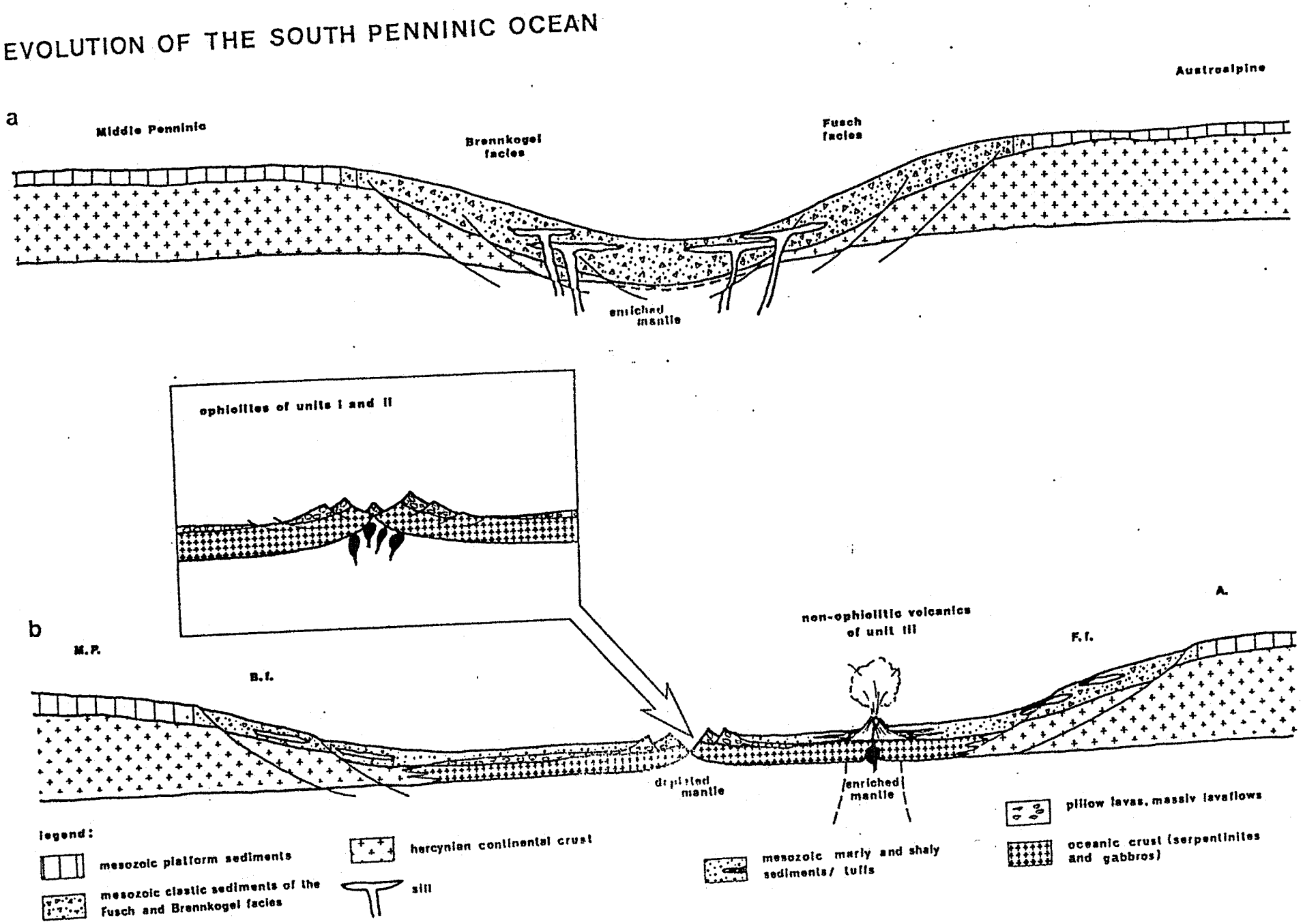


Abb.14: Schematisches Entwicklungsmodell des Südpenninischen Ozeans.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

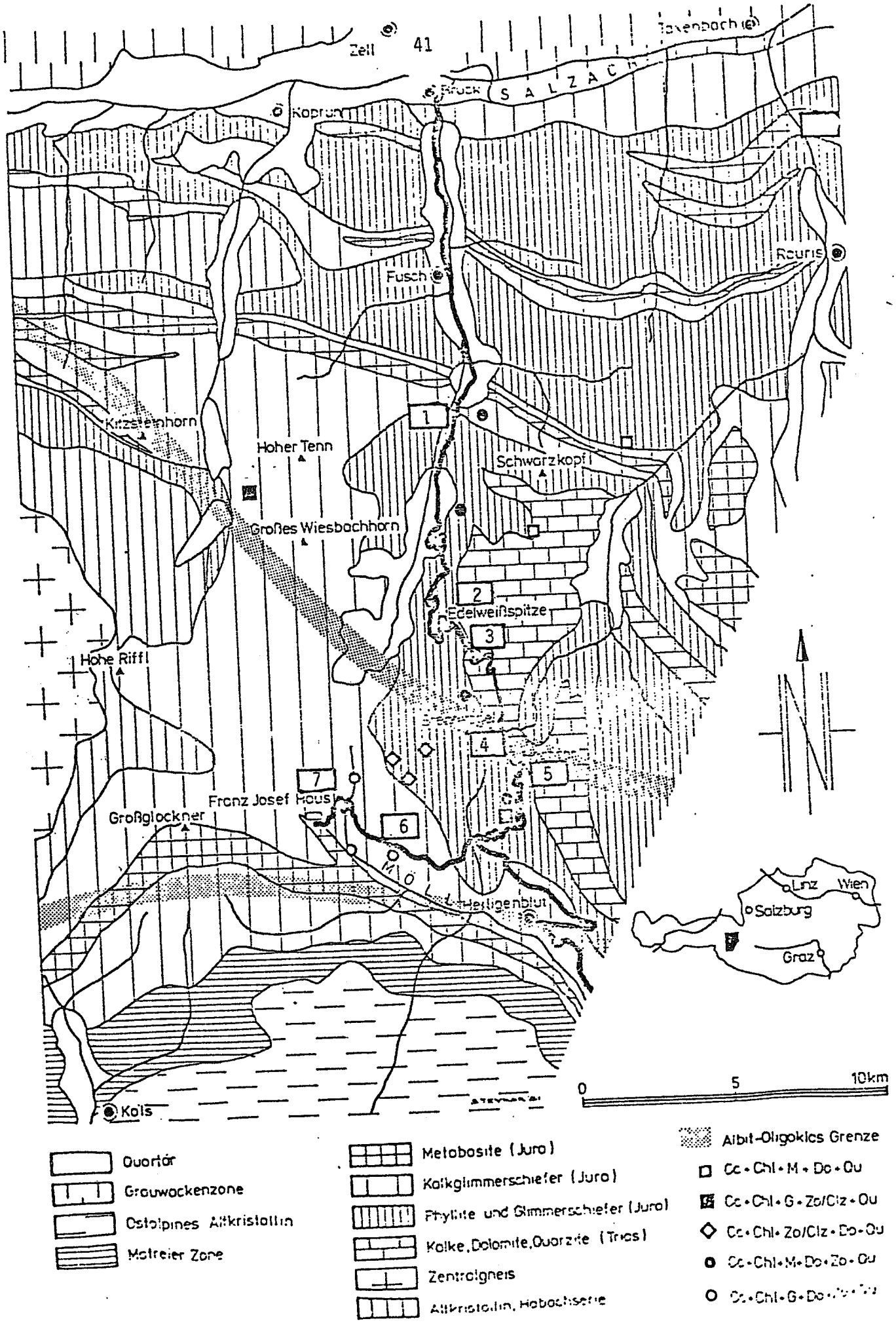


Abb.15: Übersichtskarte der mittleren Hohen Tauern entlang der Großglocknerstraße.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

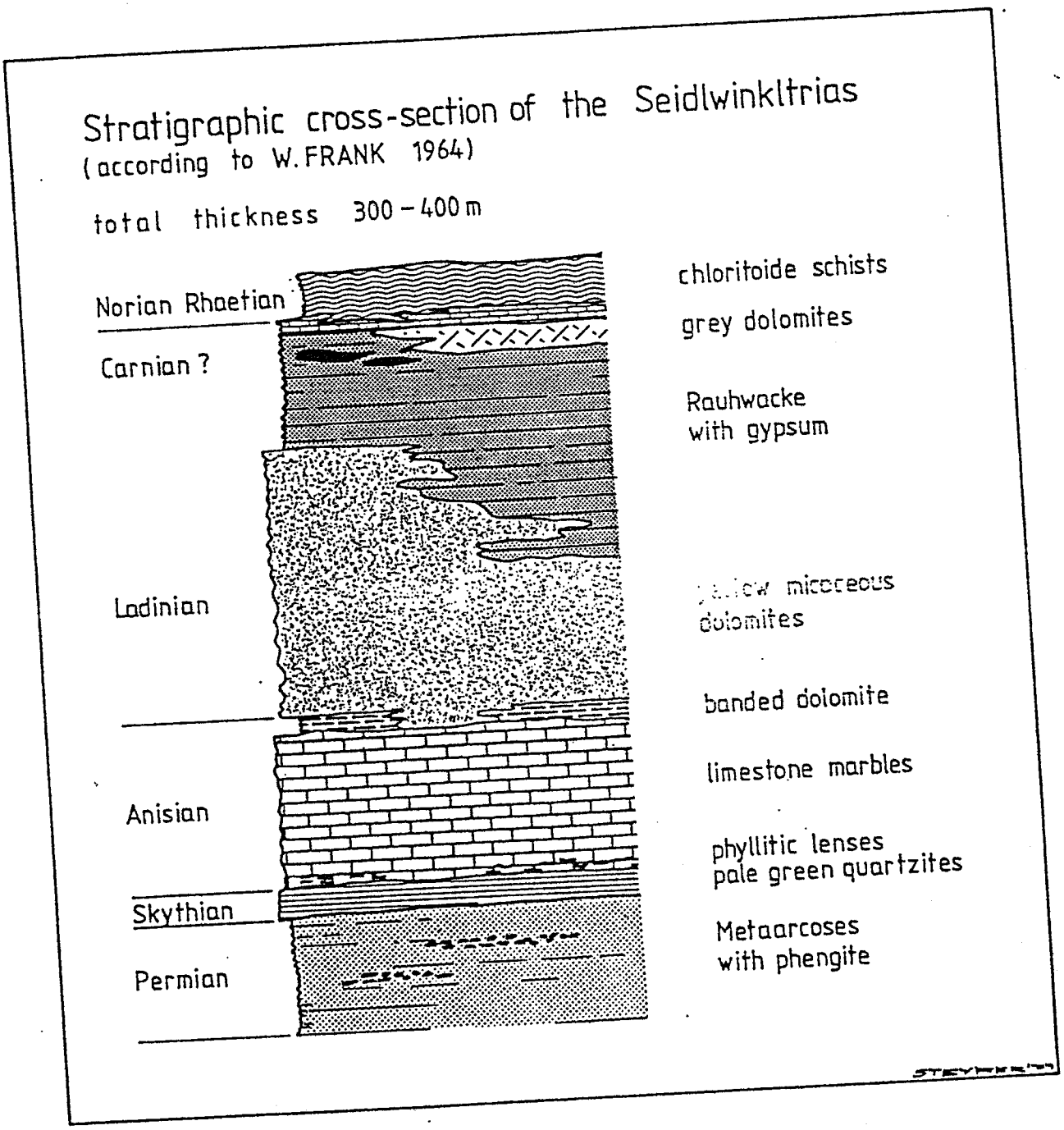


Abb.16: Stratigraphisches Säulenprofil der Seidlwinkltrias.

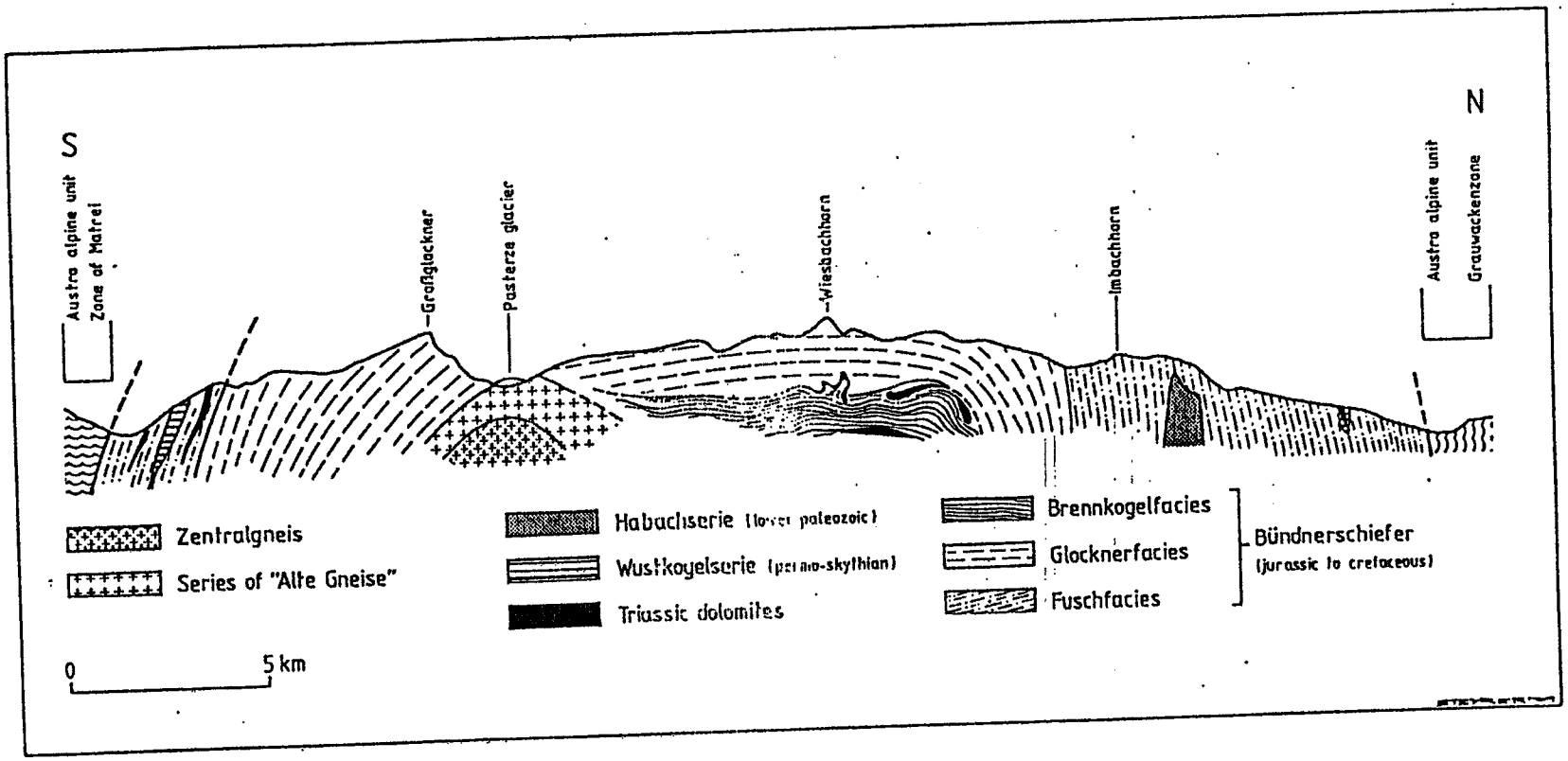


Abb.17: Übersichtsprofil durch die mittleren Hohen Tauern (Kamm W der Großglocknerstraße).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

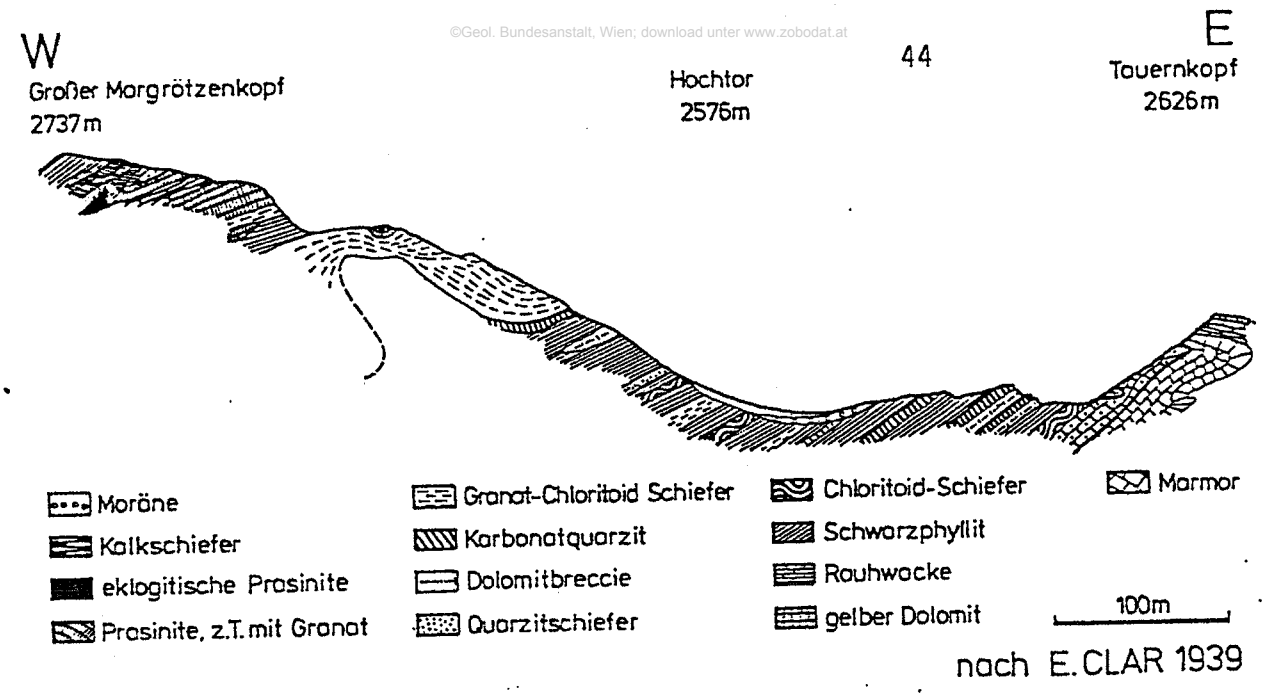
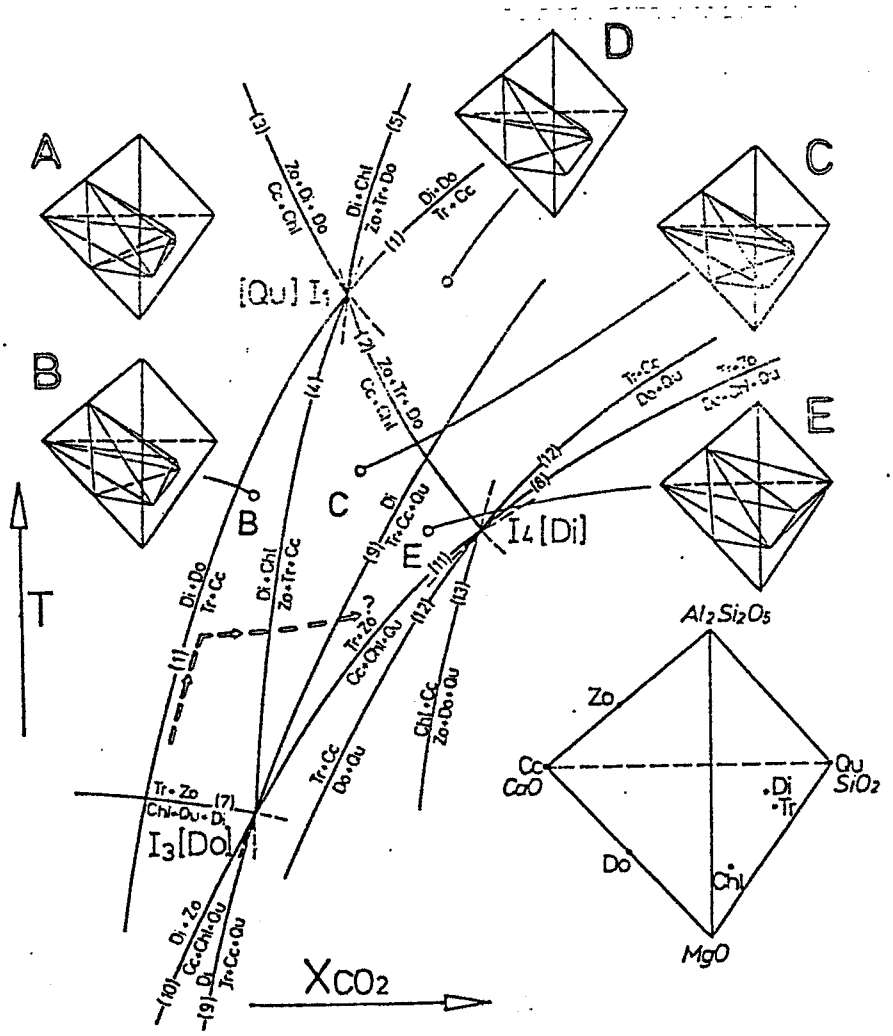


Abb.18: Geologisches Profil Hochtor-Großer Margrötzenkopf.



Schematisches $TXCO_2$ Diagramm mit den invarianten Punkten I_1, I_3 und I_4. Nur die stabilen Reaktionen sind eingezeichnet, für die Felder A bis E sind die Phasenbeziehungen im Tetraeder CaO-MgO-SiO_2-$Al_2Si_2O_5$ eingetragen. Die hellen Pfeile markieren die Entwicklung der Gasphase der Serpentinrandgesteine. Sie entwickelt sich zunächst entlang der Reaktion (1), nimmt aber in der Folge aufgrund der Zufuhr von CO_2 aus den Kalkglimmerschiefern ihren Weg ohne wesentliche Temperaturerhöhung durch die divarianten Felder B und C in das Feld E. Dabei werden Di • Do, Di • Chl und schließlich Di alleine zu Amphibol-führenden Paragenesen abgebaut.

Abb.19: Schematisches T-XCO2- Diagramm für die Kalksilikatgesteine an den Serpentiniträndern (Schienewand).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

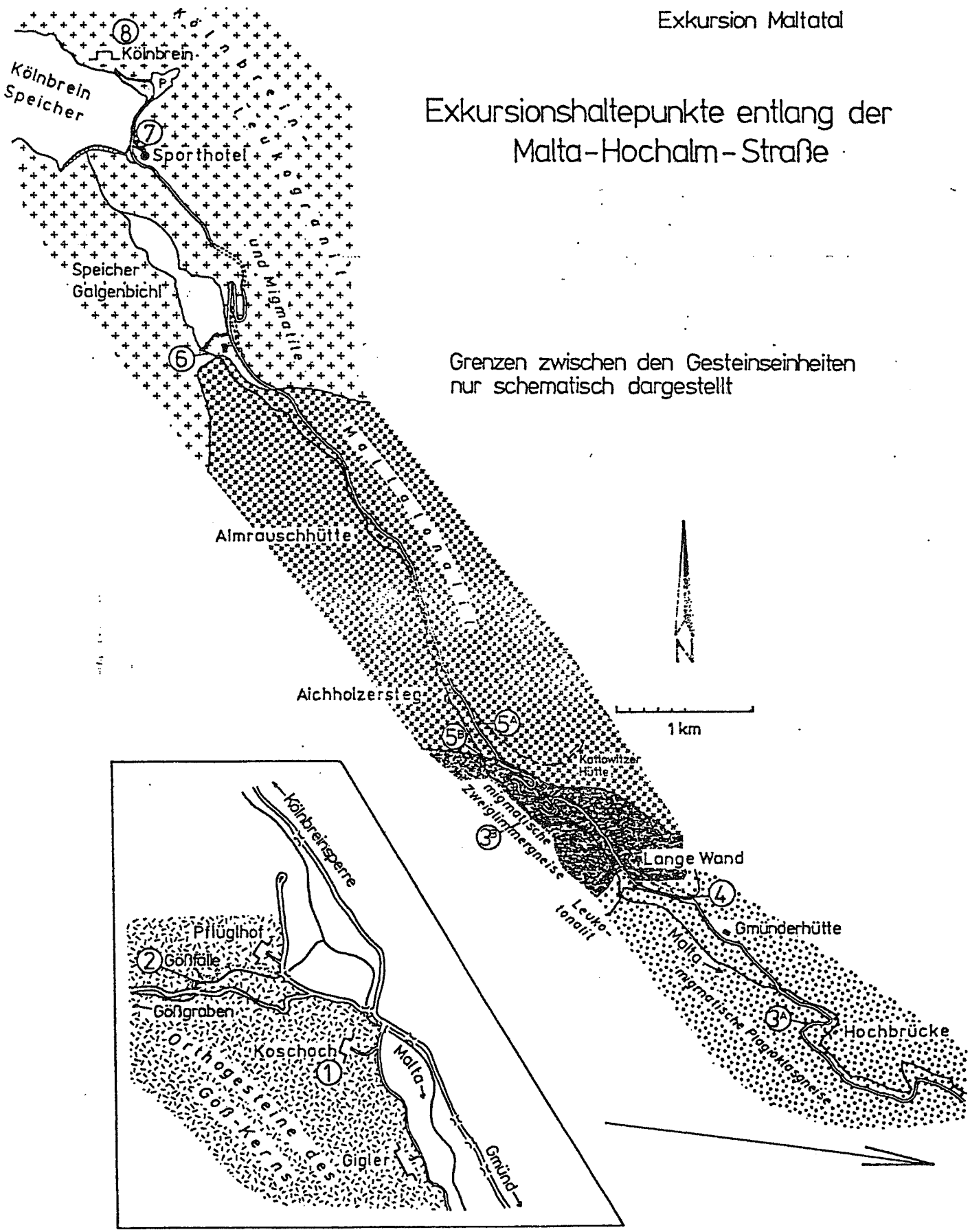


Abb. 20: Exkursionshaltepunkte im Maltatal

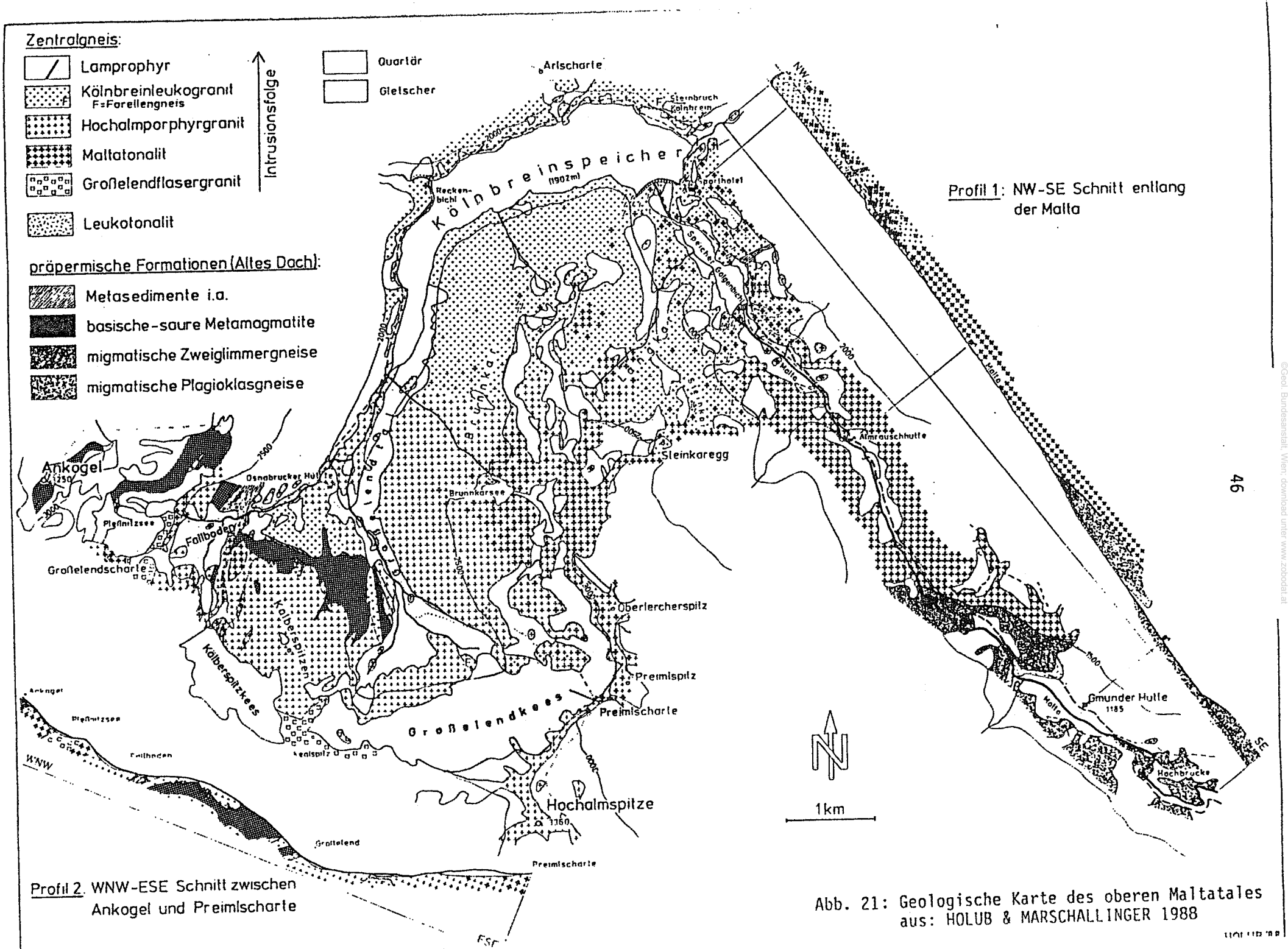


Abb. 21: Geologische Karte des oberen Maltatales
aus: HOLUB & MARSCHALLINGER 1988

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

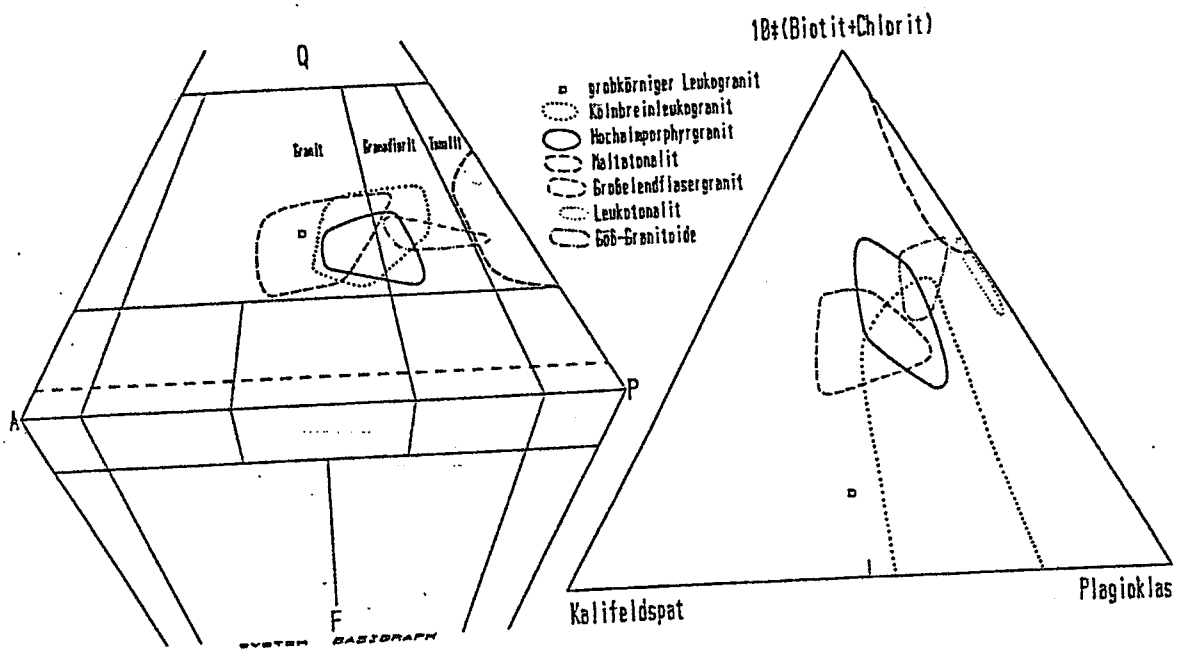


Abb. 22: Modale Variation der untersuchten Zentralgneise
aus: HOLUB & MARSCHALLINGER 1988

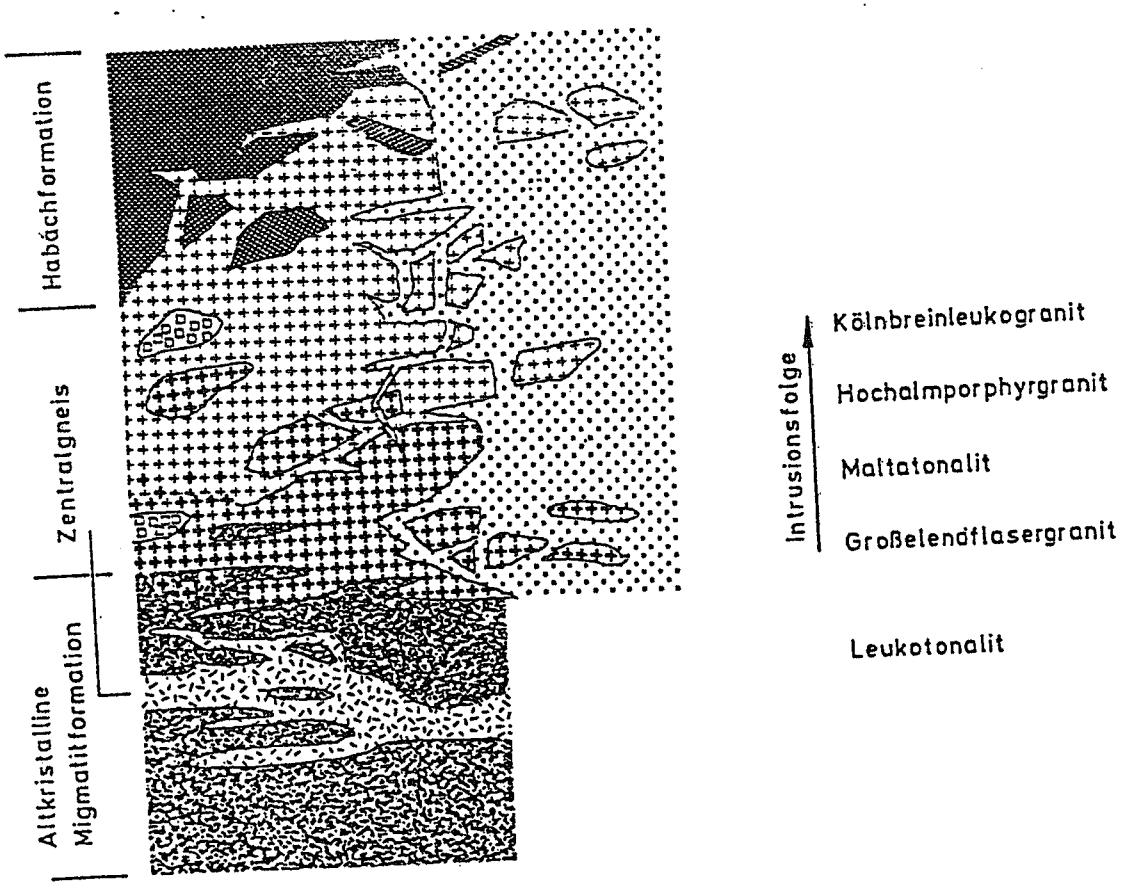


Abb. 23: Schematische Darstellung des Intrusionsverbandes im oberen Maltatal
aus: HOLUB & MARSCHALLINGER 1988

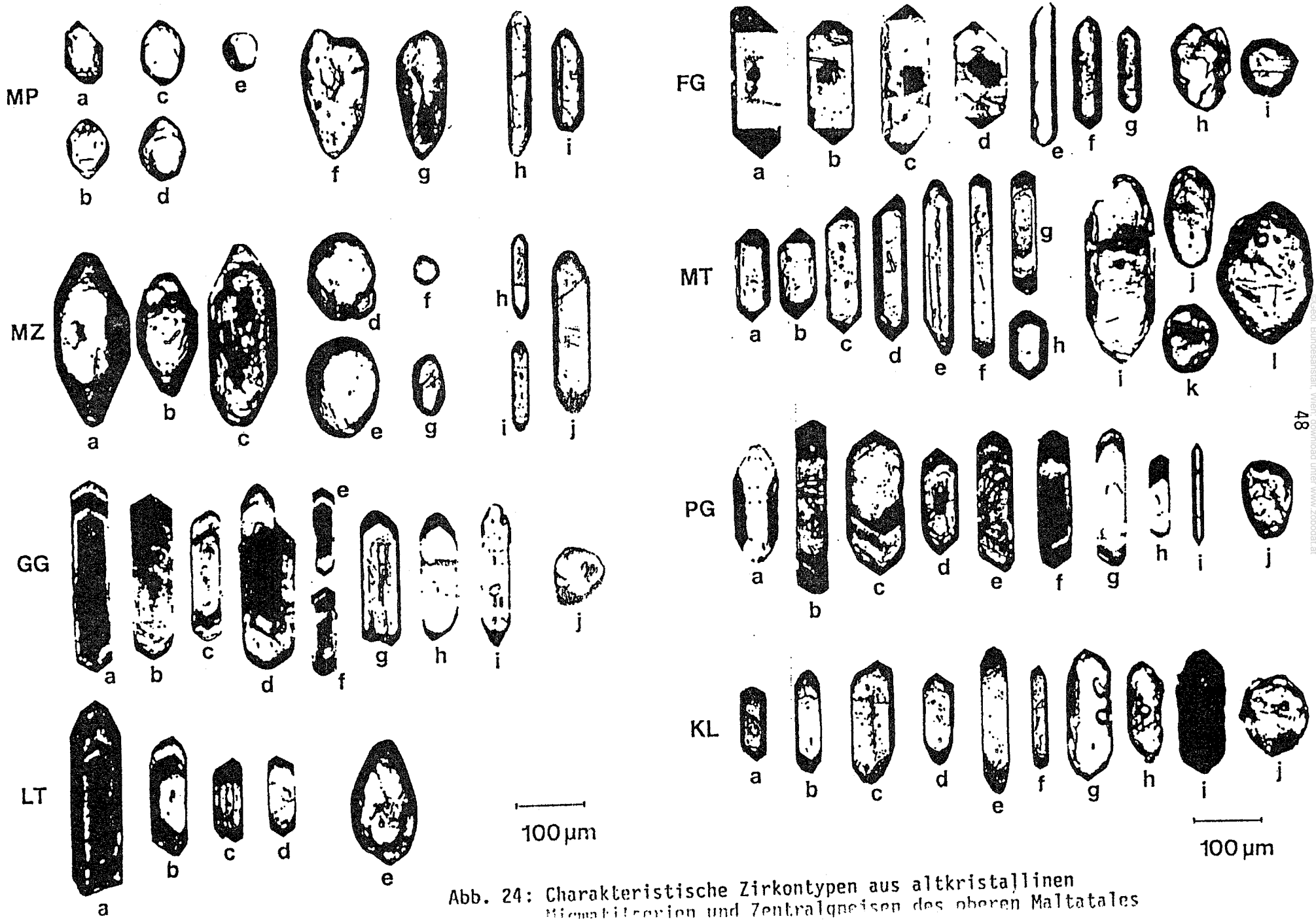
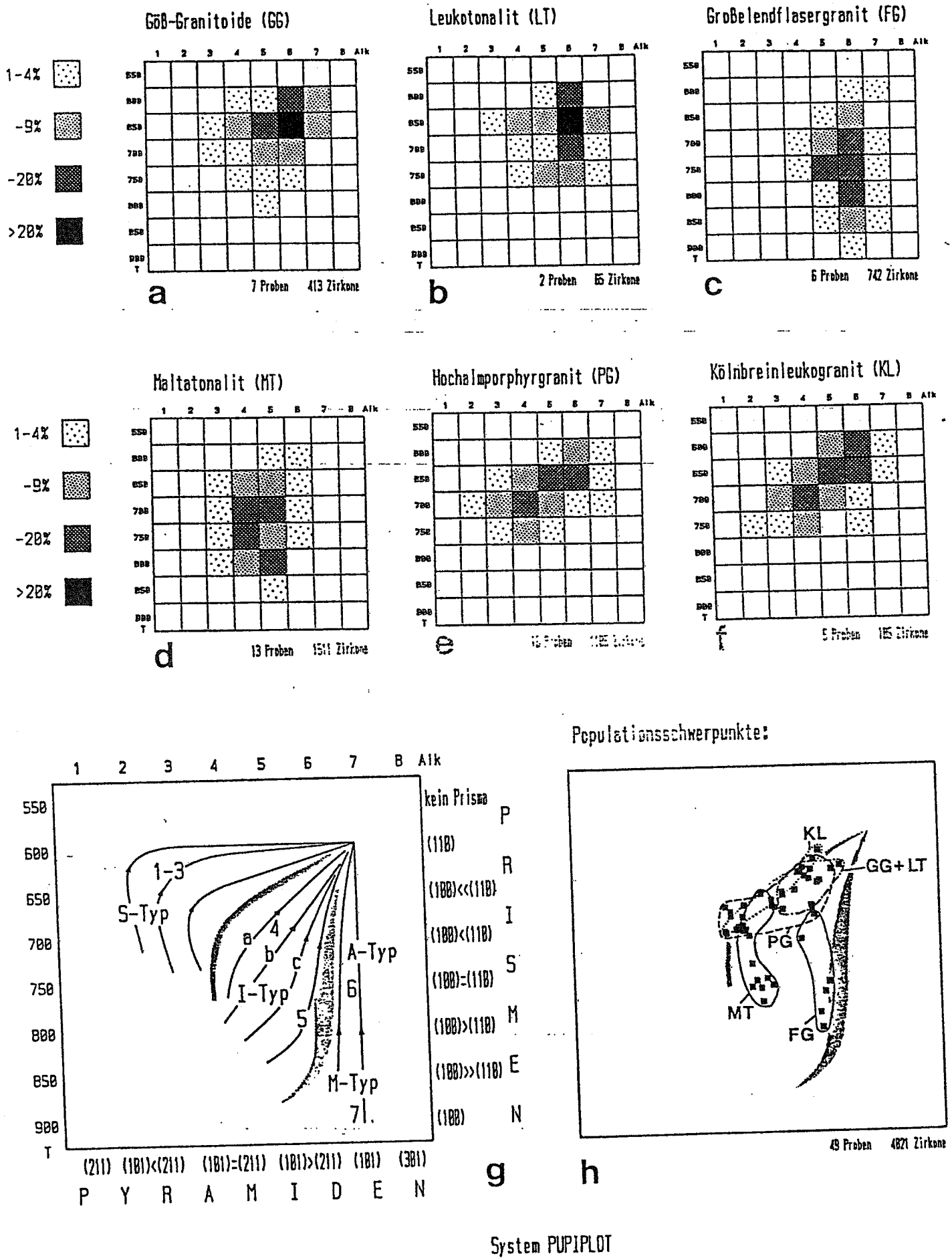


Abb. 24: Charakteristische Zirkontypen aus altkristallinen Migmatitserien und Zentralgneisen des oberen Maltatales

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at



System PUPIPLOT

Abb. 25: typologische Variation der Zirkontrachten von Zentralgneisen im Diagramm nach PUPIN 1980.
aus: MARSCHALLINGER & HOLUB 1989

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

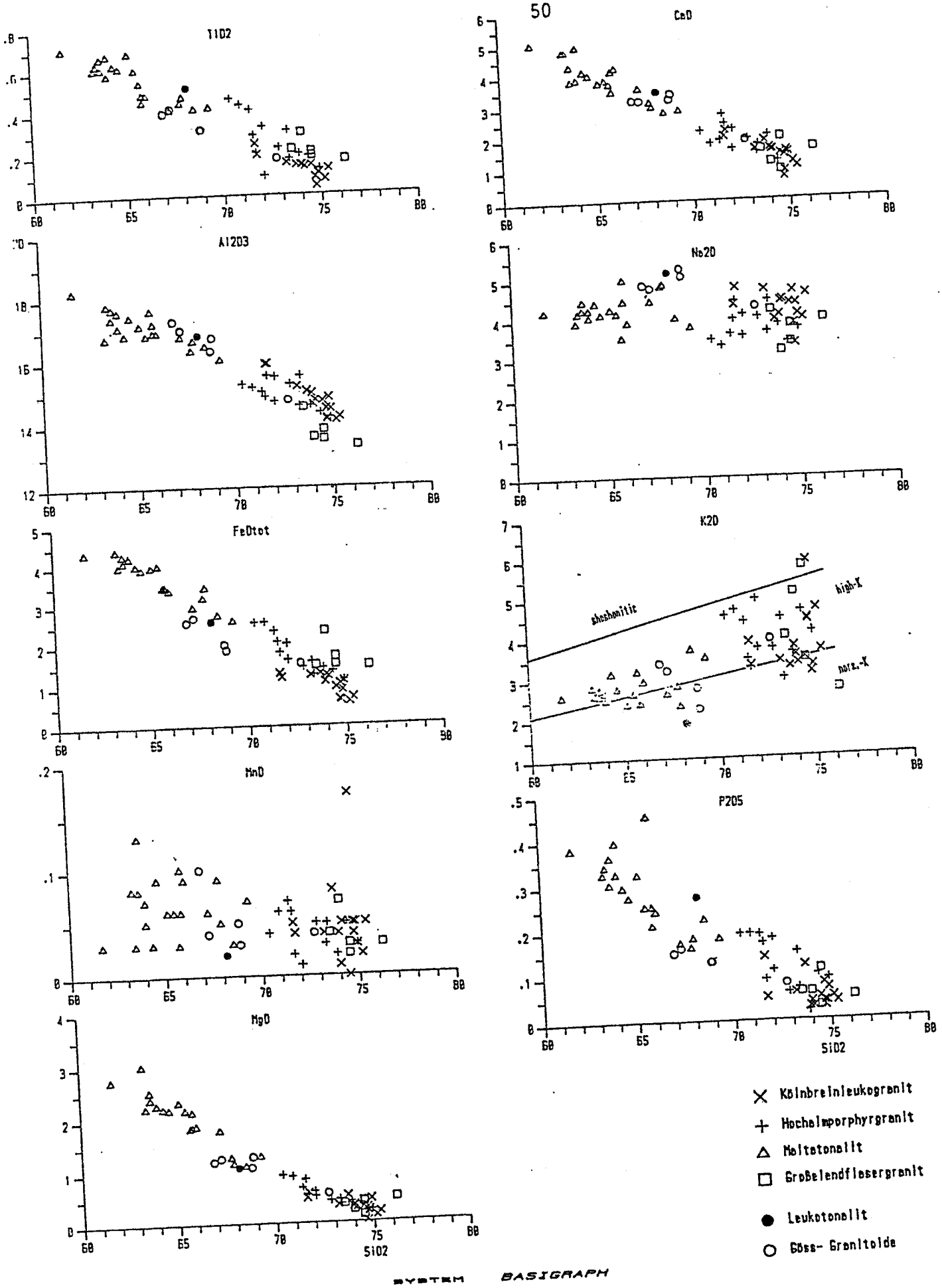


Abb. 26: Hauptelementvariation der Zentralgneise (Harker-Diagramme)
aus: MARSCHALLINGER & HOLUB 1989

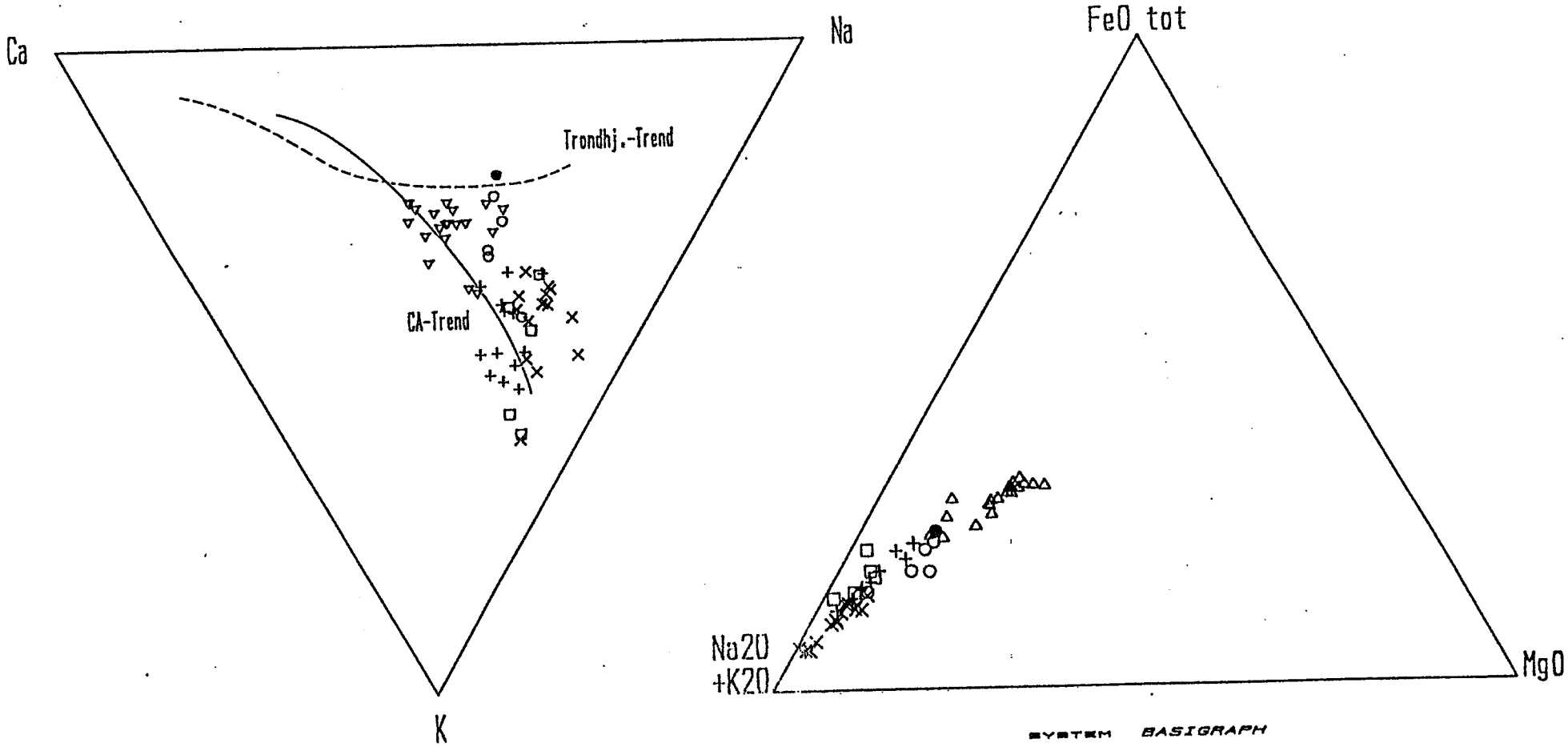


Abb. 27: Hauptelementvariation der Zentralgneise im Na/Ca/K- und AFM- Diagramm
aus: MARSCHALLINGER & HOLUB 1989

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

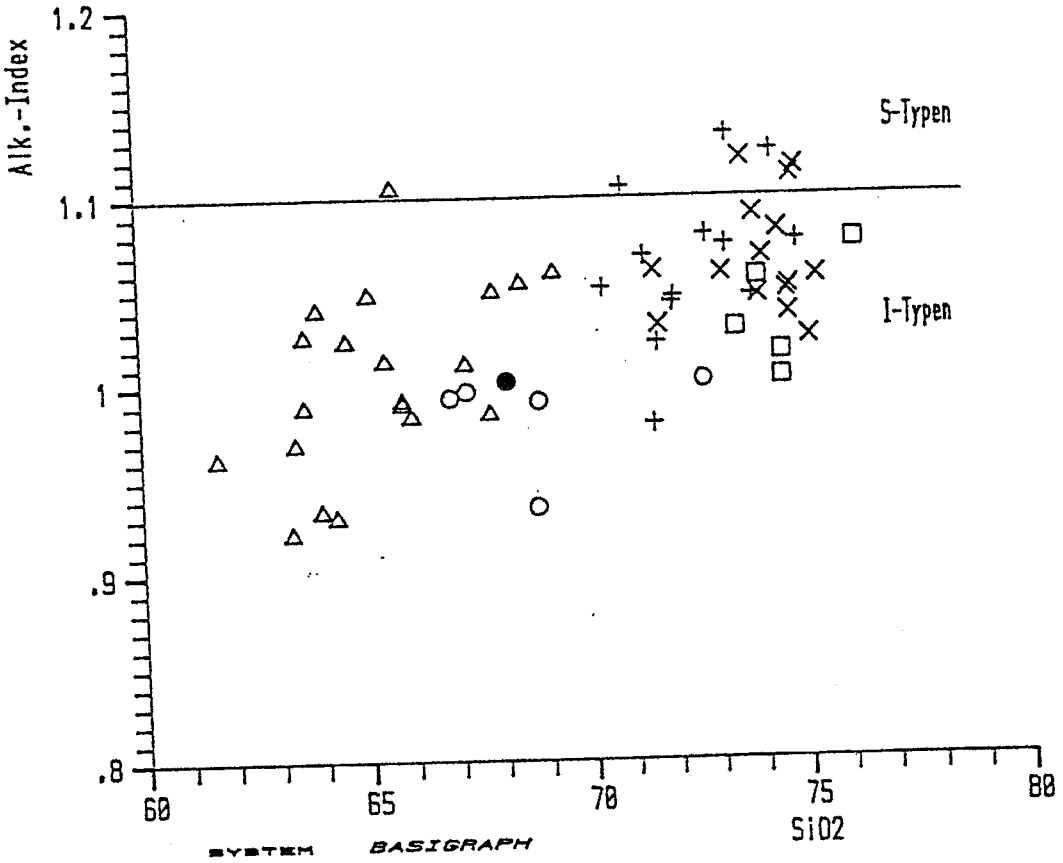


Abb. 28: Variation der Zentralgneise im S-Typ/I-Typ- Diskriminations-diagramm

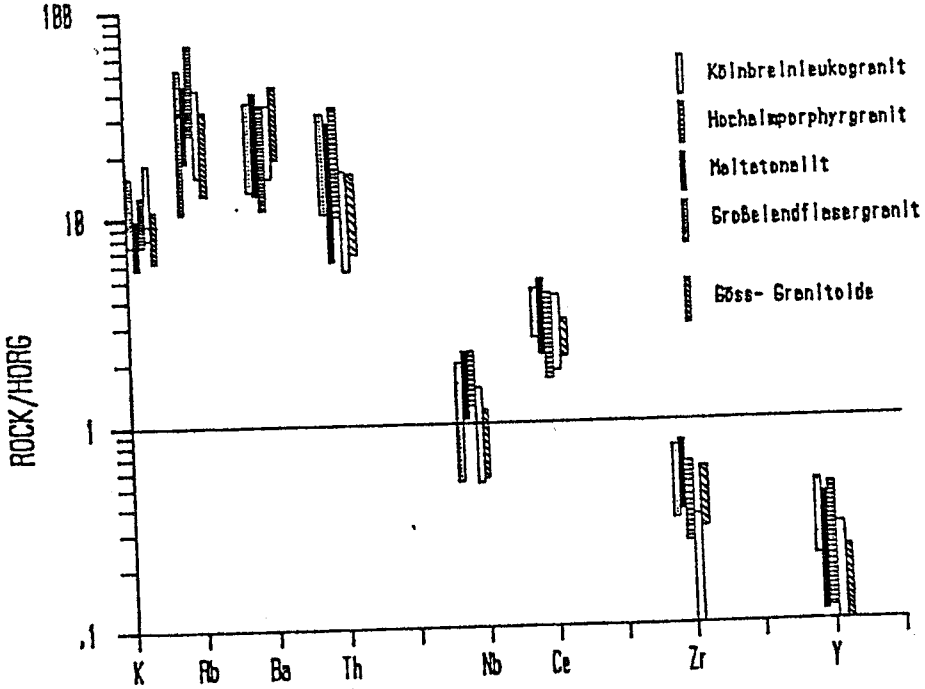


Abb. 29: Variation der Spurenelementgehalte der Zentralgneise im HORG- normierten geochemischen Pattern

Abbildungen aus: MARSCHALLINGER & HOLUB 1989

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

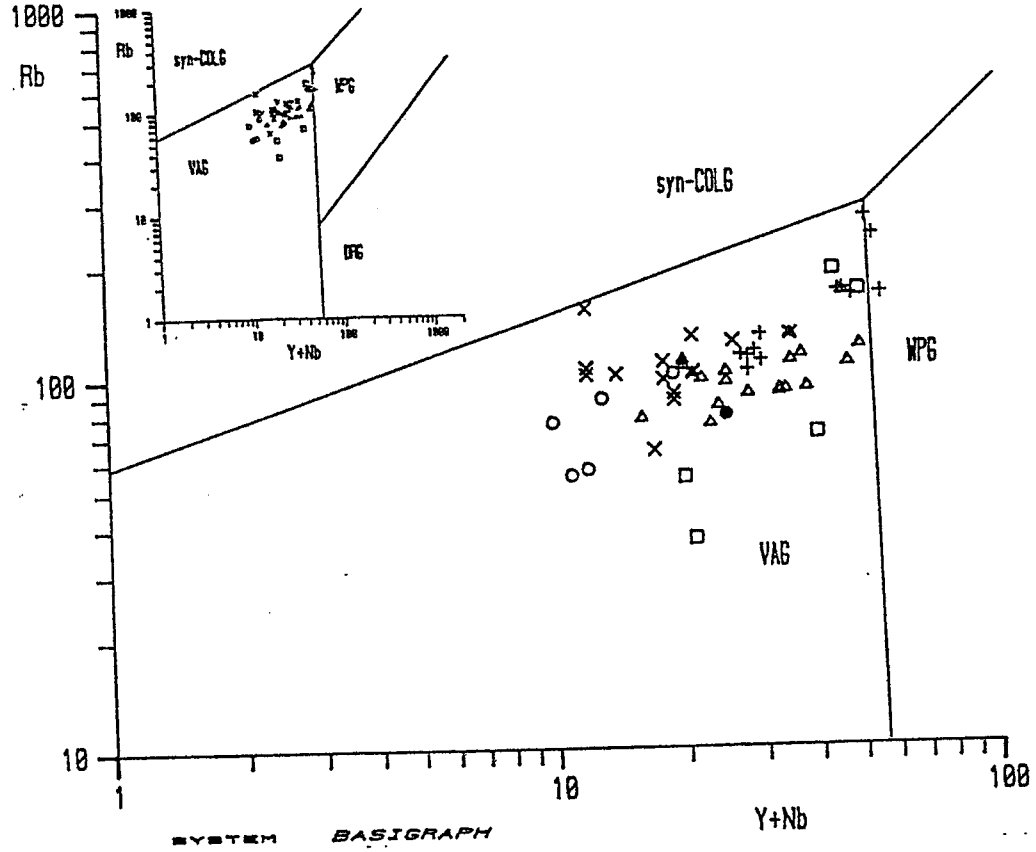


Abb. 30: Variation der Zentralgneise im Rb vs. Y+Nb- Diagramm zur genetischen Klassifikation von Granitoiden nach PEARCE et al. 1984

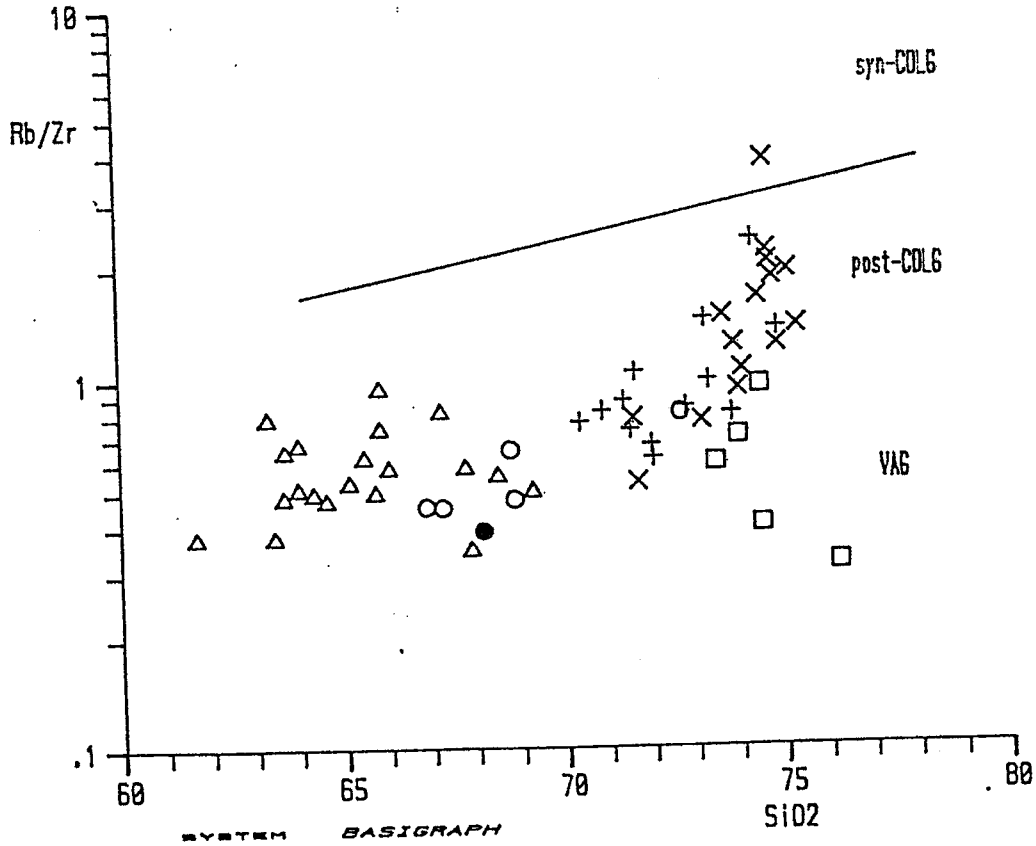


Abb. 31: Variation der Zentralgneise im Rb/Zr vs. SiO2- Diagramm zur genetischen Klassifikation von Granitoiden nach HARRIS et al. 1984

Abbildungen aus: MARSCHALLINGER & HOLUB 1989

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

Literatur

ANGEL,F., 1954: Petrochemie der Hochalm-Ankogel-Gesteine. - Jb.Geol.B.-A.Wien, 97,H.1, 1-16.

ANGEL,F. & STABER,R., 1952: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe.- Wiss.AV-Hefte 13, 111p.

BECKER,P., 1976: Klinohumite vom Laperwitzbach, Dorfertal, Osttirol. Der Karinthin, F 75, 257-260.

BERNROIDER,M. und HÖCK,V., 1983: Metamorphose der Serpentingesteine im obersten Möllital (Kärnten, Österreich).- Der Karinthin F 89, 51-71.

BESANG,C., HARRE,W., KARL,F., KREUZER,H., LENZ,H., MÜLLER,P. & WENDT,I. 1968: Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). - Geol.Jb., 86, 835-844.

BICKLE,M.J., and POWELL,R., 1977: Calcite-Dolomite Geothermometry for Iron-Bearing Carbonates. The Glockner Area of the Tauern window, Austria.- Contrib.Miner.Petrol. 59, 281-292.

BRAUMÜLLER,E., 1939: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher und Rauristal.- Mitt.Geol.Ges.Wien, 30/31, 37-150.

CHAPPELL,B.W. & WHITE,A.J.R., 1974: Two contrasting granite types. - Pacific Geology, 8, 173-174.

CLAR,E., 1953: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau.- Verh. Geol.B.A. 1953, 93-104.

CLAR,E., 1965: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues in den Ostalpen.- Verh. Geol.B.A., Sh.G., 11-35.

CLIFF,R.A., 1981: Pre-Alpine History of the Pennine Zone in the Tauern Window, Austria: U-Pb and Rb-Sr Geochronology. - Contrib. Mineral.Petrol., 77, 262-266.

CLIFF,R., NORRIS,R., OXBURGH,E.R., and WRIGHT,R.C., 1971: Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reißeck and the Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps.- Jahrb.Geol.B.A. 114, 121-272.

CLIFF,R.A., REX,D.C. & DROOP,G.T.R., 1985: Alpine metamorphism in the south-east Tauern Window, Austria: II. rates of heating, cooling and uplift. - J.metamorphic Geol., 1985/3, 403-415.

CORNELIUS,H.P. & CLAR, E., 1939: Geologie des Großglocknergebietes (1.Teil).- Abh.Zweiganst. Wien d.Rst.f.Bdforsch.(Geol. B.A.) 25, 1-305.

CRAWFORD,M.L., 1966: Composition of Plagioclase and Associated Minerals in some Schists from Vermont/USA and South Wales,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

New Zealand with inferences about the Peristerite Solvus.- Contrib.Mineral.Petrol. 13, 269-294.

DACHS,E., 1986: High-pressure mineral assemblages and their breakdown-products in metasediments South of the Grossvenediger, Tauern Window, Austria.- Schweiz.mineral.petrogr.Mitt. 66, 145-161.

EXNER,Ch. 1979a: Zur Geologie der Ankogel-Hochalmgruppe. - Alpenvereins-Jahrb.1979, 5-15, Innsbruck.

EXNER,Ch., 1979b: Der Nordrand des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend.- Jahrb.Geol.B.A. 122, 1-73.

EXNER,Ch. 1982: Geologie der zentralen Hafnergruppe (Hohe Tauern). - Jahrb.Geol.B.-A.Wien, 125,H.1-2, 51-154.

FINGER,F. & STEYRER,H., 1988: Granite-types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria)- Some Aspects on their correlation to Variscan plate tectonic processes.- Geodinam. Acta, (im Druck).

FRANK,W.,MILLER,Ch.,PETRAKAKIS,K.,PROCHASKA,W. & RICHTER,W.1981: Das penninische Kristallin im Mittelabschnitt des Tauernfensters und die Rieserfernerintrusion mit ihrem Kontakthof.- Fortschr. Miner. 59, Beih.2, 97-128.

FRANK,W., HÖCK,V, & MILLER,Ch., 1987: Metamorphic and Tectonic History of the Central Tauern Window. - In: FLÜGEL,H.W. & FAUPL,P. (eds): Geodynamics of the Eastern Alps, Deuticke, Vienna, 34-54.

FRANZ,G. and SPEAR,F.S., 1983: High pressure metamorphism of siliceous dolomites from the central Tauern window, Austria.- Am.J.Sci. 283-A, 396-413.

FRASL,G. 1957: Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen. - Mineral.Mitt.Bl.Joanneum 2/1957, 41-63.

FRASL,G., 1958: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern.- Jb.Geol.B.A. 101, 323-472.

FRASL,G. und FRANK,W., 1966: Einführung in die Geologie und Petrologie des Penninikums des Tauernfensters etc.- Aufschluß 15, 30-58.

FRISCH,W., 1980: Tectonics of the western Tauern window.- Mitt.-Öst.Geol.Ges. 71/72, 65-71.

FRISCH,W., 1984: Metamorphic History and Geochemistry of a low-grade amphibolite in the Kaserer Formation, (Marginal Bündnerschiefer of the Western Tauern window (Eastern Alps).- Schweiz.Min.Petr.Mitt. 64, 193-214.

FRISCH,W., GOMMERINGER,K., KELM,U. & POPP,F. 1987: The upper Bündner Schiefer of the Tauern Window - A key to understanding Eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps.- in:

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

FLÜGEL,H.W. & FAUPL,P. (eds): Geodynamics of the Eastern Alps, Deuticke, Vienna, 55-69.

GRUNDMANN,G., 1980: Polymetamorphose und Abschätzung der Bildungsbedingungen der Smaragd-führenden Gesteinsserien der Leckbachscharte, Habachtal, Österreich.- Fortschr. Min. 58,Bh.1, 39-41.

GRUNDMANN,G., 1989: Metamorphic Evolution of the Habach Formation - A Review.- Mitt.Öst. Geol.Ges. 81, (im Druck).

GRUNDMANN,G. & KOLLER,F., 1978: Die Aeschynite und ihr Zonarbau aus Beryllium-Mineralparagenesen des Smaragdvorkommens an der Leckbachscharte im Habachtal, Land Salzburg (Österreich).- N.Jb.Miner.Abh. 135, 36-47.

GUNDLACH,H., KARL,F. & MÜLLER,G. 1967: Vergleichende Untersuchungen an ost- und südalpinen Graniten, Granodioriten und Tonaliten.- Contr.Mineral.Petrol. 16, 258-299.

HARRIS,N.B.W., PEARCE,J.A. & TINDLE,A.G. 1986: Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. - in: Coward,M.P. & Ries,A.C.(eds.): Collision Tectonics, Geol. Soc. Spec.Publ., 19, Blackwell Sci.Publ., Oxford, 67-81.

HÖCK,V., 1974: Zur Metamorphose mesozoischer Metasedimente in den mittleren Hohen Tauern (Österreich).- Schweiz.Min.Petr. Mitt. 54, 567-593.

HÖCK,V., 1980 a: Distribution maps of minerals of the Alpine metamorphism in the Penninic Tauern window, Austria.- Öst. Geol. Ges. 71/72, 119-127.

HÖCK,V., 1980b: Ophiolites in the middle part of the Hohe Tauern, Austria.- Ofioliti 5, 57-64.

HÖCK,V., 1983: Mesozoic ophiolites and non-ophiolitic metabasites in the central part of the Tauern window (Eastern Alps, Austria).- Ofioliti 8(1), 103-126.

HÖCK,V. and HOSCHEK,G., 1980: Metamorphism of calcareous metasediments in the Hohe Tauern, Austria.- Mitt.Österr. Geol.-Ges., 71/72, 99-118.

HÖCK,V. and MILLER,Ch., 1980: Chemistry of Mesozoic metabasites in the middle and eastern part of the Hohe Tauern.- Mitt.Öst.Geol.Ges. 71-72, 81-88.

HÖCK,V. & MILLER,Ch., 1987: Mesozoic ophiolitic sequences and non-ophiolitic metabasites in the Hohe Tauern.- in: FLÜGEL,H.W. & FAUPL,P.(eds): Geodynamics of the Eastern Alps.- Deuticke, Vienna, 16-33.

HÖCK,V., & SCHARBERT,S,. 1989: Metabasalts from the Central Part of the Hohe Tauern (Austria):Genetic implications from Sr Isotope and trace element studies. - Mitt. Öst.Geol.Ges. 81, im Druck).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

HÖLL,R., 1975: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen.- Habilitationsschrift - Bayr.Akad.Wiss. Math.naturwiss.Kl., Abh. N.F. 157 A, 114p, München.

HOERNES,S. and FRIEDRICHSEN,H., 1974: Oxygen isotope studies of metamorphic rocks of the Western Hohe Tauern Area (Austria).- Schweiz.Min.Petr.Mitt. 54, 769-788.

HOLDAWAY,M., 1971: Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram.- Amer.J.Sci. 271, 97-131.

HOLLAND,T.J.B, 1979: High water activities in the generation of high pressure kyanite eclogites in the Tauern Window, Austria.- J.Geol. 87/1, 1-27.

HOLUB,B., 1987: Intrusionsbeziehungen und relative Altersgliederung der granitoiden Gesteine (Zentralgneise) in der Hochalm-Ankogel-Gruppe (östl. Hohe Tauern). - uni- aktuell, 10/1987, Salzburg, 19.

HOLUB,B., 1988: Geologie, Petrologie und Intrusionsfolge der Zentralgneise im Großelendtal (Hochalm-Ankogel-Gruppe, Kärnten).- Diss.Univ.Salzburg, 217 p.

HOLUB,B. & MARSCHALLINGER,R., 1989: Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (Östliches Tauernfenster). Teil 1: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge.- Mitt.Österr.Geol. Ges. 81, (im Druck).

KLEBERGER,J., SÄGMÜLLER,J.J. & TICHY,G., 1981: Neue Fossilfunde aus der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern zwischen Fuschertal und Wolfbachtal (Unterpinzgau/Salzburg).- Geol. Paläont.Mitt.Innsbruck 10, 275-288.

KLEBELSBERG,R.v., 1940: Ein Ammonit aus dem Hochstegen-Kalk des Zillertales.- Z.dtsch.Geol.Ges. 92, 582-586.

KOBER,L., 1912: Über Bau und Entstehung der Ostalpen.- Mitt.Geol. Ges.Wien 4, 1-114.

KOBER,L., 1928: Mesozoische Brekzien in der Schieferhülle der Sonnblickgruppe.- Cbl.Min.Abt.B 1928, 607-608.

KOBER,L., 1955: Bau und Entstehung der Alpen.- 2.Aufl., 379S., Deuticke, Wien.

KOLLER,F. & RICHTER,W., 1980: Rodingites and ultramafic rocks in the Eastern Alps.- Ofioliti 5, 73-78.

KRAIGER,H., 1987: Geologie, Petrographie und Geochemie der Habachformation am Beispiel des Unterfahrungsstollens der Scheelitlagerstätte Felbertal, Salzburg.- Diss.Univ.Salzburg, 218 p.

KRUHL,J.H.,1987: in: FRASL,G., HOLUB,B., KRUHL,J.H., & MARSCHAL-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

LINGER,R., 1987: Exkursion am 2.10. in das Zentralgneis- und Migmatitgebiet im Maltatal.- Exkursionsführer zur Tauerntagung 1987 in Mittersill, 9 p.

LAMBERT,R.St.J. 1964: Isotopic Age Determination on Gneisses from the Tauernfenster, Austria. - Verh.Geol. B.-A. Wien, 1964, H.1, 16-27.

LEAKE,B.E., 1978: Nomenclature of amphiboles.- Can.Mineral. 16, 501-520.

MARESCH,W.V., 1977: Experimental studies on glaucophane; an analysis of present knowledge.- Tectonophysics 43, 109-126.

MARSCHALLINGER,R., 1987a: Geologie und Petrologie der Zentralgneise und ihres Alten Daches im Bereich des oberen Maltatales (Kärnten) . - Diss.Univ.Salzburg, 257 p.

MARSCHALLINGER,R., 1987b: Geologie und Petrologie der Zentralgneise im Bereich des Oberen Maltatales (östl. Hohe Tauern). - uni-aktuell, 10/1987, Salzburg, 22.

MARSCHALLINGER,R. & HOLUB,B., 1989: Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil II: geochemische und zirkontypologische Charakteristik. In Vorb.

MILLER,Ch., 1977: Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine aus der Eklogitzone des Tauernfensters.- TMPM 24, 221-277.

MILLER,Ch., SATIR,M. und FRANK,W., 1980: High-pressure Metamorphism in the Tauern window.- Mitt.Öster.Geol.Ges. 71/72, 89-97.

MORTEANI,G. & GRUNDMANN,G. 1977: The emerald porphyroblasts in the penninic rocks of the central Tauern Window.- N.Jb.Miner.Mh. 1977, 509-516.

MOSTLER,H. 1964: Einige Bemerkungen zur Salzach-Längstalstörung und der sie begleitenden Gesteine. (Im Bereich Wagrain bis Lend, Salzburg).- Mitt-Geol.Bergbaustud.Wien 14/15, 185-196.

PEARCE,J.A., HARRIS,N.B.W. & TINDLE,A.G., 1984: Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. - J.Petrol., 25/4, 953-983.

PEER,H. & ZIMMERER,W., 1980: Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Gasteiner Ache bis Saukarkopf-Großarltal).- Jahrb. Geol.B.A.123,2, 411-466.

PESTAL,G., 1983: Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und des Felber tales (Pinzgau, Salzburg).- Diss.Univ.Wien, 117 p.

PETRAKAKIS,K., 1977: Zur Geologie des Stubachtal- Ultramafititkomplexes. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud. 24, 47-54.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

PETRAKAKIS,K., 1978: Der Stubachtal-Ultramafitit-Komplex (Salzburg, Österreich).- TMPM 25, 1-32.

PETRAKAKIS,K., 1981: Beziehungen zwischen Hornblende und Aktinolith in Gesteinen aus dem Zwölferzugkristallin (Tauernfenster).- Fortschr.Min. 59, 152-153.

PROSSER,E.Ch., 1975: Petrographisch- geochemische Untersuchungen im Zillertaler Zentralgneis als Beitrag zum Zentralgneis-Problem.- Diss.Univ.München, 82 p.

PUPIN,J.P., 1980: Zircon and Granite Petrology.- Contr.Miner. Petrol. 73, 207-220.

QUADT,v.A., 1987: U-Pb und Sm-Nd Datierungen der Habach- Formation und des Basisamphibolits im Bereich der Mittleren Hohen Tauern.- Abstr. Tauerntagung 1987/Mittersill.

RAITH,M., RAASE,P., KREUZER,H. & MÜLLER,P. 1978: The Age of the Alpidic Metamorphism in the Western Tauern Window, Austrian Alps, according to Radiometric Dating.- in: CLOSS,H., ROEDDER,D. & SCHMIDT,K. (eds): Alps, Apennines, Hellenides.- Schweizerbart 1978, 140-148.

REITZ,E. & HÖLL,R. 1988: Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation, Hohe Tauern und nordostbayrischem Grundgebirge.- Jb.Geol.B.A. Wien 131, (im Druck).

SATIR,M., 1975: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen.- Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova 30, 84 p.

SCHÖNLAUB,H., FRISCH,W. & FLAJS,G., 1975: Neue Fossilfunde aus dem Hochstegenmarmor (Tauernfenster, Österreich).- N.Jb. Geol. Paläont.Mh. 1975, 111-128.

SENFTL,E. & EXNER,Ch., 1973: Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation.- Verh.Geol.B.A. 1973, 209-234.

STRECKEISEN,A. und WENK,E., 1974: On steep Isograde Surfaces in the Simplon Area.- Contrib.Mineral.Petrol. 47, 81-95.

TERMIER,M.P., 1903: Les nappes des Alpes Orientales et la Synthese des Alpes.- Bull.Soc.Geol.France 4, Ser.3, 711-766.

THIELE,O., 1980: Das Tauernfenster.- in: OBERHAUSER, R. (ed): Der Geolgische Aufbau Österreichs.- Springer, Wien, 300-314.

TOLLMANN,A., 1959: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums.- Mitt.Ges. Geol. Bergb.Stud.Wien 10, 3-61.

TOLLMANN,A., 1963: Ostalpensynthese.- 256p. Deuticke, Wien.

TOLLMANN,A., 1977: Geologie von Österreich Bd.1. Die Zentralalpen.- 766p. Deuticke, Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

TOLLMANN, A., 1980: Das östliche Tauernfenster.- Mitt.Geol.Ges. 71-72, 73-80.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.zobodat.at

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Österreichische Geologische Gesellschaft-Exkursionsführer

Jahr/Year: 1988

Band/Volume: 7

Autor(en)/Author(s): Anonymus

Artikel/Article: Exkursion Hohe Tauern 1-66