

Geologischer Werdegang der Hohen Tauern vom Ozean zum Hochgebirge

Die Erforschung der Hohen Tauern in ihrem geologischen Sinn, nämlich zwischen Brenner und Katschberg und damit auch eines Gebietes, das als Nationalpark in den Bundesländern Salzburg, Kärnten und Tirol eingerichtet wurde, reicht bis weit in das letzte Jahrhundert hinein. Insbesondere wegen der Goldvorkommen setzten sich schon sehr bald einige Arbeiten mit der Geologie und der Mineralogie der Goldgänge und ihrer umgebenden Gesteine auseinander. In den ersten Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts begann dann ein rasch anwachsender Aufschwung in der geologischen Bearbeitung der Hohen Tauern, nachdem 1903 von TERMIER im Rahmen des Internationalen Geologenkongresses die Tauern als geologisches Fenster (siehe S. 30) erkannt wurden. Seit diesem Zeitpunkt läßt sich eine durchgehende Kette wissenschaftlicher Arbeiten über Geologie, Petrologie, Mineralogie und Vererzung in den Hohen Tauern bis in die Gegenwart verfolgen. Leider sind viele dieser Publikationen in der Öffentlichkeit kaum bekannt. Das Wissen um die geologische Bedeutung des Tauernfensters für die Deckentektonik im allgemeinen und den geologischen Bau der Ostalpen im speziellen ist wenigen Fachleuten vorbehalten und kaum im Bewußtsein weiter Bevölkerungskreise verankert. Die Schaffung des Nationalparks Hohe Tauern und damit verbundene Ausstellungen sind gute Anlässe, nicht nur die landschaftli-

chen Schönheiten der Tauern, sondern auch ihre geologischen, petrologischen und mineralogischen Besonderheiten zu vermitteln.

Die geologische Grundstruktur der Alpen

Im Zuge der jahrzehntelangen geologischen Erforschung der Alpen ist bereits in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts (z. B. TERMIER 1903, E. SUESS 1909, KOBER 1923) ein geologisches Modell zur Beschreibung des Alpenbaues entwickelt worden. Trotz mehrfacher Abänderungen – vor allem nach dem Durchbruch der Theorie der Plattentektonik (siehe Begriffserklärung 1.1), deren Vorläufer in den Alpen entstanden sind (AMPFERER 1942, F. E. SUESS 1949, CLAR 1953, 1965) – ist dieses Grundschema im wesentlichen erhalten geblieben. Dementsprechend lassen sich die gesamten Alpen in vier große geologisch-tektonische Zonen untergliedern. Diese sind das Helvetikum, das Penninikum, das Ostalpin und schließlich das Südalpin. Während die ersten drei Einheiten generell eine Bewegung der entsprechenden Krustenabschnitte nach Norden und Nordwesten zeigen, ist für die Südalpen ein grundsätzlich anderer Baustil, nämlich eine Bewegung nach Süden, charakteristisch. Eine tiefgreifende Störungslinie, die sogenannte alpin-dinarische Naht, trennt im geologischen Sinne die Südalpen von den drei Einheiten der Nordalpen. Im folgenden werden wir uns auf die nordbewegten Einheiten beschränken.

Wie die Abbildung 1 zeigt, sind die Einheiten recht ungleichmäßig über den gesamten Alpenkörper verteilt. Das Helvetikum hat, wie sein Name schon sagt, sein Hauptverbreitungsgebiet in der Schweiz und im westlichen Anteil der

französischen Alpen. Es ist maßgeblich an der Formung des Alpenbogens zwischen Genua und Genf beteiligt. Im Bereich der Ostalpen findet sich das Helvetikum nur in wenigen geringmächtigen Schuppen und Lagen. Es ist dort ganz intensiv mit der Flyschzone verschuppt und verfault. Beide Einheiten gemeinsam bilden eine schmale Zone am Nordrand der Alpen zwischen Rhein und Donau (Rhenodanubischer Flysch). Das Penninikum ist ebenfalls in den Schweizer Zentralalpen und den französisch-italienischen Westalpen am weitesten verbreitet. Es tritt aber auch innerhalb der Ostalpen in nur relativ eng begrenzten Zonen auf, die allseitig von den ostalpinen Einheiten überlagert werden. Derartige Strukturen, bei denen die Gesteine der strukturell tieferen Einheit allseitig von denen der höheren Einheit umgeben werden und unter diese untertauchen, werden „Geologische Fenster“ genannt. Das Penninikum findet sich also in den Ostalpen nur in Form geologischer Fenster. Das dritte und höchste Stockwerk schließlich, das Ostalpin, hat sein Verbreitungsgebiet – auch hier ist es wieder ausschlaggebend für den Namen – im wesentlichen in den Ostalpen und findet sich im Westalpenbereich nur in schmalen Zonen und Ausläufern.

Das charakteristische Strukturmerkmal der Alpen ist der geologische Deckenbau. Dies bedeutet, daß weitläufige Abschnitte der Erdkruste von vielen Kilometern Breite und Länge, aber nur wenigen Kilometern Dicke, im Verhältnis Breite bzw. Länge zur Dicke also einer Decke vergleichbar, mechanisch übereinander gestapelt wurden. Dies gilt sowohl großräumig für die drei Großeinheiten (STAUB 1924, KOBER 1938, TOLLMANN 1963) Helvetikum, Penninikum, Ostalpin, die als riesige Decken über-

Abb. 1 (links, S. 28): Geologische Übersichtskarte über die Alpen. Dargestellt sind nur die wichtigsten Großeinheiten: das Helvetikum, das Penninikum inkl. der Flyschzone, das Ostalpin und die Südalpen einschließlich der Dinariden.

einander liegen, als auch für den Innenaufbau dieser Einheiten selbst, die in zahlreiche kleinere oder größere Deckenkörper zerfallen. Aus dem Konzept des Deckenbaues der Alpen ergibt sich, daß sich die Gesteine nicht dort gebildet haben können, wo sie heute liegen (z. B. die nördlichen Kalkalpen), sondern in Bereichen, die von ihrer jetzigen Position viele Kilometer entfernt liegen können. Die Rekonstruktion der ursprünglichen Ablagerungsräume und des Weges, den die dort gebildeten Gesteine während der Gebirgsbildung genommen haben, um in die heutige Position zu gelangen, ist eine wesentliche Aufgabe der alpinen Geologie.

Auch wenn die Form und die Breite der einzelnen Ablagerungsräume, aus denen die späteren Baueinheiten hervorgehen sollten, zum Teil sehr kontroversiell diskutiert werden, so besteht doch einhellige Ansicht darüber, daß innerhalb der Ostalpen die Gesteine des Helvetikums relativ im Norden, die des Penninikums südlich anschließend und die Einheiten des Ostalpins bzw. Südalpins ganz im Süden des ursprünglichen Ablagerungsraumes beheimatet waren (vgl. TOLLMANN 1963), von wo aus sie nach Norden bewegt wurden.

Im Sinne der Plattentektonik (siehe Begriffserklärung 1.1 bis 1.5) liegt der Ablagerungsraum der Alpen zwischen zwei großen Platten – der europäischen im Norden bzw. im Westen und der afrikanischen Platte im Süden bzw. im Osten. Dazwischen erstreckt sich vom Atlantik ausgehend ein schmaler – der penninische – Ozean. Die Schließung dieses Ozeanbeckens im Zuge der Subduktion führt zum Verschwinden des Ozeans zur Kollision des europäischen Kontinents mit dem afrikanischen Kontinent. Der Kollisionsprozeß wiederum führt zur Abspaltung relativ dünner Krustensedimente und zur Stapelung der Krustenabschnitte in Form von Decken. Der Deckenbau verdickt die kontinentale Kruste ganz beträchtlich, so daß zwischen ihr und der schwereren Umgebung (oberer Erdmantel) ein Ungleichgewicht entsteht wie beim Eintauchen eines relativ leichten Eisberges in das geringfügig schwerere Wasser. Als Folge dieses Ungleichgewichtes beginnt die verdickte Kruste – dem Eisberg ähnlich – langsam aufzutauchen und das

Hochgebirge zu formen, das wir heute in den Alpen vor uns sehen.

Das Tauernfenster

Bei der Kollision des europäischen und des afrikanischen Kontinents (Gondwana) wurden die dazwischen liegenden, zum Teil kontinentalen, zum Teil ozeanischen Krustensegmente als ganze, selbständige Deckeneinheiten übereinander geschoben (vgl. letztes Kapitel). Die Bewegung des Gesamtorgans verläuft in zwei Richtungen: der Großteil der Einheiten wurde nach Norden bzw. nach Nordwesten überschoben, zunächst das Helvetikum auf das Vorland des europäischen Kontinents (Fortsetzung der Böhmisches Masse), darüber das Penninikum und schließlich als höchste Einheit, in sich wieder kompliziert gegliedert, das Ostalpin. Die ursprünglich südlichst gelegene Baueinheit, das Südalpin wurde südwärts bewegt. Im Bereich der Ostalpen bedeckt das Ostalpin die meisten Teile der tieferen Einheiten und läßt diese nur an wenigen Stellen an die Oberfläche kommen. So finden wir z. B. das Penninikum in Form einiger geologischer Fenster, die in der Zentralzone der Alpen entlang einer Ost-West-Achse auftauchen. Vom Westen ausgehend ist dies das Unterengadiner Fenster, das Tauernfenster und schließlich eine Gruppe von vier kleinen Fenstern am Alpenostrand, die als Rechnitzer Fenstergruppe bezeichnet werden. In diesen tektonischen Fenstern taucht der Gesteinsinhalt der penninischen Zone auf und dient so als entscheidender Hinweis auf die Deckennatur des alpinen Gebirges.

Das Tauernfenster (Abb. 2) ist das größte tektonische Vorkommen des Penninikums in den Ostalpen. Es erstreckt sich vom Brenner bis zum Katschberg über eine Länge von etwa 120 km, bei einer Breite zwischen 40 und 60 km. Unmittelbar umrahmt wird das Tauernfenster im Süden und Osten von einer schmalen Zone, der Matreier bzw. der Katschberg Zone. Im Nordosten schieben sich die Radstädter Tauern zwischen das Penninikum und das ostalpine Altkristallin, und schließlich trennt im Nordwesten die Quarzphyllitzone die Tauern von der Grau-

wackenzone. Alle diese Zonen werden dem Unterostalpin als Rahmen des Tauernfensters zugerechnet. Während der alpidischen Gebirgsbildung wurde die penninische Zone und damit auch der Gesteinsinhalt des heutigen Tauernfensters in tiefe Krustenteile versenkt und die Gesteine dabei unter hohen Drucken und Temperaturen umgewandelt. Dieser Prozeß wird als Metamorphose bezeichnet und führt zu einer mineralogischen wie strukturellen Umprägung der Gesteine. Dabei wird meistens auch ein möglicher Fossilinhalt zerstört, so daß eine altersmäßige Einstufung der umgewandelten (metamorphen) Gesteine sehr erschwert wird. Lithologische Vergleiche mit nicht-metamorphen Gesteinen sowie isotopengeologische Altersbestimmungen (z. B. die Rb/Sr- oder die U/Pb-Methode) bilden in metamorphen Zonen des Penninikums die wesentlichen Grundlagen einer Alterseinstufung (z. B. CLIFF 1981).

Die Gesteinsfolgen

Die derzeitige stratigraphische Zuordnung der Gesteinsserien im Tauernfenster (siehe Begriffserklärung 5) geht auf eine grundlegende Studie von FRASL (1958) zurück, die auf die hervorragende und sehr detaillierte Monographie von CORNELIUS & CLAR (1939) aufbaut. FRASL trennt fünf verschiedene Serien (heute Formationen genannt) ab, von denen zwei paläozoisches oder präpaläozoisches(?) Alter und drei mesozoisches Alter besitzen. Diese grundsätzliche Gliederung hat – von einigen kleinen Korrekturen abgesehen – bis heute ihre Gültigkeit bewahrt und ist durch die spärlichen Fossilfunde in den Hohen Tauern (z. B. MUTSCHLECHNER 1956, KLEBERGER et al. 1981, REITZ & HÖLL 1988) auch bestätigt worden. Nicht inkludiert in diese Gliederung sind die Zentralgneise, ehemalige Granite, Granodiorite und Tonalite (siehe Begriffserklärung 2.1), die während der variszischen Gebirgsbildung (siehe Begriffserklärung 4) zu Ende des Paläozoikums vor etwa 320 Millionen Jahren in die damals bereits vorhandenen Gesteine der beiden älteren paläozoischen bzw. präpaläozoischen Formationen eingedrungen sind. Die nachfolgende Beschreibung der einzelnen Forma-

tionen und ihre Abgrenzungen bezieht sich schwerpunktmäßig auf den Salzburger Anteil. Alle Formationen finden sich jedoch im gesamten Tauernfenster zwischen Brenner und Katschberg.

Die Altkristallinformation

Im Gegensatz zu allen anderen entsprechend ihrem Gesteinsinhalt und ihrer Schichtfolge definierten Formationen ist das Altkristallin durch eine kräftige voralpidische Metamorphose (siehe Begriffserklärung 2.2) charakterisiert. Für die Zuordnung von Gesteinen zu dieser Formation ist nicht so sehr ihre Lithologie und Abfolge maßgebend, sondern eine Metamorphose, die sich von der alpidischen als eindeutig älter abtrennen läßt. Sie wurde den Gesteinen während der variszischen Gebirgsbildung bzw. im Zusammenhang mit der Intrusion des Zentralgneismagmas aufgeprägt. FRASL (1958) faßte darunter im wesentlichen granatführende Amphibolite, Hornblende-Plagioklasgneise, pegmatitische Gneise und Muskovitgneise des sogenannten Zwölferzuges zwischen Stubach- und Felbertal zusammen. FRASL und FRANK (1966) erweiterten das Altkristallin um die „Serie der alten Gneise“ und rechneten noch den Basisamphibolit und den Serpentinistock des Enzingerbodens dazu. Altkristalline Äquivalente finden sich weiters im Zusammenhang mit den Zentralgneisen auch im westlichen und östlichen Tauernfenster. Es handelt sich dabei im wesentlichen um Migmatite (Gesteine, die noch nicht vollständig aufgeschmolzen wurden). Sie finden sich hauptsächlich im Zillertal und seinen Seitentälern im westlichen Tauernfenster, östlich des Großvenedigers und im Osten im Bereich des Maltatales und der Reißbeckgruppe (Abb. 2).

Die Habachformation

Ihr größtes geschlossenes Verbreitungsgebiet mit einer N-S-Erstreckung von über 20 km erreicht die Habachformation zwischen Krimmler Achenal und Kapruner Tal. Vergleichbare Gesteine finden sich in den westlichen Hohen Tauern (z. B. in der Greinermulde zwischen der Berliner Hütte und dem Pfitzschertal oder in der Schönachmulde

südlich und südwestlich von Gerlos), aber auch in den östlichen Hohen Tauern in der Seebachmulde zwischen Mallnitz und dem Ankogel oder in großen Teilen der Storzformation, am Ostrand des Tauernfensters im obersten Murtal und im Pöllatal bis in den Bereich westlich von Gmünd (Abb. 2).

Die Auffindung und der Abbau von Wolfram-Vererzungen (HÖLL 1975) gaben der Erforschung der Habachformation 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 Habachformation entwickeln. Die nachfolgende Gliederung in drei Abfolgen – sie baut auf frühere Versuche von HÖLL 1975, KRAIGER 1989 und HÖCK 1993 auf – ist am ehesten mit den Einzelbefunden kompatibel:

- die Ophiolithabfolge,
- die Inselbogenabfolge und
- die Eiserfolge (Biotit-Porphyroblastenschiefer).

Die erste Gruppe umfaßt im wesentlichen alle Teile einer Ophiolithabfolge (siehe Begriffserklärung 3), allerdings sind die Ophiolithabschnitte aufgrund der zum Teil mehrfachen metamorphen Überprägung nur mit Mühe rekonstruierbar. Am besten läßt sich der Ophiolithkomplex im Bereich Felbertal-Hollersbachtal und Habachtal studieren. Vergleichbare Gesteinsabfolgen finden sich jedoch auch im östlichen Tauernfenster zwischen dem obersten Murtal und dem Pöllatal, sowie in der Reißbeck Gruppe. Die Basis der Ophiolithe besteht aus häufig isolierten Serpentinlinsen, zum Teil auch Hornblenditen, die vermutlich auf Klinopyroxenite zurückzuführen sind. Die Grobkornamphibolite sind noch gut erkennbare, metamorphe Gabbros (Taf. 1, Fig. 1), die die plutonische Abfolge in den Ophiolithen vertreten. Prasinite und Amphibolite repräsentieren die vulkanischen Anteile der Ophiolithe. Im einzelnen ist jedoch aufgrund der Metamorphose die Zuordnung zu Gängen oder Laven schwierig durchzuführen. An einigen Stellen, insbesondere im Habachtal, sind Reste alter Gänge (sheeted dikes) noch erhalten (Taf. 1, Fig. 2). Das läßt sich an den Kontakten der einzelnen Gänge zuein-

ander ablesen, jedoch zeigen diese Ergebnisse, daß vermutlich nicht unbedeutliche Teile der Amphibolite dem Gang-Komplex der Ophiolithe zuzurechnen sind. In diesem Punkt unterscheiden sich die paläozoischen Ophiolithe der Habachformation grundsätzlich von denen der weiter unten beschriebenen mesozoischen Ophiolithe. Detaillierte geochemische Untersuchungen weisen darauf hin, daß diese Ophiolithe einem vermutlich kleinen ozeanischen Randbecken entstammen, das im Zusammenhang mit einer Subduktionszone (siehe Begriffserklärung 1.3) entstanden ist.

Über den Ophiolithen liegt eine Abfolge metamorpher Vulkanite (siehe Begriffserklärung 2.1), nämlich basische Laven und Tuffe, sowie intermediäre und saure Laven und Tuffe (ehemalige Andesite und Rhyolithe; Taf. 2, Fig. 3). Aufgrund der Metamorphose sind die Gesteine, die petrographisch Prasinite, epidotreiche Prasinite, Epidot-Albit-Gneise und schließlich Albitgneise darstellen, nur schwer ihren Ausgangsgesteinen zuzuordnen. Hier helfen reliktitisch erhaltene Gefüge, wie vulkanoklastische Bildungen oder Mandelsteine (Vulkanite mit ehemaligen Gasblasen), für die Rekonstruktion der Ausgangsgesteine. Bereits die Gesteinsabfolge selbst – sie ist am besten im Habachtal bzw. weiter im Osten zwischen Stubach- und Kaprunertal erhalten – läßt auf einen vulkanischen Inselbogen schließen. Geochemische Studien zeigen, daß bestimmte Spurenelemente, wie Zirkonium und Titan, Phosphor, Cer und andere, relativ angereichert sind (HÖCK 1993); dies unterstützt die Vorstellung, daß die Vulkanite im Zusammenhang mit einer Subduktionszone gebildet und auf kontinentaler Kruste abgelagert wurden, vergleichbar den Inselbogenvulkanen (siehe Begriffserklärung 1.3) der Anden in Südamerika. Über diesen Vulkaniten liegen – mit ihnen durch Übergänge und stratigraphisch verknüpft – helle und dunkle Phyllite, die sogenannten Habachphyllite.

Als eigenes Schichtglied muß die Eiserfolge (Biotit-Porphyroblastenschiefer = Basisschieferfolge sensu HÖLL 1975) betrachtet werden. Sie besteht aus ehemaligen Grauwacken und graphitführenden Sandsteinen mit basischen,

Tafel 1



Fig. 1: Metamorpher Gabbro der Ophiolithfolge in der Habachformation mit Gängen ehemaliger Basalte (Amphibolite), Habachtal (Foto: V. Höck).



Fig. 2: Noch gut erkennbare Gänge in Amphiboliten (ehemalige Basalte) aus der Ophiolithfolge der Habachformation, Habachtal (Foto: V. Höck).

Tafel 2



Fig. 3: Enge Wechsellagerung von ehemaligen sauren Vulkaniten (Rhyolithen) und Basalten. Inselbogenabfolge. Ankogelgebiet (Foto: V. Höck).



Fig. 4: Reliktisch erhaltene Strukturen von Pillowlaven der mesozoischen Ophiolithabfolge. Froßnitztal, Osttirol (Foto: R. Seemann).

intermediären und sauren Vulkaniten. An einer Stelle, zwischen Felbertal und Amertal, konnte eine diskordante Überlagerung der Biotit-Porphyroblastenschiefer über die Basisamphibolite nachgewiesen werden (PESTAL 1983). Das Alter der Habachformation wird in letzter Zeit intensiv diskutiert. Es gibt zahlreiche, mit unterschiedlichen Methoden gewonnene Altersdaten, die jedoch in sich widersprüchlich und nicht konsistent sind. Die U-Pb Altersbestimmungen an Zirkonen aus Gesteinen, die der Ophiolithabfolge zuzurechnen sind (QUADT 1992), weisen auf deren kambro-silurisches Alter (500–540 Millionen Jahre), Fossilfunde in den Habachphylliten (Acritarchen, REITZ und HÖLL 1988) weisen auf oberproterozoisches Alter hin (600–700 Millionen Jahre). Funde von Blättern farnähnlicher Samenpflanzen (Pteridophyllum) in Metasedimenten deuten auf oberkarbonisches Alter (FRANZ et al. 1990). Jüngste, noch unpublizierte U-Pb-Alter von Zirkonen aus Albitgneisen (Rhyolithen) der Inselbogenabfolge (HÖCK und PEINDL, unpubliziert) ergeben Alter zwischen 350–360 Millionen Jahren. Sie entsprechen also einer Bildung dieser Vulkanite an der Grenze Devon – Karbon. Gerade hier ergeben sich Widersprüche zu dem oberproterozoischen Alter der Habachphyllite, da diese mit den Inselbogenvulkaniten (devonisch bis unterkarbonisch) durch primär stratigraphische Übergänge verknüpft sind.

Die Zentralgneise

Das tiefste Stockwerk des Penninikums im Tauernfenster bilden die Zentralgneise (KARL 1959), welche in Form mehrerer autochthoner „Kerne“ auftreten (Abb. 2): Tuxer/Ahorn-, Zillertaler- und Venedigerkern im westlichen Tauernfenster, der Granatspitzkern im Mittelabschnitt und im östlichen Tauernfenster der Sonnblick-, Hochalm- und Gößgrabenkern (FRASL 1957, EXNER 1982, FINGER and STEYRER 1988). Die einzelnen Zentralgneiskerne sind zum Teil durch ihre primäre Hülle, das Altkristallin bzw. die Habachformation, zum Teil aber auch durch die mesozoischen Formationen voneinander getrennt. Die Zentralgneise sind auf ursprüngliche grani-

tische Gesteine mit recht heterogener Zusammensetzung zurückzuführen (siehe Begriffserklärung 1.4). Granite sind Tiefengesteine (Plutonite), die aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und etwas Glimmer (sowohl Biotit als auch Muskovit), bestehen. Je nach Variation der wesentlichen Minerale Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas finden sich granodioritische bis tonalitische Typen (plagioklasreich), syenitische Variationen (kalifeldspatreich) oder auch Diorite (quarzarm). Durch die alpidische Gebirgsbildung und Metamorphose sind die ursprünglichen Granite und ihre verwandten Gesteine überprägt und umgewandelt.

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 textuelle Unterschiede wurden durch die alpidische Überprägung modifiziert – beispielsweise wurden porphyrische Granitoide häufig zu den charakteristischen Augengneisen deformiert. Geochemischen Untersuchungen zufolge (HOLUB und MARSCHALLINGER 1989, MARSCHALLINGER und HOLUB 1990, FINGER and STEYRER 1988) dominieren unter den Zentralgneisen I-Typ Granitoide (s. CHAPPELL and 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. Diese Typeneinteilung bezieht sich auf das Ausgangsgestein, aus dem die granitische Schmelze entstanden ist. I-Typ-Granite stammen aus einem magmatischen Ausgangsgestein (Igneous-source), S-Typ-Granite sind auf sedimentäres Ausgangsgestein zurückzuführen.

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 Millionen Jahre); das „Alte Dach“ der Zentralgneise bilden die präpermischen Anteile der Schieferhülle im Tauernfenster – die

Altkristallinformation und die Habachformation (FRASL 1958).

Zusammen mit den Gesteinen der Altkristallinformation sowie der Habachformation bilden die Zentralgneise eine während der variszischen Gebirgsbildung konsolidierte, kontinentale Kruste, die als Basis für die Ablagerung der mesozoischen Formationen (Wustkogelformation, Triaskarbonatgesteine und Teile der Bündnerschieferformation) diene. Ihre Ablagerung zum Teil auf bereits deformierten Graniten zeigt, daß in der Folge der variszischen Gebirgsbildung kräftige Hebungen und Abtragungen im Gange gewesen sein mußten, welche die in der Tiefe erstarrten Plutone an die Oberfläche brachten und bereits zu einem hohen Grade erodierten.

Die Wustkogelformation

Die 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.

Auf der geologischen Karte (Abb. 2) ist die Wustkogelformation zusammen mit den Karbonatgesteinen der Trias dargestellt, da eine eigene Signatur auf diesem Maßstab nicht möglich ist.

Weitere Vorkommen finden sich in den östlichen Hohen Tauern im obersten Murtal: dort ist die Wustkogelserie sehr eng mit Zentralgneisen verknüpft und nur äußerst schwierig von diesen abzutrennen. Auch im westlichen Tauernfenster ist die Wustkogelserie sehr weit verbreitet, nämlich im Bereich Gerlos und im Abschnitt zwischen dem Penken bei Mayrhofen im Zillertal und dem Tuxerjoch.

Sie besteht im wesentlichen aus hellgrünen Quarziten, Metaarkosen und phengitreichen Schiefern, die z. T. von sauren Vulkaniten (Quarzporphyren) herzuleiten sind. Ein meist heller Quarzithorizont leitet zu den Karbonatgesteinen der Trias über. Zum Teil aber können sich die Gesteine der Wustkogelformation auch aus Abtragung- und Verwitterungsprodukten der Zentralgneise bilden. Stratigraphisch ist die Wustkogelformation in das Perm und die untere Trias (Skyth) einzuordnen.

Formation der Triaskarbonatgesteine

Ihre schönste und wichtigste Entwicklung liegt im Bereich des Seidlwinkltales (Abb. 2). Mitteltriadische Kalke und Dolomite bilden den Kern der Abfolge, der nach oben hin in Rauhacken übergeht. Bemerkenswert sind Gipse, die nicht selten gangförmig in den Dolomiten und Rauhacken auftreten. Quarzite mit Fuchsit, einem chromführenden Hellglimmer und Turmalin, sowie helle, z. T. auch dunklere Chloritoidschiefer und Chloritoidquarzite werden als Äquivalente der helvetischen Quartarschiefer betrachtet und stratigraphisch damit in den Keuper gestellt. Die maximale Mächtigkeit beträgt nur wenige 100 m.

Die Bündnerschieferformation (Abb. 2)

Schon der Name „Bündnerschieferformation“ für die posttriadische Gesteinsabfolge weist auf die grundsätzliche Ähnlichkeit dieser Gesteine mit etwa gleichaltrigen in den Schweizer Alpen (Graubünden) hin, deren jurassisches Alter dort durch Fossilien gut belegt ist. Die spärlichen Fossilfunde in den Hohen Tauern (z. B. KLEBERGER et al. 1981: *Lamellaptychus*) bestätigen ein jurassisches bis unterkretazisches Alter (130–150 Millionen Jahre).

Wenn man von der z. T. wenigstens ebenfalls nachtriadischen Schwellenfazies der Hochstegenkalkabfolge – sie liegt im Westen des Tauernfensters und besteht aus Quarziten Schiefern und dem Hochstegenkalk – als ursprünglich nördlichsten Teilbereich absieht, lassen sich nach FRASL und FRANK (1966) drei verschiedene Faziesbereiche innerhalb der Bündnerschieferformation abgrenzen. Entsprechend ihrer wahrscheinlichen paläogeographischen Anordnung von N nach S im Gesamtrog der Bündnerschieferentwicklung sind das: die Brennkogelfazies, die Glocknerfazies und die Fuscherfazies.

Die tonig-sandige Brennkogelfazies (Taf. 3, Fig. 5) ist an ihrer Basis stratigraphisch mit der Seidlwinkltrias verbunden und wird im wesentlichen durch dunkle Phyllite, weiße bis gelbliche Quarzite (z. T. disthenführend) und

Kalkglimmerschiefer repräsentiert. Bemerkenswert sind Lagen von verschiefert 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.

Die 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 dieser Fazies zugerechnet (Taf. 3, Fig. 6). 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 Ophiolithfolge: Ultrabasil-Metagabbro-Metabasalt (HÖCK 1983, HÖCK und MILLER 1987). Wegen ihrer Bedeutung für die Entwicklung der Hohen Tauern ist den Ophiolithen ein eigenes Kapitel gewidmet.

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, also z. B. durch Metaarkosen, Quarzite und Dolomitbreccien. Tonige und mergelige Metasedimente wie Schwarzphyllite und Kalkphyllite sind ebenfalls weit verbreitet. Im Gegensatz zur Brennkogelfazies finden sich reichlich z. T. recht grobkörnige Metabasite mit reliktschen Klinopyroxenen.

Am nordöstlichen Rand des Tauernfensters liegt eine Zone mit mächtigen schwach metamorphen Mergelkalken, die Klammkalkzone. Sie ist benannt nach den vielen Klammern, zu denen sich die Täler verengen, sobald sie den Klammkalk durchqueren. Früher wurde

diese Zone dem unterostalpinen Rahmen zugeordnet, heute wird sie jedoch einhellig zum Penninikum gestellt, da sie mit den Bündnerschiefern durch primäre Übergänge verknüpft ist.

Die ursprünglichen Zusammenhänge und Übergänge zwischen den 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 (FRANK et al. 1987).

Die mesozoischen Ophiolithe im Tauernfenster

Trotz der durchgreifenden Regionalmetamorphose im Tauernfenster sind die alten Relikte des penninischen Ozeans in Form von Ophiolithen noch recht gut erkennbar. Der Großteil der ursprünglichen Mineralogie und die meisten magmatischen Gefüge wurden zwar weitgehend ausgelöscht, es sind jedoch noch genügend Merkmale vorhanden, die auf die ursprünglichen Gesteine schließen lassen. Zwei zusammenhängende Einheiten, die umgewandelte Ophiolithe enthalten – und zwar sowohl Serpentinite als auch Metagabbros und Metabasalte –, können in den mittleren Hohen Tauern auskartiert werden. Diese beiden Einheiten liegen an der nördlichen bzw. südlichen Abdachung des Tauernhauptkammes (Abb. 2). Ihre Grenze zu den darunterliegenden Kalkglimmerschiefern und Gesteinen der Brennkogelfazies ist tektonisch (HÖCK 1983, HÖCK und MILLER 1987).

Die ophiolithische Abfolge (Abb. 3) beginnt an der Basis mit Serpentiniten, die zum Teil nur wenige Meter – max. 100 bis 200 m – mächtig werden. Die Serpentinite sind komplett umgewandelt, d. h. sie bestehen ausschließlich aus Serpentinmineralen und enthalten keinerlei Relikte der ursprünglichen Mineralogie. Sie dürften aber von Harzburgiten, das sind Mantelgesteine, die fast ausschließlich Olivin und Orthopyroxen enthalten, herzuleiten sein. Über den Serpentiniten findet man an einigen Stellen relativ kalziumreiche Tremolith-Chlorit-Antigoritschiefer. Mit den Serpentiniten sind oft sehr dunkle Gesteine, nämlich Gab-

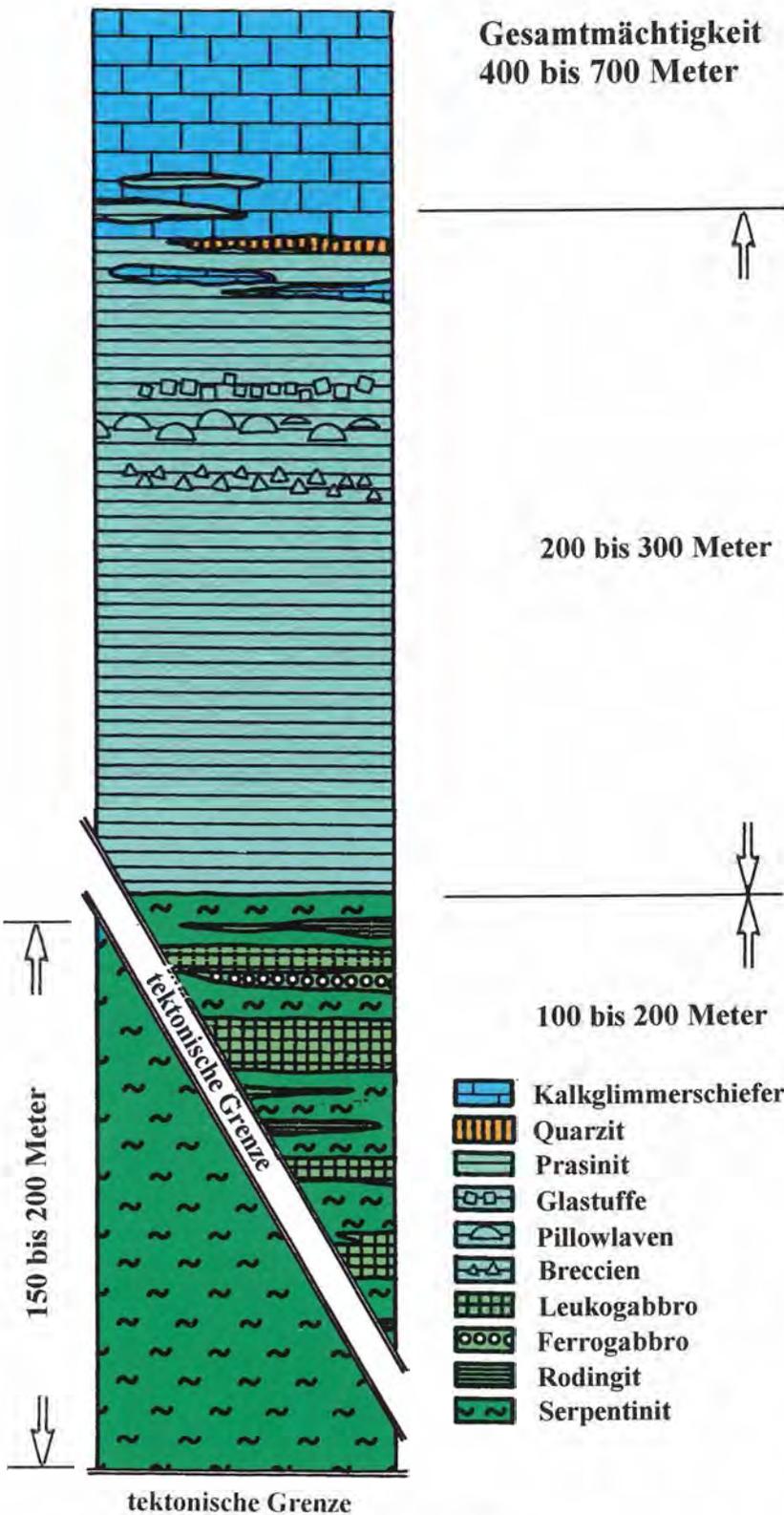
Tafel 3



Fig. 5: Blick vom Hochtort (Scheitelstrecke der Großglockner-Hochalpenstraße) nach Nordwesten zum Brennkogel. Die Basis (rechte Bildseite) und der Gipfelbereich des Brennkogels wird aus Quarziten, Schwarzphylliten und Breccien aufgebaut. Dazwischen liegt eine mehrere hundert Meter mächtige Platte von Serpentin (ehemalige Erdmantelgesteine) (Foto: V. Höck).



Fig. 6: Blick vom Brennkogel nach Südwesten zum Großglockner. Der Gipfelaufbau des Großglockners und die Richtung Westen anschließende Wand besteht aus Prasiniten (ehemaligen Basalten der Ophiolithabfolge) (Foto: V. Höck).



Säulenprofil der Ophiolithabfolge

Abb. 3: Säulenprofil der Ophiolithabfolge im Tauernfenster. Gegenüber klassischen Ophiolithprofilen (vgl. Abb. 14) ist die Mächtigkeit der Ophiolithe im Penninikum mit einigen hundert Metern sehr gering. Vielfach ist auch nicht die ganze im Profil dargestellte Folge, sondern nur einzelne Teile aufgeschlossen.

bros verknüpft, die außerordentlich hohe Eisen- und Titangehalte aufweisen. Sie werden als Ferrogabbros bezeichnet und liegen häufig als kleine Linsen in den Serpentiniten vor. Über diesen liegen magnesiumreiche Leukogabbros, deren ursprüngliche grobkörnige Gefüge noch erhalten sind. Ihr magmatischer Mineralbestand ist aber den alpidischen Metamorphosebedingungen angepaßt. Die vulkanische Abfolge der Ophiolithe umfaßt 200 bis 600 m mächtige metamorphe Basalte, an denen hin und wieder Reste von massiven Lavaflüssen, von Pillowlaven (Taf. 2, Fig. 4), von Glastuffen und Breccien erkennbar sind. Vervollständigt wird das ophiolithische Profil mit einer bis zu 400 m mächtigen Sedimentabfolge von ehemaligen Mergeln und Tonschiefern, die manchmal an der Basis der Sedimentabfolge mit den darunterliegenden Vulkaniten wechselagieren. Verschiedentlich liegt zwischen den basischen Vulkaniten und den Mergeln bzw. Schiefen ein schmaler Quarzithorizont, der auf alte Radiolarite zurückzuführen ist.

Geochemisch lassen sich die Prasinite als tholeiitische Basalte klassifizieren. Ihre Haupt- und auch die Spurenelemente stimmen überraschend gut mit den Elementkonzentrationen von Basalten überein, die aus dem Atlantik bzw. dem Pazifik stammen. Auch die geochemische Variabilität läßt sich mit der aus Basalten des zentralatlantischen Ozeanbodens gut vergleichen. Es sprechen also alle Indizien dafür, daß die mesozoischen Ophiolithe tatsächlich einen alten Ozeanboden repräsentieren, der an einem mittelozeanischen Rücken generiert wurde (HÖCK und KOLLER 1989, HÖCK und SCHARBERT 1989).

Abgesehen von den Ophiolithen finden sich nicht-ophiolithische basische Vulkanite, ehemalige Laven, Tuffe (Taf. 4, Fig. 7) und Tuffite in einem langgestreckten schmalen Zug, der sich vom Nordosten des Tauernfensters über dessen Ostrand bis an den Südrand des Tauernfensters erstreckt. Ultrabasite (Serpentinite) und Gabbros fehlen. Diese Vulkanite zeigen sowohl im Liegenden als auch im Hangenden primäre Kontakte mit den benachbarten Sedimenten. Sie wurden also während der Sedimentation eruptiert und abgelagert, während die Ophiolithe die ozeanische

Kruste und damit die Unterlage der mergelig-tonigen Sedimente bilden. Gegenüber den ophiolithischen Basalten und damit auch rezenten Ozeanbodenbasalten zeigen die nicht-ophiolithischen Tuffe und Laven deutliche Unterschiede: ihre Variationsbreite ist wesentlich höher; vor allem aber sind bestimmte Spurenelemente wie z. B. Niob, Phosphor, Titan, Zirkonium, Lanthan oder Cer gegenüber den ophiolithischen Basalten deutlich angereichert. Sie entsprechen eher vulkanischen Gesteinen, die nicht den Plattenrändern (mittel-ozeanische Rücken) entstammen, sondern dem Inneren von Platten. Im speziellen Falle dürfte es sich um Vulkanite handeln, die auf dem bereits existierenden Ozeanboden eruptierten.

Metamorphose

Auch die Metamorphose im Tauernfenster reflektiert die lange und vielfältige Geschichte des Penninikums. Für die Entzifferung der geodynamischen Entwicklung ist sie von wesentlicher Bedeutung, denn sie zeigt, in welche Tiefen bestimmte Krustenteile versenkt wurden. Das jüngste prägende Ereignis ist die tertiäre Metamorphose, die alle Gesteine des Tauernfensters entweder in Grünschieferfazies oder in Amphibolitfazies erfaßt. Trotz der intensiven jüngeren Überprägung lassen sich ältere Ereignisse erkennen, die sowohl während der variszischen Gebirgsbildung, als auch in frühen Stadien der al-

pidischen Entwicklung stattgefunden haben. Es lassen sich also metamorphe Prägungen nachweisen, die der variszischen Orogenese zuzuordnen sind und vor ca. 300 bis 320 Millionen Jahren stattgefunden haben und solche, die dem alpidischen Orogenzyklus angehören. Diese sind wiederum sehr vielfältig und erstrecken sich über einen langen Zeitraum vor ca. 20 bis 70 Millionen Jahren. Im folgenden wird die Metamorphoseentwicklung beginnend mit den älteren Ereignissen fortschreitend bis zur jüngsten Überprägung betrachtet.

Die variszische Metamorphose ist naturgemäß nur mehr sehr bruchstückhaft zu erkennen und nur dort eindeutig nachzuweisen, wo sie relativ kräftig wirkte und die alpidische relativ gering war. Zunächst führte die Intrusion der variszischen Granite in die Gesteine der Habachformation zu einer relativ weitverbreiteten Migmatitbildung, von der kaum noch Mineralrelikte, die eine genaue Angabe der damals herrschenden Temperaturbedingungen erlauben würden, vorhanden sind, wohl aber typische Strukturrelikte wie z. B. Bänderungen. An wenigen Stellen läßt sich klar erkennen, daß unabhängig von dieser Migmatitbildung voralpidische Metamorphoserelikle vorhanden sind – so z. B. im Südosten der sogenannten Habachzunge, in der almandinreiche Granaten und Formrelikte von Andalusiten in Granatglimmerschiefern vorkommen. An Granat-Klinopyroxengesteinen aus derselben Gegend wurden

Temperaturen von 400 °C und Drucke von 2 kbar (das entspricht einer geringen Tiefe von nur wenigen km) abgeleitet (KOLLER und RICHTER 1984, GRUNDMANN 1989).

Eine deutliche höhere Metamorphose zeigen hingegen gebänderte Amphibolite und Gneise, sowie Granatamphibolite aus dem sogenannten Zwölferzug. Die Metamorphose ist ebenfalls variszischen Alters, zeigt aber ganz klar amphibolitfazialen Charakter. Eine moderne petrologische Studie über die Druck-Temperatur-Bedingungen dieser Metamorphose steht allerdings noch aus. Amphibolitfaziale Metamorphite, vermutlich auch sogar Eklogite des Variszikums finden sich auch noch im östlichen Teil des Tauernfensters und in seinen westlichen Abschnitten. Die präalpidischen Eklogite dürften bei Temperaturen von 600 °C und 12 kbar (d. i. in einer Tiefe von über 30 km) entstanden sein (DROOP 1983, ZIMMERMANN und FRANZ 1989)

Abgesehen von der variszischen Metamorphose ist auch das alpidische Metamorphosegeschehen sehr vielfältig. Es lassen sich zumindest drei Metamorphoseereignisse unterscheiden, die ganz unterschiedliche Umwandlungsbedingungen und geodynamische Signifikanz aufweisen. Das erste führt zur Bildung der Eklogite, das sind Gesteine, die sich meist aus basischem (basaltischem) Ausgangsmaterial nur bei extrem hohen Drucken bilden. Die mesozoischen Eklogite sind an eine schmale Zone gebunden, die sich an der Südabdachung

Abb. 4: Karte der Verbreitung der Eklogite und der Blauschieferfazies in den mittleren Hohen Tauern. Die geologischen Grenzen sind eingetragen, sie entsprechen denen in Abbildung 2. Der Übersichtlichkeit wegen sind die Signaturen weggelassen.

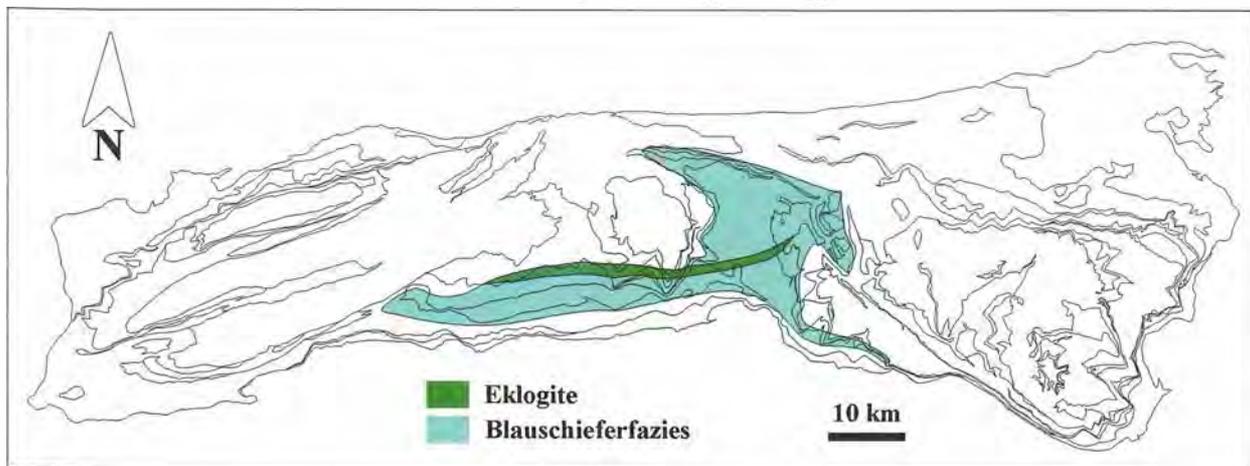
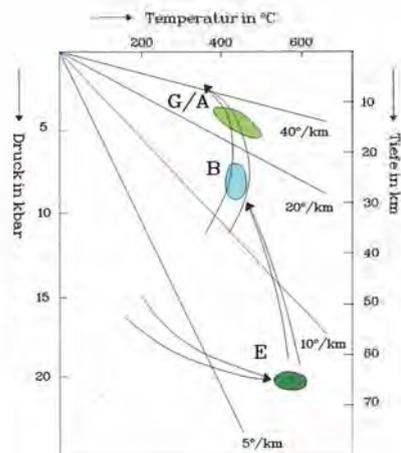


Abb. 5: Druck-Temperaturdiagramm für die Metamorphoseentwicklung im Tauernfenster. Die Felder bezeichnen die Druck- und Temperaturbereiche (Versenkung in Kilometern), bei der die einzelnen Ereignisse stattgefunden haben. E – Eklogit, B – Blauschiefer, G/A-Grünschiefer-Amphibolitfazies. Die Pfeile stellen die vermutlichen Pfade der Krustenabschnitte dar, die in den entsprechenden Metamorphosebereichen umgewandelt wurden. Zur Verdeutlichung sind auch noch die thermischen Gradienten in °C/km angegeben. Bemerkenswert ist, daß die Eklogitbildung bei sehr geringen thermischen Gradienten zwischen 5–10 °C/km erfolgte.

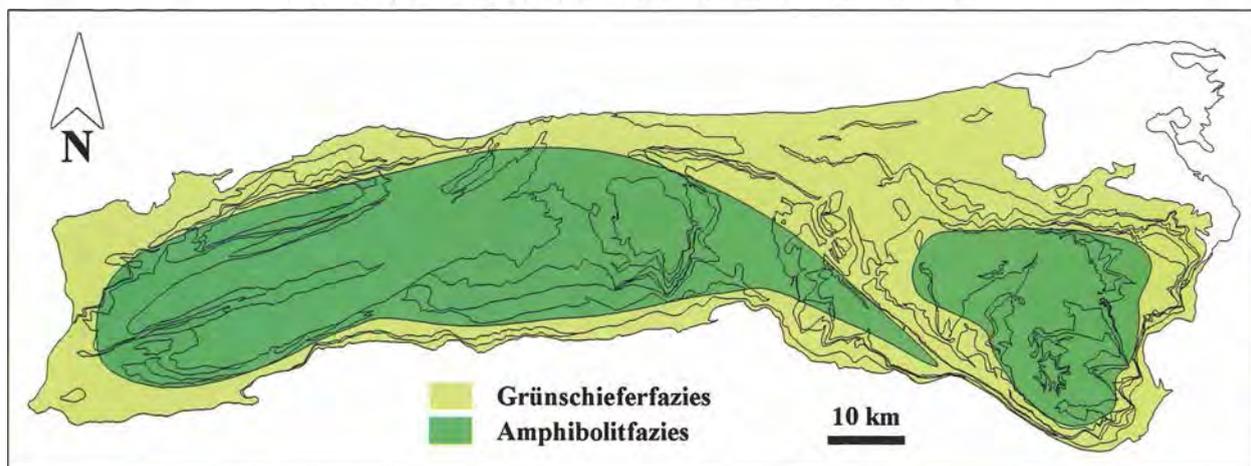


der Hohen Tauern, zum Teil auch auf den Hauptkamm übergreifend, erstreckt (Abb. 4). Eklogite bestehen vorwiegend aus natriumreichem Klinopyroxen und Granat und können, je nach Chemismus und Umwandlung, noch andere Minerale wie Disthen, Talk, Paragonit, Glaukophan, Rutil, Phengit oder Quarz aufweisen. Sie zeigen damit eine sehr komplizierte Entwicklungsgeschichte an. Aus der Magnesium- und Eisenverteilung zwischen Granat und Klinopyroxen lassen sich für die Tauerneklogite (Abb. 5) Bildungsdrucke von 20 kbar (entsprechend einer Versenkung von mindestens 60 km) und Temperaturen von 550–600 °C ablesen (HOLLAND 1979, MILLER et al. 1980). Bisher ist es nicht gelungen, die Bildung der Eklogite genau zu datieren, es gibt jedoch Hinweise darauf, daß sie dem frühalpinen

Ereignis, das in der Oberkreide stattfand, zuzuordnen sind. Im Gegensatz zu der Bildung von Eklogiten läßt sich das zweite Ereignis, die Bildung von Blauschiefern, nicht so klar definieren (FRANK et al. 1987). Dieses kann nur an einigen Mineralrelikten wie z. B. an Pseudomorphosen nach Lawsonit (Taf. 4, Fig. 8) oder extrem siliziumreichen Phengiten in Metavulkaniten und Kalkschiefern abgelesen werden. Zusätzlich finden sich immer wieder Relikte von Natriumamphibolen wie z. B. Glaukophan oder Crossit. Die petrographischen Untersuchungen zeigen klar, daß das Blauschieferereignis jünger als die Bildung der Eklogite ist. Die Verbreitung dieser Relikte ist auf die mesozoischen Ophiolithe und die Gesteinszonen, die tiefer liegen als diese, beschränkt (Abb. 4). Zumindest in den mittleren und

östlichen Hohen Tauern konnten in strukturell höher liegenden Gesteinschichten keine Relikte von Blauschiefern gefunden werden. Aufgrund der nur vereinzelt Mineralrelikte sind Temperatur und Druck nur schwer abzuschätzen, sie dürften bei etwa 450 °C und 7–9 kbar (20–25 km Tiefe), vielleicht auch etwas höher gelegen sein (Abb. 5). Im Gegensatz zum Eklogit- und Blauschieferereignis, das auf bestimmte Zonen innerhalb des Tauernfensters beschränkt ist, erfaßte die jüngste grünschiefer- bis amphibolitfaziale Metamorphose den gesamten Bereich des Tauernfensters und ohne Unterschied alle Gesteinstypen (FRANK et al. 1987). Die Verteilung wichtiger Indexminerale zeigt, daß die Metamorphose generell von den Rändern des Tauernfensters zum Zentrum hin zunimmt (Abb. 6).

Abb. 6: Verteilung der tertiären Metamorphose mit den Bereichen, die in Grünschieferfazies bzw. Amphibolitfazies umgewandelt wurden. Als Grundlage dienen die geologischen Grenzen aus der Übersichtskarte Abb. 2.



Tafel 4



Fig. 7: Verfalteter metamorpher Tuff, der nichtophiolithischen Abfolge aus dem östlichen Tauernfenster. Die hellen Lagen sind karbonatreich, die dunklen grünen chloritreich und die gelblichen epidotreich. Großarlal.



Fig. 8: Prasinite aus der Ophiolithabfolge mit Pseudomorphosen nach Lawsonit (weiße Flecken). Die ehemaligen Lawsonite zeigen, daß dieser Basalt in der Blauschieferfazies metamorphosiert und später von der Grünschieferfazies überprägt wurde. Großglockner.



Fig. 9: Blick vom Brennkogel nach Osten auf das Diesbachkar. Die hellen Lagen in der Mitte des Bildes – sie fallen nach Norden ein – bilden den Kern der großen Faltenstruktur (Wustkogelformation und Karbonatgesteine der Trias), die um den Sonnblickkern herumzieht und hier nach Norden abtaucht. Die Gesteine unmittelbar darüber und darunter formen den hangenden bzw. liegenden Flügel dieser Falte in Brennkogelfazies. Die hellen Berge im Hintergrund gehören zu den Radstädter Tauern, auf der linken Bildseite ist der Dachstein (Nördliche Kalkalpen) zu erkennen.

4 geologische Profile durch das
Tauernfenster von W nach E
2,5 fache Überhöhung

Legende

- Penninikum**
-  Bündnerschiefer
 -  Grüngesteine
 -  Triaskarbonatgesteine
- Zentralgneis**
-  Zentralgneis
 -  Altkristallin
 -  Habachformation
- Unterostalpin**
-  Matreierzone
 -  Quarzphyllite
Radstädter Tauern
- Oberostalpin**
-  Oberostalpinisches Kristallin
 -  Grauwackenzone

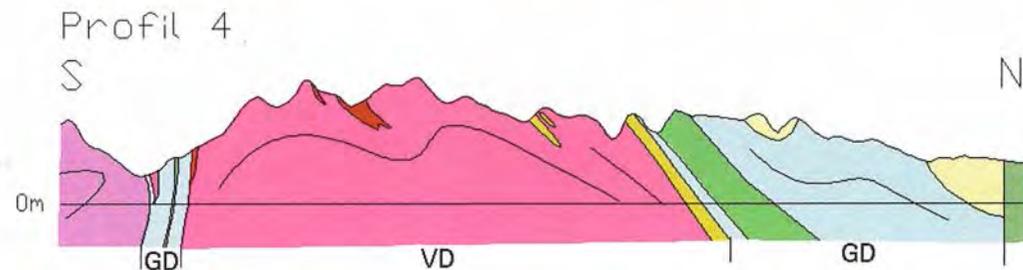
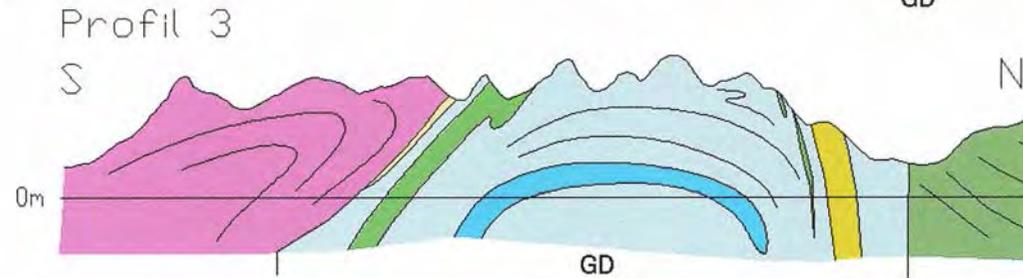
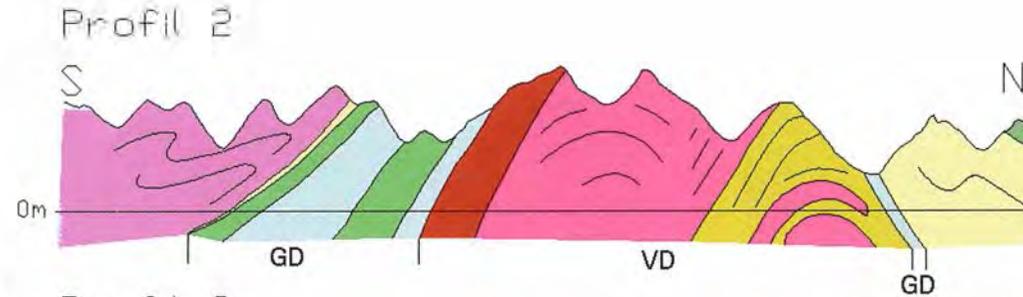
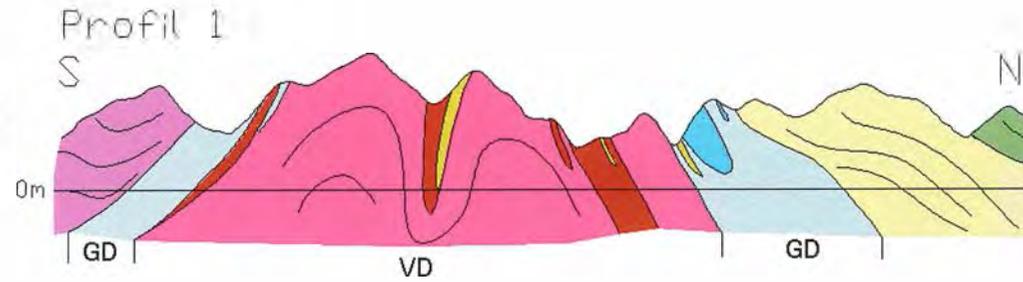


Abb. 7: Vier geologische Profile durch die Hohen Tauern, angeordnet von West (Profil 1) bis Ost (Profil 4). Die Zentralgneise, das Altkristallin und die Habachformation können unter dem tektonischen Begriff Venedigerdecke (VD), die Triaskarbonatgesteine, die Bündnerschieferfazies und die Grüngesteine unter dem Begriff Glocknerdecke (GD) subsummiert werden.

Das äußert sich z. B. im steigenden Kalziumgehalt der Plagioklase in Gneisen, Arkosen, Prasiniten oder Amphiboliten. Dementsprechend findet man an den Rändern des Tauernfensters eine Zone mit Albit (fast reiner Na-Feldspat), in den zentralen Teilen eine Oligoklaszone mit Anorthitgehalt von ungefähr 20 %. Der Oligoklas umrahmt daher teilweise den Albit, zum Teil koexistiert er mit dem Albit in Form einzelner kleiner Körner. Das erste Auftreten von Granat – sofern geeignete Chemismen vorliegen – deckt sich weitgehend mit dem ersten Erscheinen von Oligoklas. Innerhalb der Granatzone findet sich bei entsprechendem Chemismus gelegentlich noch Disthen. Staurolith, ein Mineral, das ganz typisch für die Amphibolitfazies ist, fehlt im zentralen Teil der Hohen Tauern, findet sich aber sowohl im Westende als auch am Ostrand der Hohen Tauern. Entsprechend der Metamorphosezunahme variiert auch die Temperatur, die während der Metamorphose geherrscht haben muß, vom Außenrand des Tauernfensters bis in sein Zentrum. Während am Rand 400° bis max. 450 °C herrschten (Abb. 5), sollten bei der Bildung der zentralen Teile Temperaturen von etwa 500 °C im Bereich Großglockner (FRANK et al. 1987) und zumindest 540° bis 550 °C, vielleicht sogar höhere Temperaturen bei der Bildung der staurolithführenden Mineralvergesellschaftungen (vgl. SELVERSTONE et al. 1984 aus dem westlichen Tauernfenster) geherrscht haben. Die Druckabschätzungen schwanken von mindestens 4–5 kbar bis zu 7–8 kbar (12–20 km Tiefe). Was die Verteilung der Metamorphosezonierung betrifft, so ist bemerkenswert, daß die Albit-Oligoklasgrenze und damit der Grenzbereich zwischen Grünschiefer- und Amphibolitfazies schräg durch das Verbreitungsgebiet der Blauschieferrelikte durchzieht (vgl. Abb. 4 und 6). Das bedeutet, daß zwischen beiden Metamorphoseereignissen größere tektonische Bewegungen stattgefunden haben müssen.

Tektonische Gliederung

Die interne Tektonik und Deckengliederung im Tauernfenster ist sehr kompliziert, der Baustil in den einzelnen Abschnitten uneinheitlich und deshalb

schwierig in einem gesamten Deckenkonzept zu integrieren. Stark vereinfachend könnte man zunächst die Hohen Tauern tektonisch in zwei Stockwerke teilen: (1) in die tieferen Zentralgneise samt ihren Intrusionskontakten und dem Altkristallin, und (2) in die Schieferhülle (Abb. 7). Die Deckennatur und damit die Allochthonie der Schieferhülle ist allgemein akzeptiert. Ob auch die tieferen Zentralgneise Deckenkörper darstellen oder höchstens parautochthon sind, wird zur Zeit noch diskutiert. Es gibt zunehmend Argumente für die Deckennatur von zumindest Teilen der Zentralgneise, wie das etwa am Nordwestrand des Zillertaler Kerns, in den Sulzbach- und Habachzungen erkennbar ist (Abb. 7, Profil 2). Andererseits konnte durch jüngste Studien im östlichen Tauernfenster gezeigt werden, daß die dort lange Zeit angenommene Deckenstruktur, insbesondere die Tonalitgneisdecke, nicht als selbständiger tektonischer Körper existiert, sondern eine geringmächtige plattenartige Intrusion im gesamten Zentralgneisverband darstellt (HOLUB und MARSCHALLINGER 1989). Zweifellos gibt es aber alpidische Deckenstrukturen auch in tieferen Stockwerken des Altkristallins und der Zentralgneise. So konnte durch sorgfältige Geländestudien gezeigt werden, daß sich das Altkristallin unmittelbar östlich des Zillertaler Kerns relativ zum Zentralgneis autochthon verhält. Weiter gegen Osten zieht es um den Granatspitzkern herum und wird zu einer alpidischen Decke – der Riffeldecke – ausgewalzt, die vom Zentralgneis des Granatspitzkerns und seiner autochthonen Hülle unterlagert und von Bündnerschiefern überlagert wird. FRISCH hat 1976 alle tieferen tektonischen Strukturen – sie umfassen lithologisch den Zentralgneis, das Altkristallin und die Habachformation sowie einige wenige tieferen Anteile der Bündnerschiefer – zum System der Venedigerdecke zusammengefaßt und sie der strukturell höheren Glocknerdecke, die ausschließlich aus Bündnerschiefern mit wenig Trias an der Basis und den Ophiolithen besteht, zugerechnet (Abb. 7). Auch diese tektonische Großeinheit ist ebensowenig wie die Venedigerdecke eine kohärente, durchgehend verfolgbare Struktur, sondern in verschiedene, zum

Teil unabhängige tektonische Zonen aufgelöst. Man hat deshalb früher viel treffender vom Deckensystem der oberen Schieferhülle gesprochen. Zwischen diese beiden Großeinheiten legt sich – allerdings lokal beschränkt um den Sonnblickkern herum – eine weitere Großstruktur, die sogenannte Seidlwinkldecke. Sie besteht aus Permotrias und Bündnerschiefern in Brennkogelfazies und schlingt sich als riesige liegende, in ihrem Nord- und Nordwestteil nach Norden überkippte Faltenstruktur nach Süden her um den Sonnblickkern herum. Der interne Bau dieser Faltenstruktur ist am besten in einem Panoramablick von der Edelweißspitze nach Osten zu studieren (Taf. 4, Fig. 9), wo im Seidlwinkltal und im Diesbachkar sowohl der hangende als auch der liegende Schenkel im nach Norden überkippten Bereich aufgeschlossen ist.

Die geodynamische Entwicklung

Wie bereits in der Einleitung erwähnt, spielt das Tauernfenster in der Rekonstruktion des Werdens der Alpen eine zentrale Rolle. Die Erkenntnis der Fensteratur der Hohen Tauern zu Beginn dieses Jahrhunderts konnte dem Konzept des Deckenbaues als tektonische Grundstruktur der Alpen zum Durchbruch verhelfen. Aber im Tauernfenster liegen noch andere Schlüsselbereiche, z. B. die mesozoischen Ophiolithe und ihre Metamorphose. Aber bereits während des Paläozoikums wurden Schichtfolgen, die heute in das Tauernfenster eingebunden sind, an geodynamisch entscheidenden Positionen gebildet, wie etwa die paläozoische Ophiolithabfolge oder die Inselbogengesteine der Habachformation.

Zur Zeit ist es noch äußerst schwierig, ein zusammenhängendes geodynamisches Entwicklungsbild des Penninikums für das Paläozoikum zu entwerfen. Dies ist einerseits den sehr problematischen Altersdatierungen in der Habachformation als Ganzes, aber auch den noch recht unklaren geologischen Beziehungen der einzelnen Untereinheiten der Habachformation zueinander zuzuschreiben. Trotzdem läßt sich aus den bisherigen, vor allem geochemischen Untersuchungen einiges ableiten: ver-

mutlich bildete sich die Habachformation entlang eines langlebigen aktiven Kontinentalrandes, der einen großen offenen Ozean begrenzt haben muß. Ein rezentes Vergleichsbeispiel dazu könnte im pazifischen Kontinentalrand Nordamerikas gesehen werden. An diesen Kontinentalrand wurden im Laufe der Zeit größere oder kleinere geologische Einheiten angebaut. Da sind z. B. die Ophiolithe als Reste eines oder mehrerer ozeanischer Randbecken und da sind Inselbögen kontinentaler oder auch ozeanischer Herkunft. Diese Anbauprozesse dauerten möglicherweise mehrere hundert Millionen Jahre und reichten vom obersten Proterozoikum (600 bis 700 Millionen Jahre) bis ins Unterkarbon (ca. 350 bis 340 Millionen Jahre). Aufgrund dieser fortdauernden geologischen Prozesse entstand während der gesamten Zeitdauer eine dicke kontinentale Kruste, in welche die granitischen Magmen der späteren Zentralgneise während der variszischen Gebirgsbildung eindringen.

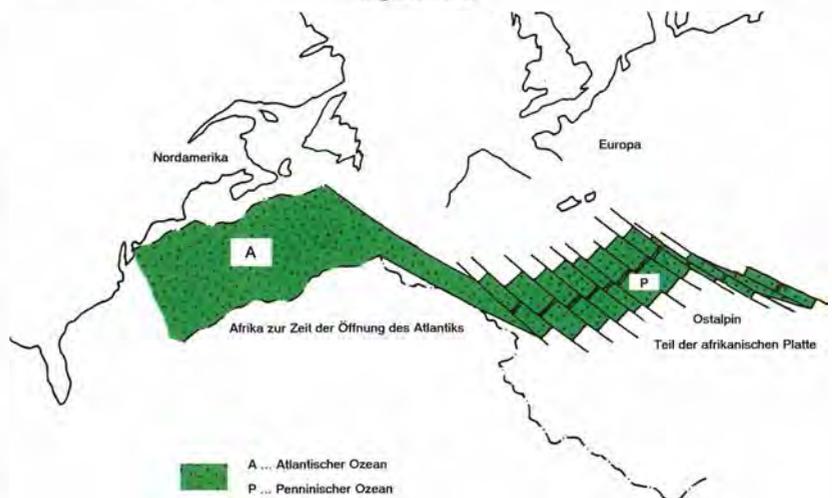
Wie die anderen (prä?)paläozoischen Ereignisse innerhalb des penninischen Tauernfensters ist auch die variszische Gebirgsbildung und Metamorphose maskiert. Die magmatische Aktivität jedoch in Verbindung mit dem doch relativ weit verbreiteten Vorkommen einer möglicherweise variszischen Regionalmetamorphose läßt darauf schließen, daß die in Europa weit verbreitete variszische Gebirgsbildung auch im penninischen Raum stattgefunden hat. Die Reste von Ophiolithen, von Inselbogenvulkanismus, die Metamorphose und das Eindringen großer Mengen granitischer Magmen läßt darauf schließen, daß, ähnlich wie bei der alpidischen Gebirgsbildung (siehe Erklärungen), die Schließung eines alten Ozeans mit nachfolgender Kontinent-Kontinent Kollision den wesentlichen Prozeß darstellte, der zum Aufbau eines Hochgebirges mit anschließender Erosion geführt hat. Denn an der Perm-Trias-Grenze (vor 220 bis 250 Millionen Jahren) mußten die ursprünglich in der Tiefe erstarrten Granite, Granodiorite und Tonalite der Zentralgneise, bereits an der Oberfläche liegen und die darüberliegende Kruste abgetragen sein, da die permo-skythische Wustkogelformation und später die

triadischen Karbonatgesteine zum Teil direkt auf dem Zentralgneis abgelagert wurden. Die zum Teil sehr enge Verknüpfung zwischen den Zentralgneisen und den Arkosen und Sandsteinen der Wustkogelformation deuten auf eine tiefgreifende Verwitterung in einem sehr warmen Klima hin.

Die alpidische Entwicklung beginnt mit der Transgression eines flachen Schelfmeeres, in dem zunächst Arkosen und Sandsteine, untergeordnet auch Schiefer (Wustkogelformation), später dann Kalke und Dolomite der Trias zur Ablagerung kamen. Die Schichtfolge, insbesondere in der Obertrias mit Dolomiten, Gipsen, Sandsteinen und Schiefern, hat Ähnlichkeit mit der Triasentwicklung in Deutschland und weist auf die enge geologische Verbindung zwischen beiden Räumen hin. Paläogeographisch war auch der penninische Raum zusammen mit dem helvetischen, der vor allem in der Schweiz gut ausgebildet ist, dem Schelfbereich der deutschen Trias am nächsten. Demgegenüber zeigt das südlich anschließende Unterostalpin mit den Radstädter Tauern und der noch weiter südlich gelegene Ablagerungsbereich der Nördlichen Kalkalpen eine ganz andere Entwicklung mit mächtigen Kalk- und Dolomitplattformen, Riffentwicklungen und Lagunenbildungen. Möglicherweise bereits in der Obertrias, sicher aber im Jura setzte im pennini-

schen Raum eine grundlegende platten-tektonische Umgestaltung ein, nämlich die Herausbildung des penninischen Ozeanbeckens, dessen Öffnung mit der des frühen Zentralatlantiks verknüpft ist (Abb. 8). Dieser Prozeß begann mit der Dehnung, der Ausdünnung und dem Zerschneiden der kontinentalen Kruste entlang von Störungen (Abschiebungen) und der langsamen Herausbildung eines passiven Kontinentalrandes (Abb. 9a). Dies führte zu kleinräumigen Sedimentationsbecken mit rasch wechselnden Ablagerungen klastischer Sedimente wie Sandsteinen, Arkosen, Breccien und Schiefern (Brennkogel bzw. Fuscher Fazies). Erste basaltische Vulkanite in den Sedimenten können als Vorläufer des eigentlichen ozeanischen Vulkanismus gesehen werden. Der setzt im Laufe des Jura ein und führt zum Aufbau einer richtigen ozeanischen Kruste und eines mittelozeanischen Rückens (Abb. 9b), mit Einschränkungen der heutigen Atlantikküste vergleichbar. Die vulkanische Tätigkeit blieb aber nicht auf den mittelozeanischen Rücken beschränkt. Eruptionen erfolgten auch im Inneren des penninischen Ozeanbeckens mit Tuffen und Laven (KOLLER und HÖCK 1990). Sowohl in ihrem Aufbau als Ophiolith als auch in ihrer geochemischen Zusammensetzung ist die ozeanische Kruste von den Vulkaniten innerhalb des Ozeanbeckens zu unter-

Abb. 8: Zusammenhang des penninischen Ozeans mit dem sich langsam öffnenden Atlantik. Zur Verdeutlichung ihrer relativen Positionen im Jura sind die Kontinente schematisch eingezeichnet.



Entwicklung des Penninischen Ozeans

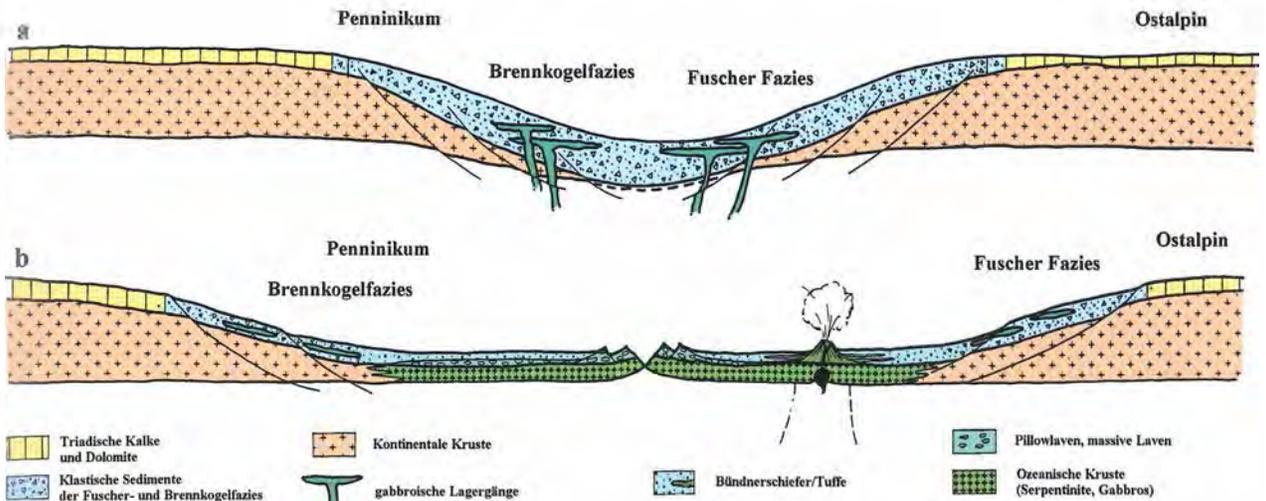


Abb. 9: Entwicklung des penninischen Ozeans. Profil a zeigt schematisch das Auseinanderbrechen der kontinentalen Kruste zu Beginn des Jura mit der Ablagerung klastischer Kontinentalrandsedimente und dem ersten Eindringen basischer Magmen. Profil b zeigt die fortgeschrittene Entwicklung des Ozeanbeckens mit einer ozeanischen Kruste und einem dieser Kruste aufgesetzten Vulkanismus.

scheiden (Abb. 9b). Die Dauer der vulkanischen Aktivitäten in beiden Bereichen ist nicht genau bekannt, mußte aber spätestens bei Beginn der Subduktion des penninischen Ozeans unter das Ostalpin in der Kreide zu Ende sein. Die geodynamische Entwicklung im Tauernfenster ist durch Mehrphasigkeit gekennzeichnet. Auf die Dehnungsphase im Jura folgte eine Einengungsphase mit der Schließung des penninischen Ozeans durch Subduktion der ozeanischen Kruste unter die kontinentale Kruste des Ostalpins. Sie beginnt innerhalb des Ozeans vor vermutlich 60 bis 80 Millionen Jahren und führt zu einer Versenkung bis zu 60 km sowohl eines Teiles der ozeanischen Kruste als auch Anteilen des europäischen Kontinentalrandes (Abb. 10a). Mineralogisch drückt sich dies in einer Reihe von Hochdruckparagenesen aus, die sich in verschiedene Stadien aufgliedern lassen (FRANK et al. 1987). Die erste Hochdruckphase führte am ehemaligen europäischen Kontinentalrand 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 et al. 1980, HOLLAND 1979,

DACHS 1986). Frühalpines Alter für die Eklogite wird aufgrund von strukturellen Überlegungen als wahrscheinlich angenommen. Eine jüngere Subduktionsphase erfaßte auch vermutlich vor 50–70 Millionen Jahren den Südrand des penninischen Ozeans (Abb. 10b). Die Subduktion selbst führt aber nicht zur Eklogitbildung, sondern nur zur Blauschieferfazies in den Ophioliten und den Sedimenten der Glocknerdecke. Gleichzeitig beginnen die Eklogite wieder aufzusteigen und werden ebenfalls von diesem Blauschieferereignis überprägt. Die vollständige Schließung des Ozeans führt in der penninischen Zone selbst zu einer großräumigen nordvergenten Faltenbildung in einem Zentralteil (Seidwinkldecke) und zur Überschiebung dieser Falte durch die Ophiolite (Abb. 10c). Das gesamte Penninikum wird dabei von den altkristallinen Gesteinen des Ostalpins überdeckt, die die jüngere tertiäre Regionalmetamorphose verursachte, deren Höhepunkt vor ca. 30 Millionen Jahren lag (CLIFF et al. 1971, SATIR 1975, RAITH et al. 1978, FRANK et al. 1987, DACHS 1990). Ihr Temperaturmaximum liegt mit ca. 500 bis 550 °C im Grenzbereich Grünschieferfazies – Amphibolitfazies bei einem Gesamtdruck von 5 bis 7 kbar. Die er-

sten Deckenüberschiebungen innerhalb des Tauernfensters erfolgten bereits im Zusammenhang mit der Hochdruckmetamorphose in Blauschieferfazies, aber vor der Regionalmetamorphose. Den Abschluß der Entwicklung bildete die Aufwölbung und der Aufstieg der Tauernkuppel (Abb. 10d). Sie hat ihre Ursache in der enormen Krustenverdickung, die durch die Überschiebung des Ostalpins (Altkristallin + Grauwackenzone + Nördliche Kalkalpen) auf das durch den Deckenbau ebenfalls schon verdickte Penninikum entstanden ist. Dies führt zu einem großen Gesteinstapel mit verhältnismäßig geringer Dichte in einer Umgebung von Gesteinspaketen mit höherem spezifischen Gewicht. Diese inhomogene Dichteverteilung führt zum Aufstieg der leichten Gebirgsteile (Ostalpin und Penninikum) ähnlich wie Eisberge, die wegen ihres geringeren spezifischen Gewichtes zu einem Zehntel ihrer Größe aus dem Wasser auftauchen. Die Freilegung der Hohen Tauern in der jetzigen Form wurde erst durch das Abgleiten der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen aus der sich aufwölbenden Gebirgsachse nach N ermöglicht. Der Aufstiegsvorgang hält bis in die Gegenwart an (SENFTEL und EXNER 1973).

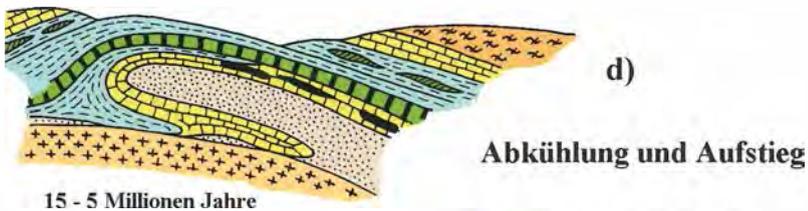
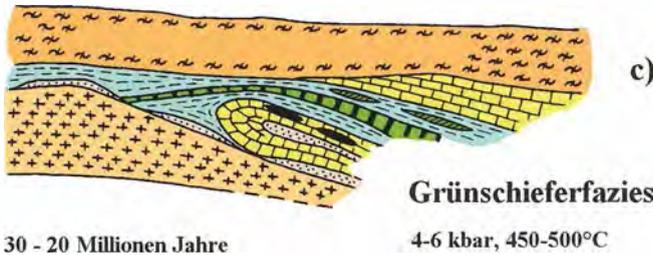
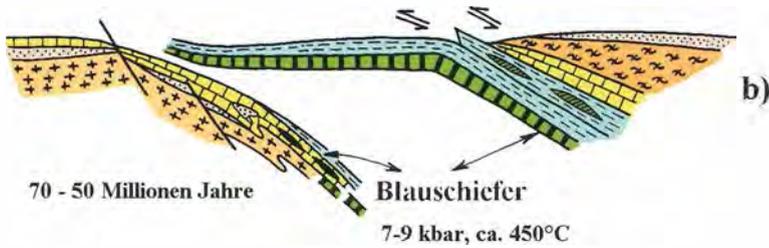
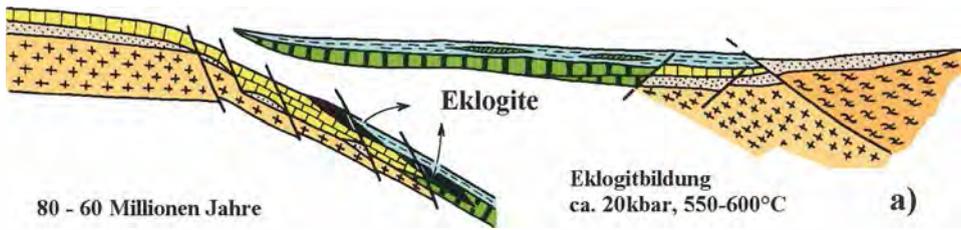


Abb. 10: Schematische Entwicklung des Penninikums von der ozeanischen Kruste bis zu seinem Aufstieg.

- Beginn der Subduktion eines Teiles des penninischen Ozeans mit rascher Versenkung in große Tiefen unter Bildung der Eklogite. Dabei wird auch ausgedünnte Kontinentalkruste in die Tiefe mitgeführt.
- Entwicklung einer weiteren Subduktionszone des penninischen Ozeans unter die Kontinentalkruste des Ostalpins unter Ausbildung der Blauschiefer.
- Interner Deckenbau des Penninikums, Überschiebung der Ophiolithe über die tieferen penninischen Einheiten bei gleichzeitiger Überdeckung des gesamten Penninikums durch das Ostalpin.
- Aufstieg und Aufwölbung des Tauernfensters am Ende des Deckenbaues und der Metamorphose.

Ausblick

Wie bereits zu Beginn erwähnt, sind geologisch-petrologisch-mineralogische Arbeiten im Gebiet der Hohen Tauern bereits seit über 100 Jahren im Gange und haben sich bis in die Gegenwart kontinuierlich und fruchtbar entwickelt. Allerdings lassen die Öffentlichkeitsarbeit in der Geologie und die Darstellung der geologischen Arbeit und ihrer Probleme für ein breiteres Publikum zu wünschen übrig. Die Ausstellung Minerale und Erze in den Hohen Tauern und die damit verbundenen Informationsschriften und Broschüren sollen diese Situation verbessern. Sicher

aber wird der Nationalpark Hohe Tauern eine bessere Information für Bewohner und Besucher der Nationalparkregion stimulieren. Vielversprechende Ansätze dafür gibt es bereits. Beispiele mögen das belegen: die geologische Reliefdarstellung der Hohen Tauern im Nationalparkhaus Döllach, die geologische Informationsstelle an der Großglocknerstraße (Elendgrube), Schautafeln im Hollersbach- und im Felbertal, ein geologischer Lehrpfad im Habachtal und im Untersulzbachtal sowie mehrere Naturführer für diverse Tauerntäler (z. B. Hollersbachtal) mit entsprechenden geologischen Einführungen und Darstellungen.

Danksagung: Für das Schreiben des Manuskriptes danken wir Frau C. LUBLASSER und Frau I. ADAMLE sowie den Herren Dr. R. MARSHALLINGER und Mag. Ch. STEJSKAL für die Mithilfe bei der Anfertigung der Abbildungen und Grafiken.

Adressen der Autoren:

Univ.-Prof. Dr. Volker Höck, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg

Univ.-Doz. Dr. Friedrich Koller, Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl-Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

Dr. Robert Seemann, Mineralogische-Petrographische Abt., Naturhist. Museum, A-1014 Wien, Pf. 417

Literatur

- AMPFERER, O. (1942): Über die Bedeutung von Gleitvorgängen für den Bau der Alpen – Sitz. Ber. Akad. Wiss. m.-n. Kl., **151**, 9–26.
- BESANG, K., HARRE, W., KARL, F., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, K. & WENDT, I. (1968): Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österreich) – Geol. Jb., **86**, 835–844.
- 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. A., NORRIS, R., OXBURGH, E. R. & WRIGHT, R. C. (1971): Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reißbeck and the Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps – Jb. Geol. B.-A., **114**, 121–272.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E. (1939): Geologie des Großglocknergebietes, Teil I. – Abh. Zweigst. Wien, Reichsanst. f. Bodenforsch., **25**, 350 S.
- 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.
- DACHS, E. (1990): Geothermobarometry in metasediments of the southern Grossvenediger area, Tauern window, Austria. – J. metamorphic Geol., **8**, 217–230.
- DROOP, G. (1983): Pre-Alpine eclogites in the Penninic Basement Complex of the Eastern Alps. – J. metamorphic Geol., **1**, 3–12.
- EXNER, CH. (1982): Geologie der zentralen Hafnergruppe (Hohe Tauern) – Jb. Geol. B.-A., **125**, H. 1–2, 51–154.
- FINGER, F. & STEYRER, H. P. (1988): Granite types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria) – Some aspects on their correlation to Variscan plate tectonic processes. – Geodin. Acta, **2**, 75–87.
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, CH. (1987): Metamorphic and Tectonic History of the Central Tauern Window – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, W. (eds): Geodynamics of the Eastern Alps. Deuticke, 34–54.
- FRANZ, G., MOSBRUGGER, V. & MENGE, R. (1990): Pteridophyll leaf fragments from the Maurertal/Großvenediger. – Mitt. Österr. Mineral. Ges., **135**, 24–25.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Zur Einführung in die Geologie und Petrologie des Penninikums des Tauernfensters. – Sh. 15: Zur Mineralogie und Geologie des Landes Salzburg und der Tauern, DER AUFSCHLUSS, Herausgegeben von der Vereinigung der Freunde der Mineralogie und Geologie (VFMG) e. V., 30–52.
- 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.
- FRISCH, W. (1976): Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters – Geol. Rundsch., **65**, 375–393
- GRUNDMANN, G. (1989): Metamorphic Evolution of the Habach Formation. A Review. – Mitt. österr. geol. Ges., **81** (1988), 133–149.
- HÖCK, V. & KOLLER, F. (1989): Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. – Chemical Geology, **77**, 209–227.
- 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 Wien, 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. österr. geol. Ges., **81**, 151–165.
- 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. (1993): The Habach-Formation and the Zentralgneis – A Key in Understanding the Paleozoic Evolution of the Tauern Window (Eastern Alps) – In: v. RAUMER, J. F. and NEUBAUER, F. (eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 361–374, Springer.

- HÖLL, R. (1975): Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen – Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl., **157** A, 114 S.
- HOLLAND, T. J. B. (1979): High water activities in the generation of high pressure kyanite eclogites in the Tauern Window, Austria – *J. Geology*, **87/1**, 1–27.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81** (1988), 5–31.
- KARL, F. (1959): Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgneisen der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive – *Jb. Geol. B.-A.*, **102**, 1–192.
- 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.
- KOBER, L. (1923): Bau und Entstehung der Alpen – 1. Aufl., Bornträger Berlin, 283 S.
- KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs – Springer Verlag Wien, 204 S.
- KOLLER, F. & HÖCK, V. (1990): Mesozoic ophiolites in the Eastern Alps – In: MALPAS, J., MOORES, E. M., PANAYIOTOU, A., XENOPHONTOS, C. (Editors): *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues, Proceedings of the Symposium "TROODOS 1987"*, 253–263.
- KOLLER, F. & RICHTER, W. (1984): Die Metarodngite der Habachformation, Hohe Tauern (Österreich) – *Tschermaks Min. Pet. Mitt.*, **33**, 49–66.
- KRAIGER, H. (1989): Die Habachformation – ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81**, 47–64.
- LAMBERT, R. S. J. (1964): Isotopic Age Determination on Gneisses from the Tauernfenster, Austria – *Verh. Geol. B.-A.*, **1964**, H. 1, 16–27.
- MARSCHALLINGER, R. & HOLUB, B. (1990): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil II: Geochemische und zirkontypologische Charakteristik – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **82**, 19–48.
- MILLER, CH., SATIR, M. & FRANK, W. (1980): High-pressure metamorphism in the Tauern window – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 89–97.
- MUTSCHLECHNER, G. (1956): Über das Alter des Hochstegenkalkes bei Mayerhofen (Zillertal) – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **48** (1955), 155–165.
- 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**, 953–983.
- PESTAL, G. (1983): Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den Mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und Felbertales (Pinzgau, Salzburg). Unveröffentl. Diss. Univ. Wien, 117 S.
- QUADT, A. VON (1992): U-Pb zircon and Sm-Nd geochronology of mafic and ultramafic rocks from the central part of the Tauern Window (Eastern Alps) – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 57–67.
- 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. et al. (eds): *Alps, Apennines, Hellenides*, 140–148.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 329–340.
- SATIR, M. (1975): Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südliche Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen – *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **30**, 84 p.
- SELVERSTONE, J., SPEAR, F. S., FRANZ, G. & MORTEANI, G. (1984): High-Pressure Metamorphism in the SW Tauern Window, Austria: P-T. Paths from Hornblende-Kyanite-Stauroilite Schists – *J. Petrol.* **25**, 501–531
- SENFTEL, E. & EXNER, CH. (1973): Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation – *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**, 209–234.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen – *Beitr. Geol. Kt. Schweiz*, **52** (N. F. **82**), 270 S.
- SUCESS, E. (1909): *Das Antlitz der Erde* – 3. Bd., 2. Hälfte, Temsky und Freytag, 789 S.
- SUCESS, F. E. (1949): Bausteine zu einem System der Tektogenese – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **36–38** Bd., 29–230.
- TERMIER, M. P. (1903): Les nappes des Alpes Orientales et la Synthèse des Alpes – *Bull. Soc. geol. France*, **4**, S. 3, 711–766.
- TOLLMANN, A. (1963): *Ostalpensynthese* – Deuticke Wien, 256 S.
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich Bd. 1. Die Zentralalpen* – Deuticke Wien, 766 S.
- ZIMMERMANN, R. & FRANZ, G. (1989): Die Eklogite der Unteren Schieferhülle; Frosnitzal/Südvenediger (Tauern, Österreich) – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81** (1988), 167–188.

ERKLÄRUNG VON BEGRIFFEN

1. Plattentektonik

1.1. Allgemeines

Die Erde ist ein dynamisches Gebilde, das sich unter anderem durch Erdbeben und im Werden und Vergehen von Vulkanen und vulkanischen Inseln (z. B. Paricutin, Monte Nuovo, Surtsey) manifestiert. Die Dynamik reicht bis in die tieferen Teile der Erdkruste, sogar bis in den Mantel hinein. Vor allem die großen Gebirge der Erde zeigen die gewaltigen Bewegungsmechanismen, die zu ihrer Entstehung führten und in der Bildung von kilometerweit überschobenen Deckenstapeln ihren Höhepunkt fanden. Es war daher auch die Frage nach den Ursachen der Gebirgsbildung, die bei allen geotektonischen Hypothesen eine wesentliche Stellung einnahm, bis vor wenigen Jahrzehnten die Ozeanforschung im weitesten Sinne die Akzente etwas verschob, sodaß die Frage nach Entstehung der Ozean-

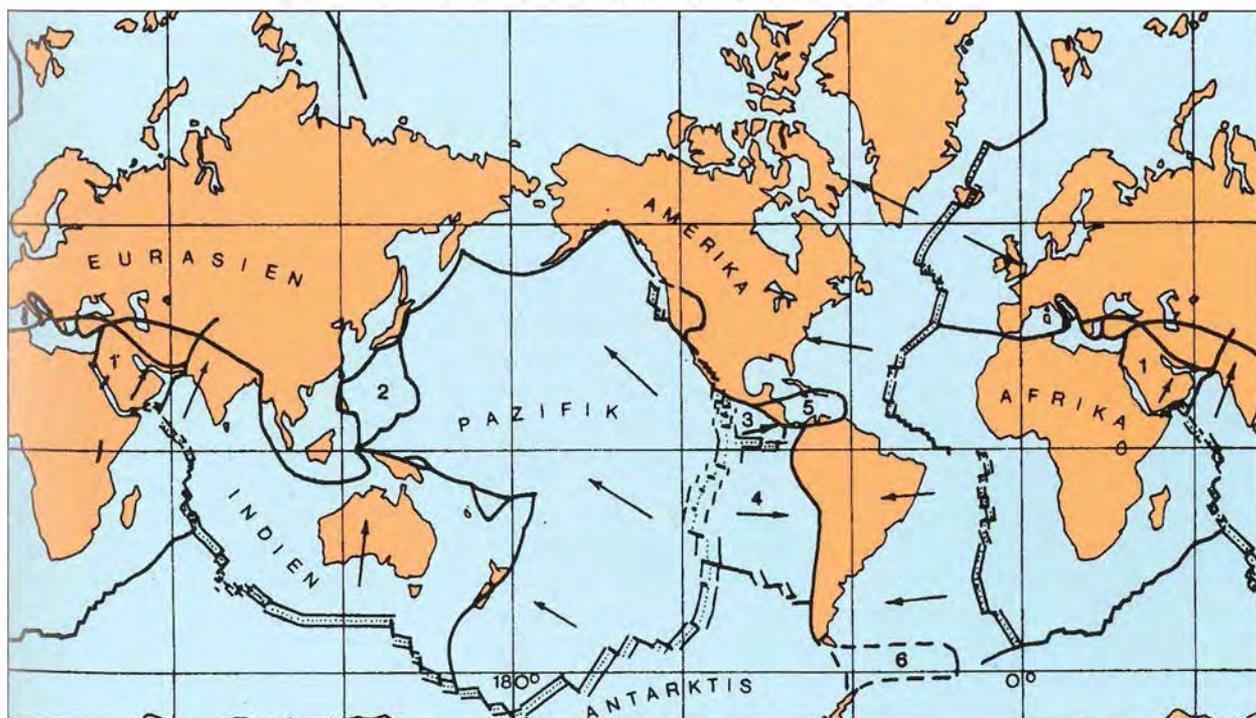
böden von gleicher Bedeutung ist wie die Frage nach Wesen und Ursache der Orogenese.

Die Grundidee Wegeners, daß sich verschiedene Teile der Kruste auf Gesteinen des obersten Mantels driftend in Bewegung befinden, wurde durch die jüngsten Untersuchungen glänzend bestätigt, ebenso die Trennung Amerikas von Europa bzw. Afrika in den letzten 100 Millionen Jahren. Inzwischen ist es auch gelungen, die Umriss der einzelnen Krustenteile (=Platten), die sich in voneinander unabhängiger Bewegung befinden, mit Hilfe der Geophysik etwas besser zu erfassen: Betrachtet man nämlich die Verteilung der Erdbebenherde über die ganze Erde, so ist leicht zu sehen, daß die überwiegende Anzahl der Epizentren an schmalen Streifen einerseits entlang der jungen alpidischen Orogene (Alpen-Himalaya-Kette und zirkumpazifisches Orogen) und entlang

der mittelozeanischen Schwellen lokalisiert sind. Dazwischen liegen weite Räume sowohl auf den Kontinenten als auch im Bereich der Ozeane, die weitgehend arm oder sogar frei an Erdbeben sind. Die Erdbebenzonen werden nun mit gutem Grund als Plattengrenzen, an denen die Bewegung zwischen den einzelnen Platten stattfindet und damit seismische Aktivitäten auslöst, zugeordnet. Die wichtigsten sechs auf diese Weise abgrenzbaren Platten sind die eurasische, afrikanische, indische, pazifische, amerikanische und die antarktische Platte (Abb. 11).

Der Seismik verdanken wir auch die Erkenntnis, daß die Erdkruste unter den Ozeanen wesentlich geringmächtiger ist als die Kruste unterhalb der Kontinente. Zwischen beiden Krustentypen bestehen wesentliche Unterschiede. Die ozeanische Kruste ist dünner, nur etwa 10–15 km dick, besitzt dafür aber

Abb. 11: Übersicht über die wichtigsten Platten der Erdoberfläche. Die Kontinente sind braun, die Ozeane blau eingefärbt. Die Platten bestehen vielfach sowohl aus ozeanischer als auch kontinentaler Kruste.



höheres spezifisches Gewicht, da sie aus relativ schwerem Gestein besteht wie Peridotit, Gabbro und Basalt. Die kontinentale Kruste ist wesentlich dicker, 30–40 km, und besteht im wesentlichen aus Graniten, Gneisen und Glimmerschiefern. Sie weist eine etwas geringere Dichte auf als die ozeanische Kruste, ist also leichter. Während die kontinentale Kruste durch die ganze Erdgeschichte hindurch im wesentlichen erhalten blieb und langsam aber ständig anwuchs, ist die ozeanische Kruste – sogenannt deshalb, weil sie die Gesteinsbasis der großen Ozeane bildet – in geologischen Dimensionen gesehen eher kurzlebig. Sie wird an den mittelozeanischen Rücken im Zuge vulkanischer Tätigkeit gebildet und taucht entlang von Subduktionszonen unter die Kontinente ab, da sie ja deutlich schwerer ist als diese. So finden wir in den Kontinenten Gesteine, die zwischen 3 und 4 Milliarden Jahre alt sind, während die ältesten Anteile der heutigen ozeanischen Kruste aber nur ein Alter von 100–200 Millionen Jahren aufweisen. Diese Abtauchprozesse sind es auch, die die kontinentalen Schollen zueinander treiben lassen und ihre Kollision und damit die Gebirgs- und Deckenbildung verursachen.

1.2. Ozeanbodenbildung an den mittelozeanischen Rücken

Die Eigenheiten der mittelozeanischen Rücken (dünne Kruste, seismische Aktivität, hoher Wärmefluß) werden mit der Annahme erklärt, an eben diesen Rücken würde ozeanische Kruste neu gebildet, und zwar in der Form, daß Mantelmaterial in aufsteigenden Strömen bis knapp unter den Ozeanboden dringe, dort erkalte und so neue Kruste schaffe, die sich langsam – von noch jüngerer Kruste auseinander gedrängt – von den mittelozeanischen Rücken entferne.

Die ältesten Gesteine der Ozeanböden sind zwischen 150 und 200 Millionen Jahre alt. Das bedeutet, daß sich der überwiegende Teil der ozeanischen Kruste (ein großer Teil

der Erdkruste) erst seit der Kreide (Jura) gebildet hat. Die enorme Krusten Neubildung in erdgeschichtlich kurzer Zeit ist nur zu verstehen, wenn eine entsprechende Menge Krustenmaterial bei gleichbleibender Erdoberfläche verschluckt und dem Erdmantel wiederum einverleibt wurde. Im Konzept der Plattentektonik stellt das Abtauchen und Wiederaufschmelzen von Ozeanboden ein wesentliches Element der Dynamik des Krusten-Mantel-Bereiches dar.

1.3. Subduktion

An verschiedenen Stellen des Pazifiks, z. B. im Bereich der japanischen Inseln, der Philippinen, der Kurilen oder auch vor der Küste Süd- und Mittelamerikas vertieft sich der Ozeanboden zu langgezogenen tiefen Gräben, die bis über 10.000 m unter die Wasseroberfläche reichen. Räumlich mit diesen Gräben verbunden sind Erdbeben zu lokalisieren, deren Hypozentren mit zunehmender Entfernung zum Graben auf dessen einer Seite immer tiefer zu liegen kommen, und zwar bis 700 km tief! Trägt man die Hypozentren in einem gedachten Profilschnitt auf, so ist leicht zu sehen, daß sie sich an einer Fläche anordnen, die vom Graben ausgehend mit etwa 45° Neigung bis in den Mantel hineinreicht. Die Gräben und die Erdbebenherde markieren also die Abtauchzonen (Subduktionszonen), entlang denen die kalte Kruste wieder in die Tiefe des Mantels absinkt.

In Zonen, in denen nun ozeanische Kruste und kontinentale Kruste, die verschiedenen Platten angehören, zusammentreffen, ist leicht einzusehen, daß im allgemeinen die spezifisch schwerere ozeanische Kruste ($D > 3$) unter die leichtere kontinentale Kruste ($D < 3$) abtauchen wird. Dies ist im gesamten zirkumpazifischen Raum der Fall, wo der Pazifikboden im E unter Süd- und Mittelamerika im N und W unter die Inselbögen des ostasiatischen Orogens abtaucht. Damit ist auch schon die Geometrie der Subduktions-

zonen angedeutet. In vielen Fällen, besonders in Ostasien, aber auch im karibischen Bereich, sind die Tiefseegräben bogenförmig angeordnet, und zwar immer in der Form, daß die konkave Seite des Bogens die Abtauchrichtung markiert. Mit den Gräben vergesellschaftet sind häufig Inselketten, deren konvexer Außenrand seinerseits das Ende der stabilen, kontinentalen Platte anzeigt (Inselbögen).

Auf ihrem Weg in die Tiefe führt die abtauchende ozeanische Kruste in ihrem Porenraum große Mengen Wasser mit sich. Bei den Temperaturen von vielen hundert Grad, die im oberen Mantel herrschen, wird das Wasser in gasförmiger Form frei und steigt in die darüberliegende kontinentale Kruste. Die immer noch sehr hohen Temperaturen in der Kruste, kombiniert mit den großen Wassermengen, führen zu einem partiellen Aufschmelzen der Kruste und zur Bildung von Magmaherden mit sehr wasserreichem Magma. An der Erdoberfläche treten dann meist in einiger Entfernung von den Gräben Vulkane auf, in deren z. T. sehr explosiver Tätigkeit sich die Magmenkammern entleeren. Es sei hier nur auf die japanischen oder indonesischen Vulkane (Krakatau) verwiesen, die wohl im Zusammenhang mit den abtauchenden Platten zu sehen sind (Inselbogenvulkanismus).

1.4. Ursachen von Metamorphose und Granitbildung

Zunächst werden im Verband mit einer kontinentalen Platte, aber bereits auf Ozeanboden Sedimente abgelagert, vorwiegend Tone und Mergel, die auch von Basalten bzw. basaltischen Tuffen durchsetzt sein können. Zu gleicher Zeit können durchaus auch am Kontinentalrand selbst Sedimente – meist Karbonatgesteine – sedimentiert werden. In weiterer Folge führt die Ozeankruste bei ihrer Unterschiebung auch das ihr auflagernde Sedimentmaterial mit sich in die Tiefe unter die Kontinentalkruste. Kruste und Sediment

geraten unter extrem hohen Druck, etwa 10.000 bar bei einer Versenkungstiefe von ca. 25 km. Die Versenkung geht wesentlich rascher vonstatten als die Aufwärmung der Gesteine durch die in dieser Tiefe herrschende Wärme. Die Gesteine – Kruste wie Sedimente – werden zwar umgewandelt (metamorphosiert), aber anfangs unter besonderen Bedingungen: nämlich hohen Drucken (7–8 kbar, d. i. eine Tiefe von 15–25 km), aber niedrigen Temperaturen (300–350 °C). Aus Basalten bilden sich Eklogite, aus Sedimenten Schiefer, mit einem nach Chemismus charakteristischem Mineralbestand: Aragonit, Lawsonit, Jadeit, Glaukophan, Pumpellyit u. a. Die schwere basaltische Kruste sinkt als Eklogit nun weiter in den Mantel und wird sukzessive aufgeschmolzen. Das Sedimentmaterial mit geringer Dichte befindet sich im tieferen Krusten – bis oberen Mantelbereich mit seiner großen Dichte in einem Ungleichgewicht und zeigt daher Auftriebstendenzen. Folge: Der Druck nimmt ab, da die Sedimente langsam höher steigen. Gleichzeitig steigt aber die Temperatur, da sich inzwischen thermisches Gleichgewicht zwischen heißer Umgebung und ursprünglich kalter Kruste eingestellt hat. Die Sedimenthülle gerät in äußere Bedingungen, die sich mineralogisch in der Grünschieferfazies manifestiert (4–5 kbar, 450–500 °C). Als charakteristische Minerale treten u. a. Albit, Zoisit, Klinozoisit, Aktinolith, Calcit auf. Der alte Mineralbestand wird teilweise dem neuen angepaßt, teils bleibt er reliktsch erhalten. Tatsächlich ist diese Abfolge: älterer Hochdruckmineralbestand – jüngere Grünschieferfazies genau das, was man in den vielen Gebirgsgürteln, u. a. auch in den Alpen, sowohl den Westalpen als auch in den Ostalpen (Tauernfenster), vorfindet.

Doch zurück zur abtauchenden Platte: kommt sie in noch größere Tiefen, etwa 50 bis 60 km, dann tritt der vorher erwähnte Mechanismus ein, nämlich das von der kühlen Ozeanplatte mitgeführte Wasser

wird frei und steigt auf. Wenn die dadurch entstehenden, meist kiesel-säurereichen Magmen nun nicht die Erdoberfläche erreichen, dann intrudieren sie als Granite bzw. Granodiorite oder Tonalite in das werdende Orogen.

1.5. Kollision

Die Subduktionsprozesse führen also zum Abtauchen der ozeanischen Kruste und damit zu ihrer Zerstörung. Sie wird in der Tiefe des Mantels wieder aufgeschmolzen und die Schmelze wird in den Erdmantel eingebaut. Diese Abbaumechanismen der ozeanischen Kruste werden, wie zum Beispiel im Pazifik, durch Neubildung ozeanischer Gesteine entlang der mittelozeanischen Rücken ausgeglichen. Kommt aber die Bildung neuen Krustenmaterials zum Stillstand, beginnt sich der Ozean entlang der Subduktionszone zu schließen und die Kontinente, die beidseitig der Subduktionszone liegen, zueinander zu bringen. Dieses Aufeinanderdriften der Kontinente endet in der Kollision beider Kontinente, die aufgrund ihres geringen spezifischen Gewichts nicht gänzlich einer unter den anderen subduziert werden. Die beiden Kontinentalblöcke verkeilen sich ineinander, bilden Decken aus, die sich übereinander legen und die Kruste zum Teil drastisch verdicken. Diese Verdickung der Kruste bis zu 60–70 km führt in deren Tiefe zu einer Hochtemperaturmetamorphose bei entsprechend hohen Drucken. Gleichzeitig beginnt aber durch das Ungleichgewicht, das zwischen der relativ leichten Kruste und ihrer schweren Umgebung herrscht, eine Auftriebstendenz zu wirken, die zum Aufstieg der verdickten Kruste und zur Bildung von Hochgebirgen führt.

2. Einteilung der Gesteine

Um die Entstehung von Gesteinen und in weiterer Folge die Entstehung von Gebirgen ausreichend erklären zu können, stellt die Klassifizierung von Gesteinen eine wesentliche Voraussetzung dar. In erster Annäherung kann man die Gesteine in drei

Gruppen gliedern. Das sind die Magmatite, Metamorphite und die Sedimente.

Dieser Gruppengliederung liegen unterschiedliche physikalisch-chemische Prozesse zugrunde. Kristallisieren Minerale oder Gläser aus einer silikatischen Schmelze (Magma), spricht man von magmatischen Prozessen, aus diesen resultieren die magmatischen Gesteine. Rekrystallisieren Minerale oder werden neue Minerale durch gegenseitige Reaktionen im festen Zustande ohne Beteiligung einer Gesteinschmelze gebildet, spricht man von metamorphen Prozessen und als deren Ergebnisse von Metamorphiten.

Die sedimentären Prozesse sind vielschichtig, sie beginnen mit der Verwitterung, umfassen den Transport der verwitterten Produkte durch Luft oder Wasser und schließlich die Wiederablagerung und Verfestigung dieser Produkte als Sedimentgestein.

2.1. Magmatische Gesteine

Die magmatischen Gesteine entstehen also durch Kristallisation von Mineralen aus dem Magma einer silikatischen Gesteinschmelze. Die Schmelze selbst wird bei hohen Temperaturen und Drucken im Erdmantel oder in der Erdkruste gebildet. Da sie eine geringere Dichte aufweist als die umgebenden Gesteine, beginnt sie aufzusteigen. Ein Teil der Schmelze erreicht dabei die Oberfläche und fließt als Lava in den verschiedenen als vulkanisch bezeichneten Erscheinungsformen aus. Dabei wird die heiße Gesteinschmelze (900–1.200 °C) rasch abgekühlt, wobei nur wenige Minerale gut auskristallisieren (Einsprenglinge), andere als dichte Grundmasse vorliegen. Es kann auch vorkommen, daß die Schmelze zu nichtkristallisiertem vulkanischen Glas erstarrt. Alle Gesteine, die auf Erstarrung der Schmelze an der Oberfläche zurückzuführen sind, werden als Vulkanite bezeichnet. Die wichtigsten Vertreter der Vulkanite sind die Basalte (Abb. 12).

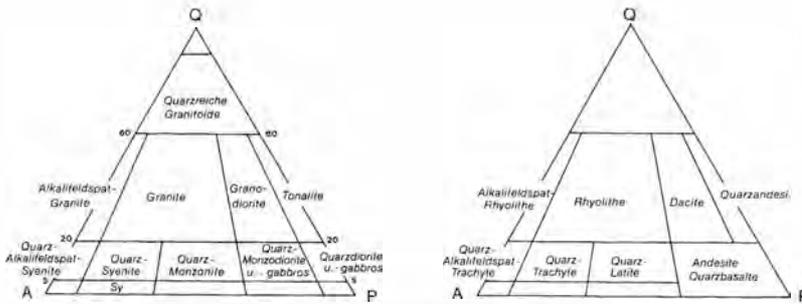


Abb. 12: Diagramm zur Darstellung plutonischer und vulkanischer Gesteine anhand der Minerale Alkalifeldspat, Plagioklas und Quarz.

Vielfach erreichen die Schmelzen nicht die Oberfläche und erstarren langsam in unterschiedlichen Tiefen innerhalb der Erdkruste. Erfolgt die Abkühlung an der Oberfläche sehr rasch, so kühlen die Gesteine innerhalb der Erdkruste sehr langsam aus und haben genügend Zeit, alle Minerale gut auskristallisieren zu lassen. Diese in der Tiefe erstarrten vollkristallisierten Gesteine werden als Plutonite oder Tiefengestein bezeichnet. Ihre wichtigsten Vertreter sind die Granite. Sie bestehen im wesentlichen aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit und oder Muskovit. Je nach Variation der Minerale Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat unterscheidet man verschiedene Typen (Abb. 12).

2.2. Metamorphite

Alle Gesteine können vor allem bei Gebirgsbildungsprozessen Bedingungen unterworfen werden, die abweichen von denen, unter welchen diese Gesteine entstanden sind. Dabei wird sich der Mineralbestand und auch das Gefüge den neuen Bedingungen anpassen. Diese Vorgänge werden unter dem Namen Gesteinsumbildung und Metamorphose zusammengefasst (Abb. 13), sie finden im festen Zustand statt. Welche Gesteine bei der Metamorphose tatsächlich entstehen, hängt von zwei Gruppen von Faktoren ab:

1. vom Mineralbestand und der Chemie der Ausgangsgesteine
2. von Druck und Temperatur bei der Gesteinsumbildung.

Letztere Faktoren werden qualitativ durch die Mineralfazies beschrieben. Im Bereich der Grünschieferfazies z. B. herrschen Temperaturen von 300–450 °C und Drucke von 2–6 kbar. Das entspricht einer Versenkung in 5–15 km Tiefe. Die Amphibolitfazies hat etwa den gleichen Druckbereich, aber Temperaturen von 450–600 °C. Diese Fazieszonen sind dem untenstehenden Diagramm zu entnehmen. Diesen vielfältigen Faktoren entsprechend ist die Einteilung und Nomenklatur der Gesteine sehr komplex. Deshalb können hier nur einige wenige Beispiele aufgezeigt werden. Aus Ba-

salten z. B. werden in der Grünschieferfazies Prasinite, in der Amphibolitfazies Amphibolite, in der Eklogitfazies Eklogite. Aus Graniten und ihren verwandten Gesteinen werden Gneis z. B. Granitgneis, Tonalitgneis etc. Aus Tonen werden bei schwacher Metamorphose Phyllite, bei starker Metamorphose verschiedene Glimmerschiefer. Ist die Metamorphose relativ gering und der Ausgangszustand noch erkennbar, setzt man vor die Originalbezeichnung die Vorsilbe: Meta-

3. Was sind Ophiolithe?

Als Ophiolith bezeichnet man nicht ein bestimmtes Gestein, sondern eine ganze Gesteinsassoziation, die aus ultrabasischen Gesteinen (Peridotiten oder Serpentiniten), Kumulaten, gabbroischen Gesteinen sowie aus einer basaltischen Abfolge mit massigen Lavaströmen, Pillowlaven, Glastuffen und Tuffen besteht (Abb. 14). Beschlossen wird die Ophiolithabfolge durch Sedimente mit kieseligem bzw. karbonatischem Charakter. In der älteren Literatur wird diese Abfolge nach ihrem Erstbeschreiber G. Steinmann auch häufig als „Steinmann Trinität“ be-

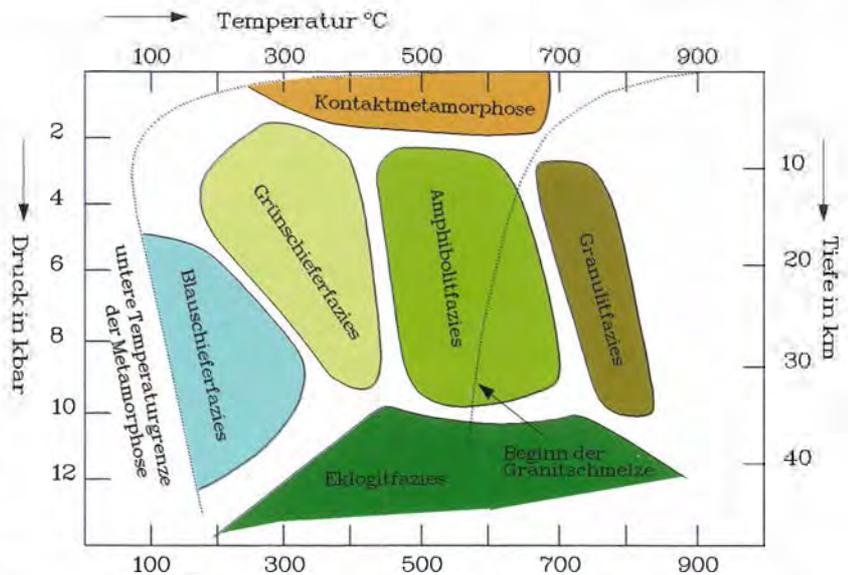


Abb. 13: Druck- und Temperaturdiagramm zur Darstellung der wichtigsten Metamorphosefazies. Die Felder zeigen die ungefähren Druck-Temperatur-Bereiche und damit die Tiefenversenkung für die einzelnen Fazieszonen. Die Grenzbereiche zwischen den Fazieszonen dienen nur der besseren Übersichtlichkeit. Die gepunktete Linie zeigt den Druck-Temperaturpfad, bei dem sich die ersten Granitschmelzen bilden.

