



Der Comelico-Porphyroid der westlichen Karnischen Alpen (Österreich/Italien): Stratigraphie, Petrographie, Geochemie und Zirkonmorphologie

Von DIETER HUBICH & JÖRG LOESCHKE*)

Mit 19 Abbildungen, 3 Tabellen und 2 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 195

*Österreich
Italien
Comelico-Porphyroid
Stratigraphie
Petrographie
Zirkonmorphologie
Geotektonik*

Inhalt

Zusammenfassung	351
Abstract	351
1. Einleitung	352
2. Stratigraphische Stellung des Comelico-Porphyroids	353
3. Petrographie	355
3.1. Val-Visdende-Schiefer	355
3.2. Comelico-Porphyroid	355
4. Geochemie	357
4.1. Beimengung epiklastischen Materials	357
4.2. Klassifikation	358
5. Geotektonische Stellung	358
6. Zirkonmorphologie	363
6.1. Grundlagen	363
6.2. Probenlokalitäten	363
6.3. Externe Zirkonmorphologie	365
6.4. Interne Wachstumsphasen	366
Dank	370
Literatur	374

Zusammenfassung

Der Comelico-Porphyroid der westlichen Karnischen Alpen hat ein ordovizisches Alter. Dies zeigen eine genaue geologische Kartierung und die Aufnahme von mehreren geologischen Profilen. Die Val-Visdende-Schichten sind ebenfalls ordovizischen Alters und unterscheiden sich lithofaziell grundsätzlich vom Hochwipfelflysch. Der Comelico-Porphyroid besteht aus Absätzen pyroklastischer Ströme (Ignimbrite) rhyodazitischer bis dazitischer Zusammensetzung und gehört zu den vulkanischen Gesteinen der kalkalkalischen Serie. Die Beimengung epiklastischen Materials ist gering. Der geotektonische Bildungsraum, in dem der Comelico-Porphyroid gefördert wurde, läßt sich nicht eindeutig festlegen, da rezente bis tertiäre Ignimbrite ähnlicher Zusammensetzung in verschiedenen geotektonischen Bereichen auftreten. In Frage kommen Back-Arc-Becken und post-kollisionale Dehnungsfelder auf kontinentaler Kruste. Eine kontinentale Rift-Situation wie in Ostafrika scheidet als Interpretationsmöglichkeit aus.

Zirkonmorphologische Untersuchungen zeigen, daß der Comelico-Porphyroid zum ganz überwiegenden Teil durch Aufschmelzung kontinentaler Kruste entstanden ist. Es überwiegen bei weitem S-Typ-Zirkone, die zum Teil ältere Zirkon-Kerne einschließen und durch die (211)-Pyramide charakterisiert sind. P-Typ-Zirkone mit der (101)-Pyramide, die für den Einfluß von Mantelschmelzen sprechen, treten nur untergeordnet auf.

The Comelico-Porphyroid of the Western Carnic Alps (Austria/Italy): Stratigraphy, Petrography, Geochemistry and Zircon Morphology

Abstract

The Comelico Porphyroid of the Western Carnic Alps is of Ordovician age. This can be shown by careful field mapping and several geological sections. The Val Visdende strata are also of Ordovician age. Their lithofacies is fundamentally different from the lithofacies of the Hochwipfelflysch. The Comelico Porphyroid consists of pyroclastic flow deposits (ignimbrites) and has a rhyodacitic to dacitic composition. It belongs to volcanic rocks of the calc-alkaline series. Epiclastic material is present – if at all – in very small amount. The geotectonic environment in which the Comelico Porphyroid was formed cannot unequivocally be deduced because Recent to Tertiary ignimbrites of similar composition occur in various geotectonic regimes. A back-arc-basin position or a position in a post-collisional extensional field – based on continental crust – are discussed. A continental rift situation similar to Eastern Africa can be excluded.

*) Anschrift der Verfasser: DIETER HUBICH & JÖRG LOESCHKE, Institut für Geologie und Paläontologie, Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen, Deutschland.

1. Einleitung

Die westlichen Karnischen Alpen werden aus paläozoischen Serien aufgebaut, die schwach metamorph überprägt sind und nur wenige Fossilien führen, so daß ihre stratigraphische Stellung in weiten Teilen ungeklärt ist. Eine Übersicht über die geologischen Verhältnisse kann den Arbeiten von SCHÖNLAUB (1979) und TOLLMANN (1985) entnommen werden. Ein auffallendes Schichtglied der westlichen Karnischen Alpen, das zur Klärung der Stratigraphie mit beitragen könnte, ist der über den Val-Visdende-Schiefern liegende Comelico-Porphryoid. Seine stratigraphische Stellung wird unterschiedlich diskutiert.

Während VAI & COCOZZA (1986) und SPALLETTA & VENTURINI (1989) ein karbonisches Alter annehmen und die Val-Visdende-Schiefer als metamorphe Äquivalente des Hochwipfelflysches ansehen, stellt SCHÖNLAUB (1979) beide Serien in das obere Ordovizium. Auch von HEINISCH (1981) wird ein oberordovizisches Alter für den Comelico-Porphryoid angenommen.

Ziel der Arbeit ist deshalb, einerseits zur stratigraphischen Einstufung des Comelico-Porphryoids und der Val-

Visdende-Schiefer Stellung zu nehmen und zum anderen Petrographie, Geochemie und Entstehung des Comelico-Porphryoids zu diskutieren. Außerdem soll ein Vergleich zum oberordovizischen Blasseneck-Porphryoid der Steirischen Grauwackenzone (SCHÖNLAUB, 1979; HEINISCH, 1981; LOESCHKE et al., 1990) gezogen werden.

Aus diesen Gründen wurde in der Umgebung des Obstanzer Sees im Bereich Pfannspitze/Eisenreich nördlich und südlich der österreichisch-italienischen Grenze (Abb. 1) ein ca. 15 km² großes Gebiet kartiert (HUBICH, 1992). Zuvor waren geologische Aufnahmen unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. G. FLAJS (Aachen) von KALDE (1987) und ROPERTZ (1988) durchgeführt worden.

Für die petrographischen und geochemischen Untersuchungen wurden 22 Proben entnommen und mit der Röntgenfluoreszenz-Analyse auf Haupt- und Spurenelemente untersucht. Ergänzend wurden an 6 Proben die Gehalte von 7 Seltenen-Erd-Elementen mit Hilfe der Neutronenaktivierungs-Analyse bestimmt. Die gesamte geologische Situation des Untersuchungsgebietes ist inklusive einer geologischen Karte in der Publikation von HUBICH, LOESCHKE & REIFF (1993) dargestellt.

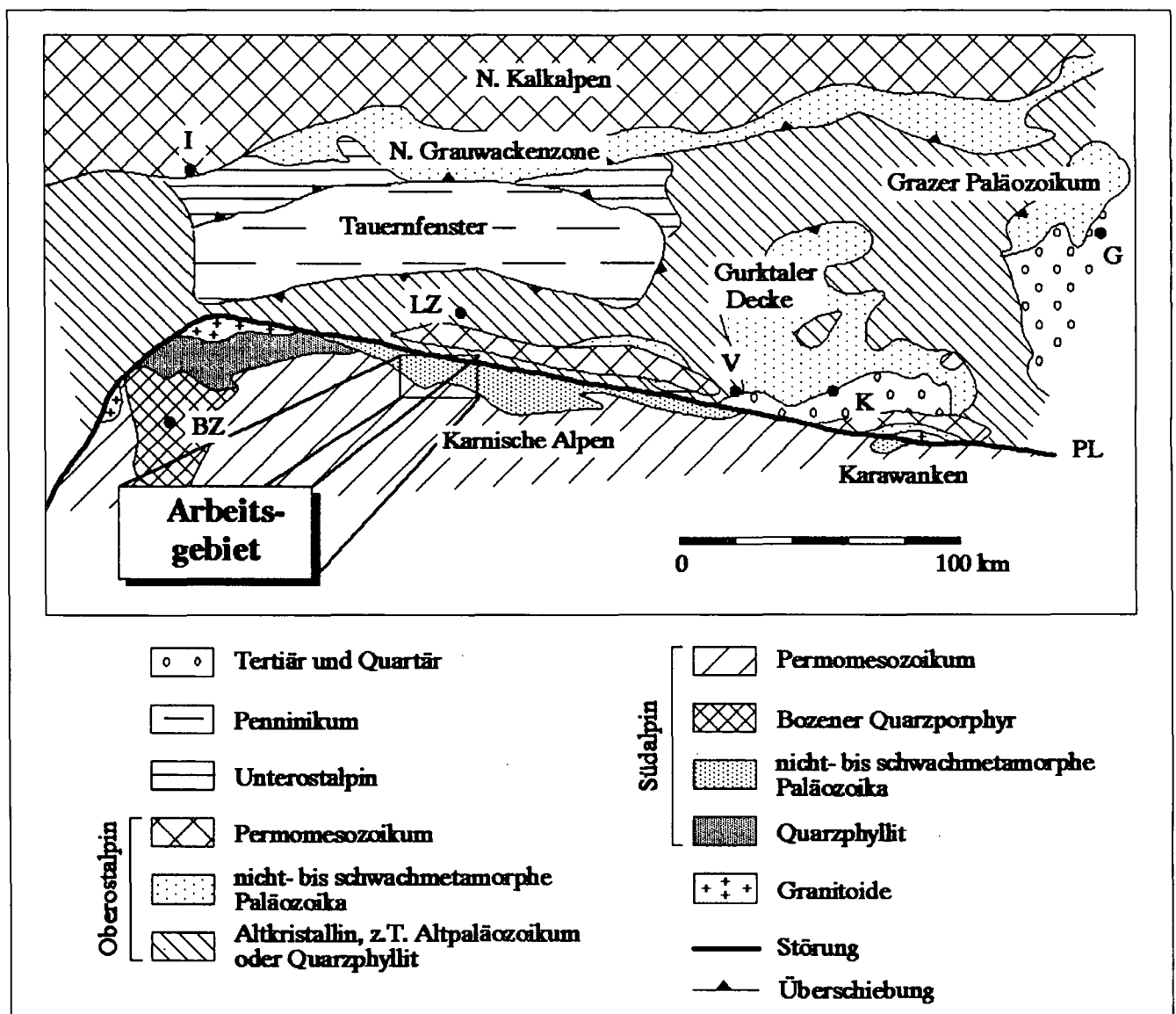


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte der Ost- und Südalpen mit Lage des Untersuchungsgebietes, vereinfacht nach BÖGEL & SCHMIDT (1976). BZ = Bozen, G = Graz, I = Innsbruck, K = Klagenfurt, LZ = Lienz, V = Villach, PL = Periadriatisches Lineament.

Obwohl die Bezeichnung „Porphyroid“ international nicht üblich ist und es sich hierbei dem internationalen Sprachgebrauch zufolge um schwach metamorph überprägte Pyroklastite rhyolithischer bis dazitischer Zusammensetzung handelt, wird die Bezeichnung „Porphyroid“ hier dennoch verwendet, weil sie in den Alpen nach wie vor in Gebrauch ist.

2. Stratigraphische Stellung des Comelico-Porphyroids

Abb. 2 zeigt zwei tektonische Profile (Profile 1 und 2), die in N-S-Richtung den Großen Kinigat bzw. Roßkopf und Maurerspitze durchschneiden und die Stellung des Comelico-Porphyroids wiedergeben. Danach liegt der Comelico-Porphyroid über den Val-Visdende-Schiefern. Er

wird seinerseits von Quarziten überlagert und verzahnt sich in Profil 2 der Abb. 2 unter dem Roßkopf und der Maurerspitze in nördlicher Richtung mit Grauwacken der Fleons-Formation. In Profil 3 ist eine Wechsellagerung zwischen Comelico-Porphyroid und Grauwacken der Fleons-Formation zu erkennen. Die Fleons-Formation hat, wie HINDERER (1992) im Detail nachweisen konnte, eher ein ordovizisches als ein karbonisches Alter. Einzige Fossilfunde des Untersuchungsgebietes konnten in den Riffschuttkalen des Roßkopfes gemacht werden, in denen sich unter- bis mitteldevonische Korallen fanden (*Stringophyllum*?) und *Syringaxon*, mündliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. J. KULLMANN, Tübingen).

Profil 1 der Abbildung 2 gibt die Verhältnisse an der gut zugänglichen, südlichen Seite des Großen Kinigat wieder, die uns erstmals Herr Dr. H.P. SCHÖNLAUB (Wien) anlässlich einer gemeinsamen Exkursion zeigte. Unter den Riff-

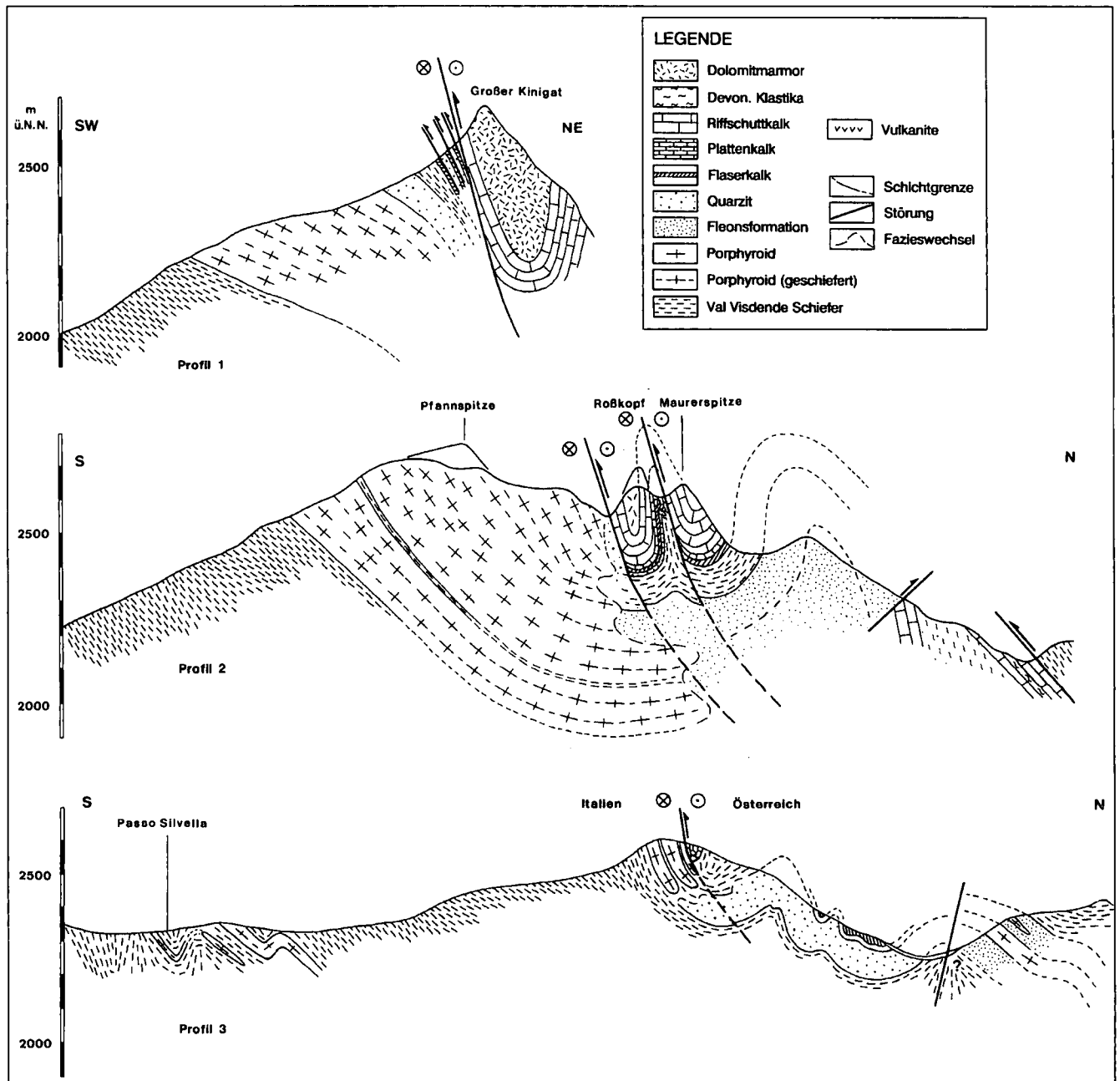


Abb. 2. Drei geologische Profile durch das Gebiet am Obertauern See (Westliche Karnische Alpen; Großer Kinigat – Pfannspitze – Eisenreich). Nach HUBICH (1992); die Profile sind nicht überhöht.

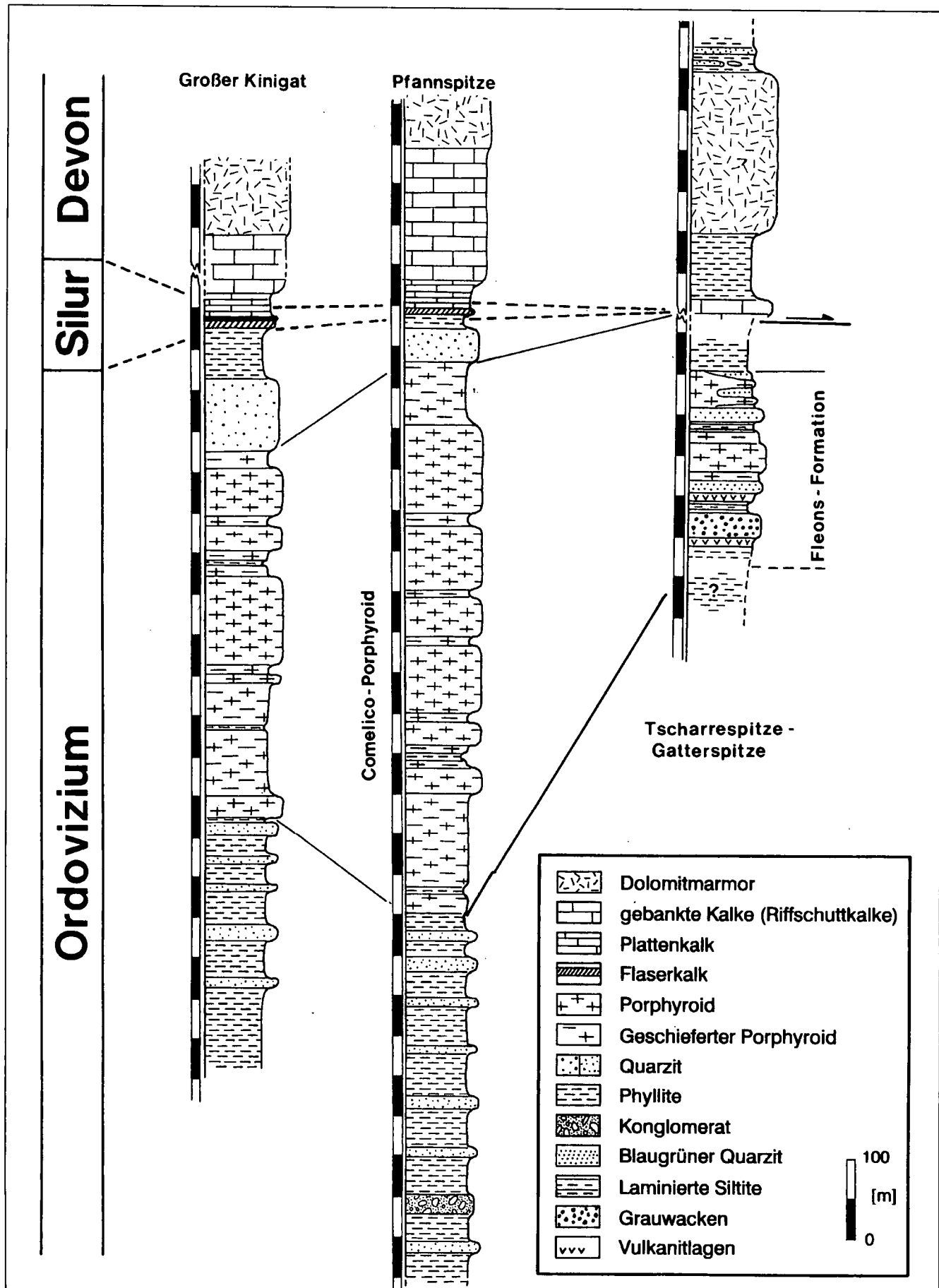


Abb. 3. Drei stratigraphische Profile aus dem Gebiet am Obstanzer See (Westliche Karnische Alpen; Großer Kinigat – Pfannspitze – Tscharrspitze). Nach HUBICH (1992).

schuttkalken des Großen Kinigat liegen Flaserkalke und Lydite, die mit Quarziten verschuppt sind und ihrerseits auf Schiefern und Quarziten liegen. Darunter folgen Comelico-Porphryoid und Val-Visdende-Schiefer. Obwohl das Profil mehrere Störungsbahnen zeigt, meinen wir, daß die stratigraphischen Zusammenhänge im wesentlichen noch bewahrt sind, d. h. die Tonflaserkalke und Lydite wären in das Silur zu stellen und die Quarzite sowie Comelico-Porphryoid und Val-Visdende-Schiefer in das Ordovizium.

Es sollen noch Anmerkungen zu der Annahme von SPALLETTA & VENTURINI (1989) gemacht werden, die Val-Visdende-Schiefer seien metamorphe Äquivalente des Hochwipfelflysches. Der Hochwipfelflysch der zentralen Karnischen Alpen zeichnet sich durch distale und proximale Turbidite, Lydit-Brekzien, Kalk-Konglomerate und Eingleitungen kleinerer bis riesiger Olistholithe aus. Alle diese Charakteristika fehlen in den Val-Visdende-Schiefern. Die Val-Visdende-Schiefer enthalten dagegen Quarzite, die typische Flachwasser-Sedimente darstellen, während der Hochwipfelflysch ein synorogenes, zahlreiche Olistholithe enthaltendes Sediment ist, das in einer tieferen Rinne während der Entstehung eines aktiven Kontinentrandes am Südrand des alpinen Variszikums gebildet worden ist (LÄUFER, LOESCHKE & VIANDEN, 1993). Wir halten es aus diesem Grunde für verfehlt, die Val-Visdende-Schiefer als metamorphe Äquivalente des Hochwipfelflysches anzusehen.

Die stratigraphische Abfolge ist deshalb wie folgt zu deuten (Abb. 3): Die älteste Einheit stellen die Val-Visdende-Schiefer dar, in denen Quarzite und untergeordnet Konglomerate auftreten. Darüber folgen eingeschaltete Lagen des Comelico-Porphryoids, in die stellenweise Schiefer, die den Val-Visdende-Schiefern gleichen, eingeschaltet sind. Der Comelico-Porphryoid wird von Quarziten überlagert, die das Aufarbeitungsprodukt des Comelico-Porphryoids darstellen. Darüber folgen nach Zwischenschaltung weiterer Schiefer Flaserkalke und Lydite des Silurs, die von unterdevonischen Plattenkalken überlagert werden. Diese gehen zum Hangenden in mitteldevonische Rifffalke über.

Im Untersdevonische Gieffkalke eine nördliche und eine südliche Faziesentwicklung im Ordovizium unterschieden werden. Im nördlichen Faziesbereich werden die Porphyroide und Quarzite lateral von grünen Klastika der Fleonsformation abgelöst, die im südlichen Faziesbereich fehlen. Die Fleonsformation beginnt mit größeren Klastika, die der Grauwackenserie nach HINDERER (1992) zugeordnet werden können. Darüber folgen laminierte, blaugrüne Quarzite, die zur quarzitischen Serie nach HINDERER (1992) gehören. An der Tscharrspitze ist dieser Fazieswechsel direkt zu beobachten (Abb. 3, Profil Tscharrspitze). Hier verzahnen sich der Comelico-Porphryoid und die Fleonsformation. Das Liegende der dortigen Abfolge bilden Phyllite, Quarzite und Meta-Tufflagen. Ein 70 m mächtiges Porphyroid-Paket ist als Vorstoß von Ignimbridecken in die Fleonsformation anzusehen. Von laminierten und feinkörnigen Quarziten abgetrennt folgt im Hangenden eine weitere Porphyroid-Lage, die nach N rasch von blaugrünen Quarziten abgelöst wird. Über der Fleonsformation treten dunkle, quarzarme Phyllite auf, wie sie auch über dem Porphyroid im südlichen Faziesbereich anzutreffen sind.

Die Zeitgleichheit von Comelico-Porphryoid und Fleonsformation, die HINDERER (1992) in der Gegend des Mte. Peralba an Hand petrographischer Beobachtungen und Geländebefunde annimmt, ist hier direkt zu beweisen.

3. Petrographie

3.1. Val-Visdende-Schiefer

Die Val-Visdende-Schiefer bestehen aus quarzarmen und quarzreicheren Phylliten, die mit Quarziten wechselagern. In den Quarziten erreichen die Quarze Korngrößen von 1 mm. Die Quarzite sind schlecht sortiert, ihre Körner häufig angular. In den Quarzen auftretende Flüssigkeitseinschlüsse und gelegentlich zu beobachtende Korrosionsbuchten lassen zumindest für einige Quarze eine vulkanische Herkunft annehmen. Die Plagioklase sind generell klein und mit 0–3 Vol.-% vertreten. Während Proben aus dem Liegenden keinen Plagioklas führen, nimmt der Gehalt zum Hangenden hin zu. Akzessorisch beteiligen sich noch Turmalin, Zirkon, Apatit und Erz an der Zusammensetzung.

Die Quarzite sind wahrscheinlich in einem flachmarinen, von der Brandungszone unbeeinflussten Milieu abgelagert worden. Vulkanische Quarze, Plagioklas und Turmalin lassen auf ein Liefergebiet schließen, das aus sauren Vulkaniten und Plutoniten aufgebaut war.

Unterhalb der Pfannspitze treten mehrere in Phyllite eingeschaltete Konglomeratlagen auf (Abb. 3, Profil Pfannspitze). Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen beträgt 2–5 m. Die Gerölle erreichen Größen bis 5 cm. Die Klasten bestehen aus vulkanischen Quarzen, serizitisierten Plagioklasen und Alkalifeldspäten, die im Vergleich zu den in die Val-Visdende-Schiefer eingeschalteten Quarziten wesentlich größer und zahlreicher sind. Die Konglomerate sind vermutlich Rutschmassen aus pyroklastischem Material. Sie stellen zusammen mit – in die Val-Visdende-Schiefer eingeschalteten – Aschentuffen südlich des Grenzkammes am Passo Silvella (Abb. 2, Profil 3) die ersten eventuell mit dem Comelico-Porphryoid im Zusammenhang stehenden vulkanischen Ereignisse dar. Diese Tuffe sind 0,5 bis 1,5 m mächtige, grüne oder violette, seifig-glänzende Lagen, die mehrfach mit Quarziten wechsellagern. Die Quarzite sind durch einen hohen Gehalt an Porphyroquarzen charakterisiert. Ähnliche Aschentuffe kommen auch gelegentlich innerhalb der Porphyroid-Abfolge vor.

3.2. Comelico-Porphryoid

Der Comelico-Porphryoid zieht in einem maximal 670 m breiten Streifen, dem sogenannten Pfannspitzstreifen, unterhalb des Kleinen und Großen Kinigat entlang über die Pfannspitze nach W und keilt am Eisenreichgipfel aus. Dabei handelt es sich keineswegs um ein einheitliches Schichtpaket, sondern es wechseln gut geschieferte mit massigen Lagen ab. Einschaltungen von geringmächtigen Phylliten sind häufig. Bei der Dünnschliffbetrachtung fallen kristallarme und kristallreiche Porphyroide auf (Abb. 4 und 5).

Der Porphyroid führt Einsprenglinge von Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas, die in einer ehemals glasigen Grundmasse aus Serizit, Chlorit, Quarz und Albit liegen. Akzessorisch sind Apatit, Zirkon, Turmalin, Biotit und randlich chloritisierter Granat vorhanden. Die Quarzeinsprenglinge zeigen die für vulkanische Quarze typischen Resorptionsbuchten.

Auf Anschliff-Flächen sind weiße und dunkelgrau gefärbte Linsen erkennbar, die sich im Dünnschliff als mit Erz pigmentierte Quarz-Chlorit-Muscovit-Aggregate bestimmen lassen. Diese Linsen haben gewöhnlich eine Größe

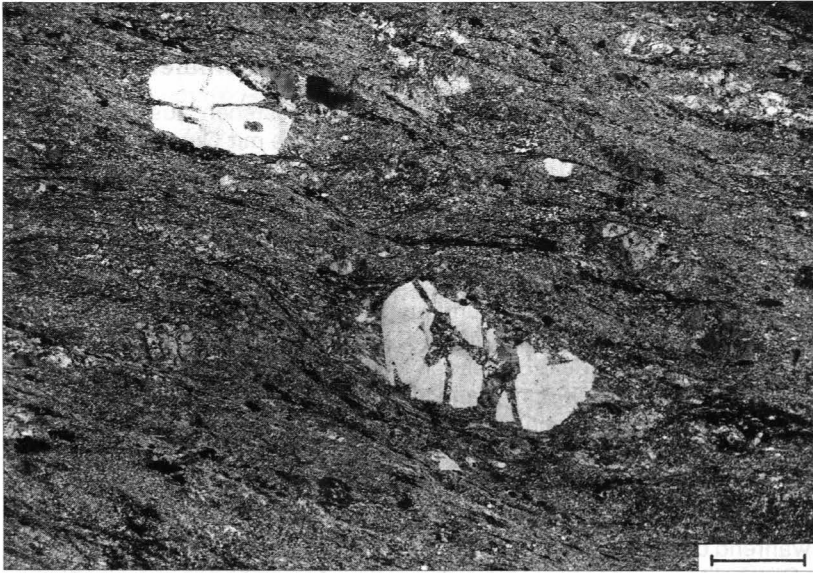


Abb. 4.
Dünnschliff-Photographie des kristallarmen Comelico-Porphyr.
Wenige Quarzeinsprenglinge liegen in einer Grundmasse aus Serizit, Chlorit, Albit und Quarz.
Lokalität: 500 m südöstlich der Pfannspitze (Westliche Karnische Alpen).
Maßstab: 1 mm. Gekreuzte Nicols.

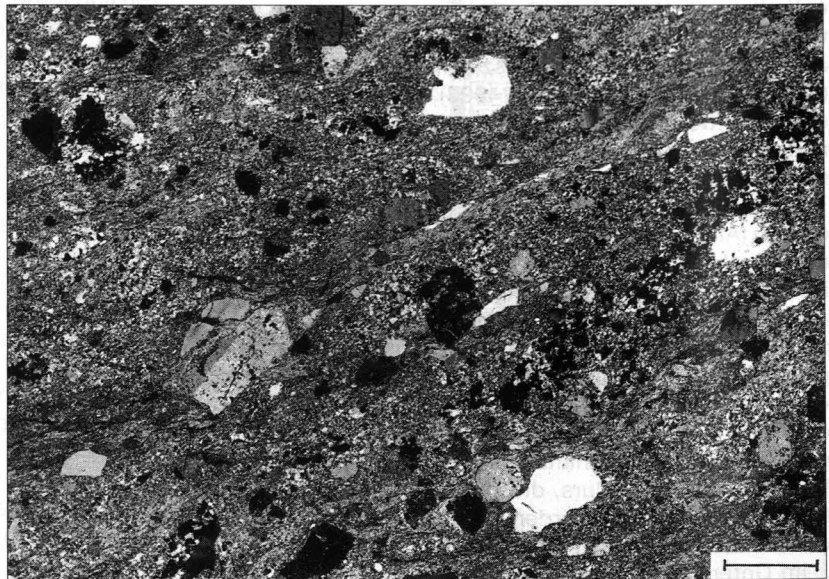


Abb. 5.
Dünnschliff-Photographie des kristallreichen Comelico-Porphyr.
Zahlreiche Quarz- und Feldspateinsprenglinge liegen in einer Grundmasse aus Chlorit, Serizit, Albit und Quarz.
Lokalität: 400 m südlich der Pfannspitze.
Maßstab: 1 mm. Gekreuzte Nicols.

von 2-5 mm. Selten sind sie einige cm groß. In Übereinstimmung mit HEINISCH (1981) sind diese Linsen als geplättete Lapilli oder Relikte kollabierter Bimse zu deuten. Häufig ist zu beobachten, daß in diesen Linsen verstärkt Apatit und Zirkon angereichert sind. Nach WILLIAMS et al. (1982) sind Phänokristalle in Bimsen und Lapilli diejenigen Minerale, die früh aus der Schmelze auskristallisieren. Einige Proben führen zahlreiche, stark hydrothermal veränderte, primäre Biotite, die sich leicht mit den Lapillirelikten verwechseln lassen. Die Biotite haben allerdings im Gegensatz zu den Lapilli einen deutlichen Pleochroismus.

Die Porphyroide stellen die Ablagerungen pyroklastischer Ströme dar. Diese Ignimbrite sind verschweißte Mischungen von glasiger Asche, häufig zerbrochenen Kristallen, Lapilli, Bimsen und kantigen lithischen Fragmenten (WILLIAMS et al., 1982; BEST, 1982). Typisch für Ignimbrite ist auch die Flammenstruktur, die durch kollabierte Bimssteine und Lapilli hervorgerufen wird. Die serizitische Grundmasse des Porphyroids ist als Umwandlungsprodukt des glasigen Ascheanteils anzusehen.

Der Gehalt an Einsprenglingen ist unterschiedlich hoch. Am häufigsten treten kristallarme Porphyroide auf. In der feinfilzigen Grundmasse befinden sich in diesem Falle wenige Quarzeinsprenglinge, selten Alkalifeldspäte und

Plagioklase. Bei der kristallreichen Varietät sind die Phänokristalle sehr viel häufiger vertreten, und der Anteil der Grundmasse tritt zurück. Nach CAS & WRIGHT (1987) können die Prozesse, die den Kristallgehalt pyroklastischer Ablagerungen beeinflussen, auf Kristallisationsvorgänge im oberen Teil der Magmakammer, auf Fraktionierungsprozesse während der Eruption und im subaquatischen Milieu und auf Sortierungsprozesse während der Umlagerung zurückgeführt werden.

Mehrfach sind in die Porphyroid-Abfolge Phyllite eingeschaltet. Diese ehemals klastischen Sedimente stellen die Hintergrundsedimentation während der Ruhepausen der vulkanischen Aktivität dar. Sie enthalten mitunter auch größere Partien, die sich unter dem Mikroskop als Anreicherungen von vulkanischen Quarzen, Alkalifeldspat und Plagioklas erweisen. Diese gröberkörnigen Partien könnten die Basislagen von Aschenturbiditen darstellen. Eine Gradierung ist allerdings nicht mehr zu erkennen. Ebenso denkbar wäre, daß es sich hierbei um Aufarbeitungsprodukte des Porphyroids im Strandbereich handelt.

Im Gelände fallen innerhalb der Porphyroide einerseits schlecht geschieferte, massige und grob geklüftete, andererseits gut geschieferte Bereiche auf. Die gut geschieferten Bereiche treten vorwiegend an der Basis, aber auch

sonst innerhalb der Porphyroide auf (Abb. 3). Als Interpretation wäre folgendes denkbar: Die Basis einer Abkühlungseinheit eines pyroklastischen Stromes ist infolge des kalten Untergrundes wenig verschweißt (CAS & WRIGHT, 1987), darüber folgt dann der gut verschweißte innere Anteil eines Ignimbrites, der im Hangenden von wenig verschweißten Aschen überlagert wird. Die gut geschieferten Porphyroide könnten deshalb solche unverschweißten Partien darstellen, während es sich bei den massigen Porphyroiden um die inneren, gut verschweißten Anteile eines Ignimbrites handeln könnte.

Da die gut geschieferten Porphyroide häufig kristallreich, die massigen Porphyroide dagegen kristallarm sind, wäre auch denkbar, daß die gut geschieferten Partien re-sedimentiertes Porphyroid-Material darstellen, in dem die Kristalle angereichert worden sind.

Daneben wäre noch eine weitere Interpretation möglich: Das Ereignis des Porphyroid-Vulkanismus folgt ohne Diskordanz über den im flach-marinen Milieu abgelagerten Val-Visdende-Schiefern. Eine subaquatische Ablagerung zumindest der unteren Porphyroid-Abfolge ist daher sehr wahrscheinlich. Beim Kontakt der heißen Glutwolken mit kaltem Meerwasser kommt es zu sekundären Eruptionen. Die feine, glasige Asche wird dabei von den schwereren Kristallen abgesondert, was zur Bildung von kristallreichen Porphyroiden führt. Da pyroklastische Ströme unter subaquatischen Bedingungen nicht verschweißen können, sind die ältesten Anteile der Porphyroide gut geschichtet, was bei der späteren Durchbewegung und Metamorphose zu einer guten Schieferung führt. Wird das Becken durch weitere Eruptionen allmählich aufgefüllt oder durch Meeresspiegelschwankungen trocken gelegt, dann können sich danach unter subaerischen Bedingungen gut verschweißte Ignimbrite bilden. Die massig ausgebildeten, grob geklüfteten Porphyroide stellen wahrscheinlich solche – unter subaerischen Bedingungen gut verschweißte – Ignimbrite dar, die weniger Kristalle und dafür einen höheren Glasanteil führen.

In den Porphyroiden konnten keine größeren Gesteinsbruchstücke gefunden werden. Da größere Bomben und Lapilli in der Nähe des Förderzentrums pyroklastischer Ströme auftreten, ist anzunehmen, daß der Comelico-Porphyroid relativ weit entfernt von seinem Förderzentrum zur Ablagerung kam.

Der Metamorphosegrad des Comelico-Porphyroids läßt sich aus der Paragenese rekristallisierter Quarz, Serizit und Chlorit ablesen. Biotit und Granat der Porphyroide sind unter magmatischen Bedingungen gebildet worden. Die Quarzkörner des Comelico-Porphyroids, aber auch diejenigen der Fleonsgrauwacken und Quarzite, sind meist rekristallisiert. Daraus läßt sich eine untere Temperaturgrenze ableiten. Die Rekristallisation von Quarz benötigt eine Schwellentemperatur von ca. 275°C (VOLL, 1983). Der Serizit zeigt keinerlei Anzeichen einer Sammelkristallisation zu Muscovit. Die Schwellentemperatur von ca. 400°C, die VOLL (1983) für Muscovit angibt, wurde somit nicht überschritten.

4. Geochemie

Für die geochemischen Untersuchungen wurden 22 Proben des Comelico-Porphyroids entlang einem N-S-Profil über die Pfannspitze (Abb. 2) entnommen. Haupt- und Spurenelemente wurden mittels Röntgenfluoreszenz-Analyse im Geochemischen Zentrallabor Tübingen

unter Verwendung international gebräuchlicher Standards bestimmt. Die Bestimmung von Fe²⁺ erfolgte durch Titration mit KMnO₄, der H₂O-Gehalt wurde nach der Penfield-Methode und der Glühverlust durch einstündiges Glühen im Muffelofen bei 1000°C ermittelt. Sechs speziell ausgewählte Proben analysierte die Firma Bondar/Clegg (Ottawa, Canada) mit der Methode der Neutronenaktivierungsanalyse auf Seltene Erden und andere Spurenelemente.

Zu Vergleichszwecken werden Analysen des Blasseneck-Porphyroids der Steirischen Grauwackenzone (LOESCHKE et al., 1990) mit herangezogen.

Generell ist zu den geochemischen Untersuchungen zu sagen, daß sie nur bedingt Aussagen über die Klassifikation und Genese zulassen, da sich viele Elemente, die für solche Aussagen von Wichtigkeit sind, aufgrund ihres Ionenpotentials (MASON & MOORE, 1982, S. 160) in wässrigen Lösungen mobil verhalten. Wässrige Lösungen haben Zugang zum Stoffbestand vulkanischer Gesteine während der hydrothermalen Durchströmung im Zuge der Abkühlung und unter Bedingungen submariner und subaerischer Verwitterung sowie der Metamorphose. Der Comelico-Porphyroid ist von allen diesen Prozessen betroffen worden. Deshalb können die analysierten Gehalte von mobilen Elementen wie Si, Na, K, Ca, Fe²⁺ sekundär verfälscht sein. Es werden deshalb zur Klassifikation bevorzugt immobile Elemente wie Nb, Ti, V, Y, Zr herangezogen, weil diese den primärmagmatischen Stoffbestand widerspiegeln. Dennoch kann in manchen klassischen Diagrammen auf die Interpretation mobiler Elementgehalte nicht völlig verzichtet werden. Es ist dann die Frage, inwieweit diese Elementgehalte wirklich sekundär verfälscht worden sind.

4.1. Beimengung epiklastischen Materials

Zunächst soll der Frage nachgegangen werden, inwiefern der Comelico-Porphyroid Beimengungen epiklastischen Materials enthält, die bei Resedimentationsvorgängen eventuell zugemischt worden sein können. Dazu dient ein Diagramm von SHAW (1972). Es ist in Abb. 6 wiedergegeben und zeigt die Felder sedimentärer und magmatischer Edukte von Gneisen in Abhängigkeit vom V-Gehalt und vom Larsen-Index (L.I. = Si/3 + K – Ca – Mg in Gew.-%). Es zeigt sich in diesem Diagramm, daß die Proben des Comelico-Porphyroids ausschließlich in das Feld magmatischer Edukte fallen. Sie sind den Proben des Blasseneck-Porphyroids sehr ähnlich, der allerdings eine etwas größere Streubreite aufweist. Epiklastische Beimengungen können deshalb – wenn überhaupt – eine nur sehr geringfügige Rolle gespielt haben.

Ein ähnliches Ergebnis liefert die Eintragung der CIPW-Norm-Werte von Quarz (Q), Albit (Ab) und Orthoklas (Or) des Comelico-Porphyroids in ein Diagramm von WINKLER (1979), das die Projektion der Isothermen und der kotektischen Linie des Systems Q-Ab-Or-H₂O bei 2 kb wiedergibt (Abb. 7). Die analysierten Werte liegen fast alle im Temperaturminimum unterhalb 750°C. Nur zwei Proben liegen außerhalb dieses Temperaturminimums. Dies bedeutet, daß die Zusammensetzung des Comelico-Porphyroids derjenigen eines magmatisch gebildeten sauren Vulkanites sehr ähnlich ist, so daß eine Aufschmelzung bei Anwesenheit von Wasser bei Temperaturen unterhalb 750°C – in vielen Proben sogar unterhalb 700°C – beginnen würde. Falls eine größere Beimengung epiklasti-

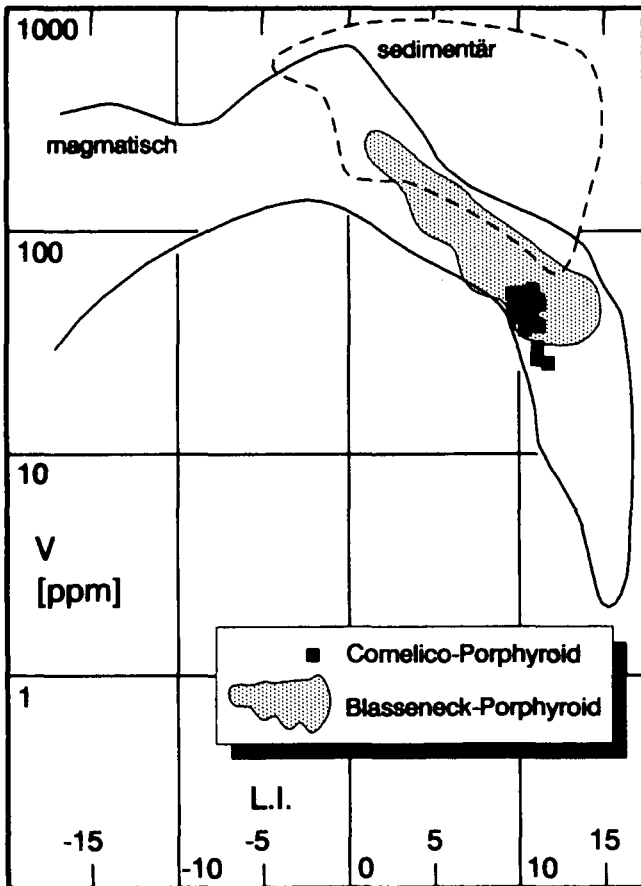


Abb. 6. Diagramm zur Unterscheidung von Gneisen magmatischer und sedimentärer Herkunft nach SHAW (1972). V = Vanadium-Gehalt in ppm, L.I. = Larsen-Index = $\text{SiO}_2/3 + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO}$ in Gew.-%. Eingetragen sind Werte des Comelico-Porphryoids und zum Vergleich dazu Werte des Blasseneck-Porphryoids nach KRETZSCHMAR (1989).

mobilen Elementen Ti, Zr, Nb und Y beruhendes Diagramm entwickelt, das in Abb. 8 wiedergegeben ist. In diesem Diagramm fallen die Werte des Comelico-Porphryoids in das Feld der Rhyodazite und Dazite. Der Blasseneck-Porphryoid hat eine etwas größere Streubreite und enthält auch wenige Andesite und Basalte. Alle Proben fallen in den Bereich subalkalischer Vulkanite. Eine Tendenz in Richtung alkalischer Gesteine wie der Trachyandesite ist beim Blasseneck-Porphryoid aber erkennbar.

Aus dem AFM-Diagramm der Abb. 9 ist ebenfalls ersichtlich, daß der Blasseneck-Porphryoid eine größere Streubreite in der geochemischen Zusammensetzung hat als der Comelico-Porphryoid. Beide Porphyroide zeigen aber Differentiationstrends, die solchen von kalkalkalischen Vulkaniten aktiver Kontinentränder und Inselbögen wie z. B. Vulkaniten des Kaskaden-Gebirges im W Nordamerikas, N-Chiles, Neu-Guineas und Neuseelands ähneln. Das sind Gebiete, die eine dickere kontinentale Kruste aufweisen. Von Vulkaniten intra-ozeanischer Inselbögen wie den Tonga-, Marianen und S-Sandwich Inseln, die einen tholeiitischen Differentiationstrend zeigen, sind sie sehr verschieden.

5. Geotektonische Stellung

Die geotektonische Stellung des Fördergebietes ostalpinen oberordovizischer Porphyroide ist umstritten (HEINISCH, 1981; LOESCHKE, 1989; LOESCHKE et al., 1990; HINDERER, 1992). Die Frage, ob dieses weit verbreitete vulkanische Ereignis, das mit Sicherheit geotektonische Ursachen hat, auf Subduktions- und Kollisionsvorgänge oder auf Riftvorgänge im Anschluß an eine Kollision oder im Back-Arc-Bereich oder sogar auf solche im Intraplattenbereich zurückzuführen ist, ist nicht ganz geklärt. Diese ungeklärte Situation liegt daran, daß anatektische, granitisch zusammengesetzte Schmelzen in verschiedenen

schen, vor allem tonigen bzw. sandigen Materials vorliegen würde, wären die Alkali-Gehalte niedriger und die Al- bzw. Si-Gehalte höher, sodaß die Proben außerhalb des Temperaturminimums liegen würden.

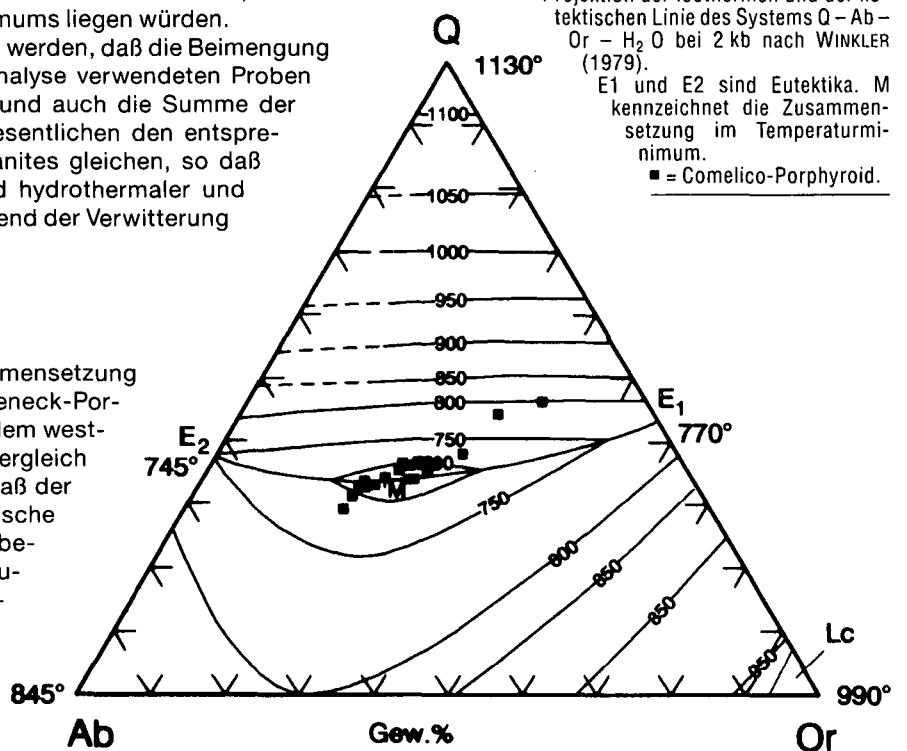
Es kann deshalb davon ausgegangen werden, daß die Beimengung epiklastischen Materials in den zur Analyse verwendeten Proben des Comelico-Porphryoids gering ist und auch die Summe der Alkali- sowie die SiO_2 -Gehalte im wesentlichen den entsprechenden Gehalten eines sauren Vulkanites gleichen, so daß größere Stoffverschiebungen während hydrothermalen und metamorpher Prozesse und auch während der Verwitterung ausgeschlossen werden können.

4.2. Klassifikation

In Tabelle 1 ist die chemische Zusammensetzung des Comelico-Porphryoids, des Blasseneck-Porphryoids und ähnlicher Vulkanite aus dem westlichen Kontinentrand der USA zum Vergleich aufgelistet. Es ist daraus ersichtlich, daß der Comelico-Porphryoid eine etwa dazitische bis rhyodazitische Zusammensetzung besitzt und der Blasseneck-Porphryoid zusätzlich auch basischere Glieder enthält.

Zur exakten Klassifikation hydrothermal veränderter und metamorpher Vulkanite wurde von WINCHESTER & FLOYD (1977) ein auf den im-

Abb. 7. Projektion der Isothermen und der ko-tektischen Linie des Systems Q - Ab - Or - H_2O bei 2 kb nach WINKLER (1979). E1 und E2 sind Eutektika. M kennzeichnet die Zusammensetzung im Temperaturminimum. ■ = Comelico-Porphryoid.



	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	65,63	67,21	69,43	65,00	60,60	50,78	64,51	67,56
TiO ₂	0,64	0,60	0,43	0,64	0,80	1,14	0,74	0,55
Al ₂ O ₃	15,42	15,23	14,82	16,44	17,06	18,80	16,52	16,20
Fe ₂ O ₃	0,97	1,15	1,19	1,48	2,14	3,32	3,31	2,63
FeO	2,67	2,37	1,71	2,91	7,94	5,84	1,33	0,82
MnO	0,05	0,04	0,04	0,05	0,07	0,08	0,10	0,08
MgO	1,20	1,17	1,14	2,18	3,07	5,28	1,49	0,92
CaO	1,73	1,67	1,49	1,67	3,01	4,36	3,66	2,72
Na ₂ O	3,50	3,40	2,54	3,45	2,73	4,56	4,15	4,07
K ₂ O	3,50	3,59	4,26	3,11	2,94	0,61	3,92	4,27
P ₂ O ₅	0,23	0,32	0,16	0,22	0,22	0,33	0,27	0,19
Ba	939	804	631	683	614	233	1420	1700
Cr	31	34	51	43	51	112	31	6
Nb	17	15	12	11	18	16	16	19
Rb	133	140	101	85	79	22	29	93
Sr	110	124	106	159	351	625	125	547
V	47	42	48	79	109	242	768	65
Y	35	39	34	36	36	25	73	31
Zn	104	61	46	69	105	136	30	68
Zr	257	247	171	213	302	222	253	243
	n=2	n=19	n=12	n=9	n=8	n=1	n=59	n=74

Tabelle 1.
Haupt- und Spurenelementgehalte (in Gew.-% bzw. in ppm) des Comelico- und Blasseneck-Porphyrroids:
Säule 1: Comelico-Porphyrroid, Durchschnittswert der Dazite
Säule 2: Comelico-Porphyrroid, Durchschnittswert der Rhyodazite
Säule 3: Blasseneck-Porphyrroid, Durchschnittswert der Rhyodazite nach KRETZSCHMAR (1989)
Säule 4: Blasseneck-Porphyrroid, Durchschnittswert der Dazite nach KRETZSCHMAR (1989)
Säule 5: Blasseneck-Porphyrroid, Durchschnittswert der Andesite nach KRETZSCHMAR (1989)
Säule 6: Blasseneck-Porphyrroid, Basalt nach KRETZSCHMAR (1989)
Säule 7: Durchschnittswert von Daziten der westlichen USA (östlicher Gürtel) nach EWART (1979)
Säule 8: Durchschnittswert von Rhyodaziten der westlichen USA (östlicher Gürtel) nach EWART (1979)
n = Anzahl der Analysen.

geotektonischen Bereichen auftreten können. Voraussetzung für die Schmelzbildung ist nur, daß eine relativ dicke kontinentale Kruste etwa granitischer Zusammensetzung vorliegt und daß Wärmezufuhr bei Anwesenheit von Wasser und dem dazugehörigen Druck die Schmelzbildung

ermöglicht. Dies kann bei völlig unterschiedlichen geotektonischen Prozessen eintreten (WILSON, 1989).

In den weit überwiegenden Fällen treten solche Schmelzbildungen über Subduktionszonen an aktiven Kontinenträndern und Inselbögen mit einer dickeren kon-

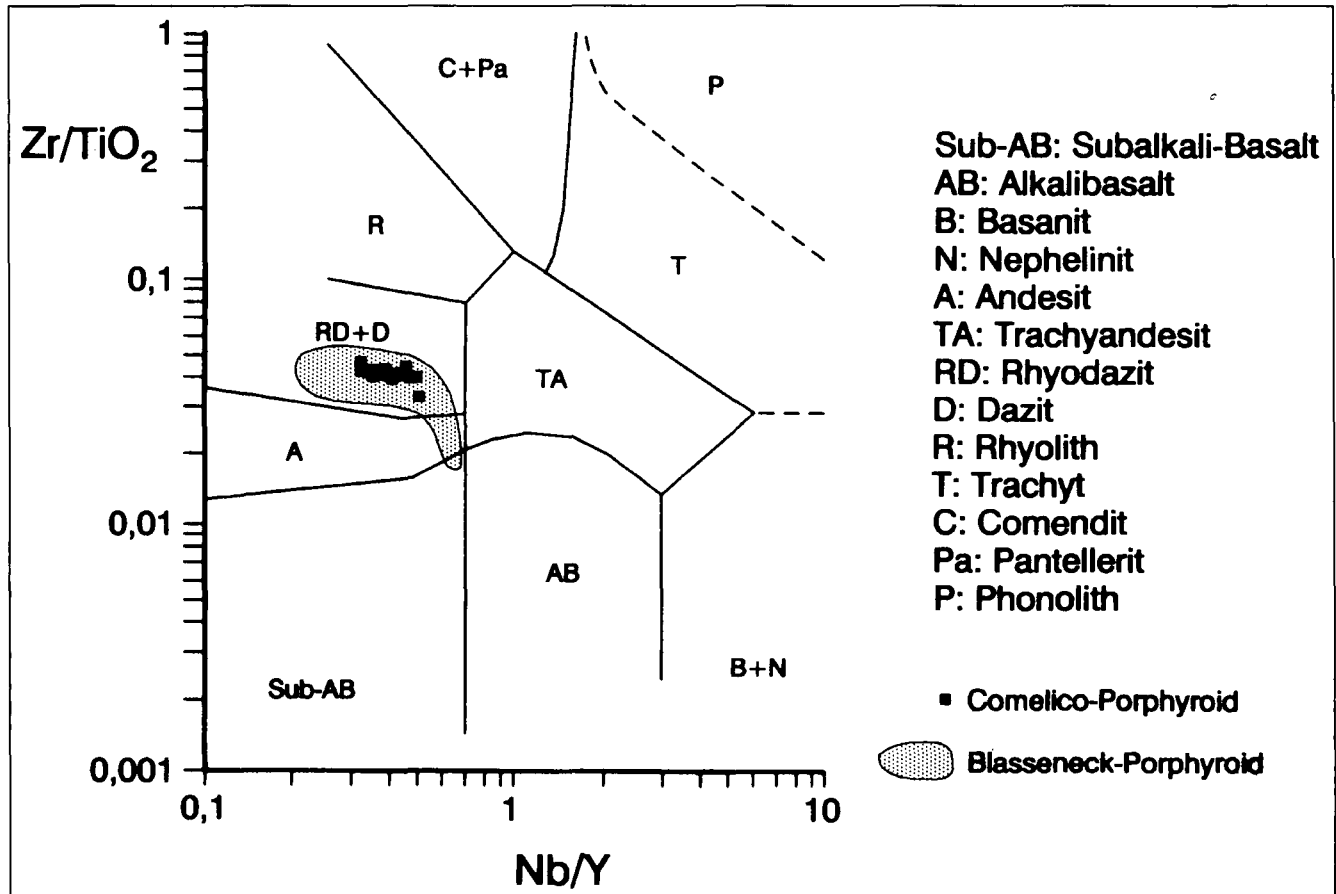


Abb. 8.
Zr/TiO₂-Nb/Y-Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1977) zur Klassifizierung sekundär veränderter und metamorpher Vulkanite. Eingetragen sind die Werte des Comelico-Porphyrroids und zum Vergleich dazu Werte des Blasseneck-Porphyrroids nach KRETZSCHMAR (1989).

Abb. 9.
AFM-Diagramm nach IRVINE & BARAGAR (1971) für den Comelico- und Blasseneck-Porphyr. A = Na₂O + K₂O; F = FeO total; M = MgO. Zum Vergleich sind Differentiationstrends von Vulkaniten aktiver Kontinentränder und Inselbögen eingetragen (BROWN, 1982).

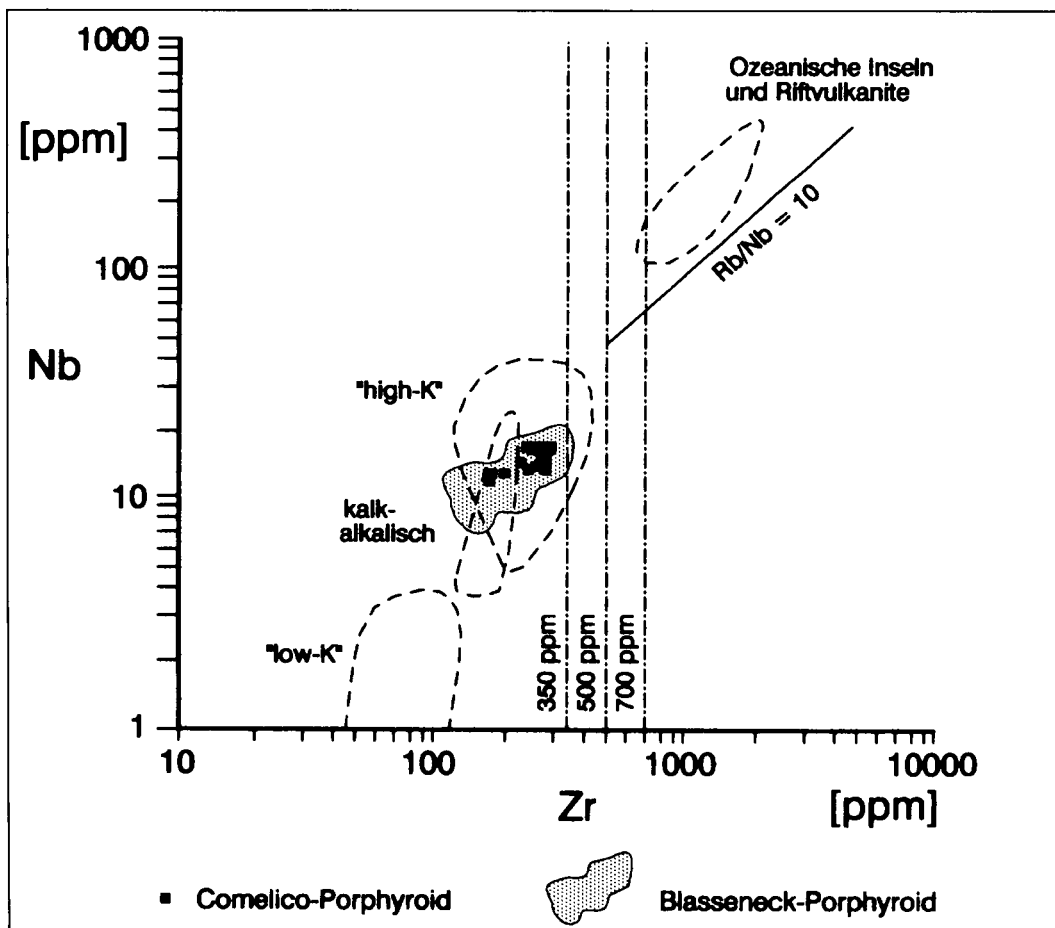
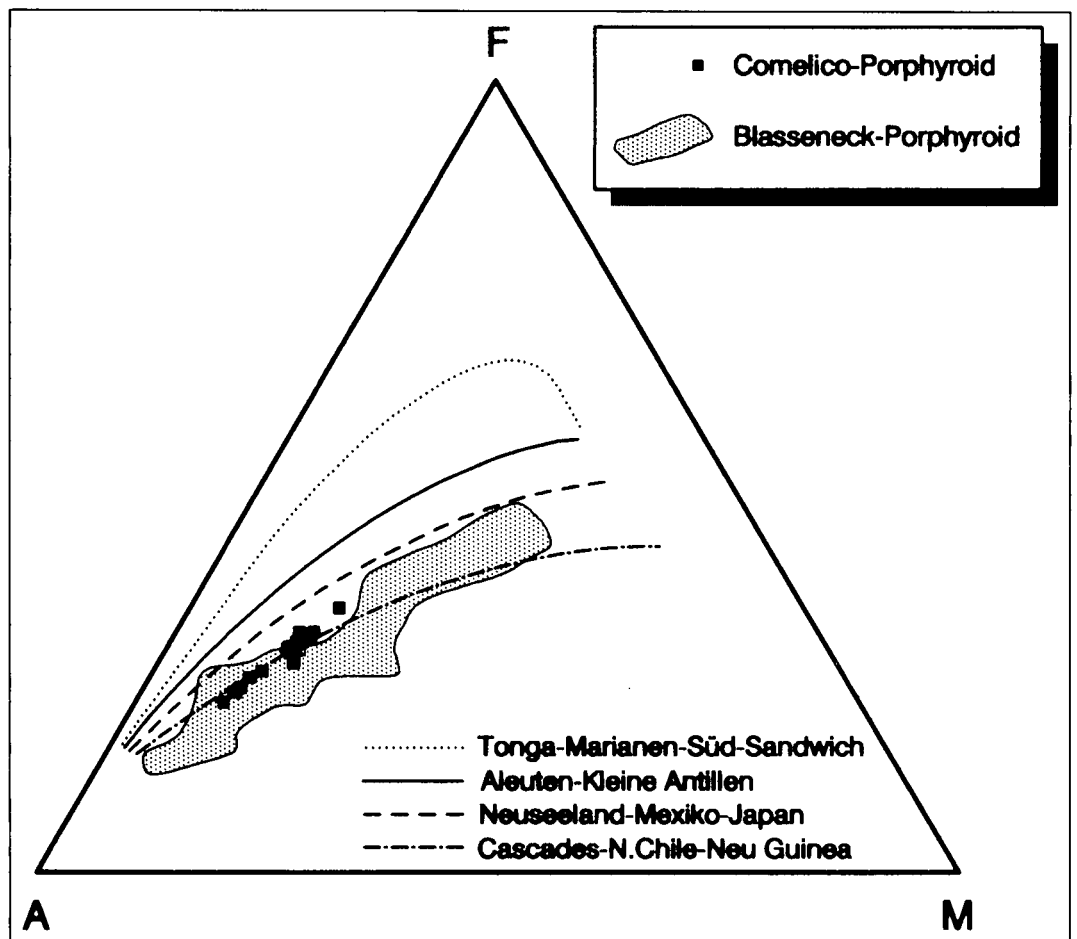


Abb. 10.
Nb-Zr-Diagramm nach LEAT et al. (1986) zur Unterscheidung kalkalkalischer Vulkanite aktiver Kontinentränder und Inselbögen mit SiO₂-Werten über 58 % (links von der 500 ppm Zr-Linie) und alkalischer Vulkanite ozeanischer Inseln und kontinentaler Grabenbrüche (rechts von der 500 ppm Zr-Linie). Eingetragen sind Werte für den Comelico- und Blasseneck-Porphyr.

tinentalen Kruste ein. Beispiele dafür sind die Anden und Neuseeland (Abb. 9), von denen sehr voluminöse Ignimbrit-Ausbrüche bekannt sind. Solche typischen kalkalkalischen SiO_2 -reichen Schmelzen haben relativ niedrige Zr- und Nb-Gehalte und fallen deshalb in dem Diagramm der Abb. 10 nach LEAT et al. (1986) in ein Feld, das links der 350 ppm-Zr-Linie liegt und Nb-Gehalte von maximal 40 ppm aufweist. Wie aus Tabelle 1 zu ersehen ist, haben die Proben sowohl des Comelico-Porphyroids als auch des Blasseneck-Porphyroids entsprechende Zr- und Nb-Werte. Die Porphyroide könnten demnach aufgrund ihrer geochemischen Zusammensetzung an einem aktiven Kontinentrand oder Inselbogen gebildet worden sein.

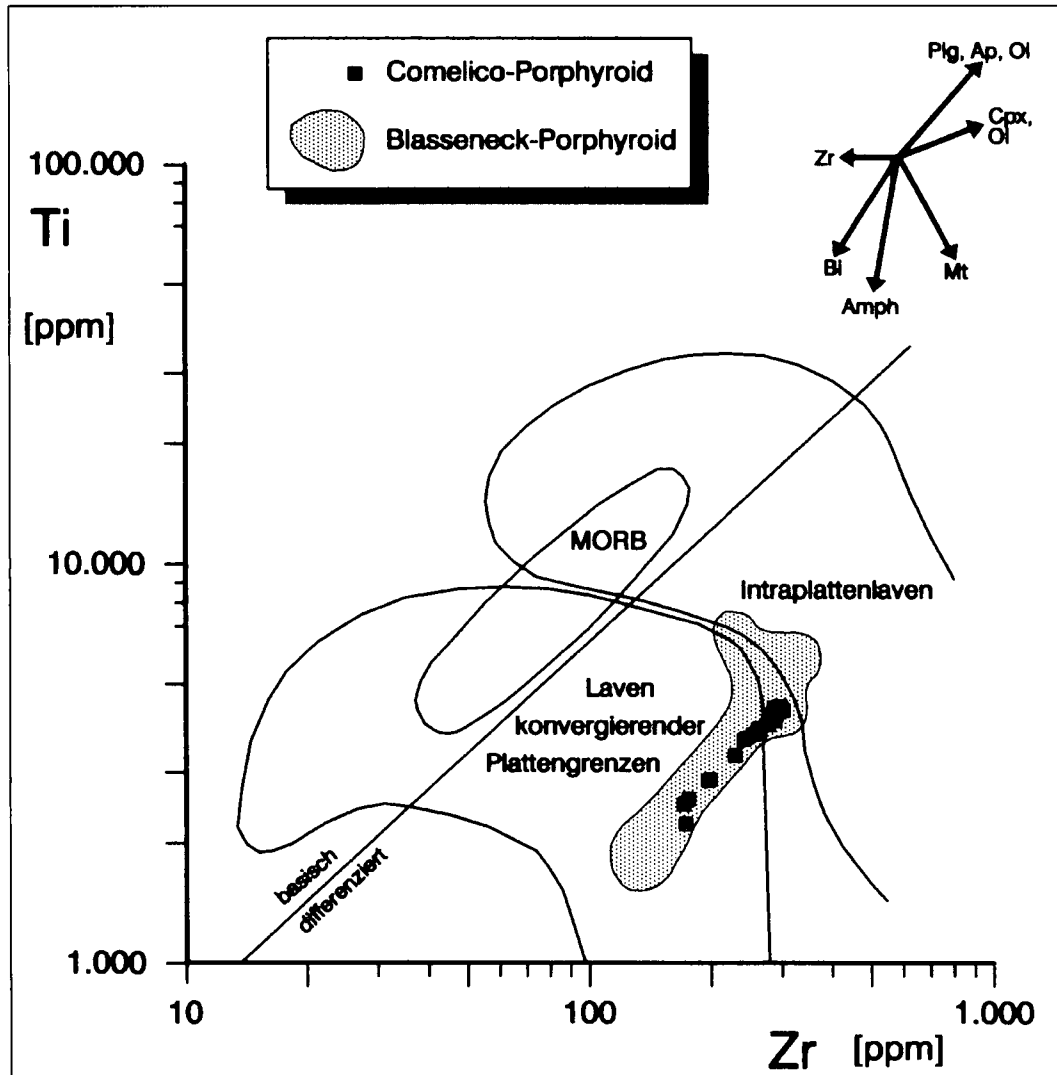
Ähnliche Zusammensetzungen haben aber auch Ignimbrite, die im Back-Arc-Bereich bei Dehnungsprozessen in dicker kontinentaler Kruste auftreten. Ein Beispiel dafür ist die „Basin and Range“-Provinz im W Nordamerika. Dort finden sich zahlreiche tertiäre Ignimbrite, die zu einer Zeit gebildet wurden, als die Subduktion vor der Kalifornischen Küste endete und die San Andreas Transformstörung neu entstand. Sie signalisieren den Übergang von der Subduktion zur Dehnung, die in zunehmendem Maß auch die Förderung von alkalibasaltischen Schmelzen zuläßt. Gute Beispiele dafür lassen sich aus Arizona anführen. D. h., die Förderung des Comelico- und Blasseneck-Porphyroids kann durchaus auch in einem Back-Arc-Bereich stattgefunden haben. Solche Schmelzen besitzen im allgemeinen höhere K_2O -Werte und liegen im „High-K“-

Feld der Abb. 10. Allerdings kann die Dehnung im Oberordovizium nicht sehr weit fortgeschritten gewesen sein, da sich bei intensiver Dehnung alkalische und peralkalische Schmelzen einstellen (Alkalibasalte, Trachyte, Phonolithe), die direkt aus dem Mantel und nicht mehr aus der kontinentalen Kruste stammen und die in den Porphyroiden fehlen.

Auch im Übergangszeitraum zwischen Kollision und postkollisionaler Dehnung können voluminöse Ignimbrite auftreten. Ein Beispiel dafür ist der Bozener Quarzporphyr. Er wurde im Perm nach der variskischen Kollision zur Zeit des mit Dehnungsvorgängen verbundenen isostatischen Aufstiegs des variskischen Gebirges gefördert, in der auch Transformstörungen aktiv waren.

Voluminöse Ignimbrite werden auch im Bereich kontinentaler Gräben wie in Ostafrika gebildet. Sie sind aber immer von riesigen Mengen von Flutbasalten begleitet. Es treten dabei auch immer Trachyte und Peralkali-Rhyolithe (Comendite, Pantellerite) mit auf, die beispielsweise aus der Afar-Senke bekannt sind. Da Flutbasalte, Trachyte und Peralkali-Rhyolithe sowohl im Comelico- als auch im Blasseneck-Porphyr oid fehlen, scheidet diese Interpretationsmöglichkeit aus.

In Abb. 10 fallen solche SiO_2 -reichen Riftvulkanite aufgrund ihrer enorm hohen Nb- und Zr-Gehalte in das Feld von Vulkaniten ozeanischer Inseln und kontinentaler Grabenbrüche, das rechts von der 700 ppm-Zr-Linie liegt.



Die Unsicherheit der Interpretation, die sich aus dieser Diskussion ergibt, zeigt sich auch auf Abb. 11. Dort ist das Ti-Zr-Diagramm nach PEARCE (1982) wiedergegeben, das eine Unterscheidung von Vulkaniten aus unterschiedlichen geotektonischen Positionen (Mittelozeanische Rücken, konvergierende Plattengrenzen, Intraplattenbereich) erlaubt. Die Werte des Comelico- und Blasseneck-Por-

Abb. 11. Ti-Zr-Diagramm nach PEARCE (1982) zur Unterscheidung von Basalten mittelozeanischer Rücken (MORB), Laven konvergierender Plattengrenzen und Intraplattenlaven. Die schräg von links unten nach rechts oben verlaufende Linie trennt basische von höher differenzierten Laven. Eingezeichnet sind Werte für den Comelico- und Blasseneck-Porphyr oid.

Tabelle 2.
Gehalte der Seltenen Erden La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb und Lu und weiterer Spurenelemente des Comelico-Porphryoids, die mit der Neutronenaktivierungsanalyse bestimmt wurden.

Element	GC 10	GC 13	GC 14	GC 15	GC 20	GC 27/1	Nachweisgrenze
Na [%] :	2,76	2,20	2,13	2,37	1,70	2,06	0,02
Sc [ppm] :	9,2	10,0	10,0	10,0	8,3	5,4	0,20
Cr [ppm] :	44	52	51	40	42	<20	20
Fe [%] :	3,1	3,4	3,1	3,1	2,8	2,0	0,2
Co [ppm] :	33	25	30	39	26	24	5
Ni [ppm] :	<10	<10	<10	<10	<10	14	10
Zn [ppm] :	<100	<100	<100	<100	<100	<100	100
As [ppm] :	5,7	10,0	11,0	10,0	6,9	12,0	0,5
Se [ppm] :	<5	<5	<5	<5	<5	<5	5
Br [ppm] :	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5
Rb [ppm] :	130	190	160	140	190	160	5
Zr [ppm] :	<200	410	<200	<200	<200	220	200
Mo [ppm] :	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1
Ag [ppm] :	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2
Cd [ppm] :	<5	<5	<5	<5	<5	<5	5
Sn [ppm] :	<100	<100	<100	<100	<100	<100	100
Sb [ppm] :	3,5	1,3	1,5	1,3	1,1	9,4	0,1
Te [ppm] :	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10
Cs [ppm] :	4,6	7,2	7,0	6,3	11,0	7,0	0,5
Ba [ppm] :	880	980	880	1100	1300	730	50
La [ppm] :	47	57	52	53	45	28	2
Ce [ppm] :	120	140	130	130	110	71	5
Sm [ppm] :	10,0	11,8	10,7	11,2	10,0	6,4	0,1
Eu [ppm] :	2	2	2	2	<1	<1	1
Tb [ppm] :	1,2	1,5	1,0	1,3	1,0	1,0	0,5
Yb [ppm] :	3	4	3	4	3	4	2
Lu [ppm] :	0,7	0,9	1,1	0,8	0,7	0,6	0,2
Hf [ppm] :	5	7	8	7	5	4	1
Ta [ppm] :	1,6	2,0	1,8	2,7	1,9	1,7	0,5
W [ppm] :	170	122	131	185	146	133	1
Ir [ppb] :	<50	<50	<50	<50	<50	<50	50
Au [ppb] :	<2	<2	<2	<2	<2	8	2
Th [ppm] :	19,0	23,1	21,5	22,1	19,0	13,0	0,2
U [ppm] :	5,0	5,2	5,6	6,1	4,2	5,2	0,2

phyroids liegen zum größten Teil im Feld der Laven konvergierender Plattengrenzen. Es wird aber auch deutlich, daß manche Analysen in das Feld der Intraplattenlaven fallen. Auch hierin kommt zum Ausdruck, daß die Porphyroide wohl nicht reine subduktionsgebundene Laven sind, sondern wahrscheinlich in den Übergangsbereich zwischen Kollision und postkollisionsaler Dehnung oder eventuell auch in einen Back-Arc-Bereich einzuordnen sind.

Ein Hinweis, daß die Porphyroide in einem kontinentalen Bereich gefördert wurden, ergibt sich auch aus den Analysen der Seltenen Erden (Tab. 2). Nach CULLERS & GRAF (1984) haben granitische Gesteine kontinentaler Bereiche hohe La/Lu-Verhältnisse (8.9–66) und solche junger intraozeanischer Inselbögen niedrige La/Lu-Verhältnisse (0.34–1.7). Die La/Lu-Verhältnisse des Comelico-Porphryoids liegen bei 47–67 und entsprechen denjenigen kontinentaler granitischer Gesteine. Aus Abb. 12 geht die Anreicherung von La gegenüber Lu hervor. Gleichzeitig zeigt Abb. 12, daß Eu im Comelico-Porphryoid leicht abgereichert ist. Dies bedeutet, daß etwas Plagioklas, der Eu bevorzugt einbaut, bereits in der Magmakammer auskristal-

lisierte und von der Schmelze abgetrennt wurde, sodaß die Schmelze des Comelico-Porphryoids an Eu verarmte.

Comelico-Porphryoid und Blasseneck-Porphryoid sind einander sowohl mineralogisch als auch geochemisch sehr ähnlich. Der Blasseneck-Porphryoid ist allerdings etwas heterogener zusammengesetzt und führt auch wenige Andesite und Basalte, die im Comelico-Porphryoid völlig fehlen. Außerdem enthält der Blasseneck-Porphryoid auch öfters größere Lapilli, die im Comelico-Porphryoid nicht beobachtet wurden. Der Blasseneck-Porphryoid ist wesentlich mächtiger als der Comelico-Porphryoid und erreicht ca. 1500 m (HEINISCH, 1981). Es ist deshalb anzunehmen, daß der Blasseneck-Porphryoid in der Nähe eines Eruptionszentrums gefördert wurde, während der Comelico-Porphryoid eine zum Förderzentrum eher randlich gelegene Position hatte.

Grundsätzlich sind beide Porphyroide als altersgleich zu betrachten und haben wohl auch ursprünglich in nicht allzu ferner Nachbarschaft gelegen, da die stratigraphischen Abfolgen über beiden Porphyroiden große Ähnlichkeiten miteinander haben.

Abb. 12.
 Normierungsdiagramm zur Darstellung der Verteilung der Seltenen Erden in Gesteinen.
 Eingetragen sind Werte für den Comelico-Porphyröid. Normierungswerte für Chondrite nach WAKITA et al. (1971) zitiert in HENDERSON (1984).

6. Zirkonmorphologie

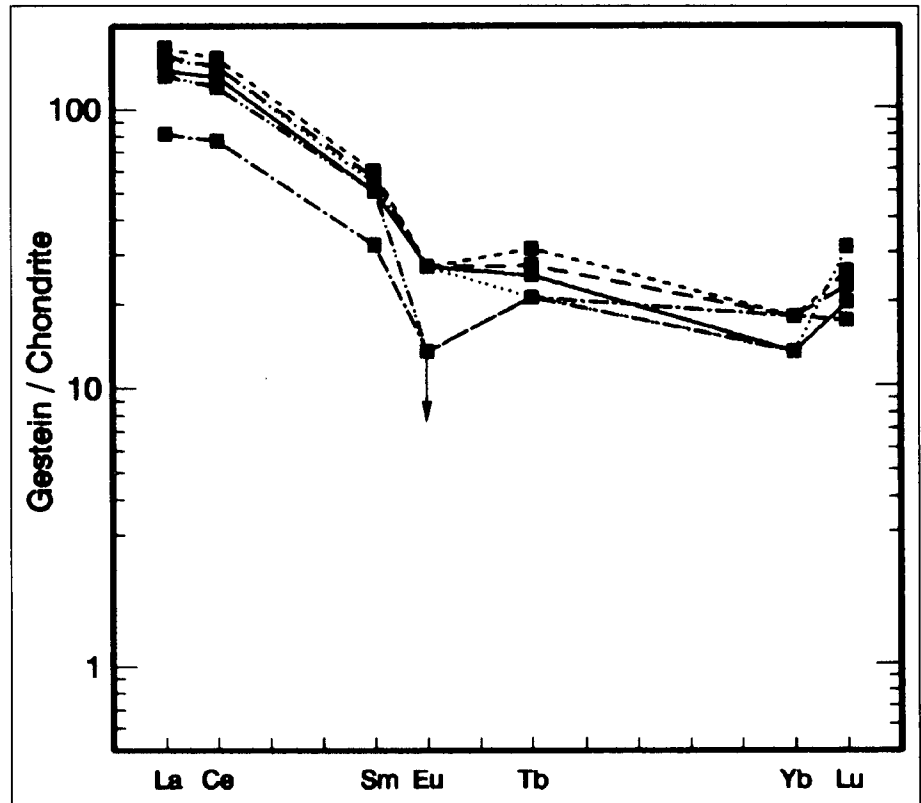
Der Comelico-Porphyröid und der Blasseneck-Porphyröid führen neben Apatit, Biotit, Granat und Turmalin Zirkon als akzessorisches Gemengteil. Mit der Auswertung der Zirkonmorphologie soll die magmatische Entwicklung der Metavulkanite näher beleuchtet werden.

6.1. Grundlagen

An Zirkonkristallen können zwei verschiedene Prismenflächen sowie drei verschiedene Pyramidenflächen ausgebildet sein. Es sind zum einen das (110)- und (100)-Prisma, zum anderen die steile (211)-Pyramide und die flache (101)-Pyramide, die in den unterschiedlichsten Kombinationen und Größenverhältnissen zueinander auftreten. Die sehr steile (301)-Pyramidenfläche ist sehr selten und kann deshalb vernachlässigt werden. Die 64 häufigsten Tracht-Kombinationen wurden von PUPIN & TURCO (1972) in dem sogenannten Typologiediagramm zusammengestellt (Abb. 13). Die Elongation wird nicht berücksichtigt.

Nach PUPIN & TURCO (1975) und PUPIN (1980, 1983) spielt die Alkalinität der Schmelze, in der der Zirkon auskristallisiert, eine entscheidende Rolle in der Ausbildung der Pyramidenflächen. PUPIN stützt sich dabei auf Beobachtungen, daß in peraluminösen, anatektischen Granitoiden (Leukogranite, Monzogranite und Granodiorite) vor allem die steile (211)-Pyramide entwickelt ist. In Mantelderivaten, wie Alkali-Graniten und Graniten von tholeiitischen Serien tritt ausschließlich oder bevorzugt die flache (101)-Pyramide auf (A-Index).

Anhand von temperaturabhängigen Mineralparagenesen (Hornblende, Pyroxen, Olivin, Muskovit) konnten PUPIN & TURCO (1972) und PUPIN (1980, 1983) aufzeigen, daß die Entwicklung der Prismenflächen über die Temperatur gesteuert wird (T-Index). Der Wassergehalt der Schmelze beeinflusst den Kristallisationszeitraum der Zirkone: In H₂O-armen Schmelzen kristallisiert Zirkon früh, in H₂O-reichen Schmelzen beginnt die Kristallisation früh und endet in einer späten magmatischen Phase mit der Kristallisation von Zirkonen mit niederem T-Index. Nach der Bestimmung der Zirkontrachten und deren Häufigkeitsverteilung im Typologiediagramm nach PUPIN & TURCO (1972) lassen sich statistische Schwerpunkte sowie verschiedene Entwicklungstrends (T.E.T. = „typology evolutionary trends“) ermitteln. PUPIN (1980, 1983) unterteilt die Granitoide in drei Gruppen und 7 Untergruppen mit charakteristischen Entwicklungspfaden der Zirkontrachten, die er



aus den Entwicklungstrends (T.E.T.) ableitet (Abb. 14). Die erste Gruppe (1, 2, 3) sind Al-reiche, H₂O-reiche, anatektische Granitoide (S-Typ Granite) mit niederen A- und T-Indices. Zur zweiten Gruppe mit hohem A-Index gehören alkalische bis peralkalische Manteldifferentiate (6) sowie tholeiitische Manteldifferentiate (7) mit hohen A- und T-Indices (Plagiogranite). Die dritte Gruppe (4, 5) mit intermediärem A-Index erklärt PUPIN als Mischung zwischen Krusten- und Mantelschmelzen.

Von PUPIN werden nur die externen Zirkontrachten berücksichtigt. Die internen Wachstumsphasen, die VAVRA (1989) an Zirkonen des penninischen Grundgebirges beobachtete, entsprechen nicht den Entwicklungspfaden der externen Zirkontrachten, die PUPIN statistisch ermittelte. VAVRA (1989) führt die Änderung des A-Index auf die Zr-Sättigung (bei hoher Sättigung bildet sich nur die (101)-Pyramide, bei niedriger Sättigung bilden sich beide Pyramiden aus) und die Änderung des T-Index auf den Gehalt an Fremdelementen wie P, Hf, schwere Seltene Erden, U, Th, OH in der Schmelze zurück. Die das Kristallwachstum von Zirkonen beeinflussenden Prozesse sind sehr komplex und bisher noch nicht zufriedenstellend geklärt. Aus diesem Grund wollen wir uns im wesentlichen auf die Arbeiten von PUPIN beziehen, der gezeigt hat, daß in den verschiedenen Granitoiden jeweils bestimmte Zirkontrachten auftreten.

6.2. Probenlokalitäten

Es wurden aus jeweils drei Proben des Comelico-Porphyröids und des Blasseneck-Porphyröids Zirkone separiert und ausgewertet. Die Probenlokalitäten sind auf Abb. 15 und 16 dargestellt. Die Zusammensetzung der Proben ist in Tabelle 3 aufgelistet.

Westliche Karnische Alpen: Die Probe GC 13 wurde am Nordabhang der Pfannspitze, 250 m nördlich des Gipfel-

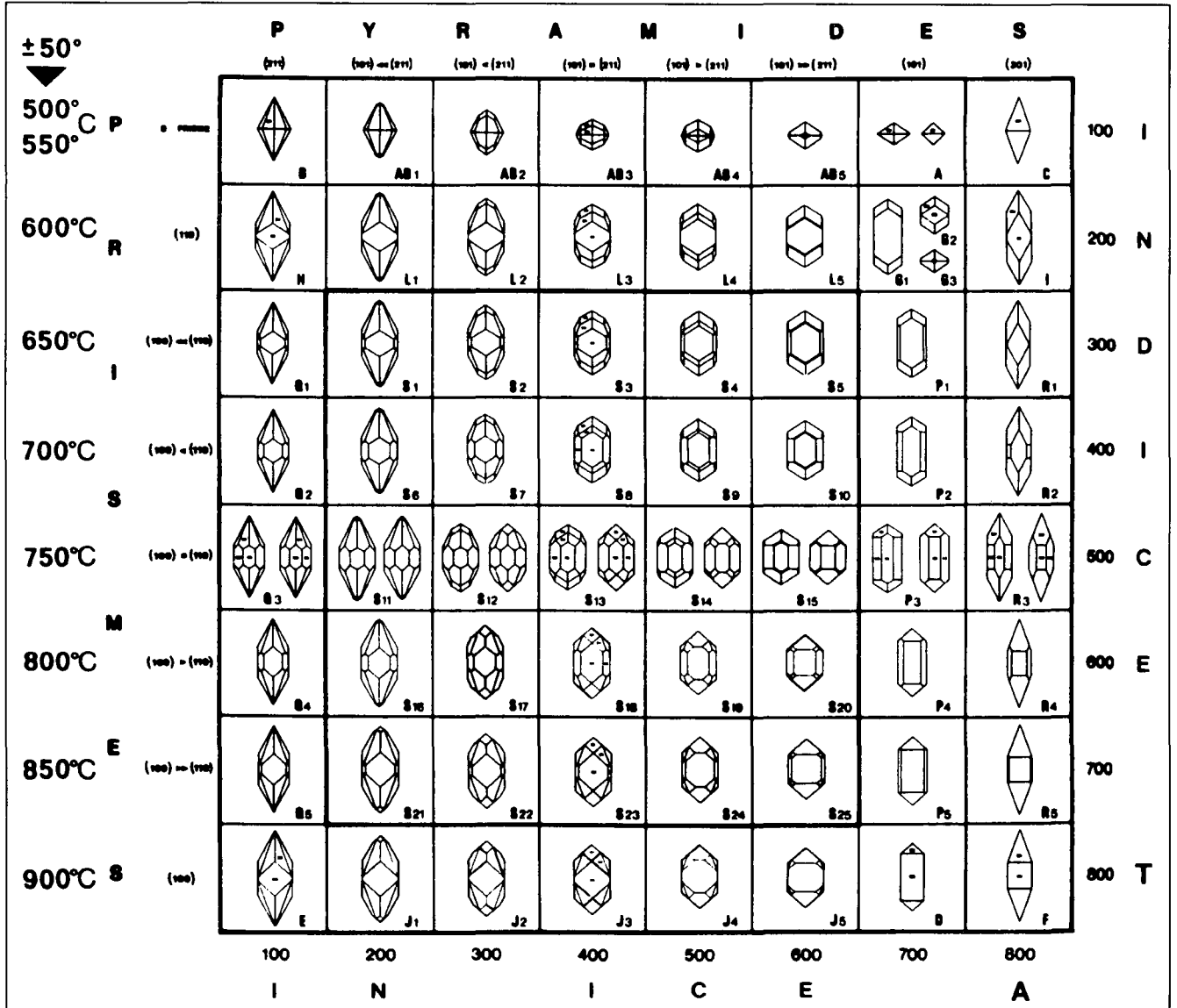
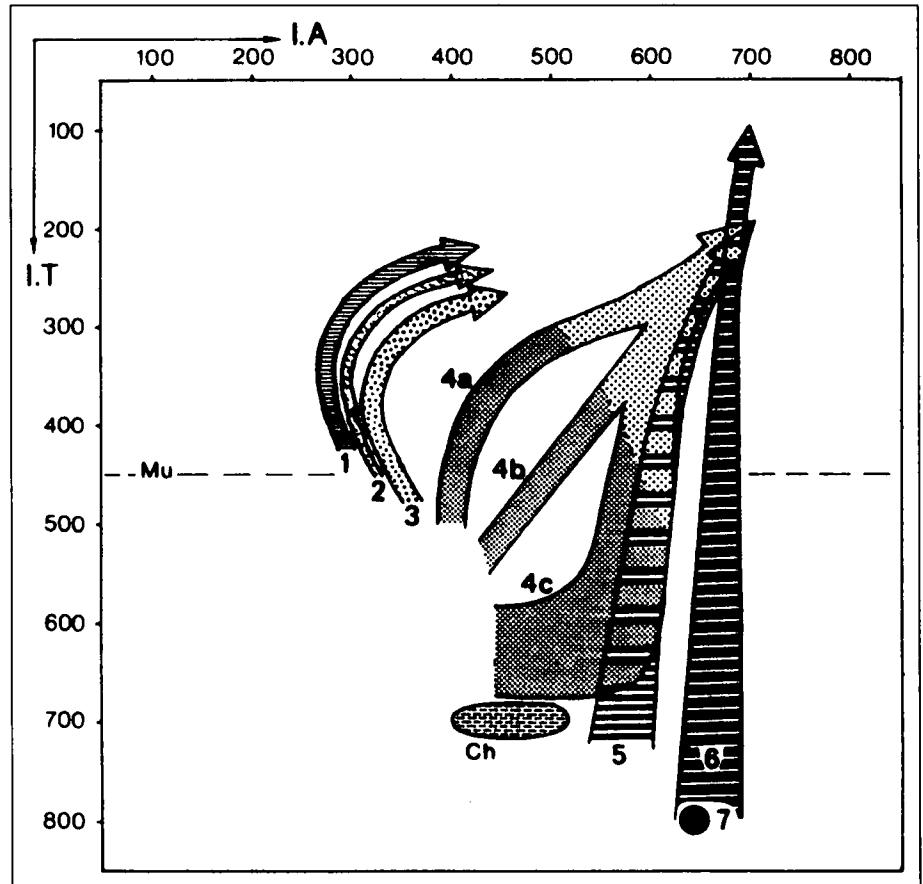


Abb. 13. ▲
Zirkon-Typologie-Diagramm nach PUPIN (1980).
Dargestellt ist die Systematik der Zirkon-Trachten nach den unterschiedlichen Größenverhältnissen der Pyramiden-Formen (A-Index) und der beiden Prismen-Flächen (T-Index). Links ist die Temperaturskala aufgetragen, die PUPIN & TURCO (1972) anhand von temperaturabhängigen Mineralparagenesen entwickelten.

	GC 13	GC 21	GC 23	B 3	B 7	B 10
SiO ₂	66,35	66,21	65,35	73,44	71,02	57,99
TiO ₂	0,70	0,73	0,69	0,62	0,27	0,85
Al ₂ O ₃	15,69	15,48	15,62	14,10	13,31	19,14
FeOges	4,06	3,89	3,64	2,09	2,26	6,33
MnO	0,05	0,05	0,05	0,01	0,04	0,07
MgO	1,50	1,39	1,25	0,86	0,82	2,72
CaO	1,40	1,65	1,82	0,72	1,97	3,17
Na ₂ O	1,23	4,03	4,42	2,61	1,72	4,24
K ₂ O	4,98	2,86	2,75	2,80	4,78	1,51
P ₂ O ₅	0,25	0,40	0,24	0,22	0,08	0,25
Ba	1000	894	860	920	594	868
Cr	32	38	41	18	75	59
Nb	16	16	17	13	8	15
Rb	191	112	100	76	110	72
Sr	74	138	120	128	120	359
V	49	50	52	48	24	114
Y	42	41	34	48	34	41
Zn	84	68	152	29	31	118
Zr	287	294	276	266	128	278

Tabelle 3. ◀
Haupt- und Spurenelementgehalte der Porphyroid-Proben, aus denen Zirkone separiert wurden.
GC 13, GC 21, GC 23 = Comelico-Porphyroid; B 3, B 7, B 10 = Blasseneck-Porphyroid. Die Probenlokalitäten sind auf den Abb. 15 und 16 vermerkt.

Abb. 14.
 Entwicklungspfade der Zirkontrachten nach PUPIN (1980, 1983).
 Granitische Gesteine krustaler oder hauptsächlich krustaler Herkunft: 1 = Al-reiche Leukogranite; 2 = (Sub)autochthone Monzogranite und Granodiorite; 3 = Intrusive Al-reiche Monzogranite und Granodiorite. Hybride granitische Gesteine: 4a, b, c = Granitische Gesteine kalkalkalischer Serien; stark gerastert = Granodiorite und Monzogranite; hell gerastert = Monzogranite und Granite. 5 = Granitische Gesteine subalkalischer Serien. Manteldifferentiate: 6 = Alkalische und peralkalische Granite; 7 = Granitische Gesteine von tholeiitischen Serien. Mu = Grenze der muscovitführenden Granite; Ch = Charnockite.



kreuzes entnommen. Die Proben GC 21 und GC 23 stammen vom Südwesthang, 200 m südwestlich des Gipfelkreuzes.

Es handelt sich um kristallarme Porphyroide mit rhyodazitischer bis dazitischer Zusammensetzung (vergl. Tabelle 3).

Nördliche Grauwackenzone: Die Probe B 3 wurde am Südabhang des Leobners, 250 m südlich des Gipfelkreuzes entnommen. Der Probenahmepunkt von B 7 liegt zwischen dem Speikkogel und dem Hinkareck, 450 m vom Gipfel des Hinkarecks entfernt. Die Probe B 10 stammt von einer Lokalität 100 m unterhalb des Hinkarecks.

Die Probe B 3 ist ein kristallarmer Porphyroid mit rhyodazitischem Chemismus sowie Einsprenglingen von Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat in einer Grundmasse von Serizit, Chlorit, Quarz und Plagioklas. Akzessorisch ist Apatit, Zirkon, Zoisit und Leukoxen enthalten. B 7 ist ebenfalls als Rhyodazit zu klassifizieren. Es handelt sich um einen kristallreichen Porphyroid mit Quarz-, Alkali-

feldspat- und Plagioklas-Einsprenglingen in einer serizitischen, quarzreichen Grundmasse. Akzessorisch ist Apatit, Zirkon und Orthit beteiligt. Die Probe B 10 hat eine andesitische Zusammensetzung und fällt makroskopisch durch einen hohen Gehalt an großen Plagioklasen und Alkalifeldspäten auf. Kleine, korrodierte Quarzeinsprenglinge sind nur untergeordnet in der Grundmasse aus Chlorit und Serizit zu finden. Daneben sind noch reichlich Leukoxen sowie als Akzessorien Apatit und Zirkon enthalten.

6.3. Externe Zirkonmorphologie

Zirka 1–2 kg Probenmaterial wurden mit einem Backenbrecher und einer Schlagkreuzmühle auf eine Korngröße unter 1 mm zerkleinert und durch Sieben in die Korngrößenfraktionen 63–125 µm, 125–200 µm, 200–355 µm und >355 µm getrennt. Die Zirkone konzentrieren sich erfahrungsgemäß in den zwei kleinsten Fraktionen. Die magnetischen Minerale konnten mit einem Frantz-Magnetscheider bei 15 mA weitgehend abgetrennt werden. Die Fraktionierung der Schwere-

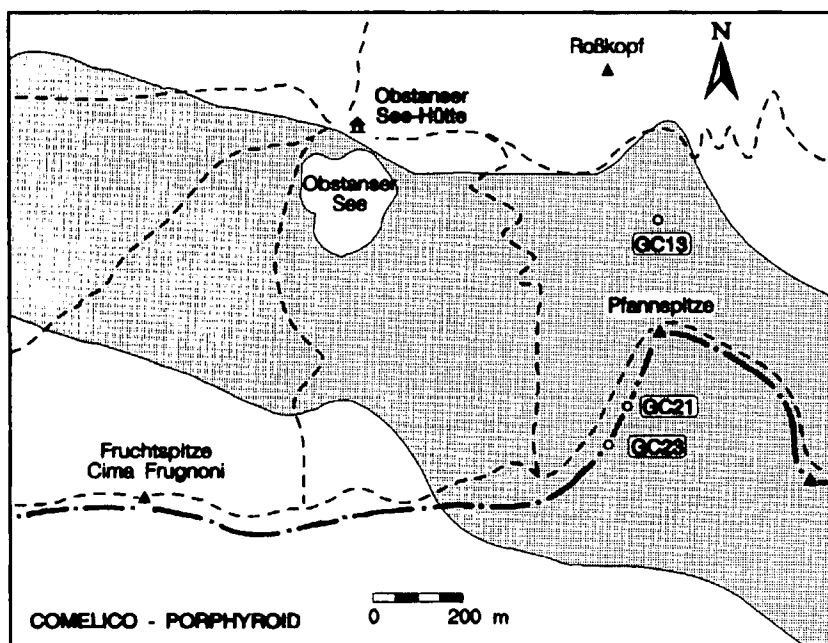


Abb. 15.
 Probenahmepunkte des Comelico-Porphyrroids in den westlichen Karnischen Alpen in der Umgebung der Pfannspitze.
 Das Vorkommen des Comelico-Porphyrroids ist gerastert dargestellt. Gestrichelte Linie = Wegenetz des österreichischen Alpenvereins; strichpunktierte Linie = Grenze Österreich – Italien.

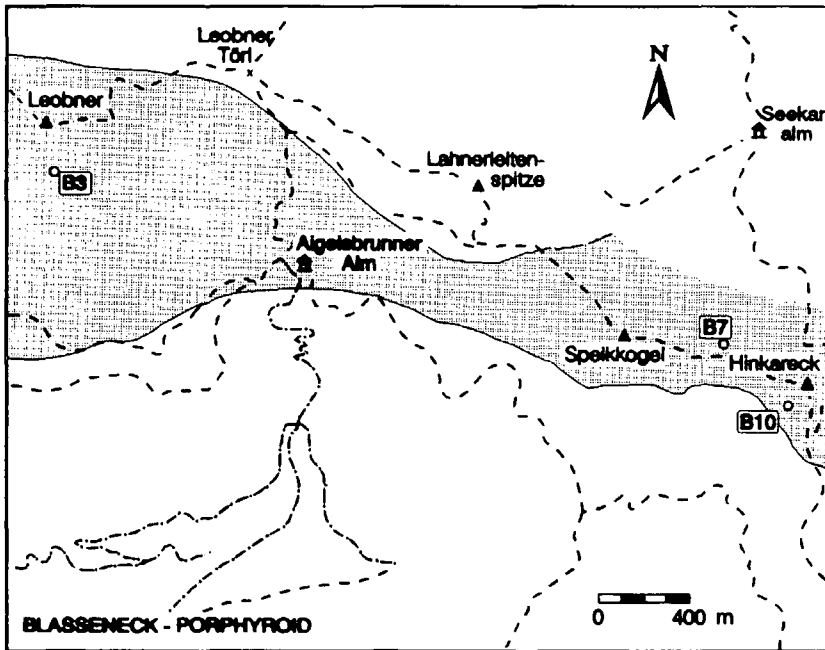


Abb. 16.
 Probenahmepunkte des Blässeneck-Porphyrroids der Nördlichen Grauwackenzone. Das Vorkommen des Blässeneck-Porphyrroids ist gerastert dargestellt. Gestrichelte Linie = Wanderwege; strichpunktierte Linie = Forstwege.

mineralien erfolgte in einer 2,8–2,9 g/cm³ dichten Natriumpolywolframat-Lösung. In dieser so erhaltenen Schwerefraktion ist Zirkon mit 60 % bis 80 % angereichert. Die Tracht von ca. 100–200 Zirkonen pro Probe wurde unter dem Binokular, in einer Ausleseeschale, wie sie für Mikrofossilien benützt wird, bestimmt und in das Typologiediagramm von PUPIN (1980, 1983) eingetragen (Abb. 13, 17 und 18).

6.3.1. Comelico-Porphyrroid

Die Zirkone des Comelico-Porphyrroids sind transparent und farblos bis rosa gefärbt. Vereinzelt sind metamikte, dunkelrote bis braune Zirkone zu beobachten, deren Kristallflächen und -kanten gelegentlich stark angelöst sind. Der Habitus der Zirkone ist meist gedrungen, vielfach treten aber auch Exemplare mit hoher Elongation auf. Es konnte allerdings keine Abhängigkeit zwischen Färbung oder Habitus und der Kristalltracht festgestellt werden. Das Maximum der idiomorphen Zirkone liegt im Typologiediagramm von PUPIN für alle drei ausgewerteten Proben mit 20–30 % bei dem S7-Typ (Abb. 17). Der A-Index schwankt zwischen 179 und 284, der T-Index zwischen 386 und 435. Dies entspricht in etwa den Mittelwerten, die PUPIN (1980, 1983) für Al-reiche anatektische Granite angibt (Abb. 14).

6.3.2 Blässeneck-Porphyrroid

Die Zirkone des Blässeneck-Porphyrroids sind ebenfalls transparent und farblos bis rosa gefärbt. Selten treten dunkelrote bis braune, metamikte Zirkone auf. Im Gegensatz zu den Zirkonen des Comelico-Porphyrroids sind die Kristallflächen, insbesondere die beiden Pyramidenflächen und das (100)-Prisma, generell angelöst, während das (110)-Prisma in der Regel klar und ohne jegliche Korrosionserscheinungen verbleibt. Der Habitus ist meist gedrungen, kurzsäulig, daneben sind aber auch Zirkone mit hoher Elongation vertreten.

Die Häufigkeitsverteilung der Zirkontrachten der einzelnen Proben im Typologiediagramm von PUPIN ist unterschiedlich: Die Probe B3 aus dem Hangenden der Abfolge weist eine dem Comelico-Porphyrroid ähnliche Verteilung

auf (Abb. 18). Auch hier liegt das Maximum mit 20–30 % bei dem S7-Typ. Es läßt sich ein A-Index von 340 und ein T-Index von 390 errechnen. Die Probe wäre somit zur Gruppe der anatektischen Granitoide zu stellen. Die beiden Proben B7 und B10 aus dem Liegenden der Abfolge lassen zwei schwächere Maxima bei S7 und P2 erkennen (vergl. Abb. 13 und 18). Es ergeben sich bei A-Indizes von 515 und 475, T-Indizes von 575 und 440 statistische Mittelwerte, wie sie PUPIN (1980, 1983) für hybride Granitoide angibt (Abb. 14).

6.4. Interne Wachstumsphasen

Durch die Kathodolumineszenz können der Zonarbau und damit die Wachstumsphasen der Zirkone sichtbar gemacht werden. Die Lumineszenz wird durch den Einbau von Fremdelementen (P, Hf, Y, schwere Seltene Erden, U, Th, OH) und die dadurch bedingte Störung des Kristallgitters verursacht. Schwankungen der Fremdelementkonzentration in den einzelnen Wachstumsphasen führen zu einer unterschiedlichen Lumineszenz.

Die aus der Separierung gewonnenen Zirkone wurden auf einem Objektträger in Epoxidharz eingebettet und mit einem Deckglas mit ihrer kristallographischen c-Achse und der größten Prismenfläche parallel zum Objektträger eingeregelt. Nach dem Abschleifen des Deckglases wurden die eingebetteten Zirkone etwa bis zur Kristallmitte angeschliffen und anschließend poliert. Die fotografischen Aufnahmen der Kathodolumineszenz der Zirkonhälften erfolgten am Rasterelektronenmikroskop (Cambridge Stereoscan 250) des Geologischen Instituts Tübingen bei einer Beschleunigungsspannung von 10 kV.

Die beiden Pyramidenformen können sehr einfach über den Winkel zur Prismenfläche (groß und klein) indiziert werden. Die Schnittlage parallel zur kristallographischen c-Achse läßt eine Indizierung der Prismenflächen im allgemeinen nicht zu. Nach CARPENA et al. (1987) zeichnet sich allerdings das (110)-Prisma im Anschnitt durch eine deutliche Sektorzonierung aus, während das (100)-Prisma nur eine kontrastarme Zonierung aufweist.

6.4.1. Comelico-Porphyrroid

An den Zirkonen des Comelico-Porphyrroids sind folgende Entwicklungspfade zu beobachten (vergl. Abb. 19 und Photo-Tafel 1).

● Entwicklungspfad 1

Zirka 50 % der für die Kathodolumineszenz ausgewählten Kristalle enthalten aufgearbeitete durch Transportprozesse gerundete oder kantig zerbrochene Zirkonkerne, die ausnahmslos dem P-Typ angehören (Abb. 13 und Photo-Tafel 1, Nr. 580, 716). Die Kerne haben vermutlich ein präkambrisches Alter und wurden im oberen Ordovizium vom Porphyrroid-Vulkanismus

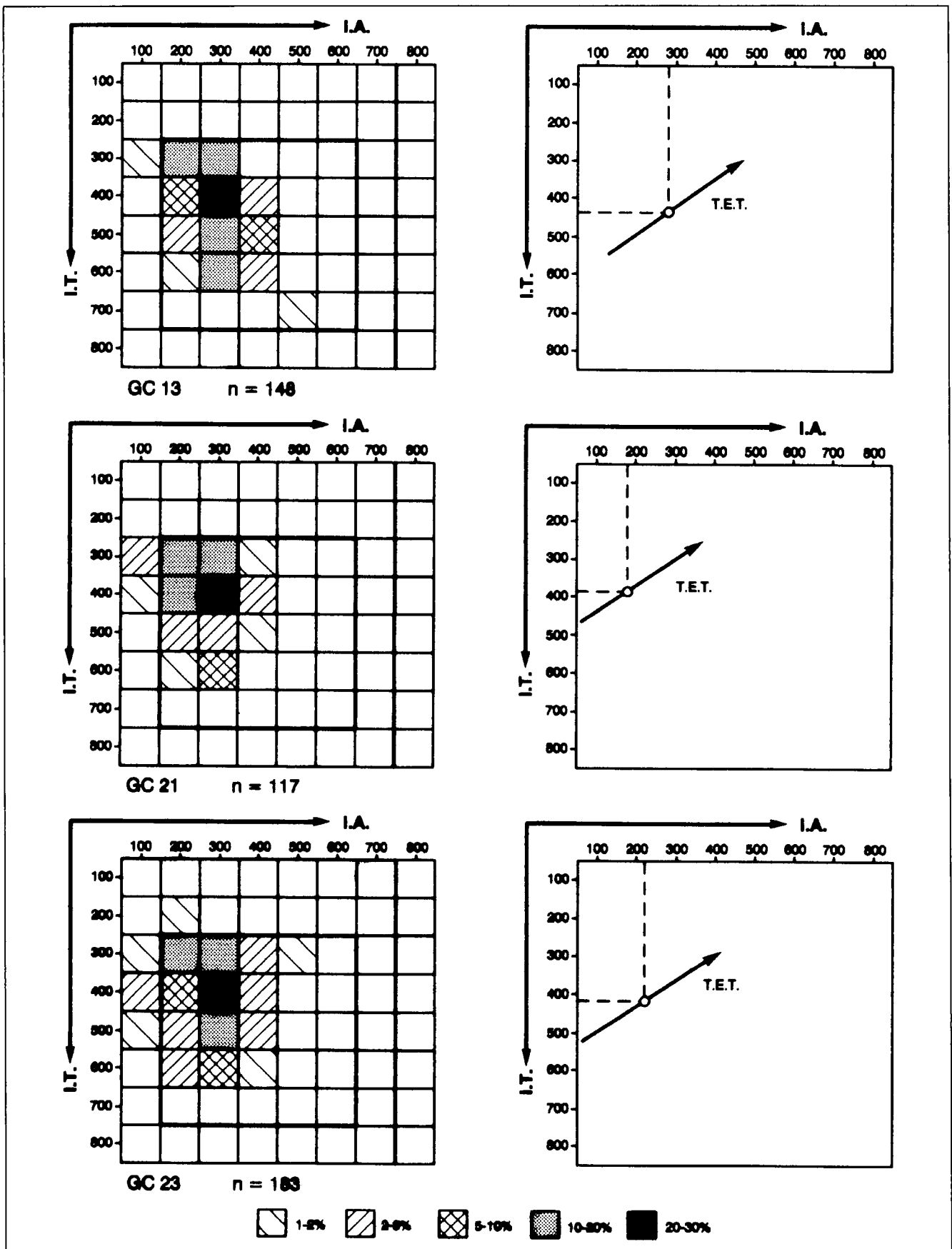


Abb. 17. Statistische Verteilung der externen Zirkonfrachten des Comelico-Porphyroids im Zirkon-Typologie-Diagramm nach PUPIN (1980) und PUPIN & TURCO (1972) (siehe Abb. 13). Jeweils rechts davon sind die A- und T-Indizes mit dem statistischen Schwerpunkt und dem T.E.T. („typology evolutionary trend“) in das Typologie-Diagramm miteingetragen. Die Berechnung der Indizes und der Steigung des T.E.T. ist in PUPIN (1980) beschrieben.

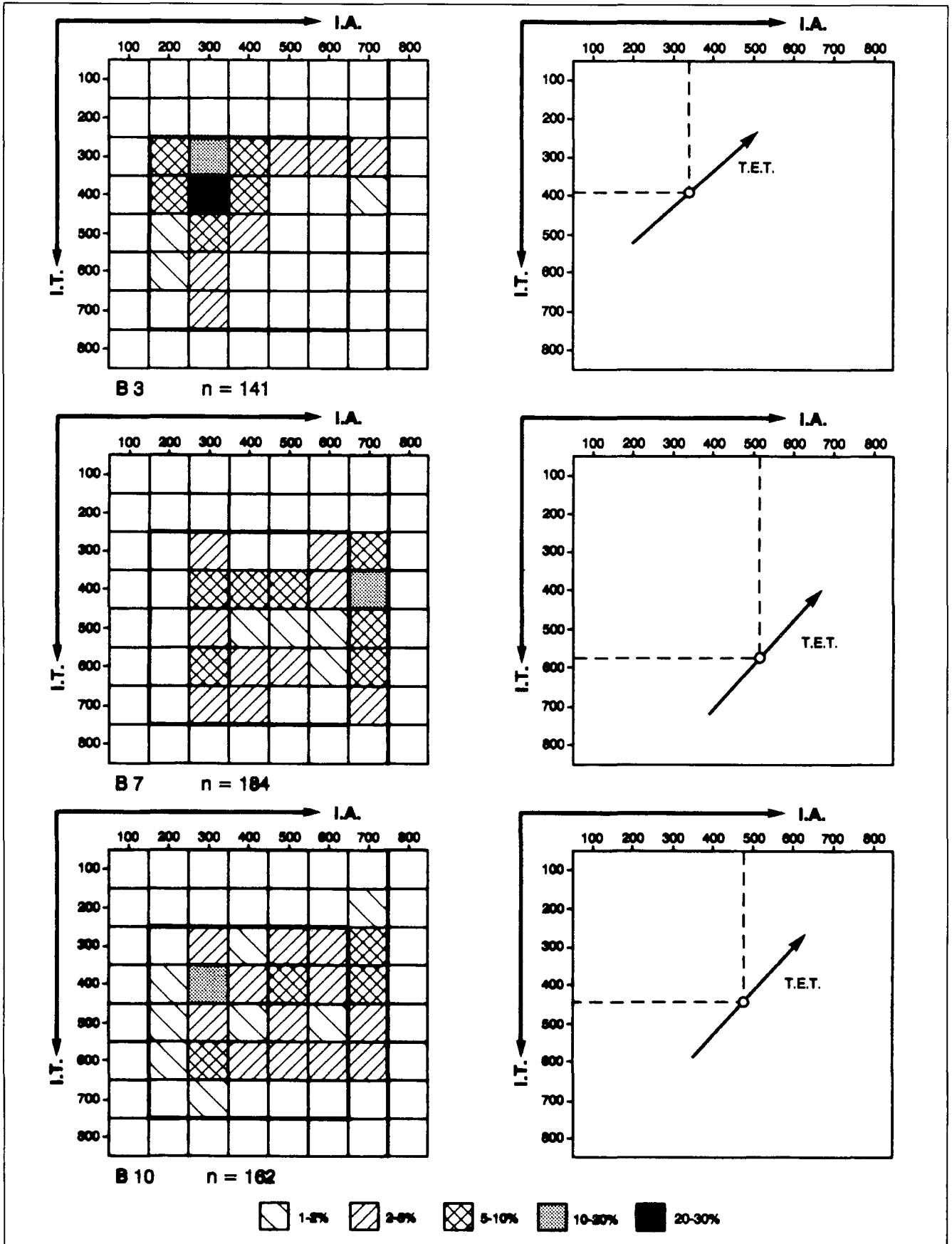


Abb. 18.
 Statistische Verteilung der externen Zirkonfrachten des Blasseneck-Porphryoids im Zirkon-Typologie-Diagramm nach PUPIN (1980) und PUPIN & TURCO (1972) (siehe Abb. 13).
 Weitere Erläuterungen siehe Legende Abb. 17.

Abb. 19.
Schematische Darstellung der Trachtentwicklungspfade des Comelico- und Blasseneck-Porphyroids. Die gestrichelte Linie umgrenzt die Entwicklungspfade (1-3) des Comelico-Porphyroids. In den Zirkonen des Blasseneck-Porphyroids sind alle Pfade (1-5) zu beobachten.

erneut in den magmatischen Prozeß einbezogen. In der Schmelze wirkten sie als Kristallisationskeime, um die ein Zirkon mit einer (101)- und einer (211)-Pyramide (S-Typ) kristallisierte. Dabei dominiert die (211)-Pyramide von Beginn an, oder drängt die (101)-Pyramide im Laufe der Wachstumsphasen stark zurück (abnehmender A-Index). Die Häufigkeit dieser Zirkone mit „alten“ Kernen ist ein Hinweis darauf, daß es sich um eine anatektisch gebildete Schmelze handelt, die Zirkone aus der Kruste aufnahm. Mitunter sind auch Zirkone mit einem diffusen Kern zu beobachten. Hier ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden, ob es sich um eine fehlende Zonierung im Kernbereich oder ebenfalls um einen detritischen Kern handelt.

● **Entwicklungspfad 2**

Des weiteren treten Zirkone auf, deren Wachstumsphasen von Beginn an von niederen A-Indizes (200-400) geprägt sind (Photo-Tafel 1, Nr. 584). Die Kristallisation beginnt an einer schlanken Keimnadel und die Zirkone haben meist eine höhere Elongation (Photo-Tafel 1, Nr. 586). Es handelt sich im Prinzip um die Zirkone des Entwicklungspfad 1, allerdings ohne detritischen Kern.

● **Entwicklungspfad 3**

Einer der für die Kathodolumineszenz eingebetteten Zirkone läßt als bestimmbarer Wachstumsphase einen Zirkonkristall des P-Typs erkennen (Photo-Tafel 1, Nr. 582). Erst später tritt die (211)-Pyramide hinzu und drängt die (101)-Pyramide immer weiter zurück. Die externe Tracht bildet ein Zirkon des S₇-Typs.

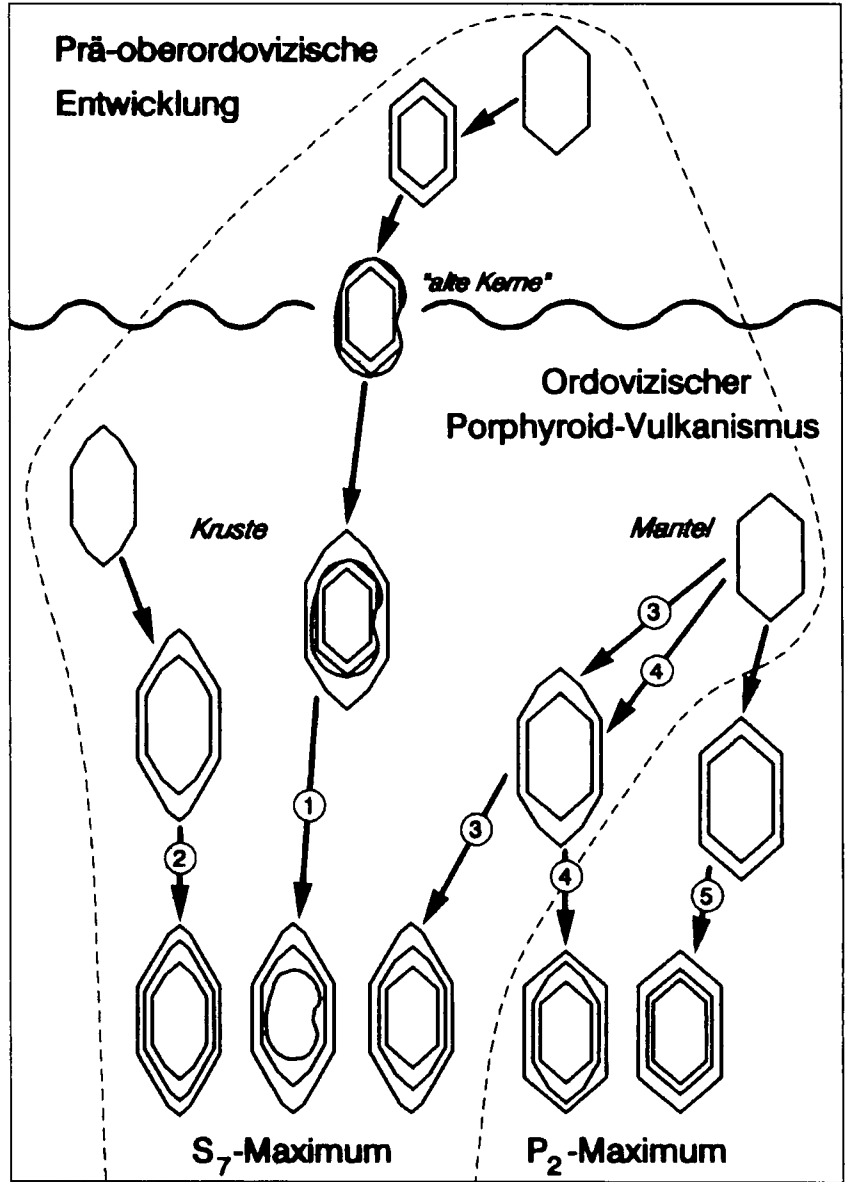
6.4.2. Blasseneck Porphyroid

● **Entwicklungspfad 1**

Der Anteil an Zirkonen mit „alten“ detritischen Kernen ist mit ca. 20 % der für die Kathodolumineszenz ausgewählten Kristalle geringer als beim Comelico-Porphyroid. Bei den Kernen handelt es sich ebenfalls um aufgearbeitete, zerbrochene Zirkone des P-Typs, die von einem S-Typ Zirkon mit niederm A-Index überwachsen werden (vergl. Abb. 19 und Photo-Tafel 2, Nr. 706, 708).

● **Entwicklungspfad 2**

Zirkone, die niedere A-Indizes während ihrer gesamten Entwicklung aufweisen, treten im Blasseneck-Porphyroid nur untergeordnet auf (Photo-Tafel 2, Nr. 724). Zirka 50 % der untersuchten Zirkone beginnen ihr Wachstum mit einem Zirkon des P-Typs. Die weiteren Wachstumsphasen verlaufen dann unterschiedlich:



● **Entwicklungspfad 3**

Es tritt zur (101)-Pyramide die steile (211)-Pyramide hinzu. Die (101)-Pyramide wird anteilmäßig immer weiter zurückgedrängt, bis zuletzt ein Zirkon im Bereich des S₇-Maximums vorliegt (Photo-Tafel 2, Nr. 704, untere Zirkonhälfte).

● **Entwicklungspfad 4**

Meist erniedrigt sich der A-Index zunächst unterschiedlich stark, dann aber verschwindet die steile (211)-Pyramide wieder aus der Tracht, bis extern ein Zirkon in der Nähe des P₂-Maximums vorliegt (Photo-Tafel 2, Nr. 722). Es ist oft zu beobachten, daß die beiden Kristallspitzen unterschiedlich entwickelt sind. Die eine Spitze ist als S-Typ, die andere als P-Typ ausgebildet. Die Kathodolumineszenzaufnahme Nr. 704 (Photo-Tafel 2) zeigt deutlich, wie die eine Spitze in der Entwicklung der anderen vorausschneit. Extern sind auf der einen Seite noch beide Pyramiden ausgebildet, während auf der anderen Seite die (211)-Pyramide bereits verschwunden ist.

Hierbei ist zu sagen, daß die Kathodolumineszenz-Bilder die externe Morphologie nicht vollständig wiedergeben, so daß sie auf den Photo-Tafeln nicht immer ganz zu sehen ist. An den Zirkonen der Entwicklungs-

pfade 3 und 4 sind mitunter auch interne Auflösungsstadien erkennbar.

● **Entwicklungspfad 5**

Seltener sind Zirkone, deren gesamte Entwicklung von A-Indizes bei 600 und 700 geprägt ist, d.h. daß ausschließlich die flache (101)-Pyramide auftritt, oder die steile (211)-Pyramide einen nur unwesentlichen Anteil hat. Es handelt sich meist um Zirkone, die dem P2-Typ nahe stehen (Photo-Tafel 2, Nr. 559).

Zusammenfassend ist zu sagen, daß die aus den geochemischen Untersuchungen des Comelico-Porphryoids gewonnene Ansicht einer anatektischen Bildung der Schmelzen durch die Zirkonmorphologie bestätigt wird. Der hohe Anteil an Zirkonen mit aus der Kruste aufgenommenen Kernen, die von einem Zirkon des S-Typs mit dominierender (211)-Pyramide überwachsen werden, läßt daran nicht zweifeln. Der Einfluß von Mantelschmelzen, der sich durch Zirkone des P-Typs ausdrückt, ist für den Comelico-Porphryoid nur sehr gering.

Die interne Entwicklung der Zirkone des Blasseneck-Porphryoids ist mit der des Comelico-Porphryoids vergleichbar. Zirkone mit „alten“ Kernen sind allerdings seltener, aber diese Kerne sind denen des Comelico-Porphryoids sehr ähnlich. Dies läßt eine Aufschmelzung desselben kontinentalen Krustenmaterials vermuten. Der hohe Anteil an Zirkonen des P-Typs und der Wechsel von S- mit P-Typ-Zirkonen in der Trachtentwicklung weist allerdings im Gegensatz zum Comelico-Porphryoid auf einen nicht unwesentlichen Anteil von Mantelmaterial bei der Schmelzbildung hin. Hierbei kam es wahrscheinlich zur Bildung von hybriden Schmelzen.

Darüberhinaus weisen die in Kap. 6.3.2. erwähnten Auflösungserscheinungen der äußeren Pyramiden- und Prismen-Flächen aller Zirkone des Blasseneck-Porphryoids darauf hin, daß früh auskristallisierte Zirkone später mit an Zr untersättigten Schmelzen in Berührung kamen, in denen die Zirkon-Kristalle nicht mehr stabil waren und deshalb angelöst wurden. Da alkali-reiche, aus dem Mantel stammende Schmelzen eine höhere Löslichkeit für Zirkon

besitzen (WATSON, 1979), ist auch aus diesem Grund zu vermuten, daß bei der Bildung des Blasseneck-Porphryoids Schmelzen aus Kruste und Mantel und damit unterschiedlicher Zusammensetzung beteiligt waren.

Als Bildungsmilieu des Blasseneck-Porphryoids nehmen wir eine von Dehnung betroffene kontinentale Kruste an, in die heiße Magmen aus dem Erdmantel intrudierten und zu einer Anatexis des Krustenmaterials führten. Die breite Streuung in der Zusammensetzung des Blasseneck-Porphryoids von basaltischen Andesiten bis zu Rhyodaziten wird als Folge der Mischung dieser beiden unterschiedlichen Schmelzen interpretiert.

Der erhöhte Wärmefluß am Rande der Mantelintrusion bewirkte im Falle des Comelico-Porphryoids eine Anatexis der kontinentalen Kruste mit nur unwesentlichem Einfluß von Mantelmaterial. Vergleichsweise gering ist deshalb die chemische Variationsbreite der Pyroklastika des Comelico-Porphryoids.

Auch SÖLLNER et al. (1991) erwähnen bei Ihren Untersuchungen an Porphyroiden der Nördlichen Grauwackenzone Zirkone mit korrosiv genarbtten Oberflächen und pyramidalen Überwachsungen. Dort treten ebenfalls S- und P-Typ-Zirkone nebeneinander auf. Hinsichtlich der Petrogenese diskutieren SÖLLNER et al. (1991) die Möglichkeit der Kontamination primärer Mantelschmelzen mit Krustenmaterial in einem höheren Stockwerk.

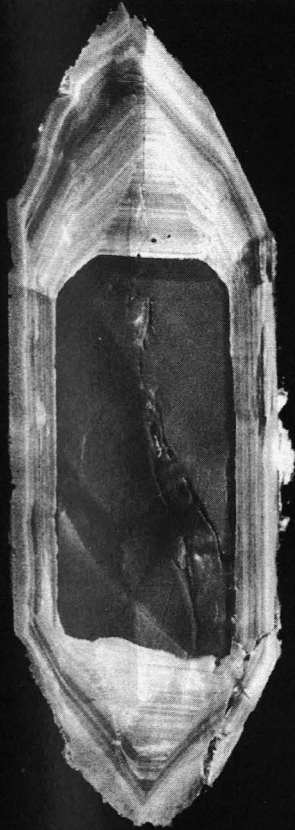
Dank

Wir danken Herrn Prof. Dr. G. FLAJS (Aachen) und Herrn Univ.-Prof. Dr. H.P. SCHÖNLAUB (Wien) für die Einführung in das Gelände. Die chemischen Analysen wurden im Geochemischen Zentrallabor der Geowissenschaftlichen Fakultät Tübingen unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. M. SATIR durchgeführt. Frau R. SACKMANN (Institut für Geologie und Paläontologie, Tübingen) separierte die Zirkone. Die Kathodolumineszenzaufnahmen der Zirkone fertigte Herr H. HÜTTEMANN am Rasterelektronenmikroskop des Laboratoriums für Elektronenmikroskopie Tübingen (Leiter: Prof. Dr. Chr. HEMLEBEN) an. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützte die Untersuchungen durch Gewährung einer Sachbeihilfe. Für alle diese Hilfe sei herzlich gedankt.

Tafel 1

Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen des Comelico-Porphryoids.

- Nr. 580: **Auf einer Seite abgebrochener Kern des P-Typs, der von einem Zirkon mit dominierender (211)-Pyramide umwachsen wird.**
Externe Morphologie: S12-S17, Entwicklungspfad 1.
Probe GC 23.
- Nr. 716: **Gerundeter, „alter“ Kern des P-Typs von steiler (211)-Pyramide umwachsen.**
Externe Morphologie: S7-S12, Entwicklungspfad 1.
Probe GC 21.
- Nr. 584: **Anatektisch gewachsener Zirkon ohne erkennbaren detritischen Kern.**
Externe Morphologie: S17, Entwicklungspfad 2.
Probe GC 23.
- Nr. 586: **Zirkon mit schlanker Keimnadel, hoher Elongation und Flüssigkeitseinschlüssen.**
Externe Morphologie: S7, Entwicklungspfad 2.
Probe GC 23.
- Nr. 582: **Langgestreckter Zirkon mit erster Wachstumsphase als P-Typ. Danach Überwachsung durch die (211)-Pyramide und allmähliche Zurückdrängung der (101)-Pyramide.**
Externe Morphologie: S7-S12, Entwicklungspfad 3.
Probe GC 23.



580  40 μm




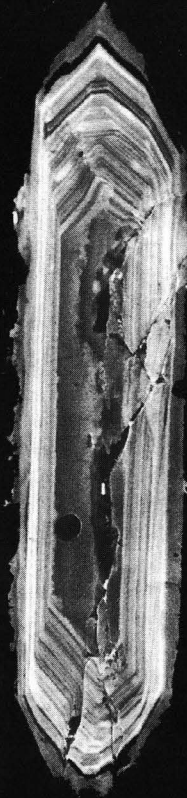
716  40 μm




584  100 μm



586  100 μm



582  100 μm

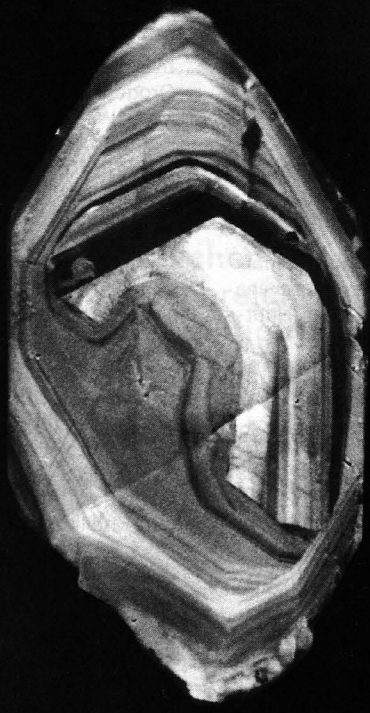
Tafel 2

Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen des Blasseneck-Porphyrroids.

- Nr. 706: **Zirkon mit „altem“ Kern, der an einer Stelle (links oben) die (101)-Pyramide erkennen läßt und von einem Zirkon mit dominierender (211)-Pyramide umwachsen ist.**
Externe Morphologie: S7. Entwicklungspfad 1.
Probe B 10.
- Nr. 708: **Angelöster Kern des P-Typs wird von einem Zirkon mit dominierender (211)-Pyramide umwachsen.**
Externe Morphologie: S7. Entwicklungspfad 1.
Probe B 10.
- Nr. 724: **Anatektisch gewachsener Zirkon ohne detritischen Kern, der im Inneren teilweise Anlösungserscheinungen zeigt.**
Externe Morphologie: S17. Entwicklungspfad 2.
Probe B 10.
- Nr. 704: **Der Kern ist als P-Typ auskristallisiert.**
Danach entwickeln sich die Spitzen unterschiedlich: Während die eine (untere) Spitze zunächst als P-Typ entwickelt bleibt, tritt bei der anderen die steile (211)-Pyramide hinzu, die später aus der Tracht wieder verdrängt wird. In der unteren Zirkonhälfte kommt es erst in einer späteren Wachstumsphase zur Ausbildung der (211)-Pyramide, die dann in der externen Morphologie erhalten bleibt.
Externe Morphologie: S7 (unten) und S10 (oben). Entwicklungspfad 3 bzw. 4.
Probe B 10.
- Nr. 722: **Asymmetrisch gewachsener Zirkon.**
Die obere Hälfte folgt dem Entwicklungspfad 4, die untere dem Entwicklungspfad 5. Externe Morphologie S10.
Probe B 10.
- Nr. 559: **Zirkonbruchstück mit (101)-Pyramide. Der Anteil der (211)-Pyramide ist sehr gering.**
Externe Morphologie S25. Entwicklungspfad 5.
Probe B 7.



706
40µm



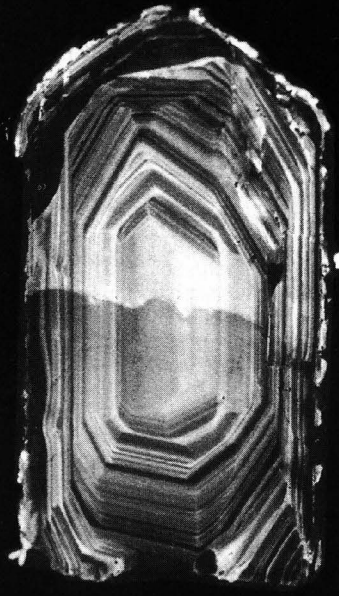
708
40µm



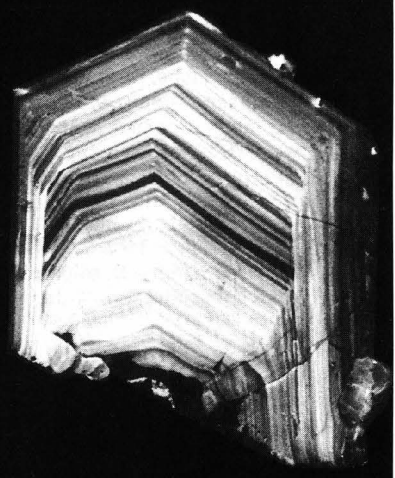
724
40µm



704
40µm



722
40µm



559
40µm

Literatur

- BEST, M.G.: Igneous and metamorphic petrology. – 630 S., New York (Freeman & Co.) 1982.
- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K.: Kleine Geologie der Ostalpen. – 231 S., Thun (Ott-Verlag) 1976.
- BROWN, C.G.: Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. – In: THORPE, R.S. (Hrsg.): Andesites. Orogenic andesites and related rocks, 437–461, New York (John Wiley) 1982.
- CARPÉNA, J., GAGNOL, I., MAILHÉ, D. & PUPIN, J.P.: L'uranium marqueur de la croissance cristalline: misé en évidence par les trasses de fission dans les zircons gemmes d'Espaly (Haut-Loire, France). – Bull. Minéral., **110**, 459–463, Paris 1987.
- CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V.: Volcanic successions. Modern and ancient. A geological approach to processes, products and successions. – 582 S., London (Allen & Unwin) 1987.
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L.: Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks – ore petrogenesis. – In: HENDERSON, P. (Hrsg.): Rare earth element geochemistry, 275–316, Amsterdam (Elsevier) 1984.
- EWART, A.: A review of the mineralogy and geochemistry of Tertiary – Recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related silicic volcanic rocks. – In: BARKER, F. (Hrsg.): Trondheimites, dacites and related rocks, 13–121, Amsterdam (Elsevier) 1979.
- HEINISCH, H.: Zum ordovizischen „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Jb. Geol. B.-A., **124**, 1–109, Wien 1981.
- HINDERER, M.: Die vulkanoklastische Fleonsformation in den westlichen Karnischen Alpen – Sedimentologie, Petrographie und Geochemie. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 335–379, Wien 1992.
- HUBICH, D.: Petrographie und Geochemie der Vulkanite und Klastika am Obstanser See (Westliche Karnische Alpen / Österreich / Italien). – 76 S., Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen 1992.
- HUBICH, D., LOESCHKE, J. & REIFF, H.: Geologie der westlichen Karnischen Alpen zwischen Porze und Eisenreich (Österreich/Italien) unter besonderer Berücksichtigung der Fleonsformation. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 375–391, Wien 1993.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A.: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – Can. J. Earth Sci., **8**, 523–548, Ottawa 1971.
- KALDE, C.: Geologische Kartierung im Gailtal, Kartenblatt ÖK 50/195, Karnische Alpen, Österreich. – 49 S., Unveröff. Dipl. Kartierung Techn. Hochsch. Aachen 1987.
- KRETZSCHMAR, Th.: Zur Petrographie und Geochemie des Blaseneck-„Porphyroids“ am Leobner (Steiermark, Österreich). – 91 S., Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen 1989.
- LÄUFER, A., LOESCHKE, J. & VIANDEN, B.: Die Dimon-Serie der Karnischen Alpen (Italien) – Stratigraphie, Petrographie und geodynamische Interpretation. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 137–12, Wien 1993.
- LEAT, P.T., JACKSON, S.E., THORPE, R.S. & STILMAN, C.J.: Geochemistry of bimodal basalt subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the British Caledonides. – J. Geol. Soc., **143**, 259–273, London 1986.
- LOESCHKE, J.: Lower Palaeozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – Geol. Rdsch., **78**, 599–616, Stuttgart 1989.
- LOESCHKE, J., KRETZSCHMAR, Th., LANGER, V. & STRECK, M.: Zur Geologie der Norischen Decke nordwestlich von Kalwang (Eisenerzer Alpen, Steirische Grauwackenzone / Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **133**, 345–363, Wien 1990.
- MASON, B. & MOORE, C.B.: Principles of geochemistry. – 350 S., New York (John Wiley) 1982.
- PEARCE, J.A.: Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. – In: THORPE, R.S. (Hrsg.): Andesites. Orogenic andesites and related rocks. – 525–548, New York (John Wiley) 1982.
- PUPIN, J.P.: Zircon and granite petrology. – Contrib. Mineral. Petrol., **73**, 207–220, Heidelberg 1980.
- PUPIN, J.P.: Magmatic zoning of Hercynian granitoids in France based on zircon typology. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **65**, 29–56, Zürich 1983.
- PUPIN, J.P. & TURCO, G.: Une typologie originale du zircon accessoire. – Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., **95**, 348–359, Paris 1972.
- PUPIN, J.P. & TURCO, G.: Typologie de zircon accessoire dans les roches plutoniques, dioritiques, granitiques et syénitiques. Facteurs essentiels déterminant les variations typologiques. – Pétrologie I (2), 139–156, Paris 1975.
- ROPERTZ, B.: Geologische Kartierung des Raumes zwischen Grenzbachtal und R. Cavallino der westlichen Karnischen Alpen, Italien. – 117 S., Unveröff. Dipl. Kartierung Techn. Hochsch. Aachen 1988.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 1–124, Wien 1979.
- SHAW, D.M.: The origin of the Apsley Gneiss, Ontario. – Can. J. Earth Sci., **9**, 18–35, Ottawa 1972.
- SÖLLNER, F., HÖLL, R. & MILLER, H.: U-Pb-Systematik der Zirkone in Meta-Vulkaniten („Porphyroiden“) aus der Nördlichen Grauwackenzone und dem Tauernfenster (Ostalpen, Österreich). – Z. dt. geol. Ges., **142**, 285–299, Hannover 1991.
- SPALLETTA, C. & VENTURINI, C.: Stratigraphic correlation form of the Paleozoic sequence in the Carnic Alps (Italy). – Rend. Soc. Geol. It., **12**, 417–421, Rom 1989.
- TOLLMANN, A.: Der südalpine Anteil Österreichs. – In: TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich II, 240–300, Wien (Deuticke) 1985.
- VAI, G.B. & COCOZZA, T.: Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. – Bull. Soc. geol. France, **8**, 95–114, Paris 1986.
- VAVRA, G.: Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen. Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie. – Tübing. Geol. Abh., **6**, Reihe A, 149 S., Tübingen 1989.
- VOLL, G.: Gefügeanalyse der Gebirge. – 114 S., Unveröff. Vorles. Skript, Univ. Köln 1983.
- WAKITA, H., REY, P. & SCHMITT, R.A.: Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace-elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils. – Proc. 2nd Lunar Sci. Conf., 1319–1329, 1971. Aufgeführt in HENDERSON, P. (Hrsg.): Rare earth element geochemistry, S. 10, Amsterdam (Elsevier) 1984.
- WATSON, E.B.: Zircon saturation in felsic liquids: experimental data and applications to trace element geochemistry. – Contrib. Mineral. Petrol., **70**, 407–419, Heidelberg 1979.
- WILLIAMS, H., TURNER, F.J. & GILBERT, C.M.: Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections. – 626 S., San Francisco (Freeman & Co.) 1982.
- WILSON, M.: Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. – 466 S., London (Unwin Hyman) 1989.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A.: Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – Chem. Geol., **20**, 325–343, Amsterdam 1977.
- WINKLER, H.G.F.: Petrogenesis of metamorphic rocks. – 348 S., Berlin (Springer) 1979.