



Die Dimon-Serie der Karnischen Alpen (Italien) – Stratigraphie, Petrographie und geodynamische Interpretation

Von ANDREAS LÄUFER, JÖRG LOESCHKE & BERNHARD VIANDEN*)

Mit 21 Abbildungen und 1 Tabelle

*Italien
Österreich
Karnische Alpen
Stratigraphie
Tektonik
Petrographie
Geochemie
Geodynamik*

Inhalt

Zusammenfassung	137
Abstract	138
1. Einleitung und Problemstellung	138
2. Stratigraphie	139
2.1. Die Unterlage des Hochwipfelflysches	139
2.2. Der Hochwipfelflysch	139
2.3. Die Dimon-Serie	143
3. Tektonische Profile	143
3.1. Monte Zermula / Paularo	146
3.2. Cra. Malpasso / Monte Dimon	146
4. Petrographie der Grauwacken des Hochwipfelflysches	146
4.1. Mineralbestand	148
4.2. Vergleich mit rezenten Tiefseesanden	148
4.3. Vergleich mit der Fleons-Formation	149
5. Petrographie und Geochemie der Vulkanite der Dimon-Serie	151
5.1. Laven und Lagergänge	151
5.2. Pyroklastische Gesteine	151
6. Petrographie und Geochemie der Aschentuffe des Hochwipfelflysches	153
6.1. Vergleich mit dem Comelico-Porphyr	153
7. Petrographie und Geochemie spät- bis post-variskischer Intrusiva	153
8. Plattentektonische Position der Vulkanite der Dimon-Serie und des Hochwipfelflysches	155
9. Geodynamische Entwicklung im Unterkarbon der Karnischen Alpen und Vergleich mit dem Karbon der Karawanken	157
Dank	161
Literatur	161

Zusammenfassung

Die stratigraphische und tektonische Stellung der Dimon-Serie in den Karnischen Alpen wurde untersucht. Aufgrund tektonischer Profile und magmatischer sowie sedimentologischer Kriterien müssen die basischen Vulkanite der Dimon-Serie älter als der Hochwipfelflysch sein. Die Dimon-Serie wird deshalb in das Unterkarbon (Tournai/Untervisé) gestellt. Die „Arenarie del Monte Terzo“ sind gleich alte, distale Fazies-Äquivalente des Hochwipfelflysches. Die Vulkanite der Dimon-Serie gehören zur Gruppe der Intraplatten-Alkalibasalte. Sie wurden während des Höhepunktes einer Riftphase gefördert, die vor dem Einsetzen der Grauwackenschüttungen des Hochwipfelflysches stattfand, und gehören somit in das Prä-Flysch-Stadium. Die Förderung der Vulkanite der Dimon-Serie ereignete sich auf gedünnter kontinentaler Kruste. Diese gedünnte kontinentale Kruste wurde zu Beginn der Turbiditschüttungen des Hochwipfelflysches nach Norden tektonisch herabgezogen und von dem zentralen Teil der Ostalpen überschoben. Ein dabei sich bildender Akkretionskeil und Schuppenstapel lieferte gemeinsam mit dem im Norden gehobenen, ostalpinen Kristallin den Schutt des Hochwipfelflysches, der sich in einer sich eintiefenden Rinne im Süden sammelte. Dabei glitten riesige Olistholithe in diese Rinne. Die Aschentuffe des Hochwipfelflysches stammen von Vulkanen eines aktiven Kontinentrandes im Norden. Spät- bis postvariskische Gänge durchschlagen sowohl Dimon-Serie als auch Hochwipfelflysch. Ihr Alter kann oberkarbonisch bis permisch, aber auch alpidisch sein.

*) Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. A. LÄUFER, Prof. Dr. rer.nat. J. LOESCHKE, Dipl.-Geol. B. VIANDEN, Institut für Geologie und Paläontologie, Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen, Deutschland.

flysch, Dimon-Serie [VAI, 1974; VAI & COCOZZA, 1986; HINDERER, 1992 u.a.] ist dagegen weit weniger gut bekannt. Auch ist der Stoffbestand der Klastika und Vulkanite nicht genügend gut untersucht, so daß hier noch wesentliche Wissenslücken bestehen. Aus diesem Grunde wurden von J. LOESCHKE eine Reihe von Diplomarbeiten vergeben, um die stratigraphische Stellung und den Stoffbestand dieser Gesteinsgruppen näher zu untersuchen (HINDERER, 1989; LÄUFER, 1991; HUBICH, 1992; REIFF, 1992; VIANDEN, 1992).

In diesem Artikel geht es um die stratigraphische Stellung der Dimon-Serie und um die geodynamische Interpretation des unter-karbonischen Geschehens in den Karnischen Alpen. Die Dimon-Serie wird von SPALLETTA et al. (1982), VAI & COCOZZA (1986), SPALLETTA & VENTURINI (1989) und VENTURINI (1990) stratigraphisch in das höhere Karbon (Ober-Namur/Unter-Westphal) gestellt und als jünger als der Hochwipfelflysch angesehen. Maßgebend dafür soll der Geländebefund sein. Fossilien fehlen in dieser Serie. Die Dimon-Serie stellt eine Assoziation von hydrothermal veränderten Alkali-Basalten und vulkanischen Brekzien dar, die geochemisch gesehen Intraplatten-Charakter haben. VAI (1991) interpretiert das geodynamische Geschehen im Paläozoikum der Karnischen Alpen als Ergebnis von Rift-Ereignissen, die transtensionalen Charakter haben und von relativ kurzzeitigen transpressiven Bewegungen mit schräger Kollision unterbrochen werden, wozu auch die variskische Orogenese in den Alpen gehört. Die Vulkanite der Dimon-Serie werden von CANTELLI et al. (1982), VAI & COCOZZA (1986) und SPALLETTA & VENTURINI (1988) in diesem Kontext als ein Ereignis angesehen, das mit Transform-Störungen im Oberkarbon in Verbindung stand.

Im Vergleich mit anderen paläozoischen Orogenen ist das Auftreten basischer Intraplattenvulkanite im Anschluß an die Schüttung von Flysch-Grauwacken, aber noch vor der Orogenese, wie es von VAI & COCOZZA (1986) aus den Karnischen Alpen beschrieben wird, völlig unverständlich. In den Kaledoniden Schottlands bezeugen die ordovizisch-silurischen Flysch-Grauwacken die Schließung des Iapetus-Ozeans. Tektonisch eingeschuppt sind dort in die Grauwacken ältere ozeanische Intraplattenvulkanite, die je nach Autor in einem Randmeer oder dem Iapetus-Ozean gefördert worden sind (FRISCH & LOESCHKE, 1993). Im Rheinischen Schiefergebirge ist die jüngste Förderung basischer Vulkanite – der Deck-Diabas – älter als die Kulmgrauwacken (KREBS, 1968). Der Deckdiabas signalisiert das letzte Dehnungsereignis vor der Orogenese im Rhenoherynikum, und die Kulm-Grauwacken werden während der von Süden nach Norden fortschreitenden Faltung geschüttet. Hinter diesem Geschehen verbirgt sich die Systematik plattentektonischer Vorgänge: Zunächst kommt es zu Riftvorgängen mit der Förderung von Basalten, danach zur Einengung mit der Schüttung von synorogenen Flyschgrauwacken. Nach der Schüttung der Flyschgrauwacken erfolgt die Kollision, die zur Heraushebung und Zergleitung des Gebirges und zur Molasse-Sedimentation führt. Basische Intraplattenvulkanite gehören in den Kaledoniden und dem Variszikum Mitteleuropas dem Prä-Flysch-Stadium an. Jüngere Intraplattenvulkanite werden erst wieder bei der erneuten Zerspaltung des älteren, konsolidierten Orogens gefördert, wie das beispielsweise in den Südalpen in der Trias der Dolomiten der Fall ist. Es bestehen deswegen grundsätzliche Zweifel an der Richtigkeit der von VAI & COCOZZA (1986) dargestellten stratigraphischen Einordnung der Dimon-Serie.

Um die aus den Geländebefunden abgeleitete Einstufung der Dimon-Serie zu überprüfen, wurden von LÄUFER

(1991) und VIANDEN (1992) zwei Gebiete nördlich und nordwestlich von Paularo/Italien kartiert (Abb. 2). Die Kartierungen wurden von LOESCHKE überprüft, wobei besonders großer Wert auf die überkippte oder normale Lagerung der Grauwacken des Hochwipfelflysches und der Pillow-Laven der Dimon-Serie gelegt wurde. Die Kartierungen ergaben, daß die Dimon-Serie an mehreren Stellen in überkippter Lagerung in stratigraphischem Kontakt auf überkippt liegendem Hochwipfelflysch liegt und somit älter als der Hochwipfelflysch ist. Die „Arenarie del Monte Terzo“ (SPALLETTA et al., 1979), die jünger als die Dimon-Serie sind, können – von geringfügigen Unterschieden an der Basis abgesehen – vom Hochwipfelflysch lithologisch nicht unterschieden werden und sind deswegen mit diesem gleichzusetzen. Beides zu belegen ist Gegenstand dieser Arbeit.

2. Stratigraphie

Die stratigraphischen Abfolgen in den Karnischen Alpen sind von SCHÖNLAUB (1979) und neuerdings in SCHÖNLAUB & DAURER (1992) gut beschrieben. Wichtig ist in diesem Zusammenhang die stratigraphische Abfolge, die direkt unter der Basis des Hochwipfelflysches liegt (SCHÖNLAUB et al., 1991), weil sich mit Einsetzen des Hochwipfelflysches das geodynamische Geschehen in den Karnischen Alpen grundsätzlich ändert. Die unter dem Hochwipfelflysch liegenden, älteren Abfolgen zeigen Rift-Ereignisse und Faziesdifferenzierungen an, die zumindest seit dem Untersilur auf einem zwar gegliederten, aber stabilen und nicht von kompressiven Ereignissen betroffenen Schelf abgelagert wurden.

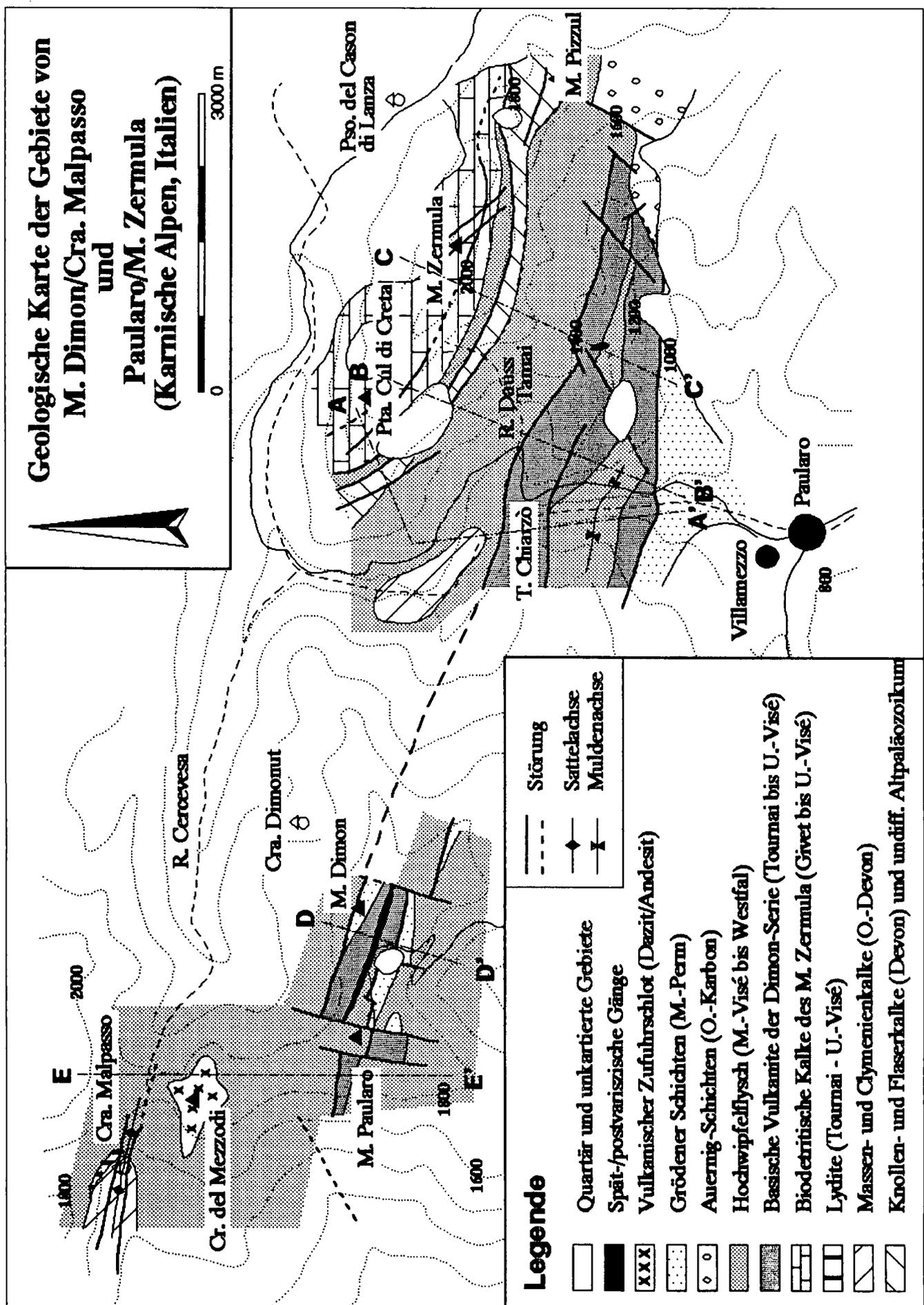
2.1. Die Unterlage des Hochwipfelflysches

Der Hochwipfelflysch liegt nach SCHÖNLAUB et al. (1991, Fig. 2) mit mehr oder weniger ausgeprägten Schichtlücken auf oberdevonischen bis tief-unterkarbonischen (Tournai) Schichtfolgen. Die Basis des Hochwipfelflysches hat ein Unter- oder Mittel-Visé-Alter. Verkarstungserscheinungen zeigen, daß zumindest Teile des Unterlagers über der Meeresoberfläche lagen (SCHÖNLAUB et al., 1991). Die Schichtlücken können auf eustatische Meeresspiegelschwankungen, aber auch auf tektonische Bewegungen zurückgeführt werden. Wahrscheinlich greifen beide Vorgänge ineinander. Hier von einer „Transgression“ des Hochwipfelflysches im Sinne einer langsam fortschreitenden Meeresüberflutung zu sprechen (KREUTZER, 1990, S. 294; SCHÖNLAUB et al., 1991, S. 1), erscheint uns nicht zutreffend zu sein. Neutralere ausgedrückt wird unserer Meinung nach ein an der Basis des Hochwipfelflysches vorhandenes Relief, das teils subaerisch teils submarin entstanden sein dürfte, von Turbiditen und Olisthostromen zugeschüttet. Die Zuschüttung ist in erster Linie Folge der tektonischen Umgestaltung des Ablagerungsraumes.

2.2. Der Hochwipfelflysch

Der Hochwipfelflysch besteht im Arbeitsgebiet meist aus distalen Turbiditen, in die untergeordnet proximalere Turbidite, Lydit-Brekzien und stellenweise riesige Olistholithe eingeschaltet sind. Der 1,5 km lange Oberdevon-Kalkklotz im Chiarzò-Tal (Abb. 3) ist ein solcher riesiger Olistholith. Es kommen auch Olistholithe, die aus Lydit-

Geologische Karte der Gebiete von M. Dimon/Cra. Malpasso und Paularo/M. Zermula (Karnische Alpen, Italien)



Legende

- | | | | |
|--|--|--|-------------|
| | Quartär und unkartierte Gebiete | | Störung |
| | Spät-/postvariszische Gänge | | Sattelachse |
| | Vulkanischer Zufuhrschlot (Dazit/Andesit) | | Muldenachse |
| | Grödenere Schichten (M.-Perm) | | |
| | Auerning-Schichten (O.-Karbon) | | |
| | Hochwipfelflysch (M.-Visé bis Westfal) | | |
| | Basische Vulkanite der Dimon-Serie (Tournai bis U.-Visé) | | |
| | Biodetritische Kalke des M. Zermula (Givet bis U.-Visé) | | |
| | Lydite (Tournai - U.-Visé) | | |
| | Massen- und Clymenienkalk (O.-Devon) | | |
| | Knollen- und Flaserkalk (Devon) und undiff. Altpaläozoikum | | |

Abb. 2.

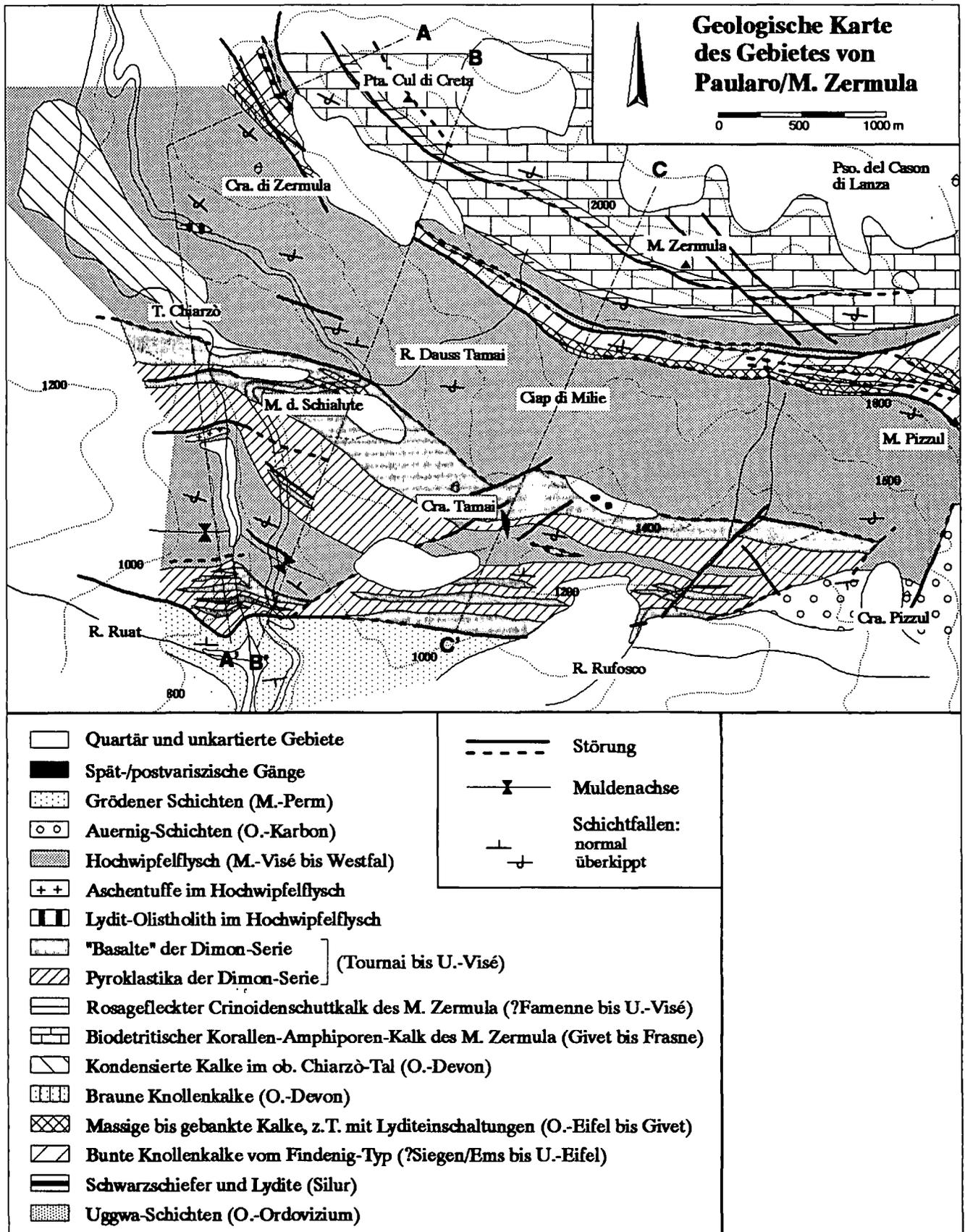


Abb. 3. Geologische Karte des Gebietes zwischen Torrente Chiarzò und Monte Zermula (Zentrale Karnische Alpen, Provinz Udine/Italien) nach LÄUFER (1991).

Abb. 2. Vereinfachte Geologische Karte des Untersuchungsgebietes nach LÄUFER (1991) und VIANDEN (1992) mit den Profilinien A bis E.

Lagen bestehen, vor. Die nach lang anhaltender Karbonat- und Lydit-Sedimentation plötzlich beginnende Einschüttung silikoklastischer Folgen zeigt an, daß ein aus Plutoniten, Metamorphiten und Sedimenten bestehendes Hinterland intensiv gehoben und abgetragen wurde. Die Mächtigkeit des Hochwipfelflysches liegt im Arbeitsgebiet bei mehreren hundert Metern. Aufgrund der intensiven Verfaltung mit überkippten Faltenschenkeln kann eine

genaue Mächtigkeit nicht angegeben werden. Das Alter ist nach EBNER et al. (1991) Mittel-Visé bis Ober-Namur bzw. Unter-Westfal.

Im Arbeitsgebiet liegt der Hochwipfelflysch teils auf Crinoiden-Schuttkalken oberdevonisch-unterkarbonischen Alters des Monte Zermula, teils auf oberdevonischen Knollenkalken unterhalb des Monte Zermula, teils auf unterkarbonischen Lyditen bei Cra. Pramosio und im

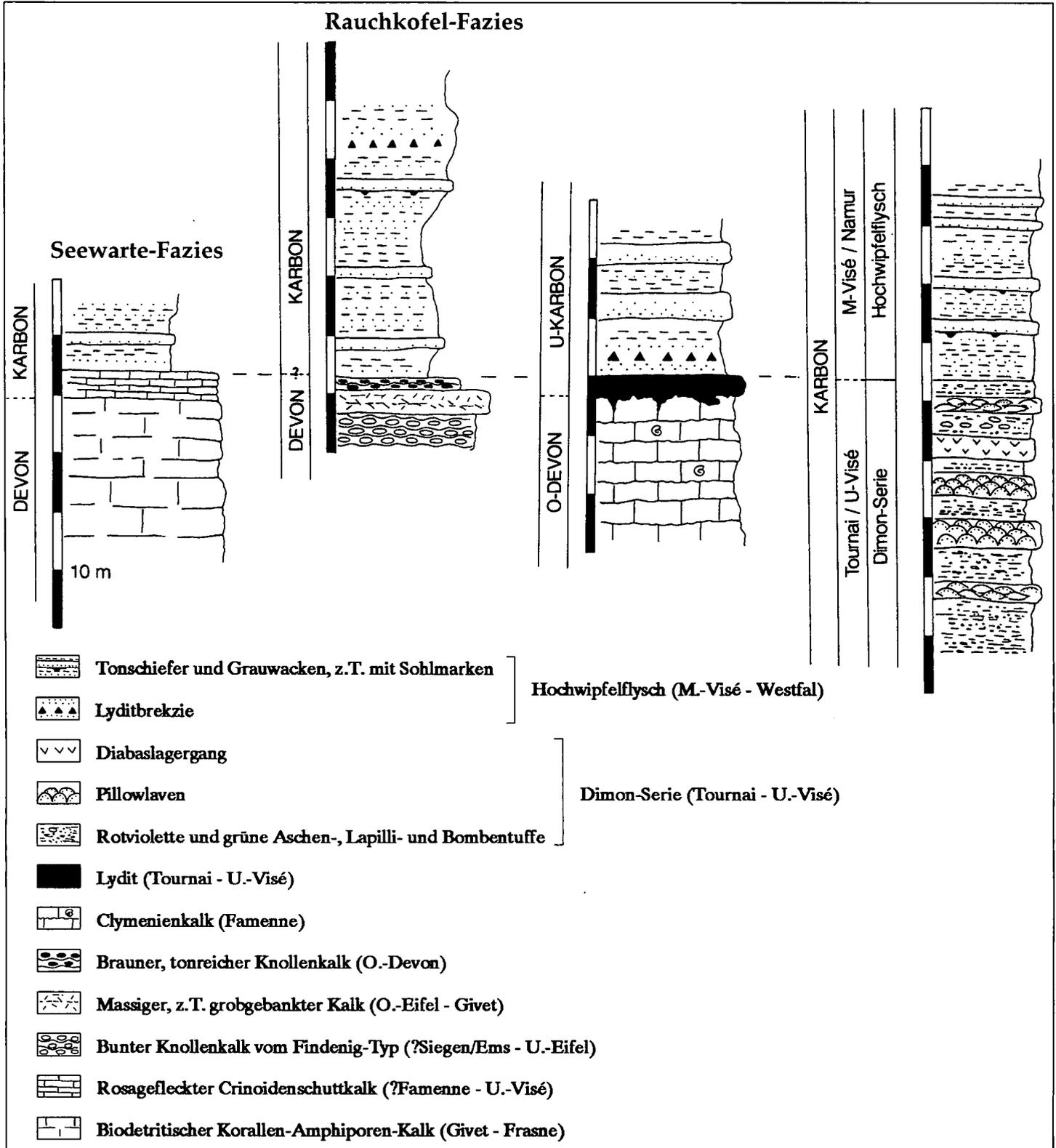


Abb. 4. Vier stratigraphische Säulenprofile aus dem Untersuchungsgebiet, die die Unterlage des Hochwipfelflysches zeigen.

Chiarzò-Tal auf Vulkaniten der Dimon-Serie (Abb. 4). Die Überlagerung des Hochwipfelflysches auf faziell und altersmäßig völlig verschiedene Gesteinsserien beweist auch im Arbeitsgebiet, daß die Turbidite des Hochwipfelflysches ein stark gegliedertes Relief überströmten. Die in Abb. 4 dargestellten Profilsäulen sind voneinander durch Störungen getrennt und gehören jeweils einzelnen, tektonischen Schuppen an. Im Gelände folgen sie in Nord-Südrichtung aufeinander. Bei Ausglättung der alpidischen und variskischen Faltung könnte man hierin ein von istrischen Abschiebungen in Horste und Gräben gegliedertes Becken erkennen, das in südliche Richtung karbonatärmer wird. An Stelle der Karbonate stellen sich dort Lydite und Vulkanite ein.

Der Hochwipfelflysch führt Einschaltungen von dünnen Aschenlagen intermediärer bis saurer Zusammensetzung (Abb. 5A und Kap. 6.). Diese bezeugen die Aktivität einer Vulkankette, die in der Lage war, Aschen in ein weit entferntes Becken zu liefern. Da die Aschen eine kalkalkalische Zusammensetzung haben, liegt die Annahme nahe, daß es sich hierbei um Einstreuungen von Aschen handelt, die von Vulkanen eines aktiven Kontinentalrandes stammen.

Der Hochwipfelflysch wird außerdem von intermediären bis sauren Ganggesteinen durchschlagen, die auch die Dimon-Serie durchbrechen (Kap. 7.). Ihre geodynamische Bedeutung wird in Kap. 8. diskutiert.

2.3. Die Dimon-Serie

Die Dimon-Serie ist im Chiarzò-Tal (Abb. 3) hervorragend aufgeschlossen. Sie besteht aus Pillow-Laven, massigen Laven, Aschentuffen und hyaloklastischen Brekzien und bildet östlich des Chiarzò-Tales eine E-W-streichende, südvergente Mulde. Im Muldenkern finden sich über den Vulkaniten grüne Tonschiefer, zum stratigraphisch Höheren hin zunehmend graue, gradierte Sandsteine, Siltsteine und schwarze Tonschiefer. Der Kontakt zwischen den Vulkaniten und den darüberliegenden Klastika ist ungestört. Mit Hilfe von Oben-Unten-Kriterien (Blasenkonzentrationen an der Oberseite der Pillows, Pillow-Formen, Gradierung der Turbidite, Sohlmarken, Schnitt von Schichtung und Schieferung) läßt sich zeigen, daß die Klastika eindeutig auf den Vulkaniten der Dimon-Serie liegen. Nach etwa 50 m sind sie von den typischen Turbiditen des Hochwipfelflysches nicht mehr zu unterscheiden. Diese von SPALLETTA et al. (1979) als „Arenarie del Monte Terzo“ bezeichneten und von VAI & COCOZZA (1986) der Dimon-Serie zugerechneten Klastika unterscheiden sich nur an der Basis durch eine geringe Grünfärbung und eine geringfügig andere Mineralzusammensetzung (Kap. 4.) vom typischen Hochwipfelflysch. In höheren Partien sind sie mit dem Hochwipfelflysch makroskopisch identisch. Daß die Basis dieser Klastika hier in ihrer petrographischen Zusammensetzung vom typischen Hochwipfelflysch etwas abweicht, liegt daran, daß Trübeströme Material vom Untergrund aufnehmen. Wenn sie wie in diesem Fall basische Vulkanite und Tuffe überströmen, nehmen sie das vulkanische Material mit auf und haben deshalb eine etwas andere Farbe und Zusammensetzung, als wenn sie beispielsweise ältere Klastika oder Lydite überströmen. Daß die Unterscheidung zwischen „Arenarie del Monte Terzo“ und „Hochwipfelflysch“ nicht aufrecht zu halten ist, zeigt sich auch am Kamm zwischen Monte Paularo und Crete del Mezzodi (Abb. 2). Hier werden auf der Karte von SPALLETTA et al. (1979) diese beiden Schichtglieder unterschieden.

Die Untersuchungen von VIANDEN (1992) zeigen, daß weder makroskopisch noch mikroskopisch Unterschiede festzustellen sind. Es handelt sich hierbei ausschließlich um Hochwipfelflysch. Es werden deshalb hier unter der „Dimon-Serie“ nur die vulkanischen Anteile verstanden.

* Pyroklastische Gesteine

Rotviolette bis grüne Aschen-, Lapilli- und Bombentuffe treten in verschiedenen Positionen und wechselnden Mächtigkeiten auf. Einzelne Quarzkörner und klastische Glimmer deuten auf Umlagerungsprozesse hin. Den größten Teil der Pyroklastika nehmen rotviolett bis grünlich gefärbte, vulkanische Brekzien ein, wie sie durch den Kontakt von heißen Laven mit Wasser durch phreatomagmatische Prozesse entstehen. Die Komponenten dieser Brekzien sind ausschließlich vulkanischen Ursprungs und bestehen hauptsächlich aus blasenreichen Lava-Bruchstücken, die in einer weißgrünen, karbonatisch-chloritischen Matrix liegen. Der hohe Anteil an diesen Brekzien beweist, daß die Eruptionen in flachem Wasser stattgefunden haben.

* Pillow-Laven

Pillow-Laven treten als mehrere Meter mächtige Bänder auf, die in Tuff-Partien oder seltener in hyaloklastische Brekzien eingeschaltet sind. Die Form der Pillows ist überwiegend gut erhalten, der Durchmesser kann bis zu 60 cm betragen. Im frischen Zustand zeigen die Pillows eine dunkelgrüne Färbung, allerdings können hydrothermale Veränderungsprozesse zu braunroten Färbungen führen. Auffallend ist der hohe Anteil an Blasen in den Pillows. Die Blasen Hohlräume sind mit Kalzit und Chlorit verfüllt. Der Blasenreichtum weist – wie auch der hohe Anteil an Pyroklastika – auf Effusionen in geringer Wassertiefe hin.

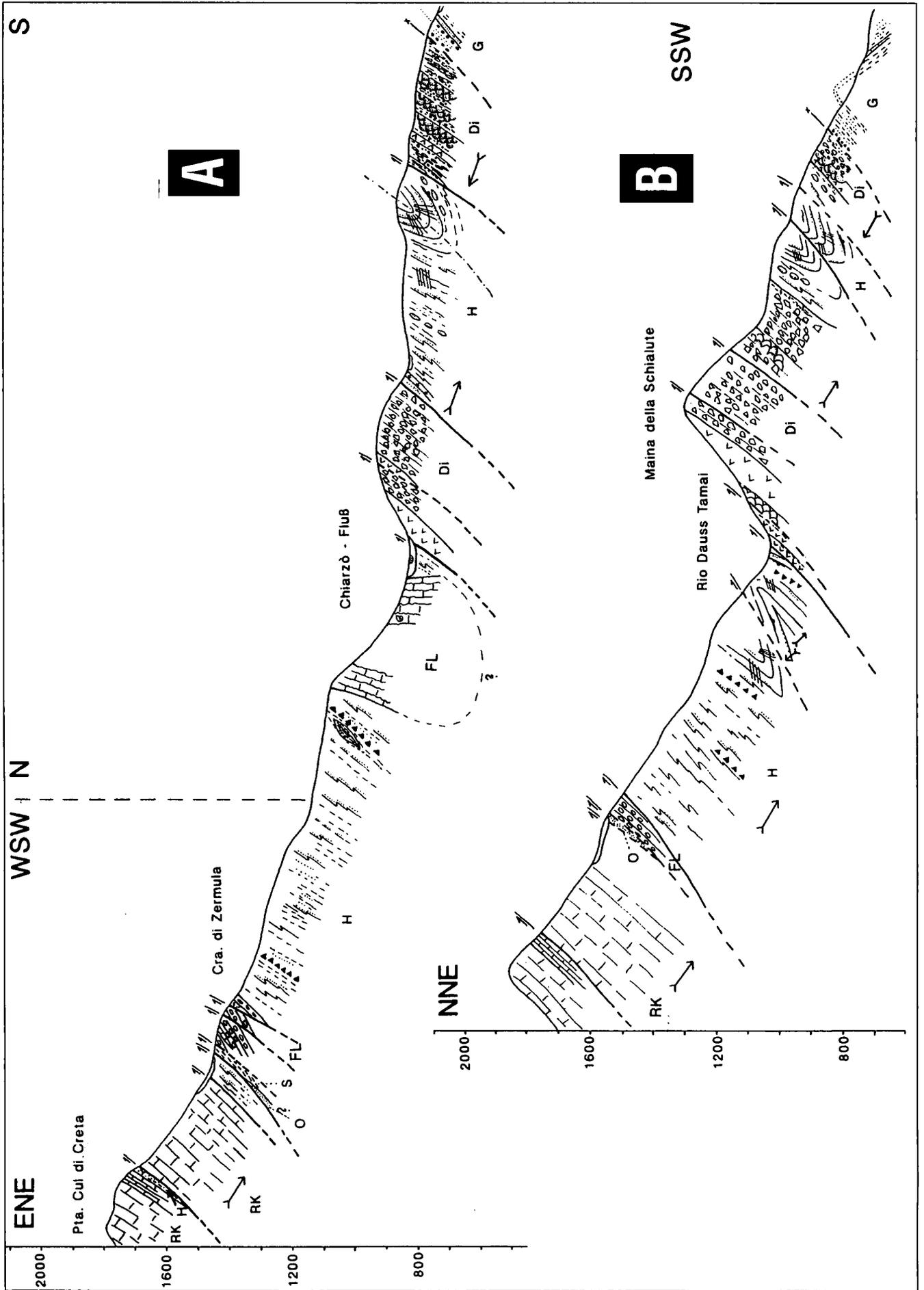
* Diabase

Außer Laven mit typischer Pillow-Struktur sind auch massige Partien basischer Vulkanite entwickelt, die Mächtigkeiten von wenigen Metern bis mehrere Zehner Meter erreichen und als Lagergänge angesprochen werden. Sie zeigen in gröberkörnigen Varianten das typische intersertale Gefüge und sind grün gefärbt. Stark hydrothermal veränderte Partien zeigen rotviolette Färbungen. Die Mächtigkeit der Vulkanite der Dimon-Serie liegt wahrscheinlich bei mehr als 300 m, allerdings ist auch die Dimon-Serie stark tektonisch verschuppt, so daß korrekte Mächtigkeitsangaben nicht möglich sind.

Die Unterlage der Dimon-Serie ist unbekannt. Die Dimon-Serie liegt bei Maina della Schialute im Rio Dauss Tamai in überkippter Lagerung tektonisch unter isoklinal gefaltetem Hochwipfelflysch (Abb. 5B). Unter der Dimon-Serie könnte man primär stratigraphisch Klastika, Lydite und Karbonate vermuten. Die Förderung der Vulkanite fand in jedem Fall auf kontinentaler Kruste statt, da es für ozeanische Verhältnisse keine Anhaltspunkte gibt. Die kontinentale Kruste könnte allerdings durch Riftprozesse in ihrer Mächtigkeit reduziert gewesen sein.

3. Tektonische Profile

Ausschlaggebend für die stratigraphische Stellung und die geodynamische Interpretation der Dimon-Serie sind tektonische Profile, die südlich des Monte Zermula aufgenommen worden sind (LÄUFER, 1991). Die Umgebung der Typlokalität am Monte Dimon ist dazu weniger geeignet, weil sie schlechter aufgeschlossen ist.



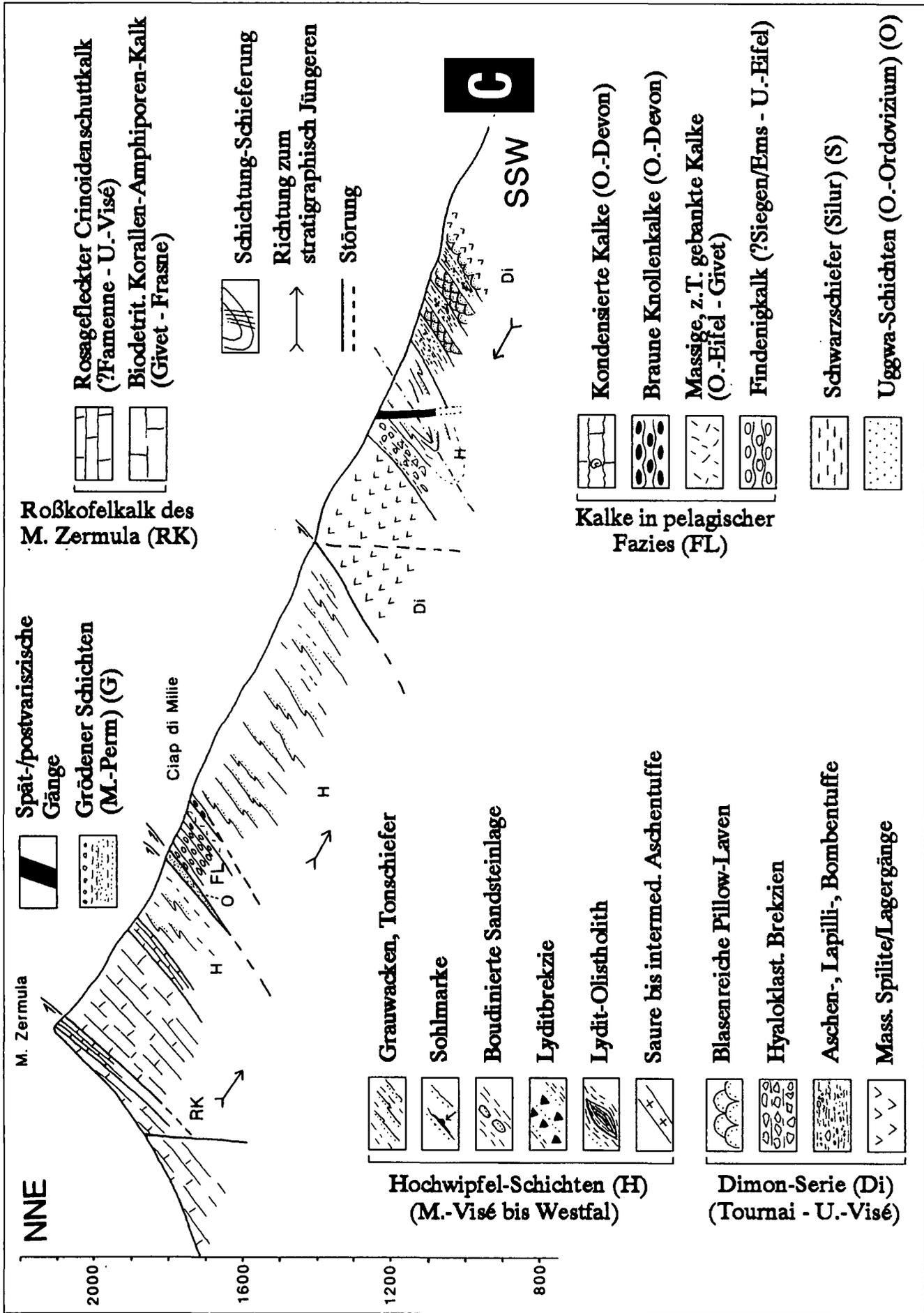


Abb. 5. Drei tektonische Profile durch das Gebiet südwestlich des Monte Zermula. Die Lage der Profile ist in Abb. 2 und 3 eingezeichnet.

3.1. Monte Zermula / Paularo

In Abb. 5A-C sind drei Profile wiedergegeben, die die Abfolge südwestlich des Monte Zermula zeigen. Ihre Lage ist aus Abb. 3 zu ersehen. Die Abfolge liegt über weite Strecken hin überkippt. Sie ist von zahlreichen süd- bis südwestvergenten Aufschiebungen durchschnitten und in ihrer primären Mächtigkeit stark reduziert. Daß letzteres der Fall sein muß, zeigt tektonisch eingeschupptes Ordoviz und Silur (O und S in Abb. 5A-C), das zwischen jüngeren Schichtgliedern am Südwest-Hang des Monte Zermula auftritt. Hochwipfelflysch (H in Abb. 5) ist darüberhinaus an mehreren Stellen tektonisch zwischen älteren Schichtgliedern eingeklemmt und dient als Gleithorizont.

In Profil 5A ist zu erkennen, daß im Hochwipfelflysch ein riesiger Olistholith aus devonischen Kalken liegt. Hochwipfelflysch und Dimon-Serie sind in diesem Profil miteinander verschuppt, so daß dort die stratigraphischen Beziehungen nicht abzuleiten sind. Man erkennt aber eine Mulde aus Hochwipfelflysch, die zwischen Teilen der Dimon-Serie eingeklemmt ist. In den Profilen 5B und 5C wird der Muldenkern aus Dimon-Serie und Hochwipfelflysch durchschnitten. Die stratigraphische Abfolge von Hochwipfelflysch auf Dimon-Serie kann mit Hilfe von Pillowformen, Gradierungen und Beziehungen zwischen Schichtung und Schieferung abgeleitet werden. In Profil 5C durchschlägt ein jüngerer intermediärer Gang kalkalkalischer Zusammensetzung Hochwipfelflysch und Dimon-Serie. Insgesamt stellt der Monte Zermula den überkippten Schenkel eines süd- bis südwest-vergenten Groß-Sattels dar, der nach SCHÖNLAUB (1979) die Fortsetzung des Cellon-Kellerwand-Gewölbes der Zentralen Karischen Alpen bildet.

Es ist aus den Profilen 5A-C klar ersichtlich, daß am Südwesthang des Monte Zermula ursprünglich weit voneinander gelegene Fazies-Bereiche eng verfaultet und übereinandergeschoben worden sind. Dabei ist zu vermuten, daß die einzelnen Schichtpakete, die älter als der Hochwipfelflysch sind (vgl. Abb. 4), im tiefen Unterkarbon durch listrische Flächen an einem passiven Kontinentrand oder in einem intrakontinentalen Dehnungsfeld voneinander getrennt waren. Diese listrischen Flächen wurden – neben neu angelegten Störungen – später bei der Faltung und Überschiebung benutzt und in Überschiebungen umgewandelt. Wahrscheinlich geben die Profile deshalb einen Schnitt durch einen Teil eines zunächst bis zum Prävisé passiven Kontinentrandes oder intrakontinentalen Dehnungsfeldes an. Mit Einsetzen des Hochwipfelflysches erfolgte die Einengung und Umformung in einen aktiven Kontinentrand oder in einen Schuppen- bzw. Deckenstapel am südlichen Außenrand des variskischen Orogens. Auf die Beziehungen zwischen variskischen und alpidischen Bewegungen soll hier nicht eingegangen werden.

3.2. Cra. Malpasso / Monte Dimon

In Abb. 6 sind zwei Profile wiedergegeben, die in der westlichen Verlängerung der Profile der Abb. 5 liegen (VIANDEN, 1992). Die Lage dieser Profile ist aus Abb. 2 zu ersehen. Profil 6E zeigt einen Nord-Süd-Schnitt, der von Cra. Malpasso bis zum Monte Paularo reicht. Dieses Profil zeigt das Auflager des Hochwipfelflysches im Norden auf Lyditen, die auf oberdevonisch- bis tief unterkarbonischen Kalken liegen (SCHÖNLAUB et al., 1991). Die Struktur stellt einen Sattel dar, der die Fortsetzung des Monte Zer-

mula-Sattels ist und nach Westen an das Cellon-Kellerwand-Gewölbe anschließt. Der Hochwipfelflysch wird von einem subvulkanischen Zufuhrschlot andesitischer bis dazitischer Zusammensetzung durchschlagen. Das Alter dieses Zufuhrschlotes ist unbekannt. Es ist wahrscheinlich spät- bis post-variskisch und somit wesentlich jünger als die basischen Vulkanite der Dimon-Serie (vgl. Kap. 7.). Deshalb ist es unzulässig, die Bildung dieses Ganges und die Förderung der Laven der Dimon-Serie als ein magmatisches Ereignis zu betrachten und daraus petrologische Schlußfolgerungen zu ziehen, wie das von SINIGOI et al. (1988) vorgenommen wird.

Nach Süden folgt – vermutlich durch eine Störung getrennt – die Dimon-Serie, die hier als Unterlage des Hochwipfelflysches gedeutet wird. Die Aufschlüsse lassen die Feststellung einer exakten stratigraphischen Beziehung zwischen beiden Serien aber nicht zu. Für die Annahme einer separaten Serie in Form der „Arenarie del Monte Terzo“ (SPALLETTA et al., 1979) gibt es keine lithologischen Anhaltspunkte.

Profil 6D zeigt die Verhältnisse am Monte Dimon. Die Pillow-Laven der Dimon-Serie liegen überkippt und tektonisch eingeklemmt zwischen Hochwipfelflysch, der isoklinal verfaultet ist. Die Basislagen des Hochwipfelflysches sind wie weiter östlich am Torrente Chiarzò (Kap. 2.3.) ebenfalls leicht grünlich gefärbt, da vulkanisches Material von den Trübeströmen mit aufgenommen worden ist. Die stratigraphischen Beziehungen von Hochwipfelflysch und Dimon-Serie sind wegen der Störungen auch in diesem Profil nicht klar zu erkennen. Der Schuppenbau ist zumindest alpidisch reaktiviert, da Grödener Schichten miteinbezogen sind. Wichtig an diesem Profil ist, daß ein Gang die Dimon-Serie durchschlägt. Er hat eine ähnliche Zusammensetzung wie der subvulkanische Zufuhrschlot der Crete del Mezzodi in Profil 6E. Aus der geologischen Karte (Abb. 2) ist ersichtlich, daß dieser Gang auch den Hochwipfelflysch durchschlägt. Er gehört deshalb wahrscheinlich zu demselben vulkanischen Ereignis wie der Schlot in Profil 6E.

Hinsichtlich der vulkanischen Ereignisse ergibt sich aus den Profilen der Abb. 5 und 6, daß im Untersuchungsgebiet drei verschiedene Förder-Phasen vorliegen. Die Förderung der basischen Laven und Brekzien der Dimon-Serie ist die älteste. Darauf folgen die Aschenlagen im Hochwipfelflysch. Beide Serie werden von jüngeren spät- bis post-variskischen vulkanischen Gängen und Zufuhrschloten durchschlagen. Diese Ereignisse spiegeln jeweils bestimmte geotektonische Situationen wider, auf die in Kap. 9. eingegangen wird. Bei der geochemisch-petrologischen Interpretation ist es äußerst wichtig, zunächst die Altersverhältnisse der beteiligten Vulkanite zu erarbeiten, die sich aus einer sorgfältigen Kartierung ergeben, um daran die geotektonische Interpretation anschließen zu können.

4. Petrographie der Grauwacken des Hochwipfelflysches

Bei der Dünnschliffanalyse der Grauwacken des Hochwipfelflysches wurde eine „Untere Serie“ und eine „Obere Serie“ unterschieden. Die „Untere Serie“ liegt in überkippter Lagerung unter den Karbonaten des Monte Zermula und die „Obere Serie“ auf den Vulkaniten der Dimon-Serie im Muldenkern (Abb. 5). Die „Obere Serie“ entspricht den „Arenarie del Monte Terzo“ (SPALLETTA et al., 1979).

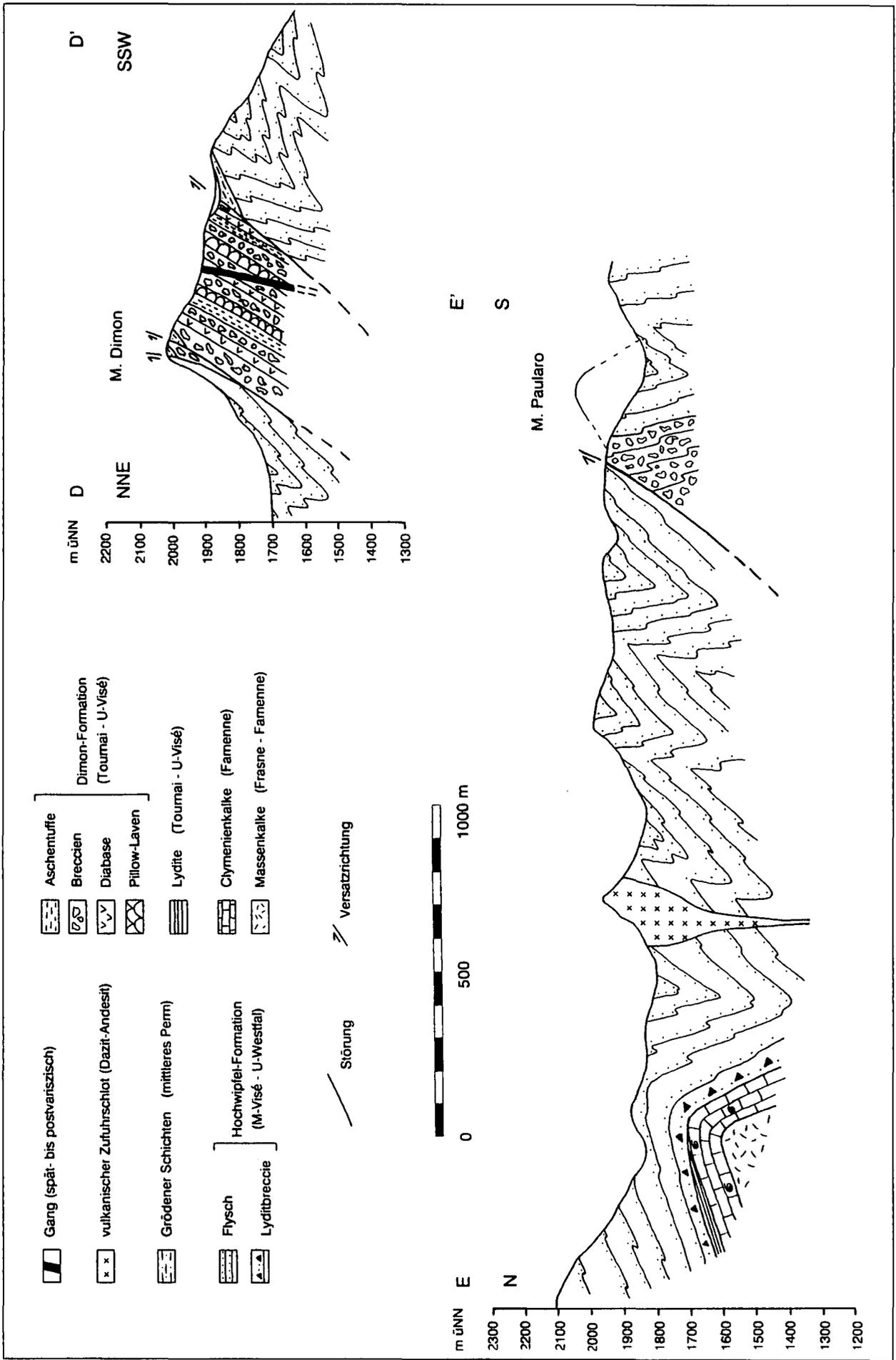
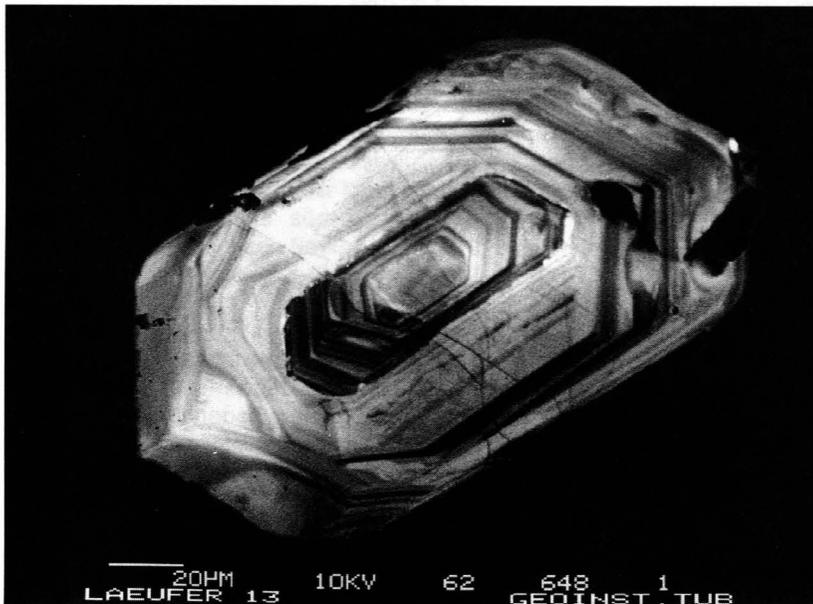


Abb. 6. Zwei tektonische Profile durch das Gebiet des Monte Dimon und Monte Paularo. Die Lage der Profile D und E ist in Abb. 2 eingezeichnet.

4.1. Mineralbestand

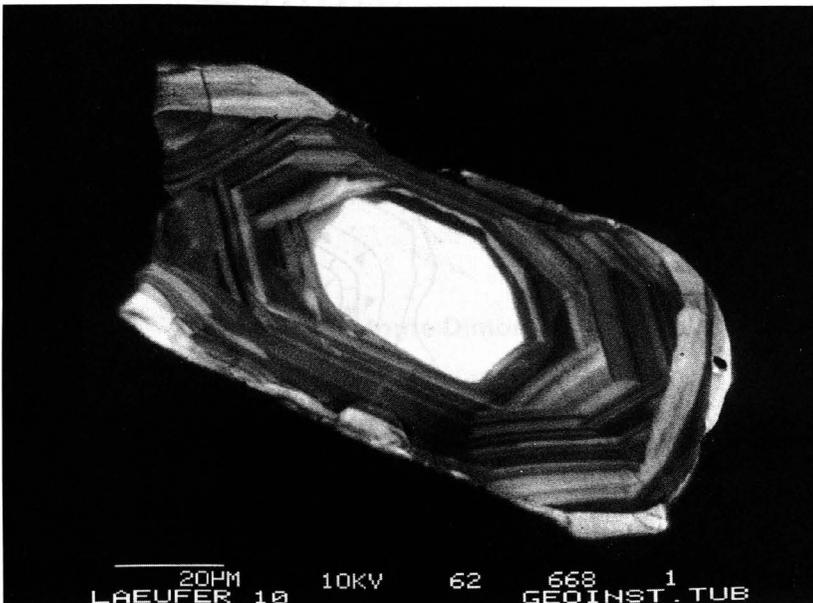
Der Mineralbestand besteht aus mono- und polykristal-
linem Quarz mit Einschlüssen aus Zirkon, Rutil und Apatit,
Kalifeldspat, Schachbrett-Albit und polysynthetisch ver-
zwillingtem Albit, Muskovit, Biotit und Chlorit. An Schwer-
mineralen treten Zirkon, Apatit, Turmalin, Rutil, Epidot,
Granat, Chromit und opake Minerale auf. An Gesteins-
bruchstücken finden sich granitoide Gesteine, Siltsteine,
Tonsteine, Sandsteine, Grauwacken, Lydite, Karbonate,
Phyllite, Gneise, Glimmerschiefer und selten basische bis
intermediäre Vulkanite. Daraus geht hervor, daß das Lie-
fergebiet Plutonite, Sedimente, Metamorphite und wenige
Vulkanite umfaßte und wohl auch einige Ultrabasitkörper
führte. Die Grauwacken, Sandsteine und Tonsteine sind
wahrscheinlich zum Teil resedimentierte Reste älterer
Hochwipfelflyschanteile.

Von den Zirkonen wurden einige Kathodolumineszenz-
aufnahmen gemacht. Es lassen sich drei Populationen
unterscheiden, eine mit langsäuligem Habitus, eine mit
gedrungenem Habitus und eine mit gerundeten Formen.



▲ a

b ▼



Die Kathodolumineszenzaufnahmen belegen für die mei-
sten Zirkone ein mehrphasiges Wachstum. Dabei lassen
sich um einen älteren Kern mehrere Anwachsäume er-
kennen, die unterschiedlichen Entwicklungsstadien zuzu-
ordnen sind (Abb. 7). Die Auswertung der Zirkone steht
noch aus.

Ein quantitativer, petrographischer Vergleich der „Un-
teren Serie“ mit der „Oberen Serie“ zeigt, daß der Ma-
trixanteil der „Oberen Serie“ höher ist und daß die „Obere
Serie“ feinkörniger ist. Der Gehalt an monokristal-
linem Quarz, Feldspat und Glimmern ist in der „Oberen Serie“
höher, der Anteil an Gesteinsfragmenten niedriger.

Die „Obere Serie“ enthält Material, das stärker aufgear-
beitet ist. Sie ist in ihrem lithologischen Charakter distaler
als die „Untere Serie“. Die Grauwacken des Hochwipfel-
flysches, die über der Dimon-Serie abgelagert wurden,
haben einen längeren Transportweg hinter sich und sind
weiter entfernt vom Liefergebiet im Beckeninneren abgelagert
worden. Olistholithe und Lyditbrekzien fehlen in der
„Oberen Serie“, die in der „Unteren Serie“ vorhanden sind.

Der Unterschied zwischen dem typischen Hochwipfelflysch („Untere Serie“) und den „Arenarie del Monte Terzo“ („Obere Serie“) liegt somit darin, daß die „Arenarie del Monte Terzo“ ein distales Äquivalent des Hochwipfelflysches sind. Somit sind die Vulkanite der Dimon-Serie in einer distalen Position gefördert worden (vgl. Kap. 9.).

4.2. Vergleich mit rezenten Tiefseesanden

Nach DICKINSON et al. (1983) und ZUFFA (1985, mit Literatur) kann der modale Mineralbestand von Sandsteinen dazu verwendet werden, die geotektonische Position des ehemaligen Ablagerungsraumes zu rekonstruieren. Notwendig ist dafür eine sorgfältige Pointcounter-Analyse. In unserem Falle wurden 17 Schriffe mit je 400 Punkten nach der Gazzi-Dickinson-Methode (INGERSOLL et al., 1984) ausgezählt. Es können dabei Ablagerungsräume unterschieden werden, die vor tief erodierten und tektonisch zerblockten Kratonen liegen (passive Kontinentränder), solche, die in der Nähe herausgehobener Kollisionsorogene liegen, und solche, die vor aktiven Kontinenträndern und Inselbögen liegen (Abb. 8). Die verwendeten Parameter sind auf der Legende der Abb. 8 erklärt. Dabei ist grundsätzlich anzumerken, daß sich Resedimentationsvorgänge dahingehend in den Diagrammen äußern, daß

Abb. 7.
Kathodolumineszenzaufnahmen von zwei Zirkonen
aus dem Hochwipfelflysch südwestlich des Monte
Zermula.
a) Zirkon aus der „Unteren Serie“.
b) Zirkon aus der „Oberen Serie“.

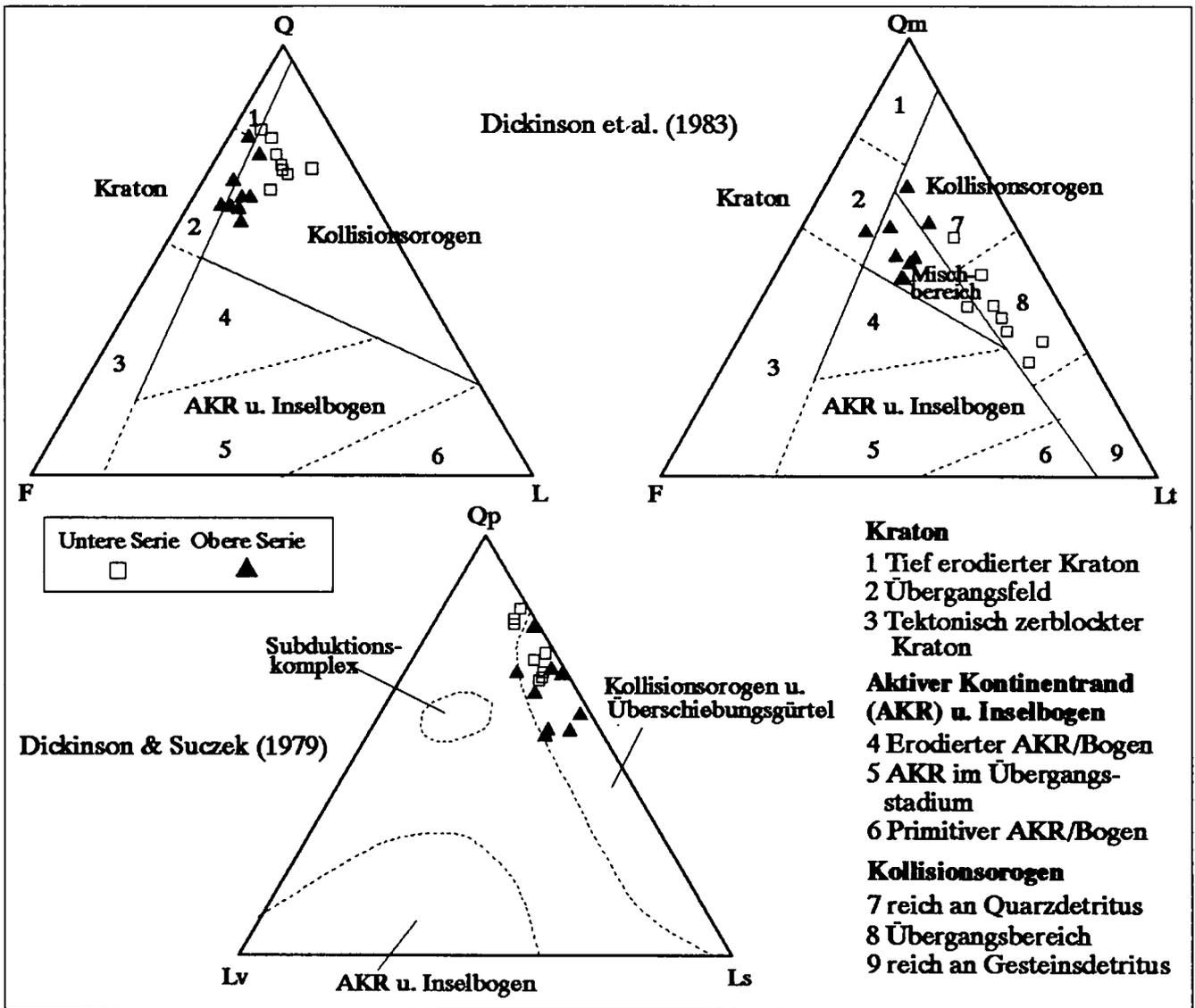


Abb. 8. Modaler Mineralbestand der Grauwacken des Hochwipfflyflesches („Untere“ und „Obere Serie“, siehe Text) in Diagrammen nach DICKINSON et al. (1983) und DICKINSON & SUCZEK (1979). Qm = Monokristalliner Quarz, Qp = Polykristalliner Quarz, Q = Qm + Qp, F = Feldspäte, Ls = (Meta-) Sedimentäre Gesteinsbruchstücke, Lv = (Meta-) Vulkanische Gesteinsbruchstücke, L = Lv + Ls, Lt = Lv + Ls + Qp.

die resedimentierten Proben sich dem Feld 1 der Abb. 8 (tief erodierter Kraton) nähern. Da die Grauwacken des Hochwipfflyflesches auch resedimentiertes Material enthalten, können die Diagramme der Abb. 8 keinen direkten Vergleich mit rezenten Ablagerungsräumen liefern, sondern sind nur als Anhaltspunkte zu werten.

Aus Abb. 8 geht hervor, daß sich „Obere“ und „Untere Serie“ nur hinsichtlich der Führung von Gesteinsfragmenten (Lt) wesentlich unterscheiden. Die „Untere Serie“ führt viel mehr Gesteinsfragmente als die „Obere Serie“ – sie ist deutlich proximaler. Beide Serien liegen im Feld der Ablagerungsräume vor Kollisionsorogenen. Daß manche Proben im Q-F-L-Diagramm der Abb. 8 in das Feld 1 (tief erodierter Kraton, passiver Kontinentrand) fallen, ist auf Umlagerungsvorgänge zurückzuführen.

Das Becken, in dem die Grauwacken des Hochwipfflyflesches abgelagert wurden, war eine Rinne, die sich am Südrand des variskischen Orogens bildete, als die zentralen Teile gehoben wurden und die Deformation von Norden nach Süden fortschritt. Das Liefergebiet war das ostalpine Kristallin, das bereits im Oberdevon und Unterkarbon me-

tamorph überprägt und von Granitoiden intrudiert worden war (NEUBAUER, 1988). Die Förderung der Vulkanite der Dimon-Serie spielte sich weit entfernt vom Liefergebiet am südlichen Außenrand ab. Die Vulkanite wurden nur von distalen Turbiditen überströmt.

4.3. Vergleich mit der Fleons-Formation

Das Alter der Fleons-Formation der westlichen Karnischen Alpen ist wegen mangelnder Fossilien nicht geklärt. Von VAI & COCOZZA (1986) wird sie in das Oberkarbon gestellt, von SCHÖNLAUB (1979) und HINDERER (1992) in das Ordovizium. Ein lithologischer Vergleich zwischen Hochwipfflyflesch und Fleons-Formation ist deshalb von besonderem Interesse. Rein makroskopisch und sedimentologisch unterscheiden sich beide Formationen in deutlicher Weise. Während die Fleons-Formation in einem wellendominierten, litoralen Ablagerungsmilieu mit einzelnen Deltas gebildet wurde, stellt der Hochwipfflyflesch eine Turbidit-Sequenz dar, die in tieferem Wasser zur Ablage-

Dickinson et al.
(1983)

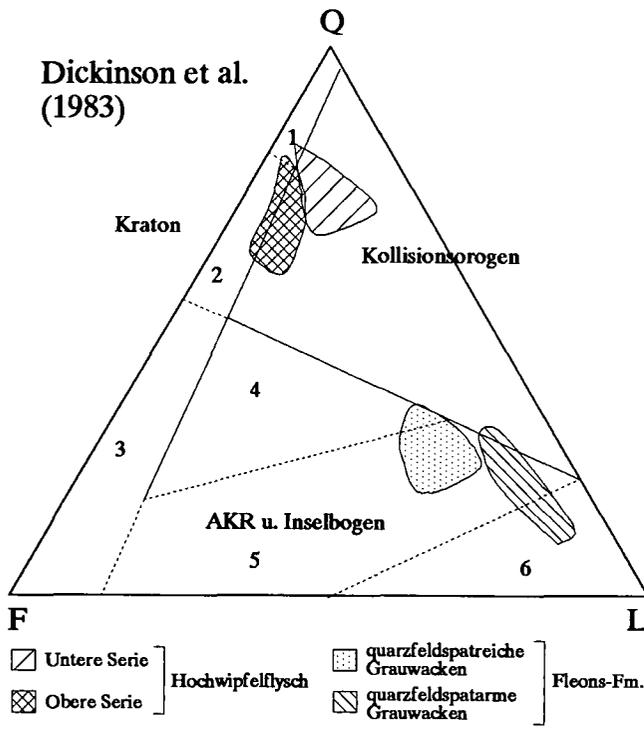


Abb. 9.
Q-F-L-Diagramm nach DICKINSON et al. (1983) für Grauwacken des Hochwipfelflysches („Untere“ und „Obere Serie“) und für Grauwacken aus der Fleonsformation (HINDERER, 1992). Q, F, L = siehe Abb. 8.
AKR = Aktiver Kontinentrand.

Die Fleons-Formation enthält sehr viele klastische Vulkanit-Fragmente – auch solche, die aus dem Comelico-Porphyr stammen. Der Hochwipfelflysch ist arm an Vulkanitresten, wahrscheinlich deswegen, weil zur Zeit der Anlieferung der Grauwacken des Hochwipfelflysches im wesentlichen das plutonische und metamorphe Stockwerk des Liefergebietes zur Abtragung frei lag.

In Abb. 9 sind beide Formationen in dem Q-F-L-Diagramm nach DICKINSON et al. (1983) eingetragen. Es zeigt sich, daß die genannten Unterschiede nicht nur makroskopisch und sedimentologisch vorliegen, sondern daß auch der quantitative modale Mineralbestand beider Formationen ganz wesentliche Unterschiede aufweist. Die Fleons-Formation ist viel reicher an Gesteinsresten und viel ärmer an Quarz als der Hochwipfelflysch. Ihr modaler Mineralbestand fällt in das Feld der Becken vor und hinter magmatischen Bögen. Der petrographische und sedimentologische Charakter beider Serien ist so unterschiedlich, daß sie auch altersmäßig nicht ohne weiteres gleich gesetzt werden können. Es sprechen sehr viele Argumente dafür, daß die Fleons-Formation ein ordovizisches Alter hat (HINDERER, 1992).

Tabelle 1.
Durchschnittswerte und Standardabweichungen von Analysen der spilitisierten Basalte und Tuffe der Dimon-Serie, der Aschentuffe des Hochwipfelflysches und spät- bis postvariskischer Gänge, die die Dimon-Serie und den Hochwipfelflysch durchschlagen.
Die Analysen wurden mit der Röntgenfluoreszenz und mit naßchemischen Methoden unter Verwendung internationaler Standards im Geochemischen Zentrallabor und im Geologischen Institut der Universität Tübingen angefertigt (n = Anzahl der Analysen).
Die zum Teil niedrigen Summen erklären sich aus den relativ hohen H₂O- und CO₂-Gehalten, die analytisch schwer exakt zu bestimmen sind.

	Dimon-S.: "Basalte" (n = 13)	Dimon-S.: "Basalt-Tuffe" (n = 3)	Spät-/postvariszische Gänge (n = 11)	Tuffe (Hochw.-Flysch) (n = 3)
SiO ₂ %	43,34 ± 3,9	36,41 ± 2,2	56,54 ± 3,2	63,38 ± 5,9
TiO ₂	2,35 ± 0,5	3,34 ± 0,6	0,38 ± 0,1	0,31 ± 0,1
Al ₂ O ₃	15,70 ± 1,8	14,82 ± 1,6	16,87 ± 2,6	13,44 ± 3,0
Fe ₂ O ₃	3,78 ± 3,0	9,01 ± 6,4	2,30 ± 0,7	0,87 ± 0,7
FeO	5,79 ± 3,3	3,87 ± 1,5	2,97 ± 1,2	7,00 ± 2,2
MnO	0,17 ± 0,1	0,18 ± 0,1	0,06 ± 0,0	0,11 ± 0,1
MgO	4,54 ± 2,6	5,81 ± 2,6	3,13 ± 1,0	2,55 ± 0,4
CaO	7,68 ± 3,0	9,71 ± 3,7	2,84 ± 1,8	3,18 ± 0,6
Na ₂ O	3,79 ± 1,6	0,53 ± 0,6	4,02 ± 1,0	0,92 ± 0,4
K ₂ O	1,08 ± 1,2	3,02 ± 1,1	2,07 ± 0,9	0,96 ± 0,4
P ₂ O ₅	0,57 ± 0,1	0,89 ± 0,2	0,11 ± 0,1	0,06 ± 0,0
CO ₂	2,98 ± 2,8	5,44 ± 2,7	1,81 ± 1,1	1,11 ± 0,8
H ₂ O+	4,30 ± 1,1	5,10 ± 1,3	3,39 ± 1,1	5,13 ± 0,3
Ba ppm	200 ± 66	314 ± 38	242 ± 90	232 ± 120
Cr	179 ± 114	192 ± 13	133 ± 65	187 ± 150
Nb	57 ± 12	55 ± 1	4 ± 2	2 ± 0,0
Ni	82 ± 57	93 ± 40	41 ± 22	56 ± 31
Rb	27 ± 24	38 ± 21	63 ± 19	34 ± 9
Sr	372 ± 255	79 ± 14	194 ± 101	82 ± 28
V	180 ± 73	234 ± 37	109 ± 56	83 ± 21
Y	32 ± 5	36 ± 8	17 ± 9	16 ± 4
Zn	90 ± 18	70 ± 10	56 ± 15	72 ± 10
Zr	272 ± 45	275 ± 39	98 ± 27	83 ± 14
Summe	98,19 ± 1,0	98,26 ± 0,1	99,54 ± 0,5	99,09 ± 0,9

5. Petrographie und Geochemie der Vulkanite der Dimon-Serie

5.1. Laven und Lagergänge

Laven und Lagergänge der Dimon-Serie führen eine splitische Mineralparagenese. Sie bestehen aus Albit, Chlorit, Epidot/Klinozoisit, Karbonat, Serizit, Aktinolith, Leukoxen, Apatit und Erz. Das Gefüge ist bei den Laven porphyrisch, bei den Lagergängen intersertal. Pyroxene sind nicht mehr erhalten. Es liegen lediglich Chlorit-Pseudomorphosen nach Pyroxen vor, die sich durch die intensive hydrothermale Veränderung gebildet haben. Ehemaliges Gesteinsglas ist in Chlorit umgewandelt, auch die Feldspäte sind intensiv metasomatisch verändert worden (Abb. 10).

In Tabelle 1 ist die chemische Zusammensetzung wiedergegeben. Charakteristisch sind relativ niedrige SiO_2 - und hohe TiO_2 -, K_2O -, P_2O_5 -, CO_2 - und H_2O -Werte. Es handelt sich hierbei um karbonatisierte und chloritisierte Alkali-Basalte. Da die metasomatische Veränderung intensiv ist, eignen sich zur Klassifikation nur immobile Spurenelemente, die in wässriger Lösung schwerlösliche Verbindungen bilden. Dazu gehören Nb, P, Ti, Y und Zr (MASON & MOORE, 1982, S. 160; PEARCE, 1982).

In Abb. 11 ist das Nb/Y-Zr/P₂O₅-Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1975) dargestellt, das die Unterscheidung zwischen alkalischen und tholeiitischen Basalten erlaubt. Die Proben der Dimon-Serie von Paularo und vom Monte Dimon fallen in das Feld der alkalischen Basalte. Abb. 12 gibt die Klassifikation nach WINCHESTER & FLOYD (1977) im Zr/TiO₂-Nb/Y-Diagramm wieder. Es zeigt sich hier, daß die Proben ebenfalls in das Feld der Alkali-Basalte fallen, daß aber auch ein Differentiationstrend zu Trachyandesiten (Hawaiiten) besteht. Die Differentiation ist wahrscheinlich auf die Auskristallisation von Olivin, Klinopyroxen und Ca-reichem Plagioklas zurückzuführen, die sich in der darunterliegenden Magmakammer abspielte. Deutliche Unterschiede ergeben sich zu den intermediären und sauren Tuffen und Gängen, die im Hochwipfelflysch vorkommen (vgl. Kap. 6. und 7.).

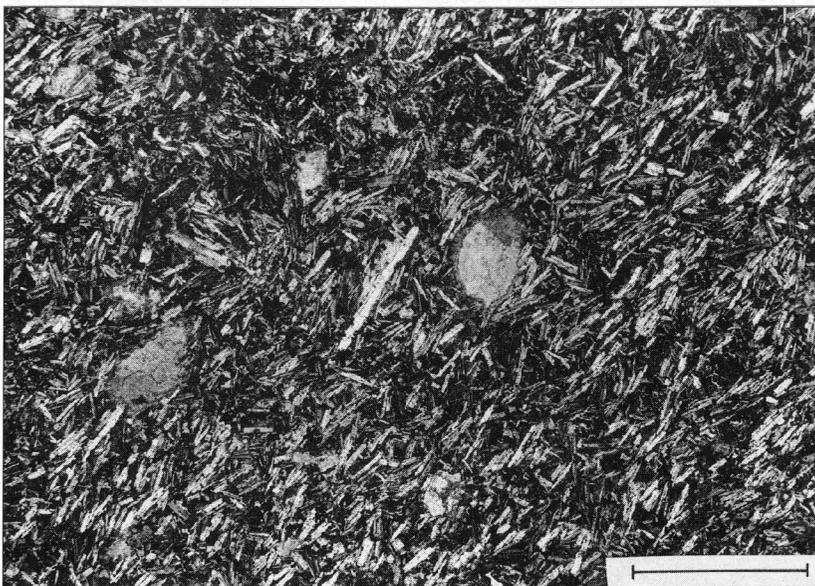


Abb. 10. Dünnschliff-Photographie eines splitisierten Alkali-Basaltes aus der Dimon-Serie. Leicht fluidal eingeregelt Plagioklase liegen in einer Grundmasse aus Chlorit und Erz. Lokalität Torrente Chiarzò. Gekreuzte Nicols. Maßstab 2 mm.

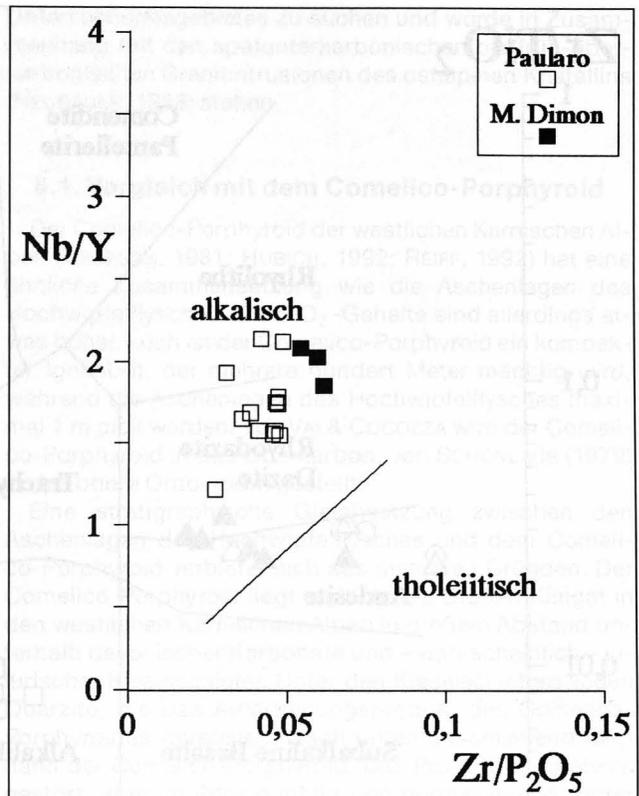


Abb. 11. Nb/Y-Zr/P₂O₅-Diagramm zur Unterscheidung alkalischer und tholeiitischer Basalte nach FLOYD & WINCHESTER (1975) für die splitisierten Basalte und Basalt-Tuffe der Dimon-Serie. Die Trennungslinie ist von WINCHESTER & FLOYD (1976) übernommen.

5.2. Pyroklastische Gesteine

Außer den Laven und Lagergängen treten auch feinkörnige, basische Tuffe und Tuffite auf, die rotviolett bis grün gefärbt sind und häufig eine gradierte Schichtung zeigen. Sie führen 2 bis 8 mm große basische Lapilli und Bomben-Teilchen, außerdem etwas Quarz und klastische Glimmer. Der Mineralbestand besteht aus Albit, Chlorit, Karbonat, Serizit, Leukoxen und Erz. Häufig treten chloritisierte, bläschenreiche Fetzen aus ehemaligem basaltischem Glas auf. Den größten Anteil nehmen rotviolett bis grün gefärbte hyaloklastische Brekzien ein. Die einzelnen Komponenten werden mehrere Zentimeter bis Dezimeter groß und bestehen ausschließlich aus blasenreichen Lavabruchstücken mit albitisierten Plagioklasen, die in einer Grundmasse aus Chlorit, Karbonat und Hämatit liegen.

Neben grobkörnigen Brekzien kommen auch feinerkörnige Varianten vor, deren pyroklastische Natur unter dem Mikroskop an Hand von chloritisierten Glasfetzen und kleineren vulkanischen Gesteinsfragmenten zu erkennen ist (Abb. 13). Selten sind Fremdeinschlüsse von Quarziten und Sandsteinen vorhanden.

Geochemisch unterscheiden sich die pyroklastischen Gesteine von den Laven

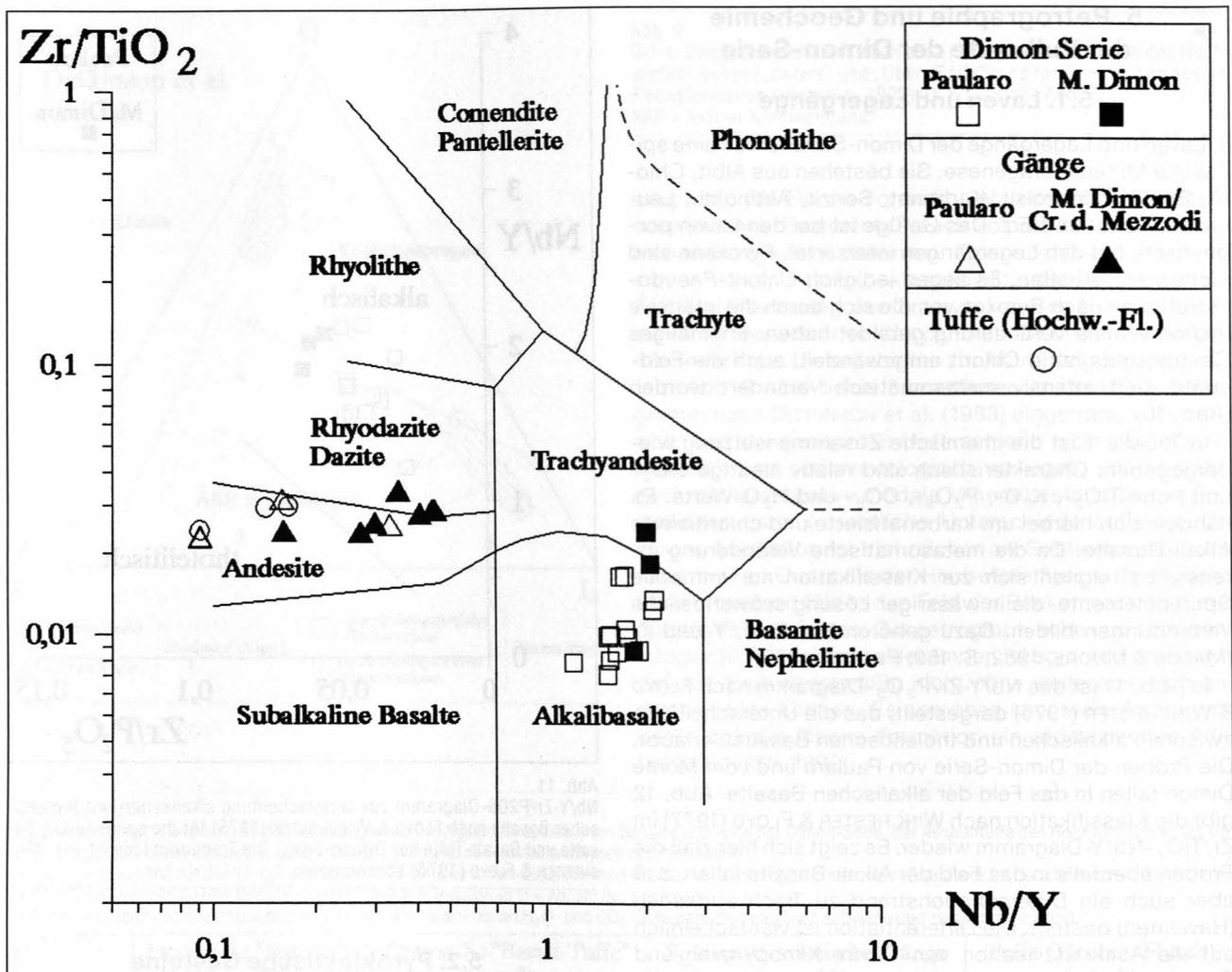


Abb. 12. Zr/TiO₂-Nb/Y-Diagramm für die Klassifikation hydrothermal veränderter Vulkanite nach WINCHESTER & FLOYD (1977) angewandt auf spilitisierte Basalte und Basalt-Tuffe der Dimon-Serie, Aschentuffe des Hochwipfelflysches und spät- bis postvariskische Gänge, die die Dimon-Serie und den Hochwipfelflysch durchschlagen.

und Lagergängen durch noch niedrigere SiO₂-, dafür aber höhere TiO₂-, K₂O-, P₂O₅-, CO₂- und H₂O-Gehalte (Tabelle 1). Die hohen K₂O-Gehalte sind auf Beimengung tonigen Materials zurückzuführen. Die hohen CO₂- und

H₂O-Gehalte zeigen, daß die Pyroklastite aufgrund ihres porösen Gefüges noch intensiver karbonatisiert und chloritisiert worden sind als die Laven und Lagergänge. Die erhöhten TiO₂- und P₂O₅-Gehalte sind darauf zurückzuführen, daß mobile Stoffe wie SiO₂ leicht abgeführt werden können und dafür immobile Elemente wie Ti und P relativ angereichert werden. Die Analysen belegen einen sehr intensiven Stoffaustausch. Die pyroklastischen Gesteine sind deshalb für eine Klassifikation des primären Magmas weniger gut geeignet.

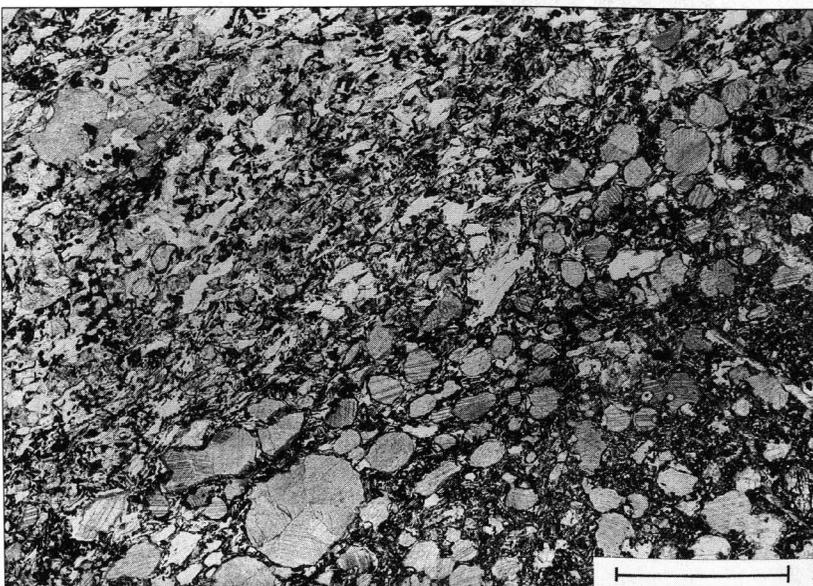


Abb. 13. Dünnschliff-Photographie einer hyaloklastischen Brekzie der Dimon-Serie. Die Komponenten bestehen aus blasenreichen Lavafetzen, deren Glasanteil chloritisiert und karbonatisiert ist. Die Grundmasse besteht aus Chlorit, Karbonat und Erz. Lokalität: Torrente Chiarzò. Aufnahme im Hellfeld. Maßstab 2 mm.

6. Petrographie und Geochemie der Aschentuffe des Hochwipfelflysches

Die Aschentuffe des Hochwipfelflysches (vgl. Kap. 2.2.) bestehen aus vulkanischen Gesteinsfragmenten und Einsprenglingen aus Quarz und Plagioklas, die in einer Matrix aus feinkörnigem Quarz, Serizit und Chlorit liegen. Die Quarzeinsprenglinge löschen glatt aus, sind kantig zerbrochen und zeigen selten Korrosionsbuchten. Plagioklas ist ebenfalls zerbrochen, stark zersetzt und in Karbonat, Serizit und Chlorit umgewandelt. Biotit kommt in feinen Schüppchen vor und führt Einschlüsse aus Zirkon. Die vulkanischen Gesteinsfragmente bestehen überwiegend aus zerrissenen, chloritisierten und serizitisierten Glas- und Lavafetzen, die Einsprenglinge aus Plagioklas und Quarz führen. Die Tuffe haben ein brekziöses Aussehen (Abb. 14).

Geochemisch gesehen haben die Tuffe des Hochwipfelflysches eine etwa dazitische Zusammensetzung (Tabelle 1), führen aber relativ viel H_2O und stellen stark hydrothermal veränderte intermediäre Tufflagen dar, deren Glasanteil völlig in Serizit und Chlorit umgewandelt worden ist. Damit verbunden ist auch ein Verlust an Alkalien, der dazu führt, daß in der CIPW-Norm Korund berechnet wird. Die Zusammensetzung entspricht in jedem Falle nicht derjenigen eines frischen vulkanischen Gesteins. In Abb. 12, in der zur Klassifikation nur immobile Spurenelemente herangezogen worden sind, liegen die Analysen der Aschentuffe im Feld der Andesite. Eine genaue Klassifikation ist aber wegen der starken Zersetzung, die auf die Reaktion des vulkanischen Glases mit dem Meerwasser zurückzuführen ist, nicht möglich. Ihre Zusammensetzung weicht stark von der Zusammensetzung der pyroklastischen Gesteine der Dimon-Serie ab. Es handelt sich hierbei um eingewehte oder auch umgelagerte Tuffe kalkalkalischer Zusammensetzung, die jünger sind als der Vulkanismus der Dimon-Serie. Wie in Kap. 2.2. angedeutet, könnten diese Aschenlagen von Vulkanen eines aktiven Kontinentrandes stammen. Dieser wäre im Norden des

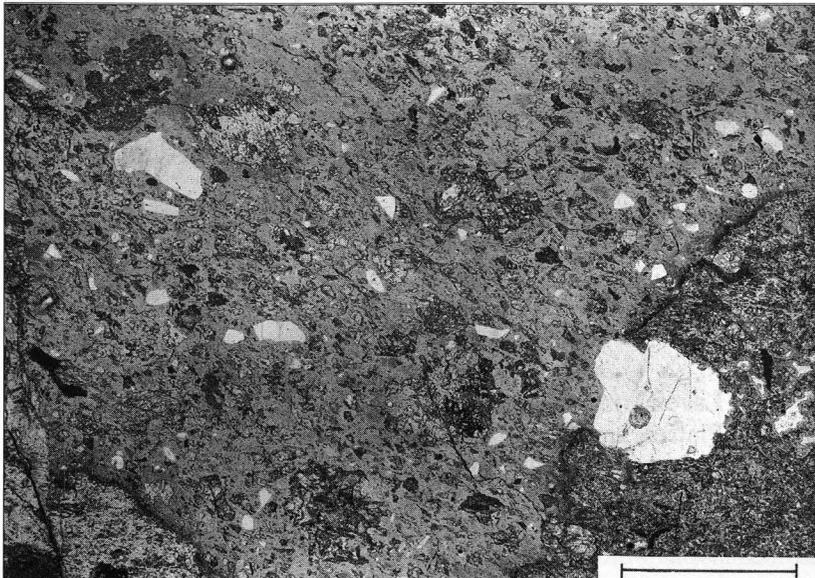


Abb. 14. Dünnschliff-Photographie eines Aschentuffes aus dem Hochwipfelflysch. Zerbrochener vulkanischer, teilweise korrodierter Quarz und serizitisierte Lavafetzen liegen in einer Grundmasse aus Serizit, Quarz und Chlorit.
Lokalität: Torrente Chiarzò. Aufnahme im Hellfeld. Nicols. Maßstab 2 mm.

Untersuchungsgebietes zu suchen und würde in Zusammenhang mit den spätunterkarbonischen bis früh-oberkarbonischen Granitintrusionen des ostalpinen Kristallins (NEUBAUER, 1988) stehen.

6.1. Vergleich mit dem Comelico-Porphyroid

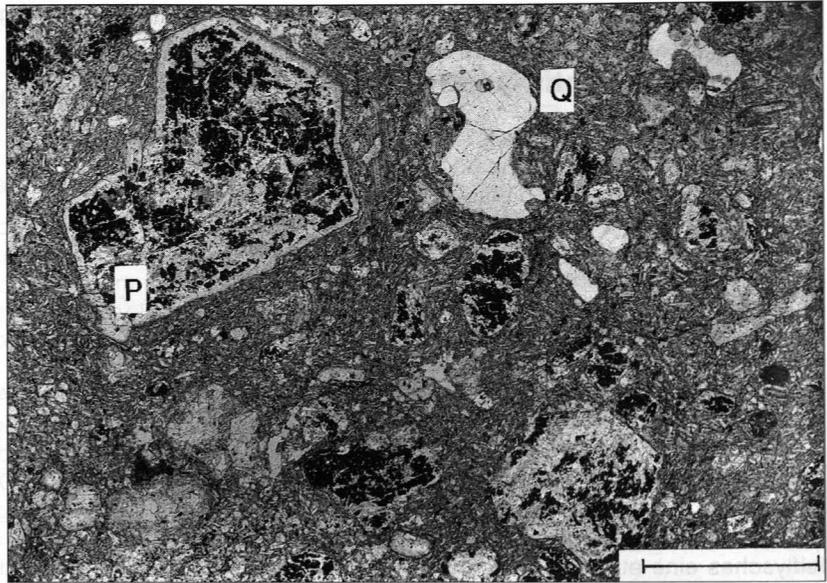
Der Comelico-Porphyroid der westlichen Karnischen Alpen (HEINISCH, 1981; HUBICH, 1992; REIFF, 1992) hat eine ähnliche Zusammensetzung wie die Aschenlagen des Hochwipfelflysches. Die SiO_2 -Gehalte sind allerdings etwas höher, auch ist der Comelico-Porphyroid ein kompakter Ignimbrit, der mehrere hundert Meter mächtig wird, während die Aschenlagen des Hochwipfelflysches maximal 1 m dick werden. Von VAI & COCOZZA wird der Comelico-Porphyroid in das Oberkarbon, von SCHÖNLAUB (1979) in das obere Ordovizium gestellt.

Eine stratigraphische Gleichsetzung zwischen den Aschenlagen des Hochwipfelflysches und dem Comelico-Porphyroid verbietet sich aus mehreren Gründen. Der Comelico-Porphyroid liegt südlich des Großen Kinigat in den westlichen Karnischen Alpen in großem Abstand unterhalb devonischer Karbonate und – wahrscheinlich – silurischer Kieselschiefer. Unter den Kieselschiefern liegen Quarzite, die das Aufarbeitungsprodukt des Comelico-Porphyroides darstellen. Nach unten anschließend folgt dann der Comelico-Porphyroid. Das Profil ist zwar etwas gestört, aber im Prinzip intakt und normalliegend. Unter dem Comelico-Porphyroid folgen die Val Vissende Schiefer. Diese Abfolge weicht völlig von der Hochwipfelflysch-Abfolge ab, in der die Aschentuffe auftreten. Sie hat dagegen sehr große Ähnlichkeit mit der Abfolge über dem oberordovizischen Blasseneck-Porphyroid der Nördlichen Grauwackenzone (SCHÖNLAUB, 1979; HEINISCH, 1981; LOESCHKE et al., 1990). Wir halten es aus diesem Grunde für unrichtig, die Aschenlagen des Hochwipfelflysches und den Comelico-Porphyroid stratigraphisch gleichzusetzen. Ähnliche geochemische Zusammensetzungen vulkanischer Gesteine bedeuten nicht, daß letztere auch gleich alt sind.

7. Petrographie und Geochemie spät- bis postvariskischer Intrusiva

Hochwipfelflysch und Dimon-Serie werden von intermediären Ganggesteinen durchschlagen (vgl. Kap. 3.). Von VAI & COCOZZA (1986) sowie SINIGOI et al. (1988) werden sie als „Keratophyre“ beschrieben. Diese Bezeichnung ist veraltet und irreführend. Keratophyre sind paläozoische Vulkanite trachytischer Zusammensetzung, Quarzkeratophyre solche rhyolithischer Zusammensetzung. Bei den Ganggesteinen handelt es sich aber weder um Trachyte noch um Rhyolithe, sondern um kalkalkalische Ganggesteine andesitischer bis dazitischer Zusammensetzung. Das größte Vorkommen liegt an der Crete del Mezzodi (Abb. 2) und bildet dort einen vulkanischen Zufuhrschlot. Die Gänge bestehen

Abb. 15. Dünnschliff-Photographie eines spät- bis postvariskischen Ganges. Quarz mit Korrosionsbuchten (Q), Plagioklas (P) und in Chlorit und Erz umgewandelte Hornblenden liegen in einer plagioklasreichen Matrix. Lokalität: Cra. Tamai. Aufnahme im Hellfeld. Maßstab 2 mm.



aus Plagioklas- und Quarzeinsprenglingen, die in einer Grundmasse aus Plagioklas, Quarz, Serizit und Chlorit liegen. Einsprenglinge, die Chlorit-Erz-Pseudomorphosen nach Biotit, Hornblende und Klinopyroxen darstellen, treten ebenfalls auf (Abb. 15). Das Gefüge ist porphyrisch. Manchmal ist ein Fließgefüge ausgebildet. Die Plagioklase sind stark metasomatisch verändert und zu Chlorit, Serizit, Epidot und Karbonat zersetzt. Ein Zonarbau ist an der stärkeren Zersetzung der Plagioklas-Kerne zu erkennen. Quarzeinsprenglinge führen die typischen Korrosionsbuchten vulkanischer Quarze.

Tabelle 1 zeigt die chemische Zusammensetzung dieser Gänge. Im Vergleich zu den Aschentuffen des Hochwip-

felflysches sind sie ärmer an SiO_2 . Sie haben demgemäß eine basischere Zusammensetzung und sind eher als Andesite anzusprechen. Der im Vergleich zu frischen Andesiten erhöhte H_2O - und CO_2 -Gehalt zeigt die starke hydrothermale Veränderung des Stoffbestandes. In Abb. 12 fal-

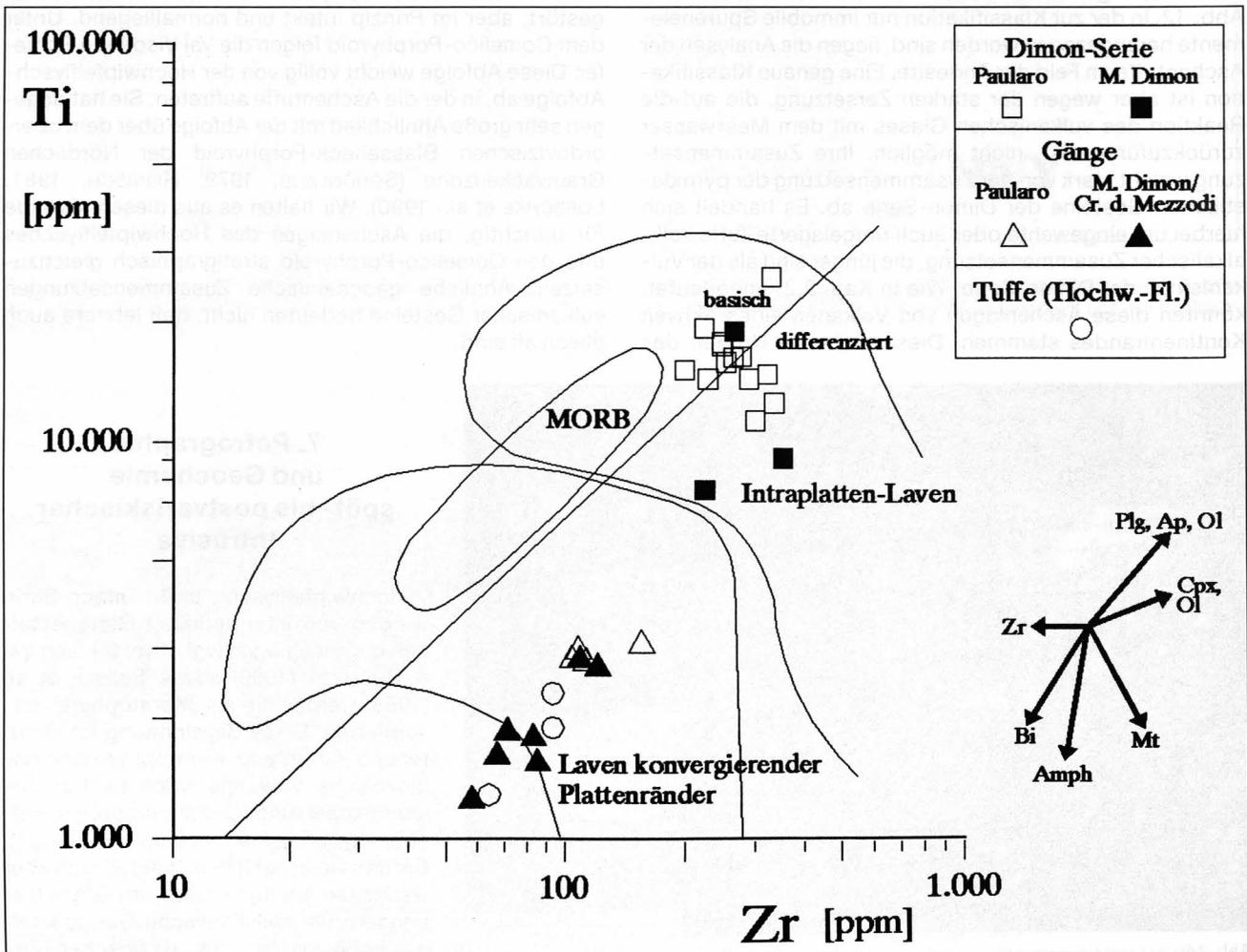


Abb. 16. Ti-Zr-Diagramm nach PEARCE (1982) zur Unterscheidung von Vulkaniten unterschiedlicher plattentektonischer Stellung angewandt auf spilitisierte Basalte und Basalt-Tuffe der Dimon-Serie, Aschentuffe des Hochwipfelflysches und spät- bis postvariskische Gänge, die die Dimon-Serie und den Hochwipfelflysch durchschlagen.

len ihre Proben vorwiegend in das Andesit-Feld und in den Übergangsbereich zu Daziten.

8. Plattentektonische Position der Vulkanite der Dimon-Serie und des Hochwipfelflysches

An Hand von Diagrammen, die auf empirische Weise von PEARCE (1982) und PEARCE et al. (1984) entworfen worden sind, kann man versuchen, paläozoische Vulkanite bestimmten plattentektonischen Positionen zuzuordnen. Dabei sollten vorzugsweise nur diejenigen Elemente herangezogen werden, die als immobil gelten, da paläozoische Vulkanite immer mehr oder weniger starke, hydrothermale Veränderungen aufweisen, wie sie auch bei den hier untersuchten Vulkaniten und Tuffen vorliegen. Am zuverlässigsten sind deshalb Diagramme, die sich auf die Elemente Nb, P, Ti, Y und Zr stützen.

Eine Übersicht über die verschiedenen Vulkanittypen gibt das Ti-Zr-Diagramm der Abb. 16. Hierbei können basaltische Gesteine (oberhalb der schrägen Linie) von stärker differenzierten Gesteinen (unterhalb der schrägen Linie) unterschieden werden. Die Lage der Analysenpunkte ist abhängig vom Kristallisationsverhalten der gesteinsbildenden magmatischen Minerale, das am rechten Rand mit Pfeilen angegeben ist. Es kommt in diesem Diagramm klar zum Ausdruck, daß die Laven der Dimon-Serie Intraplattencharakter besitzen, d.h. sie sind innerhalb einer

Platte im kontinentalen oder ozeanischen Bereich gefördert worden. Da es keine Anhaltspunkte für ozeanische Verhältnisse gibt, könnten die Laven der Dimon-Serie an tiefreichenden Dehnungsbrüchen im intrakontinentalen Bereich gefördert worden sein. Beispiele wären passive Kontinentränder und von Schelfmeeren überflutete breite Grabenbrüche wie etwa die Nordsee. Auch der kontinentale Anteil von Randmeeren im Rückland von Inselbögen oder aktiven Kontinenträndern käme in Frage.

Die Aschentuffe des Hochwipfelflysches und die Gänge, die die Dimon-Serie und den Hochwipfelflysch durchschlagen, fallen dagegen in das Feld der Laven konvergierender Plattenränder. Solche Laven sind im allgemeinen subduktionsgebunden. Sie können aber auch in post-kollisionalen Dehnungsbrüchen auftreten, wie in der Basin-and-Range Provinz Nordamerikas. Das Diagramm verallgemeinert die verschiedenen möglichen Situationen zu sehr. Die Laven der Dimon-Serie sind direkte Aufschmelzungsprodukte des Mantels, wobei ein Differentiations-trend zu intermediären Zusammensetzungen zu beobachten ist. Dies ging auch schon aus Abb. 12 hervor. Bei den Aschentuffen und Gängen handelt es sich um Magmen, die einer mehr oder weniger starken Aufschmelzung und Kontamination mit kontinentaler Kruste ihre Entstehung verdanken, wie das bei subduktionsgebundenen und post-kollisional aufsteigenden intermediären und sauren Magmen der Fall ist.

Die Vulkanite der Dimon-Serie einerseits und die Aschentuffe und Gänge andererseits gehören unterschiedlichen, geotektonischen Regimes an. Sie sind auch

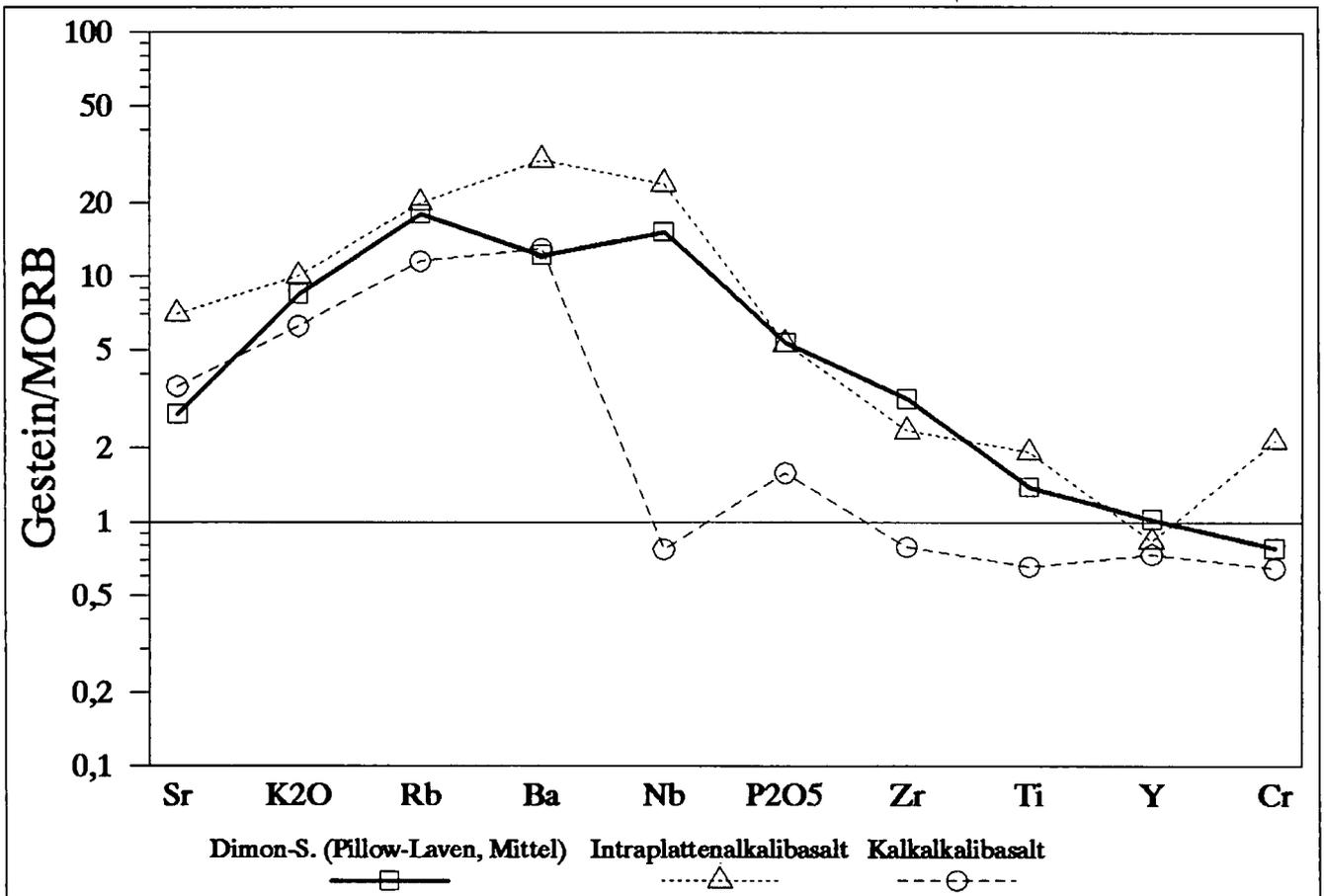
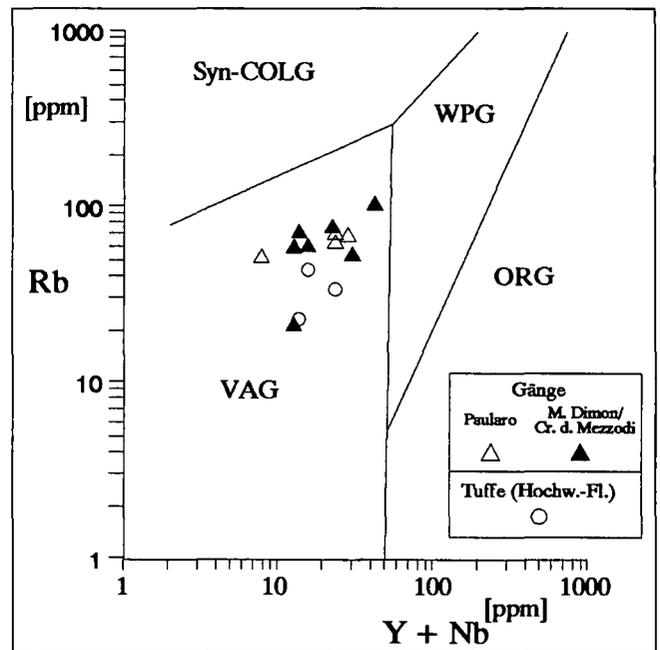


Abb. 17. Elementgehalte (Sr bis Cr) von spilitisierten Basalten der Dimon-Serie (Durchschnittswert von 3 Pillowlaven) normiert mit entsprechenden Gehalten Mittelozeanischer Rückenbasalte (MORB) in einem Diagramm nach PEARCE (1982). Zum Vergleich sind die Kurven von Intraplattenalkalibasalten und Kalkalkalibasalten mit eingetragen.

Abb. 18.

Rb- Y+Nb - Diagramm nach PEARCE et al. (1984) zur Unterscheidung von granitischen Gesteinen unterschiedlicher geotektonischer Stellung angewandt auf Aschentuffe des Hochwipfelflysches und spät- bis postvariskische Gänge, die die Dimon-Serie und den Hochwipfelflysch durchschlagen.

ORG = Ozeanrückengranit, Syn-COLG = Synkollisionale Granite, VAG = Inselbogengranit, WPG = Intraplattengranit.



unterschiedlich alt und können nicht einer einzigen Rift-Episode zugeordnet werden, wie das von SINIGOI et al. (1988) vorgeschlagen wird.

In Abb. 17 werden die Laven der Dimon-Serie mit Intraplatten- und Kalkalkali-Basalten verglichen. Dabei werden die Gehalte einzelner Elemente der untersuchten Vulkanite mit denjenigen von mittelozeanischen Rücken-Basalten in Beziehung gesetzt. Es zeigt sich, daß die Laven der Dimon-Serie Intraplattenalkalibasalten gleichen. Charakteristisch dafür sind die hohen Nb-, P- und Zr-Werte.

In Abb. 18 können granitische Gesteine unterschiedlicher Entstehung und geotektonischer Position unterschieden werden. Das Eintragen intermediärer und saurer Vulkanite in dieses Diagramm ist streng genommen nicht zulässig. Entsprechende Diagramme für Vulkanite existieren aber nicht, so daß hier auf dieses Diagramm versuchsweise zurückgegriffen wird. Das Diagramm zeigt, daß die Gänge und Aschentuffe des Hochwipfelflysches in das

Feld von Inselbogen-Graniten fallen. In dieses Feld fallen aber auch post-kollisionale Granite, so daß auch hier zu sehr verallgemeinert wird. Intraplattengranite aus Riftgebieten haben höhere Y- und Nb-Werte. Die Gänge und

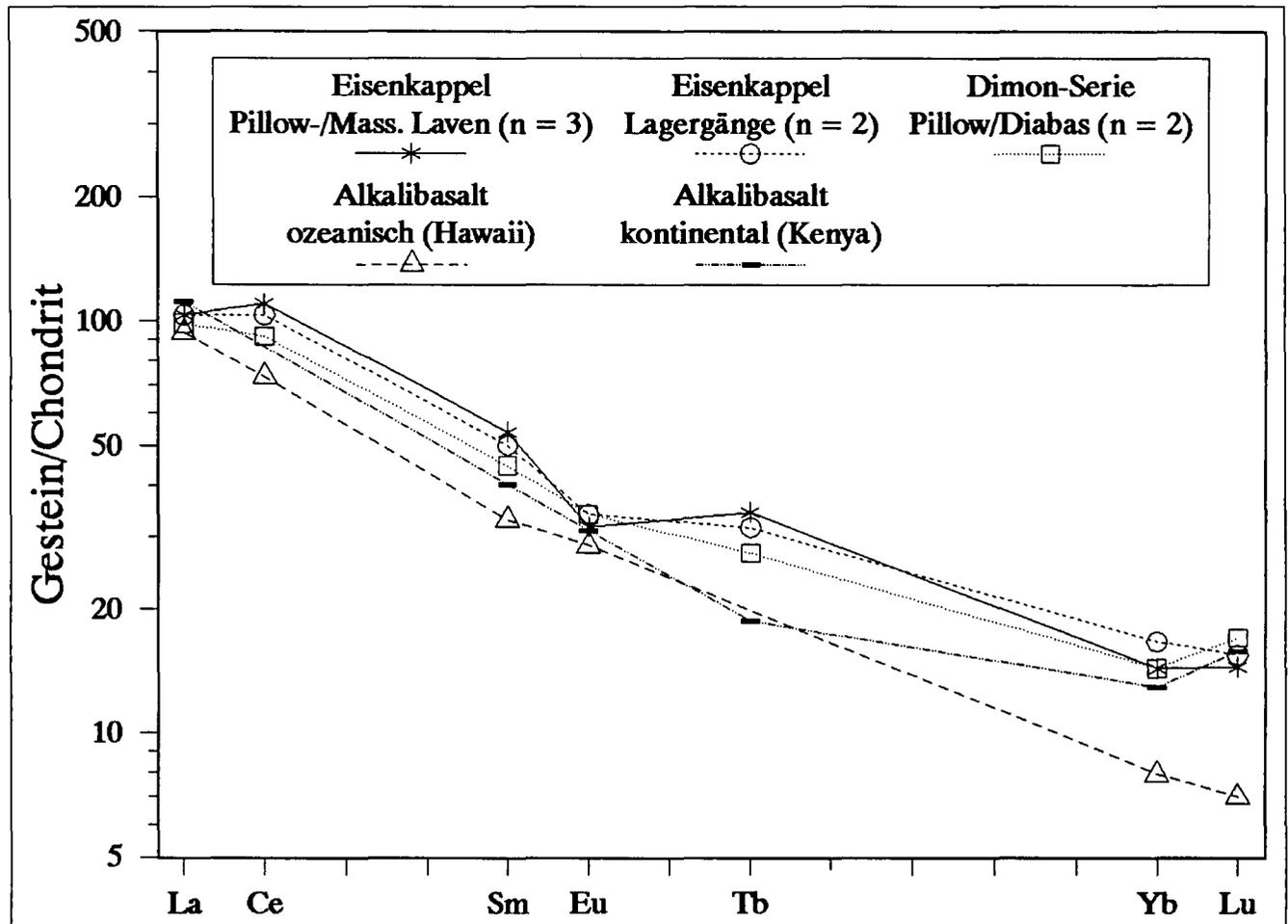


Abb. 19.

Verteilungskurven der Seltenen Erden (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) für spilitisierte Alkalibasalte (Pillowlaven und Lagergänge) von Eisenkappel (Karawanken) und der Dimon-Serie. Zum Vergleich ist eine entsprechende Kurve eines kontinentalen Intraplatten-Alkalibasaltes (Kenya, BAKER et al., 1977) und eines ozeanischen Alkalibasaltes (Hawaii, KAY & GAST, 1973) mit eingetragen (Normierungs-Werte von Chondriten nach BOYNTON, 1984). n = Anzahl der Analysen.

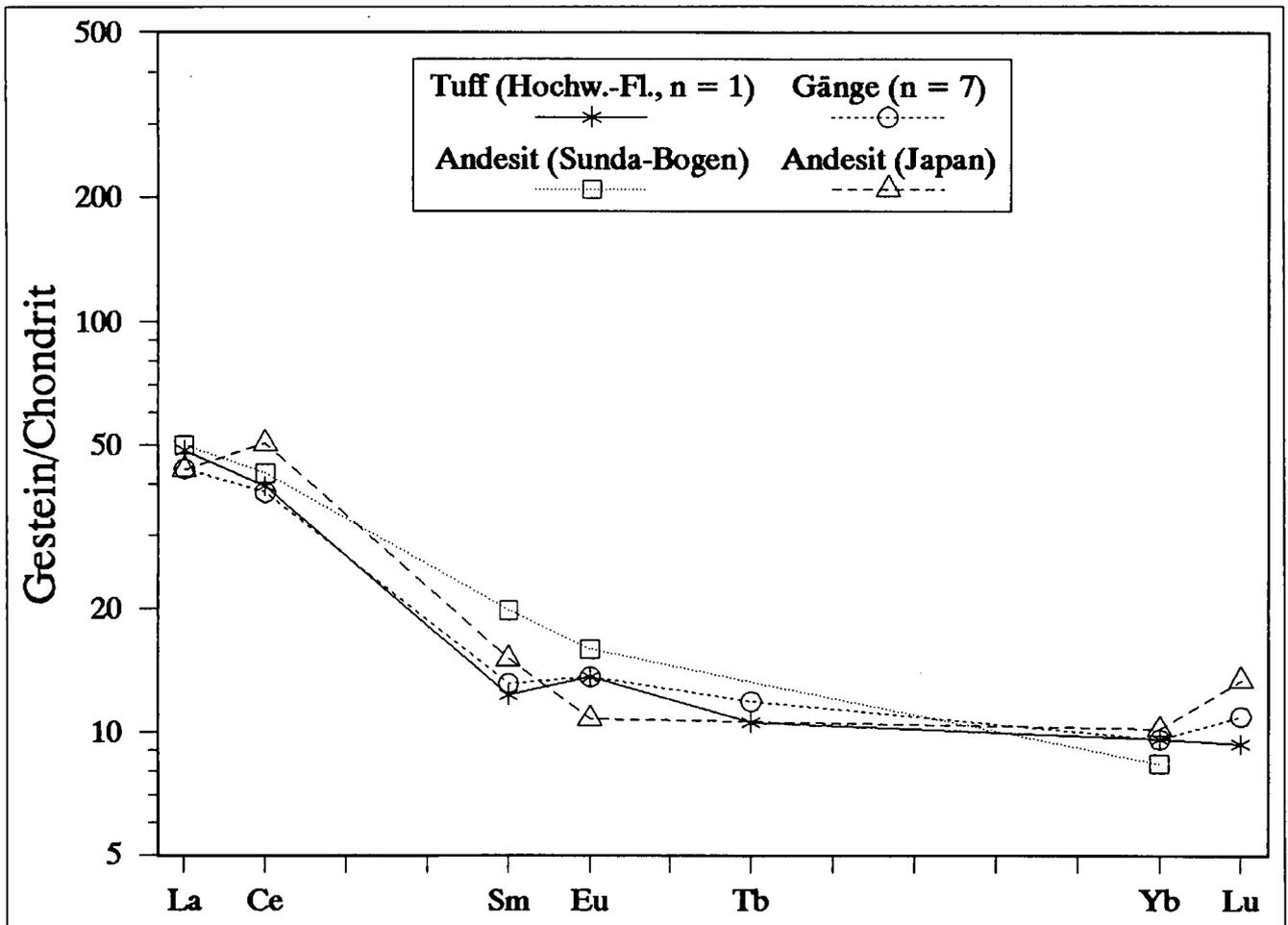


Abb. 20. Verteilungskurve der Seltenen Erden (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb und Lu) für einen Aschentuff aus dem Hochwipfelflysch und spät- bis postvariskische Gänge, die den Hochwipfelflysch durchschlagen. Zum Vergleich ist eine entsprechende Kurve eines Andesits des Sundabogens (WHELLER et al., 1987) und Japans (OKAMURA, 1987) mit eingetragen (Normierungs-Werte der Chondrite nach BOYNTON, 1984). n = Anzahl der Analysen.

Aschentuffe besitzen somit eine andere Zusammensetzung als Intraplatten-Granite. Sie können deswegen nicht in einem typischen Intraplatten-Rift-Gebiet gefördert worden sein, wie das bei den Laven der Dimon-Serie der Fall ist.

Ergänzend sei hier noch auf Analysen der Seltenen Erden (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu; durchgeführt von der Firma Bondar-Clegg & Co., Ontario, Canada) hingewiesen. Die Seltenen Erden gehören ebenfalls wie beispielsweise Nb, Ti und Zr zu den immobilen Elementen. Ihre Gehalte entsprechen somit den primär-magmatischen Gehalten. Auf Abb. 19 ist zu sehen, daß die Pillowlaven und Diabaslagergänge der Dimon-Serie ganz ähnliche Gehalte haben wie kontinentale Alkali-Basalte (Gregory-Rift, Kenya). Sie ähneln in ihrer Zusammensetzung auch ozeanischen Alkali-Basalten (Hawaii) und sind generell durch eine starke Anreicherung leichter Seltener Erden (La und Ce) ausgezeichnet. Außerdem ergeben sich auf dieser Abbildung starke Ähnlichkeiten mit den Alkali-Basalten des Paläozoikums von Eisenkappel (LOESCHKE, 1973), worauf in Kap. 9. noch eingegangen werden wird. Die Ähnlichkeit mit alkalischem Intraplatten-Basalten wird somit auch durch die Seltenen Erden bestätigt.

Abb. 20 zeigt die Gehalte Seltener Erden für einen Tuff im Hochwipfelflysch und 7 spät- bis post-variskische Gänge, die den Hochwipfelflysch durchschlagen. Es ergeben sich hierbei Ähnlichkeiten mit Andesiten des Sunda-

bogens und Japans. Die aus den Abbildungen 16 und 18 gezogenen Schlußfolgerungen, daß diese Vulkanite Ähnlichkeiten mit Vulkaniten konvergierender Plattengrenzen haben, finden somit ihre Bestätigung.

9. Geodynamische Entwicklung im Unterkarbon der Karnischen Alpen im Vergleich mit dem Karbon der Karawanken

Die in den vorangegangenen Kapiteln dargestellten Ergebnisse führen zu einem neuen geodynamischen Modell für die Zeit vom Oberdevon bis zum Einsetzen des Hochwipfelflysches im höheren Unterkarbon. Bisher wurde diese Entwicklung von SPALLETTA et al. (1982) und CANTELLI et al. (1982) dahingehend interpretiert, daß in dieser Zeit Riftvorgänge ablaufen, die zu einer Zerblockung und einem Absinken der oberdevonisch-unterkarbonischen Karbonat-Plattform führen, an die sich im Visé/Namur die Sedimentation des Hochwipfelflysches anschließt. Darauf folgt die Förderung zunächst intermediärer bis saurer Laven und Tuffe, auf die die Förderung der Laven der Dimon-Serie folgen soll. Die Dimon-Serie wird dann ihrerseits von weiteren Turbiditen überlagert. Alle diese Vorgänge sollen

sich in einem von Dehnungsbrüchen beherrschten geotektonischen Regime abgespielt haben, bei dem auch Transformstörungen aktiv waren. Neuerdings wurde von SPALLETTA & VENTURINI (1988) eine leicht abgeänderte Version dieses Modells publiziert, das die Sedimentation des Hochwipfelflysches mit Hebungen während transpressiver Bewegungen in Verbindung bringt. Auch VAI (1991) nimmt die Existenz großer Transformstörungen während des Oberdevons und Unterkarbons an.

Das von uns vorgeschlagene Modell nimmt zur Existenz großer Transformstörungen während des Unterkarbons nicht Stellung. Sie mögen existiert haben oder auch nicht. Unser Modell geht aber davon aus, daß die Vulkanite der Dimon-Serie älter als der Hochwipfelflysch oder eventuell auch gleich alt wie proximale Teile des Hochwipfelflysches sind und daß es zur Zeit der Förderung der Dimon-Vulkanite eine weitreichende Fazies-Differenzierung gab. Im Gegensatz zum Modell von SPALLETTA et al. (1982) gehen wir außerdem davon aus, daß die Schüttung des Hochwipfelflysches die Folge intensiver Einengungsvorgänge im Bereich zwischen dem Ablagerungsraum des Hochwipfelflysches und dem nördlichen Hinterland ist, das wahrscheinlich vom ostalpinen Kristallin eingenommen wurde. Die Ablagerung des Hochwipfelflysches ist das südliche Äquivalent der Schüttung der Kulm-Grauwacken im Rheinischen Schiefergebirge, da das variskische Orogen zweiseitig symmetrisch gebaut ist und letzten Endes auf die Kollision zwischen Gondwana im Süden und dem kaledonisch konsolidierten Vorland im Norden zurückzuführen ist (MATTE, 1986).

Auf einer Skizze sind diese Vorgänge schwer darzustellen, da zu viele Verallgemeinerungen vorgenommen werden müssen und Unsicherheiten nicht in dem notwendigen Maße berücksichtigt werden können. Es soll dennoch versucht werden, die wesentlichen Gesichtspunkte in einem hypothetischen geodynamischen Modell wiederzugeben, auch wenn dies natürlich Widersprüche hervorrufen wird. Das Modell weist manche Ähnlichkeiten mit demjenigen von NEUBAUER (1988) und FRISCH & NEUBAUER (1989) auf, ist aber detaillierter auf das Unterkarbon und auf die Karnischen Alpen bezogen.

In Abb. 21 ist die Situation einmal im Tournai/Untervisé und dann im Mittel- bis Obervisé dargestellt. Ausgegangen wird von einer Rift-Situation im Tournai (Abb. 21 A). Diese Vorstellung beruht darauf, daß sich ab dem oberen Mitteldevon, das durch massige Riffkomplexe charakterisiert ist, eine zunehmende Hungersedimentation einstellt, die sich in der Ablagerung von Cephalopoden-Knollenkalken im Oberdevon und Tournai (KORN, 1992) äußert. Die Sedimentation wird pelagisch, und die Sedimentationsraten nehmen ab. Dies ist mit Sicherheit mit einer Eintiefung des Beckens verbunden, da stellenweise blinde oder reduziert-ägige Trilobiten auftreten, deren Vorkommen auf eine größere, lichtlose Wassertiefe hinweisen (FEIST, 1992, S. 25). Das Auftreten von Radiolarien-führenden Lyditen im höchsten Tournai (SCHÖNLAUB et al., 1991) wird ebenfalls als Zeichen dafür gewertet, daß die terrigene Zufuhr abgeschnitten worden ist und sich das Becken weiter eingetieft hat. Das Auftreten von größeren Mengen an Radiolarien-führenden Lyditen spricht für die Installation neuer Strömungssysteme, die nährstoffreiche Tiefenwässer her-

angeführt haben, in denen Radiolarien – besonders in Auftriebsgebieten – gute Lebensbedingungen vorfinden (SEIBOLD & BERGER, 1982, S. 198; TUCKER, 1986, S. 211; BAUMGARTNER, 1987). Diese Tiefenwässer könnten aus ozeanischen Räumen im Osten stammen, wo nach NEUGEBAUER (1988) und VAI (1991) die Paläotethys gelegen hat. Die intensiven Dehnungsprozesse im Unterkarbon haben unserer Meinung nach das Einströmen solcher Tiefenwässer ermöglicht und eine Änderung ozeanischer Faktoren hervorgerufen, deren Resultat die Ablagerung der Radiolarien-führenden Lydite ist. Die Eintiefung selbst ist wohl primär auf Riftvorgänge zurückzuführen, die von eustatischen Meeresspiegelschwankungen überlagert wurden. Angaben von Wassertiefen vermeiden wir absichtlich, da dies nur zu Kontroversen führt. Ozeanische Wassertiefen sind aber sicher nicht erreicht worden.

Es ergeben sich Ähnlichkeiten mit der Entwicklung im Jura der Ostalpen (JENKYN, 1986; VECSEI et al., 1989). Dort folgen auf die Trias-Riffe pelagische Sedimente des Jura in Form von Cephalopoden-Knollenkalken und Radiolariten. Die dortige paläogeographische Entwicklung wird als Folge von Riftvorgängen interpretiert, bei denen sich Horste, Gräben und rotierte Halbgräben bilden, in denen sehr unterschiedliche Sedimente abgelagert werden (JENKYN, 1986, S. 382). Die von SCHÖNLAUB et al. (1991) beschriebenen Schichtlücken und Karstphänomene könnte man damit erklären, daß einige Horste im Niveau des Meeresspiegels stehengeblieben sind, so daß sich dort eine Verkarstung einstellen konnte und sich auch – von den Radiolarien-führenden Lyditen völlig verschiedene – Chertlagen bilden konnten, die als fossile Bodenbildungen interpretiert werden (Plotta-Formation). Schichtlücken könnten andererseits auch durch submarine Erosion, besonders bei Einstellung neuer Strömungssysteme, entstanden sein.

Als weiteres Argument für die Zerspaltung der mittel- bis oberdevonischen Karbonatplattform im Tournai wird das Auftreten der Alkali-Basalte der Dimon-Serie gewertet. Diese sind nach den Kartierungen älter als der Hochwipfelflysch und stellen den Höhepunkt der Riftphase dar. Ihr genaues Alter kann zwar nicht angegeben werden, aber nach den bisherigen Überlegungen sollten sie ein Ober-tournai- bis Untervisé-Alter haben. Ob die Erzbildungen, die unter dem Hochwipfelflysch auf den oberdevonisch/ unterkarbonischen Karbonaten liegen (SPALLETTA et al., 1981) mit dem Vulkanismus der Dimon-Serie in Zusammenhang stehen, ist eine offene Frage. Denkbar wäre es, daß sulfidische Erze häufig in Verbindung mit submarinem Vulkanismus auftreten (z.B. Rio Tinto/Spainien, Unterkarbon, HUTCHISON, 1983, S. 37). Auf der anderen Seite gibt es sulfidische Mineralisationen in Plattform-Karbonaten, die weit entfernt von jeglichem Vulkanismus auftreten (z.B. England, Kohlenkalk, HUTCHISON, 1983, S. 54). Beide Erzbildungen spielen sich in Riftsituationen ab. Ein unterstützendes Argument für das unterkarbonische Alter der Dimon-Serie sind diese Erze aber nicht, da die Erzbildung sehr komplex sein kann.

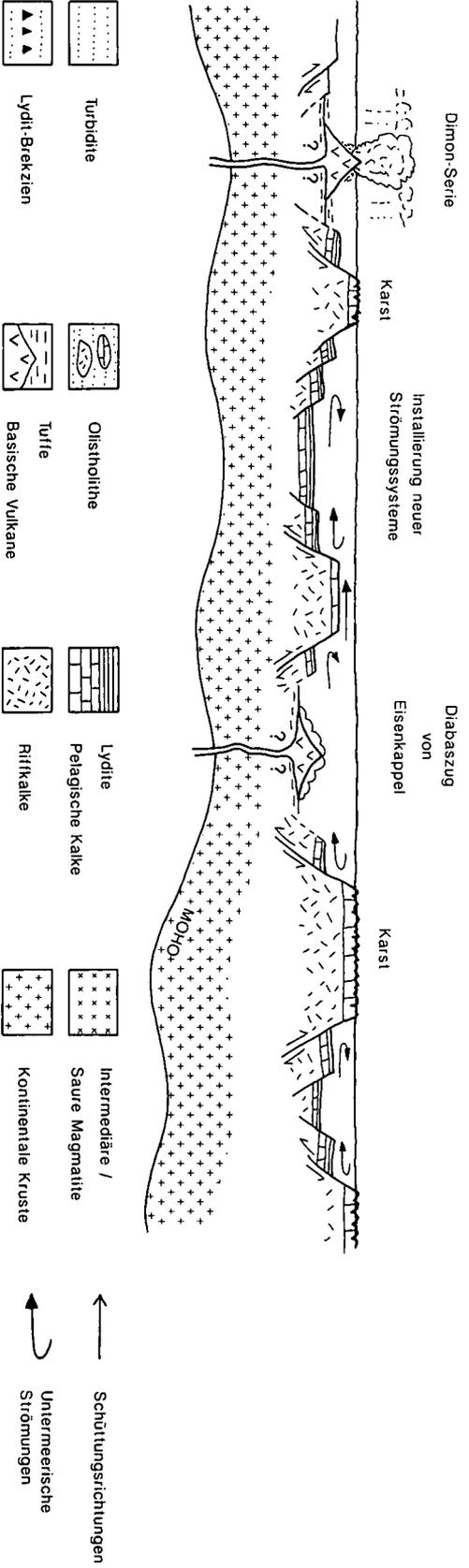
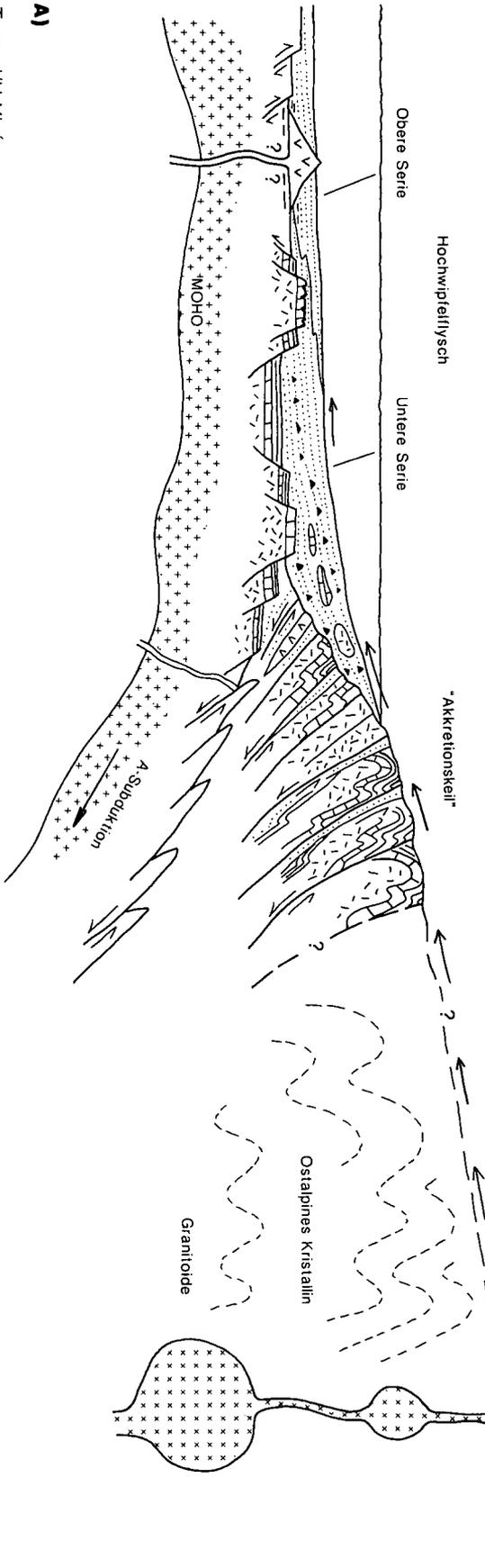
An der Grenze vom Unter- zum Mittelvisé ändert sich die geotektonische Situation ganz entscheidend. Während – zumindest seit dem Untersilur – bis zum Untervisé Riftvorgänge in den Karnischen Alpen die wichtigsten tektoni-

Abb. 21.

Hypothetisches geodynamisches Modell für die tektonische und sedimentäre Entwicklung während des Unterkarbons in den Karnischen Alpen und in den Karawanken (nähere Erläuterungen siehe Text).

A) Situation im Tournai/Unter-Visé.
B) Situation im Mittel/Ober-Visé.





schen Impulse gaben, setzt nun mit der Schüttung des Hochwipfelflysches die Kompression ein (Abb. 21 B). Diese wird nach unserer Vorstellung auf eine A-Subduktion oder Unterschiebung der tektonisch gedünnten und zerbrochenen, kontinentalen Platte im Süden unter das im Norden liegende ostalpine Kristallin zurückgeführt. Diese Unterschiebung könnte natürlich auch schräg transpressiv und nicht orthogonal gewesen sein. Jedenfalls liefert das im Norden liegende, schon im Oberdevon und tiefen Unterkarbon metamorphisierte und von Intrusiva durchdrungene Hinterland des ostalpinen Kristallins (NEUBAUER, 1988) den Schutt nach Süden in das sich eintiefende Becken des Hochwipfelflysches. Die „Transgression“ des Hochwipfelflysches auf faziell völlig verschiedene und auch verschieden alte Gesteine (SCHÖNLAUB et al., 1991) wird dahingehend gedeutet, daß der tektonisch zersplitterte Untergrund nach Norden hinabgezogen und von Turbiditen zugeschüttet wird. Eine Faziesdifferenzierung innerhalb des Hochwipfelflysches erlaubt eine Unterscheidung in einen proximalen Teil mit Olistholithen, Lyditbrekzien und groben Turbiditen („Untere Serie“, vgl. Kap. 4.), welcher die Karbonate und Lydite überspült, von einem feinkörnigen distalen Teil („Obere Serie“, vgl. Kap. 4.), welcher die Dimon-Serie überspült und dabei feinkörnigen vulkanogenen Detritus aufnimmt. Der Vulkanismus der Dimon-Serie könnte dabei noch zu Beginn der Schüttungen des proximalen Teils des Hochwipfelflysches aktiv gewesen und erst etwas später beendet worden sein, da das Vorbauen der submarinen Flysch-Fächer sicher etwas länger dauerte und die Turbidit-Schüttung nicht an allen Stellen gleichzeitig eingesetzt hat.

Die Riesen-Olistholithe (vgl. Kap. 2.2.) stammen von dem im Sinne eines Akkretionskeils tektonisch zusammengeschobenen ehemaligen Schelf, der während der Kompression gehoben und in Schuppen zerlegt worden ist. Der tektonische Transport erfolgte nach Süden auf das Vorland, das im weitesten Sinne Nord-Afrika war. Ein variskischer, südvergenger Deckenbau wird nicht ausgeschlossen, sondern eher postuliert. Im Gegensatz zu SPALLETTA (1982) wird eine Kompression während einer „sudetischen“ Phase im Hinterland – dem Liefergebiet des Hochwipfelflysches – angenommen.

Die Aschentuffe, die in die Turbidite des Hochwipfelflysches eingeschaltet sind, stammen wahrscheinlich aus einem im Norden liegenden Vulkangürtel, der das oberflächennahe Äquivalent von granitischen Intrusionen im Hinterland ist. Die Intrusionen sind auf anatektische Vorgänge in der kontinentalen Kruste zurückzuführen, die in Verbindung mit der A-Subduktion bzw. Unterschiebung tektonisch gedünnter, kontinentaler Kruste nach Norden unter das ostalpine Kristallin stehen.

Das Karbon von Nötsch (KRAINER, 1992) könnte im höchsten Visé oder Unternamur in einer Position nördlich des Hochwipfelflysch-Beckens am aktiven Kontinentrand und Übergang zum Festland gelegen haben. Allerdings muß hierbei die Verschiebung durch die Periadriatische Naht berücksichtigt werden, weswegen Nötsch in Abb. 21 B nicht eingezeichnet ist.

Auf Abb. 21 A ist auch der Diabaszug von Eisenkappel eingezeichnet, der nördlich der Periadriatischen Naht liegt (LOESCHKE, 1970, 1973). Dieser Diabaszug wird – wie die Dimon-Serie – ebenfalls von Hochwipfelflysch überlagert (LOESCHKE & HEINISCH, im Druck) und hat deshalb wahrscheinlich auch ein unterkarbonisches Alter. Petrographisch und geochemisch gesehen handelt es sich dabei um spilitisierte Alkali-Basalte mit Intraplattencharakter (vgl. Abb. 19). Wir nehmen an, daß der Diabaszug von

Eisenkappel durch die alpidische Rechtsseitenverschiebung der Periadriatischen Naht nach Osten verfrachtet worden ist und ursprünglich weiter im Westen lag. Er ist wahrscheinlich eine ähnliche Bildung wie die Dimon-Serie, allerdings hat die Förderung der Laven in tieferem Wasser stattgefunden, weil Pillowlaven mit relativ wenigen Blasen überwiegen und hyaloklastische Brekzien längst nicht so häufig sind wie in der Dimon-Serie. Auf die Ähnlichkeit der Dimon-Serie mit dem Diabaszug von Eisenkappel hat VAI schon 1971 und 1974 hingewiesen, beide Serien aber in das mittlere bzw. obere Karbon gestellt.

Der Hochwipfelflysch der Karawanken (TESSENSOHN, 1983, mit Literatur) enthält ähnlich wie in den Karnischen Alpen kleinere, aber auch riesige Olistholithe devonischer und unterkarbonischer Kalke (EBNER et al., 1991; LOESCHKE & HEINISCH, im Druck). Die „Klastische Serie“ (TESSENSOHN, 1983) halten wir für Teile des Hochwipfelflysches, zumal an den auf der Geologischen Karte der Karawanken (BAUER et al., 1983) eingezeichneten Grenzen zwischen „Klastischer Serie“ und Hochwipfelflysch im Gelände keine nennenswerten Unterschiede festzustellen sind. Die in der „Klastischen Serie“ vorkommenden intermediären bis sauren Tuffe (LOESCHKE, 1974) sind zeitgleiche und auch bildungsmäßige Äquivalente der Aschentuffe im Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen. Die Entwicklung der Karawanken ist somit mit derjenigen in den Karnischen Alpen im Unterkarbon praktisch identisch.

Die spät- bis postvariskischen Gänge, die die Dimon-Serie und den Hochwipfelflysch am Monte Dimon und bei Paularo durchschlagen, können Äquivalente der Dazite sein, die von SCHÖNLAUB (1985) beschrieben worden sind. Danach wären sie jünger als der Hochwipfelflysch, aber älter als die Auernig-Formation. In Abb. 21 sind sie deshalb nicht mehr dargestellt. Es kann aber nicht ausgeschlossen werden, daß beispielsweise der subvulkanische Zufuhrschlot an der Crete del Mezzodi alpidisches Alter hat und mit den alpidischen Intrusionen (z.B. Rieserferner Pluton) in Zusammenhang steht. Ein ähnlicher Zufuhrschlot findet sich in den westlichen Karnischen Alpen südwestlich des Obstanser Sees auf italienischer Seite (Col Quaterna, HUBICH, 1992), der ebenfalls eine andesitische Zusammensetzung besitzt.

Die Periadriatische Naht, die eine alpidische Rechtsseitenverschiebung ist, hat unserer Ansicht nach eine paläozoische Vorgeschichte. Sie liegt zwischen dem Diabaszug von Eisenkappel und der Dimon-Serie und verläuft im Bereich der Schwächezonen, die das unterkarbonische Rifting bedingten. Sie verläuft auch dort, wo von uns im Mittel- und Obervisé eine A-Subduktion bzw. Unterschiebung angenommen wird (Abb. 21 B), nämlich zwischen Hochwipfelflysch und dem nördlich dahinter liegenden Hinterland des ostalpinen Kristallins. Alt angelegte Schwächezonen werden im Laufe der Erdgeschichte immer wieder reaktiviert. Das zeigen beispielsweise die Horizontalverschiebungszonen der Schottischen Kaledoniden wie die Highland Boundary Fault, die auch Terrane-Grenzen darstellen (HUTTON, 1987). Wir meinen deshalb, daß die Periadriatische Naht eine paläozoische Schwächezone war, die im Unterkarbon zunächst abschiebenden, danach überschiebenden Charakter hatte und alpidisch als Rechtsseitenverschiebung reaktiviert wurde. Sie stellt gleichzeitig die Grenze zwischen dem altvariskisch metamorphisierten ostalpinen Kristallin und dem jungvariskisch deformierten südlichen Außenrand der Karnischen Alpen dar. Insofern ist sie eine Terranegrenze, die im Charakter den Terranegrenzen zwischen Moldanubikum und Saxothuringikum bzw. dem Saxothuringikum und dem

Rhenoherzynikum entspricht. Der alpidische Deckenbau verschleiert allerdings die paläozoischen Verhältnisse derart, daß in den Karten des Variszikums Mitteleuropas die Alpen im allgemeinen ausgespart bleiben.

Dank

Wir danken Herrn Prof. Dr. G. FLAJS (Aachen), Herrn Dr. H.P. SCHÖNLAUB (Wien), Herrn Prof. Dr. W. FRISCH (Tübingen) und Herrn Prof. Dr. J. KULLMANN (Tübingen) für wichtige Hinweise und gemeinsame Geländebegehungen. Die chemischen Analysen wurden im Zentrallabor der Geowissenschaftlichen Fakultät (Leiter: Prof. Dr. M. SATIR) durchgeführt. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützte die Untersuchungen durch eine Sachbeihilfe. Ohne diese Unterstützung wären die Untersuchungen nicht möglich gewesen. Dafür sei an dieser Stelle gedankt.

Literatur

- BAKER, B.H., GOLES, G.G., LEEMAN, W.P. et al.: Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachyte suite from the southern Gregory Rift, Kenya. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **64**, 303–332, Heidelberg 1977.
- BAUER, F., BUKENBERGER, U., SCHULZE, R. et al.: Geologische Karte der Karawanken, 1 : 25.000, Ostteil, Blatt 3. – *Geol. B.-A.* Wien 1983.
- BAUMGARTNER, P.O.: Age and genesis of Tethyan Jurassic radiolarites. – *Eclogae geol. Helv.*, **80**, 831–879, Basel 1987.
- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K.: Kleine Geologie der Ostalpen. – 231 S., Thun (Ott-Verlag) 1976.
- BOYNTON, W.V.: Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. – In: HENDERSON, P. (Hrsg.): *Rare earth element geochemistry*. – 63–114, Amsterdam (Elsevier) 1984.
- CANTELLI, C., SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, C.: Sommersione delle piattaforme e rifting devono-dinantino e namuriano nella geologia del Passo di M. Croce Carnico. – In: CASTELLARIN, A. & VAI, G.B. (Hrsg.): *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **24**, Supl. C., 293–302, Rom 1982.
- DICKINSON, W.R., BEARD, L.S., BRAKENRIDGE, G.R. et al.: Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**, 222–235, Boulder 1983.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A.: Plate tectonics and sandstone composition. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **63**, 2164–2182, Tulsa 1979.
- EBNER, F., KOVACS, S. & SCHÖNLAUB, H.P.: Das klassische Karbon in Österreich und Ungarn – ein Vergleich der sedimentären fossilführenden Vorkommen. – *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil I*, 263–294, Wien 1991.
- FEIST, R.: Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Zentrale Karnischen Alpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **135**, 21–47, Wien 1992.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A.: Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**, 211–218, Amsterdam 1975.
- FRISCH, W. & LOESCHKE, J.: Plattentektonik. – 243 S., 3. Aufl., Darmstadt (Wiss. Buchges.) 1993.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F.: Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the eastern Alps. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **230**, 91–100, Boulder 1989.
- HEINISCH, H.: Zum ordovizischen „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – *Jb. Geol. B.-A.*, **124**, 1–109, Wien 1981.
- HINDERER, M.: Sedimentologie und Vulkanismus des Paläozoikums südlich St. Lorenzen/Lesachtal unter besonderer Berücksichtigung der Fleonsformation (Westliche Karnische Alpen / Österreich / Italien). – 198 S., Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen 1989.
- HINDERER, M.: Die vulkanoklastische Fleonsformation in den westlichen Karnischen Alpen – Sedimentologie, Petrographie, 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. Univ. Tübingen 1992.
- HUTCHISON, Ch.S.: Economic deposits and their tectonic setting. – 365 S., London (MacMillan Press) 1983.
- HUTTON, D.W.: Strike-slip terranes and a model for the evolution of the British and Irish Caledonides. – *Geol. Mag.*, **124**, 405–425, Cambridge 1987.
- INGERSOLL, R.V., BULLARD, T.F., FORD, R.L. et al.: The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. – *J. sediment. Petrol.*, **54**, 103–116, Tulsa 1984.
- JENKYN, H.C.: Pelagic environments. – In: READING, H.G. (Hrsg.): *Sedimentary environments and facies*. – 343–397, Oxford (Blackwell Scient. Publ.) 1986.
- KAY, R.W. & GAST, P.W.: The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. – *J. Geol.*, **81**, 653–682, Chicago 1973.
- KORN, D.: Ammonoiten aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Karnische Alpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **135**, 7–19, Wien 1992.
- KRAINER, K.: Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **135**, 99–193, Wien 1992.
- KREBS, W.: Die Lagerungsverhältnisse des Erdbacher Kalkes (Unterkarbon II) bei Langenaubach–Breitscheid (Rheinisches Schiefergebirge). – *Geotekt. Forsch.*, **28**, 72–103, Stuttgart 1968.
- KREUTZER, L.H.: Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 275–343, Wien 1990.
- LÄUFER, A.: Vulkanismus und Grauwackensedimentation im Karbon der Karnischen Alpen (Italien). – 124 S., Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Tübingen 1991.
- LOESCHKE, J.: Zur Geologie und Petrographie des Diabaszugs westlich Eisenkappel (Ebriachtal/Karawanken/Österreich). – *Oberrhein. geol. Abh.*, **19**, 73–100, Karlsruhe 1970.
- LOESCHKE, J.: Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus den Ostalpen. – *N. Jb. Miner. Abh.*, **119**, 20–56, Stuttgart 1973.
- LOESCHKE, J.: Nature and origin of Palaeozoic volcanic rocks of the Seeberg area (Karawanken/Austria). – *Geol. Rundschau*, **63**, 581–596, Stuttgart 1974.
- 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.
- LOESCHKE, J. & HEINISCH, H.: Palaeozoic volcanism of the Eastern Alps and its palaeotectonic significance. – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Hrsg.): *The pre-Mesozoic geology in the Alps*. – Heidelberg (Springer-Verlag) (im Druck).
- MASON, B. & MOORE C.B.: Principles of geochemistry. – 350 S., New York (John Wiley) 1982.
- MATTE, Ph.: Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. – *Tectonophysics*, **126**, 329–374, Amsterdam 1986.
- NEUBAUER, F.: The Variscan orogeny in the Austroalpine and Southalpine domains of the Eastern Alps. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 339–349, 1988.
- NEUGEBAUER, J.: The Variscan plate tectonic evolution: an improved "Iapetus model". – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 313–333, Zürich 1988.

- OKAMURA, S.: Geochemical variation with time in the Cenozoic volcanic rocks of southwest Hokkaido, Japan. – In: WEAVER, S.D. & JOHNSON, R.W. (Hrsg.): Tectonic controls on magma chemistry. – *J. Volc. Geotherm. Res.*, **32**, 161–176, Amsterdam (Elsevier) 1987.
- 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.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B. & TINDLE, A.G.: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – *J. Petrol.*, **25**, 956–983, Oxford 1984.
- REIFF, H.: Stratigraphie, Petrographie und Geochemie der Fleons-Formation zwischen Gr. Kinigat und Porze (Westliche Karnische Alpen, Österreich). – 120 S., Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen 1992.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **33**, 124 S., Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H.P., KLEIN, P., MAGARITZ, M. et al.: Lower Carboniferous Paleokarst in the Carnic Alps (Austria/Italy). – *Facies*, **2**, 91–118, Erlangen 1991.
- SCHÖNLAUB, H.P. & DAURER, A. (Hrsg.): Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **135/1**, 1–418, Wien 1992.
- SEIBOLD, E. & BERGER, W.H.: The sea floor. – 288 S., Berlin (Springer) 1982.
- SINIGOI, S., BELTRAME, C., COLTORTI, M. et al.: Petrogenesis of the Paleozoic magmatic rocks of the Carnian Alps. – *Miner. Petrol.*, **38**, 263–276, Heidelberg 1988.
- SPALLETTA, C.: Concordanza stratigrafica tra carbonati, radiolariti e flysch ercinico nelle Alpi Carniche (Devoniano-Silesiano). – *Mem. Soc. Geol. It.*, **24**, 11–21, Rom 1982.
- SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, C.: Il Flysch ercinico nella geologia dei Monti Paularo e Dimon (Alpi Carniche). – *Mem. Soc. Geol. It.*, **20**, 243–265, Rom 1979.
- SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, C.: Controllo ambientale e stratigrafico delle mineralizzazioni in calcari devono-dinantiano delle Alpi Carniche. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **22**, 101–110, Rom 1981.
- SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, C.: La Catena Paleocarnica. – In: CASTELLARIN, A. & VAI, G.B. (Hrsg.): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **24**, Suppl. C., 281–292, Rom 1982.
- SPALLETTA, C. & VENTURINI, C.: Conglomeratic sequences in the Hochwipfel Formation: A new palaeogeographic hypothesis on the Hercynian flysch stage of the Carnic Alps. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 637–647, Wien 1988.
- SPALLETTA, C. & VENTURINI, C.: Stratigraphic correlation form of the Palaeozoic sequence in the Carnic Alps. – *Rend. Soc. Geol. It.*, **12**, 417–421, Rom 1989.
- TESSENHORN, F. (1983): Eisenkappeler und Seeberger Paläozoikum. – In: BAUER, F., CERNY, I., EXNER, Ch. et al.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Karawanken 1 : 25.000, Ostteil. – 32–45, Wien (Geol. B.-A.) 1983.
- TUCKER, M.E.: Sedimentary Petrology. An Introduction. – 252 S., Oxford (Blackwell Scient. Publ.) 1986.
- VAI, G.B.: Diskussionsbeitrag zu den Vorträgen über das „Variszikum der Ostalpen“. – *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **122**, 169–172, Hannover 1971.
- VAI, G.B.: Stratigrafia e paleogeografia ercinica delle Alpi. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **13**, 7–37, Rom 1974.
- VAI, G.B.: Palaeozoic strike-slip rift pulses and palaeogeography in the circum-Mediterranean Tethyan realm. – *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoec.*, **87**, 223–252, Amsterdam 1991.
- VAI, G.B. & COCOZZA, T.: Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. – *Bull. Soc. geol. France*, **8**, 95–114, Paris 1986.
- VECSEI, A., FRISCH, W., PIRZER, M. et al.: Origin and tectonic significance of radiolarian chert in the Austroalpine rifted continental margin. – In: HEIN, J.R. & OBRADOVICH, J. (Hrsg.): Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions. – 65–80, New York (Springer) 1989.
- VENTURINI, C. (Hrsg.): Field workshop on Carboniferous to Permian sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps). Guidebook. – 159 S., Udine (Arti Grafiche Friulane) 1990.
- VIANDEN, B.: Karbonische Einheiten der zentralen Karnischen Alpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – 76 S., Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen 1992.
- WHELLER, G.E., VARNE, R., FODEN, J.D. et al.: Geochemistry of Quaternary volcanism in the Sunda-Banda arc, Indonesia, and three-component genesis of island-arc basaltic magmas. – In: WEAVER, S.D. & JOHNSON, R.W. (Hrsg.): Tectonic controls on magma chemistry. – *J. Volc. Geotherm. Res.*, **32**, 137–160, Amsterdam (Elsevier) 1987.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A.: Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 459–469, Amsterdam 1976.
- 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.
- ZUFFA, G.G. (Hrsg.): Provenance of arenites. – NATO ASI Ser. C., **148**, 408 S., Dordrecht (Reidel) 1985.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 5. Juli 1992