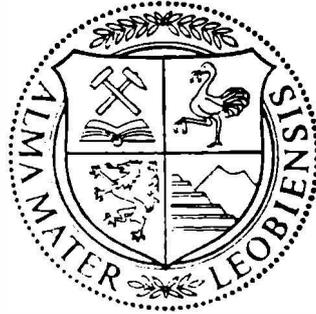


Graz ~ Innsbruck ~ Leoben ~ Salzburg ~ Wien



Die frühalpine Geschichte der Ostalpen

(Hochschulschwerpunkt S 15)

Heft 1

Jahresbericht 1979

Leoben 1980

Montanuniversität Leoben

Der Herausgeber zeichnet nicht verantwortlich für den Inhalt
der Vorträge, der die Auffassung des jeweiligen Autors darstellt.

Druck: Vervielfältigungsstelle der
Montanuniversität Leoben

Graz - Innsbruck - Leoben - Salzburg - Wien

Jahresbericht für 1979

DIE FRÖHALPINE GESCHICHTE DER OSTALPEN

(Hochschulforschungsschwerpunkt S15)

HEFT 1

Graz - Leoben 1980

Redaktion: o.Univ.-Prof.Dr.Helmut Flügel

Das Werk ist urheberrechtlich geschützt. Die dadurch begründeten Rechte bleiben vorbehalten. Auszugsweiser Abdruck des Textes mit Quellenangabe gestattet.

V o r w o r t

Mit vorliegendem 1.Heft der Jahresberichte des Hochschul-Forschungsschwerpunktes S 15 "Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen" folgen wir der bereits in den Jahresberichten des Hochschul-Schwerpunktes N 25 "Geologischer Tiefbau der Ostalpen" geübten Tradition, dem Fachkollegen einen kurzen informatorischen Einblick in unsere laufende Arbeit zu bieten. Gleichzeitig wollen wir damit auch der Idee der "Transparenz der Forschung" gerecht werden und dem Steuerzahler Rechenschaft über die von ihm für unsere Arbeiten aufgebrauchten Mittel geben.

Es sei an dieser Stelle all denen gedankt, die unser Projekt unterstützen. Persönlich möchte ich an dieser Stelle Frau G.Zirkel für ihre Hilfe in der Organisation des Projektes danken.

Helmut W.Flügel, Graz

Zustellungsbevollmächtigter des
Hochschul-Forschungsschwerpunktes S 15

INHALT

FLÜGEL, H.W.: Der Forschungsschwerpunkt "Die frühalpine Geschichte der Ostalpen" - Entstehung und Zielsetzung	5 - 9
FRANK, W., Teilprojekt 15/02: Radiometrische Datierung frühalpiner Metamorphosevorgänge in den Ostalpen	11 - 13
FRANK, W., FREY, I., JUNG, G., ROETZEL, R. & THÖNI, M.: Wie intensiv war die altalpine Metamorphose und Strukturprägung im SE-Teil des ostalpinen Kristallin?	13 - 20
JUNG, G.: Radiometrische Altersdatierung und Metamorphoseuntersuchungen der Kalkalpenbasis und der Grauwackenzone in der Radmer und am Steirischen Erzberg	20 - 27
THÖNI, M.: Arbeiten im Ostalpin W des Tauernfensters	28 - 32
MAURITSCH, H.J., Teilprojekt 15/03: Paläomagnetische Untersuchungen zur frühalpinen Paläogeographie in den Ostalpen	33 - 38
HOSCHEK, G., Teilprojekt 15/04: Nachweis und Bildungsbedingungen der frühalpidischen Metamorphose in den westlichen Hohen Tauern	39 - 42
MILLER, Ch., Teilprojekt 15/05: Untersuchungen zur Frage der Genese und Metamorphose frühalpidischen Ozeanbodens im Tauernfenster	43 - 47
FRASL, G. & HÖCK, V., Teilprojekt 15/06: Frühalpine Ereignisse und deren paläogeographische Verbreitung im penninischen Faziesgebiet der mittleren und östlichen Hohen Tauern	49 - 50
HÖCK, V. (OBERHOLZNER, H.): Verbreitung von Mineralrelikten frühalpiner Metamorphoseereignisse in den mittleren Hohen Tauern	51 - 60
FRASL, G. & KIRCHNER, E., Teilprojekt 15/07: Frühalpine basische und ultrabasische Eruptiva aus den Nördlichen Kalkalpen und dem Raum Helvetikum-Klippenzone	61 - 75

KIRCHNER, E., Teil A: Frühalpine basische und ultrabasische Gesteine aus den Nördlichen Kalkalpen und dem Raum Helvetikum - Klippen- und Flyschzone	63 - 67
FRASL, G., Teil B: Die Suche nach Vulkaniten im Flysch von Salzburg und Oberösterreich, insbesondere im Haunsberggebiet	68 - 74
SCHRAMM, J.-M., Teilprojekt 15/08: Frühalpidische Metamorphose in Gesteinen der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen	77 - 82
PURTSCHELLER, F., Teilprojekt 15/09: Altalpidische Metamorphose im Kristallin westlich des Brenners	83
PURTSCHELLER, F., HOINKES, G., RAMMLMAIR, D., TESSADRI, R. & DIETRICH, H.: Bericht über petrologische Neuergebnisse im Brennermesozoikum, Schneebergerzug und Altkristallin im Jahre 1979	84 - 85
FLÜGEL, H.W., Teilprojekt 15/10: Die frühalpine geologisch-petrographische Entwicklung der östlichen Ostalpen im Meridian Ennstal - Drautal	87 - 97
NEUBAUER, F. & STATTEGGER, K.: Bericht über petrographische und radiometrische Untersuchungen im Radegunder Kristallin und den "Passailer Phylliten"	98 - 101
TEICHMÜLLER, M.: Inkohlungsgrad-Bestimmung an Kohlen- und Mergelsteinproben aus der Kainacher Gosau (Obersanton-Untercampan) des Grazer Berglandes, Österreich	102 - 104
FAUPL, P., Teilprojekt 15/11: Flyschserien in den Ostalpen und ihre Bedeutung für die frühalpine Entwicklungsgeschichte	105 - 109
FRISCH, W., Teilprojekt 15/12: Die Entwicklung des südpenninischen Raumes und seiner Kontinentalränder während des Mesozoikums und der altalpidischen Orogenese	111 - 117
MESSNER, K.: Bericht über Geländearbeiten 1979 in der Schieferhülle des Tauernfensters im Bereich Mühlwaldertal-Weißenbachtal (Ahrntal)/Südtirol	118 - 121

POPP, F.: Bericht über Geländearbeiten 1979 in der Schieferhülle des Tauernfensters im Bereich Gerlostal/Tirol	122 - 124
MOSTLER, H., PURTSCHELLER, F. & BRANDNER, R., Teilprojekt 15/13: Ablagerungsmechanismus und Metamorphose der Bündner-Schiefer im Engadiner Fenster	125
TOLLMANN, A., Teilprojekt 15/14: Probleme altalpidischer Fernüberschiebungen und altalpidischer Paläogeographie	127 - 128
HÄUSLER, H.: Untersuchungen an Jura/Kreide-Brekzien der Hochfeinddecke (Unterostalpin der Radstädter Tauern in Salzburg)	128 - 132
HÄUSLER, H.: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen in der westlichen Hallstätter Zone zwischen Lammertal und Lofer (Kalkhochalpen)	132 - 138
GUTDEUTSCH, R., STEINHAUSER, P. & WEBER, F., Teilprojekt 15/15: Geophysikalische Beziehungen zwischen ostalpiner Kruste und dem pannonischen Raum	139 - 140
WEBER, F., OBERLADSTÄTTER, M., SCHMID, Ch., SCHMÖLLER, R., STRÖBL, E. & WALACH, G.: Jahresbericht 1979 über die geophysikalischen Messungen im Rahmen des Teilprojektes S15/15	141 - 153
STEINHAUSER, P. & RUESS, D.: Jahresbericht 1979 über gravimetrische Untersuchungen	154 - 156

DER FORSCHUNGSSCHWERPUNKT "DIE FRÜHALPINE GESCHICHTE DER OSTALPEN" - ENTSTEHUNG UND ZIELSETZUNG

H.W.FLÜGEL, Graz

Das Auslaufen des Hochschulforschungs-Schwerpunkt-Programmes der Österreichischen Rektorenkonferenz - wovon auch das Projekt "Geologischer Tiefbau der Ostalpen" betroffen war - führte dazu, daß von der Österreichischen Rektorenkonferenz 1977 die Aufforderung erging, Anträge zu neuen Projekten einzureichen. Eingehende schriftliche und mündliche Diskussionen unter den Teilnehmern des Tiefbau-Schwerpunktes hatten zur Folge, daß unter gleichem Namen jedoch mit teilweise geänderter Fragestellung eine Fortsetzung des Forschungsschwerpunktes beantragt wurde. In erster Linie waren drei Gründe hierfür maßgebend:

1. Durch die Arbeiten des "Tiefbau-Projektes" waren zahlreiche neue Fragen aufgetaucht. Vor allem hatte es sich gezeigt, daß die frühalpiner Geschichte für die Entwicklung der Ostalpen eine sehr große, jedoch noch wenig bekannte Bedeutung hat. Ihre Klärung schien den Teilnehmern des Projektes von größter Wichtigkeit.
2. Für diese Klärung stand ein relativ großes Potential an Geräten durch das Tiefbau-Projekt zur Verfügung. Insbesondere bot die Errichtung einer arbeitsfähigen Geochronologie und Paläomagnetik die Gewähr, bei deren gesamtösterreichischem Einsatz rasch wichtige Erkenntnisse zu liefern.
3. Letztlich war durch das bisherige Projekt ein enger Forschungskontakt zahlreicher geowissenschaftlicher Institute Österreichs zustande gebracht worden, der sich be-

währt hatte und daher weiter ausgebaut und vertieft werden sollte.

Der Antrag wurde Ende 1977 von der Österreichischen Rektorenkonferenz befürwortet, zur weiteren Behandlung dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung zugeleitet. Aufgrund dieser Empfehlung kam es zur Ausarbeitung eines umfangreichen Antrags, in dem auch bisher nicht am Tiefbau-Projekt beteiligte Institute inkooperiert waren. Dieser Antrag wurde im März 1978 dem Fonds zugestellt. Nach dem Begutachtungsverfahren und der im Herbst 1978 stattgefundenen "Begehung" wurde der Antrag am 9. Oktober 1978 vom Kuratorium des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung behandelt. Finanzielle und forschungspolitische Erwägungen führten jedoch zu einer vorläufigen Zurückstellung desselben und zum Vorschlag den Schwerpunkt neu zu konzipieren. Dies geschah noch im November 1978 freilich unter Einschränkung der Teilnehmerzahl, wobei das Projekt zur Gänze auf "Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen" ausgerichtet wurde. Unter diesem Titel wurde der Antrag in der Sitzung des Kuratoriums des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung vom 4.12.1980 bewilligt.

Als Zielsetzung dieses Projektes S 15 wurde in dem diesbezüglichen Antrag festgestellt:

"Innerhalb der Alpen zeichnen sich die Ostalpen dadurch aus, daß in weiten Arealen Krustenteile erhalten sind, die einen Einblick in die frühalpinen Vorgänge der Gebirgsbildung ermöglichen. Im Gegensatz zum jungalpinen (tertiären) Werdegang der Alpen, dessen orogenes Produkt in "frischer" Form heute gut zugänglich ist, müssen die frühalpinen (jurassisch-kretazischen) Ereignisse teilweise erst aus "Relikten" rekonstruiert werden. Der Ostalpenbereich bietet sich für solche Studien in ganz besonderer Weise an. Eine entscheidende Erweiterung unserer bislang sehr lückenhaften Kenntnisse über diese frühalpinen Vorgänge ist für ein Gesamtverständnis der Gebirgsentstehung über den lokalen Ostalpen-

raum hinaus von grundlegender geowissenschaftlicher Bedeutung. Die in diesem Projekt erarbeiteten Vorstellungen über die Entwicklungsgeschichte und Struktur des Gebirges werden die theoretischen Grundlagen für darauf aufbauende Überlegungen aus dem Bereich der angewandten Forschungen bilden.

Ein Studium dieses äußerst komplexen Problemkreises erfordert einen konzentrierten Einsatz der verschiedensten erdwissenschaftlichen Arbeitsrichtungen und Arbeitsmethoden, wie dies in größerem Umfange organisatorisch nur in einem interuniversitären Forschungsschwerpunkt möglich ist.

Durch diese gesamterdwissenschaftliche Zusammenarbeit kann für den Ostalpenraum eine Klärung folgender Probleme erwartet werden:

1. Die primäre Anordnung der großen tektonischen Einheiten im Tethysraum, wobei ein besonderes Augenmerk auf jene paläogeographischen Räume gelegt wird, die von ozeanischer Kruste eingenommen waren und heute nur mehr aus Rudimenten rekonstruiert werden können; Das Vorkommen, die Lebensdauer und die Position verschiedener geosynklinalinterner Schwellen- und Festlandszonen, deren ehemalige Existenz ebenfalls nur mehr durch lithofazielle und tektonische Indizien erfaßt werden können.

2. Eine Erfassung der gebirgsbildenden Prozesse von den ersten Anfängen an bis hin zu einem frühalpinen Höhepunkt der Orogenese in der Kreide, die eine stete Umgestaltung der Paläogeographie und eine Veränderung im Krustenaufbau und in der Folge eine starke Verkürzung der Kruste mit sich brachten.

Die Untersuchung des zeitlichen Ablaufes sowie der Intensität dieser thermisch-metamorphen Vorgänge und ihre unterschiedlichen Auswirkungen auf die verschiedenen Gebirgseinheiten wird dabei im Vordergrund stehen.

Methodisch kommt bei der Abklärung der zeitlichen Abläufe der frühalpiner Ereignisse den radiometrischen Altersbestimmungen eine ganz entscheidende Stellung zu. Um diese in den Mitteln sehr aufwendige geochronologische Arbeitsrichtung gruppieren sich jene Teilprojekte mit einer geochemisch-petrologischen Methodik. Für das Verständnis der frühalpiner gebirgsbildenden Vorgänge ist aber auch ein Kenntnis des durch die Oberflächenbeobachtung nicht mehr zugänglichen tieferen Krustenteiles von grundlegender Bedeutung, weil bei allen Rekonstruktionen vom heutigen Krustenzustand ausgegangen werden muß. Diese Information wird durch die geophysikalischen Studien im Rahmen dieses Forschungsschwerpunktes geschaffen. Umgekehrt erhält die geophysikalische Arbeitsrichtung aus dieser Wechselbeziehung die notwendigen geologischen Impulse für die Erstellung ihrer Modelle.

Als weiterer Weg zum Verständnis der frühalpiner Geschichte der Ostalpen führt das Studium jener Gesteinsabfolgen, die während dieser Epoche entstanden sind. Ihre lithofazielle Beschaffenheit und ihre paläogeographische Verteilung spiegeln diese Vorgänge unmittelbar wider. Eine zentrale Stellung in dieser überwiegend sedimentologischen Arbeitsrichtung nehmen dabei die paläomagnetischen Forschungen ein, die eine Aussage über die ursprüngliche geographische Position dieser Ablagerungsräume erbringen wird."

Aufgrund dieses Kuratoriumsbeschlusses und zwei nachträglich erfolgten Veränderungen standen 1979 den Leitern der verschiedenen Teilprojekte die in der folgenden Tabelle ausgewiesenen Geldmittel zur Verfügung.

TEILPROJEKTE	Gesamtkosten	Geräte	Personal	Material	Publikationen	Reise	Sonstiges
01 Organisation	40.000	-	-	-	10.000	30.000	-
02 FRANK	902.000	272.000	400.000	190.000	-	40.000	-
03 MAURITSCH	575.400	190.000	200.000	95.400	-	60.000	30.000
04 HOSCHEK	16.000	-	-	4.000	-	12.000	-
05 MILLER	98.000	85.000	-	5.000	-	8.000	-
06 FRASL & HÖCK	195.300	-	177.300	13.000	-	5.000	-
07 FRASL & KIRCHNER	13.000	-	-	8.000	-	5.000	-
08 SCHRAMM	9.000	-	-	4.000	-	5.000	-
09 PURTSCHELLER	147.000	47.000	-	80.000	-	20.000	-
10 FLÜGEL	70.000	-	-	17.000	-	5.000	48.000
11 FAUPL	34.000	-	-	14.000	-	20.000	-
12 FRISCH	35.000	-	-	10.000	-	25.000	-
13 MOSTLER et al.	10.000	-	-	-	-	10.000	-
14 TOLLMANN	50.000	-	-	10.000	-	40.000	-
15 GUTDEUTSCH, STEINHAUSER, WEBER	684.000	150.000	366.000	57.000	-	105.000	6.000
Gesamt 1979	2,878.700	744.000	1,143.300	507.400	10.000	390.000	84.000

Tabelle 1: Aufgliederung des für Projekt "Die frühalpine Geschichte der Ostalpen" für 1979 vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung bewilligten Betrages.

Teilprojekt 15/02:

RADIOMETRISCHE DATIERUNG FRÜHALPINER METAMORPHOSEVOR-
GÄNGE IN DEN OSTALPEN

W.FRANK, Wien

Zielsetzung

Innerhalb der letzten Jahre setzte sich die Erkenntnis durch, daß auch in den Ostalpen das Prinzip von "paired metamorphic belts" verwirklicht ist. Zu Beginn der früh-alpinen Gebirgseinengung entstanden vermutlich annähernd zeitgleich und nebeneinanderliegend zwei verschiedene Metamorphoseregime und zwar eine Hochdruckmetamorphose im penninischen Subduktionsbereich und südwärts anschließend eine Metamorphose vom Barrowtypus, die bereichsweise eine neuerliche kräftige Metamorphose im schon voralpin metamorph umgeprägten ostalpinen Altkristallin verursachte. Diese Großeinheiten des Gebirges mit ihren unterschiedlichen Metamorphosen wurden in der Oberkreide in einem gewaltigen tektonischen Prozeß, übereinandergestapelt.

Die Kenntnis des zeitlichen Ablaufes dieser Vorgänge und deren räumliche Anordnung ist noch sehr gering, vor allem weil es sich um komplexe mehrphasige Metamorphoseereignisse handelt. Die Zielsetzung des Teilprojektes ist auf das Studium dieser frühalpiner Metamorphosevorgänge und zwar ihrer radiometrischen Alterseinstufung und damit auch der Abgrenzung von Stark- und Schwachwirkungsbe-
reichen dieser Vorgänge ausgerichtet.

Im Rahmen dieser Zielsetzung stehen zwei miteinander verknüpfte Aspekte zur Bearbeitung an:

1. Der regionale Aspekt der Verbreitung dieser früh-alpinen Metamorphosevorgänge

Derzeit ist der Starkwirkungsbereich der frühalpiner Metamorphose im ostalpinen Altkristallin nur in Ansätzen bekannt und im größeren Teil noch völlig unklar.

Durch die Bearbeitung von ausgewählten Gebieten westlich und südlich der Hohen Tauern, im Querschnitt von Graz, in der Grauwackenzone und den Kalkalpen sowie im Penninikum soll die regionale Verbreitung und Intensität frühalpiner Metamorphose und ihrer Abkühlgeschichte geklärt werden. Aus diesen Ergebnissen können entscheidende Rückschlüsse auf die seinerzeitige Tiefenlage der untersuchten Gebiete in der Kruste bzw. der gesamten Wärmesituation während des frühalpiner Stadiums der Gebirgsentwicklung gemacht werden. Diese Situation ist andererseits direkter Ausdruck des großtektonischen Geschehens. Die flächenhaft regionale Untersuchung der Abkühlalter von Glimmern im Ostalpin läßt eine weitere Klärung der Frage erwarten, ob diese Abkühlung durch eine weite intrakretazische Aufschiebung des Ostalpin auf Penninikum verursacht ist, oder ob dafür vor allem Erosionsvorgänge verantwortlich waren.

2. Der Aspekt des Zusammenhanges von frühalpiner Metamorphoseentwicklung und der interntektonischen Gliederung des Ostalpins

Die Überlegungen unter Punkt 1) werden überlagert durch die Tatsache, daß Gebirgsbildung ein sich dynamisch dauernd verändernder Prozeß ist.

Die auf TOLLMANN 1958 zurückgehende Abtrennung des Mittelostalpins vom früheren Oberostalpin, hat die tektonische Wanderung des sehr ausgedehnten und ursprünglich zum Teil mehr als 6 km mächtigen Deckgebirgsstapel des Oberostalpins (u.a. Grauwackenzone und N.Kalkalpen) über fremden Untergrund (mittelostalpinisches Kristallin) und jedenfalls auch ein Verschwinden kristallinen Untergrundes dieses Deckengebirges, zur Konsequenz.

Dieses heute vielfach akzeptierte paläographische tektonische Konzept ist jedoch mit der Wanderung eines so mächtigen Deckgebirgsstapels nur mit ganz bestimmten Metamorphoseabläufen in Raum und Zeit vereinbar. Die Existenz der frühalpiner Metamorphose in der mittelostalpinen Sedimentbedeckung ist ja ein wesentliches Argument für die genannte Vorstellung.

Durch detaillierte und gezielte geochronologische Bearbeitung der früher genannten Gebiete soll versucht werden, das thermische Geschehen, das mit dieser internen ostalpinen Tektonik interferiert, zu erfassen. Damit soll geklärt werden, inwieweit es mit den skizzierten Großvorgängen in Einklang steht, oder ob sich Widersprüche ergeben. Insbesondere muß geklärt werden, ob die vermutete ausgedehnte frühalpine Metamorphose im ostalpinen Altkristallin der östlichen Ostalpen auch mit einer Strukturprägung verbunden war und damit in dem uns erschlossenen Kristallin auch eine bedeutende alpine Krustenverkürzung verborgen ist. Diese könnte zu einer Modifizierung der oben erwähnten Vorstellungen führen.

WIE INTENSIV WAR DIE ALTALPINE METAMORPHOSE UND STRUKTURPRÄGUNG IM SE-TEIL DES OSTALPINEN KRISTALLIN?

W.FRANK, I.FREY, G.JUNG, R.ROETZEL & M.THÖNI, Wien

Die Arbeiten der letzten Jahre, insbesondere die systematische Untersuchung von MORAUFF 1979 zeigte, daß aufgrund dieser radiometrischen Ergebnisse im Bereich des ostalpinen Kristallins von Kor- und Saualpe eine intensive altalpine (kretazische) Erwärmung bis in den Bereich der Amphibolitfazies herrschte. Dieses Areal, in dem in alpiner Zeit die Bedingungen der Amphibolitfazies erreicht

wurden, weist nunmehr eine beträchtliche Ausdehnung auf. Weisen doch auch die Hellglimmer aus der Stubalpe altalpine Rb/Sr-Hellglimmeralter auf, und zwar in Bereichen wo unzersetzter Staurolith vorkommt. Es kann zwar über die Zeit der Bildung dieser Staurolithe (Steinplangebiet) nichts ausgesagt werden, sie können durchaus variszische Bildungen sein, doch befanden sich diese Staurolithe während der Kreide wieder in ihrem Stabilitätsfeld der Amphibolitfazies.

Auch in der Sieggrabener Serie und zwar im Vorkommen bei Steinbach im Burgenland gibt es Hinweise für eine ansehnliche Aufwärmung zu altalpiner Zeit, die bezüglich der grobkörnigen Muskowite intensiver war als im unterlagernden Unterostalpin. Die voralpin gebildeten Hellglimmer der tektonisch tieferen Einheiten weisen nämlich, wenn sie mit der K/Ar-Methode untersucht werden, noch variszische Alterswerte bzw. Mischalter auf. In der Sieggrabener Serie weisen jedoch die grobkörnigen Hellglimmer nur altalpine Alter auf.

In Bearbeitung ist derzeit auch das Kristallin von Radegund unter dem Grazer Paläozoikum, wo es ebenfalls gewisse Hinweise für eine altalpine Metamorphose und Strukturprägung gibt.

Bei der Untersuchung von Zirkonfraktionen aus dem Wolfsberger Granitgneis wurde eine starke Verjüngung der Zirkone gefunden, die aufgrund der Analysendaten auf eine altalpine metamorphe Beeinflussung zurückgeführt werden kann.

Das zentrale Problem in Zusammenhang mit den verbreiteten altalpinen Mineralaltern in diesem Teil des ostalpinen Kristallins ist immer wieder: Müssen wir auch mit einer intensiven Neubildung von amphibolitfaziellen Paragenesen verbunden mit einer ebenso intensiven kretazischen Strukturprägung rechnen? Oder war der tektonische Bau im wesentlichen schon aus voralpiner Zeit vorhanden und beschränkte sich die alpine Geschichte im wesentlichen auf ein rein thermisches Geschehen.

Zwei Ergebnisse sind in diesem Zusammenhang von besonderer Bedeutung: KLEINSCHMIDT (1979) konnte zeigen, daß im Gebiet der südlichen Muralpen die Grenze der Koexistenz von Chloritoid (aus älterem Staurolith entstanden) und jungem Staurolith II gut kartierbar ist. Diese Grenze muß demnach dem Beginn der alpinen Amphibolitfazies entsprechen. Die häufigen retrograden Reaktionen außerhalb dieser Grenze können demnach unseres Erachtens eher als Anpassung der Mineralparagenesen an das hier herrschende PT - Regime der Grünschieferfazies gesehen werden (in gleicher Weise wie dies im Ötztal um das lokale Feld der dortigen alpinen Amphibolitfazies anzunehmen ist) und nicht so sehr als Effekt der Durchbewegung nahe der postulierten Grenze von Mittel- und Oberostalpin. Der gesicherte Nachweis der alpinen Deformation entlang dieser ganzen Grenze steht ja noch aus.

Nach den bisherigen Schematas über die metamorphe Entwicklungsgeschichte dieses Raumes ist die Entwicklung der Barrow-Zonierung mit Staurolith II in engem zeitlichem Zusammenhang mit der Hauptdeformation (die der Plattengneistektonik entspricht) zu sehen.

Da nun offenbar die Bildung von Staurolith II als ein kretazisches Ereignis betrachtet werden muß, wird daher die Wahrscheinlichkeit groß, daß auch die Hauptdeformation als ein kretazisches Ereignis betrachtet werden muß. Ein weiteres Argument in dieser Richtung ist in dem von MORAUF 1979 im Koralpenstockwerk gefundenen verjüngten Gesamtgesteinsisochronen zusehen, die z.T. keine variszischen Alterswerte mehr ergeben.

Zum ersten Mal wurde diese Möglichkeit einer intensiven inneren alpinen Deformation und mittelgradigen Metamorphose in diesem Kristallin von WEISSENBACH 1969 bei einem Vortrag in Innsbruck dargelegt.

Im Lichte dieser Überlegungen war es naheliegend, die Strukturprägung von Bittescher Gneis und Plattengneis im Detail zu vergleichen, eine Arbeit, die von R.ROETZEL (1979) durchgeführt wurde. Es wurde ja verschiedentlich

versucht, die z.T. ähnliche Strukturprägung dieser, durch ein ausgeprägtes Streckungslinear charakterisierten Gesteinstypen als Hinweis auf eine gemeinsame variszische Bildung zusehen.

Die Ergebnisse sind folgende:

Die Gefügeprägung des Bittescher Gneises, dem ja nachweislich jede alpine Beeinflußung fehlt, ist im Schlibbereich sehr inhomogen, indem lagenweise recht unterschiedliche Regelungstypen der Quarz-c-Achsen zu finden sind. Dieses Charakteristikum einer inhomogenen Regelung im Kleinbereich weist auf ein mehrphasiges Geschehen bzw. auf eine erlahmende Durchbewegung hin, die zuletzt nur mehr in einzelnen Lagen erfolgte. Die Haupttransportrichtung erfolgte normal zur Lineation, daneben gibt es aber auch gute Argumente für eine Bewegung parallel zur Lineation, vermutlich in einem früheren Stadium.

Die Quarzgefüge des Plattengneises sind dadurch charakterisiert, daß keine Lagenabhängigkeit, also gute Homogenität der Gefüge und guter Regelungsgrad gegeben ist. Häufig sind Regelungstypen mit Quarz-c-Achsenlagen normal zur Lineation und in oder in spitzem Winkel zur s-Fläche. Dies weist auf eine Einregelung der Prismenfläche und einen tektonischen Transport parallel zur Lineation hin. Daß damit eine "simple shear" - oder "a-Tektonik" im Sinne SANDERS vorliegt, wird weiters dadurch unterstützt, daß die Quarzgürtel eine Schräglage zur Lineation aufweisen, auch zerscherte ältere Glimmerlagen haben eine gleichartige Schräglage. Die Hauptsymmetrieebene des Gesteins liegt damit parallel zur Lineation, wie es einem a-Tektonit zukommt. Zur Transportrichtung selbst gibt es derzeit allerdings noch kontroversielle Beobachtungen.

Von möglicherweise größter Bedeutung ist die Beobachtung, daß im Gebiet von Steinbach im Burgenland bereichsweise auch Plattengneise vorkommen, deren Quarze keine Rekristallisation durch thermische Temperierung aufweisen, sondern nur die rein synkinematische Rekristallisation entlang von Korngrenzen oder Zonen mit hoher Verformungsenergie, im übrigen aber rein plastisch deformiert sind. Gerade diese Lagen weisen durch ihre spezielle Art der Quarz-Regelung auf hohe Temperaturen während der Deforma-

tion hin. Diese Zonen mangelnder Rekristallisation können nicht als eine grundsätzlich jüngere Phase von der Plattengneistektonik abgetrennt werden. Es muß daher angenommen werden, daß in diesen Bereichen mangelnder Rekristallisation in Steinbach eine rasche Abkühlung nach bzw. in der Endphase der Plattengneistektonik erfolgte.

Wegen der altalpinen K/Ar - Hellglimmeralter ist für diesen Bereich eine kretazische Aufwärmung auf ca 400°C, die wohl auch einige Millionen Jahre dauerte, anzunehmen. Bei solchen Temperaturen wäre eine Rekristallisation des Quarzgefüges zu erwarten.

Dieser Sachverhalt, sowie die sehr gute Erhaltung einer, im wesentlichen einphasigen intensiven Gefügeprägung in Gebieten mit nachweislich starker alpiner Aufwärmung weist deutlich darauf hin, daß die Plattengneistektonik eine alpine Strukturprägung darstellen könnte.

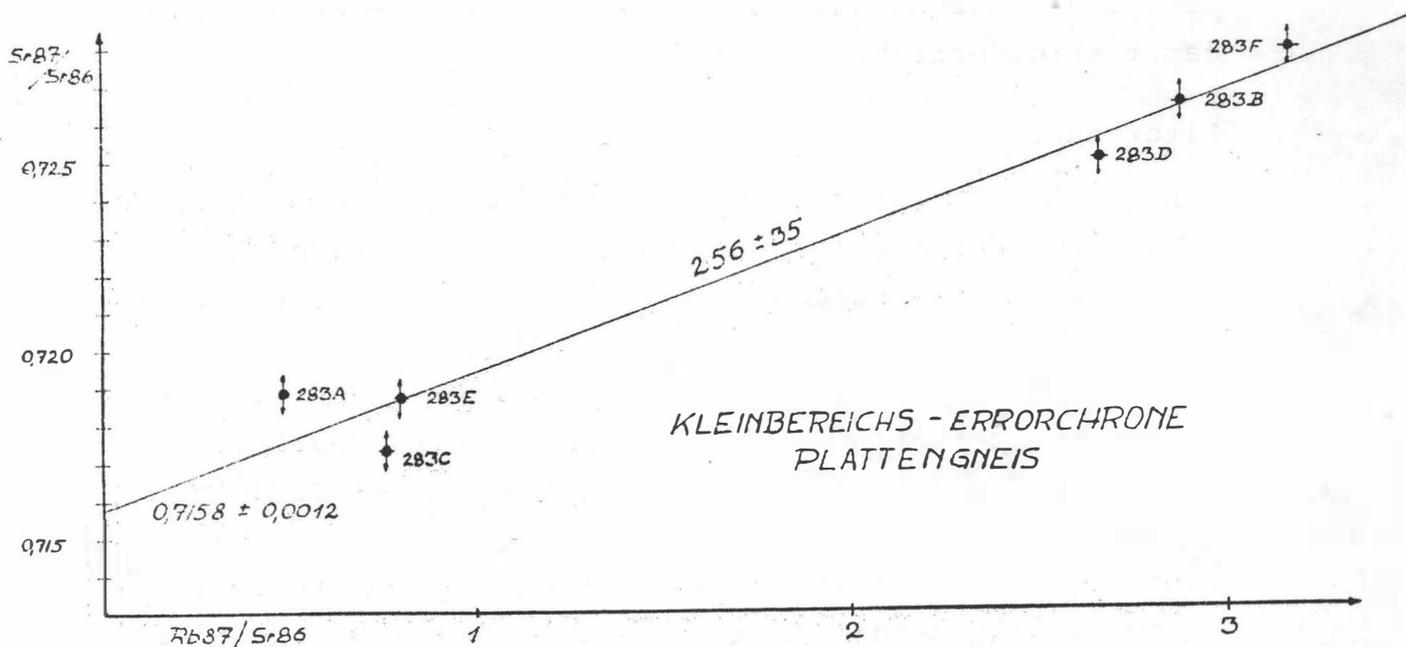
Für die alpine Tektonik könnte diese Hypothese folgendes bedeuten: Bei der Schließung des penninischen Ozeans kam es im NE-Teil der ostalpinen Platte erstmals zur Kollision mit dem Vorland, es entwickelte sich im schon beträchtlich erwärmten ostalpinem Kristallin eine riesenhafte Scherzone mit simple shear - Tektonik, die Plattengneistektonik. Während im NE die Abkühlung relativ rasch erfolgte, dauerte im W die Metamorphose weiter an. Während im E diese mächtige Scherzone heute z.T. unmittelbar auf dem Unterostalpinen Kristallin zu liegen gekommen ist, verläuft ihre Fortsetzung dann innerhalb des ostalpinen Kristallins unter dem Grazer Paläozoikum, weiter dann in der Aufschiebung des Kor-Saualpenstockwerkes auf die Stubalpeinheit. Es wird weiters genau zu prüfen sein ob nicht der W-Rand der Gurktaler Decke mit der Einklemmung des Mesozoikums den Ausstrich dieser bedeutenden, zunächst im ostalpinen kristallinen Sockel verlaufenden Scherzone in das Deckgebirge darstellt.

Daß eine so beträchtliche innere Deformation des Ostalpins eine Revision des derzeit herrschenden tektonischen Konzeptes zur Folge hätte, liegt auf der Hand. Sollte die

diskutierte Hypothese tatsächlich zutreffen, so hat sie weitgehende Konsequenzen für zukünftige geochronologische Ergebnisse. Sie wäre sofort hinfällig, sollte etwa irgendwo im Bereich der Plattentektonik voralpine Biotitalter nachweisbar sein. Derzeit ist dies nicht der Fall. Die nächsten variszischen Biotitalter stammen aus dem Kristallin von Sopron. Bezeichnenderweise führen diese Gesteine noch einen unversehrten Andalusit, zeigen also die temperaturbetonte Metamorphosefaziesserie wie sie vor der Plattengneistektonik (die immer mit der Bildung von Disthen verbunden ist) vorhanden war.

Zusätzlich zu diesen Überlegungen und Ergebnissen, die regional weitergeführt werden, muß es auch möglich sein, die Plattengneistektonik direkt mit geochronologischen Methoden zu datieren. Zu diesem Zweck wurden aus den Plattengneisen Kleinbereichsisochronen untersucht, indem erwartet wurde, daß sich bei der intensiven Durchbewegung auch eine Homogenisation der Sr-Isotope im Kleinbereich (cm-dm) zwischen chemisch unterschiedlichen Lagen einstellt.

Das Ergebnis einer solchen Kleinbereichsisochrone der Plattengneise von Gams zeigt die nachstehende Abbildung. Überraschender Weise ergibt sich eindeutig, daß alpin keine Homogenisation im Kleinbereich stattfand. Sicher ist damit jedenfalls, daß während der alpinen Metamorphose - alle metamorphen Glimmer haben ja nach MORAUF 1979 nur altalpine Alter - im Gestein recht trockene Metamorphose-Bedingungen herrschten. Der erhaltene Alterswert der Errorchrone korrespondiert zwar mit Ergebnissen, die im weiteren Bereich schon mehrfach gefunden wurden, es kann jedoch ebenso gut eine geringfügige Verjüngung einer etwas älteren variszischen "2-Punkt-Konfiguration" vorliegen.



Kleinbereichserrorchrone einer Plattengneisprobe von Gams/Koralpe. Untersucht wurde ein Block mit ca. 20 cm Durchmesser mit alternierender Paragneislagen (A, C, E) und ehemaligen Pegmätitlagen (B, D, F)

Aus dem erhaltenen Ergebnis kann nicht ein schlüssiger Gegenbeweis zur oben genannten Hypothese abgeleitet werden und die Plattengneistektonik deshalb als sicher variszisches Strukturelement aufgefaßt werden. Die sehr trockenen Metamorphosebedingungen und die s-parallele Durchbewegung könnten einen Austausch normal zum s verhindert haben.

Im vulkanogenen Komplex der Gleinalpe - hier erscheint es wahrscheinlich, daß die Strukturprägung variszisch ist und die altalpine Metamorphose sich ähnlich wie im W des Schneeberger Zuges auf eine zwar intensive aber im wesentlichen doch nur statisch wirksame Aufwärmung beschränkte - ergaben sich dagegen altalpine Alter der Kleinbereichsisochronen.

Eine systematische Untersuchung zur Aussagemöglichkeit mit Rb/Sr - Kleinbereichsisochronen im fraglichen Gebiet in Gesteinen mit unterschiedlichem Grad der Rekristallisation und unterschiedlichem Gehalt an fluiden Phasen wird damit erforderlich.

Literatur:

- MORAU, W. 1979: Isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen der Koralpe und Saualpe, SE - Österreich.-- Inauguraldissertation Phil.naturw.Fak.Univ.Bern, 3 Teile, 115 p., 20 Abb., 11 Tab., Bern.
- KLEINSCHMIDT, G. 1979: Die Verteilung von Chloritoid in den südlichen Muralpen (Gurktaler Alpen, Saualpe, Koralpe) und ihre geologische Bedeutung.-- Clausthaler geol.Abh., 30, 74-94, Clausthal.
- ROETZEL, R. 1979: Kriterien zur Erkennung der tektonischen Transportrichtung in Gesteinen mit ausgeprägter Lineation. Ein Vergleich Bittescher Gneis (Moravikum).- Plattengneis Koralpe und Sieggabener Serie.-- Unveröff.Vorarbeit Inst.f.Geologie Univ.Wien, III, 137 p., 69 Abb., 9 Tab., 4 Taf., Wien.

RADIOMETRISCHE ALTERSDATIERUNG UND METAMORPHOSEUNTERSUCHUNGEN DER KALKALPENBASIS UND DER GRAUWACKENZONE
IN DER RADMER UND AM STEIRISCHEN ERZBERG

G.JUNG, Wien

Einführung

Ziel der Untersuchungen war es, das Ausmaß an variszischer und alpidischer Metamorphose und Strukturprägung an der Grenze Grauwackenzone - Kalkalpenbasis im weiteren Bereich Radmer zu klären. Bisherige Untersuchungen er-

gaben oft unterschiedliche Ergebnisse, wobei aber die stärkere Beanspruchung der polymetamorphen Grauwackenzone meist zu variszischer Zeit angenommen wurde. Ausgehend von den Untersuchungen der Eisenkarbonatlagerstätten wurden jedoch für die metasomatische Umlagerung der Erze, die überwiegend als alpines Ereignis aufgefaßt wurde, auch ansehnliche Temperaturen zu alpidischer Zeit gefordert. Die folgenden gefügekundlichen und mikroskopischen Untersuchungen wurden vor allem in der Radmer durchgeführt, während die geochronologischen Untersuchungen auch auf den Steirischen Erzberg ausgedehnt wurden. Die Radmer wurde anderen vergleichbaren Lokalitäten als Untersuchungsschwerpunkt vorgezogen, da im Spateisensteinbergbau der Radmer die Transgression der Werfener Schiefer über den paläozoischen Grauwackengesteinen vorbildlich aufgeschlossen ist und da hier die alpidische Metamorphose vergleichsweise geringere Auswirkungen zeigte und somit die variszische Metamorphose besser zu untersuchen war.

Ergebnisse

Die kalkalpinen Werfener Schiefer zeigen vor allem im Gebiet der Radmer noch deutlich ihre sedimentären Strukturen und es lassen sich auch deutlich detritäre und neugebildete Komponenten unterscheiden. Nach Vergleichen mit Untersuchungen von M.FREY (1969, S.105) und I.THUM & W.NABHOLZ (1972, S. 40ff) lassen sich die Werfener Schiefer der Radmer in die höhertemperierte Anchizone einstufen. Lithologisch vergleichbare Gesteine der Grauwackenzone hingegen zeigen bereits Deformation der klastischen Bestandteile und stark überprägte sedimentäre Gefüge. Die neugebildeten Hellglimmer schließen sich s-parallel zu Häuten zusammen. Diese Textur konnte im Vergleich zu obigen Autoren und aufgrund der IK-Werte < 4 (Küblerindex) an den Beginn der Grünschieferfazies eingeordnet werden. Im Falle der Werfener Schiefer ergab eine Bestimmung der Illitkristallinität an Gesamtgesteinsproben und der Fraktion $< 2\mu$ ebenfalls Werte < 4 (Küblerindex).

In Guinieraufnahmen zeigte sich, daß die Fraktion $< 2\mu$ in der Regel keine phengitische Komponente enthält und daher möglicherweise auch diese feine Korngröße noch reliktsch aus Resten detritärer Glimmer bzw. aus solchen Kernen besteht. Daher darf im Fall der Werfener Schiefer die Methode der Illitkristallinitätsbestimmung nicht unkritisch angewendet werden. An 4 Proben der Werfener Schiefer konnte röntgenographisch Pyrophyllit nachgewiesen werden. M.FREY (1977, S.121) konnte für vergleichbare Serien des Schweizer Keuper den Stabilitätsbereich des Pyrophyllites mit $220 - 300^{\circ}\text{C}$ bei $1 - 2$ kbar angeben. M.SCHRAMM (1977, 1978) konnte die alpine Pyrophyllitneubildung in den Werfener Schiefen am Kalkalpensüdrand deutlich belegen. Damit sind auch im Gebiet der Radmer anchizonale Bedingungen in alpidischer Zeit erreicht worden.

Zur Klärung der Intensität der Deformation in alpidischer und variszischer Zeit wurden klastische Horizonte von beiden geologischen Einheiten im unmittelbaren Bereich der Transgressionsfläche im Tagbaubereich Radmer auf ihren Deformationsgrad untersucht. Stellvertretend für die kalkalpinen Schichtglieder wurden diesbezüglich Proben der in der Radmer ca. 1 m mächtigen Basisbreccie der Werfener Schiefer dreidimensional untersucht. Diese Gesteine zeigen keine merkliche Deformation oder metamorphe Regelung der klastischen Bestandteile. Im Gegensatz dazu ergab die Untersuchung einer stark tuffogen beeinflussten Lage des Blasseneckporphyroids unmittelbar unter der selben Basisbreccie bereits eindeutig eine metamorphe Einregelung und Deformation der klastischen Bestandteile. Ebenso liegen die Schieferungsflächen ($s_1 \neq ss$) in den Werfener Schiefen deutlich diskordant zu jenen in der Grauwackenzone. Dabei kommt es im unmittelbaren Transgressionsbereich zu einer gering mächtigen Zone der Überlagerung der beiden Schieferungsflächen. Dies erlaubt den Schluß, daß die alpidische Tektonik in der Umgebung der Radmer mit einer merklich schwächeren Deformation verbunden war als die variszische, und daß auch die ältere Schieferung nicht regional überprägt werden konnte. Aufgrund der bisher angeführten Ergebnisse läßt sich vorläufig folgender Schluß ziehen: Die variszische Metamorphose hat die beginnende

Grünschieferfazies erreicht, war aber intensiver als die alpidische, die nur Bedingungen der höhertemperierten Anchizone schuf. Der jedenfalls nur geringe Metamorphosesprung ist am Erzberg schwerer feststellbar, da dort der alpidische Einfluß geringfügig stärker war als in der Radmer.

Diskussion der g e o c h r o n o l o g i s c h e n Daten:

Bei einem Blick auf Abb.1 erkennen wir, daß die K-Ar-Daten der feinkörnigen Fraktionen immer jüngere Alter ergeben als die gröberen, und in einen Zeitraum fallen, aus dem keine Metamorphoseereignisse bekannt sind.

Zwei Interpretationsmöglichkeiten stehen zur Verfügung:

- a) Überschußargon: bedingt durch eine neuerliche Metamorphose der bereits variszischen Grauwackenzone herrschte zu alpidischer Zeit lokal ein erhöhter Ar-Partialdruck im Gesteinsverband, sodaß die Mineralien zusätzliches Ar einbauen konnten.
- b) Argonverlust: die Gesteine bestehen heute überwiegend noch aus ihren in variszischer Zeit gebildeten Mineralien und die schwache alpidische Metamorphose führte nur zu einem mehr oder weniger großen Verlust des radiogen gebildeten Ar.

Indem die feinkörnige Fraktion (größere Oberfläche größerer Verlust) durchwegs jüngere Alter ergeben, als die gröberen Korngrößen des selben Gesteins und auch die Bestimmung eines aus den Werfener Schiefen rein isolierten grobkörnigen Hellglimmers ein variszisches Alter (267 m.a.) ergab, trifft offensichtlich Interpretation b auf unsere Verhältnisse zu.

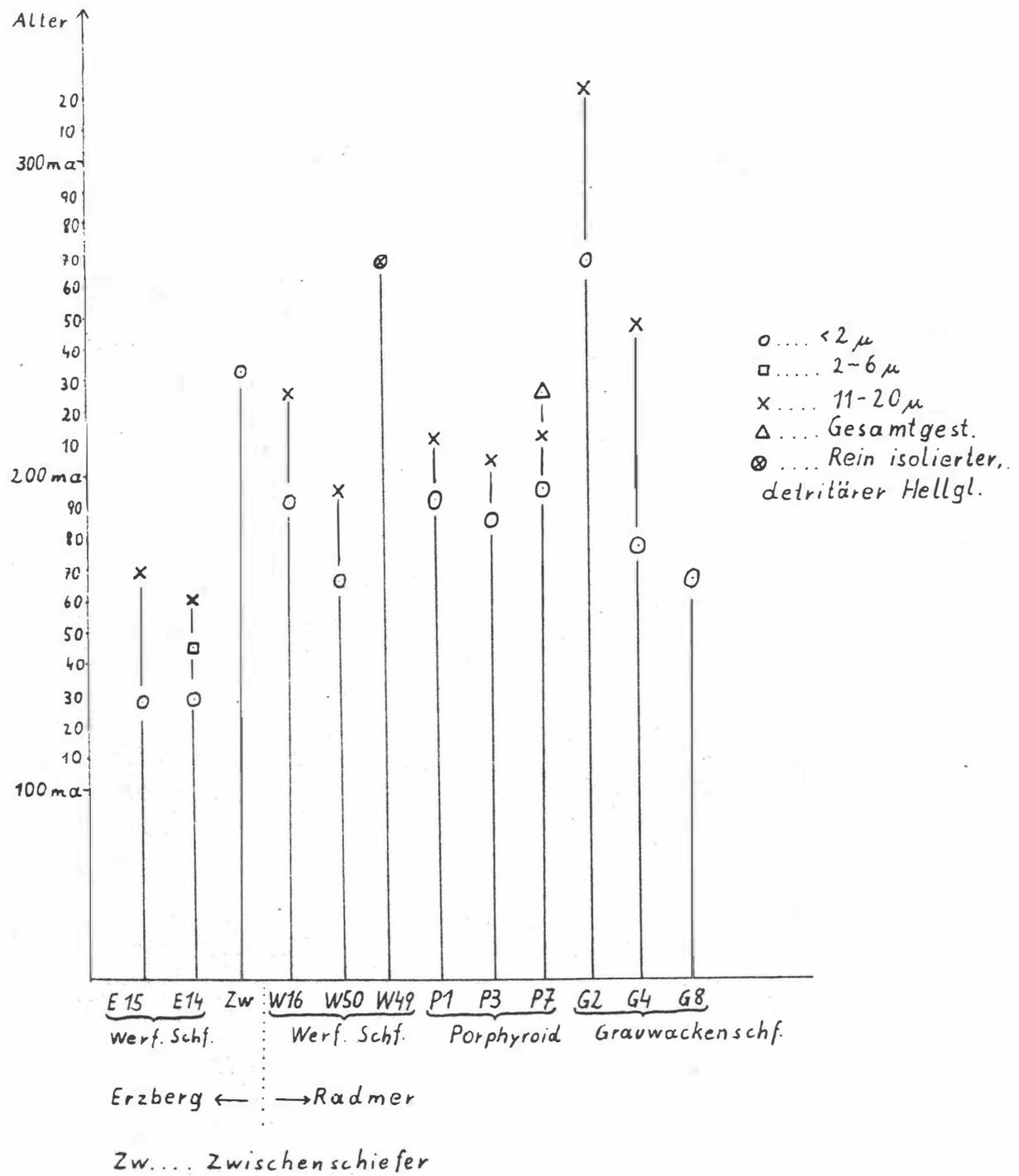


Abb. 1: K-Ar-Daten unterschiedlicher Korngrößenfraktionen der Radmer und des Eisenerzer Erzberges. Die feinen Fraktionen ergeben immer jüngere Werte als die größeren. Wir erklären dies als unvollständigen Ar-Verlust von variszisch-gebildeten Mineralen zu alpidischer Zeit.

Aus diesen Ergebnissen ergibt sich, daß die mikroskopisch anscheinend neugebildeten Hellglimmer ($< 2 \mu$) im untersuchten Fall noch aus einem älteren, nur unvollständig "rekristallisierten" Anteil und einem neugebildeten Teil bestehen. Bei so schwacher Metamorphose sind in klastisch beeinflussten Gesteinen eben noch keine vollständigen Reaktionsabläufe zu erwarten. Unter diesem Gesichtspunkt sind auch die Rb-Sr Alterswerte zu sehen (Abb.2). Auch hier wurde keine Homogenisierung der Sr-Isotope zu alpidischer Zeit erreicht. Das höchste Alter von 245 m.a. ergab eine Kleinbereichsisochrone vom Zwischenschiefer des Erzberges. Die beiden anderen Alterswerte wurden aus einem Handstück des Blasseneckporphyroids der Radmer (165 m.a.) und eines Werfener Schiefer des Erzberges (128 m.a.) jeweils aus dem Gesamtgestein und der zugehörigen 2μ -Fraktion bestimmt. Die Aussage dieser Werte ist ähnlich jener der K-Ar-Daten:

Mischalter der Fraktion $< 2 \mu$ im Gebiet der Radmer, eine intensivere alpidische Erwärmung im Gebiet des Erzberges, wobei aus regionalen Überlegungen anzunehmen ist, daß die erhaltenen Werte vom Erzberg auch noch keine wahren Bildungsalter darstellen. Das Ergebnis der Kleinbereichsisochrone weist darauf hin, daß die Isotopenhomogenisierung während der variszischen Metamorphose im m-Bereich später nicht mehr entscheidend verändert wurde.

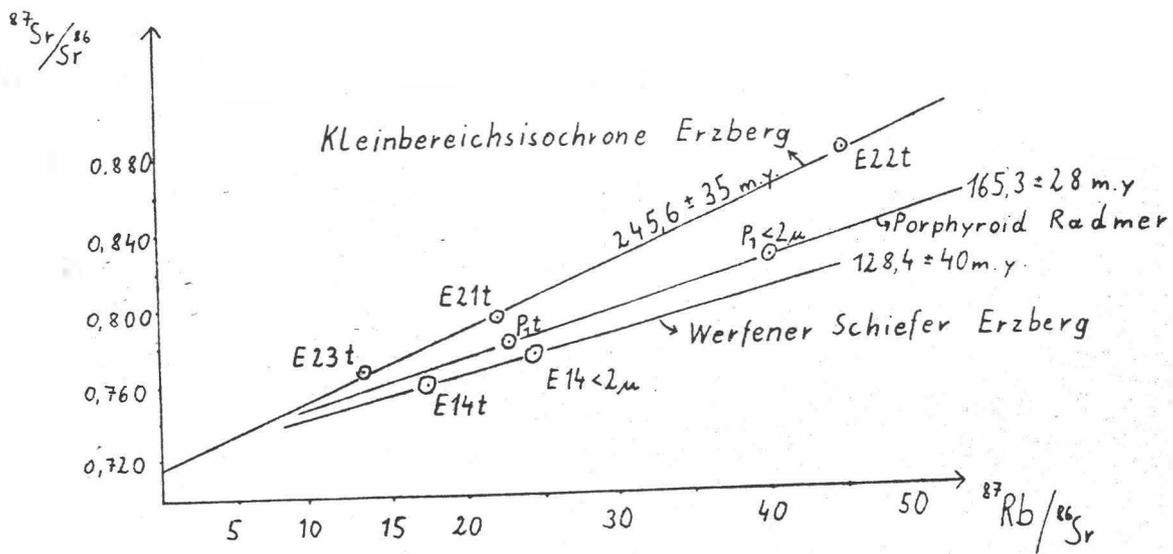


Abb.2: Rb-Sr-Daten: Die Proben für die Kleinbereichsisochrone wurden vom Zwischenschiefer des Eisenerzer Erzberges im m-Bereich genommen und ergeben noch ein variszisches Alter. Das Mischalter von 165 m.a. des Porphyroids der Radmer errechnet sich aus dem Gesamtgestein und der zugehörigen Fraktion $< 2\mu$ der selben Probe. Das Mischalter von 128 m.a. eines Werfener Schiefers des Erzberges, das ebenfalls aus dem Gesamtgestein und zugehöriger 2μ Fraktion errechnet wurde, nähert sich stärker dem Höhepunkt der alpidischen Metamorphose als in der Radmer.

Schlußfolgerungen

Die Untersuchungsergebnisse bedeuten für die Eisen-spatlagerstätte Radmer, daß ihre Rekristallisation und Umlagerung nach der primärsedimentären Stoffkonzentration (BERAN & THALMANN 1978) sicherlich im wesentlichen schon zu variszischer Zeit stattfand. Alpidisch erfolgte nur mehr eine erneute lokale Erzmobilisierung, die in der Radmer allerdings nur ein geringes Ausmaß erreichte. Die bisher oft vertretene Ansicht, daß die Rekristallisation der Lagerstätte der Radmer erst alpidisch sei, erscheint im Licht der erhaltenen Untersuchungsergebnisse kaum möglich, da wir nicht annehmen können, daß die intensivere variszische Metamorphose die Lagerstätte nicht entscheidend beeinflußt hätte. Diese Folgerungen gelten sinngemäß auch

für den Eisenerzer Erzberg, obgleich dort die alpidische Metamorphose geringfügig stärker war und der Temperaturunterschied beider Metamorphosen geringer als in der Radmer war. Offensichtlich wurde weder am Erzberg noch in der Radmer zu alpidischer Zeit die blocking Temperatur für Hellglimmer (bez. K-Ar) von 350^o-370^oC deutlich überschritten.

Literatur:

- BERAN, A. & THALMANN, F. 1978: Der Bergbau Radmer - Buchegg - ein Beitrag zur Genese alpiner Sideritlagerstätten.- Tschermaks Min.Petro.Mitt. 25, 287-303.
- FREY, M. 1969: Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmania-Gebiet. Ibid.137, S.160.
- 1977: Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation etc.- Journ. of Petrology, 19, no.1, 93-135, Oxford.
- SCHRAMM, J.M. 1977: Über die Verbreitung epi- und anchimetamorpher Sediment-Gesteine in der Grauwackenzone und in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich).- Ein Zwischenbericht.- Geol.-Paläont.Mitt.Innsbruck, 7, 3-20, Innsbruck.
- 1978: Anchimetamorphes Permoskyth an der Basis des Kaisergebirges (Südrand der Nördlichen Kalkalpen zwischen Wörgl und St.Johann in Tirol, Österreich).- Geol.-Paläont.Mitt. Innsbruck, 8, 101-111, Innsbruck.
- THUM, I. & NABHOLZ, W. 1972: Zur Sedimentologie und Metamorphose der Penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau - Lenzerheide - Oberhalbstein.- Beitrag geol.Kt.Schweiz, N.F. 144, 55 S., Bern.
- JUNG, G. 1979: Geologische Untersuchungen und radiometrische Altersbestimmungen zur schwachen Metamorphose an der Grenze Kalkalpenbasis - Grauwackenzone im Raum Radmer (Stmk.).-- Vorarbeit Inst.f.Geol.Univ. Wien, 54 p., 27 Abb., 3 Beil., 1 Kt., Wien.

ARBEITEN IM OSTALPIN W DES TAUERNFENSTERS

M.THÖNI, Wien

Nachdem 1978 ein erster Überblick über die alpidisch-metamorphe Beeinflussung im südlichen Ötztaler Altkristallin und den Engadiner Dolomiten gegeben worden war (s. Abschlußband über den Hochschulschwerpunkt N 25, 1979, im Druck), konzentrierten sich die Untersuchungen im Berichtsjahr vor allem auf den Übergangsbereich Ötz-/Scarlkristallin im Vinschgau. Im Geländesommer 1979 wurden weiters die Phyllitgebiete sowie das Altkristallin der Campo-Einheit zwischen Vinschgau und Sulzberg beprobt, um den Einflußbereich der alpidischen Aufwärmung von der Schneeberger "Wärmebeule" gegen SW hin abzugrenzen. Aus der nördlichen Phyllitgneiszone, die das Silvrettakristallin im N begleitet, wurden Glimmer aus dem Arlbergtunnel (Probenaufsammlung Dr.J.KAISER und Dr.F.KUNZ) und dem Montafon für die Datierung vorbereitet. Diese Untersuchungen sollen die voralpidischen bzw. alpidisch-metamorphen Beziehungen zwischen Phyllitgneiszone und Silvrettakristallin weiter aufklären helfen.

Ergebnisse aus dem Grenzbereich Ötz-/Scarlkristallin.
Petrographische und radiometrische Untersuchungen aus den vergangenen zwei Jahren hatten ergeben, daß die Sedimente der Engadiner Dolomiten in der oberen Kreide eine metamorphe Prägung in der oberen Grünschieferfazies erfahren haben. Die K/Ar-Alter der neugebildeten Hellglimmer aus dem Permoskyth dieser Sedimentabfolge schwanken zwischen 74 und 95 Millionen Jahren (34 Analysen, sowie einige Doppelbestimmungen). Obwohl diese altalpidische Metamorphose den kristallinen Sockel, das im Hauptmineralbestand variszisch geprägte Scarlkristallin, gene-

rell schwach, lokal aber deutlich überprägt hat, ist eine ähnlich starke Überprägung im östlich angrenzenden Ötzkristallin nicht zu beobachten.

Bekannt ist seit langem, daß das Ötzkristallin W des oberen Vinschgaus der Scarl-Einheit an einer markanten, flach gegen E abtauchenden tektonischen Linie, der Schliniglinie, aufgeschoben ist. Die Meinungen über das Ausmaß bzw. auch über die zeitliche Einstufung dieser Überschiebungstektonik divergieren jedoch in der Literatur. Die Datierung von Glimmern aus Myloniten an der Schlinigüberschiebung und von Serizitphylliten aus der Vinschgauer Schieferzone ergaben nun teilweise neue Aspekte zu diesem Fragenkreis.

Ausgeprägte Mylonite im unmittelbaren Kontaktbereich von Ötz- zu Scarlgesteinen wurden im Schlinigtal und im Langtaufertal beobachtet. Die dem Scarlkristallin zugeordneten Metagranite bis Metadiorite an der Schlinigstraße ca. 500 m vor dem Weiler Schlinig zeigen eine äußerst intensive mechanische Deformation der Korngefüge, die als teilplastisch bezeichnet werden kann. Reine Kataklase ist erst in einigem Abstand über der Überschiebungsbahn und nur lokal zu beobachten. Verbunden mit dieser tektonischen Formung sind mineralchemische Reaktionen. Diaphthorese und Mineralneubildung haben teilweise den gesamten primären Mineralbestand erfaßt. Die optisch beobachtbaren Reaktionen beschränken sich in den durchschnittlich grobkörnigen Gesteinen jedoch auf die Korngrenzen bzw. auf feinkörnige Intergranularbereiche. Biotit und Hornblende sind in diesen Paragenesen weitgehend unverändert erhalten, die Feldspäte sind jedoch häufig entmischt, Kleinquarze rekristallisieren. Neugebildet wird vor allem feinschuppiger Hellglimmer, der in einzelnen Schlifften bis über 20 Vol-% ausmacht. Im Rojental wurde im unmittelbaren Kontaktbereich des Altkristallins zu den unterlagernden Karbonaten des Rojener Fensters eine intensive Diaphthorese des altkristallinen Mineralbestandes und starke Karbonatinfiltration beobachtet. An der Überschiebung des Ötzkristallins über die Jaggl-Metasedimente im Langtaufertal (NW Kapron) wurde das Permoskyth im Hangendteil intensiv plastisch deformiert. Die auffallendste

Mineralreaktion ist hier wiederum eine intensive Sprossung von feinschuppigem phengitischem Hellglimmer. Bezeichnend ist, daß in diesen Gesteinen die Korngefüge wesentlich plastisch deformiert sind, was im Vergleich zum Altkristallin im Schlinigtal auf die wesentlich stärkere Durchgasung dieser Sedimente bei der Metamorphose zurückzuführen sein dürfte.

Aus diesen Gefügebeobachtungen ergibt sich nun der Schluß, daß sowohl die Mylonitbildung als auch die teilweise Diaphthorese bzw. Mineralneubildung zeitlich mit kräftigen tektonischen Bewegungen an der Schliniglinie zusammenhängen. Die aus zwei Myloniten aus Langtaufers (Permoskyth) bzw. dem Schlinigtal (Kristallin) datierten feinschuppigen Hellglimmer ergaben K/Ar-Alter von 93 bzw. 90 Mio.J. Diese Daten stimmen mit den K/Ar-Altern von neugebildeten Hellglimmern aus nicht mylonitisierten Permoskythgesteinen der weiteren Scarl-Einheit überein und bezeugen damit, daß die Schliniglinie zumindest teilweise schon z.Z. der oberkretazischen Metamorphose und Tektonik aktiv war.

Wie anhand des regionalen alpidisch-metamorphen Bildes an anderer Stelle ausgeführt (THÖNI 1979, i.Druck) und wie schon früher von verschiedenen Autoren diskutiert wurde, sollte die Schliniglinie als a u s g e p r ä g t e Ü b e r s c h i e b u n g s b a h n jedoch wesentlich ein tertiäres Strukturelement sein. Zusammenfassend ergibt sich also ein zwei- bzw. mehrphasiges Geschehen für diese Überschiebung.

Das Problem der Vinschgauer Serizitphyllite. Diese Gesteine der Vinschgauer Sonnenberge zwischen Spondinig und Goldrain sind dem Altkristallin (Paragneise, Phyllitgneise) s-parallel zwischengeschaltet. HAMMER (1912, 1931) vermutete zumindest in einigen dieser Vorkommen alpinen Verrucano, während später ANDREATTA (1939, 1951) diese Metamorphite als Phyllonite ("Miloniti filladiche") deutete, die durch die alpidische Tektonisierung aus voralpidisch gebildeten Paragneisen rückschreitend gebildet worden wären.

Im Dünnschliff nun zeigten diese Serizitphyllite dem sicheren Permoskyth der Scarl-Decke teilweise sehr ähnliche Gefüge. In vielen Fällen liegen fast reine Quarz-Hellglimmer-Paragenesen vor. Es wurde daher die Datierung der hellglimmerreichen Feinfraktionen versucht.

Regional gesehen, war schon aus den vorhergehenden Untersuchungen bekannt, daß im südlichen Öztaler Altkristallin eine deutliche Zunahme der alpidischen Metamorphose von W nach E festzustellen ist. Die Serizitphyllite sollten, als Bestand des voralpidischen Kristallins gedeutet, in ihrem Glimmerbestand eine im großen ähnliche Entwicklung zeigen wie das "echte" phyllitische Altkristallin: höhere Mischalter im W, zunehmend stärker verjüngte Alter gegen E. Die Hellglimmer von fünf verschiedenen Serizitphyllitvorkommen zwischen Spondinig und Vezzan ergaben jedoch einheitlich nur oberkretazische K/Ar-Alter. Von acht Analysen fallen sechs in den Zeitraum 74-82 Mio.J. Auch die größeren Kornfraktionen und das Gesamtgestein haben während der altalpidischen Metamorphose weitgehend das radiogene Argon verloren. Die Daten stimmen somit gut mit den Hellglimmeraltern aus dem Permoskyth der südlichen Scarl-Decke überein und mögen demnach ein gewichtiges Argument dafür sein, daß die Serizitphyllite der Vinschgauer Sonnenberge (zumindest zum Teil - es mag indessen durchaus zweifelhafte Vorkommen geben, wie schon die verschiedene Kartierung dieser Gesteine bei HAMMER bzw. ANDREATTA zeigt) progressiv metamorphe postvariszische Sedimente darstellen.

Diese Ergebnisse können folgendermaßen interpretiert werden. Die Scarl-Einheit setzt sich im Liegenden der Ötz-Einheit E des oberen Vinschgaus in die Sonnenberge hinein fort. Dieses Gebiet stellt eine komplizierte Schuppenzone dar, in der Gesteine verschiedener tektonischer Einheiten wechsellagern: Elemente der Scarl- und der Ötz-Einheit, möglicherweise auch Teile der Campo-Einheit (Glimmerschiefer) und im Hangenden die in ihrer Herkunft noch nicht geklärte Matscher Decke. In diesem breiten Bewegungsteppich der Vinschgauer Schieferzone verlieren sich die Schliniglinie als trennendes Element zwischen Ötz- und Scarl-Einheit und die Trafoier Linie als solches zwischen Scarl- (Umbrail-) und Campo-Einheit allmählich.

Knapp W der Schnalstalmündung ist keine Trennfuge zwischen diesen drei Einheiten mehr erkennbar.

Die Hellglimmeralter aus den Serizitphylliten werden als Abkühlalter der oberkretazischen Metamorphose aufgefaßt. Die Schließungstemperatur für das K/Ar-System in Hellglimmer dürfte in der Vinschgauer Schieferzone wohl durchgehend erreicht worden sein; außerdem stimmen die Daten gut mit Rb/Sr-Biotitaltern aus dem alpidisch höher temperierten Bereich weiter im E überein. Die Hellglimmeralter aus den oben beschriebenen Myloniten stimmen mit der älteren Hellglimmergruppe aus der nördlichen und mittleren Scarl-Decke überein und könnten Bildungsalter darstellen (THÖNI 1979). Rb/Sr-Analysen, die zur Klärung dieser Frage beitragen könnten, werden derzeit durchgeführt.

Obwohl für den untersuchten Bereich beachtliche tertiäre Bewegungen vor allem an der Schlinigüberschiebung - und damit auch in der Vinschgauer Schieferzone - angenommen werden, konnte eine postkretazische Beeinflußung des K/Ar-Systems weder in den Myloniten noch in den Serizitphylliten nachgewiesen werden. Die Temperaturen im Tertiär dürften damit auch an lokalen Friktionszonen für eine merkliche Verjüngung der Glimmer nicht ausgereicht haben. Allerdings kann nicht als sicher gelten, daß bei den vorliegenden Untersuchungen auch wirklich solche Horizonte erfaßt wurden, die beachtliche spätalpidische Bewegungen mitgemacht haben. So ist jeweils aus Einzelfällen nur schwer zu klären, welches Ausmaß der kretazischen und welches der tertiären Tektonik regional gesehen zukommt.

Teilprojekt 15/03:

PALÄOMAGNETISCHE UNTERSUCHUNGEN ZUR FRÜHALPINEN PALÄO-
GEOGRAPHIE IN DEN OSTALPEN

H.J.MAURITSCH, Leoben

Zielsetzung

Aufbauend auf den bisherigen Ergebnissen aus den Nördlichen Kalkalpen, die für den zentralen Teil eine Uhrzeigersinn-Rotation erbrachten, sollen im Rahmen des Teilprojektes im Westen und Osten vorallem Proben aus dem Jura entnommen werden. Dieses Probenmaterial sollte Aufschluß über die paläogeographischen und tektonischen Verhältnisse der gesamten Nördlichen Kalkalpen und ihre Übereinstimmung mit den bisherigen Ergebnissen bringen. Ferner soll versucht werden im Vergleich mit den Ergebnissen aus den Karpaten die tektonische Entwicklung in größerem Rahmen (Oberostalpin) zu erfassen.

In der Grauwackenzone sollen vorallem die hämatitpigmentierten Magnesite von Hochfilzen, Leogang und Saalfelden untersucht werden. Erste Ergebnisse lassen eine Kreiderichtung des Pigments erwarten.

In der Kreide sollen vorerst Profile im Salzkammergut, Enns und Steyertal, Krappfeld und Kainach beprobt werden um die am besten geeigneten Horizonte zu finden. Basierend auf diesen Ergebnissen sollen systematische Probennahmen erfolgen, die eine paläogeographische Rekonstruktion (Paläoinklination) erlauben sollen.

Im Grazer Paläozoikum sollen an Kalken und Diabasen Untersuchungen durchgeführt werden. Die Zielsetzung ist da-

bei, aus Vektoranalysen der Magnetisierungsrichtung in diesen Gesteinen, Hinweise auf die alpidische Tektonik und Metamorphoseentwicklung dieses Raumes zu erhalten.

In allen drei Problemkreisen werden neben der paläomagnetischen Methode die Methode der magnetischen Suszeptibilitätsanisotropie bei der Klärung tektonischer und sedimentologischer Probleme eingesetzt.

Jahresbericht 1979

In den Nördlichen Kalkalpen konzentrierte sich die Probenahme vor allem auf den Raum Innsbruck - Reutte - Lechtal - Imst, wobei im einzelnen folgende Detailbeprobungen zur Ausführung kamen:

Mieminger Gebirge: Profil Nassereither Alm (Allgäuer Schichten, Aptychenschichten, Alpiner Muschelkalk).

Marienbergjoch (Alpiner Muschelkalk).

Südabdachung des Mieminger Hauptkammes (Hauptdolomit).

Ehrwald - Staatsgrenze: Plattenkalk

Bichlbach - Berwang: Allgäuer Schichten (Graham'scher Faltestest).

Südlich von Rinnen: Hauptdolomit und Kössener Schichten (Graham'scher Faltestest).

Namlos: Kössener Schichten

Namlos - Lechtal: Hauptdolomit

Gaichtpass: Raibler Schichten

Umfahrung Reutte: Hauptdolomit

Steinbruch Vils: Lias Kalke

Imsterberg: Muschelkalk und Partnachsichten

Mutterkopf: Gosau

Brandenberg: Gosau

Wie aus dieser Aufstellung zu ersehen ist, wurden an zwei Stellen, nämlich zwischen Bichlbach und Berwang sowie südlich von Rinnen zwei Falten so dicht beprobt, daß ein Faltestest zum Nachweis der Stabilität der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) möglich schien. Die diesbezüglichen Auswertungen im Labor in Gams werden zur Zeit

durchgeführt. An Pilotproben aus dem Muschelkalk und dem Hauptdolomit wurden Abmagnetisierungsversuche durchgeführt, wobei in beiden Fällen eine zwar unterschiedlich hohe Sekundärüberlagerung festgestellt wurde, nach deren Abmagnetisierung jedoch eine hohe Stabilität der charakteristischen Remanenz (ChRM) festgestellt werden konnte. Dieses Ergebnis war umso erfreulicher, da alle bisherigen Versuche an Hauptdolomitproben aus dem zentralen Teil der nördlichen Kalkalpen negativ verliefen. Die Hauptursache für die gute Stabilität im Hauptdolomit scheint eine größere Magnetitkonzentration in diesen manchmal stark bituminösen Gesteinen zu sein.

Die Testergebnisse an den Plattenkalkproben von Ehrwald ergaben eine ebenfalls zufriedenstellende Stabilität der NRM. Von allen anderen Profilen sind die Proben geschnitten und markiert und werden in den nächsten Monaten ausgewertet.

In der Abbildung 1 sind 3 Vektordiagramme dargestellt, die eine Probe aus dem Plattenkalk (M 681) und zwei Proben aus dem Hauptdolomit (M 1356 und M 432) zeigen. In allen Fällen kann man deutlich erkennen, daß die "Fossile Remanenz" durch Sekundärremanenzen, die wahrscheinlich auf Verwitterungseffekte zurückzuführen sind, überlagert ist. Bei der Wechselfeldabmagnetisierung scheinen die Proben normalerweise ab einer Abmagnetisierungsfeldstärke von 300 Oe magnetisch gereinigt zu sein. Aus diesem Grunde wurde auch ab diesem Punkt der Ursprungsvektor in den Abbildungen eingezeichnet. Im Diagramm C konnte nicht einwandfrei geklärt werden, ob die Probe schon bei 300 oder aber erst bei 900 Oe abmagnetisiert ist. Hier sind weitere Untersuchungen notwendig.

In der Abbildung 2 ist das Abmagnetisierungsverhalten von zwei Hauptdolomitproben im Vektordiagramm (a) dargestellt. Bei der Probe M 1523 kann man sehr schön erkennen, daß die Probe im Initialzustand, d.h. mit dem Vektoranteil der Sekundärremanenz invers magnetisiert erscheint. Durch schrittweise Abmagnetisierung wird der Anteil der Sekundärremanenz immer kleiner und der Summenvektor wandert

entlang eines Großkreises zu der Richtung der Fossilen Remanenz. Diese ist nach einer Abmagnetisierungsfeldstärke von ungefähr 300 Oe erreicht. Die gleiche Tendenz des Wanderns entlang eines Großkreises, wenn auch in wesentlich geringerem Ausmaß, zeigt die Probe M 1481.

In der Abbildung B sind die Abmagnetisierungskurven der vorgenannten Proben dargestellt.

Im Raum von Kufstein wurden Juraprofile (Lias-Dogger-Malmbasis) beprobt, wobei die Proben gerade aufbereitet werden.

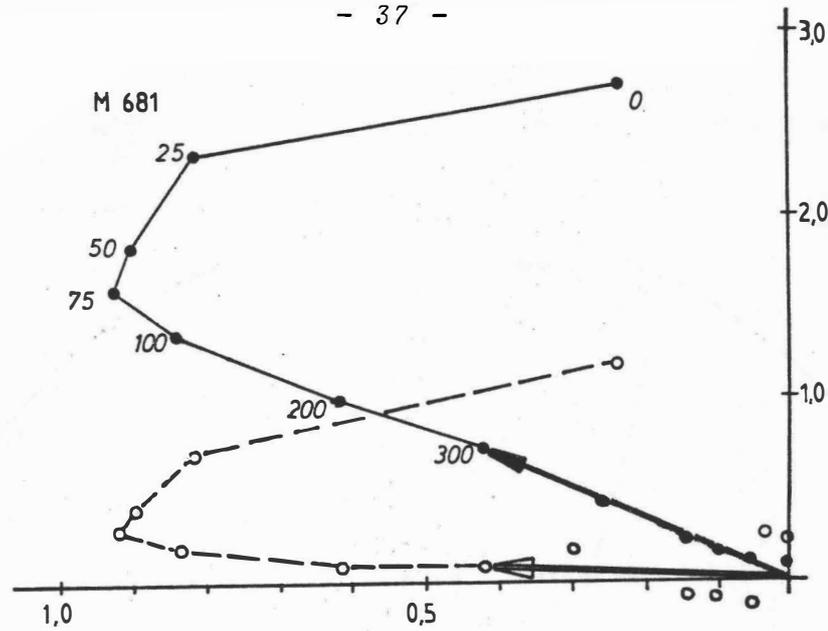
Im Raum Lofer - Unken wurde ausgehend von dem von HARGRAVES und FISCHER 1959 bearbeiteten Profil weitere Juraprofile beprobt.

Im Bereich der Gamser Gosau wurde zwischen Gamsgraben und Röthelstein eine große Anzahl von Grabenprofilen begangen, wobei ausschließlich grobklastisches Kreidematerial gefunden wurde. Von den relativ feinkörnigen Schichten wurden Testproben entnommen, um die Wirkung einer allfällig (im gesteinsmagnetischen Sinn) vorhandenen Metamorphose zu überprüfen.

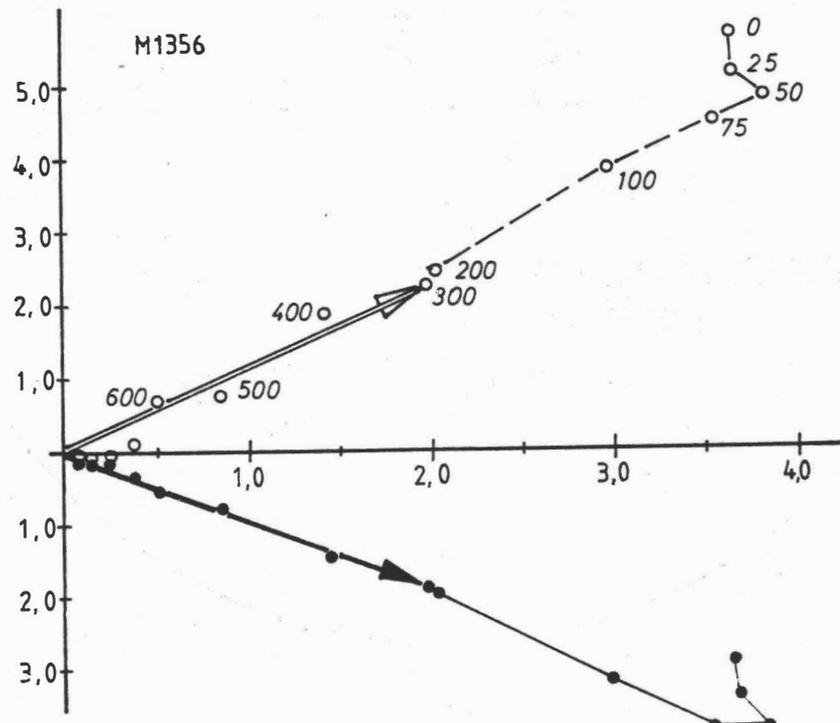
Im Bereich der Kainacher Gosau wurde im Zuge einer umfangreichen Geländearbeit verschiedenes Testmaterial aufgesammelt, um deren gesteinsmagnetische Eignung zu überprüfen. Aufgrund der Erfahrungen, die mit Kreidesedimenten in den letzten Jahren gemacht wurden, ist jedoch anzunehmen, daß mit ziemlicher Sicherheit nur die Zementmergel geeignet sein dürften. Diese Zementmergel scheinen auch geeignet, das erste Mal in den Ostalpen eine Magnetostratigraphie in Kreidegesteinen zu versuchen.

In der Umgebung von Graz wurden Karbonaufschlüsse begangen und Handproben entnommen, sodaß an diesen die gesteinsmagnetische Eignung überprüft werden kann.

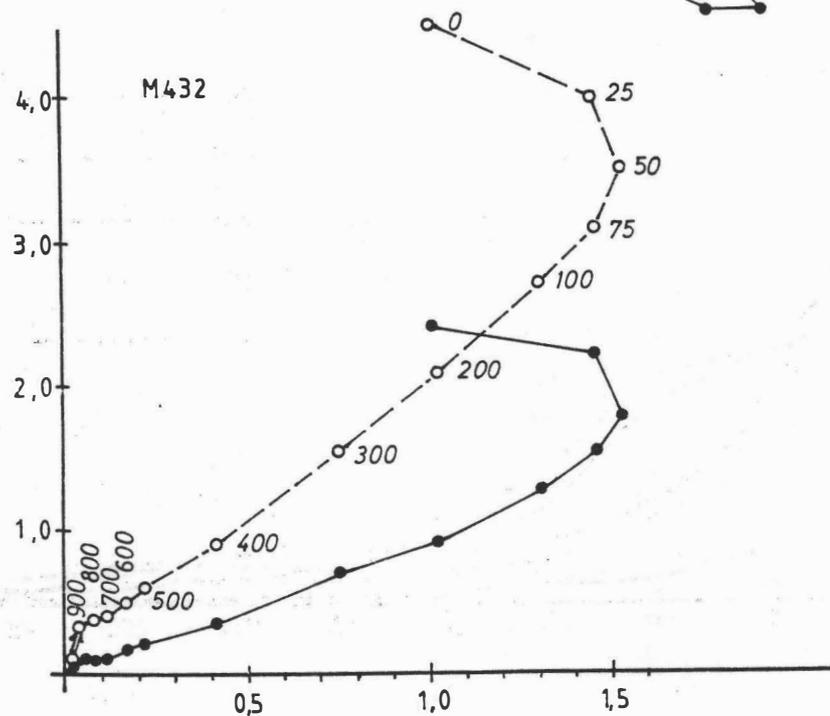
a.

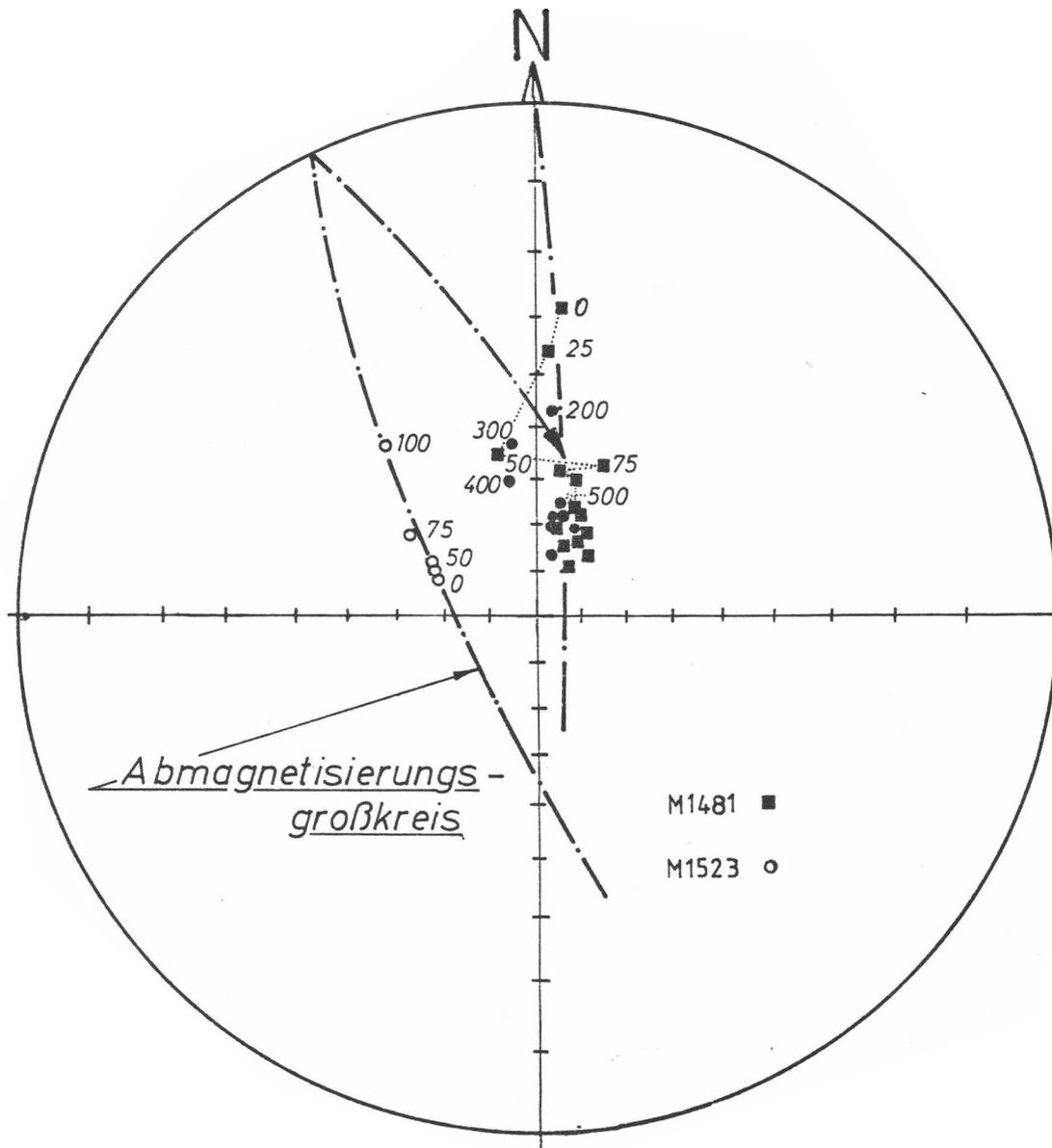


b.

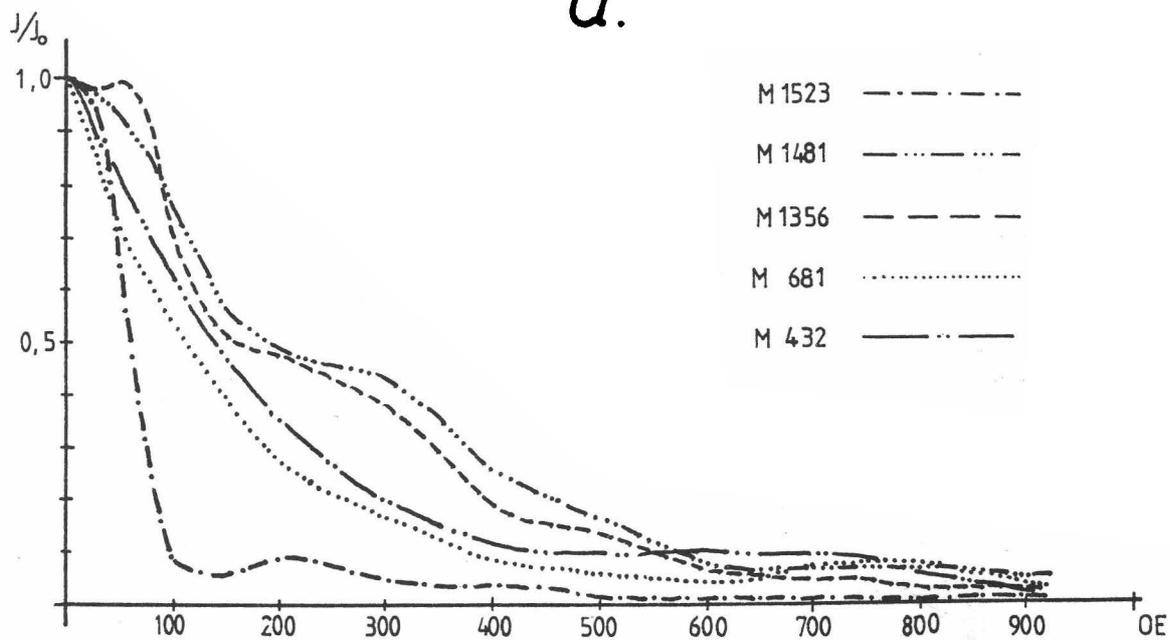


c.





a.



b.

Teilprojekt 15/04:

NACHWEIS UND BILDUNGSBEDINGUNGEN DER FRÜHALPIDISCHEN METAMORPHOSE IN DEN WESTLICHEN HOHEN TAUERN

G.HOSCHEK, Innsbruck

Zielsetzung

Mehrere petrographische Befunde sprechen für einen mehrphasigen Ablauf der alpidischen Metamorphose in diesem Bereich. Aus einer Kombination von Altersbestimmungen, Mineralchemismus, experimentellen P, T- Stabilitätsbereichen, sowie aus Analogien mit anderen metamorphen Gebieten, speziell den Westalpen, läßt sich eine frühere alpidische Metamorphose unter relativ hohen Drucken, gefolgt von einer höhertemperierten Metamorphose unter niedrigen Druckbedingungen ableiten. Entsprechende Hinweise auf das frühe Hochdruckstadium sind:

- a) Eklogite sowie damit vergesellschaftete Karbonatgesteine aus dem Froßnitztal (MILLER, 1977). In beiden Gesteinstypen tritt Jadeit, Hochdruck-Pyroxen auf, sodaß für diesen Bereich gesichert ist: nicht nur die Metabasalte, sondern auch die begleitenden Metasedimente haben ein Hochdruckstadium mitgemacht.
- b) Pseudomorphosen nach vermutlich Lawsonit aus Metabasalten des Pfitschtales (LAMMER, 1978). Auch hier sind Karbonatgesteine vergesellschaftet, z.T. auch in die Metabasite eingeschaltet, sodaß auf eine gemeinsame metamorphe Prägung in einem früheren Hochdruckstadium geschlossen werden kann.
- c) Ti-Klinohumit in einigen Ultrabasiten südlich des Hauptkammes. (Dorfer Tal, Pfunderer Tal). Das Auftreten dieses Minerals u.a. in Adern und sein späterer Zerfall in Serpentin, Karbonat und Erzminerale sprechen für eine Bil-

dung in einem frühen tieftemperierten Stadium, vermutlich unter relativ hohem Druck. Experimentelle Befunde sprechen für eine extrem starke Verschiebung des Stabilitätsbereiches von Klinohumit, wenn Fluor durch OH ersetzt wird. Zusätzlicher Einbau von Ti und Fe wirkt diesem Druckanstieg entgegen. Eine genauere Abschätzung der Bildungsbedingungen dieser natürlichen Klinohumit Gesteine muß noch durch weitere Experimente gestützt werden. Auch hier treten Metasedimente, vorwiegend Karbonatgesteine in unmittelbarer Nachbarschaft auf.

d) Diskontinuierlicher Zonarbau in Plagioklas und Granat (MORTEANI & RAASE, 1974; ACKERMAN & MORTEANI, 1976). Obwohl diese Zonierung nicht unbedingt auf ein früheres Hochdruckstadium zurückgeführt werden muß, so ist zumindest eine zweiphasige metamorphe Prägung abzulesen.

Bisherige Arbeiten (HOSCHEK & HOERNES, 1973; HOSCHEK, 1978) haben u.a. den regionalen Verlauf von Mineralreaktionen in den westlichen Hohen Tauern erbracht (Biotit + Calcit sowie Biotit + Zoisit + Calcit Grenze). Sie werden im Verein mit zitierten Arbeiten sowie den Ergebnissen von HOERNES, 1973; HOERNES & FRIDRICHSEN, 1974; RAASE & MORTEANI, 1976 für das Produkt einer jüngeren alpidischen Metamorphose angesehen.

Entsprechend der Zielsetzung des Schwerpunktprogrammes soll vor allem das Studium von Gesteinen mit Relikten einer frühalpiner Hochdruckmetamorphose durchgeführt werden. Speziell sollen Gesteine aus dem Westende der Hohen Tauern (Bereich Pfitschtal, Pfunderer Tal, Valser Tal) untersucht werden und zwar vorwiegend Bereiche mit Vergesellschaftungen von Sedimentgesteinen mit Metabasiten und Ultrabasiten. Auf Grund der in a) - d) gegebenen Hinweise auf Relikte der älteren Hochdruckmetamorphose sind in diesem regionalen Bereich weitere Ergebnisse zur Verbreitung dieses Stadiums zu erwarten.

Die aus den vorhergehenden Untersuchungen abgeleiteten Mineralreaktionen sollen unter Benutzung des Mineralchemismus, experimentellen Daten und thermodynamischen Daten zu Modellrechnungen ausgewertet werden. Da z.T. hier die

Zusammensetzung der metamorphen Porenlösung als Variable eingeht, sollen geeignete Proben ausgewählt werden.

Aus diesen kombinierten Daten soll schließlich der Druck-Temperatur-Werdegang dieser Gesteine abgeleitet werden und zu einer genaueren Abschätzung führen, inwieweit der Bereich des Westendes der Hohen Tauern in eine Subduktionszone einbezogen war.

Bildungsbedingungen metamorpher Karbonatgesteine aus den Westlichen Hohen Tauern

Zur Abschätzung der bei der alpidischen Metamorphose wirksamen Druck- und Temperaturbedingungen sowie der Zusammensetzung der Porenflüssigkeiten wurden die regionale Verteilung von Mineralparagenesen erfaßt. In den mesozoischen Karbonatgesteinen wurden u.a. Isograden für das Erstauftreten von Biotit + Calcit und Biotit + Zoisit + Calcit kartiert. Die letztere Grenze umfaßt etwa die höchstmetamorphe Zone um den Bereich des Alpenhauptkammes. Für die Stabilitätsbeziehungen der verbreiteten Minerale Muskovit, Biotit, Chlorit, Zoisit, Calcit, Dolomit, Quarz wurden auf der Grundlage verschiedener experimenteller, thermodynamischer und mineralanalytischer Daten quantitative P,T,X Phasendiagramme ermittelt. Im Vergleich mit diesen Ergebnissen für das vereinfachte System $K_2O-CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$ ergeben Gesteine dieses Gebietes gewisse Diskrepanzen in der Natur der beobachteten Mineralparagenesen. Eine bessere Übereinstimmung ließ sich durch die zusätzliche Berücksichtigung der z.T. hohen Fluor-Gehalte dieser Gesteine erreichen. Weitere laufende Untersuchungen gelten der Abklärung der zusätzlichen Komponenten Eisen und Natrium. Durch das häufige Auftreten von Graphit und Sulfiden (Pyrit, Pyrrhotin) werden Abweichungen der metamorphen Porenflüssigkeit von einer reinen H_2O-CO_2 Gasphase angezeigt; dementsprechend wurden die Verschiebungen der Phasenbeziehungen unter dem Einfluß einer C-O-H-S Gasphase mit den Species $H_2O, CO_2, CO, CH_4, H_2, O_2, S_2, H_2S, SO_2$ und verschiedenen Gesamtsalzgehalten berechnet. Weitere Beobachtungen zeigen, daß neben "isochemischen" Reaktionen auch metasomatische Prozesse in den betrachte-

ten Gesteinen abgelaufen sind. Zur Charakterisierung dieser Prozesse wurde die Abhängigkeit der P,T,X Phasenbeziehungen von der Konzentration der gelösten Species, K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , H^+ berechnet und mit den petrographischen Beobachtungen verglichen. Für die Hauptmenge der Karbonatgesteine in diesem Gebiet können maximale metamorphe Temperaturen um etwa $550^{\circ}C$, minimale metamorphe Drucke um 4-6 kb und relativ wasserreiche Porenflüssigkeiten abgeschätzt werden.

Teilprojekt 15/05:

UNTERSUCHUNGEN ZUR FRAGE DER GENESE UND METAMORPHOSE FRÜH-
ALPIDISCHEN OZEANBODENS IM TAUERNFENSTER

Ch.MILLER, Innsbruck

Zielsetzung

Geophysikalische und petrologische Untersuchungen der letzten Jahre haben ein differenziertes Modell über die Zusammensetzung der ozeanischen Kruste ermöglicht (CHRISTENSEN & NICOLAS, 1975) und gezeigt, daß diese wesentlich komplexer gebaut ist, als bisher angenommen wurde. Das bedeutet auch, daß es verschiedene Möglichkeiten für die Bildung dieser Ozeanbodengesteine geben muß.

Im Bereich des Tauernfensters gibt es Gesteine, welche als Relikte eines frühalpinen Ozeans aufgefaßt werden können. Geochemische und petrologische Untersuchungen an diesen Ultramafititen und assoziierten Gesteinen (Metarodinite, Metabasite) könnten - im Vergleich mit analogen Gesteinen in den Westalpen und mit anderen Ophioliten - folgende Probleme klären: handelt es sich hier tatsächlich um Kruste, wie sie in rezenten Ozeanen unter aktiven Rücken neu gebildet wird oder repräsentieren diese Gesteine einen speziellen Typ von Vulkanismus, wie er an Kontinentalrändern gleichzeitig mit der Ablagerung flyschoider Sedimente auftreten kann.

Aus der Haupt- und Spurenelementverteilung der Serpentinite kann nicht nur auf ihre Edukte, sondern auch auf die genetischen Zusammenhänge zwischen Ultramafititen und Metabasiten geschlossen werden. Die Bestimmung der Sr-Initialverhältnisse könnte u.a. die Frage abklären, ob es sich bei diesen Serpentiniten, Metapillowbasalten und Me-

tagabbros um Mantelderivate handeln kann und auch, inwieweit diese Gesteine durch Aufnahme anderen Krustenmaterials verändert wurden. Aus evtl. vorhandenen Reliktmineralen in den Serpentiniten sollen die vormetamorphen Equilibrierungsbedingungen, aus den neugebildeten Phasen die Metamorphosebedingungen rekonstruiert werden. Vielleicht läßt sich auch in diesen Gesteinen die altalpidische Hochdruckphase nachweisen, wenn besonders geeignete Proben (Metarodingite) und Methoden (Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen) verwendet werden.

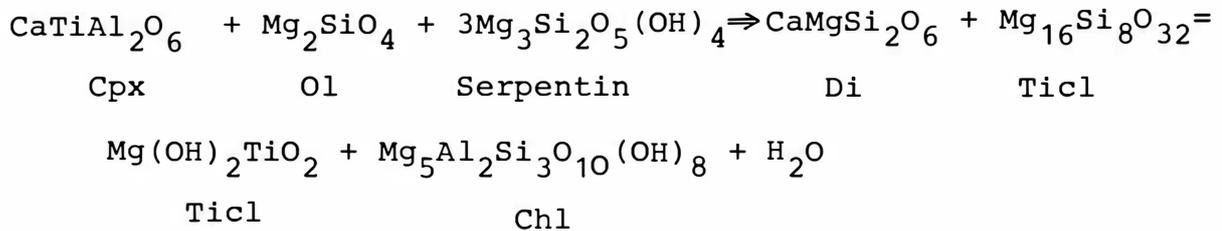
Falls geeignete Flüssigkeitseinschlüsse auftreten, würde ihre Untersuchung Aufschluß geben über die Zusammensetzung der fluiden Phase während der Metamorphose und vor allem Aufschluß geben über den Druck während der Metamorphose. Solche Untersuchungen wären auch für den weiteren Nachweis der altalpidischen Hochdruckphase in den Metasedimenten von ausschlaggebender Bedeutung.

Zusätzlich soll der Versuch unternommen werden, an Hand ausgewählter Proben von Metaophioliten das altalpidische Metamorphoseereignis in den Tauern durch K/Ar- und Rb/Sr-Messungen altersmäßig zu belegen, um so zum Versuch einer geodynamischen Rekonstruktion des frühalpinen Orogens beizutragen.

Voruntersuchungen an einigen Serpentiniten des Tauernfensters

Im Sommer 1979 wurden erste Beprobungen an folgenden Serpentinivorkommen durchgeführt: Hackbrettler, Isnitzfall, Fruschnitzscharte, Ganotz, Ahrntal, Burgum. Mit Ausnahme des Vorkommens vom Ganotz, welches im Bereich der Matreier Zone liegt, gehören diese der Oberen Schieferhülle des Tauernfensters an. Die Kontakte der Serpentinikörper zu Kalkglimmerschiefern oder Prasiniten sind durchwegs tektonisch und durch stark verschieferte Zonen, Ophikarbonate, Breunnerit-Talkschiefer oder Kalksilikatfelse markiert. Obwohl die untersuchten Serpentinite der Oberen Schieferhülle z.T. noch den primären Lagenbau erkennen lassen, sind Klinopyroxene praktisch die einzigen prämetamorphen Reliktminerale. Während der alpinen Metamorphose

wurde syn- bis postkinematisch Antigorit + Chlorit + Magnetit + Olivin + Diopsid neu gebildet. Mit dieser Mineralparagenese sind, wie die Tabelle 1a zeigt, Titanklinohumit, Titanchondroit, Perovskit, Ilmenit und Karbonate assoziiert. Die Beobachtung, daß Titanklinohumit sich sehr häufig um oder entlang von Dehnungsrissen im primären Klinopyroxen gebildet hat, deutet darauf hin, daß dieses Mineral auf Kosten der $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ -Komponente entsteht, etwa nach folgendem Schema:



Erste Mikrosondenanalysen von Titanklinohumit, Titanchondroit, Diopsid, Olivin und Antigorit sind in Tabelle 2 zusammengefaßt und zeigen, daß die Paragenesen Fluor-frei sind. In den meisten Serpentinivorkommen wurden Gänge oder Boudins von Kalksilikatfelsen beobachtet, welche sich auf Grund von Relikttexturen und -mineralen als Metarodingite interpretieren lassen. Ihre Mineralparagenesen sind, wo weit bis jetzt bekannt, in Tabelle 1b zusammengefaßt.

Die Bildungstemperaturen der vorliegenden Mineralassoziationen dürften auf Grund der bisherigen Beobachtungen für die Serpentinite der Oberen Schieferhülle zwischen $450\text{-}550^\circ\text{C}$ gelegen haben, wenn man 5 kb Überlagerungsdruck annimmt. Drucke in der Größenordnung zwischen 4 und 5 kb sind durch die Untersuchung einiger weniger Flüssigkeitseinschlüsse im Diopsid der Metarodingite belegt. Die Schmelztemperaturen der zweiphasigen Einschlüsse liegen zwischen -2.6 und -2.9°C und sind für wäßrige Lösungen mit ca. 5 Äquivalent % NaCl charakteristisch. Ihre Homogenisationstemperaturen liegen zwischen $+142$ und $+148.5^\circ\text{C}$.

Tabelle 1a, b

SERPENTINITE Reliktmin.		ANT	BAST	CHRY	CHL	MT	SULFIDE	DI	OL	TICL	TICH	ILM/ PEROW	KARB	TREM
Hackbrettler		x	x			x		x		x				x
Fruschnitz	Cpx, Chr	x	x		x	x		x	x	x	x	x	x	
Islitz		x			x	x		x	x	x	x		x	
Schober	Cpx	x				x	x			x			x	
Burgum		x				x	x	x	x	x	x	x		x
Ganotz	Cpx, Ol	x		x		x								

RODINGITE Reliktmin.		GROSS	UVAR	Di	EP/ZO	VES	OL	KARB	CHL	BRUC	AP	TIT	Qz
Hackbrettler	Cpx	x		x		x				x			
Islitz		x		x	x			x	x		x	x	x
Schober	Cpx	x		x	x				x				
Burgum	Cpx, Chr	x	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x

Tabelle 2

	T 667 Burgum				T 4045 Isnitz		
	TICL	TICH	OL	Di	TICL	TICH	ANT
SiO ₂	35.83	30.60	41.27	54.85	37.25	32.37	41.26
TiO ₂	5.67	10.70	0.02	0.02	4.40	10.03	0.05
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0.02	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	2.38
FeO	7.03	6.40	7.00	0.67	3.14	3.13	1.96
MnO	0.44	0.35	0.36	0.05	0.44	0.87	0.06
MgO	48.63	46.90	51.36	18.28	52.95	49.76	41.28
CaO	0.01	0.02	-	26.04	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-
	97.61	94.97	100.30	99.93	98.18	96.16	86.99

Teilprojekt 15/06:

FRÜHALPINE EREIGNISSE UND DEREN PALÄOGEOGRAPHISCHE VERBREITUNG IM PENNINISCHEN FAZIESGEBIET DER MITTLEREN UND ÖSTLICHEN HOHEN TAUERN

G.FRASL & V.HÖCK, Salzburg

Zielsetzung

Wie aus den weitgespannten Voruntersuchungen bekannt ist, sind weite Teile der mesozoischen Schieferhülle, sowohl Metasedimente sowie Metabasite von einer älteren, wahrscheinlich frühalpidischen Metamorphose und einer jüngeren jungalpidischen Umwandlung betroffen. Nicht nur die Verbreitung der Eklogite (MILLER, 1977) sondern auch die der Pseudomorphosen nach Lawsonit (HÖCK, 1974) sowie anderen Reliktminerale (z.B. ein Teil der Hellglimmer) charakterisieren den Bereich der älteren Umwandlung in den Hohen Tauern. Durch sorgfältige Analyse des Deformations-Kristallisationsverhältnisses der polymetamorphen Gesteine, zunächst auf lichtoptischer Basis, sollen die Minerale der älteren Kristallisation und ihre Verbreitung in den Mittleren und Östlichen Hohen Tauern herausgearbeitet werden. In Betracht hierfür kommen in erster Linie neben den schon erwähnten Pseudomorphosen Lawsonit und Hellglimmer, Chloritoid, Disthen, eventuell auch Granat in den Metasedimenten sowie Amphibole in den Metabasiten.

Nachfolgende Elektronen-Mikrosonden-Untersuchungen kombiniert mit Altersbestimmungen an ausgewählten Reliktminerale und deren gegenseitige Phasenbeziehungen sollten Aufschluß geben über Stärke und Alter der altalpidischen Metamorphose in Abhängigkeit von deren heutiger, räumlicher Verbreitung. Die Bearbeitung und Lösungsversuche an zwei weiteren Problemkreisen des Penninikums sollen neues

Licht auf die frühalpiner Paläogeographie in diesem Teil der alpidischen Geosynklinale werfen: Erstens, die Bearbeitung von Ophiolithabfolgen und deren Zuordnung zu bestimmten "environments". Ophiolite bestehen i.a. aus Ultrabasiten (Serpentiniten) Gabbros und Basalten. Sowohl die gesamte Abfolge als auch einzelne Schichtglieder davon - sie alle sind im Penninischen Bereich metamorph - können teils Reste jurassischer bis kretazischer Ozeanbodens darstellen, teils in magmatischen Vorgängen an Kontinentalrändern ihre Ursache finden. Eine Zuordnung der einzelnen Gesteine wird nur dann möglich sein, wenn alle Gesteinstypen, nämlich Ultrabasite, Metagabbros und vor allem die Metabasalte auf ihre Hauptelemente, Spurenelemente und ev. auch seltene Erd-Gehalte hin analysiert werden. Darüber hinaus sollen in entsprechender Weise auch magmatische Reliktminerale wie braune Amphibole oder Pyroxene untersucht werden, da sie auf Grund ihrer Zusammensetzung Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen und damit auf das "environment" (ozeanisch oder ev. Kontinentalabhängig) erlauben und auch für Altersbestimmungen geeignet sind.

Zweiter Problemkreis ist das Studium wahrscheinlicher Obertriassedimente in Keuperfazies. Bisher am besten untersucht ist die Quarzit-Chloritoidschiefer Folge in Verbindung mit Gips und Dolomit im Bereich Edelweiß-Spitze-Fuschertörl (FRASL & FRANK, 1966). Davon ausgehend sollten vergleichbare Gesteinsprofile in ihrer Verbreitung erfaßt und sowohl faziell als auch mineralogisch eingestuft werden, woraus sich für die Paläogeographie im später eugeosynklinalen Bereich des Penninischen Troges neue Gesichtspunkte ergäben, z.B. durch die Klärung folgender Fragen:

- Auf welche Fazieszonen des Penninikums sind Keupersedimente beschränkt?
- Wie lassen sich die einzelnen Profile mit den bekannten Keupersedimenten anderer Regionen (Helvetikum, UOA, etc.) in Beziehung setzen?
- Mit welchen jüngeren z.T. ev. flyschähnlichen Sedimenten sind die Keuper-Vorkommen assoziiert?

VERBREITUNG VON MINERALRELIKTEN FRÜHALPNER METAMORPHOSE- EREIGNISSE IN DEN MITTLEREN HOHEN TAUERN

V.HÖCK mit einem Beitrag von H.OBENHOLZNER

Einleitung

Schon seit längerer Zeit sind Eklogite zusammen mit Metabasiten der mesozoischen Schieferhülle aus der S-Abdachung der Hohen Tauern bekannt (WEINSCHENK 1903, ANGEL 1957, CORNELIUS & CLAR 1939, H.G.SCHARBERT 1954). In jüngerer Zeit wurden die eklogitischen Gesteine, speziell westlich des Matreier Tauerntales, neu bearbeitet (MILLER 1974, 1977, ABRAHAM et al. 1974, RAITH et al. 1977) und vielfach als Produkte einer frühalpiner Hochdruck-Metamorphose gedeutet (MILLER 1977, ENGLAND and HOLLAND 1979). Neben den Eklogiten finden sich im selben Verbreitungsgebiet, aber auch darüber hinausgehend (Fig.1) verschiedene Mineralrelikte bzw. Pseudomorphosen von Mineralen einer Metamorphose, die wahrscheinlich dem frühalpiner Ereignis entspricht.

Pseudomorphosen nach Lawsonit

Im mächtigen Prasinitzug der S-Abdachung der Hohen Tauern (Prasinitzug I bei HÖCK und MILLER 1980) sind in dem gleichen Bereich wie die Eklogite Pseudomorphosen von mehreren mm bis 1 cm Größe, die in vielen Fällen noch fast unverformte, z.T. rhomboedrische, z.T. rechteckige Querschnitte erkennen lassen, weit verbreitet (Fig.1). Sie finden sich auch immer wieder, z.T. etwas stärker verformt im Prasinitzug Stubachtal N-Kitzsteinhorn - Seidlwinkltal (Prasinitzug II) und in zahlreichen kleinen Prasinitvorkommen in den mächtigen Kalkglimmerschiefern der Glocknermulde, so z.B. in den Prasinitbändern in der Nähe des Moserbodens. In den fein gebänderten

Prasiniten (Tuffe bzw. Tuffite?), die sich vom Fuschertal über Rauris und von dort weiter bis ins Gasteinertal verfolgen lassen, und in den grobkörnigen Prasiniten der Fuschertifazies dürften derartige Pseudomorphosen fehlen. Trotz systematischer Suche konnten sie bis jetzt jedenfalls nicht nachgewiesen werden.

Der ausführlichen Beschreibung der Pseudomorphosen bei CORNELIUS & CLAR 1939 und jener von Ch.MILLER 1977 ist wenig hinzuzufügen. Die mineralogische Variabilität der Pseudomorphosen über den gesamten Verbreitungsbereich ist sehr gering. Im wesentlichen bestehen sie aus zahlreichen kleinen Klinozoisitsäulchen, die hin und wieder Zonarbau zeigen (Fe-reicher Rand). Verbunden mit den Klinozoisiten sind in allen untersuchten Fällen - wenn auch in sehr wechselnder Menge - Hellglimmer, etwas Albit und Chlorit, seltener Calcit, kleinste Titanitkörner und Biotit. Umgeben sind die Pseudomorphosen häufig, aber nicht immer und auch nicht unbedingt vollständig, von einem Albitsaum, der den Rand der Pseudomorphosen bildet und an dem das Externgefüge scharf abschneidet. Das Interngefüge der Pseudomorphosen, erkennbar an der parallelen Kornregelung der Klinozoisite bzw. Hellglimmer und Titanitkörnchen, läuft z.T. parallel zum jungen Externgefüge, z.T. bildet es ein älteres s-Flächen- bzw. B-Achsen-Gefüge ab.

Die älteste Interpretation der Pseudomorphosen (STARK 1930) sieht diese als Formrelikte nach ehemaligen Plagioklasen an, eine Deutung, der auch CORNELIUS & CLAR 1939 trotz Bedenken zuneigen. FRY sieht in ihnen 1973 in Anlehnung an ähnliche Vorkommen in den Westalpen (z.B. BEARTH 1973) Formrelikte von Lawsonit. Diese Deutung ist sowohl durch die Form als auch den Mineralbestand der Pseudomorphosen unterstützt und wurde von anderen Autoren übernommen (MILLER 1977, RAITH et al. 1977), sie wird auch in dieser Arbeit als wahrscheinlichste angesehen.

Die Reaktionsprozesse, welche zur Bildung dieser Pseudomorphosen geführt haben, dürften nicht ganz einfach zu klären sein, da die Umwandlung vermutlich nicht streng isochemisch verlief. Als Ausgangsmineral könnte daher eventuell außer Lawsonit auch ein barroisitischer (?) Amphibol in Frage kommen.

Nicht nur in Grüngesteinen, auch in mesozoischen Metasedimenten finden sich verschiedentlich Knoten (CORNELIUS & CLAR 1939), die von HÖCK 1974a aus dem Bereich Spielmann - Pfandlscharte ebenfalls als Pseudomorphosen nach Lawsonit gedeutet wurden. Die Verbreitung der "Knoten" in verschiedenen kalkigen Metasedimenten ist nicht auf den engeren Bereich des Tauernhauptkammes beschränkt, sondern läßt sich nach Norden über das Brennkogelgebiet bis zum Steinbruch Bärenschlucht S Fusch nachweisen (Fig.1). Neben Pseudomorphosen mit Zoisit, Klinozoisit, Karbonat und etwas Quarz bzw. Hellglimmer (HÖCK 1974a) finden sich Übergänge zu Pseudomorphosen, die vorwiegend aus Chlorit, Quarz und etwas Hellglimmer neben wenig Klinozoisit bestehen. Die auf kleinem Raum wechselnde Zusammensetzung der Pseudomorphosen könnte von unterschiedlichem XCO_2 abhängig sein, wodurch in manchen Fällen eher die Bildung von Chlorit begünstigt wird entsprechend der Reaktion

$$\text{Zoisit} + \text{Dolomit} + \text{Quarz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Chlorit} + \text{Calcit} + \text{CO}_2$$

Glaukophan

Dieser ist als frühalpines Reliktmineral in Eklogiten und Prasiniten, deren eklogitische Herkunft noch gut nachzuweisen ist, in der S-Abdachung der Hohen Tauern relativ häufig vorhanden (Fig.1, CORNELIUS & CLAR 1939, MILLER 1977). Außerhalb dieser Zone konnte Glaukophan bisher nur einmal als Relikt in Albit im Prasinitzug N des Kitzsteinhornes nachgewiesen werden (HÖCK & ZIMMERER 1978).

K-Hellglimmer

In den mesozoischen Metasedimenten konnten zwei alpidisch gewachsene K-Hellglimmer unterschieden werden, sowohl mittels Röntgendiffraktometer, als auch mit Hilfe der Elektronenmikrosonde. Während für den Bereich der Westalpen (Piemont) das Vorhandensein zweier K-Hellglimmer in einem Gestein schon länger bekannt ist (CHIESA et al. 1972), gelang der Nachweis im Tauernfenster zum ersten Mal.

Aufgrund des unterschiedlichen FeO-Gehaltes der K-Hellglimmer (vgl. auch die chemischen Analysen, Tab.1b) war es möglich, aus jeder Probe mit Hilfe des Magnetschneiders bei unterschiedlichen Feldstärken und sorgfältiger Separation entsprechende Hellglimmerkonzentrate zur Gitterkonstantenbestimmung zu gewinnen.

In Tab.1a, b sind für zwei Lokalitäten, nämlich den Kalkglimmerschiefer-Steinbruch Bärenschlucht der Großglockner-Hochalpenstraße und die kalkigen Schwarzphyllite des Brennkogel N-Grates die Gitterkonstanten sowie die chemischen Analysen (Elektronen-Mikrosonde) und die Strukturformel der beiden Hellglimmervarianten angegeben. Dem Nomenklaturvorschlag von GUIDOTTI und SASSI 1976 (p.103) folgend sollte der κ -Hellglimmer mit geringen Si-Überschuß und kleinem b_0 als "Muscovit", der andere als "seladonitischer Muscovit" (Phengit) bezeichnet werden. Wie aus der Taf.1a, in der die Gitterkonstanten der Hellglimmer aufgelistet sind, ersichtlich ist, ändert sich a_0 in allen Hellglimmern nur wenig oder gar nicht, während die Unterschiede in b_0 bzw. c_0 deutlich zu erkennen sind. Mit steigendem Einbau der Seldonitkomponente: $\text{KAl}(\text{Mg}, \text{Fe}^{++})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ in Phengit wächst b_0 , während c_0 und $c_0 \sin \beta / 2$ verringert wird (HÖCK 1974a, GUIDOTTI und SASSI 1976). Die Muscovite sollten daher größeres c_0 und kleineres b_0 besitzen. Dieser Tendenz zu größerem c_0 wirkt jedoch der Einbau von Na^+ und Ca^{++} in der Zwischenschicht, der in den Muscoviten z.T. erheblich höher ist, entgegen, aber nicht in dem Ausmaß, daß nicht trotzdem der deutlich größere Basisabstand erkennbar wäre.

Ebenso deutlich wie in den Gitterkonstanten geht auch aus der chemischen Zusammensetzung der verschiedenen K-Hellglimmer (Tab.1b) eine Untergliederung in die zwei Glimmervarianten hervor. In den siliziumreichen Proben ist zugleich mehr Eisen und Magnesium angereichert, entsprechend der Substitution: $(\text{Mg.Fe}^{++})\text{Si} = \text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}$. In den aluminiumreichen Hellglimmern ist hingegen das Na/Na+K Verhältnis, aber auch der Einbau von Ca^{++} deutlich höher.

Eine sichere Zuordnung der beiden Hellglimmervarianten zu bestimmten Gefügeprägungen war bis jetzt nicht möglich, doch erscheint es mit den bisherigen Vergleichsdaten über Muscovite und seladonitische Muscovite eher konsistent, daß beide Glimmerphasen zwei Metamorphoseereignissen mit unterschiedlichen PT Bedingungen entsprechen. GUIDOTTI und SASSI wiesen zwar 1976 darauf hin, daß bei der Anwendung der Muscovite als Geobarometer verschiedene Restriktionen zu beachten seien, u.a. daß karbonatführende Gesteine und solche mit reichlich Quarz und Chlorit für diesen Zweck nicht sehr geeignet seien. Der Einfluß der Zusammensetzung auf chemisch verschiedene Muscovite spielt für die Interpretation in den untersuchten Fällen weniger Rolle, da beide K-Hellglimmervarianten in ein und demselben Gestein gewachsen sind. Der allfällige Einfluß des sich räumlich und zeitlich verändernden CO_2 Partialdruckes bliebe noch zu untersuchen, doch dürfte der seladonitische Muscovit eher einer frühalpiner Hochdruck-Metamorphose zuzuordnen sein.

Schlußfolgerungen

Insgesamt kann aufgrund der vorgefundenen Relikte festgestellt werden, daß im Bereich der mittleren Hohen Tauern eine ältere Metamorphose wirksam war, die durch Lawsonit, Glaukophan und möglicherweise auch einen seladonitreichen Muscovit in den Metasedimenten charakterisiert war. Diese Metamorphose erfaßte den Bereich der Seidlwinkldecke sowie einen Teil der Kalkglimmerschiefer in Glocknerfazies

und die dazugehörigen Prasinitzüge in der N und S-Abdachung des Tauernfensters. Anzeichen dieser Metamorphose konnten jedoch im Verbreitungsgebiet der Fuscher Fazies und weiter im Osten, im Bereich Rauris-Gastein-Hüttschlag bis jetzt nicht nachgewiesen werden. Die ältere Hochdruck-Metamorphose scheint daher nach Osten und Norden hin auf den in Fig.1 angegebenen Bereich beschränkt zu sein.

Abschließend kann noch bemerkt werden, daß der Verlauf der Isothermen der jungalpidischen Metamorphose, welche z.B. durch die Grenze Albit-Oligoklas in verschiedenen Grüngesteinen (HÖCK 1980) gut markiert ist, anscheinend diskordant zur Front der älteren Metamorphose verläuft (Fig.1). Dies könnte auf größere tektonische Vorgänge zwischen der älteren und jüngeren Metamorphose hinweisen.

Literatur:

- ABRAHAM, K., HÖRMANN, P.K., RAITH, M. 1974: Progressive metamorphism of basic rocks from the southern Hohe Tauern area, Tyrol (Austria). N.Jb.Min.Abh. 122, 1-35.
- ANGEL, F. 1957: Einige ausgewählte Probleme eklogitischer Gesteinsgruppen der österreichischen Ostalpen.-N.Jb. Min.Abh. 91, 151-192.
- BEARTH, P. 1973: Gesteins- und Mineralparagenesen aus den Ophiolithen von Zermatt.Schweiz.Min.Petr.Mitt. 53, 299-334.
- CHIESA, S., LIBORIO, G., MOTTANA, A. & PASQUARE, G. 1972: La paragonite nei calcscisti delle Alpi: Distribuzione e interpretazione geopetrologica.- Mem.Soc.Geol.Ital. XI, 1-30.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. 1939: Geologie des Großglocknergebietes (I.Teil).- Abh.Zweiganst.Wien d.RSt.f.Bodenforsch. (GBA), 25, 1-305.
- ENGLAND, P.C. & HOLLAND, T.J.B. 1979: Archimedes and the Tauern Eclogites: The Role of Buoyancy in the Preservation of Exotic Eclogite Blocks.- EPSL 44, 287-294.

- FRY, N. 1973: Lawsonite pseudomorphed in Tauern greenschist.-
Min.Mag. 39, 121-122.
- GUIDOTTI, C.V. & SASSI, F.P. 1976: Muscovite as a Petro-
genetic Indicator Mineral in Pelitic Schists.- N.Jb.
Min.Abh. 127, 7-142.
- HÖCK, V. 1974a: Lawsonitpseudomorphosen in den Knotenschie-
fern der Glocknergruppe (Salzburg-Kärnten, Österreich).-
Karinthin F71, 110-119.
- HÖCK, V. 1974b: Coexisting phengite, paragonite and marga-
rite in metasediments of the Mittlere Hohe Tauern,
Austria.- Contr.Min.Petro. 43, 261-273.
- HÖCK, V. 1980: Distribution maps of minerals of the al-
pine Metamorphism in the Penninic Tauern Window, Austria.-
Mitt.Österr.Geol.Ges. 71/72, 119-127.
- HÖCK, V. & ZIMMERER, F. 1978: Zur Kenntnis der Metamorphose
der Prasinite in den Mittleren Hohen Tauern, Salzburg.-
Jahresb.1977 "Geologischer Tiefbau der Ostalpen" (Hoch-
schulschwerpunkt N 25), Publ.Zentralanst.Met.Geodyn.,
Wien Nr.230, 32-40.
- HÖCK, V. & MILLER, Ch. 1980: Chemistry of mesozoic meta-
basites in the middle and eastern part of the Hohe
Tauern.- Mitt.Österr.Geol.Ges. 71/72, 81-88.
- MILLER, Ch. 1974: On the metamorphism of the eclogites
and highgrade blueschists from the Penninic terrane of
the Tauern window, Austria.- Schweiz.Min.Petr.Mitt. 54,
371-384.
- MILLER, Ch. 1977: Chemismus und phasenpetrologische Un-
tersuchungen der Gesteine aus der Eklogitzone des
Tauernfensters, Österreich.- TMPM 24, 221-277.
- RAITH, M., HÖRMANN, P.K. & ABRAHAM, K. 1977: Petrology
and metamorphic Evolution of the Penninic Ophiolites
in the western Tauern Window (Austria).- Schweiz.Min.
Petr.Mitt. 57, 187-232.
- SCHARBERT, H.G. 1954: Die eklogitischen Gesteine des süd-
lichen Großvenedigergebietes (Osttirol).- Jb.Geol.
B.A. 97, 39-62.
- STARK, M. 1930: Über Pseudomorphosen im Grünschiefer des
Großglockner und über Formermittlung aus dem Gesteins-
gewebe nicht herauslösbarer Komponenten.- Zentralbl.
Min.Abt.A, 481-492.

WEINSCHENK, E. 1903: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstockes III: Die kontaktmetamorphe Schieferhülle und ihre Bedeutung für die allgemeine Lehre des Metamorphismus.- Bayr.Wiss.Abh.II.Kl., 22, 261-340.

Tab. 1a: Gitterkonstanten von Muscovit und seladonitischem Muscovit (Phengit)

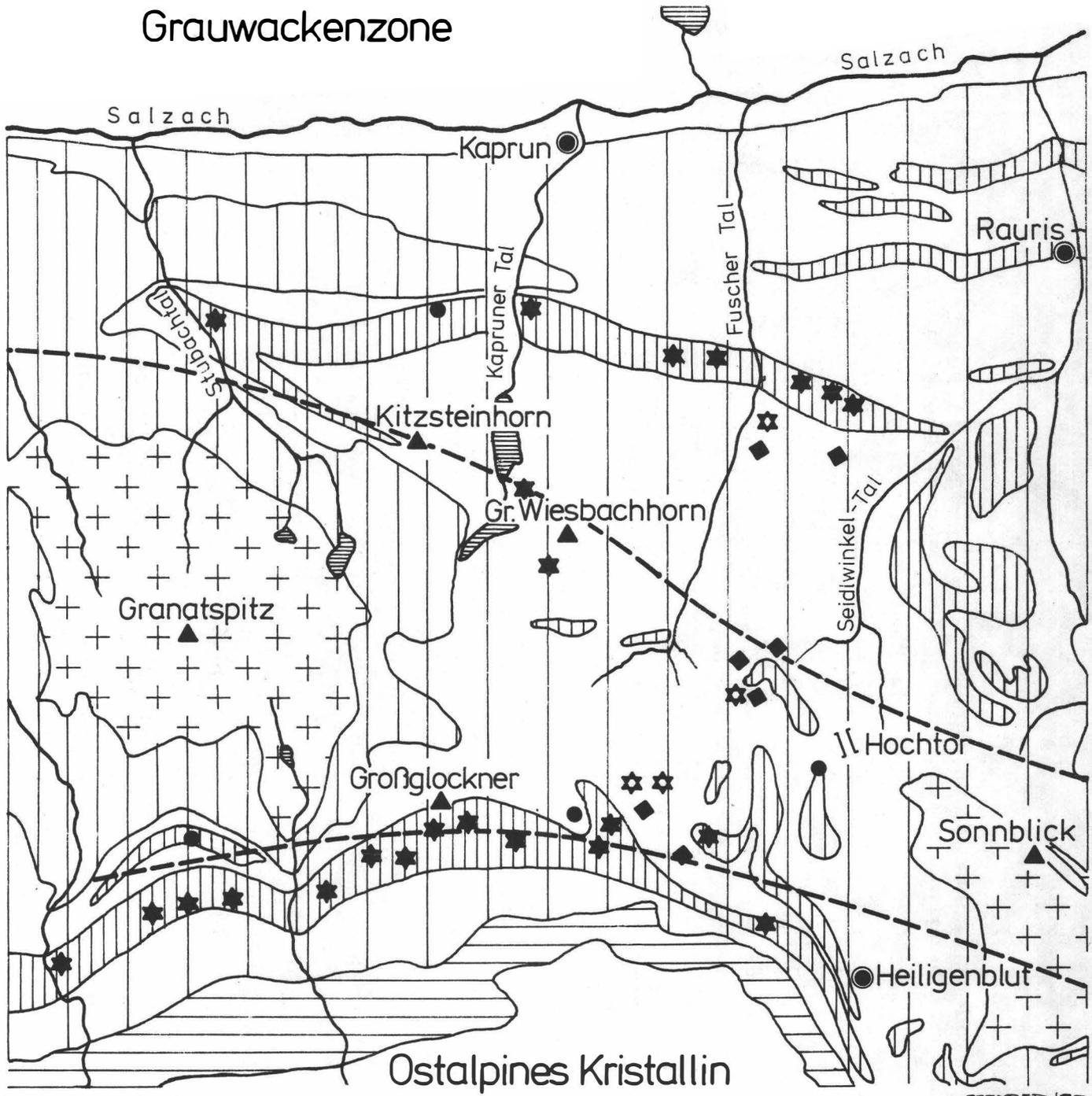
Bärenschlucht		
	Muscovit	seladonitischer Musc.(Phengit)
a_o	$5.192^{\pm}.004$	$5.195^{\pm}.005$
b_o	$9.015^{\pm}.003$	$9.024^{\pm}.004$
c_o	$20.043^{\pm}.005$	$20.027^{\pm}.004$
β	$95.379^{\pm}.051$	$95.534^{\pm}.054$
$c_o \sin \beta / 2$	9.997	9.967

Brennkogel		
	Muscovit	seladonitischer Musc.(Phengit)
a_o	$5.193^{\pm}.005$	$5.192^{\pm}.007$
b_o	$9.017^{\pm}.003$	$9.046^{\pm}.006$
c_o	$20.068^{\pm}.005$	$20.047^{\pm}.008$
β	$95.596^{\pm}.054$	$95.725^{\pm}.068$
	9.986	9.974

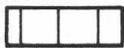
Abbildungsunterschrift

Fig.1: Geologische Karte der mittleren Hohen Tauern mit der Verteilung wichtiger Mineralrelikte und Pseudomorphosen der frühalpiner Metamorphose.

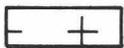
Grauwackenzone



STBYRER '80



Paläozoische Serien



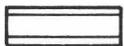
Zentralgneis



Permo-mesozoikum (Bündnerschieferserie)



Meta- und ultrabasische Gesteine der Bündnerschieferserie



Matreier Zone



Lawsonitpseudomorphosen in Metasedimenten



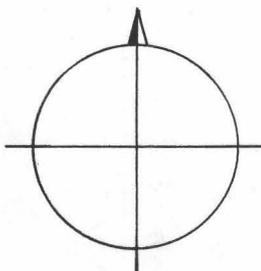
Lawsonitpseudomorphosen in Prasiniten



Glaukophan in Prasiniten bzw. Eklogiten



2 K-Hellglimmer in Metasedimenten



Albit / Oligoklas Grenze



Tab. 1b: Chemische Analysen von Muscovit und seladonitischem Muscovit (Phengit)

Bärenschlucht				
	Muscovit	seladonitischer Musc. (Phengit)	Muscovit	seladonitischer Musc. (Phengit)
SiO ₂	47.13	50.27	46.74	49.99
Al ₂ O ₃	35.76	29.71	34.57	30.15
TiO ₂	.17	.15	.22	.20
MgO	1.45	3.58	.98	1.42
FeO	.37	1.08	.54	1.78
CaO	.89	.22	.04	.0
Na ₂ O	.69	.26	.47	.22
K ₂ O	9.52	9.35	10.44	10.34
total	95.98	94.62	94.00	94.10
Strukturformel (22 O)				
Si	6.18	6.66	6.27	6.71
Al ^{IV}	1.82	1.34	1.73	1.29
Al ^{VI}	3.70	3.30	3.74	3.47
Fe	.04	.12	.06	.20
Mg	.28	.71	.20	.28
Ti	.02	.01	.02	.02
Ca	.12	.03	.01	.00
Na	.18	.07	.12	.06
K	1.59	1.58	1.79	1.77

Teilprojekt 15/07:

FRÜHALPINE BASISCHE UND ULTRABASISCHE ERUPTIVA AUS DEN
NÖRDLICHEN KALKALPEN UND DEM RAUM HELVETIKUM-KLIPPENZONE

G.FRASL & E.KIRCHNER, Salzburg

Zielsetzung

Im Bereich der Nördlichen Kalkalpen (NKA) existiert eine Vielzahl kleiner, weitverstreuter Vorkommen basischer und ultrabasischer Gesteine, deren Chemismus Rückschlüsse auf die Magmenentwicklung während des frühen Geosynklijalstadiums liefern kann. Im Verlauf der bisherigen Vorarbeiten über Metabasite konnten schon makroskopisch verschiedene Typen unterschieden werden. Zu diesem Thema liegen bereits eine Reihe von chemischen Analysen der wichtigsten Hauptelemente vor, deren Auswertung in Abschluß begriffen ist.

So konnten einmal Hinweise auf tholeiitische (Ozeanboden?) Basalte gefunden werden, zum anderen zeigen verschiedene Metabasalte starke Alkalianreicherungen.

Analysen der Spurenelemente sollten in Verbindung mit den Hauptelementen eine Deutung der Magmenzugehörigkeit wesentlich unterstützen.

Einige wenige Vorkommen enthalten noch Pyroxen als magmatisches Reliktmineral. Solche Reliktminerale könnten mit Hilfe einer Altersdatierung, wenn nicht ein Intrusionsalter, so doch den Zeitpunkt einer letzten Beanspruchung anzeigen.

Weiters sollten neugebildete Minerale für Altersbestimmungen angereichert werden. Zur Abschätzung der Intensität der wahrscheinlich frühalpiner Metamorphose sollen optische Untersuchungen zur Feststellung der Paragenesen, sowie EMS-Analysen für die Elementverteilung in koexistierenden Mine-

ralen herangezogen werden.

Über den Bereich der NKA hinausgehend sollen gleichartige Untersuchungen auf die ophiolitischen Gesteine des Raumes Helvetikum und Klippenzone ausgedehnt werden. Insbesondere ist eine Bearbeitung der Ophiolite des "Strobl Fenster" vorgesehen und eine Bearbeitung im Ybbsitzer Raum. W.SCHNABEL hat im Zuge der Kartierung dieses Bereichs reichlich Probenmaterial gesammelt, welches für Voruntersuchungen zur Verfügung gestellt wird, so daß hier in Zusammenarbeit mit ihm auch eine regionale Verteilung verschiedener Gesteins- und vielleicht auch Magmentypen herausgearbeitet werden kann.

Von basischen und ultrabasischen Gesteinen aus dem Helvetikum des Strobl Fenster existieren bereits orientierende chemische Analysen von Hauptelementen, die auf eine Spilitisierung in diesem Raum hinweisen. Ebenso wie im Bereich der NKA wird der Frage nach der Herkunft der Magmen einerseits und einer Mineralumwandlung nach der Abkühlung nachgegangen - mit Hilfe ausreichender chemischer Analysen von Gestein und Einzelmineral.

Ein Vergleich der magmatischen Gesteinstypen samt ihren Mineralneubildungen der NKA mit solchen Gesteinen aus der Klippenzone und des Helvetikums könnte man einerseits die Herkunft letzterer erklären, andererseits auch die Zeit der Mineralneubildung eventuell auf geologischer Grundlage eingrenzen.

TEIL A: FRÜHALPINE BASISCHE UND ULTRABASISCHE GESTEINE
AUS DEN NÖRDLICHEN KALKALPEN UND DEM RAUM HELVETIKUM-
KLIPPEN- UND FLYSCHZONE (E.CH.K.)

Im März des Jahres 1979 wurde die Geländearbeit im Raume Ybbsitz mit einer ersten Probenahme von basischen und ultrabasischen Gesteinen gemeinsam mit Dr.W.SCHNABL (G.B.A.) begonnen.

Weitere Geländebegehungen und Probenaufsammlungen der in der näheren Umgebung von Ybbsitz aufgeschlossenen Ultrabasite wie z.B. dem Serpentin von Gstadt und jenem von Kilb wurden angeschlossen. Mitte des Jahres wurden auch die von PLÖCHINGER 1964, 1971 und 1975 beschriebenen Gesteine aus dem Flyschfenster von St. Gilgen beprobt.

Die im Ybbsitzer Raum von etwa 20 verschiedenen Fundstellen nachgewiesenen z.T. sehr stark veränderten Gesteinstypen zeigen nach einer ersten Bearbeitung zahlreiche Merkmale einer Ophiolitabfolge

Serpentinite und Ophikarbonatgesteine

Vulkanite(basische) gangförmige Vulkanite
an den Grenzen zu den Serpentiniten vollkommen zu Chlorit
umgewandelte Vulkanite
Pillowlaven
Tuffite: Wechsellagerung von
Kalk mit Tuff und auch dichten
vulkanischen Lagen, also Laven.

Radiolarite

Entsprechend dem Umwandlungsgrad der Gesteine kann sich die genetische Zuordnung durch die vollständige chemische Haupt- und Spurenelementbestimmung noch etwas verändern. Die mit den basischen Vulkaniten vergesellschafteten Sedimente sind meist kretazische Gesteine; Gaultquarzite oder aber Fleckenmergel bzw. Aptychenkalke (SCHNABL 1979). Auf die enge Verbindung zwischen basischen Gesteinen und Sedimenten weisen Gesteinsbruchstücke von basischem Material in den Quarzsandsteinen des Gault hin, ebenso wie Kontakterscheinungen in einem Teil der Sedimente. Sie sind hin und wieder gelblich bis hellgrün gefärbt, zeigen Rekristallisation des Karbonatanteils bis zu Korngrößen von 2-3 cm. Weiters kam es zu Mineralneubildungen wie z.B. Montmorillonit, Albit und Epidot. Ob der in einigen Tuffiten festgestellte Analcim zu den Kontaktneubildungen gehört, ist noch nicht geklärt.

Die Gesteinsserien sind zwar tektonisch stark zerschert und in ihrer Mächtigkeit reduziert. Die Mächtigkeit der Pillowlaven, dem einzigen strukturell gut erhaltenen Schichtglied, beträgt 40-50 m.

Die Vergesellschaftung der genannten Gesteine sowie die schwache Metamorphose der Gesteine bekräftigt die Annahme, daß es sich um eine Ophiolitserie handelt, die nach SCHNABL (1979) immer an die Ybbsitzer Klippenzone gebunden ist.

Gesteinsbeschreibung mit Fundortangabe und Dünnschliffbeobachtungen - Ybbsitz (Probennummern-Gruppenbezeichnung: UB)

Die "Serpentinite" und Ophikarbonatgesteine wurden vorerst nicht genauer untersucht (UB 3,4,6,7,9,11,14) sie sind von den anderen Gesteinsserien relativ einfach abzutrennen und zeigen auch in der Spurenelementverteilung eindeutige und typische Konzentrationen von Cr und Ni. Auch die Serpentinite zeigen Mineralumwandlungen, so ist in UB 4 röntgenographisch nur Chlorit neben Montmorillonit, Glimmer, Kalzit und Quarz nachzuweisen, obschon die Maschenstruktur noch sehr klar ersichtlich ist.

Der als Porphyrit vom Hinterholzgraben bereits in die Literatur eingegangene Vulkanit (UB 1) GEYER 1908 zeigt - wie der Name schon sagt - porphyrische Struktur, wobei nur der primäre Biotit eindeutig erkannt werden kann. Ein Teil der weiteren Einsprenglinge zeigt Formrelikte, die mit jenen in den von ROSENBUSCH 1923 erläuterten Pilit-Kersantiten eine Ähnlichkeit aufweisen. Es dürfte sich wahrscheinlich um ein Gestein der Reihe Minette - Kersantit handeln. Diese Ganggesteine können in einem Maße umgewandelt sein, daß sie zu einem Gesteinsgrus zerfallen und nur mehr die noch intakten Biotite auf das Ausgangsgestein schließen lassen (UB 16). Räumlich sind die Ganggesteine den Ophikarbonatgesteinen benachbart.

In nächster Nachbarschaft zu dem Ganggestein (30 - 100 m) finden sich Gesteine mit monotonem Mineralgehalt von überwiegend Chlorit neben geringen Mengen von Quarz und Kalzit, die Chloritite (UB 2). Die ursprüngliche Struktur des Ausgangsmaterials kann im angeschliffenen Handstück erahnt werden. Formrelikte alter aber vollständig umgewandelter porphyrischer Einsprenglinge sind noch erhalten. Es wäre möglich, daß es sich bei diesem Chloritit um ein ursprünglich oben unter UB 1 beschriebenes Ganggestein gehandelt hat. Warum diese Gesteine auf Entfernungen von 50 - 100 m derart unterschiedliche Umwandlungerscheinungen zeigen, ist nicht eindeutig geklärt. ROST (1949) beschreibt z.B. den Vorgang einer teilweisen bis vollständigen Chloritisierung von Gabbros am Kontakt zu Serpentin in einem gut aufgeschlossenen Gelände. Die ersten chemischen Analysen der Hauptelemente (Tab. 1) weisen auffällige Anomalien auf - ein Unterschuß von SiO_2 und Al_2O_3 steht einem hohen Gehalt von Fe_2O_3 und MgO gegenüber. Auffällig ist weiters der hohe Gehalt an TiO_2 und P_2O_5 sowie ein besonders niedriger Na_2O - Gehalt.

Die Größe der Pillows innerhalb der Pillowlaven (UB 10) variiert von 10 cm bis 50 cm. Der äußere Rand der Pillows zeigt ehemalige Blasen Hohlräume, die nunmehr mit Kalzit gefüllt sind. Das Mikrogefüge kann nach VUAGNAT 1946 als variolithisch bezeichnet werden. Der Feldspat ist mikrolithisch in einer feinstkörnigen bis glasigen Matrix in der kleine Kriställchen, Formrelikte von Olivin bzw. Pyroxen stecken. Die Anomalien der Elementverteilung im Gestein ist vergleichbar mit jenem der Chloritite (Tab.1).

Die Tuffite zeigen im Handstück wie im Aufschluß eine Wechsellagerung von karbonatreichen Lagen mit Tuffen, aber auch mit massigeren Vulkanitlagen: Laven. Der Kontakt von Karbonat mit Lava ist in allen bisher beobachteten Fällen scharf, manchmal geradlinig aber auch lappenförmig mit der Lava verzahnt. Die röntgenographische Erfassung der Mineralphasen beschränkt sich vorerst auf die auffälligeren (verschieden grünen) Lagen. Diese zeigen eine größere Streuung im mengenmäßigen Anteil von Quarz und Kalzit, wobei Quarz sogar fehlen kann. Albit und Montmorillonit finden sich in allen Proben. Seltener sind Epidot, Tobermorit, ein Kalziumhydrosilikat und Clinoptilolit vorhanden.

Die Metamorphose karbonatreicher Gesteine kann auch im Aufschluß Ederlehen (vergleiche: SCHNABL 1979, Seite 81) nachgewiesen werden (UB 16). Schon durch die Neubildung grobkörnigen Kalzits (mehrere Millimeter bis Zentimeter) sowie das Neusprossen von Epidot kann die Wirkung einer erhöhten Temperatur belegt werden. Ockerfarbige zentimetergroße Flecken mit z.T. eckigen, z.T. runden bis ovalen Umrissen bestehen aus Montmorillonit, sie dürften ein spätes Umwandlungsprodukt alter Mineralphasen darstellen.

Analcim ist ein nicht unwesentlicher Gemengteil der Tuffite. Die räumliche Beziehung von Vulkanit-Radiolarit ist ebenfalls aus der oben erwähnten Skizze ersichtlich (SCHNABL 1979).

Tab.1: Chemische Analyse von UB 2 (Analysen Mag. BAUMGARTNER)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Glühverlust
UB 2	30.8	3.26	7.51	14.3	0.44	12.0	12.9	0.10	0.33	1.61	15.4 98.65

+ Fe₂O₃ als Gesamteisen bestimmt

Tab.2: Spurenelementanalysen - Röntgenfluoreszenz (Analysen: J.KLEBERGER)

	UB 10-2	UB 10-3 Kern	UB 10-4 Rand	UB -1	UB-5	UB-7	UB - 17
Fe ₂ O ₃ ⁺ (%)	15.8	15.4	13.2	17.6	13.2	6.3	8.3
TiO ₂ (%)	1.53	1.54	1.91	3.77	3.42	0.07	0.02
Cr (ppm)	142	190	179	0	2.38	1938	2924
Ni (ppm)	485	500	513	385	200	2120	2349
Zr (ppm)	0	0	0	297	67	n.b.	0

Die bisherigen Ergebnisse zeigen, daß die Ophiolitfolge in ungewöhnlich starkem Ausmaß umgewandelt und mineralogisch und chemisch verändert wurde. Die weitere Arbeit muß im wesentlichen darauf abzielen einerseits zu versuchen noch frischere Gesteinsproben einzuholen, andererseits durch die Analysen möglichst immobilere Elemente die ursprüngliche Natur dieser Gesteine erfassen zu können.

TEIL B: DIE SUCHE NACH VULKANITEN IM FLYSCH VON SALZBURG
UND OBERÖSTERREICH, INSBESONDERE IM HAUNSBURGGEBIET (G.F.)

Nachdem B.PLÖCHINGER im Wolfgangsee-Fenster außer auf die Eruptivgesteine im Tithonkalk des Ultrahelvetikums auch auf basische und ultrabasische Gerölle im eozänen Buntmergel der Klippenhülle (1964; 33. 1973; 17, 59), sowie neben anderen Geröllen auch auf solche von Diabas und Serpentin in Breccien des Gaultflysches bei St.Gilgen hingewiesen hatte (1964; 34/35 und 1973; 18), wurde älteren Literaturhinweisen auf basische Vulkanite in der Flyschzone selbst nachgegangen. Bei dieser Suche nach Spuren eines frühalpiner Vulkanismus wurde aber als erstes wichtiges Ergebnis ein Vulkanitkonglomerat des Perm, vergleichbar dem Glarner Verrucano gefunden. Bei weiteren Funden von basischen Vulkanitblöcken und Geröllen in der Flysch- und Helvetikumszone dieses Mittelabschnittes der Ostalpen ist also die Frage zu prüfen, ob sie zu einem frühalpiner, oder einem permischen oder eventuell auch noch älteren magmatischen Ereignis zuzurechnen sind, welche Möglichkeiten übrigens auch schon M.FREIMOSER 1970 und 1972 angenommen hat. Ein Vergleich der permischen Vulkanite mit den jüngeren ist somit auch für die Klärung frühalpiner Ereignisse wertvoll und wurde begonnen.

Oberösterreich: Hinweise auf Vulkanitfunde in der Flyschzone fanden sich am ehesten in den anregenden Übersichten von Max RICHTER & G.MÜLLER-DEILE 1940 (422), sowie MÜLLER-DEILE 1940, wobei von "Schubfetzen von Diabas" gesprochen wird, "die den Juraschichten des früheren, d.h. primären Flyschuntergrundes entstammen." Der mit 7x4 m Größe angegebene Diabasaufschluß südlich vom Kollmannsberg (W v.

Traunsee) konnte aber trotz spezieller Nachsuche von uns ebenso nicht gefunden werden, wie von W. JANOSCHEK (1964; 169). Allerdings ist da z.B. NE des von MÜLLER-DEILE angegebenen Gehöftes Schindlmais am Rand der neuen Straße ein etwa 4 m großer, massiger Block eines dunkelgraugrünen "Gault"-Sandsteines angeschnitten, den man makroskopisch nur schwer von einem Diabas unterscheiden kann. - W. JANOSCHEK konnte aber auch den zweiten von RICHTER & MÜLLER-DEILE angegebenen Fundpunkt in seinem Arbeitsgebiet, nämlich in zwei Bächen bei der Weidensbacher Holzstube westlich des Aurachtales nicht bestätigen und auch wir haben da beim Zusammenfluß beider Bäche direkt unter der Holzstube nichts davon gefunden, waren allerdings durch Schneelage an einer weiteren Suche gehindert. M. RICHTER & MÜLLER-DEILE stellten beide Vorkommen zur "Dürnbachbreccie", also ins Eozän, während JANOSCHEK die Flyschbreccien zum Gault zählt.

Salzburg: Tatsächlich ergiebig war jedoch der dritte Hinweis von Max RICHTER & MÜLLER-DEILE 1940, 422, wo am Nordfuß des Haunsberges auf ein Bachprofil "im Tobel unter der Gasteiner Hochstraße" hingewiesen wird, wo über dem "Leistmergel" (= unserem Buntmergel) ein polygenes Grobkonglomerat auch Diabas führte (einen 50x60 cm großen Block), und wo über mehreren anderen Zwischenschichten angegeben wird: "ein roter Block mit faustgroßen zersetzten Diabasgeröllen, sehr grobes rotes Konglomerat mit (bis 20 cm großen) Diabasgeröllen, darüber dickbankige, rote Sandsteine". Damals wurde die etwa 100 m mächtige, konglomeratführende Folge zu den "Unternoggschichten" gestellt, also auch ins Flysch-Eozän, wie an den oben genannten Fundpunkten.

F. ABERER & E. BRAUMÜLLER haben sich hier 1958 (18, 19) um die stratigraphische Zuordnung verdient gemacht, indem sie in feinerkörnigen Lagen in einer wahrscheinlich einigermaßen entsprechenden Position "im nördlichen Seitenast des Oberndorfer Grabens" zahlreiche Aptychen und Belemniten fanden, die eine Einstufung in das Neocom-Gault auf der geologischen Spezialkarte 1:50.000, Blatt Salzburg (1955) erlaubten. ABERER & BRAUMÜLLER haben allerdings die roten

Blöcke und die Vulkanitführung nicht erwähnt. Es läßt sich jedenfalls sicherstellen, daß das von RICHTER & MÜLLER-DEILE beschriebene Profil tatsächlich auch im Oberndorfer Graben liegt, und zwar zwischen 500 und 530 m Höhe. Es liegt allerdings in dem gleich über der hiesigen Wildbachverbauung nach rechts - also eher südlich - hinaufziehenden Ast. Das Profil paßt aber auch sonst nach dem sedimentären Habitus der ganzen Serie in die Unterkreide, bloß die roten Konglomerate dürften bereits untermeerisch in die Kreideschichtfolge eingeglitten sein. Man findet nämlich manchmal in den roten Blöcken metertiefe, kreuz und quer durchziehende, fingerdicke Spalten, die mit einem rötlich-hellgrauen Kalkmergel von der Art der Aptychenkalke verkittet sind. Die Klärung der Lagerungsverhältnisse ist freilich dadurch erschwert, daß hier im oberen Teil des Bachprofiles alle Gesteine etwas verrutscht sind, und auch der Veruccano nur in Form einer Gruppe von mehreren, 2-3 m großen Blöcken vorliegt.

Die roten Konglomerate bestehen aber überwiegend bis fast ganz aus Vulkanitmaterial (Melaphyr und weniger Quarzporphyr), daneben etwas Grus von Quarz und rosa Granitfeldspat ⁺) und ganz wenigen Phyllitstückchen. Bindemittelfreie Konglomeratpartien wechseln mit solchen, in denen die bis kindskopfgroßen Vulkanitgerölle neben fast ebenso dunklen, rotbraunen Geröllen von lithischen oder auch gröber arkosigen Sandsteinen in einer fast gleichfarbigen sandigen Matrix liegen. Neben solchen kalkfreien oder bloß sekundär Kalkspat als Zwickelfüllung führenden Anteilen können aber auch ebenso rote "Sandkalke" oder besser "Vulkanitsandsteine" mit roter Kalkmatrix als Gerölle auftreten. Dann gibt es hin und wieder auch dunkelrotbraune, schwach sandige Kalkpartien, und stellenweise

⁺) Es gibt übrigens manchmal überkopfgroße, grobkörnige Metagranitblöcke mit meist rosa Kalifeldspaten, aber praktisch keine granodioritischen oder quarzdioritischen Gesteine, was mir in Anbetracht meiner Studie über die Verbreitung der letztgenannten Gesteine am Alpennordrand von Salzburg bis Wien (FRASL 1980) als beachtlich aufgefallen ist.

steckt der Grus von Quarz, rosa Feldspat und Vulkanit- sowie Phyllitsplittern auch in einer kalkigen Matrix. Man hat insgesamt den Eindruck, daß die Konglomerate mehrfach aufgearbeitet worden sind. Möglicherweise stammen manche Arkoseanteile auch von einer nachpermischen Aufarbeitung, etwa im Keuper oder im Lias (Grestener Arkose). Da in der Kalkmatrix einer solchen Arkosepartie bereits die ersten Fossilrestchen gefunden wurden, nämlich Filamente, Ästchen und sehr dünne Crinoidenstiele, wird dieser Frage nachgegangen.

Wenn man sich auf den "typischen Verrucano" konzentriert, also vorerst die kalkhaltigen Partien in der Betrachtung eher wegläßt, dann fällt die fast rein vulkanogene Herkunft auf. Das vulkanische Material ist relativ gut gerundet, stellenweise gut, stellenweise aber auch schlecht sortiert; die seltenen und kleinen Quarzgerölle sind besonders gut gerundet und etwas rötlich verfärbt; beim Quarzgrus erkennt man z.T. noch idiomorphe Porphyryquarze, während die cm-großen rosa Granitfeldspate eher eckig sind. Die meisten Vulkanitgerölle sind relativ frisch eingebettet worden. Manche dünne Bleichungszonen mit scharfer Abgrenzung, die auch in die Gerölle entlang von Rissen hineinziehen, machen eher den Eindruck von hydrothermalen Veränderungen, und überhaupt gibt es bei Rissen und Rändern von Geröllen, aber auch noch in weißen Kalkspatadern der dunkelroten, aber kalkreichen Partien noch winzige Zeolithapeten, die näher untersucht werden müssen.

Vom vulkanischen Bestand gibt es für die freiägige Erkennung zwei Gruppen: eine basischere und eine saure, wobei die erstere bei weitem überwiegt. Die seltenen Quarzporphyre sind zumeist rötlichbraun bis grau, dicht oder z.T. so einsprenglingsarm, daß man sie fast für Radiolarite halten könnte. Sie bilden die besonders glatten Gerölle. Im Schlibfbild sind ignimbrische Gefüge eine Seltenheit; auch die Einsprenglingsquarze sind samt den schönen Korrosionsbuchten und -schläuchen unzerbrochen, ebenso wie die gedrungenen Alkalifeldspate. In einem Fall war übrigens ein "Felsitporphyr" mikrosphäro-

lithisch ausgebildet. Die große Gruppe der basischeren Vulkanite, die man mit freiem Auge zusammenfassend als "Melaphyre" bezeichnen könnte, sind meist dunkelbraunviolett bis seltener auch dunkelgrau, bei stärkerer Ferritisierung auch tief braunrot, und eher feinporös. Manchmal sind es typische "Melaphyr-Mandelsteine" mit Kalkspatfüllung in den großen Blasenräumen und Chlorit in den kleineren. An Einsprenglingen sind am ehesten sehr kleine Feldspate aufgrund des Glanzes der Spaltflächen erkennbar; dunkle Mineralien fallen als Einsprenglinge praktisch nicht auf, da sie meist chloritisiert sind. Körnige oder ophitische Typen wurden nicht gefunden, sodaß man wohl auf rasch abgekühlte Oberflächenbildungen schließen darf, kaum auf Sills oder subvulkanische Anteile ⁺⁾ .

Unter dem Mikroskop fällt die allgemeine Albitisierung der Feldspate auf, zonargebaute Plagioklase sind nicht erhalten. Die dunklen Bestandteile sind praktisch ausnahmslos chloritisiert und zwar bei wechselnd starker Hämatitbildung. Nur ganz selten findet man Iddingsit und Pseudomorphosen nach Olivin. Ohne der genaueren Untersuchung vorgreifen zu wollen, paßt der mikroskopische Eindruck vorzüglich zu den Chloritspiliten und Hämatitspiliten sowie Keratophyren (und ev. Albititen), wie sie von G. AMSTUTZ vom Glarner Freiberg bekannt gemacht wurden, welches Gebiet tatsächlich das nächste, beste Vergleichsgebiet darstellt. Die feinkristalline Matrix zeigt ohne Anzeichen einer Verschieferung variolithische, arborescierende, divergent-intersertale, gefiederte, manchmal auch trachytische oder seltener porphyrische

⁺⁾ Gleich neben den metergroßen roten Blöcken fanden sich nur zwei kleinere vulkanodetritische mit einer dunkelgrüngrauen Farbe, wie sie auch die Gaultquarzite oft haben, die deshalb auf den ersten Blick auch nach dem zerhackten Aussehen der Verwitterungsflächen leicht miteinander verwechselt werden können. Ausnahmsweise lag aber ein grünes Vulkanitkonglomerat vor, wieder spilitisch mit geringem Gehalt an einem unscheinbar rötlichen Quarzporphyr. Der Unterschied zu den roten Konglomeraten lag im Dominieren des Chloritspilites und Fehlen von Hämatitspilit, bei sonst dem Gesamtcharakter nach wahrscheinlich gleicher Herkunft.

Gefügemerkmale mit meist dünntafeligen oder sogar spießigen Feldspatleisten. Der Umwandlungszustand ist durch die Paragenese Albit + Chlorit + Karbonat ± Hämatit gegeben, während Epidotminerale, auch Pumpellyit, sowie Hornblenden, auch Uralit fehlen. Dadurch unterscheiden sich die hiesigen basischen und zum Teil intermediären Vulkanite klar von dem Mineralbestand der oberjurassischen Magmatite aus dem Klippengebiet des Wolfgangsee-Fensters, die z.B. auch noch Uralit, Diallag, Labrador und Picotit enthalten (PLÖCHINGER 1973, 13) und oft viel gröber kristallin sind, bis cm-körnig, sowie auch keine Verbindung mit intermediären oder sauren Gesteinen erkennen lassen.

Näher liegt der Vergleich mit dem gleich westlich über der Salzach anschließenden Gebiet im Flysch, Ultrahelvetikum und Helvetikum, in dem M.FREIMOSER z.B. die grobklastischen Gesteine der drei Sedimentationsräume genauer beschrieben hat. Diese enthalten besonders im Flysch und Ultrahelvetikum eine weitgehend übereinstimmende Schüttung, und ungefähr dieselben groben Komponenten wie hier in den verschiedenen Konglomerattypen des Oberndorfer Grabens, aber nicht direkt Verrucanoblöcke. Ich stimme aber jedenfalls mit FREIMOSER in der Auffassung überein, daß im hiesigen Bereich die basischen, z.T. vergrünten Vulkanite nebeneinander im wesentlichen aus drei Zeiten stammen können, nämlich etwa aus den oberen Jura, aus dem Perm, und wahrscheinlich auch aus einem schwach metamorphen Altpaläozoikum, weil es hier beiderseits der Salzach - also auch im Oberndorfer Graben - "Phyllitkonglomerate" gibt, die neben dem vorherrschenden grauschwarzen Phyllit auch eher schiefrige grüne Gesteine enthalten.

Mit der Entdeckung des - wie ich ihn als stratigraphischen Begriff für regionale Vergleiche nennen will - "Haunsberger Verrucano" in der roten Blockgruppe des Oberndorfer Grabens erscheint nun der permische Anteil an der Vulkanitanlieferung in dem Flysch- und wohl auch dem ultrahelvetischen Trog dieser Gegend besser erfassbar. Wenn wir überdies mit FREIMOSER als Liefergebiet für die Kreide- und Eozän-Konglomerate in der Hauptsache den zwischen dem Ultrahelvetikum und dem Flysch-

trog angenommenen Cetischen Rücken annehmen - wobei ich diesen Begriff nur als Repräsentant einer wahrscheinlich auch nach beiden Seiten unter die "Tröge" irgendwie hineinreichenden Grundgebirgsentwicklung verstehen möchte und nicht als strenge Wasserscheide - dann erscheint die gedankliche Verbindung unseres Perms nach Westen mit jenem der Helvetischen Decken in den Glarner Alpen durchaus passend. Das wahr wohl damals ein sedimentär wie vulkanologisch gemeinsamer Faziesraum ⁺⁾ , und die Fazies des Glarner Verrucano reichte wohl über 300 km nach Osten, was aber nicht erstaunlich ist, wenn man an die großen Übereinstimmungen (nicht nur bezüglich des Vulkanismus) mit dem Saar-Nahe-Trog denkt.

Für die Charakterisierung des frühalpinen Geschehens in der alpinen Geosynklinale kann man also diese Häufung basischer Gesteine im roten Konglomerat des Oberndorfer Grabens nur mehr insoferne heranziehen, als nun ganz allgemein im Mittelabschnitt der österreichischen Flyschzone nicht irrtümlich etwas als signifikant für das frühalpidische Geschehen angesehen wird, was tatsächlich voralpidisch ist. An der Petrographie der Vulkanite des Haunsberggebietes wird weitergearbeitet.

Literatur:

- AMSTUTZ, G.C. 1954: Geologie und Petrographie der Ergußgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges.- Publ. Vulk.Inst.Imm.Friedländer, 5, 149 S., Zürich 1954.
- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E. 1958: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg.- Mitt.Geol.Ges. Wien, 49, 1956, 40 S., Wien.

⁺⁾ Wegen der Eisenfreisetzung der tiefroten Blöcke ist nebenbei wohl besser ein semiarides Klima als ein arides anzunehmen, und überdies scheint hier wie dort eine etwa gleiche Verschönerung von einer alpidischen Überprägung bezüglich Deformation und Wiederaufwärmung vorzuliegen.

- BRAUMÜLLER, E. & GOHRBANDT, K. 1976: Führer zu den Exkursionen der Österr.Geol.Ges. am 7.Oktober 1976 (Alpen-nordrand im Bereich des Oichtentales, Salzburg), Wien.
- FRASL, G. 1980: Zur Verbreitung der tonalitisch-quarzdioritischen Blöcke vom Typus Schaitten am Nordrand der Ostalpen (Beitrag zur Kenntnis des versenkten helvetischen Kristallins).- Mitt.Österr.Geol.Ges., 71/72, 323-334, Wien.
- FREIMOSER, M. 1970: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg.- Diss.Techn.Univ.München, 208 S., 1970.
- FREIMOSER, M. 1972: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg.- Geol.Bavar. 66, 7-91, 1972.
- JANOSCHEK, W. 1964: Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee.- Jb.Geol. B.A. 107, 161-212, Wien.
- MÜLLER-DEILE, G. 1940: Flyschbreccien in den Ostalpen und ihre paläogeographische Auswertung.- Neues Jb.f.Min. etc., Beil.Bd.84, Abt.B, 330-378, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. 1964: Die tektonischen Fenster von St.Gilgen und Strobl am Wolfgangsee.- Jahrb.Geol.B.A. 107, 11-69, Wien.
- PLÖCHINGER, B. 1973: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes.- Geol.B.A.Wien 1973, 92 S.
- RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G. 1940: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen und der Enns.- Zschr.Deutsch.Geol.Ges. 92, 416-430, 1940.

Teilprojekt 15/08:

FRÜHALPIDISCHE METAMORPHOSE IN GESTEINEN DER GRAUWACKENZONE
UND DER NÖRDLICHEN KALKALPEN

J.M.SCHRAMM, Salzburg

Zielsetzung

Grauwackenzone und Nördliche Kalkalpen haben im Laufe der Gestaltung des Alpenkörpers signifikante Veränderungen erfahren. Dabei haben sich die ursprünglich vorhandenen Gesteine den jeweils herrschenden Bedingungen angepaßt und wurden mehr oder weniger umgeprägt. Durch das Studium der Spuren dieser Gesteinsmetamorphose(n) können wesentliche Erkenntnisse über einen Teil der gebirgsbildenden Vorgänge gewonnen werden. Bisher liegen jedoch über Ausmaß sowie Alter dieser Umbildungen sowohl von der Grauwackenzone als auch von den Nördlichen Kalkalpen zu wenig exakte Daten vor, um den Ablauf und die Bedingungen der frühalpidschen Geschehen in diesen Krustenabschnitt modellhaft rekonstruieren zu können.

Die Schwierigkeiten lagen und liegen einerseits daran, daß die Gesteine der Grauwackenzone (der ursprünglichen stratigraphischen Basis der Nördlichen Kalkalpen) bereits vor dem alpidischen Geschehen während der variszischen Ära (in ähnlicher Stärke wie "später") metamorphisiert worden sind uns somit in den meisten Fällen keine Unterscheidung alpidischer von variszischen Metamorphoserelikten erlauben, und andererseits am Fehlen metamorphose-sensibler, stofflich und stratigraphisch äquivalenter Gesteinsserien quer zum generellen Alpenstreichen.

Eigene mineralogisch-petrologische Untersuchungen in drei Querprofilen durch die Grauwackenzone und die basalen Teile der Nördlichen Kalkalpen - überwiegend an klasti-

chen Sedimentgesteinen durchgeführt - haben frühere Vermutungen jüngst bestätigt, daß die Gesteine der Grauwackenzone generell bereits epizonal metamorph sind. Die metamorph neu gebildeten Minerale mixed-layer Paragonit/Muscovit, Paragonit, Pyrophyllit und Chloritoid (letzterer war seit Jahrzehnten bekannt) belegen dies ebenso wie auch die Werte der Illitkristallinität unter 4.0 (Index nach KUBLER). Mit ähnlicher Intensität hat eine alpidische Metamorphose auch stratigraphisch tiefere Anteile der Nördlichen Kalkalpen erfaßt. Während das klastische Permoskyth südlich der Rax sowie im Raum Bischofshofen - Saalfelden durchwegs epizonale Indikationen (Illitkristallinität unter 4.0, metamorphe Neubildungen von Paragonit, mixed-layer Paragonit/Muscovit, Pyrophyllit und Chloritoid) aufweist, überschreitet die Metamorphosestärke in den entsprechenden Ablagerungen der Kalkalpenbasis im Bereich Wörgl - St.Johann i.Tirol die Anchizone nicht.

An weiteren ausgewählten Querprofilen sollen nun die bisher bewährten Untersuchungen der Glimmerkomponenten vorwiegend feinklastischer Sedimentgesteine der Grauwackenzone und Nördlichen Kalkalpen beitragen, detailliertere Kenntnisse über die Stärke und regionale Verbreitung (über lokale Indikationen hinausgehend) der frühalpidischen Metamorphose zu erlangen. Neben der kartenmäßigen Erfassung (Metamorphosekarte) wird u.a. eine Festlegung von Reaktions-Isolinien angestrebt, beispielsweise bei den Mineralpaaren Kaolinit-Pyrophyllit und Pyrophyllit-Chloritoid. Auf den Vorteil der internationalen Vergleichbarkeit der dabei angestrebten Ergebnisse wird hier verwiesen, zumal u.a. die Illit-Untersuchungen unter Anwendung derselben Methoden und Metamorphosemaßstäbe wie z.B. in den Westalpen durchgeführt werden.

Als Kontrolle und Ergänzung zu den Metamorphosestudien an den Sedimentgesteinen sind überdies Untersuchungen an basischen Metavulkaniten der Grauwackenzone (ausgewählte Vorkommen im Salzburger sowie östlich anschließenden Querschnitt der Grauwackenzone) vorgesehen.

Über die Metamorphose klastischer permoskythischer
Sedimentgesteine der Nördlichen Kalkalpen (Österreich)

Im Rahmen des Forschungsprojektes "Frühalpidische Metamorphose in Gesteinen der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen" wurden die Untersuchungen im 1. Berichtsjahr vorwiegend auf Sedimentgesteine des klastischen Permoskyth konzentriert. Und zwar wurden am Kalkalpensüdrand die Bereiche nordwestlich von Schruns/Montafon, westlich von Saalfelden, Filzmoos - Schladming und Liezen - Paß Pyhrn sowie die 15 bis 20 km nördlich des Kalkalpensüdrandes gelegenen Bereiche Golling - Abtenau, Bad Goisern - Pötschenpaß und südlich von Göstling/Niederösterreich beprobt und auf ihre Metamorphoseintensität analysiert. Darüberhinaus wurde im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone bzw. an der Salzachlängstal-Störung der Frage eines eventuellen Metamorphosehiatus zur penninischen Schieferhülle weiter nachgegangen und schließlich am Nordrand der Grauwackenzone die sehr schwache Metamorphose (sensu H.G.F.WINKLER, 1979) in den Metabasiten studiert. Da jedoch über die zuletzt genannten Probleme Veröffentlichungen unmittelbar bevorstehen, mag folgender Kurzbericht über die kalkalpinen Ergebnisse genügen.

Nahe dem Westrand des oberostalpinen Deckensystems sind die (an beiden Seiten des Illtales) im Montafon/Vorarlberg anstehenden Sedimentgesteine des Permoskyth sehr schwach metamorph überprägt. Dies fügt sich gut an die von G.DUNOYER DE SEGONZAC & D.BERNOULLI (1976) am mergelig

und kalkig entwickelten Rhät südlich anschließender, tieferer ostalpiner Decken nachgewiesenen epimetamorphen Bedingungen. Obgleich die Werte der Illitkristallinität (Index nach B.KUBLER, 1967) im Rellstal und am Bartholomäberg schwanken (3.1 bis 6.5), weisen sowohl der Mittelwert von 4.4 (aus 38 Messungen) als auch die Lage und Gestalt der Punktwolke im ESQUEVIN-Diagramm deutlich in das anchizonale Feld.

Im ostwärts gelegenen Bereich um Leogang (Salzburg) konnte A.DIMOULAS (1979) mit insgesamt 124 IK-Werten, welche zwischen 3.7 und 6.7 streuen, einen Mittelwert von 4.7 nachweisen. Hier wurden überdies metamorphe Neubildungen von Pyrophyllit, Paragonit und mixed-layer Paragonit/Muscovit festgestellt.

Demgegenüber zeichnet sich in den permoskythischen Sedimentgesteinen der Dachsteinsüdseite eine stärkere Umwandlung ab. Der aus 18 Messungen gewonnene Mittelwert von 3.8 korrespondiert gut mit dem Auftreten von Paragonit wie auch mit dem durch E.ERKAN (1977) gefundenen Chloritoid und belegt ebenso wie im westlich anschließenden Bereich um Bischofshofen die Epizone (J.M.SCHRAMM 1977, 1980).

Etwas schlechtere Illitkristallinitäten zeigen sich weiter ostwärts im Bereich Liezen - Paß Pyhrn. Hier ergeben 16 Werte ein Mittel von 4.1, womit also der Grenzbereich zwischen schwacher und sehr schwacher Metamorphose vorliegt.

Rund 15 bis 20 km nördlich des Kalkalpensüdrandes liegen altersgleiche und auch lithologisch entsprechende Abfolgen in sehr schwach metamorpher Umwandlung vor, z.B. konnte im Bereich Golling - Abtenau ein Mittelwert von 5.5 (52 Messungen) und in der Zone südlich von Göstling/NÖ. ein solcher von 6.7 (26 Messungen) ermittelt werden. Hingegen haben die oberskythischen Werfener Kalke an der alten Pötschenpaßstraße (südwestlich von St.Agatha bei Bad Goisern) anchimetamorphe Bedingungen gerade noch nicht erreicht, wie dies ein IK-Mittelwert von 7.7 (24 Messungen) zeigt.

Um diese ersten Ergebnisse hinsichtlich der physikalisch chemischen Bedingungen zu interpretieren bzw. in eine modern konzipierte Entwicklungsgeschichte der Ostalpen einfügen zu können, sind allerdings Zahl und Dichte analysierter Proben noch wesentlich zu vergrößern, woran der Verfasser arbeitet.

Literatur:

- DIMOULAS, A. 1979: Geologische Untersuchungen im Bereich um Leogang, Land Salzburg (Österreich).- Diss.Naturwiss.Fak.Univ.Salzburg, 146 Bl., 44 Abb., 7 Beil., Salzburg.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. & BERNOULLI, D. 1976: Diagenèse et métamorphisme des argiles dans le Rhétien Sud-alpin et Austro-alpin (Lombardie et Grisons).- Bull.Soc. géol.France, (7), 18, 1283-1293, 5 Fig., 4 Tab., Paris.
- ERKAN, E. 1977: Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen.- Jahrb.Geol.B.-A., 120, 343-400, 15 Abb., 1 Taf., Wien.
- ESQUEVIN, J. 1969: Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité.- Bull.Centre Rech. Pau-SNPA, 3, 147-153, 3 Fig., Pau.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. & SCHWIZER, B. 1980: Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data.- Eclogae geol.Helv., 73, 173-203, 10 Fig., 4 Tab., Basel.
- KUBLER, B. 1967: La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme.- Etages tectoniques, Coll.Neuchâtel, 105-122, 12 Fig., Neuchâtel.
- SCHRAMM, J.M. 1977: Über die Verbreitung epi- und anchi-metamorpher Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) - ein Zwischenbericht.- Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 7, H.2, 3-20, 8 Abb., 3 Tab., Innsbruck.
- SCHRAMM, J.M. 1980: Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen der Grauwackenzone

und der Nördlichen Kalkalpen (Salzburg).- Mitt.Öst.
Geol.Ges., 72, Jg.1979, im Druck.

WINKLER, H.G.F. 1979: Petrogenesis of metamorphic rocks.-
5.Aufl., 348 S., New York-Heidelberg-Berlin (Springer).

Teilprojekt 15/09:

ALTALPIDISCHE METAMORPHOSE IM KRISTALLIN WESTLICH DES BRENNERS

F.PURTSCHELLER, Innsbruck

Zielsetzung

Die Untersuchung der altalpinen Metamorphose westlich des Brenners soll an zwei Fragenkomplexen studiert werden:

1. Die permomesozoischen Auflagerungen und Einschaltungen im Altkristallin sind nach bisheriger Kenntnis überwiegend altalpin metamorph geworden. An diesen mesozoischen Gesteinen kann die Auswirkung der altalpidischen Metamorphose ohne Beeinflussung durch ältere und jüngere metamorphe Großereignisse am besten studiert werden.

Hinausgehend über die bisher bekannten Untersuchungen von GEYSSANT sollen die physiko-chemischen Bedingungen und ihre regionale Variation der altalpidischen Metamorphose an Sedimenten und Magmatiten durch detaillierte phasenpetrologische Untersuchungen geklärt werden. Weiters soll durch gezielte Altersdatierungen ein möglichst detailliertes, absolutes Zeitschema für die den einzelnen Deformationsereignissen zuzuordnenden Mineralneubildungen erarbeitet werden.

2. Die Unterlage der permo-mesozoischen Gesteine war zum Zeitpunkt der altalpidischen Metamorphose bereits voralpin in wechselndem Grade metamorph. Die voralpidische Metamorphose in der weiteren Umgebung des Mesozoikums ist bereits weitgehend bekannt. Es soll versucht werden, eine Abtrennung der beiden metamorphen Großereignisse, die sich hier überlagern, durchzuführen.

Die Trennung zweier einander überlagernder Metamorphosen ist im ostalpinen Kristallin ein immer wiederkehrendes und bislang im einzelnen ungelöstes Problem. Aufgrund der besonderen Verhältnisse und sehr guter Aufschlüsse ist von diesem Gebiet ausgehend eine auch auf andere Gebiete der Ostalpen übertragbare Lösung dieser Frage zu erwarten.

BERICHT ÜBER PETROLOGISCHE NEUERGERBNISSSE IM BRENNERMESO-
ZOIKUM, SCHNEEBERGERZUG UND ALTKRISTALLIN IM JAHRE 1979

F.PURTSCHELLER, G.HOINKES, D.RAMMLMAIR, R.TESSADRI &
H.DIETRICH, Innsbruck

Im Bereiche des Schneebergerzuges konnten die PT-Bedingungen der alpalidischen Metamorphose im äußersten Südwesten durch das Auftreten von jungem Staurolith und Disthen in sicheren Schneeberger Gesteinen näher bestimmt werden. Dabei ist das Auftreten von Staurolith durch den erhöhten Zn-Gehalt im Gestein (bis 5.6 Gew % Zn im Staurolith) begünstigt. Die Maximaltemperatur dieser Metamorphose wird zudem durch die stabile Paragenese Paragonit + Quarz und durch Mg/Fe-Verteilungskoeffizienten zwischen Granat und Biotit (FERRY & SPEAR, 1978) mit ca. 570°C begrenzt. Ähnliche Temperaturen ergeben sich aus dem Calcit/Dolomit-Thermometer (GOLDSMITH & NEWTON, 1969).

Zusammenfassend können aufgrund petrologischer Daten die PT-Bedingungen der alpalidischen Metamorphose am Westende des Schneebergerzuges mit 5 kb und 570°C angegeben werden.

Weiters wurden im Westen zweiphasige Granaten festgestellt, die als variszische Relikte gedeutet werden.

Die Temperaturen nehmen im Schneebergerzug nach Osten ab; so wurden an der Schneeberger Weiße mit Hilfe des Calcit/Dolomit-Thermometers Temperaturen von ca. 530°C

gemessen, während weiter im E (Telfer Weiße) die T-Werte (Granat/Biotit-Thermometer) bei 500^o liegen.

Weiter nach N im Brennermesozoikum (Calcit/Dolomit-Thermometer) nehmen die Temperaturen bis 450^o (Kalkkögel) ab.

An der Schwarzwandspitze (nördlich Lagerstätte Schneeberg) wurde im Mesozoikum ein Vorkommen von Tremolit + Talk gefunden.

Am äußersten E Ende des Schneebergerzuges wurde röntgenographisch Stilpnomelan nachgewiesen. Dieses Mineral wird dem Einfluß einer jungalpidischen Metamorphose zugeschrieben.

Der im Altkristallin nach N hin abnehmende Einfluß der altalpidischen Metamorphose wurde schließlich an Diabasen im Altkristallin nachgewiesen. Dabei erfolgt gegen S hin eine Zunahme der Korngröße neugebildeter Minerale, eine Zunahme des An-Gehaltes der Plagioklase und eine deutliche Abfolge von verschiedenen Paragenesen (Aktinolith + Epidot + Chlorit + Titanit) + Biotit (Biotit + Hornblende + Oligoklas + Ilmenit) (Biotit + Hornblende + Oligoklas + Granat + Andesin).

Literatur:

- FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. 1978: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet.- Contrib.Mineral.Petrol., 66, 113-117.
- GOLDSMITH, J.R. & NEWTON, R.C. 1969: R-T-X-relations in the system CaCO₃-MgCO₃ at high temperatures and pressures.- Am.J.Sci., 267, 160-190.

Teilprojekt 15/10:

DIE FRÜHALPINE GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHE ENTWICKLUNG DER
ÖSTLICHEN OSTALPEN IM MERIDIAN ENNSTAL - DRAUTAL

H.FLÜGEL, Graz

Zielsetzung

Im Meridian Ennstal/Drautal trennen Überschiebungsflächen den höher-metamorphen Unterbau der Niederen Tauern und des Steirischen Randgebirges vom Paläozoikum der Grauwackenzone, des Murauer Paläozoikums und des Grazer Paläozoikums. An der Grenzfuge eingeschaltet finden sich faziell ungleichwertig Gesteine, die möglicherweise oder wahrscheinlich älter mesozoisches Alter besitzen. Transgressiv über dem Paläozoikum folgen das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen, des Krappfeldes und der Kainacher Gosau. Sowohl das Paläozoikum der Grauwackenzone als das von Murau und von Graz zeigen einen internen Decken- und Schuppenbau sowie teilweise auch großräumig inverse Lagerung. Auch innerhalb des metamorphen Unterbaues ist ein tektonischer Stockwerkbau wahrscheinlich.

Welche Anteile dieses komplizierten tektonischen Baues und seiner Metamorphose dem altalpidischen Ereignis zuzuordnen sind, ist im einzelnen unklar. Die Transgression der Kainacher Gosau zeigt, daß zumindest im Paläozoikum von Graz der interne Deckenbau vorgosauisch ist, wobei jedoch jungvariszisches Alter nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden kann. Die Einbeziehung von Mesozoikum in den tektonischen Bau des Murauer Paläozoikums und der Grauwackenzone zeigen andererseits, daß hier die Schuppen- und Deckentektonik altalpidisch oder jünger ist.

Bezüglich des Alters der Metamorphose sind wir bisher im genannten Meridian auf nur wenige geochronologische Angaben angewiesen, die jedoch zeigen, daß dem altalpidischen Ereignis eine größere Bedeutung zukommen dürfte, als bisher angenommen wurde. Es ist unbekannt, ob und welche Beziehungen zwischen dieser Metamorphose und dem tektonischen Bau gegeben sind, bzw. ob diese Metamorphose auch das Paläozoikum ergriffen hat.

Daraus ergibt sich eine vorwiegend tektonisch-petrographische Problemstellung, die darauf abzielt, die dem altalpidischen Ereignis zuordenbaren Geschehen aus älteren und jüngeren Vorgängen herauszulösen. Hierbei spielt der Einsatz der Geochronologie im Bereich der höher-metamorphen ebenso wie der geringer-metamorphen Gesteinsfolgen eine wichtige Rolle. Desgleichen erscheint die Notwendigkeit paläomagnetische Untersuchungen auf breiter Basis gegeben, da ihre Ergebnisse im Bereich von Grauwackenzone, Murauer Paläozoikum und Grazer Paläozoikum im Vergleich miteinander u.a. eine Entscheidungshilfe für die Frage eventueller Rotationen dieser Einheiten beim Deckenbau geben könnten.

Eine Klärung der genannten Probleme soll über folgende Untersuchungswege erzielt werden:

1. Untersuchung der petrogenetischen Entwicklung und Metamorphosebedingungen im Bereich von Koralmkristallin-Gleinalmkristallin. Sie stellen die zentralen Gesteinskörper im Steirischen Randgebirge dar.
2. Abklärung des Alters der metamorphen Prägungen im Bereich Koralm/Gleinalm sowie des Seckauer Kristallins.

Beide Untersuchungen zusammen werden uns die Möglichkeit geben, die altalpidischen Vorgänge im Bereich des höher-metamorphen Unterbaues von den älteren bzw. jüngeren Geschehen zu trennen.

3. Untersuchung des tektonischen Gefüges und Korngefüges ausgewählter, in ihrer Petrogenese und dem Alter ihrer

Metamorphose festgelegter Gesteinsserien im Bereich des Steirischen Randgebirges. Diese Untersuchungen sollen Einblick in die Beziehungen zwischen Kristallisation und Deformation geben, wobei die Alterszuordnung über die Geochronologie zu gehen hat.

4. Vergleichende Untersuchungen der Mesozoikum-verdächtigen Gesteinsserien an der Grenze des metamorphen Unterbaues und der paläozoischen Decken zur Klärung der Frage des Alters dieser Gesteinsserien und ihre paläogeographischen Beziehungen.
5. Abgrenzung der frühalpiden Anteile des tektonischen Baues der früher genannten Paläozoikumvorkommen von älteren bzw. jüngeren Ereignissen. Dazu gehört auch die Frage des Alters und der Bildungsbedingungen der schwachen Metamorphose, sowie ihre Beziehungen zu der des Unterbaues.
6. Im Bereich des Grazer Paläozoikums wird es notwendig werden, auch die Oberkreide von Kainach in die Untersuchungen einzubinden, da damit die Möglichkeit gegeben ist, die vorgosauischen Ereignisse (Tektonik, Metamorphose) zeitlich gegen oben zu abzugrenzen.

Zur vorgosauischen Tektonik des Grazer Paläozoikums

Im Grazer Paläozoikum lassen sich zwei tektonische Größeneinheiten mit unterschiedlichem Baustil voneinander trennen. Es sind dies die hangende Rannach-Hochlantsch-Einheit und die liegende Schöckel-Hochschlag-Einheit. Während erstere eine aufrechte Schubmasse darstellt, handelt es sich bei letztgenannter Einheit um einen komplizierten Überfaltungs- und Schubbau.

Stratigraphisch reicht die Rannachdecke bis in das Westfalium. Eine Stockwerktektonik zeigt sich örtlich in einer Verformung der oberdevonen und karbonen Schichtglieder zu eng gepreßten liegenden Falten (Steinberg, Eichkogel) bzw. in der Ausbildung von Dachschuppen. Die Bindung dieser Tektonik an die stratigraphisch höchsten Horizonte über einem ungestörten Sockel läßt die genannten Erscheinungen als das Ergebnis einer Übergleitung der Rannachdecke durch höhere Einheiten (Mesozoikum ?) erscheinen. Wie die Obertagkartierungen und die Bohrung Afling I zeigte, transgrediert die Kainacher Gosau bereits über einem Relief dieses Großbaues.

Ein derzeit offenes Problem stellt die tektonische bzw. stratigraphische Liegendgrenze der Rannach-Einheit dar. Im Raum von Kher und im Becken von Thal östlich der Mur, scheint eine vulkano-klastische Folge (Schiefer von Kher) ihr normales Basisglied darzustellen. Stratigraphisch wurde in diesen Schichten noch das Lochkovium nachgewiesen.

Andererseits wurde von EBNER 1976 aus der Dolomit-Sandsteinfolge - die unter Zwischenschaltung der Crinoidenschichten das Hangende der Schiefer von Kher bilden - Ludlovium bekannt gemacht. Es wäre daher denkbar, daß die tieferen Teile der "Schiefer von Kher" bereits dem tektonisch Liegenden der Rannach-Einheit zuzurechnen sind, wodurch die Verhältnisse östlich der Mur denen westlich des Flusses entsprechen würden, wo EBNER & WEBER 1978 im Bereich des Hausberges einen Hangendteil der "Taschenschiefer" der Schöckel-Einheit von diesen abtrennten und als Schiefer von Kher der Rannach-Einheit zuordneten.

Wie CLAR 1933 erkannte, bilden diese Taschenschiefer das inverse Hangende des Schöckelkalkes, der von ihm als Kern einer durch Überfaltung entstandenen Synklinale aufgefaßt wurde. Im Bereich der Hochtrötsch-Parmasegg-Mulde und am Südrand der Tanneben schalten sich zwischen die "Taschenschiefer" und den liegenden Schöckelkalk eine Folge von Schwarzschiefern, plattigen dunklen Kalken sowie vereinzelt Dolomiten. Diese Folge baut im Weizer Bergland den Sockel von Hirschkogel und Stroß auf. Die im Steinbruch Weizklamm beobachtbaren Übergänge des Schöckelkalkes zu der genannten Schwarzschiefer-Folge boten Anlaß in letzterer die invers liegende primäre Basis des Schöckelkalkes zu sehen. Örtlich (Weizer Bergland, Lammkogel, Pfannberg usw.) schalten sich zwischen beide noch, zum Teil über 100 m mächtig werdend, plattige, gelbbraune Quarzite ein. Die Vorstellung bestätigend, daß der Schöckelkalk den Kern einer ausgewalzten Liegendfalte bildet, treten örtlich auch im Liegenden des Kalkes entsprechende Quarzite (z.B. Waldstein) auf.

Sie werden westlich der Mur folgerichtig von Schwarzschiefern und Kalken mit einer sedimentären Bleizink-Vererzung unterlagert. Diese stellen das Hangende einer Vulkanitfolge, die lithostratigraphisch den "Taschenschiefern" entspricht, dar. Schon lange ist bekannt, daß im Profil südöstlich des Hanegg-Kogels im Liegenden dieser Vulkanitfolge neuerlich Schwarzschiefer und Kalk auftreten,

die die Verbindung zu den mächtigen devonischen Kalkschiefern des Hanegg-Kogels darstellen. Verfolgt man die Entwicklung zwischen Schöckelkalk und diesen Kalkschiefern im Streichen gegen Nordosten über die Mur, dann keilt zuerst die hangende und liegende Schwarzschiefer-Folge und dann östlich vom Pfannberg der Schöckelkalk aus, sodaß von hier gegen Osten die liegenden Kalkschiefer von den über dem Schöckelkalk liegenden früher erwähnten Schwarzschiefern und Kalken im Nordwestgehänge des Hochtrötsch nur durch ein schmales Grünschieferband, welches die östliche Fortsetzung der Vulkanitfolge von Rabenstein bildet, getrennt werden. Dieses Grünschieferband taucht, nachdem es im Nordabfall des Hochtrötsch durch quartäre Schuttdecken verhüllt ist, am Nordosthang des Hochtrötsch gegen Schrems in einer Schuppenzone steil stehender Kalk- und Marmorzüge verknüpft mit Schwarzschiefern wieder auf. Es überlagert hier eine mächtige Wechselfolge von Schwarzschiefern und Kalken. Diese stellen das Äquivalent der entsprechenden Schichten des Hanegg-Kogel-Profiles dar. Sie lassen sich über den Rechbergsattel bis in das Tertiärbecken von Passail verfolgen. Wie westlich der Mur bildet das Hangende dieses Komplexes zwischen Rechberg und Neudorf eine bis auf mehrere 100 m anschwellende Vulkanitfolge, die im Rechberg selbst noch von einer Kappe von Schwarzschiefern und Kalken überlagert wird. Die Position letzterer gleicht der des erzführenden Kalk-Schieferzuges von Waldstein-Rabenstein, bzw. den fossilführenden Barrandei-Kalken und Schiefern, die in den Bohrungen von Peggau-Badl das Liegende des Schöckelkalkes bilden.

Der Nachweis einer lithostratigraphisch vergleichbaren Schwarzschiefer-Kalkfolge im Liegenden und im Hangenden der Vulkanite unter dem Schöckelkalk südöstlich des Hanegg-Kogel bzw. im Raum Rechberg, die primäre Verknüpfung der hangenden Schwarzschiefer-Folge mit dem darüberfolgenden Schöckelkalk, sowie dessen Überfaltung mit Bildung einer inversen Hangendfolge, die bis in die "Taschenschiefer"

reicht, zwingt zur Annahme eines komplizierten Faltenbaues, wobei die liegende Vulkanitfolge den Kern einer Antiklinale, die Schöckelkalke den einer Synklinale bilden.

Im Profil durch das westliche "Passailer Faltenfeld" zwischen Rechberg und Plenzengreith wird dieser komplizierte Bau von Serizitphylliten, Serizitquarziten, Quarzphylliten sowie Einschaltungen von Chloritphylliten und vereinzelt Marmorlagen unterlagert (vgl. NEUBAUER & STATTEGGER). Die Grenze beider Komplexe ist wie Bachanrisse im Raum Blumau zeigten, eine tektonische ohne daß vorerst etwas Sicheres über ihre Natur ausgesagt werden könnte. Dieser deutlich von der früher beschriebenen Vulkanit-Schwarzschieferfolge unterscheidbare Phyllitkomplex, zu dem auch die "Hundsberg-Quarzite" des Windhofkogel gerechnet werden, wird zur Schichtgruppe der "Passailer Phyllite" zusammengefaßt (WEBER, L. gliederte die Gesteine des Passailer Faltenfeldes in die Passailer Gruppe, Hundsberg-Quarzite und Arzberggruppe. Letztere entspricht vermutlich den Schwarzschiefern und Kalken zwischen der liegenden Vulkanitfolge (= "Taschenschiefer" im stratigraphischen Sinn) und dem Schöckelkalk. Wieweit und ob Teile der Grüngesteine im Raum Arzberg-Haufenreith der Vulkanitfolge entsprechen, kann derzeit nicht gesagt werden. Möglicherweise fehlen sie hier völlig und die "Arzberggruppe" liegt direkt über den Passailer Phylliten (= Passailer Gruppe + Hundsberg-Quarzit). Eine altersmäßige Zuordnung bleibt derzeit offen. Ein Vergleich mit dem Sausal bietet sich an.

Mit tektonischer Grenze und Metamorphosesprung unterlagern im Raum nördlich und östlich Plenzengreith die Passailer Phyllite das Radegunder Kristallin, wobei jüngere Störungen die Gegebenheiten komplizieren. Sie sind auch für die Einklemmung des Schöckelkalkes der Garracher Wände in das Radegunder Kristallin nördlich von Plenzengreith verantwortlich.

Das Passailer Faltenfeld bzw. die ihm auflagernden Schöckelkalkschollen des Schöckel und des Weizer Berglandes werden im Westen durch eine meridional-streichende Störungszone (Leberbruch) vom Devon der Hohen Rannach bzw. den sie unterlagernden Schiefen der Tasche sowie der Schöckelkalkmulde des Parmasegg-Hochtrötsch getrennt. Wie die Position des Schöckelkalkes beiderseits dieser Störung unter Berücksichtigung der von WEBER mitgeteilten Beobachtung, wonach unter den Schiefen der Taschen kein Schöckelkalk erbohrt werden konnte, zeigen, muß angenommen werden, daß längs der genannten Störung die Schöckelkalke der Parmasegg-Mulde gegenüber denen des Schöckels gegen Norden versetzt wurden. Dies erklärt auch das früher beschriebene Auskeilen der Schöckelkalke des Rabensteiner Zuges gegen Nordosten durch Überwältigung durch die darüberfolgenden Schichten.

Schwierigkeiten bereitet derzeit die Einfügung der Gegebenheiten im Bereich westlich der Mur zwischen Gaistal-Kleinstübing und Plesch, bzw. die "Raasberg-Serie" in das hier entworfene tektonische Bild.

Nach der Literatur soll in erstgenanntem Bereich ein fazieller Übergang der Kalkschiefer- in die Rannach-Fazies erfolgen. Tektonisch würde dies bedeuten, daß hier die Kalkschiefer der Schöckelkalk-Hochschlag-Einheit mit den Gesteinen der Rannach-Hochlantsch-Einheit zusammenhängen. Die bisherigen stratigraphischen Untersuchungen (EBNER et al. 1979, BUCHROITHNER 1978) brachten keine Klärung dieses Problems. Sie belegen nur den Übergang aus einer dolomitischen Entwicklung in eine kalkige. Die Möglichkeit einer tektonischen Liegendgrenze der Rannach-Einheit, wie sie durch das hier gezeichnete Bild gefordert wird, kann derzeit nicht bewiesen, aber auch nicht widerlegt werden.

Für die "Raasberg-Folge" wurde aus lithologischen Vergleichen der Verdacht auf ein mesozoisches (triadisches) Alter ausgesprochen. Neben der Fazies spricht hierfür die

Position an der Grenzfuge "mittelostalpinen" Kristallin/
Grazer Paläozoikum. Dagegen spricht ihre auffallende Bindung
an den Schöckelkalk. Dort wo dieser fehlt, wie südlich
Plenzengreith, fehlen auch zwischen Grazer Paläozoikum und
dem Kristallin die "Raasberg-Folge". Auch im Grad der
Durchbewegung und Metamorphose sind Schöckelkalk und
Raasberg-Folge so ähnlich, daß lange Zeit infolge des
gleichen Habitus die Dolomite der Raasberg-Folge als
Schöckelkalk angesehen wurden. Dagegen spricht auch das
Fehlen von Quarziten und Konglomeraten in der Raasberg-
Folge, wie sie für das mittelostalpine Mesozoikum charakte-
ristisch sind. Auch hier müssen die weiteren Untersuchungen
abgewartet werden.

Versucht man unter Zugrundelegung des früher entworfenen
tektonischen Bildes von Rannach-Hochlantsch-Einheit und
Schöckel-Hochschlag-Einheit eine Rückformung - die Frage
von Raasberg-Folge und die Stellung der Passailer Phyllite
außer Acht lassend sowie eine tektonische Trennung im
Raum nördlich Gaistal zwischen Kalkschiefer und Rannach-
decke annehmend - dann ergibt sich das in Abbildung 1
dargestellte Schema. Hierbei läßt sich der Faziesübergang
von Schöckelkalk in die Kalkschiefer-Entwicklung im Raum
nördlich Köflach gegen Graden beobachten, während eine Vor-
stellung des Überganges von der Rannach-Fazies in die Hoch-
lantsch-Fazies die Gegebenheiten zwischen Plesch und Platzl-
kogel zeigen. Offen und ungeklärt ist die primäre Beziehung
zwischen Hochlantsch-Fazies und Schöckelfazies. Ohne Be-
rücksichtigung dieses unbekanntes Übergangsstreifens kommen
wir bei einer derartigen Abwicklung der Tektonik auf eine
ehemalige Mindestbreite von 100 km und mehr. Man wird dies
zu berücksichtigen haben, wenn man über den Aufbruch von
Lebring die Verbindung zu den Paläozoikum-Vorkommen des
Sausal, Posruck und der Bohrung Radkersburg sucht, welches
von oberostalpinem Mesozoikum überlagert wird.

Literatur:

- BUCHROITHNER, M.F. 1978: Biostratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Steiermark.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 108, 77-93, Graz.
- CLAR, E. 1933: Zur Geologie des Schöcklgebietes bei Graz.- Jb.Geol.B.-A., 83, 113-136, Wien.
- EBNER, F. 1976: Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld - ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums.- Mitt.Abt.Geol.Paläont.Bergb.Landesmus.Joanneum, 37, Graz.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. 1979: Die Schichtfolge im Übergangsbereich Rannach-Fazies - Hochlantsch-Fazies (Grazer Paläozoikum) im Raume St.Pankrazen - Großstübing.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 109, 85-95, Graz.
- WEBER, L. 1977: Die Stellung der stratiformen Blei-Zinkvererzungen im Grazer Paläozoikum, beleuchtet an Hand der Lagerstätten Schrems-Rechberg sowie Kaltenberg-Burgstall (Oststeiermark).- Mitt.Abt.Geol.Paläont. Bergb.Landesmus.Joanneum, 38, Graz.

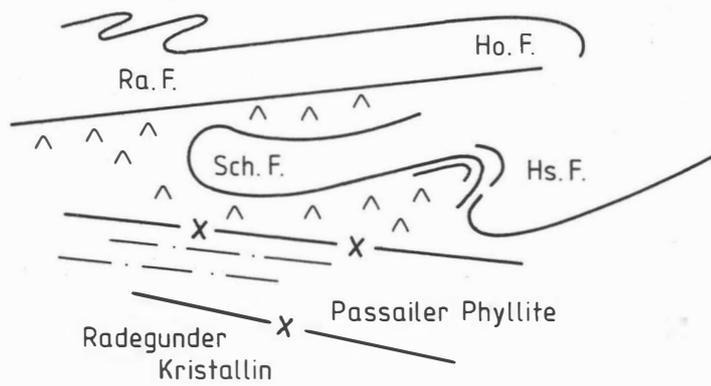
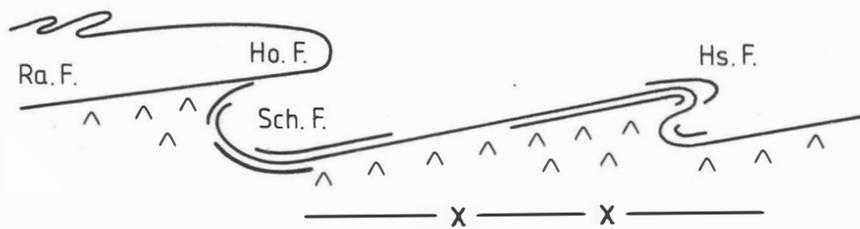
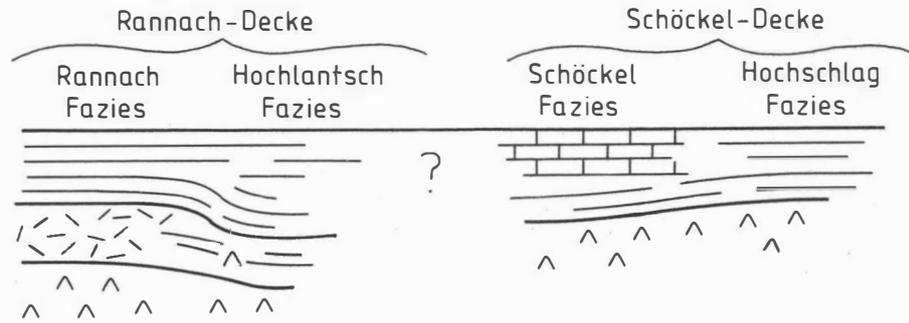


Abb.1: Schema der Entwicklung des tektonischen Baues des Grazer Paläozoikums

BERICHT ÜBER PETROGRAPHISCHE UND RADIOMETRISCHE UNTERSUCHUNGEN IM RADEGUNDER KRISTALLIN UND DEN "PASSAILER PHYLLITEN"

F.NEUBAUER & K.STATTEGGER, Graz

Aufbauend auf den Kartierungsarbeiten von H.W.FLÜGEL (siehe obenstehender Bericht) wurde ein umfangreiches Material aus den "Passailer Phylliten" und Radegunder Kristallin petrographisch ausgewertet.

Die Metapelite der "Passailer Phyllite" lassen verschiedene Differenzierungen erkennen und lassen sich vornehmlich als Quarzphyllite bis Phyllite, seltener als Karbonat- bzw. Chloritphyllite bezeichnen. Untergeordnet ist eine Chloritoid-, Biotit- und Granatführung (Chloritoidphyllite), biotit- bzw. granatführende Phyllite) besonders im Gebiet zwischen Semriach und Schöckel anzutreffen (vgl. SCHWINNER 1925). In manchen Fällen ist besonders im Nordteil des Gebietes eine Stilpnomelanführung zu vermuten, aber noch nicht röntgenographisch bestätigt.

Die hypidiomorphen Granate zeigen häufig beginnende Umsetzungen in Chlorit, Quarz (und Biotit?). Ebenso sind die Chloritoide häufig korrodiert und zerbrochen, die Risse mit Chlorit verheilt. Generell kann eine postkristalline Fältelung, seltener eine damit verbundene Transversalschieferung beobachtet werden.

Die für Metamorphoseaussagen wesentlichen Paragenesen lassen sich folgend beschreiben:

hgl + qu + chl $\frac{+}{-}$ ab
hgl + qu + chl + bio $\frac{+}{-}$ ab
hgl + qu + chl + bio $\frac{+}{-}$ ab $\frac{+}{-}$ ctd
hgl + qu + chl + gr

Augrund des Auftretens von Chloritoid kann nach WINKLER 1974 vermutet werden, daß in weiten Bereichen am SE-Rand des Grazer Paläozoikums die niedriggradige Metamorphosestufe erreicht wurde. Auffallend ist das Auftreten von Granat, welcher jedoch nie gemeinsam mit Biotit anzutreffen ist. Da eine eventuell vorhandene Ca- und Mn-Komponente im Granat nicht abgeschätzt werden kann, kann die granatführende Paragenese vorläufig nicht zu Aussagen über den erreichten Metamorphosegrad herangezogen werden.

Soweit dies aus Schliffen beurteilbar ist, lassen sich in den Grüngesteinen der "Passailer Phyllite" nach der primären Textur verschiedene Typen unterscheiden: Tw. gebänderte bzw. karbonatische feinkörnige und grobkörnige Metaaschentuffe (und -tuffite), Chloritfleckenschiefer, Spilite. Bei zunehmendem Anteil von neugesproßten Mineralen sind sie als Grünschiefer (tw. mit Epidotmandel) und als Chlorit-Albit-Aktinolith-Schiefer zu bezeichnen. Vom primärmagmatischen Mineralbestand sind neben (gefüllten) Plagioklasen und seltenen (tw. schachbrettalbitisierten) Alkalifeldspäten Reste brauner Amphibole (nach opt. Daten Kaersutit) als Kerne von Aktinolithen bzw. blaß-blaugrüner Amphibole erhalten.

Bemerkenswert sind in diesem Raum bisher unbekannt helle Metavulkanite: So sind die im Ort Passail aufgeschlossenen hellen Metatuffe bzw. Effusiva (porphyrische Textur) nach STRECKEISEN 1980 als Metarhyolithe, solche SW Schitterdorf als Metaandesite zu bezeichnen. Sie gleichen ähnlichen Gesteinen im Murauer Paläozoikum.

In den Metabasiten können folgende wesentlichen Paragenesen beobachtet werden:

ab + ep + bio + kb
ab + ep + bio + chl + akt

Die Aktinolithe zeigen häufig Umsetzungserscheinungen in Chlorit. Diese beiden Paragenesen lassen sich nach WINKLER 1974 ohne den Nachweis weiterer Minerale nur in den Grenzbereich "very low grade" bis "low grade" eingrenzen.

Ob diese Gefügebeobachtungen (Zweiphasigkeit des metamorphen Geschehens) im Sinne des Modells von FRANK (in FLÜGEL et al. 1980), das eine stärkere variszische Metamorphose und eine schwache altalpidische Überprägung im Grazer Paläozoikum postuliert, erklärt werden können, sei dahingestellt.

Vom Radegunder Kristallin wurden v.a. die Metapelite des hangenden Glimmerschieferpaketes ("Gesteine mit Gleinalmfacies" nach ROBITSCH 1949) bisher näher petrographisch erfaßt.

Es handelt sich um (zoisitführende) Glimmerquarzite, quarzitisches Glimmerschiefer, granatführende Zweiglimmerschiefer, Hornblendeglimmerschiefer, Muskowit-Quarz-Amphibolschiefer, Staurolithgranatglimmerschiefer, Paragneise.

Besonders bei den Staurolithgranatglimmerschiefern ist eine polymetamorphe Kristallisationsgeschichte nachweisbar. So zeigt der Granat einen bereits optisch gut erkennbaren Zonarbau mit zwei Generationen. Unklar ist dabei das Altersverhältnis der beiden Granatgenerationen zum Staurolith. Ein häufig zu beobachtendes opakes s_i in den verschiedenen Porphyroblasten (Amphibol, Biotit, Granat, Staurolith, Plagioklas), welches unverlegt in die Glimmermatrix übergeht, zeigt eine ruhige Kristallisation dieser Porphyroblasten an. Der Staurolith ist ebenso wie der Granat randlich in Serizit, Chlorit umgesetzt bzw. vollständig pseudomorphosiert. Das Quarzgefüge zeigt eine gute Regelung, Längung der Einzelkörner und deutliche Rekristallisationserscheinungen (Suturierung, Polygonisation).

Ob diese Regelung mit den häufig anzutreffenden Lineationen dieses Gebietes in Zusammenhang steht, soll durch Korngefügeuntersuchungen geklärt werden. Häufig ist jedoch ähnlich wie in den Passailer Phylliten eine eindeutig postkristalline Fältelung und Schieferung vorhanden.

Besonders in den Pegmatiten dieses Kristallins sind zwei Hellglimmergenerationen zu unterscheiden: Bis mehrere cm große Hellglimmerpakete werden von feinkörnigen Hellglimmern gesäumt, die auch für stärker durchbewegte, feinkörnige, rekristallisierte Zonen innerhalb der Pegmatitkörper charakteristisch sind.

Von diesen Untersuchungen ausgehend wurden mit Unterstützung von Herrn Doz. W. FRANK und Dr. M. THÖNI am Geologischen Institut der Universität Wien erste radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr) durchgeführt. Dabei gestaltet sich bereits die Probennahme wegen der tiefgründigen Verwitterung als schwierig und bereitet auch bei der Interpretation einiger Daten Probleme. Dennoch ergeben sich bereits folgende Anhaltspunkte, die allerdings noch einer detaillierten Bearbeitung bedürfen: Die groben Hellglimmer v.a. der Pegmatite lassen durchwegs spätvariszisches Alter erkennen (250 - 270 m.y.). Die Interpretation der feinkörnigen Hellglimmer ist teilweise problematisch, jedoch ergeben sich Anhaltspunkte für alpalidische Alter.

Mit der detaillierten Fortsetzung dieser Untersuchungen soll der Frage des räumlich-zeitlichen Ablaufs von metamorphen und tektonischen Ereignissen im Zusammenhang mit der Überschiebung des Grazer Paläozoikums (Passailer Phyllite) über das Radegunder Kristallin nachgegangen werden.

INKOHLUNGSGRAD-BESTIMMUNG AN KOHLEN- UND MERGELSTEIN-
PROBEN AUS DER KAINACHER GOSAU (OBERSANTON-UNTERCAMPAN)
DES GRAZER BERGLANDES, ÖSTERREICH

M. TEICHMÜLLER, Krefeld

Aus der Kainacher Gosau wurden drei Kohlen- bzw. Ölschieferproben mit kohlenpetrographischen Methoden untersucht. Die Proben wurden zu Anschliffen (Stück- und Grobkornschliffen) verarbeitet und im senkrecht auffallenden Licht, auch bei Blaulicht-Bestrahlung (zur Anregung von Fluoreszenz) untersucht. Die Reflexionsmessungen am Vitrit wurden bei 546 nm mit dem Leitz Orthoplan-Mikroskopphotometer (Objektiv 50x, Ölimmersion) durchgeführt.

Probe Nr. 16 956 (1), die aus cm-dicken Kohlenschmitzen aus der Basiskonglomeratfolge bei Gaisthal entnommen wurde, war mulmig, staubförmig und machte makroskopisch einen verwitterten Eindruck. Unter dem Mikroskop zeigte sich, daß reiner Vitrit ohne Zellstruktur vorliegt, der mässig viel oxydierte Pyrite führt. Die Kohle selbst ist größtenteils noch nicht sichtbar oxydiert. Reflexionsmessungen ergaben einen Mittelwert von 0,76 % Rm (n=33, s=0,02). Danach liegt Gasflammkohlen-Stadium vor.

Probe Nr. 16 957 (2), ist eine Haldenprobe, die aus der Bitumen-Mergel-Folge westlich von Abraham stammt. Nach der Anschliff-Untersuchung handelt es sich um einen kalkreichen ehemaligen Ölschiefer (Kupferschiefer-Fazies), der sich jedoch schon im Stadium der Erdölreife befindet, d.h. einen großen Teil seines Bitumens in Form von Erdöl abgegeben haben muß. Die Grundmasse ist tonig-mergelig. Der Gehalt an karbonatischen Fossilresten (Schalenbruchstücken) ist sehr hoch, ebenso der Pyritgehalt.

Die organische Substanz liegt vorwiegend in Form einer unfigurierten Grundmasse, als schichtparallel angeordnete Schlieren (Vitrinit) und als "Zwickelbitumen" (zwischen Kalkschalen und Karbonatkristallen eingezwängt) vor. Die Reflexion ist in allen drei Fällen die gleiche: 0,80 % Rm (n=60, s=0,025). Einige Vitriniteschlieren fluoreszieren dunkelbraun. Inertinitische Einlagerungen sind selten. Auch Liptinite wurden kaum beobachtet. Vereinzelt Sporinite sind im normalen Licht dunkelgrau gefärbt. Ihre Fluoreszenzfarbe bei Blaulichtbestrahlung ist dunkelorange. Die mineralische Grundmasse fluoresziert nur schwach in rotbraunem Farbton. Starke gelbe Fluoreszenz wurde beobachtet an \dagger tröpfchenförmigen, oft perlschnurartig angeordneten Einschlüssen in Karbonaten, relativ oft in tierischen Schalenresten. Hierbei scheint es sich um Einschlüsse von flüssigem Öl auf feinsten Rissen zu handeln. Insgesamt sprechen die Fluoreszenz-Beobachtungen, zusammen mit den Reflexionswerten dafür, daß sich das Gestein im Stadium der Erdölreife befindet.

Probe Nr. 16 958 (3) stammt ebenfalls aus der Bitumen-Mergel-Folge westlich Abraham. Sie unterscheidet sich jedoch faziell deutlich von der Probe 2 durch ihren stark kohligen (statt bituminösen) Charakter. Es handelt sich um einen kohleführenden, stärker tonigen, pyritreichen Mergel mit Übergängen zu Brandschiefer. An Maceralen herrscht Vitrinit bei weitem vor, Liptinite sind, wie in der Probe 2 selten. Stärker vertreten sind Inertinite, darunter relativ viel Fusinit. Die mergelige Grundmasse fluoresziert in ähnlicher rotbrauner Farbe und mit sehr geringer Intensität wie die der Probe 2. Viele Vitrinite fluoreszieren dunkelbraun. Sporinite und Cutinite zeigen dunkle orangefarbene Fluoreszenz bei dunkelgrauer Reflexionsfarbe im normalen Licht. Reflexionsmessungen an Vitriniten ergaben einen Mittelwert von 0,91 % Rm (n=80, s=0,035), also ebenfalls Gasflammkohlen-Stadium. Die im Vergleich zu der Probe 2 etwas höhere Vitrinit-Reflexion kann faziell bedingt sein (reiner Kohlen-Vitrinit reflektiert stärker als Vitrinit in Ölschiefern).

Zusammenfassend haben die Untersuchungen ergeben, daß die hier untersuchten Proben aus der Kainacher Gosau sich im Gasflammkohlen-Stadium bzw. im Stadium der Erdölreife befinden. Es ist daher nicht verwunderlich, daß Erdöl-Spuren in der Gosau beobachtet wurden. Das Gasflammkohlen-Stadium (mit 0,8-0,9 % Rm, wie hier gemessen) setzt eine Versenkungstiefe von ca. 3000 m voraus bei einem geothermischen Gradienten von ca. 30^oC/km. Bei höheren Gradienten genügt eine entsprechend geringere Versenkungstiefe zur Erlangung dieses Inkohlungsgrades.

Teilprojekt 15/11:

FLYSCHSERIEN IN DEN OSTALPEN UND IHRE BEDEUTUNG FÜR
DIE FRÜHALPINE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE

P.FAUPL, Wien

Zielsetzung

In den verschiedenen Entwicklungsstadien der Ostalpen gelangten in den einzelnen paläogeographischen Bereichen Gesteinsserien mit Flyschcharakter zum Absatz. Solche sedimentären Ereignisse signalisieren entscheidende paläogeographische Veränderungen innerhalb der Geosynklinale. Für die frühalpene Entwicklungsgeschichte ist eine Kenntnis solcher kretazischer Gesteinsserien von ganz besonderer Bedeutung. Ihre Bearbeitung läßt einen Einblick in die ursächlichen Zusammenhänge dieser sedimentären Ereignisse mit den orogenen Tiefenvorgängen erwarten.

Im Rahmen des Teilprojektes soll innerhalb der ostalpinen Einheit, im Bereich der mittleren und östlichen Kalkalpen, vom Abschnitt der Weyerer Bögen ausgehend, sowohl Unterkreide (Roßfeldschichten) als auch Flyschserien der höheren Gosau und deren Beziehung zur sedimentologisch völlig anders gearteten tieferen Gosau untersucht werden. Desgleichen werden Profile der kalkalpinen Mittelkreide in den Losensteiner Schichten und in der Walserberg-Serie, die in ihrer paläogeographischen Stellung noch ungeklärt ist, einer Bearbeitung zugeführt.

Eine sedimentologische Bearbeitung dieser drei Niveaus innerhalb des Ostalpins verspricht wesentliche Neukennnisse auf dem Gebiet der kretazischen Paläogeographie was die Position, Lebensdauer und den gesteinsmäßigen Aufbau frühalpiner Liefergebietsprovinzen

betrifft. Ein besonderer Schwerpunkt wird die Erweiterung der Kenntnisse über die Verbreitung und paläogeographischen Bedeutung der Schwerminerale Chromspinell sowie verschiedener detritärer Hornblendetypen (Aktinolithe, Kaersutite und Alkali amphibole) sein.

Für die frühalpiner Entwicklungsgeschichte der Ostalpen ist auch eine Kenntnis der unterkretazischen Schichtglieder der Rhenodanubischen Flyschzone von Bedeutung. So soll hier im besonderen im Ostabschnitt der Flyschzone (Wienerwald) das Paläoenvironment (turbiditische Tiefwasserablagerung oder flachmeerische Bildung) geklärt werden. In diesem Zusammenhang soll auch nach sedimentologischen Kriterien für die Ablagerungstiefe, bezogen auf das Calcit-Kompensationsniveau, in Schichtgliedern der Flyschzone gesucht werden, da dies für die Subsidenzgeschichte dieser Zone von großer Wichtigkeit ist.

Ausgehend von Serpentinittkörpern (Ma. Neustift, Gstadt, Kilb, Panschachen) aus dem Grenzbereich der Rhenodanubischen Flyschzone zur Klippenzone soll in Zusammenarbeit mit W. FRISCH und mit an Ultramafitproblemen arbeitenden Teilnehmern dieses Schwerpunktes sowie der geophysikalischen Projektgruppe über die Natur und Frage frühalpiner ozeanischer Kruste als eventuelle Basis der Rhenodanubischen Flyschzone modellartige Vorstellungen entwickelt werden.

Eine sedimentologische Bearbeitung von Gesteinen der Buntmergelserie und deren klastisches Material mit Schwerpunkt im niederösterreichischen Raum wird zum paläogeographischen Problemkreis des Nordrandes der Flyschzone und möglicher Liefergebiete (Cetischer Rücken) einen wesentlichen Beitrag liefern können.

Die im Rahmen dieses Teilprojektes studierten kretazischen Gesteinsserien werden durch die paläomagnetische Arbeitsgruppe (H. MAURITSCH) auf ihre paläomagnetische Brauchbarkeit hin untersucht werden. Die paläogeographische Dateninterpretation wird gemeinsam mit der Gruppe MAURITSCH erfolgen.

Flyschserien in den Ostalpen und ihre Bedeutung
für die frühalpiner Entwicklungsgeschichte

Arbeiten in der Wienerwald-Flyschzone

In den Sieveringer Schichten (Maastricht) der Wienerwald-Flyschzone wurden die pelitischen Gesteinsserien einem detaillierten Studium unterzogen. Die Untersuchungen konzentrierten sich auf das gut bekannte Profil im Gspöttgrabensteinbruch. Es wechselt dort eine dickbankige, pelitarme Turbiditfazies mit einer pelitreichen, dünnbankigen Fazies mehrfach ab.

Die Schichtfolge belegt einen mehrfachen Wechsel von submarinen Rinnenablagerungen mit Bildungen des Zwischenrinnenbereiches. In der dünnbankigen Fazies konnten turbiditische und nichtturbiditische Pelite unterschieden werden. In den dickbankigen Rinnenablagerungen waren nur turbiditische Pelite nachzuweisen. Die Unterschiede zwischen beiden Pelitarten bestehen in erster Linie im Karbonatgehalt, in der Verteilung der Tonminerale Illit und Chlorit und im Degradationsgrad der Glimmer. Die weitgehende Karbonatfreiheit der nichtturbiditischen Lagen gegenüber den turbiditischen Peliten mit durchschnittlich 25 % CaCO_3 weist auf eine Ablagerung unterhalb der Calcit-Kompensationsgrenze dieses Beckens hin. Während solche paläobathymetrischen Hinweise in Ablagerungen der Beckenebenfazies in der Rhenodanubischen Flyschzone schon bekannt waren, ist mit den Sieveringer Schichten auch ein Beispiel aus proximalen Bereichen eines Tiefseefächerenvironments belegt. Bemerkenswert ist noch das Fehlen von Kaolinit in den Sieveringer Schichten im Gegensatz zu gleichaltrigen Schichten der Flyschgosau,

was auf eine höhere Abtragsrate im Liefergebiet der Flyschgosau hindeutet.

Die Untersuchungsergebnisse wurden in der Arbeit "Über turbiditische und nichtturbiditische Pelite in den Sieveringer Schichten (Maastricht, Wienerwald-Flyschzone).-- Verhandl.Geol.B.-A., 1979, Heft 3 (im Druck) niedergelegt.

Arbeiten an kalkalpinen Flyschserien

Im Bereich der Flyschgosau der Weyerer Bögen wurde eine gezielte Aufsammlung von grobklastischem Material und Schwermineralproben durchgeführt und Daten für eine Paläoströmungskarte in diesem Gosauabschnitt ermittelt. Die Paläoströmungsdaten ergaben zusammen mit den Ergebnissen aus faziellen Studien, die in einem früheren Forschungsprojekt erarbeitet werden konnten, ein Bild eines Tiefseefächers, in dem der Transport des Sedimentmaterials von Süden nach Norden erfolgte. Im Gegensatz dazu konnte in schräggeschichteten, geröllführenden Sandsteinen der tieferen Gosau ein Transport von Norden nach Süden festgestellt werden. Der fazielle Gegensatz zwischen tieferer Gosau und Gosau in Flyschfazies spiegelt sich auch ganz intensiv im Spektrum des klastischen Materials wider, und ist auch Gegenstand der laufenden Untersuchungen.

Die proximalsten Bildungen in der Flyschgosau der Weyerer Bögen treten im Bereich der Spitzenbachklamm bei St.Gallen auf. Es handelt sich dort um sehr grobklastische Schichtfolgen, die am ehesten mit den Bildungen der Hauptzufuhrrinnen, eines Tiefseefächers zu vergleichen sind. In der Klamm konnte ein weitgehend detailliertes Bankprofil dieser Fazies aufgenommen werden. Durch Herrn Martin SCHAUER wurde diese südliche Fazies in einer Kartierungsarbeit im Maßstab 1:10.000 zwischen St.Gallen und Unterlaussa erfaßt. Es zeigte sich, daß diese grobklastische Rinnenfazies der Spitzenbachklamm nicht weit nach Norden ausgreift und diskordant von einer distaleren Flysch-Fazies übergriffen wird.

Die Untersuchungen in den Flyschserien der Gosau wurden in ersten Begehungen auch auf die Bereiche der Admonter Höhe und der Gosau von Windischgarsten ausgedehnt. Erste Profilaufnahmen und Probenahmen für tonmineralogische Untersuchungen und Schwermineralanalysen wurden auch in turbiditischen Mittelkreide-Serien des Ennstalgebietes begonnen.

Teilprojekt 15/12:

DIE ENTWICKLUNG DES SÜDPENNINISCHEN RAUMES UND SEINER KONTINENTALRÄNDER WÄHREND DES MESOZOIKUMS UND DER ALTALPIDISCHEN OROGENESE

W.FRISCH, Wien/München

Zielsetzung

Die mesozoischen Gesteinsformationen des Südpenninischen Beckens und seiner Kontinentalränder geben über die geodynamische Entwicklung dieses Raumes Aufschluß. Die Gesteine dieser Zonen erhielten in der Kreide während der altalpidischen orogenen Periode, die von der Subduktions-tätigkeit im Südpenninischen Ozean bestimmt wurde, ihre wesentliche tektonische Prägung, die sich u.a. in großen Deckenüberschiebungen und Metamorphose manifestiert. Die altalpidische Formung wurde im Tertiär tektonisch und metamorph nochmals überprägt.

Die vorgesehenen Arbeiten haben das Ziel, die Entwicklung des penninischen Raumes im Mesozoikum zu erfassen, wobei der Schwerpunkt auf die jurassisch-kretazischen Formationen und die kretazischen (altalpidischen) orogenen Ereignisse gelegt werden soll. Wichtigster Aspekt ist die Bildung und Abtiefung des Südpenninischen Beckens und seiner Ränder in Jura und Kreide in Hinblick auf die geodynamischen Prozesse während dieser Periode, die mit der altalpidischen Gebirgsbildung in der Kreide einen vorläufigen Abschluß fanden. Die Untersuchungen sollen vor allem in sedimentologischer und geochemischer Richtung (Ablagerungsmilieu, Schwermineralspektren, geochemisches Environment) geführt werden, als auch die Herausschälung der altalpidi-

schen tektonischen und metamorphen Prägung (ältere Nord-Süd-Achsen, Mineralrelikte) beinhalten. Neben mikroskopisch und geochemischen Laborarbeiten sind im Gelände Profilaufnahmen und einzelne Detailkartierungen vorgesehen.

Die Arbeiten sollen vom westlichen Tauernfenster ausgehen, wo der Antragsteller bereits umfangreichere Vorarbeiten ausgeführt hat. Die Untersuchungen sollen sich im weiteren Verlauf auf das östliche Tauernfenster ausdehnen und Vergleiche mit dem Unterengadiner Fenster, dem Pennin an der Ost-Westalpengrenze und den penninischen Fenstern am Alpenostrand beinhalten.

Im einzelnen ist geplant, vor allem die klastischen Serien auf ihre Zusammensetzung, Herkunft des Detritus, geochemische Merkmale und ihre geodynamische Bedeutung für die kretazische Orogenese zu untersuchen; ferner die Karbonatserien auf ihr Ablagerungsmilieu, Beteiligung klastischen Karbonatmaterials, sowie geochemisch; ferner die basischen Vulkanite und Ultramafitite in Hinblick auf ihre Stellung zu den Sedimentserien.

Vorläufige Ergebnisse von Untersuchungen an einem Prasinit in der Kaserer Formation des westlichen Tauernfensters

Die Kaserer Formation enthält in ihrem hangenden, von Schwarzphylliten und Arkosen beherrschten Abschnitt (s. FRISCH, 1980) einen Prasinitthorizont, der sich vom Brenner bis zum Tuxer Joch verfolgen läßt. Während er im Gebiet südlich des Brenners auskeilen dürfte, ist seine Fortsetzung vom Tuxer Joch nach E wahrscheinlich.

Der Prasinit ist ein makroskopisch grob- bis mittelkörnig erscheinendes, verschieden stark verschiefertes Gestein, das noch gut sein magmatisches, massiges Gefüge erkennen läßt. Im Dünnschliff beobachtet man, daß das ursprünglich grobe Korn weitgehend einem kleinerkörnigen, granoblastischen Gefüge gewichen ist, lediglich Aktinolith tritt vielfach noch in Formrelikten in der Position der primären Mafite auf. Es liegt die Paragenese Aktinolith (vielfach sehr blaß gefärbt)-Chlorit-Epidot-Albit-Titanit-Karbonat vor, Biotit, Apatit und Erz sind Akzessorien. Das Ausgangsgestein ist als grobkörniger Diabas anzusprechen.

Die chemische Zusammensetzung des ursprünglichen Basaltes (Diabases) wird für den Großteil der Elemente als bei der alpidischen Metamorphose kaum verändert angesehen. Größere Veränderungen könnten bei den Elementen Na, Sr und z.T. K aufgetreten sein. Dem jetzigen Chemismus entsprechend wäre das Gestein als schwach alkalischer Olivinbasalt mit relativ hohem Al_2O_3 -Gehalt zu bezeichnen. Die K_2O -Gehalte sind dabei auffallend niedrig; zwei Proben zeigen allerdings stark erhöhte Werte, was auf Verunreinigung schließen läßt.

Die Normberechnungen ergeben ein Olivin- und schwach Nephelin-normatives Gestein. Die normativen Anorthitgehalte des Plagioklases liegen im Durchschnitt bei 50 %, wobei stärkere Schwankungen festzustellen sind. Der Anteil des Mg-Moleküls an den normativen Mg-Fe-Silikaten macht bei geringer Schwankungsbreite etwas mehr als 70 % aus.

Die angenommene geotektonische Position des Ablagerungsraumes der Kaserer Formation in einem Hangbecken am Südfall des mittelpenninischen kontinentalen Krustenstückes zum Südpenninischen Ozean hin (FRISCH, 1980) würde sowohl die Bildung von Alkali-Olivin-Basalt als auch von high-alumina-Basalten zulassen. Die vorläufigen Resultate erlauben keine eindeutige Klassifizierung des basaltischen Ausgangsmaterials, da neben alkalischen auch olivintholeitische Merkmale auftreten und Verzerrungen durch die Metamorphose möglich erscheinen. Alkali-Olivin-Basalt würde nach GREEN & RINGWOOD (1967) auf größere Bildungstiefe

hinweisen, high-alumina-Tholeiit hingegen mit seichter Bildungstiefe übereinstimmen, wie sie im obersten Mantel unmittelbar unter ausgedünnter Kruste des Kontinentalrandes gegeben wäre. In der skizzierten geotektonischen Lage sind Zerrungsrisse zu erwarten, die als Aufstiegswege dienen könnten.

Literatur:

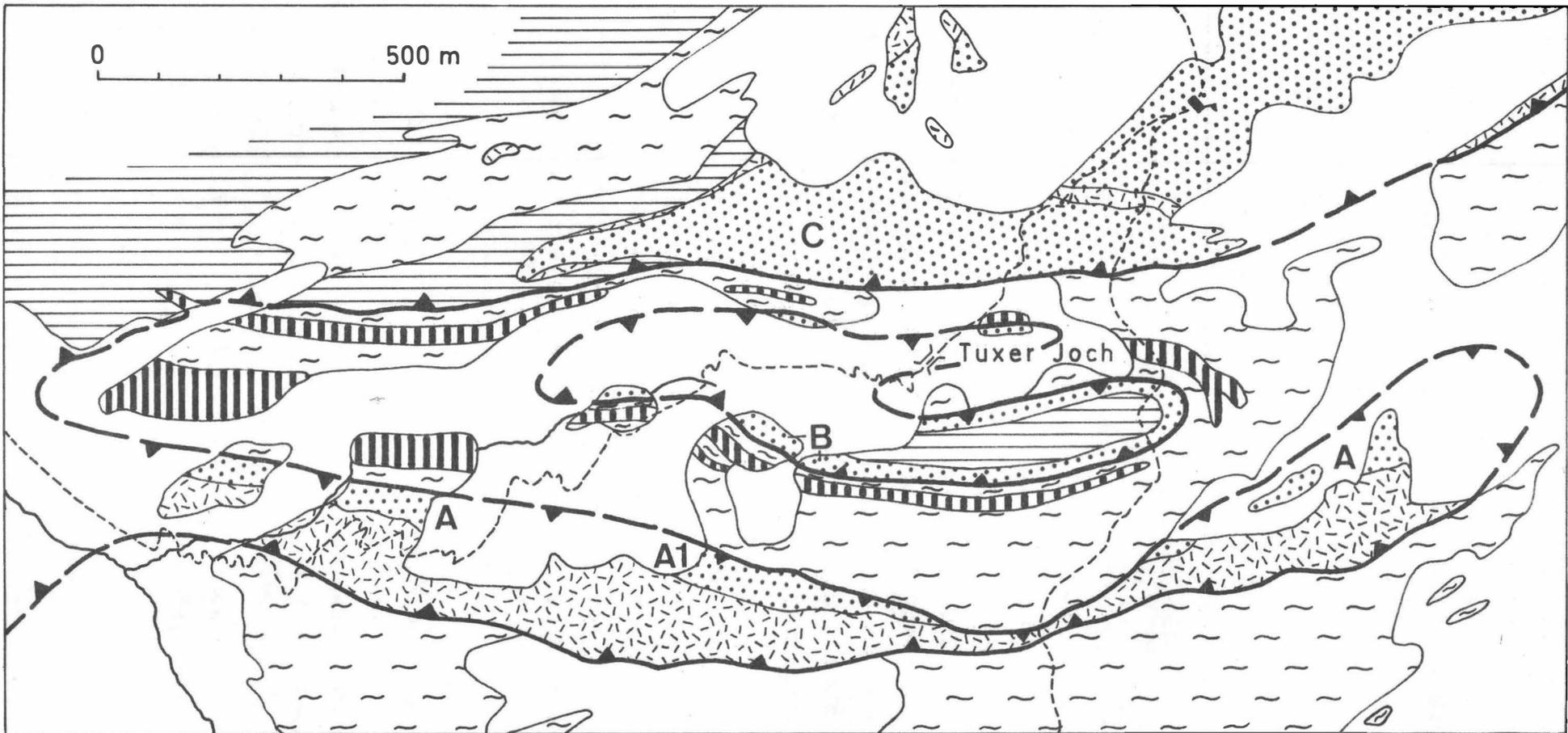
- FRISCH, W. 1980: Post-Hercynian formations of the western Tauern window: sedimentological features, depositional environment, and age.- Mitt.Österr.Geol. Ges., Wien (in Druck).
- GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. 1967: The genesis of basaltic magmas.- Contr.Mineral.Petrol., 15, 103-190, Berlin etc.

Die tektonischen Verhältnisse am Tuxer Joch

Die durch die Untersuchungen der letzten Jahre nun eindeutig möglich gewordene Zuordnung des Prasinites um das Tuxer Joch (s. Abb. 1) zur Kaserer Formation und die Erkenntnis, daß die als "metamorpher Radiolarit" gedeuteten Serizitquarzite südlich des Tuxer Joches (HÖCK 1969) Wustkogelformation darstellen, ermöglichen eine Neuinterpretation der tektonischen Verhältnisse in diesem Gebiet, insbesondere des Verlaufens der Grenze Venedigerdecke/Glocknerdecke.

Der erwähnte grobkörnige Prasinit (siehe den vorangehenden Bericht) wurde bereits von HÖCK (1969) seiner Arkoseserie, die der Kaserer Formation entspricht, zugeordnet.

Abb. 1: Die geologisch-tektonischen Verhältnisse im Gebiet um das Tuxer Joch. Nach HÖCK (1969:Taf.1), geändert.



GLOCKNERDECKE :

- | | | |
|---|-----------------|--------------------|
|  | Kalkphyllite | } Bündner Schiefer |
|  | Schwarzphyllite | |

- | | |
|---|-------------------------|
|  | Mitteltrias - Karbonate |
|  | Wustkogel - Formation |

VENEDIGERDECKE :

- | | | |
|---|-----------------|---------------------|
|  | Prasinite | } Kaserer Formation |
|  | Schwarzphyllite | |

Unweit des Prasinites auftretende feinschiefrige Chlorit-Serizit-Quarzite wurden aufgrund von Vergleichen mit den mittleren Hohen Tauern vom selben Autor als metamorphe Radiolarite gedeutet und zusammen mit Kalkphylliten als hangender Abschluß der Arkoseserie betrachtet.

Das Auftreten von basischen Vulkaniten im Verband mit "Radiolarit" veranlaßten THIELE (1970: Abb. 1) und FRISCH (1974: Abb. 1), diese Gesteine als basale Bildungen der Bündner Schiefer-Formation anzusehen und somit gemeinsam der Glocknerdecke zuzuordnen.

Neuere Untersuchungen ergaben nun, daß der Prasinit des Tuxer Joches aufgrund seiner petrographischen und chemischen Eigenschaften mit einem Prasinit in der höheren Kaserer Formation im westlich anschließenden Gebiet sehr gut zu parallelisieren ist und die Fortsetzung dieses Horizontes darstellt. Somit erweist sich die ursprüngliche Zuordnung HÖCKs als richtig. Der vermeintliche Radiolarit (Gesteinszüge A und B in Abb. 1) stellte sich hingegen als der Wustkogelformation zugehörig heraus, womit dieses Gestein zweifelsfrei einen Teil der klastischen permotriadischen Schichtglieder an der Basis der Glocknerdecke darstellt. Die Deckengrenze zwischen Venediger- und Glocknerdecke verläuft somit zwischen den den Prasinit begleitenden Schwarzphylliten und den bislang als "Radiolarit" gedeuteten Gesteinen der Wustkogelformation (Abb. 1).

Bei den nun als Wustkogelserie neu gedeuteten Gesteinen handelt es sich um grüne, Chlorit und Phengit führende Quarzschiefer, die mit graugrünen bis manchmal dunkelviolett gefärbten Phylliten in Verbindung stehen. Völlig gleichartige Gesteine finden sich am Kamm zur Hornspitze unweit nordwestlich des Tuxer Joches in einem Gesteinskomplex, der bereits von HÖCK (1969: Taf. 1) als "Wustkogelserie" ausgeschieden wurde (Zug C in Abb. 1). Arkosen und Phengitquarzite sind hier vergesellschaftet.

Verfolgt man den südlichen Gesteinszug von Serizit-quarziten von der Höhe südlich des Tuxer Joches nach W bis zu der Stelle, wo er unter Gehängeschutt verschwindet (Lokalität A 1 in Abb. 1), so findet man in dem Gestein 1-2 mm große klastische Feldspäte. Diese feldspatführenden phengitischen Arkosequarzite bis Arkoseschiefer sind für die Wustkogelformation geradezu typisch und unterscheiden sich klar von den Arkosen der Kaserer Formation. Der Umstand, daß südlich an diesen Gesteinszug Karbonatgesteine der Mitteltrias angrenzen, runden das Bild sinnvoll ab.

Entsprechend den Aufnahmen von HÖCK (l.c.) ergibt sich somit die tektonische Situation um das Tuxer Joch wie in Abb. 1 dargestellt. Unklar sind noch die genauen Abgrenzungen im Westteil des dargestellten Kartenausschnittes. Der Verfasser hat hier von weiteren Untersuchungen Abstand genommen, nachdem die Neukartierung des Gebietes um das Tuxer Joch Gegenstand einer Münsterer Doktorarbeit ist.

Literatur:

- FRISCH, W. 1974: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Renner-Gerlospaß).- Mitt.Geol.Ges.Wien, 66-67, 9-20, Wien.
- HÖCK, V. 1969: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol).- Jahrb.Geol.B.A., 112, 153-195, Wien.
- THIELE, O. 1970: Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern.- Verh.Geol.B.A., 1970, 230-244, Wien.

BERICHT ÜBER GELÄNDEARBEITEN 1979 IN DER SCHIEFERHÜLLE DES
TAUERNFENSTERS IM BEREICH MÜHLWALDERTAL-WEISSENBACH-
TAL (AHRNTAL)/SÜDTIROL

K.MESSNER, Wien

Bei den Geländearbeiten 1979 wurde das Gebiet südlich des Zillertaler Hauptkammes zwischen dem Mühlwaldertal und dem Weißenbachtal (Ahrntal) kartiert. Das Ziel dieser Kartierung ist eine detaillierte Gliederung der mesozoischen Schieferhüllserien des Penninikums dieses Raumes. Der Schwerpunkt liegt dabei im Bereich der Hochstegenzone und der Bündnerschiefervorkommen der Glocknerdecke.

In der Hochstegenzone folgt über (?permischen) Glimmerschiefern ein Quarzitniveau (Hochstegenquarzit). Beide Schichtglieder sind nur geringmächtig und nur an einigen Stellen zu beobachten. Darüber folgt bis 100 m mächtiger Hochstegenmarmor. Mit ihm sedimentär verbunden ist die unter- mittel(?)-kretazische Kaserer Serie, die im Vergleich zu westlichen Vorkommen, z.B. in der Wolfendorndecke, recht geringmächtig ausgebildet ist (max. 40 m). Durch interne tektonische Verschuppung und Faltenbau wird die primäre sedimentäre Abfolge schwer rekonstruierbar. Es lassen sich jedoch trotzdem an der Basis vorwiegend Biotitglimmerschiefer, epidotreiche Chloritglimmerschiefer und Kalkglimmerschiefer beobachten. Die Kalkglimmerschiefer enthalten mm- bis cm-mächtige Lagen von resedimentiertem, schwarzem Dolomit und wechsellagern mit quarzreichen karbonatfreien Glimmerschiefern. Für all diese Gesteine ist hoher Epidotgehalt charakteristisch. In höheren Lagen sind in den Kalkglimmerschiefern tektonisch stark zerscherte helle Dolomitbänke (bis 30 cm dick

und bis 1 m lang) zu beobachten. Dazu gesellen sich im Hangenden davon Quarzite, Chloritoidquarzite und Grüngesteine sowie geringmächtige Schwarzphyllite und Granat-Hornblende-Garbenschiefer. Arkosen, wie sie in der typischen Abfolge der Kaserer Serie vorkommen, konnten nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Hinweise auf derartige Schichtglieder müssen erst weiter untersucht werden. Den Abschluß der Kaserer Serie bildet im untersuchten Gebiet ein bis mehrere Zehnermeter mächtig werdendes Quarzitniveau. Die fazielle Ausbildung dieses Niveaus ist sowohl im untersuchten Gebiet als auch östlich davon (Raum Luttach) gleich. Zwischen diesen beiden Gebieten vollstreckt sich hingegen ein markanter fazieller Umschlag im Liegenden dieses Niveaus. Die Kalkglimmerschieferfolge geht gegen E in eine karbonatfreie Hellglimmerschieferfolge ohne Dolomitlagen über. Dies kann als Hinweis auf ein Liefergebiet der Dolomite aus dem W bzw. NW gewertet werden.

Gradierungen bzw. ein rhythmischer Wechsel von kalkigen und kalkfreien Lagen wurden nicht beobachtet. Die metamorphe und tektonische Überprägung dürfte jedoch viele primär angelegte Strukturen zerstört oder verwischt haben.

Die Glocknerdecke weist im Arbeitsgebiet relativ geringe Mächtigkeit auf. Ein großräumiger Faltenbau konnte erstmals kartenmäßig erfaßt werden. Durch die Metamorphose und Durchbewegung sind ein Großteil der primären sedimentären Strukturen ausgelöscht. Es lassen sich jedoch noch genügend reliktsche primäre Merkmale nachweisen, sodaß große Teile der Glocknerdecke als turbiditische Fazies angesprochen werden können. Diese zeigt mehrere Erscheinungsformen und eine für jedes Schichtglied typische fazielle Abfolge.

A) An der Basis der Glocknerdecke sind vorwiegend Hellglimmermarmore zu finden, die meist keine Materialsortierung zwischen Karbonat und Quarz zeigen. Hellglimmer und Graphitschmitzen bilden keine durchgehenden Lagen.

- B) Mächtige kalkreiche Bänke in den Kalkglimmerschiefern lassen intern eine Karbonatgehaltsabnahme vom Liegenden gegen das Hangende erkennen. Darüber folgen meist dünne Lagen von Schwarzphyllit. Die Ursache dieser Materialsortierung können Trübestrome gewesen sein. Die Schwarzphyllite zwischen den Karbonatbänken werden als pelitische Intervalle gedeutet.
- C) Ein gut aufgeschlossenes Profil am Lappacher Joch (liegender Teil der Bündner Schiefer) zeigt ausgezeichnete Materialsortierung zwischen Karbonat und Quarz. Es kommt vorwiegend zur Ausbildung von quarzreichen Kalkbänken, in denen der Schwarzphyllitanteil wie beim Fall B graded bedding anzeigt. Charakteristisch ist aber die Wechsellagerung dieser quarzreichen Kalkbänke mit meist reinen Quarziten. Ihre Dicke schwankt zwischen einigen cm bis mehreren dm. Untergeordnet tritt auch Wechsellagerung zwischen quarzreichen Kalkbänken und Schwarzphyllitlagen (wie B; bis 0,5 m mächtig) auf. Im oberen Teil der Bündner Schiefer wechsellagern quarzärmere Kalkbänke hingegen vorwiegend mit den schon erwähnten Schwarzphyllitlagen. Untergeordnet beobachtet man die Abfolge: Kalkbank-Quarzit-Kalkbank (mit nur sehr untergeordnet Schwarzphyllit).
- D) Im mittleren Teil der Bündner Schiefer überwiegen die Schwarzphyllite. Diese stellen bei genauerer Beobachtung eine im mm- bis cm-Bereich liegende Wechsellagerung zwischen Schwarzphyllitlagen und Karbonatquarziten dar.

Dem Studium der resedimentierten triadischen Dolomite, die in der Kaserer Serie, in den Bündner Schiefern sowie in den Gesteinen der Matreier Zone beobachtet werden konnten, wurde viel Beachtung geschenkt. Es konnte festgestellt werden, daß der untere Teil der Glocknerdecke, wenn man von einer Stelle an der Basis (tektonische Einschuppung ?) absieht, frei von Dolomitbrocken (bis 50 m mächtig) und

Dolomitgrus (Komponenten bis einige mm Durchmesser) ist. Eine auffallende Anhäufung dieses Dolomitmaterials ist im oberen Teil der Glocknerdecke in Verbindung mit einer chlorit- und erzreichen (Arsenkies, Kupferkies, Pyrit, Magnetit) Serie festzustellen. Dabei kann es zu Gradierungen innerhalb von Dolomitreccien (Durchmesser der Komponenten bis 3 cm) im Meterbereich kommen. Es kann nachgewiesen werden, daß ein enger Zusammenhang zwischen den großen Dolomitbrocken und dem Dolomitgrus besteht.

Die Metamorphose nimmt im untersuchten Gebiet von S nach N leicht zu, sie liegt jedoch durchwegs noch innerhalb der Grünschieferfazies. Die Kristallisation von Chloritoid, Disthen, Granat, Tremolit u.a. ist Produkt der alttertiären Regionalmetamorphose. Hinweise auf eine ältere Metamorphose müssen noch geklärt werden.

Als jüngeres Ereignis können lokale Chloritisierung von Biotit und Granat als auch Pseudomorphosen von Dolomit nach Tremolit angesehen werden.

Die Tektonik ist in der Hochstegenzone durch Verschuppung an der Basis und durch nordvergenten Großfaltenbau gekennzeichnet. Durch die Verschuppung kommt es zu einer Abspaltung des Gneisspans der Eisbruggjochspitze von der Hauptmasse des Zentralgneises und zu einer tektonisch bedingten Wechsellagerung zwischen der mesozoischen Kaserer Serie + Hochstegenmarmor und dem stark verschieferten paläozoischen Granitgneis. Allgemein herrscht im Gebiet W-E-Streichen, wobei auch die B-Achsen und Lineationen dieser Richtung folgen. Neben flachem westlichen Achsengefälle konnte auch oft ein Eintauchen der B_1 -Achse gegen E (bis 10 Grad) festgestellt werden. Senkrecht auf die B_1 -Achse wurde in der durch tektonische Fächerstellung charakterisierten Glocknerdecke (allgemeines N-Fallen im S und S-Fallen im N, 70-80 Grad) eine gleichalte B_2 -Achse beobachtet.

BERICHT ÜBER GELÄNDEARBEITEN 1979 IN DER SCHIEFERHÜLLE DES TAUERNFENSTERS IM BEREICH GERLOSTAL/TIROL

F.POPP, Wien

In einem ca. 50 km² großen Aufnahmegebiet im Gerlostal zwischen Brennstall und Speicher Durlaßboden wurde die penninische Schieferhülle zwischen Porphyrmaterialschieferzone und Innsbrucker Quarzphyllitzone untersucht. Bearbeitet wurden die Serien der Venediger- und der Glocknerdecke. Hauptgewicht wurde auf die jurassisch-kretazischen Serien gelegt.

Wolfendorndecke (Porphyrmaterialschieferschuppe):

Die Porphyrmaterialschiefer verlaufen mit ziemlich konstanter Häufigkeit, die Quertäler querend, von der Hochlahneralm über Brunellköpfe, Mitterjoch und Schwemmboden von E nach W.

Die Serie erscheint überwiegend monoton zusammengesetzt aus mürb anwitternden, \pm schiefrigen, parallelepipedisch spaltenden Grauwackengneisen, die u.d.M. korrodierte Porphyrquarze und -feldspäte zeigen. Starke Ähnlichkeit mit den Porphyrmaterialschiefern zeigen die tektonisch tieferen Gesteine am Kirchspitz.

Die Porphyrmaterialschiefer werden von Hochstegenmarmor überlagert, auf den schließlich die Kaserer Serie mit einer kalkarmen Schwarzschieferabfolge, in der grobklastische Dolomitbreccien mit oft stark gelängten Komponenten eingeschaltet sind, folgt. Auf der Weißbachlalm sind in tieferen Anteilen der Kaserer Serie neben den häufig auftretenden grobkörnigen Dolomitbreccienschiefern auch gebänderte quarzreiche Kalkmarmore, deren Bankbasis aus

reinem Quarzit besteht, eingeschaltet. Quarzite mit Dolomitkomponenten finden sich hier häufig. Granatführende Schwarzschiefer kommen in den oberen Anteilen der Kaserer Serie vor.

Glocknerdecke:

Die Glocknerdecke beinhaltet Arkosen und Quarzite der permoskythischen Wustkogelserie, Dolomite, Kalke und Rauhwacken der Mitteltrias und Kalkphyllite bis Kalkglimmerschiefer, karbonatische Quarzite, karbonatfreie Phyllite, Serizitquarzite sowie Prasinite der Bündner Schieferserie. In den dunklen Kalkphylliten des unteren Krumbaches fanden sich, neben zahlreichen deformierten und pyritisierten Komponenten auch mögliche Fossilreste. Eine Serie mit ähnlichem Habitus tritt im Mühlbach in vermutlich inverser Lagerung unter Triaskarbonaten und Wustkogelserie auf, so daß die Erstreckung der dunklen Kalkphyllite des Krumbaches gegen Westen wahrscheinlich ist.

Innerhalb der Bündner Schieferserie finden sich häufig cm-lagige, rhythmische Abfolgen kalkarmer und kalkreicher Schwarzphyllite. Auch dm-mächtige Abfolgen mit mächtigerer quarzitischer Basis und anschließendem raschen Übergang in einen dünnlagigen Wechsel zwischen karbonatischem Quarzit und schwach kalkigem Schwarzphyllit sind in den oberen Anteilen der Bündner Schieferserie (z.B. Gerlostalalm) zu beobachten.

Richbergkogelserie:

Als nördlichste Einheit erstreckt sich in der Position zwischen Skythquarziten der Wustkogelserie und der mächtigen Innsbrucker Quarzphyllitzone die reichlich Grobklastika führende, sandigschiefrige bis kalkphyllitische Richbergkogelserie. Lagige schwarzphyllitische Karbonate mit quarzreichen Zwischenlagen und vereinzelt dünnen Dolomitbreccienlagen an der Basis dieser Serie gehen über grüne Arkoseschiefer und grüne Tonschiefer in eine wechselnde Abfolge von Dolomitbreccien mit wechselnd kalkigem und phyllitischem Bindemittel über. Im Bachprofil der Innererentenskaralm zeigen solche Dolomitbreccienkarbonate mehr-

fach gradierte Abfolgen.

Jber.1979 Hochschulschwerpkt. S15, 1, S.125, Innsbruck 1980

Teilprojekt 15/13:

ABLAGERUNGSMECHANISMUS UND METAMORPHOSE DER BÜNDNER-SCHIEFER
IM ENGADINER FENSTER

H.MOSTLER, F.PURTSCHELLER & R.BRANDNER, Innsbruck

Das Teilprojekt kam nicht zur Ausführung

Teilprojekt 15/14:

PROBLEME ALTALPIDISCHER FERNÜBERSCHIEBUNGEN UND ALTALPIDISCHER PALÄO GEOGRAPHIE

A. TOLLMANN, Wien

Zielsetzung

Das Teilprojekt soll durch gezielte Untersuchung bestimmter derzeit in ihrer Bedeutung noch fraglicher Überschiebungsflächen und durch die paläogeographische Rekonstruktion wichtiger im Zuge des tektonischen Geschehens später verschwundener Landgebiete durch die Bearbeitung der von diesen stammenden Sedimente versuchen einen Beitrag zur Kenntnis der frühalpiner Paläogeographie der Ostalpen zu liefern.

Vergleich der brekzienreichen altalpidischen Serien im Unterostalpin der Zentralalpen

Das Augenmerk war 1979 auf den Vergleich der altalpidischen Schichten zentralalpiner Gebiete gerichtet, die für die frühalpidische Entwicklungsgeschichte aussagekräftig sein können. Vergleichend begutachtet wurden die Sandsteine, Arkosen und Grauwacken der in den obersten Partien z.T. in die Kreide hineinreichenden detritischen Ablagerungen, mit denen die Radstädter Tauern, die Tarntaler Berge und die Stubai Alpen ihre mesozoischen Schichtfolgen beschließen. Die detaillierte Bearbeitung ersterer hat H. Häusler in Angriff genommen.

Der Vergleich dieser detritischen frühalpidischen Serien soll Aufschluß über Art der Schüttung, Datum der einsetzenden Hauptbewegung der Decken, die Herkunft und

Schüttungsrichtung als auch paläogeographische Hinweise liefern.

Diese Vergleiche der erwähnten drei Vorkommen hat gezeigt, daß die jüngsten Schichtanteile dieser zentralalpiner Regionen noch über den untermalmischen Radiolarit emporreichen und eine sedimentologisch sehr ähnliche Situation mit meist schlecht aufgearbeiteten, kristallines Material haltigen Arkosen, Sandsteinen, Schiefen und Brekzien bieten. Eingleitschollen sowie Anzeichen von Massflow sind vielfach beobachtbar. Die Serien können altersmäßig durchaus über den Malm bis in die Unterkreide emporreichen. Die vielversprechendsten Abschnitte der drei verglichenen Regionen sind der Schwarzeckkamm in den Radstädter Tauern einerseits, die Serie des Geier in den Tarntaler Bergen und die obere Schuppe des Tribulaun in den Stubaier Bergen.

UNTERSUCHUNGEN AN JURA/KREIDE-BREKZIEN DER HOCHFELDDECKE (UNTEROSTALPIN DER RADSTÄDTER TAUERN IN SALZBURG)

H.HÄUSLER, Wien

Im Süden des Lantschfeldtales, ca. 7 km südlich des Radstädter Tauernpasses (ÖK 1:50.000, Blatt Muhr) sind im Hangendbereich der Hochfelddecke nachtriadische Brekzienserien aufgeschlossen, deren Untersuchung die Klärung der Jura-Paläogeographie des Grenzbereiches Pennin-Unterostalpin zum Zweck hat.

Problemstellung:

Nach der palinspastischen Rückabwicklung der Einheiten des Radstädter Deckensystems (TOLLMANN 1977, Abb. 41) und

auf Grund der Brekzienverteilung in den nachtriadischen Serien der einzelnen Decken liegt eine Brekzienabnahme von Norden nach Süden in den unterostalpinen Decken vor. Da auch in der penninischen Klammkalkzone Jurabrekzien auftreten (Antholzer Serie) müßte sich zwischen beiden Einheiten eine Brekzien liefernde Schwelle befunden haben (Lungauer Schwelle, TOLLMANN 1977, Abb. 3). Demgegenüber hält FAUPL, 1978: 91 in Analogie zum Err-Bernina Gebiet ein gegen das Pennin durch Bruchtreppen gegliedertes Unterostalpin für möglich.

Es soll durch sedimentologische Untersuchungen die Existenz und Position einer derartigen Schwelle festgestellt werden (Abb. 1).

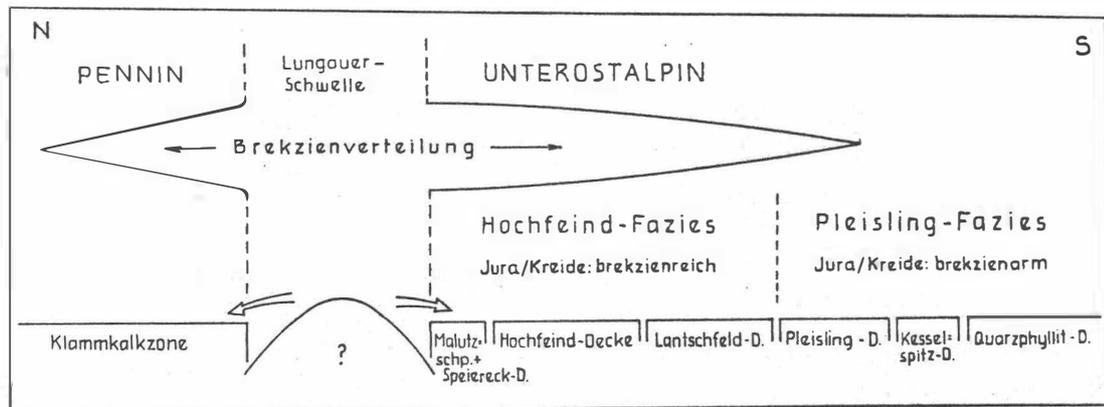


Abb. 1: Theoretische Verteilung der Jura-Sedimentationsräume im Grenzgebiet Pennin-Unterostalpin. Rekonstruktion der unterostalpinen Teileinheiten nach der heutigen tektonischen Lagerung und der Abnahme von Jurabrekzien (Türkenkogelbrekzie), die einem hypothetischen Zwischenbereich (Lungauer Schwelle) entstammen könnten. Unterkreidebrekzien (Schwarzeckbrekzie) im Bereich der Hochfeinddecke werden von Süden nach Norden geschüttet.

Bearbeitung:

Zu Beginn wurde nach den Kartierungsunterlagen 1:10.000 von TOLLMANN im Bereich des Fuchskares, zwischen Kempen und Speikkogel eine Gliederung der nachtriadischen Brekzienhorizonte versucht.

Vor der Ablagerung der Liastone dürfte es lokal zu einer (endogenen) Aufarbeitung des gebankten Hauptdolomites gekommen sein (Z 1). In diesem Bereich fehlen auch die fos-

silführenden Kössener Schichten. Über diesem ersten Brekzienniveau (? Rhät/Lias) lagert diskordant südfallend eine polymikte Brekzie (Z 2). Diese enthält als Komponenten sowohl schwarze, fossilführende Kalke (Kössener Schichten) als auch helle Laminite (Hauptdolomit). In den einzelnen Brekzienzügen westlich des westlichsten Fuchssees konnte eine Abnahme der Kössener Kalkkomponenten von Süden nach Norden beobachtet werden. Östlich dieses Sees sind mehrere gradierte Zyklen (Z 3 - Z 6) zu unterscheiden. Über den Liastonschiefern beginnt eine ca. 30 cm mächtige, gradierte Bank (Z 3), die fast ausschließlich helle Dolomitgerölle, jedoch auch noch Kössener Kalke führt. Darüber folgt eine ca. 70 cm mächtige gradierte Bank (Z 4), die basal plattige Quarzitgerölle mit generell gegen Osten ansteigender Imbrikation enthält. Im Hangenden der Bank dominiert Quarzsand. Der fünfte Brekzienhorizont (Z 5, ca. 80 - 110 cm) führt basal Quarzitschollen, besteht hauptsächlich aus Kalkgeröllen und zeigt ebenfalls Gradierung. Einzelne Sandsteinbänke in diesem Horizont keilen gegen Westen aus und fehlen in nördlicheren Profilabschnitten. Die letzte profilmäßig erfaßbare Brekzienbank (Z 6) erreicht eine Mächtigkeit von 280 cm. Die Bankmächtigkeiten der bereichsweise recht stark verfalteten Serien nehmen somit von Liegend nach Hangend zu.

700 m NW des Sees steigt die Mächtigkeit der Bank Z 3 auf 3-4 m an, über den Liastonschiefern folgt eine Wechselagerung von tonigen und sandigen Lagen (ca. 20-malige Wiederholung). Die hangende Bank mit Quarzitplatten (Z 4) erreicht hier 5 - 6 m.

Schrägschichtungen in den feinsandigen Graukalken des Lias lassen auf eine allgemeine Strömungsrichtung von Norden nach Süden schließen. Die Mächtigkeitsabnahme der höherjurassischen Brekzienhorizonte (Z 3, Z 4, Lias-Dogger) weist wie die regionale Verteilung auf einen Transport von Nord nach Süd. Dagegen dürften zeitweise lokale Süd-Nord-schüttungen zu Beginn des Lias bestanden haben (Verteilung der Rhätkalke in Z 2). Es ist daher eine großräumige Bearbeitung zur Klärung der Dominanz der Schüttungsrichtung notwendig.

Im Hangenden der lithostratigraphisch in den Malm gestellten, verfalteten Radiolaritserie folgt "Aptychenkalk" und eine weitere Brekzienserie mit einer Reichweite bis ?Unterkreide (Schwarzeckschichten). Da das Twenger Kristallin der von Süden heranrückenden Lantschfelddecke selbst Material geschüttet hat, heute aber tektonisch die Schwarzeckschichten der Hochfeinddecke überlagert, ist eine exakte Abgrenzung im Gelände oft schwer möglich. Als zielführend für eine Differenzierung des Grenzbereiches von aufgearbeitetem und überschobenem Kristallin erwies sich der Gehalt an Karbonat in Dünnschliffen.

Die tektonische Grenze zwischen den Schwarzeckschichten der Hochfeinddecke und dem hangenden Kristallin der Lantschfelddecke konnte im Sattel zwischen Roßkogel und Gruberachspitze eingeengt werden. Etwa 100 m südlich der Jagdhütte folgen in konkordanter Lagerung über Dolomitbrekzien und schiefrigen Lagen, die im Schliff neben Quarz, Hellglimmer und Chlorit noch sehr viel Karbonat führen (H 43) dünnplattige Gneise, in denen Stilpnomelan gefunden werden konnte (H 44).

U.d.M. erscheint das Mineral in Büscheln mit dem auffallend hellen, goldgelben bis braunen Pleochroismus. Im Hangenden dieser Paragneisserie, ca. 50 m nördlich der Jagdhütte tritt chloritisierte Granat auf (H 46). Es handelt sich bei dieser Serie um die typische Ausbildung des diaphthoritischen Twenger Kristallins (prätriadisches unterostalpinen Grundgebirge der Lantschfelddecke), dessen mesozonaler Altbestand durch die alpidische Grünschiefermetamorphose ansteigend überprägt worden ist. Stilpnomelan ist ein charakteristisches Mineral in Para- und Orthogneisen des unterostalpinen Altkristallins, das am Tauernnordrand von den Tarntaler Bergen bis zum oberen Zederhaustal (Scholle der Riedingspitze, Hochfeinddecke) bekannt ist (EXNER, 1971).

Literatur:

- CLAR, E. 1937: Über Schichtfolge und Bau der nördlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). -- Sitzber.Akad. Wiss.Wien, math.-natw.Kl., Abt.I, 146, 249-316, 27 Abb., Wien.
- EXNER, Ch. 1971: Stilpnomelan im Gneis der Radstädter Tauern.- Der Karinthin, 64, 219-224, Knappenberg.
- FAUPL, P. 1978: Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen.- Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.Österr., 25, 81-110, 7 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A. 1977: Geologie von Österreich - Bd.1, Die Zentralalpen.- XIV + 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke).

STRATIGRAPHISCH-TEKTONISCHE UNTERSUCHUNGEN IN DER WESTLICHEN HALLSTÄTTER ZONE ZWISCHEN LAMMERTAL UND LOFER(KALKHOCHALPEN)

H.HÄUSLER, Wien

Mit Hilfe von Conodonten ist es möglich, Karbonate einer primären Beckenfazies zeitlich sehr genau einzustufen, auch wenn das Sediment sekundär verkieselt oder dolomitisiert worden ist. Die Bearbeitung von Übergangsbereichen Plattform-Becken bzw. von Einzelschollen in Beckenfazies der Hallstätter Zone ist in der Lammerzzone, am Westrand des Schwarzenberg-Massivs und bei Golling sowie am Westrand der Berchtesgadener Decke und bei Bad Reichenhall im Gange.

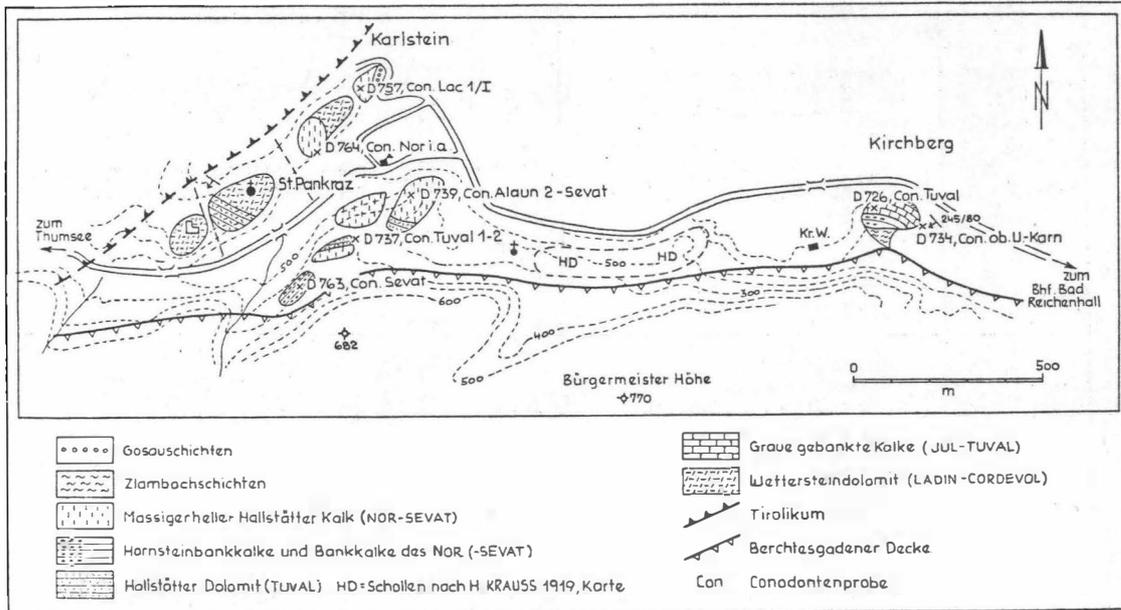
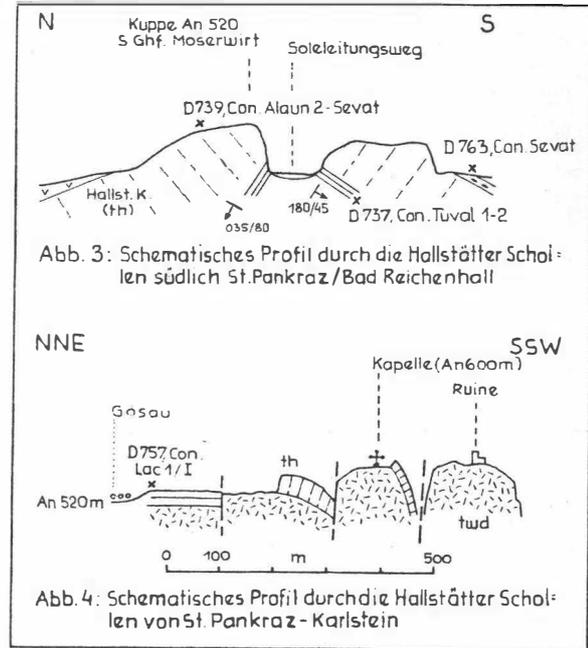
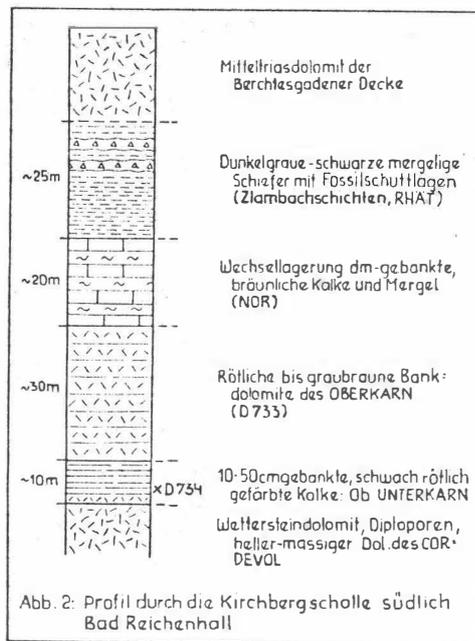


Abb. 1: Geologische Übersichtsskizze der Beprobungspunkte der Hallstätter Schollen südlich Bad Reichenhall (Kartengrundlage KRAUSS 1914).

1. Die Schollenzone am Westrand der Berchtesgadener Decke

Die von KRAUSS, 1914 (Karte) beschriebenen Vorkommen von Hallstätter Kalken und Dolomiten südlich von Bad Reichenhall konnten durchwegs in die Obertrias eingestuft werden (Abb. 1). Die Beckenentwicklung in Graufazies setzt über einem Diploporen führenden Wettersteindolomit ein, in der Scholle östlich des Kraftwerkes Kirchberg kann bereits oberes Unterkarn belegt werden (Abb. 2). Die Mächtigkeit der Obertrias dürfte sowohl in kalkiger (Hallstätter Kalk) als auch in mergeliger Ausbildung (Zlambachschichten) nicht mehr als 100 m betragen.

Sowohl wegen der Einlagerung von Fossilschuttkalken in den Zlambachschichten als auch wegen der faziellen Ausbildung der karnischen Bankdolomite und norisch-sevatischen Hallstätter Kalke (Abb. 3, 4), wird an eine Ablagerung im Intraplattformbereich und nicht im offenen Meer gedacht.



2. Die Faziesänderung am Plattformrand der Berchtesgadener Decke

Am Westrand der Berchtesgadener Decke ist ein Übergang von einer obertriadischen Plattform in ein Becken abgeschlossen, da die Dachsteinkalke der Saalach-Stirnschuppe von oberkarnischen bis unternorischen Hallstätter Dolomiten unterlagert werden und sich mit Hallstätter Kalken des Nor-Sevat verzahnen. Sowohl die Schichtglieder des Ladin als auch des Nor-Sevats der Berchtesgadener Decke reduzieren sich in Richtung Becken (Abb. 5). Tektonisch isoliert, aber faziell gleich ausgebildet (Hallstätter Dolomit des Tuval, Hallstätter Kalke des Nor-Sevat in Graufazies) lagern im Westen einzelne Hallstätter Schollen dem Kreidevorland der Berchtesgadener Decke auf.

3. Die Schollenzone im Westen der Lammermasse

Im Vergleich zu den faziell in Graufazies ausgebildeten Hallstätter Schollen im Westen der Berchtesgadener Decke seien die bisherigen Ergebnisse, die auch bei der Vergleichsbeprobung während der Aufnahme als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt gewonnen werden konnten, in einer Kartenskizze zusammengefaßt (Abb. 6).

Westlich des Schwarzenberges setzt über einem ladinisch

bis cordevolischen Wettersteindolomit ab dem Tuval eine Beckenfazies in Graukalkentwicklung ein (Mehlstein, Haarecker), die in Hallstätter Kalk- bzw. Pötschen/Pedataentwicklung bis ins Sevat reicht und zur parautochthonen Lammer-Hallstätter Zone gehört.

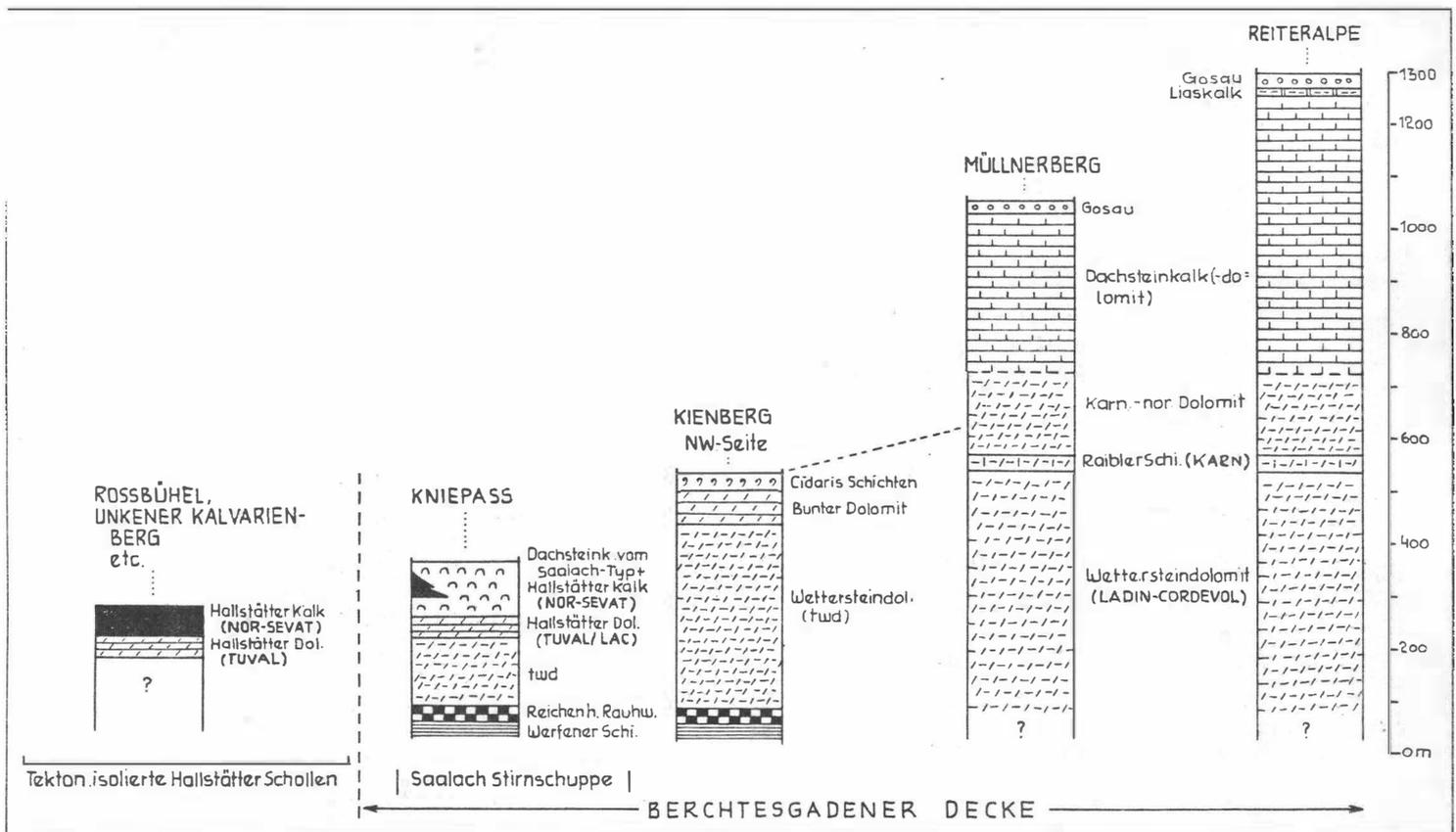


Abb. 5: Säulenprofile in Dachsteinkalk- und Hallstätter Fazies am Westrand der Berchtesgadener Masse (teilweise nach FROH, 1970).

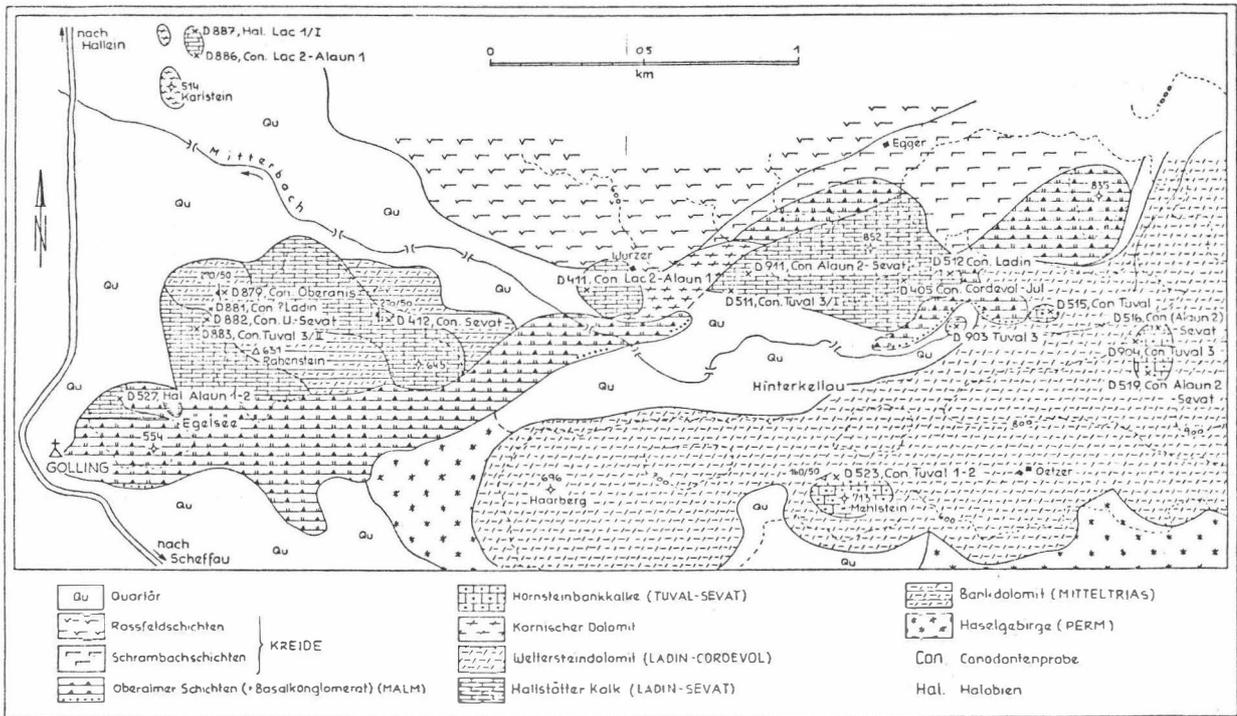


Abb. 6: Geologische Übersichtsskizze der Beprobungspunkte der Hallstätter Schollen östlich Golling (Kartengrundlage: CORNELIUS & PLÖCHINGER, 1952, Fossilisten siehe HÄUSLER, 1980, Aufnahmsberichte).

Auffallend ist wiederum die rasche Abnahme der Mittel- und Obertriasmächtigkeit vom Riffrandbereich der tirolischen Plattform (Schwarzenberg) gegen Westen (Abb. 7, vergleiche ähnliche Situation am Westrand der Berchtesgadener Masse, Abb. 5).

Bruchtektonisch von Oberalmer Schichten im Süden und von den neokomen Rosfeldschichten im Norden begrenzt liegt nördlich von Golling eine Reihe von Hallstätter Schollen, die eine Beckenentwicklung ab dem Oberanis und eine Hallstätter Kalkausbildung von Ladin über ein rötlich brekziöses Karn bis zu einem massigen rötlichen Graukalk des Nor-Sevat aufweisen.

Die Mitteltrias der Rabensteinscholle ist dolomitisch und gleicht völlig einer Wettersteinentwicklung. Die Hallstätter Schollen um den Karlstein Kote 514 sind mit der Ausbildung der Rabensteinscholle ident. Am besten mit der Ausbildung in der Halleiner Hallstätter Zone vergleichbar ist die Hinterkellauer Scholle Kote 852 - Wurzer, die als fernverfrachtet gedeutet werden muß. Die Rabensteinscholle selbst könnte wegen der dolomitischen Mitteltrias

theoretisch noch als Fortsetzung der parautochthonen Hallstätter Entwicklung am Westrand des Schwarzenberg-Massivs gedeutet werden.

Die Lage der isolierten Hallstätter Schollen zu den Oberalmer Schichten läßt noch keinen Schluß zu, ob diese Schollen intramalmisch eingeglitten sind. Zeitpunkt und Mechanismus der Platznahme der Berchtesgadener Decke sowie der Halleiner Hallstätter Zone und analoger Schollenbereiche sind noch ein offenes Problem.

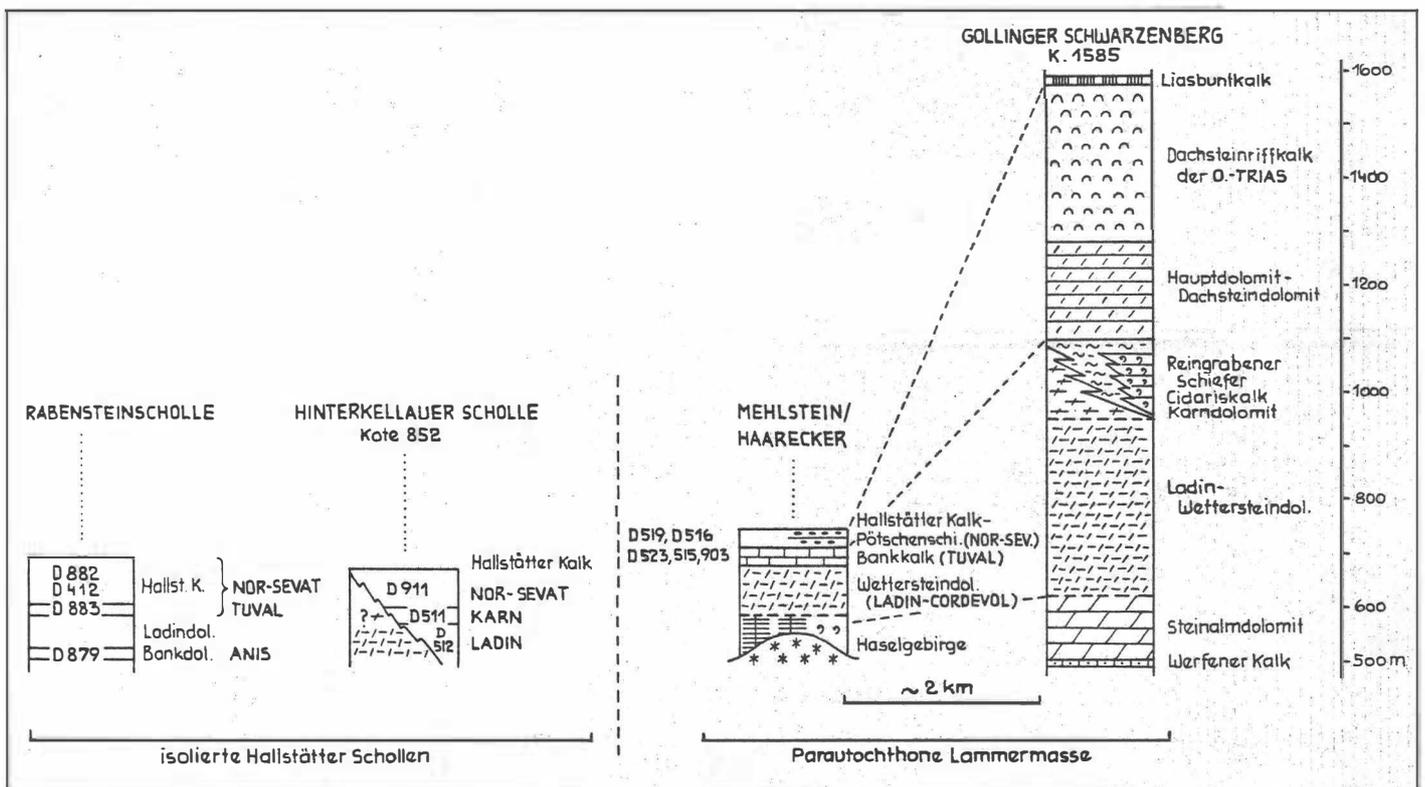


Abb. 7: Säulenprofile in Dachsteinkalk- und Hallstätter Fazies am Westrand der parautochthonen Lammerness

Literatur:

CORNELIUS, H.P. & PLÖCHINGER, B. 1952: Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales.- Jb.Geol.B.-A., 95, 146-225, 1 Abb., Taf. 9-12, Wien.

- FROH, H.J. 1970: Zur Geologie des mittleren Saalachtals zwischen Schneizlreuth und Melleck in den Berchtesgadener Alpen.- Unveröff.Diplomarb.Fak.Allg.Wiss. Techn.Univ.München, 68 S., 38 Abb., 1 tekt.Karte, 3 Profiltaf., 1 geol.Karte, München.
- HÄUSLER, H. 1979: Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau (Sbg.).- Jb.Geol.B.-A., 122, 75-141, 17 Abb., 2 Taf., Wien.
- 1979: Zur tektonischen Gliederung der Lammer-Hallstätter Zone zwischen Golling und Abtenau (Salzburg).- Mitt.Österr.Geol.Ges., im Druck.
 - 1980: Bericht 1979 über geologische Aufnahmen auf Blatt 94, Hallein.- Verh.Geol.B.-A., im Druck.
- HÄUSLER, H. & BERG, D. 1980: Neues zur Stratigraphie und Tektonik der Hallstätter Zone am Westrand der Berchtesgadener Masse.- Verh.Geol.B.-A., im Druck.
- KRAUSS, H. 1914: Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck.- Geognost.Jh., 26(1913), 105-154, 9 Abb., 5 Taf., 1 geol.Karte 1:25.000, München.
- TOLLMANN, A. 1976: Zur Frage der Parautochthonie der Lammereinheit in der Salzburger Hallstätter Zone.- Sitzber.Österr.Akad.Wiss., math.-natw.Kl., Abt.I, 184, 237-258, 8 Abb., Wien.
- 1976: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen etc.- Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd.3, IX, 449 + 7 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke).

Teilprojekt 15/15:
GEOPHYSIKALISCHE BEZIEHUNGEN ZWISCHEN OSTALPNER KRUSTE
UND DEM PANNONISCHEN RAUM

R.GUTDEUTSCH, P.STEINHAUSER & F.WEBER
Wien/Leoben

Zielsetzung

Im Bereich des Pannonischen Beckens (Ungarn) ist die Erdkrustenstruktur bis zur Moho-Diskontinuität hinab gut untersucht. An Hand vieler verschiedener geophysikalischer Daten werden dort auch schon entsprechende Krustenmodelle entwickelt. Demgegenüber sind die Kenntnisse über den Tiefbau des Ostabschnittes der Ostalpen und des Übergangsbereiches zum Pannonikum noch sehr lückenhaft. Es war bisher nicht möglich, ein allgemein gültiges Modell zu entwickeln. Über die tieferen Krustenteile liegen überhaupt nur entlang eines einzigen refraktionsseismischen Profiles (Alpenlängsprofil 1975) quantitative Daten vor. Aber auch der Bereich, der sich zwischen der durch geologische Methoden erschließbaren Tiefe von einigen Kilometern und den durch tiefenseismische Untersuchungen verfolgbaren Diskontinuitäten erstreckt, ist nahezu völlig unerschlossen. Dabei haben gerade die Messungen auf dem Alpenlängsprofil erkennen lassen, daß im Übergangsbereich von der Pannonischen zur Ostalpinen Krustenstruktur noch zahlreiche ungelöste Fragen existieren, deren Beantwortung gerade im Hinblick auf den äußerst komplizierten Tiefbau der Ostalpen von wesentlicher Bedeutung ist.

Insbesondere ist für die Fragestellung des Schwerpunktes die genaue Kenntnis des physikalischen Zustandes der heutigen Kruste von Bedeutung, da auch die Erkundung der frühalpinen Ereignisse vom derzeitigen Zustand des Alpenbaues

ausgehen muß. Dies betrifft Angaben über seismische, gravimetrische, magnetische, thermische u.a. Eigenschaften der verschiedenen Krustenstockwerke, die mit der geologischen Entwicklungsgeschichte der betroffenen Körper im Einklang stehen müssen.

In welcher Beziehung die ostalpinen Einheiten zum Pannonischen Raum stehen ist eine wichtige Frage, deren Beantwortung wertvolle Information über die frühalpine Entwicklung des Ostalpenraumes liefern kann.

Daß die Gegensätze zwischen den beiden Einheiten sich vor allem in der unterschiedlichen Krustendicke manifestiert ist zwar bekannt. Es darf aber erwartet werden, daß neue Daten aus dem Übergangsbereich wesentliche Rückschlüsse auf die Entstehungsgeschichte beider Räume zulassen. Eine wichtige spezielle Frage in diesem Zusammenhang ist beispielsweise ob und in welcher Weise sich die Einheiten der Ostalpen in den Pannonischen Raum fortsetzen. Für die geophysikalischen Untersuchungen, die optimal zur Lösung dieser Fragen beitragen können, ist der Raum zwischen Trieben und Neumarkt im Westen und der ungarischen Grenze im Osten vorgesehen. Er umfaßt den Ostteil der Gurktaler Masse, das ostalpine Altkristallin mit Saualpe, Koralpe, Stubalpe und Gleinalpe, das Grazer Paläozoikum, das unterostalpine Grundgebirge der Buckligen Welt, berührt das Penninische Fenster des Alpenostrandes und reicht bis in die ungarische Tiefebene hinein. Damit entsteht eine breite E-W-streichende Traverse auf der auch geologische, radiometrische und paläomagnetische Arbeitsgruppen im Rahmen dieses Hochschulschwerpunktes Untersuchungen durchführen.

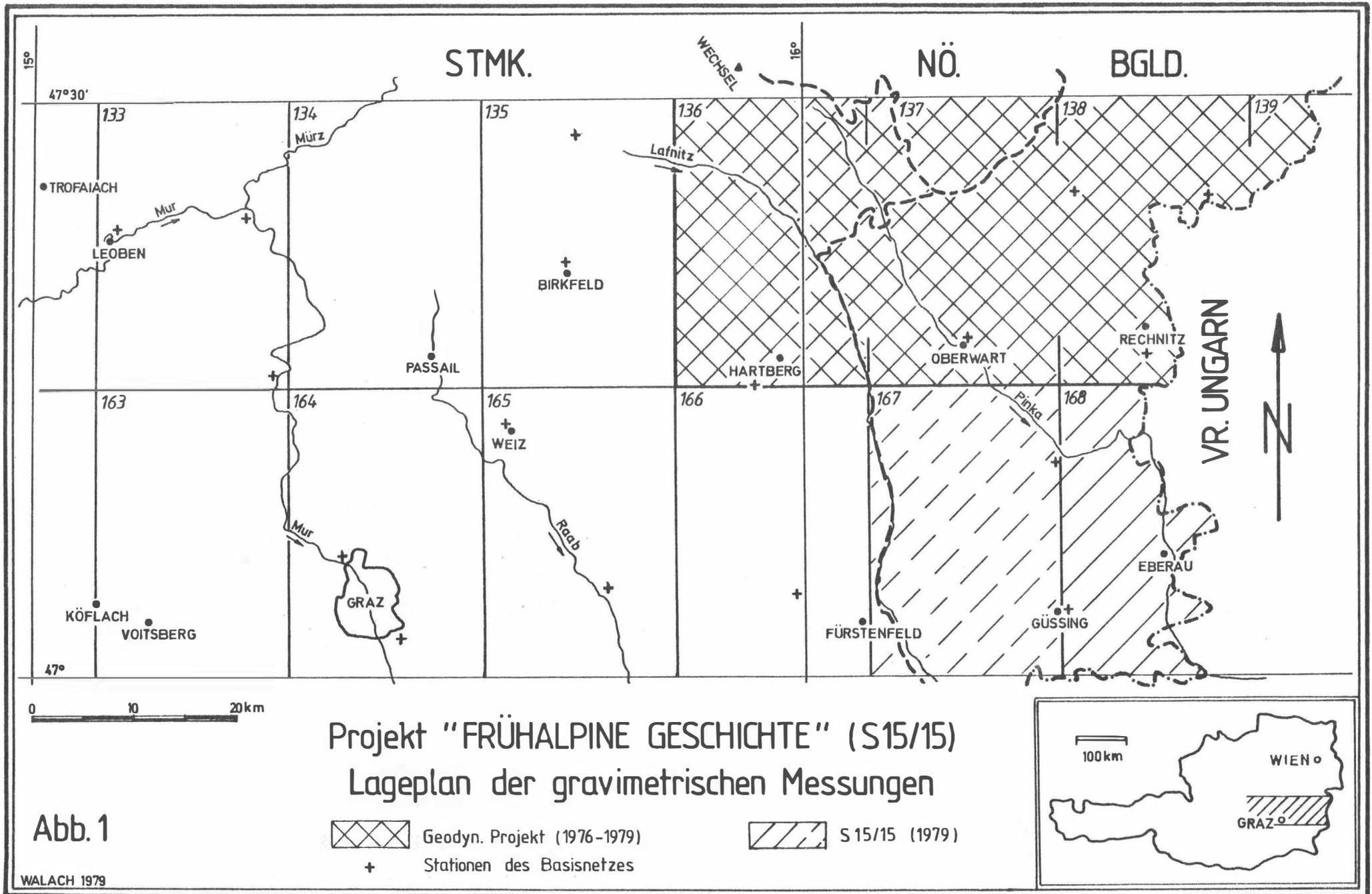
JAHRESBERICHT 1979 ÜBER DIE GEOPHYSIKALISCHEN MESSUNGEN IM RAHMEN DES TEILPROJEKTES S 15/15

F.WEBER, M.OBERLADSTÄTTER, Ch.SCHMID, R.SCHMÖLLER,
E.STRÖBL & G.WALACH, Leoben

Entsprechend dem eingereichten Arbeitsplan konzentrierten sich die Arbeiten im Jahr 1979 auf gravimetrische und magnetische Feldmessungen, wodurch bereits in der Anfangsphase des Schwerpunkts insbesondere Aussagen über Struktur und Lithologie im Übergangsbereich zum Pannonischen Becken gemacht werden konnten. Durch die Einbeziehung von Ergebnissen, die von anderen Meßserien - vor allem vom Geodynamik Projekt herrühren - ist es nunmehr auch möglich, in einem aussagekräftigen Gebiet den Anschluß an die wesentlich umfangreicheren ungarischen Untersuchungen herzustellen. Für die erst ab dem Jahr 1980 zum Einsatz gelangende Reflexionsseismik wurden Vorbereitungen getroffen, die die Verbesserung der instrumentellen Ausrüstung sowie die Aufsuchung geeigneter Sprengpunkte betrafen. Weiters wurde auch die Auswertungsmethodik verbessert, wobei für repräsentative Gesteinsserien die Geschwindigkeitsverhältnisse unter Berücksichtigung der zu erwartenden Zunahme mit der Tiefe zu erfassen getrachtet wurden.

1. Schweremessungen am Alpenostrand (G.WALACH)

Die Schweremessungen am Alpenostrand bilden die kontinuierliche Fortsetzung jener Arbeiten, die im Rahmen der Österreichischen Beteiligung am Internationalen Geodynamik Projekt 1977-1979 begonnen wurden. Erste Ergebnisse aus einem 1600 km² großen Meßgebiet (540 Stationen) zwischen 47°15' und 47°30' n.B. (Abb.1) zeigen, daß dem



Alpenostrand entlang der Linie Friedberg - Hartberg - Weiz - Graz, ein etwa 50 - 70 km breiter Streifen vorgelagert ist, in dessen Bereich das regionale Schwerfeld starken Störungen unterworfen ist. Diese Störungen deuten auf bisher zum Teil noch wenig bekannte laterale und vertikale Diskontinuitäten in der Krustenstruktur hin. Andeutungsweise sind die großen Anomalien dieses Gebietes auch schon in der Schwerekarte von Österreich 1 : 1000000 nach E.SENFTL (1965) zu sehen (z.B. Südburgenländische Schwelle), doch gibt diese Karte wegen des zu weitmaschigen Meßrasters kein eindeutig interpretierbares Bild.

Aus diesen Überlegungen resultiert auch die im laufenden Teilprojekt S 15/15 angestrebte Erweiterung des Meßgebietes gegen Süden in den Raum den Alpenlängsprofils (Alp 75) und Fortsetzung als westführende Traverse bis zum Zusammenschluß im Raum Obdach - Judenburg - Trieben mit dem vom Geophysikalischen Institut der Universität Wien (Prof.P.STEINHAUSER) bearbeiteten NS-Profil.

Die Arbeiten wurden im Frühjahr 1979 mit der Erweiterung des im Gebiet Hartberg - Oberwart - Rechnitz - Lockenhaus vorhandenen Basisnetzes bis zum Murtal begonnen. Insgesamt wurden 12 neue Basispunkte geodätisch nach Höhe und Lage festgelegt (Abb.1) und in einer ersten Befahrung an das Netz der gravimetrischen Landesaufnahme angeschlossen. Eine abschließende zweite Befahrung sowie der Anschluß an den ISGN 71 - Punkt Graz - Schloßberg (Erdgezeitenstation des Institutes für Landesvermessung der TU Graz, Prof.RINNER) über die Basispunkte Graz-Nord und Graz-Süd ist für das Frühjahr 1980 geplant.

Im Juli/August 1978 wurden auf den Blättern 167 Güssing und 168 Eberau der ÖK 1 : 50000 121 Stationen für die gravimetrische Regionalaufnahme vermessen. Gangreduktionen, Höhen- und Koordinatenbestimmungen, sowie die topographische Korrektur im Nah- und Übergangsbereich wurden bereits für alle Meßpunkte berechnet. Derzeit laufen noch Digitalisierungsarbeiten zur Erstellung des Höhenmodells für die topographische Korrektur im Fernbereich bis 20 km auf den

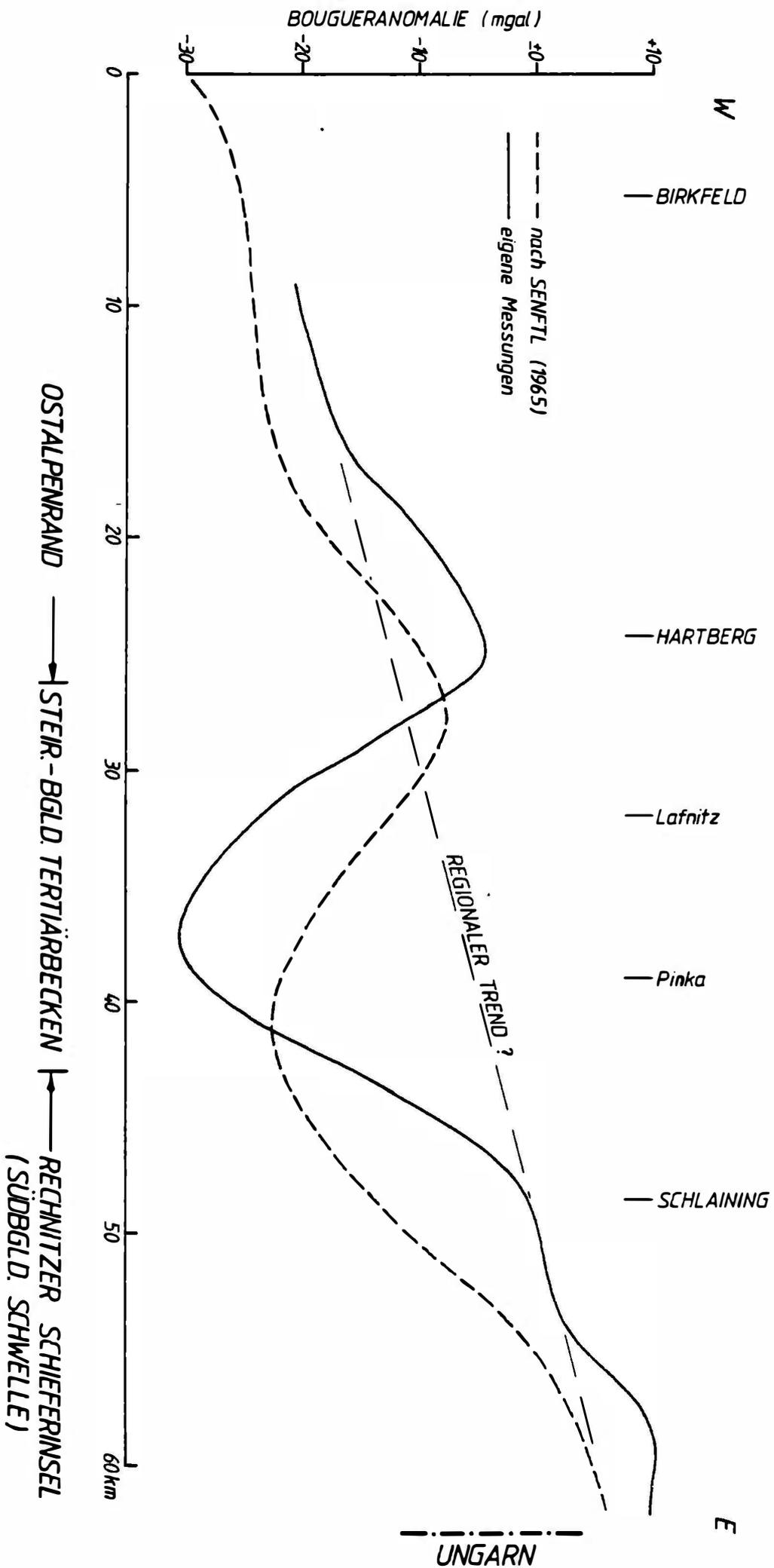
Blättern 166 Fürstenfeld und 193 Jennersdorf. Danach werden die Bougueranomalien, zunächst für die Standarddichte $2,67 \text{ g/cm}^3$, mittels der im Jahresbericht 1977 (Geol.Tiefbau der Ostalpen, II.Teil, p.47) beschriebenen Computerprogramme berechnet.

Als erstes Ergebnis ist ein Schwereprofil entlang $47^{\circ}20'$ von Birkfeld bis zur ungarischen Grenze in Ausarbeitung. Abb.2 zeigt eine Gegenüberstellung des etwa 60 km langen Profils der Bouguerschwere (Standarddichte $2,67 \text{ g/cm}^3$) nach SENFTL (1965) und eigenen Messungen. Man sieht, daß die Schwerekarte von Österreich alle wesentlichen gravimetrischen Strukturelemente in stark schematisierter Form wiedergibt. Bezogen auf den vermutlichen Trend der regionalen Schwereverteilung ($\sim 0,5 \text{ mgal/km E}$) zeichnen sich aber in den eigenen Messungen scharf begrenzt und gut interpretierbar die großen Anomalien des Ostalpenrandes, Raum Hartberg (positiv), das Steirisch-Burgenländische Tertiärbecken (negativ) und die Südburgenländische Schwelle (positiv) ab. Zwei- und dreidimensionale Modellrechnungen sind im Gange und es deutet sich für die positiven Anomalien in Übereinstimmung mit der Magnetik (Abb.4) eine große Tiefenerstreckung ($\geq 10 \text{ km}$) der zugehörigen Störkörper an.

2. Magnetische Messungen am Alpenostrand

(M.OBERLADSTÄTTER, G.WALACH)

Anläßlich der EGS-Tagung im September 1979 in Wien haben OBERLADSTÄTTER, WALACH und WEBER über den Stand der magnetischen Messungen am Alpenostrand berichtet. M.OBERLADSTÄTTER bearbeitete im Rahmen des Geodynamischen Projekts die etwa 100 km lange magnetische Traverse 3 (Abb.3), die östlich von Graz beginnend, bis zur ungarischen Grenze dem Alpenlängsprofil (Alp 75), Sektion 5, folgt. Isanomalienkarten und die in Abb.4 dargestellte Modellrechnung zeigen Ausdehnung und Tiefe des begrabenen miozänen Vulkanitkörpers im Raum Ilz - Altenmarkt und weiters zwei parallele, NNE streichende, W fallende, plattenförmige Störkörper mit großen Tiefen- und Längserstreckung im Gebiet entlang der ungarischen Grenze.

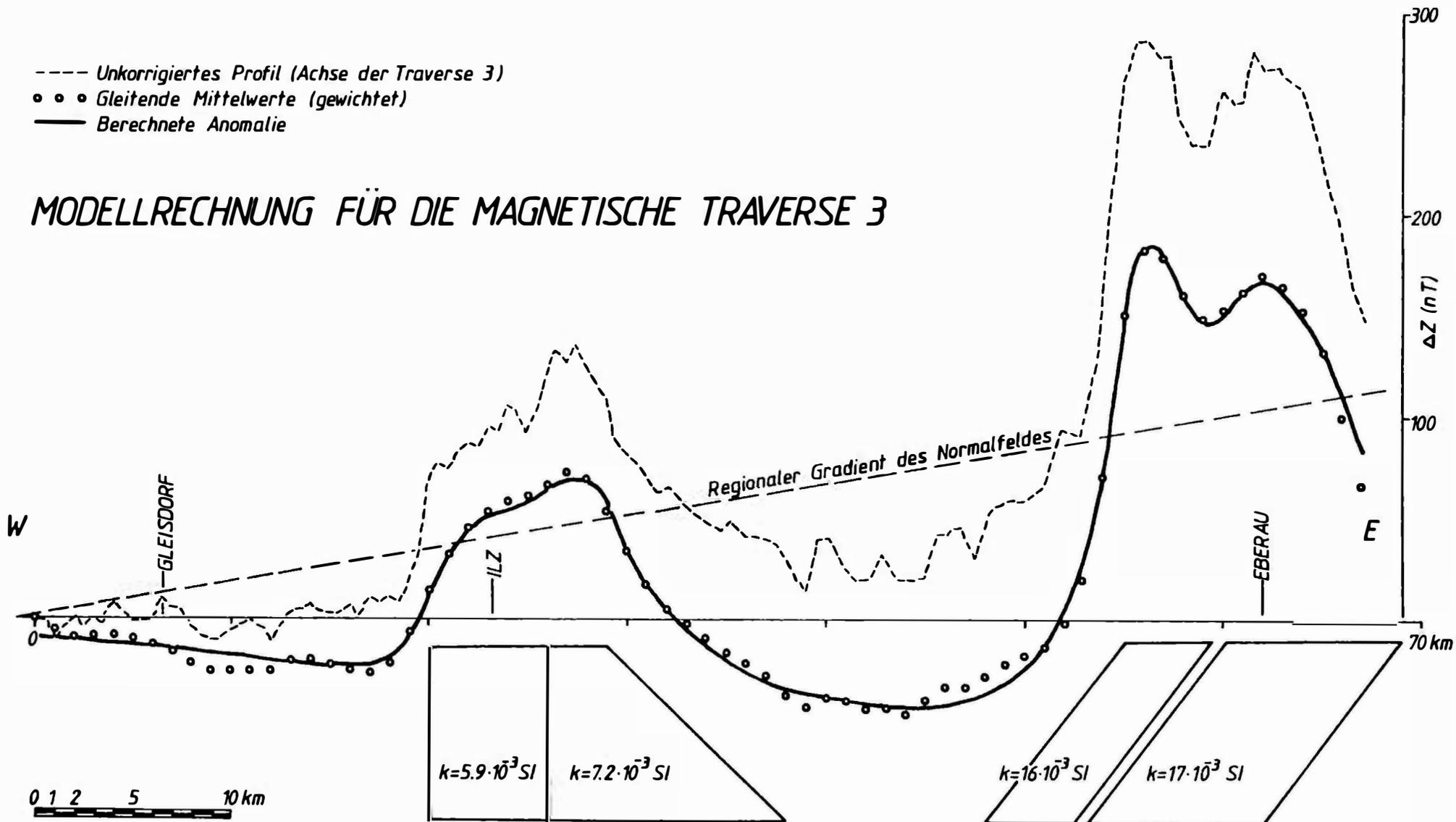


BOUGUERSCHWERE ENTLANG 47°20'

Abb. 2

- Unkorrigiertes Profil (Achse der Traverse 3)
- • • Gleitende Mittelwerte (gewichtet)
- Berechnete Anomalie

MODELLRECHNUNG FÜR DIE MAGNETISCHE TRAVERSE 3

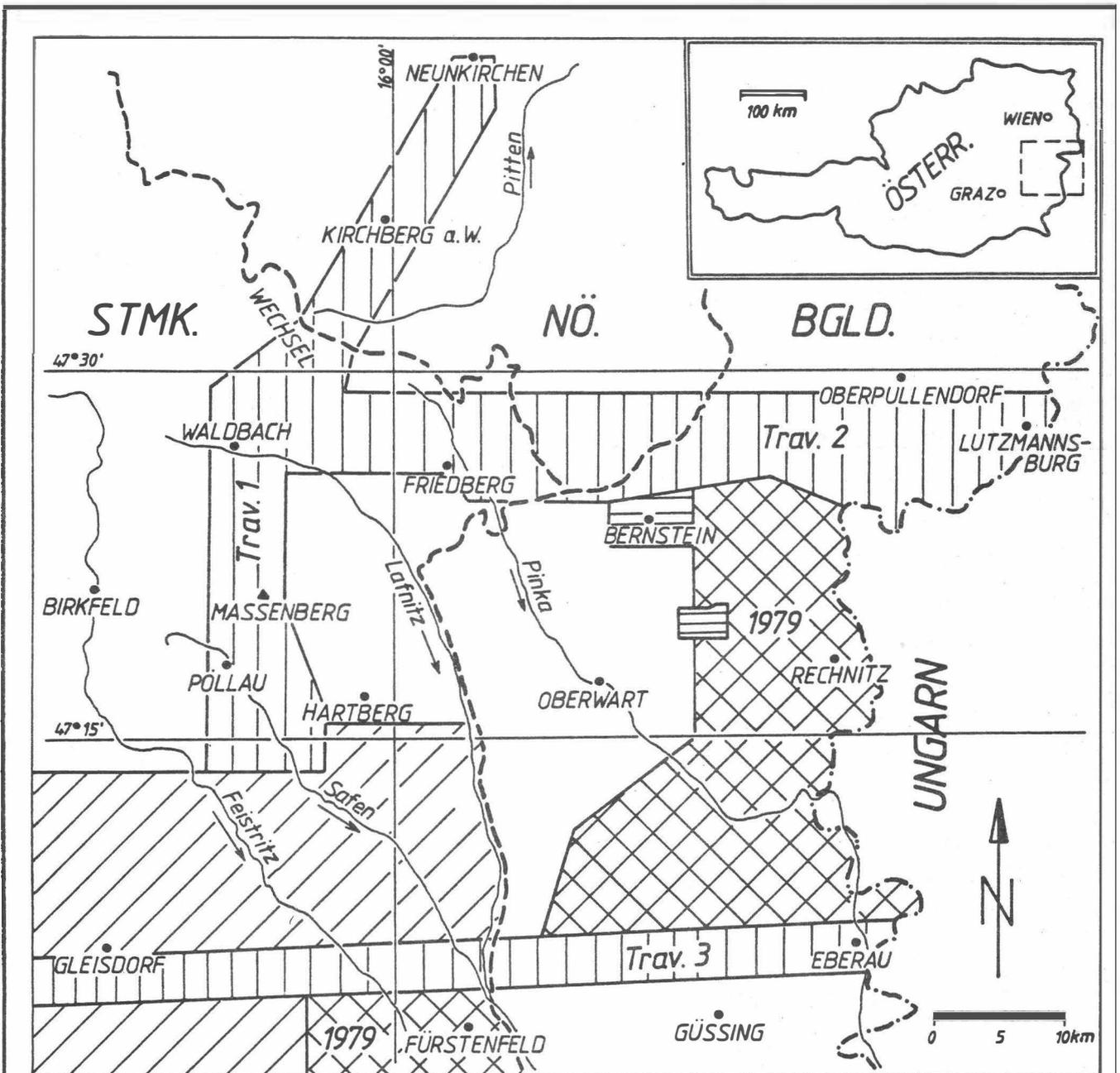


Wegen der großen strukturellen Bedeutung der beschriebenen magnetischen Anomalien wurden die magnetischen Messungen im Rahmen des Projekts S 15/15 weitergeführt, um die flächenmäßige Ausdehnung der Anomalien abgrenzen zu können und daraus ein räumliches Bild der Störkörper zu gewinnen. Im Juli - Oktober 1979 wurden dazu rund 950 Meßpunkte (350 km^2) gemessen. Derzeit wird an den Korrekturen der täglichen Variation und des Normalfeldes gearbeitet.

Die Anwendung einfacher Filtertechniken auf ältere magnetische Daten aus dem Oststeirischen Becken (Raum Ilz - Altenmarkt) brachte eine starke Beruhigung des Isanomalienverlaufes. Eine kartenmäßige Darstellung der Daten zeigt nunmehr, daß die zunächst unregelmäßig verteilten magnetischen Anomalien im Raum Großsteinbach - Ilz - Altenmarkt nach der Glättung entlang einer WNW - ESE streichenden Achse angeordnet sind. Ergänzungsmessungen im Gebiet W Fürstenfeld (110 km^2 , 730 Meßpunkte) durch H.NOVAK im Rahmen seiner Diplomarbeit (Abb.3), dienten der Erfassung des SE-Flügels des Ilz - Altenmarkter Vulkangebietes. Diese Ergebnisse werden im März 1980 vorliegen.

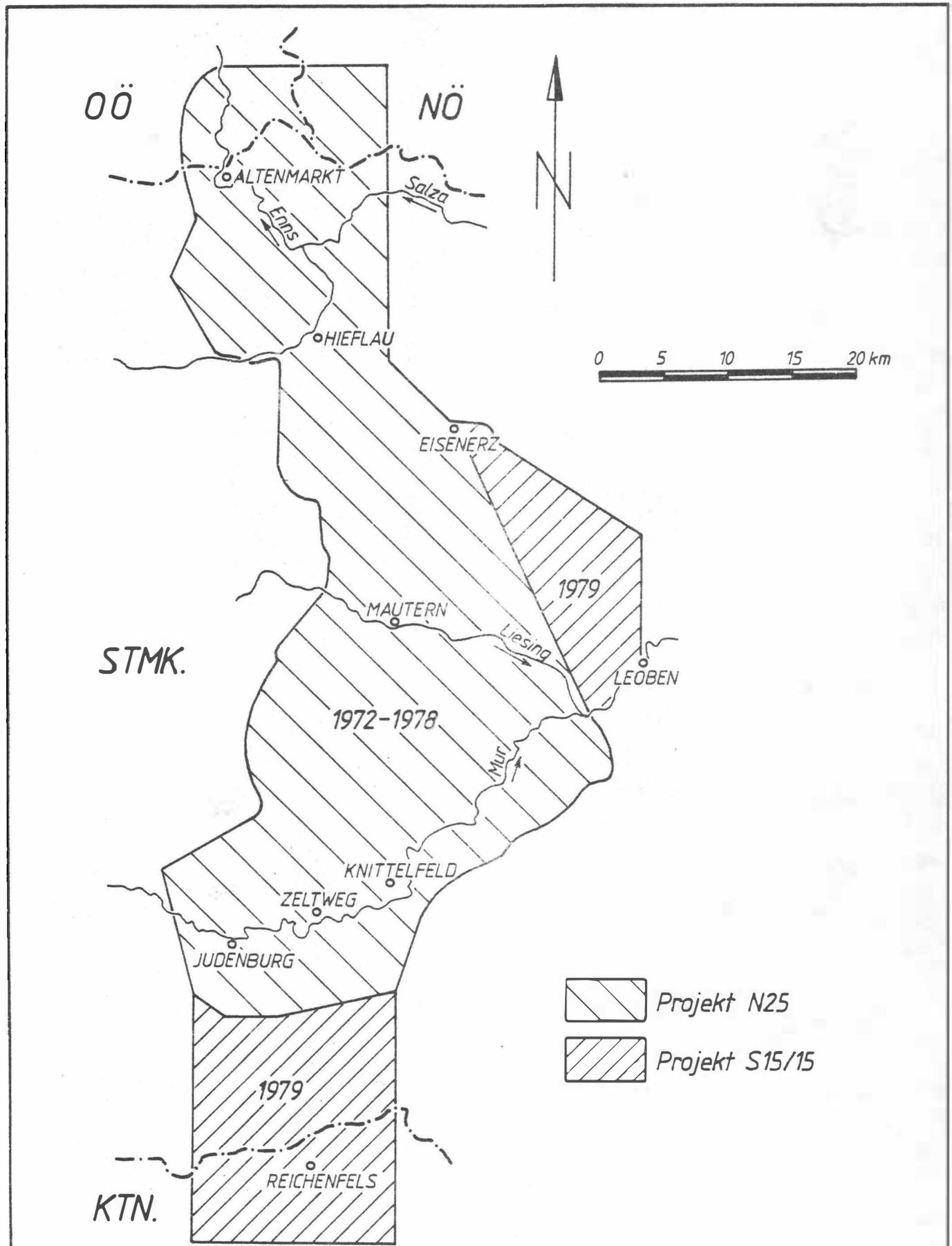
3. Magnetische Messungen zwischen Nördlichen Kalkalpen und Saualpe (E.STRÖBL)
- 3.1. Magnetische Messungen im Raum Obdach und im Gebiet zwischen Eisenerz und Leoben

Um die im Projekt N 25 begonnene magnetische N-S Traverse bis nach Kärnten fortzusetzen, wurden 1979 südlich des Fohnsdorfer Beckens 1150 Stationen gemessen (Abb.5). Wie Abb.6 zeigt, ist das Gebiet magnetisch sehr ruhig und liegt etwa zwischen -20 und -60 nT. Da das 1979 gemessene Gebiet etwa bei der durchgehend E-W verlaufenden -30 nT Isanomale (Abb.6 - beim Knick des Granizenbaches) beginnt und es an eine andere Hauptbasis als der nördliche Teil angeschlossen wurde, wird 1980 sicherheitshalber ein Zusammenschluß der Hauptbasen erfolgen, um herauszufinden, ob der Abfall um etwa 10 - 20 nT südlich des Fohnsdorfer Beckens reel ist, oder ob ein Abweichen der Haupt-

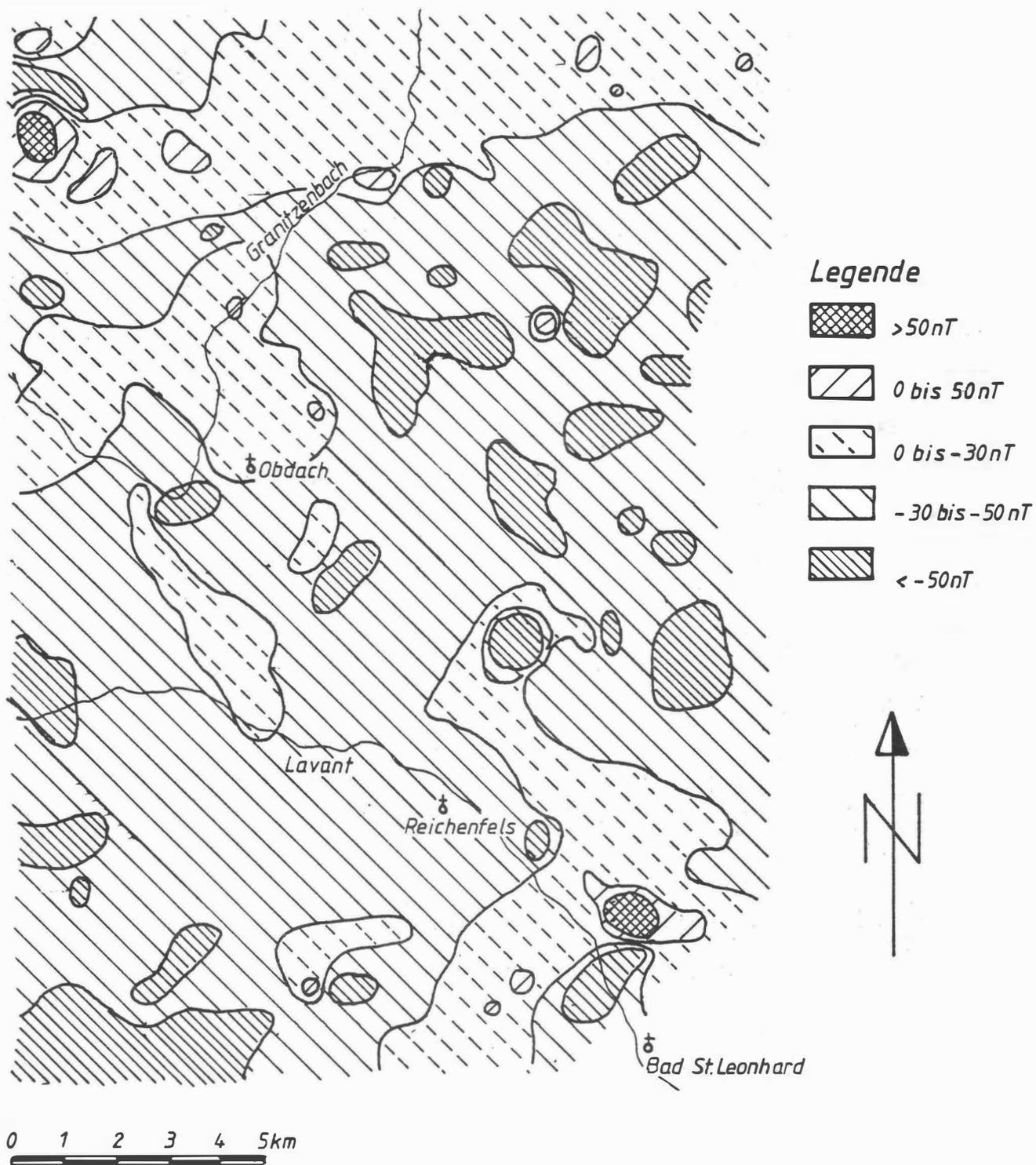


LAGEPLAN DER MAGNETISCHEN MESSGEBIETE AM ALPENOSTRAND 1970-1979

-  Traversen 1,2,3 (Geodynamik Projekt, 1972-1979)
-  Bernstein und Schlaining (1971-1972)
-  Oststeirisches Becken (1970-1972)
-  Rechnitz-Güssing-Fürstenfeld (S15/15, 1979)



LAGEPLAN DER MAGNETISCHEN MESSGEBIETE
ZWISCHEN NÖRDLICHEN KALKALPEN UND SAUALPE



MAGNETIK RAUM OBDACH

STRÖBL 1979

Abb. 6

basen voneinander eine Rolle spielen kann. Die vorläufig aus diesem Gebiet genommenen Gesteinsproben zeigen keine oder nur sehr geringe Suszeptibilitäten (bis $70 \cdot 10^{-5}$ SI). Strukturell von Interesse könnte die positive Anomalie nördlich von Bad St. Leonhard sein, die allerdings noch nicht näher untersucht wurde. Im Isanomalenplan kommt die Pöls-Lavantstörung nicht sehr deutlich zum Ausdruck, dies könnte jedoch auch an den relativ großen Isolinienabständen liegen.

Im Jahr 1979 wurden weiters 605 Stationen im Raum zwischen Leoben und Eisenerz gemessen. Der Grund war die Weiterverfolgung einer Anomalie, die 1978 im Gebiet des Reiting gefunden wurde. Die Anomalie erstreckt sich über ca. 45 km^2 mit Maximalwerten bis zu 700 nT. Die Ursache dürften nach K. METZ basische Eruptiva sein, deren Suszeptibilitäten zwischen $600 \cdot 10^{-5}$ und $10000 \cdot 10^{-5}$ SI Einheiten liegen.

1979 erfolgten auch einzelne Ergänzungsmessungen im Gebiet nördlich von Hieflau, sodaß auch dieser Teil als abgeschlossen betrachtet werden kann.

3.2. Datenerfassung

Um die bisher gemessenen Punkte in einfacher Weise mathematisch weiterbehandeln zu können und um einen schnellen und gezielten Zugriff zu ihnen zu haben, wurden sie im Berichtsjahr von E. STRÖBL einheitlich erfaßt und auf Magnetband gespeichert. Pro Meßpunkt sind nunmehr 13 Informationen erhältlich, durch die die Grundlage für jede weitere Auswertung geschaffen ist. Auf diese Weise sind 9346 Meßpunkte abgespeichert, die im Gebiet, wie es Abb. 5 zeigt, liegen. Die zur vollen Informationsausschöpfung notwendigen kleineren Plotter- und Statistikprogramme existieren ebenfalls und wurden bereits getestet.

3.3. Erprobung verschiedener analytischer Auswertemethoden

Die Auswertemethoden lassen sich im wesentlichen in 2 Gruppen unterteilen. Es sind dies erstens Möglichkeiten das Isanomalienbild zu verändern, um so verbesserte oder sogar neue Aussagen über das Meßgebiet zu bekommen. Diese mathematische Behandlung der Meßdaten ist unter dem Begriff Feldtransformation bekannt. Dazu gehören die Filterverfahren, die erste und zweite Ableitung nach z , die Berechnung verschiedener Komponenten des Erdmagnetfeldes aus einer Komponente und die Reduktion zum Pol. Die dazu und zur Interpolation der Meßdaten notwendigen Rechenprogramme wurden entweder selbst erstellt oder aus der Literatur übernommen und für die eigenen Bedürfnisse modifiziert. Da diese Methoden im wesentlichen bei aeromagnetischen Messungen Anwendung finden, gilt es zu prüfen, in wie weit sie auch für ΔZ Messungen in teilweise hochalpinem Gelände Aussageverbesserungen bringen können. Erste Ergebnisse entsprechen durchaus den gesetzten Erwartungen. Weiters wurden Versuche zur topographischen Korrektur der Meßdaten mittels Doppelfourierreihenanalyse unternommen. Lag dabei das Bezugsniveau über den Meßpunkten, war das Ergebnis gut, wurde dagegen die Topographie geschnitten, so verstärkte sich der hochfrequente Anteil der Reihen in unzulässiger Weise.

Der zweite Teil der Auswertemethoden umfaßt die Störkörperberechnung. Hier ist zwischen zwei- und dreidimensionaler Interpretation zu unterscheiden. Für die zweidimensionale Modellrechnung stehen zwei Programme zur Verfügung, wovon eines halbautomatisch die am besten zur Anomalie passende Platte sucht, das andere ermöglicht die Interpretation durch ein horizontales Prisma mit beliebigem Querschnitt. Was die dreidimensionale Störkörperberechnung betrifft, so gibt es vielversprechende Versuche mit zwei Programmen aus der Literatur. Das eine löst das Volumsintegral $(\iiint \vec{r} \text{grad } \frac{1}{r} dr)$ durch numerische Integration der Doppelintegrale horizontaler Polygonflächen über die Höhe (TALWANI 1965). Der dabei entstehende Fehler ist stark von der Tiefe und dem Abstand der Polygonflächen untereinander abhängig. Das zweite Programm (PLOUFF 1975)

umgeht diesen Fehler, indem beliebig viele senkrechte Prismen mit beliebigem Querschnitt summiert werden.

Literatur:

- OBERLADSTÄTTER, M., WALACH, G. & WEBER, F. 1979: Geomagnetic measurements in the Alpine-Pannonic boundary region.- EOS-Transactions, 60, 32, p.572, Washington.
- PLOUFF, D. (July 1975): Derivation of formulas and FORTRAN-programs to compute magnetic anomalies of prisms.- National technical Information Service.
- SENFTEL, E. 1965: Schwerekarte von Österreich Bouguer-Isanomalien.- M. 1 : 1000000, BA.f.Eich- und Vermw., Wien.
- TALWANI, M. 1965: Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape.- Geophysics, 30, 5.
- WEBER, F., JANSCHKE, H., MAURITSCH, H., OBERLADSTÄTTER, M., SCHMÖLLER, R. & WALACH, G. 1979: Activities of the Institute of Geophysics of the Mining University Leoben.- Report of the Austrian National Committee for the IGP, Vienna (in press).

JAHRESBERICHT 1979 ÜBER GRAVIMETRISCHE UNTERSUCHUNGEN

P.STEINHAUSER & D.RUESS, Wien

Im Rahmen des gravimetrischen Untersuchungsprogrammes wurden 1979 gravimetrische Feldmessungen an der Nord- und Westseite der Seetaler Alpen, sowie im Bereich des Perchauer und des Neumarkter Sattels und den anschließenden Randgebieten der Niederen Tauern und der Gurktaler Alpen durchgeführt. Insgesamt wurden flächenhaft verteilt 46 Schwerestationen auf einem Gebiet von etwa 480 km², einschließlich aller im Gelände erforderlichen Nebenarbeiten, vermessen.

Die Auswertung konzentrierte sich auf ein weiter im Westen gelegenes Gebiet dieser Traverse und zwar auf den Bereich vom Maltatal und den Hochalmspitz im WNW bis zu den Nockbergen in ENE. Das Untersuchungsgebiet umfaßt somit die geologischen Strukturen vom Tauernfenster bis zur Gurktaler Decke des Ostalpins. In Abb.1 ist die Bouguer Anomalienkarte dieses Gebietes wiedergegeben, die nach den klassischen gravimetrischen Auswertemethoden ermittelt worden ist.

Das für ein Hochgebirge typische Schwereminimum ist insbesondere im Bereich des Tauernfensters deutlich erkennbar. Da andererseits die Gurktaler Alpen durch eine relativ positive Schwereanomalie gekennzeichnet sind, ergibt sich im Übergangsbereich ein außerordentlich großer Horizontalgradient, der Werte bis zu etwa 5 mgal/km erreicht. Das Maltatal tritt als Schweretrog hervor, der

nur teilweise durch Sedimenteintragerungen erklärt werden kann, teilweise aber durch Strukturen in größeren Tiefen verursacht wird. Eine naheliegende Interpretation wäre die einer Störung mit tiefgreifender Auflockerungszone. In Teilen der Millstätter Alpe ist eine positive Anomalie zu beobachten, die als Folge des dort vorkommenden Magnetsits erklärt werden kann. Bei den oben beschriebenen klassischen Bougueranomalien wird unter anderem vorausgesetzt, daß der gravimetrische Vertikalgradient den für eine durchschnittlich gegliederte Erdkruste ermittelten Normalwert von 0.3085 mgal/m besitzt. Da in einem Störungsgebiet vom Ausmaß der Alpen die Erfüllung dieser Voraussetzung nicht ohne weiteres erwartet werden kann, wurden an ausgewählten Punkten die Vertikalgradienten im Gelände meßtechnisch bestimmt, wozu eine eigene Meßmethode entwickelt worden ist, mit der der Meßfehler besonders klein gehalten werden kann.

In Ergänzung dazu wurden aus der Bouguer-Anomalienverteilung von Abb.1 nach Verfahren von Bhattacharyya Vertikalgradienten berechnet. Wenn man berücksichtigt, daß das Auflösungsvermögen des rechnerischen Verfahrens durch die Meßpunktdichte begrenzt wird, dann liefern beide Methoden gut übereinstimmende Ergebnisse; es kann somit im allgemeinen die Vertikalgradientenbestimmung rechnerisch erfolgen, die im Bereich kleinräumiger geologischer Strukturen durch gezielt angesetzte Messungen ergänzt werden müssen.

Die Verteilung der mit den gemessenen Vertikalgradienten berechneten Bouguer Anomalien ist in Abb.2 wiedergegeben. Diese Karte repräsentiert die Störwirkung von relativ oberflächennahen geologischen Körpern. Ein besonders markantes Beispiel hierfür ist der Schwererücken im Bereich des Stangalmmesozoikums, der in der standardmäßig berechneten Bouguer Karte (siehe Abb.1) nicht zu erkennen ist.

Derzeit werden dreidimensionale Modelle nach dem Talwani Verfahren entwickelt, um diese Schwerekarten zu interpretieren.

Literatur:

RUESS, D. & STEINHAUSER, P. 1979: Gravimetric Investigations in the East of the Tauern Window. EOS, Trans. Am.Geoph.Un., 60, 565.

13°20'

13°25'

KARTE 1

Bouguer - Anomalie [mgal]

Dichte 2,67 g/cm³
Platte eben
Reduktion 20km



47°00'

13°30'

14°05'
47°00'

45°45'

46°45'

KARTE 4
Bougueranomalie mit
aktuellen Vertikalgradienten
[mgal]

