

Teilprojekt 15/06:

EIN SAURER, MESOZOISCHER METAVULKANIT (EDWEINGNEIS) DER  
MITTLEREN HOHEN TAUERN (SEIDLWINKLTAL, SALZBURG)

B.HOLUB, R.MARSCHALLINGER & V.HÖCK

Salzburg

1. EINLEITUNG

In den mittleren Hohen Tauern konnten in letzter Zeit im Rahmen systematischer petrographischer und geochemischer Untersuchungen an mesozoischen, der Bündnerschieferformation zugehörigen Ultrabasiten und Metabasiten drei größere Züge (I - III) ausgeschieden und geochemisch charakterisiert werden (HÖCK 1980, HÖCK & MILLER 1980, HÖCK 1983).

Davon zeigen 2 Züge (I und II) typische Charakteristika ophiolithischer Abfolgen, in welchen die Metabasite in geradezu idealer Weise Ozeanbodenbasalten entsprechen (HÖCK 1983). Im allgemeinen wird die ophiolithische Eruptivabfolge (Prasinite) von Metasedimenten, nämlich Kalkglimmerschiefern überlagert, wobei an einigen Stellen etwa im Bereich Kitzsteinhorn-Stubachtal (Zug II) geringmächtige Quarzite (ehemalige cherts?) zwischen Prasiniten und Kalkglimmerschiefern liegen. Im Abschnitt des Seidlwinkltales hingegen liegt ein heller, saurer Gneis auf den Prasiniten des Zuges II, der in seinem Hangenden wiederum von Quarziten überlagert wird. Von G.FRASL (1952) wurde dieser Gneis erstmals kurz petrographisch beschrieben, nach der in seinem Verbreitungsgebiet gelegenen Edweinalm als "Edweingneis" bezeichnet und aufgrund der engen Verbindung mit den darunter liegenden Prasiniten durchaus zu Recht als nachtriadisch eingestuft.

Das Vorkommen der Gneise vom Typus Edweinalm dürfte in den mittleren Hohen Tauern vermutlich auf den Bereich des Seidlwinkltales beschränkt sein. Vergleichbare weitere Vorkommen konnten bislang trotz systematischer Suche nicht gefunden werden. Ob ein von HOLZER 1953 aus dem Gebiet des Mühlbachtals beschriebener Albitgneis tatsächlich dem Edweingneis entspricht, wie dies HOLZER in seiner Beschreibung vermutet, muß noch überprüft werden.

## 2 VERBREITUNG UND ABGRENZUNG DES EDWEINGNEISES

Der bis zu maximal 150 m mächtige Gneiszug ist an beiden Talflanken des Seidlwinkltales aufgeschlossen und erstreckt sich vom Bereich W der Königstulalm entlang der W-Flanke bis auf 1350 m, wo seine Fortsetzung durch Quartär verdeckt ist. Auf der nordschauenden Talseite läßt er sich von ca. 1500 m Seehöhe Richtung SSW bis ins Edweinkar verfolgen (Abb. 1).

Der gesamte Zug des Edweingneises besteht größtenteils aus sehr sauren, hellen Varianten und weist einen unregelmäßigen Lagenbau auf: bis zu mehrere m mächtige, hellgraue Lagen wechseln abrupt mit bis zu dm-breiten dunkelgrünen Lagen. Diese Form der Wechsellagerung kann bis in den cm-Bereich gehen, sodaß das Gestein auch im Handstück gebändert erscheint.

Bereits im Gelände hebt sich der Edweingneis durch seine Verwitterungsform deutlich von seinen Nachbargesteinen ab. Er zerfällt zu m-großen, scharfkantigen Blöcken und ist stark wandbildend (vgl. auch FRASL 1952).

Im allgemeinen liegt der Edweingneis unmittelbar auf den Prasiniten, lediglich an den topographisch tiefsten Stellen der beiden Talflanken (Abb. 1) liegen Schwarzphyllite unter den Gneisen. Daß die Grenze in diesem Bereich tektonisch sein könnte, zeigen zahlreiche geringmächtige Einschaltungen von Grüngesteinslinsen in Grenznähe. Über den Prasiniten ist die Grenze scharf und ohne Übergänge, der

unmittelbare Grenzbereich ist jedoch stark verfaltet und stellenweise finden sich im Prasinit in Grenznähe cm-breite, helle Schlieren, welche petrographisch starke Ähnlichkeiten zu den hellen Edweingneislagen aufweisen. Die Verbandsverhältnisse scheinen primär zu sein.

Das Hangende bilden Karbonatquarzite, deren Grenzbereich mit den Gneisen stark tektonisiert und im cm-Bereich verfaltet ist.

### 3. PETROGRAPHIE

Wie bereits erwähnt, ist der Edweingneiszug petrographisch nicht einheitlich aufgebaut, sondern durch Einschaltung basischer Lagen und Schlieren gekennzeichnet. Diese rufen eine z. T. markante Bänderung hervor, speziell dort, wo die Metabasite im cm-Bereich mit sauren Gneislagen wechseln. Dementsprechend müssen neben dem in sich recht homogenen Edweingneis noch basischere Gesteine, die i. a. quarzarm oder quarzfrei sind, petrographisch abgetrennt werden. Sie werden im folgenden als 'basische Lagen' bezeichnet, um sie von den Prasiniten, welche den Edweingneis unterlagern und einen Teil des Zugs II darstellen, abzutrennen.

#### A. Edweingneis

Es handelt sich um typische Gneise mit einer Farbvariation von hellgrau bis hellgrün, quarzreichere Typen werden auch weißgrau. Feinkörnige, massig und nur leicht geregelte Varianten wechseln mit deutlich geregelten, teils leicht schlierigen und flasrigen Typen. Auffallend ist die oft schon im Handstück erkennbare Erzführung und die Anreicherung von Chlorit und Epidot in undeutlichen gründlichen Schlieren. Speziell in den flasrigen Typen kommt es zur Anreicherung von Quarz und Epidot in gutgeregelten, länglichen Linsen.

Tabelle 1: Modalbestände ausgewählter Dünnschliffe aus den Edweingneisen

Probe	Q	Ab	Ep/Klz	Chl	Hgl	Karb	Bi	Amph	Gt	Ti	Ap	Erz
11	42	42	5	2	7	1	x	-	-	x	x	x
25	39	43	5	5	7	x	x	-	x	x	x	x
37	33	43	7	7	9	-	x	-	x	x	x	x
40	29	46	10	7	7	1	x	-	x	x	x	x
50	41	43	x	10	6	-	x	-	x	x	x	x
51	34	47	6	6	7	-	x	-	x	x	x	x
64	36	38	9	8	8	-	x	-	x	x	x	x
65	40	36	8	8	4	1	1	-	2	x	x	x
66	46	37	2	1	14	-	-	-	x	x	x	x
68	14	44	9	16	11	1	x	-	x	x	x	5
125	33	39	x	2	23	1	x	-	-	2	x	x

Angaben in Vol.%, je 2000 ausgezählte Punkte

x = akzessorisch vorhanden

Ein allgemeines Charakteristikum der Gneise ist das feinkörnige Pflaster aus Quarz und Albit, wobei beide zusammen mehr als 80 Vol.% erreichen können. Das Mengenverhältnis beider Minerale beträgt ungefähr 1 : 1, meist überwiegt jedoch Albit. In größeren Mengen können noch Muscovit, Epidot/Klinozoisit und Chlorit auftreten, die in Einzelfällen jeweils auch über 10 Vol.% erreichen können (Tab.1). Zonare Epidotminerale, Chlorit, Biotit und Muscovit sind, meist leicht nach s geregelt und Faltung im cm- Bereich nachzeichnend, in das Quarz- Albitpflaster eingelagert. Akzessorien wie Titanit, Apatit, Granat, Karbonate und Erzphasen (Ilmenit, Magnetit) sind wahllos verstreut. Albit (An 05) liegt in der typischen Ballenform vor und hat ein geregeltes Interngefüge aus Epidotmineralen, Titanit, Chlorit und Hellglimmer. Dieses Interngefüge

deutet noch das alte s an. Die postkinematische Rekristallisation hat dieses alte s außerhalb der Ballenalbite weitgehend verschleiert.

In den massigen Edweingneistypen sind die Minerale recht homogen verteilt und kaum geregelt, in den schlierigen Typen kommt es zur Anreicherung von Chlorit und Epidot in undeutlichen Streifen und in den flasrigen Varietäten sind Quarz bzw. Epidot in teils monomineralischen, bis mehrere mm großen Linsen angeichert.

#### B. Basische Lagen im Edweingneis

Im Handstück lassen sich massige von eher schiefrigen Typen unterscheiden, die Farbe ist meist ein schmutziges Dunkelgrün (hervorgerufen durch den hohen Chloritgehalt, siehe Tab.2). Schon im Handstück fällt die starke Erzführung auf.

Tabelle 2: Modalbestände einiger basischer Lagen

Probe	Q	Ab	Ep/Klz	Chl	Hgl	Karb	Bi	Amph	Gt	Ti	Ap	Erz
34	12	37	1	34	-	-	9	-	-	1	1	5
49	x	41	11	23	x	1	3	9	-	1	2	9
70	10	31	9	37	x	5	-	-	x	2	1	5

Angaben in Vol.%, je 2000 ausgezählte Punkte

x = akzessorisch vorhanden

In einer feinverfilzten, oft gutgeregelten Grundmasse aus Chlorit, Epidot, untergeordnet Quarz und Amphibol (Tremolit- Aktinolit) liegen Ballenalbite, Erze und seltener Biotite.

Albit und Chlorit machen zusammen etwa 70 Vol.% aus, das Mengenverhältnis ist etwa 1 : 1. In größeren Mengen vorhanden sind noch Quarz und Epidotminerale bzw. Erz; Amphibol und Biotit sind in manchen Proben bis zu 9 Vol.% an-

gereichert, fehlen in anderen jedoch völlig (Tab.2).

Das Interngefüge der Albite (An 05), das aus Epidotmineralen, Titanit und Erzphasen besteht, ist stark geregelt und unverlegt gegenüber dem Externgefüge. Quarz zeigt keine undulöse Auslöschung, die Phyllosilikate wachsen oft quer über das s; so ergibt sich das Bild einer postkinematischen Hauptkristallisation. Die Epidotminerale sind wie im Edweingneis zonar gebaut, bei den Erzphasen handelt es sich um Magnetit. Akzessorien wie Apatit, Titanit, Turmalin, Granat und Karbonate sind wahllos verstreut.

#### C Prasinite

Die dunkelgrünen Gesteine sind feinkörnig und massig, in manchen Partien kann man schon im Handstück herausgewitterte Pseudomorphosen nach Lawsonit erkennen. Abgesehen von cm-breiten diffusen Schlieren, welche durch Anreicherung von Epidot und manchmal auch Karbonat zustandekommen, sind die Prasinite recht einheitliche und homogene Gesteine.

Tabelle 3: Modalbestände von Prasiniten

Probe	Q	Ab	Ep/Klz	Chl	Hgl	Karb	Bi	Amph	Gt	Ti	Ap	Erz
10	x	30	19	14	-	-	-	28	-	9	-	x
H 75	x	29	20	13	-	-	-	30	-	9	-	-

Angaben in Vol.%, je 2000 ausgezählte Punkte

x = akzessorisch vorhanden.

In einer feinfilzigen, teils bis in den mm-Bereich verfalteten Grundmasse aus Amphibol, Chlorit, zornar gebau-tem Epidot/Klinozoisit und Titanit liegen Ballenalbite (An 05). Aus der feinkörnigen Grundmasse heben sich die

teils leicht gelängten Lawsonitpseudomorphosen gut ab, welche als gut erhaltene Rhomboeder vorliegen und mit Epidotmineralen, Karbonat und Chlorit gefüllt sind (FRY 1973, HÖCK 1980). Die in Tab. 3 angeführten Modalbestände fallen in die typische Variationsbreite anderer Prasinite der Züge I und II, lediglich der Gehalt an Titanit ist signifikant höher. Albit und Amphibol liegen zu gleichen Teilen vor und bauen das Gestein zu 60 Vol.% auf. Weitere Hauptgemengteile sind Epidot und Chlorit, ebenso Titanit. Albit hat ein deutlich geregeltes Interngefüge von Epidot, Amphibol und Titanit. Auch das Prasinitgefüge deutet auf postkinematische Hauptkristallisation

#### 4. CHEMISMUS DES EDWEINGNEISZUGES UND DER UNTERLAGERNDEN PRASINITE

Chemische Analysen des Edweingneises, seiner basischen Einlagerungen und der unterlagernden Prasinite sind in Tab. 4 zusammengestellt.

Der Edweingneis zeigt hohe  $\text{SiO}_2$ -Gehalte von 69 - 79 Gew.%;  $\text{MgO}$  (0,4 - 1,2%) und  $\text{CaO}$  (0,7-2,7%) sind niedrig. Die  $\text{Na}_2\text{O}$ -Konzentrationen von 4 -6% sind gegenüber dem  $\text{K}_2\text{O}$  (0,2 - 1,1%) hoch, woraus sich  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  - Verhältnisse größer 3,5 ergeben. Die Gehalte an Spurenelementen mit meist 3-4 ppm Nb, 94-297 ppm Zr und 22-33 ppm Y sind mit den Prasiniten des Zuges II vergleichbar. Rb (7 - 29 ppm) und Sr (135 - 247 ppm) liegen deutlich höher. Insgesamt weist der Edweingneis eine recht einheitliche Zusammensetzung auf und entspricht in seinen Hauptelementen Na - Rhyolithen.

Die basischen Lagen im Edweingneis zeigen mit  $\text{SiO}_2$ -Gehalten von 42 - 56% eine große Variationsbreite. Der  $\text{TiO}_2$ -Gehalt mit bis über 3% und der  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ -Gehalt mit bis zu 23% schwanken in recht weiten Grenzen und sind z.T. deutlich Fe- und Ti-reicher als die unterlagernden Prasinite, welche in ihren Chemismen unmittelbar mit den Analysen der

Tab. 4

CHEMISCHE ANALYSEN EDWEINGNEISE

PROBENNR.	8	11	25	37	40	51	58	64	65	125
Gew. %										
SiO <sub>2</sub>	73,86	78,90	78,53	75,18	68,75	73,14	72,86	72,86	74,41	74,89
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,09	0,14	0,49	0,36	0,20	0,18	0,17	0,23	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,81	12,00	11,61	12,87	14,12	13,19	12,84	13,36	12,08	13,37
FeO <sub>tot</sub>	3,37	0,99	1,73	3,05	3,97	3,22	4,73	2,97	3,05	1,22
MnO	0,07	0,03	--	0,12	0,04	0,08	0,15	0,07	0,08	0,01
MgO	0,81	0,46	0,46	0,59	1,23	0,57	0,93	0,74	1,23	0,48
CaO	1,88	1,16	0,69	1,61	2,65	1,64	1,33	1,48	2,10	0,93
Na <sub>2</sub> O	4,20	4,55	4,53	3,98	5,00	5,04	4,13	4,91	3,98	5,95
K <sub>2</sub> O	1,12	0,22	0,73	1,10	0,89	0,90	1,13	1,09	0,84	1,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,01	0,01	0,06	0,07	0,06	0,07	0,04	0,07	0,08
H <sub>2</sub> O	0,60	0,57	0,88	0,90	1,35	0,88	1,03	1,00	1,02	0,58
CO <sub>2</sub>	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Summe	99,09	98,98	99,31	99,96	98,44	98,92	99,38	98,69	99,09	98,89
Nb	---	4	---	3	---	4	4	4	3	14
Zr	---	122	---	125	---	121	113	118	94	297
Y	---	22	---	22	---	23	30	25	28	33
Sr	---	135	---	172	---	160	247	155	228	164
Rb	---	0	---	20	---	13	29	18	7	12

n.b. = nicht bestimmt; Proben 8,25,40 wurden auf Spurenelemente nicht untersucht. Angaben bei Spurenelementen in ppm.



## CHEMISCHE ANALYSEN B A S I S C H E L A G E N U N D P R A S I N I T E

PROBENNR.	bas. Lagen					Prasinite				
	34	35	39	49	70	6	10	75	76	77
Gew. %										
SiO <sub>2</sub>	56,13	55,42	52,32	42,57	48,80	49,12	49,17	49,55	49,21	49,15
TiO <sub>2</sub>	3,05	2,39	0,14	2,29	2,09	1,14	1,58	1,71	1,26	1,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,96	16,64	10,92	15,73	13,95	17,72	15,49	15,04	15,74	16,05
FeO <sub>tot</sub>	11,67	11,98	22,37	18,98	12,89	7,41	9,02	8,49	8,32	8,65
MnO	0,23	0,26	0,34	0,18	0,34	0,17	0,18	0,18	0,15	0,14
MgO	5,89	3,93	3,14	7,47	6,47	7,43	7,43	7,56	7,00	7,54
CaO	1,06	0,85	4,47	4,32	5,98	10,37	10,91	10,30	11,97	11,06
Na <sub>2</sub> O	3,75	2,78	2,05	3,11	4,06	3,46	3,13	3,47	2,31	3,28
K <sub>2</sub> O	0,24	1,91	0,28	0,49	--	0,04	0,06	0,07	0,20	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,52	0,61	0,03	0,55	0,44	0,08	0,25	0,23	0,17	0,16
H <sub>2</sub> O	4,84	3,59	2,42	4,00	4,24	1,90	2,06	2,25	2,34	1,67
CO <sub>2</sub>	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Summe	102,35	100,36	98,49	99,70	99,27	98,85	99,29	98,84	98,67	99,13
Nb	20	16	5	25	53	---	4	4	---	---
Zr	239	238	39	318	193	---	125	133	---	---
Y	38	39	32	63	22	---	33	36	---	---
Sr	75	59	43	279	222	---	161	158	---	---
Rb	4	63	9	24	0	---	0	0	---	---

n.b. = nicht bestimmt; Proben 6,76,77 wurden auf Spurenelemente nicht untersucht. Angaben bei Spurenelementen in ppm.

Züge I und II vergleichbar sind, wobei es sich um ehemalige tholeiitische Basalte handelt (HÖCK 1983).

Die beiden Variationsdiagramme (Abb. 2 - Harker-Diagramm; Abb.3-MgO-Variationsdiagramm) zeigen den engen Variationsbereich des Edweingneises und die weite Streuung der basischen Lagen. Deutlich ersichtlich ist auch, daß die basischen Lagen nicht den unterlagernden Prasiniten des Zuges II gleichzusetzen sind (Unterschiede in  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ , MgO, CaO,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$ ), auch die Spurenelemente Nb, Zr, Rb machen eine unterschiedliche Entwicklung wahrscheinlich.

## 5. DISKUSSION

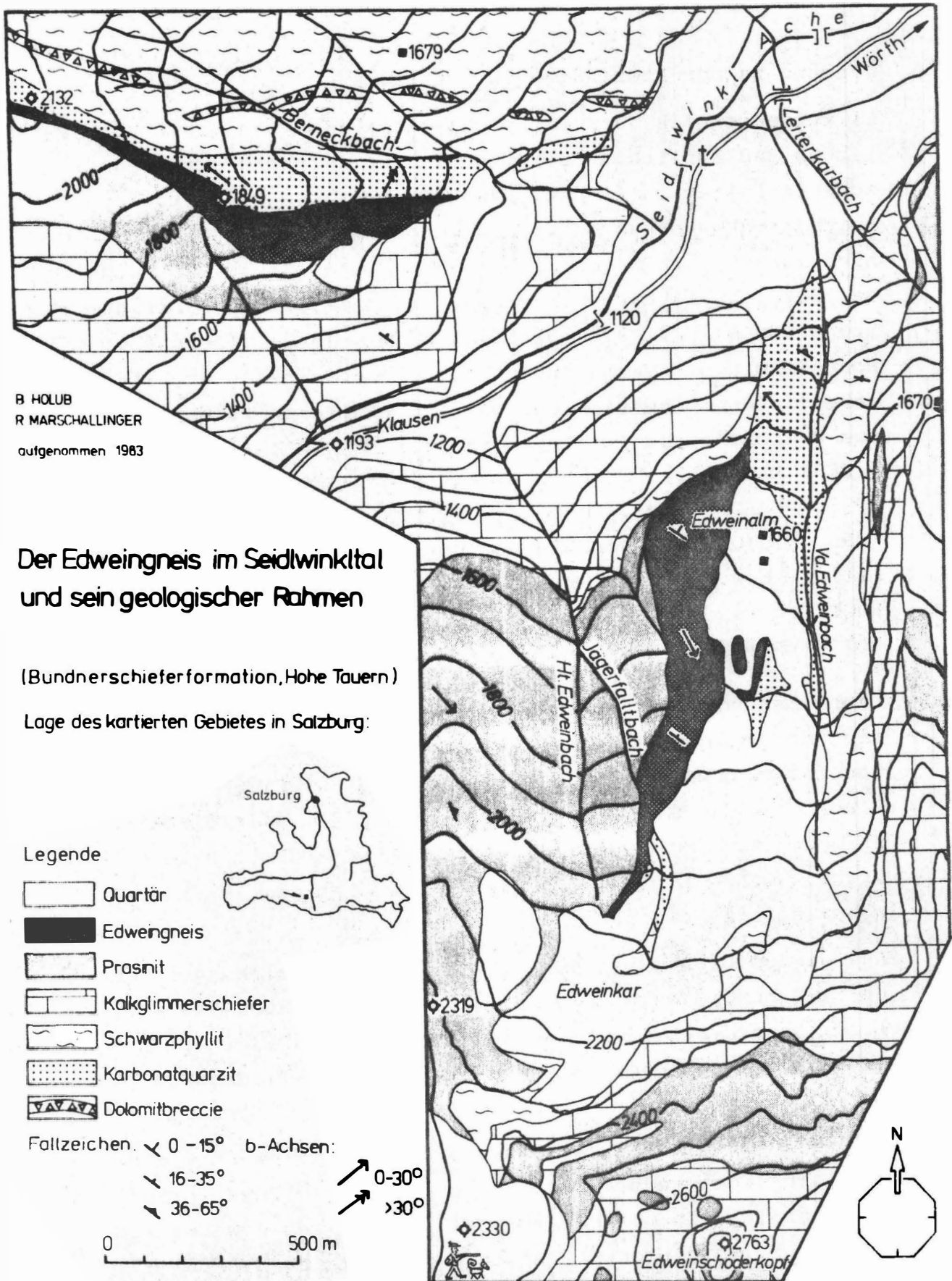
Sowohl die Verbandsverhältnisse, die Bänderung von hellen, sauren und dunklen, basischen Gesteinen, als auch ihr Chemismus legen die Annahme einer magmatischen Natur der Gneise nahe, auch wenn primäre magmatische Relikte im Dünnschliff nicht gefunden werden konnten. Zur Unterscheidung zwischen Ortho- bzw. Paranatur des Edweingneises wurden Zirkone untersucht. Dabei zeigte sich, daß sowohl die Kristallformen als auch die parallel zu den Prismenflächen angeordneten stäbchenförmigen Apatiteinschlüsse eine primäre magmatische Genese widerspiegeln (FRASL 1963).

Die Kristallkanten sind völlig ungerundet, was größere Umlagerungen unwahrscheinlich erscheinen läßt (GRIMM 1973).

Die Wechsellagerung saurer und basischer Gesteinstypen, die sogar im feinrhythmischen Bereich erhaltenen scharfen Grenzen zwischen den einzelnen Lagen, das Fehlen kontinuierlicher Übergänge und größerer Gesteinskomponenten läßt sich zwanglos mit zyklischen Eruptionen von sauren und basischen Tuffen erklären.

Die Verbindung des Edweingneises mit den Prasiniten des Zuges II, deren Ozeanbodencharakter inzwischen ausreichend dokumentiert werden konnte, legt nahe, eine genetische Ver-

Abb. 1



bindung zu den Prasiniten zu suchen.

Es wurde deshalb versucht, Vergleichsbeispiele von Rhyolithen und ähnlichen Gesteinen im Zusammenhang mit ozeanischen Abfolgen zu finden. Saure Eruptiva im Ozeaninselbereich sind gekennzeichnet durch hohe Gehalte an  $K_2O$  und ein niedriges  $Na_2O/K_2O$ -Verhältnis. Aus diesem Grund läßt sich der Edweingneis nicht in einen kontinuierlichen Ozeaninseltrend (SCHMINCKE 1973, ROBINSON et al. 1982) einordnen. Hohe  $Na_2O/K_2O$  - Verhältnisse sind jedoch in sauren Differentiaten im Bereich der mittelozeanischen Rücken durchaus üblich, z. B. in Plagiograniten (COLEMAN 1977, COLEMAN & PETERMAN 1975, POGNANTE et al. 1982, BECCALUVA et al. 1977, PEARCE et al. im Druck, EVARTS 1977, DIXON & RUTHERFORD 1979). Gänge von Plagiograniten reichen bis in die Pillow- bzw. Sedimentabfolge von Ophiolithen (EVARTS 1977, ROCCI et al. 1976), sodaß möglicherweise mit Ergußäquivalenten plagiogranitischer Magmen gerechnet werden kann.

Sieht man von  $K_2O$ , das im Edweingneis mit ca. 1 Gew.% deutlich höher liegt als in Plagiograniten, ab, fallen sämtliche Hauptelementanalysen in den von COLEMAN & PETERMAN für Plagiogranite abgegrenzten Bereich Abb.3), allerdings liegt Zr und z.T. auch Y in Plagiograniten (PEARCE et al. im Druck, POGNANTE et al. 1982, BECCALUVA et al. 1977) meist höher als im Edweingneis.

Aus diesem Grunde ist es eine genetische Beziehung zu den Fe-Ti-Gabbros, welche im Zug II vorkommen (HÖCK 1983), fraglich, anders als in den Westalpen wo POGNANTE et al. Zusammenhänge zwischen Plagiograniten und Fe-Ti-Gabbros beschreiben.

ALABASTER et al. 1982 erwähnen aus Ophiolithen von Oman Na-Rhyolithe, welche dem "rifting event" zugeordnet werden und eine ähnliche Hauptelementverteilung wie der Edweingneis aufweisen. Vergleichbare Gesteine beschreibt EVARTS 1977

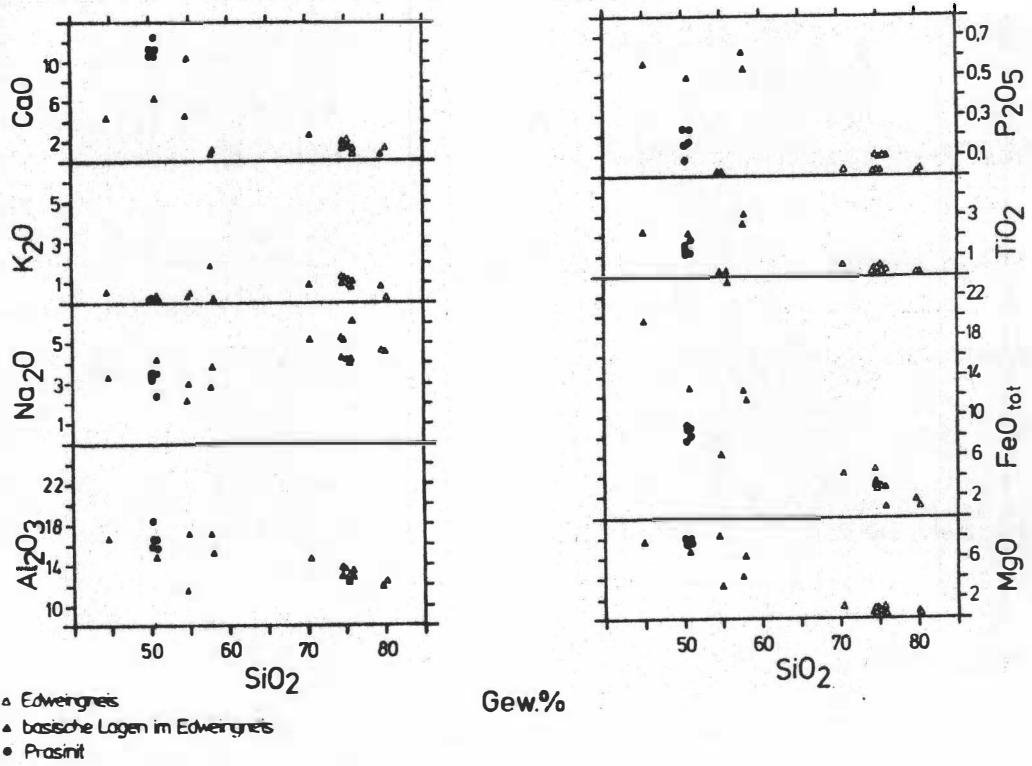
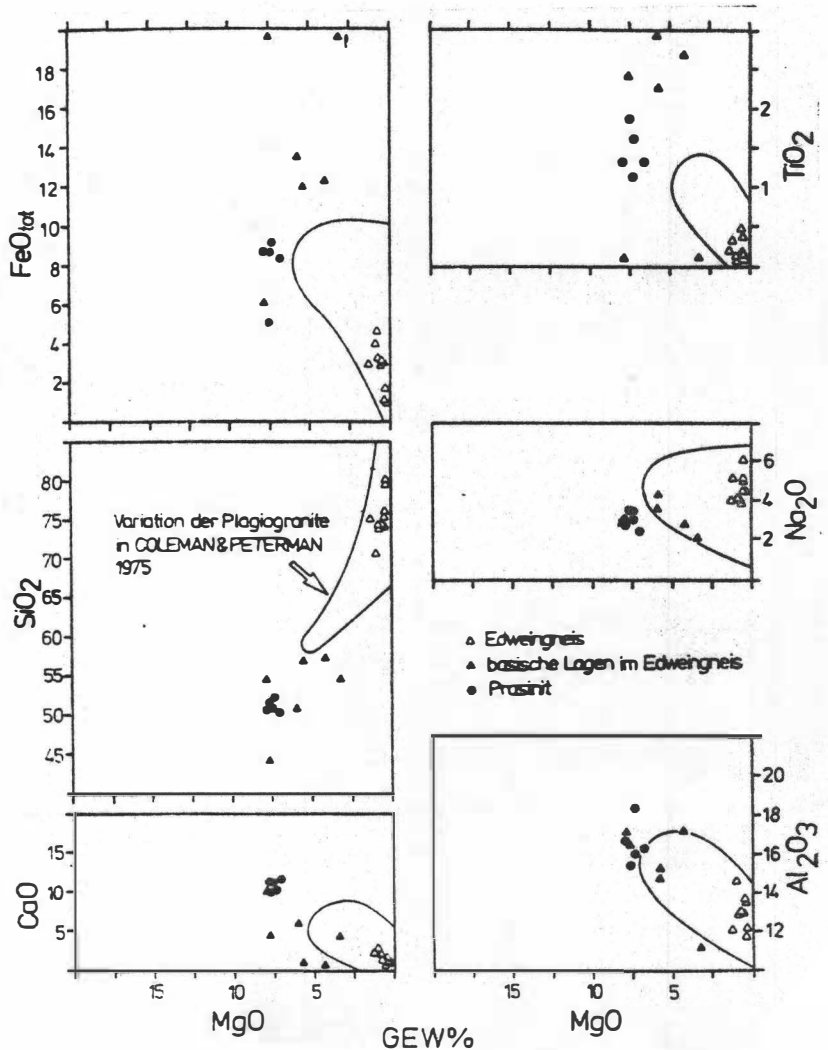


Abb. 2: Si<sub>2</sub>-Variationsdiagramm H<sub>2</sub>O- und CO<sub>2</sub>- frei normiert auf 100%

Abb. 3: MgO- Variationsdiagramm, H<sub>2</sub>O- und CO<sub>2</sub>- frei normiert auf 100%



aus dem kalifornischen Del Puerto Ophiolith, deren Zr - und Y - Konzentrationen in der Variationsbreite des Edweingneises liegen. Allerdings wird in beiden Fällen die Ophiolithbildung bzw. das "rifting" in Verbindung mit Subduktionszonen gesehen.

Mit dem Edweingneis vergleichbare Hauptanalysen von rhyodacitischen Gläsern aus dem Galapagos - Spreading Bereich führen DIXON & RUTHERFORD 1979 an. In diesem Falle ist keine Verbindung zu einer Subduktionszone erkennbar.

Wenn auch die feldgeologischen Verhältnisse und die bisherigen geochemischen Daten eine enge Verbindung mit einem ozeanischen Bildungsbereich nahelegen, kann zur Zeit noch kein in sich konsistentes Bild einer petrogenetischen und geochemischen Entwicklung des Edweingneises und seiner basischen Einlagerungen entworfen werden.

#### Literatur:

- ALABASTER, T., PEARCHE, J.A., MALPAS, J. (1982): The Volcanic Stratigraphy and Petrogenesis of the Oman Ophiolite Complex. - Contrib.Mineral.Petrol. 81, 168-183.
- BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M., VENTURELLI, G. (1977): The trace elements of Corsian ophiolites. - Contrib.Mineral.Petrol. 64, 11-31.
- COLEMAN, R.G. (1977): Ophiolites. - Springer, Berlin, 229p.
- COLEMAN, R.G. & PETERMAN, Z.E. (1975): Oceanic Plagiogranite. - JGR 80, 8, 1099-1108.
- DIXON, S. & RUTHERFORD, M.J. (1979): Plagiogranites as late-stage immiscible liquids in Ophiolite and Mid-Ocean ridge suites: an experimental study. - Earth Planet.Sci.Lett. 45, 45-60

- EVARTS, R.C. (1977): The Geology and Petrology of the Del Puerto Ophiolite, Diablo Range, Central California Coast Ranges. - in: State of Oregon, Department of Geology and Mineral Industries, Bull, 95: North American Ophiolites (Coleman & Irwin, eds.).
- FRASL, G. (1952): Aufnahmen auf Blatt Rauris (154). - Verh. Geol. B. A, 1952, 16-20.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. - Jb. Geol. B.-A. Wien, 101, 323-472.
- FRASL, G. (1963): Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen. - Jb. Geol. B.-A. Wien, 106, 405-428.
- FRY, N. (1973): Lawsonite pseudomorphosed in Tauern greenschist. - Min. Mag. 39, 121-122
- GRIMM, W.D. (1973): Stepwise heavy mineral weathering in the residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse (Germany). - Contrib. Sed. 1, 103-125.
- HÖCK, V. (1974): Lawsonitpseudomorphosen in den Knotenschiefern der Glocknergruppe (Salzburg - Kärnten, Österreich). - Karintin F. 71, 110-119.
- HÖCK, V. (198/): Ophiolites in the middle part of the Hohe Tauern, Austria - Ophioliti 5, 57-64.
- HÖCK, V. (1983): Mesozoic ophiolites and non-ophiolitic metabasites in the central part of the Tauern window (Eastern Alps, Austria). - Ophioliti 8 (1), 103-126.
- HÖCK, V. & MILLER, Ch. (1980): Chemistry of mesozoic metabasites in the middle and eastern part of the Hohe Tauern. - Mitt. Österr. Geol. Ges. 71-72, 81-88.
- HOLZER, H. (1953): Aufnahmen 1952 auf Blatt Großglockner (153). - Verh. Geol. B.-A. Wien 1953, 35-37

- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (i.Druck):  
Trace Element Discrimination for the Tectonic  
Interpretation of Granitic Rocks.
- POGNANTE, U., LOMBARDO, B. & VENTURELLI, G. (1982): Petrology  
and Geochemistry of Fe-Ti-Gabbros and Plagio-  
granites from the Western Alps. Ophiolites.-  
SMPM 62/3, 457-472.
- ROBINSON, P.T., MEHEGAN, J., GIBSON, I.L., & SCHMINCKE, H.-U.  
(1982): Lithology and Structure for the Vol-  
canic Sequence in Eastern Iceland. - JGR 87,  
B8, 6429-6436.
- ROCCI, G., OHNENSTETTER, D. & OHNENSTETTER, M. (1976): Le log  
ophiolitique Corse. - Bull.Soc.geol.France  
1976(7), t. XVIII, n 5, 1229-1230.
- SCHMINCKE, H.-U. (1973): Magmatic Evolution and Tectonic  
Regime in the Canary, Madeira, and Azores  
Island Groups.-Geol. Soc. Am. Bull. 84, 633-  
648.
- SCHMINCKE, H.-U., VIERECK, L.G., GRIFFIN, B.J. & PRITCHARD,  
R.G. (1982): Volcaniclastic Rocks of the  
Reydarfjörður Drill Hole, Eastern Iceland -  
1.Primary Features. - JGR 87, B8, 6437-6458.

JGR = Journal of Geophysical Research

SMPM = Schweizerische Mineralogische Petrographische Mit-  
teilungen