

Graz - Innsbruck - Leoben - Salzburg - Wien

Geologischer Tiefbau der Ostalpen

(Hochschulschwerpunkt N25)

Heft 7

Jahresbericht 1977

II. Teil

Wien 1979

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

Publikation Nr. 240

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

Druck und Verlag: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien

INHALT

LEIMSER, W., PURTSCHELLER, F.: Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadiner Fensters.	3 - 6
HOINKES, G., PURTSCHELLER, F.: Zur Metamorphose des Schneebergerzuges.	11 - 16
FRANK, W., ALBER, J., SATIR, M., THÖNI, M.: Jahresbericht 1977. Geochronologisches Labor.	17 - 32
MAURITSCH, A., HEINZ, H., RATHORE, J.S.: Bericht 1977 über die im Rahmen des Schwerpunktprojektes N 25 durchgeführten Arbeiten.	33 - 36
WEBER, F., METZ, K., SCHMID, Ch., SCHMÖLLER, R., STROBL, E., WALACH, G.: Jahresbericht 1977 über die geophysikalischen Messungen in den Niederen Tauern, Eisenerzer- und Ennstaler Alpen.	37 - 50
SEIBERL, W.: Jahresbericht 1977 über magnetische Messungen.	51
RIEHL - HERWIRSCH, G., KERN, A., PINZ, F.: Geologische Arbeiten im Rahmen des Projektes N 25 zur Frage der N - S Alpen-Genese zwischen Eisenkappel und Villach im Jahre 1977.	53 - 54
ARIC, K., DUMA, G., GUTDEUTSCH, R.: Jahresbericht 1977 über seismologische Beobachtungen.	55 - 56
STEINHAUSER, P., RUESS, D., MEURERS, B.: Gravimetrische Untersuchungen zum Tiefbau der Ostalpen im Jahre 1977.	57 - 60

LEIMSER, W., PURTSCHELLER, F. (Innsbruck)

Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadiner Fensters

I) EINLEITUNG

Die Gesteine des Unterengadiner Fensters umfassen die tektonischen Stockwerke des Penninikums und des Unterostalpins. Es sind karbonatisch bis sandige und pelitische Sedimente der penninischen Bündnerschiefer und der unterostalpinen Tasna-Decke (bzw. Prutzer Serie; CADISCH 1932, 1948; MEDWENITSCH 1962). In den penninischen Sedimenten liegen zahlreiche konkordante Körper basischer Effusiva von 1 m bis einige 10er m Mächtigkeit.

In den bisherigen Arbeiten (BEARTH, 1967; ERNST 1973; OBERHÄNSLI & DIETRICH 1975 u.a.) wurde die Metamorphose der Bündnerschiefer als sehr schwach bezeichnet und etwa im Bereich der beginnenden Grünschieferfazies angenommen. Im Zuge der Dissertation von W. LEIMSER konnten einige neue Minerale nachgewiesen werden.

Im folgenden sollen die wichtigsten Ergebnisse einer petrographischen Untersuchung an diesen Metabasiten mitgeteilt werden:

II) GESTEINSCHEMISMEN:

Die Vulkanite zeigen sehr verschiedene Zusammensetzungen (Tab. 1 - 3). Auffallend ist besonders die Variabilität im CaO-Gehalt von 1 - 40 %, was auf eine wechselnde Beteiligung von Sediment, das heißt auf Übergänge zu tuffitischen Metadiabasen, zurückzuführen ist. Eine nähere Diskussion der Gesteinschemismen erscheint daher wenig aussichtsreich, zumal zusätzlich mit diagenetischen und metamorphen Stoffwanderungen zu rechnen sein wird. In diesem Sinne ist die Einordnung in die Alkalibasalte nach KUNO (Abb. 1) lediglich als grobe Abschätzung anzusehen:

Tabelle 1 - 3

Gesteinsanalysen: Metabasite aus dem Unterengadiner Fenster/Pennin.

	283	114	509	514	328	140	540	548	522
	Chl-Ab-Schiefer	Kk-sil-fels	Metahyalo-klastit	Hyaloklastit s. str.?	Chl-Ab-Schiefer	Metahyalo-klastit	Metahyalo-klastit	Metadiabas	Chl-Alb-Schiefer
SiO ₂	51.8	30.2	46.1	44.5	51.2	43.4	47.6	47.6	57.8
TiO ₂	1.65	.31	1.76	1.59	1.59	1.45	1.25	.02	2.72
Al ₂ O ₃	18.4	14.9	18.6	14.5	16.2	18.4	18.2	20.8	16.23
^x FeO	10.66	1.94	.34	1.3	6.89	8.06	8.5	1.77	3.04
MnO	.05	.24	.28	.23	.14	.2	.19	.06	.14
MgO	4.77	.72	2.2	5.42	6.47	6.4	7.53	1.24	4.06
CaO	4.17	29.7	18.1	13.6	6.36	10.8	10.8	16.34	5.31
K ₂ O	.07	.14	.25	16	.06	1.03	.06	1.76	.08
Na ₂ O	6.67	.91	3.3	4.72	6.0	2.96	3.24	3.45	5.41
P ₂ O ₅	.21	.03	.	1	.21	.14	.1	.04	.07
Glühverlust	2.75	21.24	10.03	12.51	7.18	4.45	4.65	9.11	5.06
TOTAL	101.2	100.33	100.47	98.8	102.3	97.29	102.12	102.19	100.02

	549	290	256	381	369	233	239	243	501
	Metadiabas	Metadiabas	Metapillow	Metahyalo-klastit	Metadiabas	Metadiabas	Metadiabas	Metatuffit	Metahyalo-klastit
SiO ₂	41.0	42.1	52.1	45.9	47.3	43.4	50.9	31.7	53.5
TiO ₂	.07	1.06	1.47	.77	1.6	2.38	1.05	.02	1.48
Al ₂ O ₃	18.56	17.85	11.45	19.0	18.4	17.0	15.45	9.6	17.3
^x FeO	1.92	6.78	7.73	5.93	9.4	11.4	7.6	4.36	1.3
MnO	.04	.1	.17	.09	.13	.22	.19	.05	.27
MgO	.64	2.71	4.43	3.9	4.56	8.27	4.1	.59	7.9
CaO	20.7	21.8	12.4	12.1	9.65	12.85	12.2	32.9	7.13
K ₂ O	.61	.33	.07	1.24	.11	.06	.2	.68	.19
Na ₂ O	4.08	.26	3.75	4.4	4.52	1.65	2.74	.89	4.32
P ₂ O ₅	.99	.15	.2	.07	25	.24	.13	.04	.06
Glühverlust	11.02	7.44	6.91	8.32	4.95	3.04	6.83	20.32	6.12
TOTAL	99.63	100.58	100.68	101.72	100.87	100.51	101.39	101.15	99.57

	474	483	406	407	44	47	52	161	494
	Metatuffit	Metatuffit	variolit. Metadiabas	variolit. Metadiabas	Metadiabas	Metahyalo-klastit s.l.	Metadiabas	Metadiabas	Metatuffit
SiO ₂	26.5	47.1	45.1	38.4	49.8	44.5	46.5	46.55	30.3
TiO ₂	.46	.38	2.98	1.73	1.53	1.36	1.06	.87	.64
Al ₂ O ₃	6.53	11.48	18.3	14.2	16.6	16.3	19.3	15.4	7.44
^x FeO	6.4	6.69	16.9	7.24	9.03	8.11	6.52	6.24	3.95
MnO	.12	.1	.06	.24	.19	.22	.11	.14	.16
MgO	2.33	.98	5.3	3.81	7.63	6.18	7.51	4.75	1.92
CaO	34.8	21.88	1.27	18.2	7.88	11.99	10.2	13.7	32.4
K ₂ O	.08	.24	1.3	.75	.18	.11	1.84	.08	.12
Na ₂ O	.47	.71	5.75	5.2	4.45	4.06	3.59	4.93	.98
P ₂ O ₅	.08	.03	.71	.8	.18	.14	.09	.13	.09
Glühverlust	22.29	9.63	3.35	7.72	3.65	7.83	4.9	6.93	22.46
TOTAL	100.06	99.22	101.02	98.29	101.12	100.8	101.62	99.72	100.46

^xFeO: Gesamtisen als FeO

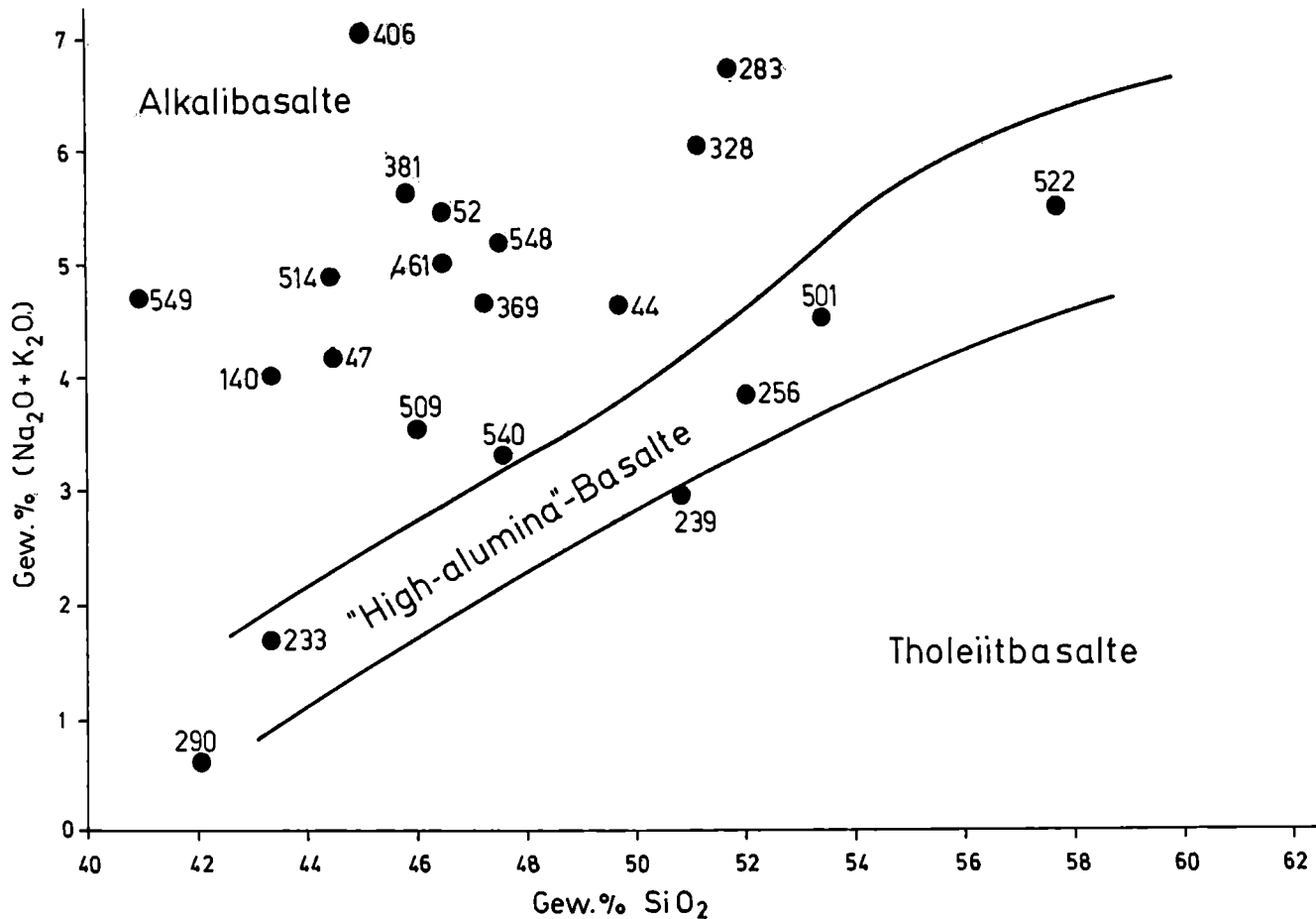


Abb:1 Basalteinordnung nach KUNO (1960,1966)

III) MINERALCHEMISMEN:

Die Metabasite zeigen sehr unterschiedliche Mineralvergesellschaftungen, die von fast monomineralischen Paragenesen bis zu solchen mit acht Phasen reichen. Darin sind Quarz, Karbonat, Chlorit und Plagioklas (als Albit) Durchläufer, Muskowit, Epidot, Pumpellyit und Hornblende kommen häufig vor, während Stilpnomelan, Lawsonit und Alkali-Hornblende nur in einzelnen Proben aufscheinen.

Mit Hilfe einer Mikrosonde ⁺ wurden von sämtlichen Phasen chemische Analysen durchgeführt. Tabellen 4 und 5 zeigen eine Auswahl aus diesen Analysen.

⁺Sämtliche Analysen wurden an der Mikrosonde des Typs ARL SEMQ des Instituts für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck gemacht.

Pumpellyit: ist ein häufiges und wichtiges Mineral der Metabasite des Unterengadiner Fensters. Er bildet dunkle, dichte Massen, olivgrüne faserig-stengelige Aggregate oder grasgrün pleochroitische, körnige Aggregate. Sein Nachweis erfolgte optisch und röntgenographisch. Die Sondenanalysen lassen keine Aussagen über die Substitutionen (Al, Mg) (Fe^{+2} , Fe^{+3}) zu.

Lawsonit: wurde an drei räumlich getrennten Lokalitäten festgestellt. Im nördlichsten Vorkommen (Fensterrand bei Fiß) erscheint der Lawsonit mit Calcit gesteinsbildend in kleinen idiomorphen Körnern. Sein Auftreten am SE-Rand des Fensters ist charakterisiert durch Häufung in kleinen Gängen und einzelne Körner in der feinkörnigen Grundmasse. Im dritten Vorkommen scheint er bereits instabil zu werden. Seine Identifizierung erfolgte wie beim Pumpellyit. Lawsonit kommt zusammen mit Calcit, Quarz \pm Albit, Epidot/Klinozoisit, Chlorit, Muskowit und Pumpellyit vor.

Stilpnomelan: ist ein seltenes Mineral in den Gesteinen des UEF, und wurde nur in Metatuffiten und in einem Albit-Chlorit-Schiefer gefunden. Es handelt sich durchwegs um braune bis rotbraune Individuen in typisch büscheliger Ausbildung. Seine Paragenesen sind Chlorit und Karbonat, \pm Albit, Epidot und Hornblende.

Alkali-Amphibole (Glaukophanreihe): wurden nur in einem Diabasvorkommen gefunden. Es sind sehr kleine, scharf begrenzte, einschlußfreie und stark pleochroitische Körner. Begleitminerale sind Calcit und Quarz, daneben Stilpnomelan, Chlorit, Epidot und Aktinolit, jedoch kein Albit.

Tabelle 4

LAWSONITE:					PUMPELLYITE:			
Probennummer	509	548	549	381	44	290	509	549
Analysennummer	5201	5564	5660	5500	2537	2564	5192	5658
SiO ₂	38.1	38.4	40.9	39.5	37.6	36.4	35.7	36.1
TiO ₂	.04	.01	.04	.35	.01	.03	.06	.07
Al ₂ O ₃	30.9	30.6	30.6	29.0	23.8	22.4	24.3	24.3
Cr ₂ O ₃	--	--	--	--	--	.01	.04	.02
+FeO	.69	.62	.43	2.31	6.2	5.5	4.3	5.8
MnO	--	.01	--	.07	.25	.16	.52	.06
MgO	.09	.02	.08	.17	2.56	2.24	3.1	1.76
CaO	17.9	17.7	16.9	17.8	22.4	22.8	22.3	23.1
K ₂ O	.02	.02	--	.03	.01	.02	.14	.02
Na ₂ O	--	--	--	.02	.04	.07	.05	.08
TOTAL	87.74	87.38	58.95	89.25	92.87	89.63	90.51	91.31

Atomare Verhältnisse auf der Basis von 8 O

Si	2.021	2.041	2.117	2.076	6.118	6.147	5.941	5.989
Al	1.932	1.918	1.867	1.797	4.566	4.460	4.768	4.753
Ti	.001	--	.002	.014	.001	.004	.007	.008
Cr	--	--	--	--	--	.002	.006	.003
+Fe	.031	.023	.019	.102	.844	.777	.599	.805
Mn	--	--	--	.003	.035	.023	.074	.008
Mg	.007	.002	.006	.013	.621	.564	.769	.435
Ca	1.017	1.008	.937	1.003	3.906	4.127	3.977	4.107
K	.001	.001	--	.002	.002	.005	.030	.004
Na	--	--	--	.002	--	.023	.016	.026
TOTAL	5.010	4.999	4.948	5.012	16.093	16.132	16.187	16.138

+ Gesamteisen als FeO bzw. Fe₂O₃

Tabelle 5

GLAUKOPHANE:					STILPNOMELANE:		
243	243	243	243	243	243	474	228
5619	5631	5632	5633	5634	5649	5303	5341
54.60	54.60	54.90	54.90	53.60	47.7	41.9	49.3
0.02	--	0.01	0.02	0.01	--	.01	0.01
7.70	5.70	6.00	5.00	6.70	6.2	5.7	5.6
--	--	0.02	--	--	--	.02	--
20.60	24.50	23.30	25.40	24.00	27.5	29.2	23.9
0.14	0.07	0.07	0.05	0.14	0.78	.15	0.83
6.40	4.90	6.20	5.40	4.80	7.5	5.9	9.8
0.59	0.73	0.80	0.85	0.42	1.38	.55	0.42
0.01	0.02	0.03	0.02	0.04	1.04	3.2	0.15
6.70	6.60	6.60	6.60	6.90	0.46	.06	0.02
96.76	97.12	97.93	98.24	96.61	92.56	86.69	90.03

auf der Basis von 6 O

2.088	2.122	2.104	2.120	2.094	8.000	8.000	8.000
.001	--	--	.001	--	1.226	1.284	1.071
.347	.261	.271	.228	.309	--	.002	.002
--	--	.001	--	--	--	.002	--
.659	.797	.747	.820	.784	3.857	4.663	3.244
.005	.002	.002	.002	.005	.112	.025	.115
.365	.284	.354	.311	.279	1.875	1.678	2.369
.024	.030	.033	.035	.018	.243	.113	.072
--	.001	.001	.001	.002	.221	.781	.032
.497	.498	.491	.494	.523	.149	.023	.006
3.986	3.995	4.005	4.012	4.013	15.688	16.571	14.911

a.d.Basis von 8 Si

IV) SCHEMA DER METAMORPHOSE:

Innerhalb der Metabasite konnten deutlich vier verschiedene Mineralvergesellschaftungen (siehe Abb. 2), nämlich

- a) Albit - Chlorit - Schiefer
- b) Lawsonit - Pumpellyit - Chlorit reiche Gesteine
- c) Pumpellyit - Chlorit bis Epidot - Hornblende reiche Gesteine
- d) Epidot - Hornblende reiche Gesteine

unterschieden werden. Es zeigt sich dabei regional eine deutliche Abfolge von Norden - Süden bzw. vom Fensterrand zum Fensterinneren im Sinne einer Zonierung von a - b - c - d. Dieser Wechsel der Ca-Al-Silikate von Lawsonit + Pumpellyit zu Pumpellyit + Tremolit + Epidot bis zum Pumpellyit-Abbau, das gleichzeitig zunehmende Sprossen von Ca-Amphibolen und das Auftreten von Alkali-Amphibolen ohne Lawsonit im Zentrum des UEF rechtfertigen die Feststellung, daß hier der Übergangsbereich der Law/Pump - Ab - Chl - Zone zur schwachen (low grade) Metamorphose mit der Paragenese Zoi/Kl'zoi/ rel. Fe-arme Ep - Akt - Chl + Qu (WINKLER 1974, Seite 173) erreicht wurde.

	a	b	c	d
CHLORIT	—————			
ALBIT	—————			
LAWSONIT		—————	——	
PUMPELLYIT		—————	—————	
EPIDOT			——	—————
Ca AMPHIBOL			—————	—————
CROSSIT				—————
HELLGLIMMER	—————			
QUARZ	—————			
KARBONAT	—————			

Abb. 2:

Fortschreitende Änderung der Mineralvergesellschaftungen mit zunehmender Metamorphose N → S und Rand → Zentrum.

V) P-T-Bedingungen:

Vor dem Nachweis von Lawsonit und Alkali-Amphibol wurden die Gesteine des UEF als sehr schwach metamorph (BEARTH 1967, ERNST 1973, OBERHÄNSLI und DIETRICH 1975) gedeutet, progressiv in Richtung Grünschieferfazies. Die Hochdruckminerale führten zu einer neuen Beurteilung.

An Lawsonit wurde folgende Bildungsreaktion beobachtet: Calcit + Qu + Ab - Lawsonit, wobei CC, Qu und Ab Einschlüsse im Lawsonit sind. Ebenso wurde sein Zerfall beobachtet, die Art der Reaktion ist jedoch nicht ganz klar: beteiligt sind Plagioklas, Karbonat, Pumpellyit, \pm Epidot/Kl'zoisit.

Auch der Abbau von Pumpellyit ist im Schliff zu beobachten; er könnte nach der Reaktion von NITSCH (1972) ablaufen: Pump + Chl + Qu - Kl'zoi/Fe-reicher Ep + Akt + H₂O. Für diese Reaktion liegen die experimentellen Daten bei

2.5 kbar und $345 \pm 20^\circ$ C
4 kbar und $350 \pm 20^\circ$ C
7 kbar und $370 \pm 20^\circ$ C.

Die Obergrenze der Lawsonit-Stabilität für die Reaktion 5 Law - 2 Zoi + 1 Marg + 2 Qu + 8 H₂O liegt nach NITSCH (1973) bei:

4 kbar und $345 \pm 10^\circ$ C
7 kbar und $385 \pm 10^\circ$ C.

Die Untergrenze der Lawsonit-Stabilität liegt nach CRAWFORD & FYFE (1965) für die Reaktion aus Laumontit bei

200° C und 2.8 ± 0.2 kbar
 250° C und 3.0 ± 0.2 kbar
 300° C und 3.1 ± 0.2 kbar.

Diese experimentellen Werte sind jedoch nicht streng auf die hier beschriebenen Vorkommen anzuwenden, da ja deren Bildungsreaktion eine andere war.

Über die Bildungsbedingungen von Glaukophan sind keine genauen Zahlenwerte bekannt, die erforderlichen Drücke liegen aber noch über jenen von Lawsonit.

Aus dem Zerfall von Lawsonit und Pumpellyit und der Bildung von Alkalihornblende kann auf ca. 350° C und 4 - 5 kbar Druck als maximale Bildungsbedingungen geschlossen werden.

LITERATUR

- ALBEE, A.L. & RAY, L. (1970): Correction factors for electron probe microanalysis of silicates, oxides, carbonates, phosphates and sulfates. -- *Anal. Chem.* 42, 1408-1414.
- BEARTH, P. (1967): Die Ophiolithe der Zone Zermatt -- Saas Fee. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N.F.* 132.
- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. (1968): Empirical correction factors for the electron microanalysis of Silicates and Oxides. -- *J. Geol.* 76, 382-403.
- CADISCH, J. (1932): Die Schichtreihe von Ardez (Steinsberg) im Unterengadiner Fenster. -- *Ecl. Geol. Helv.*, 25/1, 17-22.
- (1948): Unterengadin - Samnaun. -- Schweizer Alpenposten, PTT, Bern.
- CRAWFORD & FYFE, W.S. (1965): Lawsonite equilibria. -- *Am. J. Sci.*, 263, 262-270.
- ERNST, W.G. (1973): Interpretative Synthesis of Metamorphism in the Alps. -- *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 2053-2078.
- KUNO, H. (1960): High-alumina basalt. -- *Jour. Petrology*, 1, 121-145.
- (1966): Lateral variation of basaltic magma type across continental margins and island arcs. -- *Bull. Volcanol.* 29, 195-202.
- LEIMSER, W.M. (1977): Untersuchungen zur Petrographie und Metamorphose der Gesteine des Unterengadiner Fensters, österr. Anteil. -- Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck.
- MEDWENITSCH, W. (1962): Zur Geologie des Unterengadiner Fensters, österr. Anteil. -- *Ecl. Geol. Helv.* 55/2, 460-468.
- NITSCH, K.H. (1972): Das P-T-X_{CO₂}-Stabilitätsfeld von Lawsonit. -- *Contr. Mineral. Petrof.*, 34, 116-134.
- (1973): Neue Erkenntnisse zur Stabilität von Lawsonit. -- *Fortschr. Mineral.*, 51, Beiheft 1, 34-35.
- OBERHÄNSLI & DIETRICH (1975): Geochemische Untersuchungen an Metabasalten der alpinen Ophiolithe. -- *SMPM* 55, 3, 574-576.
- WINKLER, H.G.F. (1974): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. -- New York, 3rd ed., Springer Verlag.

HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. (Innsbruck)

Zur Metamorphose des Schneebergerzuges

Die petrographischen Untersuchungen am Westende und im mittleren Abschnitt (Timmelsjoch-Passeiertal) des Schneebergerzuges sollten-Unterscheidungskriterien für die einphasige alpidische Metamorphose im Permoskyt und die mehrphasige voralpidische und alpidische Metamorphose im darunterliegenden Altkristallin herausarbeiten.

Diese Kriterien sollen dann an den Gesteinen des Schneebergerzuges angewendet werden.

Diese Unterscheidung wird hier im Bereich des mittleren Abschnittes des Schneebergerzuges an den Glimmermineralen und der Zusammensetzung der Granaten kurz diskutiert.

A) Glimmerminerale:

Tabelle 1 zeigt eine Statistik der Variation von Eisen und Magnesium aus 800 Glimmeranalysen. Obwohl die genaue Zusammensetzung sicher durch den Bauschalchemismus mitbestimmt ist, läßt sich doch (es wurden nur ähnliche Gesteine analysiert) statistisch ein Trend nachweisen: Die Hellglimmer des Permoskyt zeigen einen deutlich höheren Phengitgehalt als die aus dem polymetamorphen Altkristallin, die ihrerseits praktisch identisch mit denen im Schneebergerzug sind.

Dasselbe gilt für das Eisen / Magnesium Verhältnis in den Biotiten.

Tabelle 1: Gew % FeO und MgO in Hellglimmer und Biotiten.

	Permoskyt X	Schneeberger- zug X	Altkristallin X	
Hellglimmer	FeO	3.4 1.14	1.6 0.43	1.6 0.34
	MgO	1.8 0.3	1.8 0.57	1.9 0.4
Biotit	FeO	19.9 1.37	15.8 1.5	16.7 1.36
	MgO	9.0 1.01	12.6 1.57	12.5 0.49

B) Granatzusammensetzung:

Abb. 1 zeigt eine Übersicht über die Zusammensetzung und den Zonarbau der Granate. Dabei zeigen die Granate im Permoskyt, im darunterliegenden Altkristallin und im Schneebergerzug dieselbe Charakteristik: Der Kern ist Grossular und Spessartinreich, während der Rand deutlich reicher an Almandin (und Pyrop) wird. Die Granaten aus dem Altkristallin im Norden der Ötztaler Masse heben sich durch etwas Pyropreichere Ränder heraus. Lediglich in einem Fall (am Timmelsjoch) ist das Verhältnis Mitte - Rand umgekehrt, die Zusammensetzung des Kernes entspricht außerdem der des Randes von Granaten aus dem alpidisch kaum beeinflussten N-Teil der Ötztalermasse.

Die Abb. 2, 3 und 4 zeigen Elementverteilungen an Querprofilen durch einzelne Granaten. Dabei ergeben die Granaten aus dem Permoskyt die für einphasige Bildung typische glockenförmige Variation der einzelnen Elemente; identische Verteilungen liefern Granate aus dem Schneebergerzug im Bereich des Passeiertales.

Im Gegensatz dazu zeigen die Granate aus dem sicher polymetamorphen Altkristallin ausgeprägte Diskontinuitäten in der Zusammensetzung. Besonders deutlich wird dies an Granaten am Timmelsjoch (Abb. 4); hier liegt offenbar ein voralpidisch gebildeter Kern vor, der dann alpidisch noch etwas weiterwächst.

Zusammenfassend läßt sich aus dem mittleren Abschnitt des Schneebergerzuges folgende These ableiten: Die Granate des Schneebergerzuges sind alpidische Neubildungen; die Gesteine des Schneebergerzuges wiesen demnach voralpidisch nur eine sehr schwache Metamorphose auf und haben ihr Hauptprägung alpidisch erhalten.

Granate aus dem westlichsten Bereich des Schneebergerzuges, die in Granatglimmerschiefern des Schrottner (Pfossental) vorkommen, zeigen dagegen eine zweiphasige Entwicklungsgeschichte an (G. HOINKES, 1978). Große, nach s gelangte Granatrelikte sind von kleinen idiomorphen Granaten umgeben, die postdeformativ gewachsen sind. Beide Granatgenerationen unterscheiden sich vor allem in der MnO-Verteilung deutlich voneinander. Während die älteren Granatrelikte durch eine kontinuierliche MnO-Abnahme vom Kern zum Rand gekennzeichnet sind,

haben die jüngeren Granate eine charakteristische "inverse" MnO-Zunahme gegen die Ränder. Da beide Granatgenerationen durch eine Phase der Durchbewegung getrennt sind, wird die Bildung der älteren Granate der variszischen Metamorphose zugeordnet, die daher im westlichsten Bereich des Schneebergerzuges höhere Temperaturen erreicht hat als im mittleren Abschnitt Timmelsjoch-Passeiertal.

Die alpalidische Überprägung der Gesteine im westlichen Schneebergerzug muß jedoch als ebenso stark wie im mittleren Bereich und im Metamorphosegrad vergleichbar mit der variszischen Überprägung angenommen werden.

Neben der alpalidischen Granatneubildung wird auch ein Großteil der Hellglimmer und Hornblenden dieser jüngeren Metamorphose zuzuordnen sein.

Marmore des Schottner enthalten häufig Tremolit der als Temperaturindikator für die alpalidische Metamorphose verwendet wurde (G. HOINKES und F. PURTSCHELLER, 1976). Daneben existieren auch Dolomit-Quarz-Marmore die keine prograden Mineralreaktionen zeigen.

Als Erklärung können für diese reaktionsfreien Marmore möglicherweise sehr hohe CO_2 -Partialdrucke angenommen werden, während die meisten Tremolite bei niedrigen X_{CO_2} gebildet wurden (wie koexistierender Graphit und Zoisit zeigen).

~~Die Temperaturen der alpalidischen Metamorphose können daher diejenige~~
Die Temperaturen der alpalidischen Metamorphose können daher diejenige $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ nicht überschritten haben.

Karbonatgesteine der nördlichen Randzone des Schneebergerzuges zeigen deutlich tiefere Temperaturen der alpalidischen Metamorphose an, wie auch durch Altersdaten (SCHMIDT et al. 1967) zu erwarten ist. In dm-große Karbonatknollen aus Metapeliten sind prograde Reaktionen zu Talk und Tremolit zu beobachten. Retrograde Gefügebeziehungen zwischen Tremolit und Talk fehlen. Vielmehr sind die Berührungsp^uaragenesen Talk + Calcit + Qu und Tremolit + Dolomit + Calcit ein Hinweis darauf daß eine Änderung der Gasphase zu geringeren X_{CO_2} -Werten für die Bildung von Tremolit verantwortlich war. Die Metamorphose-Temperaturen müssen unter jenen des invarianten Punktes I (Tr+Tc+Dol+Cc+Qu) im System $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CO}_2$ gelegen haben.

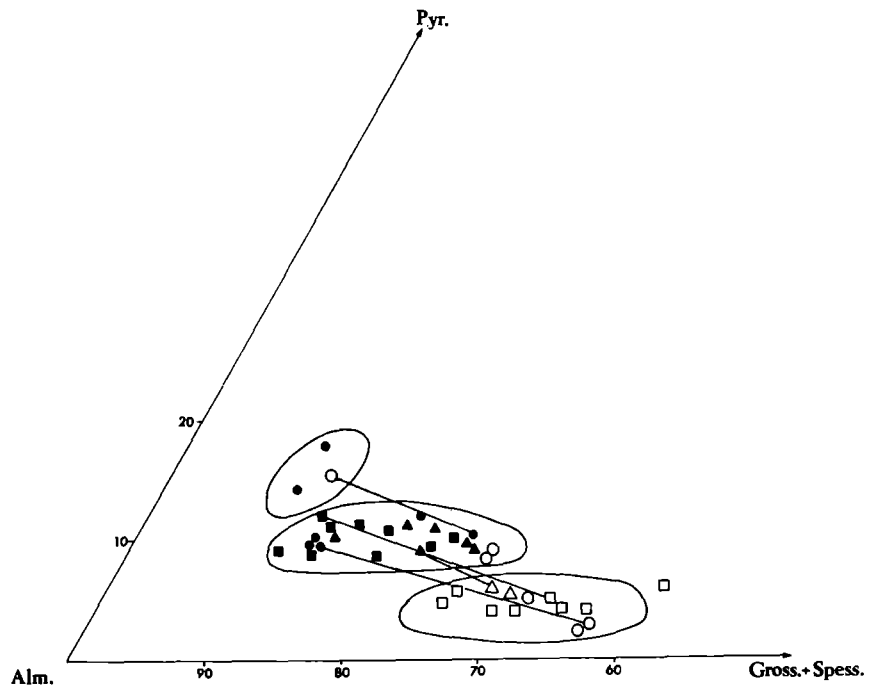


Abb. 1

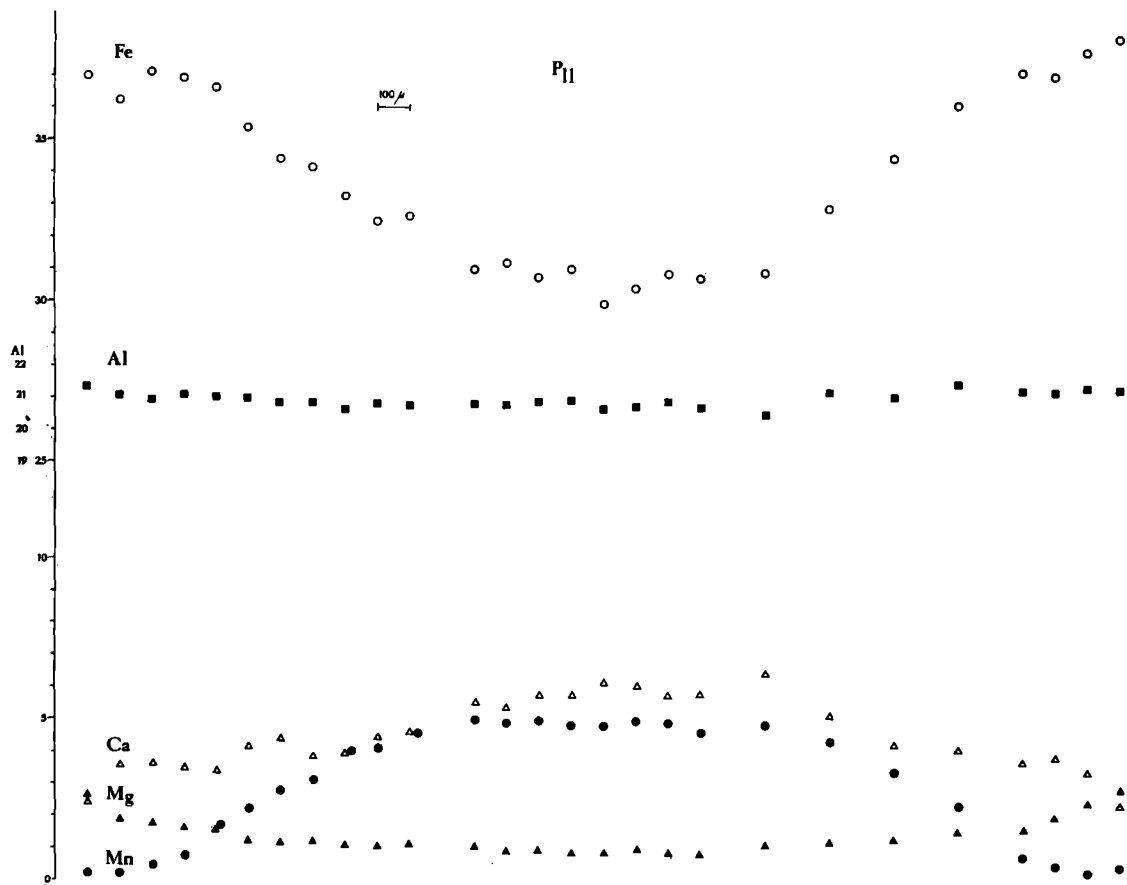


Abb. 2

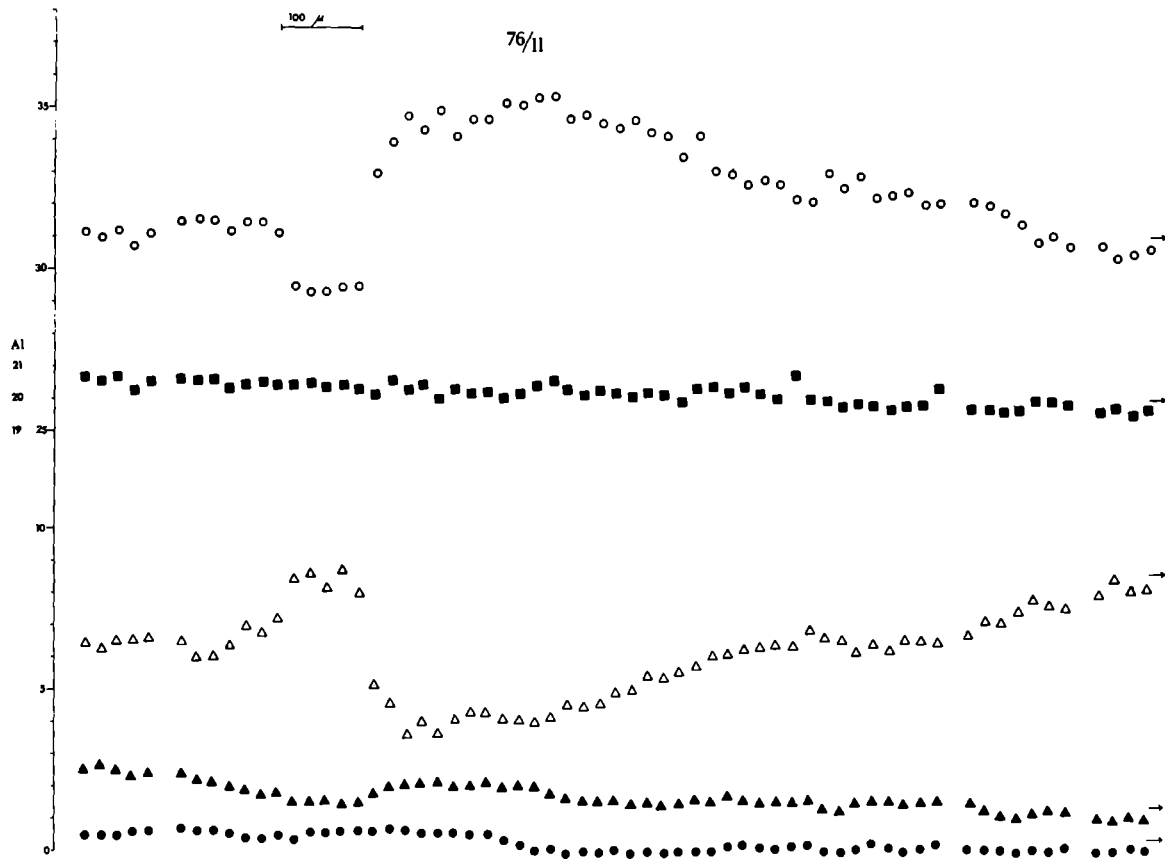


Abb. 3

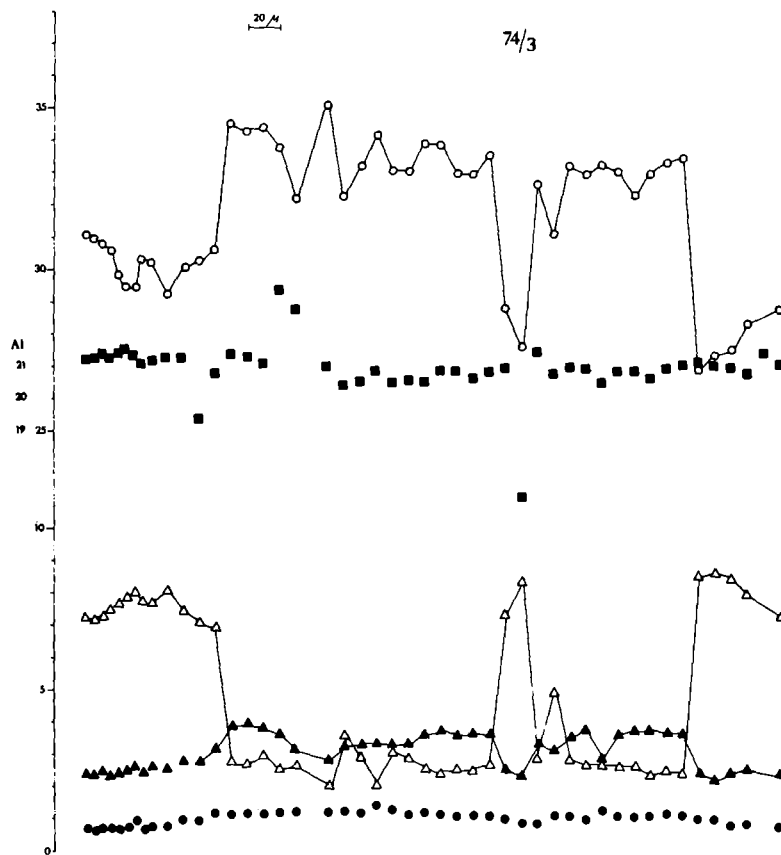


Abb. 4

Abb. 1: Übersicht über die Zusammensetzung der Granate

- ■ Kern-Rand von Granaten aus dem Schneebergerzug
- ● Kern-Rand von Granaten aus dem Permoskyt
- △ ▲ Kern-Rand von Granaten aus dem Altkristallin

Der Bereich links oben umfaßt Granaten aus dem Altkristallin im N der Ötztalermasse.

Abb. 2: Granatprofil durch einen Granaten aus dem Permoskyt. Identische Profile aus dem Schneebergerzug.

Abb. 3: Granat aus dem Altkristallin unterhalb des Permoskytes von Egetenjoch (Signatur wie Abb. 2)

Abb. 4: Granat aus dem Altkristallin des Timmelsjoches.

Literaturverzeichnis

- HOINKES, G. und PURTSCHELLER, F. (1976): Die Petrogenese der Karbonatgesteine im Schneebergerzug, Ötztaler Alpen, Tirol. N. Jb. Miner. Mh., Jg. 1976, H. 10, 467-476.
- HOINKES, G. (1978): Zur Mineralchemie und Metamorphose toniger und mergeliger Zwischenlagen in Marmoren des südwestlichen Schneebergerzuges (Ötztaler Alpen, Südtirol). N. Jb. Miner. Abh. 131, 3, 272-303.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. und GRÖGLER, N. (1967): Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneebergerzuges. Ecl. Geol. Helv. 60, 529-536.

FRANK, W., ALBER, J., SATIR, M. & THÖNI, M. (Wien)

Jahresbericht 1977. Geochronologisches Labor

I) Aufbaustand des Geochronologischen Labors

- a) K-Ar-Methode: Nach Vorarbeiten 1976 wurde 1977 die Ar-Extraktionsanlage vervollständigt und Ende Mai 1977 wurde die Anlage routinemäßig in Betrieb genommen. Das Meßsystem, ein 15 Jahre altes, seit 8 Jahren stillgelegtes Balzers CMS 80 Zykloidenmassenspektrometer, weist zufriedenstellende Leistungsdaten auf. Es zeichnet sich durch einen sehr niedrigen Backgroundanstieg von Ar⁴⁰ bei statischem Betrieb und durch eine große Langzeit-Konstanz der Meßwerte aus.

So ergaben 9 über 1 Jahr und 150 Messungen verteilte Ar-Bestimmungen an dem Glaukonitstandard GLO eine Streubreite, die kleiner als $\pm 0,2\%$ ist.

- b) Rb-Sr-Methode: Das mit den Mitteln des Fonds beschaffte Festkörpermassenspektrometer Micromass M 30 wurde im April 1977 geliefert, und zunächst dem NBS 987-Sr-Standard getestet. Nach der im Februar 1978 erfolgten baulichen Fertigstellung des Isotopenchemielabors (Leitung Dr. S. Scharbert, Geol. B.-A.) im Geotechnischen Institut der B.V.F.A.-Arsenal wurden die ersten Proben gemessen. Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochronen aus außeralpinen Gebieten liegen bereits vor.

Ergebnisse

II) Arbeiten im Kristallin W der Hohen Tauern

II.1 K/Ar-Datierungen an Glimmern aus dem weiteren Bereich der Ötztaler Masse und der östlichen S-charl-Decke

ALBER, H., FRANK, W., THÖNI, M.

Die radiometrischen Datierungen an Glimmern aus dem weiteren Bereich der Ötztaler Masse und deren Rahmen sind auf die Klärung von Alter und Zeitablauf der alpidischen Metamorphose

in den einzelnen Großeinheiten des Ostalpins ausgerichtet. Von den postvariszisch abgelagerten und daher nur von der alpidischen Metamorphose erfaßten Sedimenten bietet sich zunächst das Permoskyth für K/Ar-Datierungen an.

Die Mehrzahl des untersuchten Probenmaterials stammt aus den klastischen permotriadischen Übergangsserien des Maulser - Penser Joch-Zuges (siehe H. ALBER, Geologischer Tiefbau der Ostalpen, Jahresbericht 1976) und der südöstlichen Engadiner Dolomiten (Münstertal, Jaggl). 1977 wurden die petrographischen Untersuchungen in diesen Gebieten weiter ausgedehnt; den Schwerpunkt der Arbeit stellten jedoch die radiometrischen Datierungen dar. Das polymetamorphe Altkristallin wurde im vergangenen Geländesommer besonders im Überschiebungsbereich Ötzmase -- S-charl-Decke beprobt. Mit der Datierung von Glimmern aus diesen Gesteinen wurde erst kürzlich begonnen. Für die weitere geologisch-petrographische Charakterisierung wird auf den Jahresbericht 1976 (FRANK, ALBER, THÖNI) verwiesen.

Hinsichtlich Gefüge und Metamorphosegrad im Permoskyth ist folgendes nachzutragen. Die alpidische Metamorphose im Penser Joch-Bereich stieg relativ hoch an, wie nicht nur die teilweise schon gut rekristallisierten Korngefüge zeigen: in zwei Fällen wurde auch Biotitneubildung beobachtet.

Die im Durchschnitt quarzreichen und vielfach auch grobkörnigeren Permoskythgesteine (Verrucano-Fazies) aus dem Münstertal und besonders aus dem Jaggl-Gebiet zeigen in ihren Gefügen ebenfalls eine weit fortgeschrittene metamorphe Umwandlung. Die grobschuppigen detritären, chemisch stark heterogen zusammengesetzten (Muskowite, Phengite) Hellglimmer weisen meist einen feinen Saum von neugebildetem Serizit/Phengit auf. Die Quarze zeigen, oft in einem Schlibfbild nebeneinander (Probe T544), mehrere Stadien metamorpher Veränderung, von beginnender Polygonisation bis zu deutlicher Rekristallisation. Große klastische Quarze sind noch vielfach undulös, beginnen aber meist in Subkörner zu zerfallen, die dann stark ineinander verzahnt sind. An diesen Begrenzungsflächen bzw. intergranular zwischen eng benachbarten Großkörnern beginnen fein detritische Quarze zu rekristallisieren. Ziemlich häufig werden aber auch schon gut rekristallisierte, klare, nicht undulöse Quarz-Kleinkorn-Polygonalgefüge mit den typischen Groß-

winkelkorngrenzen beobachtet. Die großen Quarzgerölle zeigen in ihrem Übergangsbereich zur feinkörnigen Matrix häufig Anwachsbarste durch Drucklösung: feinschuppige neugebildete Hellglimmer spießen in die großen Nachbarkörner bzw. deren sekundäre Anwachsäume hinein.

Die mittels Sedimentation aus Permoskythgesteinen abgetrennte 2μ -Fraktion wurde röntgenographisch und teilweise auch chemisch (Elektronenmikrosonde) untersucht. Neben Hellglimmer führen alle untersuchten 2μ -Fraktionen (50 Proben) auch Quarz. Nach DTA-Analysen (29 Proben) schwankt der Quarzgehalt dieser 2μ -Fraktion maximal zwischen 6 und 15 % und liegt bei den meisten Proben bei 9 - 12 %. Daneben zeigten die Röntgendiffraktogramme (60 Proben) geringe Mengen an Chlorit (18 Proben), Pyrophyllit (2 Proben), Albit (6 Proben), K-Feldspat (10 Proben), Calcit und Dolomit (1 Probe). Die Gehalte an FeO (Fe_{tot}) bzw. MgO sind nach Elektronenmikrosondenanalysen an Schmelzperlen der 2μ -Fraktion in den häufig dunkelgrauen Serizit-schiefern des Penser Joch-Zuges deutlich höher (3 - 7 % FeO, 1,5 - 4 % MgO) als in den schwach metamorphen Rotsedimenten des oberen Vinschgau und des Münstertales (1,5 - 5 % FeO, 1 - 2 % MgO). Analysen der Fraktion $< 2\mu$ an einer GUINIER de WOLFF Camera II haben für die neugebildeten Hellglimmer einen Schwankungsbereich der $d(060)$ -Werte zwischen 1,497 und 1,507 ergeben (Fig. 1). Von den 44 untersuchten Proben (davon 32 aus der östlichen S-charl-Decke) fallen 14 ins Phengitfeld und 28 ins Muskowitfeld (Klassifikation nach CIPRIANI et al., 1968). Wieweit Ferrimuskowit beteiligt ist, kann vorerst für den Einzelfall nicht entschieden werden. Erste Bestimmungen der FeO/ Fe_2O_3 -Verhältnisse (Methode nach WILSON, 1955) an der 2μ -Fraktion ergaben, zumindest für die rotvioioletten Metasedimente des Münstertales, hohe Beteiligung von Fe_2O_3 (über 70 % Fe_2O_3 des Gesamteisengehaltes). Nach dem derzeitigen Untersuchungsstand ist auffallend, daß Phengit im Münstertal und im Jaggl-Gebiet immer in feinkörnigen, grünen Schiefen mit nur sehr geringem Gehalt an grobdetrithischen Komponenten auftritt, während die neugebildeten Hellglimmer aus den gröber klastischen, rotvioioletten Metasedimenten aus diesem Gebiet immer Muskowite darstellen. Auch die feinschuppigen Phengite aus dem Permoskyth des Penser Joches stammen überwiegend aus feinkörnigen, dun-

kelgrauen bis grüngrauen Metasedimenten. Gesamtgesteinsanalysen liegen nicht vor, doch ist die Beziehung eines bestimmten Lithotypus (und damit wohl auch eines bestimmten Gesteinschemismus) zur Zusammensetzung der neugebildeten Hellglimmer auffallend, was dafür spricht, daß der Pauschalchemismus (und nicht etwa der Metamorphosetyp) im vorliegenden Fall der maßgebende Faktor dafür war, ob Muskowit oder Phengit gebildet wurde. Insgesamt stehen die erhaltenen Werte in ziemlichem Gegensatz zur Vorstellung von SASSI (1972, p. 110), wonach alle neugebildeten Hellglimmer aus diesem weiteren Bereich des Ostalpins Phengite darstellten, während die voralpidisch gebildeten Hellglimmer Muskowite und damit das Produkt einer weniger druckbetonten Metamorphose seien.

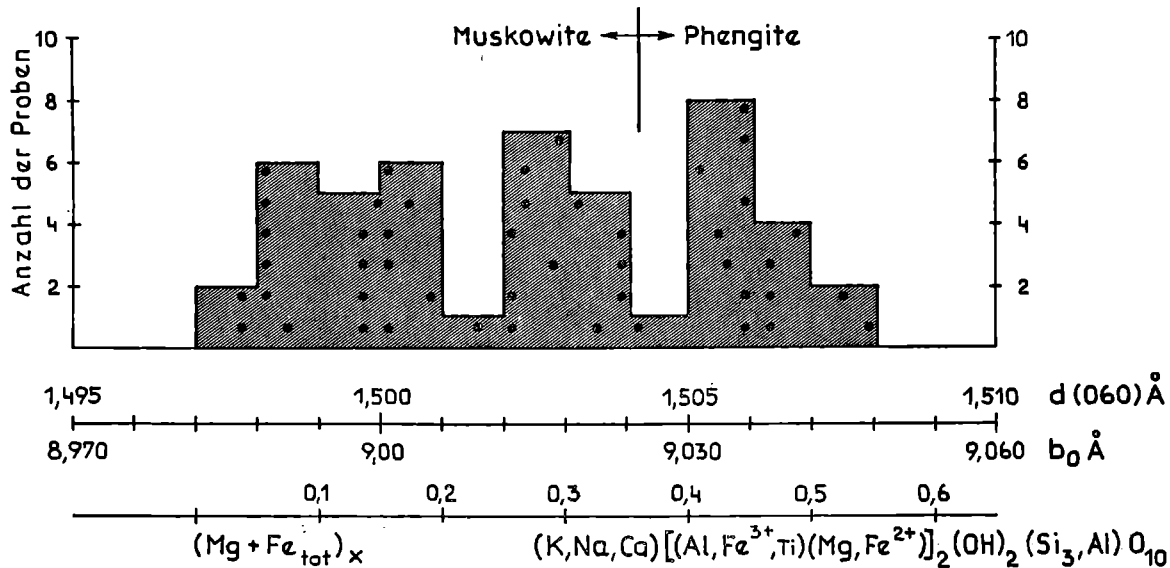


Fig. 1: Histogramm zur Lage alpin neugebildeter Hellglimmer im Übergangsfeld Muskowit/Phengit (n. CIPRIANI et al., 1968).

Alle Proben entstammen der Fraktion $< 2\mu$ aus Permoskythgesteinen (vwgd. Münstertal)

Kristallin. Die das Permomesozoikum unterlagernden granitischen Gneise im Münstertal und im Jaggl-Gebiet zeigen vergleichsweise ähnlich starke Umwandlungen im primären Korngefüge wie die Metasedimente: Subkornbildung und intergranulare Rekristallisation von Kleinquarzen, randliche Rekristallisation der großen Hellglimmer bzw. intergranulare Neubildung von feinschuppigem Serizit/Phengit. Die Feldspäte erweisen sich insgesamt als sehr resistent und zeigen in diesem Bereich schwacher Metamorphose keine nennenswerten Umwandlungserscheinungen. Die mit der Mikrosonde analysierten Hellglim-

mer aus diesem Orthokristallin (3 Dünnschliffe) ergaben teilweise hohe Konzentrationen von Fe_{tot} . In einem Fall konnte klar gezeigt werden (Elementverteilungsbild für Fe), daß der Kernbereich eines grobschuppigen Hellglimmers von einem Rand mit stark erhöhtem Fe-Gehalt und wesentlich geringerem Al-Gehalt umgeben wird. Mikroskopisch ist dieser "Austauschsaum" nur in den äußersten Randpartien als feinschuppiger Filz erkennbar, nicht aber weiter innen.

	Mitte	Randbereich
SiO ₂	49,8	49,7
Al ₂ O ₃	30,6	25,3
FeO (Fe_{tot})	4,2	9,1
MgO	1,27	1,37

Dies wird so erklärt, daß voralpidische Glimmer bei der hier schwachen alpidischen Metamorphose im Kernbereich in ihrer ursprünglichen Struktur und chemischen Zusammensetzung erhalten blieben, während sie in den Randpartien einem Stoffaustausch unter Formerhaltung unterlagen, aber nur in der äußersten Randzone auch wirklich umkristallisierten. -- Diese Untersuchungen wurden am Min.-Petr. Institut der Universität Innsbruck (Anleitung: Prof. F. PURTSCHELLER) durchgeführt.

Auffallend in den Orthogneisen des Münstertales ist die sehr selektive Durchbewegung und Umprägung der Korngefüge. Neben kaum veränderten metamagnetischen Gefügen treten, offenbar an tektonisch besonders stark aktivierte Zonen gebunden, stark geschieferte und rekristallisierte Gesteine auf.

Diese Beobachtung trifft auch für das Ötztaler Altkristallin im oberen Vinschgau zu, das die nach Osten hin abtauchende und ausdünnende S-charl-Decke tektonisch überlagert. Die Metasedimente dieses Altkristallins zeigen intensiv durchbewegte, leicht diaphthoritische Korngefüge vor allem in glimmerreichen Lagen (leichte Bestäubung der Plagioklase, teilweise Chloritisierung der Biotite, Verglimmerung der Disthene an Rissen); dazwischen treten Teilbereiche mit auffallend frisch erhaltenen voralpidischen Mineralparagenesen auf.

Altersdaten. Die K/Ar-Datierungen wurden vorwiegend an alpidisch neugebildeten Hellglimmern der oben beschriebenen 2 μ -Fraktion durchgeführt.

a) Aus dem Permoskyth von Mauls - Penser-Joch liegen, mit einer Ausnahme, nur jungalpidische Alter zwischen 15 und 22 Mio. J. vor (10 Daten). Die Alter nehmen hangaufwärts und Richtung W zu (Fig. 2). Weitere jungalpidische Alter ergaben Hellglimmer aus permomesozoischen Metasedimenten des Unterostalpins (und 1 Probe aus dem Penninikum) im Raum von Sterzing und Steinach/Brenner (7 Daten).

b) In der östlichen S-charl-Decke sind die altalpidischen Alter der Hellglimmer in eine ältere nördliche Gruppe zwischen 85 und maximal 95 Mio. J. (15 Daten) und eine südlichere Gruppe mit 74 - 86 Mio. J. (9 Daten) zu scheiden (Fig. 3).

c) Im westlichen Ötztalkristallin ergaben die ersten Datierungen nicht nur für Hellglimmer, sondern auch für Biotite noch eindeutig variscische Alter (296 - 313 \pm 15 Mio.J.; 5 Daten).

Methodisch ist hier noch hinzuzufügen, daß man im detritischen Permoskyth eine Verfälschung (Erhöhung) der alpidischen Alterswerte durch eine wesentliche Beteiligung von detritischen Hellglimmern in der 2 μ -Fraktion erwarten könnte. Es hat sich jedoch wiederholt gezeigt, daß 2 μ -Fraktionen aus Gesteinen, die nach dem Schlibbfund keine oder nur sehr wenig detritische Hellglimmer führen, und solche aus grobkörnigeren Metasedimenten, in denen detritische Hellglimmer deutlich sichtbar und häufig sind, konkordante Alterswerte lieferten, sodaß eine nennenswerte Erhöhung der Mineralalter durch Beteiligung voralpidischer Relikte ausgeschlossen werden kann. Insbesondere wurden für die K/Ar-Datierungen nur solche Proben ausgewählt, die keine oder nur wenig sedimentäre Hellglimmer führen. Durch kurze Mahldauer (30 sec in Scheibenschwingmühle) wurde das Zerkleinern grobdetritischer Komponenten weiter unterdrückt.

Interpretation der Altersdaten.

Die jungen Alter aus dem Penser Joch-Zug waren überraschend, insbesondere, weil aus der weiteren Umgebung altalpidische Abkühlalter um 80 \pm 7 Mio. J. seit längerem bekannt sind (SATIR, 1975) und auch von uns bestätigt wurden. Auch bei den hier gefundenen jungalpidischen Altern handelt es sich wohl um Abkühl- und nicht um Bildungsalter. Einerseits steigt die Metamorphose relativ hoch an (Biotitbildung). Aus dem benachbarten

Kristallin im E haben BORSI et al. (1973) z. T. ganz ähnliche jungalpidische Rb/Sr-Alter an Biotiten bekanntgemacht. Insbesondere weist die deutliche Abnahme der Werte gegen den Talboden hin auf Abkühlalter. Diese Differenz in den Alterswerten deutet auf eine Hebungsrate von (nur!) etwa 0,2 mm/Jahr. Für die Interpretation des noch isolierten, höchsten und westlichsten Alterswertes von 35 ± 3 Mio. J. müssen weitere Daten aus dem Westende des Penser Joch-Zuges abgewartet werden. Ebenso muß vorerst ungeklärt bleiben, wieweit die alpidische Metamorphose in diesem Südteil des Ötztaler Kristallins wirksam war und wann die wesentliche Gefügeprägung (N-NE-fallende Faltenachsen, NW-W-fallende Lineationen) im Penser Joch-Zug stattfand.

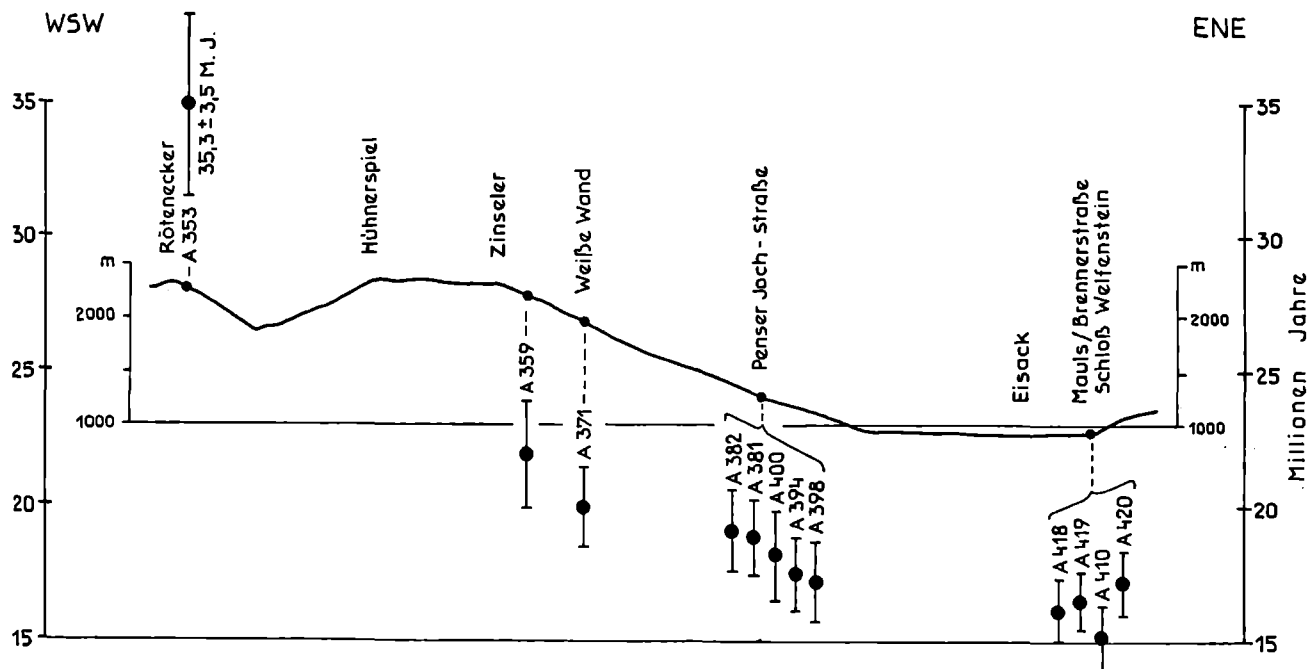


Fig. 2: Abhängigkeit der K/Ar-Alterswerte von Hellglimmern aus dem Permoskyth des Maulser-Penser Joch-Zuges von der Höhenlage. Topographisches Profil über das Eisacktal.

Zur Ausdehnung dieser jungalpidisch geprägten Zone gegen E ist Folgendes zu sagen. SATIR (1975) hat aus der südlichsten Tauernschieferhülle ein K/Ar-Phengitalter von 31 ± 2 Mio. J. bekanntgegeben und als Bildungsalter interpretiert und für diese Auffassung weitere Argumente aus der äußersten Schieferhülle anführen können. Falls sich solche Daten in diesem Raum weiter bestätigen ließen, ergäbe sich daraus die Schlußfolgerung, daß die Abkühlung dieses hier untersuchten ostalpinen

Streifens nicht an der Stelle stattfand, die seiner heutigen Position über dem Penninikum entspricht (FRANK et al., 1977). Das Ostalpin müßte demnach hier relativ zu seinem unmittelbaren Untergrund eine späte Nachbewegung erfahren haben. Wie jedoch K/Ar-Datierungen an neugebildeten Hellglimmern aus unterostalpinen Spänen und aus der westlichsten Tauernschieferhülle bei Sterzing gezeigt haben, wurden auch die tieferen tektonischen Einheiten von diesen sehr jungen thermischen Ereignissen betroffen. Zwei Daten aus unterostalpinen Glimmerquarziten (Permoskyth) liegen bei 14 ± 2 Mio. J., während eine Probe aus penninischen Schieferen 12 ± 2 Mio. J. ergab. Diese jungalpidisch aufgewärmte Zone setzt also über drei tektonische Einheiten hinweg. Diese junge Aufwärmung ist wohl auf die ausklingende Tauernmetamorphose (es handelt sich bei den vorliegenden Daten wohl um Abkühlalter) einerseits, andererseits aber auf eine intensive jungalpidische Aktivität an der Judikarienlinie (SEMENZA, 1974) im Zusammenhang mit dem Vorstoß der Südalpen zurückzuführen. Diese neuen Daten machen eine Modifizierung des nach der Arbeit von SATIR (1975) erwarteten Bildes, wonach im westlichen Tauernfenster ein jungalpidisch abgekühlter zentralerer Bereich mit jüngeren Altern nach außen hin von Serien mit zunehmend höheren Alterswerten schalenförmig überlagert wird, notwendig.

Daß wir es hier mit einer eher lokalen Aktivierung in spätalpidischer Zeit zu tun haben, zeigen weitere Datierungen an neugebildeten Hellglimmern aus unterostalpinen Permoskyth-Quarziten N des Brenners (S Steinach/Br.). Die vier von detritischen Hellglimmern vollkommen freien Proben lieferten -- allerdings nicht sehr konkordante -- aber doch deutlich höhere Werte als die Gesteine aus derselben tektonischen Einheit im Raume Sterzing. Sie liegen zwischen 20,5 und 32 Mio. J., wobei noch zu überprüfen sein wird, wodurch diese große Variation im Aufschlußbereich bedingt ist.

Die kretazischen Alter aus dem Permoskyth der S-charl-Decke (Fig. 3) können deutlich in zwei Gruppen gegliedert werden. Die Werte zwischen 74 und 86 Mio. J. aus dem Raum S Santa Maria stimmen mit ihren Mittelwerten genau mit den Altern überein, die von SATIR für den weiteren Bereich des südlichen Ötztaler

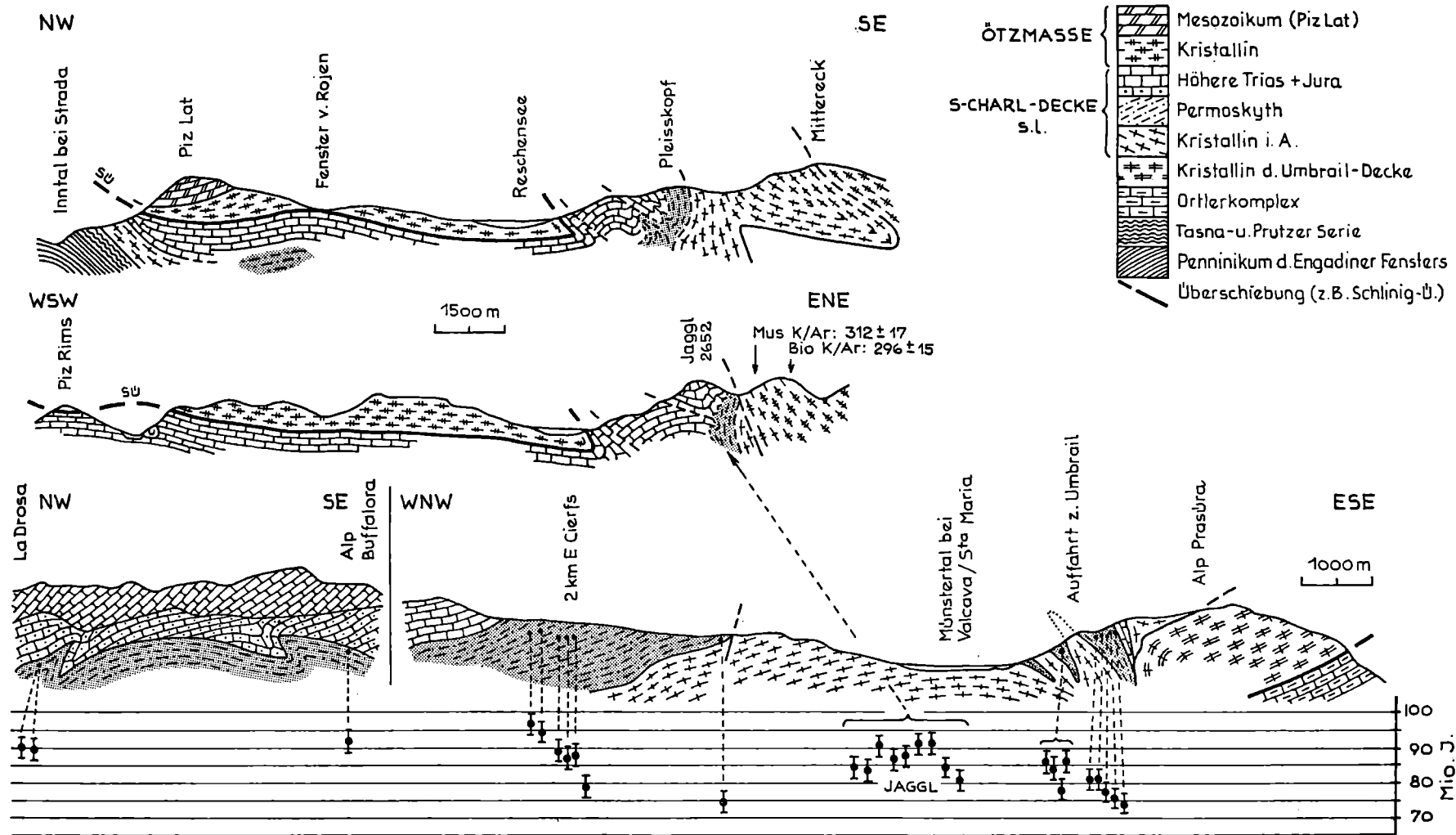


Fig.3: Altpaläozoische K/Ar-Alter an Hellglimmer (Fraktion $< 2\mu$) aus dem Permoskyth der östlichen S-carl-Decke

Altkristallins mit der Rb/Sr-Methode an Biotiten gefunden wurden. In diesem Sinne werden auch die K/Ar-Alter aus dem südlichen Münstertal als Abkühlalter der altalpidischen Metamorphose gedeutet. Die Werte weiter N (Cierfs, NW Paß Fuorn, Jaggl) schwanken zwischen 85 und 95 Mio. J., mit einer Häufung um 90 ± 5 Mio. J. Möglicherweise handelt es sich bei dieser Gruppe um Bildungsalter, aber derzeit ist noch keine eindeutige Interpretation möglich.

K/Ar-Daten an Glimmern aus dem Kristallin.

Grobschuppige Hellglimmer aus dem Kristallin der S-charl-Decke sollten erwartungsgemäß voralpidische Alter geben. Trotz der eindeutigen randlichen Verjüngung (die Zweiphasigkeit dieser Minerale wurde mit der Elektronenmikrosonde eindeutig nachgewiesen; s.oben) hat ein Hellglimmer aus den stark tektonisierten Plawenner Orthogneisen ein variscisches K/Ar-Alter von 310 ± 15 Mio. J. ergeben. Es ist anzunehmen, daß bei der mechanischen Aufbereitung (wiederholtes Mahlen und Sieben) die jungen Austauschränder vollkommen eliminiert wurden und für die Datierung nur die variscischen Kerne erfaßt wurden.

Erste Datierungen an Glimmern aus der westlichen Ötzmasse, die hier in einer kräftigen alpidischen Bewegungsphase der S-charl-Decke aufgeschoben ist, zeigen, daß nicht nur die Hellglimmer, sondern auch die Biotite, zumindest in den tektonisch geschonten Partien, noch eindeutig ihre variscischen Alter bewahrt haben, sodaß in diesem Gebiet die alpidische Metamorphose den Bereich der Biotitneubildung bzw. -verjüngung offenbar nicht erreicht hat. Allerdings dürften in dem starren, schon metamorphosierten Ötztaler Kristallinblock bei der schwachen alpidischen Aufwärmung wesentlich andere Metamorphosebedingungen geherrscht haben als in den noch mobilen, an fluider Phase reichen jungen Sedimenten.

Es bleibt noch abzuklären, ob in der unterlagernden S-charl-Decke die alpidische Metamorphose stärker war als in der überlagernden Ötzmasse; nach der teilweise recht intensiven Umwandlung der Primärgefüge wäre dies zu erwarten. Offen bleibt vorerst auch die Frage, ob dieser Westschub der Ötzmasse schon in die altalpidische Phase einzuordnen ist, oder ob auch in tertiärer Zeit noch beträchtliche Nachbewegungen stattfanden.

Wie SCHMIDT et al. (1967) gezeigt haben, greift die alpidische Verjüngung der Biotite im mittleren Bereich der Ötztaler Masse weit nach N vor: ein Biotit aus einem Zweiglimmergneis S Umhausen im Ötztal gab ein Alter von 163 ± 7 Mio. J. Falls sich variscische Biotitalter im hier untersuchten Westteil des Ötztaler Altkristallins weiter bestätigen, folgt daraus, daß die Nordgrenze dieser alpidischen Biotitverjüngungszone die Ötzmasse von SW nach NE vollkommen diskordant zu den voralpidischen Strukturen und auch deutlich schräg zur alpidischen Streichrichtung verläuft.

II.2 Untersuchungen im Bereich des Schneeberger Zuges.

Dissertationen J. MAURACHER und R. PESCHL.

Die Neukartierung des W-Endes des Schneeberger Zuges und der Laaser Serie durch J. Mauracher brachte eine über die schon sehr detaillierte Kartierung von HELBIG 1969 hinausgehende verbesserte Kenntnis der Internstruktur der Laaser Serie und der Serien- und der tektonischen Gliederung des gesamten Synklinoriums. Das in der Texelgruppe aushebende Synklinorium der Laaser Serie wird als eine variszisch mehrfach mit symmetriekonstanter Hauptachsenlage gefaltete Struktur mit einer großräumigen Achsenrotation bzw. Steilstellung am SW-Ende interpretiert. Trotz dieser intensiven variszischen Strukturprägung und der damit verbundenen variszischen Metamorphose z. T. in der hochtemperierten Grünschieferfazies bzw. z. T. in der Amphibolitfazies stellen die heute vorliegenden Mineralparagenesen ganz überwiegend kretazisch rekristallisierte bzw. neugebildete Paragenesen dar, die die P-T-Verhältnisse der altalpinen Metamorphose widerspiegeln aber in diesem Teil die voralpinen Strukturen abbilden. Dieser Sachverhalt geht aus dem Vergleich der Felduntersuchungen, den petrographischen Ergebnissen der Arbeitsgruppe PURTSCHELLER/HOINKES, den Altersdaten und den Neufunden von frischen, altalpin neugebildeten Staurolithen hervor.

R.PESCHL konnte bei seinen Untersuchungen im Querschnitt der Timmelsjochstraße zeigen, daß am N-Rand des Schneeberger Zuges ein Teil der Faltenstrukturen alpin gebildet wurde und diese Deformation auch von der Re- bzw. Neukristallisation der

Hornblenden in den Hornblendegarbenschiefen überholt wird. Als Seltenheit wurden hier auch teilweise chloritisierte ältere Kerne in den nun neugebildeten Hornblenden festgestellt. Eine alpine Neubildung von Staurolith wurde im unmittelbar an den Schneeberger Zug im Norden angrenzenden Altkristallin und besonders eindrücklich in den bekannten Paragonitgranatglimmerschiefern mit Disthenneneubildung im Südteil des Schneeberger Zuges nachgewiesen.

Altersdaten: Es liegen 10 K/Ar-Daten von Hornblenden (MAURACHER) vor. In der Texelgruppe haben die Hornblenden aus Amphiboliten des Schneeberger Zuges und der Laaser Serie altalpine Alter geliefert. Hornblenden aus dem Altkristallin zwischen den beiden Mulden ergaben demgegenüber deutlich erhöhte Mischalter. Ob diese erhöhten Alter eine unvollständige Entgasung der Gesteine während der altalpinen Wiederaufwärmung und Rekristallisation und damit Ar-Überschußalter oder eine unvollständige Rekristallisation und Verjüngung der Hornblenden (Mischalter) bedeuten, ist noch ungeklärt. Alle Hornblenden sind völlig unzersetzt und nach Mikrosondenuntersuchungen sehr homogen und stellen tschermakitische Hornblenden dar.

In den erwähnten Paragonitglimmerschiefern des Schneeberger Zuges mit alpin neugebildetem Staurolith wurden als Seltenheit von PESCHL optisch deutlich unterscheidbare Kerne in Großgranaten festgestellt, sie machen ca. 10 - 20 % der Gesamtgranatmenge in diesem Gestein aus. Ar-Bestimmungen an Kern und Hülle dieser Granate ergaben deutlich unterschiedliche Werte, und zwar besitzt der Kern dieser Granate ca. 3 mal so viel radiogenes Ar wie der Rand (dies entspricht etwa dem Altersverhältnis von variszisch zu altalpin). Auch die Zusammensetzung der eingeschlossenen Gasphase von Kern und Rand ist deutlich verschieden. Die K-Bestimmung steht noch aus, doch weist die absolute Ar-Menge, die im Granatrand enthalten ist, auf eine totale Ar-Entgasung des Gesteins während der altalpinen Metamorphose hin.

Daraus ergibt sich ein weiteres Argument, daß die Granate im Schneeberger Zug ganz überwiegend alpine Neubildungen darstellen.

Rb/Sr-Daten an Großproben aus den Amphiboliten zeigen, daß diese teilweise noch in den Streubereich der Isochrone 500 ± 50 Mio. J. (FRANK et al. 1976) fallen, teilweise aber deutlich verjüngt sind. Die Verjüngung tritt besonders bei biotitführenden Proben auf.

VI. Hohe Tauern (M. SATIR)

Die Datierung der Hochdruckparagenesen im S-Venedigergebiet ist ein schon lange anstehendes Problem. Von M.SATIR wurden im Laboratorium für Geochronologie des Mineralogischen Institutes der Universität Bern die Einzelminerale von 4 Proben separiert. Eine Hälfte der Proben wurde in Bern gemessen, die andere im Wiener Labor. Alle Minerale der eigentlichen Hochdruckphase (Granat, Omphacit und auch Epidot) haben deutlichen Ar^{40} -Überschuß von $0,2 - 0,6 \times 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ Ar}^{40}_{\text{NTP/g}}$.

Absolut gesehen, sind diese Überschußmengen vergleichsweise gering. Sie entsprechen der Menge an radiogenem Ar, die sich im Lauf von 1 - 3 Mio. J. in einem K-Glimmer bildet. Eine Altersbestimmung von Mineralien mit sehr niedrigen K-Gehalten machen auch diese Überschußmengen unmöglich. Die -- in diesem Fall bedeutungslosen -- Modellalter für die Hochdruckminerale lägen bei 500 - 600 Mio. J. z.T. sogar bis 1500 Mio. J.

Ob auch Paragonit noch ähnliche Mengen an Überschußargon eingebaut hat, ist nicht sicher zu entscheiden, aber wahrscheinlich.

Im Zuge der Mineralreaktionen während der späteren Tauern Kristallisation (vgl. MILLER 1977) wurden diese Ar-Überschußmengen offensichtlich wieder freigesetzt und abgeführt. Darauf weisen Daten von Symplektiten (Albit, Hornblende, Rutil), die aus den ursprünglichen Omphaciten entstanden und Alterswerte im bekannten Zeitraum der Tauern-Kristallisation ergeben haben. Eine altalpine Einstufung der Hochdruckmetamorphose bleibt nach wie vor möglich, aber es gibt derzeit keine methodisch verlässlichen geochronologischen Daten.

III. Permoskyth von Kalkstein / Deferegger Alpen
und vom Petelin / S-Wörthersee.

Um die auch für die Großtektonik wichtige Frage einer eventuellen Fortsetzung der um das SW-Ende der Hohen Tauern festgestellten jungalpinen Alter zu prüfen, wurden die alpin neugebildeten Hellglimmer der beiden Vorkommen untersucht. Beide Vorkommen ergaben K/Ar-Alter von $90 - 95 \pm 5$ Mio. J.

IV. Im Grazer Paläozoikum wurde versucht, mit Altersdaten einen Hinweis auf die Alterseinstufung der Raasberg-Serie zu erhalten. Hellglimmer aus einem Vorkommen fraglicher Raasberg-Serie (Proben H.W.FLÜGEL) in der Breitenau ergaben K/Ar-Alter von 98 ± 5 bzw. $121,5 \pm 6$ Mio. J.

Die Aufschlüsse der beiden klassischen Vorkommen erwiesen sich leider wegen mangelnder Frische als ungeeignet. Die beiden angegebenen Daten lassen keine Schlußfolgerung über das Serienalter zu. Aufgrund der Daten könnte es sich zwar um eine permotriadische Serie handeln, aber ebenso auch um eine variszische Phyllitgruppe mit deutlicher (zwischen 350° - 400° C) altalpiner Wiederaufwärmung.

Illitlagen aus dem Aufschlußbereich "Steinberg" der Dolomitsandsteinstufe W von Graz haben K/Ar-Mischalter zwischen variszisch und altalpin geliefert.

Ein K/Ar-Biotitalter aus einem Bohrkern von einem Biotitphyllit aus dem Gebiet von Passail liegt bei 65 ± 4 Mio. J. Auch dieser Alterswert bedeutet zunächst noch nicht die alpine Bildung der Biotite, sondern nur eine Aufwärmung auf über 300° C. Aus dem Gefüge dieser Biotitphyllite geht jedoch hervor, daß der Biotit während der letzten (vermutlich alpinen) Durchbewegung stabil war bzw. in Teilbereichen auch rekristallisierte.

V. Gleinalpe

K/Ar-Daten von Hornblenden ergaben Alterswerte zwischen 100 und 140 Mio. J. Auch hier wird wie unter Punkt II.2 weiter zu prüfen sein, ob die erhöhten Alterswerte auf geringfügigen Ar-Überschuß und/oder auf Mischalter zurückgehen.

VII. Semmeringfenster - Rechnitzer Schieferinsel

In der Literatur wurden vielfach sowohl für das Unterostalpin des Semmering/Wechselsystems, aber auch für das Pennin der Rechnitzer Schieferinsel kretazische Mineralalter der alpinmetamorphen Phyllosilikate erwartet. Solche Alter wurden von WIESENER und SCHARBERT 1976 auch schon festgestellt. Auch von uns wurden z.B. K/Ar-Alter von $80,2 \pm 4,6$ Mio.J. an Hellglimmern aus Serizitphylliten bei Fladenbach/Stanz gemessen.

Überraschend waren jedoch jungalpine K/Ar-Alter an Hellglimmern der Rechnitzer Serie, die (Abkühl)-Alter von $20 - 24 \pm 1,3$ Mio. J. ergeben haben. Erste Ergebnisse an den Alkali amphiboliten dieses Gebietes weisen darauf hin, daß hier kaum nennenswerte Ar-Überschüßmengen vorhanden sind und auch diese Alter jüngere Werte als 80 Mio. J. ergeben.

Aus diesen Daten ergibt sich der nur zunächst überraschende Beleg, daß auch das Pennin von Rechnitz einen zeitlich ähnlichen Metamorphoseablauf wie die Hohen Tauern aufweist.

Diese jungalpine Metamorphose des Pennin am Alpenostrand war anscheinend auch noch teilweise im unmittelbar überlagernden Unterostalpin wirksam. Mehrere festgestellt K/Ar-Mischalter aus diesem Bereich, die zwischen altalpinen und jungalpinen Werten liegen, dürften so ihre Erklärung finden.

Literatur:

- BORSI, S., DEL MORO, A. et al., 1973: Metamorphic Evolution of the Austridic Rocks to the South of the Tauern Window (Eastern Alps): Radiometric and Geo-Petrologic Data. -- Mem. Soc. Geol. It., 12, 549-571.
- CIPRIANI, C., SASSI, F. R. & VITERBOBASSANI, C., 1968: La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico. -- Rend. soc. Ital. Mineral. Petrol. 24, 153-187.
- FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W. & SCHARBERT, S., 1976: Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. -- Tschermarks Min. Petr. Mitt, 23, 191-203, Wien.

- FRANK, W., ALBER, J. & THÖNI, M., 1977: Jungalpine K/Ar-Alter von Hellglimmern aus dem Permotriaszug von Mauls-Penser Joch (Südtirol). -- Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 7, 102-110, Wien.
- HELBIG, P., 1969: Petrographische und gefügekundliche Untersuchungen am Westende des Schneeberger Zuges (Südliches Ötztalkristallin). -- Diss. TH.-München.
- MILLER, Ch., 1977: Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen an Gesteinen aus der Eklogitzone des Tauernfensters. -- T.M.P.M., 24, 221-277, Wien.
- SASSI, F.R., 1972: The petrological and geological significance of the b_0 values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. -- T.M.P.M., 18, 105-113, Wien.
- SATIR, M., 1975: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. -- Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 30, 1-84.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. & GRÖGLER, M., 1967: Rb/Sr und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. -- Ecl. Geol. Helv., 60, 529-536.
- SEMENZA, E., 1974: La fase giudicariense, nel quadro di una nuova ipotesi sull'orogenesi alpina nell'area italo-dinamica. -- Mem. Soc. Geol. It., 13, 187-226.
- WIESENEDER, H. & SCHARBERT, S., 1977 : Rock formations and metamorphism in the Eastern Part of the Austrian Central Alps (Geotraverse East). - Geodynamics and Geotraverses around the Alps. Abstracts. Meeting Salzburg 28.2 - 1.3.1977.

MAURITSCH, A., HEINZ, H., RATHORE, J.S. (Leoben)

Bericht 1977 über die im Rahmen des Schwerpunktprojektes N 25 durchgeführten Arbeiten.

Im abgelaufenen Berichtsjahr konzentrierten sich die Arbeiten auf 3 Gebiete, nämlich der Südteil des Grazer Paläozoikums, Weiterführung der Arbeiten an der Alpindinarischen Naht sowie vorläufiger Abschluß in der Osterhorngruppe der Nördlichen Kalkalpen. Im Grazer Paläozoikum wurden vor allem Diabase und devonische Karbonatgesteine im Raum Graz - Sausal beprobt. An ausgesuchten Testproben wurden gesteinsmagnetische Untersuchungen mit Hilfe von partieller Abmagnetisierung vorgenommen und ihre Eignung für paläomagnetische Interpretationen festgestellt. Als Träger der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) wurde der Magnetit festgestellt. Im Gegensatz zum nordwestlichen Teil des Grazer Paläozoikums, wo vorwiegend Gesteine der Dolomit-Sandsteinstufe beprobt wurden, ergab sich für den Südteil eine zufriedenstellende Gruppierung der Magnetisierungsrichtungen. Zur Zeit werden von Herrn Doz. Frank Altersbestimmungen an Gesteinsproben vom Steinberg bei Graz durchgeführt, wobei für die Interpretation auch die Temperatur eine wesentliche Rolle spielt. Nach Feststehen dieser Daten und dem Abschluß der paläomagnetischen Untersuchungen soll eine Gesamtinterpretation für das Grazer Paläozoikum versucht werden.

An der Alpindinarischen Naht wurden die paläomagnetischen Untersuchungen sowie die Anisotropiestudien weitergeführt. Das für die Paläomagnetik signifikanteste Ergebnis ist der Vergleich des Karbons nördlich und südlich der Naht. Die Mittelwerte der Magnetisierungsrichtungen zeigen eine fast hundertprozentige Übereinstimmung, woraus sich der Schluß ableiten läßt, daß nachkarbonisch keine nennenswerten Rotationen aufgetreten sind (Fig.1). Die Anisotropieuntersuchungen ergaben zwei sehr gut

definierte Druckrichtungen (Fig.2) an der Naht, wobei die Größe der Deformation über der Naht ein Maximum ist. Auf Grund der Korrelation von Deformationsrichtung und der Plastizität von Gesteinen kann festgestellt werden, daß die ältere, wahrscheinlich vorpermische Druckrichtung, die nur in sehr spröden Gesteinen festgestellt werden konnte, von einer jüngeren Druckrichtung, wie sie ausschließlich in den plastischen Gesteinen (Bänderkalkmarmore) vorkommt, überprägt wurde. Interessant erscheint ferner, daß die Größe der Verformung mit sehr steilen Flanken nördlich und südlich der Naht innerhalb eines Kilometers abfällt. Diese steilen Flanken können wohl nur mit einer Bewegung an der Naht in Einklang gebracht werden. Die Untersuchungen, die vorerst nur im Bereich der Gailtallinie versucht wurden, sind in der Folge auf die Tonale- bzw. Insubrische Linie ausgedehnt worden. Zweck dieser Fortführung nach Westen soll eine Überprüfung des Deformationspatterns im westlichen Teil dieses Systems sein.

Im Bereich der Nördlichen Kalkalpen wurden die Arbeiten in der Osterhorngruppe abgeschlossen. Für die endgültige paläomagnetische Interpretation wurden ausschließlich die roten Adneter Kalke des unteren Lias herangezogen. Es konnte eine sehr gute Gruppierung aller Magnetisierungsrichtungen um einen Mittelwert gefunden werden, der eine Rotation von 45° im Uhrzeigersinn, bezogen auf Stabil-Europa, aufweist (Fig.3). Auf Grund der Paläoinklinationen wurden die Paläobreiten des vermutlichen Sedimentationsraumes berechnet und eine gute Übereinstimmung mit der Tethys im Jura festgestellt.

Im Raum Dienten - Saalfelden der Westlichen Grauwackenzone wurden Proben der hämatitpigmentierten Magnesite und Dolomite beprobt. Es konnte für das Hämatitpigment eine jungkretazische Magnetisierungsrichtung festgestellt werden, die man als Folge

einer jungalpidischen Umkristallisation sehen muß. Die Magnetisierungsrichtung wurde sowohl mit der Polwanderungskurve nach NAIRN, als auch jener von KRS verglichen und eine sehr gute Übereinstimmung mit den Kreidepolen festgestellt. An den tektonischen Schlußfolgerungen, die sich daraus ergeben, wird zur Zeit gearbeitet (Fig.4).

POLE POSITIONS OF CARBONIFEROUS ROCKS
N AND S OF THE PERIADRIATIC LINEAMENT

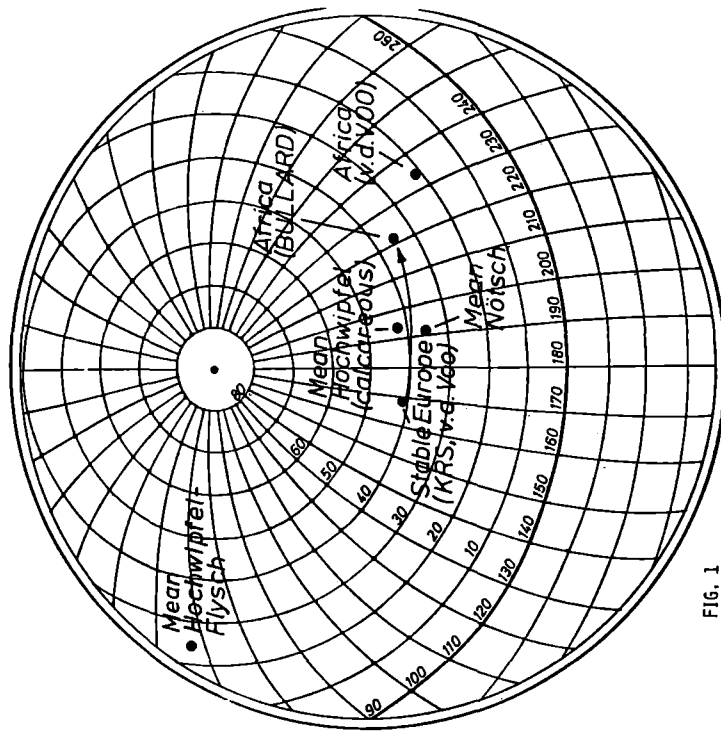
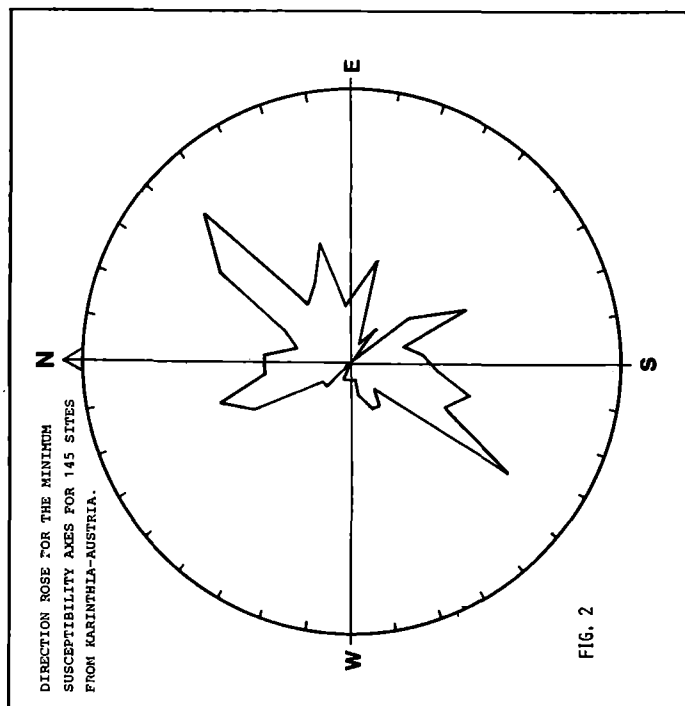


FIG. 1
● Positive inclinations



DIRECTION ROSE FOR THE MINIMUM
SUSCEPTIBILITY AXES FOR 145 SITES
FROM KARTHENTHA-AUSTRIA.

FIG. 2

**POLAR WANDERING CURVE
for West European rocks [Nairn]**

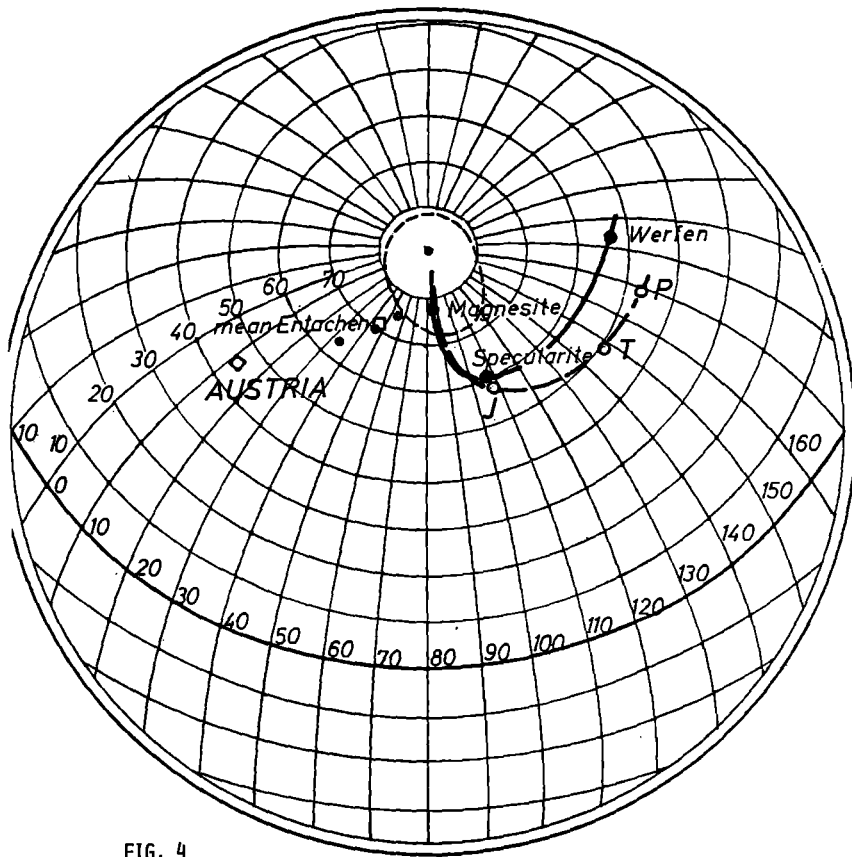


FIG. 4

- Polar wandering curve after NAIRN 1960
- Polar wandering curve after KRS 1963
- ◊ Mean Entachen ◊ sampling area

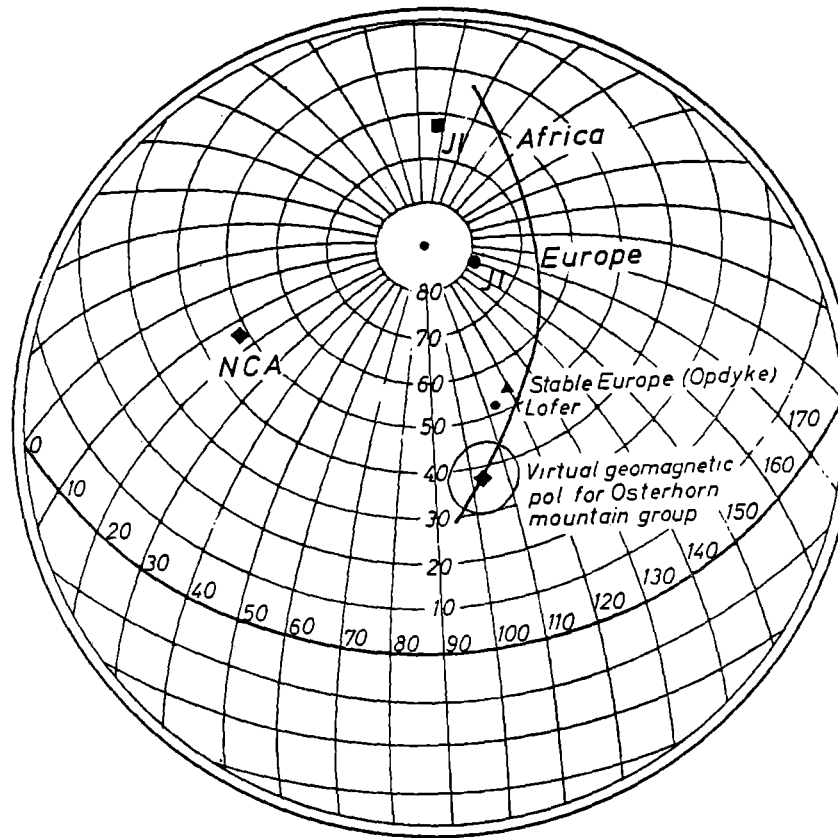


FIG. 3 Palaeopolpositions for Stable Europe
Stable Africa and NCA after VanderVoo
and French (1974)

WEBER, F., METZ, K., SCHMID, Ch., SCHMÖLLER, R., STRÖBL, E.

WALACH, G. (Leoben)

Jahresbericht 1977 über die geophysikalischen Messungen in den Niederen Tauern, Eisenerzer- und Ennstaler Alpen.

Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag im Jahre 1977 von der Methodik her betrachtet bei magnetischen und gravimetrischen Messungen. Die Magnetik wurde in Form einer breiten, sich nach N verschmälernden Traverse vom Liesingtal weiter nach N über die Eisenerzer Alpen bis in die Kalkalpen bei Altenmarkt fortgeführt, wo der Anschluß an das Meßnetz der ÖMV-AG hergestellt wurde. Es liegt nunmehr eine geschlossene Traverse von über 120 km Länge vor, die vom Südrand der Böhmisches Masse bis ins mittelostalpine Kristallin der Seetaler Alpen reicht. Dadurch können nunmehr genaue Angaben über die Aussagemöglichkeiten und das Auflösungsvermögen der Magnetik gemacht und somit ihr Wert als Aufschlußverfahren im Ostteil der Ostalpen beurteilt werden; es ergeben sich auch überall dort bessere Einsichten in den Tiefbau, wo markante magnetische Anomalien mit tiefliegenden oder tief hinabreichenden Strukturelementen verknüpft sind.

Die große Bedeutung gravimetrischer Messungen für Fragen der Regionaltektonik und des Tiefbaus hat sich auch im Untersuchungsgebiet erwiesen. Der Meßfortschritt in der Gravimetrie ist naturgemäß wegen des höheren Aufwandes geringer als in der Magnetik, doch konnten die Untersuchungen immerhin bis in die Seckauer Alpen im N und in die Gleinalpe im SE vorangetrieben werden.

Tiefengeoelektrische Messungen (Widerstandsverfahren) wurden gezielt zur lithologischen Identifizierung und Erfassung der Tiefe bestimmter magnetischer Anomalien ausgeführt.

Gesteinsphysikalische Messungen an Proben des Fohnsdorfer Tertiärs und deren statistische Auswertung brachten neben der er-

wähnten Tiefenabhängigkeit von Dichte und Longitudinalgeschwindigkeit bemerkenswerte Ergebnisse, deren Bedeutung für Sedi-mentologie und Tektonik derzeit untersucht wird.

Magnetik (K. Metz, Ch. Schmid, E. Ströbl, F. Weber)

Die Grauwackenzone wurde nördlich des Liesingtals (Kalwang - Kammern) mit einem 10 - 12 km breiten Profilstreifen verquert, der bei Radmer in eine NNW Richtung umbiegt und sich in den Kalkalpen etwas verschmälert. Insgesamt wurden bei den Feldmessungen (E.Ströbl, J.Atmüller, R.Bacher, M.Kreuz) 1450 Stationen gemessen. Geländebedingte Lücken befinden sich im hochalpinen Bereich, diese liegen jedoch anscheinend zur Gänze in einem magnetisch wenig gestörten Gebiet.

Die Hänge N des Liesingtals zeigen ein sehr unruhiges Bild mit einem Bereich positiver (bis ca. 100 nT) und ebensolcher negativer Anomalien, die sich teilweise aus dem Raum S des Liesingbaches fortsetzen. Diese Anomalien zeigen generell einen mehr E-ENE gerichteten Trend, verlaufen also meist schräg zum WNW-NW gerichteten Streichen der Gesteinszüge. Ein grundlegender Unterschied zwischen der Rannachserie S des Tals und den Gesteinen der Veitscher Decke N davon ist jedenfalls aus der Magnetik nicht ableitbar. Es hat den Anschein, als ob sowohl in den Sandsteinen und Tonschiefern des Karbons als auch im Bereich der phyllitischen Grauwackenschiefer nur einzelne Partien durch einen höheren Magnetitgehalt ausgezeichnet sind und daher größere Anomalien verursachen. Der Frauengrabengneis S Mautern, der durch eine breite, schwach positive Anomalie (+20 bis +30 nT) charakterisiert ist, reicht anscheinend nicht unter die Talflur nach N.

Von den für die Tiefenstruktur bedeutungsvollen Zonen ist eine Anomalie zu erwähnen, die sich im unteren östlichen Teil des Reiting erstreckt. Diese beginnt im S etwa im Quellbereich des Ploderbaches und streicht anscheinend in NNW-N Richtung weiter, wobei die maximale bisher gemessene Amplitude +583 nT beträgt. Die zweidimensionale Störkörperberechnung zeigt gute Übereinstimmung unter der Annahme: Modell einer 60° WSW einfallenden Platte, Breite 1 km, Oberkante in ca. 100 m unter Gelände gelegen.

Unterkante in 1,1 km Tiefe gelegen, Suszeptibilitätskontrast $6 \cdot 10^{-3}$ cgs. Die geologische Deutung dieser Anomalie bereitet jedoch insoferne erhebliche Schwierigkeiten, als es in diesem Teil der Grauwackenzone kein Gestein oder Erz gibt, das so hohe Suszeptibilitäten aufweist; als Erklärung käme nur ein Serpentin oder eine stark magnetithältige Vererzung in Frage, wobei gegen letztere allerdings die große Ausdehnung der Anomalie spricht. Die tektonische Position der Anomalie dürfte im Bereich der basischen Vulkanite oder im Liegenden derselben sein.

W und SW von Gösseck deckt sich der Isanomalienverlauf gut mit der Streichrichtung der Schichtglieder (generell N-S), wobei die Nullisanomale etwa die Grenze des erzführenden Kalks gegen die Quarzite angibt. Weiter westlich ist im Oberlauf des Reitingbaches eine SSW streichende, markante Minimumzone ausgebildet, die im Oberlauf des Eselbaches an einem ENE streichenden ovalen Maximum endet. Die Kreuzung der beiden Elemente müßte in jenem Bereich liegen, in dem nach den neueren Untersuchungen von Schönlaub (1977) der Porphyroidhorizont im S endet. Das Minimum könnte im Zusammenhang mit einer Störung stehen. Auch die markante Störung, die nach Metz (1967) mit N-S Streichen vom Magdwieseck nach S zieht, macht sich in der Magnetik durch ein Umbiegen der Isanomalien in die N-S Richtung, eine Scharung der Isanomalien und Ausbildung schmaler Querstrukturen, bemerkbar.

Noch nicht geklärt ist auch eine bedeutende Anomalie, deren Achse im unteren Teil der Gehänge nördlich des Oberlaufes des Gössgrabens (etwa 1,8 km S Linseck) sich ziemlich genau in E-W Richtung erstreckt. Der maximale Störwert der Anomalie, die noch nicht zur Gänze vermessen ist, beträgt +205 nT, eine Unterbrechung des zusammenhängenden Streichens SSW vom Linseck dürfte auf eine Störung hinweisen, die etwa N-S streicht. Auch diese Anomalie läßt sich durch das Modell einer breiten Platte wiedergeben, die steil nach S einfällt. Eine lithologische Erklärung für dieses Strukturelement, das für den Internbau der Reitingdecke und deren Verhältnis zur Wildfelddecke Bedeutung hat, fehlt derzeit noch. Am ehesten dürfte dafür eine Einschaltung eines mächtigen basischen Gesteinszuges in Frage kommen.

Nördlich des Kammes der Eisenerzer Alpen wird der Isanomalenverlauf von einer markanten Anomalie beherrscht, die im E bei der Eisenerzer Ramsau beginnt, 2 km weiter nach W streicht, sodann scharf nach SW umbiegt, um weiter W 10° S streichend im Finstergraben endet. In 2 ovalen Teilanomalien werden Störwerte von knapp über 200 nT erreicht. Die Störkörperberechnung ergab folgende Daten: Eine 800 m breite und 100 m tiefe Platte, die mit 55° gegen N einfällt.

Der der Berechnung zugrundeliegende Suszeptibilitätskontrast von $1000 \cdot 10^{-6}$ cgs könnte einem etwas magnetithältigen Eisenerz entsprechen ("Tigereisenerz" zeigte Suszeptibilitäten von ca. $300 \cdot 10^{-6}$ cgs) oder einem Grüngestein. E und N der Eisenerzer Ramsau schließt sich eine breite Zone positiver Werte an, wobei nach E hin anscheinend ein zunehmender Trend herrscht. Gegen die Kalkalpen zu nehmen die Störwerte generell ab, wobei die Werfener Schichten noch teilweise im Bereich positiver Störwerte sich befinden.

Südlich Radmer bildet die breite Zone von Grauwackenschiefern und Werfener Schichten einen schwach positiven Bereich, während das im S anschließende Finstergrabenporphyroid durchwegs im Bereich negativer Störwerte sich befindet. Suszeptibilitätsmessungen ergaben für das Porphyroid Werte um $30 \cdot 10^{-6}$ cgs, während in Silur-Devonkalken Werte bis $6 \cdot 10^{-6}$ cgs gemessen wurden.

Bezüglich der Interpretation des innerhalb der Kalkalpen gelegenen Abschnittes besteht noch die Schwierigkeit, daß noch kein endgültiger Überblick über die Suszeptibilitäten der einzelnen Schichtglieder vorliegt. Außerordentlich niedrige Suszeptibilitäten (unter 10^{-6} cgs) herrschen in den Trias- und Jurakalken und Dolomiten. Die Werfener Schichten haben mäßige Suszeptibilitätswerte (bis $50 \cdot 10^{-6}$ cgs). Höhere Suszeptibilitäten werden in bestimmten Schichtgliedern der Gosau vermutet, sowie lokal in quartären Bildungen.

Eine geschlossene positive Anomalie erstreckt sich mit ca. 2 km Breite W und S von Hieflau, wobei Störwerte bis um 50 nT erreicht werden. N-NW gerichtete Trends in den Isanomalen zeigen eine auffallende Übereinstimmung mit der Grenze Kalkalpin/Grauwacken-

zone sowie mit dem Verlauf der Gesteinszüge des Blasseneckporphyroids weiter im S. Die Scharung der Isanomalen an der Ostgrenze der Anomalie (südlich Hieflau, etwa dem Verlauf des Erzbaches folgend) könnte als Hinweis für eine NNW-NW streichende Störung im tieferen Untergrund gelten. Die Tiefenberechnung ist sehr unsicher, doch spricht einiges dafür, daß die Ursache der Anomalie tief liegt, also im Bereich des darunterliegenden Werfener Niveaus oder sogar der Grauwackengesteine.

Diese Zone mäßig positiver Störwerte setzt sich von Hieflau nach N in das Hauptdolomitareal beim Plattenkogel fort und reicht auch nach W bis etwa zum Tamischbachturm, wo Störwerte um +20 nT dominieren.

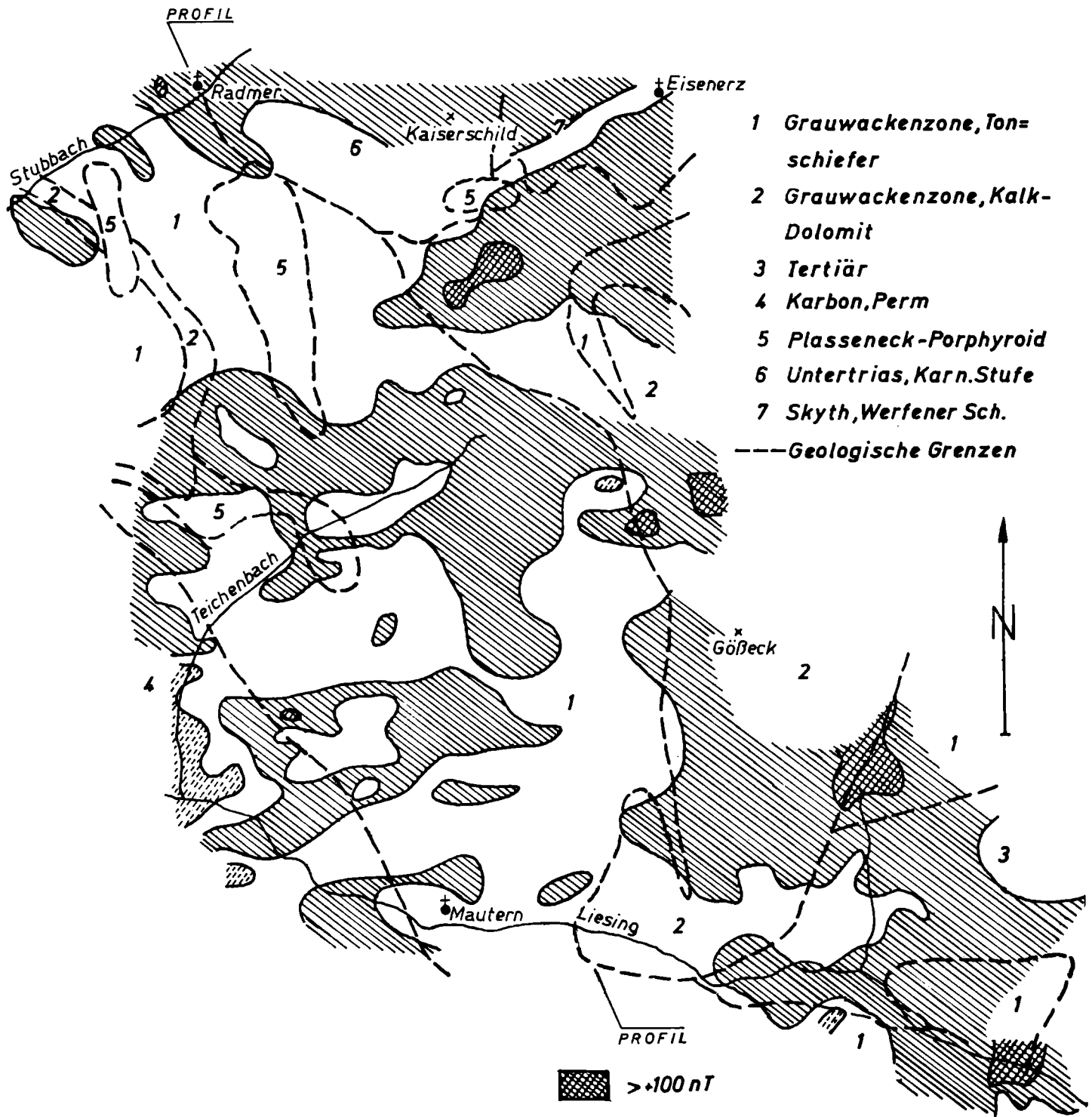
Das Tertiär von Hieflau liegt in einem schwach negativen Bereich, der etwa dessen Ausdehnung wiedergibt.

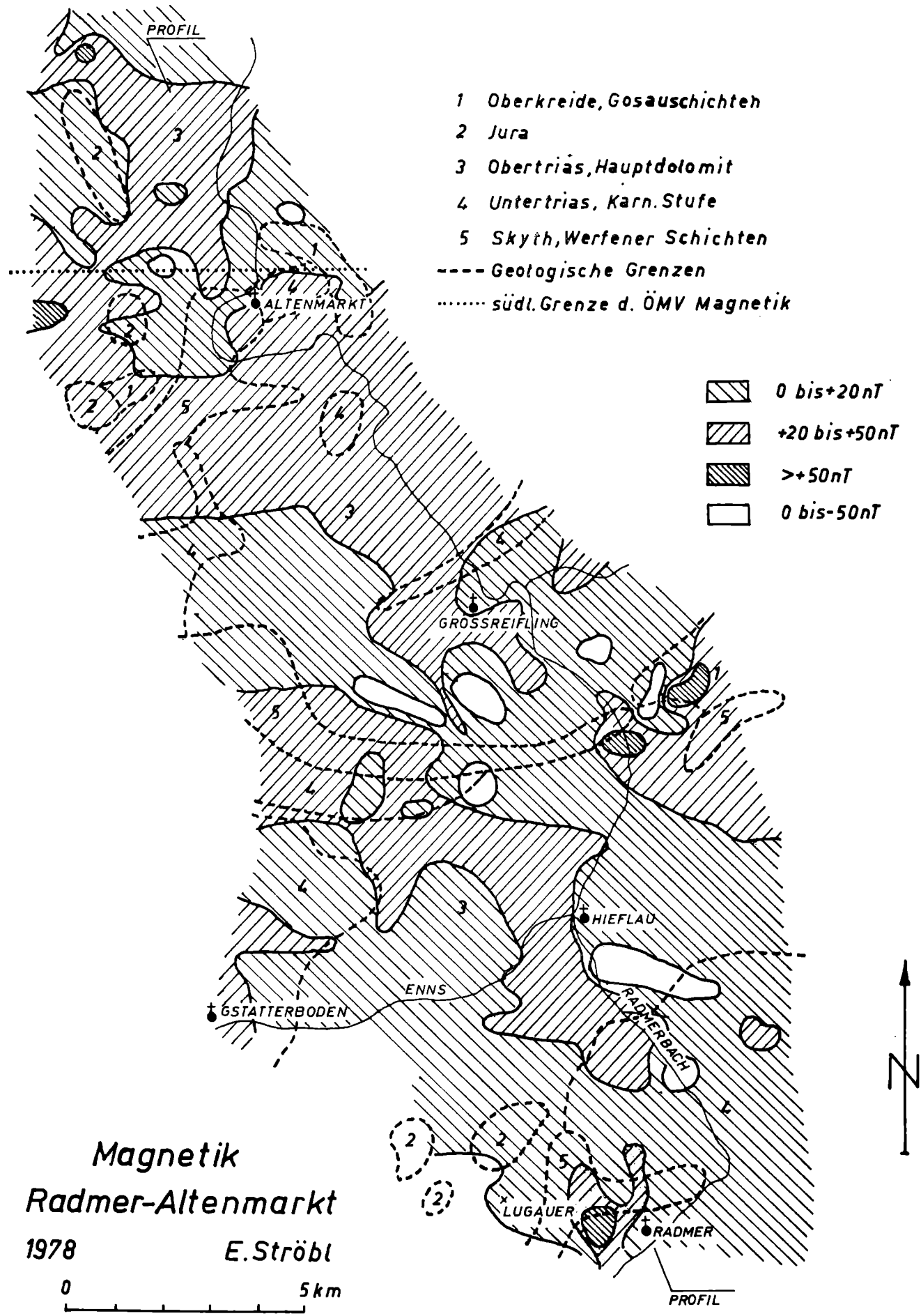
Der Unterlauf des Schwabelbaches liegt in einer max. 1 km breiten, NW streichenden Anomalie, die auch über die Enns sich weiter nach NW fortsetzt (maximaler Störwert +89 nT). Es wird noch zu überprüfen sein, inwieweit hier Magnetitanreicherungen im Quartär ursächlich beteiligt sind. Dagegen befindet sich das ovale Zentrum einer Anomalie (max. Amplitude +94 nT) ca. 2 km NE der Mündung des Schwabelbaches in der Enns eindeutig innerhalb der Gosau.

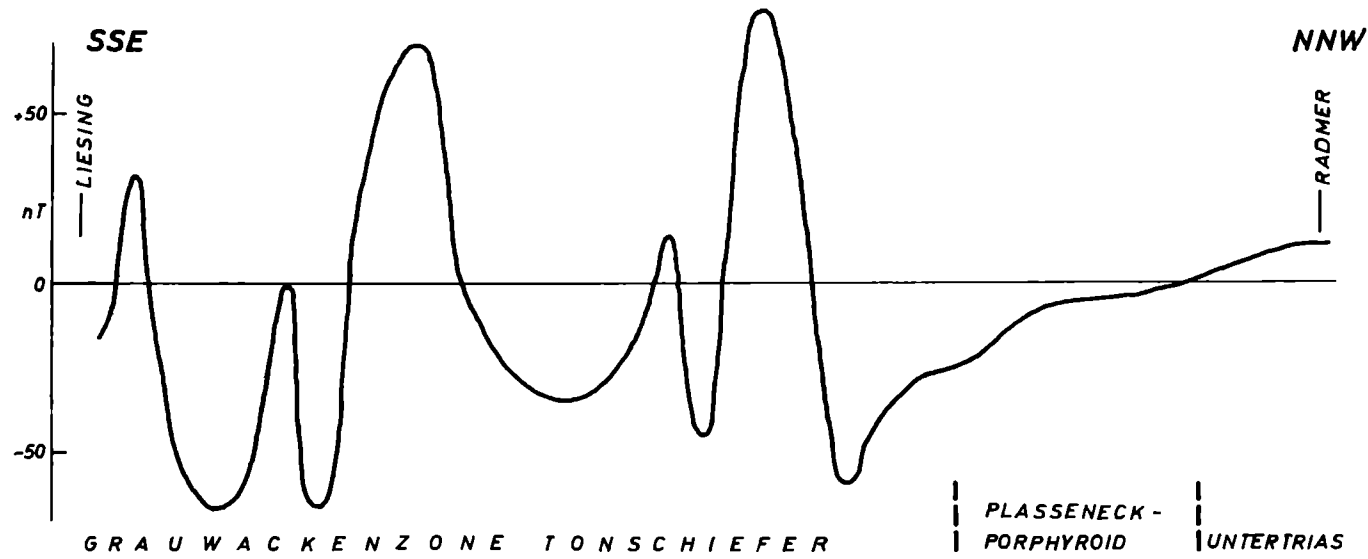
W von Kirchenlandl und S vom Lärchkogel zeigen 2 markante negative Anomalien besonders klar den NW gerichteten Trend der Isanomalen, der somit schräg auf das regionale E-W Streichen der kalkalpinen Strukturen verläuft. Möglicherweise spiegeln sich im Verlauf des magnetischen Bildes tiefer liegende Strukturen wieder.

Bei Altenmarkt scheint ein Zusammenhang zwischen dem Verlauf positiver magnetischer Anomalien (bis +40 nT) und dem Verlauf der quartären Talfüllung zu bestehen, wobei gegen das anstehende Kalkalpin eine Abnahme der Störwerte um 10-20 nT erfolgt. Ca. 4,5 km W der Mündung der Laussa zeichnet sich eine kräftig positive Anomalie (+77 nT) ab, die erst in ihrem östlichen Ausläufer erfaßt wurde, deren Ursache noch nicht geklärt ist.

Bezüglich der Auswertung der in den früheren Jahren erlangten Daten standen neben einer detaillierteren geologischen Interpretation Untersuchungen über die Anwendbarkeit bestimmter mathematischer Auswertungsverfahren im Mittelpunkt, die im Gebiet der Seckauer Alpen und Umgebung getestet wurden. Da hierbei eine gleichmäßige Punktdichte Voraussetzung ist, welcher Forderung aber bei Messungen in alpinen Gelände nicht entsprochen werden kann, spielen Interpolationsverfahren bei der Datenaufbereitung eine große Rolle. Für die Ermittlung der ersten beiden Ableitungen $\partial V / \partial z$ und $\partial^2 V / \partial z^2$ und der Feldfortsetzung nach oben wurde von E. Ströbl ein Programm von A. J. Rudman und R.F. Blakeley (1975) nach einem Algorithmus von Henderson für den Computer vom Typ RC 8000 der Montanuniversität adaptiert. Die Feldfortsetzungen wurden hierbei mit einem Intervall von 500 m bis 2500 m Sh gerechnet. Als wichtige Feststellung ergab sich, daß am aussagekräftigsten die Fortsetzung 500 m nach oben ist, die sowohl für die quantitative Interpretation sich gut eignet und auch eine klare Korrelation mit bekannten geologischen Daten ergibt. Bei dieser Methode werden nämlich topographische Einflüsse fast zur Gänze eliminiert und oberflächennahe Störeinflüsse zugunsten tiefliegender Strukturelemente unterdrückt, so daß die Ergebnisse eine ausgezeichnete Grundlage für die Störkörperberechnung und eine detaillierte geologisch-tektonische Analyse bilden.







Magnetik
Mautern-Altenmarkt
 PROFILE
 1978 E. STRÖBL

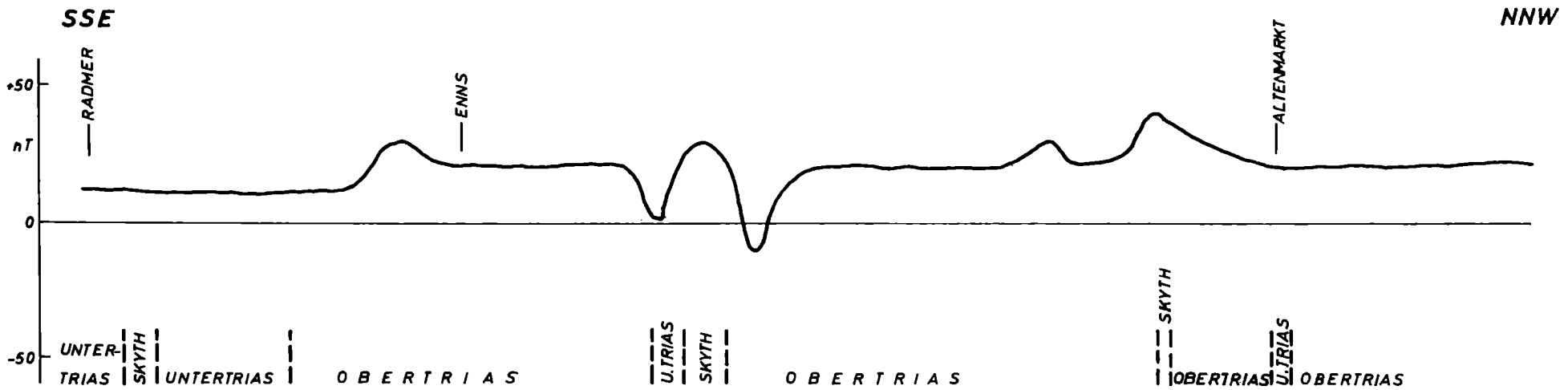


Abb.: 3

G. WALACH: Gravimetrische Messungen im Fohnsdorf-Knittelfelder
Tertiärbecken und seiner Umrahmung.

Im Sommer 1977 wurden die gravimetrischen Messungen im Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbecken und seiner kristallinen Umrahmung zu einem vorläufigen Abschluß gebracht. In zwei Feldeinsätzen wurden 163 Stationen vermessen, wobei neben dem Ostteil des Beckens (Raum Knittelfeld-St.Lorenzen), vor allem die umgebenden Kristallgebiete erfaßt wurden. Insgesamt wurden bisher auf einer Fläche von rund 400 km² 325 Gravimeterpunkte vermessen.

Eine vorläufige Auswertung von 180 Stationen aus dem Westabschnitt des Meßgebietes ist in Abb. 4 wiedergegeben. Aus der Verteilung der Bouguerschwere, noch ohne Abtrennung des regionalen Schwere-trends, können folgende Aussagen abgeleitet werden:

1. Gute Korrelation mit den dominierenden geologischen Richtungen Pöls- und Lavantlinie, nach Richtung, Lage und Scharung der Isogammen.
2. Die gravimetrische Becken-Hauptachse deckt sich mit der Richtung der Mur-Mürz-Furche.
3. Das nach geologischen Untersuchungen vermutete allmähliche Ausheben gegen ein seichteres Ostbecken, mit einer NW streichenden Schwelle im Raum Knittelfeld, wird durch die Schwereverteilung bestätigt.
4. Am SE-Rand erfolgt der Abbruch in den tiefen Teil des Beckens mit ausgeprägtem NE-Streichen der Flanke schon auf Höhe des Ortes Weißkirchen, sodaß das Tertiär im gesamten SE-Flügel mit stark reduzierter Mächtigkeit vorzuliegen scheint.
5. Am SW-Rand deutet die Schwereverteilung besonders komplizierte tektonische Verhältnisse an. Während im Raum Maria Buch ein sehr steiler Abbruch in das Becken erfolgt, scheint das Tertiär im Gebiet des Liechtensteinberges E Judenburg durch das Kristallin vom S her mehr als 1 km überschoben zu sein.

Studien an einem vereinfachten Modell haben gezeigt, daß bei Annahme eines linearen Trends des Regionalfeldes mit einem Gradienten von 0,5 - 1,0 mgal/km, Richtung SE bis SSE, zu rechnen ist. Exakte Studien über den Trend des Regionalfeldes sind erst nach der kurz vor dem Abschluß stehenden Reduktion des gesamten Datenmaterials möglich. Am Beispiel eines NW-SE verlaufenden Profiles wird in Abb. 5 gezeigt, daß nach Abzug des Regionalfeldes der Schweretrog des Fohnsdorfer Beckens sehr deutlich und gleichförmig hervortritt.

Parallel zur Bearbeitung der gravimetrischen Daten wurde eine Gruppe von Computerprogrammen für die weiterführende Analyse des Datenmaterials ausgearbeitet. Diese Programmgruppe umfaßt ein Interpolationsprogramm zur Transformation der Daten auf ein quadratisches Raster, Methoden zur Berechnung und Abtrennung des Regionaltrends, sowie mathematische Filter- und Feldfortsetzungsverfahren. An einem Programm für dreidimensionale Modellrechnungen wird gearbeitet.

Ein weiteres Programm dient der halbautomatischen Reduktion von Gravimeterdaten, womit der beträchtliche Arbeitsaufwand, den vor allem die topographische Reduktion verursacht (bis zu 2 Stunden je Meßpunkt !), bei folgenden Projekten auf einen Bruchteil reduziert werden kann. Dieses Programm, dessen Konzept uns freundlicherweise vom Institut für Geophysik der Universität Wien, Abt. Prof. Steinhauser, zur Verfügung gestellt wurde, steht derzeit in Erprobung.

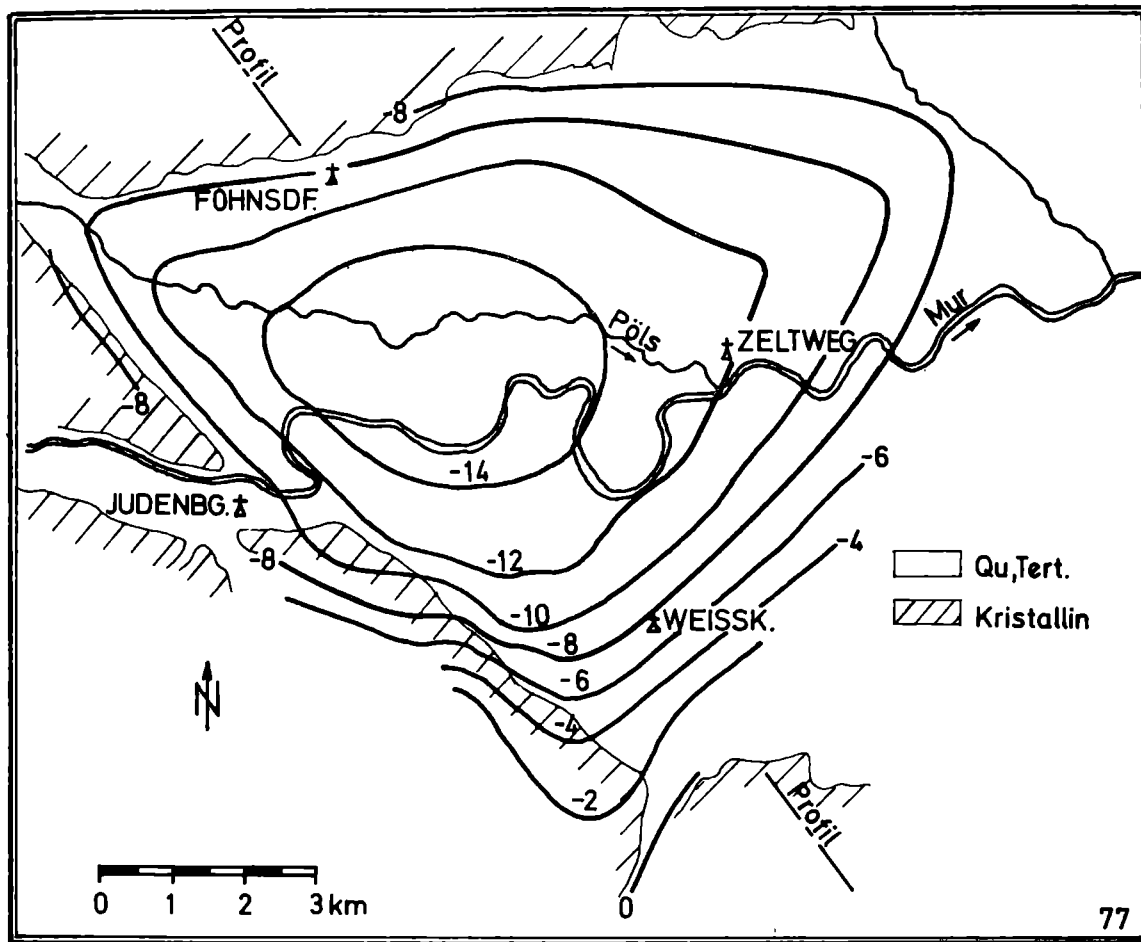


ABB.4: BOUGUERANOMALIE (mgal) FOHNSDORFER TERTIÄRBECKEN

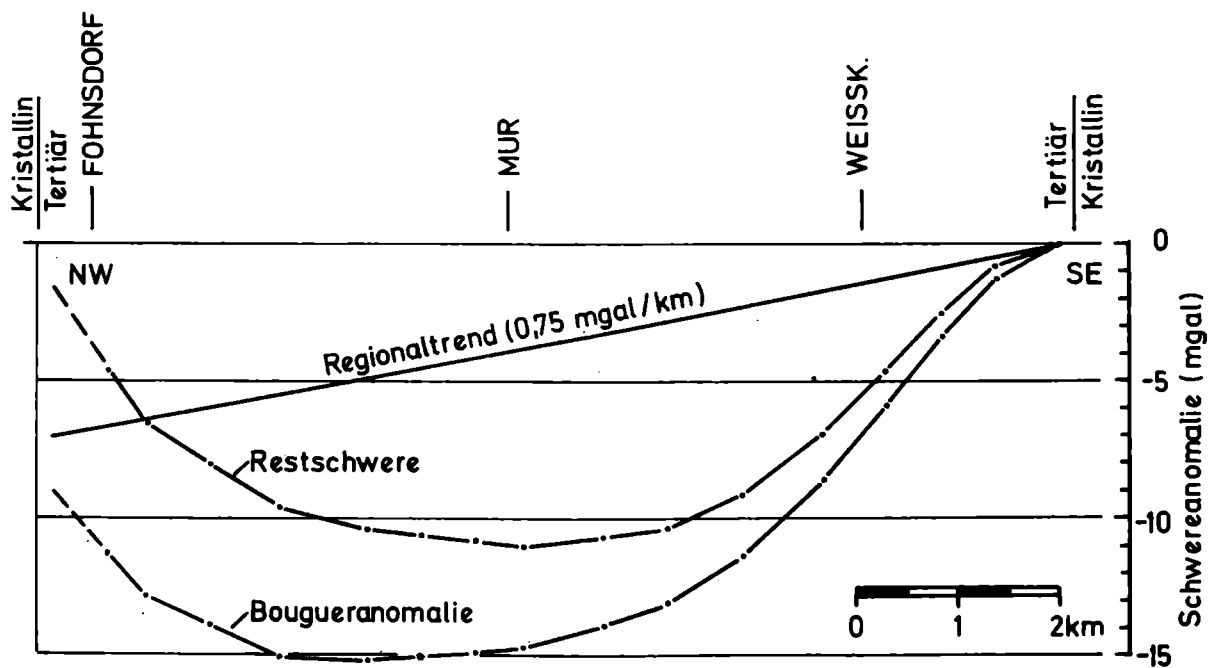


ABB.5: SCHWEREPROFIL FOHNSDORF - WEISSKIRCHEN

Geoelektrische Tiefensondierung im Fohnsdorfer Becken

(R. Schmöllner)

Im Frühjahr 1977 wurde im Murboden des Fohnsdorfer Beckens 1,5 km NNE Maria Buch eine geoelektrische Tiefensondierung mit einem maximalen Stromelektrodenabstand $AB = 2000$ m durchgeführt. Zum Einsatz kam das ABEM DC TERRAMETER 5320, eine Gleichstromapparatur für bis zu 50 Watt Ausgangsleistung. Es war eine Eindringtiefe von 400 - 500 m zu erwarten, sodaß noch ein beträchtlicher Teil des Tertiärs erfaßbar sein sollte.

Die Messungen erfolgten auf der Niederterrasse der Würmzeit, des sogenannten "Neuen Hochstandes". Die Sondierungskurve ist im Anfangsteil durch die hohen spezifischen Widerstände des obersten Profilabschnittes einschließlich des zum Meßzeitpunkt tief gefrorenen Bodens und der trockenen Würmschotter geprägt. Der steile Abfall der Kurve, durch welchen übrigens der Grundwasserleiter fast völlig überdeckt wird, ergibt sich aus den für tonige Formationen charakteristischen niedrigen Tertiärwiderständen, die ab etwa 400 m von rund $100 \Omega m$ auf noch niedrigere Werte absinken. Ein Interpretationsversuch mit der Hilfspunktmethode mit anschließender Computermodellrechnung (Abb. 6) ergab folgendes Profil:

Mächtigkeit (m)	Tiefe (m)	spez. Widerstand (Ωm)	geol. Schicht
1,2	1,2	700	} Boden
1,2	2,4	12000	
1,6	4,0	170	
17,0	21,0	2000	} trockener Schotter Grundwasserleiter
8,0	29,0	160	
396,0	425,0	90	} Tertiär
∞	∞	30	

Ein ähnliches, wenn auch etwas abweichendes Ergebnis lieferte die automatische Computerinterpretation (siehe auch Abb. 6).

Es sind weitere Messungen in jenen Teilen des Fohnsdorfer Beckens vorgesehen, in welchen mit der verwendeten Apparatur auch noch der Untergrund erfaßt werden kann, wo also das Grundgebirge nicht wesentlich tiefer als 500 m liegt.

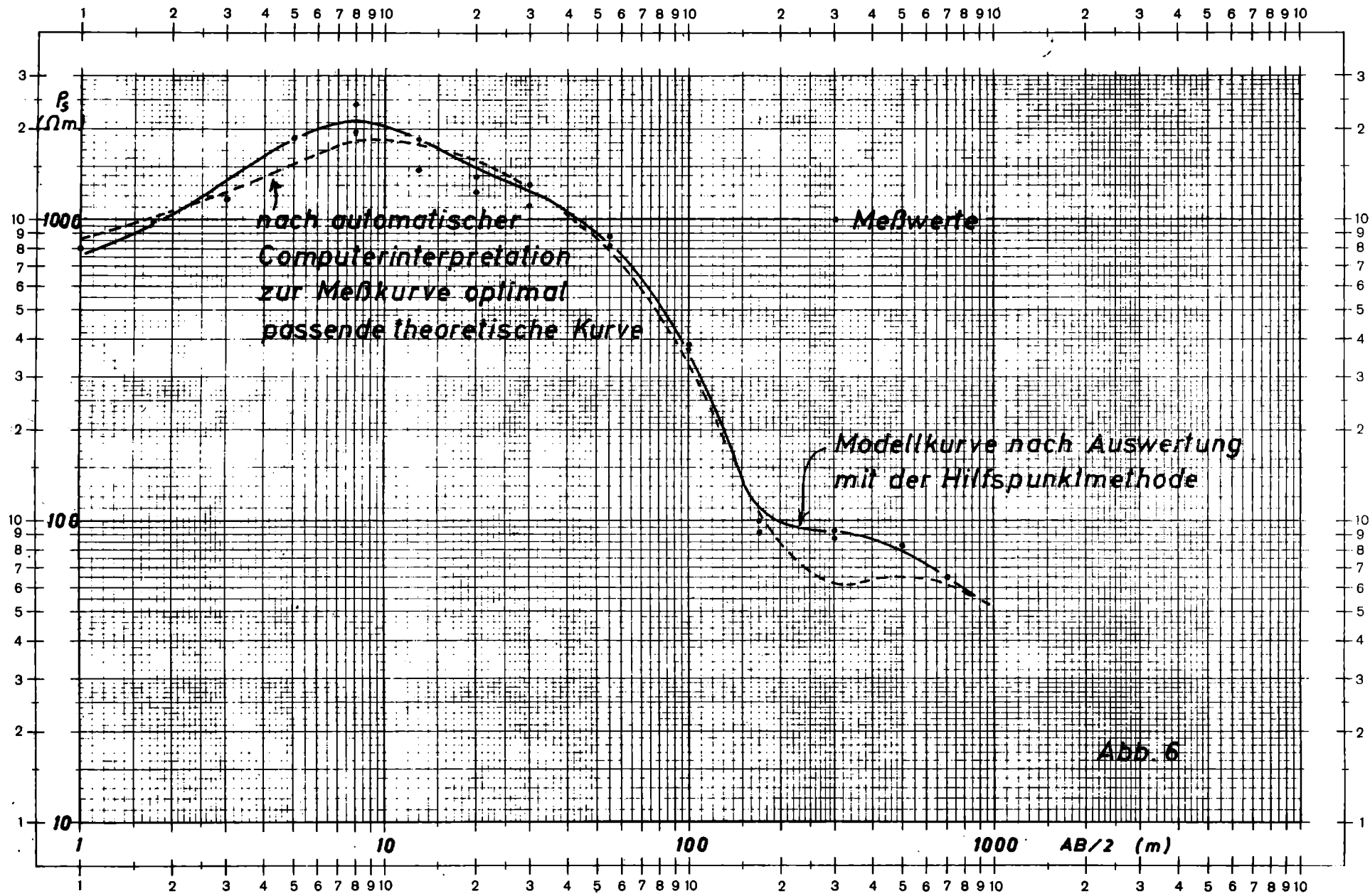


Abb. 6

SEIBERL, W. (Wien)

Jahresbericht 1977 über magnetische Messungen

Im Sommer 1977 wurden in zwei Meßeinsätzen die Totalintensität des erdmagnetischen Feldes an ca. 3000 Punkten bestimmt. Als erstes wurde im Lungau und im steirischen Teil des oberen Murtals gemessen. Die nördliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes ist der Tauernhauptkamm. Anschließend übersiedelte die Meßmannschaft nach Feldkirchen i. K. und begann mit der Vermessung des Gebietes zwischen dem Nockgebiet im Norden, dem Gurktal im Osten, dem Wörthersee im Süden und dem oberen Drautal im Westen. Die Größe der Untersuchungsgebiete beträgt ca. 1500 qkm.

Südlich des Tauernhauptkammes, zwischen dem Tauernpaß und dem Hochgolling existiert eine größere Anomalie mit einer Amplitude von 100 - 150 nT. Weiters konnten nördlich des Wörthersees lokal begrenzte Anomalien gefunden werden, deren Maxima zwischen 1000 - 2000 nT schwanken.

Sämtliche Datenreduktionen sind durchgeführt, sodaß derzeit am Lochen der Datenkarten gearbeitet werden kann.

Im Berichtszeitraum wurden zwei Arbeiten abgeschlossen, die sich der Verteilung der Gesteinssuszeptibilität (in-situ Messungen) im Bereich des Nockgebietes bzw. entlang dem östlichen Teil der peri-adriatischen Nahtzone beschäftigen.

Publikationen:

Die Werte der Gesteinssuszeptibilität im Bereich des Nockgebietes. Sitzungsberichte d.Österr.Akad.d.Wiss., Math.naturw. Kl., Abt.I, 185.Bd, 8. bis 10. Heft, pp.227-282.

Die regionale Verteilung der Gesteinssuszeptibilität im östlichen Teil des peri-adriatischen Lineaments. Archiv für Meteorologie und Geophysik, Serie A, 26(1977), pp.295-302, Springer Verlag, Wien

RIEHL-HERWIRSCH, G., KERN, A., PINZ, F. (Wien)

Geologische Arbeiten im Rahmen des Projektes Nr. 25 zur Frage der NS Alpen-Genese zwischen Eisenkappel und Villach im Jahr 1977.

Generell wurden im Jahre 1977 die geologischen Detailaufnahmen weitergeführt und zum Teil bereits abgeschlossen.

In den beiliegenden Abbildungen ist eine Übersicht der Arbeitsgebiete gegeben.

Ganz im W des Untersuchungsgebietes setzte F.PINZ seine Kartierung fort. Aus den paläozoischen Kalken des Sockels liegen die ersten Conodonteneinstufungen (H.P.SCHÖNLAUB) vor, die Alter von Obersilur bis Oberdevon ergaben. In den Schliffen zeigt sich eine zweiphasige Beanspruchung der Kalke, die zu starker Rekristallisation und häufiger Stylolithenbildung führte, wodurch fazielle Merkmale stark überprägt sind und nur vereinzelt Aussagen erlauben.

In der überlagernden südalpinen Trias folgt über den kalkigen Werfener Schiefen ein klastisch beeinflusstes Anis (Sandsteine), das durch eine rein karbonatische Entwicklung abgelöst wird (O.Anis-Ladin: gebankte Dolomite, dunkle Kalke, Ladin: Schlern-Riffentwicklung), in die an der Schlern-Basis grüne Tuffe und Kieselkalke (U.Langobard) eingeschaltet sind. In der tonig-kalkigen U.Trias kommt es zu großen lateralen Mächtigkeitsschwankungen durch tektonische Ausquetschungen an der Aufschiebung auf den Sockel.

Die Geländeaufnahmen A.KERN (Abb.) wurden 1977 abgeschlossen und erscheinen in Form einer geol.Karte 1:25.000.

Im Anschluß an Geländeaufnahmen im SE Abschnitt des Vermessungsprofiles Scheriau Graben (Pkt.III) konnte gemeinsam mit A.KERN und U.HERZOG die Schichtfolge des Rosenbacher Eisenbahntunnels neu interpretiert werden. Die von TELLER dem Anis zugeordnete N-Flanke seiner Antiklinale (er sah die Werfener Schichten als Kern einer Aufwölbung) stellte sich als

Bellerophon-Folge heraus - die roten Tonschiefer im Liegenden als Grödener Schichten. Demnach wird aus der kompliziert verfalteten Folge eine mehr minder ruhig gelagerte aufrechte Abfolge. An der Basis der nördlichsten Scholle im Bereich des Tunnelportals wurden aus den liegendsten Kalken Conodonten gewonnen, die nach freundlicher Mitteilung von H.SCHÖNLAUB höchstes Oberdevon ergeben haben. Die Untersuchungen werden weitergeführt.

Die Arbeiten von I.RÄUBER (TU Berlin) brachten eine erste Übersicht des Abschnittes zwischen Rosenbach und Dürren-Bach.

Im Rahmen der detaillierten geolog.Aufnahme des Vermessungsprofiles (Plöschenberg I - Singerberg Pfeiler II, III, IV) sowie im W des Untersuchungsgebietes (F.PINZ) wurden mit freundlicher Unterstützung des Amtes der Kärntner Landesregierung an 2 Profilen Singerberg - Plöschenberg und NS von Susalitsch der CO₂ Gehalt im Bodengas gemessen. Durch diese Messungen wurde die Verbreitung der Rosenbacher Kohlschichten - auch unter der Überdeckung im Drautal gut erkennbar. Besonders diese Abschnitte sind für mögliche ältere sowie rezente Verformungen von entscheidender Bedeutung. Die geodätische Kontrolle sowie die kontinuierliche Registrierung des Entgasungsvorganges sollen Gegenstand weiterer Untersuchungen sein.

Eine erste Serie von Paläomagnetischen Proben wurde entlang einem N-S Profil senkrecht zu einer mutmaßlichen Bewegungszone entlang der "Naht" aufgesammelt. Die Proben wurden gezielt auf mögliche Verstaltungen im Verlauf der Abfolge entnommen. Neben sicher aus prävariscischen Massenbewegungen abzuleitenden tektonischen Vorgängen (entlang der Naht) werden besonders um das mittlere Perm (Bozener Quarzporphyr und Tarviser Breccie sowie überaus weit verbreitete recht gut vergleichbare Fanglomerate des unteren Perms (größere Verstaltungen) erwartet. Belege für diese Unruhen sind uns in den genannten Ablagerungen im gesamten Raum erhalten.

ARIC, K., DUMA, G., GUTDEUTSCH, R. (Wien)

Jahresbericht 1977 über seismologische Beobachtungen

Nach der Aufstellung der Nahbebenstation Bleiberg/Kärnten am 15. Mai 1976 wurden die Friauler Bebenserien sowie Gebirgsschläge und Ortsbeben untersucht. Die Ergebnisse sind folgende:

- a) In dem Zeitraum vom 15. 5. bis 31. 10. 1976 wurden ca. 1500 Beben registriert. Das Histogramm zeigt drei getrennte Serien, die am 6. 5. 76, 11. 9. 76 und 13. 10. 76.
- b) Das Nachlassen der Bebenaktivität nach dem 6. 5. 1976 geschieht im Vergleich zu der Serie im September wesentlich langsamer, was auf einen unterschiedlichen Mechanismus der beiden Ereignisse schließen läßt.
- c) Das beobachtete Wiederansteigen der Seismizität vor der zweiten großen Bebenserie im September ist kein allgemeines Phänomen bei der Entstehung von Erdbeben. Neuerlich untersuchte Beben im Ostalpenraum zeigen diesen Wiederanstieg nicht.
- d) Zwischen den Friauler Beben und den Ortsbeben um Bleiberg ist kein ursächlicher Zusammenhang nachweisbar. Die Ortsbeben kommen in den Entfernungsbereichen von 15 - 30 Km westlich und südwestlich der Station vor. Gebirgsschläge finden in einem Umkreis von maximal 7 km von der Station statt.
- e) Durch die Frequenz-Spektren lassen sich die Friaulbeben von den Ortsbeben und den Gebirgsschlägen deutlich unterscheiden.
- f) Die Häufigkeitsverteilung der Laufzeitdifferenzen zwischen S- und P-Welle zeigt die Begrenzung der Herdflächen der Friaulereignisse an. Eine detailliertere Auswertung gibt darüber hinaus Informationen über Gestalt und Größe des Herdvolumens. Dieses beträgt ca. 10 000 km³ für das Hauptbeben am 6. Mai 1976, was sich auch gut in den bekannten empirischen Zusammenhang zwischen Magnitude und Herdvolumen einfügt.
- g) Die Epizentren und Herdtiefen sowie die Magnituden der 18 stärksten Beben in dem o.g. Zeitraum wurden bestimmt (1).
- h) Eine Studie über die Beschaffenheit der Kruste, insbesondere der oberen Kruste im Raume Gemona - Bleiberg - Klagenfurt brachte Ergebnisse, die mit den Krustenmodellen im Ostalpenraum gut im Einklang

stehen (2).

Publikationen:

- (1) Working Group of the Friuli Earthquake (ARIC et al.):
"Revised Hypocenters and Magnitude Determinations of major Friuli shocks". Bollettino di Geofisica teorica ed applicata, Vol.19,72, 1976, 581-585.
- (2) ARIC and GUTDEUTSCH: "Remarks about the structure of the earth's crust near the Friuli area". Bollettino di Geofisica teorica ed applicata, Vol 19,72, 1976, 279-284.

STEINHAUSER, P., RUESS, D., MEURERS, B. (Wien)

Gravimetrische Untersuchungen zum Tiefbau der Ostalpen im Jahr 1977.

1. Bouguer Anomalien der Karawanken

Die Bearbeitung der in den Karawanken und deren nördlichem Vorland durchgeführten Schweremessungen wurde mit der Erstellung der Bouguer-Anomalienkarte abgeschlossen. Das untersuchte Gebiet erstreckt sich von der Bundesgrenze im Süden bis zur Linie Villach-Klagenfurt-Völkermarkt-Bleiburg im Norden und umfaßt rund 1300 km². Die Karte wird durch einen Schweretrog gekennzeichnet, dessen Achse aus dem oberen Drautal kommend, von Villach über den Faaker-See verläuft und anschließend dem Nordrand der Karawanken bis zum östlichen Rand des Untersuchungsgebietes entlangstreicht. Im Bereich der Sattnitz Konglomerate treten sekundäre Minima auf, während die Zone der periadriatischen Naht sich lediglich durch einen unruhigen Isogammenverlauf bemerkbar macht.

Als nächste Arbeitsschritte sind die Trennung von regionalen und lokalen Anomalien-Anteilen und die Erstellung von verbesserten Untergrundmodellen vorgesehen.

2. Schweremessungen im Nock-Gebiet und Maltatal

Die Auswertung der in diesem etwa 1100 km² großen Meßgebiet im Jahre 1976 durchgeführten Schweremessungen wird fortgeführt, wobei die Anbringung der Geländekorrekturen wegen des extremen Hochgebirgscharakters dieses Gebietes umfangreiche und zeitraubende Bestimmungen mittlerer Geländehöhen erfordert. Für die Auswertung der gravimetrischen Vertikalgradientenmessungen wurden Auswerteprogramme entwickelt. Für die flächenmäßigen Schweremessungen und die Gradientenmeßpunkte ist die Reduktionsrechnung derzeit zu mehr als 60% fortgeschritten. Aufgrund der ersten Ergebnisse sind für Sommer 1978 noch Ergänzungsmessungen geplant. Die Vertikalgradientenmeßanordnung soll durch eine stabilere Aufstellung noch weiter verbessert werden. Jedoch sind auch die 1976 mit dem hierfür eigens entwickelten Registrierverfahren durchgeführten Messungen an den Feldpunkten lediglich mit einem durchschnittlichen Fehler von 2% behaftet, während für moderne Laboratoriumsmessungen unter wesentlich günstigeren Umweltbedingungen nach der Literatur ein durchschnittlicher Fehler von 1,4% typisch ist.

3. Schweremessungen in Mittelkärnten und im Murtal

Im Sommer 1977 wurden die gravimetrischen Feldmessungen in

in Mittelkärnten im Raum Klagenfurt-Villach-Radenthein-Gurk sowie den östlichen Gurktaler Alpen und im oberen Murtal samt aller Seitentäler bis zum Kamm der Niederen Tauern durchgeführt. Insgesamt wurden auf einer Fläche von rund 3500 km^2 ca. 360 Meßpunkte gravimetrisch vermessen. Derzeit wird am Netzausgleich der Meßwerte gearbeitet.

4. Gravimetrische Modellrechnung unter Berücksichtigung seismischer Ergebnisse im Bereich des Alpenlängsprofils, Abschnitt E-F.

Das gravimetrische Profil liegt etwa 20 km nördlich der seismischen Profillinie zwischen den Schußpunkten E (Lavantsee am Zirbitzkogel) und F (Körmend, Ungarn), da die Bouguer-anomalie hier ihr Maximum erreicht und ungefähr die gleiche Symmetrieachse hat wie das gravimetrische Modell.

Die P-Wellengeschwindigkeitsverteilung der verfügbaren seismischen Modelle wurde mittels der Nafe-Drake'schen Geschwindigkeits-Dichte-Beziehung in eine Dichteverteilung umgerechnet und damit ein dreidimensionales Modell nach dem Talwani-Verfahren berechnet.

Die bisher berechneten Modelle zeigen, daß das Profil EF zu

kurz ist, um ein seismisches und ein gravimetrisches Modell bis zur Moho-Tiefe vergleichen zu können und um den Kanal geringer Geschwindigkeit der P-Wellen gravimetrisch verifizieren zu können.

Derzeit wird das Modell nach Westen hin erweitert und durch laterale Dichteveränderungen verbessert.

BERICHTE ÜBER DEN GEOLOGISCHEN TIEFBAU DER OSTALPEN

Herausgegeben von H.W. Flügel und P. Steinhauser

1. Heft **Jahresbericht 1973.**
Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Jahrgang 1974,
Heft 4, Seite A 138 - A 148.
2. Heft **Jahresbericht 1974.**
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 21 Seiten, 5 Ab-
bildungen, Wien 1975.
3. Heft **Jahresbericht 1975.**
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Publ. Nr. 212,
74 Seiten, 14 Abbildungen, Wien 1976.
4. Heft **WALACH G.: Geophysikalische Arbeiten im Gebiet des Nordsporns
der Zentralalpen I: Magnetische Traverse 1 (Neunkirchen - Hoch-
wechsel - Pöllauer Bucht).**
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Publ. Nr. 215,
22 Seiten, 5 Abbildungen, 4 Beilagen.
5. Heft **Jahresbericht 1976.**
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Publ. Nr. 221,
101 Seiten, 21 Abbildungen, Wien 1977.
6. Heft **Jahresbericht 1977, Teil 1.**
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Publ. Nr. 230,
54 Seiten, 9 Abbildungen, Wien 1978.
7. Heft **Jahresbericht 1977, Teil 2.**
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Publ. Nr. 240,
60 Seiten, 19 Abbildungen, Wien 1979.