

Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet Seetaler Alpen — Niedere Tauern — Eisenerzer Alpen

Von K. METZ*, Ch. SCHMID, R. SCHMÖLLER,
E. STRÖBL, G. WALACH und F. WEBER**

Mit 16 Abbildungen

Zusammenfassung

Im Rahmen des Forschungsschwerpunktes „Tiefbau der Ostalpen“ wurden auf einer 10–15 km breiten Traverse magnetische Messungen (Vertikalintensität) ausgeführt, die vom Nordabhang der Seetaler Alpen über die Seckauer Alpen – Niedere Tauern – Eisenerzer Alpen bis in die Nördlichen Kalkalpen reicht und entlang des Murtales bis nach St. Michael erweitert wurde. Gravimetermessungen wurden nach N bis zum Südrand der Seckauer Alpen durchgeführt, ein refraktions-reflexionsseismisches Profil diente der Klärung des Internbaues des Fohnsdorfer Beckens und der Störungen am Südrand desselben.

Die Gravimetrie erbrachte vor allem durch die Interpretation des Restschwerefeldes einen Überblick über die regionale Stellung und den Internbau der Tertiärbecken von Fohnsdorf – Knittelfeld – Seckau. Die zentralen Muldenzonen sind durch lokale Schwereminima von -10 mgal (Fohnsdorf) bzw. -5 mgal (Seckau) gut charakterisiert. Für den tektonisch stark gestörten Südrand des Fohnsdorfer Beckens konnten Modelle aufgestellt werden, die neben einer Steil- bis Saigerstellung der Schichten im Raum Maria Buch auch eine Überschiebung des Tertiärs im Gebiet des Liechtensteinberges annehmen. Die großen Störungszonen, z. B. die Pölslinie, kommen im Schwerebild klar zum Ausdruck.

Die flächenmäßig am weitesten fortgeschrittene Magnetik lieferte vor allem durch die Störkörperberechnung und andere Verfahren der quantitativen Interpretation geologisch verwertbare Aussagen über die Struktur und den Tiefgang bestimmter Gesteinskomplexe sowie lithologische Angaben. Durch hohe Suszeptibilitäten charakterisierte, magnetische „Leitgesteine“ sind die Serpentine, Amphibolite, Rannachquarzite, basische Eruptiva, Teile der Grünschiefer und magnetitführende Eisenerze. Die tertiären Schichten, Marmore, Glimmerschiefer und Gneise der Beckenumrahmung, die Seckauer Gneise und Granite, die Kalke, Dolomite und Schiefer der Grauwackenzone weisen nur geringe Suszeptibilitäten auf. Aufgrund dieser Gegebenheiten konnten daher in den Tertiärbecken nur lokal Angaben über Tektonik, Abgrenzung und Lithologie des Untergrundes gemacht werden. Bezüglich des Serpentinitssockels von Kraubath konnten neue Vorstellungen

Adresse der Verfasser: * Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz,
Heinrichstraße 26, 8010 Graz.

** Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben,
8700 Leoben.

über die geometrische Form, die Tiefenerstreckung und Bruchlinien entwickelt werden. Die Unterkante fällt generell flach bis mittelsteil nach N ein, der Serpentinikörper reicht im N bis ca. 1300 m unter Gelände hinab. Wesentlich ist auch der Nachweis, daß westlich der Feistritzstörung (Sprunghöhe etwa 750 m) sich eine etwa 600 m breite Serpentinitscholle bis in die Gegend von Seckau im Untergrund des Tertiärbeckens fortsetzt. Sowohl in der ΔZ -Isanomalenkarte als auch in der Karte der Feldfortsetzung +500 m machen sich bereits bekannte und auch neu postulierte Störungen durch steile Gradienten, Umbiegen der Isanomalen etc., bemerkbar. Besonders auffallend sind hierbei die Pölslinie, Ingeringstörung, Leisingbruch, Gaaler Störungslinie, Randbrüche des Seckauer Beckens, Lobminger Störungszone, NE streichende Brüche am Tremmelberg.

In der Rannachserie dürften die eingeschalteten Gneise und der Streifen Grauwackenzone einen geringen Tiefgang besitzen. Die Grenze Rannachserie – Grauwackenzone wurde als bedeutende, generell steil N-fallende tektonische Linie bestätigt. S vom Liesingtal konnten vor allem im Abschnitt Mautern – Traboch N–NNE streichende tektonische Linien gefunden werden. In der Grauwackenzone kommt einer bedeutenden magnetischen Anomalie am Reiting, die auf basische Vulkanite zurückgeführt wird, erhebliche strukturelle Bedeutung zu.

Die reflexionsseismischen Messungen zwischen Mur und Beckensüdrand bei Maria Buch ergaben für das Fohnsdorfer Becken, unter Verwendung eines bis 700 m Tiefe refraktionsseismisch belegten Geschwindigkeitsmodells, eine Tiefe von 2000–2100 m, bei relativ flacher Lagerung der basalen Reflexionshorizonte, was mit den gravimetrischen Modellvorstellungen im guten Einklang steht.

Das wahrscheinlichste für reflexionsseismische Messungen zu verwendende Modell der Vertikalgeschwindigkeiten wurde dabei unter der Annahme einer allgemeinen Schichtanisotropie der tertiären Ablagerungen gewonnen. Ultraschallgeschwindigkeitsmessungen an Proben des Basissandsteines aus verschiedenen Teilen der Grube Fohnsdorf dürften diese Vortellungen bestätigen.

Summary

Within the research project "Tiefbau der Ostalpen" magnetic measurements of vertical intensity were carried out along a c. 10 to 15 km wide traverse, which reaches from the northern slope of the "Seetaler" Alps over the "Seckauer" Alps, the Lower Tauern, the "Eisenerzer" Alps to the Northern Calcareous Alps, and was extended along the Mur Valley to St. Michael. Gravity measurements were carried out up to the southern edge of the "Seckauer" Alps. A reflection-refraction seismic profile was used to clarify the internal structure of the Fohnsdorf Basin and the fault on the southern edge of the Basin.

Above all the gravimetry, through the interpretation of the residual gravity field, gave an overall view of the positioning and internal structure of the Fohnsdorf–Knittelfeld–Seckau Tertiary Basin. The central depressions are well characterised by local gravity minimas of -10 mgals (Fohnsdorf) and -5 mgals (Seckau). Models for the strong tectonically disturbed southern edge of the Fohnsdorf Basin could be produced, which, besides a steep to sub-vertical positioning of

the layers in the region of Maria Buch also assumes an overthrusting of the Tertiary in the region of the Liechtenstein mountain. The large fault-zones, e. g. the "Pölslinie", come out very clearly in the gravity pictures.

Magnetic measurements (which have been carried out over by far the largest area), through the modelling of magnetic anomalies and other methods, gave quantitative interpretation of the geologically valuable information concerning the structure and depth of certain rock complexes as well as lithological information. Serpentine, amphibolite, "Rannach" quartzite, basic eruptives, partially green schists and magnetite bearing iron ore are the magnetically "conducting" rocks, characterised by their high susceptibilities.

In the ΔZ isoanomaly map as well as in the upward continuation map (+500 m) the already known and newly postulated faults are identifiable. A meaningful anomaly arises on the Reiting which can be associated with basic volcanites.

Using a model verified by refraction seismic velocity down to a depth of 700 m the reflection seismic measurements between the River Mur and the southern edge of the Fohnsdorf Basin, near Maria Buch, revealed that the Fohnsdorf Basin lies very flat at a reflection level of c. 2000 to 2100 m, which is in good agreement with the results of the gravity model.

The most likely vertical velocity model of the reflection seismic measurements was built upon the assumption of a general layer-anisotropy in the Tertiary beds.

Ultrasonic velocity measurements on samples of the lowermost Tertiary sandstone from various parts of the Fohnsdorf mine confirm this model.

Inhalt

1.	Einleitung	216
2.	Gravimetrische Messungen im Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbecken und seiner Umrahmung	217
2.1	Durchführung der Messungen	217
2.2	Gesteinsdichten	217
2.3	Bearbeitung der Meßergebnisse	219
2.4	Ergebnisse	222
2.4.1	Bougueranomalie	222
2.4.2	Interpretation des Restschwerefeldes	224
3.	Magnetik	230
3.1	Allgemeines	230
3.2	Durchführung der magnetischen Messungen	230
3.3	Gesteinssuszeptibilitäten	231
3.4	Auswertung	233
3.4.1	Allgemeines	233
3.4.2	Fortsetzung des Potentialfeldes nach oben	234
3.4.3	Störkörperberechnung	236
3.5	Ergebnisse	238

3.5.1	Fohnsdorfer Becken und Umrahmung	238
3.5.2	Der Bereich des Kraubather Serpentinzug	239
3.5.3	Das Gebiet der Seckauer Tauern und die Grauwackenzone südlich der Liesing	246
3.5.4	Das Gebiet zwischen Liesing und Radmer	251
4.	Reflexions- und Refraktionsseismik im Fohnsdorfer Becken	255
5.	Literatur	258

1. Einleitung

Dem von der Leobner Arbeitsgruppe bearbeiteten Teilprojekt des Forschungsschwerpunktes „Tiefbau der Ostalpen“ lag ein Konzept zugrunde, wonach, ausgehend vom Ostteil der Niederen Tauern, eine breite N–NNE verlaufende Traverse geophysikalisch vermessen werden sollte. Im Laufe der Untersuchungen ergaben sich im Bereich der Murfurche und deren Umgebung immer wieder neue Fragestellungen, deren weitere Verfolgung von der Geologie her verlangt wurde, sodaß daraus praktisch eine zweite Traverse resultierte, die von Judenburg bis St. Michael reicht. Da das Gebiet hinsichtlich der geologischen Erforschung weit fortgeschritten ist, wobei insbesondere die jahrzehntelangen Untersuchungen von K. METZ und Mitarbeitern zu erwähnen sind, konnten für den geophysikalischen Projektteil prägnante Fragestellungen vorgegeben werden. Diese umfaßten die Probleme der Ausprägung der großtektonischen Gliederung der mittel- und oberostalpinen Deckeneinheiten im geophysikalischen Bild, die Tiefenerstreckung der durch die geologische Kartierung erkannten Strukturen und vor allem die geophysikalische Überprüfung bekannter Störungen, sowie die Auffindung neuer, bisher nicht erkannter Störungssysteme. Daneben gab es noch eine Reihe anderer, sozusagen autonomer geophysikalischer Probleme, die von gesteinsphysikalischen Fragen über solche meßtechnischer Natur bis zur Anwendung optimaler Auswertungsmethoden, angepaßt an die alpinen Verhältnisse mit ihren zahlreichen Störeinflüssen, reichten.

Der komplexen Problemstellung Rechnung tragend, sollte eine Kombination mehrerer geophysikalischer Verfahren zur Ausführung gelangen, allerdings, entsprechend dem materiellen Rahmen des Projektes, nicht immer im gleichen Ausmaß. Die Notwendigkeit und die Bedeutung gravimetrischer Messungen stand von Anfang an fest, die Ergebnisse der Arbeiten von O. ROSENBACH und Mitarbeitern/TU Clausthal (ROSENBACH et al., 1972 a, b; cum. lit.) bildeten eine überzeugende Basis für das Aussagevermögen dieser Methode auch bei ostalpinen Problemen. Die magnetischen Messungen waren insoferne mit größeren Erwartungen verbunden, als hier vor allem auch ins Detail gehende Fragen gelöst werden können und in gewisser Weise eine Fortsetzung der geologischen Feldaufnahme gegeben ist, insbesondere bei der engmaschigen Vermessung.

Refraktionsseismische und reflexionsseismische Messungen mußten aufgrund der meßtechnischen Gegebenheiten, insbesondere der Notwendigkeit von Schußbohrungen, vornehmlich auf den Bereich der Tertiärbecken beschränkt bleiben. Über den südlichen Randbereich liegt jedoch insoferne eine Information über die Tiefenstruktur bis zum Erdmantel vor, als sich das Alpenlängsprofil 1975 über den

Nordteil der Seetaler Alpen mit einem Schußpunkt beim Lavantsee erstreckte (ANGENHEISTER et al., 1976).

Es waren vor allem praktisch-meßtechnische als auch geologische Gründe, die für die Wahl des Fohnsdorfer Beckens als Ausgang für weiterreichende geophysikalische Untersuchungen sprachen. Es sollten dabei die tektonischen Bauunterschiede östlich und westlich der Pöls-Lavanttal-Linie näher definiert werden. Weiters waren die Beziehungen des vom Osten her streichenden Gleinalmbaues (NE) gegenüber dem WNW-Streichen und die Beziehungen dieser Baugrundlagen zur jungen Bruch- und Verschiebungstektonik zu klären. Im Osten bildete die genaue Erfassung der tektonischen Grenznaht der Grauwackenzone zu den südlich anschließenden Kristallineinheiten eine wichtige Frage.

2. Gravimetrische Messungen im Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbecken und seiner Umrahmung

Grundlegende Voraussetzung für die Auswahl einer anzuwendenden geophysikalischen Methode ist, daß sich das räumliche Neben- und Übereinander verschiedener Gesteinskomplexe in Kontrasten der gesteinsphysikalischen Zielgröße manifestiert. Für die Gravimetrie war nach der allgemeinen geologischen Situation sowohl zwischen den Tertiärschichten und dem Kristallin, als auch zwischen einzelnen Kristallinkomplexen ein guter Dichtekontrast anzunehmen, sodaß ein in Modellrechnung quantifizierbares, geologisch gut interpretierbares Schwerebild des Untersuchungsgebietes zu erwarten war.

2.1 Durchführung der Messungen

Die Gravimetermessungen wurden im Herbst 1973 mit einem geliehenen Worden-Gravimeter (Typ Master, Nr. 588) der ÖMV-AG, Wien, begonnen und nach Anschaffung eines eigenen Gravimeters (La Coste Romberg, Modell G Nr. 374) aus Mitteln des Geodynamik-Projektes, ab 1976 weitergeführt. Vergleichsmessungen mit beiden Instrumenten auf dem Basisnetz und einigen Feldpunkten ergaben eine gute Übereinstimmung der Ergebnisse.

Insgesamt wird von 325 Stationen ein Gebiet von ca. 380 km² erfaßt. Durch mehrfache unabhängige Messung der Schwereunterschiede zwischen den Basisstationen und der Aufnahme der Feldpunkte in etwa zweistündigen Meßschleifen bei mehrfacher Ablesung am Beobachtungsort sind die Ergebnisse hinreichend gesichert und über die von SENFTL (1965) vermessene Station Neuzeltweg an das österreichische Schwerenetzen angeschlossen worden.

Die Auswertung der 1978 in den Schächten der Grube Fohnsdorf vermessenen vertikalen Schwereprofile und der in Zusammenarbeit mit der Universität Wien (Prof. STEINHAUSER) durchgeführten Vertikalgradientenmessungen ist wegen der sehr zeitaufwendigen Reduktionsverfahren noch nicht abgeschlossen.

2.2 Gesteinsdichten

Neben den bekannten Labormethoden können auch direkte Gravimetermessungen im Gelände zur Bestimmung der Gesteinsdichte verwendet werden. So eignet sich zur Ermittlung der Dichte der bis zu 50 m mächtigen quartären Locker-

sedimente am besten das Verfahren nach NETTLETON (1939). Aus zwei Profilen im Gebiet des Farracher Waldes, wo mit ca. 45 m ausreichende Niveauunterschiede für die Anwendbarkeit des Verfahrens auftreten, konnte für die Quartärschotter nach einer von PARASNIS (1952) bzw. JUNG (1953) beschriebenen Methode ein mittlerer Dichtewert von $2,05 \pm 0,05 \text{ g. cm}^{-3}$ berechnet werden.

Besonders schwierig gestaltete sich die Erfassung der Dichteverteilung innerhalb der Tertiärschichten. Während Messungen an Mürbsandsteinen und sandigen Mergeln aus den Gebieten Weißkirchen-Eppenstein und Kobenz-Tremmelberg in guter Übereinstimmung für das feinklastische, oberflächennahe Tertiär einen Dichtewert von $2,27 \pm 0,04 \text{ g. cm}^{-3}$ ergaben, brachten Untersuchungen an mehr als 100 Proben aus den tiefsten Bauen der Grube Fohnsdorf (WALACH 1977) Werte von $2,48 \pm 0,07 \text{ g. cm}^{-3}$ für den Hangendmergel und $2,54 \pm 0,11 \text{ g. cm}^{-3}$ für den Basissandstein. Der nach POLESNY (1970, p. 1) bis zu 500 m mächtige Basissandstein zeigt dabei eine ausgeprägte, porositätsbedingte Bimodalität der Dichteverteilung mit Teilmittelwerten von 2,46 und $2,63 \text{ g. cm}^{-3}$ (WEBER et al. 1977, p. 77), sodaß der Wert von $2,54 \text{ g. cm}^{-3}$ ohne Berücksichtigung der Feinstratigraphie doch sehr unsicher erscheint. Klarere Ergebnisse sind erst nach Auswertung der vertikalen Schwereprofile (HUSSAIN & WALACH) zu erwarten, da sich diese vorzüglich für die Bestimmung der Durchschnittsdichte in den Tertiärschichten eignen.

Aus dem kristallinen Rahmen wurde an ca. 200 Proben im Labor die Dichte bestimmt. Dabei brachten Messungen an Sammlungsstücken des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Graz (Prof. METZ, Dr. BECKER) wertvolle Ergänzungen. Die gesammelten Ergebnisse sind in Tabelle 1 zusammengefaßt. Aus diesen Daten ist ersichtlich, daß der Mittelwert für die Gesteine der

Tabelle 1: Dichte der Gesteine aus der kristallinen Umrahmung des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens

		Dichte \pm S (g. cm^{-3})	Probenzahl
Wölzer Kristallin (Falkenberg, N Fohnsdorf, Raum Maria Buch)	Glimmerschiefer (feink.—mittelk.)	$2,68 \pm 0,06$	12
	Glimmersch. (großflatschig, granatf.)	2,86	3
	Marmor	$2,69 \pm 0,03$	12
	Glimmersch. + Marmor (verschuppt)	$2,74 \pm 0,10$	8
	Amphibolit	$3,01 \pm 0,08$	11
	Lydit (Falkenberg)	2,76	3
Seckauer Kristallin	Granitgneis	$2,72 \pm 0,03$	7
	Schiefergneis	$2,70 \pm 0,04$	15
Seetaler Kristallin (Reiflingberg)	Paragneis	$2,69 \pm 0,04$	8
	Pegmatit	2,65	2
Glein-Stubalpe	Glimmerschiefer	$2,65 \pm 0,02$	16
	Paragneis	$2,68 \pm 0,08$	22
	Amphibolit	$2,94 \pm 0,11$	42
	Profil Gleinalmtunnel	$2,88 \pm 0,05$	12

S = Standardabweichung

kristallinen Umrahmung ca. $2,70 \text{ g.cm}^{-3}$ beträgt, wodurch die Annahme von $2,67 \text{ g.cm}^{-3}$ als Reduktionsdichte gerechtfertigt wird. Eine Ausnahme bildet vielleicht das Kristallin der Gleinalm, wo ein Profil durch den Gleinalmtunnel mit $2,88 \text{ g.cm}^{-3}$ auf erhöhte Dichtewerte hinweist.

2.3 Bearbeitung der Meßergebnisse

Je nach Art und Ausmaß der Reduktionen spricht man von folgenden Schwereanomalien:

$$\begin{aligned} \Delta g' &= g + \delta g_N - \gamma && \text{Freiluftanomalie} && (1) \\ \text{und} &&& && \\ \Delta g'' &= g + \delta g_N + \delta g_T + \delta g_B - \gamma && \text{Bougueranomalie} && (2). \end{aligned}$$

Darin bedeuten:

- g gemessene Schwere nach Beseitigung von Gezeitenwirkung und Instrumentengang; in dieser Arbeit bezogen auf die Station Neuzeltweg des österreichischen Schwerenetzes (SENFTEL 1965); $g_{NZ} = 980\,602,91 \text{ mgal}$.
- γ Normalschwere
- δg_N Niveaureduktion
- δg_T Topographische Reduktion
- δg_B Bouguerreduktion

Die Normalschwere im Meeresniveau wurde nach der Internationalen Schwereformel (1930) bestimmt und nach JUNG (1961, p. 69 f.) auf das Bezugsniveau NN + 500 m reduziert. Da die Auswertung der Vertikalgradientenmessungen noch nicht abgeschlossen ist, mußte bei der Niveaureduktion der Normalgradient ($-0,3086 \text{ mgal.m}^{-1}$) in Rechnung gestellt werden.

Die topographische Reduktion erfolgte nach SCHLEUSENER (1940) bis zu einem Radius von 20 km um jede Station. Als Reduktionsdichten wurden dabei $2,0 \text{ g.cm}^{-3}$ über Quartär/Tertiär und $2,67 \text{ g.cm}^{-3}$ über Kristallin eingesetzt. Die Reduktionswerte erreichten in den zentralen Beckenbereichen etwa 2 mgal, überstiegen aber im Gebirge des öfteren 10 mgal.

Die Bouguerreduktion erfaßt die Schwerewirkung der Massen zwischen Bezugs- und Stationsniveau. Ihre Berechnung erfolgte über eine unendlich ausgedehnte, ebene Platte der Dichte $2,67 \text{ g.cm}^{-3}$.

Der mittlere Fehler der Bougueranomalien $m_{\Delta g''}$ kann unter Anwendung des Fehlerfortpflanzungsgesetzes aus den abschätzbaren Einzelfehlern von Schwere g , geographischer Breite ϕ , Höhe H , Freiluftgradient $\delta g/\delta H$, Bouguerichte ρ und topographischer Reduktion δg_T berechnet werden. Nach SCHLEUSENER et al. (1976) gilt für den mittleren quadratischen Fehler von $\Delta g''$

$$\begin{aligned} m^2_{\Delta g''} &= m^2_g + (\gamma_A \cdot \beta \cdot \sin 2\phi)^2 \cdot m^2_\phi + (\delta g/\delta H + 2\pi \cdot k \rho)^2 \cdot m^2_H \\ &+ H^2 \cdot m^2_{\delta g/\delta H} + (2\pi \cdot kH)^2 \cdot m^2_\rho + m^2_{\delta g_T} \end{aligned} \quad (3).$$

Da Freiluftgradient und Bouguerdichte zunächst konstant, also fehlerfrei angenommen werden müssen, reduziert sich Gleichung (3) auf

$$m^2 \Delta g'' = m^2 g'' + (\gamma_A'' \cdot \beta \cdot \sin 2\vartheta)^2 \cdot m^2 \vartheta'' + (\partial g / \partial H + 2\pi \cdot k \zeta)^2 \cdot m^2 H + m^2 \partial g_T \quad (4).$$

Setzt man nun in Gleichung (4) für $m_g = \pm 0,03$ mgal, $m_\vartheta = \pm 10$ m, $m_H = \pm 0,1$ m und $m_{\delta g_T} = \pm 0,15$ mgal ein, so ergibt sich der höhenunabhängige mittlere Fehler der Bougueranomalie zu

$$m_{\Delta g''} = \pm 0,154 \text{ mgal},$$

er wird also hauptsächlich durch den Fehler der topographischen Reduktion bestimmt. Nach DREWES (1974) erreicht aber dieser Fehler bei Anwendung der Methode nach SCHLEUSENER (1940) selten Werte über 0,1 mgal. Die Annahme von $\pm 0,15$ mgal berücksichtigt zusätzlich den Umstand, daß ein größerer Teil der Reduktionsfläche hochalpines Gebiet mit teilweise schwer überblickbaren Dichteverteilungen berührt.

Wie schon erwähnt, kann die angenommene Bouguerdichte von $2,67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ als guter Näherungswert für den kristallinen Rahmen angesehen werden. In den tertiärerfüllten Beckenbereichen ist dagegen mit einem relativ großen Dichtefehler zu rechnen, sodaß die auf das Bezugsniveau +500 m NN reduzierten Bougueranomalien noch immer Anteile enthalten, die auf den Einfluß von Massen oberhalb des Bezugsniveaus zurückzuführen sind. Nimmt man für diesen Dichtefehler nur einen Wert von $0,1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ an, so ergibt sich im Beckenbereich bei einer mittleren Bouguerplattendicke von 120 m mit

$$m^2_B = (2\pi kH)^2 m^2_\varrho \quad (5)$$

schon ein Fehler in der Bouguerreduktion von

$$m_B = 0,503 \text{ mgal}$$

und der mittlere Fehler der Bougueranomalie wächst auf

$$m_{\Delta g''} = 0,526 \text{ mgal}.$$

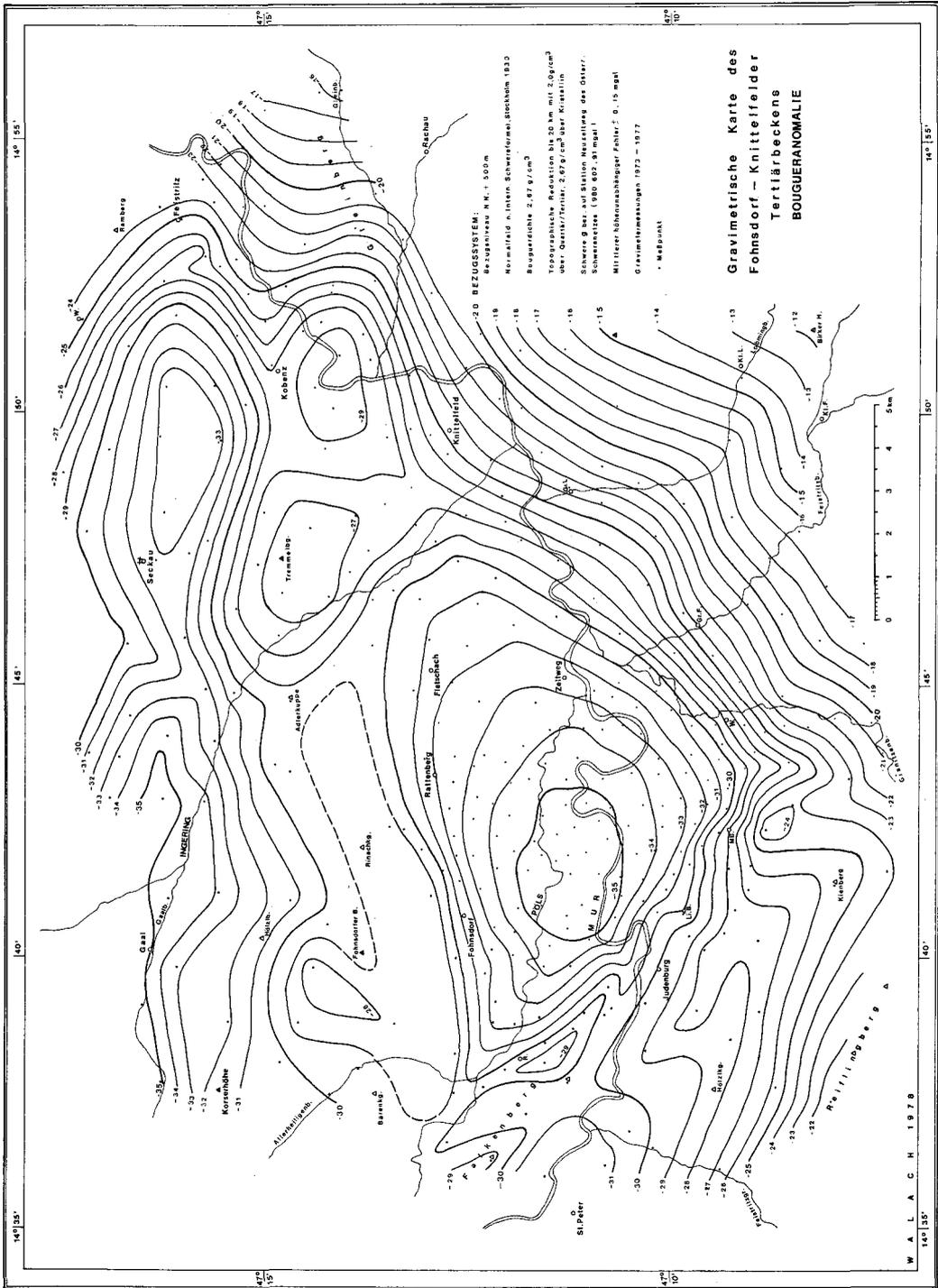
Bei der endgültigen Reduktion der Meßergebnisse mit den gesicherten Dichtewerten aus der noch nicht abgeschlossenen Auswertung der Schachtmessungen (HUSSAIN & WALACH) sind daher Änderungen des Isanomalienverlaufes im Ausmaß von mehr als 0,5 mgal zu erwarten. Die vorliegende Karte der Bougueranomalie (Abb. 1) wurde deshalb mit einem Isolinienintervall von 1 mgal gezeichnet.

Eine Interpretation des durch die Dichteverteilung in den obersten Teilen der Erdkruste hervorgerufenen lokalen Schwerefeldes (Restschwere) kann erst nach Eliminierung der regionalen Anteile der Bougueranomalien erfolgen. Es gilt

$$\Delta g_{\text{rest}} = \Delta g'' - \Delta g_{\text{reg}} \quad (6),$$

wobei Δg_{reg} der noch näher zu definierende regionale Anteil der Bougueranomalie ist.

Das relativ kleine Meßgebiet erlaubt in erster Näherung die Annahme eines ebenen Regionalfeldes. Der Versuch einer direkten analytischen Bestimmung des



Feldverlaufes aus den Meßergebnissen erwies sich als nicht zielführend, weil das Untersuchungsgebiet hauptsächlich von großen lokalen Anomalien eingenommen wird, die das tatsächliche Bild des Regionalfeldes stark verzerren. Schließlich wurde eine graphische Methode gewählt, wobei die Schwerekarte von Österreich (SENFTEL 1965) und ein den Westrand des Meßgebietes berührendes NS-Profil nach PARTSCH (1971) als zusätzliche Interpolationshilfen herangezogen wurden. Damit konnte der Gradient des ebenen Regionalfeldes mit $0,75 \text{ mgal/km}$, Richtung $S 30^\circ E$, gut bestimmt werden. Nach sorgfältiger Prüfung wurde die Station 75 003 am Südrand des Meßgebietes zu Null gesetzt und danach mit Gl. (6) die Restschwere (Abb. 2) bestimmt.

2.4 Ergebnisse

2.4.1 Bouguer anomalie

Aus regionalen gravimetrischen Vermessungen, zum Beispiel der Schwerekarte von Österreich nach SENFTEL (1965), ist bekannt, daß entlang des Alpenhauptkammes das Bouguerschwerefeld ein Minimum besitzt, dessen Achse etwa 20 km nördlich des Untersuchungsgebietes mit Richtung $N 70^\circ E$ durchstreicht. Dieser übergeordnete regionale Trend führt zu einer starken Verzerrung der lokalen Anomalien im Schwerebild der Bouguer-Isanomalien (Abb. 1), was ihre direkte Auswertung ausschließt. Trotzdem erlaubt die Karte der Bougueranomalien eine bedeutsame Aussage.

Das österreichische Schwerenetz ist im wesentlichen an das Bundesstraßensystem folgende Präzisionsnivellement gebunden. Abgesehen von den daraus resultierenden, zuletzt am Kolloquium „Alpengravimetrie“ in Wien diskutierten schädlichen Einflüssen auf die Langzeitstabilität zahlreicher Stationen (STEINHAUSER 1977) wird dadurch auch das Schwerebild der Österreichischen Karte von lokalen geologischen Faktoren stark beeinflusst, wofür das vorliegende Untersuchungsgebiet ein schönes Beispiel gibt.

Die Bundesstraßen folgen im Alpenraum über weite Strecken den großen Alpentälern, die in der Regel mit mächtigen Sedimentmassen geringer Dichte gefüllt sind, ja sogar wie im Bereich der Mur-Mürzfurche tiefe Tertiärbecken queren. Das bedeutet aber, daß das Stationsnetz der Landesaufnahme in diesen Gebieten das Schwerebild langgestreckter, lokaler Minimumzonen erfaßt, während in den benachbarten großen Gebirgskörpern ganz andere Schwereverteilungen herrschen können.

So liegt die Station Neuzeltweg der Landesaufnahme nahezu im Zentrum des etwa 2000 m tiefen Fohnsdorf-Knittelfelder-Tertiärbeckens, das sich in den Meßergebnissen als lokales Minimum von rund 10 mgal abbildet. In der Schwerekarte von Österreich führt diese Station zu einer Südausbauchung der -90 mgal -Isoгамme um nahezu 15 km. Wie gezeigt werden konnte, ist aber dieses nach SE vorspringende Teilminimum nicht auf ein tiefliegendes geologisches Ereignis, sondern auf lokale Ursachen in den obersten Krustenbereichen zurückzuführen.

2.4.2 Interpretation des Restschwerefeldes

Beim derzeitigen Stand der Auswertung ist es noch nicht möglich, eine abgeschlossene quantitative Interpretation der Ergebnisse vorzulegen. Die Restschwerekarte (Abb. 2) erlaubt zwar eine durchgehende qualitative Interpretation, wird aber nur an einigen Stellen durch relativ grobe, Grundsätzliches hervorhebende Modellrechnungen quantifiziert. Wichtige Detailprobleme, wie die Entwicklung eines endgültigen Dichtemodells, Verbesserungen des Reduktionsverfahrens durch Berücksichtigung des Dichtemodells und der gemessenen Vertikalgradienten, besonders aber Modellrechnungen im gesamten Untersuchungsgebiet, unter Bedachtnahme auf alle bisher bekannten geowissenschaftlichen Daten, werden derzeit noch bearbeitet.

Das Restschwerefeld vermittelt erstmals ein geschlossenes Strukturbild des fast 200 km² großen Tertiärgebietes im Raum Judenburg – Knittelfeld – Seckau, am Schnittpunkt der beiden großen Lineamente Mur-Mürzfurche und Pöls-Lavantsystem, die nach METZ (1978, p. 27) das heutige Bruchbild der östlichen Zentralalpen beherrschen. Das Becken wird durch Schwellen in mehrere Teilmulden zerlegt, deren gemeinsames Merkmal eine schon von PETRASCHECK (1926/27) für alle Tertiärbecken der Norischen Senke postulierte und von POLESNY (1970) neuerlich hervorgehobene Asymmetrie, bei steilerem, manchmal sogar überkipptem Südfügel ist. Die größten Tiefen treten daher immer nahe dem Südrand auf.

In der Restschwerekarte wird der Nordteil des Meßgebietes von einer langgestreckten, E–W streichenden Minimumzone eingenommen, die ca. 1,5 km W Seckau durch eine vom nördlichen Grundgebirgsrand hereinziehende Schwelle in die Teilmulden von Ingering – Bischofffeld bzw. Seckau zerlegt wird. Die von METZ (1978, p. 29) für das Seckauer Becken beschriebene beidseitige Begrenzung durch Brüche kann nach dem Restschwerebild insofern genauer erfaßt werden, als danach ein durch das ganze Meßgebiet verfolgbare, E–W streichender Bruch genau der gravimetrisch kartierten Beckenachse folgt, bis er, W Feistritz, im Isanomalienbild markant hervortretend, gegen ESE abschwächt. Die von METZ, SCHMID & WEBER (1978) beschriebene, nach magnetischen Messungen unter dem Seckauer Becken durchstreichende Fortsetzung des Kraubather Serpentinittuges sollte demnach nördlich dieses Bruches liegen, wobei die Absenkung des Serpentinits im E an einer im Bereich des Feistritzbaches NW streichenden Störung erfolgt sein muß, die auch das Becken gegen NE begrenzt. Entlang der Nordflanke fällt das Kristallin hingegen im wesentlichen bruchfrei mit etwa 20° gegen die Beckenachse ein.

Zwischen dem Seckauer Becken und der im S anschließenden Kobenzer Mulde erstreckt sich eine E–W streichende Schwellenstruktur, wobei W Kobenz entlang eines NNE streichenden Bruches eine rinnenartige Verbindung der beiden Teilbecken die Schwelle schneidet. Während im Ostteil der Schwelle das keilförmige Vorspringen des Schwerehochs gegen W auf einen Sporn der im Gebiet Sulzberg – Pürschbühel aufgeschlossenen Glimmerschiefer zurückzuführen ist, wird die Struktur der SW-Grenze durch die gravimetrische Hochzone des Tremmelberges geformt, deren Steilabfall mit rund 3,5 mgal/km gegen NE einen ca. 2 km SW Seckau von dem beschriebenen E–W Bruch abzweigenden Störungsast anzeigt, der

mit ESE- bis SE-Streichen über den Nordrand des Kobenzer Beckens hinweg, wahrscheinlich bis in die Randbucht von Rachau – Glein führt. Nach METZ et al. (1978) erfolgte an dieser Störung im Bereich des Tremmelberges eine linkssinnige Seitenverschiebung des Westendes des Serpentinitzuges. Gravimetrie und Magnetik zeichnen ein übereinstimmendes Bild dieser Störungslinie. Auch die S-Grenze des Kobenzer Beckens ist wahrscheinlich durch eine Randstörung gegeben, worauf eine markante ENE-Scharung der Restschwere-Isanomalien hinweist.

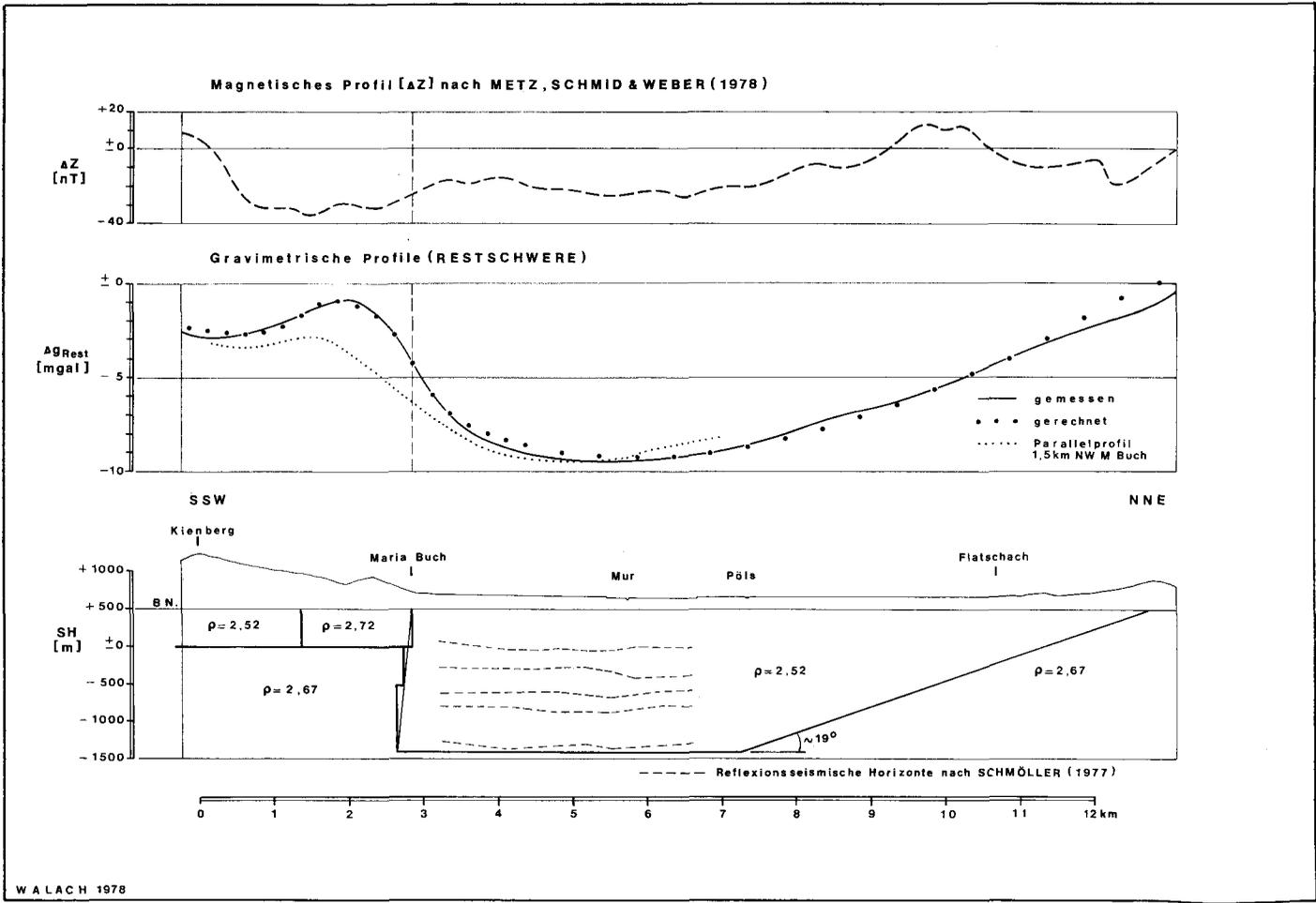
Nach der Gravimetrie scheint jedoch eine von POLESNY (1970) vermutete und von METZ et al. (1978) nach den Ergebnissen der Magnetik festgelegte N–S streichende Störung entlang der auffallenden Nordversetzung der Mur E Knittelfeld eher 1,5 km weiter westlich als NNE weisende Randstörung zwischen Tremmelberg und Kobenzer Becken bis in den Raum S Großlobming durchzustreichen, wobei ihr Nordende mit der rinnenartigen Verbindung zwischen Seckauer- und Kobenzer Becken zusammenfallen würde. Der Südabschnitt dieser bedeutenden Störung würde dann zusammen mit der W vom Tremmelberg in NW-Richtung führenden, von der Geologie her bekannten Ingeringstörung, die sattelförmige Ostabgrenzung des Fohnsdorfer Hauptbeckens im Raum Knittelfeld bilden. Der von METZ et al. (1978) als Schwelle gedeutete WNW streichende Zug magnetischer Anomalien zwischen Großlobming und Rattenberg ist wahrscheinlich auf eine Folge von Amphibolitschollen zurückzuführen, da auch der für Modellrechnungen verwendete Profilschnitt zwischen Maria Buch und Flatschach (Abb. 3) im Bereich der magnetischen Anomalie keine Diskontinuität erkennen läßt.

Im SE trennt ein auf Höhe von Weißkirchen NE streichender Bruch den tieferen Teil des Fohnsdorfer Beckens von der mit mäßiger Neigung gegen ESE aushebenden, wesentlich seichteren Lobminger Randbucht, in deren Verlauf sich die Isanomalien an den geologisch kartierten Kristallinrand gut anschmiegen. Ein durch die Richtung des Granitzenbaches zwischen Kathal und Eppenstein vorgezeichneter Parallelbruch scheint dagegen S Großfeistritz auszuklingen, da er dort in der Restschwerekarte nicht mehr aufscheint.

Das dominierende Element im Schwerebild des gesamten Fohnsdorfer Beckens ist der äußerst komplizierte Isanomalienverlauf im Gebiet der SW-Flanke. Die mit NW-Richtung durchstreichende Pölslinie bildet sich hier, in zahlreiche Einzelstrukturen aufgelöst, als nahezu 4 km breites Schwereminimum ab, wodurch die Ansicht von METZ (1978, cum. lit.) bzw. METZ et al. (1978), daß es sich um ein tief in die Erdkruste hinabreichendes tektonisches Ereignis handelt, überzeugend unterstrichen wird.

Südlich von Weißkirchen zeigt das Restschwerefeld eine markante Verschneidung zweier Hauptstörungsrichtungen. Das NW streichende System der Pölslinie wird an NE streichenden Brüchen der Glein-Stubalpenrichtung abrupt abgeschnitten, was mit einer von METZ (1978, p. 32) für möglich gehaltenen vorjungtertiären Seitenverschiebung der Stubalpe gegen SW erklärt werden kann.

Das aus einem NE-Profilschnitt zwischen Kienberg und Flatschach abgeleitete Modell der Abb. 3 zeigt, daß im Gebiet N des lokalen Schwerehochs bei Maria



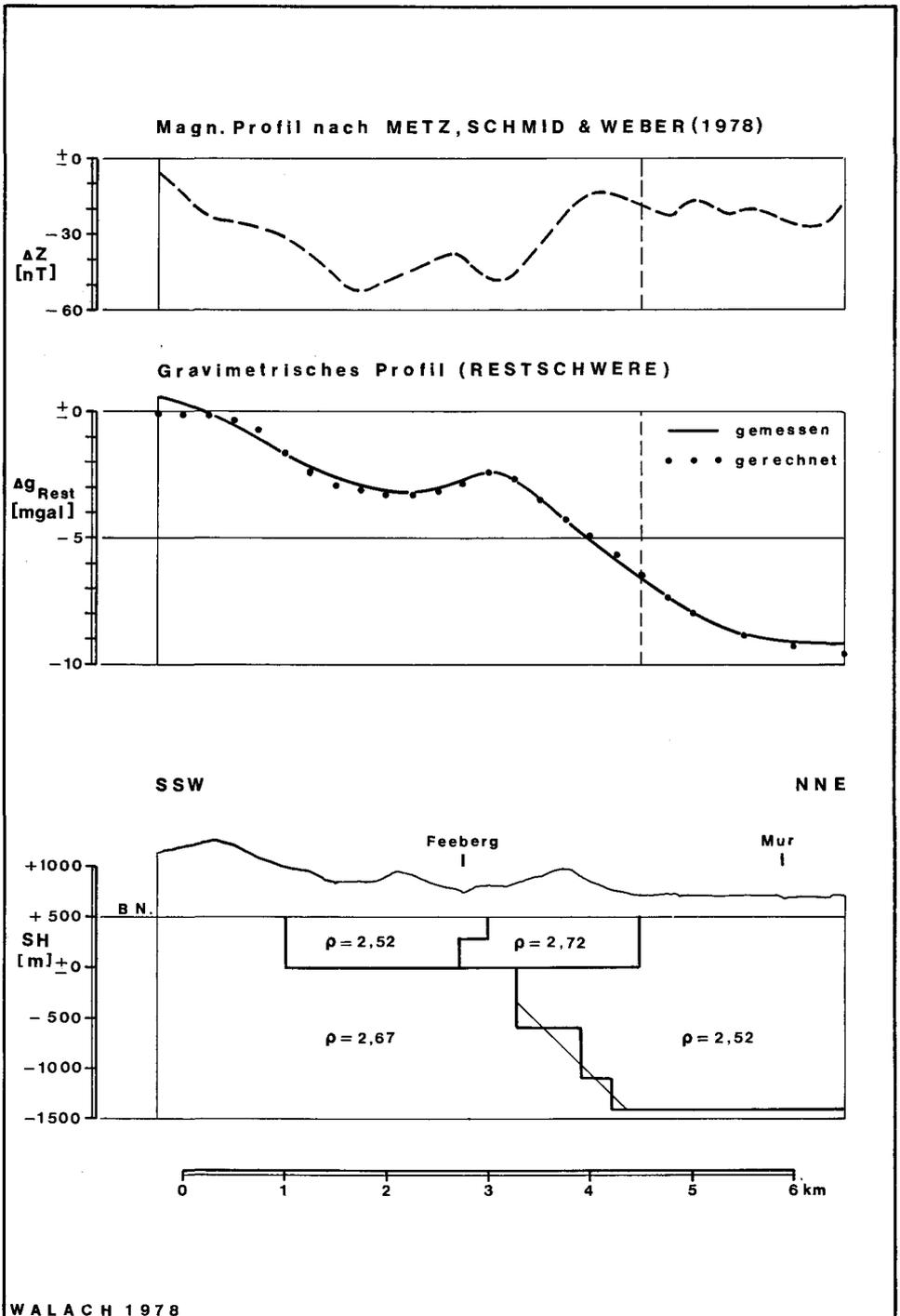
Buch das Kristallin sehr steil, vielleicht sogar leicht überkippt, rund 2000 m in das Tertiärbecken abbricht. Auf einem Parallelprofil im Gebiet des Lichtensteinberges (Abb. 4) ist hingegen die Situation völlig anders. Wie in Abb. 3 durch Vergleiche der beiden Restschwereprofile gezeigt werden kann, existiert dort gegenüber der äquivalenten Position im Raum Maria Buch ein Schweredefizit von rund 3 mgal, was nur, wie im Modell (Abb. 4) schematisch dargestellt, mit einer mindestens 1 km tiefen Überschiebung des Tertiärs durch das Kristallin des Lichtensteinberges gedeutet werden kann, die sich nach NW etwa bis Strettweg erstreckt. Im Gebiet des Schwerehochs des Falkenberges zeigt sich hingegen wieder ein ähnlich steiler, aber sicher nicht überkippter Abfall des Kristallins in das Becken wie bei Maria Buch.

Aufgrund der beschriebenen Deutung muß ein gegenüber den bisherigen Ansichten leicht modifizierter Verlauf der wesentlichen Störungen des Pölsystems zur Diskussion gestellt werden. Danach würde die Hauptstörung SW Weißkirchen an der Stirn des Kristallins beginnend, bei Maria Buch, vielleicht an einer Querstörung versetzt, in die Feeberger Mulde abschwanken, um dann entlang der bekannten Bruchlinie S des Falkenberges über Thalheim weiterzustreichen, während ein bei Maria Buch abzweigender Störungsast die NE Randstörung von Lichtensteinberg und Falkenberg bilden würde. Dabei muß eine intensive Querstörungstätigkeit an der strukturellen Formung der zwischen den beiden Bruchlinien liegenden Scholle beteiligt gewesen sein, worauf auch die Isanomalenkarte der magnetischen Vertikalintensität nach METZ et al. (1978, Tafel 1) hinweist.

Ohne eine Detailvermessung des Gebietes bleibt ein lokales, langgestrecktes Schwereminimum zwischen Kienberg und Hölzlkogel schwer deutbar. Zweidimensionale Modellrechnungen (Abb. 3 und 4) führen immer wieder zu einem großen, plattenförmigen Störkörper mit Dichtewerten um $2,50 \text{ g.cm}^{-3}$, was für Tertiär spricht. Die nach der Beschreibung von POLESNY (1970, p. 163) relativ kleinen Tertiärvorkommen der Feeberger Mulde reichen jedoch bei weitem nicht aus, um mit ihnen dieses Massendefizit zu erklären. Auch im Gebiet von St. Peter deutet ein lokales Schwereminimum ein bisher unbekanntes, kleines Tertiärbecken an.

In der nördlichen Umrahmung des Fohnsdorfer Beckens, die nach den Gruben-aufschlüssen ohne größere Störungen unter das Tertiär eintaucht, wird ein NW des Fohnsdorfer Berges gelegenes Schwerehoch wahrscheinlich durch amphibolitische Gesteine verursacht, worauf auch Anomalien in der magnetischen Karte hinzudeuten scheinen. Die lokale Dislokation zwischen Sillweg und Rattenberg (POLESNY, 1970, p. 164) macht sich nur in einer lokal stärkeren Krümmung der Isanomalen bemerkbar. Dagegen ist die starke Ausbauchung der Isanomalen am Südrand des Ingering-Bischoffelder Teilbeckens wahrscheinlich als Scheinanomalie infolge unzureichender Meßpunktdichte zu deuten.

Bei der quantitativen Interpretation gravimetrischer Messungen ist es üblich, zuerst direkt aus der Form der Anomalien auf die Geometrie der Störkörper zu schließen. Man verwendet dazu einfach geformte Massen, deren Schwereverteilung sich durch leicht beherrschbare mathematische Formeln ausdrücken läßt. Werden vorwiegend strukturelle Aussagen gefordert, verwendet man Prismen, Platten, Stufen und symmetrische Antiklinalen bzw. Synklinalen unendlicher Längs-



erstreckung, die in einem Schnitt normal auf das Streichen der Anomalie als zweidimensionale Körper durch Variation von Dichte und Geometrie dem gemessenen Feldverlauf möglichst gut angepaßt werden. Durch Kombination mehrerer Modellkörper können auch kompliziertere Schwereverteilungen relativ einfach nachgebildet werden. Oft genügt für eine erste Abschätzung von Reliefunterschieden auch eine einfache, von JUNG (1961, p. 214) beschriebene Formel.

Nach den Daten der Tabelle 1 und den Meßergebnissen für das Tertiär kann zunächst folgendes Dichtemodell angenommen werden:

Kristallindichte allgemein	2,67 g.cm ⁻³
Marmor + Gls. verschuppt (SW-Rand)	2,72 g.cm ⁻³
Tertiär Fohnsdorfer Becken	2,52 g.cm ⁻³
Tertiär seichtere Mulden und Schwellen	2,47 g.cm ⁻³

Aus den Modellrechnungen ergeben sich danach die in Tabelle 2 zusammengestellten maximalen Tertiärmächtigkeiten:

Tabelle 2: Maximale Tertiärmächtigkeiten (inkl. Quartär)
nach Modellrechnungen

Fohnsdorfer Becken	2100 m
Seckauer Becken	900–1000 m
Kobenzler Becken	750– 800 m
Teilbecken von Bischofffeld	600– 700 m
Mulde von St. Peter	400– 500 m
Schwellenminimum NW Knittelfeld	500– 600 m
Gleinbucht (Mündung Rachau- in Gleinbach)	200– 250 m

Der von METZ et al. (1978, p. 61) aus der Magnetik für den an der Basis des Seckauer Beckens durchstreichenden Serpentinit bestimmte Wert von größer 800 m stimmt danach gut mit den Ergebnissen der Gravimetrie überein. Die Annahme einer horstartigen Aufragung des Serpentinits (magn. Profil 2, p. 60) wird hingegen durch das Schwerebild nicht gerechtfertigt.

Für das Fohnsdorfer Becken wurde versucht, aus einem NE-Schnitt zwischen Kienberg und Flatschach einen Modellquerschnitt durch das ganze Becken zu berechnen. Wie in Abb. 3 dargestellt, bricht danach das Kristallin bei Maria Buch sehr steil, wahrscheinlich sogar leicht überkippt, rund 2000 m in das Becken ab, wobei sich nach der Restschwerekarte das Tiefenmaximum im Bereich der Farracher Murschlinge befindet. Der Anstieg gegen die Schwelle NW Knittelfeld erfolgt hingegen mit durchschnittlich 19° relativ flach. Das Parallelprofil (Abb. 4) zeigt bei gleicher Tiefe die schon beschriebene Überschiebung des Tertiärs durch das Kristallin des Lichtensteinberges. Hervorzuheben ist noch die gute Übereinstimmung der gravimetrischen Tiefeninterpretation mit dem von SCHMÖLLER (1977) entwickelten seismischen Modell.

3. Magnetik

3.1 Allgemeines

Bedingt durch den auch im Gebirge vergleichsweise mit anderen Verfahren raschen Meßfortschritt sind die magnetischen Messungen am weitesten fortgeschritten und es konnte auch über den ursprünglich geplanten Rahmen beträchtlich hinausgegangen werden. Es ist nunmehr eine breite Traverse vermessen, die von den Seetaler Alpen im S über das Fohnsdorfer Becken, Seckauer Alpen, Eisenerzer Alpen, Gesäuse, bis in die Kalkvorlpen bei Kleinreifling reicht. Im Bereich der Kalkalpen ist ein breiter Streifen parallel zum Meßnetz der ÖMV-AG vermessen, allerdings mit engerem Punktabstand. Aufgrund der Ergebnisse sowohl der Magnetik als auch der Gravimetrie war es naheliegend, das Meßprogramm im Murtal nach Osten bis St. Michael zu erweitern. Dadurch konnten wichtige Strukturelemente wie der Kraubather Serpentinistock und der NW-Teil des Gleinalmkristallins in die Untersuchung einbezogen werden.

Im Folgenden wird über den nach N bis zur Südgrenze der Kalkalpen reichenden Abschnitt referiert, bis wohin die Auswertung vorläufig abgeschlossen ist.

3.2 Durchführung der magnetischen Messungen

Als im Herbst 1972 mit einer magnetischen N-S Traverse durch das Fohnsdorfer Becken begonnen wurde, erfolgte die Anordnung der Meßpunkte, wie auch bei der späteren Erweiterung der Untersuchungen auf das gesamte Tertiärgebiet, nach einem quadratischen Raster von 200 m Seitenlänge. In den Kristallingebieten mußte von der rasterförmigen Anordnung abgegangen werden, und es wurde nur mehr darauf geachtet, daß innerhalb eines Quadratkilometers mindestens 5 Meßpunkte zu liegen kamen.

Insgesamt wurden auf einer Fläche von ca. 1650 km² 8150 Stationen vermessen, die je nach Lage an einen der folgenden Fixpunkte der magnetischen Landesaufnahme (PÜHRINGER et al. 1975) angeschlossen sind:

Nr. 83 - Feistritz bei Knittelfeld - $\Delta Z = -57$ nT

Nr. 59 - Trofaiach - $\Delta Z = +78$ nT

Nr. 155 - Großraming - $\Delta Z = +23$ nT.

Bezüglich der Lage der Fixpunkte wäre allerdings eine Verschiebung in weniger gestörte Gebiete zweckmäßig, was aufgrund der vorliegenden Unterlagen bei zukünftigen Aufnahmen unschwer möglich wäre. Mehrfach durchgeführte Kontrollmessungen unter Einbeziehung der Punkte der Landesvermessung ergaben, daß der Fehler sicherlich unter ± 3 nT liegen wird. Der lagemäßige Fehler dürfte bei den Punkten, die nicht rastermäßig aufgenommen wurden, in der Größenordnung von etwa ± 20 m liegen, da diese Stationen markanten Punkten, die auf der topographischen Karte im Maßstab 1 : 50.000, bzw. 1 : 25.000 des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen verzeichnet sind (Waldränder, Straßenbiegungen, Wegkreuzungen etc.), zugeordnet wurden. Dieser Lagefehler hat jedoch auf die Ergebnisse keinen Einfluß, da die einzelnen Meßpunkte mittels Computerprogramm wiederum auf einen Raster reinterpoliert wurden und die Untersuchungen nur zum Zwecke der Erfassung tiefliegender Strukturen vorgenommen worden waren.

Als Meßinstrumente standen Torsionsbandmagnetometer Typ Gfz bzw. Gfz/M, der Firma Askania, zur Verfügung. Die Messungen wurden von Ch. Schmid und E. Ströbl sowie von den Herren R. Bacher, A. Baumgartner, H. Gager, A. Gaisbauer, M. Kreuz, F. Pristouschek und G. Wenninger im Rahmen von Diplomarbeiten des Instituts für Geophysik ausgeführt.

3.3 Gesteinssuszeptibilitäten

Sowohl für die quantitative wie auch qualitative Interpretation magnetischer Daten ist es unumgänglich notwendig, möglichst genaue Kenntnisse über die Suszeptibilitätswerte der im Untersuchungsgebiet vorkommenden Gesteine zu erhalten. Es wurden daher bei den vorliegenden Arbeiten von Anfang an Aufschlüsse beprobt, dabei einerseits Handstücke für Labormessungen entnommen, wenn dies nicht möglich war, in situ-Messungen vorgenommen. Weiters wurden an Sammlungsstücken des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Graz Ergänzungsmessungen durchgeführt.

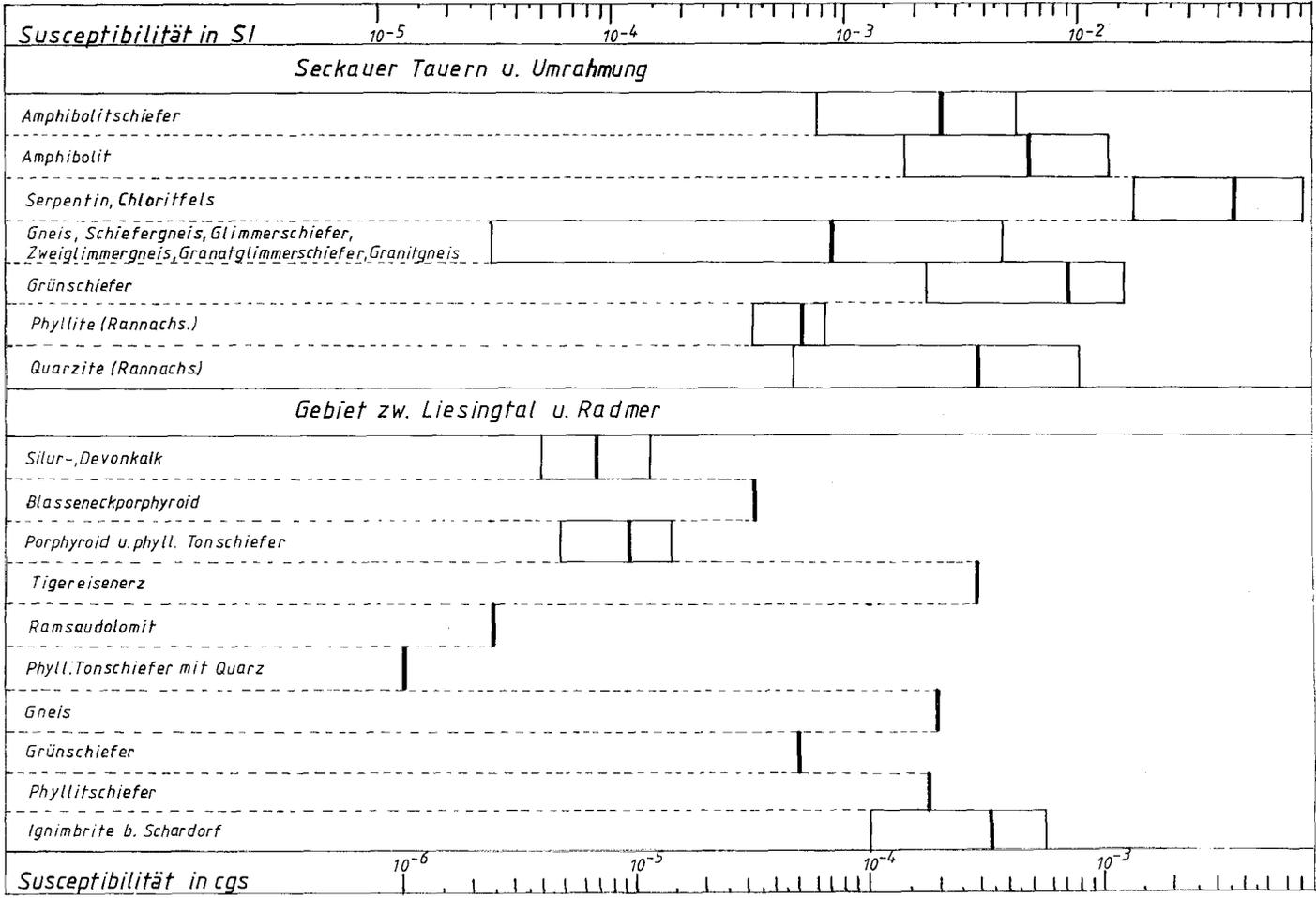
Messungen in situ und an größeren Handstücken wurden mittels eines tschechischen Kappameters KT-3, welches die Suszeptibilität direkt in SI-Einheiten angibt, durchgeführt. Der größte Teil der Laboruntersuchungen wurde jedoch mit einer Susceptibility Bridge, Modell MS 3 (Gisco/Denver), vorgenommen, wobei die Suszeptibilität von etwa 7 cm langen, 3,2 cm starken Kernen ermittelt wird. Wenn es die Größe und Stabilität der Gesteinsprobe erlaubte, wurden mindestens zwei Kerne senkrecht zueinander gebohrt.

Für die Auswertung wurde das Probenmaterial den magnetischen Karten entsprechend in zwei Gruppen geteilt. Im Untersuchungsgebiet „Seckauer Tauern und Umrandung“ wurden sieben Gesteinseinheiten untersucht, wovon mehrere zum Teil beträchtlich erhöhte Suszeptibilitätswerte ergaben. Die höchsten Werte zeigten erfahrungsgemäß Serpentin und Chloritfels (Abb. 5), wobei allerdings auch die größte Inhomogenität der magnetischen Eigenschaften und damit verbunden extreme Streuung der Suszeptibilität festgestellt wurde. Die Spitzenwerte für diese Proben lagen bei $10.000 \cdot 10^{-5}$ SI, die Minimalwerte hingegen nur bei $1.750 \cdot 10^{-5}$ SI.

Ebenfalls hohe Werte ergaben die vor allem im Norden dieses Gebietes häufig auftretenden Grünschiefer. Der Mittelwert für dieses Gesteinspaket liegt bei $800 \cdot 10^{-5}$ SI. Amphibolitschiefer und reiner Amphibolit zeigten Suszeptibilitäten, die zwischen $100 \cdot 10^{-5}$ SI und $1.300 \cdot 10^{-5}$ SI streuen.

Interessante Ergebnisse lieferten die Gesteine der Rannachserie. Hier sind es vor allem Serizitphyllit und Quarzit, die beträchtliche Suszeptibilitäten aufweisen. Ob die starken Schwankungen innerhalb einzelner Serien vom unterschiedlichen Sedimentationsmilieu hervorgerufen werden, muß durch genaue petrographische und gesteinsphysikalische Analysen geklärt werden.

Ganz geringe Suszeptibilitätswerte ergaben die Gesteine des Seckauer Kristallins. Die gemessenen Werte liegen vielfach im Bereich der Meßgenauigkeit der verwendeten Apparaturen und streuen, wenn überhaupt meßbar, zwischen $1 \cdot 10^{-5}$ SI und $80 \cdot 10^{-5}$ SI. Einzelne Handstücke ergaben Werte um $400 \cdot 10^{-5}$ SI. Worauf



diese erhöhten Werte zurückzuführen sind, werden weitere Untersuchungen klären müssen.

Im Meßgebiet „Liesingtal – Radmer“ zeigen die Gesteine, welche wahrscheinlich den entsprechenden magnetischen Anomalien zuzuordnen sind, geringe Suszeptibilität. Die Ignimbrite ($700 \cdot 10^{-5}$ SI), welche westlich von Schardorf anstehen, und das „Tigereisenerz“ des Radmerer Erzberges ($350 \cdot 10^{-5}$ SI) ergaben die höchsten Werte. Auffallend niedrige Werte lieferten hingegen die Grüngesteine dieses Raumes. Da die Störkörperberechnung der entsprechenden magnetischen Anomalien jedoch Suszeptibilitätswerte ergab, die denen der südlich anstehenden Grüngesteine entsprechen, kann es sein, daß auch hier die tieferliegenden, unverwitterten Grünschiefer höhere Suszeptibilität aufweisen.

Von den übrigen Gesteinen des Untersuchungsgebietes zeigen nur noch einzelne Gneise und Phyllitschiefer Werte, die über $100 \cdot 10^{-5}$ SI liegen. Wie die Erfahrung zeigt, dürften derart niedrige Suszeptibilitäten kaum dazu ausreichen, großräumige Anomalien zu verursachen.

Im wesentlichen schränken die gesteinsphysikalischen Ergebnisse die Zahl der als Ursache einer magnetischen Anomalie in Frage kommenden Gesteine auf einige wenige ein und erhöhen damit die Genauigkeit der Interpretation beträchtlich. Bezüglich der Suszeptibilitäten der tertiären Gesteine wurde bereits in früheren Arbeiten (METZ, SCHMID & WEBER, 1978) festgestellt, daß diese sowohl in den Tonmergeln ($36 \cdot 10^{-5}$ SI), als auch in den Sandsteinen ($48 \cdot 10^{-5}$ SI) vergleichsweise niedrig sind.

3.4 Auswertung

3.4.1 Allgemeines

Die Befreiung der Meßwerte von den Einflüssen des „Normalfeldes“ und den zeitlichen Variationen des erdmagnetischen Feldes erfolgt durch entsprechende Korrekturen. Dabei erfolgte die Normalfeldkorrektur nach der von PÜHRINGER et al. (1975) für die Epoche 1970.0 angegebenen Formel. Die täglichen Variationen wurden stets auch mit den Registrierungen des Observatoriums Wien-Kobenzl verglichen, wobei sich eine gute Übereinstimmung erkennen ließ. Es war daher gerechtfertigt, bei den Messungen im Gebirge, wo an die Feldbasis nur in größeren zeitlichen Intervallen angeschlossen werden konnte, ausschließlich die Wiener tägliche Variationskurve zu verwenden. Von der Anbringung einer Höhenkorrektur wurde vorläufig Abstand genommen, da dadurch keine nennenswerte Verbesserung erzielt werden konnte.

Die erste Stufe der Auswertung besteht somit im Entwurf der Isanomalienkarte der Vertikalintensität. Eine gewisse Mehrdeutigkeit – vor allem im lokalen Bereich – ergibt sich stellenweise in Gebieten mit Hochgebirgscharakter wegen der dort unvermeidlichen Unregelmäßigkeit des Meßnetzes. Wo immer es möglich war, wurde durch Ergänzungsmessungen getrachtet, eine eindeutige Linienführung zu erreichen. Bei der Interpretation der Anomalien und des Isanomalienverlaufes muß auch die Auswirkung lokaler topographischer Effekte mitberücksichtigt wer-

den. Diese können im Meßergebnis durchaus nennenswerte Beträge erreichen und besonders bei den stark magnetisierten Gesteinskörpern beträchtliche Verzerrungen des Isanomalienverlaufes hervorrufen. Dies hat sich besonders bei den Messungen am Serpentinistock von Kraubath in den tiefer eingeschnittenen Tälern gezeigt.

Die Störkörperberechnung bildet einen weiteren wichtigen Abschnitt der Auswertung, und es wurden alle in Frage kommenden Anomalien untersucht. Platten und Prismen haben sich bei der Anpassung der theoretischen an die gemessenen Werte als geeignete geometrische Körper erwiesen, für deren Zulässigkeit auch geologische Argumente sprachen. Die Prämisse einer homogenen Magnetisierung kann sicher nicht für alle Anomalien als gegeben angenommen werden und stellt somit eine mögliche Fehlerquelle dar. Die der jeweiligen Berechnung zugrundegelegten Suszeptibilitäten liegen jedoch durchwegs in jenem Bereich, wie er aus den Labormessungen an Bohrkernen für bestimmte Gesteine als zutreffend erkannt wurde. Auch das Einfallen kann – vor allem bei steilem Neigungswinkel – dem Betrag nach nicht immer als gesichert gelten.

Die Berechnung der Tiefenlage der Oberkante ist in der Regel problemlos, wobei oft auch mit mehreren Rechenverfahren größenordnungsmäßig gleiche Beträge erhalten wurden. Dagegen hat sich gezeigt, daß die Lage der Unterkante der Platte oft nur äußerst ungenau angegeben werden kann, wenn es sich um sehr langgestreckte Modelle handelt. Eine derzeit noch nicht erfaßte Einflußgröße ist eine von der heutigen Feldrichtung abweichende remanente Magnetisierung von Gesteinskomplexen, welcher Effekt vor allem bei den Serpentinikörpern von Bedeutung sein könnte. Entsprechende Untersuchungen sind in Vorbereitung. Insgesamt muß bei der geologischen Deutung der Störkörper stets berücksichtigt werden, daß das magnetische Modell eine mehr oder weniger starke Vereinfachung und Schematisierung der meist viel komplexeren realen Verhältnisse darstellt. Dies tritt z. B. sehr auffällig bei der meist in horizontaler Lage angenommenen Oberkante der Platte in Erscheinung.

Als eine sehr aussagekräftige Methode der Interpretation haben sich die Fortsetzungsverfahren erwiesen, wobei in der Magnetik die Feldfortsetzung nach oben die gebräuchlichere ist. Abgeschlossen ist diesbezüglich der Abschnitt zwischen Seetaler Alpen – Gleinalpe und dem Liesingtal. Eine Schwierigkeit der Anwendung im gegenständlichen Fall (und allgemein in alpinen Gebieten) besteht darin, daß aus mathematischen Gründen ein regelmäßiger Raster der Meßpunkte erforderlich ist. Diese Prämisse ist im Gebirge nicht zu erfüllen, sodaß die Meßdaten vor der Eingabe einem aufwendigen Interpolationsverfahren unterzogen werden müssen. Lücken im Meßnetz setzen natürlich die Qualität der Aussage entsprechend herab. Isanomalienkarten der Feldfortsetzung wurden für die Niveaus von 500 m, 1000 m, 1500 m und 2000 m SH entworfen, wobei sich das 500 m-Niveau als das geeignetste im Hinblick auf das Auflösungsvermögen erwiesen hat.

3.4.2 Fortsetzung des Potentialfeldes nach oben

Bedingt durch das gebirgige Gelände (relative Höhenunterschiede bis zu 1800 m) und die oberflächennahen Störkörper liefert die Isanomalienkarte teilweise ein sehr unruhiges Bild. Dieses und die damit verbundenen großen Gradienten erschweren die Interpretation; besonders großräumige Strukturen sind dadurch

schlecht zu erkennen. Es war daher der Versuch naheliegend, die Feldfortsetzung nach oben anzuwenden, um einen ruhigeren Isanomalienverlauf zu bekommen. Es zeigte sich, daß für die vorhandenen Messungen die Feldfortsetzung nach oben um 500 m die anschaulichsten Bilder liefert.

Die Theorie des verwendeten Verfahrens stammt von HENDERSON & ZIEZ (1949) bzw. HENDERSON (1960); das Rechenprogramm selbst beruht auf einer Arbeit von RUDMAN & BLAKELY (1975).

Das magnetische Potential erfüllt an jedem Punkt die Gleichung von Laplace. $\Delta V \dots$ magnetisches Potential

$$\frac{\partial^2(\Delta V)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta V)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\Delta V)}{\partial z^2} = \nabla^2(\Delta V) = 0 \tag{1.}$$

Die Vertikalkomponente des Erdmagnetfeldes sei $\Delta Z = -\frac{\delta(\Delta V)}{\delta z}$ (2).

Unter Anwendung des Laplaceoperators wird aus Gleichung (2):

$$\nabla^2(\Delta Z) = -\nabla^2 \frac{\partial(\nabla V)}{\partial z} = -\frac{\partial}{\partial z} \nabla^2(\Delta V) = 0 \tag{3}$$

Es wird vorausgesetzt, daß die Werte $\Delta Z(x, y, 0)$ im quadratischen Raster mit dem Abstand a bekannt sind. Es stellt sich nun die Frage, wie die Lösung von Gleichung (3) in einer Höhe von $-ma$ ($m = 1, 2, \dots$), unter Zuhilfenahme der Randwerte $\Delta Z(x, y, 0)$ aussieht (Dirichlet Problem).

Die Lösung lautet:

$$\Delta Z(-ma) = \frac{1}{2\pi} \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \frac{m\alpha \Delta Z(r, \alpha) r dr d\alpha}{(r^2 + m^2 a^2)^{3/2}} \tag{4.}$$

Bezeichnet man mit

$$\overline{\Delta Z}(r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \Delta Z(r, \alpha) d\alpha \tag{5.}$$

so sieht Gleichung (4) folgendermaßen aus:

$$\Delta Z(-ma) = \int_0^\infty \frac{m\alpha \overline{\Delta Z}(r) r dr}{(r^2 + m^2 a^2)^{3/2}} \tag{6.}$$

Zur Ermittlung von $\overline{\Delta Z}(r)$ wurde experimentell gefunden, daß es am günstigsten ist, zehn Kreise um den jeweiligen Wert $\Delta Z(x, y, 0)$ zu legen, und zwar mit den Radien $a, \sqrt{2}a, \sqrt{8}a, \sqrt{13}a, 5a, \sqrt{50}a, \sqrt{136}a, \sqrt{274}a, 25a$. Von den auf dem jeweiligen Kreis liegenden Werten ΔZ wird der Mittelwert gebildet, der dem $\overline{\Delta Z}(r_i)$ entspricht.

Unter Zuhilfenahme des Mittelwerttheorems kann Gleichung (6) folgendermaßen dargestellt werden:

$$\Delta Z(-ma) \approx \sum_{i=0}^{N-1} \left[(r_{i+1} - r_i)^{-1} \int_{r_i}^{r_{i+1}} \overline{\Delta Z}(r) dr \right] ma \left\{ \left[r_i^2 + (ma)^2 \right]^{-1/2} - \left[r_{i+1}^2 + (ma)^2 \right]^{-1/2} \right\} \tag{7}$$

HENDERSON (1960) hat nun Konstanten ermittelt, die die Gleichung (7) in eine sehr handliche Arbeitsformel überführen

$$\Delta Z(-m\alpha) \approx \sum_{i=0}^{\infty} \overline{\Delta Z}(r_i) k(r_i, m) \quad (8).$$

Es hat sich weiters herausgestellt, daß m maximal 5 sein darf.

Da für dieses Verfahren die Meßwerte auf einem quadratischen Raster liegen müssen, was bedingt durch das gebirgige Gelände und die Besiedlung nur teilweise möglich war, wurden die Gitterwerte durch Interpolation der Meßdaten ermittelt. Beim Blatt Seckauer Tauern und Umrandung erfolgte dies händisch aus der Isanomalienkarte. Da der durchschnittliche Meßpunktabstand (250 m) die Hälfte des Abstandes der Gitterwerte betrug und die Feldfortsetzung nach oben einen etwaigen Interpolationsfehler verringert, schien diese Methode durchaus gerechtfertigt. Beim Blatt Fohnsdorfer Becken und Umrandung kam ein Interpolationsprogramm nach SÜNKEL (1976), basierend auf Spline-Funktionen, zur Anwendung. Als wichtige Angabe sei der Einflußradius der einzelnen Werte erwähnt, der nach einigen Versuchen mit 750 m die anscheinend besten Ergebnisse lieferte. Der Gitterpunktabstand für die Feldfortsetzung betrug 500 m. Zur Berechnung wurde das vermessene Gebiet in mehrere Elemente unterteilt, die sich um jeweils 10 Reihen überlappten, sodaß der Fehler an den Rändern minimal blieb.

3.4.3 Störkörperberechnung

Es wurde versucht, wichtige Anomalien im Meßgebiet durch zweidimensionale Platten- und Prismenmodelle zu interpretieren. Bereits die Auswahl geeigneter Profile ist ein Problem, da im Meßgebiet sehr lokale Anomalien hohen Störwertes auftreten, die teilweise sicherlich durch das gebirgige Gelände bedingt sind und auf oberflächennahe Störkörper schließen lassen. Eine ungefähre Abschätzung der Tiefe einer Platte ist mit den Regeln der „Halbwertsbreite“ möglich. Dasselbe gilt für die Neigung des Störkörpers, wo bei nicht allzu großen topographischen Unebenheiten unter Berücksichtigung des Streichens der Platte das Verhältnis vom positiven zum negativen Teil einer Anomalie und die Steigung der Kurve der Überlegung zugrunde gelegt wird (GRANT & WEST, 1965). Auskunft über die Suszeptibilität geben Labormessungen und Ergebnisse der Geologie über die dort auftretenden Gesteine. Bei der folgenden Berechnung wird angenommen, daß das Streichen der Platte oder des Prismas senkrecht zum Profil erfolgt, daß nur induzierte Magnetisierung vorherrscht und die Suszeptibilitätsverteilung im Störkörper homogen ist. Zu erwähnen ist außerdem, daß die Angabe der Plattenunterkante mit zunehmender Tiefe ungenauer wird, da dann große Änderungen bereits mit geringen, durchaus möglichen Suszeptibilitätsvariationen ausgeglichen werden können. Da jede Anomalie durch unendlich viele Modelle gleich gut angenähert werden kann, ist es wichtig, geologisch mögliche und plausible Lösungen zu finden. Diese Feststellung kommt z. B. beim Störkörper Stp 5 (Abb. 6) zum Tragen, wo die beste Näherung eine Platte mit einer Suszeptibilität des

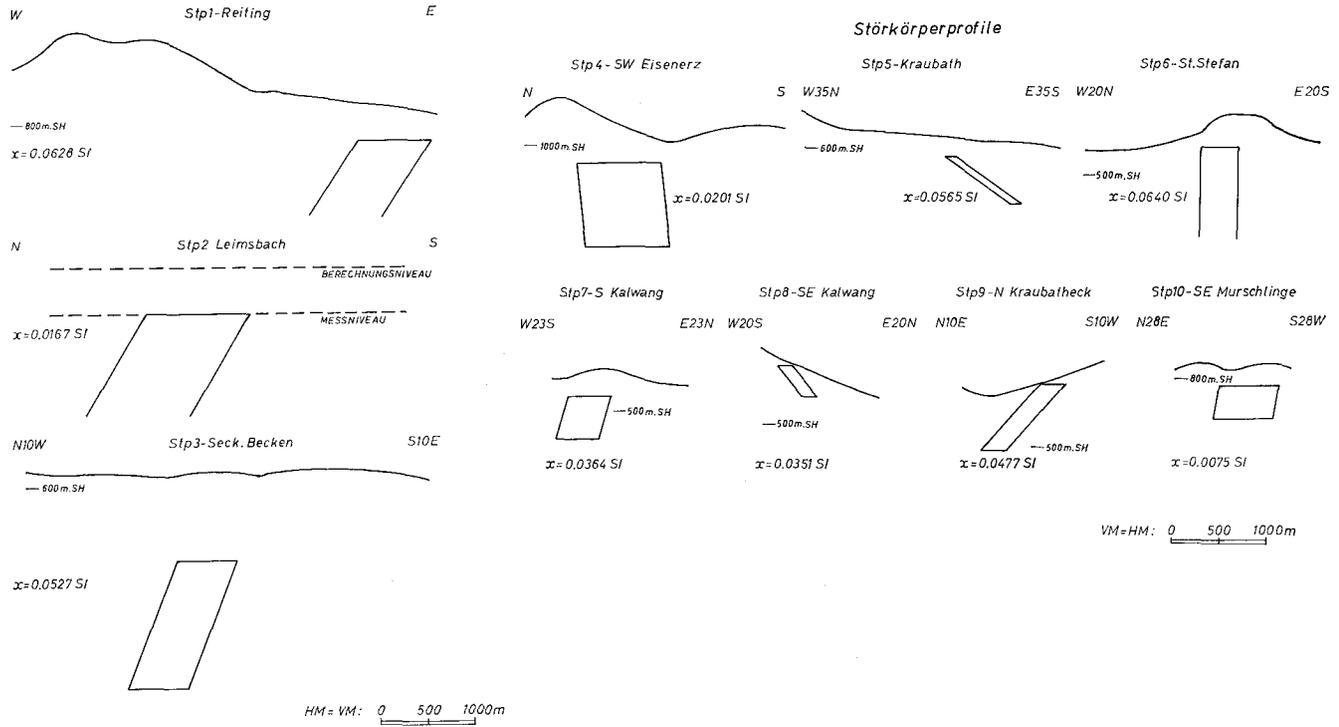


Abb. 6: Störkörperprofile (Stp 1 — Stp 10).

Serpentinits ergibt. Da dies geologisch unwahrscheinlich ist, wurde versucht, die Anomalie mit einer Platte, welche eine Suszeptibilität in der Größenordnung des Amphibolits aufweist, zu interpretieren. Das beste Ergebnis dabei erreichte zwar nicht die Qualität des ursprünglichen Modells, doch war die Abweichung davon mit durchschnittlich 3 nT nicht groß und durchaus im Bereich sonstiger Fehlerquellen. Trotz dieser Unsicherheit liefert die Störkörperberechnung wichtige Anhaltspunkte und Impulse zur Interpretation einer Isanomalenkarte.

Das Rechenprogramm (STRÖBL, 1978) geht so vor, daß für die sechs Unbekannten einer Platte (Horizontalabstand, Tiefe, Einfallen, Vertikaler Streckung, Breite, Suszeptibilität) ein oberer und ein unterer Wert vorgegeben wird. Innerhalb dieser Bereiche wird nun in äquidistanten Abständen eine bestimmte Anzahl von Werten ermittelt und dafür die ΔZ -Anomalien (DOBRIN, 1960) aller Kombinationen errechnet und die beste herausgesucht. Dieser Vorgang wiederholt sich automatisch, ausgehend von der am besten passenden Interpretation und einem darauf festgelegten kleineren Variationsbereich, bis der Störkörper den gewünschten Anforderungen entspricht. Es ist einleuchtend, daß die Güte der Ergebnisse exponentiell abhängig ist von der Anzahl aller Kombinationen (= Rechenzeit); ein ungefährer Anhaltswert ist, daß nach etwa 200 Kombinationen 90% der Verbesserungsmöglichkeit durch das Plattenmodell erreicht ist.

Für Störkörper von der Form eines horizontalen Prismas mit beliebigem Querschnitt stand ein Programm von M. Talwani (nach TALWANI et al., 1959) und ein Programm (STRÖBL, 1978), basierend auf Formeln nach GRANT & WEST (1965) zur Verfügung.

3.5 Ergebnisse

3.5.1 Fohnsdorfer Becken und Umrahmung

Die Ergebnisse in diesem Abschnitt wurden kürzlich ausführlich dargestellt (METZ, SCHMID, WEBER, 1978), einige neuere Erkenntnisse haben sich durch die Anwendung der Fortsetzungsverfahren, durch den Vergleich mit der Gravimetrie und durch einige Ergänzungsmessungen ergeben.

Ein wesentliches Ergebnis bildet die Feststellung, daß im Fohnsdorfer Becken und in dessen östlichen Fortsetzungen alle bedeutenden Anomalien ihren Ursprung außerhalb der tertiären Schichtfolge haben, also tiefgelegen sind. Im Fohnsdorfer Becken verschwinden auf der Fortsetzungskarte $\Delta Z + 500$ m (Abb. 7) die kleinräumigen positiven Anomalien der ΔZ -Isanomalenkarte (METZ et al., 1978, Tafel 1), vielmehr liegt das ganze Becken im Bereich mäßig negativer Störwerte von -10 bis -20 nT.

Die Grenze gegen den Beckenrand mit Marmoren, Glimmerschiefern und Amphibolitlagen tritt magnetisch kaum in Erscheinung, doch zeigt der Isanomalenverlauf in der $\Delta Z + 500$ m Karte vielfach sehr deutlich den Zusammenhang mit tektonischen Leitlinien. So drückt sich die NW-streichende Westrandstörung des Beckens in den Isanomalen klar aus, ebenso wie ihr Einschwenken in die NNW-Richtung der Lavanttaler Bruchzone.

Die positive Anomalie des Falkenberges erscheint in der $\Delta Z + 500$ m Karte klar dem NW-Streichen der Westrandstörung zugeordnet.

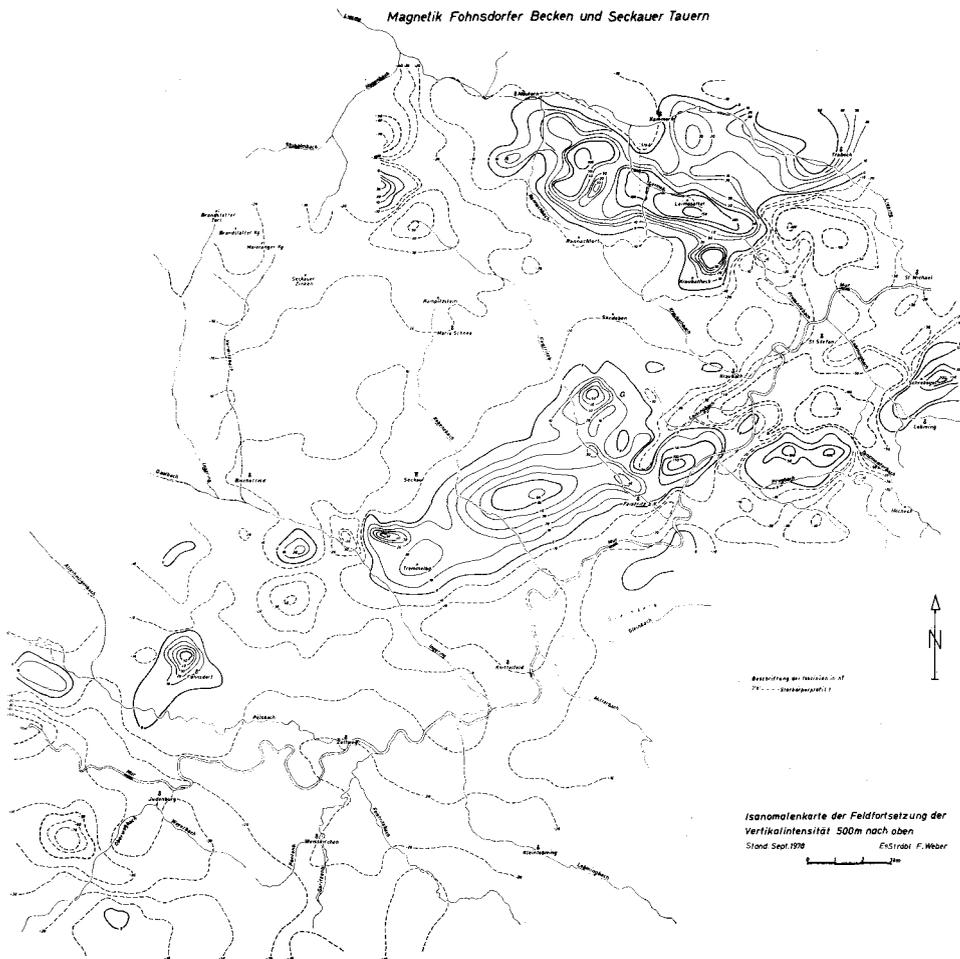


Abb. 7: Isanomalenkarte der Feldfortsetzung der Vertikalintensität des Erdmagnetfeldes 500 m nach oben des Gebietes Fohnsdorfer Becken und Seckauer Tauern.

Eine auf der ΔZ -Isanomalenkarte von Großlobming das Becken in WNW-Richtung durchziehende Zone mäßig positiver Maxima erscheint auch auf der $\Delta Z + 500$ m Karte als ebensolcher Trend im Verlauf der mäßig negativen Isanomalien. Die Annahme eines Zuges von Amphiboliten als Störkörper ist naheliegend, die ursprüngliche Vermutung, daß diese zugleich eine trennende Schwelle zum Knittelfelder Teilbecken bilden, findet in der Gravimetrie jedoch keine Bestätigung. Die geschlossene -20 nT Isanomale von $\Delta Z + 500$ m dürfte größtenteils mit dem zentralen Muldenbereich des Knittelfelder Beckens zusammenfallen.

3.5.2 Der Bereich des Kraubather Serpentinitzuges

In seinem obertags aufgeschlossenen Bereich vom Schrakogel im Osten bis Feistritz im Westen hebt sich der Zug infolge der hohen Suszeptibilität scharf von



Abb. 8: Isanomalenkarte der Vertikalintensität des Erdmagnetfeldes (ΔZ) des Gebietes Seckauer Tauern und Umrahmung.

seiner Umgebung ab. Die hohen positiven Anomalien von 500–2000 nT sind jedoch auch innerhalb der Gesteinskörper scharf differenziert, wobei bevorzugte Richtungen im Verlauf der Anomalien zum Ausdruck kommen. Von den Gesteinszügen der Umrahmung (Gleinalmkristallin) zeigen nur die Amphibolite bescheidene positive Anomaliewerte, sodaß die tektonischen Grenzen des Serpentinittuges gut erkennbar sind.

Innerhalb des Serpentinittkörpers im Beobachtungsraum zwischen Schrakogel und Feistritz deutet die Formung der Anomalien in Übereinstimmung mit morphologischen Details auf Brüche hin, die um die N-S-Richtung schwanken. Dies zeigt auch das Bruchbild des Gulsensteinbruches. Auffallend ist hier dagegen das Fehlen von NW-Störungen und Klüften, obwohl diese in anderen Teilen des Serpentinittkörpers stark vertreten sind. Ihr Fehlen im Isanomalienbild deutet darauf hin, daß sie hier nur rein oberflächennahen Zerrungen entstammen.

Im Detail machen sich im Isanomalienverlauf (Abb. 8) auch topographische Effekte stärker bemerkbar, so in den Taleinschnitten des Tanzmeisterbaches und Lobminggrabens. Auch können die nachgewiesenen Suszeptibilitätsunterschiede diese Anomalien verändern. Es läßt sich jedoch bereits bei einer qualitativen Interpretation die Aussage formulieren, daß sicher kein einheitlicher, gleich tief hinabreichender Serpentinittstock vorliegt. Auch unter Berücksichtigung der bei der Störkörperberechnung notwendigen Schematisierung erscheint der Serpentinittstock in mehrere Schollen oder Schuppen aufgelöst. Im Osten bildet der Zug des Schrakogels eine fast 3,5 km lange NE streichende positive Anomalie mit Werten von über +2000 nT. Das markante Minimum westlich des Schrakogels dürfte stärker durch die Topographie beeinflusst sein und deckt sich weitgehend mit dem Verlauf des Tanzmeistergrabens. Nach CLAR (1929) allerdings wird hier auch ein N-S streichender Bruch angenommen.

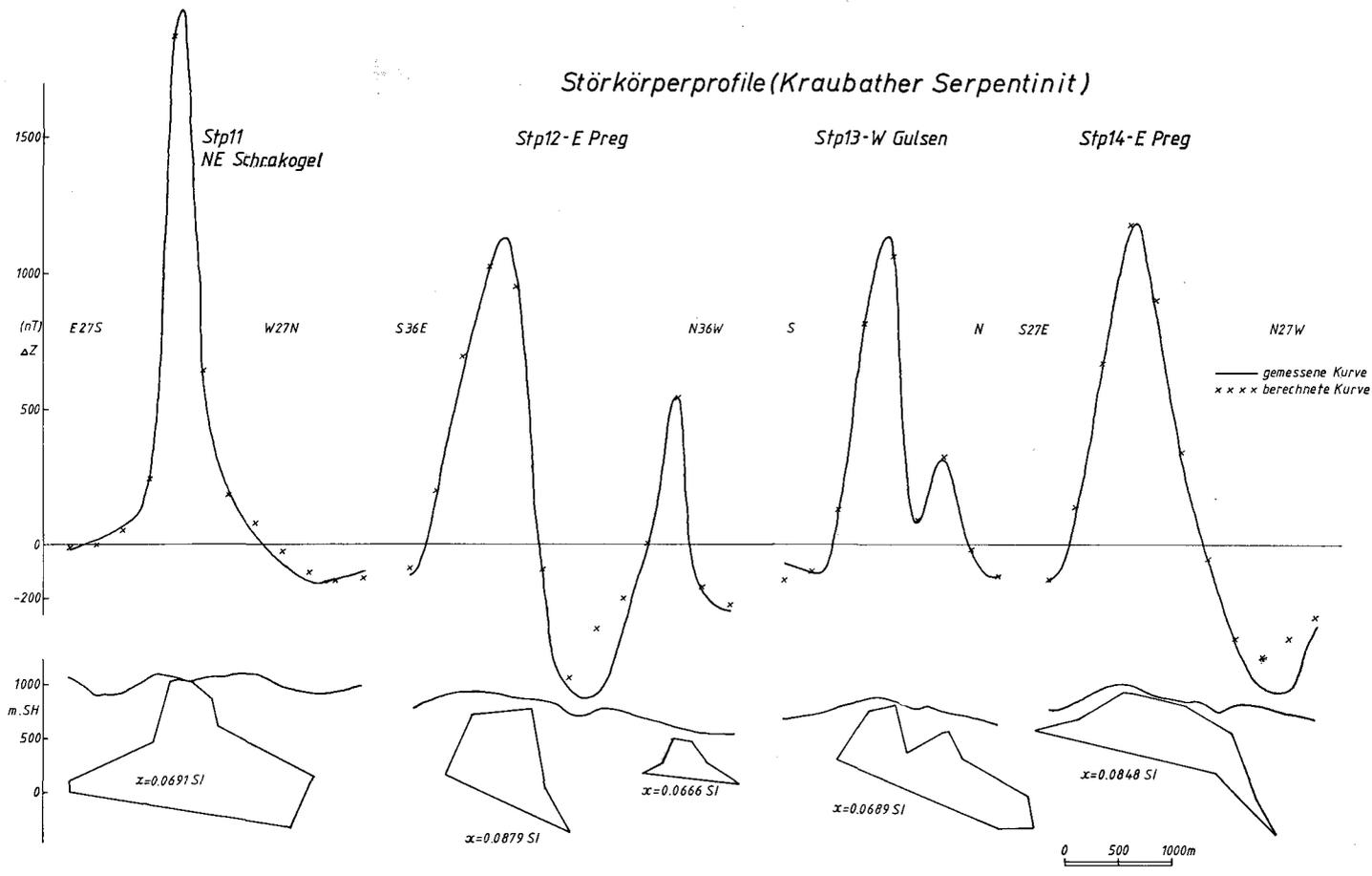
Im Abschnitt zwischen Pregbach und der Mur liegt nur der südliche Teil des Serpentinits im Bereich der positiven Anomalien, was auf die Geometrie des Vorkommens zurückzuführen ist. In der Fortsetzungskarte kommt die Einheitlichkeit dieses Abschnittes des Serpentinits durch Zurücktreten der Störeffekte besser zum Ausdruck.

Der Gulsenberg weist wieder mehrere markante, stark positive Teilanomalien auf, wobei bestimmte Trends, die den Rand des Serpentinits angeben oder auf Störungen hinweisen, auch im Verlauf der negativen Begleit anomalien deutlich zum Ausdruck kommen.

Neue Einsichten in die Internstruktur des Serpentinittockes von Kraubath verschaffte die Störkörperberechnung (Abb. 9). Dazu muß jedoch einschränkend gesagt werden, daß eine völlige Anpassung allein schon wegen des relativ großen Meßpunktabstandes nicht möglich ist, sodaß der für die Tiefenberechnung wichtige Maximalwert der Anomalie nicht immer erfaßt wurde. Vor allem die Oberkante des Störkörpers wird von diesen meßbedingten Unzulänglichkeiten beeinflusst.

Am Schrakogel (Stp 11) erreicht der Serpentinitt eine beträchtliche Breite von ca. 2,2 km und eine Tiefenerstreckung in der Mitte von 1,2 km. Das Einfallen der eben angenommenen Unterkante würde unter einem Fallwinkel von 10° nach WNW erfolgen. Dieses nördliche Einfallen der Basis des Serpentinittkörpers hat

Störkörperprofile (Kraubather Serpentinit)



sich bei allen Teilanomalien ergeben, sodaß es sich hierbei um eine generelle Eigenschaft desselben handeln dürfte.

Die nächste Berechnung erfolgte bei der Teilanomalie westlich des Tanzmeistergrabens (Stp 14). Hier ist nicht nur gegenüber dem vorigen die Breite auf ca. 1,2 km verringert, sondern auch die Tiefenerstreckung (ca. 600 m unter dem Gelände). Das Einfallen der Unterkante erfolgt größtenteils unter 12° nach NNW, die Zunahme auf ca. 14° in dem nach W auskeilenden Teilstück ist zur Anpassung an das ausgedehnte Minimum erforderlich. Dieser Abschnitt liegt bezüglich der Basis des Serpentinits um ca. 600 m höher als am Schrakogel, was als weiterer Hinweis auf die Realität der in der Minimumzone beim Tanzmeistergraben angenommenen Störung gelten kann. Die östliche Scholle wäre hier als die abgesenkte zu betrachten. Das ca. 1 km weiter westlich verlaufende Profil Stp 12 hat im Norden auch noch den östlichen Ausläufer der Anomalie der Gulsen erfaßt. Der Hauptkörper im S ist 0,8 km breit und hat einen Tiefgang von 850 m. Das Einfallen erfolgt steiler als bisher, nämlich ca. 25° nach NW.

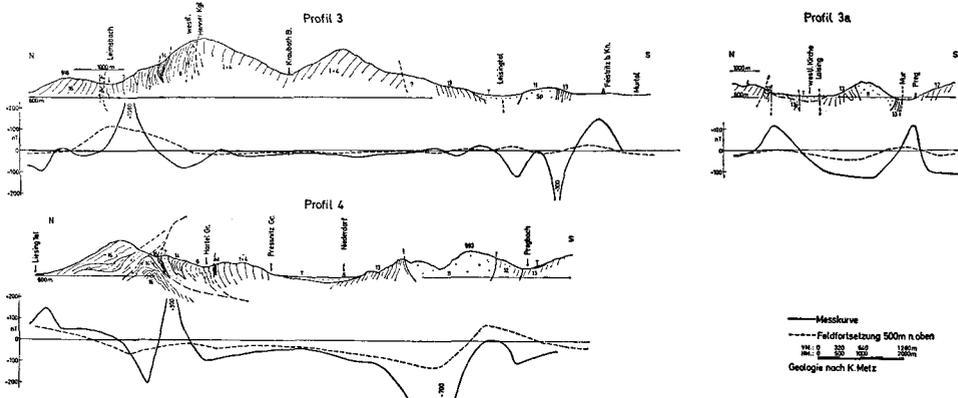


Abb. 10: Geologische und magnetische Profile im Gebiet Seckauer Tauern und Umrahmung (P 3 und P 4). — (Legende siehe Abb. 11, Seite 248).

Die Unterkante liegt im S in ca. +200 m SH. Beim nördlichen Störkörper handelt es sich offenbar um eine nur geringmächtige Scholle, die durch Paragneise vom Serpentinistock getrennt ist. Für die von METZ angenommene NNE streichende Störung, die den Serpentinistock der Gulsen von dem östlich der Mur trennt, würde dies bedeuten, daß der Nordflügel der gehobene wäre.

Profil Stp 13 gibt Aufschluß über den Serpentinistock am Gulsenberg. Dieser hat den Bau einer dicken Platte (im Mittel ca. 600 m) mit einer Breite von 1,85 km. Das Einfallen der Unterkante erfolgt 24° nach N, wobei aus deren Lage auf keine bedeutenden Höhenverstellungen in dem dazwischen liegenden Abschnitt geschlossen werden kann. Wenn man den Serpentinistock der Gulsen als magnetischen Störkörper annimmt und mit der offensichtlichen westlichen Fortsetzung im Seckauer Becken (Stp 3) vergleicht, so fällt auf, daß die Tiefenerstreckung der letzteren mit 1300 m (von -200 m bis -1500 m unter NN) beträchtlich größer ist.

Abb. 9: Störkörperprofile im Gebiet des Kraubather Serpentinits (Stp 11 — Stp 14).

Auf die Störkörpermitte bezogen liegt die Basis im Seckauer Becken um ca. 750 m tiefer als in der Gulsen. Dies unterstreicht die große Bedeutung der Feistritzstörung und gibt deren Größenordnung an, wobei am Westflügel neben einer Transversalbewegung auch eine beträchtliche vertikale Verstellung erfolgt ist.

In der nördlichen Umrahmung des Serpentinitzuges zeichnen sich in der Isanomalenkarte Brüche von einiger Bedeutung ab.

Die von WEBER (1976) geophysikalisch nachgewiesene Störung im Murtal bei St. Stefan – Kraubath setzt sich nach Ausweis der Isanomalen gegen WSW in das Leisingtal fort, wobei sie allerdings durch die den Kraubathbach kennzeichnende NW-Störung unterbrochen sein dürfte. Ein parallel zu dieser Leisingstörung weiter südlich verlaufender Bruch trennt im Murtal die Gulsen vom östlich folgenden Mitterberg/Nissenberg, der an ihr höher herausgehoben zu sein scheint.

Für die Wertigkeit der Leisingstörung gibt die Isanomalenkarte im Bereich St. Stefan – Kraubath gute Hinweise:

Die vom Lobminggraben westwärts gegen Niederndorf in das Murtal herausstreichenden Amphibolitzüge erzeugen schwach positive Anomalien, die aber ebenso wie die Amphibolite selbst von der Leisingstörung abgeschnitten werden. Sie finden aber ihre Fortsetzung nördlich der Störung, wo sie vom Ort Kraubath weg bis an den Feistritzgraben heran durch einen langen Streifen positiver Anomalien angezeigt werden. Der letzte Amphibolitaufschluß liegt im Graben unmittelbar NW von Kraubath. Geringe Mächtigkeit und bescheidener Tiefgang dieses Amphibolits bei flachem südöstlichen Fallen ist aus dem Störkörperprofil (Stp 5) ersichtlich.

Nun ist es aber sehr auffallend, daß in der Isanomalenkarte von +500 m Höhe die streifenförmige +Anomalie westlich von Kraubath verschwindet, jedoch im Westteil etwa entlang des obersten Leisinggrabens noch erhalten bleibt. Immerhin ist der Amphibolit unmittelbar NW von Kraubath auch in der +500 m Karte noch spürbar, ebenso wie ein zur Rannachserie gehöriger (von STINI kartierter) Quarzit.

Es spricht sonach im Bereich von Niederndorf – Kraubath alles dafür, daß die Amphibolite an der Leisingstörung völlig auseinandergerissen wurden und westwärts nur in restlichen Schuppen bis zum Kraubathgraben, nahe der Oberfläche noch vorhanden sind.

Große Schwierigkeiten für eine direkte Deutung der Verhältnisse ergaben sich jedoch weiter im Westen mit Annäherung an den Feistritzgraben, wo auch in der +500 m-Auswertung noch beachtliche positive Anomalien auftreten. Vor Erläuterung dieser Problematik soll jedoch die nachweisbare Fortsetzung der Serpentine westlich des Feistritzgrabens besprochen werden.

Die magnetischen Anomalien in dem völlig von Jungtertiär des Seckauer Beckens verhüllten Bereich verlaufen genau im Streichen des übrigen Serpentinitzuges und deuten dessen Fortsetzung fast ungestört bis südlich des Ortes Seckau an.

In der +500 m-Auswertung zeigt dieser Bereich jedoch ein grundlegend anderes Verhalten, als dies beim obertags sichtbaren Serpentin zwischen Kraubath und Feistritz der Fall ist. Während letzterer in der Fortsetzungskarte (+500 m) eine

bedeutende Verminderung seiner Störwerte erleidet, ist dies bei der Westfortsetzung im Seckauer Becken nur in geringem Maß der Fall. Dafür müssen besondere Gründe vorliegen, zu deren Aufklärung zunächst das Ergebnis der Störkörperberechnung (Störkörperprofil 3) mit herangezogen wird. Das Profil zeigt für die Oberkante des Serpentinits eine Tiefe von rund 900 m unter der Tertiäroberfläche und eine vertikale Tiefenerstreckung von rund 1300 m an, wobei ein sehr steiles Nordfallen des Gesamtkörpers gegeben ist. Seine Mächtigkeit dürfte weitgehend der des sichtbaren Anteils im Osten entsprechen.

Der seit dem Karpat bis Badenien vergrabene Körper war demnach seit langem von Erosion verschont geblieben und dürfte bei dem errechneten Tiefgang daher eine größere Masse haben, als dies im Osten noch der Fall ist. Inwieweit zudem für die hohen Störwerte der +500 m-Fortsetzungskarte auch erhöhte Magnetitgehalte oder sonstige mineralogisch-petrographische Faktoren eine Rolle spielen, kann zur Zeit nicht abgesehen werden. Immerhin gehört dieser versenkte Anteil dem bekannten Kraubather Zug und demnach dem Gleinalmkristallin an.

Die geologischen Karten zeigen einen auffällig geradlinigen Verlauf der Nordgrenze der Serpentinite, der auch durch den Isanomalienverlauf im WSW bis über den Ingeringbach gut wiedergegeben wird. Die Richtung entspricht dabei genau der Richtung der Leisingstörung. An dieser kam es im Osten im Murtal, sowie im Leisingtal zur Ablagerung von Jungtertiär, und es kommt ihr in ihrem ganzen Verlauf eine wichtige Funktion im Grenzbereich zwischen nördlichem und südlichem Kristallin zu. Ihre Rolle westlich der großen NW-Störung des Feistritztales läßt sich schwer abschätzen.

Was wir simplifizierend als Feistritzalstörung bezeichnen, stellt in Wirklichkeit ein System zahlreicher Einzelbrüche dar, deren Streichen zwischen WNW bis NNW liegt. Die Gewalt ihrer Wirkung im Süden, bei Feistritz, zeigt sich in der starken Versenkung des Serpentinitzuges, was auch im eigenartigen Abschnen der Isanomalien gegen SE zum Ausdruck kommt. Schon wenige Kilometer nordwestlich Feistritz ändert sich das Bild, da hier vom Osten her die Leisingstörung und von NW her mehrerer WNW-Störungen aus den Seckauer Tauern an das Bruchsystem des Feistritztales heranziehen. Wir geraten hier in das Interferenzfeld zweier tektonischer Leitrichtungen. Die östliche ist repräsentiert durch die Leisingstörung, die sich westlich des Feistritzsattels möglicherweise in gleicher Funktion an der Nordflanke des vergrabenen Serpentinits in den Bereich der Gaaler Schuppenzone hinein fortsetzt. Die um NW pendelnde Richtung ist bestimmend für die Internekteonik der Seckauer Tauern, ist aber in junger Zeit wieder in Bruchform auflebend auch weiter südlich wirksam geworden. Ihre morphologische Wirksamkeit erweist sich schon weiter im Osten im Bereich von Preßnitz- und Lobminggraben sowie im Kraubathgraben und in Kluftsystemen des Serpentinitskörpers.

Es zeigt sich also, daß im Raum nordwestlich von Feistritz ein ganzes Bruchbündel wirksam geworden sein muß, wie auch das verwirrende Bild der Isanomalien dieses Raumes zeigt.

In diesem Raum, genau im Grenzbereich des Seckauer Kristallins zum Gleinalmkörper, liegt östlich des Feistritztales die kleine aber hohe Anomalie bei

„Wasserleith“, die auch in der +500 m-Fortsetzungskarte noch klar zum Ausdruck kommt. Infolge der starken Verhüllung des Grundgebirges durch Tertiär und quartäre Schuttmassen sind wir auf Erwägungen auf Basis der Magnetik angewiesen. Die vorliegenden Anomaliewerte lassen sich am ehesten mit einem Serpentinikörper in der Tiefe und seiner hohen Suszeptibilität erklären, wie der Versuch einer Störkörperberechnung ergab.

Unter Berücksichtigung dieses Umstandes erscheint es berechtigt, hier an einen vom Hauptkörper der Serpentine abgetrennten tektonischen Span zu denken, ohne daß wir allerdings in der Lage sind, ein klares tektonisches Konzept für die Mechanik dieser Abtrennung zu entwerfen.

In dem bruchtektonisch so komplizierten Gebiet des unteren Feistritzgrabens ergab die Geomagnetik ein gutes Maß an neuen Hinweisen, deren Wert durch die Ergebnisse der Gravimetrie von WALACH ergänzt wird. Nach Ausweis der Magnetik kann auch an eine Fortsetzung der Feistritztalstörung über die Mur hinweg nach SE gedacht werden, wobei im Gleinberg eine flachliegende Amphibolitplatte gegen Westen scharf abgeschnitten erscheint (siehe Stp 10).

Die eigentlichen Anomalien des Kraubather Serpentinuzuges enden nach der ΔZ -Karte an der Ingeringstörung, und es zeigt sich auch in der Magnetik klar die Zugehörigkeit der Serpentinischollen des Tremmelberges zum Kraubather Zug (siehe dazu METZ, 1978: 29).

Im Flatschacherzug, der auch geologisch die westliche Fortsetzung des Tremmelberges ist, liegen noch ähnliche Anomalien, deren Ursprung wahrscheinlich durch Rollstücke von Serpentiniten und deren Abkömmlingen belegt werden kann. Eine Anomalie nördlich des Flatschacher Schlages ist auch nach rechnerischer Bearbeitung noch vorhanden und dürfte tiefliegenden Ursprung haben. Weiter gegen Westen nehmen die Amplituden der Anomalien ab. Sie decken sich hier mit den oft mächtigen Amphibolituzügen, die petrographisch und lagemäßig mit denen im Bereich des Serpentinites bei Kraubath identisch sein dürften.

Die südlich davon beginnende Überschiebungszone der Wölzer Glimmerschiefer macht sich in der Magnetik kaum bemerkbar. Einzelne eng begrenzte Anomalien innerhalb der Wölzer Serie sind vermutlich an oberflächennahe Amphibolite geknüpft.

Die starke, aber kleinräumige Anomalie unmittelbar nordwestlich von Fohnsdorf könnte, von dem geologischen Bau her gesehen, durchaus auf eine abgeschuppte aber unter der Wölzerserie liegende Serpentinischolle bezogen werden.

3.5.3 Das Gebiet der Seckauer Tauern und der Grauwackenzone südlich der Liesing

Das Bergland südlich der Liesing wurde durch die magnetischen Messungen von St. Michael im Murtal bis Kalwang zur Gänze erfaßt. Zusätzlich wurden im Zuge einer groß angelegten S-N-Traversal auch nördlich der Liesing im Bereich um den Reitingstock Messungen durchgeführt. In einem kleinen Areal südlich von Unterwald (Finsterliesing) erfolgten Ergänzungsmessungen.

Hinsichtlich ihrer Störwerte lassen sich deutlich drei unterschiedliche Gesteinsgruppen unterscheiden:

- a) Die Seckauer Gneise mit all ihren Differenzierungen (Granitgneis, Migmatite, Biotit-Schiefergneise) zeigen stets negative Anomalien mit Störwerten zwischen -10 bis -30 nT.
- b) Die Rannachserie, vorwiegend Serizitquarzite und -schiefer, bildet das unmittelbar permo-skythische Hangende der Seckauer Gneise. Besonders quarzische Anteile zeigen eine überraschend hohe Suszeptibilität, die an jene von Granatamphiboliten heranreicht. Dagegen sind die Rannachkonglomerate und Serizitschiefer durchaus schwach magnetisch. Nach dem derzeitigen Stand der Untersuchungen sind die hohen positiven Werte von Quarziten durch einen überaus feinkörnigen und diffus und unregelmäßig im Gestein verteilten Magnetitgehalt unbekannter Größe bedingt. Die für nötig gehaltenen weiteren Untersuchungen stehen noch in ihren Anfangsstadien.

Die hohen Suszeptibilitäten, steilen Gradienten und Amplituden lassen schon bei einer qualitativen Analyse der Anomalien den Schluß zu, daß die Störkörper (Rannachquarzite) oberflächlich anstehen oder in geringer Tiefe liegen. Diese Aussage wird auch durch die Störkörperberechnungen (Abb. 6) bestätigt, die eine gute Übereinstimmung zwischen theoretischen und gemessenen Werten unter der Annahme plattenförmiger, mittelsteil bis steil nordfallender Störkörper ergeben. Die Auflösung der Hauptanomalie in mehrere Teilanomalien könnte grundsätzlich auf Suszeptibilitätsänderungen zurückgeführt werden, oder als Ausdruck der Lagerungsverhältnisse verstanden werden. Eine ins Detail gehende Analyse führt zum Schluß, daß dieser Umstand neben der variierenden Tiefenlage der Oberkante des Störkörpers auch tektonisch erklärbar ist, was von der Geologie her bestätigt wird. Dies gilt auch für den südlichen positiven Anomaliezug, bei dem zunächst rein äußerlich auffällt, daß er sich im Kraubatheck auch noch mehrere 100 m in den Bereich des Seckauer Kristallins hinein erstreckt. Die Störkörperberechnung Stp 9 zeigt eine 47° N fallende Platte, deren Oberkante bis an die Erdoberfläche reicht, während die Unterkante in etwa 700 m Tiefe liegt.

Die geologischen Aufschlüsse im Kraubatheck zeigen bestätigend eine mittelsteil nach Norden fallende Schwarte von Rannachquarziten über nordwärts absinkenden Gneisen.

- c) Die Gesteine der Grauwackenzone bestehen im Untersuchungsgebiet aus dem zum Teil Graphit führenden Oberkarbon und aus Kalk führenden Zügen, die aber alle nur schwache Werte ergeben. Höher metamorphe phyllitische Gesteinszüge erbringen mit ihren oft reich eingestreuten Grünsteingszügen Anomaliewerte bis zu $+100$ nT.

Im folgenden wird der Versuch gemacht, den komplizierten geologischen Bau dieses Abschnittes von den Ergebnissen der Magnetik her zu beleuchten.

Das ΔZ -Kartenbild zeigt zunächst im Gneiskörper des Kraubatheckzuges nur wenig klare Anhaltspunkte für eine Deutung des Innenbaues. Dies ergibt sich aus den geringen magnetischen Störwerten der Gneise, und andererseits daraus, daß wir infolge der geringen Aufschlußdichte dieser Waldgebiete auch wenig Einblick in den geologischen Bau haben. Erst am Nordrand der Gneise ermöglicht die Rannachserie mit ihren hohen magnetischen Störwerten wertvolle Einblicke in den

komplizierten Bau des Grenzraumes gegen die Grauwackenzone. Dabei verdanken wir bedeutende Aussagen auch der $\Delta Z + 500$ m Karte.

Entsprechend den beiden Zügen der Rannachserie, die durch den graphitführenden Oberkarbonzug voneinander getrennt sind, liegt auch der Verlauf der hohen Anomalien, die sich im Streichen der Gesteinszüge aneinanderreihen. Vom Kraubatheck gegen Osten zeigt die geologische Karte eine bedeutende Verschmälerung der Rannachquarzite bei sehr steilem generellen Einfallen nach Norden. Dementsprechend verschmelzen hier auch die im Westen noch durch den Karbonzug getrennten hohen Anomalien beider Züge. Östlich des Hartlgrabens findet ein Abschnenken gegen Südost statt. Der Karbonzug wird also gegen Osten magnetisch völlig unwirksam, was bedeutet, daß seine Einbeziehung in die beiden Rannachzüge im Osten immer seichter und schmaler wird. Er keilt hier auch unter dem seichten Jungtertiär von Brunn bei St. Michael aus. Damit erscheint die bisher ungelöste Frage nach der tektonischen Stellung dieses Karbonzuges gelöst, und es ergeben sich Hinweise auf weitere Graphitvorkommen weiter westlich.

Auch im Westabschnitt, jenseits der Hennerkogelstörung, entsprechen die positiven Anomalien des südlichen Rannachzuges genau dem hier etwas gegen NW

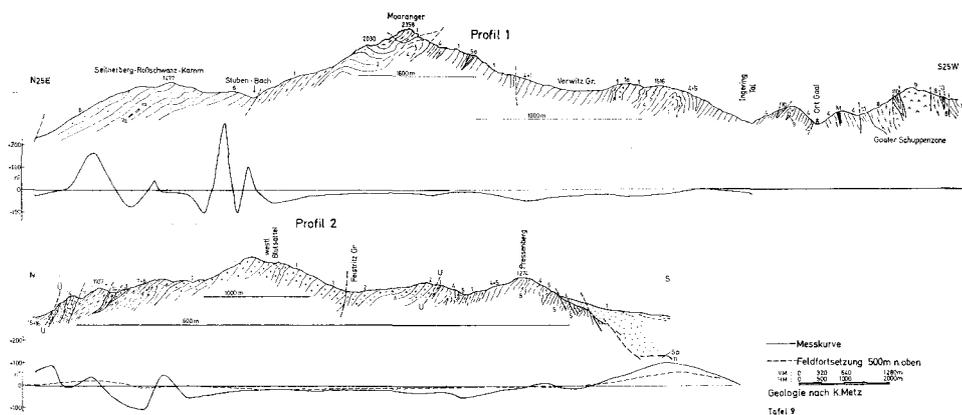


Abb. 11: Geologische und magnetische Profile im Gebiet Seckauer Tauern und Umrahmung (P 1 und P 2).

LEGENDE zu Abb. 10 und 11:

Seckauer Tauern und Rannachserie

- 1 Granitgneise i.A.
- 1a Augengneis
- 2 helle quarzitische Gneise mit Serizit
- 3 Leims-Frauengrabengneise
- 4 flaserige biotitreiche Mischgneise
- 5 Biotit-Paragneise
- 5a Biotitquarzite
- Biotitschiefer
- 6 Serizitquarzite der Rannachserie
- 7 dgl. feldspatreich
- 7a mit Karbonatlinen

Gaaler Schuppenzone, Gleinalm-Gesteine

- 8 Hornblende führende Feinkorngneise

- 9 Amphibolit
- 10 Glimmerschiefer, versch. Typen

Gleinalmkristallin

- 11 Serpentinit
- 12 Amphibolit
- 13 Paragneise + Amphibolitlagen

Grauwackenzone

- 14 Karbon
 - 15 phyllitische Gesteine i.A.
 - 16 dgl. mit höher metamorphen Schuppen
- T Jungtertiär
 U Überschiebung
 M Mylonit
 ---- Störungen

abgelenkten Streichen der Gesteine. Dies geht hier auf eine gegen Mautern hinausstreichende Scherung zurück, die nach dem Bild des Isanomalenverlaufes auch von NE- bis NNE-Brüchen gekreuzt wird. Diese Interpretation des Kartenbildes der Magnetik gibt auch den konkreten Hinweis auf die morphologische Wirksamkeit von Bruch- und Klüftzonen, die etwa in Grabenrichtungen und Sätteln dieses Gebietes gegeben sind.

Magnetisch sind diese NNE bis N orientierten Elemente unverkennbar, da sie als geschlossene schmale Anomalien auftreten können oder sich als plötzliches Umbiegen im Verlauf der Isanomalen deutlich bemerkbar machen. Es wird angenommen, daß sich darin tektonisch tief hinabreichende Störungen, die nahezu senkrecht auf die Hauptstreichrichtung der geologischen Einheiten verlaufen, manifestieren. Eine solche Störungslinie wird im Bereich des Rannachgrabens angenommen, wo zwei Teilanomalien durch eine NNE streichende Minimumzone getrennt werden und auch auf der $\Delta Z + 500$ m Karte eine deutliche NNE gerichtete Einbuchtung der Isanomalen festzustellen ist. Ähnliches gilt auch für den Bereich des Fadelgrabens, wo die Minimumzone auch im Bereich der $\Delta Z + 500$ m-Karte ein markantes NNE streichendes Element bildet. Weiters wird für den Raum W vom Leimssattel die etwa im Bereich vom Hennerbach verlaufende N-S streichende Störung angenommen, die gut mit der von METZ auskartierten tektonischen Linie übereinstimmt. Die $\Delta Z + 500$ m Karte zeigt ca. 3 km östlich vom Leimssattel ein abruptes Ende der positiven Anomalie, die von einer N bis NNE streichenden Zone negativer Störungen scharf abgegrenzt wird. Dieser NNE-Trend setzt sich nach S noch weit bis ins Seckauer Kristallin hinein fort. Es handelt sich hier wohl um in (ac) zur tektonischen Hauptachse (WNW) entstandene Klüftmaxima und später daraus entwickelte Brüche.

Wir wenden uns zunächst jedoch der entscheidendsten und wichtigsten tektonischen Bewegungsbahn dieses Raumes zu, die auffallend geradlinig von St. Michael im Murtal bis an die Liesing bei Mautern den nördlichen Zug der Rannachserie gegen die Grauwackenzone begrenzt. Diese mit Schuppungen aus beiden Anteilen verbundene Grenzbahn setzt durchwegs steil, gelegentlich auch steil südwärts in die Tiefe und kommt sowohl im geologischen wie auch im Kartenbild der Isanomalen klar zum Ausdruck. Die lokale Bedeutung dieser tektonischen Zone wird auch in der $\Delta Z + 500$ m Karte mit aller Schärfe wiedergegeben. Die geologische Karte, wie auch die Isanomalen zeigen übereinstimmend die Parallelität der Strukturen der Rannachserie zu ihrer tektonischen Nordgrenze, und darin ist auch der in die Rannachserie eingefaltete Zug des Oberkarbons einbezogen.

Dies steht aber in auffallendem Gegensatz zum Baubild der Grauwackenzone nördlich der Nahtzone, da hier, beginnend bei St. Michael bis über Kammern hinaus, verschiedene Baueinheiten der Grauwackenzone spitzwinkelig diskordant an die Nahtzone heranstreicht (siehe Abb. 12) und geologische Karte METZ, 1938). Auch die Isanomalen geben dieses Baubild durch ihren unterschiedlichen und unregelmäßigen Verlauf wieder. So erscheinen im Isanomalenverlauf schon südlich Traboch oder westlich von Timmersdorf ENE-Richtungen, die südlich der Nahtzone keine Korrespondenz finden. Es muß betont werden, daß dies auch durch die $\Delta Z + 500$ m Karte gezeigt wird. Außerdem gibt das Isanomalenbild

beider Karten die Existenz von \pm N-S-Richtung wieder, was offenbar durch tief-sitzende Strukturen bedingt ist, die etwa in (ac) liegen.

Während im eigentlichen Gebiet der Grauwackenzone nur mäßige Anomalien auftreten (um ca. ± 100 nT), fällt südwestlich von Traboch eine bis $+400$ nT reichende Anomalie auf, die südlich der Liesing bis Timmersdorf reicht und gegen Norden die Liesing überschreitet. Auch auf der $\Delta Z + 500$ m Karte erreicht sie noch 50 nT. Für die Erklärung dieser ungewöhnlich hohen Störwerte bietet sich die Fortsetzung eines Gesteinszuges an, der östlich der Liesing zwischen Donawitz und „Niederung“ bis Madstein streicht, und reich an tektonischen Kristallinschollen mit Serpentin ist (METZ, 1938, Karte). Seine tektonische Position östlich der Liesing läßt sich mit der stärker metamorphen Serie im Nordabfall des Fressenberges durchaus gleichsetzen, so daß hier unter dem Liesingtal eine Fortsetzung bis in den Veitscher Wald bei Seiz durchaus wahrscheinlich ist.

Die Magnetik erwies die präzise Feststellung der Grenze zwischen Seckauer Baukörper und Grauwackenzone im Bereich des Liesingtales bis Mautern. Der Nachweis der tektonischen Diskordanz und der Unterschied des Baustiles zwischen beiden Einheiten gibt dieser Grenze über den derzeitigen Untersuchungsbereich hinaus ein besonderes Gewicht.

Mit dem westlichsten Teil des Beobachtungsraumes, südwestlich von Mautern, setzen neue Baueigentümlichkeiten ein, die teilweise in der geologischen Karte schon erfaßt sind, durch die Isanomalienkarte nun aber neue Aspekte erhalten. Südwestlich von Mautern finden die auf die Rannachserie beziehbaren positiven Anomalien an einer NE streichenden Zone ein Ende. Es entsteht eine rund 3 km breite Zone ausschließlich negativer Störwerte, die sich genau mit der mächtigen Verbreiterung der Rannachserie gegen SW und mit der obertägigen Unterbrechung der Granitgneise zwischen Kraubatheckzug und Hochreichart deckt. Gleichzeitig ergab die geologische Kartierung im Bereich des obersten Feistritzgrabens mit Freudental und dem Bremstein eine Häufung von NE bis NNE orientierten tektonischen Strukturen, die in auffallendem Gleichklang mit dem Verlauf der Isanomalien dieses Raumes stehen. Es ergibt sich eine Überkreuzung mit den für den Bau der Seckauer Tauern weithin verbindlichen WNW-Strukturen, die deutlich bis in den Seckauer Zinken verfolgbar ist. Somit wirkt die hier angedeutete Zone auch im Bau der Seckauer Tauern bis in den zentralen Kammbereich. Erst westlich davon, im Bereich des Hagenbaches, setzen die starken Anomalien der Rannachserie wieder ein und treten, wie wir schon wissen, auch in der Finsterliesing, südlich von Unterwald, auf. Hier im Westen erreichen sie ihre Maximalwerte im unmittelbar Hangenden der liegenden Granitgneise. Insgesamt jedoch ist das Isanomalienbild dieses westlichen Anteiles der gemessenen Rannachserie keineswegs noch zufriedenstellend zu erklären. Die Problematik dürfte hier nicht allein im tektonischen Bau, sondern auch im Mineralbestand der unterschiedlichen Gesteine liegen. Eine vertretbare Deutung dieser „Querstruktur“ ist zur Zeit noch nicht möglich. Es scheint jedoch notwendig zu sein, sie in diesem Rahmen anzuführen.

3.5.4 Das Gebiet zwischen Liesingtal und Radmer

Bei der Beurteilung des Isanomalienverlaufes dieses Gebietes ist zu berücksichtigen, daß die Meßpunktdichte infolge des gebirgigen Charakters eine unter-

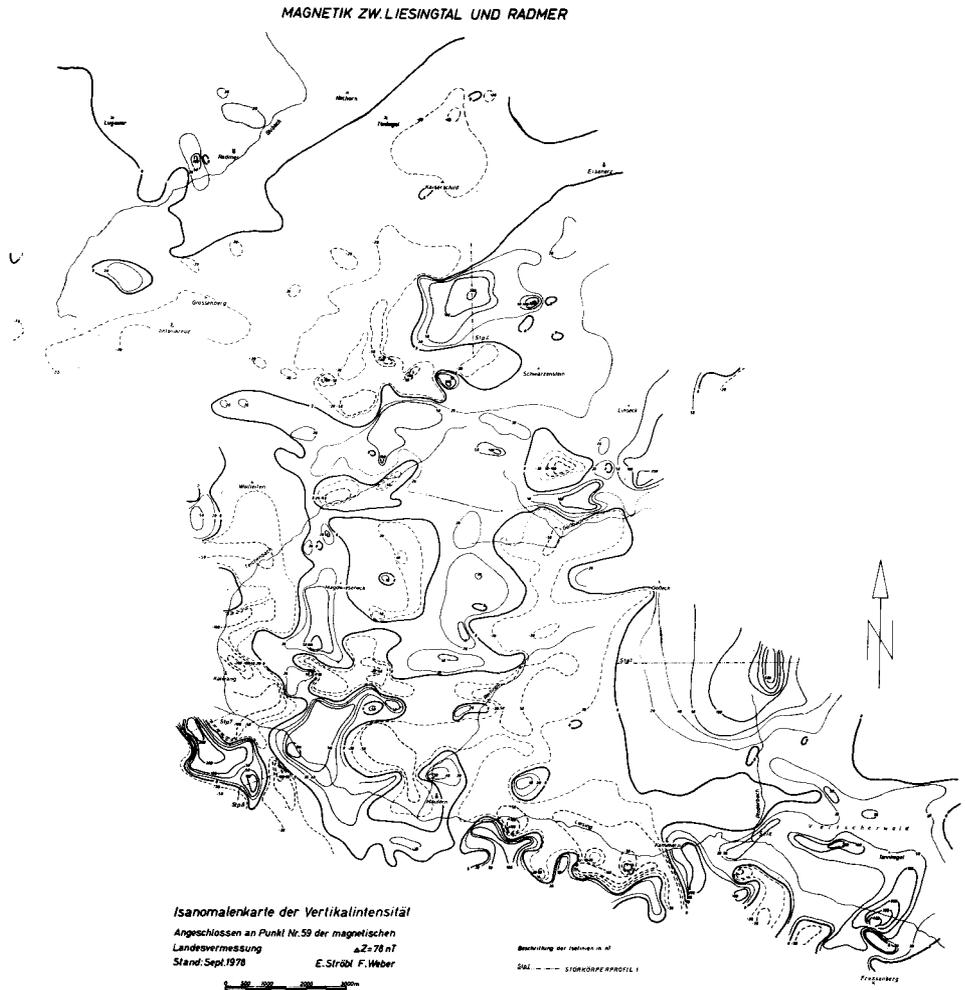


Abb. 13: Isanomalienkarte der Vertikalintensität des Erdmagnetfeldes (ΔZ) des Gebietes zwischen Liesingtal und Radmer.

schiedliche ist. Gegenüber dem südlich anschließenden Bereich ist die Breite wesentlich geringer, beträgt jedoch stets 10 bis 12 km, sodaß eine repräsentative Aussage über die magnetischen Verhältnisse dieses Abschnittes der Norischen Decke der Grauwackenzone möglich ist. Im SE des Gebietes (Abb. 13) fällt eine schmale W-E streichende Anomalie mit Störwerten von über $+200 \text{ nT}$ auf, als Störkörper wird eine in geringer Tiefe anstehende steil N fallende Platte angenommen. Im Unterlauf des Ploderbaches NE Kammern macht sich in einer ebenfalls schmalen Anomalie mit Störwert über $+50 \text{ nT}$ jedoch ein deutlicher NE-

Trend bemerkbar. Am auffälligsten ist jedoch eine große Anomalie am Ostfuß des Reitings, deren maximaler Störwert $+583$ nT beträgt, wobei die Anomalie jedoch erst zum Teil genauer vermessen ist. Das Streichen ist etwa N-S und die Störkörperberechnung (Stp 1, Abb. 6) läßt eine mit 57° W einfallende, ca. 150 m breite Platte erkennen, deren Oberkante im Mittel in 350 m Tiefe gelegen ist. Die Suszeptibilität ist sehr hoch und beträgt $6280 \cdot 10^{-5}$ SI, woraus auf ein stark basisches Gestein geschlossen werden muß. Nach W zu, im Raum S vom Göbeck, erfolgt eine regionale Abnahme der Störwerte unter generellem N-S-Streichen der Isolinien. Dieser Trend deckt sich gut mit dem Verlauf der geologischen Zonen.

Diese Anomalien können mit einiger Sicherheit auf die schon von STINI (Blatt Bruck-Leoben) kartierten Grüngesteine bezogen werden. Sie streichen über den Gößgraben etwa gegen SSW, und im Bereich der Störwerte sind sie nach SCHÖNLAUB ebenfalls vorhanden. Es handelt sich bei ihnen um vergrünte basaltische Eruptiva, womit auch die hohen Störwerte erklärbar sind. Östlich und nördlich von Mautern, etwa im Bereich des Teichengrabens, erstreckt sich ebenfalls mit generellem N-S-Trend eine breite Minimumzone, die nach N hin bis in den Oberlauf des Gößbaches zu verfolgen ist. Dieses Streichen liegt spitzwinkelig zum allgemeinen NNW- bis NW-Streichen der geologischen Strukturen dieses Raumes. Es läuft aber annähernd parallel zur Radmerstörung, welche gegen W zu das querstreichende Strukturelement beendet. Dies drückt sich im Isanomalienverlauf aus. Kleinräumige ovale Anomalien mit Störwerten bis $+50$ nT im Unterlauf des Reitingsgrabens und am Südhang des Eselberges sind möglicherweise auf lokale Magnetitanreicherungen oder aber auf Grüngesteinszüge zurückzuführen. Insbesondere bewirkt anscheinend die Überschiebung des Karbons auf den NW streichenden Streifen stärker phyllitischer metamorpher Gesteinszüge südlich vom Magdwieseck neben einer Scharung der Isanomalien eine bedeutsame SE gerichtete Einbuchtung in deren Verlauf.

Noch nicht geklärt ist die Stellung und Entstehung einer Anomalie, die sich nördlich des Oberlaufes des Gößbaches, und zwar in ca. 1,8 km S vom Linseck, erstreckt. Diese könnte sich nach einer kurzen Unterbrechung S vom Linseck weiter in NE-Richtung fortsetzen, wobei ebenfalls Störwerte von über $+200$ nT auftreten.

Eine breitere Anomalie befindet sich ca. 2,4 km W vom Wildfeld, wobei der Störwert meist bei über $+50$ nT liegt. Ca. 0,5 km SW vom Wildfeld erstreckt sich mit WNW-Streichen eine kleinere Anomalie, in der die Störwerte maximal etwas über $+100$ nT erreichen, die möglicherweise auf Grüngesteinslagen zurückzuführen ist.

Nördlich des Kammes der Eisenerzer Alpen wird der Isanomalienverlauf von einer markanten Anomalie beherrscht, die mit mäßig positiven Werten im Osten bereits bei der Eisenerzer Ramsau beginnt. Nördlich und nordwestlich vom Schwarzenstein werden Störwerte von knapp über $+200$ nT erreicht. Die Störkörperberechnung (Abb. 6) bei der ausgedehnteren westlichen Anomalie (Stp 4) ergab folgende Daten: Ein ca. 850 m breiter Störkörper, dessen Oberkante im Minimum in 250 m Tiefe gelegen ist, wobei die Unterkante im Talbereich in 1,1 km Tiefe liegt. Der Störkörper fällt mit über 80° nach S ein und wurde unter Annahme

Vereinfachte geol. Übersichtskarte zur Karte d. Isanomalien d. Vertikalintensität 'Bereich Liesingtal-Radmer', 1978 K.Metz

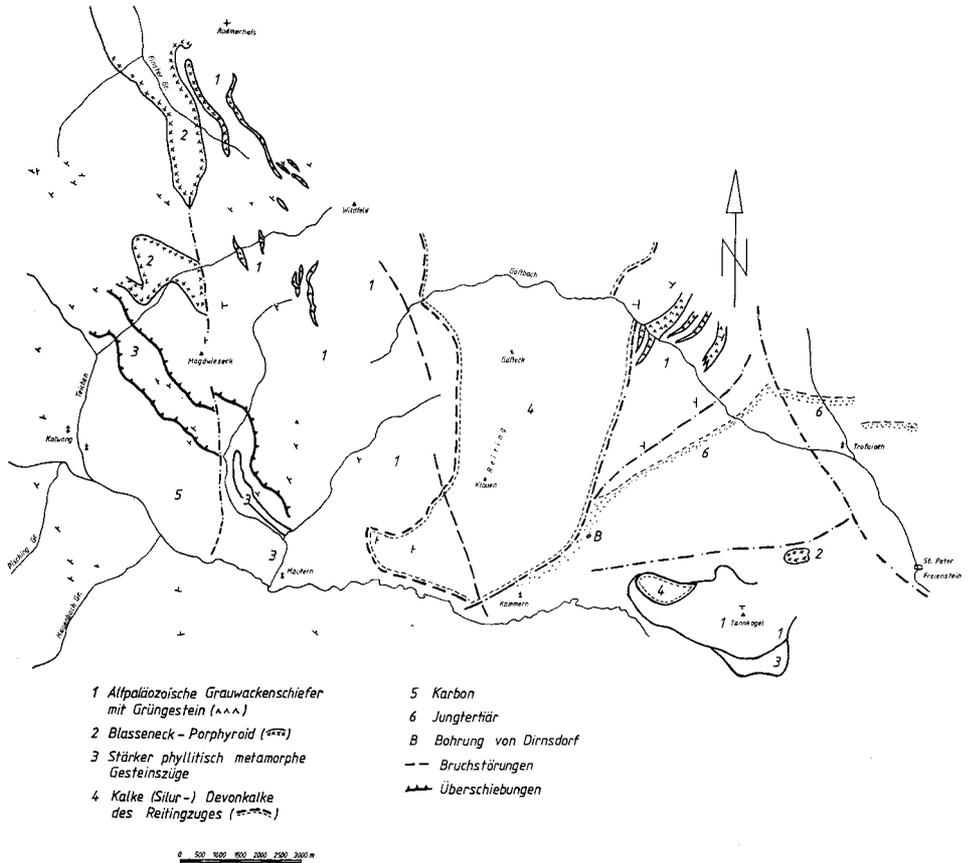


Abb. 14: Geologie des Gebietes zwischen Liesingtal und Radmer.

einer mittleren Suszeptibilität von $2010 \cdot 10^{-5}$ SI errechnet. Mangels entsprechender Tiefenaufschlüsse kann über die exakte Ursache noch keine Aussage getroffen werden.

Eine breite Zone negativer Störwerte erstreckt sich vom Antonikreuz bis über den Kaiserschild hinaus, wobei generell eine NE-Tendenz der negativen Isanomalien (bis über -20 nT) zu erkennen ist. Die Ursache dieses NE-Trends, der gegen die erwähnte Anomalie in eine stärkere Scharung übergeht, ist derzeit noch ungewiß.

Im Raum Radmer ist eine breite Zone mäßig positiver Störwerte ausgebildet, die nur ca. 1 km westlich von Radmer eine annähernd N-S streichende Anomalie mit über $+100$ nT erkennen läßt. Diese dürfte auf magnetithaltige Eisenerze zurückzuführen sein, da Messungen an Erzproben erhöhte Suszeptibilitäten ergeben haben.

4. Reflexions- und Refraktionsseismik im Fohnsdorfer Becken

Zur Erkundung der tieferen Schichten und des Untergrundes des Fohnsdorfer Tertiärbeckens wurde Ende 1975 bis Anfang 1976 ein 3,24 km langes Profil von der Farracher Murschlinge im N, den Murboden querend, bis zur Beckenrandstörung im S bei Maria Buch seismisch vermessen.

Eine optimale Schußtechnik für die reflexionsseismischen Messungen hätte erfordert, die Schußbohrungen durch die bis zum Teil über 40 m mächtigen Schotter der Würmterrasse bis ins Tertiär abzuteufen. Aus Kostengründen mußte man mit Schußstiefen zwischen 3,50 bis 5 m auskommen. Die damit unvermeidlichen Oberflächenwellen, welche die Qualität eines Reflexionsseismogrammes oft empfindlich beeinträchtigen, konnten durch eine entsprechende Anordnung der jeweils zu einem seismischen Kanal gehörenden Geophone und mit geeignet gewählten Frequenzfiltern bis zu einem gewissen Grad unterdrückt werden.

Aus Refraktionsbeobachtungen wurden zunächst Geschwindigkeiten und Tiefen der oberen Tertiärschichten bis etwa 700 m gewonnen. Dieser Geschwindigkeitsverlauf ergab sich unter der Annahme gleicher seismischer Geschwindigkeiten parallel und vertikal zur Schichtung, also gleicher Horizontalgeschwindigkeiten V_h und Vertikalgeschwindigkeiten V_v bei horizontal liegenden Schichten. Da dies einem isotropen Geschwindigkeitsverhalten entspricht (Anisotropiefaktor $k = V_h/V_v = 1$), ist in Abb. 15 der unmittelbar aus den Refraktionseinsätzen gewonnene Geschwindigkeitsverlauf mit $V_{\text{isotrop}} k = V_h/V_v = 1$ bezeichnet.

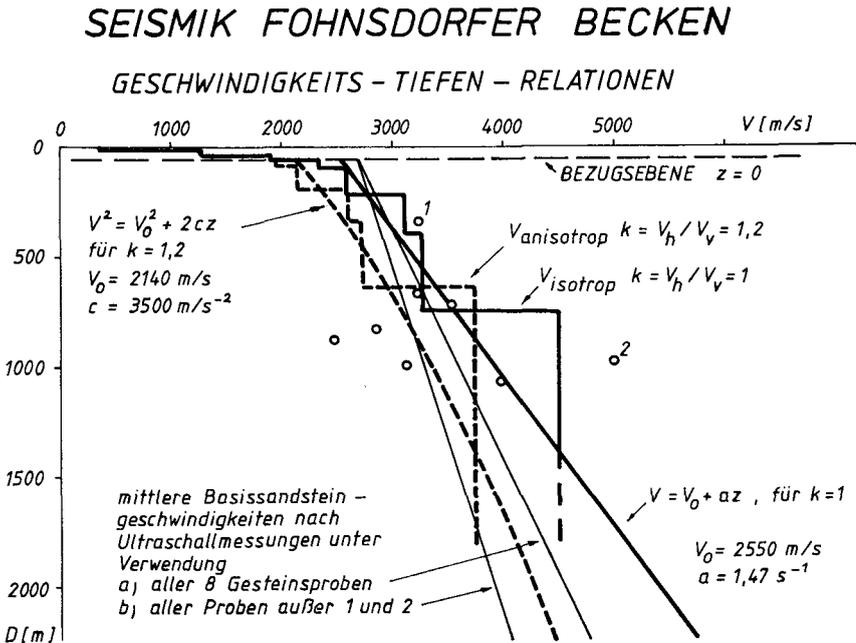


Abb. 15: Seismik Fohnsdorfer Becken; Geschwindigkeits-Tiefen-Relationen.

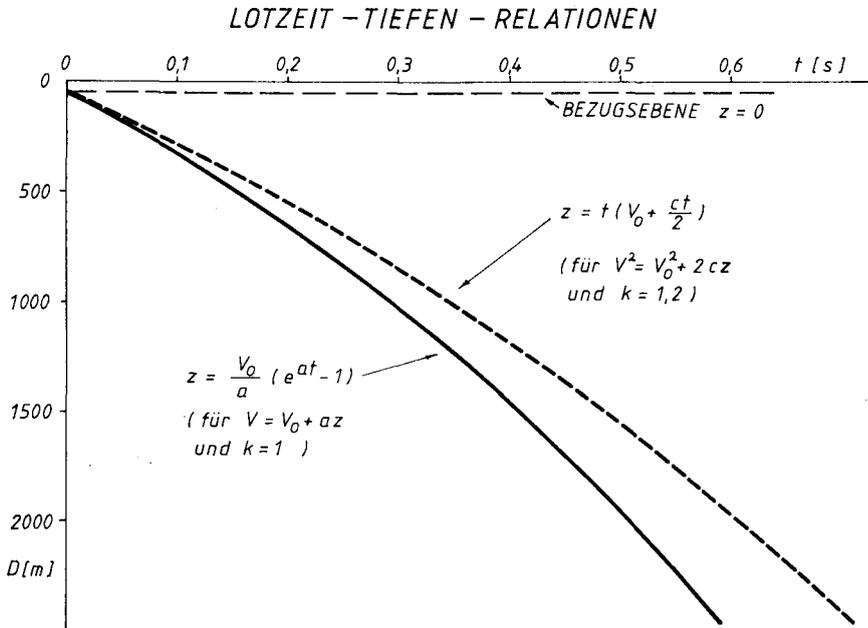


Abb. 16: Seismik Fohnsdorfer Becken; Lotzeit-Tiefen-Relationen.

Ein daraus abgeleiteter allgemeiner Geschwindigkeitszuwachs mit der Tiefe $V = V_0 + az$, angewendet auf die tiefsten noch dem Tertiär zuzuschreibenden Reflexionshorizonte von etwa 1,2 bis 1,25 sec Reflexionslaufzeit, führte aber zu unrealistisch hohen Geschwindigkeiten für Tiefen über 1000 m. Diese Schwierigkeit konnte auch nicht dadurch behoben werden, daß nach neuerlichen Überlegungen eine Gewichtung der einzelnen Schichtgeschwindigkeiten entsprechend den jeweiligen Schichtmächtigkeiten erfolgte und die unterste noch erfaßte Schicht mit 4500 m/sec wegen Unkenntnis der Mächtigkeit unberücksichtigt blieb (in Abb. 15 die mit $V = V_0 + az$ bezeichnete Gerade).

Als zu groß mußten daher auch die Tiefen beurteilt werden, die sich gemäß der zur linearen Geschwindigkeitszunahme gehörenden Zeittiefenkurve ergaben. Abb. 16 zeigt die zugehörige Lotzeitkurve als ausgezogene Linie, wobei als Lotzeit die halbe Reflexionslaufzeit gegen die Tiefe aufgetragen ist.

Als Bezugsebene, von der aus das in den Formeln verwendete z zu zählen ist, wurde generell die Basis der Würmterrasse in etwa 50 m Tiefe gewählt. Der Grundwasserleiter als unterster Teil der Würmschotter liegt übrigens als sogenannte verborgene oder überschossene Schicht in einer refraktionsseismischen Blindzone (SCHMÖLLER, 1978).

Auch bei Annahme einer parabolischen Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe, die sich gegebenen Verhältnissen, insbesondere für größere Tiefen, im allgemeinen besser anpassen läßt, verbessert sich die Widersprüchlichkeit von unrealistisch hohen Geschwindigkeiten in tertiären Sedimenten nicht.

Nun sind aber bekanntermaßen die bei Refraktionsmessungen beobachteten Geschwindigkeiten der schichtparallel geführten Wellen stets höher als jene von senkrecht zur Schichtung fortschreitenden Wellen. Es wurde daher auch ein Geschwindigkeitsmodell unter der Annahme einer generellen Geschwindigkeitsanisotropie mit einem Anisotropiefaktor $k = V_h/V_v = 1,2$ untersucht. Es bedurfte dazu einer Auswertung der Refraktionseinsätze unter dieser Annahme (in Abb. 15 mit Vanisotrop $k = V_h/V_v = 1,2$ bezeichnet). Von den daraus abgeleiteten Geschwindigkeitsmodellen wurde jenes mit der parabolischen Geschwindigkeitszunahme $V^2 = V_0^2 + 2cz$ in Abb. 15 aufgenommen. Die entsprechende Zeittiefenkurve $z = t(V_0 + ct/2)$ findet sich wieder in Abb. 16. Man erkennt, daß die vermutlichen Reflexionen von der Tertiärbasis mit etwa 1,2 bis 1,25 sec Reflexionslaufzeit einer Tiefe von 2000 bis 2100 m zuzuordnen sind, und zwar bei Schichtgeschwindigkeiten von etwas über 4000 m/sec, was durchaus realistisch erscheint.

Dieser Befund konnte noch erhärtet werden durch Ultraschallgeschwindigkeitsmessungen an Proben des Basissandsteines, die an verschiedenen Stellen in der Grube Fohnsdorf entnommen worden waren. Die große Streuung der Meßwerte (Abb. 15) erlaubte nur eine vorsichtige Extrapolation der Basissandsteingeschwindigkeiten auf größere Tiefen. Obwohl man für Sandsteingeschwindigkeiten eher eine geringe Tiefenabhängigkeit anzunehmen geneigt ist, sieht man an der großen Streuung der Geschwindigkeiten, daß eine generelle Abhängigkeit nicht auszuschließen ist. Lineare Extrapolationen, einmal aufgrund der Meßwerte aller Proben, das andere Mal ohne Berücksichtigung der Proben 1 und 2 wegen der abweichenden Position im Meßwertfeld, ergeben einen sich mit der Tiefe verbreiternden Fächer, innerhalb dessen etwa die Basissandsteingeschwindigkeiten liegen müßten. Wie aus der Abb. 15 ersichtlich, verläuft die generell für die Sedimentfüllung angesetzte parabolische Geschwindigkeitstiefenrelation bei größerer Tiefe etwa in der Mitte des Fächers, was als eine gegenseitige Bestätigung gewertet werden kann.

Zusammenfassend kann festgestellt werden: im Zuge der reflexionsseismischen Untersuchung konnten zwar keine herausragenden Reflexionshorizonte ausgemacht werden, es ist aber in diesem Teil des Fohnsdorfer Tertiärbeckens für die gesamte Schichtenfolge eine relativ flache Lagerung mit schwachem Anstieg an der Südrandstörung zu erwarten (WEBER et al., 1977). Die Angaben über die Beckentiefe im Untersuchungsgebiet mit rund 2000 bis 2100 m scheinen weitgehend gesichert zu sein und überdies durch die Gravimetermessungen eine gewichtige Bestätigung gefunden zu haben.

Ein regionaler Vergleich der Geschwindigkeitsverhältnisse ist derzeit nur mit dem weiter östlich, entlang der Murfurche gelegenen, allerdings wesentlich kleineren Tertiärvorkommen von Kraubath – St. Stefan möglich, während das Seckauer und Trofaiacher Becken seismisch noch unerforscht sind. Im Raum St. Stefan weisen die Durchschnittsgeschwindigkeiten der tertiären Refraktoren lokal gewisse laterale Änderungen auf, die sich meist über den Bereich zwischen 2300 und 2700 m/sec erstrecken (WEBER, 1977). Es ist dies also derselbe Geschwindigkeitsbereich, wie er in den obersten Partien des Fohnsdorfer Tertiärs gemessen wurde, wo man weiß, daß es sich lithologisch um Mergel handelt.

Für den geologischen Bauplan im Bereich der Südrandstörung und der südlichen Fortsetzung wurden von Seiten der Gravimetrie bereits konkrete Modellvorstellungen erarbeitet. Diese Problematik ist auch Gegenstand eines angelaufenen seismischen Programmes, mit welchem auf der Höhe des Liechtensteinberges der Übergang vom Fohnsdorfer Becken hinüber in den Bereich der Feeberger Mulde untersucht werden soll.

5. Literatur

- ANGENHEISTER, G. et al. (ALPINE EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP): A Lithospheric Seismic Profile along the Axis of the Alps, 1975; I: First Results. — *Pageoph*, **114**, 1109—1130, 1976.
- CLAR, E.: Über die Geologie des Serpentinstockes von Kraubath und seiner Umgebung. — *Mitt. nw. V. Stmk.*, **64/65**, 178—214, Graz 1929.
- DOBRIN, M. B.: Introduction to Geophysical Prospecting. — Mc Graw-Hill Book Comp., Inc., 1960.
- DREWES, H.: Zur Berechnung der gravimetrischen topographischen Reduktion. — *Wiss. Arb. Lehrst. f. Geod., Phot. u. Kart., TU Hannover*, Nr. 56, 1974.
- GRANT, F. S. & WEST, G. F.: Interpretation Theory in Applied Geophysics. — Mc Graw-Hill Book Comp., Inc., 1965.
- HENDERSON, R. G. & ZIETZ, I.: The upward continuation of anomalies in totalmagnetic intensity fields. — *Geophysics*, **14**, 517—534, 1949.
- HENDERSON, R. G.: A comprehensive system of automatic computation in magnetic and gravity interpretation. — *Geophysics*, **25**, 569—585, 1960.
- HUSSAIN, A. & WALACH, G.: Dichtebestimmungen aus vertikalen Schwereprofilen im Gebiet des Fohnsdorfer Tertiärbeckens (in Vorbereitung).
- JUNG, K.: Zur Bestimmung der Bodendichte nach dem Nettleton-Verfahren. — *Z. f. Geoph.*, **19** (Sonderband), 54—58, 1953.
- JUNG, K.: Schwerkraftverfahren in der Angewandten Geophysik. — *Geoph. Monographien*, Geest & Portig K.-G., 1961.
- METZ, K.: Die Gaaler Schuppenzone als Südgrenze der Seckauer Masse. — *Mitt. nw. V. Stmk.*, **100**, 57—71, 1971 b.
- METZ, K.: Beiträge zur tektonischen Baugeschichte und Position des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens. — *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum*, **33**, 4—33, 1973.
- METZ, K.: Die Geologie des Falkenberges bei Judenburg (Stmk.) und seine Stellung im Pölser Bruchsystem. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1976.
- METZ, K.: Der geologische Bau der Seckauer und Rottenmanner Tauern. — *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 151—205, 5 Abb., 3 Taf., Wien, Nov. 1976.
- METZ, K.: Bruchsysteme und Westbewegungen in den östlichen Zentralalpen. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, **69**, 27—47, 1978.
- METZ, K., SCHMID, Ch. & WEBER, F.: Magnetische Messung im Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbecken und seiner Umrahmung. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, **69**, 49—75, 1978.
- NETTLETON, L. L.: Determination of density for reduction of gravity observations. — *Geophysics*, **4**, 176—183, 1939.
- PARASNIS, D. S.: A study of rock density in the English Midlands. — *Monthly Not. Roy. Astron. Soc., Geoph. Suppl.* **6**, 252—271, 1952.
- PARTSCH, W.: Ein gravimetrisches Modell der Erdkruste im Gebiet der Ostalpen. — *Zeitschr. f. Geoph.*, **37**, 957—973, 1971.
- PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. — 2 Teile, Katowice 1926/1929.

- POLESNY, H.: Beitrag zur Geologie des Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Beckens. — Unveröff. Diss. phil. Fak. UNI Wien, 233 S., 1970.
- ROSENBAACH, O., BEHLE, A., EHRISMANN, W., MAKRIS, J., MENZEL, H. & MORCELLI, C.: Gravimetrische Untersuchungen in den Ostalpen I (Meßgebiet Mittenwald — Innsbruck — Verona). — ZA. f. Geoph., **38**, 45—74, 1972 a.
- ROSENBAACH, O., BEHLE, A., EHRISMANN, W., MAKRIS, J., MENZEL, H. & STEINHAUSER, P.: Gravimetrische Untersuchungen in den Ostalpen II (Meßgebiet Salzburg — Kärnten — Tirol). — ZA. f. Geophys., **38**, 221—242, 1972 b.
- RUDMAN, A. J. & BLAKELY, B. F.: Fortran program for the upward and downward continuation and derivatives of potential fields. — Dept. of nat. res., Geol. Survey occasional paper 10, 1975.
- SCHLEUSNER, A.: Nomogramme für Geländeverbesserung von Gravimetermessungen der angewandten Geophysik. — Beitr. z. angew. Geoph., **8**, 415—430, 1940.
- SCHLEUSENER, A., TORGE, W. & DREWES, H.: The Gravity Field of Northeastern Iceland. — J. Geophys., **42**, 27—45, 1976.
- SCHMOLLER, R.: Reflexionsseismische Untersuchungen zum Tiefbau der Ostalpen. — In H. Bögel (Hrsg.): Geodynamics and Geotraverses around the Alps, Salzburg 1977.
- SCHMOLLER, R.: Der Grundwasserleiter im Murboden des Fohnsdorfer Beckens als refraktionsseismisch überschossene Schicht. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, H. 39, 1978.
- SENFTEL, E.: Schwerekarte von Österreich, Bouguerisanomalien, M.: 1 : 1.000.000, Wien 1965.
- STEINHAUSER, P.: Zur Präzisionskalibrierung des La Coste & Romberg Gravimeter-Modells D. — Kolloquium „Alpengravimetrie“, Wien 1977, ZA. f. Met. u. Geodyn. (im Druck).
- STINI, J.: Geologische Karte 1 : 75.000, Bl. Bruck—Leoben, Geol. B.-A., Wien.
- STROBL, E.: Rechenprogramme zur Interpretation von zweidimensionalen magnetischen Profilen. — Inst. f. Geophys., Montanuniv. Leoben (unveröff. Ber.) 1978.
- SUNKEL, H.: Die Darstellung geodätischer Integralformeln durch bikubische Spline-Funktionen. — Unveröff. Diss., TU Graz, 1976.
- TALWANI, M., WORZEL, J. L. & LANDISMAN, M.: Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. — J. of Geophys. Res., **64**, 49—59, 1959.
- WALACH, G.: Der derzeitige Stand der gravimetrischen Messungen im Fohnsdorfer Tertiärbecken. — Koll. „Alpengravimetrie“ Wien, 1977, ZA. f. Met. u. Geodyn. (im Druck).
- WEBER, F.: Ein Beitrag zum Bau des Tertiärvorkommens von Kraubath — St. Stefan (Murtal) aufgrund refraktionsseismischer Messungen. — Verh. Geol. B.-A., H. 2, 189—199, Wien 1977.
- WEBER, F., SCHMID, Ch., SCHMOLLER, R. & WALACH, G.: Geologischer Tiefbau der Ostalpen. — H. 5, Jahresbericht 1976, ZA. f. Met. u. Geodyn. Publ. 221, 70—81, 1977.