

GEOPHYSIKALISCHE UNTERSUCHUNG DES INN-TAL-UNTERGRUNDES BEI THAUR, ÖSTLICH VON INNSBRUCK

Von KAY. ARIC und PETER STEINHAUSER, Wien

Mit 7 Abbildungen und 4 Tabellen

ZUSAMMENFASSUNG

Ein Querschnitt des Inn-tales wurde bei Thaur, östlich von Innsbruck, seismisch und gravimetrisch untersucht. Die Sedimentfüllung des Inn-tales erreicht eine Mächtigkeit von 340—390 m. Durch das Zusammenwirken aller eingesetzten Verfahren war es überdies möglich, am Nordrand des Tales eine bis zu 300 m mächtige Zwischenschicht unter den Sedimenten zu lokalisieren, die möglicherweise als Störungszone den Rand der Kalkalpen markiert.

GEOPHYSICAL INVESTIGATIONS OF THE INN-VALLEY NEAR THAUR IN THE EAST OF INNSBRUCK

SUMMARY

A cross-section of the Inn-valley has been surveyed by refraction- and reflection-seismic and gravimetric methods. The thickness of the Inn-valley sediments is 340—390 m. At the northern edge of the valley an intermediate layer between sediments and basement has been detected, which is up to 300 m thick. This zone seems to mark the boundary of the northern calcareous alps.

RECHERCHES GÉOPHYSICALES DANS LA VALLÉE DE L'INN À L'EST DE INNSBRUCK

RÉSUMÉ

Au cours d'une campagne sismique et gravimétrique effectuée à travers de la vallée de l'Inn à l'est de Innsbruck on a constaté une couverture sédimentaire de 340 à 390 m. Plus au nord, on a réussi en outre de localiser une zone intermédiaire qui repose entre les sédiments et le socle. Cette zone, qui atteint une épaisseur de 300 m paraît d'être liée à des phénomènes de cisaillement caractérisant la limite des Alpes Calcaires du Nord.

1. EINLEITUNG

Da die Frage nach der Mächtigkeit der Sedimente in den alpinen Tälern für die Glazial- und Hydrogeologie große Bedeutung besitzt, wurde auf Anregung von Prof. Dr. F. Fliri, Innsbruck, im Winter 1975 ein Inn-tal-Querschnitt geophysikalisch untersucht.

L I L A G E

Es schien zweckmäßig, die Lage des Profils so zu wählen, daß bereits vorhandene Informationen über den Talaufbau mit berücksichtigt werden konnten. Als eine solche Zusatzinformation bot sich die Tiefbohrung bei Rum östlich von Innsbruck an (Ampferer, 1921), deren Bohrprofil in Tab. 1 wiedergegeben ist (vgl. Abb. 1).

Wie aus Tab. 1 hervorgeht, wurde die Bohrung, die aus kommerziellen Gründen abgeteuft wurde, in ca. 200 m Tiefe eingestellt, ohne das Grundgebirge erreicht zu haben. Allerdings wurde vielfach der starke Wasserandrang am Bohrloch tiefsten als Hinweis auf die Nähe des anstehenden Felsens angesehen.

Tab. 1: Bohrprofil der Bohrung von Rum (Ampferer, 1921)

Tiefenbereich	Beschreibung
0 — 1 m	Humus, feinsandige, glimmerreiche Erde
1 — 2,5 m	Schotter, viel Kalk, wenig Kristallin
2,5 — 5,2 m	Lehm, gelblich, knetbar (Seesediment?)
5,2 — 16 m	Schotter, viel Kalk, wenig Kristallin
16 — 50 m	Innsand, gröber
50 — 51,1 m	Innsand, vermischt mit hellgrauem, weißglimmerigem Mehlsand
51,1 — 77,2 m	Innsand, Mehlsand
77,2 — 85 m	Schotter, Kristallin und Kalk
85 — 94 m	Schotter (grob, Kristallin und Kalk)
94 — 98 m	Schotter (fein, Kristallin und Kalk)
98 — 120,3 m	Mehlsand, feinst, tonig, weißglimmerig (Seesediment?)
120,3 — 131,2 m	Mehlsand, Schwimmsand
131,2 — 169 m	Mehlsand, feinst, tonig, weißglimmerig (Seesediment?)
169 — 179,6 m	Innsand, grob
179,6 m	Quelle, hoher Druck
179,6 — 190,5 m	Schotter, Kristallin und Kalk
190,5 — 199 m	Schotter, grob, Kristallin und Kalk
	Danach Einstellung der Bohrung wegen zu starken Wasserandranges (ca. 400 l/min bei mehr als 20 at Druck)

1.2 GEOLOGIE

Die Inntalsedimente sind gemäß Tab. 1 ziemlich unregelmäßig geschichtet, wobei die Schichtmächtigkeit von wenigen Metern bis zu einigen Dekametern variiert. Zusätzlich ist auch die Grundwasserführung starken Variationen unterworfen. Die physikalischen Eigenschaften der Sedimente ändern sich demnach auf kleinem Raum sehr häufig, aber nur um kleine Beträge. Die geophysikalischen Methoden, die der Aufgabenstellung gemäß auf größere Tiefen zielen, werden diese Detailstrukturen folglich kaum auflösen und Mittelwerte über größere Sedimentschichtpakete liefern.

Da das Inntal im Norden von den nördlichen Kalkalpen und im Süden von Quarzphylliten des Tauernfensterrahmens begrenzt wird, ist im Untergrund des Tals auch eine die Grenzfläche bildende Störung zu erwarten. Weiters ist es geologisch auch denkbar, daß die an der Oberfläche fehlende Grauwackenzone am Aufbau des Taluntergrundes beteiligt ist.

1.3 GEOPHYSIKALISCHE VERFAHREN

Bei der Auswahl der geophysikalischen Untersuchungsmethoden ist darauf zu achten, daß das anzuwendende Verfahren auf eine physikalische Eigenschaft zielt, bei der der Unterschied zwischen Grundgebirge und Sediment möglichst groß wird. Auf Grund verschiedener Überlegungen wurde deshalb als Meßprogramm die gleichzeitige Durchführung von Refraktionsseismik, Reflexionsseismik und Gravimetrie vorgesehen.

Die Messungen wurden in der Zeit vom 23. Februar bis zum 4. März 1975 von einer zehnköpfigen Arbeitsgruppe des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien durchgeführt.

2. SEISMISCHE MESSUNGEN

2.1 MESSGERÄTE

Die Messungen wurden mit einer tragbaren 24kanaligen Refraktions- und Reflexionsapparatur Type GSE der Firma Prakla-Shell durchgeführt und mit einem

SIE-Lichtschreiber auf UV-empfindlichem Papier registriert. Die zugehörige Geophonauslage besitzt eine maximale Länge von 1265 m, entsprechend der Distanz von 55 m zwischen zwei Geophonabgriffen. Bei der Refraktionsseismik wurde jeder Geophonabgriff mit einem Geophon bestückt, während bei der Reflexionsseismik in kurzen Abständen sechsfache Bündelung angewandt wurde.

2.2 SPRENGBOHRUNGEN

Die Schußlöcher (40 mm Ø) wurden mit einem Vibrationshammer gerammt. Die Bohrlochtiefen schwankten, je nach Untergrundverhältnissen und erforderlicher Sprengstoffmenge zwischen 3 und 8 m. Die Lademengen variierten je nach Bedarf (Profillänge) zwischen 2 und 15 kg Sprengstoff (Gelatine Donarit 1). Bei großen Lademengen mußten für jede seismische Sprengung mehrere Bohrlöcher gerammt werden, wobei flächenhafte Anregung angestrebt wurde, weshalb die Bohrlöcher sternförmig in Entfernungen von 3–4 m angeordnet wurden.

2.3 SEISMISCHE PROFILE

Die Geophonauslagen aller seismischen Profile sind in Abb. 1 lagemäßig eingetragen. Das Talquerprofil mußte infolge seiner Länge in drei Teilen vermessen werden, die mit A, B und E bezeichnet sind. Dieses Meßprogramm ergänzten die beiden Profile C und D in der Richtung der Talachse.

Refraktionsseismisch wurde das Profil A mit den Schußpunkten A 1 b und A 2 a an den Endpunkten der Geophonauslage und den Fernschußpunkten A 7 (Inn) und A 4 (Schloßhof) vermessen (vergleiche auch die Abb. 1, 2 und 4). Reflexionsseismisch wurden alle Profile vermessen, wozu an den Schußpunkten E 12, D 11, A 5, C 10, A 6 und B 9 profilzentrische Sprengungen abgetan wurden (siehe Abb. 3 und 4). Auf dem Profil B (Sprengpunkt B 9) war es möglich, zusätzliche Refraktionseinsätze zu beobachten (siehe Abb. 2 und 3).

Die ersten und letzten Geophone der Meßketten sind in Abb. 4 mit den Buchstaben der Profile und mit den Nummern 1, 6, 12, 13, 18 und 24 gekennzeichnet, wobei die einzelnen Profiltile unmittelbar aneinander anschlossen oder sich sogar um ein Geophon überlappten (z. B. B 2 entspricht A 24). Alle Geophon- und Schußpunkte wurden tachymetrisch eingemessen. Die Entfernungen und Höhen wurden in Profilschnitten dargestellt und die Grundrisse in Katasterplänen lagemäßig fixiert.

2.4 SEISMOGRAMME

Die Qualität der Refraktionsseismogramme war von der Entfernung abhängig, da sowohl von der Meßtechnik als auch von der Sprengtechnik her obere Grenzen gesetzt wurden. Meßtechnisch bereitete der hohe Pegel der Bodenunruhe im dicht besiedelten Gebiet Schwierigkeiten; die zusätzlichen Störungen durch den Verkehr auf Autobahn und Bundesstraße sowie durch die Bundesbahn ließen es nicht zu, die Verstärker der Geophonkanäle über ein bestimmtes Maß hinaus aufzudrehen. Gleichzeitig war es aus bohrtechnischen Gründen nicht möglich, die Sprengladung eines Schusses über 15 kg hinaus zu steigern. Deshalb sank das Nutz-Störsignalverhältnis mit wachsender Entfernung rasch ab und erreichte beim Schußpunkt A 4 (Schloßhof) die Grenze des Auswertbaren.

Die Reflexionsseismogramme besaßen gute Qualität. Die geringen Schuß-Geophon-Entfernungen erlaubten die Verwendung der Geräuschpegelunterdrückung im Seismogrammanfang. Hierdurch wurde auch die störende „direkte Welle“ weitgehend gedämpft. Die untere Auflösungs Grenze für die Reflexionen lag bei 150 ms Laufzeit. Es konnten Reflexionseinsätze bis zu 1400 ms Laufzeit beobachtet werden.

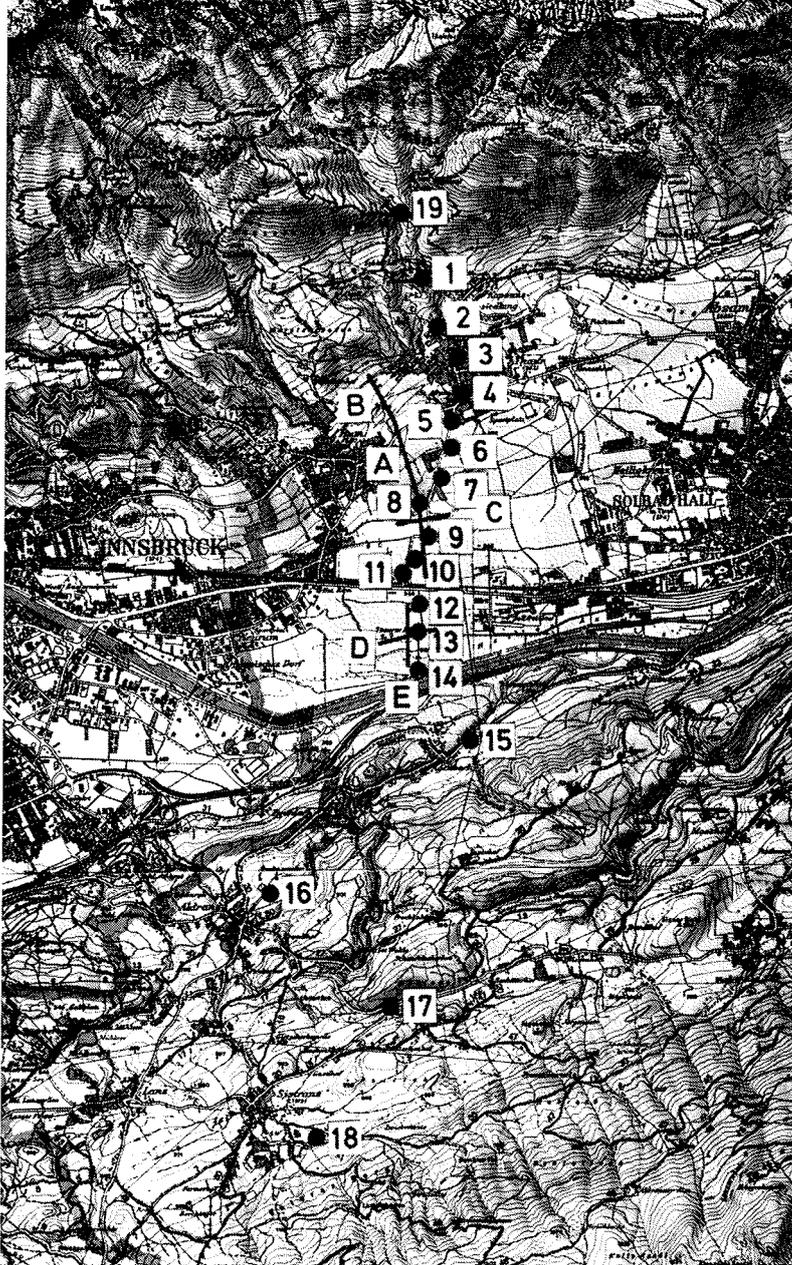


Abb. 1: Lageplan der refraktions- und reflexionsseismischen Profile und der gravimetrischen Meßpunkte. Die Bohrung von Rum liegt ungefähr beim Gravimeterpunkt 75109. (Der Lageplan enthält nur die Punktnummern und nicht die vorangestellte Profildnummer 751.)

2.5 REFRAKTIONS-LAUFZEITKURVEN

Die Auswertung der Refraktionsseismogramme ist in Abb. 2 wiedergegeben. Die Einsätze wurden topographisch korrigiert. Auf der Ordinate sind die Laufzeiten, auf der Abszisse die Geophon-Schußpunktdistanzen eingetragen.

Die mittlere Geschwindigkeit im Sediment beträgt im ganzen Inntal durchschnittlich 2000 m/s. Dieser Wert konnte von A 7 und A 1 b ausgehend auf relativ langen Strecken (über 1000 m) durchgehend beobachtet werden und ist somit im ganzen Profilvereich gut belegt, wie auch die Ersteinsätze der Reflexionsseismogramme (siehe Abb. 3) bestätigen. An der Nordseite des Tales wurden in tiefer gelegenen Sedimentbereichen zweimal auch höhere Geschwindigkeiten beobachtet, und zwar die Scheingeschwindigkeit 2500 m/s vom Schußpunkt A 2 a talwärts und 3200 m/s vom Schußpunkt B 9 bergwärts. Die Tiefenbestimmung ergab unter A 2 a ca. 160 m und unter B 9 ca. 30 m, was kaum eine zusammenhängende Schichtgrenze darstellen dürfte.

Unterhalb der Sedimente waren je zweimal die Scheingeschwindigkeiten 4700 m/s und 5300 m/s zu beobachten. Als Zweischnittmodell aufgefaßt nimmt die Mächtigkeit der Sedimente (2000 m/s-Schicht) nach Süden hin etwas ab. Die Endzeiten der 4700 m/s- und 5300 m/s-Laufzeitäste stimmen in allen vier Schußpunkten gut überein. Die Zweischnitt-Refraktionsauswertung erfolgte zuerst nach der Methode der ebenen, geneigten Grenzflächen. Es ergab sich für das Grundgebirge eine wahre Ausbreitungsgeschwindigkeit von 5000 ± 100 m/s und eine Neigung der Grundgebirgsoberkante von 2° , fallend nach Norden.

Die Geschwindigkeit v_p wurde auch nach der Methode des „arithmetischen Mittels“ bestimmt. Es ergab sich hierbei 4900 ± 100 m/s. Dieser Wert kann als wahre Geschwindigkeit der Oberkante des Grundgebirges betrachtet werden. Eine weitere Auswertung der Kurven nach der Methode der Wellenfronten bestätigte das vorhandene Resultat. Das Modell wurde anschließend laufzeitmäßig auf Widerspruchslösigkeit überprüft und ist in Abb. 4 (Refraktionshorizont) dargestellt.

2.6 REFLEXIONS-LAUFZEITKURVEN

Die Laufzeiten der Reflexionen wurden für die einzelnen Teilprofile getrennt ausgewertet und in einen Plan eingetragen, der in Abb. 3 wiedergegeben ist. Die Ordinate gibt die Laufzeit für Hin- und Rückweg vom Reflektor an und auf der Abszisse sind die Geophon-Schußpunktdistanzen aufgetragen. In Abb. 3 sind die Reflexions-einsätze durch Kreise gekennzeichnet. Zur besseren Unterscheidung sind lediglich für den Schußpunkt A 6 Punkte und für A 3 Kreuze verwendet worden. Bei D 11 und C 10 auf der rechten Seite des Bildes handelt es sich um Querprofile, die an den Punkten E 12 bzw. A 5 das Hauptprofil kreuzen.

Die verschiedenen Reflexionshorizonte wurden in Abb. 4 mit B, C, E₀, E, F, I und J bezeichnet. Der oberste Horizont B ist nicht durchgehend vorhanden, wogegen die Horizonte C und E auf der ganzen Profillänge beobachtet wurden. Die Reflexionen vom Horizont E sind qualitativ am besten und in ihrer Korrelierbarkeit eindeutig. Zwischen A 5 und B 9 taucht ein weiterer Horizont auf, der mit E₀ bezeichnet wurde, da es sich hierbei möglicherweise nur um eine andere Phase der E-Reflexion handelt. Die noch tiefer liegenden Horizonte treten nur stellenweise auf und sind daher kaum miteinander zu korrelieren.

Die x^2-t^2 -Methode bietet eine unabhängige Möglichkeit, aus den C-, E- und E₀-Reflexionen die Ausbreitungsgeschwindigkeit in den Sedimenten abzuschätzen. Es

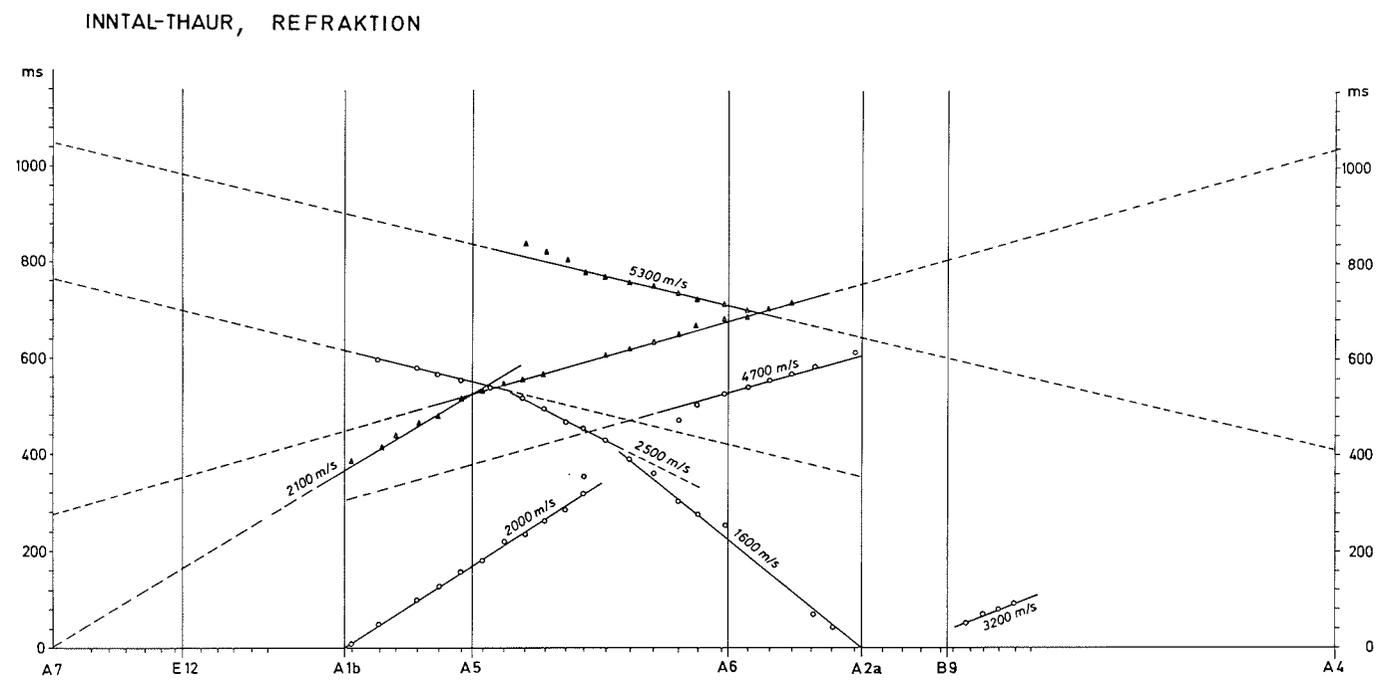


Abb. 2: Laufzeitplan der Refraktionseinsätze für das Profil A.

INN TAL-THAUR, REFLEXION

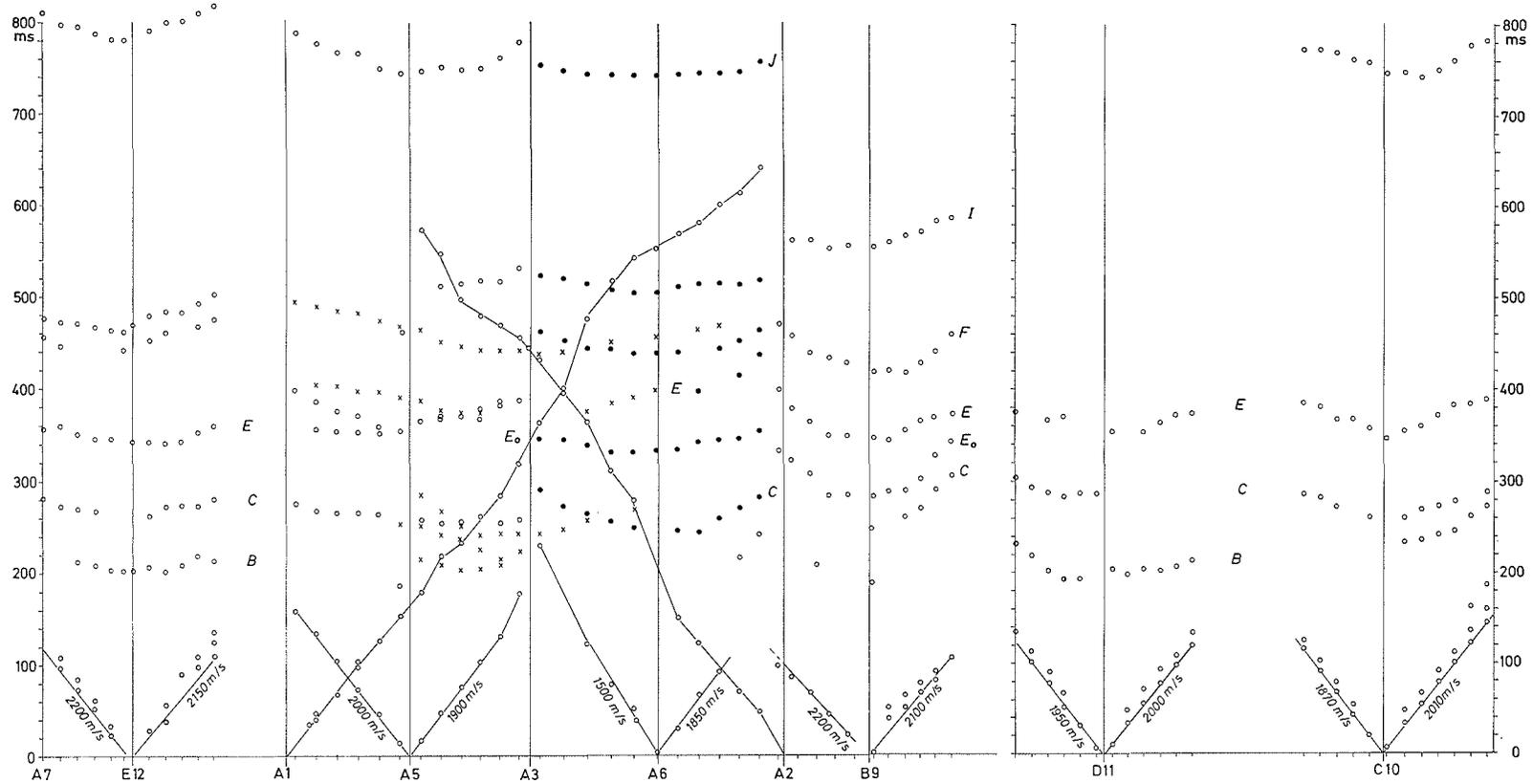


Abb. 3: Laufzeitplan der Reflexionseinsätze für alle Schußpunkte

- Schußpunkte A 7, E 12, A 1, A 5, A 2, B 9, D 11 und C 1
- Schußpunkt A 6
- × Schußpunkt A 3

INN TAL - THAUR , ERGEBNISSE SEISMISCHER MESSUNGEN

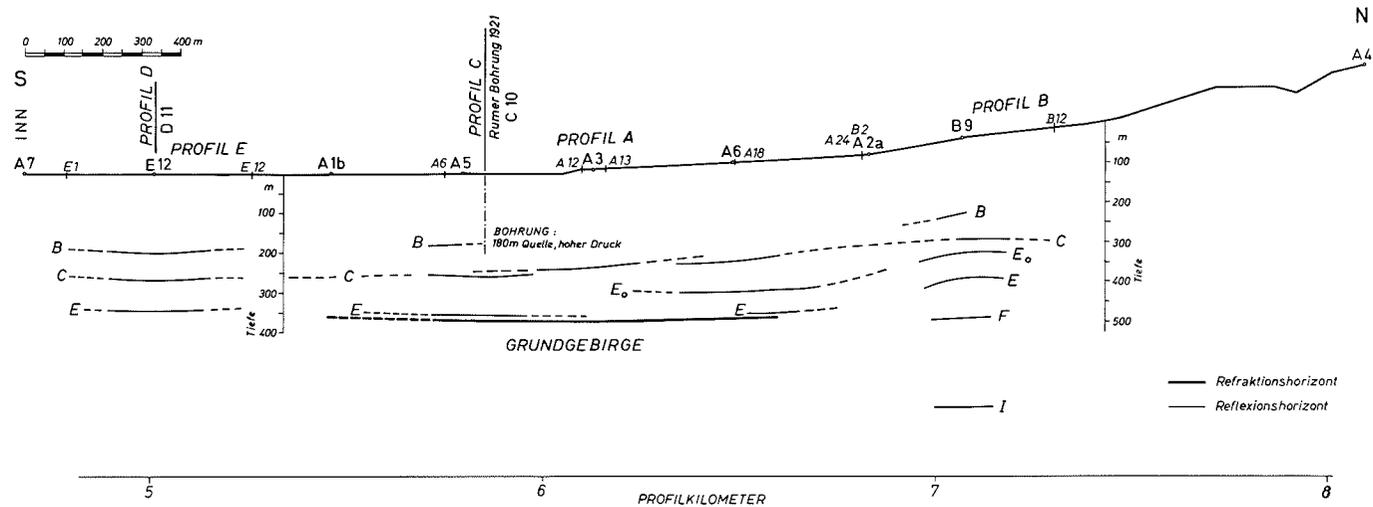


Abb. 4: Refraktions- und Reflexionshorizonte. Die Berechnung erfolgte mit der Geschwindigkeit $v = 2000$ m/s oberhalb des Refraktors bzw. des Reflektors E. Unterhalb des Refraktors wurde $v = 4900$ m/s gesetzt und für den Bereich zwischen den Reflektoren E und I $v = 3000$ m/s.

ergab sich der Wert 2000 ± 300 m/s, der mit dem refraktionsseismisch bestimmten Geschwindigkeitswert somit gut übereinstimmt. Die Streuung ist in diesem Fall auf die Inhomogenität der Sedimente sowie auf die Methodik zurückzuführen.

Zur Berechnung der Reflektortiefen der Horizonte B, C, E₀ und E wurde daher die Geschwindigkeit von 2000 m/s verwendet. Die Konstruktion der Reflektoren erfolgte nach dem Kreisbogen- und nach dem Wellenfrontverfahren. An einigen Geophonpunkten waren Höhenkorrekturen notwendig. Der Verlauf der Reflektoren B, C und E ist im Bereich der Profile E und A sehr gleichmäßig (siehe Abb. 4) und die Tiefe des Reflektors E stimmt sehr gut mit der des Refraktors überein.

Die Entstehung von internen multiplen Reflexionen zwischen den Horizonten B, C und E dürfte aus energetischen Gründen kaum möglich sein. Der inhomogene Aufbau der Sedimente und die kleinen Reflexionskoeffizienten sprechen gegen die Bildung von Multiplen. Allerdings könnte in einigen Fällen der Reflektor F nach dem Laufzeitkriterium trotzdem eine Multiple darstellen. Die direkte Multiple zwischen Erdoberfläche und Grundgebirge ist infolge des relativ hohen Reflexionskoeffizienten eher zu erwarten.

Den beobachteten Dichtewerten und mittleren Geschwindigkeiten entsprechend ist im Bereich vom Horizont E ein Reflexionskoeffizient von 0,50 bestimmt worden. Hiernach könnte der Horizont J mit ca. 800 ms Laufzeit eine Multiple von E bzw. E₀ sein. Weitere, tiefer gelegene Reflexionshorizonte mit über 1000 ms Laufzeit wurden nicht weiter ausgewertet, da sie zu sporadisch auftraten.

2.7 TEUFENPLAN

In Abb. 4 sind die Ergebnisse der Tiefenberechnungen als ein vertikaler Schnitt unterhalb der Längsprofile E, A und B dargestellt. Die Teufen unterhalb der Querprofile D und C wurden nicht getrennt aufgezeichnet, da sie mit dem Längsprofil im Einklang stehen.

Die Horizonte B, C und E₀ zeigen einen söhlichen Verlauf und folgen in etwa der Neigung der Topographie.

Der Reflektor E und der Refraktor sind, wie bereits erwähnt wurde, identisch. Diese Grenzfläche konnte zwischen Inn (Schußpunkt A 7) und Schußpunkt A 6 eindeutig bestimmt werden. Nach Norden hin war ihr Verlauf aus den seismischen Ergebnissen der Schußpunkte A 6 bis B 9 nicht direkt zu bestimmen. Insgesamt kann diese Grenzfläche als Oberkante des Grundgebirges angesehen werden.

3. GRAVIMETRIE

3.1 MESSUNG

Die gravimetrischen Messungen wurden mit dem La Coste & Romberg Mikrogal-Gravimeter D-9 durchgeführt. Wie aus Abb. 1 zu erkennen ist, sind auf einem etwa 8 km langen Profil 19 Meßpunkte gravimetrisch eingemessen worden, wobei zwischen Thaur und dem Inn ein mittlerer Punktabstand von etwa 200–300 m eingehalten wurde. Zur Erfassung des Trends des regionalen Schwerefeldes wurden Punkte in größeren Abständen nach Norden hin bis zum Eingang der Klamm am Fuß der Wildangerspitze (Gravimeterpunkt 75119) und nach Süden hin bis zum Fuß des Patscherkofels bei Sistrans (Gravimeterpunkt 75118) vermessen. Eine weitere Ausdehnung der Profile nach Norden und Süden war geländemäßig und witterungsbedingt (Schneelage) nicht möglich.

Die Schweredifferenzen zwischen den Punkten 75101 und 75118 wurden sowohl

einzelnen als auch durch eine Endpunkt-Basismessung bestimmt und hinsichtlich des Schleifenschlußfehlers rechnerisch ausgeglichen. Alle Punkte der Meßschleife wurden höhenmäßig durch Anschlußnivelements an Fixpunkte des Präzisions-Nivelements bzw. der Kataster-Triangulation des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen eingemessen. Lediglich die Höhe des Meßpunktes 75119 konnte nur barometrisch bestimmt werden, wobei durch Mehrfachmessungen mit zwei Thommen Präzisions-Höhenmessern nach Feuchte- und Temperaturkorrekturen der mittlere Fehler auf ca. $\pm 0,5$ m gesenkt werden konnte. Bei allen anderen Punkten liegt der mittlere Höhenfehler im Zentimeterbereich.

Da die gravimetrische Schweremessung bekanntlich nur Schweredifferenzen ergibt, wurde das ganze Profil an den Meßpunkt 67006 „Hall in Tirol“ einer früheren Untersuchung (Behle, Ehrismann, Makris, Menzel, Rosenbach und Steinhauser, 1972) gravimetrisch angeschlossen.

3.2 REDUKTION DER DATEN

Die Bearbeitung der Meßdaten hatte die Bestimmung der Bouguer-Anomalie

$$\Delta g'' = g + \delta g_{Ni} + \delta g_{Top} + \delta g_B - \gamma \quad (1)$$

zum Ziel. Hierbei bedeutet:

- g gemessene Schwere bezogen auf $g_{67006} = 980572,09$ mgal
- γ Normalschwere nach der Internationalen Schwereformel 1930
- δg_{Ni} Niveaureduktion
- δg_{Top} topographische Reduktion
- δg_B Bouguer- oder Plattenreduktion

Die mittleren Geländehöhen für die topographische Reduktion sind aus den Österreichischen Karten 1:25.000 bzw. 1:50.000 bis zu einer Entfernung von 20 km vom Meßpunkt berechnet worden. Für den genauer zu erfassenden Nahbereich wurde bis zu einer Distanz von 160 m um jeden Meßpunkt eine topographische Aufnahme des Geländes mit einem Wild Telemeter durchgeführt.

Die gesamte Reduktion der gravimetrischen Meßdaten erfolgte mit einem bereits an anderer Stelle ausführlich beschriebenen Verfahren am Computer (Steinhauser, 1976).

3.3 GRAVIMETRISCHE DATEN

Die Meßdaten sind nach dem vorhin beschriebenen Verfahren reduziert worden, wobei wie allgemein üblich für die Niveaureduktion das Bezugsniveau 0 m ü. Adria und für die Massenreduktionen die Reduktionsdichte $\rho = 2,67$ g/cm³ gewählt wurden. Die Ergebnisse sind in Tab. 2 enthalten, wobei als Zwischenergebnis auch die Freiluftanomalie $\Delta g'$ mit aufgenommen wurde. Die Meßpunkte sind in folgenden der Übersichtlichkeit halber der geographischen Breite nach geordnet.

Für den Meßpunkt 75119 wurden entsprechend der bereits erwähnten geringeren Genauigkeit der Punkthöhe die Schweredaten nur auf Zehntel Milligal genau angegeben.

Bemerkenswert ist die starke Veränderung der topographischen Reduktion entlang des Profils. In der Tab. 3 werden deshalb die Reduktionsbeiträge verschiedener Entfernungsbereiche angegeben. Ohne hier auf Details der Berechnung eingehen zu wollen (siehe auch Steinhauser, 1976), kann man die angegebenen Reduktionsbeiträge den in der Tabelle ausgewiesenen Zylinderring-Zonen um jeden Meßpunkt zuordnen.

Tab. 2: Gravimetrische Meßdaten

Punkt Nr.	Länge λ grd	Breite φ grd	Höhe ü.		Schwere g mgal	Freiluft- anomalie $\Delta g'$ mgal	Top. Red. δg_{Top} mgal	Platten- red. δg_B mgal	Bouguer- anomalie $\Delta g''$ mgal
			Adria H m						
75119	11,4674	47,3083	884,5		980508,2	-56,4	31,9	99,0	-123,5
01	4696	3036	801,08		527,98	-61,96	25,80	89,64	-125,80
02	4713	3000	664,90		553,52	-78,12	24,54	74,40	-127,98
03	4736	2974	633,52		558,28	-82,81	20,23	70,89	-133,47
04	4742	2946	614,79		561,31	-85,31	16,55	68,79	-137,56
05	4729	2925	597,74		564,79	-86,90	15,01	66,89	-138,78
06	4725	2908	589,39		566,61	-87,51	13,92	65,95	-139,54
07	4716	2882	575,91		569,67	-88,37	13,29	64,44	-139,52
08	4695	2861	570,66		570,75	-88,72	12,70	63,86	-139,88
09	4704	2838	563,80		572,84	-88,54	12,00	63,09	-139,63
10	4684	2820	562,90		573,14	-88,36	11,45	62,99	-139,90
11	4677	2808	562,94		573,18	-88,20	11,03	62,99	-140,17
12	4693	2784	562,98		573,19	-87,96	10,45	63,00	-140,51
13	4691	2760	562,95		573,01	-87,93	9,90	62,99	-141,03
14	4691	2736	563,37		573,14	-87,46	9,49	63,04	-141,01
15	4742	2681	602,77		565,91	-82,03	8,87	67,45	-140,61
16	4526	2568	755,22		540,17	-59,71	8,32	84,51	-135,90
17	4658	2477	889,64		512,61	-44,97	7,61	99,55	-136,91
18	4574	2376	972,70		493,23	-37,81	8,59	108,84	-138,06

Tab. 3: Topographische Reduktion (in mgal) für alle Meßpunkte nach Entfernungsbereichen gegliedert

Punkt Nr.	mittlere Entfernungsbereiche (km)					
	0,0-0,16	0,16-0,42	0,42-3,6	3,6-5,4	5,4-10,7	10,7-20
75119	<i>2,04</i>	<i>1,25</i>	<i>20,35</i>	3,10	3,63	1,48
01	0,76	0,76	15,28	3,74	3,52	1,73
02	0,17	0,19	14,38	3,62	3,94	2,25
03	0,02	0,04	10,76	3,18	3,83	2,40
04	0,05	0,05	6,49	3,86	3,63	2,47
05	0,03	0,05	5,23	3,58	3,52	2,59
06	0,02	0,02	4,51	3,23	3,41	2,63
07	0,01	0,01	2,51	2,97	5,07	2,72
08	0,07	0,02	2,03	2,73	4,51	<i>3,34</i>
09	0,01	0,00	1,00	1,64	<i>6,03</i>	3,32
10	0,00	0,00	0,91	1,52	5,71	3,30
11	0,00	0,00	0,80	1,44	5,50	3,28
12	0,00	0,00	0,41	1,67	5,09	3,27
13	0,01	0,00	0,39	1,46	4,79	3,25
14	0,00	0,01	0,40	1,30	4,54	3,24
15	0,11	0,15	0,67	0,88	3,89	3,18
16	0,02	0,06	2,19	0,70	2,98	2,37
17	0,17	0,07	1,95	1,02	2,54	1,87
18	0,09	0,30	2,93	1,78	1,88	1,61

Anmerkung: Maximum ist Kursiv gekennzeichnet

Wie aus dieser Tabelle klar zu ersehen ist, treten in den drei näheren Bereichszonen die größten Reduktionsbeiträge am Nordende des Profils auf, während sich dieses Maximum bei den entfernteren Bereichszonen zur Profilmittle hin verschiebt. Die

rauhe Topographie der nördlichen Kalkalpen besitzt offensichtlich den dominierenden Anteil am Reduktionsbeitrag, was sich im Nahbereich natürlich nur beim nördlichsten Meßpunkt auswirken kann, mit wachsendem Entfernungsbereich aber immer mehr auch auf südlichere Meßpunkte übergreift. Hingegen bestimmt beim letzten Entfernungsbereich offensichtlich nur die Differenz zwischen dem durchschnittlichen Höhenniveau der Alpen und dem Meßpunktniveau im Tal die Größe des Reduktionsbeitrages.

Die sich aus dem Reduktionsverfahren ergebenden Daten sind in Abb. 5 dargestellt. Im oberen Teil der Abbildung ist der Höhenverlauf des Profils in fünffacher Überhöhung wiedergegeben und im unteren Teil der Verlauf der Bouguer-Anomalien. Die Meßpunktanordnung ist aus den Punktnummern zwischen beiden Abbildungen zu ersehen. Die Bouguer-Anomalien steigen von Süden her zunächst von -138 auf -136 mgal langsam an und sinken danach auf ein Niveau um -140 mgal, das sich durch das ganze Inntal hindurch kaum verändert. Erst ab Thaur steigen die Anomalienbeträge steil an und erreichen am Nordende des Profils rund -123 mgal. Dieser Bouguerschwereverlauf zeigt, daß die Meßwerte — wie erwartet — durch

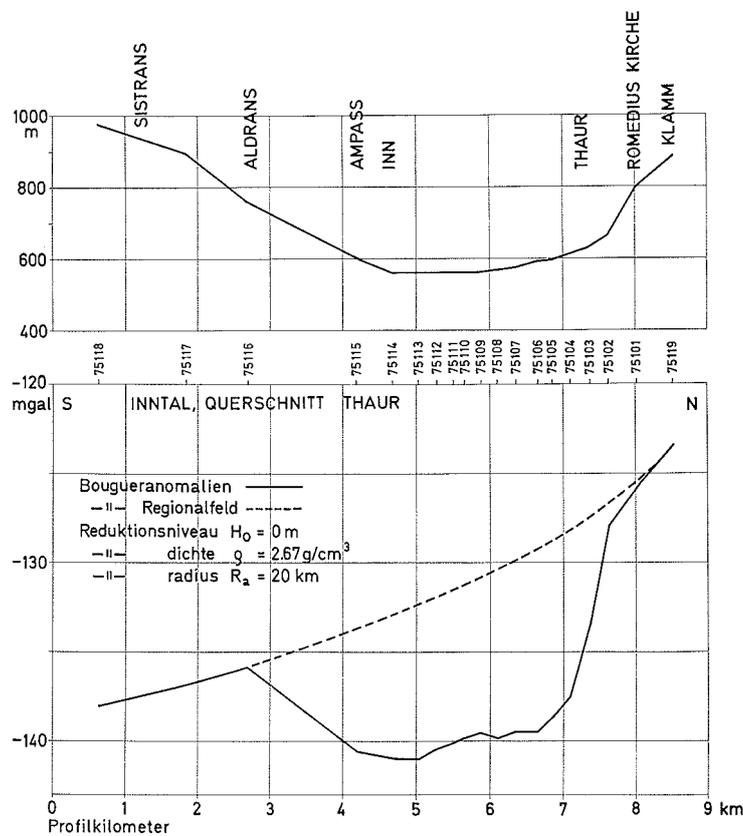


Abb. 5: Höhen- und Bouguerschwereprofil des Querschnitts Thaur.

zwei Effekte beeinflußt werden. Der übergeordnete regionale Trend ergibt von Norden nach Süden hin abfallende Schwerewerte, was durch das Schwereminimum im Bereich des Alpenhauptkammes erklärt werden kann, wie die Schwerkarte von Österreich (Senftl, 1965) zeigt. Dieser Verlauf des Regionalfeldes läßt sich vom südlichen Profildbereich (75118—75116) zwanglos zum Nordende des Profils (75101—75119) hin extrapolieren (strichlierte Linie). Dadurch ist es einfach, die lokale Anomalie des Inntales vom Regionalfeld als das sogenannte Restfeld zu trennen.

3.4 AUSWERTEVERFAHREN

Es ist nun ein Dichtemodell des Untergrundes zu berechnen, das der oben beschriebenen lokalen Schwereanomalie des Inntales entspricht, wobei die Vieldeutigkeit potentialtheoretischer Aussagen nicht übersehen werden soll. Bei der Modellberechnung ergibt sich aus der zweidimensionalen Struktur des Inntales die Vereinfachung, daß auch ein zweidimensionales Modell die Verhältnisse ausreichend genau beschreibt.

Die erste Auswertung erfolgte entsprechend der Refraktionsseismik als Zweischichtfall (Sediment-Grundgebirge). Hierfür wurde ein computerorientiertes Iterationsverfahren entwickelt, das bei vorgegebener Dichtedifferenz automatisch die der Schwereanomalie optimal entsprechende Tiefenlage der Grenzschicht berechnet. Dieses Verfahren geht von der Formel für die Schwerewirkung eines Quaders auf einen Bezugspunkt aus, die ursprünglich bereits von Peters (1844) abgeleitet wurde und neuerdings in einer rechentechnisch etwas modifizierten Form (Nagy, 1966) nochmals entwickelt wurde:

$$\begin{aligned} \Delta g = k \cdot \rho \cdot & \left[x_2 \cdot \ln \frac{(y_2 + \sqrt{x_2^2 + y_2^2 + z_1^2})(y_1 + \sqrt{x_2^2 + y_1^2 + z_2^2})}{(y_2 + \sqrt{x_2^2 + y_2^2 + z_2^2})(y_1 + \sqrt{x_2^2 + y_1^2 + z_1^2})} + \right. \\ & + x_1 \cdot \ln \frac{(y_2 + \sqrt{x_1^2 + y_2^2 + z_2^2})(y_1 + \sqrt{x_1^2 + y_1^2 + z_1^2})}{(y_2 + \sqrt{x_1^2 + y_2^2 + z_1^2})(y_1 + \sqrt{x_1^2 + y_1^2 + z_2^2})} + \\ & + y_2 \cdot \ln \frac{(x_2 + \sqrt{x_2^2 + y_2^2 + z_1^2})(x_1 + \sqrt{x_1^2 + y_2^2 + z_2^2})}{(x_2 + \sqrt{x_2^2 + y_2^2 + z_2^2})(x_1 + \sqrt{x_1^2 + y_2^2 + z_1^2})} + \\ & + y_1 \cdot \ln \frac{(x_2 + \sqrt{x_2^2 + y_1^2 + z_2^2})(x_1 + \sqrt{x_1^2 + y_1^2 + z_1^2})}{(x_2 + \sqrt{x_2^2 + y_1^2 + z_1^2})(x_1 + \sqrt{x_1^2 + y_1^2 + z_2^2})} + \\ & + z_1 \cdot \left(\arctan \frac{x_2 y_1}{z_1 \sqrt{x_2^2 + y_1^2 + z_1^2}} + \arctan \frac{x_1 y_2}{z_1 \sqrt{x_1^2 + y_1^2 + z_1^2}} - \right. \\ & \left. - \arctan \frac{x_2 y_2}{z_1 \sqrt{x_2^2 + y_2^2 + z_1^2}} - \arctan \frac{x_1 y_1}{z_1 \sqrt{x_1^2 + y_1^2 + z_1^2}} \right) \left. \right) + \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& + z_2 \cdot \left(\operatorname{arc\,tan} \frac{x_1 y_1}{z_2 \sqrt{x_1^2 + y_1^2 + z_2^2}} + \operatorname{arc\,tan} \frac{x_2 y_2}{z_2 \sqrt{x_2^2 + y_2^2 + z_2^2}} - \right. \\
& \quad \left. - \operatorname{arc\,tan} \frac{x_1 y_2}{z_2 \sqrt{x_1^2 + y_2^2 + z_2^2}} - \operatorname{arc\,tan} \frac{x_2 y_1}{z_2 \sqrt{x_2^2 + y_1^2 + z_2^2}} \right) \quad (2)
\end{aligned}$$

k ... Gravitationskonstante

ρ ... Dichte

$x_1 < x_2, y_1 < y_2, z_1 < z_2$... Quaderkoordinaten mit dem Bezugspunkt als Ursprung

Das Untergrundmodell des Profils wird durch eine Reihe von Quadern zusammengesetzt, deren Schwerewirkung nach obiger Formel durch Summenbildung über alle Quader für jeden Meßpunkt berechnet wird. Hierzu ist es notwendig, den Dichtekontrast zur Umgebung (Grundgebirge) als konstant festzulegen. Allerdings ist es möglich, für jeden der Quader, deren Anzahl mit der Meßpunktzahl identisch ist, eine eigene konstante Dichte zu wählen.

In der Profilrichtung (x-Achse) sind die Quadergrenzen jeweils durch die Halbierungspunkte der Strecke zwischen zwei benachbarten Meßpunkten gegeben. Die beiden Endquader werden derart dimensioniert, daß die zugehörigen Meßpunkte in Quadermitte liegen. In der y-Richtung (Talachse) werden die Quader nach beiden Seiten je 10 km lang ausgedehnt, wodurch die Zweidimensionalität der Berechnung gegeben ist.

Die vertikale Erstreckung der Quader soll nun iterativ bestimmt werden. Die notwendige erste Schätzung der Tiefenerstreckung erfolgt mit Hilfe der Bouguer-Reduktionsformel für die unendlich ausgedehnte Platte

$$z_2 = \frac{g}{41,91 \cdot \rho} \quad (3)$$

g ... Bouguer-Anomalie (Restfeld)

ρ ... Quaderdichte

Mit dieser ersten Tiefenabschätzung wird nun für alle Meßpunkte jeweils die Schwere-wirkungssumme aller Modellquader berechnet, die Schweredifferenz zum gemessenen Restfeldwert an jedem Meßpunkt bestimmt und entsprechend dieser Differenz eine prozentuelle Verbesserung an z_2 angebracht und der Rechenvorgang wiederholt. Dieses Verfahren wird entweder iterativ so lange fortgesetzt, bis die Differenz zwischen Meß- und Rechenwert an allen Meßpunkten unter eine vorher festgelegte Schwelle absinkt, oder es wird nach einer bestimmten Anzahl von Iterationen abgebrochen. Nach vier bis sechs Iterationen sind im allgemeinen die Abweichungen der Rechen- von den Meßwerten hinreichend klein.

3.5 GRAVIMETRISCHES UNTERGRUNDMODELL

Die Berechnung eines Querschnittmodells nach dem oben beschriebenen Verfahren erfordert zunächst die Bestimmung der Gesteins- und Sedimentdichte. Für das Grundgebirge wurde die Standardkrustendichte $2,67 \text{ g/cm}^3$ angenommen, da verschiedene gravimetrische Untersuchungen in den Ostalpen sowohl für Kristallin

(Ehrismann et al., 1969) als auch für Kalk (Zych, 1969) Dichtewerte dieser Größenordnung ergeben haben. Da es nicht möglich war, Sediment-Dichtebestimmungen während der Feldmessungen durchzuführen, wurde auf die Korrelation von seismischer Ausbreitungsgeschwindigkeit und Dichte zurückgegriffen. In Abb. 6 ist diese Beziehung für Oberflächengesteine in der von Drake bestimmten Form wiedergegeben, woraus für die im gesamten Sedimentbereich auftretenden Geschwindigkeiten um 2000 m/s ein Dichtewert im Bereich von 2 g/cm³ folgt (eine etwas überdurchschnittliche Dichte ist in Anbetracht der vollständigen Wassersättigung zu erwarten).

Mit einer Sedimentdichte von $\rho = 2,05 \text{ g/cm}^3$ ergibt das oben beschriebene iterative Auswerteverfahren einen Talquerschnitt, der im südlichen und mittleren Teil vollständig mit dem seismisch bestimmten Horizont E (siehe Abb. 4) übereinstimmt. Etwa ab Profilkilometer 6,5 beginnen jedoch beträchtliche Differenzen aufzutreten,

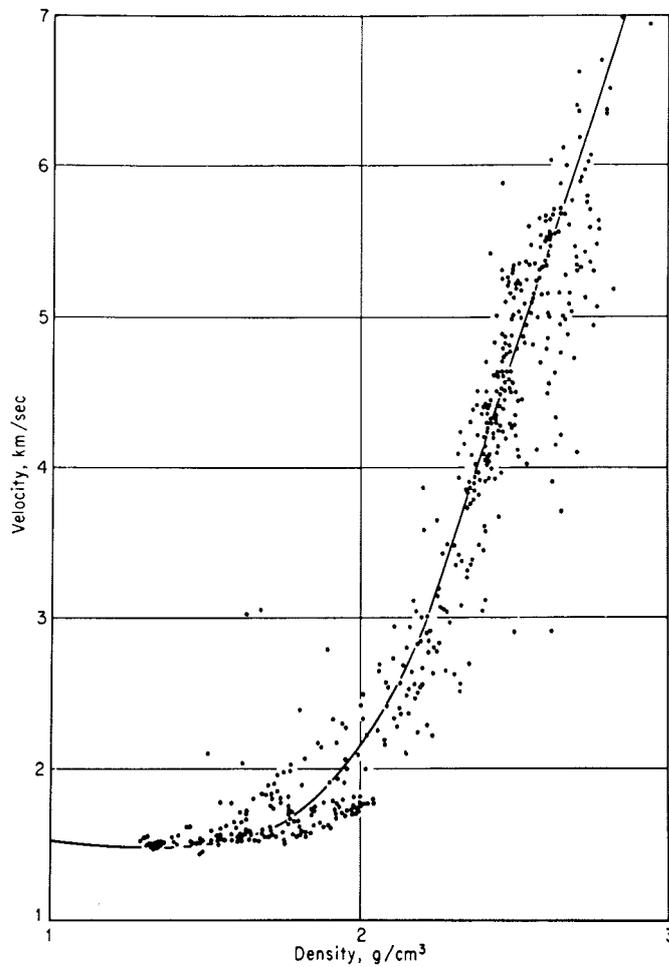


Abb. 6: Beziehung zwischen seismischer Longitudinalwellengeschwindigkeit und Gesteinsdichte nach Drake.

da das gravimetrische Querschnittsmodell die Talsohle auf etwa 600 m absinken läßt, während dort der reflexionsseismische Horizont E weiterhin in einer Tiefe von rund 380 m verläuft und alles dafür spricht, daß dieser Horizont auch bei Profilkilometer 7 noch die Unterkante der jungen Sedimente beschreibt. In diesem Querschnittsbereich ist es nicht möglich, ein widerspruchsfreies gravimetrisch-seismisches Zweischichtmodell zu erstellen. Es bleibt daher nur die Möglichkeit, für den Untergundaufbau ein Mehrschichtmodell anzunehmen. Diese Annahme wird auch durch mehrere Hinweise der seismischen Messungen gestützt. So sind am Schußpunkt B 9 bereits oberflächennahe seismische Geschwindigkeiten von ca. 3000 m/s beobachtet worden (Abb. 2 und 3) und das Reflexionsseismogramm (Abb. 3 und 4) enthält Reflexionshorizonte in größeren Tiefen (Horizonte F und I). Da nun gravimetrisch eine weitere Schicht im Untergrund zwingend erforderlich ist, gestatten es diese seismischen Befunde, eine Zwischenschicht im Untergrund anzunehmen. Der in Abb. 4 wiedergegebene seismische Vertikalschnitt wurde in diesem Sinne berechnet, indem zwischen den Horizonten E und I eine mittlere seismische Geschwindigkeit von 3000 m/s zur Teufenberechnung verwendet wurde. Die Dichte der Zwischenschicht kann nach Abb. 6 mit ca. $2,3 \text{ g/cm}^3$ abgeschätzt werden. Das auf dieser Voraussetzung aufbauende Modell ist in Abb. 7 wiedergegeben. Wie die Abbildung im unteren Teil zeigt, besteht eine gute Übereinstimmung zwischen dem gemessenen und dem für das Modell berechneten Bouguer-Anomalien-Restfeld. Die an den Profilen auftretenden Abweichungen sind als Randeffekte vernachlässigbar und die Schwankungen in Profilmitteln können zwanglos als die Folge kleiner Dichtevariationen im Sediment erklärt werden. Insgesamt stimmen das gravimetrische und das seismische Modell des Talquerschnittes nun sehr gut überein, wie Tab. 4 zeigt.

Tab. 4: Vergleich seismischer und gravimetrischer Resultate (Tiefenangaben in m)

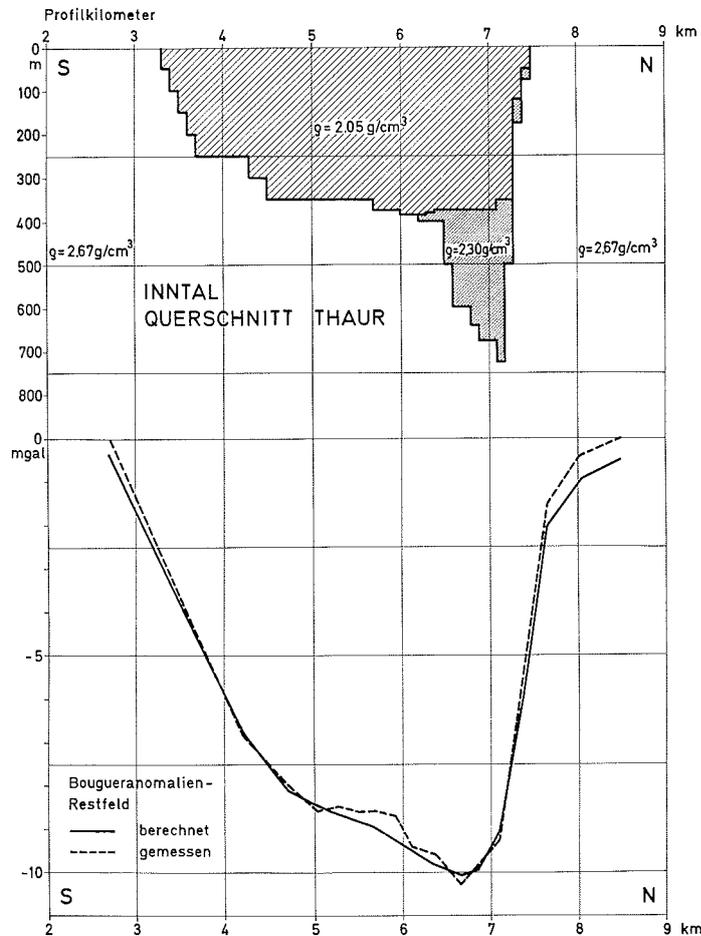
Profil- kilometer	Horizont E	Unterkante Körper $2,05 \text{ g/cm}^3$	Horizont I	Unterkante Körper $2,3 \text{ g/cm}^3$
4,9—5,1	340—350	350		
5,7—6,0	360—375	375		
6,4—6,6	375—390	380—390		
7,0—7,2	350—360	350—375	675	675—725

4. DISKUSSION DER ERGEBNISSE

Ihrer Methodik entsprechend liefert diese geophysikalische Untersuchung Aussagen über die physikalischen Eigenschaften der Sediment- und Gesteinskörper im Untergrund des Inntales; die entsprechende geologische Zuordnung stellt bereits einen Interpretationsvorgang dar. In diesem Sinne bereitet es keine Schwierigkeiten, die Talfüllung selbst als sedimentäres Sand- und Schottergemisch zu identifizieren, das durch die durchschnittliche Ausbreitungsgeschwindigkeit $v = 2000 \text{ m/s}$ und die mittlere Dichte $\rho = 2,05 \text{ g/cm}^3$ gekennzeichnet ist.

Der Reflexionshorizont B könnte nach Tab. 1 als Unterkante eines relativ mächtigen Sandkörpers angesehen werden, die gleichzeitig mit einem Grundwasserhorizont zusammenfällt (Quelle in Tab. 1). Der Horizont C liegt bereits unterhalb des Bohrlochtiefsten. Es ist nicht ausgeschlossen, daß auch dieser Reflektor einen Grund-

Abb. 7: Gravimetrisches Modell des Inntal-Querschnitts.



wasserhorizont markiert. Die Korrelation der C-Reflexionen von A 6 und B 9 ist nicht sehr sicher, denn hier könnte auch von C nach B korreliert werden.

Das Grundgebirge selbst ist durch eine Ausbreitungsgeschwindigkeit $v = 4900$ m/s und eine Dichte $\rho = 2,67$ g/cm³ charakterisiert. Dieser v -Wert liegt verhältnismäßig niedrig. Ähnliche Werte wurden aber bereits früher beim Kristallin des Tauernfensters beobachtet (Aric, 1974, und F. Weber, pers. Mitteilung) und wären auch durch glaziale Verwitterungsvorgänge erklärbar, wie Messungen im Gletschervorfeld ergeben haben (Brückl und Gangl, 1972).

Dadurch ist es nicht möglich, eindeutig festzustellen, wo im Untergrund die Grenze zwischen Kalk und Quarzphyllit verläuft. In diesem Zusammenhang ist auch die Natur der Zwischenschicht mit rund 3000 m/s seismischer Geschwindigkeit und ca. 2,3 g/cm³ mittlerer Dichte von Interesse. Hier bieten sich mehrere Deutungsmöglichkeiten an, die von einer Grundmoräne über Tertiärfüllung, Grauwacke und Salz-

gestein bis zur Annahme einer mächtigen Mylonitzone reichen. Geophysikalisch gesehen sind die Deutungen als Grundmoräne oder Salzgestein unwahrscheinlich, da hierbei nur in Extremfällen die beiden vorhin genannten physikalischen Parameter gleichzeitig die angeführten Beträge annehmen. Die Deutung als Mylonit-Zone (H. Mostler, pers. Mitteilung) stützt sich auf die Beobachtung ähnlich mächtiger Mylonit-Zonen im Salzachtal. Falls diese Deutung zutrifft, dann bildet die Zwischenschicht die Störungszone, die den Kalk vom restlichen Grundgebirge trennt.

DANK

Für die Anregung zu dieser Untersuchung und die organisatorische Betreuung während der Durchführung der Messungen sind die Autoren Herrn Prof. Dr. F. Fliri sehr zu Dank verpflichtet. Die rasche und erfolgreiche Abwicklung des Meßprogramms war nur durch die Einsatzfreude der Herren M. Göschke, G. Klinger, J. Kopal, H. Kötttritsch, D. Ruess, F. Scharm und R. Werner möglich, was mit herzlichstem Dank hervorgehoben werden soll.

Für die Finanzierung dieser Untersuchung danken wir dem Amt der Tiroler Landesregierung. Herrn Hofrat Dr. E. Senftl vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen gilt unser Dank für die Beistellung von Vermessungsunterlagen und Herrn Prof. Dr. F. Hauer von der Technischen Universität Wien für die Entlehnung des Telemeters für die Geländeaufnahme. Für wertvolle Anregungen bei der Bearbeitung danken wir Herrn Prof. Dr. R. Gutdeutsch und Herrn Dr. K. Töpfer herzlichst.

LITERATUR

- Ampferer, O., 1921: Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol und quartäre Verbiegungen der Alpentäler. *Jahrbuch Geol. Staatsanstalt*, 71: 71–84.
- Aric, K., 1974: Seismische Oberflächengeschwindigkeiten am Ostrand des Tauernfensters. *Mitteilungen der Erdbebenkommission, Neue Folge*, Nr. 75. *Österr. Akad. d. Wiss.*
- Behle, A., W. Ehrismann, J. Makris, H. Menzel, O. Rosenbach, P. Steinhauser, 1972: Gravimetrische Untersuchungen in den Ostalpen II (Meßgebiet Salzburg-Kärnten-Tirol). *Zs. Geophys.*, 38: 221–242.
- Brückl, E. und G. Gangl, 1972: Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Gefronne Wand Kees im Jahr 1969. *Arbeiten aus der Zentralanstalt f. Met. u. Geodyn. Wien*, Heft 10, Publ. Nr. 198.
- Ehrismann, W., O. Rosenbach und P. Steinhauser, 1969: Vertikalgradient und Gesteinsdichte im Schlegeisgrund (Zillertaler Alpen) auf Grund von Stollenmessungen. *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., Math. nat. wiss. Kl., Abt. I*, 178: 261–270.
- Nagy, D., 1966: The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31: 362–371.
- Peters, C. A. F., 1844: Von den kleinen Ablenkungen der Lothlinie und des Niveau's, welche durch die Anziehung der Sonne, des Mondes und einiger terrestrischen Gegenstände hervorgebracht werden. *Bulletin de la classe physico-mathématique de l'Académie de Saint-Pétersbourg*, III: 212–223.
- Senftl, E., 1965: Schwerekarte von Österreich. Bouguer-Isanomalen. 1:1 Mill. Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen.
- Steinhauser, P., 1976: Zur Reduktion von Gravimetermessungen. *Zs. Geophys.*, z. Druck vorgelegt.
- Zych, D., 1969: Korrekturprobleme bei Schweremessungen im Alpenbereich. *Erdöl-Erdgas-Zs.*, 85: 70–80.

Manuskript eingelangt am 22. Juli 1976.

Anschriften der Verfasser: Dr. Kay. Aric
 Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
 Hohe Warte 38, A-1190 Wien
 Univ.-Prof. Dr. Peter Steinhauser
 Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien
 Hohe Warte 38, A-1190 Wien