©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Deutung krustenseismischer und seismologischer Ergebnisse im Zusammenhang mit der Tektonik des Alpenostrandes

Von Kayihan Aric

Mit 28 Abbildungen und 12 Tabellen

(Vorgelegt in der Sitzung der math.-naturw. Klasse am 5. November 1981 durch das w. M. F. Steinhauser)

1. Einleitung

1.1. Geodynamische Fragen am Alpenostrand

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit den geodynamischen Aspekten des Alpenostrandes, wobei vor allem die Frage der Beziehungen zwischen Gebirgsbildung und seismischer Aktivität im Vordergrund steht. Der Alpenostrand ist wegen seines Übergangscharakters zwischen einem Hebungsgebiet (dem Alpenkörper) und einer Senkungszone (Pannonische Tiefebene) von besonderem Interesse [21, 83].

Im Bereich des Alpenostrandes sind zahlreiche Störungen bekannt [81]. Es stellt sich die Frage, ob die erhöhte Seismizität in diesem Raum in letzter Konsequenz auf die durch die Kollision der eurasischen und afrikanischen Platte verursachte alpine Gebirgsbildung zurückzuführen ist. Das Phänomen, daß die Seismizität im Ostalpenraum mit den geologischen Großeinheiten kaum korreliert, spricht jedenfalls dagegen. In diesem Zusammenhang ist auch zu untersuchen, ob das N–S gerichtete Spannungsfeld, das für die Region Friaul nachgewiesen ist, in Beziehung zur seismischen Aktivität des Alpenostrandes steht und ob überhaupt eine Wechselbeziehung zwischen den Bebenzonen Friaul, Nordtirol und entlang der Mur-Mürz-Leitha-Linie besteht.

Weiters stellt sich die Frage, ob und wie weit der rezente Einbruch des Wiener Beckens in ursächlichem Zusammenhang mit den Zerrungserscheinungen, welche das Absinken des Pannonikums verursachen, steht oder ob ein anderer Motor beide Erscheinungen unabhängig voneinander hervorruft, wie z. B. ein Zusammenstoß zweier Kontinente. Sind im Wiener Becken alle Anzeichen einer klassischen Taphrogenese vorhanden?

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Das heutige Bebengeschehen ist nur das „Augenblicksbild" eines langanhaltenden geologischen Prozesses. Einen Beweis für frühere tektonische Aktivität im Randgebiet der Ostalpen stellt z. B. der neogene Vulkanismus im oststeirischen Becken dar. Nicht zuletzt gilt es festzustellen, ob es sich im Bereich des Alpenostrandes um tiefreichende Störungen an Plattengrenzen handelt, die durch die Krustenseismik erfaßbar sind. Beschränkt sich das gesamte seismotektonische Geschehen auf den oberen Krustenbereich, der alpidisch beansprucht worden ist? Stehen die besonderen Krustenstrukturen, die hier festgestellt werden, mit der rezenten Seismizität und Tektonik des Raumes in Verbindung?

Die Interpretation der Alpenlängsprofile ALP 75 und ALP 78, des Bebenprofiles SNEALP 77, die Auswertung lokaler Beben mit Hilfe des ostalpinen Stationsnetzes sowie die Untersuchung der regionalen Seismizität könnten einige dieser Fragen klären.

1.2. Geologisch-tektonisches Bild

Zur Veranschaulichung der Problemstellung dieser Arbeit sei folgender kurzer Überblick über Entstehung und Aufbau der Alpen gegeben. Dabei wird in der Folge nur von den großen tektonischen Einheiten die Rede sein, da die einzelnen Schichten der oberen Kruste sowie die diversen geologischen Formationen auf Grund der hier angewandten Methoden der Seismologie nicht auflösbar sind. Die Auflösung wird zusätzlich dadurch erschwert, daß erstens Streichen und Fallen der Schichtgrenzen sich im Verlauf eines Profiles ändern und zweitens eine geschichtliche Abwicklung der Alpen zeigt, daß manche Einheiten heute teilweise verschluckt, erodiert bzw. zur Gänze verschwunden sind.

Nach der Ausgestaltung des alpinen Orogens in der Kreide und im Tertiär setzte in einer Spätphase der Subduktion das isostatische Hochsteigen der versenkten, spezifisch leichteren Krustenmassen ein (Abb. 1.1) [34]. Mit der Heraushebung entstehen gleichzeitig inneralpine Senkungsfelder und Becken, die in der Folge mit tertiären und quartären Sedimenten, die teilweise bis einige Kilometer mächtig sein können, aufgefüllt werden (z. B. Wiener und Grazer Becken).

Im Vorland des Orogens bilden sich neue Sedimentationsräume, die die Ablagerungsprodukte des entstehenden Gebirges aufnehmen (z. B. Flysch- und später Molassetröge).

Im Bereich des Tauernfensters sind die tiefsten Einheiten des alpinen Deckenstapels aufgeschlossen. Den Inhalt des Fensters bilden als tiefste Einheit die Zentralgneise mit den penninischen Schieferhüllen (in Decken gelegt).

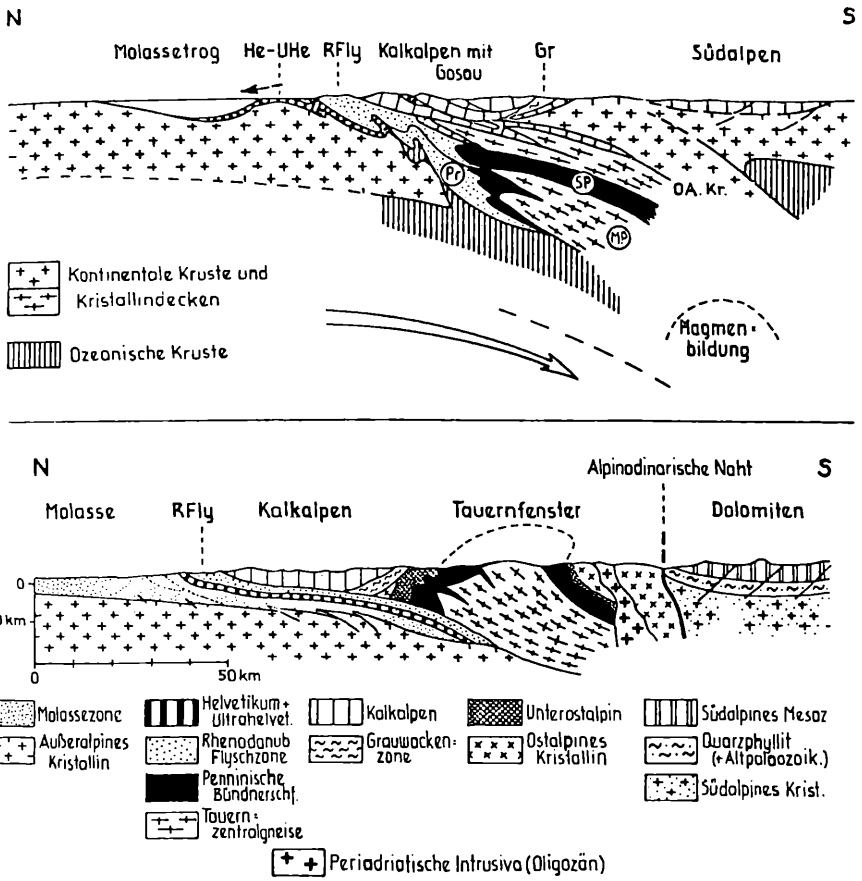


Abb. 1.1, oben: Schematischer Profilschnitt durch die Ostalpen nach der alttertiären (nachgosauischen) Orogenese. MP Mittelpenninikum; SP Südpenninikum; OAKr Ostalpines Kristallin; Gr Grauwackenzone, nach P. Faupl [29] (vereinfacht).
Unten: Maßstäblicher Profilschnitt durch die mittleren Ostalpen nach S. Prey [61] (vereinfacht).

Den Rahmen des Fensters bilden die tektonisch darüberliegenden ostalpinen Einheiten: als unterste Einheit das sogenannte Unterostalpin (UOA), das um das Tauernfenster einen schmalen Rahmen bildet, dann unter den höheren Einheiten verschwindet, um im Osten wieder zutage zu treten (Semmering-Wechsel-System, Leithagebirge), wo es einen Rahmen um das ebenfalls wieder im Osten auftauchende Pennin (z. B.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Rechnitzer Fenster, in dessen Bereich sich die Station Glashütten [GHA] befindet), bildet. Als nächsthöhere tektonische Einheit folgt das vorwiegend aus Kristallin bestehende [82] Mittelostalpin mit seinen mesozoischen Ablagerungen, das östlich vom Tauernfenster bis zum Semmering-Wechsel-Gebiet bzw. zum Grazer Becken reicht, aber auch westlich des Tauernfensters verbreitet ist. Das tektonisch Hangende des Mittelostalpins (MOA) bildet die höchste ostalpine Einheit, das sogenannte Oberostalpin (OOA). Die OOA-Grauwackenzone, die das Liegende der ebenfalls OOA-Kalkalpen bildet, vervollständigt den Rahmen um das Tauernfenster (Abb. 1.1 unten). Der Verlauf der Vermessungslinien durch diese geologischen Einheiten zeigt erneut die Problematik einer geophysikalischen Deutung.

Das Profil Nr. 04 des Alpenlängsprofiles (ALP 75) zwischen den Schußpunkten SP D und E (Abb. 1.2) beginnt am Westrand des Tauernfensters und endet im MOA der Saualpe.

Das Profil Nr. 11 (SP E – SP I) nimmt im NE-Teil denselben Verlauf wie die seismisch aktivste Störungszone in Österreich. Diese ist eine rund

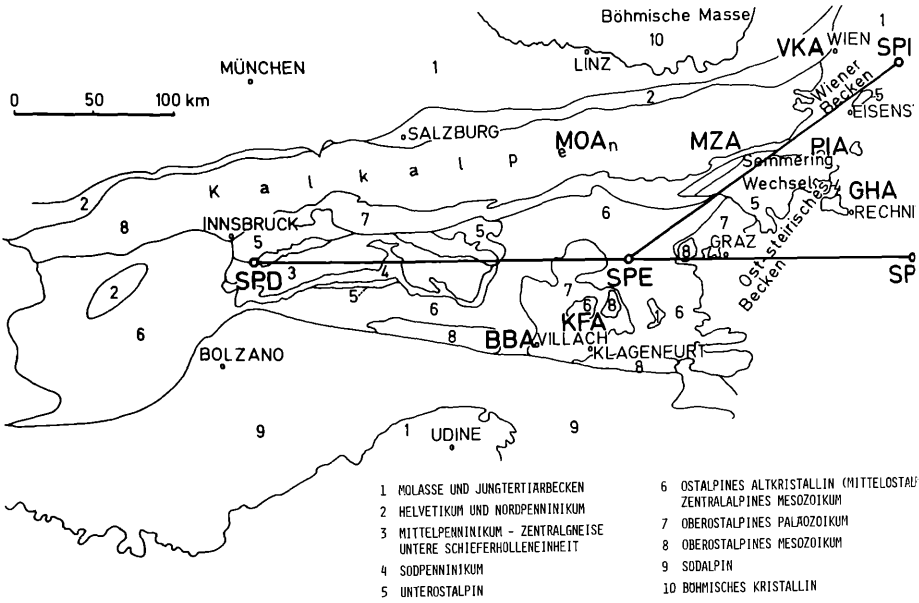


Abb. 1.2: Tektonische Übersichtskarte der Ost- und Südalpen, Grundlage nach BÖGEL und SCHMIDT (1976) stark vereinfacht. Die Alpenlängsprofile (ALP 75) und die Stationen des Ostalpinen Nahbebennetzes.

30 ± 5 km breite und innerhalb von Österreich 250 km lange Zone, deren geradlinige Achse von Metnitz in Kärnten durch das obere Murtal, das Mürztal zum Semmering und von hier am Südostrand des Wiener Beckens (wo unter anderem die Nahbebenstation Pitten [PIA] aufgebaut ist), entlang der Leitha-Linie bis Hainburg an der Donau und sogar weiter verläuft (Mur-Mürz-Leitha-Linie = MMLL) [26].

In diese nordostwärts streichende Zone mündet vom Südosten her die Lavanttalstörung, welche das MOA der Sau- und Koralpen trennt und ebenfalls seismisch aktiv ist. Entlang der MMLL bis zum Semmeringgebiet durchquert das Profil Nr. 11 Mittelostalpines Kristallin.

Der nordöstliche Randbereich der MMLL stößt an die Kalkalpen, in deren östlichem Bereich die Station Mariazell (MZA) errichtet wurde.

Im Norden liegen die Kalkalpen auf Flysch, Helvetikum, Molasse und schließlich auf Kristallin der Böhmischen Masse. Wie weit diese Einheiten von den Kalkalpen überschoben sind, ist nur teilweise geklärt. Kröll und Wessely [46] zeigen ein reflexionsseismisches Profil durch das Fenster von Urmannsau auf, wo das Böhmische Kristallin in 3000 m angetroffen wurde und die Ergebnisse der Bohrung bestätigte. In Niederösterreich in ca. 75 km Entfernung von Urmannsau befindet sich bei der Bohrung Berndorf I die Böhmische Masse in 6000 m Tiefe [61].

Flyschzone, Kalkalpen, Grauwackenzone und zentralalpine Einheiten bilden den heute abgesenkten Untergrund des Wiener Beckens und setzen sich in den Karpaten fort [47].

2. Methoden der Auswertung

2.1. Forderung nach aufwendigen Rechenprogrammen

Obwohl die Alpen zu den Gebirgszügen der Erde gehören, die am meisten seismisch erforscht worden sind, ist es trotz der hohen Anzahl der Profile bisher noch nicht ganz gelungen, ein detailliertes Modell für den gesamten Alpenbereich abzuleiten. Es muß in Betracht gezogen werden, daß die Refraktionsseismik auf langen Linien nicht direkt über die lokalen P-Wellengeschwindigkeiten (Vp), sondern nur über einen speziell gewogenen Mittelwert der räumlichen Vp-Verteilung Aussagen machen kann. Die lokalen Oberflächengeschwindigkeiten (Va) sollten zusätzlich gemessen werden (s. Kapitel 3 und 4). Die allgemeine Bestimmung von Vp aus den beobachteten Laufzeitkurven (LZK) ist nur für einfache Modelle, etwa wenn Vp nur eine Funktion von Z (Tiefe) ist, mit erträglichem Rechenaufwand möglich [9]. Nur wenn Refraktionsprofile mit Gegenschuß vorhanden sind (Abb. 1.2), können die Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilungen (Vp–Z) optimal an die Seismogrammontagen angepaßt werden.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Mit der Zeit nahm die Profil- und Schußpunktdichte beträchtlich zu. Diese neuen Informationen machten eine Reinterpretation der Daten erforderlich. Man fand heraus, daß die eindimensionalen Modelle nur Annäherungen darstellen und schon bei geneigten Grenzflächen nicht mehr stimmen. Weder die Einbeziehung der Topographie der Erdoberfläche entlang eines Profiles noch morphologische Änderungen der Grenzflächen konnten modelliert werden. Es wurde daher für jeden SP ein eindimensionales Modell vorgeschlagen [9]. Ein anderer Punkt, wo gravierende Fehler vorkommen, ist die Deutung der LZK in Strukturen mit Vp-Inversionen. Bei Vorhandensein einer Inversionszone reißt die LZK ab. Aber auch Ecken und Kanten einer Schichtgrenze oder die sprunghafte Zunahme der Vp in horizontaler Richtung erzeugen Schattenzonen (s. Abb. 3.3).

WILL [91] wies nach, daß die V-Diskontinuität in horizontaler Richtung zwischen Flysch (4,2 km/s) und Kalkstein (6,4 km/s) eine Schattenzone erzeugt und zeigte die Schwierigkeit der Deutung von Schattenzonen. Auch in dieser Arbeit werden solche Strukturen besprochen. Im Symposium „Workshop Meeting on Seismic Waves in Laterally Inhomogeneus Media" in Libice, 1978, wurden eine Reihe von Rechenprogrammen dargestellt und diskutiert. Es kam hierbei heraus, daß die Benutzung solcher Programme mit 2-D-Verteilungen eindeutige Vorteile für die Auswertung bringt. Wie bei WILL [91] werden zur Bestimmung der synthetischen Laufzeitkurven Rechenprogramme mit zweidimensionalen Vp-Verteilungen verwendet.

2.2. Darstellung und Beschreibung einer zweidimensionalen Geschwindigkeitsverteilung

Der im folgenden Kapitel dargestellte Formalismus basiert auf einer Arbeit von ARIC, GUTDEUTSCH und SAILER [11].

Es wird von einem Raster ausgegangen, so daß die Wellengeschwindigkeit V (x, z) auf vertikalen Linien (Spalten 1–5 in Tabelle 3.1) mit den Koordinaten x_i und z_{ij} durch feste Größen vorgegeben ist. Hier laufen

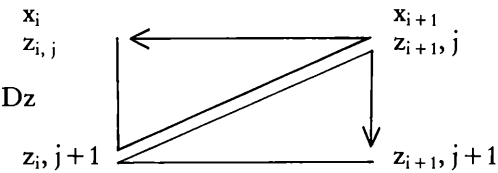
$$i = 1, 2, 3 \qquad N \text{ und } j = 1, 2, 3 \qquad M.$$

Dadurch wird ein zweidimensionales Raster von Geschwindigkeiten festgelegt. Das Raster wird in Paaren von Dreiecken in folgende Form zerlegt:

1. (x_i, z_{ij}) $(x_i, z_i, j+1)$ (x_{i+1}, z_{i+1}, j);
2. $(x_{i+1}, z_{i+1}, j+1)$ $(x_i, z_i, j+1)$ (x_{i+1}, z_{i+1}, j).

Für jedes von einem Dreieck überdeckte Gebiet (siehe unten) nimmt man an, daß die Geschwindigkeit eine lineare Funktion des Ortes in der Form

$$V = V_o + Bx + Dz$$



ist. Diese Funktion wird bestimmt und dient als Grundlage zur Berechnung der Laufzeit und der Laufwege, die sich als Kreisbogensegmente darstellen. Im Programm wird auf einfache Weise entschieden, welche Dreiecke ein Strahl nacheinander durchläuft. Die Geschwindigkeit zeigt im allgemeinen eine Stetigkeit zwischen den benachbarten Dreiecken. Dagegen ist der Geschwindigkeitsgradient im allgemeinen keine stetige Funktion.

Durch die ständige Weiterentwicklung des Rechenprogrammes (LATVH) [43] ist es jetzt möglich, wahlweise gebrochene und reflektierte P- und S-Wellen an nicht senkrechten und an senkrechten Grenzflächen sowie Wechselreflexionen zu berechnen. Konkrete Rechenbeispiele aus den Kapiteln der Refraktions-, Reflexions- und Erdbebenseismik befinden sich in den Tabellen 2.1, 2.2 und 2.3.

Tabelle 2.1: Modell für Alpenostrand – Linie Mur–Mürztal. ALP 11 GN, ALP 75, Profil 11, SP E und SP I.

φ(°)	x(km)	z(km)	t(s)	tred (s) gebr. W.	tred (s) PP	tred (s) PS	vs (km/s)
50,000	81,614	−0,354	13,455	−0,147			6,301
50,100	72,189	−0,437	11,955	−0,076			6,296
50,200	56,961	−0,570	9,533	0,039			6,290
50,300	43,644	−0,687	7,495	0,131			6,173
50,400	32,247	−0,877	5,562	0,188			6,090
50,500	8,659	−1,322	1,658	0,215			5,777
50,600	8,621	−1,325	1,652	0,215			5,771
50,700	8,583	−1,329	1,646	0,215			5,764
50,800	8,545	−1,332	1,640	0,215			5,757
50,900	8,508	−1,335	1,633	0,215			5,751
51,000	8,470	−1,338	1,627	0,215			5,744
45,000	212,000	10,287	33,633	−1,701			6,992
46,000	212,000	11,636	33,551	−1,782			6,921
47,000	135,472	0,991	23,078	0,499			6,570
48,000	142,632	1,205	24,132	0,360			6,553
49,000	125,246	0,550	20,349	−0,525			6,297
50,000	81,614	−0,354	13,455	−0,147			6,301
51,000	8,470	−1,338	1,627	0,215			5,744

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Tabelle 2.2: Modell für Tauernfenster-Ostrand – Linie westlich Judenburgs. ALP 4G, ALP 75 Profil 04, SP-E-Version 21.

φ (°)	x (km)	z (km)	t (s)	tred (s) gebr. W.	tred (s) PP	tred (s) PS	vs (km/s)	Reflexion-Koord. xo	Reflexion-Koord. zo
43,000	179,990	0,541	30,489		0,491		7,206	86,004	39,681
43,000	111,792	−0,987	27,736			9,104	7,148		
44,000	204,512	1,310	33,929		−0,156		7,070	97,338	39,864
44,000	123,678	−0,783	29,414			8,801	7,066		
45,000	220,000	13,808	35,135		−1,532		6,952	115,686	40,180
45,000	142,438	−0,372	32,079			8,340	6,994		
46,000	220,000	29,106	34,447	−2,219			6,766		
47,000	220,000	23,117	34,634	−2,033			6,668		
48,000	220,000	23,242	34,791		−1,876		6,693	216,048	23,573
48,000	220,000	30,323	36,240			−0,427	6,815		
49,000	194,509	0,996	32,569		0,151		7,156	98,055	39,877
49,000	123,968	−0,778	29,502			8,841	7,153		
50,000	134,491	−0,565	22,257	−0,158			6,598		
51,000	128,683	−0,697	21,376	−0,072			6,556		
52,000	128,881	−0,694	21,407	−0,073			6,495		
53,000	123,338	−0,789	20,485	−0,072			6,346		
54,000	35,156	−1,871	3,973	0,114			6,199		
55,000	16,007	−1,969	2,866	0,198			6,123		
56,000	7,704	−1,985	1,507	0,223			6,037		
57,000	7,532	−1,985	1,478	0,223			5,968		

2.3. Beschreibung der Berechnungen

Man berechnet je nach Wahl entweder die Tauchwellen mit überkritischen Reflexionen und dazugehörigen Wechselwellen oder die unterkritischen Reflexionen und Wechselreflexionen für die

Tabelle 2.3: Modell für Alpenostrand – Linie Judenburg–Graz. ALP 5G, ALP 75, Profil 05, SP-E- und SP-F-Version 25.

φ (°)	x (km)	z (km)	t (s)	tred (s) gebr. W.	tred (s) PP	tred (s) PS	vs (km/s)	Reflexion-Koord. xo	zo
3,000	1,737	−1,951	2,372		2,082		33,827	0,493	5,126
3,000	1,365	−1,962	3,232			3,004	27,302		
6,000	2,663	−1,952	2,399		1,955		25,126	0,952	5,151
6,000	2,087	−1,941	3,255			2,907	21,328		
3,000	1,896	−1,947	3,380		3,064		47,727	0,680	8,069
3,000	1,493	−1,958	4,611			4,362	40,291		
6,000	3,173	−1,911	3,406		2,877		31,980	1,319	8,087
6,000	2,495	−1,930	4,631			4,215	28,462		
3,000	3,062	−1,914	6,741		6,231		78,249	1,482	19,005
3,000	2,415	−1,932	9,201			8,798	73,347		
6,000	5,834	−1,836	6,776		5,804		43,228	2,873	19,009
6,000	4,596	−1,871	9,221			8,455	41,735		
3,000	1,776	−1,950	11,515		11,219		−326,064	2,638	34,976
3,000	1,401	−1,961	15,730			15,496	−124,759		
6,000	6,797	−1,809	11,498		10,365		135,445	5,153	34,859
6,000	5,370	−1,849	15,681			14,786	414,926		

ursprünglichen P- oder S-Wellen. Die Tabellen 2.1, 2.2 und 2.3 bringen Rechenbeispiele der erwähnten Wellenarten und entsprechen den Darstellungen der Laufzeitkurven in den Abb. 3.7, 3.10 und 4.2. Die Bedeutung der Symbole ist in der Tabelle 2.4 dargestellt.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Tabelle 2.4: Bedeutung der Symbole.

H	Laufende Nummer der X-Koordinate für den Herd bzw. Schlußpunkt.
ZH	Herdtiefe, darf nicht auf einem Knotenpunkt sitzen; SP-Tiefe.
FIOQ1	Anfangswert des Einfallswinkels.
L	Anzahl der zu berechnenden Einfallswinkel.
DELFI	Schrittweite dazu.
VRED	Reduktionsgeschwindigkeit.
IWPS = 0	P-Welle.
IWPS = 1	S-Welle am Herd.
ISS = 0	Die Endpunkte des Strahlenweges in jedem Dreieck werden ausgedruckt.
ISS = 1	Innerhalb eines Dreieckes werden 3 Zwischenpunkte gerechnet.
IPS = 0	Ausdruck nur dann, wenn der Strahl die Modellgrenze erreicht.
IPS = 1	Ausdruck von Zwischenwerten (Spezifizierung durch ISS = 0 oder ISS = 1).
N	Anzahl der X-Koordinaten.
M	Anzahl der Z- und V-Koordinaten.
IBR00	Erste Grenzfläche, für die die Reflexion gerechnet werden soll.
IBR01	Letzte Grenzfläche, für die die Reflexion gerechnet werden soll.
ISTAN = 1	Wenn gestanzt werden soll, sonst 0.
IPWAV = 0	Array Z, VGL, VTR, ROH werden getrennt eingelesen.
IPWAV = 1	Array Z, VGL werden eingelesen, VTR = VLGOSQRT (3), ROH = 2,7.
IPWAV = −1	Array Z wird eingelesen, VGL, VTR, ROH werden nach Formeln berechnet.
ITRED = 0	TRED wird ausgestanzt, sonst T.
IRAYM	Maximale Anzahl der Koordinatenpaare für das Zeichen eines Strahls.
X	Entfernung bei Auftauchen des Strahls bzw. Austrittspunktes.
Z	Tiefe bei Auftauchen des Strahls bzw. Austrittspunktes.
T	Laufzeit.
TRED	Reduzierte Laufzeit.
VS	Scheingeschwindigkeit.
XO	X-Koordinate des Strahlenweges.
ZO	Z-Koordinate des Endpunktes des Strahlenweges.

3. Auswertung und Ergebnisse der Refraktionsseismik (Alpen-Längsprofile 1975)

Als Beispiel dient hier das Profil 05, ALP 75 (Abb. 1.2). Die verschiedenen Ergebnisse der Auswertungen einzelner Profile sind in den Arbeiten [4, 9, 11, 12, 41, 51, 60] veröffentlicht.

Die Profile Nr. 04, 05 und 11 sind vor allem im Hinblick auf die Beschaffenheit der Oberkruste neu bearbeitet worden. Da zwischen 05 und 11 keine verbindenden seismischen Linien vorhanden sind, wurde versucht, aus den zweidimensionalen Krustenschnitten eine räumliche Vorstellung zu entwickeln. Die Verbindung der Grenzflächen sowie der Krustenbereiche untereinander ist nach Modellberechnungen einzelner Profilsegmente vorgenommen worden.

3.1. Seismisches Profil Nr. 05 (SP E – SP F)

In der Abbildung 3.1 sind die Seismogrammontagen von SP E und von SP F (Schuß und Gegenschuß) wiedergegeben. Mit Ausnahme von

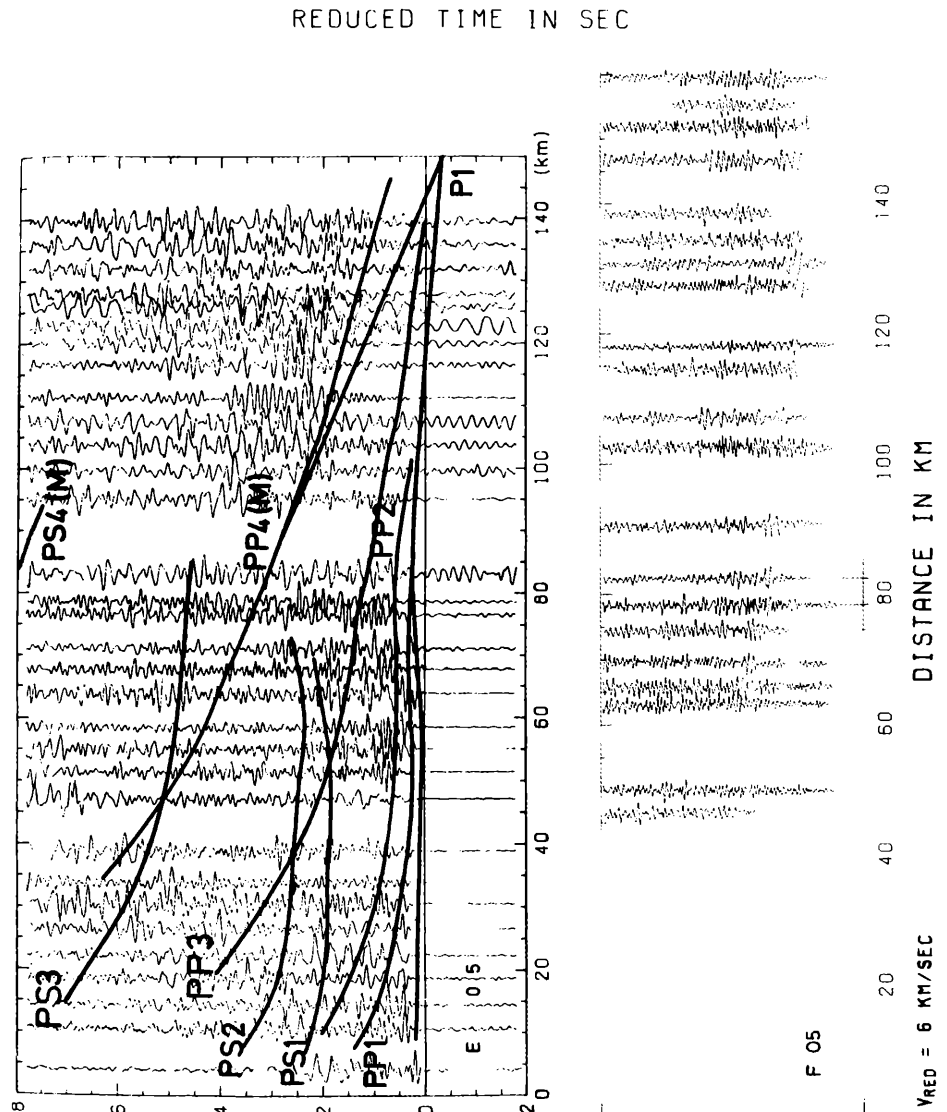


Abb. 3.1: Seismogrammontage der Profile 05 SP E (oben) und SP F (unten), ALP 75, 1–12 Hz Bandpaß gefiltert. Die durchgezogenen Linien sind die synthetischen Laufzeitkurven.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

sogenannten Ersteinsätzen (hier z. B. die mit P1 bezeichnete Pg-Phase, Abb. 3.1) sind die späteren Einsätze nur sehr schwierig zu bestimmen. Dies hat folgende Gründe: Die späteren Einsätze sind wegen des signalerzeugten Störpegels phasenmäßig schlecht zu korrelieren. Je größer der Abstand zwischen den einzelnen Stationen ist, um so schwieriger gestaltet sich die Phasenkorrelation. Bei Vp = 6,0 km/s und bei einer Frequenz von 12 Hz ist eine Wellenlänge von ca. 0,5 km zu erwarten. Für eine zuverlässige Phasenkorrelation bei der Nahbereich-refraktionsseismik sollte der Stationsabstand jedoch die Größenordnung von ein Viertel Wellenlänge nicht überschreiten. Bei langen Profilen für die Vermessung der Kruste ist diese Bedingung allein durch die begrenzte Anzahl der Meßapparaturen nicht erfüllbar. Der Stationsabstand bei den ALP-75-Profilen betrug im Mittel 4 km, obwohl auf ca. 400 Meßpunkten gemessen wurde.

Die Seismogrammontagen (1–12 Hz Bereich) enthalten keine höheren Frequenzen. Für die Beobachtung von Reflexionen im Steilwinkelbereich sind andere Seismogrammontagen (1–35 Hz) verwendet worden. Wegen der hohen Scheingeschwindigkeiten der Reflexionen im Steilwinkelbereich (z. B. PP1, PP2 bis 20 km Entfernung in Abb. 3.1) ist die Korrelation auf den vorliegenden Montagen trotz der hochfrequenten Auflösung sichtlich erschwert. Mit zunehmendem Einfallswinkel werden die Scheingeschwindigkeiten kleiner, die Amplituden größer, so daß die Korrelation besser wird. Hier ist aber wiederum der geringe zeitliche Abstand der P1 zur PP1 und PP2 für das Erkennen der Reflexionen (zwischen 60 und 80 km) ungünstig. Es ist sicher sehr aufwendig, für jede Korrelation (Tiefen-Winkel-Entfernungsbereich) eine dazu passende Seismogrammontage mit entsprechender Reduktionsgeschwindigkeit und entsprechendem Frequenzband herzustellen. Wäre dies der Fall, so würde man einige Schwierigkeiten der Korrelation trotzdem nicht überwinden. Die mit 6,8 oder 3,47 km/s Scheingeschwindigkeit reduzierten Montagen haben einen unterschiedlichen Informationsgehalt, der winkel- bzw. entfernungsabhängig ist. In Abb. 3.1 sowie in den folgenden Darstellungen der Laufzeitkurven bedeuten:

P1: Pg-Phase, direkte Welle in der oberen Kruste, kann durchgehend beobachtet werden.
P2: Bis zur Unterkruste eingedrungene P-Welle, kann aber auch die Fortsetzung von P1 nach einer Schattenzone sein.
PP4: PmP-Phase, Reflexion aus der Krustenmantelgrenze, kann erst ab ca. 80 km beobachtet werden.
PP1: Reflexion aus der Oberkante der Inversionszone.
PS1: zu PP1 gehörende Wechselreflexion.
PP2: Reflexion aus der Unterkante der Inversionszone.

PS2: Zu PP2 gehörende Wechselreflexion.
PP3: Reflexion aus der unteren Inversionszone.
PS3: Zu PP3 gehörende Wechselreflexion.

Diese Reflexionen können in einem Bereich zwischen 20 und 80 km beobachtet werden.

Ab 80 km sind die Feingliederungen der oberen Krustenteile kaum auflösbar. Deswegen sind hier zu E auch die Gegenschüsse F, D und I mitbenützt worden, wobei bei jedem SP die Nahbereiche eine ausschlaggebende Rolle für die Korrelation und Modellvorstellung spielten. Die Grundmodelle, die hier als Ausgangsbasis dienten, sowie die LZK und Vp-Verteilungen sind in [9] dargestellt und besprochen. Die korrelierten Laufzeitäste (Abb. 3.1, SP E) stellen eine optimale Anpassung dar. Weitere Darstellungen dieses Bereiches befinden sich in [9, 11, 41].

Mit zunehmend genauerer Modellierung der Strukturen und ihrer Details durch das Programm LATVH wird die Anpassung der Laufzeiten zwar genauer, dafür aber auch der Zeitaufwand für die Aufstellung von geeigneten Modellen wesentlich größer. Die lokalen eindimensionalen Modelle (s. auch [9]) wurden zu zweidimensionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilungen verarbeitet (Tabelle 3.1). Die Spalten x= 75 und x = 120 sind hinzugefügt, um die Zunahme der Sedimente im Grazer Becken zu simulieren. Die angenommenen Mächtigkeiten der Sedimente im Grazer und Wiener Becken wurden aus der Literatur entnommen [46, 47]. Obwohl die Laufzeiten der Wellen von den Mächtigkeitsveränderungen der Sedimente stark beeinflußt werden, müssen hier die lokalen Unterschiede unberücksichtigt bleiben. Zwischen SP F und der ungarischen Grenze existiert eine Beobachtungslücke (Abb. 3.1 unten). Wesentliche Informationen über die Krustenbeschaffenheit in der Nähe des SP F konnte aber aus [60] entnommen werden. In dieser Arbeit wird eine reflexionsseismische Vermessung mit sechzehnfacher Überdeckung und 100 m Geophonabstand besprochen, wodurch eine zuverlässige V-Z-Verteilung erfaßt wurde (Abb. 3.2). In ca. 70 km Entfernung von SP E kommt es zu einer Laufzeitanomalie, wobei die Signale von P1 hinter der erwarteten Zeit zurückbleiben (Abb. 3.1 SP E und Abb. 3.4). Nach diesem Signal folgen die PP1 und die PP2 in Abständen von 0,3 bis 0,4 s, die diese zeitliche Verzögerung von ca. 0,3 s mitmachen. Ab 80 km Entfernung steigt der Störpegel stark an, was wahrscheinlich mit der starken Besiedlung des Gebietes um Graz zusammenhängt. Andererseits fängt hier die Sedimentmächtigkeit des Beckens an zu steigen. N–S streichende tertiäre Brüche [81] kreuzen hier das Profil 05. Ein Abreißen der LFZ-Kurve bei 80 km ist nicht deutlich erkennbar. Für die Laufzeitanomalie kommen folgende Gründe in Betracht:

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

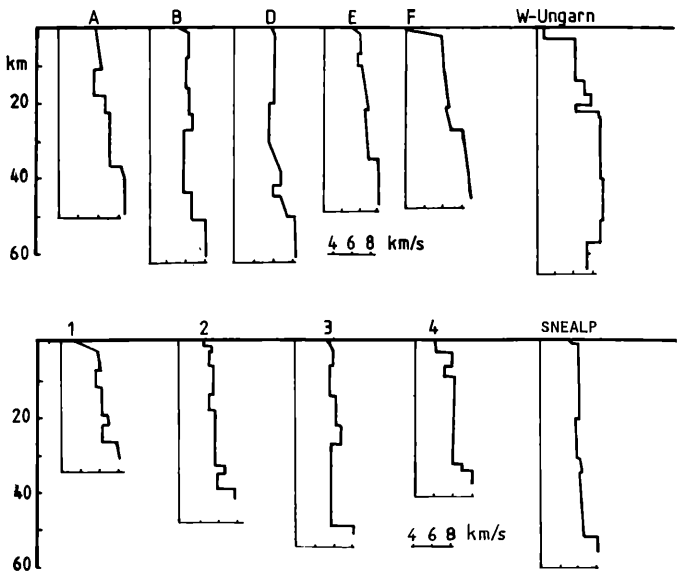


Abb. 3.2: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefenverteilungen
A–B–C–D–E–F: die Schußpunkte des ALP 75, nach MILLER et al. [5].
W-Ungarn nach POSGAY [60].
1: Gefaltetes Juragebirge; 2: Nordalpen (Helvetikum); 3: Zentralalpen (Penninikum); 4: Südalpen, nach MÜLLER et al. [55], SNEALP (s. Text).

a) Sie ist durch die Lage einer horizontal gelagerten Inversionszone bedingt.
b) Sie kommt durch die Sedimentablagerungen im Grazer Becken zustande, und der P1-Laufzeitast ist weiter zu verfolgen.

Für die Ausdehnung einer Schattenzone ist die Vp-Z-Verteilung der Schichten, die eine Inversionsgrenze überlagern, von Bedeutung. Im Falle eines vertikalen Vp-Gradienten mit darunterliegender Inversionszone würde zwischen km = 50 und km = 80 eine Schattenzone entstehen (Abb. 3.3). Bei einer konstanten Geschwindigkeit kann dagegen die

---

Abb. 3.3: Effekte verschiedener Geschwindigkeitsverteilungen oberhalb einer Inversionszone. P-Welle, V_{RED} = 6,0 km/s.

Abb. 3.4: Laufzeitkurven und Wellenstrahlen. Alpenostrand – Grazer Becken, Modell ALP 5 GN, ALP 75, Profil 05, SP E, P-Welle, V_{RED} = 6,0 km/s.

Abb. 3.5: Reflexionslaufzeitkurven und Wellenstrahlen Alpenostrand-Grazer Becken, Modell ALP 6 GN, ALP 75, Profil 05, SP E_1-P-Welle, V_{RED} = 6,0 km/s.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

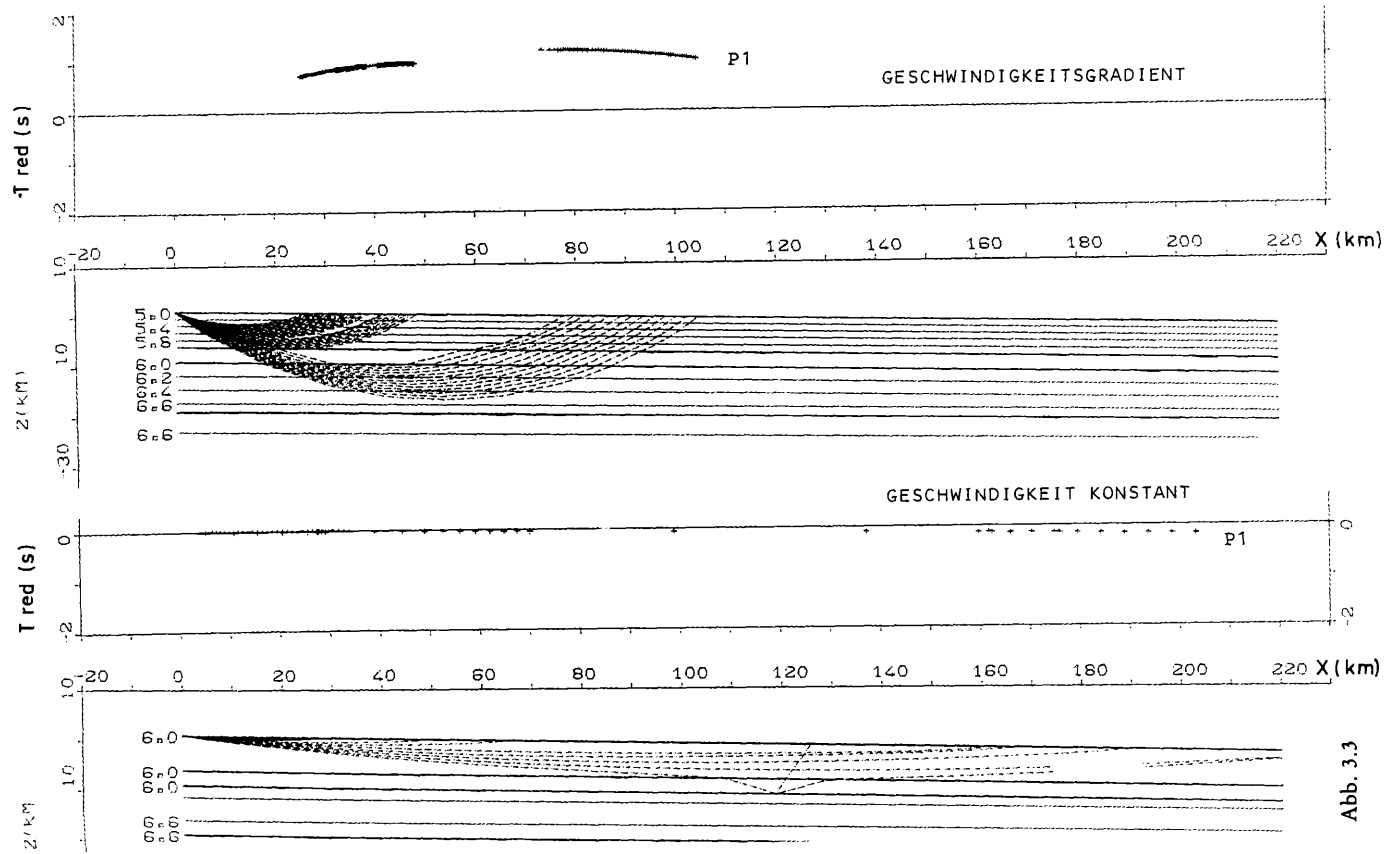


Abb. 3.3

Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 3.4

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 3.5

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Tabelle 3.1: Modell für Alpenostrand – Linie Judenburg–Graz.
ALP 5GN, ALP 75, Profil = 5, SP-E- und SP-F-Version 25.

N/M		1 (SP E) 0,00	2 40,00	3 75,00	4 120,00	5 (SP F) 220,00
1	z	−2,00	−1,00	0,00	0,00	0,00
	V_s^P	5,00	5,02	2,20	2,21	2,23
		2,89	2,90	1,27	1,27	1,28
2		−1,50	−0,50	1,00	1,00	1,00
		5,11	5,12	2,50	2,50	2,50
		2,94	2,94	1,44	1,44	1,44
3		−1,40	−0,30	1,50	2,25	2,00
		5,40	5,42	5,51	5,50	5,80
		3,12	3,12	3,18	3,17	3,35
4		−0,50	0,50	1,60	2,35	2,25
		6,10	6,12	6,20	6,21	6,25
		3,52	3,53	3,58	3,59	3,61
5		3,00	5,00	7,00	8,00	8,00
		6,24	6,26	6,28	6,30	6,31
		3,60	3,61	3,63	3,64	3,65
6		5,10	7,10	9,10	9,10	9,20
		6,25	6,27	6,30	6,31	6,32
		3,61	3,62	3,64	3,65	3,66
7		5,10	7,10	9,10	9,20	9,21
		5,80	5,81	5,84	6,32	6,34
		3,35	3,36	3,37	3,65	3,66
8		8,05	9,05	9,20	11,00	11,00
		5,81	5,85	5.85	6,33	6,35
		3,36	3,37	3,38	3,65	3,66
9		8,05	9,05	10,10	11,10	11,10
		6,30	6,32	6,34	6,35	6,37
		3,64	3,65	3,66	3,67	3,68
10		19,00	19,00	19,00	21,00	21,00
		6,70	6,72	6,74	6,40	6,40
		3,87	3,88	3,89	3,70	3,70
11		19,00	19,00	19,00	21,00	21,00
		6,40	6,42	6,43	6,20	6,20
		3,70	3,71	3,72	3,42	3,42
12		33,10	33,10	32,10	31,10	27,10
		7,00	7,00	7,00	6,90	6,80
		4,04	4,04	4,04	3,98	3,93
13		33,10	33,10	32,10	31,10	27,10
		8,40	8,41	8,30	8,20	8,10
		4,85	4,86	4,79	4,73	4,68
14		45,00	45,00	45,00	45,00	45,00
		8,50	8,51	8,52	9,10	9,10
		4,91	4,92	4,93	5,25	5,25

x: Entfernung in km; z: Tiefe in km, bezogen auf NN; V_s^P: P- und S-Wellengeschwindigkeit in km/s.

direkte Welle (P1) bis zu großen Entfernungen beobachtet werden. Die Laufzeitkurve besitzt praktisch keine Unterbrechungen. Auch abrupte laterale Geschwindigkeitsänderungen können Schattenzonen erzeugen [91]. Seismische Beobachtungen der Kernexplosionen im Gebiete der Sierra Nevada zeigen, daß die Entstehung der Schattenzonen wohl durch einen eckigen Verlauf der Schichtgrenze möglich ist, daß aber grundsätzlich die an diesen Unebenheiten entstehenden Diffraktionen zur Deutung der Seismogrammontagen verwendet werden können [17].

Hierdurch sind zustäzliche Deutungsmöglichkeiten zu erwarten. Sämtliche Elemente einer Struktur können durch refraktionsseismische Beobachtungen nicht verfolgt werden. Deswegen kommt der Auswer-

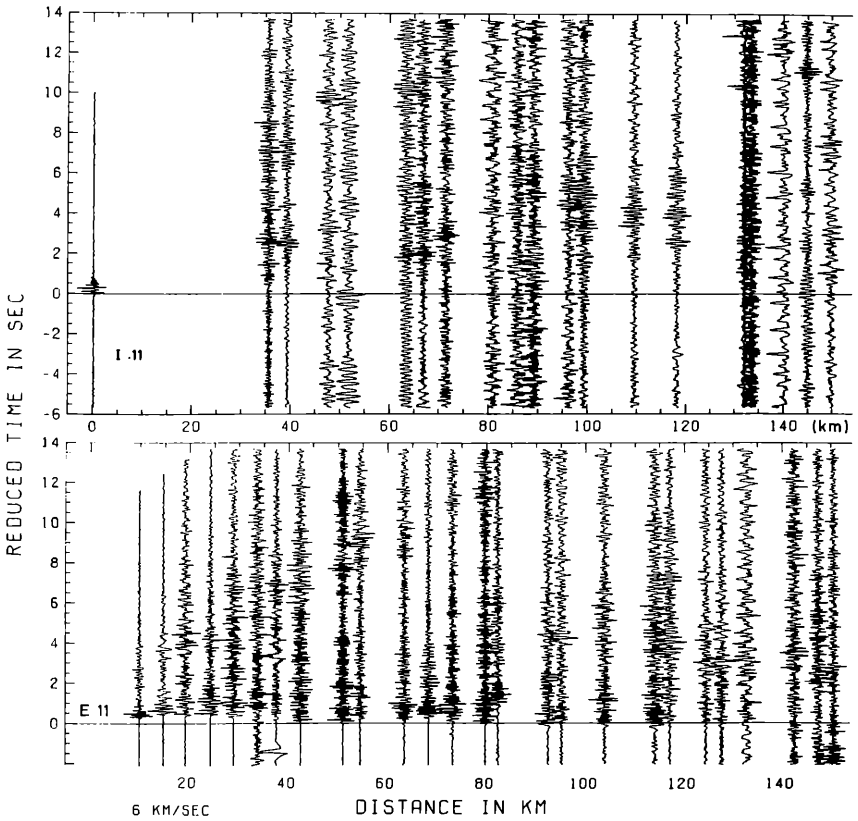


Abb. 3.6: Seismogrammontage der Profile 11 Mur-Mürz-Tal SP I (oben) und SP E (unten), ALP 75, 1–12 Hz Bandpaß gefiltert.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

tung von Reflexionen bei ALP 75 und ALP 78 eine besondere Bedeutung zu (s. auch Abb. 4.2).

Für das in Tabelle 3.1 aufgelistete Modell wurden Laufzeitberechnungen durchgeführt. Laufzeitkurven und -strahlen werden für die Nah- und Fernbereiche in den Abb. 3.4 und 3.5 wiedergegeben. Die Krustenstruktur ist durch die Linien gleicher Geschwindigkeit gut zu verfolgen.

3.2. Seismisches Profil Nr. 11 (SP E – SP I)

Dieses über die MMLL und Semmering verlaufende Profil wurde im Rahmen des ALP 75 zusätzlich geplant, um die Krustenstruktur zur Auswertung von Nahbeben zu erhalten (Abb. 1.2). Die Seismogrammmontagen sind in Abb. 3.6 (SP E und SP I) abgebildet. Die Millisekundenzündung bei der Steinbruchsprengung im I brachte nicht die gewünschte

Tabelle 3.2: Modell für Alpenostrand – Linie Mur–Mürztal.
ALP 11GN, ALP 75, Profil 11, SP-E- und SP-I-Version 17.

N/M	0,00	9,00	42,00	113,00	132,00	133,00	212,00
1	−2,05	−1,30	−0,84	−1,08	−0,47	−0,47	−0,25
	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	2,20	2,20
2	−1,50	−0,80	−0,34	1,00	1,25	1,25	1,50
	5,11	5,11	5,11	5,11	5,11	2,20	2,20
3	−1,40	−0,20	0,15	1,25	1,50	1,50	1,75
	5,40	5,60	5,60	5,50	5,50	2,20	2,21
4	−0,50	0,10	2,20	1,35	1,75	1,75	2,00
	6,10	6,10	6,30	6,30	6,25	6,25	6,26
5	3,00	6,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
	6,24	6,26	6,46	6,35	6,31	6,31	6,32
6	5,10	7,10	9,10	9,10	9,20	9,20	9,20
	6,25	6,27	6,46	6,31	6,32	6,32	6,33
7	5,10	7,10	9,15	9,20	9,21	9,21	9,22
	5,80	5,81	6,46	6,32	6,34	6,34	6,35
8	8,05	9,25	11,10	11,00	11,00	11,00	11,00
	5,81	5,83	5,85	5,85	5,85	5,85	6,36
9	8,05	9,05	11,10	11,10	11,10	11,00	11,00
	6,20	6,20	6,20	6,21	6,23	6,24	6,38
10	19,00	19,00	19,00	19,00	19,00	19,00	19,00
	6,70	6,72	6,74	6,75	6,78	6,78	6,80
11	19,00	19,00	19,00	19,00	19,00	19,00	19,00
	6,40	6,42	6,43	6,44	6,45	6,45	6,46
12	35,10	35,85	36,50	36,30	36,90	36,90	30,10
	7,00	7,02	7,03	7,05	7,06	7,06	7,08
13	35,10	35,85	36,50	36,30	36,90	36,90	30,10
	8,40	8,41	8,42	8,44	8,45	8,45	8,46
14	45,00	45,00	45,00	45,00	45,00	45,00	45,00
	8,50	8,51	8,52	8,54	8,55	8,55	8,56

Energieausbeute. Auf der Montage ist nur eine Andeutung der Moho-Reflexion (PP4) sichtbar, so daß nur diese Einsätze für die Auswertung benützt werden konnten. In Abb. 3.7 und 3.8 sieht man eine gut zu verfolgende direkte Welle (P1), die Reflexion PP1 scheint zu fehlen oder sie liegt so nahe bei P1, daß sie nicht erkannt werden kann. Die PP2-Reflexion sowie die PP4 sind deutlich. Die Tabelle 3.2 stellt das Krustenmodell bzw. die Vp-Z-Verteilungen dar. In Schußpunktnähe (SP E km = 0 und km = 9) sind die Verteilungen wie bei Profil 05. Die Unstetigkeit der Oberkante der Inversionszone verschwindet und wird durch einen negativen Gradienten ersetzt (km = 42, 113, 132, 133). In 132 km Entfernung beginnt das Wiener Becken. Die Sedimentmächtigkeit bleibt von dort bis zum Ende des Profils konstant (km = 133, 212). Die Topographie der Oberfläche ist mitberücksichtigt. Auf Grund des plötzlichen Abtauchens des kristallinen Körpers unter die Sedimente bei km = 132 auf km = 133 zeigen die Laufzeitkurven P1 und PP4 eine Verspätung. Laufzeitinformationen aus dem Bereich der unteren Inversionszone beschränken sich auf wenige km lange Profilstücke 132–135 km (bei 0,5 s). Die in der unteren Kruste laufenden Wellen tauchen erst außerhalb des Modelles auf (Abb. 3.7, km 220). Die Reflexionslaufzeitkurven (Abb. 3.8) stimmen ebenfalls mit den Montagen überein. Die PP1 hört etwas früher auf als die PP2, was der Erstreckung und Form der Inversionszone entspricht. Die PP3 ist wie bei Profil 05 schwach ausgebildet. Bei den Seismogrammen der Vertikalaufnehmer sind die unterkritischen Wechselreflexionen nicht gut sichtbar, zumal sie eine große Scheingeschwindigkeit besitzen. Auch die Weitwinkelwechselreflexion (PS4) aus dem Mohobereich ist vorhanden. Die untere Inversionszone, von 6,4 km/s auf 6,2 km/s zurückgehend, erzeugt auf Grund der oberen Gradientenzone einen längeren Schattenbereich von 132 bis ca. 230 km als auf Profil 05. Die obere Inversionszone reicht nur bis ca. 133 km Entfernung (s. Abb. 3.8 und Tab. 3.2).

P2 ist eine unterhalb der Inversionszone laufende Tauchwelle, die zusätzlich auf Grund der Sedimentmächtigkeit verzögert wird. Dieser Laufzeitsprung ist bei PP4 gut zu beobachten. Die steilen Laufzeitkurven (die bei P2 durch 3 Punkte belegt sind, km = 133) sind durch nahezu streifendes Einfallen der Strahlen an der Kristallin-Sedimentgrenze, d. h. durch eine senkrecht stehende, schmale Übergangszone (5,0 km/s auf 2,0 km/s) zu erklären.

Abb. 3.7: Laufzeitkurven und Wellenstrahlen Mur-Mürz-Tal, Modell ALP 11 GN, ALP 75, Profil 11, SP E, P-Welle, V_{RED} = 6,0 km/s.

Abb. 3.8: Reflexionslaufzeitkurven und Wellenstrahlen. Mur-Mürz-Tal Modell ALP 11 GN, ALP 75, Profil 11 SP E, P-Welle, V_{RED} = 6,0 km/s.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 3.7

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

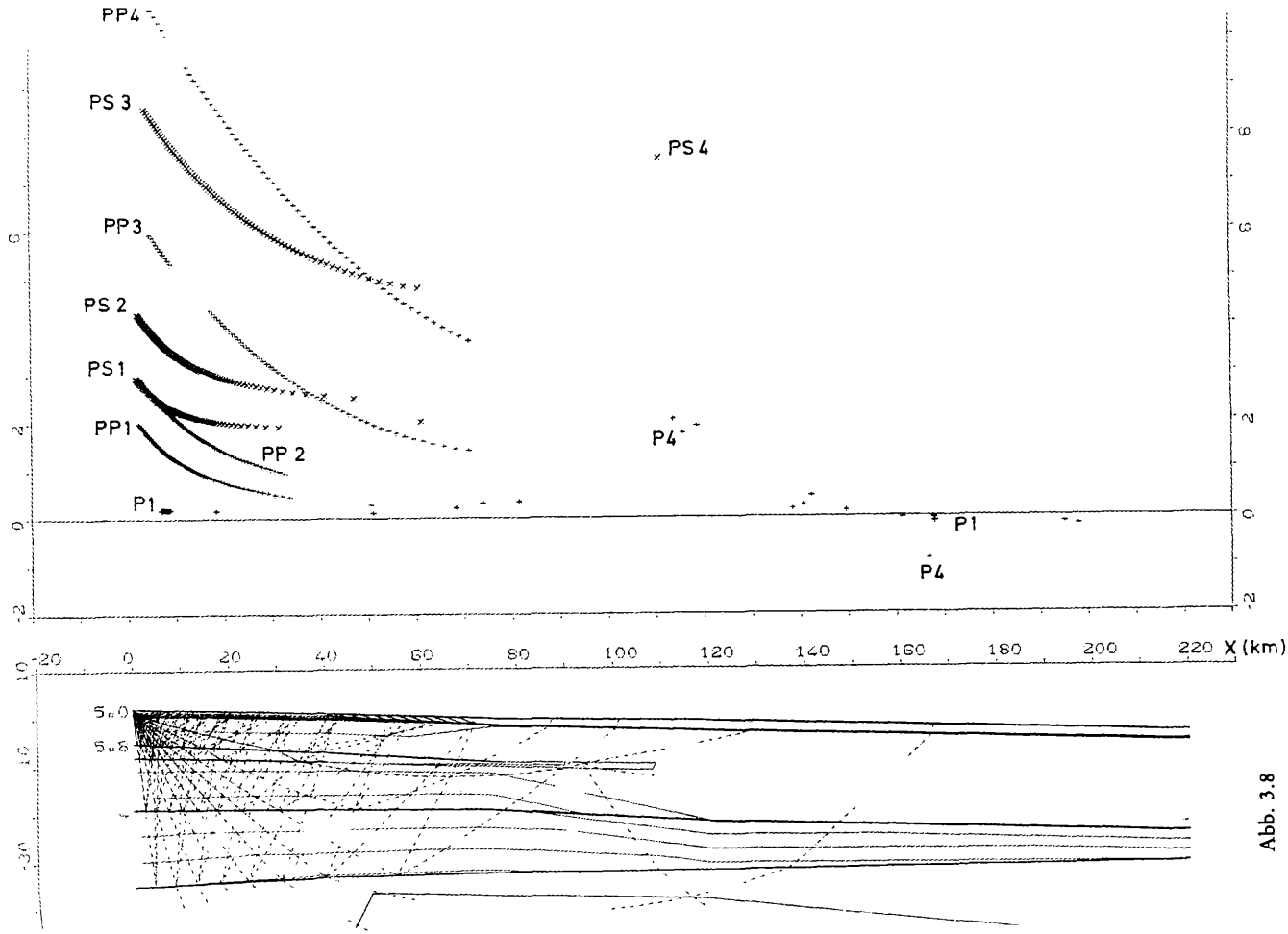


Abb. 3.8

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

3.3. Seismisches Profil Nr. 04 (SP E – SP D)

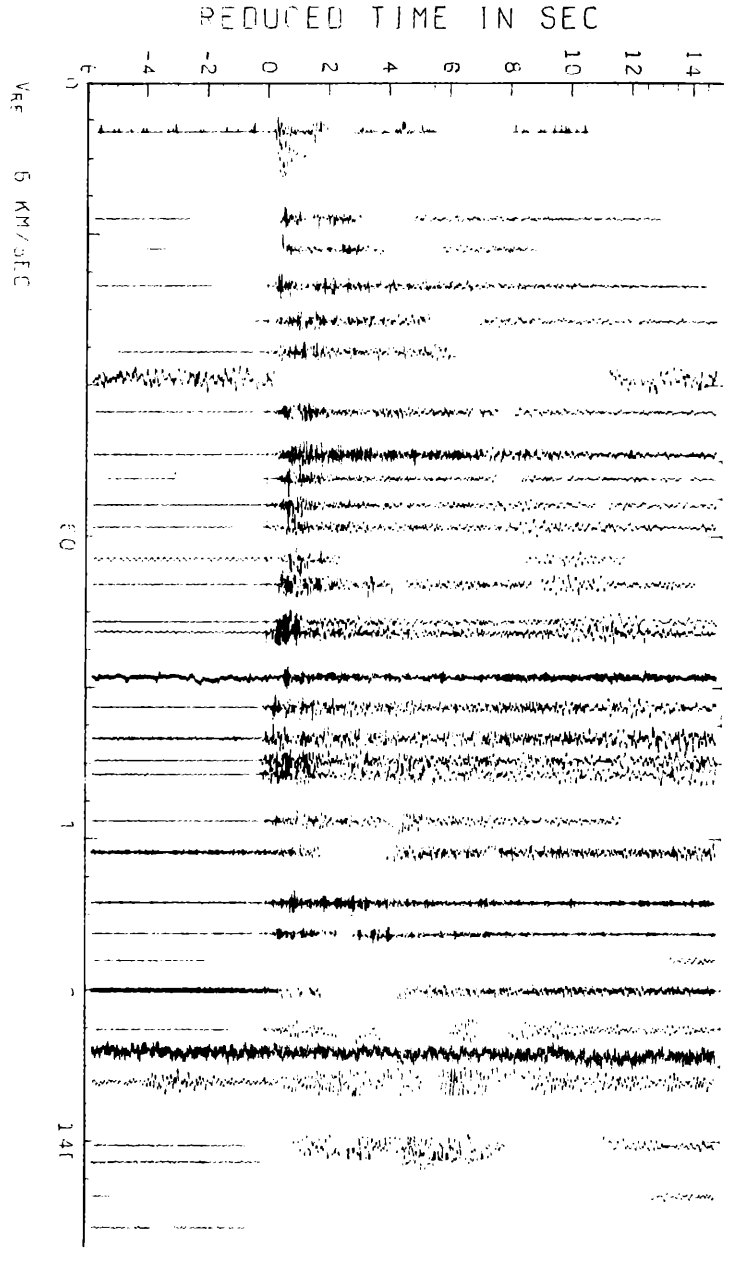
Die ersten 150 km des Profiles, ausgehend vom SP E, wurden in bezug auf die Beschaffenheit der Oberkruste detailliert untersucht. Die Auswertung beschränkt sich auf die Laufzeitkurven P1, PP1, PP2 und PP3, da sie auf der Seismogrammontage des Gegenschusses SP D, der im Bereich des Tauernfensters liegt, nicht beobachtet worden sind. Profil 04 SP D wurde zuletzt in [51] mit entsprechendem Krustenmodell dargestellt. Die Vp-Z-Verteilung deutet an, daß die Oberkruste sehr homogen ist, was damals eine neue Einsicht war (Abb. 3.2, D). Die Seismogrammontage in Abb. 3.9 zeigt jedoch im Nahbereich mehr Details, wie Unterbrechungen und Versetzungen des P1-Astes. Das Auftauchen des Pennins am Ostrand des Tauernfensters in ca. 90 km westlich von SP E, und zwar gemäß der geologischen Kartierungsergebnisse unter einem Winkel von 45° wurde hier grob modelliert (Abb. 3.10 und Tab. 3.3). Die Vp-Z-Verteilung bis zu 20 km Entfernung ist fast die gleiche wie im Profil 05 bis auf kleine Korrekturen in der Gradientenzone, um sich dem P1-Ast besser anzupassen.

Tabelle 3.3: Modell für Tauernfenster-Ostrand – Linie westliches Judenburg. ALP 4G, ALP 75, Profil 04, SP-E-Version 21.

N/M	0,00	25,00	26,00	80,00	81,00	88,00	89,00	130,00	180,00	220,00
1	−2,00	−2,00	−2,00	−2,00	−2,00	−2,00	−2,00	−2,00	−2,00	−2,00
	5,00	5,02	5,01	5,02	5,03	5,02	4,80	4,81	4,80	4,81
2	−1,50	−1,50	−1,50	−1,50	−1,50	−1,50	−1,50	−1,50	−1,50	−1,50
	5,11	5,12	5,11	5,12	5,13	5,14	4,83	4,82	4,83	4,84
3	−1,15	−1,40	−1,40	−1,00	−1,00	−1,00	−1,00	−1,00	−1,00	−1,00
	5,40	5,16	5,15	5,16	5,17	5,18	4,91	4,90	4,91	4,90
4	−0,50	−0,50	−0,50	−0,80	−0,80	−0,80	−0,80	−0,80	−0,80	−0,80
	6,10	6,12	6,11	6,14	6,13	6,12	5,51	5,52	5,51	5,52
5	1,50	1,50	1,50	−0,60	−0,60	−0,60	−0,60	−0,60	−0,60	−0,60
	6,24	6,26	6,25	6,11	6,12	6,13	5,71	5,70	5,71	5,70
6	5,10	7,00	7,00	7,00	7,00	−0,50	−0,50	−0,50	−0,50	−0,50
	6,25	6,27	6,25	6,24	6,13	6,12	5,82	5,83	5,82	5,84
7	5,10	7,00	8,50	8,50	7,00	−0,50	1,75	1,75	1,75	2,00
	5,80	5,81	6,26	6,27	5,82	5,84	5,83	5,82	5,84	5,83
8	8,05	10,05	10,00	10,00	10,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
	5,81	5,83	5,82	5,83	5,83	5,82	5,84	5,83	5,85	5,84
9	8,05	10,05	10,00	10,00	10,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
	6,30	6,25	6,31	6,28	6,26	6,27	6,28	6,27	6,28	6,27
10	19,00	19,00	19,00	19,00	19,00	19,00	19,00	19,00	19,00	20,00
	6,70	6,72	6,73	6,72	6,74	6,70	6,71	6,72	6,71	6,72

Abb. 3.9: Seismogrammontage des Profils 04, Ostrand des Tauernfensters. SP E, ALP 75, 1–12 Hz Bandpaß gefiltert.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at



©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

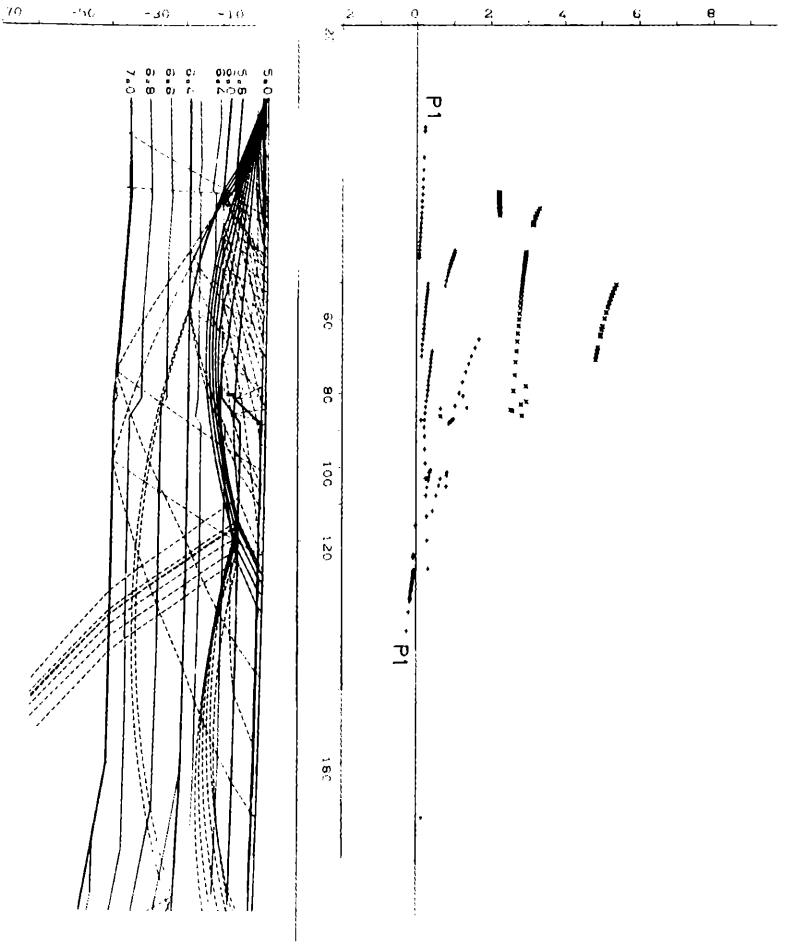


Abb. 3.10: Laufzeitkurven und Wellenstrahlen. Ostrand des Tauernfensters, Modell ALP 4 G, ALP 75, Profil 04, SP E, P-Welle, V_{RED} = 6,0 km/s.

Ab 80 km beginnt die Inversionszone aufzusteigen, wobei die Oberkante bei 84 km fast die Oberfläche erreicht. Wenn steil aufsteigende verschiedenartige Gesteinspakete an der Oberfläche nebeneinander

liegen, sind nicht nur ihre lokalen Vp voneinander verschieden, sondern auch ihre Vp-Gradienten an der Oberfläche (s. Tab. 3.1, 3.2 und 3.3, die Anfangsgeschwindigkeiten). Gesteine unterschiedlicher Art altern und verwittern in verschiedener Art und Weise, so daß hier durch ihre elastischen Parameter auch der Geschwindigkeitsgradient in unterschiedlicher Weise verändert wird (s. auch [90]). Diese spezielle Struktur am Ostrand des Tauernfensters ist in diesem Modell durch Hinzufügen der Vp-Z-Verteilungen bei km = 81, 88 und 89 grob realisiert worden. Schwierigkeiten ergaben sich bei der Auswahl der Anfangsgeschwindigkeiten einzelner Gesteinspakete, da hier kein Schußpunkt vorhanden und daher die Geschwindigkeit an der Oberfläche nicht bekannt ist. Die Anfangsgeschwindigkeit ist nur in unmittelbarer Nähe der Schußpunkte gemessen worden. Bei SP E wurde sie durch die reflexionsseismische Aufstellung gut erfaßt (von SP E nach Osten Vp = 4,9 km/s). Aus den Seismogrammontagen (Abb. 3.1, 3.6 und 3.9) um den SP E lassen sich folgende Anfangsgeschwindigkeiten (Va) berechnen:

SP	Profile	X (km)	Va (km/s)	X (km)	Va (km/s)
	05	0–11	5,0*	11–27	6,0
E	11	0–10	5,5**	14–24	6,0
	04	0–12,5	5,0***	12–26	6,0
D	04				

* Stationen in 4 und 11 km Entfernung.
** Erste Station in 10 km Entfernung.
*** Stationen in 7,9 und 12,5 km Entfernung.

Die tektonische Einheit am SP E ist MOA der Saualpe, wogegen der SP D an der Westgrenze des Fensters in einem komplizierteren tektonischen Bereich liegt. Eine direkte Geschwindigkeitsmessung über den Gesteinen der Schieferhülle bzw. des Pennins ist nicht vorhanden. Hinweise auf die niedrige P-Geschwindigkeit des Altkristallins (Pennin) liefern refraktionsseismische Messungen mit Profillängen bis zu 1 km [7, 14, 19].

Bei der Erstellung von Modellen wurden die oben genannten Werte der Anfangsgeschwindigkeit verwendet, sie sind jedoch außerhalb der angegebenen Gebiete um die Schußpunkte herum hypothetisch (s. obere Liste).

Abb. 3.10 zeigt, daß die Unterkante der Inversionszone absinkt und ab 84 km in einen horizontalen Verlauf übergeht. In weiteren Entfernungen wurde die Oberkrustenstruktur nicht geändert. Hier ist der Nahbereich des SP D ausschlaggebend. In dem oben beschriebenen Modell [51] (s. Abb. 3.2, D) ist die Unterkante der Inversionszone nicht

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

mitberücksichtigt worden. In Abb. 3.10 und 3.11 werden die Strahlenverläufe sowie die dazugehörigen Laufzeitkurven dargestellt. Nach vielen Versuchen wurde schließlich das bestangepaßte Laufzeitkurvensystem gefunden. Die Unterbrechungen und Versetzungen des P1-Astes bei 43, 65 und 90 km sowie die Fortsetzung zwischen 115 und 143 km konnten nachgebildet werden. Die Reflexionen (Abb. 3.11) bestätigen wiederum, daß man bis ca. 82 km Entfernung mit einer Zone verringerter Wellengeschwindigkeit in der Oberkruste rechnen muß. Neben den PP1- und PP2-Reflexionsästen ist der PP3-Ast im Vergleich zu den Profilen 05 und 11 etwas deutlicher ausgebildet. Das Modell ist für die untere Kruste nicht angepaßt. Die Anpassung kann nur durch SP D erfolgen. Eine bemerkenswerte Erscheinung ist eine zwischen 80 und 95 km Entfernung eintretende Anhäufung von Einsätzen bzw. Amplitudenerhöhungen (Abb. 3.9). Diese Erscheinung kann auch aus den synthetischen Laufzeitkurven abgeleitet werden. Die Strahlen an den Grenzen der ansteigenden Inversionszone, die durch Reflexion zurückgeworfen werden, erzeugen hinter dem P1-Ast diese Einsätze. Auch die an diesen Kanten diffraktierenden Wellen dürften eine Rolle spielen. Ähnliche Erscheinungen sind zwischen dem 60. und 80. km auf dem Profil 05 zu beobachten (Abb. 3.1). Als Erklärung kommen dabei refraktierte Reflexionswellen sowie wiederum Diffraktionserscheinungen in Betracht (s. die Strahlen in Abb. 3.3 und 3.10).

3.4. S-Wellen, Profil Nr. 05

Auf dem Profil 05 konnte eine S-Wellen-Auswertung durchgeführt werden. In den vorliegenden Seismogrammontagen sind die Laufzeitkurven der Wechselwellen als spätere Einsätze hinter den P-Wellen zu beobachten und aus diesem Grund mit nur großer Mühe auswertbar. Als ein Versuch wurde eine Reduktionsgeschwindigkeit $V_{RED} = 3{,}46$ km/s für Profil 05, SP E gewählt (Abb. 3.12) und die Seismogramme der horizontalen Aufnehmer (HL) quer zur Profilrichtung aufgezeichnet. Hier soll lediglich überprüft werden, ob das vorgestellte P-Wellen-Modell (s. Tab. 3.1) für den oberen Krustenbereich, insbesondere für die Inversionszone, auch für die S-Wellen Gültigkeit hat, soferne man $Vp/Vs = \sqrt{3}$ annimmt. Wenn man die Überlagerung oberhalb der Inversionszone (Abb. 3.1, km = 0; 2. Diskontinuität in 8,05 km Tiefe; 5,81 km/s gegen 6,30 km/s) als eine Schicht auffaßt und die Grenze in 8,05 km als die erste betrachtet, kann auf Grund eines S-Wellen-Modelles (ein kritischer Winkel von $\sin i_c = 5{,}8/6{,}3 = 67°$) eine kritische Entfernung (x_c) von ($x_c = 2 \tan i_c . h$, $h = 10$ km) 47 km errechnet werden. Nach CERVENY [20] wird kurz nach der kritischen Entfernung eine Amplitudenerhöhung auch der S-Wellen erwartet. In der Seismogrammontage in Abb. 3.12 beobachtet

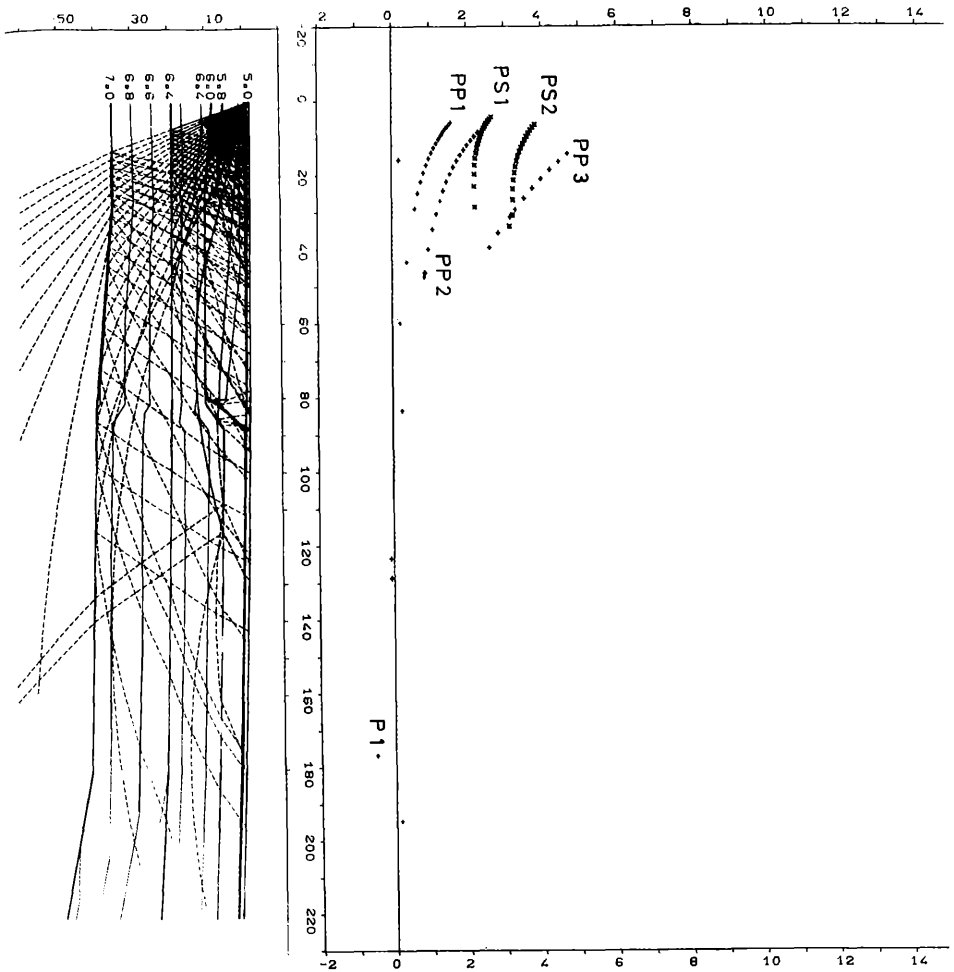


Abb. 3.11: Reflexionslaufzeitkurven und Wellenstrahlen. Ostrand des Tauernfensters, Modell ALP 4 G, ALP 75, Profil 04, SP E, P-Welle, V_{RED} = 6,0 km/s.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

man in dieser Entfernung eine relativ schwache Amplitudenerhöhung bei 1,0 bis 1,3 s (reduzierte Laufzeit, SS2). Die synthetischen Laufzeitkurven sind in Abb. 3.12 dargestellt. Die direkte Tauchwelle S1, die Wechselreflexion SP 2, die Reflexion SS2 und SS4 sowie S4 wurden für die Poisson-Zahl $\sigma_1 = 0{,}25$ ($Vp/Vs = \sqrt{3} = 1{,}73$) berechnet. Die Anpassung der Kurven mit σ_1 ist für den SS2-Ast besser als mit σ_2. In 140 km Entfernung vom SP E scheint dagegen die beobachtete S1 gegenüber der mit $\sqrt{3}$-Verhältnis berechneten Laufzeitkurve um ca. 0,8 s größer zu sein. Hieraus ergibt sich das neue Geschwindigkeitsverhältnis

$$Vp/Vs = 1{,}73\left(1 - \frac{0{,}8}{40{,}45}\right) = 1{,}698$$

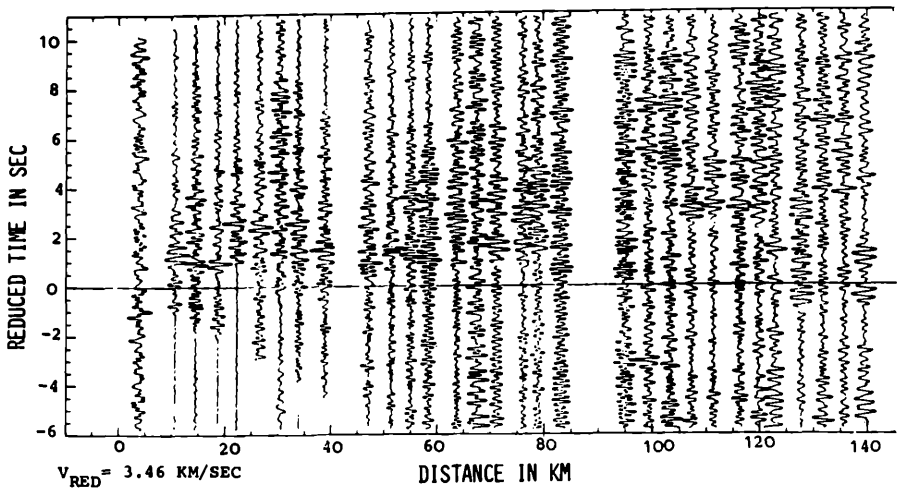
(40,45: Laufzeit in 140 km Entfernung in s),

das einem Wert $\sigma_2 = 0{,}236$ entspricht. Das bringt ab km = 100 eine gewisse Besserung in der Anpassung an die beobachteten Laufzeiten. Eine Abnahme der Poissonzahl σ mit der Tiefe darf hieraus aber noch nicht abgeleitet werden. Nach ZSCHAU und KOSCHYK [94] wächst σ mit zunehmender Tiefe. Diese Ergebnisse beruhen auf Geschwindigkeitsmessungen von P- und S-Wellen entlang dem nördlichen Rand der Alpen. Dabei wurden die Feinstrukturen der Kruste und die Geschwindigkeitskanäle nicht berücksichtigt. FIELITZ [31] führt nach Geschwindigkeitsmessungen an Gesteinsproben unter Bedingungen wie in der oberen Erdkruste (4 kbar, 750° C) eine Zunahme von σ auf eine höhere Fluidkomponente und daraus folgende vermehrte partielle Aufschmelzung im Gestein zurück. Die Messungen für trockenes granitisches Material ergaben bei ihm eine Abnahme der Poissonzahl mit steigender Temperatur bzw. Tiefe.

Die von der Moho reflektierte Welle vom Typ SS4 ist gegenüber der SS2 schwächer ausgebildet. Bei den P-Wellen ist es umgekehrt der Fall (Abb. 3.1). Dieser Unterschied zwischen SS4 und PP4 ist vielleicht auf die spezielle Abstrahlcharakteristik am Schuß zurückzuführen. Die S-Wellen-Auswertung bestätigt in groben Zügen (Laufzeitfehler ± 0,1 s) die Gültigkeit des vorgeschlagenen Krustenmodelles nach Auswertung der P-Wellen.

4. Auswertung und Ergebnisse der Reflexionsseismik

Reflexionsseismische Beobachtungen im Steilwinkelbereich wurden bei ALP 75 am Lavantsee (SP E), bei ALP 78 am Obersee, Staller Sattel und bei Erzberg (Eisenerz) durchgeführt. Zweck der Messungen war:



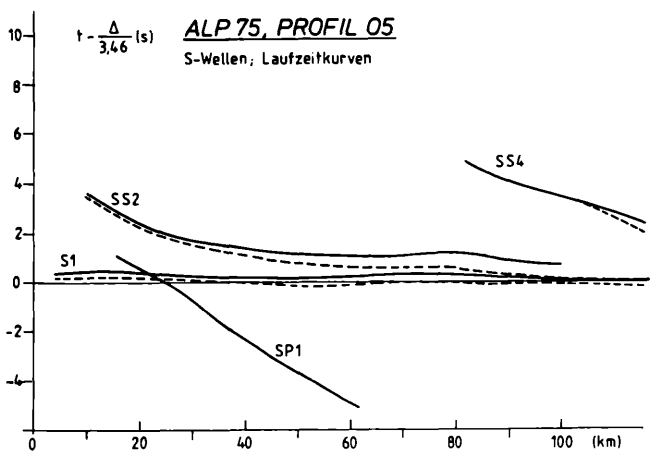


Abb. 3.12: Seismogrammontage der Horizontalaufnehmer des Profils 05, SP E, ALP 75, 1–12 Hz Bandpaß gefiltert (oben). Die S- und Wechselwellen-Laufzeitkurven (unten). Ausgezogen: berechnet für die Poissonzahl $\sigma_1 = 0{,}25$.
Stichliert: berechnet für die Poissonzahl $\sigma_2 = 0{,}236$.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

a) Beobachtung der Oberflächenscheingeschwindigkeit in Schußpunktnähe (Va),
b) Untersuchung der Frage, ob auch in diesem Berich der Alpenkörper die Beobachtung von Steilwinkelreflexionen großer Laufzeiten möglich ist,
c) Überbrückung der bereits erwähnten Beobachtungslücke zwischen dem Schußpunkt und den ersten Mars-66-Refraktionsstationen,
d) Ergänzung des refraktionsseismischen Modelles am Schußpunkt.

4.1. Reflexionsseismik am Lavantsee (SP E)

Es wurde mit einer 24kanäligen reflexionsseismischen Apparatur in Richtung des Profiles 05 mit einem Geophonabstand von 55 m (Profillänge 1265 m) in 2000 m Entfernung (Geophon Nr. 1) gemessen. Jeder Kanal wurde mit 14-Hz-Geophonen sechsfach gebündelt, wobei die Geophone flächenhaft verteilt wurden. Das Institut für Erdölgeologie und Angewandte Geophysik stellte eine zusätzliche Meßapparatur auf (Geophon-Nr.-24-Apparatur, Wien, und Geophon-Nr.-1-Apparatur, Leoben, sind an der gleichen Stelle). Die sehr starken Lavantseeschüsse E1, E2 und E3 [8] boten eine sehr gute Gelegenheit für die Beobachtung der Reflexionen sowie für die Überprüfung der oben gestellten Fragen. Durch die dreimalige Registrierung konnten zufällige Störungen und apparative Effekte eliminiert werden. Die Lage der Aufstellungen wurde deshalb nicht geändert.

Durch die leistungsfähige Apparatur, Mischmöglichkeit der Spuren, kurzer Geophonabstand und lückenlose Verteilung der Geophonketten zwischen den Spuren wurde hier eine besonders gute Seismogrammqualität erzielt [68, 87]. Die Gesamtlänge der Aufstellung betrug 1265 + 690 = 1955 m. Die direkte Welle auf dem Kristallin der Saualpe ergab eine Scheingeschwindigkeit von 4900 m/s. In Abb. 4.1 ist auf der Ordinate die Anzahl der Spuren N (max. 24) als Maß für die Güte der Reflexionen eingetragen. Es ist zu bemerken, daß fast bis zu 20 s Laufzeit noch Reflexionsenergie vorhanden ist, so daß diese aus dem oberen Mantelbereich stammen müßte. Da es sich um Einzelregistrierungen handelt, konnten hier die digitalen Methoden der Aufnahme- und Auswertetechnik nicht angewandt werden. Die Identifizierung der eventuellen multiplen Reflexionen ist nur auf Grund der Laufzeitbeziehungen und Scheingeschwindigkeitsbetrachtungen durchgeführt worden [6]. Die vier Diskontinuitäten aus der Vp-Z-Verteilung am SP E ergeben bestimmte Laufzeiten der Steilwinkelreflexionen, die mit den gemessenen verglichen werden (Modell am SP E, Tab. 3.1, km = 0, siehe Abb. 4.1 und 4.2). Neben den vier Laufzeitkurven PP1, PP2, PP3 und PP4 könnten zwischendurch einige Reflexionen multipler Einsätze verschiedenster Art

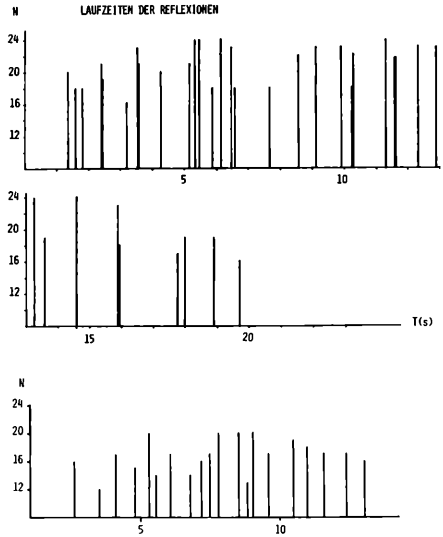


Abb. 4.1: Häufigkeitsdarstellung von Steilwinkelreflexionen der Großsprengungen am Lavantsee (oben) und am Torsee (unten).

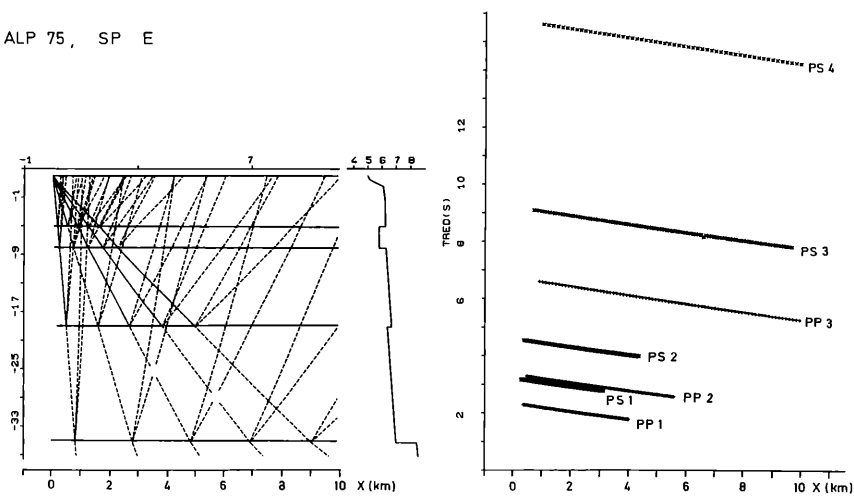


Abb. 4.2: Wellenstrahlen der Steilwinkelreflexionen (links), die Geschwindigkeits-Tiefenverteilung (Mitte) und die berechneten Laufzeitkurven (rechts).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

sein (Abb. 4.1 und 4.2). Der Vergleich zwischen den beobachteten Reflexionen (Abb. 4.1) und den auf Grund des refraktionsseismischen Modelles berechneten synthetischen Laufzeiten (Abb. 4.2) zeigt eine bemerkenswert gute Übereinstimmung. Die Wechselwellen könnten auch auf Grund der sehr großen Erschütterungsenergie und des verhältnismäßig kleinen Emergenzwinkels meßbare Amplituden aufweisen. Die SP-Wellen wurden für alle Grenzflächen (S-Welle am SP) berechnet, wobei einige Beispiele unten angeführt wurden.

Reflexionslaufzeiten der SP-Wellen am SP E:

Tiefe der Z (km) Grenzfläche	Einfallswinkel (°)	Entfernung x (km)	Laufzeit T (s)
5 + 2 = 7	3,25	2,435	3,266
	5,0	3,206	3,300
	7,0	4,128	3,351
8 + 2 = 10	2,75	2,359	4,631
	4,50	3,393	4,662
	5,75	4,149	4,691

Diese konvertierten S-Wellen könnten im Oberkrustenbereich neben den Multiplen einige Einsätze erklären. Unter der Annahme, daß das refraktionsseismische Modell am SP E richtig ist, dürfte an der Realität der P-Reflexionen bzw. an der Existenz von mindestens vier Grenzflächen kaum ein Zweifel bestehen.

4.2. Reflexionsseismische Beobachtungen in anderen Gebieten

Im Zuge der refraktionsseismischen Vermessung im Jahre 1978 (ALP 78, SP T) wurden am Staller Sattel im Obersee weitere Großsprengungen durchgeführt. Diese Sprengungen wurden wiederum im Nahbereich mit reflexionsseismischen Apparaturen (Wien und Leoben) beobachtet, um die Vermessungsergebnisse des ALP 75, SP E zu ergänzen. In Abb. 4.1 (unten) sind die beobachteten Reflexionen dargestellt. Die erste starke Reflexion liegt bei 2,5 s. Ob sie die Oberkante der Inversionszone anzeigt, kann wegen der noch fehlenden Vp-Z-Verteilung nicht gesagt werden. Starke Einsätze sind vorhanden, sie können zumindest als Indiz für verschiedene Grenzflächen dienen. Die Moho-Tiefe wurde weiter nördlich auf der Höhe von Innsbruck (Abb. 3.2 SP D, ALP 75) mit ca. 50 km angegeben. Bei einer mittleren Vp = 6,2 bis 6,5 km/s für die gesamte Kruste (am SP E mit insgesamt 37 km Moho-Tiefe, 12 s Laufzeit, Abb. 4.2, ergibt sich eine mittlere Vp = 6,2 km/s) sind Reflexionen um 14 s herum zu erwarten. Die Beobachtung zeigt, daß sogar Reflexionen mit noch größerer Laufzeit registriert worden sind (Abb. 4.1).

Reflexionsseismische Registrierungen der Sprengungen am Erzberg sind im Sommer 1980 durchgeführt worden. Steinbruchsprengungen unterscheiden sich grundsätzlich von den bisher besprochenen seismischen Sprengungen. Die Bohrlöcher werden verzögert in 20- bzw. 40-ms-Folge gezündet. Hierdurch ist die Energieausbeute geringer als bei der Momentzündung. Dies ist auch einer der Gründe, warum Reflexionseinsätze nur bis 7 s Laufzeit beobachtet werden konnten. Sie deuten auch in diesem Gebiet auf eine komplizierte Oberkrustenstruktur.

Vom Institut für Geophysik der Montanuniveristät Leoben wurden im Rahmen des ALP 75 die Schüsse vom SP F in fünf verschiedenen Punkten zwischen 51 und 91 km Entfernung beobachtet [68]. Die theoretischen Laufzeiten wurden nach einem modifizierten Modell für den Bereich SP D–SP E unter Berücksichtigung der Sedimentbedeckung berechnet und diskutiert. Die untere Inversionszone, Moho- und Submohobereiche konnten bestätigt werden [87].

Übrigens wurden auch im westlichen Teil der Alpen Reflexionen von der oberen und der unteren Kruste beobachtet, und zwar im Gebiet von Lago Bianco, südwestlich des Schußpunktes B, ALP 75 [88] (Abb. 3.2).

5. Beschaffenheit der Kruste

Auf Grund der Ergebnisse der Refraktions- und der Reflexionsseismik um den SP E hat sich das Modell von Abb. 5.1 a ergeben.

Die Krustenmantelgrenze wurde hauptsächlich durch die Auswertung der Reflexionen (PP4, SS4) ermittelt. Ihr Anstieg von 37 km Tiefe nach Osten hin beginnt auf der morphologischen Höhe des Grazer Beckens und erreicht im Pannonikum 23 km Tiefe. Im Nordwesten (Profil 11) korrespondiert ihr Anstieg wiederum mit der Sedimentationsgrenze des Wiener Beckens. Dem Streichen und der Erstreckung der Alpen nach Nordwesten folgend, bleibt die Moho wesentlich länger (ca. 130 km) in einer etwa konstanten Tiefe (vgl. Abb. 3.7, 3.10). Auch die Bougueranomalie läßt sich auf den hier besprochenen Verlauf der Moho zurückführen. In seiner Morphologie wird der Ostrand der Ostalpen ebenfalls erkennbar (Schwerekarte von Österreich [72]). In westlicher Richtung sinkt die Moho bis zu einer Tiefe von 50 km ab. Dieser Verlauf deckt sich qualitativ mit der Bougueranomalie. Die P4(Pn)-Laufzeitkurve wurde zufriedenstellend vom SP F nach Westen und vom SP D aus nach Osten hin gut beobachtet. Vom SP E aus ist sie nicht klar zu verfolgen. Auch die mit 8 km/s reduzierten Seismogramme bringen keine Verbesserung der Korrelation. Das liegt daran, daß im Bereich der Sedimente die Pn (P4) als Ersteinsatz auftrifft, wobei der oben bereits genannte Störpegel besonders groß ist und die Pn-Signale dadurch überdeckt sein könnten.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

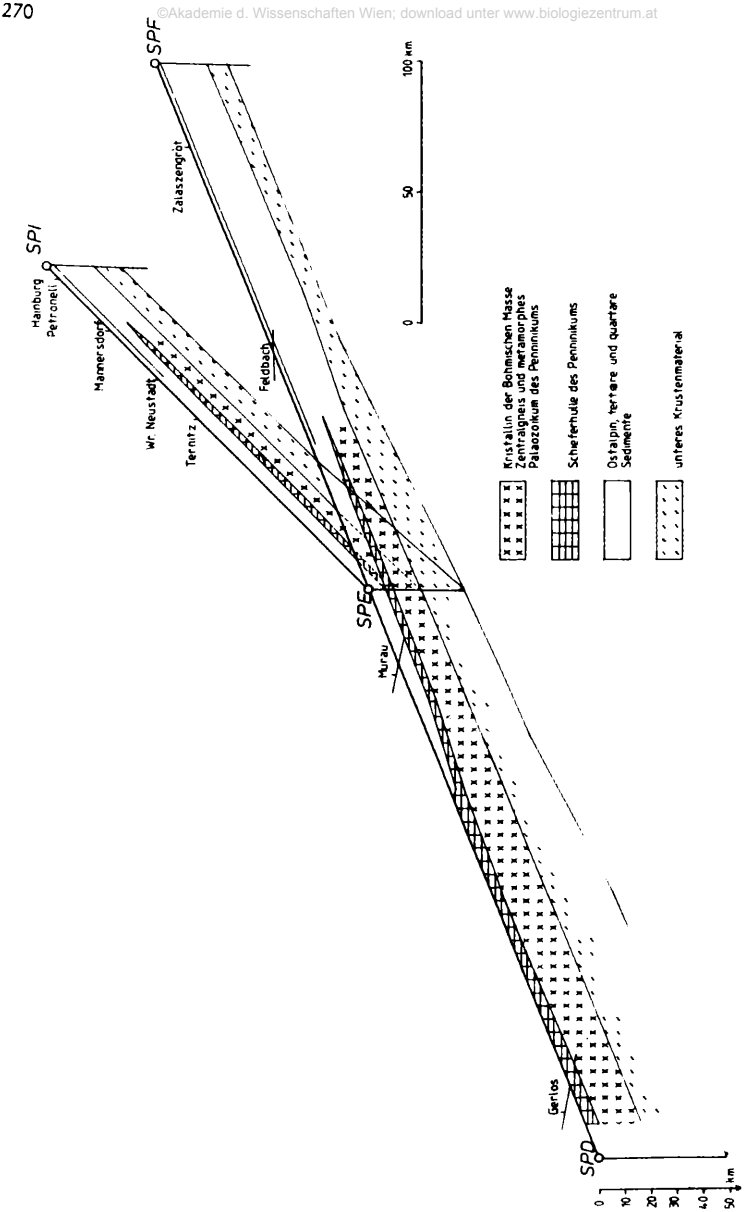


Abb. 5.1a: Krustenstruktur um den SP E, ALP 75, Profile 04, 05 und 11 nach seismischen Ergebnissen.

Der Tiefenbereich der unteren Inversionszone und der Conrad-Diskontinuität (CD) wurde nur in einem sehr kleinen Winkelbereich durch die Tauchwellen erfaßt. Die Deutung ist dementsprechend schwach belegt. Die PP3-Reflexionen haben ebenfalls nur kleine Amplituden. Im Kontinentalbereich nimmt man an, daß die CD als Diskontinuität erster Ordnung mit einem Vp-Sprung von 6,2 km/s auf 6,8 km/s existiert. In der Nähe von SP F stellte POSGAY [60] (s. Abb. 3.2) nicht nur die gut ausgebildete untere Inversionszone, sondern auch darüber in Tiefen von 14,1 und 17,5 km zwei Grenzflächen fest. Die PP3-Reflexion in dieser Arbeit könnte demnach unter SP F der 17,5 km (oder 14,1 km) Grenzfläche und unter SP E der 21 km Grenzfläche entsprechen. Wenn diese Interpretation richtig ist, dann hätte diese Grenzfläche unter den Alpen und dem Pannonikum etwa die gleiche Tiefe. Hierbei stellt sich die Frage, ob es sich bei dieser Fläche um die CD handeln kann.

Die Ergebnisse der Krustenseismik beweisen, daß die Struktur der Alpen viel zu kompliziert ist, um durch ein so einfaches Modell mit zwei Grenzflächen CD und Moho darstellen zu können. Darum ist diese Frage im Bereich des Alpenkörpers gegenstandslos. Da im Bereich von SP F die Moho-Tiefe bei 27 km und bei POSGAY [60] (s. Abb. 3.2) bei 24 km liegt, bedeutet das, daß die Krusten-Mantelgrenze unter dem Pannonikum extrem hoch liegt. Wenn wiederum die bisherige Deutung richtig ist, müßte hier gerade die untere Kruste stark ausgedünnt sein.

Für die tektonische Interpretation der oberen Inversionszone konnten die geologischen Kartierungen verwendet werden. In Abb. 5.1 b sind die geographische Verteilung der geologischen Profile sowie die Ergebnisse der Kartierung dargestellt [61]. Die reinen Ergebnisse der Krustenseismik sind analog dazu in Abbildung 5.1 a zu sehen. Auf Grund der bisherigen Diskussionen in den Kapiteln 3 und 4 sowie nach einem Vergleich der Ergebnisse der Seismik und der Geologie (Abb. 5.1 a und 5.1 b) könnte die obere Inversionszone als Äquivalent der Schieferhülldecken interpretiert werden. Auf Grund der gesteinsmäßig verschiedenen Beschaffenheit seiner Teildecken dürfte die nächsthöhere tektonische Einheit das Unterostalpin nicht als durchgehende obere Inversionszone interpretiert werden, zumal es im Bereich des Profiles 11 im Abschnitt Semmering – Wechsel zutage tritt und nicht wie die Inversionszone in der Tiefe verbleibt. Weiters bildet das Unterostalpin lediglich einen schmalen Rahmen um das Pennin im Tauernfenster (an dessen Ostrand, Katschbergzone genannt [27], wogegen die Inversionszone in diesem Bereich zwar gleichfalls zutage tritt, sich jedoch nach Westen bis zum SP D an der Oberfläche fortsetzt.

Die Mächtigkeit und Erstreckung des Pennins unterhalb der seismischen Profile wird dazu verwendet, die geologischen Vorstellungen

Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

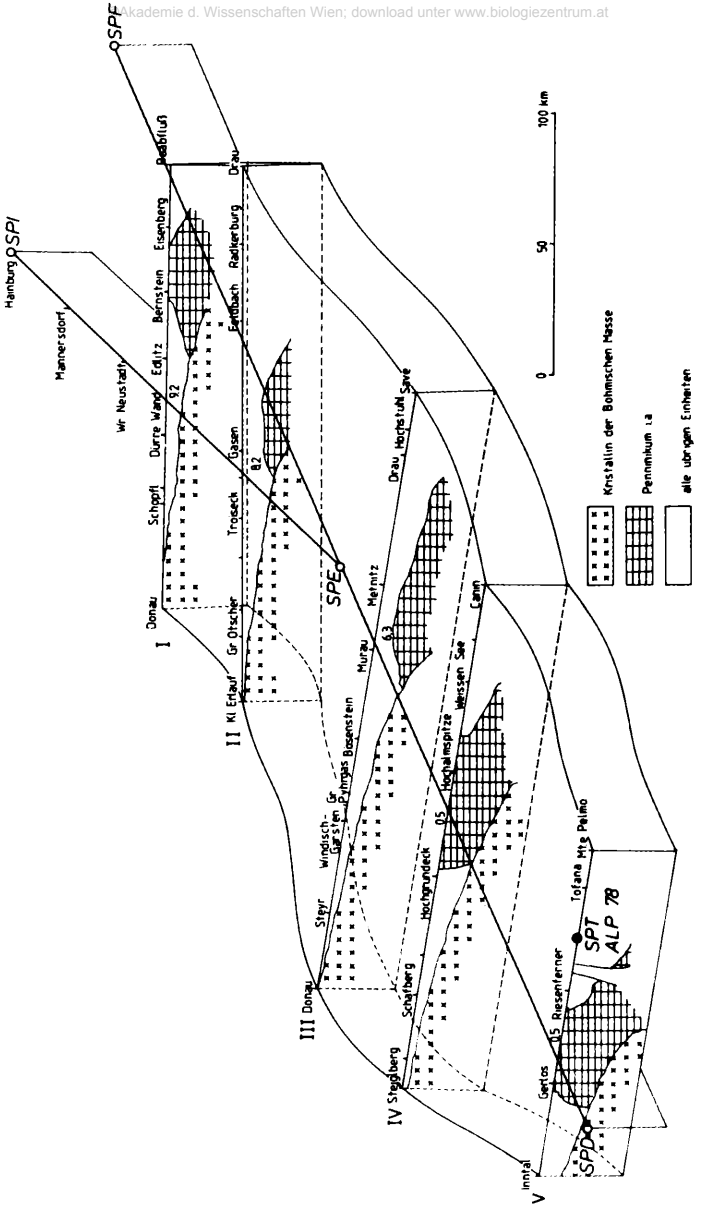


Abb. 5.1b: Das geologische Bild der Ostalpen nach Querprofilen I bis V (nach PREY [61] vereinfacht) und die Lage der seismischen Profile des ALP 75. Die Zahlen unterhalb der Profile sind die ermittelten Tiefen (km).

tiefenmäßig zu ergänzen. Die Tiefenangaben in Abb. 5.1a, b, vor allem im Bereich der Kartierungsprofile I und III, berücksichtigen darüber hinaus das Auftauchen des Pennins im Fenster von Bernstein sowie sein Abtauchen nach NW und W hin. Auf der Linie der beiden Tiefbohrungen Urmannsau I und Berndorf [61] durch die hangenden Kalkalpen ist das Penninikum nicht nachweisbar. OBERLADSTÄTTER et al. [57] und WEBER et al. [87] haben bei der Interpretation der Magnetischen Traverse 2 das Abtauchen des Pennins vom Rechnitzer Fenster nach Westen hin gedeutet, jedoch mit Fragezeichen versehen. Diese Einheit ist unter dem Profil 11 noch vorhanden. Das sogenannte mittel-ostalpine Deckensystem, welches vorwiegend aus zentralalpinem Kristallin besteht, bildet das tektonisch Hangende im Bereich des ALP 75. Dieser Bereich (MOA) ist durch eine Vp-Gradientenzone dargestellt. Der Oberflächenbereich dieser Gradientenzone wäre vielleicht auf eine tiefgründige Verwitterung zurückzuführen [90] (s. Abb. 3.3).

Das Problem bei der Interpretation besteht darin, daß die kristallinen Großeinheiten der Alpen die gleiche Vp haben und refraktionsseismisch kaum unterscheidbar sind. Natürlich wäre durch die Verschieferung der Zentralgneise eine Anisotropie und damit eine unterschiedliche Vp zwischen den Einheiten Altkristallin und Zentralgneis möglich. Es liegen jedoch nicht genügend Daten vor, um die Anisotropie als Interpretationsmöglichkeit heranziehen zu können [7].

Die Reflexionsseismik liefert Hinweise, daß zwischen der Schieferhülle des Pennins und dem ostalpinen Kristallin ein Geschwindigkeitsunterschied von 5,8 zu 6,1 km/s besteht. WIESENEDER et al. [90] haben die Frage nach den Beziehungen der Orthogesteine der Böhmischen Masse zu den Gneisen des Penninikums untersucht. Nach den chemischen Analysen und den radiometrischen Altersdatierungen handelt es sich bei den Gneisen um variszische Plutone, die eine alpidische Metamorphose erfahren haben. Unter diesen Aspekten gewinnt die Erstreckung der Schieferhülle, als markanteste Zone der Oberkruste (Abb. 5.1a) eine besondere tektonische Bedeutung am Alpenostrand. Ob diese Zone in dieser Art den Ostrand der Alpen kennzeichnet, ist derzeit eine Arbeitshypothese.

Auch im westlichen Teil der Alpen hat man eine Inversionszone in der oberen Kruste festgestellt [52, 53, 54, 55] und ein Modell der „Zentralalpen" angegeben (Abb. 3.2), das bereits durch die erwähnte Auswertung [88] gestützt wurde (s. auch [38]). Auch bei den Lepontinischen Alpen, den tiefsten aufgeschlossenen Einheiten der gesamten Alpen, ist im Bereich der paraautochthonen Gneiskerne der penninischen Decken eine ähnliche Zone vorhanden, sie wurde geologisch jedoch nicht interpretiert (Abb. 3.2). Weiter nordwestlich

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

davon im Aarmassiv sind Granite (5,4 km/s) von Paragesteinen (6,0 km/s) umhüllt [55]. Diese im Alpenraum sehr selten aufgeschlossene Gneiskern-Paragesteinshülle-Situation ist mit den seismischen Ergebnissen korreliert worden, wobei die granitische Inversionszone in Richtung Luzern bis zu 10 km Tiefe abtaucht. In Anbetracht dieser aufgezählten Ergebnisse der Seismik scheint es bemerkenswert, daß die Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilungen der oberen Kruste in den West- und Ostalpen Ähnlichkeiten aufweisen. Vor allem die Oberkrusteninversion (im Westen als eine granitische Intrusion, in dieser Arbeit als das Äquivalent der Schieferhülldecken interpretiert) scheint in der rezenten Tektonik der Alpen eine wichtige Rolle zu spielen (Abb. 3.2). Bei der Untersuchung der Seismizität im Gebiet des Aarmassivs wiesen nämlich AHORNER et al. [1] nach, daß die Krustenbeben sich herdtiefenmäßig ausschließlich oberhalb der Inversionszone zuordnen lassen und dabei eine klare Überschiebungskomponente aufweisen.

Abschließend kann gesagt werden, daß die Meßdaten der Krustenseismik dem derzeitigen Stand der Auswertetechnik noch nicht gerecht werden. Durch die Auswertung mit Ray-Tracing-Methoden (siehe z. B. Kapitel 2) ist es möglich, alle nur denkbaren geologischen Strukturen zu modellieren und den gegebenen Seismogrammontagen (LFZ-Kurven) anzupassen. Wegen der großen Schußpunktabstände bei ALP 75 und ALP 78 (ca. 200 km) ist die Informationsdichte viel zu klein, um wichtige und interessante Strukturen aufzulösen. Die Steilwinkelreflexionsseismik leistet hier zwar ergänzende Hilfe, ist aber geographisch auf kleine Bereiche beschränkt. Dafür geben die vorangegangenen Kapitel einen klaren Beweis. Es wurde bereits erkannt, daß eine viel dichtere Schußpunkt- und Stationsverteilung notwendig ist. Als erster Schritt in dieser Richtung ist das laufende Meßprogramm um Eisenerz zu werten.

6. Nahbebenseismik und Seismotektonik

6.1. Problematik der Nahbebenauswertung

Die von einem Erdbebenherd abgestrahlten seismischen Wellen werden in verschiedenen Stationen registriert. Die Seismogramme, die die seismische Bodenbewegung als Funktion der Zeit wiedergeben, erlauben es, den Ort und den Zeitpunkt zu berechnen, an dem ein Beben innerhalb des Erdkörpers stattgefunden hat. Ein Vergleich mit der Krustenseismik, wo man die Koordinaten (ϕ , λ_o) und die Tiefe (Z_o) der Sprengung sowie den Zündzeitpunkt (t_o) auswählen kann, zeigt, daß diese Größen bei der Bebenauswertung zusätzlich bestimmt werden müssen. Vor allem dann, wenn über die Krustenstruktur bzw. über die Tektonik Aussagen gemacht werden sollen. Eine der Hauptschwierigkeiten der Auswertung

besteht in der Unkenntnis der Geschwindigkeitsverteilung im betreffenden Gebiet. Das Problem ist aber lösbar, wenn eine genügende Stationsdichte vorhanden ist.

Im Falle von Nahbeben wird mit Hilfe von vier Gleichungen der Gestalt

$$t_j = t_o + \frac{\partial_j}{v_G} + W_j$$

$j = 1$ bis 4

t_j Laufzeit
$\partial_j = \sqrt{Z^2 + \Delta_j^2}$
Z Herdtiefe
Δ_j Epizentralentfernung
t_o Herdzeit
W_j Laufzeitfehler

ausgewertet, und es ergeben sich die unbekannten Epizentralkoordinaten und die Herdzeit, wobei die Geschwindigkeit entweder als bekannter Wert eingesetzt oder als ein mittlerer Wert berechnet wird [42]. Da die Stationen vom Bebenherd aus gesehen nicht wie bei der Refraktionsseismik auf einer Linie liegen, sondern unterschiedliche Azimute haben, hängt die Laufzeit stark von der räumlichen Geschwindigkeitsverteilung ab. Bei der Arbeit [42] wurde ein Rechenverfahren vorgestellt (Programm ABM), das auch bei Unkenntnis von Vp-Verteilungen zu Ergebnissen kommt. Unter den direkt zu bestimmenden Herdparametern ϕ_o, λ_o, Z_o und t_o ist die Herdtiefe die tektonsich interessanteste und gleichzeitig auch die am schwierigsten zu bestimmende Größe. Um im Nahbebenbereich eine zuverlässige Herdtiefenbestimmung durchführen zu können, muß die Bedingung erfüllt sein, daß die Entfernung zumindest zu einer, aber noch besser zu mehreren Stationen zum Epizentrum in Größenordnung der Herdtiefe liegen müssen. Am Beispiel der Auswertung (Tab. 6.2, Abb. 6.1) sieht man, daß diese Bedingung am Ostalpenrand sehr selten erfüllt wird. Die Epizentrum- und Hypozentrumfehler wurden im Bereich des Stationsnetzes untersucht [39].

Es ist nach [39, 59] für die Epizentrumbestimmung vorteilhaft, wenn die Stationen Dreiecke bilden, in denen Außenkreismittelpunkte in den erwartenden Epizentren liegen. Allerdings wird hier der Herdtiefenfehler sehr groß werden. Minimale Herdtiefenfehler werden, wenn das Epizentrum sich in unmittelbarer Nähe der Stationen befindet, erreicht. Bei den Beben, die außerhalb dieses Stationsdreieckes liegen, kann der Herdtiefenfehler mehr als 30 % betragen. Die Unmöglichkeit einer genauen Hypozentrumbestimmung wird auch bei der Betrachtung der LFZ-Kurven (Abb. 6.1) der P- und S-Wellen ersichtlich, die für Herdtiefen von 2 und 10 km berechnet wurden. Im Nahbereich liegen die Kurven laufzeitmäßig weit auseinander. Die Geometrie des Ostalpensta-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

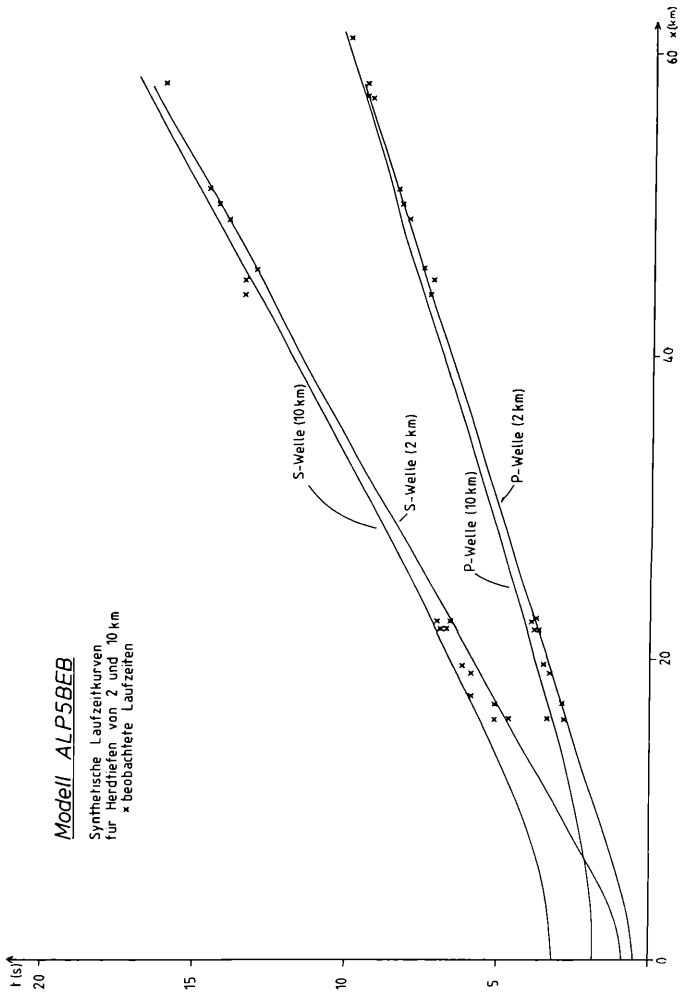


Abb. 6.1: Berechnete Laufzeitkurven, Gebiet Semmering. Für die beobachteten Laufzeitkurven siehe auch Tabellen 6.1 und 6.2.

tionsnetzes ist besser für die Epizentrum- als für die Herdtiefenbestimmung geeignet [39, 42]. Um beiden gerecht zu werden, müßten in potentiellen Bebenanhäufungslinien der MMLL mehrere Stationen installiert sein. Die Herdtiefe ist bei den mikroseismischen Methoden die Tiefe des Ausgangspunktes des Bruchvorganges, bei den makroseismi-

Tabelle 6.2: Nahbebenauswertung.

		Routineauswertung					Berechnung nach ALP 5 BEB					
							ZH = 3 km		ZH = 5 km		ZH = 7 km	
Nr.	Station	△ (km)	Ort und Datum	t_p (s)	t_s (s)	t_s-t_p (s)	t_p (s)	△ (km)	t_p (s)	△ (km)	t_p (s)	△ (km)
	PIA	16		2,9	5,1	2,2	2,896	17	2,903	16	2,900	16
10	GHA	45	Gloggnitz, 18. 1. 75	8,0	13,9	5,9	7,996	49	8,000	49	7,999	48
	MZA	54		9,2	17,0	7,8	9,316	57	9,199	56	9,203	56
	PIA	25		3,7	6,7	3,0	3,716	22	3,704	22	3,694	21
16	GHA	46	Schottwien, 23. 1. 78	7,3	13,4	6,1	7,300	44	7,301	44	7,299	44
	MZA	45		8,4	14,6	6,2	8,411	51	8,400	51	8,398	51
	PIA	21		3,8	6,9	3,1	3,802	23	3,790	22	3,800	22
17	GHA	45	Schottwien, 24. 1. 78	8,2	14,3	6,1	8,200	50	8,200	50	8,200	50
	MZA	50		9,4	16,0	6,6	9,216	57	9,399	58	9,398	54
	PIA	20		3,5	6,2	2,7	3,503	21	3,497	20	3,500	20
19	GHA	45	Gloggnitz, 24. 4. 78	7,5	13,0	5,5	7,500	46	7,498	46	7,499	45
	MZA	48		7,9	15,8	7,9	7,900	48	7,900	48	7,900	48
	PIA	22		3,8	7,0	3,2	3,802	22	3,812	22	3,800	22
21	GHA	48	Payerbach, 18. 9. 78	7,3	13,4	6,1	7,300	44	7,301	44	7,299	44
	MZA	45		8,4	14,6	6,2	8,411	51	8,400	51	8,398	51

zobodat.at

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Tabelle 6.1: Epizentren, Intensitäten und Magnituden nach makroseismischen Daten (aus „Jahrbücher der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik" [44], seit 1971). Mikroseismische Daten siehe Text.

		Makroseismische Daten					Mikroseismische Daten				
		Koordinaten					Koordinaten		Herdzeit (UTC)		
Ort	Datum	λ (E)	φ (N)	UTC	I_o (°MS)	M	λ (E)	φ (N)	h	m	s
1 Leoben	1973-05-06	15,1°	47,4°	04 : 57	5	3,2					
2 Wimpassing	1973-07-04	16,0°	47,7°	23 : 37	4	1,1					
3 Gloggnitz	1973-09-29	15,9°	47,7°	21 : 08	5	3,1					
4 Wr. Neustadt	1974-05-27	16,2°	47,8°	11 : 23	4	2,5					
5 Preiner Gscheid	1974-10-29	15,7°	47,6°	18 : 01	4,5	2,8					
6 Pitten	1974-11-10						16,19°	47,70°	14	15	
7 Steinabrückl	1974-11-27	16,2°	47,8°	17 : 48	4	2,2	16,38°	47,83°	17	48	24,4
8 Marchegg	1974-12-09	16,9°	48,2°	12 : 14	5,5	3,0	17,18°	48,33°	12	14	03,8
9 Neunkirchen	1974-12-14	16,1°	47,8°	06 : 52	4	2,5	16,23°	47,75°	06	52	09,3
10 Gloggnitz	1975-01-18	15,9°	47,7°	20 : 09	4,5	3,25	16,08°	47,72°	20	09	12,7
11 Spital am Semmering	1975-12-28	15,7°	47,6°	22 : 04	5,25	3,2	15,77°	47,90°	22	03	46,9
12 Spital am Semmering	1977-08-08	15,7°	47,6°	03 : 11	5	2,9	15,55°	47,62°	03	10	59,3
13 Gloggnitz	1977-09-08	15,9°	47,7°	10 : 05	5	3,7					
14 Schottwien	1978-01-14	15,9°	47,6°	19 : 44	5	3,9					
15 Trausdorf	1978-01-22	16,6°	47,8°	18 : 07	5	3,6					
16 Schottwien	1978-01-23	15,9°	47,7°	06 : 33	4,75	3,7	15,90°	47,61°	06	33	35,5
17 Schottwien	1978-01-24	15,9°	47,7°	17 : 25	4	1,8	15,92°	47,70°	17	25	06,8
18 Leoben	1978-02-02	15,2°	47,4°	02 : 09							
19 Gloggnitz	1978-04-24	15,9°	47,7°	02 : 34	3,5	3,0	15,95°	47,65°	02	34	02,3
20 Payerbach	1978-09-17	15,9°	47,7°	20 : 03	5	2,7	15,83°	47,85°	20	03	04,4
21 Payerbach	1978-09-18	15,9°	47,7°	09 : 44	4	2,1	15,97°	47,74°	09	44	20,2
22 Schwarzau am Steinfelde	1978-10-23	16,2°	47,7°	05 : 00	4,75	3,8					
23 Bad Fischau	1979-02-04	16,1°	47,5°	03 : 46	(4)	2	16,12°	47,78°	03	46	17,7
24 Mautern	1979-02-06	14,9°	47,4°	09 : 50	5,5	3,8	14,93°	47,58°	09	49	41,0
25 E. von Scheiblingkirchen	1979-04-24	16,1°	47,7°	19 : 15	4,5	2,6	15,98°	47,41°	19	15	34,1
26 W. von Frohnleiten	1979-05-12	15,2°	47,3°	21 : 34	6	4,0					
27 N. von Lutzmannsburg	1979-05-24	16,6°	47,5°	00 : 33	5,25	3,2					
28 SW. von Wr. Neustadt	1979-07-08	16,2°	47,8°	21 : 34	4,75	3,7	16,32°	47,75°	21	34	19,6

schen Methoden entspricht sie der Tiefe des Schwerpunktes der Energiequelle. Diese Betrachtungen sind richtig, wenn man die Ergebnisse beider Methoden (s. Tab. 6.1), vor allem die Epizentren und Herdtiefen vergleicht. Es ist daher unwahrscheinlich, daß die makro- und mikroseismischen Herdtiefenbestimmungen zum gleichen Resultat führen. Die Unterschiede der Herdtiefen sind im Ostalpenrandbereich jedoch nicht auf die Methodik zurückzuführen. Bei einer Maximalintensität (I_0) kleiner als 6° MSK, überschreitet die Magnitude kaum den Wert 4.1 und die Herdlänge (L) den Wert 1,12 km auf Grund der semiempirischen Formeln, die für den Ostalpenbereich gültig sind. Daher kann die Herdfläche eine Ausdehnung von maximal 1,25 km² haben. Bei den unvermeidlichen Meßfehlern, besonders bei Beben $M < 4{,}1$, dürfte man daher gar nicht zwischen den makro- und mikroseismischen Herdtiefen unterscheiden können. Da aber fast immer Unterschiede auftreten, müßten möglicherweise beide Methoden mit systematischen Fehlern belastet sein. Im Falle der mikroseismischen Herdtiefenbestimmung ergibt sich dieser Fehler durch die einseitige Fehlerverteilung [42]. Aus diesen Gründen sind in der Tabelle 6.1 keine Herdtiefen angegeben. Vom Institut für Meterorologie und Geophysik der Universität Wien wurde deshalb angestrebt, dieser Situation beim Aufbau des ostalpinen Netzes am Alpenostrand gerecht zu werden (Tab. 6.3 und Abb. 1.2). Die MMLL stellt in Österreich eine Starkbebenzone dar, die sich durch eine, gegenüber den anderen Bebengebieten Österreichs, relativ hohe Seismizität abhebt [22, 26, 84, 85, 86]. Wegen der Nähe Wiens zu dieser Zone wurden die in Abb. 1.2 gezeigten Bebenstationen so aufgestellt, daß sie mit PIA gewissermaßen als Zentrum die erwähnten günstigen Dreiecke bilden.

6.2. Ostalpines Stationsnetz

Über das ostalpine Stationsnetz wurde zuletzt in [39] berichtet. In der Tabelle 6.3 ist der technische Stand wiedergegeben. Zusammen mit der Station Molln (MOA) [23] der Zentralanstalt sind seit 1973 acht Nahbebenstationen in Betrieb. Der Dynamikbereich der Aufzeichnungen beträgt ca. 40 dB. Auch unter Berücksichtigung der Empfindlichkeit der Apparatur darf angenommen werden, daß die lokalen Ereignisse im Umkreis von 6 bis 10 km mit einer Magnitude $M_L \geqq -1$ und einem Umkreis von ca. 60 km mit einer $M_L \geqq 2$ [62] registriert werden. Die Amplitudenwerte sind mit Hilfe der zeitweilig gültigen Übertragungsfunktionen berechnet worden [45].

6.3. Lokale Beben (1972–1980)

In der Tabelle 6.1 sind die seit 1973 aufgetrenen lokalen Beben angegeben, die mindestens auf drei Stationen des Ostalpennetzes

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Tabelle 6.3: Stationen des ostalpinen Erdbebennetzes.

Stations-bezeichnung	Koordinaten	Höhe über NN	Vergr. bei 1 Hz
VKA (Wien Kobenzl)	48°15'54" N 16°19'06" E (ZA)	400 m	6.000
MOA (Molln)	47°50'58" N 14°15'58" E (ZA)	572 m	20.000
MZA (Mariazell)	47°46'13" N 15°19'42" E	990 m	12.000
PIA (Pitten)	47°43'01" N 16°11'24" E	380 m	6.000 (3.000)
GHA (Glashütten)	47°22'45" N 16°23'17" E	500 m	12.000

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Unmittelbarer Stationsuntergrund	Tektonische Einheit	Seismometerort	Meßtischblatt Ö-Karte, 1:50.000
Sandstein	Flyschzone	Observatorium Kobenzl, Sockel auf dem Anstehenden, Registrierstelle	40, Stockerau
Hauptdolomit (Meso- bis Paläozoikum), Mächtigkeit ca. 1.000 m.	Nördliche Kalkalpen, oberostalpin	Stollen, Sockel auf Anstehendem, 100 m von Registrierstelle entfernt	68, Kirchdorf an der Krems
Liasfleckenmergel (Lias), Mächtigkeit einige 100 m	Kalkvoralpendecke, „Göller Decke"	Betongrube und Sockel auf Anstehendem, 800 m von der Registrierstelle entfernt, auf der Pfarrwiese	72, Mariazell
Kalk (Mitteltrias), Mächtigkeit ca. 100 m	Phyllitischer Glimmerschiefer des Unterostalpen-Deckensystems	Beinhaus der Bergkirche, auf dem Anstehenden, 20 m von Registrierstelle entfernt	106, Aspang
Ton- und Grünschiefer (Mesozoikum), Mächtigkeit bis zu 1.000 m	„Rechnitzer Fenster", Penninikum	Betongrube und Sockel auf dem Anstehenden, 400 m von Registrierstelle entfernt, auf einem Hügel (Esterhazische Forste)	183, Rechnitz

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

LTA (Leoben-Tollinghöhe)	47°24'17" N 15°04'41" E (außer Betrieb)	840 m	12.000
BBA (Bad Bleiberg ob Villach)	46°37'39" N 13°41'51" E	887 m	12.000
KFA (Kreuzbergl, Klagenfurt)	46°37'46" N 14°17'30" E	480 m	6.000
HBA (Geozentrum Hüttenberg)	46°56'05" N 14°34'13" E	935 m	12.000
LGA (Leoben-Gams)	Betrieb geplant		

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Kalk, steckt im Grauwackenschiefer (Paläozoikum), Mächtigkeit bis zu 2.000 m	Obere Grauwacken, Decke „Nor. Decke"	Naturhöhle, Betonsockel auf dem Anstehenden, 250 m von Registrierstelle entfernt	132, Trofaiach
Dolomitische Kalke (Mesozoikum), Mächtigkeit einige 1.000 m	Drauzug, alpin-dinar. Grenzzone; Trias des Erzberges	Georgi-Hüttenteich, Stefanie-Stollen, Betonsockel Bleiberger Bergwerks-Union, 205 m vom Stollenmund entfernt; 43 m Überlagerung	200, Arnoldstein
Grünschiefer (Kreuzbergl-schiefer), Epidot-Chlorit-Schiefer	Altkristallin von Klagenfurt	Botanischer Garten/ Kreuzbergl, Betonfund im Stollen, 150 m von Registrierstelle entfernt	202, Klagenfurt
Unmittelbarer Stollenuntergrund: Glimmerschiefer (Paläozoikum)	Altkristallin der Saualpe, mittelostalpin	Albertstollen, Betonfundament auf dem Anstehenden, 550 m vom Stollenmund; 150 m Überlagerung	186, St. Veit

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

registriert worden sind. Für die Auswertung wurden das Rechenprogramm ABM, die Wadati-Methode, das Sehnenverfahren und das Rechenprogramm LATVH verwendet. Für das Wadati-Verfahren wurden die unten angegebenen Werte benutzt, die in Anlehnung an die bisherigen Erfahrungen von ALP 75, SNEALP 77 Profilen und der Nahbebenlaufzeitkurven [40, 71] auf die folgende Geschwindigkeitsverteilung beruhen.

△ (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	$c = \frac{V_p \; V_s}{V_p - V_s}$
0–15	5,2	3,0	7,09
15–70	6,0	3,5	8,17
> 70	6,2	3,6	8,47

Wenn man die Werte tp gegen ts–tp aufträgt (s. Tab. 6.2), bekommt man eine Gerade als Laufzeitkurve mit geringerer Streuung der Werte. Da aber die Beben nur auf drei Stationen aufgezeichnet werden, reicht das Datenmaterial nicht aus, um eine zuverlässige Aussage über die Streuung zu machen. Die Auswertungsbeispiele in der Tabelle 6.2 zeigen deutlich, daß die Herdentfernungen sehr kleine Streuungen aufweisen. Die Laufzeitunterschiede verschiedener Herdtiefenbereiche befinden sich im Bereich der Ablesegenauigkeit. Dadurch ist keine zufriedenstellende Herdtiefenbestimmung möglich. Hier kann durch ein den geologischen Verhältnissen gut angepaßtes Modell die Genauigkeit der Herdbestimmung erhöht werden. Zusätzlich sollten die bisher beobachteten Laufzeiten der Nahbeben das Modell bestätigen (s. Abb. 6.1). Im nächsten Kapitel ist ein solches Modell vorgestellt.

6.4. Krustenmodell und Laufzeitkurven für die lokalen Beben

In Anlehnung an die Modellvorstellungen in den Kapiteln 3, 4 und 5 wird ein Modell vorgeschlagen, bei dem der Semmering als Zentrum gewählt wurde. Dieses Modell (mit der Bezeichnung ALP 5 BEB) hat eine begrenzte Gültigkeit im Bereich des Stationsnetzes, da die Kalkalpen in diesem Bereich seismisch noch nicht vermessen sind (Tab. 6.4).

In diesem Modell sind die bisher bekannten Grenzflächen, die Topographie und die Gradientenzonen mitberücksichtigt worden, laterale Geschwindigkeitsänderungen und Sedimente kommen nicht vor. In Abb. 6.2 sind die P- und S- sowie die konvertierten Wellen für einen Herd in 5 km Tiefe zu sehen, wobei das Abreißen der Laufzeitkurve der direkten Welle und ihr Wiederbeginn sehr gut zu beobachten ist (z. B. km

Tabelle 6.4: Modell für Nahbeben – Laufzeitkurven.
ALP 5BEB, Alpenostrand, Herdtiefen: 2 bis 10 km.

N/M	0,00	40,00	100,00	220,00	N/M	0,00	40,00	100,00	220,00
1	−1,00	−1,00	−0,50	−0,50	8	9,05	9,05	9,55	9,65
	5,00	5,02	5,03	5,03		5,81	5,83	5,84	5,84
2	−0,50	−0,50	0,00	0,00	9	9,05	9,05	9,55	9,65
	5,11	5,12	5,13	5,13		6,30	6,32	6,33	6,33
3	−0,30	−0,30	0,20	0,20	10	19,00	19,00	19,00	19,00
	5,40	5,42	5,43	5,43		6,70	6,72	6,73	6,73
4	0,50	0,50	1,00	1,00	11	19,00	19,00	19,00	19,00
	6,10	6,12	6,13	6,13		6,40	6,42	6,42	6,42
5	4,00	4,00	4,50	4,27	12	33,10	33,10	33,00	33,00
	6,24	6,26	6,27	6,27		7,00	7,02	7,03	7,03
6	6,10	6,10	6,60	6,65	13	33,10	33,10	33,00	33,00
	6,25	6,27	6,28	6,28		8,40	8,41	8,41	8,41
7	6,10	6,10	6,60	6,65	14	45,00	45,00	45,00	45,00
	5,80	5,81	5,82	5,83		8,50	8,51	8,51	8,52

= 145 bis km = 175). Für die Herde unterhalb des Kanals entsteht eine Schattenzone von ca. 35 km Länge. Im Falle eines noch seichteren Herdes beginnt die Schattenzone entsprechend später (z. B. für ZH = 2 km beginnt der Schatten ab km = 160 statt bei km = 145). Die nächsten Abbildungen 6.3 (P-Welle am Herd) und 6.4 (S-Welle am Herd) zeigen zusätzlich die berechneten Reflexionslaufzeitkurven. Im Vergleich mit Abb. 6.2 fällt auf, daß der Bereich der Schattenzone durch die Laufzeitkurven der Reflexionen überbrückt wird (PP1). Der Wiederbeginn der direkten Welle fällt hier zufällig mit einer Reflexion (PP2) zusammen. Ohne Kenntnis der berechneten Laufzeitkurven, d. h. ohne gültiges Krustenmodell kann die Schattenzone nicht erkannt werden, weil die Ersteinsätze fehlgedeutet werden. Hierdurch ist die Bestimmung der Ersteinsatzrichtungen (Kompression, Dilatation) ebenfalls problematisch und kann zur Fehlinterpretation der Herdflächenlösungen führen. Abb. 6.3 und 6.4 machen deutlich, daß die große Anzahl der verschiedenen Laufzeitkurven der P- und S-Wellen die Deutung der Nahbebenseismogramme sehr erleichtert. Die späteren Einsätze der Nahbebenseismogramme sind sonst sehr schwer zu deuten. Aus diesem Grund sind für verschiedene Herdtiefen Laufzeit-Entfernungstabellen erstellt worden. Hieraus entnommene Beispiele sind in der Tab. 6.2 für verschiedene Nahbeben- sowie für verschiedene Stationen zusammengestellt. Eine genauere Berechnung der Epizentralentfernungen sowie die Abschätzung der Herdtiefen sind durch das Modell ALP 75 BEB ermöglicht worden.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

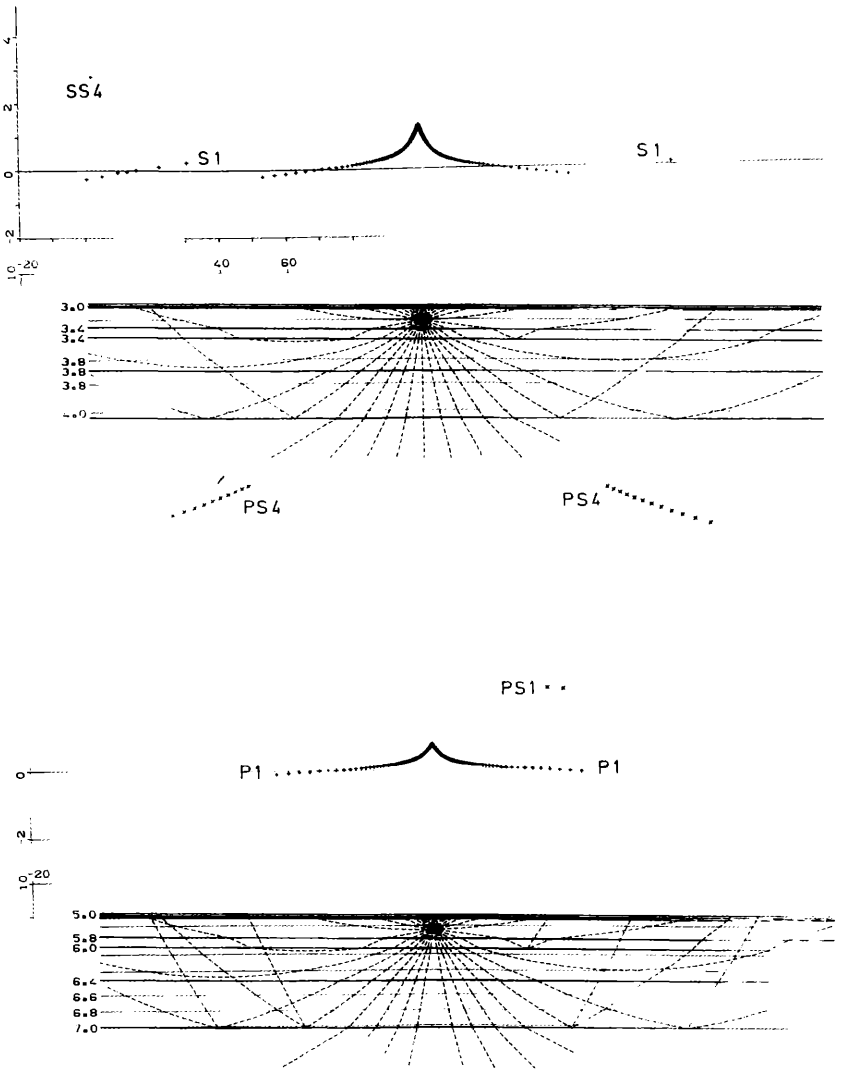


Abb. 6.2: Laufzeitkurven und Wellenstrahlen für einen Herd in 5 km Tiefe. Gebiet Semmering, Modell ALP5BEB, S-Welle am Herd, V_{RED} = 3,46 km/s (oben). P-Welle am Herd, V_{RED} = 6,0 km/s (unten).

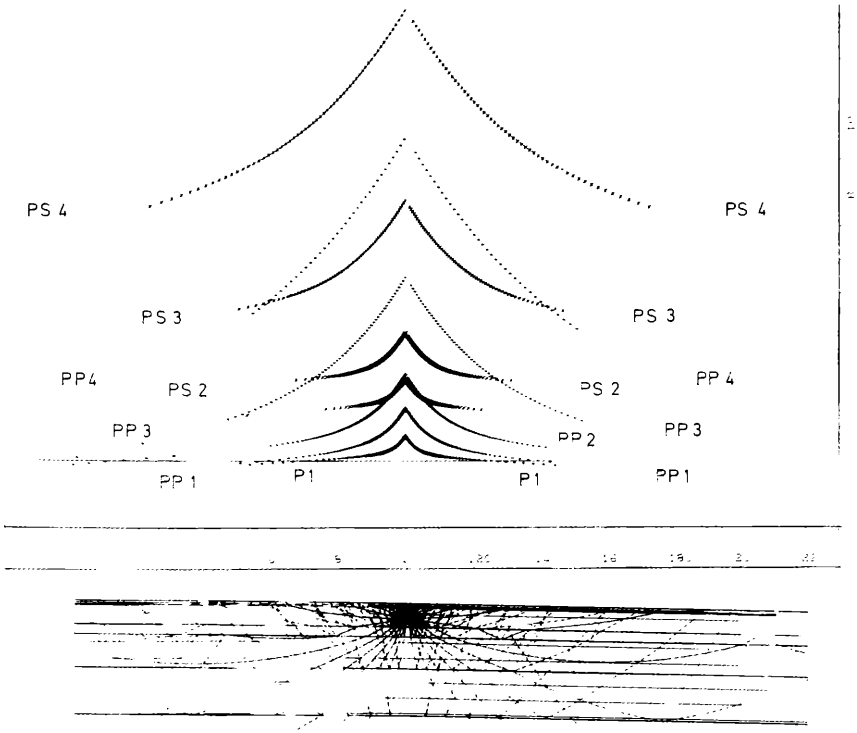


Abb. 6.3: Reflexionslaufzeitkurven und Wellenstrahlen für einen Herd in 5 km Tiefe. Gebiet Semmering, Modell ALP5BEB, P-Welle am Herd, V_{RED} = 6,0 km/s.

6.5. Projekt SNEALP 1977

Die Planung des interessanten Projektes geht auf die anhaltende Bebentätigkeit in Friaul sowie auf die ersten Ergebnisse des ALP 75 zurück. Dieses Projekt mit der Bezeichnung „Seismic Network in Eastern Alps" wurde in Zusammenarbeit der geophysikalischen Institute Wien und Birmingham auf einem Profil zwischen Judenburg (SP E, ALP 75) und Villach (Stration BBA) durchgeführt (s. Abb. 1.2).

In Abständen von 20 km wurden fünf 3-Komponenten-Stationen mit je zwei Außenstationen (Vertikalaufnehmer in 10 km Abstand in

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

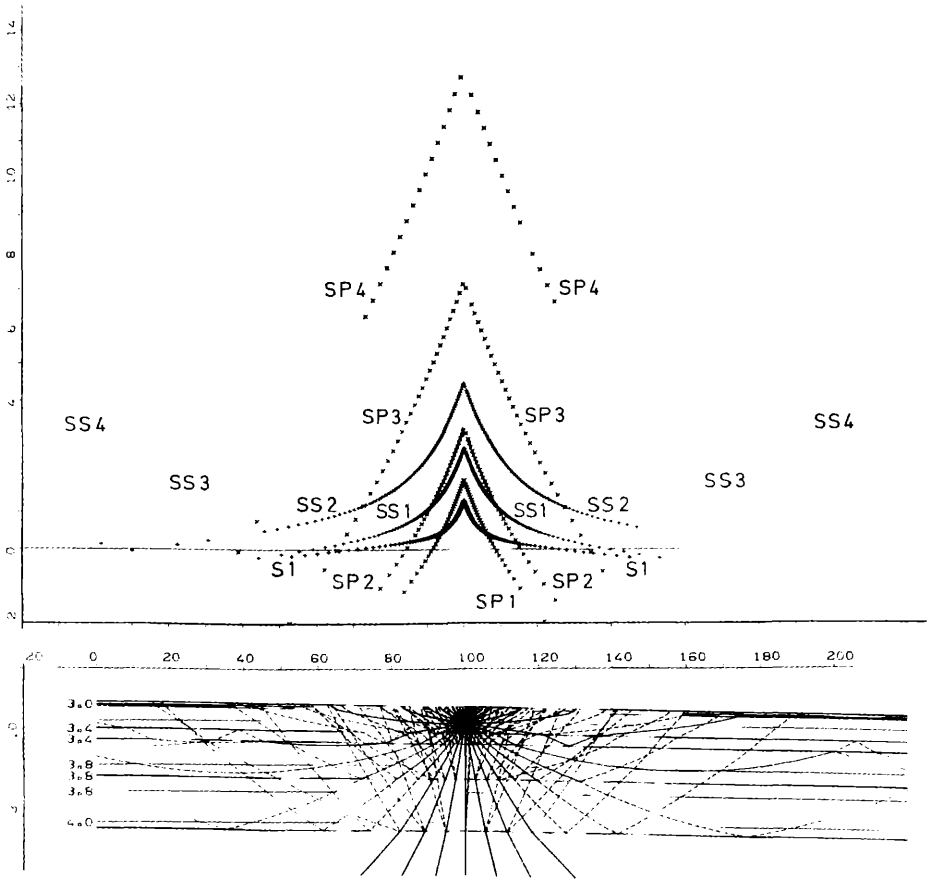


Abb. 6.4: Reflexionslaufzeitkurven und Wellenstrahlen für einen Herd in 5 km Tiefe. Gebiet Semmering, Modell ALP 5 BEB, S-Welle am Herd, V_{RED} = 3,46 km/s.

Profilrichtung und senkrecht dazu) aufgebaut und über ein Telemetriesystem an jeder Zentralstation auf Band registriert. Die Bänder wurden in Birmingham digitalisiert und in Wien auf der Cyber-171-Anlage der Zentralanstalt abgespielt [48].

Es wurde versucht, die seichten Beben in Friaul auf einem Profil zu registrieren, das etwa die Verlängerung der MMLL darstellt und den

Alpenkörper überquert. Die technischen Details, die Ergebnisse der Mittelfernbebenbeobachtungen ist in einer Dissertation [49] untersucht worden. Um die Struktur der Kruste zu untersuchen, wurde ein Beben ausgewählt, das erstens auf allen Stationen gut registriert und zweitens in der Verlängerung des SNEALP-Profils liegt (s. Bebendaten in der unteren Tabelle). Die Seismogrammontage dieses Bebens ist in Abb. 6.5 dargestellt. Die Ankunftszeiten der Außenstationen sind auf das Hauptprofil projiziert und korrigiert, wobei die Amplituden normiert wurden. Die Herdparameter der Nahbeben in Friaul sind durch mobile Stationen der Italienischen Institute im Herdgebiet mit großer Genauigkeit bestimmt worden. Die Daten sind in den Bebenkatalogen des „Osservatorio Geofisico Sperimentale Trieste" veröffentlicht und aus dessen Katalogen entnommen [16].

Datum	Herdzeit	Herdtiefe	Koordinaten
17. 10. 1972	00 0118,4	13 km	46 18,5 N – 12 58,7 N

Insgesamt 7 mobile Stationen (UDI, BEI, BON, BUI, COD, MOP, REC).

In Abb. 6.5 sieht man, daß die Tauchwelle P1 in der Kruste trotz einer Herdtiefe von 13 km im Vergleich zu den Seismogrammen von ALP 75 (s. auch Abb. 3.1)

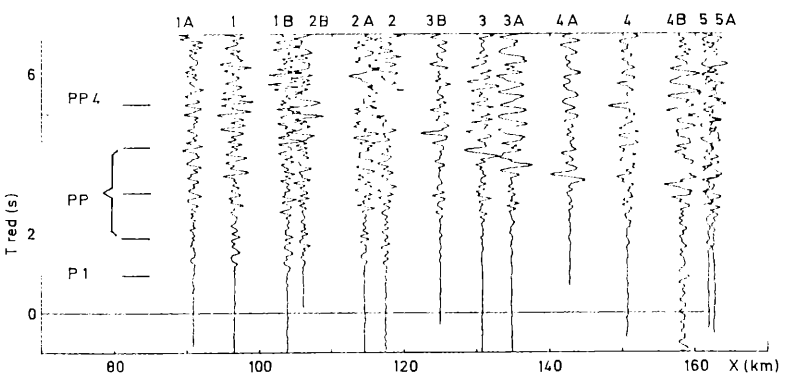


Abb. 6.5: Seismogrammontage des Friaulbebens vom 17. Oktober 1977 um 1.02 Uhr MEZ auf dem Profil SNEALP-1977. Normierte Amplituden der vertikalen Aufnehmer, 1–5: Hauptstationen, 1A, 1B. ., 4B, 5A: die dazugehörigen Außenstationen.

a) ab 100 km Entfernung eine geringere Scheingeschwindigkeit mit 6 km/s hat,
b) in vergleichbarer Entfernung um 1 Sekunde verspätet ist,
c) bei ca. 115 km deutlich abreißt.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Die späteren Einsätze sind auf Grund ihrer Parallelität zum P1-Ast PP- oder PS-Reflexionen aus dem Oberkrustenbereich. Hier ist eine Schattenzone vorhanden, die durch eine in 20 km Tiefe beginnende und nach NW hin aufsteigende Inversionszone verursacht sein könnte (s. Abb. 3.2). Die Einsätze aus dem Bereich der Moho (7,6 km/s P4, PP4) sind ebenfalls sehr verspätet und stammen aus einer Tiefe von ca. 50 km. Eine Ähnlichkeit mit den Modellen im Bereich vom SP D im Oberkrusten- und vom SP B im Unterkrustenbereich [50, 55] ist vorhanden (s. Abb. 3.2). Ein Modell (mit LATVH) wurde für diese Montage nicht berechnet, da die Krustenstruktur noch nicht hinreichend bekannt ist. Eine eindimensionale Berechnung ergab die oben angeführten Tiefen und die Vp-Z-Verteilung (Abb. 3.2, SNEALP), wobei die Mächtigkeit der Inversionszone mit ca. 11 km gegenüber der MMLL wesentlich größer ist. Diese Berechnung ist unter der Voraussetzung, daß es sich bei den Reflexionen ausschließlich um PP-Einsätze handelt, durchgeführt worden (s. Abb. 6.5).

Ein ähnliches Ergebnis wurde im Herdgebiet wiederum durch Nahbereichbeobachtungen erzielt. GEBRANDE et al. [37] haben eine Seismogrammontage von fünf Nahbebenstationen um Gemona ausgewertet. Die mobile Station Arnoldstein befindet sich auf der Verlängerung des SNEALP-Profiles in Richtung Gemona. Das mit den Ray-Tracing-Methoden berechnete Modell bestätigt die oben angeführte Vp-Z-Verteilung. Auf der Höhe der Station Arnoldstein wurde in [37]

a) die Moho-Tiefe mit ca. 48 km angegeben,
b) ein Oberkrustenkanal zwischen 20 und 25 km Tiefe mit einem Vp-Sprung von 6,2 auf 5,6 km/s eingeschaltet, der die berechnete Pg-Laufzeitkurve in ca. 90 km vom Herd zum Abreißen bringt (Fig. 3 und 4 in [37]). Zwischen 90 und 150 km Entfernung ist eine Beobachtungslücke vorhanden.

Sie haben außer P1 und PP4 keine weiteren Einsätze gedeutet. Man sieht aber auch aus ihren Seismogrammen, daß weitere Einsätze vorhanden sind, die dann ähnlich wie bei SNEALP gedeutet werden können (PP in Abb. 6.4). Aus den o. g. Arbeiten gehen zwei wesentliche Ergebnisse hervor:

a) Die Mohotiefe beim Periadriatischen Lineament ist mit ca. 50 km größer als erwartet und liegt in derselben Ordnung wie in den Südalpen (Profil B, D, 3 und SNEALP in Abb. 3.2).
b) Es existiert eine mächtige Inversionszone in der oberen Kruste.

Hierbei muß allerdings bemerkt werden, daß ihre Tiefe und ihre Mächtigkeit nicht genauer angegeben werden können, wodurch auch die Mohotiefe nur größenordnungsmäßig stimmt.

Sie ordnen [37] ihre berechneten Herdtiefen durch Einsatz von mobilen Stationen im Herdgebiet oberhalb des angegebenen Krustenkanals ein*. Die Bebenherde im Bereich des SNEALP sind demnach auch oberhalb einer Inversionszone im Oberkrustenbereich lokalisiert. Im übrigen sind in der Chronik der Österreichischen Starkbeben in dem Zeitraum 1201–1978, die in [26] ergänzt und revidiert wurde, die Beben in diesem Abschnitt zwischen der Steiermark und Kärnten mit der Herdtiefenklasse 3 (8–12 km) angegeben worden. Die weiteren Untersuchungen der Seismizität in diesen Gebieten werden im Kapitel 7 zur Diskussion gestellt.

7. Seismizität und tektonisches Spannungsfeld

Diese Untersuchung betrifft die Beben in unserem Jahrhundert, da erstens die Epizentren und Magnituden der historischen Beben unsicher sind und zweitens schwache Beben nicht vollständig erfaßt sind. Die starken Bebengebiete wie Molln, Scheibbs, Neulengbach oder Murau-Tamsweg sowie die Beben entlang der Diendorfer Störung wurden nicht berücksichtigt, weil sie sich außerhalb der betrachteten Untersuchungsbereiche befinden. Die geographische Begrenzung der Bereiche der Seismizität ist wie folgt angegeben:

Friaul und Süd-Grenzbereich
45,0° bis 46,5° N
8,0° bis 17,0° E (363) Ereignisse)

Westösterreich
46,5° bis 48,0° N
9,0° bis 14,5° E (332 Ereignisse)

MMLL
46,5° bis 48,3° N
14,5° bis 17,0° E (438 Ereignisse)
(s. Abb. 7.4 und 7.5 sowie [16, 22, 26, 30, 44, 84, 85, 86])

Die Betrachtung der geographischen Verteilung der Epizentrenhäufigkeit in Zusammenhang mit dem Verlauf der Störungslinien (Abb. 7.1) vermittelt den Eindruck, daß es sich bei der MMLL um eine tektonisch zusammenhängende Einheit handeln könnte. Bei den Epizentren der Schadenbeben fällt es auf, daß von Verona bis zu den Karpaten eine Zone verläuft, die eine Epizentren-Anhäufung in Friaul zeigt. Die Friaul-Bebenserie ab 6. Mai 1976 ist hierbei noch nicht berücksichtigt [30]. Diese

Ein sehr ähnliches Ergebnis über die Oberkrustenstruktur und die Herdtiefenverteilung der Nahbebenserie in Friaul wurde in [92] festgestellt. Dort wurde auch eine Schwächezone mit hauptsächlich darüberliegenden Herdtiefen gefunden. Diese Schwächezone ist in [64] als untere und mittlere Trias angegeben.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Bebenlinie überquert verschiedene geologische Einheiten und ist oft an sichtbare tektonische Störungen gebunden (Abb. 7.1). Der nordöstliche Teil der Linie, die MMLL, ist nach [93] eine Fortsetzung des am Westende der Karpaten festgestellten „Peripienninischen Lineaments".

Dieser Auffassung nach stellt dieses Lineament die Grenze zwischen den Alpen und der Pannonischen Platte [13, 41] dar. Nach Ansicht der tschechischen Autoren setzt sich diese Störungslinie über Villach, Tolmezzo und Belluno bis nach Verona fort [5, 13, 93]. Eine neue Seismizitätsdarstellung [67] bekräftigt die Annahme einer durchgehenden Bebenlinie. Nach DRIMMEL [26] ist diese Fortsetzung wegen des Fehlens einer seismisch aktiven Zone zwischen Metnitz und Villach eher unwahrscheinlich, obwohl die Linie Villach–Belluno offenbar existiert (s. auch Kapitel 7.2).

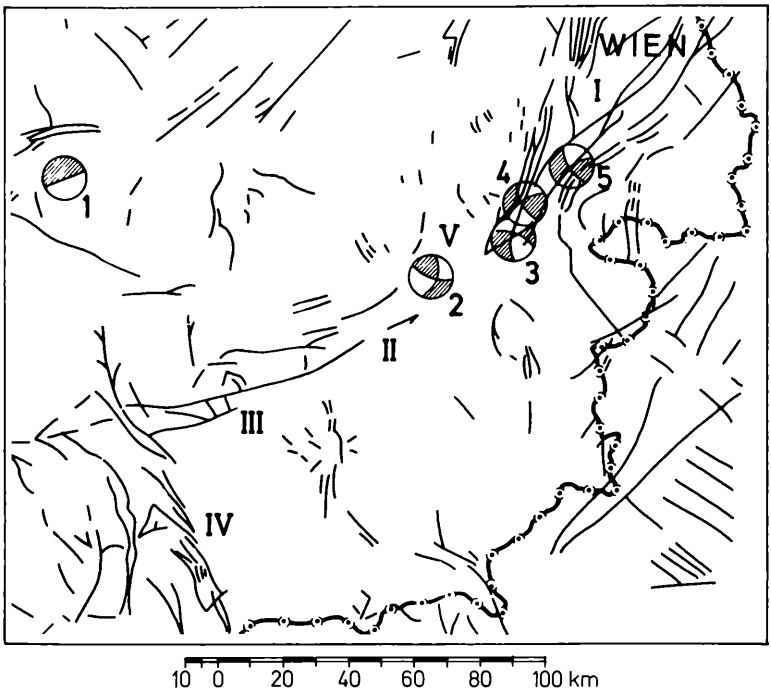
Bevor die MMLL in seismotektonischer Hinsicht mit den Nachbargebieten verglichen wird, sollte die Frage beantwortet werden, ob die Seismizität zusätzliche Argumente liefern kann, die es dann erlauben, diese Zone als ein zusammenhängendes System zu betrachten. Die Frage, ob es eine hauptsächliche oder mehrere Ursachen für die Beben in der MMLL oder speziell im Wiener Becken gibt, kann erst dann beantwortet werden.

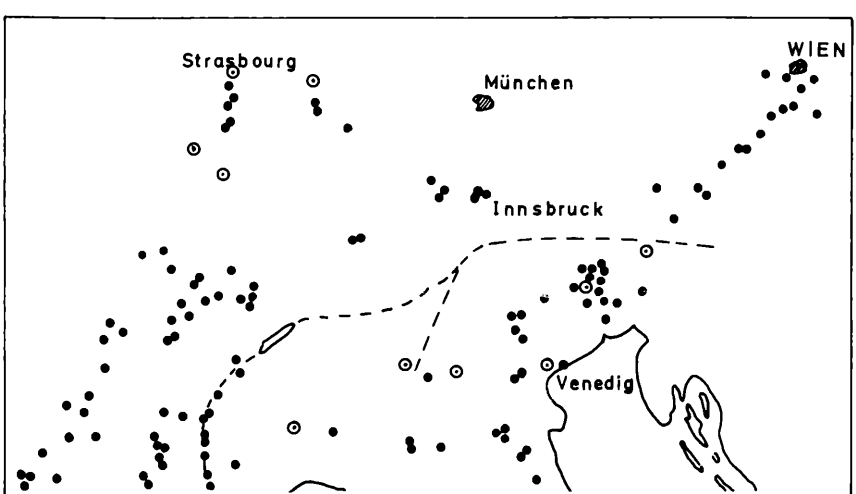
7.1. Einige Besonderheiten der Seismizität der MMLL

7.1.1. Häufigkeit der Epizentrenverteilung

In Abb. 7.2 wurde (oben) die geographische Verteilung der Epizentrenhäufigkeit dargestellt. Die Maxima der Epizentrenhäufigkeit könnten als der Verlauf der seismischen Zone gedeutet werden. Diese Untersuchung beweist aber auch, daß schwache Beben sich zwar auf den Störungsverlauf konzentrieren, dafür aber auch weitgestreut vorkommen können. Die schwachen Beben treten vielmehr auf den sogenannten Nebenstörungen auf, die ihrerseits verschiedene Richtungen in bezug auf die MMLL zeigen (Abb. 7.1). Hauptsächlich deswegen bringen auch die schwachen Beben (s. Tab. 6.1) keinen eindeutigen zusätzlichen Hinweis zur Unterstützung der Herdflächenlösungen. Die Starkbeben dagegen befinden sich ausschließlich im engeren Bereich der Störungszone, eine Beobachtung, die für die Erdbebensicherheit von Bedeutung ist. Diese Beobachtung behält ihre Gültigkeit trotz der Fehler in der makro- und mikroseismischen Epizentrumbestimmung. Die Streuung der Epizentralentfernungen (s. Tabelle 6.2) betragen in der Regel 1 bis 2, maximal – in einem Fall – 4 km.

Abb. 7.1: Störungszonen nach TOLLMANN [81] und Herdflächenlösungen nach GANGL [36] (oben). Epizentren aller Schadenbeben seit 1000 n. Chr. nach SCHNEIDER [70]. Strichliert die Periadriatische Naht (unten).


WIEN
I
II
III
IV
V
1
2
3
4
5
10 0 20 40 60 80 100 km


Strasbourg
München
WIEN
Innsbruck
Venedig

©Akademie der Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

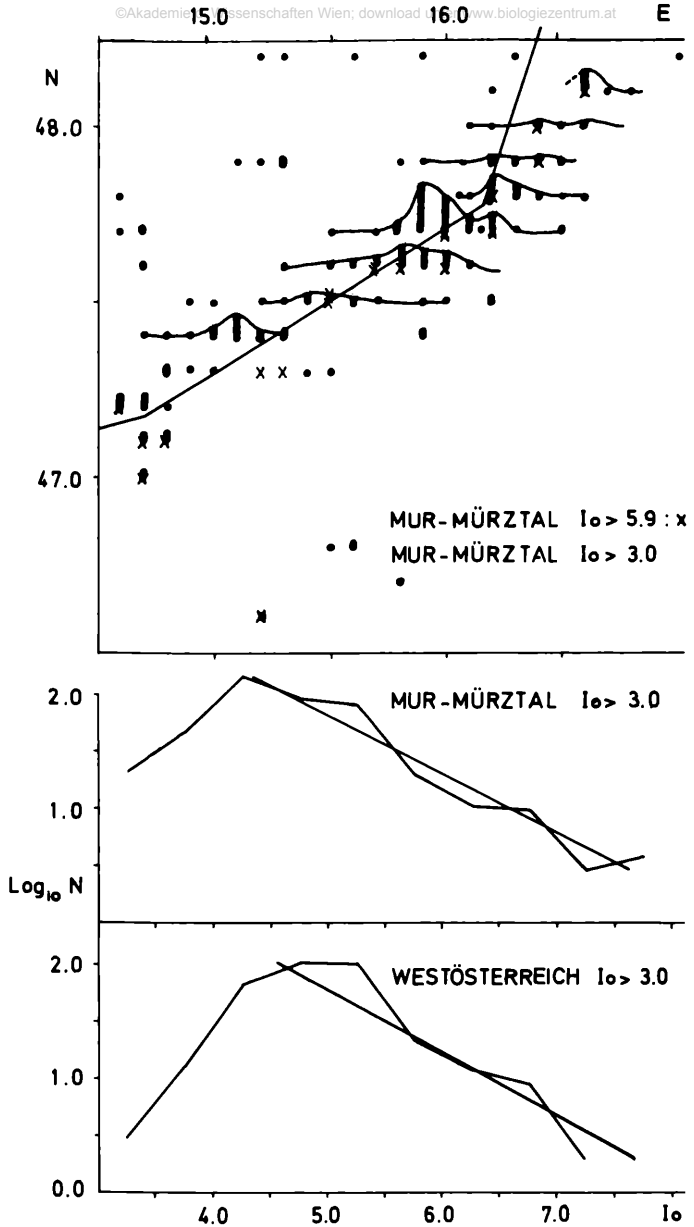


Abb. 7.2: Geographische Verteilung der Epizentren und der Epizentrenhäufigkeit (oben). Häufigkeit der Intensitätsgrade (unten). Gebiete MMLL und Nordtirol.

7.1.2. Verschiebungsrate entlang der Störung

Die aufsummierten Herdmomente der Beben im MMLL in diesem Jahrhundert bringt die Abb. 7.3 (Mitte).

Mo ist nach

$\log_{10} Mo = 1{,}4\ Ms + 17$

$Ms = 0{,}54\ I_o + 0{,}5 \log_{10} H + 0{,}67$

berechnet [33], wobei I_o = maximale Intensität, H = Markoseismische Herdtiefe = 10 km, Ms = Oberflächenwellen Magnitude ist.

Um die mittlere Verschiebung $\bar{u}$ bei einem Erdbeben zu berechnen, kann das seismische Moment, wie es in der Dislokationstheorie der Störungssysteme definiert ist, benützt werden [18].

Die mittlere Verschiebung $\bar{u}$ ist als $\bar{u} = \frac{Mo}{\mu A}$ definiert, wobei $\bar{u}$ = mittlere Dislokation bzw. Slip über die Herdfläche Mo = seismisches Moment, μ = Schermodul, A = Herdfläche (Herdlänge Herdtiefe) sind.

Unter der Annahme einer zusammenhängenden Störungszone gilt die Beziehung

$\Sigma Mo = \mu A \Sigma \bar{u}$.

Brune [18] rechnete für einen Teil der San-Andreas-Störung (A = 120 km 8 km) eine mittlere Verschiebungsrate von 3,2 cm/Jahr. Auf der MMLL (mit A = 300 10 km) ergibt sich ein $\bar{u}$ = 0,03 cm/Jahr, wobei die Zunahme der Σ Mo 2.10^{24} erg/Jahr beträgt. Dieser Wert deutet auf eine gewisse Größenordnung hin (in der San-Andreas-Störung ist der Wert $\bar{u}$ ca. 100mal größer) und fügt sich in das Bild der Ergebnisse aus Präzisionsnivellements. Es ist nachgewiesen, daß das Wiener Becken sich gegen den Ostalpenrand absenkt. Darauf hat bereits Gangl [36] auf Grund der vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen durchgeführten Präzisionsnivellement zwischen der Hohen Wand und Wiener Neustadt aufmerksam gemacht. Diese oben genannte mittlere Verschiebungsrate von 0,03 cm/Jahr über die gesamte Zone (300 km) trifft auch auf das Wiener Becken zu. Dieser Betrag könnte eventuell die heutige Rate des Absinkens des Wiener Beckens erklären, da die Verschiebung des südöstlichen Blockes relativ nach Nordwesten hin eine Verbreiterung des Beckens hervorrufen muß (s. Abschnitt 7.2).

In den Tauern ergibt sich eine mittlere Hebungsrate von ca. 1 mm/Jahr [73, 77, 78]. Hier wird klar, daß der Prozeß der Gebirgsbildung heute noch andauert.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

7.1.3. Intensitätshäufigkeit

Eine weitere statistische Untersuchung zeigt der untere Teil der Abb. 7.2, nämlich eine Beziehung in der Art

$\log_{10} N = a + bI_o$, N = Anzahl der Beben, I_o = Epizentralintensität in °MSK für $I_o \geqq 4{,}5$.

Solche empirischen Beziehungen sind auch in [26, 35] für die verschiedenen Erdbebenzonen in Österreich aufgestellt. Eine rein statistische Betrachtung bringt für die seismische Risikoanalyse interessante Hinweise. In unserem Jahrhundert ergibt sich für die MMLL folgende durchschnittliche Wiederholungszeit für die einzelnen Intensitätsbereiche.

I_o (°MSK)	Zeitspanne (Jahre)
6	alle 3,8 Jahre
6,5	7,5
7	12,5
7,5	27,8
8	45,5 (extrapoliert)
9	131 (extrapoliert)

°MSK: die moderne zwölfteilige Bebenintensitätsskala nach Medvedev-Sponheuer-Kárnik (s. [75]).

Es fällt auf, daß die Beben mit $I_o \leqq 5°$ MSK in Nordtirol und mit $I_o \leqq 4°$ MSK in der MMLL offensichtlich nicht vollständig (Abb. 7.2, unten) erfaßt worden sind, da die Kurve bei kleinen Intensitäten wieder abfällt. Die Gründe hierfür liegen bei der unzureichenden Stationsdichte sowie in der unterschiedlichen Besiedlungsdichte. Die Teile der Kurven mit $I \geqq 5$ können als realistisch betrachtet werden. In der MMLL kommen Beben mit $I_o \geqq 7$ häufiger vor als in Nordtirol.

Eine Extrapolation der durchgezeichneten Linie würde aussagen, daß im Beobachtungszeitraum 1900–1980 ein einziges Beben mit $I_o \geqq 8{,}3$ (Nordtirol) und $I_o \geqq 8{,}6$ (MMLL) zu erwarten wäre. Diesem I_o würde eine Magnitude von M = 5,6 entsprechen. In dieser Zone sind seit 1200 sechsmal Beben mit $I_o = 8$ vorgekommen (1267, 1468, 1768, 1794, 1885, 1927), was einer Wiederholungszeit von 160 Jahren entspricht. Daran erkennt man (s. obige Tabelle mit 45,5 Jahren), daß eine unzulässige Extrapolation zu falschen Schlüssen führen kann. Die Beobachtungen sprechen eher dafür, daß entweder die Kurve bei großen Intensitäten rascher abfällt oder sogar eine maximal mögliche I_o für die gesamte Zone existiert. In der MMLL war bisher kein Beben mit $I_o \geqslant 9°$ MSK.

DRIMMEL[25] teilt in Anlehnung an die Arbeit von SCHEBALIN [74] die MMLL in Teilstörungen auf und korreliert deren „Maximallängen"

mit der einer hieraus definierten „maximalen Magnitude" (Mmax). Es ergibt sich bei ihm für die Fischa-Linie die Mmax = 5,5 und für die Leitha-Linie die Mmax = 5,6, wobei die maximalen Längen für jede seismische Linie unterschiedlich sind. Würde man hierbei eine längere Störungslinie annehmen, dann ergäbe sich eine wesentlich größere Mmax (für Lmax = 300 km z. B. M = 6,6). Die Mmax ist an die Auswahl der Lmax gebunden, diese wiederum wird auf Grund gewisser begründeter Hypothesen festgelegt.

Der Spannungsauf- und -abbaucharakter der MMLL (Abb. 7.3, Mitte) vor allem im Vergleich mit Friaul beweist, daß die Entlastung durch mehrere schwächere Beben erfolgt. Die Struktur (mit Herden bis ca. 18 km Tiefe) der oberen Kruste läßt offensichtlich eine größere Spannungsansammlung nicht zu, so daß ein Beben mit $I \geqslant 9$ nicht möglich ist, zumal die Störungsfläche nicht bis zur unteren Kruste reicht (keine Subduktionsfläche) und die Gesamtenergiemenge im Vergleich zu Friaul ca. 10 % beträgt. Es ist daher denkbar, daß eine Komponente des N–S gerichteten Hauptdruckes die Kruste unter Spannung setzt, wobei die Verschiebung der Bereiche oberhalb der Schwächezonen (Inversionen, Abb. 5.1a) die große Anzahl der schwachen Beben verursacht.

7.1.4. Bevorzugte Bebengebiete und Risikoanalyse

Abb. 7.4 zeigt die Jahressummen der Bebenzahl und der Energie in der MMLL. Sehr bemerkenswerterweise sind in den Jahren 1913, 1932, 1949, 1962 und 1976 (Friauler Bebenjahr) Nulldurchgänge der Seismizität zu beobachten, die ein Mittel von 21 Jahren bzw. unter Hinzunahme des

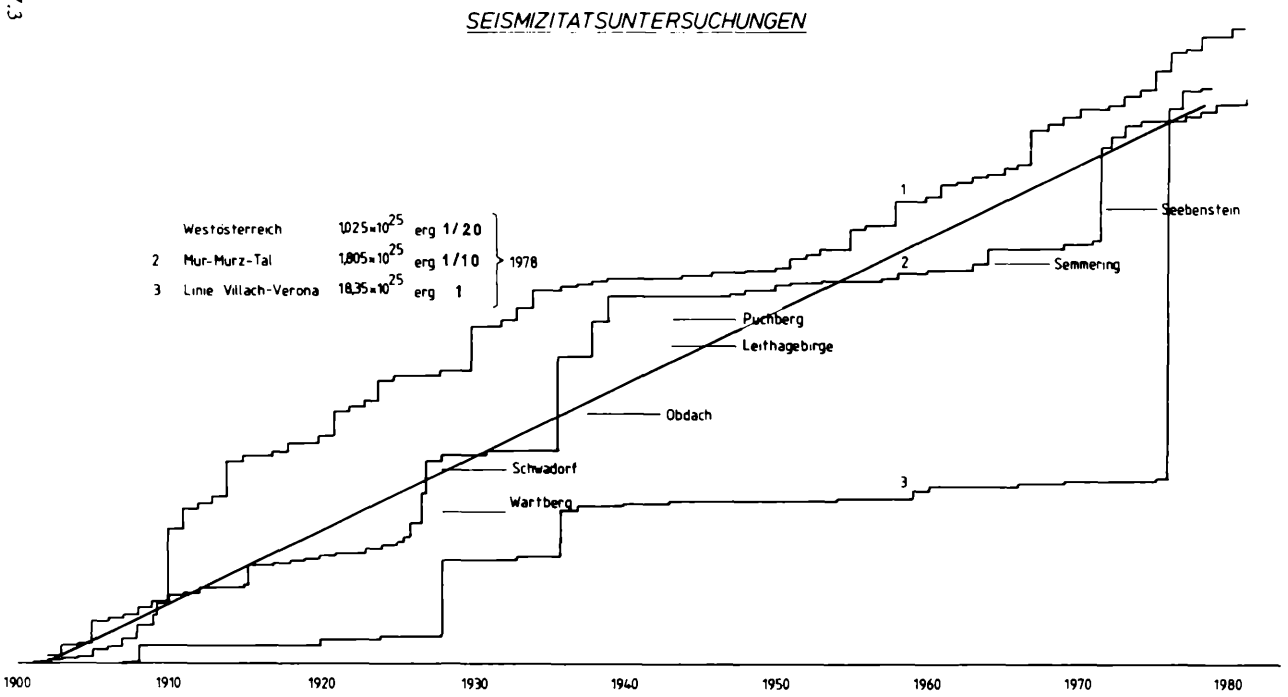
Tabelle 7.1: Bebengebiete in der MMLL sowie die mittleren Wiederholungszeiten der Beben (oben). Beben mit Magnitude (M) $\geqq$ 4,1 seit 1900 (unten, s. Abb. 7.5).

A	Obdach–Judenburg		1916	1936	1950	1981	18
	Beben Nr. 4-7-10-14	M:	4,7	5,1	4,1	4,1	
B	Semmering–Kindberg		1907	1927	1939	1964	18
	Beben Nr. 1-5-9-12		4,4	5,1	5,0	5,3	
C	Puchberg–Wr. Neustadt		1910	1938		1972	31
	Beben Nr. 4-8-13		4,5	5,0		5,3	
D	Schwadorf–Leithagebirge		1908	1927	1953		25
	Beben Nr. 2-6-11		4,8	5,2	4,1		

1 Kindberg – 1907 – 4,4
2 Breitenbrunn – 1980 – 4,8
3 Ternitz – 1910 – 4,5
4 Judenburg – 1916 – 4,7
5 Wartberg – 1927 – 5,1
6 Schwadorf – 1927 – 5,2
7 Obdach – 1936 – 5,1
8 Ebreichsdorf – 1938 – 5,0
9 Puchberg am Schneeberg – 1939 – 5,0
10 Obdach – 1950 – 4,1
11 Schwadorf – 1953 – 4,1
12 Semmering-Südseite – 1964 – 5,3
13 Seebenstein – 1972 – 5,3
14 Judenburg – 1981 – 4,1

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 7.3



Jahres 1962 ein Mittel von 16 Jahren ergeben. Mit dieser Periodizität wäre ein Beben mit $I_o > 7°$ MSK zu erwarten. Zwischen den Nullgängen stellen die Starkbeben die Spitzen der Energiekurve dar. Die Zeiten der Nulldurchgänge (Energieminima) sind offenbar besser zu erfassen als die Zeiten der maximalen Energieabstrahlung. Diese sind in Abb. 7.5 (unten) von 1 bis 14 so numeriert, daß sie den Beben nach Ort und Jahr und Magnitude entsprechen (Tab. 7.1). Hierbei fällt auf, daß die Spitzen geographisch auf bestimmte Gebiete konzentriert sind. In einer anderen Darstellungsart der Seismizität (aufsummierte Herdmomente) in Abb. 7.3 (Mitte) zeigt sich auch, daß die größten Energieabstrahlungen immer mit ganz konstanten Bebengebieten zusammenhängen.

Aus den Seismizitätsdarstellungen 7.2 bis 7.5 ergibt sich die folgende Raum-Zeit-Beziehung für Beben mit $M \geq 4{,}1$. Von SW nach NE sind sie in der Tabelle 7.1 bezeichnet.

Es ist bemerkenswert, daß die Wiederholungszeiten der Nulldurchgänge (16 oder 21 Jahre) sich mit denen der Beben in den Gebieten A und B decken.

Die Gebiete C und D weichen aus diesem System etwas ab, weil sie nach der Häufigkeitsverteilung (Abb. 7.2) eine geringere Eintrittswahrscheinlichkeit haben. Wie bereits erwähnt, gehören die Beben in Metnitz 1969, Tamsweg 1923 und in Murau 1973 offenbar nicht zu Obdach-Judenburg und scheinen einen anderen Schwerpunkt zu bilden. Das gleiche trifft auch für Admont 1907 und Molln 1967 zu.

Dabei ist zu bemerken, daß Judenburg-Obdach an der Knickstelle der Mur- und Lavanttalstörung (s. Abb. 7.1) liegt.

Die angedeuteten Wiederholungszeiten, soferne sie sich über längere Zeiten hin extrapolieren ließen, könnten für die seismische Risikoanalyse eine Bedeutung haben. Die Bebenschwerpunkte A, B, C und D behalten nämlich ihre Erstreckung sogar in den früheren Jahrhunderten. Die Betrachtung der Seismizität zeigt, daß diese seit 1200 geringfügige Streuungen aufweisen und daher stabil sind.

Ein zweiter Aspekt für das Bebenrisiko der MMLL ergibt sich aus dem Vergleich der Bebenzeiten in den einzelnen Gebieten A bis C. Hier

A	M	B	M	C	M	D	M
–	–	13. 5. 1908	4,4	11. 5. 1910	4,5	19. 2. 1908	4,8
3. 10. 1936	5,1	11. 8. 1938	5,0	18. 9. 1939	5,0	–	–
24. 10. 1950	4,1	–	–	2. 5. 1953	4,1	–	–

Abb. 7.3: Summe der Herdmomente in den ausgewählten Untersuchungsgebieten im Zeitraum 1901–1978.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

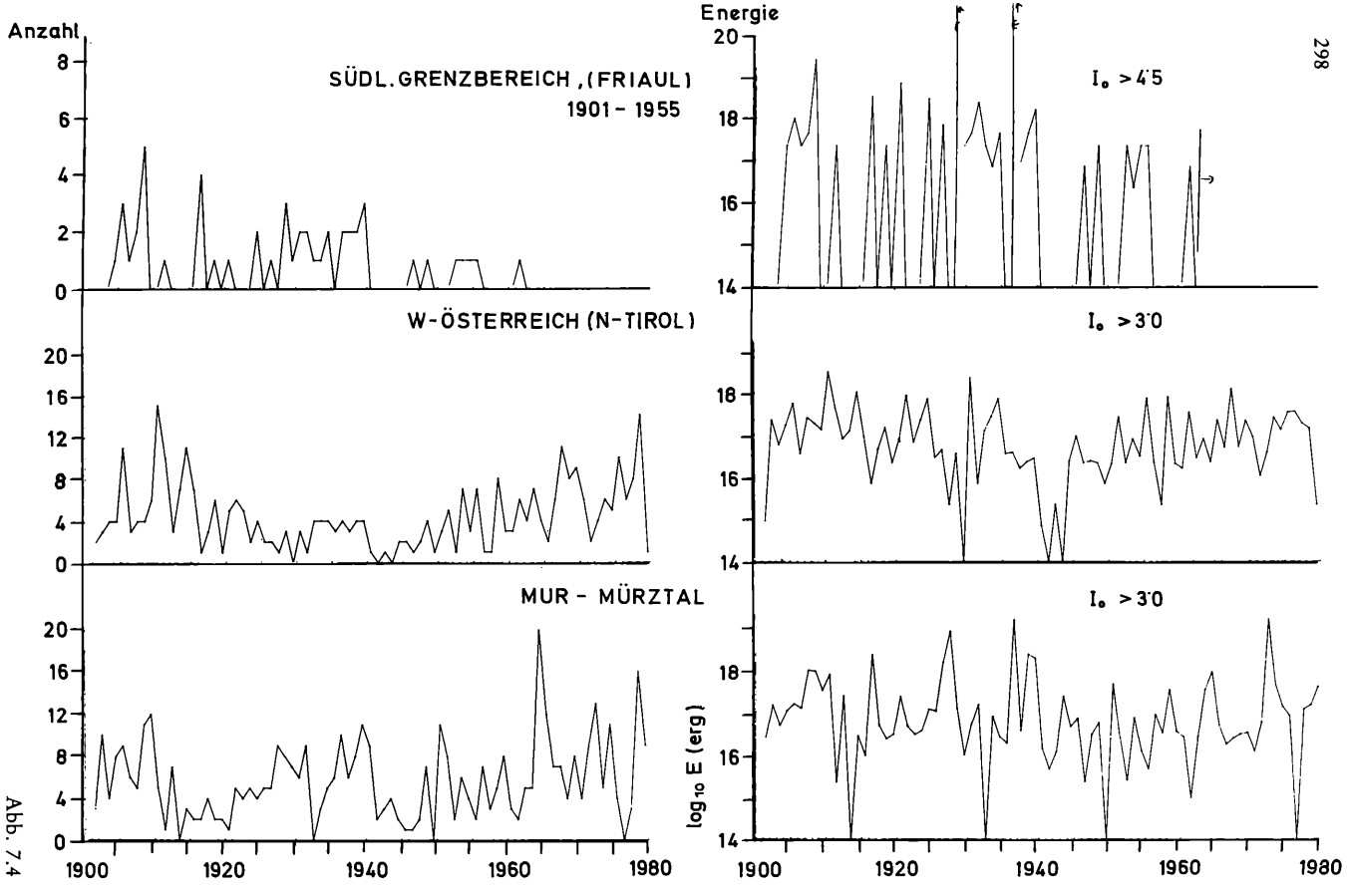


Abb. 7.4

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

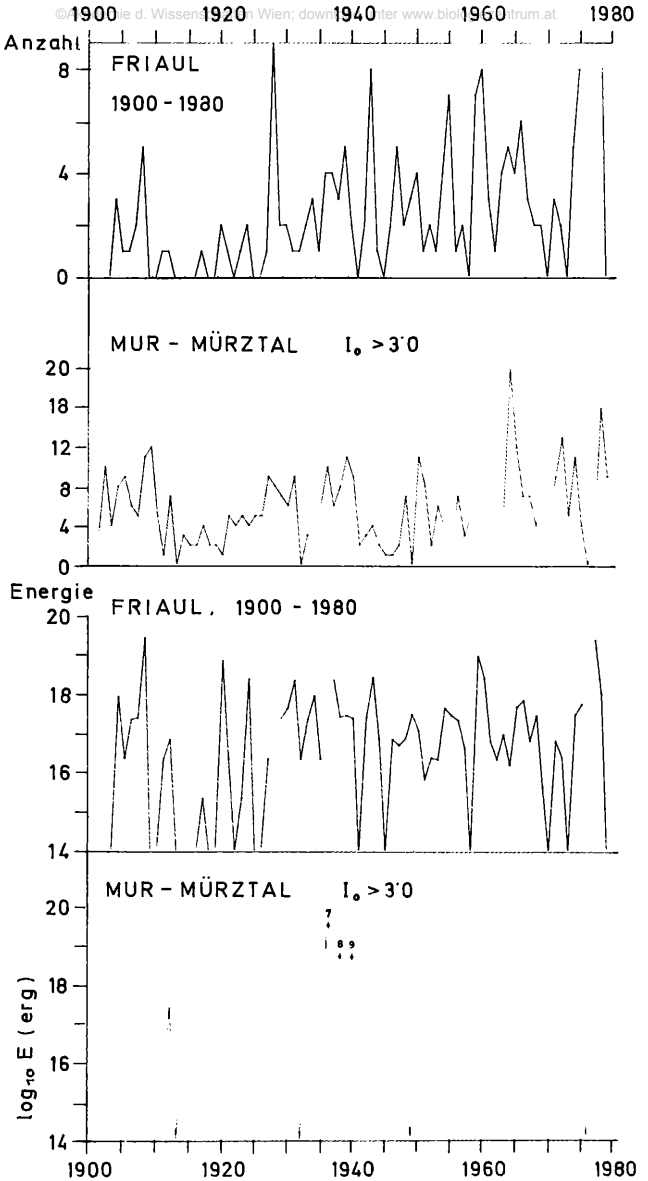


Abb. 7.5

Abb. 7.4: Jahressummenhäufigkeit der Beben in den Untersuchungsgebieten.

Abb. 7.5: Häufigkeitsverteilung im Mürztal und Friaul. Oben ist die Anzahl, unten die Energie (Jahressummen) eingetragen. Die Zahlen 1 bis 14 sind die stärksten Beben in MMLL (siehe auch Tabelle 7.1).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

scheint es bestimmte „Bebenjahre" zu geben. In relativ kleinen Zeitspannen kommen Starkbeben mit $M \geqq 4{,}1$ in verschiedenen Gebieten vor.

Hier zeigt sich, daß die Beben nicht nur in der gleichen Zeitspanne (wie z. B. von 1936 bis 1939) in drei verschiedenen Gebieten (A, B, C) stattfanden, sondern auch die „Sprünge" der Seismischen Aktivität nach einem bestimmten Schema vorkommen (z. B. BCD, ABC, AC). Sehr bemerkenswert ist dabei, daß die Aktivität im südwestlichen Teil der MMLL anfängt (zweimal in Obdach, einmal in Kindberg) und danach nach Nordosten springt.

Als dritter Aspekt könnte hier der Schluß gezogen werden, daß nach einem Beben in A (z. B. Obdach, 15. Juni 1981, $M = 4{,}1$) andere in B, C oder D folgen müßten. Auf Grund der obigen Tabelle mit den Wiederholungszeiten könnte die Gebietsangabe noch weiter präzisiert werden, so daß eher die seismische Aktivität im Gebiet B (und danach D) innerhalb der nächsten drei Jahre auftreten könnte. Hierbei müßte es sich um ein Beben mit der Magnitude größer als 4,1 und kleiner als 5,6 handeln. Diese Aussage ist freilich nur qualitativ und stellt keine Bebenvoraussage dar. Durch Extrapolation der mittleren Steigung der Geraden im Falle der MMLL (s. Abb. 7.3) wäre die zu erwartende Magnitude eines Bebens nach vorhergehender längerer Ruheperiode bei einer gewählten Jahreszahl abschätzbar (z. B. für die Seebensteinbeben mit $M = 5{,}2$). Der ruhige Verlauf der Summationskurve seit 1972, unter Berücksichtigung der relativ kleinen Stufe im Gebiete Obdach-Judenburg im Jahre 1981, deutet auch zusätzlich darauf, daß in den besagten Gebieten B und D ein Starkbeben möglich ist. Die Beobachtung der Seismizität durch eine Nahbebenstation in diesen beiden Gebieten B und D wäre jetzt für die Risikoanalyse sicherlich sehr von Nutzen. Ähnlich qualitative Überlegungen sind auch für die Zonen denkbar, die außerhalb der MMLL liegen, wie z. B. die von DRIMMEL [26] vermutete Linie Molln – Scheibbs – Neulengbach. Die Beben auf der MMLL beschränken sich räumlich auf bestimmte geographisch begrenzte Gebiete, wo sie mit gewisser Periodizität immer wieder vorkommen. Eine Wanderung der seismischen Aktivität geschieht offenbar in sogenannten „Bebenjahren", wobei in diesen Gebieten Starkbeben auftreten. Diese Risikoanalyse läßt erkennen, daß in der MMLL ein gewisser Raum-Zeit-Energie-Plan existieren muß.

7.1.5. Regionales Spannungsfeld und Aussagekraft der Herdflächenlösungen im Wiener Becken

Ein Gesamtergebnis über das seismotektonische Spannungsfeld für die Ostalpen ist in [63] gegeben, wobei eine im Mittel N–S orientierte

Druckspannung als Hauptursache der Beben angegeben wird (s. auch [58]). SCHEIDEGGER [65, 66] zeichnete für den italienischen Stiefel eine NW-SE gerichtete Hauptdurckspannung nach dem Herdmechanismen-Katalog von FARA [28], was mit den Aussagen von RITSEMA [63] übereinstimmt.

Die jüngsten Einzelergebnisse des Mollner [3, 24] und des Friauler Bebens [37, 56] bestätigen die oben genannten regionalen Bearbeitungsergebnisse von SCHEIDEGGER [65] und RITSEMA [63].

Von den beiden möglichen Herdflächenlösungen, die RITSEMA [63] für den Ostalpenrand vorschlägt, ist die Blattverschiebung wegen der Detailergebnisse [36] die wahrscheinlichere. Hier hat die P-Achse (Druckspannung) eine mittlere Orientierung von N5°E, wobei die T-Achse (Zugspannung bzw. Minimaldruckspannung) eine solche von N95°E hat. Die P-Achse der Hauptspannung lag bei dem großen Friaulbeben N23°W [56], wobei in SW-Deutschland die gleiche Druckspannungsrichtung beobachtet wurde [3, 69]. In Zusammenhang mit der Untersuchung des gesamten Spannungsfeldes zwischen Friaul und der MMLL (s. Kapitel 7.2, Abb. 7.3) ist die im Mittel N–S orientierte Druckspannung als Hauptursache für die Entstehung der Beben in diesem Raum verantwortlich. Da diese Druckspannung normal zur Streichrichtung der Alpen gerichtet ist, müßte sie mit der tektonischen Spannung identisch sein, die die Alpen formt. Die bisherigen Ergebnisse der lokalen Herdflächenlösungen im Wiener Becken und im Gebiete Wiener Neustadt erlauben keine Aussage über die seismotektonischen Zusammenhänge entlang der gesamten MMLL. Das Beben in Wiener Neustadt wird von GANGL [36], der die oben genannte Herdflächenlösung untersucht hat, als eine E-W-Entlastung gedeutet, die mit dem Absinken des Beckens im Einklang steht. Die von ihm untersuchten Semmeringbeben deuten auf rechtsdrehende Horizontalverschiebungen, wobei die Herdfläche E-W orientiert ist. Die schwachen lokalen Beben deuten teilweise auf eine E-W-Zerrung hin, die mit der Manteldiapirtheorie [76, 80] und damit mit dem Absinken der pannonischen Platte verträglich ist [41]. Offensichtlich sind diese schwachen Beben an kleine Störungen gebunden, die mit der Hauptströmungsrichtung verschiedene Winkel bilden und zur Beurteilung des regionalen Spannungsfeldes wenig beitragen können. Bei den übrigen Herdflächenlösungen des Wiener Beckens dominiert die linksdrehende Seitenverschiebung. Hierbei müßte die Herdfläche mit der SW-NE streichenden Störungsfläche zusammenfallen.

Die Deutung des Wiener Neustädter Bebens vom 5. Jänner 1972 als eine zusätzliche E-W-Entlastung [36] und einiger lokaler Beben als eine E-W-Zerrung könnte bestenfalls für die schwachen Stöße zutreffen [12].

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Bei einer klassischen Grabenbildung wie z. B. im Rheintal, überwiegen Herdflächen mit Abschiebungscharakter [2]. Es ist erstaunlich, daß im Wiener Becken bis jetzt der Abschiebungscharakter bei Beben nicht beobachtet wurde, obwohl für die Grabenbildung solche Herdmechanismen durch Zerrung zu erwarten wären.*

Dies bedeutet, daß die Vertikalkomponente der Verschiebung im Vergleich zu der Horizontalkomponente klein sein muß. Nun wird aber die tektonische Spannung nicht nur durch Beben, sondern auch durch Kriechbewegungen abgebaut. Diese Kriechbewegungen können geodetisch gemessen werden. Leider liegen derzeit nur Messungen der vertikalen Komponente der Verschiebung (Präzisionsnivellements) vor, so daß über die horizontale Verschiebungskomponente keine Aussagen möglich sind.

Die Vermutung, daß die Bebentätigkeit nichts unmittelbar mit der Beckenbildung zu tun hat, wird durch weitere Analogieschlüsse nahegelegt:

- Es gibt im Rheintalgraben an beiden Flanken eine rege Bebentätigkeit, wogegen 90 % der Beben des Wiener Beckens an der Beckenmitte und an der MMLL und nur 10 % davon an den anderen Teilen stattfinden.
- Die Anomalien des Wärmestromes zeigen im Rheintalgraben eine an die westlichen und östlichen Ränder gebundene Verteilung. Im Wiener Becken sind die Thermen weitaus überwiegend an den westlichen Rand gebunden [83, 89].
- Die Morphologie des Rheintalgrabens zeigt eine Symmetrie in bezug auf seine Längsachse, die Randbrüche sind auf den beiden Seiten gleich stark ausgebildet. Im südlichen Wiener Becken dagegen ist der Verlauf des Beckenuntergrundes asymmetrisch, der nordwestliche Teil ist stärker abgesenkt, die Sedimentmächtigkeiten sind dadurch größer. Nach Südosten steigt der Untergrund allmählich an, wobei die Randbrüche vergleichsweise seichter ausgebildet sind.
- Die Ränder des Wiener Beckens (Semmering – Wechselgebiet – Leithagebirge) bilden einen Winkel von ca. 30°, beim Rheintalgraben verlaufen sie dagegen parallel.

Zumindest die hier genannten Aspekte deuten darauf, daß es sich hier um keine klassische Grabenbildung handeln kann. Stellt der Nordwestteil der nördlichen MMLL einen starren Block dar, müßte auf Grund der vorhandenen N-S-Pressung die Verschiebung des südöstlichen Teils eine Expansion des Beckens mit keilförmiger Gestalt verursachen.

Es wäre auch zu erwarten, daß gerade die verhältnismäßig seltenen Mikrobeben am NW-Rand des Wiener Beckens auf Grund der Staffelbrüche bei ihren Herdmechanismen Abschiebungscharakter zeigen. Dieser Beweis ist derzeit aber wegen der fehlenden Stationsdichte in diesem Raum nicht erbringbar.

Es bleibt aber ungeklärt, wie sich diese Expansion auf die Beckenfüllung auswirkt. Offensichtlich sind die Staffelbrüche im Nordwesten Folgen einer Zerrung. Erstaunlich ist nur, daß die Seismizität der Thermenlinie so gering ist.

Es kann sein, daß die nachweisliche Absenkung durch Kriechbewegungen abläuft, wie sie häufig in kontinentalen Gebieten mit erhöhter geothermaler Tätigkeit vorhanden sind. Nach STREHLAU [79] sind die Herdtiefen um so kleiner, je größer der Wärmestrom ist. Er gibt eine Grenztemperatur an, oberhalb der keine Beben mehr vorkommen können. Es wäre denkbar, daß diese Temperatur an der Thermenlinie bereits überschritten ist.

Die in diesem Abschnitt erwähnten Untersuchungen unterstützen also ebenfalls den Schluß, daß die MMLL eine in sich zusammenhängende Bebenzone darstellt.

7.2. Tektonische Zusammenhänge zwischen den ausgewählten Bebenzonen

Es stellt sich die Frage, ob zwischen der MMLL und der Bebenzone Villach – Gemona – Verona ein tektonischer Zusammenhang besteht. Die seismotektonische Untersuchung ergibt folgende Gesichtspunkte:

7.2.1. Bebenzone von den Karpaten bis nach Verona

Zuerst fällt bei der Betrachtung der Epizentrenverteilung in Österreich auf, daß einige Beben zwischen dem NNW-SSE liegenden Abschnitt Murau – Metnitz im Norden und Eisenkappel im Süden und von hier aus auf der periadriatischen Naht Eisenkappel – Villach sehr wohl vorkommen. Die Bebenlinie macht dann allerdings zwei Knicke. Diese Richtungsänderung deutet auf eine Versetzung des SW-NE-Trends der Bebenaktivität über Lavanttal und Periadriatischer Naht und korreliert damit mit den geologisch-tektonischen Störungen (Abb. 7.1). Die seismisch aktive Zone könnte sich auf diese Weise von den Karpaten bis Verona fortsetzen.

7.2.2. Lokalbeben in Bad Bleiberg und die Friauler Nachbebenserie

Ein seismotektonischer Zusammenhang wurde bei der statistischen Untersuchung zwischen der Friauler Bebenserie und den Bergschlägen sowie den Ortsbeben im Bereich des Erzbergwerkes der BBU in Bad Bleiberg festgestellt [10]. Die Bebenaufzeichnungen der Station BBA 15. Mai 1976 bis 30. September 1979 zeigen, daß die Bebenschwärme in Friaul meistens von Bergschlägen begleitet werden. Das bedeutet, daß die beiden Gebiete offenbar dem gleichen Spannungsfeld angehören. Infolge

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

der Abbautätigkeit in der Grube reagiert der Erzberg empfindlicher als ein ungestörter Block. Die von Süden her erzeugte Spannung wird hier in Form von Bergschlägen abgebaut. Der Gedanke liegt nahe, daß die Nahtzone wegen ihrer globalen Ausdehnung eine echte Begrenzung der Seismizität darstellt. Eine Trennung der tektonischen Einheiten liegt zwar vor, sie scheint jedoch keinen Einfluß auf die Seismizität zu haben.

7.2.3. Charakter der Seismizität einzelner Bebenzonen

In den Bebenjahren 1976 und 1977 in Friaul wurde an der Station PIA über ein Jahr lang, und zwar vor dem Friaulbeben (6. Mai 1976) beginnend, keine nennenswerte Aktivität in der MMLL aufgezeichnet. Nach dem Konzept der seismischen Lücken wäre hier in naher Zukunft ein Starkbeben zu erwarten. In Abb. 7.3 sind die Graphiken einzelner Zonen in vergleichbaren Maßstäben einander gegenübergestellt, da die freigesetzten Energien um Größenordnungen verschieden sind. Die Energiesummen verhalten sich wie 1 : 10 : 20 zwischen Westösterreich, MMLL und Friaul. Die Kurven der MMLL und Friaul-Verona haben die bereits durch die Häufigkeitsverteilungen angedeuteten Korrelationen und eher den Charakter von Erdbebenserien, bestehend aus einem starken Hauptbeben und einer Anzahl von Nachbeben mit kleineren Magnituden. Dieser Fall trifft z. B. für Friaul 1976 und Seebenstein 1972 zu. Darüber hinaus ist es auffallend, daß etwa ab 1939 eine lang andauernde (relativ zu dem Verlauf der Kurven) ruhige Phase eingeleitet wurde, die durch starke Beben in Seebenstein 1972 und die katastrophalen Friaulbeben (5. Juni, 11. und 15. September 1976) vorläufig beendet ist. Die zeitliche Versetzung der Stufen beträgt im Falle Seebenstein – Friaul ca. vier Jahre, in den anderen Fällen (1928, 1936) ist sie kleiner. Es handelt sich also hier in beiden Fällen um eine seismische Lücke. Die starken Ereignisse im Murtal liegen daher im allgemeinen in diesem Jahrhundert vor dem noch größeren Ereignis im Friauler Raum. Es könnte mit Vorbehalt hier die Hypothese aufgestellt werden, daß die Bebentätigkeit in der MMLL als Voranzeige für größere seismische Ereignisse in Friaul angesehen werden kann.

Dagegen zeigt Westösterreich einen fast regelmäßigen Anstieg, d. h. die seismische Energie wird in Form von schwächeren Beben, die aber ähnlichere Magnituden haben, abgebaut. Bei den Nulldurchgängen der MMLL sieht man in Westösterreich eine rege Aktivität (Abb. 7.4). Man könnte hier den Schluß ziehen, daß das Bebengebiet Nordtirol zu einem anderen System des Spannungsauf- und -abbaues gehört und nicht unmittelbar mit der Ursache der Schadenbeben Norditaliens zusammenhängt. Ganz im Gegensatz zu den anderen Zonen weist Westösterreich keine Anzeichen für seismische Lücken auf, die durch besonders starke

Beben zeitlich abgeschlossen werden. So ist z. B. zwischen 1935 und 1952 keine nennenswerte Aktivität gewesen. Nach der Hypothese der seismischen Lücken müßte nach dieser Zeit ein starkes Beben auftreten. Das ist aber nicht der Fall, vielmehr kommt es zu vielen kleinen Beben, deren Magnitude im Mittel über die folgenden Jahre (bis etwa 1967) ansteigt. Die Untersuchungen von FÖRTSCH und SCHMEDES [32] im Raume Innsbruck bestätigen diesen Befund, da diese Autoren in kleinen Gebieten beschränkte (4 bis 8 km²) Mikrobebenschwärme beobachtet haben. Die tektonische Aktivität beschränkt sich hier vorwiegend auf die oberflächennahen Strukturen. Die Ergebnisse deuten darauf, daß in diesem Gebiet die seismische Lückentheorie offenbar nicht anwendbar ist, was wichtige Schlußfolgerungen für die Risikoanalyse im Nordtiroler Gebiet mit sich bringt.

Zusammenfassung

Die Ergebnisse der Krustenseismik ergeben ein Modell mit zwei Inversionen in der Kruste in 8 bis 12 km und in ca. 20 bis 26 km Tiefe auf dem Alpenlängsprofil 75 im Bereich des Schußpunktes E. Die obere Inversionszone scheint nach Osten und Nordosten auszudünnen. Die Inversionszone wird auf Grund der geologischen Befunde mit Vorbehalt – weil zur Zeit noch keine präzisen Dichtebestimmungen über die geologischen Einheiten vorliegen – als die Schieferhülle des Pennins interpretiert.

Die Geschwindigkeitsverteilung dieses Modelles wird als Grundlage für die Erstellung von lokalen Laufzeitkurven für Nahbeben verwendet. Diese Laufzeitkurven ermöglichen eine genauere Bestimmung der Herdparameter. Die Krustenseismik liefert einen Beitrag zur rezenten Tektonik, denn die Tiefe der oberen Inversionszone gibt die größtmögliche Herdtiefe der Beben an. Weiters ist die geographische Verteilung der Inversionszone eine Voraussetzung für jenen Typ von Herdmechanismen, wie sie im Ostalpenraum vorkommen.

Der Absenkungsvorgang des Wiener Beckens scheint in keinem direkten Zusammenhang mit der Bebentätigkeit der Mur – Mürz – Leitha-Linie zu stehen. Es sei denn, daß die Erklärung, die auf die anomalen geothermischen Verhältnisse der Thermenlinie zurückgreift, korrekt ist.

Die vorliegende Arbeit kommt auf Grund von zahlreichen Argumenten zu dem Ergebnis, daß die Bebenlinie von Verona über Mur – Mürztal – Semmering bis zu den Karpaten ein ursächlich zusammenhängendes System darstellt, obgleich sie sehr unterschiedliche tektonische Einheiten überquert. Die Argumente sind erstens die Epizentrenverteilung, zweitens die Korrelation der Bergschläge mit der Nahbebentätigkeit in Friaul und drittens die Gleichartigkeit des zeitlichen Ablaufes der Seismizität im Vergleich zu Nordtirol. Innerhalb der Mur–Mürz–Leitha-Linie sind gewisse Gesetzmäßigkeiten an der zeitlich-räumlichen Verteilung der Starkbeben mit einer Magnitude $M \geqq 4{,}1$ feststellbar. Diese Beben sind an vier Gebiete gebunden. Die Seismizität der einzelnen Gebiete korreliert zeitlich miteinander. Jedoch kann eine Wanderung der Seismizität entlang der gesamten Zone daraus nicht abgeleitet werden. Bemerkenswert ist, daß die Bebenaktivität im südwestlichen Teil der Störungslinie beginnt. Die Theorie der seismischen Lücken scheint für die Mur–Mürz–Leitha-Linie, nicht aber für Nordtirol annehmbar zu sein. Diese Beobachtung hat eine gewisse Bedeutung für die Erdbebenprognose, die auch durch den zeitlichen Ablauf der Seismizität unterstrichen wird. Auf Grund der statistischen Analysen der Daten dieses Jahrhunderts kommt man durch Extrapolation auf viel zu kleine

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Wiederholungszeiten für zerstörende Beben. Daraus ist zu schließen, daß die Häufigkeitsverteilung der Beben nicht unkritisch zu den großen Magnituden extrapoliert werden darf, weil hierdurch ein zu hohes Erdbebenrisiko vorgetäuscht wird.

Im Gegensatz zu der Mur–Mürz–Leitha-Linie wird in Nordtirol eine lange seismische Ruhepause nicht durch ein Starkbeben abgeschlossen, sondern durch eine langsam ansteigende Seismizität.

Literatur

[1] AHORNER, L., H. MURAWSKI und G. SCHNEIDER: Seismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Apennin. Geol. Rdsch., *61*, 915–942 (1972).

[2] AHORNER, L., und G. SCHNEIDER: Herdmechanismen von Erdbeben im Oberrhein-Graben und in seinen Randgebirgen. In: Approaches to Taphrogenesis. Schweizerbart, Stuttgart, 1974.

[3] AHORNER, L.: Horizontal Compressive Crustal Stresses in Central Europe. In: CLOSS, H., D. ROEDER und K. SCHMIDT (Ed.): Alps, Apennines, Hellenides. Schweizerbart, Stuttgart, 1978.

[4] The Alpine Explosion Seismology Group: G. ANGENHEISTER, J. ANSORGE, K. ARIC, D. BAMFORD, R. CASSINIS H. GEBRANDE, I. GUERRA, R. GUTDEUTSCH, W. KAMINISKY, R. KING, H. MILLER, C. MORELLI, St. MÜLLER, R. NICOLICH, G. PERRIER, K. POSGAY, C. PRODEHL, S. SCARASCIA, E. SCHMEDES, P. STEINHAUSER, F. THOUVENOT, Reporter H. MILLER: A Lithospheric Profile along the Axis of the Alps, 1975, I: First Results, PAGEOPH, *114*, 1109–1130 (1976).

[5] AMBRASEYS, N. N.: The Gemona die Friuli Earthquake of 6 May 1976. Restr. Techn. Report Part II, RP/1975–76/2.222.3, UNESCO, Paris, 1976.

[6] ARIC, K.: Der Krustenaufbau und die Tiefenstruktur des Reykjanes-Rückens, südwestlich von Island, nach reflexionsseismischen Messungen. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Hamburg 1972.

[7] ARIC, K.: Seismische Oberflächengeschwindigkeiten am Ostrand des Tauernfensters. Österr. Akad. d. Wiss., Mitt. d. Erdbebenkomm. Neue Folge *75*, 1974.

[8] ARIC, K.: Seismische Großsprengungen im Lavant- und Torsee zur Vermessung des Alpenkörpers. Tagungsber. 6. Int. Sprengtechn. Linz, 1–11, 1975.

[9] ARIC, K., I. ALBU, R. GUTDEUTSCH, E. MITUCH und K. POSGAY: Deutung der refraktionsseismischen Messungen auf dem östlichen Abschnitt des Alpenlängsprofiles. Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung. *14*, 237–245 (1979).

[10] ARIC, K., G. DUMA, H. FRIEDMANN, R. GUTDEUTSCH und F. HERNEGGER: Untersuchungen geophysikalischer Parameter im Zusammenhang mit Erdbeben in Kärnten und Friaul. Festschrift zum 75. Geburtstag von Prof. F. Steinhauser, Zentralanst. f. Meteor. und Geodyn., Publ. *243*, 3–20, Wien, 1980.

[11] ARIC K., R. GUTDEUTSCH and A. SAILER: Computation of traveltimes and rays of elastic waves in a medium of two-dimensional velocity distribution. Pageoph, Vol. *118*, 1980.

[12] ARIC, K., und R. GUTDEUTSCH: Seismotectonic and Refraction Seismic Investigations in the Border between the Eastern Alps and the Pannonian Basin. Pageoph (im Druck).

[13] BERANEK, B., and A. ZATOPEK: On the Crustal Structure in Czechoslovakia and the east-Alpine Region. Trans. ESC Gen. Ass. Brasov 1972, Inst. of Geol. and Geogr., Techn. and Econ. Studies, Ser. D, *10*, Bukarest, 1975.

[14] BITTMANN, O., E. BRÜCKL, G. GANGL und F. J. WALLNER: Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Obersten Pasterzenboden (Glocknergruppe) im Jahre 1970. Arb. aus der Zentralanstalt f. Met. und Geodyn., Heft *11*, Wien, 1973.

[15] BÖGEL u. SCHMIDT: Kleine Geologie der Ostalpen. Ott Verlag, Thun, 1976.

[16] BOLLETINO delle Rete Sismologica del Friuli-Venezia Guilia. Seit 1977 Osservatorio Geofisico Sperimentale.

[17] BOLT, B. A., R. GUTDEUTSCH: Re-interpretation by Ray Tracing of a Transverse Refraction Seismic Profile Trough the California Sierra Nevada. Part I. Bull. Seis. (in Print).

[18] BRUNE, J. N.: Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones. JGR *73*, 777, 1968.

[19] BRÜCKL, E., und G. GANGL: Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Gefrorne Wand Kees im Jahre 1969. Arb. aus der Zentralanstalt f. Met. u. Geodyn., Heft *10*, Wien, 1972.

[20] CERVENY, V.: The amplitude curves of reflected harmonic waves around the critical points. Studia Geophys. et Geodaet. *4*, 1961.

[21] DEWEY, J. F., W. C. PITTMAN et al.: Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. Geol. Soc. Amer. Bull. *84*, Boulder, 1973.

[22] DRIMMEL, J., G. GANGL und E. TRAPP: Kartenmäßige Darstellung der Seismizität Österreichs. Mitt. d. Erdb. Komm., 70, Österr. Akad. d. Wiss., Wien, 1971.

[23] DRIMMEL, J.: Die seismische Station Molln – ein neuer Stützpunkt der Erdbebenforschung. Österr. Wasserwirtschaft, *26*, Heft 11/12 (1974).

[24] DRIMMEL, J., und E. TRAPP: Das Starkbeben am 29. Jänner 1967 in Molln, Oberösterreich. Mitteil. d. Erdbeben-Komm., N. F. *76*, Wien, 1975.

[25] DRIMMEL, J.: On the assessment of maximum earthquakes in the Alps and adjacent areas. Tectonophysics, *55*, (1979), T1–T5; Elsevier Scient. Publ. Co., Amsterdam.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

[26] DRIMMEL, J.: Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. In: Der geologische Aufbau Österreichs. Springer-Verlag, Wien – New York, 1980.
[27] EXNER, Chr.: Die Südostecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. Jahrbuch Geol. Bundesanstalt, XCVII, Heft 1, 1954.
[28] FARA, H. D.: A new catalogue of earthquake fault-plane solutions. Bull. Seismol. Soc. Amer. *54*, 1491–1517 (1964).
[29] FAUPL, P.: Einführung in die historische Geologie. Skriptum zur gleichnamigen Vorlesung mit Übungen. Wien, 1980.
[30] FIEGWEIL, E.: Die Nachbebenserie der Friauler Beben vom 6. Mai u. 15. September 1976. Arbeiten a. d. ZA. f. Met. u. Geodyn., Heft *26*, Wien 1977.
[31] FIELITZ, K.: Compressional and Shear Wave Velocities as a Function of Temperature in Rocks at High Pressure. In: Giese, P., C. Prodehl und A. Stein: Explosion Seismology in Central Europe, 1976.
[32] FÖRTSCH, O., und E. SCHMEDES: Untersuchungen der seismischen Aktivität im Nordteil der Geotraverse Ia. Geol. Rdsch., *65*, 748–755 (1976).
[33] FRANKE, A., und R. GUTDEUTSCH: Makroseismische Abschätzungen von Herdparametern österreichischer Erdbeben aus den Jahren 1905–1973. J. Geophys. *40*, 173–188 (1974).
[34] FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. Geol. Rundschau *65*, 2, Stuttgart, 1976.
[35] GANGL, G.: Ein Beitrag zur Seismizität des Alpenostrandes. Mitt. d. Erdbeben-Komm., N. F. *68*, Wien, 1969.
[36] GANGL, G.: Seismotektonische Untersuchungen am Alpenostrand. Mitt. Geol. Ges. in Wien, *66–67*, 33–48 (1975).
[37] GEBRANDE, H., H. HÄGE, H. MILLER, G. MÜLLER and E. SCHMEDES: Aftershock Investigations and Fault-Plane Solutions of the Friuli Earthquakes 1976. In: Alps, Apennines, Hellenides. Schweizerbart, Stuttgart, 1978.
[38] GIESE, P., and C. PRODEHL: Main Features of Crustal Structure in the Alps. In: GIESE, P.: Explosion Seismology in Central Europe, Springer Verlag, Heidelberg, 1976.
[39] GUTDEUTSCH, R., und K. ARIC: Erdbeben im ostalpinen Raum. Arb. aus der Zentralanstalt f. Met. u. Geodyn., Heft 19, Wien, 1976.
[40] GUTDEUTSCH, R., A. FRANKE, W. SEIBERL und K. ARIC: Die Nahbebenlaufzeitkurven der Pn- und Sn-Wellen für die Station Wien-Kobenzl (oberflächennahe Beben). Österr. Akad. d. Wiss., Mitt. d. Erdbebenkomm. Neue Folge *77*, 1976.
[41] GUTDEUTSCH, R., und K. ARIC: Eine Diskussion geophysikalischer Modelle des Grenzbereiches zwischen Ostalpen und Pannonischem Becken. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. *21*, 287–296 (1977).
[42] GUTDEUTSCH, R., and K. ARIC: Determination of Focal Coordinates of Near Earthquakes in an Area of Unknown Crustal Parameters. PAGEOPH, *115*, 667–673 (1977).

[43] GUTDEUTSCH, R., und A. SAILER: Über die Nachbildung geologischer Strukturen durch Modelle mit zweidimensionaler Verteilung der Geschwindigkeiten seismischer Wellen. Österr. Akad. d. Wiss., Mitt. d. Erdbebenkomm. (im Druck).

[44] Jahrbücher der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik ab 1971, Abschnitte E (Seismologie).

[45] KLINGER, G.: Test und Optimierung des österreichischen Nahbebenstationsnetzes. Diss., Univ. Wien, 1979.

[46] KRÖLL A., und G. WESSELY: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau I. In: Erdöl-, Erdgas-Zeitschrift, *83*, 342–353 (1976).

[47] KRÖLL, A.: Das Wiener Becken. In: Erdöl und Erdgas in Österreich. Naturhistorisches Museum Wien und F. Berger, Horn, Wien, 1980.

[48] LIDSTER, R., K. ARIC and R. KING: Preliminary results from a seismic network in the Eastern Alps. EOS, Trans. Am. Geoph. Un., *60*, 101 (1979).

[49] LIDSTER, R.: A seismic network study in the Eastern Alps. Department of geological sciences, Univ. of Birmingham, 1980.

[50] MILLER, H., H. GEBRANDE und E. SCHMEDES: Ein verbessertes Strukturmodell für die Ostalpen, abgeleitet aus refraktionsseismischen Daten unter Berücksichtigung des Alpen-Längsprofils. Geol. Rdsch., *66*, 289–308 (1977).

[51] MILLER, H., J. ANSORGE, K. ARIC and G. PERRIER: Preliminary results of the lithospheric seismic Alpine longitudinal profile, 1975, from France to Hungary. In: CLOSS, H., D. ROEDER und K. SCHMIDT (Ed.): Alps, Apennines, Hellenides. Schweizerbart, Stuttgart, 1978.

[52] MUELLER, S., R. EGLOFF and J. ANSORGE: Struktur des tieferen Untergrundes entlang der Schweizer Geotraverse. SMOM., *56*, 685–692 (1976).

[53] MUELLER, St.: A new model of the continental crust. In: HEACOCK, J. G., G. V. KELLER, J. E. OLIVER and G. SIMMONS (Ed.): The Earth's Crust. Monogr. Amer. Geophys. Union *20*, 289–317 (1977).

[54] MUELLER, St.: Evolution of the Earth's crust. In: RAMBERG, I. B., and E. R. NEUMANN (Ed.): Tectonics and Geophysics of Continental Rifts. Reidel, Dordrecht, 1978.

[55] MUELLER, S., J. ANSORGE, R. EGLOFF and E. KISSLING: A crustal cross section along the Swiss geotraverse from the Rhinegraben to the Po plain. In: Eclogae geol. Helv., *73*, 463–483 (1980).

[56] MÜLLER, G.: Fault-Plane Solution for the Friuli Earthquake of 6 May 1976. J. Geophys, *42*,, 1977.

[57] OBERLADSTÄTTER, M., G. WALACH und F. WEBER: Geomagnetic measurements in the Alpine-Pannonic boundary region. EOS Transact., *60*, 572 (1979).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

[58] PANZA, G. F., and S. MUELLER: The Plate Boundary between Eurasia and Africa in the alpine area. Memorie die Scienze Geologiche, Vol. XXXIII, 43–50, Padova, 1978–1979.

[59] PETERS, D. C., and R. S. CROSSON: Applications of prediction analysis to hypocenter determination using a local array. Bull. Seis. Soc. of Am., 775–788, 1972.

[60] POSGAY, K.: Mit Reflexionsmessungen bestimmte Horizonte und Geschwindigkeitsverteilung in der Erdkruste und im Erdmantel. Geophys. Transact., *23*, 1976.

[61] PREY, S.: Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungsstand sowie die geologischen Bauteile und ihre Zusammenhänge. In: Der geologische Aufbau Österreichs. Springer Verlag, Wien – New York, 1980.

[62] RICHTER, C. F.: Elementary Seismology. San Francisco: Freeman, 1958.

[63] RITSEMA, A. R.: The Earthquake Mechanisms of the Balkan Region. UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan Region: UNDP Projekt REM/70/172, De Bilt, 1974.

[64] ROEDER, D., and H. BÖGEL: Geodynamic Interpretation of the Alps. In: Alps, Apennines. Hellenides. Schweizerbart, Stuttgart, 1978.

[65] SCHEIDEGGER, A. E.: Großtektonische Bedeutung von Erdbebenherdmechanismen. Z. f. Geophysik, *31*, 1965.

[66] SCHEIDEGGER, A.: The Stress-field in the Alpine-Mediterranean Region. Geophys. Surveys *4*, 233–253 (1981).

[67] SCHENKOVA Z., V. KARNIK and V. SCHENK: Earthquake Epicenters Czechoslovakia and Adjacent Area. In: Geophy. Institute Cz, Acad. Sci. Prague, 1979.

[68] SCHMÖLLER, R.: Reflexionsseismische Untersuchungen zum Tiefbau der Ostalpen – Geodynamics and Geotraverses around the Alps. Salzburg und München, 1977.

[69] SCHNEIDER, G., R. SCHICK and H. BERCKHEMER: Fault-plane Solutions of Earthquakes in Baden-Württemberg. Z f. Geophysik, *32*, 1966, Sonderheft.

[70] SCHNEIDER, G.: Erdbeben und Tektonik in Südwest-Deutschland. Tectonophysics *5*, 459–511, 1968.

[71] SEIBERL, W.: Die individuellen Laufzeitkurven von Nahbebenwellen für Wien (Δ ~1500 km), Österr. Akad. d. Wiss., Mitt. d. Erdbebenkommission, Neue Folge *71*, 1973.

[72] SENFTL, E.: Schwerekarte von Österreich. Bouguer-Isanomalen. 1 : 1 Mill. Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen. Wien, 1965.

[73] SENFTL, E., und Ch. EXNER: Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. Verh. Geol. B.-A., 209–234 (1973).

[74] SHEBALIN, N. V.: The maximum magnitude and maximum scale intensity of an earthquake. Izv., acad. Sci., UdSSR., Earth Phys., *6*, 12–20 (1970); (translated by D. G. FRY).

[75] SPONHEUER, W.: Bericht über die Weiterentwicklung der seismischen Skala. Veröff. Inst. Geodynamik Jena, Heft 8, Berlin, 1965.
[76] STEGENA, L., B. CECZY and F. HORVATH: Late Cerzoic evolution of the Pannonian Basin. Tectonophysics *26*, 71–90 (1975).
[77] STEINHAUSER, P., und R. GUTDEUTSCH: Rezente Krustenbewegungen und Isostasie in den Hohen Tauern. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, *25*, 141–149 (1976).
[78] STEINHAUSER, P.: Rezente Krustenbewegungen an der Nivellement-Linie Villach–Thörl Maglern. Mitt. Österr. Geol. Ges., *71/72*, 317–322 (1980).
[79] STREHLAU, J.: Temperaturabhängigkeit der Herdtiefe kontinentaler Erdbeben. Vortrag: 41. Jahrestagung der Deut. Geophys. Ges., Heidelberg, 1981.
[80] SZADECZKY-KKARDOSS, E.: Magmachemismus, Magmatektonik und Unterströmungen im Karpatenbeckensystem. Acta Geologica Hung. *X*, 371–395 (1966).
[81] TOLLMANN, A.: Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen.-Geotekt. Forsch., *34*, 1–90, Stuttgart 1970.
[82] TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpinen Mesozoikums. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. *10*, Wien, 1959.
[83] TOLLMANN, A.: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. Mitt. österr. geol. Ges. *69*, 291–351, Wien, 1978.
[84] TOPERCZER, M., und E. TRAPP: Ein Beitrag zur Erdbebengeographie Österreichs nebst Erdbebenkatalog, 1904–1948 und Chronik der Starkbeben. Mitt. der Erdb.-Komm. *65*, Österr. Akad. der Wiss., Wien, 1950.
[85] TRAPP, E.: Die Erdbeben Österreichs 1949–1960. Mitt. d. Erdb.-Komm. *67*, Österr. Akademie d. Wiss., Wien, 1961.
[86] TRAPP, E.: Die Erdbeben Österreichs, 1961–1970. Mitt. Erdb.-Komm. N. F. *67*, Wien, 1973.
[87] WEBER, F., H. JANSCHEK, H. MAURITSCH, R. OBERLADSTÄTTER, R. SCHMÖLLER und G. WALACH: Results of the Austrian Investigations in the International Geodynamics Projects 1972–1979. Wien, 1981.
[88] WEHEBRINK, F.: Auswertung der reflexionsseismischen Messungen Lago Bianco 1964. Diplomarb. Univ. Hamburg, 1968.
[89] WERNER, D., und F. DOEBL: Eine geothermische Karte des Rheintaluntergrundes. Approaches to Taphrogenesis. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1974.
[90] WIESENEDER, H., G. FREILINGER, G. KITTLER und G. TSAMBOURAKIS: Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. In: Geolog. Rundschau, 1979.

[91] Will, M.: Calculation of Travel Times and Ray Paths for Lateral Inhomogeneous Media. In: Giese, P.: Explosion Seismology in Central Europe, Springer Verlag, Heidelberg, 1976.

[92] Wittlinger, G., and H. Haessler: Aftershocks of the Friuli 1976. Earthquakes and Tectonic Implications. In: Alps, Apennines, Hellenides. Schweizerbart, Stuttgart, 1978.

[93] Zatopek, A., and B. Beranek: Geophysical Synthesis and Crustal Structure in Central Europe. Studia Geoph. et Geod. *19*, Praha, 1975.

[94] Zschau, J., and K. Koschyk: Results of a Combined Evaluation of Longitudinal and Transverse Waves on a Seismic Profil along the Northern Margin of the Alps. In: Giese, R., C. Prodehl und A. Stein: Explosion Seismology in Central Europe, 1976.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse

Jahr/Year: 1981

Band/Volume: 190

Autor(en)/Author(s): Aric Kay

Artikel/Article: Deutung krustenseismischer und seismologischer Ergebnisse im Zusammenhang mit der Tektonik des Alpenostrandes. 235-312