

Zeitschrift: Bulletin der Vereinigung Schweiz. Petroleum-Geologen und -Ingenieure
Herausgeber: Vereinigung Schweizerischer Petroleum-Geologen und -Ingenieure
Band: 62 (1995)
Heft: 141

Artikel: Seismizität und Seismotektonik im Wallis
Autor: Maurer, Hansruedi
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-218429>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 30.04.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Seismizität und Seismotektonik im Wallis

mit 12 Figuren

HANSRUEDI MAURER*)

Zusammenfassung

Im Rahmen des nationalen Forschungsprogramms NFP20 wurde die Seismizität und Seismotektonik des Mittelwallis zwischen Martigny und Visp eingehend untersucht. Mit Hilfe eines neuen, qualitativ hochwertigen Datensatzes konnten neue Erkenntnisse über die Struktur des Untergrundes, die räumliche Verteilung der Seismizität, die Geometrie aktiver Bruchsysteme sowie über das tektonische Spannungsfeld gewonnen werden. Die gefundene Geschwindigkeitsstruktur ist im Einklang mit Resultaten der Sprengseismik. Aufgrund der räumlichen Verteilung der Seismizität wurde die Untergrenze der seismogenen Zone in einer Tiefe von 15 km bestimmt. Im Nordwallis ist die seismische Aktivität an eine langgestreckte W-E streichende Zone im Gebiet der Rawildepression gebunden, während die Hypozentren im Südwallis in der Tiefe durch die basale penninische Front beschränkt sind. Mit Hilfe von Relativlokalisierungen konnten seismisch aktive Brüche im Bereich der helvetischen Decken nördlich des Rhonetals abgebildet werden. Wegen ihrer schiefen Lage zu der langgestreckten Zone erhöhter Aktivität in diesem Gebiet wurden sie als Riedel-Brüche interpretiert. Eine Analyse des tektonischen Spannungsfeldes ergab verschiedene Stressregime nördlich und südlich des Rhonetals. Während im Norden Blattverschiebung mit NW-SE Kompression und NE-SW Extension vorherrscht findet man in Süden Abschiebung mit N-S Extension.

Abstract

In the frame of the Swiss National Fond project NFP20 seismicity and seismotectonics have been investigated extensively in the western Swiss Alps between Martigny and Visp. On the basis of a new high-quality earthquake data set, new insights are gained into the (i) structure of the upper crust, (ii) spatial distribution of seismicity, (iii) geometry of active faults, and (iv) directions of the tectonic stress field. The derived velocity structure agrees well with results of explosion seismology experiments. From the spatial distribution of seismicity, the base of the seismogenic zone is delineated at a depth of approximately 15 km. North of the Rhone valley, earthquakes are clustered in a conspicuous zone of increased seismicity striking approximately W-E over the Rawil saddle. In the south, the seismicity seems to follow at depth the general trend of the basal penninic thrust. Precisely located active faults north of the Rhone valley strike at an oblique angle to the W-E trending zone of increased seismicity, suggesting an interpretation in terms of Riedel shears. Analysis of the tectonic stress field reveals markedly different patterns on either side of the Rhone valley. Whereas a strike-slip regime with NW-SE compression and NE-SW extension prevails in the north, normal faulting with N-S extension is found in the south.

1. Einleitung

Die seismische Aktivität der Erde führt immer wieder zu grossen Zerstörungen und unermesslichem menschlichem Leid. Auch die Schweiz wurde in der Vergangenheit von Erdbebenschäden nicht verschont. Das bis heute stärkste dokumentierte Beben hat z.B. im Jahre 1356 die Stadt Basel weitgehend zerstört (VOLGER, 1857). Das Gebiet der grössten Aktivität liegt jedoch in den Schweizerischen Westalpen im Mittelwallis. Wie die Fig. 1 (PAVONI, 1975) zeigt, konzentriert sich die historisch dokumentierte seismische Aktivität der letzten 300 Jahre vor allem

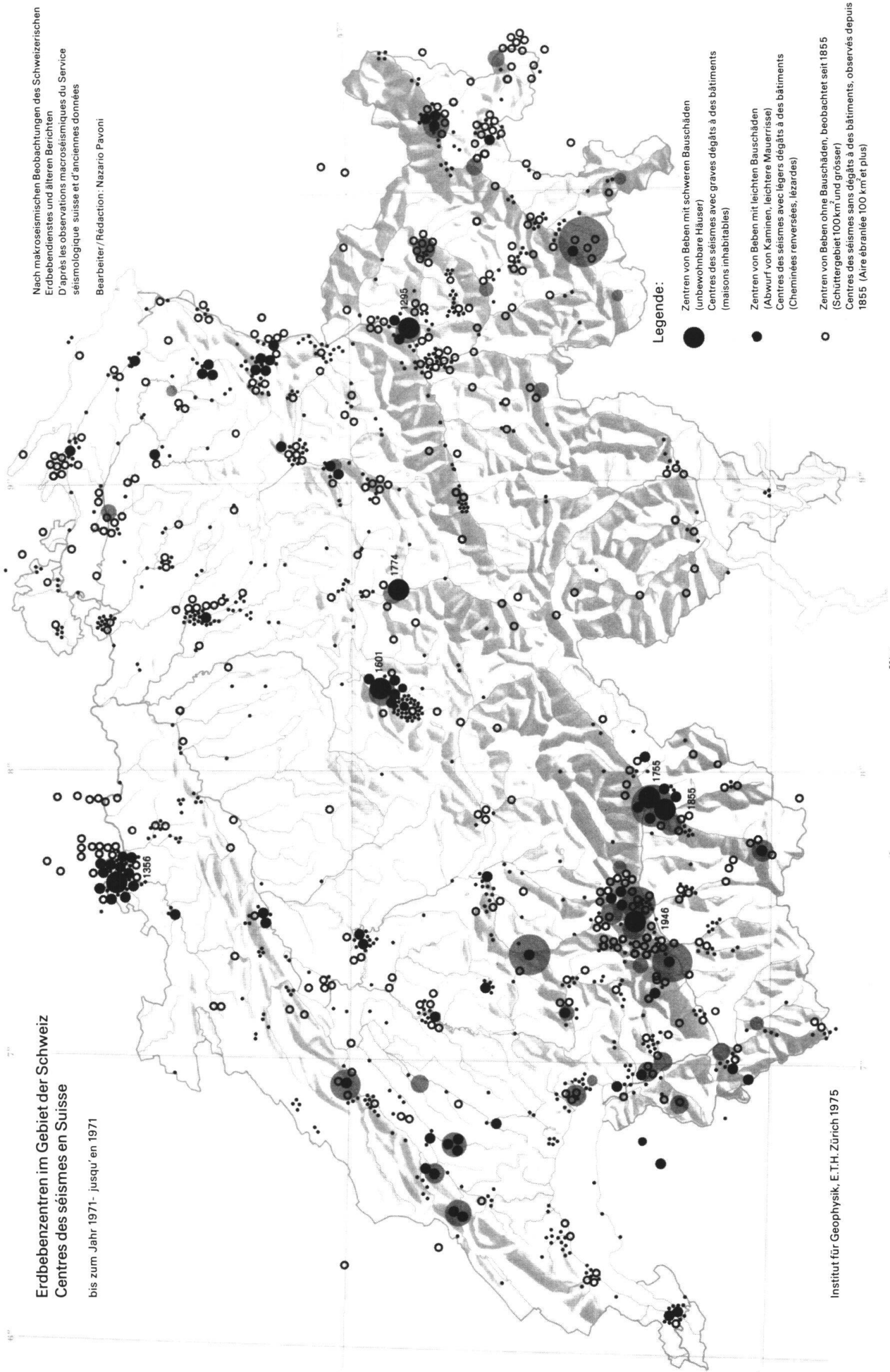
*) Institut für Geophysik, ETH Höggerberg, 8093 Zürich

Erdbebenzentren im Gebiet der Schweiz
Centres des séismes en Suisse

bis zum Jahr 1971- jusqu' en 1971

Nach makroseismischen Beobachtungen des Schweizerischen
 Erdbebeninstitutes und älteren Berichten
 D'après les observations macrosismiques du Service
 séismologique suisse et d'anciennes données

Bearbeiter/ Rédaction: Nazario Pavoni



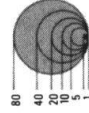
Legende:

- Zentren von Beben mit schweren Bauschäden
 (unbewohnbare Häuser)
 Centres des séismes avec graves dégâts à des bâtiments
 (maisons inhabitables)
- Zentren von Beben mit leichten Bauschäden
 (Abwurf von Kaminen, leichtere Mauerrisse)
 Centres des séismes avec légers dégâts à des bâtiments
 (Cheminiées renversées, lézardes)
- Zentren von Beben ohne Bauschäden, beobachtet seit 1855
 (Schüttergebiet 100 km² und grösser)
 Centres des séismes sans dégâts à des bâtiments, observés depuis
 1855 (Aire ébranlée 100 km² et plus)



Massstab 1:1000 000

Zahl der Stösse
 Nombre de secousses



Lokalstösse, beobachtet seit 1855
 (Schüttergebiet kleiner als 100 km²)
 Secousses locales, observées depuis 1855
 (Aire ébranlée moins de 100 km²)

Institut für Geophysik, E.T.H. Zürich 1975

im südlichen Wallis in der Region von Brig und Visp. Dass das Wallis die seismisch aktivste Zone der Schweiz darstellt, wird auch von der von 1975 bis 1995 vom Schweizerischen Erdbebendienst instrumentell registrierten Seismizität untermauert (Fig. 2). Aus den in den Figuren 1 und 2 dargestellten Daten wurde die seismische Gefährdung in der Schweiz berechnet (SÄGESSER & MAYER-ROSA, 1978). Es überrascht nicht, dass für das Wallis eine deutlich erhöhte Gefährdung berechnet wurde (Fig. 3).

Abschätzungen der seismischen Gefährdung und schliesslich auch des seismischen Risikos bilden wichtige Grundlagen für die Planung von spezifischen Bauten und Festlegung von Baunormen. Bei diesen Untersuchungen spielen stärkere Beben, die zu Schäden führten, eine dominierende Rolle. Für die meisten, der in Fig. 2 abgebildeten Ereignisse wurde jedoch eine Magnitude kleiner als 2.0 bestimmt. Diese Mikroerdbeben werden in der Regel von der Bevölkerung kaum gespürt. Für den Seismologen sind diese schwachen Ereignisse jedoch von grosser Bedeutung. Wenn es gelingt, die leise Sprache der kleinen Beben zu entziffern, dann kann wichtige Information über die Vorgänge im Erdinnern gewonnen werden.

Im Rahmen des Nationalen Forschungsprogramms 20 (NFP20) (FREI et al., 1989) wurde die Mikroseismizität im Wallis eingehend untersucht (MAURER, 1993). Basierend auf früheren Arbeiten von PAVONI (1977, 1980) wurde ein temporäres Seismographen-Netz konzipiert und vom August 1989 bis Oktober 1991 betrieben.

Dieser Artikel fasst die Resultate dieser Untersuchungen zusammen. Es wird aufgezeigt, wie Mikroerdbeben als Werkzeug für die Erforschung der tektonischen Struktur des Untergrundes, der Geometrie rezenter Bruchsysteme sowie der Orientierung des tektonischen Spannungsfeldes benutzt werden können.

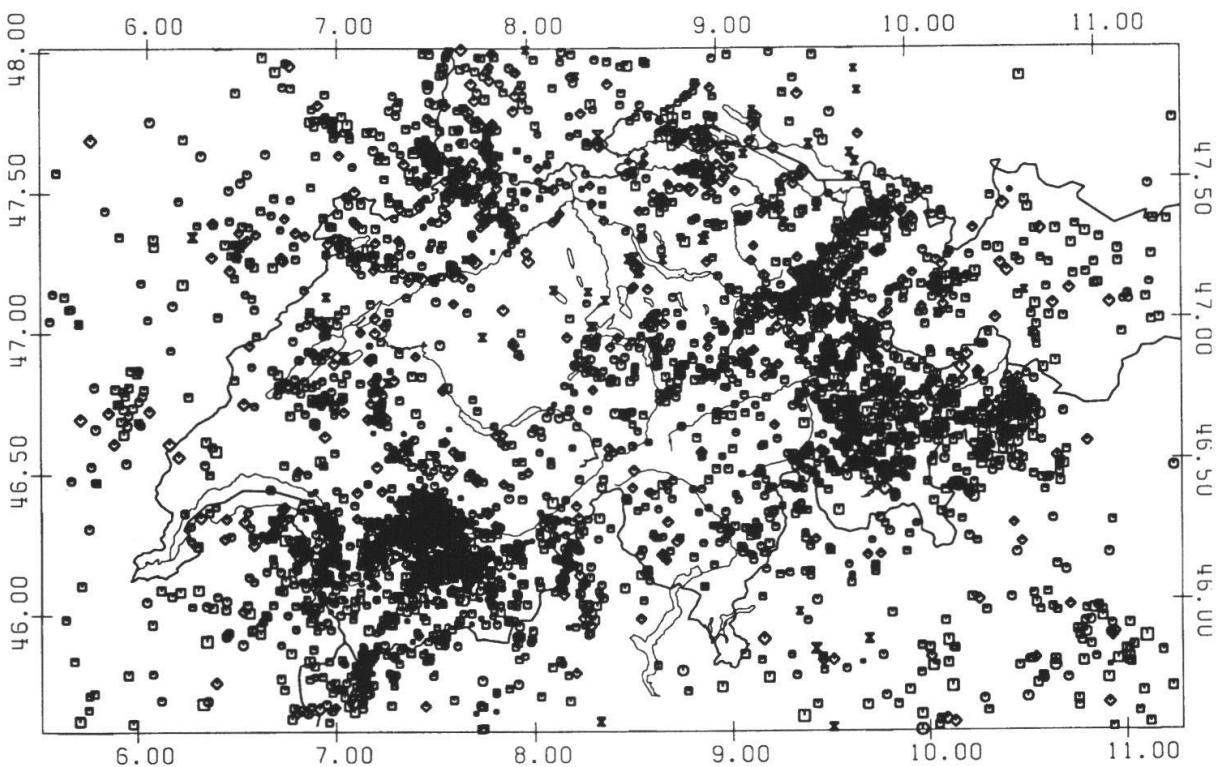


Fig. 2: Instrumentell beobachtete Seismizität in der Schweiz zwischen 1975 und 1995. Es sind insgesamt 6398 Epizentren dargestellt.

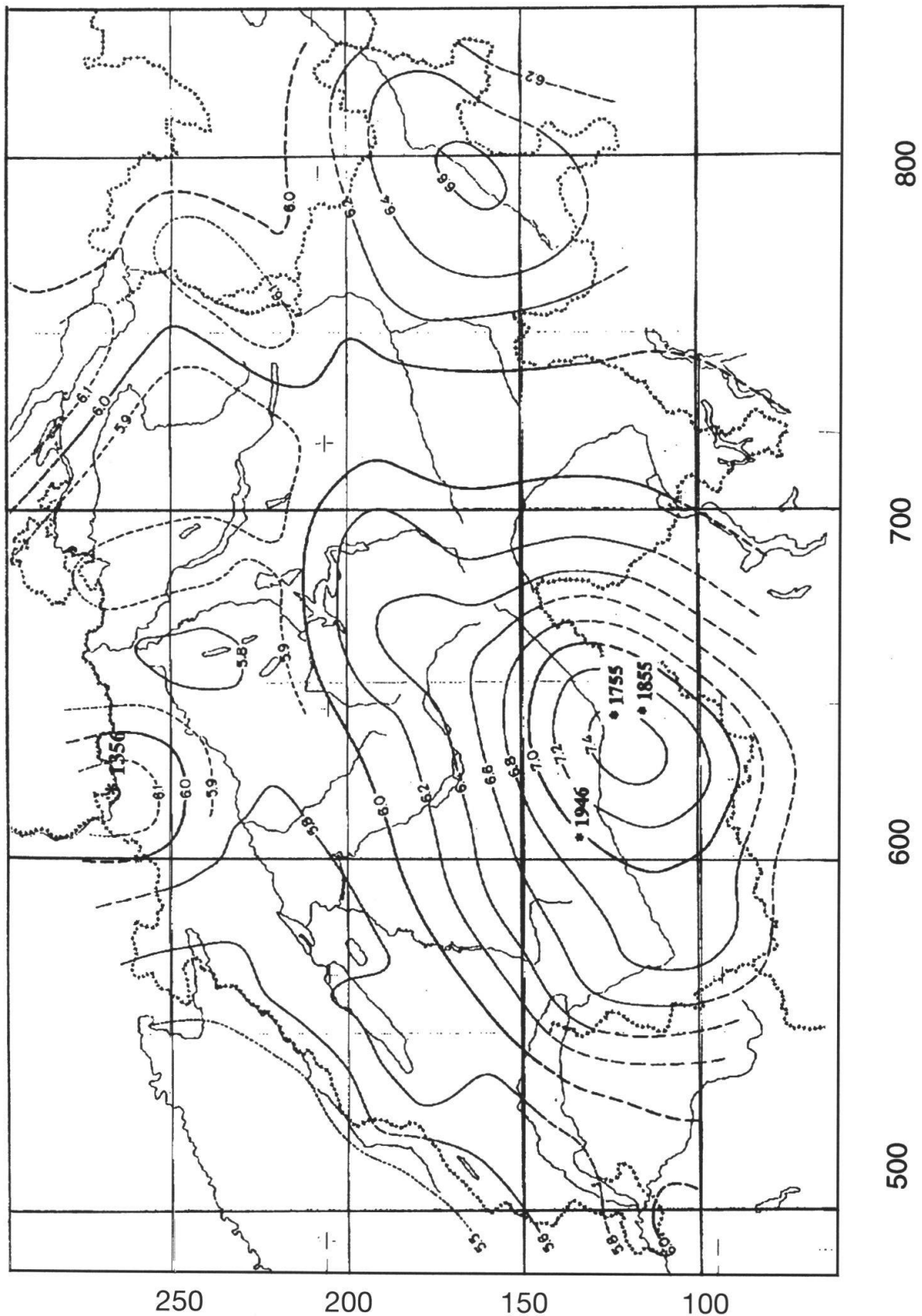


Fig. 3: Seismische Gefährdungskarte der Schweiz nach SÄGESSER & MAYER-ROSA (1978). Die Konturlinien stellen die für die Wahrscheinlichkeit von 0.01/Jahr zu erwartende Intensität dar. Die Sterne bezeichnen die stärksten dokumentierten Beben (1356 Basel, 1755 Brig, 1855 Visp, 1946 Wildhornzone) der letzten Jahrhunderte.

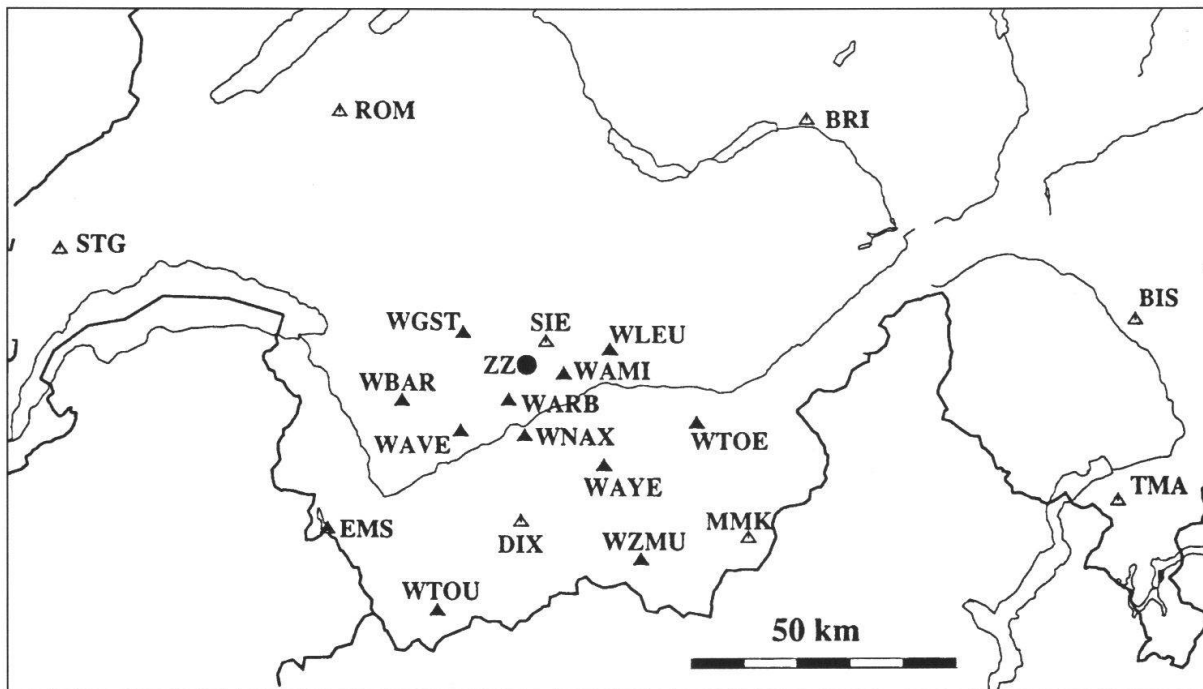


Fig. 4: Erdbebenstationsnetz im Wallis. Offene Dreiecke: Permanente Stationen des Schweizerischen Erdbebendienstes. Die Staudammstationen EMS, DIX, MMK sind mit 2 Geräten in einem Abstand von ca. 1 km instrumentiert und jeweils nur mit einem Dreieck markiert. Ausgefüllter Punkt: Stationsnetz Zeuzier. Ausgefüllte Dreiecke: Temporäre Stationen (1989-1991).

Die Geologie und Tektonik des Untersuchungsgebiets ist in der Literatur ausführlich beschrieben worden und wird im Rahmen dieses Artikels nicht mehr vorgestellt. Einen guten Ueberblick findet man z.B. in den Arbeiten von BURKHARD (1986), STECK et al. (1989) oder ESCHER et al. (1993).

2. Datensatz

Das permanente Stationsnetz des Schweizerischen Erdbebendienstes (SED) registriert seit über 20 Jahren die Seismizität in der Schweiz. Im Rahmen dieser Arbeit wurden Daten von 12 SED-Stationen verwendet, die im Wallis und den benachbarten Gebieten liegen. Um eine gute Datenqualität sicherzustellen, wurden nur digitale Seismogramme, wie sie seit 1984 aufgezeichnet werden, ausgewertet.

Zusätzlich zu den permanenten SED-Stationen konnten Aufzeichnungen des Zeuzier Seismographen-Netzes verwendet werden. Dieses Netz wurde zu Beginn der 80er Jahre für die seismische Ueberwachung der Wiederaufstauung des Lac de Zeuzier installiert (SCHNEIDER, 1980). Die insgesamt 7 Stationen lieferten zwischen 1983 und 1992 seismische Daten über sehr kleine Erdbeben im Magnitudenbereich 1 bis 2.

Für präzise Erdbebenlokalisierungen, insbesondere für die Bestimmung der Herdtiefe, ist ein möglichst dichtes Stationsnetz nötig. Dabei gilt als Faustregel, dass der mittlere Stationsabstand etwa der mittleren Herdtiefe entsprechen muss (LEE & STEWART, 1981). Die mittlere Herdtiefe in den Schweizer Alpen beträgt ungefähr 5 bis 10 km (DEICHMANN & BAER, 1990). Um die von LEE & STEWART (1981) vorgeschlagene Bedingung auch nur annähernd zu erfüllen, musste das Stationsnetz er-

gänzt werden. Dazu wurden im Zeitraum von August 1989 bis Oktober 1991 insgesamt 11 portable Seismographen im Untersuchungsgebiet installiert (Fig 4).

Die aufgezeichneten Seismogramme von den drei obenerwähnten Netzwerken wurden nach eingehender Qualitätskontrolle in ein einheitliches Datenformat konvertiert und anschliessend mit modernen Hilfsmitteln auf dem Computer ausgewertet (MAURER, 1993).

Der Gesamtdatensatz enthält nahezu 1500 Erdbeben. Diese Ereignisse sind in über 20'000 Seismogrammen dokumentiert von denen etwa 10'000 P-Wellen sowie 8'500 S-Wellen Einsätze abgelesen werden konnten. Die Fig. 5A zeigt eine Epizenterkarte sowie die Herdtiefenverteilung des Gesamtdatensatzes. Wie die Hypozentralparameter (Epizenterkoordinaten, Herdtiefe und Herdzeit) dieser Erdbeben bestimmt wurden, wird im folgenden Abschnitt erläutert.

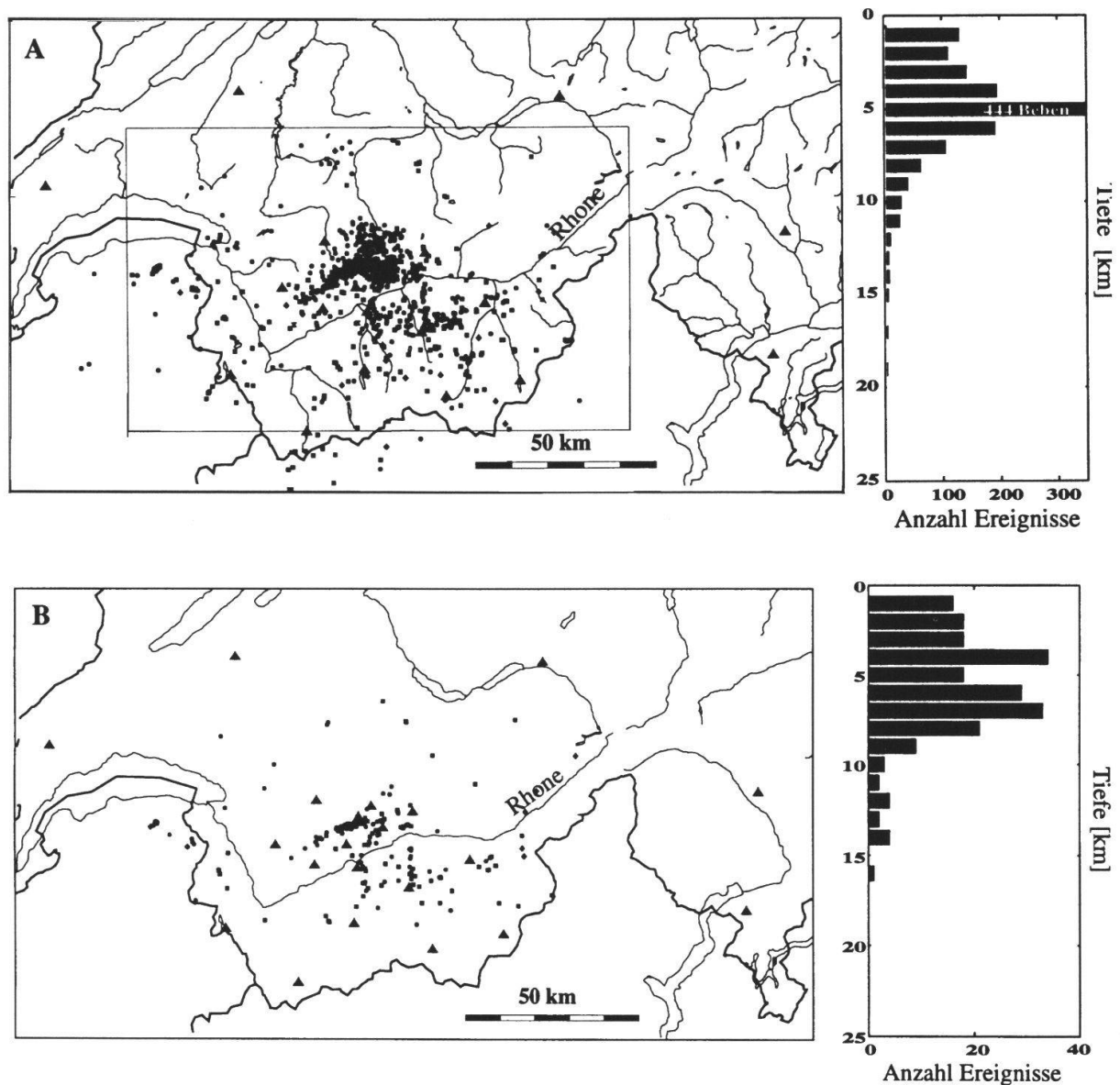


Fig. 5: A: Epizenterkarte des Wallis. Das Rechteck in der Karte bezeichnet das Untersuchungsgebiet, aus dem die Daten ursprünglich ausgewählt wurden. Alle 1497 lokalisierbaren Ereignisse sind dargestellt. Auf der rechten Seite ist die Herdtiefenverteilung gezeigt. B: Selektionierter Datensatz für die Simultaninversion. Siehe Text für weitere Erklärungen.

3. Erdbebenlokalisierung

Eine möglichst präzise Bestimmung der Herdkoordinaten von Erdbeben ist die Basis für die meisten seismologischen Untersuchungen. Die Güte der Lokalisierungen wird durch die Datenqualität sowie durch die Wahl eines geeigneten Lokalisierungsverfahrens bestimmt.

Die meisten Programme zur Erdbebenlokalisierung arbeiten nach folgendem Schema: (i) Bestimmung von sinnvollen Startwerten für die Hypozentralparameter. (ii) Berechnung von theoretischen Ankunftszeiten mit Hilfe eines geeigneten Geschwindigkeitsmodells des Untergrunds, (iii) Vergleich der theoretischen Ankunftszeiten mit den beobachteten Ankunftszeiten, (iv) Variation der Hypozentralparameter bis die berechneten und beobachteten Laufzeiten möglichst gut übereinstimmen. Es ist offensichtlich, dass die berechneten Laufzeiten nicht nur durch die Herdparameter sondern auch durch das Geschwindigkeitsmodell der Erdkruste beeinflusst werden, das in der Regel mit Hilfe von sprengseismischen Experimenten bestimmt wird. Im Wallis wurde eine Vielzahl von Refraktions- und Reflexionsprofilen aufgenommen (z.B. BAUMANN, 1994), die eine direkte Bestimmung der Geschwindigkeitsstruktur ermöglichen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde jedoch ein anderer Ansatz gewählt. Die Erdbeben Daten selber enthalten auch Information über die Geschwindigkeitsstruktur der von den seismischen Wellen durchlaufenen Gesteinsschichten. Mit Hilfe einer sogenannten Simultaninversion ist es möglich, diese Information zu extrahieren. Ein Vergleich der so gefundenen Geschwindigkeitsstruktur mit den Ergebnissen der Sprengseismik erlaubt eine unabhängige Überprüfung der verschiedenen Resultate. Zusätzlich erhält man durch die Simultaninversion auch ein S-Wellen Geschwindigkeitsmodell, was einerseits die Lokalisiergenauigkeit verbessern kann und andererseits wertvolle Hinweise über die materielle Beschaffenheit der Erdkruste liefert.

Wie im Namen bereits angedeutet, wird bei der Simultaninversion gleichzeitig die Herdparameter von vielen Beben und eine gemeinsame Geschwindigkeitsstruktur bestimmt. Die bei der Simultaninversion verwendeten Ereignisse müssen potentiell gut lokalisierbar sein, was hauptsächlich durch die Anzahl der gemessenen Ankunftszeiten sowie durch die Geometrie des Stationsnetzes relativ zu den Erdbebenherden bestimmt wird. Von den in Figur 5A dargestellten Beben erfüllen nur 212 die geforderten Kriterien. Sie sind in Figur 5B gezeigt.

Das Geschwindigkeitsverteilung im Untergrund wurde durch ein Schichtpaket über einem homogenen Halbraum angenähert. Um laterale Inhomogenitäten im untiefen Bereich zu berücksichtigen, wurde zusätzlich für jede Registrierstation eine sogenannte Stationskorrektur eingeführt.

Bedingt durch die Tiefenverteilung der selektierten Erdbeben zwischen 0 und ca. 15 km Tiefe, konnte nur die Geschwindigkeiten der Oberkruste bestimmt werden. Der tiefere Abschnitt der in Figur 6 gezeigten Modelle wurde aus a priori Information, die aus der Sprengseismik stammen und mit Hilfe eines geschätzten v_p/v_s Geschwindigkeitsverhältnisses gewonnen.

Die berechneten Geschwindigkeitsmodelle erlauben nicht nur eine im mathematischen Sinne optimale Lokalisierung der Erdbeben sondern geben auch wichtige Hinweise über den tektonischen Bau der Oberkruste. Im folgenden Abschnitt werden die tektonischen Schlussfolgerungen aus der gefundenen Geschwindigkeitsstruktur sowie der räumlichen Verteilung der Hypozentren kurz diskutiert. Weitere Information dazu findet man in MAURER & KRADOLFER (1995).

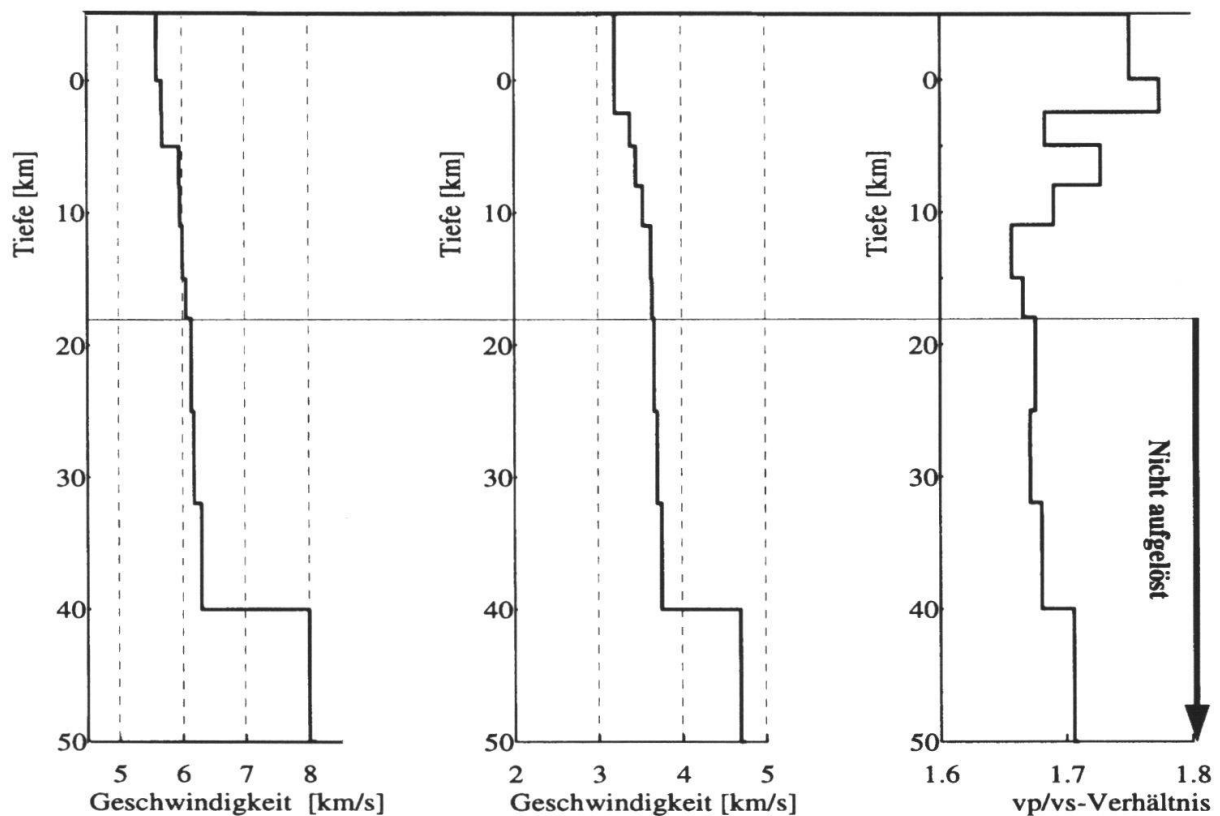


Fig. 6: Tiefenverteilung der seismischen P- und S-Wellen Geschwindigkeiten für das Untersuchungsgebiet. Rechts ist die aus den P- und S-Geschwindigkeiten ermittelte v_p/v_s Verteilung dargestellt. Siehe Text für weitere Erläuterungen.

4. Seismizität und tektonische Struktur

4.1 Geschwindigkeitsstruktur:

Die oberflächennahe Schichtgeschwindigkeit des in Figur 6 gezeigten P-Wellenmodells ist mit ca. 5.60 km/s ungewöhnlich hoch. Die oberflächennahen geologischen Einheiten im Wallis bestehen zu einem grossen Teil aus metamorphen Decken (ESCHER et al., 1993). Deshalb ist diese hohe Geschwindigkeit jedoch durchaus realistisch. Es muss aber an dieser Stelle betont werden, dass die gefundenen Geschwindigkeiten lediglich einen Mittelwert über das gesamte Untersuchungsgebiet darstellen und sich nicht einfach einer bestimmten geologischen oder tektonischen Einheit zuordnen lassen.

In einer Tiefe von 5 km steigt die P-Wellengeschwindigkeit sprunghaft von etwa 5.6 km/s auf fast 6.0 km/s an. Diese Diskontinuität erster Ordnung widerspiegelt entweder die mittlere Tiefe des kristallinen Sockels oder eine abrupte Geschwindigkeitsänderung innerhalb des Kristallins. Interessanterweise existiert dieser Sprung in der Geschwindigkeits-Tiefenfunktion der S-Wellen nicht. Diese Diskrepanz ist zur Zeit noch nicht erklärt und Gegenstand zukünftiger Untersuchungen.

Die gefundenen P-Wellengeschwindigkeiten stimmen mit den Ergebnissen der Sprengseismik (BAUMANN, 1994 und darin enthaltene Referenzen) recht gut überein. Kleinere Differenzen zu den refraktionsseismischen Modelle sind durch die unterschiedlichen Krustenvolumen, die von den seismischen Wellen durchlaufen

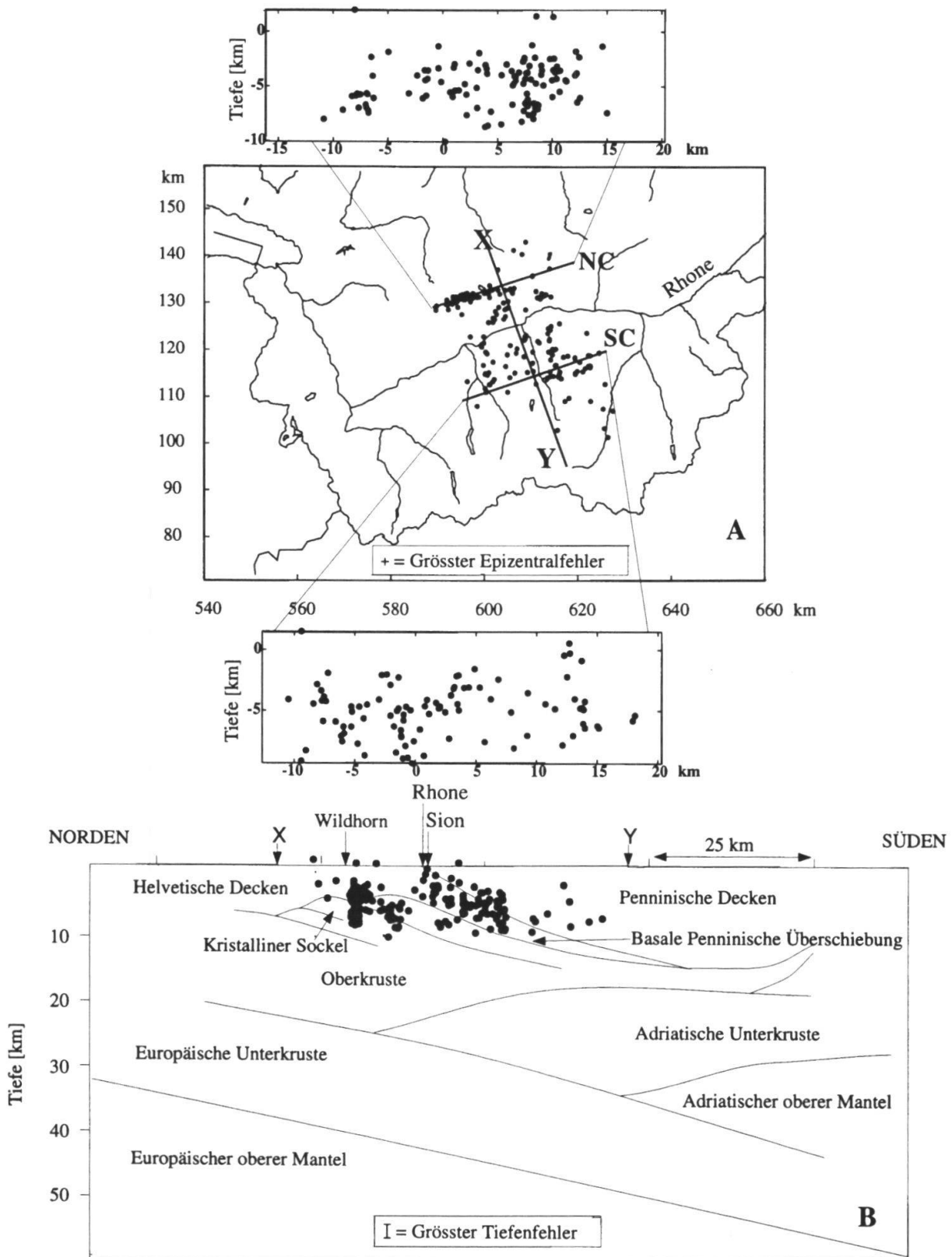


Fig. 7: A: Epizenterkarte mit gut lokalisierbaren Ereignissen. Nur diejenigen Beben, die weniger als 15 km vom Profil XY entfernt sind, sind dargestellt. Die Karte beinhaltet 219 Ereignisse. Das Kreuz im Kasten bezeichnet den abgeschätzten grössten Lokalisierfehler. Die Profile NC und SC sind Projektionen auf Ebenen senkrecht zu XY. NC enthält alle Beben nördlich und SC alle Beben südlich des Rhonetals. B: Vertikaler Tiefenschnitt entlang des Profils XY. Die Hypozentren sind auf die reflexionsseismische Westtraverse des NFP20 projiziert (VALASEK, 1992). Der Balken im Kasten bezeichnet den abgeschätzten grössten Tiefenfehler der Lokalisierungen.

wurden, erklärbar. Des weiteren muss beachtet werden, dass bei sprengseismischen Untersuchungen ausschliesslich abtauchende Wellen ausgewertet werden, während bei Erdbebenuntersuchungen wegen der Herdtiefe abtauchende sowie auch direkte Strahlenwege berücksichtigt werden.

4.2 Räumliche Verteilung der Seismizität:

Die in Figur 5A gezeigte Herdtiefenverteilung ist für eine rheologische Interpretation nur bedingt geeignet. Für viele der registrierten Beben reicht die Information für eine zuverlässige Herdtiefenbestimmung nicht aus. Das Lokalisierungsprogramm fixiert deshalb für diese Beben die Herdtiefe bei 5 km. Die grosse Häufung von Erdbebenherden in dieser Tiefe hat deshalb keine geophysikalische Signifikanz. Die Herdtiefenverteilung in Figur 5B hingegen spiegelt schon eher die wahre Tiefe der Seismizität wieder. Hier wurden keine Beben in Tiefen grösser als 15 km gefunden. Offenbar befindet sich hier der Uebergang von spröder zu duktiler Verformung. Dieses Resultat ist in Einklang mit anderen Erdbebenstudien in den Schweizer Alpen (DEICHMANN & BAER, 1990; ROTH et al., 1992).

Für die Untersuchung möglicher Zusammenhänge zwischen den tektonischen Strukturen und der räumlichen Verteilung der Seismizität wurde eine Auswahl von gut lokalisierbaren Beben aus dem Gesamtdatensatz ausgewählt. Um eine ausreichend grosse Zahl von Ereignissen zu analysieren, wurden die Auswahlkriterien weniger restriktiv als für die Simultaninversion gewählt. Die Epizentren der ausgewählten Beben sind in Figur 7A dargestellt. Nördlich des Rhonetals scheint die seismische Aktivität an eine klar abgegrenzte langgestreckte Zone mit einem W-E Streichen gebunden zu sein. Im südlichen Teil hingegen sind die Epizentren eher diffus verteilt.

In Figur 7B sind die ausgewählten Hypozentren auf einen Tiefenschnitt entlang der NFP20 Westtraverse (VALASEK, 1992) projiziert. Die Bebenverteilung nördlich des Rhonetals zeigt auch in dieser Darstellung eine klare Struktur in Form einer nahezu vertikalen aktiven Zone. Die Seismizität scheint hier an keine tektonischen Einheiten gebunden zu sein und erstreckt sich über die helvetischen Deckensedimente sowie auch den kristallinen Sockel.

Die Verteilung im Süden ist auch in der vertikalen Projektion nicht so klar strukturiert wie im Norden. Allerdings scheinen die Beben der basalen Penninischen Front zu folgen. Offenbar stellt diese Front eine bereits vorhandene Schwächezone in der Erdkruste dar, die durch das heutige Spannungsfeld wieder reaktiviert wurde.

5. Erdbebenschwärme und neotektonische Brüche

Mit Hilfe der räumlichen Verteilung der Seismizität konnte im nördlichen Wallis eine langgestreckte aktive Zone (Wildhornzone) gefunden werden. Sie stellt vermutlich eine grosse Bruchzone oder ein Bruchsystem dar. Tatsächlich hat Pavoni (1980) neogene Brüche, die parallel zum Rhonetal verlaufen, im Gelände beobachtet. Es stellt sich nun die Frage, ob es möglich ist, mit Hilfe der Erdbeben die Lage von aktiven Bruchflächen exakt festzulegen.

Bedingt durch die Ungenauigkeiten der Hypozentrenlokalisierungen (ca. 1 km horizontaler Fehler und 2 km Tiefenfehler) scheint ein derartiges Unterfangen hoffnungslos zu sein. In den letzten Jahren wurden jedoch Verfahren entwickelt, die eine relative Bestimmung von verschiedenen Hypozentren mit einer Genauigkeit

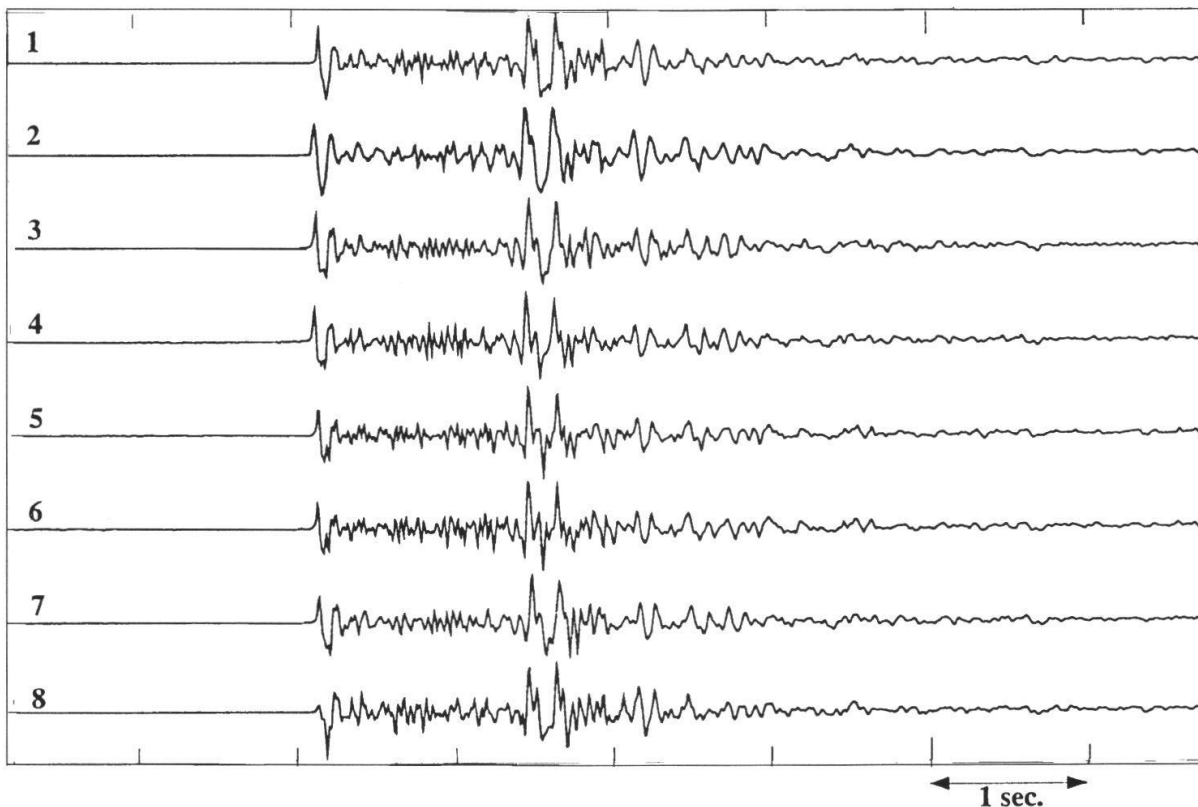


Fig. 8: 8 Seismogramme (Vertikalkomponente) von Cluster II registriert an der Station WARB. Siehe Text für weitere Erklärungen.

von wenigen 10 Metern erlauben (POUPINET et al., 1984). Für Beben, die auf der gleichen Bruchfläche stattgefunden haben, kann mit diesen Methoden die Lage der Bruchfläche bestimmt werden.

Voraussetzung für präzise Relativlokalisierungen ist eine konsistente zeitliche Bestimmung der Phaseneinsätze der verschiedenen Wellentypen. Bedingt durch die grosse Variabilität der registrierten Signale ist dies jedoch ein schwieriges Unterfangen, vor allem die Ablesung von S-Welleneinsätzen. Befriedigende Resultate können nur dann erzielt werden, wenn die Signalformen der einzelnen Seismogramme sehr ähnlich sind. Eine Signalähnlichkeit wird erwartet, wenn alle Faktoren, die die Signalform bestimmen, praktisch identisch sind. Dies sind die Abstrahlcharakteristik der seismischen Quelle, das Medium, das die Welle durchläuft, der lokale Stationsuntergrund und das Registriersystem. Ähnliche Signale sind demzufolge nur in Seismogrammen, die an der gleichen Station registriert wurden, zu erwarten (Figur 8). Da auch der Laufweg und die Quellenfunktion identisch sein müssen, wird angenommen, dass nur Beben, die durch wiederholte Verschiebungen auf der gleichen Bruchfläche stattgefunden haben, ähnliche Signale erzeugen können.

In grösseren Datensätzen ist das Auffinden von Ereignissen mit ähnlichem Signalcharakter sehr aufwendig. Im Rahmen dieser Studie wurde ein Detektionsalgorithmus entwickelt, der Erdbebenschwärme mit ähnlichem Signalcharakter automatisch erkennen kann. Eine detaillierte Beschreibung dazu findet man in MAURER & DEICHMANN (1995).

Mit Hilfe der automatischen Detektion wurde eine ganze Reihe von Erdbeben-

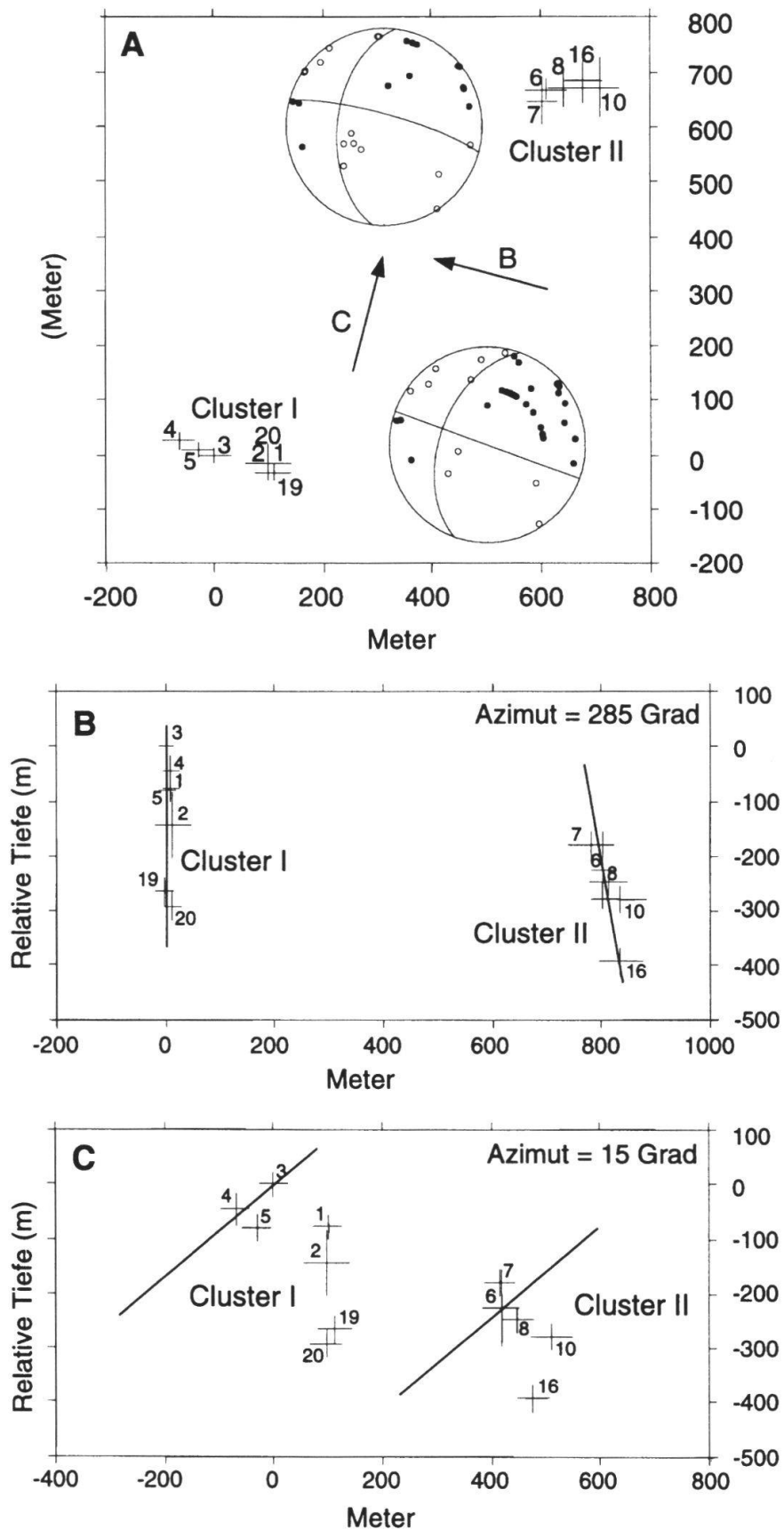


Fig. 9: Herdflächenlösungen und Relativlokalisierungen von Cluster I und II. Die Pfeile B und C in der Epizenterkarte (A) zeigen in die Richtung der Tiefenschnitte die in B (Azimut = 285) und C (Azimut = 15) gezeigt sind. Die Geraden, die in die Tiefenschnitte eingezeichnet sind, bezeichnen die Spuren der Knotenebenen der in A gezeigten Herdflächenlösungen.

schwärmen im Wallis gefunden. Fast die Hälfte der knapp 1500 Beben in Figur 5A sind mit mindestens einem anderem Beben "verwandt" (ähnlich). Zwei der gefundenen Schwärme in der Wildhornzone enthielten stärkere Ereignisse, für die Herdflächenlösungen konstruiert werden konnten (siehe Kapitel 6). Wie in Figur 9A gezeigt, unterscheiden sich die für die beiden stärkeren Beben gefundenen Herdflächenlösungen nur unwesentlich. Mit Hilfe der Relativlokalisierungen und der Herdflächenlösungen wurde versucht, folgende Fragen zu beantworten:

1. Welche Knotenebene der Herdflächenlösungen ist die aktive Bruchfläche?
2. Liegen die beiden Erdbebenschwärme auf der gleichen Bruchfläche?

Figur 8 zeigt Seismogramme von einem der beiden Erdbebenschwärme (im folgenden als Cluster II bezeichnet), die an der Station WARB (siehe Figur 4) aufgezeichnet wurden. Fünf der der dargestellten 8 Beben waren von genügend vielen Stationen registriert worden, so dass eine Relativlokalisierung durchgeführt werden konnte. Dank der frappanten Ähnlichkeit der Wellenzüge konnte die relative Lage der einzelnen Beben zueinander mit einer Genauigkeit von wenigen 10 Metern bestimmt werden. Figur 9A zeigt die relative Lage der Epizentren.

Vom zweiten untersuchten Erdbebenschwarm (Cluster I) konnten 7 Ereignisse für die Relativlokalisierung benützt werden. Obwohl sich die Signale von Cluster I und Cluster II deutlich unterscheiden, besteht eine gewisse Signalähnlichkeit zwischen den beiden Schwärmen. Dieser Umstand erlaubte auch eine Relativlokalisierung von Cluster I relativ zu Cluster II.

Aufgrund der in Figur 9A gezeigten Epizentren ist nicht klar, ob Cluster I und Cluster II auf der gleichen Bruchfläche liegen. Des Weiteren geben die Epizentren noch keine klaren Hinweise auf die räumliche Lage der aktiven Bruchfläche(n). Unter der Annahme, dass die aktive Bruchfläche(n) durch eine der beiden Knotenebenen in den Herdflächenlösungen beschrieben wird bzw. werden, kann dieses Problem durch zwei verschiedene Projektionen relativ einfach gelöst werden. In Figur 9B ist ein Vertikalschnitt in Richtung des in Figur 9A gezeigten Pfeils B mit den Hypozentren sowie der zum Pfeil B parallelen Knotenebene abgebildet. Der entsprechende Vertikalschnitt in Richtung von Pfeil C ist in Figur 9C gezeigt. Wenn man die Projektionen in Figur 9B und Figur 9C vergleicht wird klar, dass nur die ungefähr W-E streichenden Knotenebenen mit der räumlichen Verteilung von Erdbebenschwärmen in Verbindung gebracht werden können. Sie stellen somit die aktiven Bruchflächen dar. Die relative Lage von Cluster I und II in Figur 9B beweist, dass die beiden Erdbebenschwärme auf zwei verschiedenen, aber nahezu parallelen Bruchflächen lagen.

Ein Vergleich der mit Hilfe der Schwarmbeben bestimmten Bruchflächen mit den von BURKHARD (1988) kartierten jungen, steilstehenden Bruchstrukturen im Helvetikum der Schweizerischen Westalpen (Figur 10A) zeigt bezüglich der räumlichen Lage eine sehr gute Übereinstimmung. Man würde jedoch erwarten, dass die gefundenen aktiven Bruchflächen etwa parallel zu der langgestreckten Zone erhöhter Seismizität (Figur 10B) liegen. Wie aber die in Figur 10 abgebildeten Herdflächenlösungen für Cluster I und II zeigen, trifft das nicht zu. Eine mögliche Erklärung für diesen scheinbaren Widerspruch ist das Konzept der Riedelschen Brüche, welche von RIEDEL (1929) mit Hilfe von Tonverformungsexperimenten entdeckt wurden. Sie bilden sich vor der eigentlichen Ausbildung einer Bruchzone unter einem Winkel von 15 bzw. 85 Grad und wurden auch schon im Zusammenhang mit seismisch aktiven Zonen beobachtet (TCHALENKO & AMBRASEYS, 1970). Die Tatsache, dass Riedelsche Brüche in der Wildhornzone heute aktiv sind, lässt

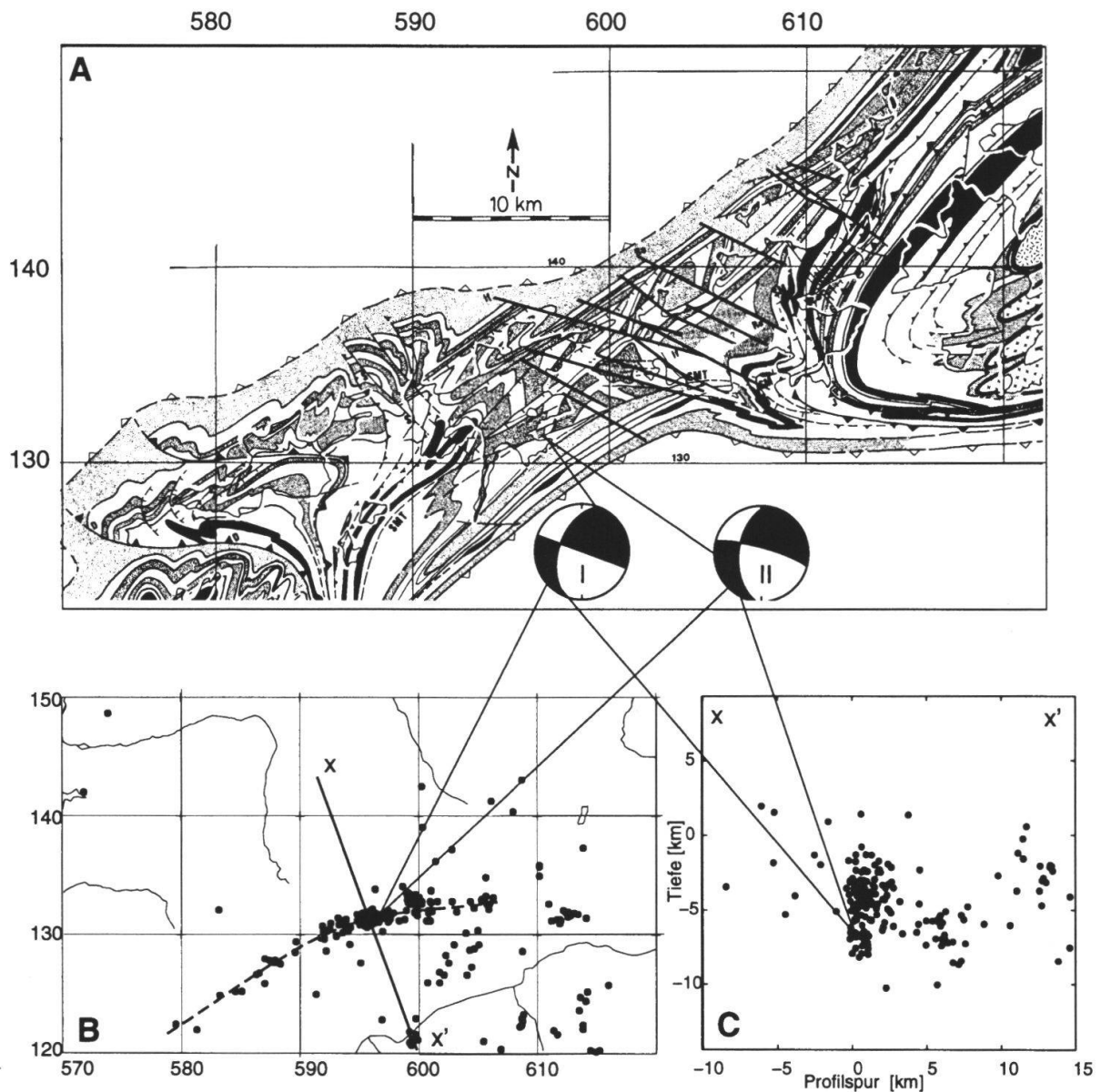


Fig. 10: A: Horizontalschnitt in 2500 m ü. M. durch die helvetischen Decken in den Schweizer Westalpen (Burkhard, 1988). B: Epizenterkarte mit gut bestimmten Erdbeben des gleichen Kartenausschnittes wie in A. C: Tiefenschnitt entlang x-x'.

jedoch nicht auf kommende Bildungen von neuen grossen tektonischen Verwerfungen schliessen. Riedel-Brüche sind bestehende Schwächezonen in der Erdkruste, die durch das heutige Spannungsfeld wieder reaktiviert wurden.

6. Das tektonische Spannungsfeld

In der Abstrahlcharakteristik der Erdbebenherde steckt Information über das vorherrschende Spannungsregime, die mit Hilfe von Herdflächenlösungen analysiert werden kann (z. B. LEE & STEWART, 1981). Von den in Figur 5A dargestellten Beben, konnte für 18 Ereignisse gut belegte Herdflächenlösungen konstruiert werden. Sie sind in Figur 11 gezeigt.

Auf den ersten Blick fällt auf, dass nördlich des Rhonetals vor allem Herdmechanismen vom Blattverschiebungstypus auftreten, während im Süden Abschiebungsmechanismen vorherrschen. Mit Hilfe von zwei verschiedenen Auswertungsmethoden, die nachfolgend kurz diskutiert werden, wurden die in Figur 11 gezeigten Herdflächenlösungen eingehender untersucht (siehe auch MAURER et al. 1995). Eine einzelne Herdflächenlösung liefert neben den Knotenebenen auch die Richtung der sogenannten P- und T-Achsen (z.B. LEE & STEWART, 1981). Diese Achsen stellen jedoch lediglich die maximale und minimale Verformung und nicht die Lage der Hauptspannungsachsen dar (z.B. RAMSAY & HUBER, 1987). Durch eine gemeinsame Auswertung von mehreren Herdflächenlösungen ist es jedoch möglich, die Ausrichtung des tektonischen Spannungsfelds abzuschätzen. ANGELIER & MECHLER (1977) schlagen dazu eine einfache graphische Methode vor bei der die Kompressions- (schwarz dargestellt, Bodenbewegung nach oben) und Dilatationsquadranten (weiss dargestellt, Bodenbewegung nach unten) übereinander gelegt werden. Die Orte der grössten Kompatibilität der Kompressions- resp. Dilatationsquadranten im resultierenden Stereogramm (Dihedra Plots) ergeben die wahrscheinlichste Ausrichtungen der minimalen (σ_3) resp. maximalen (σ_1) Spannung. Figur 12A zeigt Dihedra Plots für die Herdflächenlösungen nördlich und südlich

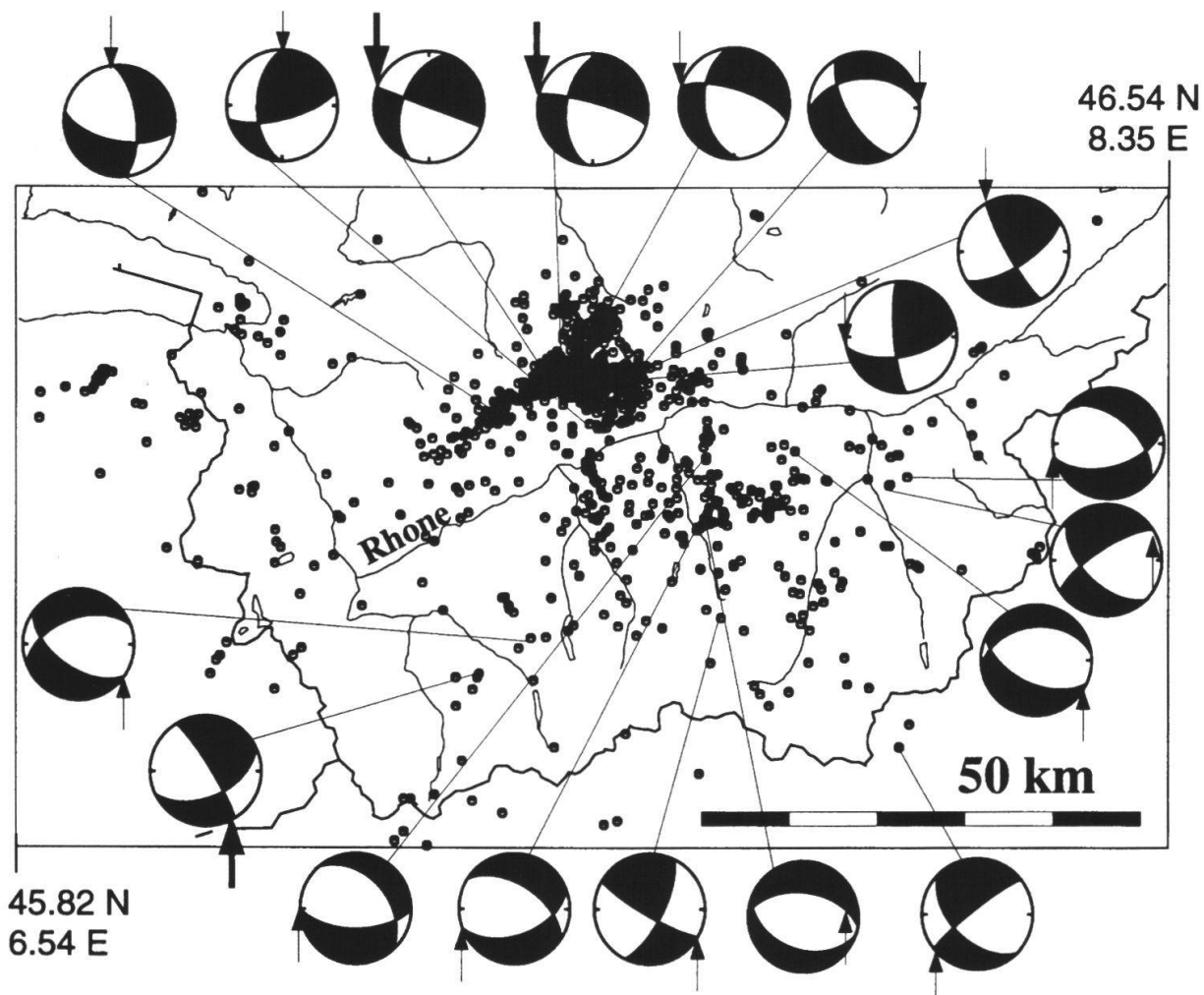


Fig. 11: Herdflächenlösungen, die für stärkere Ereignisse im Untersuchungsgebiet konstruiert werden konnten. Die Pfeile bezeichnen die mit Hilfe der Stressinversion bestimmten aktiven Bruchflächen.

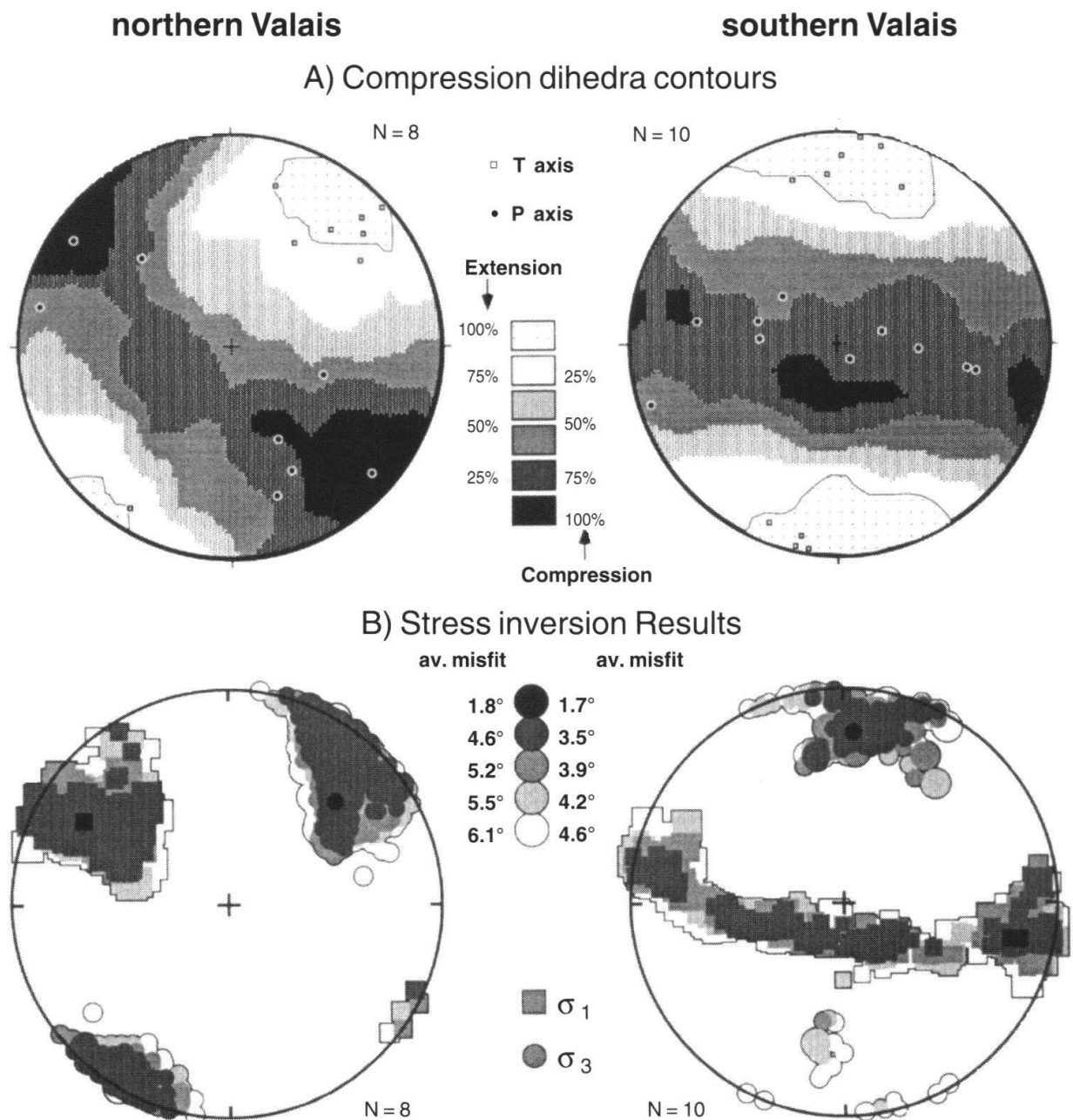


Fig. 12: Dihedra Plots für das Nord- und Südwallis. B: Resultate der Stressinversion.

des Rhonetals. Diese Darstellungen zeigen zwei deutlich verschiedene Spannungsregime in den beiden Gebieten. Während im Norden Blattverschiebung mit σ_1 in NW-SE Richtung und σ_3 in NE-SW Richtung vorherrscht, zeigt der Dihedra Plot für das Südwallis Abschiebung mit N-S Extension.

Dieses Resultat wurde mit Hilfe einer zweiten Methode, der von GEPHART & FORSYTHE (1984) vorgeschlagenen Stressinversion, überprüft. Im Gegensatz zur Methode von ANGELIER & MECHLER (1977), wo das Problem rein graphisch analysiert wird, löst man bei der Stressinversion eine Minimierungsaufgabe. Die zu minimierende Grösse ist die Summe aller Winkel zwischen den Slipvektoren der einzelnen Knotenebenen und der Richtung der maximalen Scherspannung, die von einem

bestimmten Stresstensor auf die einzelnen Bruchflächen ausgeübt wird. Die Methode von GEPHART & FORSYTHE (1984) führt einen Suchalgorithmus über alle möglichen Lagen des Stresstensors durch und bestimmt so die optimale Ausrichtung.

Figur 12B zeigt die Rotationswinkel für das nördliche und südliche Wallis in Form einer Graustufenskala. Die mit Hilfe der Stressinversion bestimmten Richtungen von σ_1 und σ_3 stimmen mit den Resultaten der Dihedraplots recht gut überein. Bedingt durch die erhöhte Sensitivität der Inversion gegenüber der Dihedramethode, sind die Bestimmungen von σ_1 und σ_3 jedoch präziser.

Unter der Annahme, dass das Gestein eher in Richtung derjenigen Knotenebene mit dem kleineren Rotationswinkel zum optimalen Stresstensor bricht, kann das Resultat der Stressinversion auch für die Bestimmung der aktiven Bruchfläche einer Herdflächenlösung benutzt werden. Die Knotenebenen mit dem kleineren Rotationswinkel gegenüber dem gefundenen Spannungstensor sind in Figur 11 mit Pfeilen markiert. Mit Hilfe der Ergebnisse der Relativlokalisierungen können diese Resultate leicht überprüft werden. Die drei dick ausgezogenen Pfeile in Figur 11 bezeichnen Herdflächenlösungen, für die mit Erdbebenschwärmen Bruchflächenbestimmungen durchgeführt wurden. Die dritte Schwarmanalyse im Südwallis ist in PASTORE (1993) beschrieben. In allen Fällen stimmen die Resultate von Stressinversion und Relativlokalisierungen überein.

7. Schlussfolgerungen und Ausblick

Die Mikrobebenuntersuchungen im Wallis haben einige neuen Erkenntnisse über die rezente Tektonik der Schweizer Westalpen gebracht. Aufgrund der räumlichen Verteilung der Seismizität kann geschlossen werden, dass die Erdbebenaktivität an bestehende Schwächezonen in der Erdkruste gebunden und auf die obersten 15 km beschränkt ist. Während in den vergangenen Jahrhunderten vor allem Erdbeben im südlichen Wallis dokumentiert sind, fand das stärkste Beben in diesem Jahrhundert im Jahre 1946 in der Wildhornzone nördlich des Rhonetals statt (WANNER, 1955). Mit Hilfe von Relativlokalisierungen von Erdbebenschwärmen konnten steil stehende aktive Brüche lokalisiert werden. Diese aktiven Brüche lassen sich sehr gut mit geologisch kartierten jungen Bruchstrukturen korrelieren.

Das vermutlich spektakulärste Resultat wurde bei der Bestimmung des tektonischen Spannungsfeldes gefunden. Nördlich und südlich des Rhonetals wurden zwei deutlich unterschiedliche Spannungsregime festgestellt. Der gefundene Blattverschiebungstypus im Norden mit NW-SE ausgerichteter maximaler Druckspannung ist in guter Übereinstimmung mit Untersuchungen in den umliegenden Gebieten (DEICHMANN, 1990; ROTH et al., 1992; PAVONI et al., 1995). Die Ergebnisse im Nordwallis sind auch im Einklang mit dem vermuteten Verschiebungssinn der Rhone-Simplon Störung (MANCKTELOW, 1985; BURKHARD, 1986; MANCKTELOW, 1992). Aufgrund des geometrischen Verlaufs dieser wichtigen Störungszone würde man jedoch W-E Extension südlich des Rhonetals vermuten. Das ist im Widerspruch zu den Resultaten der hier vorgestellten seismotektonischen Befunden. Es gibt zwei verschiedene Erklärungen für diesen Unterschied. Die kartierten tektonischen Strukturen der Simplonstörung entstanden vermutlich im Miozän (MANCKTELOW, 1992). Es ist möglich, dass sich das tektonische Spannungsfeld seit dieser Zeit verändert hat. Eine alternative Interpretation wären lokale Variationen des Spannungsfeldes. Bedingt durch starke Heterogenitäten in der Erdkruste ist es

möglich, dass der Spannungstensor lokal "gestört" wird und Abweichungen zum generellen Trend zeigt.

Das im Südwallis gefundene Spannungsregime ist die bis heute in der Schweiz erste seismotektonisch dokumentierte Extension senkrecht zum alpinen Gebirgsgürtel. In anderen aktiven Orogenen wurde dies jedoch schon häufig beobachtet (DEWEY, 1988; MOLNAR & LYON-CAEN, 1988). WILLETT et al. (1993) haben dazu einige Modellvorstellungen entwickelt. Das topographische Relief der Schweizer Westalpen, die gemessenen Hebungsraten (GUBLER et al., 1984) sowie eine bemerkenswerte negative Schwereanomalie (z.B. KISSLING, 1993) sind Indizien, dass die von WILLETT et al. (1993) vorgeschlagen Modelle auch für das Südwallis anwendbar sind.

Obwohl mit den hier vorgestellten Resultaten der seismologischen Untersuchungen im Wallis einige Fragen geklärt werden konnten, so gibt es noch sehr viele ungelöste Probleme. Die Bestimmung der dreidimensionalen Struktur des Untergrundes ist z.B. bis heute noch nicht befriedigend gelöst. Mit Hilfe der seismischen Tomographie könnte über den tektonischen Bau der Oberkruste neue Erkenntnisse gewonnen werden. Des weiteren könnte eine detailliertere Untersuchung der aktiven Bruchflächen neue Erkenntnisse über die Kinematik und Dynamik der Erdbebenherde liefern. Schliesslich wäre eine dreidimensionale geodynamische Modellierung ein möglicher Schlüssel zur Bestimmung des aktuellen Spannungszustandes in der Erdkruste.

Verdankungen

Diese Arbeit ist das Produkt einer sehr fruchtbaren Zusammenarbeit mit Nicholas Deichmann, Martin Burkhard, Urs Kradolfer, Manfred Baer, Nazario Pavoni, Stephan Mueller und vielen anderen Mitarbeitern des Instituts für Geophysik der ETH Zürich. Der Unterhalt des temporären Stationsnetzes wurde von Mitarbeitern des Elektroniklabors des Instituts für Geophysik, ETH Zürich sowie des Centre de recherches fondamentales et appliquées, Sion gewährleistet. Ich möchte mich bei ihnen für ihre tatkräftige Mithilfe herzlich bedanken. Ausserdem möchte ich Jörg Anosrge, Heinrich Horstmeyer und Dieter Mayer-Rosa für die sorgfältige Durchsicht des Manuskripts danken. Diese Forschungsarbeit wurde von der ETH Zürich und vom Schweizerischen Nationalfonds finanziell unterstützt. Publikationsnummer 879 des Instituts für Geophysik der ETH, Zürich.

Literaturverzeichnis

ANGELIER, J., AND MECHLER, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. - Bulletin Société Géologique France, v. 19, p. 1309-1318.

BURKHARD, M. (1986): Déformation des calcaires de l'Helvétique de la Suisse occidentale (Phénomènes, mécanismes et interprétations tectoniques. - Revue Géologie dynamique Géographie physique, v. 27, p. 281-301.

BURKHARD, M. (1988): Horizontalschnitt des Helvetikums der Westschweiz (Rawildepression). - Beiträge zur Landes Hydrologie- und Geologie, v. 4.

BAUMANN, M. (1994): Three-Dimensional Modelling of the Crust-Mantle Boundary in the Alpine Region. - PhD thesis, ETH Zürich, 147 p.

- DEICHMANN, N. (1990): Seismizität der Nordschweiz, 1987-1989, und Auswertung der Erdbebenserie von Günsberg, Läuelfingen und Zeglingen. - Technischer Bericht, NTB 90-46, NAGRA, Baden, 52 p.
- DEICHMANN, N. & BAER, M. (1990): Earthquake focal depths below the Alps and northern Alpine foreland of Switzerland. - In: Freeman, R., Giese, P., and Mueller, St. (editors), *The European Geotraverse. Integrative studies*, European science foundation, Strassbourg, p. 277-288.
- DEWEY, J.F. (1988): Extensional collapse of orogens: - *Tectonics*, v. 7, p. 1123-1139.
- ESCHER, A., MASSON, H., STECK, A. (1993): Nappe geometry in the western Swiss Alps. - *J. Struct. Geol.*, v. 15, p. 501-509.
- FREI, W., HEITZMANN, P., LEHNER, P., MUELLER, ST., OLIVIER, R., PIFFNER, A. O., STECK, A. & VALASEK, P. (1989): Geotraverses across the Swiss Alps. - *Nature*, 340, p. 544-548.
- GEPHART, J.W. & FORSYTH, D.W. (1984): An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. - *Journal of Geophysical Research*, v. B 89, p. 9305-9320.
- GUBLER, E., SCHNEIDER, D., AND KELLERHALS, P. (1984): Bestimmung von rezenten Bewegungen der Erdkruste mit geodätischen Methoden. - *Nagra*, Baden.
- KISSLING, E. (1993): Deep structure of the Alps - what do we really know? - *Phys. Earth and Planet. Int.*, 79, p. 87-112.
- LEE, W. K. H., STEWART, S. W. (1981): Principles and applications of microearthquake networks, *Advances in geophysics*. - Academic press, New York, 293 p.
- MANCKTELOW, N. (1985): The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. - *Eclogae geol. Helv.*, v. 78, p. 73-96.
- MANCKTELOW, N. (1992): Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: evidence from interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). - *Tectonophysics*, v. 215, p. 295-317.
- MAURER, H.R. (1993): Seismotectonics and Upper Crustal Structure in the Western Swiss Alps. - PhD Thesis, ETH Zürich, 159 pp.
- MAURER, H.R. & KRADOLFER, U. (1995): Hypocentral Parameters and Velocity Estimation in the Western Swiss Alps by Simultaneous Inversion of P- and S-Wave Data. - *Bull. Seism. Soc. Am.*, in press.
- MAURER, H.R. & DEICHMANN, N. (1995): Microearthquake cluster detection based on waveform similarities with an application to the western Swiss Alps. - *Geoph. J. Int.*, 123, p. 588-600.
- MAURER, H.R., BURKHARD, M. & DEICHMANN, N. (1995): Local variations of stress directions in the western Swiss Alps based on focal mechanism data. - Submitted to *Geology*.
- MOLNAR, P. & LYON-CAEN, H. (1988): Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. - *Geol. Soc. Am. Special Paper* 218, p. 179-207.
- PASTORE, S. (1993): Analisi del campo di stress attraverso lo studio di meccanismi focali di terremoti delle Alpi Italo-Svizzere. - PhD Thesis, Univ. of Genova, Italy, 223 pp.
- PAVONI, N. (1975): Karte der Erdbebenzentren in der Schweiz. - *Eidg. Landestopographie*, Wabern-Bern.
- PAVONI, N. (1977): Erdbeben im Gebiet der Schweiz. - *Eclogae Geol. Helv.*, 70(2), p. 351-370.
- PAVONI, N. (1980): Comparison of focal mechanism of earthquakes and faulting in the helvetic zone of the central Valais, Swiss Alps. - *Eclogae Geol. Helv.*, 73(2), p. 551-558.

- PAVONI, N., MAURER, H.R., ROTH, PH. & DEICHMANN, N. (1995): Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps. - NFP20 Atlas, in press.
- POUPINET, G., ELLSWORTH, W.L. & FRECHET, J. (1984): Monitoring Velocity Variations in the Crust Using Earthquake doublets: An Application to the Calaveras Fault, California. - *J. Geophys. Res.*, 89, 5719-5731.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1987): The techniques of modern structural geology, volume 2, Folds and fractures. - Academic Press, London, 391 p.
- RIEDEL, W. (1929): Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. - *Zent. Min. Geol. Pal.*, 1929, p. 354-368.
- ROTH, PH., PAVONI, N. & DEICHMANN, N. (1992): Seismotectonics of the eastern Swiss Alps and evidence for precipitation-induced variations of seismic activity. - *Tectonophysics*, 207, p. 183-197.
- SÄGESSER, R. & MAYER-ROSA, D. (1978): Erdbebengefährdung in der Schweiz. - *Schweiz. Bauzeitung*, Zürich, 98(7), p. 107-123.
- SCHNEIDER, T. R. (1980): Stauanlage Zeuzier - Geologisch-Geotechnisch-Hydrogeologische Aspekte der Mauerdeformation. - *Wasser, Energie, Luft - Eau, Energie, Air*, 72. Jahrgang, Heft 7/8, p. 193-200.
- STECK, A., EPARD, J.L., ESCHER, A., MARCHAND, R., MASSON, H., & SPRING, L. (1989): Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales. - *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, v. 5.
- VALASEK, P. (1992): The tectonic structure of the Swiss Alpine Crust interpreted from a 2D Network of deep crustal seismic profiles and an evaluation of 3D effects. - PhD thesis, ETH Zürich, 196 p.
- TCHALENKO, J. S. & AMBRASEYS, N. (1970): Structural analysis of the Dasht-el-Bayaz (Iran) earthquake fracture. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, p. 41-60.
- VOLGER, G. H. O. (1857): Untersuchungen über das Phänomen der Erdbeben in der Schweiz. - Justus Perthes, Gotha, 522 p.
- WANNER, E. (1955): Die Lage der Erdbebenherde im Mittelwallis. - *Eclogae Geol. Helv.*, 48(2), p. 245-255.
- WILLETT, S., BEAUMONT, C., & FULLSACK, P. (1993): Mechanical model for tectonics of doubly vergent compressional orogens. - *Geology*, v. 21, p. 371-374.