

DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN

Forschungsbereich Kosmische Physik

**ZENTRALINSTITUT PHYSIK DER ERDE**

---

Veröffentlichungen des Zentralinstituts Physik der Erde

Nr. 9

**Statistische Untersuchungen zur Ortung  
teleseismischer Ereignisse aus Raumwellen-  
registrierungen der Station Moxa**

von

**Peter Bormann**

---

Als Manuskript gedruckt

Potsdam 1971



Inhaltsverzeichnis

	Zusammenstellung der im Text nicht erläuterten Symbole und Abkürzungen	5
1.	Einleitung	11
2.	Grundlagen	14
2.1.	Seismographen und Registrierungen	14
2.1.1.	Standardseismographen vom Typ A, B und C	14
2.1.2.	Frequenz- und Phasencharakteristik elektrodynamischer Seismographen mit galvanometrischer Registrierung	16
2.1.2.1.	Berechnung der Frequenz- und Phasencharakteristik für den Fall stationärer harmonischer Schwingungen	16
2.1.2.2.	Berücksichtigung des Einschwingvorgangs im Hinblick auf Einsatzzeit-, Perioden- und Azimutbestimmung	18
2.2.	Laufzeitkurven und die Interpretation von Seismogrammen	21
2.3.	Gewinnung und Genauigkeit der Bezugsdaten	25
2.3.1.	Herdortungen der Rechenzentren und die Bestimmung von Laufzeitresiduen für die Station Moxá	25
2.3.2.	Graphische Hilfsmittel zur Bestimmung von Epizentralentfernung und Azimut des Bebens bezüglich der Station Moxá	29
2.4.	Bisher bekannt gewordene Ergebnisse zur 1-Stations-Methode	30
2.5.	Auswahl geeigneter statistischer Methoden	31
2.5.1.	Allgemeines	31
2.5.2.	Häufigkeitsverteilungen	33
2.5.2.1.	Normalverteilung nach GAUSS	33
2.5.2.2.	t-Verteilung nach STUDENT	34
2.5.2.3.	Binomialverteilung	34
2.5.3.	Statistische Tests, Mutungs- und Prognoseintervalle	35
2.5.3.1.	Verteilungsabhängige Verfahren	35
2.5.3.1.1.	Test und Mutungsintervall für den Mittelwert	35
2.5.3.1.2.	Vergleich der Varianzen zweier unabhängiger Stichproben	36
2.5.3.1.3.	Vergleich der Häufigkeiten zweier unabhängiger Stichproben	36
2.5.3.2.	Verteilungsunabhängige Verfahren	37
2.5.3.2.1.	Test und Mutungsintervall für den Median	38
2.5.3.2.2.	Vergleich der Varianzen zweier unabhängiger Stichproben	39
2.5.3.2.3.	Vergleich zweier unabhängiger Stichproben	39
2.5.3.3.	Einige Bemerkungen zur Aussagekraft statistischer Tests	39
3.	Ortung seismischer Ereignisse nach der 1-Stations-Methode	41
3.1.	Bestimmung der Herdentfernung und Herdtiefe aus den Zeitdifferenzen seismischer Raumwelleneinsätze	41
3.1.1.	Voruntersuchungen zur Entfernung- und Herdtiefenbestimmung	41
3.1.2.	D-Bestimmung im Entfernungintervall $14^{\circ} < D < 110^{\circ}$ (P-Wellen-Bereich)	50
3.1.2.1.	$\delta D_{PP-P}$ im Entfernungintervall $25^{\circ} < D \leq 110^{\circ}$	51
3.1.2.2.	Laufzeitresiduen für PP-Reflexionen unter Kontinenten und Ozeanen ( $20^{\circ} < D < 170^{\circ}$ )	53
3.1.2.3.	$\delta D_{SS-P}$ im Entfernungintervall $14^{\circ} < D < 109^{\circ}$	59
3.1.2.4.	$\delta t_{SS}$ sowie Phasenhäufigkeiten für PP und SS im Entfernungintervall $10^{\circ} < D < 170^{\circ}$	61
3.1.2.5.	$\delta D_{S-P}$ im Entfernungintervall $14^{\circ} < D < 105^{\circ}$	62

3.1.3.	D-Bestimmung im Entfernungintervall $100^{\circ} < D < 165^{\circ}$ nach der "fitting the chart"-Methode	65
3.2.	Bestimmung des Azimuts des Bebenherdes aus seismischen Registrierungen longitudinaler Scheinwellen vom Raumwellentyp	67
3.2.1.	Voruntersuchungen zur Azimutbestimmung	67
3.2.1.1.	Phasenverschiebungen zwischen den Registrieramplituden der Horizontalkomponenten und ihr Einfluß auf die Genauigkeit der Azimutbestimmung	67
3.2.1.2.	Eignung von Doppelamplituden und multiplen P-Einsätzen zur Azimutbestimmung	67
3.2.1.3.	Einfluß der Ablesegenauigkeit und des SNR auf die Größe der Azimutfehler	69
3.2.1.4.	Abschätzung der Größe der möglichen Fehler von Azimutbestimmungen in Abhängigkeit von der Magnitude des seismischen Ereignisses	72
3.2.1.5.	Durch Fehler im Vergrößerungsfaktor $V_0$ bedingte systematische Azimutabweichungen	73
3.2.2.	Azimutfehler $\delta Az$ in Abhängigkeit vom Herdgebiet, Herdazimut und Seismographentyp	74
3.2.2.1.	Azimutbestimmungen aus P-Wellen	74
3.2.2.2.	Azimutbestimmungen aus LSW nach P	87
3.2.3.	Zu möglichen Ursachen der systematischen Fehler von Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ A	91
3.3.	Praktische Ergebnisse und Möglichkeiten der Ortung seismischer Ereignisse aus Dreikomponentenregistrierungen	95
3.3.1.	Auswertung der bisherigen Ergebnisse	95
3.3.2.	Möglichkeiten zur Automatisierung von Ortungen nach der 1-Stations-Methode	97
4.	Zusammenfassung der Ergebnisse	98
	Literatur	100

## Zusammenstellung der im Text nicht erläuterten Symbole und Abkürzungen

### Phasensymbole

- P - Durch den Erdmantel gelaufene direkte Longitudinalwelle
- $P_{diff}$  - Um den äußeren Erdkern gebeugte P-Welle
- PKIKP - Durch den inneren Kern gelaufene direkte Longitudinalwelle
- PKHKP - In der Übergangszone zwischen innerem und äußerem Erdkern gebrochene direkte Longitudinalwelle
- PKP2 - Nur durch den äußeren Kern gelaufene direkte Longitudinalwelle
- PKP - Nicht genauer zu identifizierender erster feststellbarer Einsatz der longitudinalen Kernphasen
- PP, PPP - An der Erdoberfläche reflektierte Wellen mit gleichbleibendem longitudinalem Charakter
- PKPPKP - An der Erdoberfläche reflektierte longitudinale Kernphase
- PKKP - Innerhalb des Kernes einmal an der äußeren Kerngrenze reflektierte longitudinale Kernphase
- PKiKP - Am inneren Kern reflektierte Longitudinalwelle
- S - Durch den Erdmantel gelaufene direkte Transversalwelle
- $S_{diff}$  - Um den äußeren Erdkern gebeugte S-Welle
- SKS - Transversal durch den Mantel, longitudinal durch den Kern gelaufene direkte Welle
- SS, SSS - An der Erdoberfläche reflektierte Wellen mit gleichbleibendem transversalem Charakter
- SKKS - Transversal durch den Mantel, longitudinal durch den Kern gelaufene und innerhalb des Kernes einmal an der äußeren Kerngrenze reflektierte Welle
- PcP, ScS, PcS, ScP - Am äußeren Kern reflektierte Longitudinal- und Transversalwellen mit gleichbleibendem oder wechselndem Charakter
- PS, SP, PPS - An der Erdoberfläche reflektierte Longitudinal- und Transversalwellen mit wechselndem Charakter
- pP, sP, pPP, sPP, pPKP, sPKP, sSS, sSKS - Tiefbebenphasen longitudinaler und transversaler Wellen mit gleichbleibendem oder wechselndem Charakter. p, s - reflektiert in der Nähe des Epizentrums
- SKP, PKS - Kernphasen mit unterschiedlichem Charakter vor und nach dem direkten Durchgang durch den Kern
- SKSP - SKS-Welle mit longitudinalem Charakter nach der Reflexion an der Erdoberfläche
- Pn, Sn - Allgemein: an der Mohorovičić-Diskontinuität geführte longitudinale bzw. transversale Kopfwelle  
Hier: teleseismische Pn- bzw. Sn-Welle in Epizentralentfernungen  $23^\circ < D < 42^\circ$
- Pa, Sa - Vermutlich im Asthenosphärenkanal geführte Wellen, neuerdings oft als höhere Moden von Oberflächenwellen gedeutet
- Li, Lg1, Lg2, Rg - In der kontinentalen Kruste geführte Wellen, vermutlich höhere Moden der Oberflächenwellen
- LmV, LmH - Amplitudenmaximum langperiodischer Oberflächenweller (Vertikal- bzw. Horizontalkomponente)

### Magnitudensymbole

- MPV, MPPV, MPH, MPPH, MSH - Magnituden aus der Vertikalkomponente V bzw. der Horizontalkomponente H der Raumwellen P, PP und S (s.o.). Als sogenannte Eichfunktionen werden die  $\mathcal{Q}$ -Funktionen verwendet [28]

- MLV, MLH, - Magnituden aus dem Amplitudenmaximum langperiodischer Oberflächenwellen (Vertikal- bzw. Horizontalkomponente). Zur Kalibrierung werden die "Prager Eichfunktionen" verwendet [36]
- M<sub>B</sub>, M<sub>S</sub> - Magnitudenangaben des USCGS für P- und Oberflächenwellen

#### Abkürzungen der Welt Datenzentren

- USCGS - United States Coast and Geodetic Survey, Washington
- BCIS - Bureau Central International de Séismologie, Strasbourg
- ISC - International Seismological Center, Edinburgh
- ANUSSR - Akademia Nauk USSR, Moskau

#### Abkürzungen der Herdgebiete

- |       |                         |      |                        |
|-------|-------------------------|------|------------------------|
| Ägä   | - Ägäis                 | Fid  | - Fidschi-Inseln       |
| Äth   | - Äthiopien             | Gib  | - Gibraltar            |
| Afg   | - Afghanistan           | Grl  | - Griechenland         |
| Ala   | - Alaska                | Gua  | - Guatemala            |
| Alb   | - Albanien              | GvA  | - Golf von Aden        |
| Ale   | - Aleuten               | GvK  | - Golf von Kalifornien |
| Alg   | - Algerien              |      |                        |
| And   | - Andamanen             | Hal  | - Halmahera            |
| Ant   | - Antillen              | Hin  | - Hindukusch           |
| Arg   | - Argentinien           | Hok  | - Hokkaido             |
| Auck  | - Auckland-Inseln       | Hon  | - Honshu               |
|       |                         |      |                        |
| BanS  | - Banda-See             | Ind  | - Indonesien           |
| Bol   | - Bolivien              | JaM  | - Japanisches Meer     |
| Bon   | - Bonin-Inseln          | JavS | - Java-See             |
| Bra   | - Brasilien             | JMay | - Jan Mayen            |
| Bur   | - Burma                 |      |                        |
|       |                         |      |                        |
| CbR   | - Caribischer Rücken    | Kam  | - Kamtschatka          |
| Cel   | - Celebes               | Kar  | - Karolinen            |
| CoR   | - Costa Rica            | Kas  | - Kaschmir             |
|       |                         | Kau  | - Kaukasus             |
| Dod   | - Dodekanes             | Ker  | - Kermadec-Inseln      |
|       |                         | Kod  | - Kodiak-Insel         |
| E Afr | - Ostafrika             | Kol  | - Kolumbien            |
| E Ale | - Ostaleuten            | Kom  | - Komandorski-Inseln   |
| E ChM | - Ostchinesisches Meer  | Kre  | - Kreta                |
| Eku   | - Ekuador               | Kur  | - Kurilen              |
| ELS   | - El Salvador           | Kyu  | - Kyushu               |
| ENeuG | - Ostneuguinea          |      |                        |
| ENM   | - Europäisches Nordmeer | Loy  | - Loyalty-Inseln       |
| ETür  | - Osttürkei             | Lyb  | - Lybien               |
| ESib  | - Ostsibirien           |      |                        |
| EvH   | - Ostküste von Honshu   | MAM  | - Mittelamerika        |

Mar	- Marianen	SlNeuG	- Südlich Neuguinea
MAR	- Mittelatlantischer Rücken	Sol	- Salomon-Inseln
MAS	- Mittelasien	SPT	- Semipalatinsk-Testort
Mex	- Mexiko	SSI	- Süd-Sandwich-Inseln
MIR	- Mittelindischer Rücken	Str.vG	- Straße von Gibraltar
Mon	- Mongolei	Sud	- Sudan
		Sum	- Sumatra
NAR	- Nordatlantischer Rücken	SunS	- Sunda-See
NChile	- Nordchile	SU-MAS	- Mittelasiatische Unions- rep. der SU
NEChina	- Nordostchina	S-Sum	- Südsumatra
Nep	- Nepal		
NeuB	- Neubritannien	Tai	- Taiwan
NeuG	- Neuguinea	Tal	- Talaud-Inseln
NeuH	- Neue Hebriden	Tib	- Tibet
NeuI	- Neuirland	Tie	- Tienschan
NeuK	- Neukaledonien	Ton	- Tonga-Inseln
NeuS	- Neuseeland	Tsch	- Tschagos-Inseln
Nic	- Nicaragua		
Nik	- Nikobaren	Uga	- Uganda
NKol	- Nordkolumbien		
NlPhi	- Nördlich Philippinen	Ven	- Venezuela
NSI	- Neusibirische Inseln	Vul	- Vulkan-Inseln
NSum	- Nordsumatra		
NTür	- Nordtürkei	WAlc	- Westaleuten
NTS	- Nevada-Testort	Was	- Washington (Staat/USA)
NZT	- Novaja-Zemlja-Testort	WKar	- Westkarolinen
		WlMam	- Westlich Mittelamerika
Och	- Ochotskisches Meer	WPak	- Westpakistan
OIR	- Osterinselnrücken	WTür	- Westtürkei
		W-USA	- Weststaaten der USA
Pak	- Pakistan		
Pan	- Panama	Yug	- Jugoslawien
Per-Bra	- Grenzgebiet Peru - Brasilien		
Phi	- Philippinen	ZAR	- Zentralatlantischer Rücken
PrEd	- Prinz-Eduard-Inseln	ZChile	- Zentralchile
Rho	- Rhodos		
RoM	- Rotes Meer		
Ryu	- Ryukyu-Inseln		
SChile	- Südchile		
SCr	- Santa-Cruz-Inseln		
SHT	- Sahara-Testort		
Sib	- Sibirien		
SIran	- Südiran		
Siz	- Sizilien		
SlAf	- Südlich Afrika		
SlAla	- Südlich Alaska		
SlHon	- Südlich Honshu		

### Zusammenfassung

Es wird die Eignung von Dreikomponentenregistrierungen kurz-, mittel- und lang-periodischer Seismographen für eine Ortung teleseismischer Ereignisse untersucht. Aus dem umfangreichen statistischen Material lassen sich Korrekturen und Prognoseintervalle für Laufzeit-, Herdentfernungs- und -azimutbestimmungen aus Registrierungen der Station Moxa ableiten. Berücksichtigt man diese Ergebnisse, dann beträgt der mittlere quadratische Ortungsfehler für seismische Ereignisse mit Magnituden  $5 < M_B < 8$  im Entfernungsbereich  $10^\circ < D < 170^\circ$  nur ca. 270 km. Aus den z. T. erheblichen signifikanten Abweichungen der beobachteten Laufzeiten, Herdentfernungen und -azimute gegen die theoretisch erwarteten Werte ergeben sich Schlußfolgerungen z. B. auf abweichende Wellengeschwindigkeiten im Reflexionsgebiet von PP bzw. auf mögliche Strukturanomalien im Krustenbereich der Station Moxa.

### Summary

The author has investigated the accuracy of epicentre determinations of teleseismic events with the aid of three component records of short-period, long-period, and broad-band seismographs. It was possible to determine corrections and prognostic intervals for the travel-time, epicentral distance and azimuth determinations of the station Moxa from extensive statistical data. By taking into account these results, the mean square error of epicentre determinations is only about 270 km for seismic events with magnitudes between  $5 < M_B < 8$  in the distance interval  $10^\circ < D < 170^\circ$ . Significant differences between the observed and the theoretically expected data of travel-times, epicentral distances and azimuth allow conclusions on differences of wave velocities in the reflection area of PP and on possible anomalies in the structure of the Earth's crust at the station Moxa, respectively.

### Résumé

On examine l'aptitude et l'utilité des enregistrements à trois composants des sismographes à courtes, moyennes et longues périodes, pour le repérage d'événements téléseismiques. Le très riche matériel statistique permet d'en déduire des corrections et des intervalles de pronostic pour les déterminations de temps de mouvement, de distances du foyer et des azimuts, à partir des enregistrements de la station Moxa. Si l'on tient en compte les résultats, l'erreur carrée moyenne pour des événements sismiques à des magnitudes  $5 < M_B < 8$  dans la gamme de distances  $10^\circ < D < 170^\circ$  n'est qu'environ 270 km. Les différences en partie très significantes des temps de mouvement, distances des foyers et des azimuts par rapport aux valeurs attendues théoriquement donnent des conclusions, ainsi par ex. des vitesses différentes des ondes dans le domaine de réflexion de PP et/ou d'anomalies structurelles possibles dans la région d'écorce de la station Moxa.

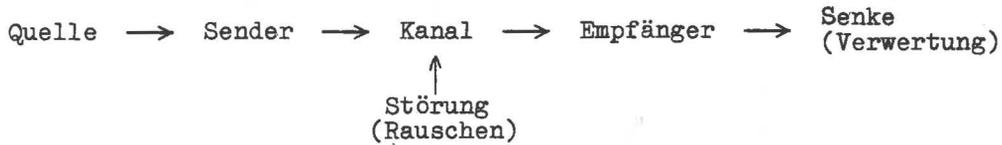
## Резюме

Исследуются пригодность трёхсоставляющих записей короткопериодных и длиннопериодных сейсмографов и сейсмографов общего типа для местонахождения телесейсмических событий. Из многочисленных статистических данных получаются поправки и интервалы прогноза для ошибки определений из записей станции Мокса время пробега сейсмических волн а также расстояние и азимут сейсмических очагов. Учитывая эти результаты, то среднеквадратичная ошибка местонахождения сейсмических событий с магнитудами  $5 < M_B < 8$  в интервале расстояния  $10^\circ < D < 170^\circ$  составляет только приблизительно 270 км. Сигнификантные отклонения наблюдаемых времен пробега, расстояний и азимутов очагов от теоретических ожидаемых значений дают возможность заключать например о различных скоростях сейсмических волн в области отражения волн PP или о возможных геологических структурах в области земной коры станции Мокса.



## 1. Einleitung

Allgemein lassen sich die Gegebenheiten bei der Untersuchung eines geophysikalischen Systems im Schema einer Kommunikationskette darstellen:



Die von einer geophysikalischen Quelle ausgehende Information hat u. U. verschiedenartige Signale als Träger. Eine entscheidende Frage ist, ob das am Ende der Kommunikationskette erhaltene Ausgangssignal bezüglich der vorliegenden Fragestellung Träger relevanter Informationen ist. Aufschluß darüber gibt die informationstheoretische Analyse eines gegebenen Systems. Diese vereinfacht sich um so mehr, je genauer Struktur und Wirkungsweise der einzelnen Elemente der gegebenen Kommunikationskette bekannt sind.

Ein großer Vorteil der Untersuchungen mit künstlich erzeugten geophysikalischen Feldern liegt darin, daß außer den Elementen Empfänger und Verwertung auch die Elemente Quelle und Sender vorgegeben und der Aufgabenstellung entsprechend angepaßt werden können. Das ist nicht der Fall bei der Untersuchung natürlicher geophysikalischer Felder und Prozesse. Die Informationen über die Quelle müssen aus den registrierten Signalen "herausgerechnet" werden. Dies ist nur dann erfolgversprechend, wenn zumindest die Charakteristiken des Empfängers wie der Verwertung (Speicherung, Umformung, Auswertemethoden) ausreichend genau bekannt sind.

Die Ermittlung der Quellenparameter, z. B. die Bestimmung der Lage, Größe und Form wie der Intensität und des Mechanismus der Quelle, kann das eigentliche Ziel der Untersuchung natürlicher geophysikalischer Felder sein; meist ist sie aber nur eine notwendige Voraussetzung zur erfolgreichen Erforschung der Quellenursache wie der Struktur und der Eigenschaften des Kanals. In beiden Fällen ist die Ortung der Quelle ein entscheidender Teilschritt.

Die Seismologie ist bis heute das geophysikalische Verfahren, dem wir die meisten, vor allem aber die genauesten Angaben über den physikalisch-strukturellen Aufbau des Erdkörpers, des Ausbreitungskanals der seismischen Signale, verdanken. Der im Vergleich zu vielen anderen geophysikalischen Quellen relativ kleine seismische Herd und die hohe Genauigkeit seiner Ortung sind neben den Besonderheiten der seismischen Signale und der im Vergleich zu Potentialfeldern geringeren Vieldeutigkeit des an der Erdoberfläche beobachteten seismischen Wellenfeldes wichtige Gründe für die Überlegenheit seismischer Methoden.

Nahezu der gesamte Austausch aktueller seismologischer Daten zwischen den Stationen und den Weltdatenzentren erfolgt zur rechnerischen Ortung des seismischen Herdes nach der Mehrstationenmethode. Sie liefert genauere Ergebnisse als die Ortung mit Hilfe einer einzigen Station. Dennoch soll die Eignung dieser sogenannten 1-Stationen-Methode anhand statistischer Untersuchungen der Registrierungen der Station Moxa getestet werden. Dafür sprechen neben dem wichtigen Umstand, daß die eigenen Ortungen nicht erst nach Monaten, sondern spätestens in einigen Stunden zur Verfügung stehen,

vor allem folgende Gründe:

Einer technisch wie methodisch sinnvollen Erweiterung und Vervollkommnung der Arbeit der Station Moxa muß eine statistische Bestandsaufnahme der Leistungsfähigkeit der z. Z. in diesem Bereich vorhandenen Ausrüstungen und Verfahren vorausgehen.

Bei der Ortung nach der 1-Stations-Methode müssen die seismologischen Standard-Routineverfahren der Registrierung und Auswertung komplex angewendet werden. Voraussetzungen für den praktischen Erfolg sind die hinreichende Genauigkeit der ihnen zugrunde liegenden Modellvorstellungen wie die Präzision des seismischen Dienstes der Station. Beides kann durch statistische Vergleiche mit den Ortungsergebnissen der Weltzentren überprüft werden. Solche Untersuchungen sind bisher noch nicht bekannt geworden.

Statistisch signifikante Abweichungen der beiden Ortungsergebnisse zeigen fehlerhafte Modellvorstellungen an. Die Deutung der systematischen Fehler läßt wichtige Einsichten, so z. B. über den Einfluß geologischer Inhomogenitäten, erwarten. Daraus könnten u. U. neue Anwendungsbereiche für die Seismologie bei der Erkundung der Erdkruste und des oberen Erdmantels erschlossen werden.

Gelingt es, geeignete Korrekturen zur Eliminierung der systematischen Fehler anzugeben, dann läßt sich die mittlere Genauigkeit zukünftiger Ortungen nach der 1-Stations-Methode und bedingt auch nach der Mehrstationenmethode erhöhen.

Die Varianz der zufälligen Abweichungen ist u. a. ein Maß für die Präzision des Stationsdienstes wie für die Größe äußerer Zufallseinflüsse. Aus ihr können Prognoseintervalle abgeleitet werden, die ein Maß für die Sicherheit zukünftiger Ortungen nach der 1-Stations-Methode sind.

Darüber hinaus ermöglichen sofortige detaillierte Phaseninterpretationen und Herdangaben in Schnellberichten der Station Moxa auch anderen Stationen, ihre Sofortmeldungen zu erweitern. Das erlaubt einem Teil der Rechenzentren, bereits ihre vorläufigen Ortungen zu überprüfen bzw. zu präzisieren.

Die Untersuchungen beschränken sich auf die Ortung teleseismischer Ereignisse ( $D > 13^{\circ}$ ), da die Zahl deutlicher Nahbebenregistrierungen an der Station Moxa bis Ende 1967 nicht für eine statistische Bearbeitung ausreichte. Die anzuwendende Ortungsmethode ergibt sich aus dem Wunsch, Korrekturen und Angaben über die quantitative Größe der Fehler zu erhalten, sowie durch die Forderung des Themas. Sie besteht aus zwei Schritten:

- a) Berechnung der Epizentralentfernung  $D$  und nach Möglichkeit auch der Herdtiefe  $h$  aus den Laufzeitdifferenzen identifizierter seismischer Raumwelleneinsätze, deren Laufzeitkurven bekannt sind.
- b) Bestimmung des Azimutes  $Az$  aus dem Amplitudenverhältnis der horizontalen Verschiebungskomponenten von Raumwellen, die in der vertikalen Ausbreitungsebene polarisiert sind.

Die vertikale Ausbreitungsebene ist durch die Lotrichtung und die Wellennormale definiert. Sind  $D$  und  $Az$  bekannt, dann können die Koordinaten des Epizentrums rechnerisch oder aus geeigneten Kartendarstellungen bestimmt werden.

Es ist sinnvoll, vor einer Einschätzung der Ortungsgenauigkeit zunächst die Feh-

ler der Entfernungs- und Azimutbestimmungen getrennt auf ihre Größe sowie auf verschiedenartige Abhängigkeiten und Ursachen hin zu untersuchen. Eine zusammenfassende Einschätzung der dabei erzielten Ergebnisse sowie deren Verallgemeinerung im Hinblick auf praktische Nutzenwendungen in der Zukunft bilden den Abschluß der Arbeit.

Der methodische Weg der Untersuchungen ist in erheblichem Umfange abhängig von den gegebenen Registrier- und Auswertemethoden, dem Umfang und der Eigenart des Meßmaterials, der Zuverlässigkeit der Informationen über den Bebenherd (Bezugsdaten), den bisher bekannt gewordenen Ergebnissen zur 1-Stations-Methode sowie von den zur Verfügung stehenden statistischen Verfahren. Deshalb werden zunächst diese Probleme in ihren wesentlichen Zügen im folgenden Grundlagenkapitel kritisch untersucht. Aus den Ergebnissen dieser Prüfung werden dann im weiteren die konkreten Aufgaben und der methodische Weg ihrer Lösung abgeleitet.

## 2. Grundlagen

### 2.1. Seismographen und Registrierungen

#### 2.1.1. Standardseismographen vom Typ A, B und C

Nahezu alle statistischen Untersuchungen, die vor Beginn der 60er Jahre auf dem Gebiet der instrumentellen Seismologie durchgeführt wurden, haben den Mangel, daß sie auf den Auswertungen der Aufzeichnungen von Seismographen mit unterschiedlichen Frequenzcharakteristiken beruhen. Die Konstanz und Reproduzierbarkeit der Aufzeichnungscharakteristiken der Geräte älteren Typs waren oft gering. Eine Verallgemeinerung der Ergebnisse dieser Untersuchungen ist deshalb in vielen Fällen unzulässig, zumindest aber fragwürdig. Um repräsentative und weltweit vergleichbare Aufzeichnungen zu erhalten, ist eine Standardisierung der wichtigsten Seismographentypen von großer Bedeutung. Auf der 7. Regionaltagung der Geophysiker der Europäisch-Asiatischen Region 1964 in Moskau wurden deshalb u. a. folgende Empfehlungen zur Vereinheitlichung der Apparaturen an seismischen Beobachtungsstationen der Region gegeben:

- a) Für die Registrierung schwacher Nahbeben und der P-Wellen von Fernbeben sind galvanometrisch registrierende Seismographen mit einer Vergrößerung von 10 000 bis 100 000 (in Abhängigkeit von den Untergrundbedingungen und vom Störpegel) im Periodenintervall seismischer Wellen von 0,1 bis 1 s zu verwenden (Typ "A").
- b) Für die Registrierung ferner Beben sind galvanometrisch registrierende Seismographen mit einer konstanten 1000fachen Vergrößerung im Periodenintervall von 0,25 bis 10-20 s zu verwenden (Typ "B").
- c) Zur Registrierung langperiodischer Wellen sind Seismographen mit Galvanometerregistrierung und einer Maximalvergrößerung von 1500 bis 3000 bei einer Periode von 50 s zu verwenden (Typ "C").

Die Standardisierung betrifft nur die Vergrößerungskurven der Seismographen, nicht aber deren Konstruktion.

An der Station Moxa des Zentralinstituts Physik der Erde der DAW zu Berlin arbeiten komplette Dreikomponentensätze der Typen A, B und C. Die Registrierungen erfolgen auf Fotopapier. Die erreichbare Meßgenauigkeit ist deshalb im wesentlichen festgelegt durch die Genauigkeit des Auswertemaßstabs, die Konstanz und Größe des Registriervorschubs sowie durch die Dicke der Registrierspur (s. Tab. 1).

Tab. 1. Ablesefehler für Auswertungen der Standardregistrierungen der Station Moxa bei Verwendung einer Meßlupe von 10facher Vergrößerung

Gerät	in Betrieb seit	Vorschub	Spurstärke	Ablesefehler	
				Einsatzzeit	Amplitude
Typ A	1.1.1964	60 mm/min	0,2 bis 0,6 mm	$\geq 0,1$ s	
Typ B	1.1.1964	15 mm/min		$\geq 0,4$ s	$\geq 0,1$ mm
Typ C	28.1.1965	15 mm/min		$\geq 0,4$ s	

Abb. 1 zeigt zum Vergleich Ausschnitte aus den Aufzeichnungen der Nordkomponenten der drei Standardseismographen von ein und demselben Beben. Die Abkürzungen der Herdparameter bedeuten die Koordinaten des Epizentrums, die Herdzeit  $H$  in UT (Unit Time) und die Herdtiefe  $h$  in km.  $M_B$  und  $M_S$  sind die Magnitudenangaben des US Coast and Geodetic Survey (USCGS) für Raum- und Oberflächenwellen.  $D$  ist die Epizentralentfernung zur Station Moxa. Alle in der Arbeit verwendeten Symbole und Abkürzungen für die seismischen Wellen, Herdgebiete und Welt Datenzentren sind auf den Seiten 5 bis 7 erläutert worden.

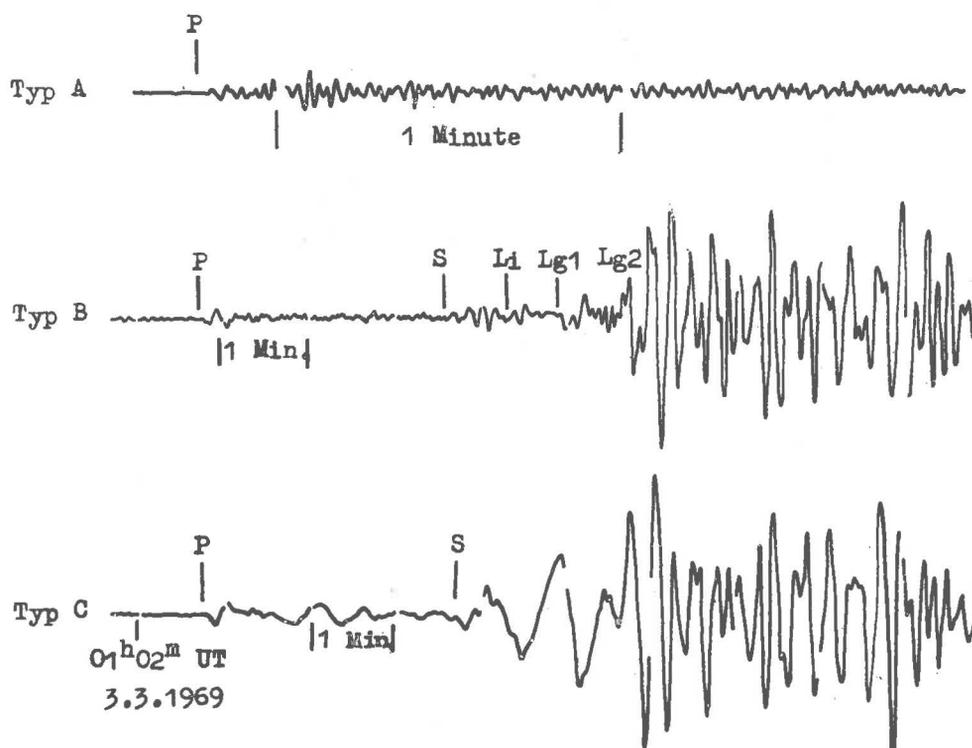


Abb. 1. Registrierungen der Standardseismographen vom Typ A, Typ B und Typ C.

Beben: Türkei  $40,1^{\circ}$  N,  $27,4^{\circ}$  E;  $H = 00\ 59\ 10,5$ ,  $h = 4$  km  
 $M_B = 5,6$ ,  $M_S = 5,3$  (USCGS);  $D = 15,3^{\circ}$

Für Azimutbestimmungen nach der 1-Stations-Methode müssen die Registrieramplituden auf wahre Bodenamplituden umgerechnet werden. Das ist nur möglich, wenn die Vergrößerung  $V = V(\omega)$  des Seismographen, auch Frequenzcharakteristik genannt, bekannt ist. Damit beschäftigt sich das folgende Kapitel.

## 2.1.2. Frequenz- und Phasencharakteristik elektrodynamischer Seismographen mit galvanometrischer Registrierung

### 2.1.2.1. Berechnung der Frequenz- und Phasencharakteristik für den Fall stationärer harmonischer Schwingungen

Ein mechanischer seismischer Empfänger mit galvanometrischer Registrierung stellt ein gekoppeltes Schwingungssystem dar. Es sei vorausgesetzt, daß die Auslenkungen des Gehänges des mechanischen Empfängers wie des Galvanometerspiegels klein sind. Diese Bedingung ist allgemein erfüllt. Die Vergrößerung des Systems ergibt sich dann durch Lösung der entsprechenden linearen Differentialgleichung vierter Ordnung. Für den Fall einer stationären harmonischen Schwingung sind Frequenz- und Phasencharakteristik durch folgende Parameter eindeutig definiert:  $T_s, T_g$  - Eigenperiode des mechanischen seismischen Empfängers bzw. des Galvanometers,  $D_s, D_g$  - Dämpfung des mechanischen Empfängers bzw. des Galvanometers,  $\sigma^2$  - Rückwirkungsfaktor,  $V_0$  - Vergrößerungsfaktor. Diese Parameter können durch verschiedene Eichmethoden ermittelt werden (ARCHANGEL'SKIJ u. a. [3], TEUPSER [50]).

Aus den für den Untersuchungszeitraum geltenden Parametern bestimmte der Verfasser die individuellen Frequenzcharakteristiken der Standardseismographen der Station Moxa. Es gilt die Beziehung  $V(\omega) = V_0 \bar{U}(\omega)$ .  $\bar{U}(\omega)$  ist die Amplitudencharakteristik des gekoppelten Schwingungssystems.  $V_0$  und  $\bar{U}$  können bei galvanometrischer Registrierung und unter Einhaltung der Bedingungen  $T_s > T_g$  und  $D_s < D_g$  nach [3] aus den Beziehungen

$$(1) \quad V_0 = \frac{2l_L}{l_{red}} \sqrt{\sigma^2 \frac{D_s T_g K_s}{D_g T_s K_g}}$$

und

$$(2) \quad \bar{U} = \frac{2 D_g}{T_g} \frac{1}{\sqrt{T^{-2} + a + b T^2 + c T^4 + d T^6}}$$

gewonnen werden. Darin sind  $l_L$  die Lichtzeigerlänge,  $l_{red}$  die reduzierte Pendellänge,  $K_s$  und  $K_g$  die Trägheitsmomente des mechanischen seismischen Empfängers bzw. des Galvanometers,  $T$  die Periode der Bodenbewegung und

$$(3) \quad \begin{cases} a = m^2 - 2 p, & b = p^2 - 2 m q + 2 s, & c = q^2 - 2 p s, & d = s^2, \\ m = 2 \left( \frac{D_s}{T_s} + \frac{D_g}{T_g} \right), & p = \frac{1}{T_s^2} + \frac{1}{T_g^2} + \frac{4 D_s D_g}{T_s T_g} (1 - \sigma^2), \\ q = \frac{2 D_s}{T_s} \cdot \frac{1}{T_g^2} + \frac{2 D_g}{T_g} \cdot \frac{1}{T_s^2}, & s = \frac{1}{T_s^2 T_g^2}. \end{cases}$$

Auf Grund der Symmetrie dieser Formeln erhält man die gleichen Frequenzcharakteristiken, wenn man die Parameter von Galvanometer und mechanischem Empfänger vertauscht und statt der oben gegebenen Bedingungen  $T_s < T_g$  und  $D_s > D_g$  wählt. Diese Abstimmung gilt für Seismographen vom Typ C.

Abb. 2 zeigt die berechneten Frequenzcharakteristiken zusammen mit den Eigenperioden und Dämpfungen der mechanischen Empfänger und Galvanometer für alle Komponenten der drei Standardseismographensätze. N, E und Z sind dabei die Abkürzungen für die Nord-, Ost- und Vertikalkomponente.

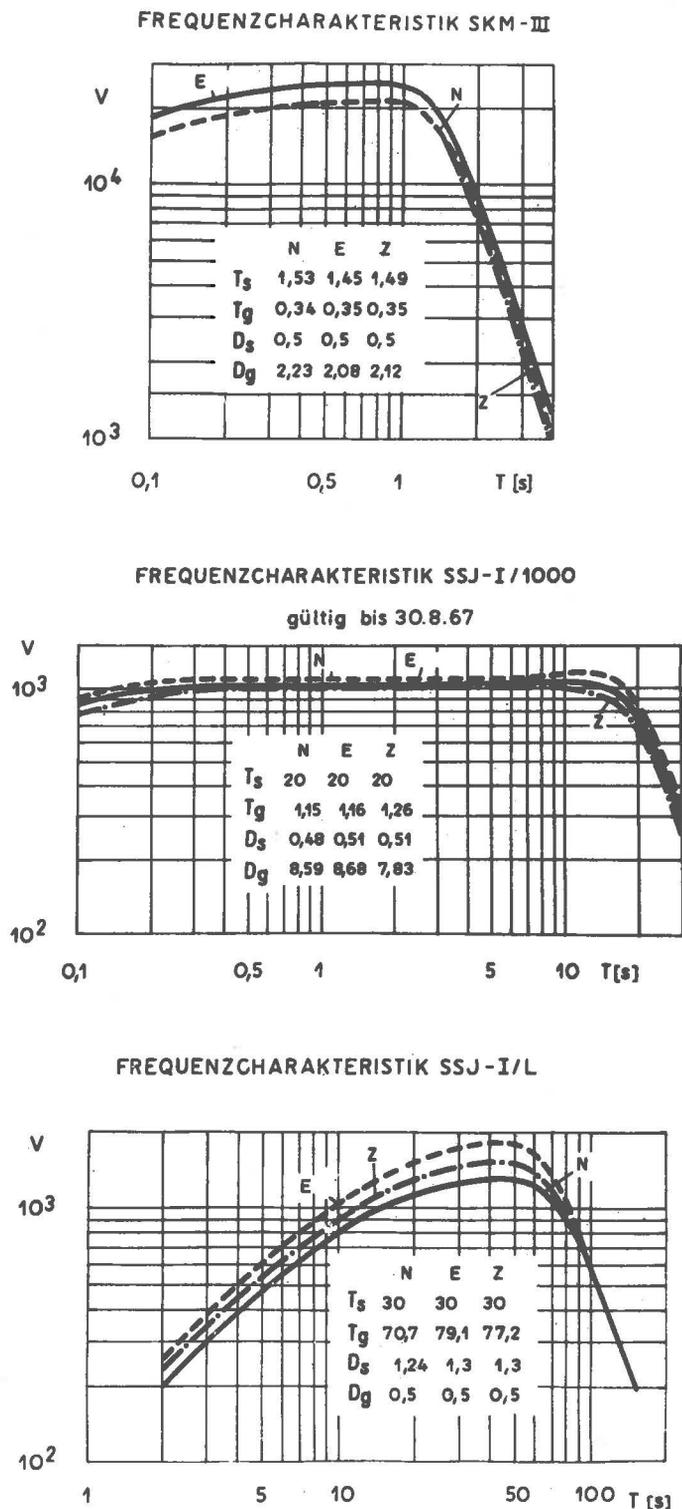


Abb. 2. Frequenzcharakteristiken der Standardseismographen vom Typ A (SKM-III), Typ B (SSJ-I/1000) und Typ C (SSJ-I/L)

Zur Kontrolle der Konstanz der Vergrößerungen der Seismometer vom Typ A und B werden täglich Eichimpulse auf die Dämpfungsspulen gegeben und auf den Filmen registriert. Die unsystematischen Schwankungen der Impulshöhen um den Normwert liegen meist unter 5 %. Sie können bei der Diskussion der Ursachen der nachgewiesenen systematischen Azimut- und Amplitudenabweichungen sowie der großen Streubreiten dieser Fehler unberücksichtigt bleiben.

Die registrierte Schwingung  $y(t) = Y \sin(\omega t + \varphi)$  ist gegen die stationär und harmonisch angesetzte Bodenbewegung  $x(t) = X \sin \omega t$  um den Phasenwinkel  $\varphi$  verschoben. Die Phasencharakteristik  $\varphi = \varphi(\omega)$  ergibt sich unter Berücksichtigung der Beziehungen (3) aus der Gleichung

$$(4) \quad \tan \varphi = \frac{p T^2 - s T^4 - 1}{m T - q T^3} .$$

Sind die zu Beginn des Abschnitts gemachten Voraussetzungen erfüllt, dann kann die Amplitude  $X$  der wahren Bodenbewegung aus der Registrieramplitude  $Y$  mit Hilfe der Beziehung

$$(5) \quad X = \frac{Y}{V_0 \bar{U}(\omega)}$$

berechnet werden.

Die Bodenbewegung beim Durchgang der Raumwellen kann aber auf keinen Fall durch einen stationären Schwingungsvorgang beschrieben werden. Der Einschwingvorgang, dessen Dauer und Charakter von Form und Periode der Bodenbewegung sowie von  $\varphi(\omega)$  und  $\bar{U}(\omega)$  abhängen, läßt sich nicht vernachlässigen. Im folgenden Abschnitt soll untersucht werden, ob die oben angegebenen Phasen- und Frequenzcharakteristiken bei der Bestimmung der wahren Einsatzzeit bzw. Amplitude der Bodenbewegung dennoch benutzt werden können.

#### 2.1.2.2. Berücksichtigung des Einschwingvorgangs im Hinblick auf Einsatzzeit-, Perioden- und Azimutbestimmung

TEUPSER [51] wies nach, daß  $y(t)$  stets zur Einsatzzeit  $t = 0$  beginnt und daß die Richtungen der ersten Ausschläge von  $x(t)$  und  $y(t)$  identisch sind. Dies gilt unabhängig von der Form des Eingangssignals und seiner Schwinggeschwindigkeit  $\dot{x}(t)$  zur Einsatzzeit  $t = 0$ . Bei der Ableitung des Beweises wurde  $x(t) = 0$  für  $t < 0$  vorausgesetzt.

Durch den Beweis ist sichergestellt, daß eine richtige Bestimmung von Einsatzzeit und -richtung möglich ist. Allerdings wird das Registriersignal während des Einschwingvorgangs sowohl im Zeit- als auch im Amplitudenmaßstab verzerrt. Die Periode des Signals wird deshalb bei allen Raumwellenauswertungen gleich dem zeitlichen Abstand zwischen dem 1. und 3. Schwingungsextremum gesetzt. Der Einschwingvorgang beeinflusst dann nicht mehr wesentlich die Genauigkeit der Periodenauswertung. Falls nur 2 Halbschwingungen gut erkennbar sind, gibt man als Periode den doppelten zeitlichen Abstand zwischen Maximum und Minimum der Schwingung an.

Wie stark die wirkliche Vergrößerung eines seismischen Signals durch einen Seismographen von dessen Frequenzcharakteristik  $V(\omega)$  abweicht, ist abhängig von der Form des Eingangssignals. Die verallgemeinerte BERLAGE-Funktion

$$(6) \quad x(t) = \begin{cases} 0 & \text{für } t < 0 \\ t^a e^{-b\omega t} \sin \omega t & \text{für } t \geq 0 \end{cases}$$

( $a, b$  - Konstanten;  $t$  - Zeit) kann als eine gute Näherung für die realen Bodenschwingungen bei seismischen Ereignissen angesehen werden. ARONVIČ, VIL'KOVIČ und DOLGOPOLOV [4] berechneten für die Standardseismographen vom Typ A und B die Amplitudencharakteristiken  $\bar{U}_i^B(\omega, a, b)$  für die ersten 4 Extremwerte der in Abb. 3 dargestellten BERLAGE-Funktionen.

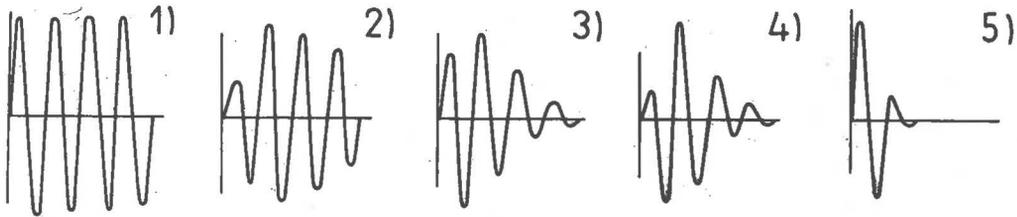


Abb. 3. BERLAGE-Funktionen für folgende Parameter:

- 1)  $a = 0, b = 0$ ; 2)  $a = 1, b = 0,1$ ;  
 3)  $a = 1, b = 0,2$ ; 4)  $a = 2, b = 0,3$ ;  
 5)  $a = 2, b = 0,7$ . Aus [4].

$\bar{U}_i^B(\omega, a, b)$  ist die relative Vergrößerung eines Seismographen für das Extremum  $i$  eines Eingangssignals der Kreisfrequenz  $\omega$ , dessen Form durch eine verallgemeinerte BERLAGE-Funktion mit den Konstanten  $a$  und  $b$  beschrieben werden kann. Die Funktionen 2 bis 5 in Abb. 3 repräsentieren hinreichend gut eine große Klasse von Eingangssignalen.

In [4] werden folgende Ergebnisse für Standardcharakteristiken vom Typ A mitgeteilt:

Für  $0,05 \leq T/T_s \leq 0,8$  unterscheiden sich die Amplitudencharakteristiken  $\bar{U}_1^B(\omega, a, b)$  für das erste Extremum der BERLAGE-Funktionen 1 bis 5 maximal um 15 %. Die entsprechenden Unterschiede sind für die Amplituden der späteren Halbwellen wesentlich größer.

Die Charakteristiken  $\bar{U}_1^B(\omega, a, b)$  unterscheiden sich am stärksten von  $\bar{U}(\omega)$ .

Für alle Formen des Eingangssignals wandert das Maximum der Amplitudencharakteristiken  $\bar{U}_i^B(\omega, a, b)$  für anwachsendes  $i$  zu längeren Perioden.

Der Einfluß von  $\sigma^2$  ist unabhängig vom Typ des Eingangssignals, wächst aber mit  $i$  an.

Die Amplitudencharakteristiken  $\bar{U}_i^B(\omega, a, b)$  besitzen für die Amplituden der dritten und vierten Halbwellen der Eingangsfunktion vom Typ 5 stark ausgeprägte Maxima im Bereich  $0,65 \leq T/T_s \leq 0,8$ . Sie sind um 300 % bzw. 800 % größer als das Maximum der Charakteristik  $\bar{U}(\omega)$ .

Diese Ergebnisse gelten prinzipiell auch für andere Abstimmungen der Seismographen. Deshalb empfiehlt es sich, nach Möglichkeit nur die Amplitude  $Y_1$  der ersten Halbwelle auszumessen und den möglichen Wertebereich von  $X_1$  mit Hilfe der Vergrößerungen  $V_1^B(\omega, a, b)$  abzuschätzen. Angaben der wahren Bodenamplitude für spätere Halbschwingungen sind sehr unsicher, da deren Vergrößerung stärker vom Typ des unbekanntes Eingangssignals abhängt. Dennoch kann die Ankunftsrichtung einer in der vertikalen Ausbreitungsebene polarisierten Welle direkt aus dem Verhältnis beliebiger, einander entsprechender Amplituden  $Y_E$  und  $Y_N$  berechnet werden, falls diese Welle nicht von anderen Wellentypen überlagert wird und  $V(\omega)$  und  $\varphi(\omega)$  der beiden Horizontalseismographen jeweils identisch sind. Hierin liegt die große Bedeutung der Uniformierung der Frequenzcharakteristiken eines Mehrkomponentensatzes.

Wie Abb. 2 zeigt, besitzen die zu einem Satz gehörenden Standardseismographen der Station Moxa fast identische Charakteristiken. Die Einschwingvorgänge sind deshalb in allen Komponenten nahezu gleich. Die Unterschiede im Niveau der Vergrößerungen, die im Untersuchungszeitraum dennoch bis zu 20 % betragen, können aber nicht vernachlässigt werden. Deshalb wurde das Azimut der ankommenden Welle aus der Beziehung

$$(7) \quad Az = \arctan \frac{Y_E V_N}{Y_N V_E}$$

berechnet.  $V_N$  und  $V_E$  sind darin die Vergrößerungen der N- und E-Komponenten für den Fall der stationären harmonischen Schwingung. Das Azimut wird von der geographischen Nordrichtung aus positiv im Uhrzeigersinn gerechnet.

Liegt der Verschiebungsvektor exakt in der vertikalen Ebene durch Herd und Station, dann stimmen das nach (7) berechnete Azimut  $Az$  und das Herdazimut  $Az_H$  bis auf die Unbestimmtheit von  $Az$  um  $180^\circ$  überein. Letztere kann bei Longitudinalwellen durch einen Vergleich mit der aufgezeichneten Vertikalkomponente eliminiert werden, wenn man deren Aufwärtsbewegung bei einer Kompressionswelle und deren Abwärtsbewegung bei einer Dilatationswelle berücksichtigt.

Das befriedigende Ergebnis dieser Betrachtung im Hinblick auf Einsatzzeit- und Azimutbestimmungen wird allerdings dadurch beeinträchtigt, daß die obige Bedingung  $x(t) = 0$  für  $t < 0$  in der Regel nicht erfüllt ist. Das Signal setzt im Störpegel der Mikroseismik oder der vorausgehenden Seismogrammunruhe ein. Untersuchungen von BANERJE [5, 6] ergaben, daß Größe und Richtung der Anfangsbewegungen des mechanischen Empfängers wie des Galvanometers zum Zeitpunkt  $t = 0$  eine bedeutende Rolle für den Aufzeichnungscharakter des Signals spielen. Bei geringem Signal-Störpegel-Verhältnis (SNR) können sich deshalb die Fehler der Einsatzzeit-, Perioden- und Azimutbestimmungen beträchtlich erhöhen. Da aber die jeweils herrschenden Anfangsbewegungen Zufallscharakter besitzen, mitteln sich diese Fehleranteile bei einer statistischen Analyse heraus. Sie vergrößern aber die Fehlerstreuung. Ihre Eliminierung ist zwar prinzipiell möglich, doch für klassische Routineauswertungen zu kompliziert. Ist  $T_N \neq T_E$ , dann kann allerdings bei Azimutbestimmungen die einheitliche Berechnung der Vergrößerungen  $V_N$  und  $V_E$  für  $T = \frac{1}{2} (T_N + T_E)$  als brauchbare erste Näherung der Korrektur für die Periodenverzerrungen angesehen werden. Sie wurde stets berücksichtigt.

Zusammenfassend ergibt sich, daß sowohl die Einsatzzeit einer Welle als auch das

Azimuth aus seismischen Registrierungen bestimmt werden können. Voraussetzung für die Bestimmung der Herdentfernung und des Azimuths aus den bekannten Einsatzzeiten und Amplituden seismischer Wellen ist aber die richtige Interpretation und für die D-Bestimmung auch die Kenntnis der Laufzeitkurven dieser Wellen. Mit diesem Problem beschäftigt sich der folgende Abschnitt.

## 2.2. Laufzeitkurven und die Interpretation von Seismogrammen

Die wichtigsten Voraussetzungen für die Deutung seismischer Wellen sind die Kenntnis ihrer Laufzeiten in Abhängigkeit von der Herdentfernung sowie die Beachtung der Perioden, Amplituden und der Polarisation in Dreikomponentenregisrierungen.

Die ersten umfassenden Laufzeituntersuchungen wurden in den dreißiger Jahren von GUTENBERG und RICHTER [27] sowie von JEFFREYS und BULLEN [33] durchgeführt. Um weltweit vergleichbare und reproduzierbare Laufzeitdaten zu erhalten, ist es notwendig, sich auf ein einziges Geschwindigkeitsmodell für die gesamte Erde zu einigen, auf das alle Spezialuntersuchungen bezogen werden. Noch heute sind das JEFFREYS-BULLENsche Modell und die ihm entsprechenden Laufzeittabellen und -kurven weltweit anerkannte Standards. Sie liegen trotz der bisher bekannten systematischen Fehler allen Herdberechnungen der seismologischen Welt Datenzentren zugrunde, deren Ergebnisse wiederum als Bezugsdaten für unsere Ortungen dienen. Auf diese Weise gehen die JEFFREYS-BULLENschen Tabellen in alle unsere Auswertungen ein. Eine vereinfachte Darstellung der ihnen entsprechenden Laufzeitkurven gibt Abb. 4. Dem Verfasser standen außerdem die vom Institut Physique du Globe, Paris, herausgegebenen kompletten JEFFREYS-BULLENschen Laufzeitkurven für  $h = 0, 100$  und  $600$  km mit einer Zeitauflösung von  $15$  mm/min zur Verfügung. Lediglich für D-Bestimmungen aus der Dreierfolge PKIKP, PKHKP und PKP2 (Abb. 5) wurden die Laufzeittabellen für PKP-Phasen von ADAMS und RANDALL [1] verwendet, da für PKHKP von JEFFREYS und BULLEN keine Laufzeiten angegeben werden.

Verfügt ein Bearbeiter nicht über große Erfahrungen bei der Deutung seismischer Einsätze, dann liefert die sogenannte "fitting the chart"-Methode in kürzester Zeit die besten Ergebnisse. Man markiert auf einem Lineal alle deutlichen Energieeinsätze im Zeitmaßstab der Laufzeitkurven und versucht, die Markierungen mit Laufzeitästen zur Deckung zu bringen. Die Herdentfernung, für die das erreicht wird, kann dann direkt abgelesen werden. Da die Laufzeitäste durch die Symbole der ihnen entsprechenden Wellen gekennzeichnet sind, ist bei eindeutiger Koinzidenz der Markierungen und Laufzeitäste die Phasendeutung meist sehr einfach.

Können die Einsatzzeiten zweier richtig gedeuteter Phasen, deren Laufzeitäste stark divergieren, sicher angegeben werden, dann liefert die D-Bestimmung unter Verwendung von Laufzeitdifferenztabellen die besten Resultate. Sie wird im weiteren als Methode der Laufzeitdifferenztabellen bezeichnet.

Die eindeutige Koinzidenz der Einsatzzeitmarkierungen und Laufzeitäste ist allerdings schwierig zu erreichen, da sich die Laufzeitäste verschiedener Phasen überschneiden und die Anzahl der JEFFREYS-BULLENschen Laufzeitäste meist größer als die Zahl der festlegbaren Einsätze ist. Andererseits gibt das Modell von JEFFREYS und

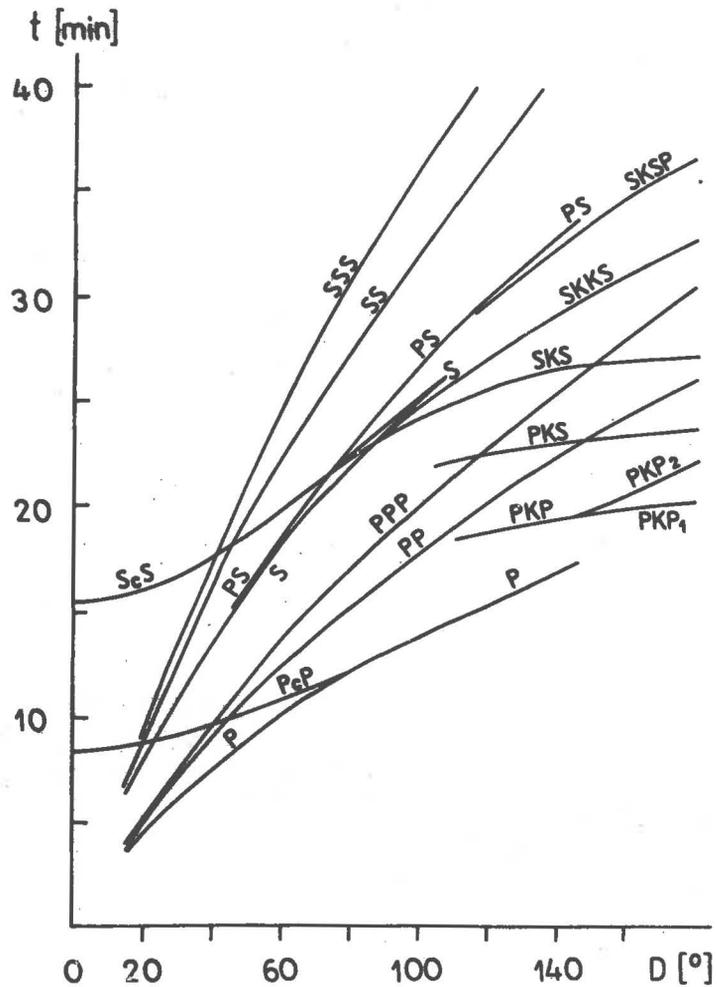
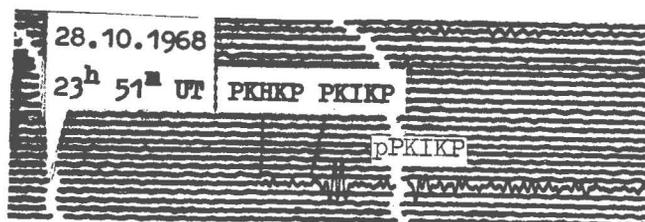
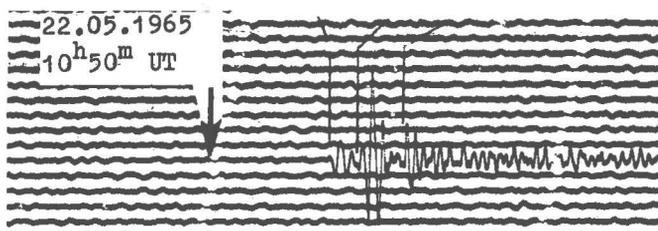


Abb. 4. Die Laufzeit  $t$  seismischer Raumwellen in Abhängigkeit von der Herdentfernung  $D$  (vereinfachte Übersicht)

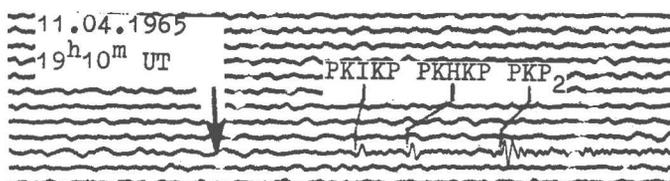
BULLEN nicht für alle gefundenen Raumwellenphasen Laufzeitäste an (s. Tab. 2). Die daraus resultierende Vieldeutigkeit wird um so geringer, je mehr Welleneinsätze ausgewertet und Laufzeitästen zugeordnet werden können. Die fehlenden Laufzeitäste sind vorher nach Möglichkeit zu ergänzen. Eine weitere Einschränkung der Vieldeutigkeit wird durch die Kenntnis der Amplituden- und Periodenmerkmale der einzelnen Wellen erreicht. Angaben dazu finden sich u. a. bei BORMANN [9] und im Abschnitt 3.1.1. dieser Arbeit.



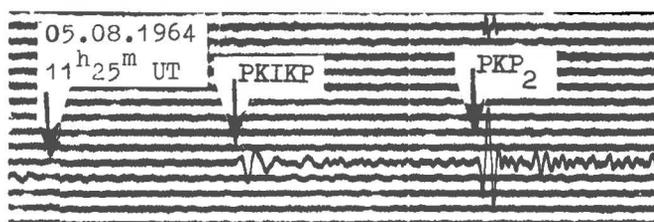
$D = 136,7^\circ$  (Santa-Cruz-Inseln,  $h = 60$  km,  
 $M_B = 5,9$ )



$D = 149,6^\circ$  (Fidschi-Inseln,  $h = 578$  km,  
 $M_B = 5,8$ )



$D = 153,6^\circ$  (südlich der Fidschi-Inseln,  
 $h = 581$  km,  $M_B = 5,6$ )



$D = 159,5^\circ$  (südlich der Kermadec-Inseln,  
 $h = 235$  km,  $M_B = 5,8$ )

Abb. 5. Longitudinale Erdkernphasen in Registrierungen der Station Moxa vom Typ A

Tab. 2. Wichtige teleseismische Raumwellenphasen, für die keine JEFFREYS-BULLENSchen Laufzeitäste angegeben werden

Symbol	D-Bereich	Bemerkungen
Pn, Sn	23° bis 42°	Effektive Ausbreitung nur im Bereich stabiler Erdregionen (kontinentale Schilde und ozeanische Becken)
Pa, Sa	> 30°	Besonders deutlich für Tiefbeben
PKiKP	105° bis 110°	Schwacher Einsatz vor PP
P <sub>diff</sub> , S <sub>diff</sub>	105° bis 140°	S <sub>diff</sub> bis 120° oft deutlichste Scherwelle vor SS (Abb. 9)
SKHKP	124° bis 132°	Bis zu 20 s vor SKP
PKHKP	125° bis 160°	Im Bereich 147° < D < 153° deutlichste PKP-Phase (Abb. 5)

Zur Azimutbestimmung eignen sich prinzipiell alle Wellen, die in der vertikalen Ausbreitungsebene oder in der Horizontalebene senkrecht zur Ausbreitungsrichtung polarisiert sind. Für die weiteren Betrachtungen ist es deshalb zweckmäßig, zwischen vertikal und horizontal polarisierten Scherwellen zu unterscheiden (SV- bzw. SH-Wellen). Vom Standpunkt der Theorie der Wellenausbreitung in einer homogenen transversal-isotropen Erde sind Longitudinalwellen (P, PKP, PP, ...), longitudinale und transversale Wechselwellen (SP, PPS, SKP, SKS, ...) und RAYLEIGH-Wellen in der vertikalen Ausbreitungsebene polarisiert. Stehen nur Registrierungen der Horizontalkomponenten zur Verfügung, dann ist es nicht möglich, allein aus der beobachteten Schwingungsrichtung dieser Wellen zwischen Longitudinal-, Transversal- und RAYLEIGH-Wellen zu unterscheiden. Man spricht deshalb von longitudinalen Scheinwellen. Analog dazu sind transversale Scheinwellen (SH-Wellen, LOVE-Wellen) in der Horizontalebene und senkrecht zur Ausbreitungsrichtung polarisiert. Allerdings gibt es keine seismischen Raumwellenphasen vom reinen SH-Typ. In [27] wird darauf hingewiesen, daß S für  $D > 83^\circ$  senkrecht zu SKS polarisiert sein kann, doch sind die Ergebnisse, die G. RICHTER [44] für S-Wellen im Bereich  $83^\circ < D < 121^\circ$  erhielt, im Hinblick auf Azimutbestimmungen unbefriedigend. In 20 % der Fälle lagen die Azimutfehler zwischen 20 und  $46^\circ$ . Für die Phasidentifizierung sind die angegebenen Polarisationsmerkmale dennoch eine große Hilfe. Ergänzt sei deshalb, daß auch SS vorwiegend SH-polarisiert ist, da die SV-Anteile bei der Reflexion an der Erdoberfläche zum Großteil in P umgewandelt werden. So wird in [27] angegeben, daß SP in Herdentfernungen zwischen 70 und  $100^\circ$  90 % der ursprünglichen SV-Energie transportiert.

Damit sind alle für die Lösung der gestellten Aufgabe wesentlichen Fragen der Registrierung und Auswertung erörtert. Eine ausführliche Darstellung der verschiedenen Aspekte dieses Problemkreises unter Einbeziehung moderner Array- und Analysetechniken gibt BORMANN in [9].

Die nach den beschriebenen Methoden bestimmten Herdentfernungen bzw. Azimute weichen infolge zufälliger und u. U. auch systematischer Fehler von den Bezugswerten ab. Die Differenzen beider Werte, die Residuen  $\delta D$  bzw.  $\delta Az$ , sollen auf diese Fehler hin untersucht werden. Das folgende Kapitel befaßt sich mit der Gewinnung und

der Genauigkeit der Bezugsdaten.

### 2.3. Gewinnung und Genauigkeit der Bezugsdaten

#### 2.3.1. Herdortungen der Rechenzentren und die Bestimmung von Laufzeitresiduen für die Station Moxa

Eine erfolgreiche statistische Bearbeitung setzt ein möglichst homogenes, d. h. einem einheitlichen Ursachensystem entstammendes Ausgangsmaterial voraus. Die Größe der untersuchten Merkmale  $\delta D$  und  $\delta Az$  ist auch von der Genauigkeit der Herdparameter abhängig. Diese sollten nach einheitlichen Gesichtspunkten und wenigstens im Mittel unter gleichbleibenden Bedingungen gewonnen worden sein. Die exakten Herdparameter sind in der Regel nicht bekannt. Deshalb mußten für die nachfolgenden statistischen Untersuchungen alle aus den Seismogrammen gewonnenen Daten auf berechnete Herdangaben bezogen werden.

Die Rechenprogramme der seismologischen Datenzentren A in Washington (USCGS), B 1 in Moskau (ANUSSR) sowie Strasbourg (BCIS) und Edinburgh (ISC) haben als Eingabe für die Berechnung der Herdparameter die Einsatzzeiten  $t_i$  der P-Wellen von  $i = 1, 2, 3, \dots, n$  Stationen. Für eine eindeutige Ortung muß  $n > 3$  sein. Wurde  $t_i$  an der Station  $i$  exakt ermittelt und entspricht die bei den Rechnungen verwendete Laufzeitfunktion  $t(D, h)$  von JEFFREYS und BULLEN den wirklichen Laufzeiten der Wellen, dann besitzt das Problem nur eine Lösung. Sie befriedigt das Gleichungssystem

$$(8) \quad \delta t_i \equiv t_i - \{H + t(D_i, h)\} = 0$$

( $\delta t_i$  - Differenz zwischen der an der Station  $i$  beobachteten und der für diese Station anhand der Laufzeitkurve berechneten Laufzeit,  $D_i$  - Epizentralentfernung der Station  $i$ ).

In Wirklichkeit sind sowohl  $t_i$  als auch  $t(D, h)$  mit Fehlern behaftet. Die Lösung muß deshalb in sukzessiver Approximation für eine ausreichend große Anzahl  $n$  von Stationen gefunden werden. Als Lösung gelten die Koordinaten des Punktes, für den der Standardfehler der Herdzeit  $H$ ,

$$(9) \quad S_H = \left\{ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \delta t_i^2 \right\}^{1/2},$$

ein Minimum wird.

Für unsere Untersuchungen sind folgende wichtige Fragen zu klären:

- a) Existieren signifikante Unterschiede zwischen den Berechnungsergebnissen der Welt-datenzentren?
- b) Wenn ja, auf welche Daten sind dann unsere Ergebnisse zu beziehen?
- c) Gibt es systematische Abweichungen zwischen den berechneten und den wahren Herd-daten und wenn ja, welcher Art sind sie?
- d) Was folgt daraus für die Deutung der zu untersuchenden Residuenwerte?

- Zu a) Da das untersuchte Material aus jüngster Zeit stammt, standen bis zum Abschluß der Auswertungen die endgültigen Berechnungen des ISC lediglich für den Zeitraum vom 1. 1. 1964 (Inbetriebnahme der Station) bis zum 31. 6. 1964 zur Verfügung. Alle übrigen Auswertungen mußten auf vorläufige Herdberechnungen bezogen werden. Diese werden vom BCIS fast nur für Beben der europäischen Region veröffentlicht. Deshalb schieden diese Angaben als Bezugsdaten aus. Vorläufige Ortungsergebnisse für Beben aus aller Welt werden nur vom USCGS und von der ANUSSR publiziert. Die mit dem USCGS kooperierenden seismologischen Stationen sind weltweit verteilt. Die ANUSSR bearbeitet dagegen nur Meldungen der Basisstationen der Sowjetunion und der europäischen sozialistischen Staaten. Ihre Anzahl ist wesentlich geringer als im Falle des USCGS. Bestehen zwischen den Ortungsergebnissen des USCGS und der ANUSSR signifikante Unterschiede, dann müssen die entsprechenden Häufigkeitsverteilungen der nach (8) berechneten Laufzeitresiduen  $\delta t_P$  für identische P-Wellen-Auswertungen der Station Moxa voneinander abweichen. Dies ist in der Tat der Fall. Ihre Ursachen werden von BORMANN [11, 12] diskutiert.
- Zu b) Die Abb. 6 zeigt einen Vergleich der Verteilungen von  $\delta t_P$  für eine globale und zwei regionale Stichproben. Es fällt auf, daß die Streuung der Laufzeitresiduen für die Station Moxa in der Regel signifikant kleiner ist, wenn die Berechnungsergebnisse des USCGS zugrunde gelegt werden. Deshalb entschieden wir uns dafür, von den vorläufigen Herdberechnungen der Datenzentren nur die des USCGS als Bezugsdaten zu verwenden. Die Ursachen der Berechnungsunterschiede werden im folgenden Punkt noch deutlicher werden.
- Zu c) BORMANN [12] bestimmte unter Verwendung der Herdberechnungen des USCGS die Verteilungen von  $\delta t_P$  für 10 verschiedene Bebenregionen. Die Mittelwerte liegen zwischen  $-0,2 \text{ s} < \overline{\delta t_P} \leq +0,4 \text{ s}$ . Daraus kann aber nicht die allgemeine Gültigkeit der von JEFFREYS und BULLEN angegebenen Laufzeiten oder die Richtigkeit der Herdangaben des USCGS gefolgert werden. Ein extremes Beispiel soll diese Feststellung veranschaulichen:
- Die Verteilung von  $\delta t_P$  für Aleutenbeben besitzt den Mittelwert  $\overline{\delta t_P} = +0,4 \text{ s}$ . Keines der 53 Residuen ist kleiner als  $-0,8 \text{ s}$ . Für die unterirdische Kernexplosion LONGSHOT, die auf der Aleuteninsel Amstschitka gezündet wurde, ergab sich dagegen bei Zugrundelegung der exakten Herddaten  $\delta t_P = -4,6 \text{ s}$ . Das vom USCGS für LONGSHOT berechnete Epizentrum lag 25 km nordwestlich des wahren Ortes [56]. Dem entspricht eine um ca. 1 s frühere Einsatzzeit von P an der Station Moxa. Berechnet man für dieses Epizentrum mit Hilfe der JEFFREYS-BULLEN-(J.-B.-)Laufzeiten für die Herdtiefe  $h = 0 \text{ km}$  die Herdzeit  $H$  nach Gleichung (8), dann erhält man eine um ca. 3,5 s zu frühe Herdzeit. Beide Effekte kompensieren das reale Residuum zu Null. Auswertungen der LONGSHOT-Registrierungen ergaben anomal hohe P-Wellen-Geschwindigkeiten für den oberen Mantel im Bereich der Aleuten. Sie nehmen zum nordwestlichen Ende des Aleutenbogens hin stärker als in östlicher Richtung zu [56]. Nach FEDOTOV und SLAVINA [20] sind die vom Welt Datenzentrum B 1 berechneten Epizentren der Aleutenbeben gegen die vom USCGS angegebenen generell in nordwestlicher Richtung verschoben. Sie weichen also - bei gleicher Verschiebungstendenz - noch mehr von den wahren Epizentren ab, da die mit dem Moskauer Datenzentrum kooperierenden Stationen bezüglich der Aleuten in einem relativ schmalen nordwestlichen Azimutbereich liegen.
- Daraus folgt, daß bei der Berechnung des Herdes nach der Methode der kleinsten Quadrate unter Verwendung eines transversal-isotropen Laufzeitmodells reale Ab-

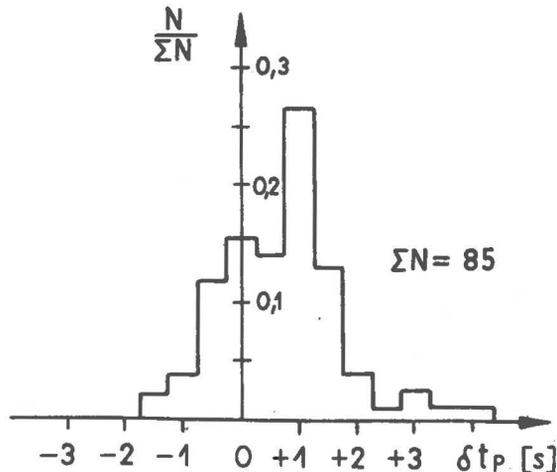
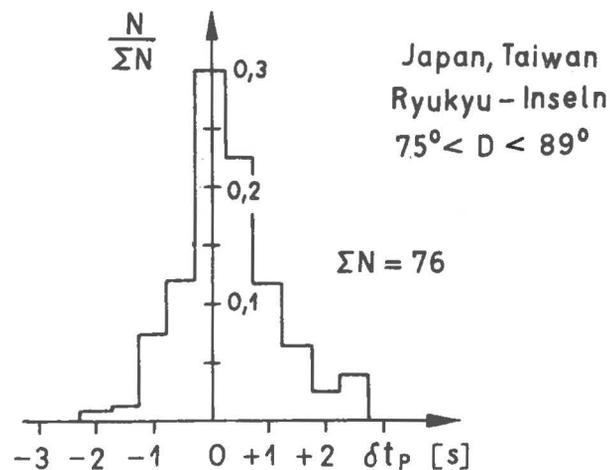
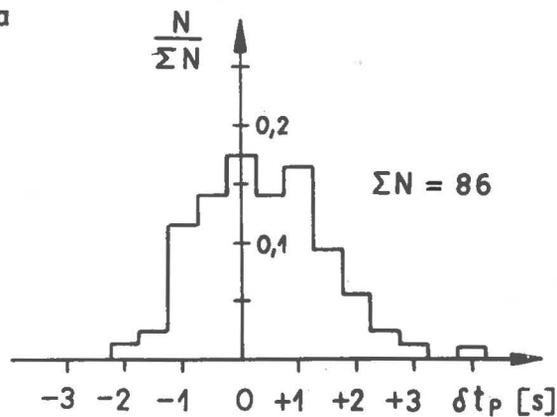
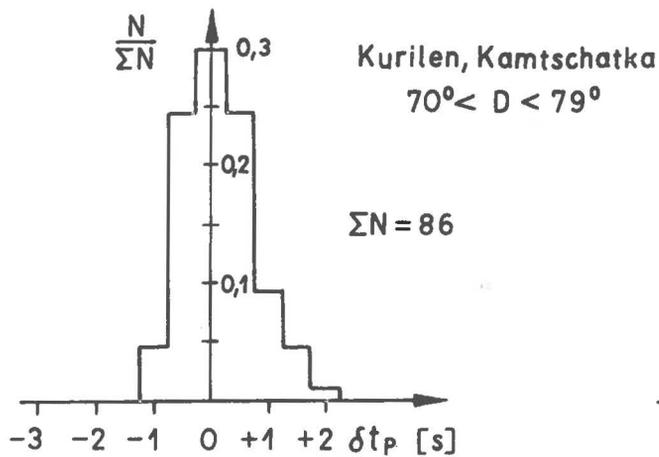
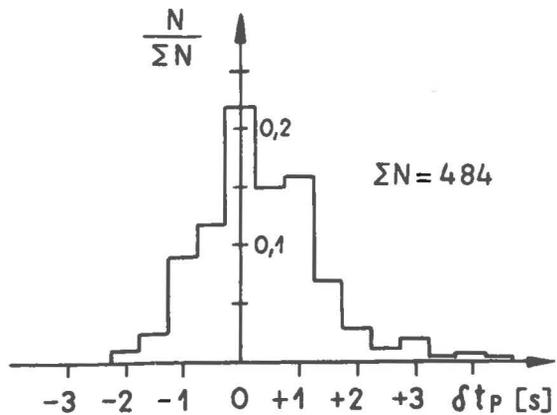
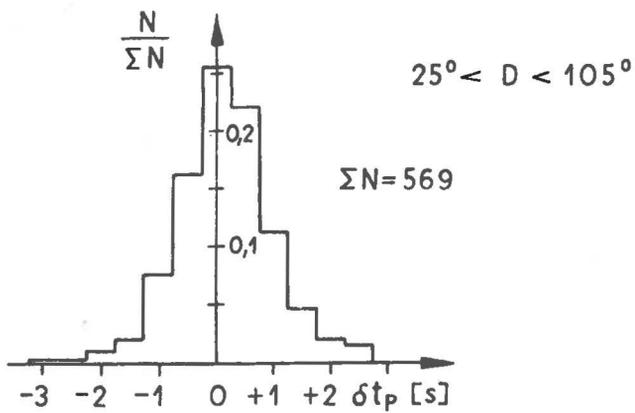


Abb. 6. Verteilungen der relativen Häufigkeiten  $\frac{N}{\Sigma N}$  von  $\delta t_P$  für identische P-Wellen-Auswertungen der Station Moxa bei Zugrundelegung von Epizentrenangaben des USCGS bzw. der ANUSSR

weichungen im Herdgebiet gegen dieses Modell zu systematischen Verschiebungen der Herdparameter führen. Die Verschiebungen sind so gerichtet, daß die Laufzeitresiduen für die Stationen im Mittel verschwinden. Die berechneten Epizentren sind dabei stets in Richtung zunehmender P-Wellen-Geschwindigkeiten verschoben, und zwar um so stärker, je geringer die Anzahl und je einseitiger die Verteilung der bei der Rechnung verwendeten Stationen ist. Ähnliche Ergebnisse erhielten HERRIN und TAGGERT [29] bei Laufzeituntersuchungen für  $P_n$ -Wellen in den USA ( $D < 15^\circ$ ).

Zu d) Nach c) können aus Laufzeitresiduen teleseismischer P-Wellen, denen Standardberechnungen der Weltdatenzentren zugrunde liegen, keine exakten Angaben über regionale Laufzeitanomalien im Herdgebiet bezüglich des J.-B.-Modells gewonnen werden. Die erwähnte Eigenschaft des Rechenprozesses ist auch die Ursache für den Niveauunterschied der azimut- und entfernungsabhängigen Laufzeitabweichungen, die unter Verwendung berechneter bzw. exakter Herddaten bestimmt wurden (s. RÖWER [45], GIBOWICZ [21]). Der konstante Einfluß eines von den mittleren Stationsbedingungen abweichenden Geschwindigkeitsprofils im Bereich einer Station zeigt sich dagegen bei Verwendung berechneter Bezugsdaten in einer globalen Stichprobe um so deutlicher. Voraussetzung ist, daß die Inzidenzwinkel genügend klein sind, um den möglichen Einfluß lateraler Krusteninhomogenitäten im Stationsgebiet auszuschalten. Die entfernungs- und azimutabhängigen Laufzeitanomalien mitteln sich in einer globalen Stichprobe für  $\delta t_p$  heraus. Allerdings muß gewährleistet sein, daß die Daten einzelner Entfernungs- und Azimutbereiche in der gemeinsamen Stichprobe nicht so stark überwiegen, daß sie der Verteilung ihren eigenen Charakter aufprägen. Abb.6 (links oben) läßt keine deutlich anomalen P-Laufzeiten im Bereich der Station Moxa erkennen. Der Untergrund besteht aus varistisch gefaltetem Kulmschiefer. Die Tiefe der Moho beträgt ca. 30 km. Bedeutende lokale Laufzeit-anomalien sind für diese Verhältnisse auch nicht zu erwarten.

Für die Deutung der Fehler  $\delta D$  von Entfernungsbestimmungen aus der Laufzeitdifferenz identifizierter Einsätze interessiert uns aber weniger die absolute Größe der Laufzeitresiduen dieser Phasen als vielmehr ihr Unterschied. Die Differenz der Residuen zeigt vom J.-B.-Modell nicht erfaßte Laufzeitunterschiede der Wellen. Die Deutung ihrer Ursachen wird dadurch u. U. wesentlich erleichtert (s. u.). Für diese Fragestellung eignen sich demnach berechnete Residuen ebensogut wie exakt bestimmte. Verwendet man sie mit umgekehrtem Vorzeichen als Korrekturen für die J.-B.-Laufzeiten, dann kann die Genauigkeit der D-Bestimmungen erhöht werden.

Die wichtigsten Ergebnisse dieses Abschnitts lassen sich demnach wie folgt zusammenfassen:

Nach der beschriebenen Methode berechnete Herddaten eignen sich nicht zur Bestimmung der exakten Laufzeitabweichungen gegen das J.-B.-Modell, doch können aus den so erhaltenen Laufzeitresiduen neben azimutunabhängigen Stationskorrekturen sowie azimut- und entfernungsabhängigen Laufzeitanomalien auch Laufzeitkorrekturen für D-Bestimmungen mit Hilfe der J.-B.-Tabellen gewonnen werden.

Die Streuung der für eine Station ermittelten J.-B.-Laufzeitresiduen ist nur bedingt ein Maß für die Qualität des entsprechenden seismischen Dienstes. In die Fehlerstreuung geht auch die Genauigkeit der Herdangaben ein. Die Ortungsgenauigkeit der Weltdatenzentren ist abhängig von der Anzahl und Verteilung der mit ihnen koope-

rierenden Stationen. Trotz anomaler Geschwindigkeitsverhältnisse im Bereich des Aleutenbogens und relativ kleiner Magnitude der LONGSHOT-Explosion (MPV = 5,4) betrug die Abweichung des vom USCGS angegebenen Epizentrums gegen den wahren Herd nur 25 km. Fast alle im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Beben waren stärker. Sie lagen meist in weniger anomalen Herdgebieten. Es kann deshalb angenommen werden, daß die entsprechenden Ortungsfehler des USCGS in der Regel  $< 0,3^\circ$  sind. Diese Genauigkeit der Bezugsdaten für unsere D- und Az-Bestimmungen ist ausreichend.

Nur für einen Teil der ausgewerteten Beben wurden in den "Earthquake Data Reports" des USCGS die Epizentralentfernungen D bezüglich Moxa angegeben. Da die numerische Berechnung von D und  $Az_H$  relativ aufwendig ist, erstellte der Verfasser geeignete graphische Hilfsmittel zu ihrer Bestimmung. Sie werden im folgenden Abschnitt beschrieben.

### 2.3.2. Graphische Hilfsmittel zur Bestimmung von Epizentralentfernung und Azimut des Bebens bezüglich der Station Moxa

Sind die Koordinaten des Epizentrums  $(\varphi, \lambda)$  und der Station  $(\varphi_0, \lambda_0)$  bekannt, dann ergeben sich bei Verwendung der entsprechenden geozentrischen Breiten  $\varphi'$  und  $\varphi'_0$  nach COMRIE [16] die Epizentralentfernung D und das Herdazimut  $Az_H$  mit hinreichender Genauigkeit aus dem Cosinus- bzw. Sinussatz der sphärischen Trigonometrie:

$$(10) \quad \cos D = \sin \varphi' \sin \varphi'_0 + \cos \varphi' \cos \varphi'_0 \cos (\lambda - \lambda_0)$$

und

$$(11) \quad \sin Az_H = \frac{\cos \varphi' \sin (\lambda - \lambda_0)}{\sin D} .$$

Dabei besteht die Beziehung

$$(12) \quad \tan \varphi' = (1 - e)^2 \tan \varphi .$$

e ist die Exzentrizität der Erde.

(10) kann als Fluchtlinientafel dargestellt werden. Ein entsprechendes Nomogramm berechnete der Verfasser für die Station Moxa. Ein Genauigkeitstest ergab, daß mit einer mittleren Sicherheitswahrscheinlichkeit von 90 % die für Beben im Intervall  $13^\circ < D < 170^\circ$  aus dem Nomogramm ermittelten Epizentralentfernungen weniger als  $- 0,06^\circ < \delta D < + 0,10^\circ$  von denen des USCGS abweichen. Diese Fehler sind ausreichend klein.

Die Genauigkeit des Nomogramms läßt für  $D < 20^\circ$  sehr rasch nach und liefert für  $D < 10^\circ$  keine ausreichend genauen Ergebnisse mehr. Aus diesem Grunde berechnete der Verfasser für die europäischen Bebengebiete zwischen  $14^\circ$  westlicher und  $52^\circ$  östlicher Länge sowie  $30^\circ$  und  $52^\circ$  nördlicher Breite das Gitternetz einer äquidistanten Azimutalprojektion mit Moxa als Projektionszentrum. Ein Genauigkeitstest für Beben aus allen Herdgebieten im Bereich  $3^\circ < D < 35^\circ$  ergab, daß mit einer mittleren Sicherheitswahrscheinlichkeit von 90 % die aus dem Nomogramm ermittelten Entfernungen weniger als  $- 0,005^\circ < \delta D < + 0,035^\circ$  von den numerisch berechneten abweichen. Mit Hilfe eines Vollkreis-Winkelmessers konnten die Herdazimute bezüglich der Station Moxa bei Verwendung dieser Azimutalprojektion mit einem Fehler  $|\delta Az_H| < 0,5^\circ$  be-

stimmt werden. Diese Genauigkeit ist ausreichend. - Für  $Az_H$ -Bestimmungen von weiter entfernten Beben wurde eine im ZI Physik der Erde vorhandene MERKATOR-Projektion benutzt. Sie gestattet für  $D > 20^\circ$  Azimutbestimmungen mit einem Fehler  $|\delta Az_H| < 0,5^\circ$ .

Vor Beginn der eigenen Untersuchungen zur D- und Az-Bestimmung aus Registrierungen der Station Moxa sollen die bisher bekannt gewordenen Ergebnisse zur 1-Stationen-Methode eingeschätzt werden.

#### 2.4. Bisher bekannt gewordene Ergebnisse zur 1-Stationen-Methode

Die Aufgabe, Erdbeben unter Zugrundelegung seismischer Aufzeichnungen einer einzelnen Station zu orten, gilt bereits seit über 50 Jahren als prinzipiell gelöst. Die entscheidenden Beiträge stammen von GOLITZYN [22, 23]. Einige von ihm veröffentlichte Genauigkeitsangaben sind zwar vielversprechend, aber statistisch nicht repräsentativ. Sie gestatten auch keine Abschätzung der Güte der ausgewerteten Beispiele und der Sicherheit der Bezugsdaten. Nach GUTENBERG [26] ist die Bestimmung des Epizentrums aus den Raumwellenaufzeichnungen einer einzigen Station unter günstigen Verhältnissen nur auf etwa 250 km zuverlässig. Für D und Az wird angegeben, daß ihre Fehler in günstigen Fällen kleiner als 100 km bzw. 1 bis  $4^\circ$  sind [23, 43, 46]. Der Azimutfehler kann jedoch infolge lateraler Refraktion der seismischen Wellen an vertikalen oder geneigten Diskontinuitäten oder infolge Streuung und Beugung an Inhomogenitäten im unmittelbaren Stationsbereich mehrere  $10^\circ$  betragen. Die Größe der Azimutfehler ist nach Beobachtungen von PHINNEY und SMITH [41] frequenzabhängig.

Allgemein wird empfohlen, für die Entfernungsbestimmung die Laufzeitdifferenz S - P zu verwenden. P und S sind für  $D < 100^\circ$  in der Regel die größten Raumwelleneinsätze. Da außerdem P für  $D < 100^\circ$  stets longitudinaler und S für  $D < 83^\circ$  stets transversaler Ersteinsatz ist, können beide Phasen in diesen Entfernungsbereichen leicht identifiziert werden. Dennoch vertraten GUTENBERG und RICHTER [27] die Meinung, daß eine D-Bestimmung aus S - P allgemein nicht sehr sicher ist. Als Gründe gaben sie an, daß S für  $D < 30^\circ$  zweifelhaft und in größerer Herdentfernung in der Regel multipel sei. Aus ihren Beobachtungen folgern GUTENBERG und RICHTER die Notwendigkeit, Laufzeitkurven der S-Wellen für jede Station und für verschiedene Seismographentypen getrennt zu konstruieren. Entfernungsbestimmungen nach der "fitting the chart"-Methode sind ebenfalls seit langem üblich, doch man findet in der Literatur keine brauchbaren Angaben über ihre Genauigkeit. Gleiches gilt für D-Bestimmungen anhand der Laufzeitdifferenz der Phasenpaare PP - P, SS - P u. a.

Azimutbestimmungen aus dem Amplitudenverhältnis  $Y_{1E}/Y_{1N}$  von P gehen auf GOLITZYN zurück [23]. Auch KIRNOS [37] knüpft in einer neueren Arbeit zu Fragen der instrumentellen Seismologie an GOLITZYNs Darlegungen an. Allein Ch. F. RICHTER [43] geht etwas ausführlicher auf verschiedene Möglichkeiten der Azimutbestimmung ein. Er erwähnt z. B., daß bei ähnlichen Charakteristiken der drei Komponenten und sehr sorgfältiger Zeitmessung im Falle undeutlicher Einsatzimpulse das Azimut auch aus dem Vergleich späterer Verschiebungsrichtungen innerhalb der P-, der PP- und m. E. sogar der PKP-Wellengruppe bestimmt werden kann. Die Möglichkeit der Azimutbestimmung aus den Aufzeichnungen anderer Raumwellentypen bestätigt G. RICHTER [44]. Sie er-

mittelte aus Registrierungen der Station Stuttgart die horizontalen Schwingungsfiguren von SKS- und SKKS-Wellen sowie von deren herdnahen Reflexionen. Die Standardabweichung der Azimutfehler vom Mittelwert war jedoch erheblich ( $\pm 10^\circ$ ). Das von G. RICHTER angewandte Verfahren ist zudem für eine routinemäßige und schnelle Azimutbestimmung zu aufwendig.

Azimutbestimmungen aus Oberflächenwellen vom LOVE- und RAYLEIGH-Typ beschreibt HILLER [32]. Sie können eine wertvolle Hilfe bei Ortungen nach der 1-Stations-Methode sein. Dies gilt insbesondere dann, wenn die für Azimutbestimmungen geeigneten Raumwellen nur schwach, die Oberflächenwellen dagegen kräftig aufgezeichnet sind. Da aber laterale Refraktionen an vertikalen Krustendiskontinuitäten die Polarisation und den Aufzeichnungscharakter der Oberflächenwellen besonders stark beeinflussen können, sind die Fehler meist größer als bei Azimutbestimmungen aus Raumwellen. Deshalb werden Azimutbestimmungen aus Oberflächenwellen im Rahmen dieser Arbeit nicht behandelt.

Die bisher bekannt gewordenen Ergebnisse zur 1-Stations-Methode zeigen, daß zumindest für  $D < 100^\circ$  in günstigen Fällen der Bebenherd auf einige 100 km genau angegeben werden kann. Eine Reihe von Fragen bleibt jedoch offen: Wie genau sind im statistischen Mittel D-Bestimmungen aus der Laufzeitdifferenz identifizierter Phasensaare? Welche Einsätze sind bei multiplen Phasen oder bei unterschiedlichen Einsatzzeiten in den Registrierungen verschiedenen Typs zu kombinieren? Welchen Einfluß hat die meist notwendige Vernachlässigung der Herdtiefe  $h$  für  $h < 70$  km auf die Fehler  $\delta D$ ? Sind D-Bestimmungen nach der "fitting the chart"-Methode und Azimutbestimmungen aus longitudinalen Scheinwellen nach P ausreichend genau, um auch noch seismische Ereignisse in Epizentralentfernungen über  $100^\circ$  orten zu können? Zeigen die Mittelwerte und Standardabweichungen der Fehler  $\delta D$  und  $\delta Az$  statistisch signifikante Abhängigkeiten vom Wellentyp, vom Herdgebiet, von der Herddistanz, vom Seismographentyp o. a. Parametern? Können Korrekturen zur Eliminierung systematischer Fehler sowie Prognoseintervalle für zukünftige D- und Az-Bestimmungen angegeben werden? - Diese Fragen umreißen bereits den methodischen Weg, auf dem das Ortungsproblem nach der 1-Stations-Methode angegangen werden soll. Mit der Auswahl der geeigneten statistischen Methoden und Tests befaßt sich der letzte Abschnitt des Grundlagenkapitels.

## 2.5. Auswahl geeigneter statistischer Methoden

### 2.5.1. Allgemeines

Überall dort, wo die Bedingungen eines wissenschaftlichen Experiments nicht mit beliebiger Präzision festgelegt werden können und unkontrollierte bzw. unkontrollierbare Einflüsse eine merkliche Streuung der Meßergebnisse verursachen, bedarf es der statistischen Auswertung der gewonnenen Ergebnisse. Laboratoriumsexperimente haben den Vorzug, daß sich viele maßgebliche Bedingungen vorgeben und variieren lassen. Die Konstanz des Ursachensystems und damit die Reproduzierbarkeit der Messungen läßt sich gewährleisten. Ebenso kann die Forderung homogener Zufallsstichproben erfüllt werden. Sie ist die notwendige Bedingung für eine maximale Genauigkeit bei der Schätzung des Mittelwerts der Grundgesamtheit. Setzt man richtig geeichte Meßinstru-

mente voraus, dann sind die auftretenden Meßfehler zufällig. Untersucht man dagegen natürliche, gesellschaftliche und industrielle Bedingungen und Prozesse, dann sind die Möglichkeiten zur Festlegung der relevanten Einflußfaktoren meist sehr beschränkt. Es liegt oft eine weitgehend unkontrollierte, komplexe Situation vor. Statt des tatsächlichen Geschehens wird nur das Auftreten einzelner Merkmale registriert. Dabei ist es meist unmöglich, alle für die Aufdeckung eines bestimmten Zusammenhangs relevanten Merkmale zu berücksichtigen. Dennoch muß versucht werden, durch möglichst vollständige Erfassung der Einflußfaktoren und statistische Analyse ihrer Kombinationen jene Informationen herauszurechnen, die man im Experiment durch planmäßige Festlegung der Einflußfaktoren erhält. An die Stelle konstanter Ursachensysteme treten quasistationäre. Die Rolle der Reproduzierbarkeit wird von Erhaltungstendenz und Wiederholungsneigung übernommen. Oft ist man gezwungen, Daten zu verwenden, die nicht den Bedingungen der formalen Modelle entsprechen, nach denen die statistische Analyse erfolgt. So ist es z. B. schwer zu prüfen, ob die wichtige Voraussetzung der Homogenität der Stichprobe stets erfüllt ist. Das Ergebnis können Fehler sein, die nur schwer abzuschätzen sind. Mit all diesen Schwierigkeiten wird man bei der statistischen Analyse geophysikalischer Daten konfrontiert.

Die ermittelten Residuenwerte können sowohl regelmäßige als auch zufällige Komponenten enthalten. Zu den regelmäßigen Fehlern gehören konstante und systematische Fehler. Systematische Fehler, z. B. Gangfehler der Meßapparaturen, müssen nach Möglichkeit ausgeschaltet werden; anderenfalls liegt kein konstantes Ursachensystem vor. Es wäre dann sinnlos, Häufigkeitsverteilungen der Fehler zu ermitteln, da Lage und Form der Verteilungen davon abhängen, welchen Abschnitt des Prozesses man betrachtet und wie lang dieser Abschnitt ist. An der seismologischen Station Moxa werden täglich Uhrenkorrekturen ermittelt und die Konstanz der Vergrößerungscharakteristiken der Seismographen durch tägliche Registrierung der Eichimpulse laufend überwacht. Alle Auswertungen wurden entsprechend korrigiert oder verworfen. Systematische Meßfehler werden deshalb in den nachfolgenden Untersuchungen nicht mehr diskutiert.

Vom transversal-isotropen J.-B.-Modell abweichende Verhältnisse im Bereich des Herdgebiets, des Stationsuntergrunds und entlang des übrigen Wellenwegs können sich je nach Ausstrahlungsrichtung, Ankunftsrichtung und Herdentfernung unterschiedlich auf die Residuen auswirken. Besonderheiten in der Ausprägung des Schwingungsbildes der seismischen Aufzeichnungen von Beben aus verschiedenen seismotektonischen Regionen, die z. T. durch räumlich wie zeitlich unterschiedlich ablaufende Herdvorgänge bedingt sind, haben ebenfalls Einfluß auf den Charakter der Residuenverteilungen. Die Bebengebiete sind sehr ungleichmäßig über die Erde verteilt und zeigen erhebliche Unterschiede in der Häufigkeit und Stärke der auftretenden Ereignisse. Die Gewichte, mit denen verschiedene Merkmalsabweichungen in eine Stichprobe eingehen, können folglich sehr ungleich sein. Dies kann bei einer alle oder mehrere Herdgebiete umfassenden Erhebung über dieses Merkmal dazu führen, daß dominierende Teilabweichungen der Verteilung ihren eigenen Charakter aufprägen. Schätzungen von Mittelwert und Standardfehler sind dann u. U. sehr fehlerhaft und ihr Aussagewert gering, da sogar die Möglichkeit besteht, daß sich bei der Inhomogenität der Grundgesamtheit signifikante Merkmalsunterschiede herausmitteln. Dadurch wird der Vorteil, daß bei globalen Erhebungen über ein Merkmal sehr große Stichprobenumfänge zur Verfügung stehen, entwertet. Besteht der Verdacht einer Mischverteilung, dann muß versucht werden, das Urmaterial nach weiteren Kriterien aufzugliedern, um homogene, d. h.

einem einheitlichen Ursachenkomplex entspringende Verteilungen zu erhalten.

In der Regel liegen den statistischen Auswerteverfahren und Tests konkrete Modellvorstellungen über die Verteilung der Zufallsgrößen zugrunde. Die für unser Problem wichtigen Zufallsverteilungen werden im folgenden Abschnitt behandelt.

## 2.5.2. Häufigkeitsverteilungen

### 2.5.2.1. Normalverteilung nach GAUSS

Liegt eine homogene Grundgesamtheit vor und sind die Bedingungen, für die der Zentrale Grenzwertsatz gilt, erfüllt, dann kann erwartet werden, daß die Häufigkeitsverteilung der Residuenwerte einer Normalverteilung  $N(\mu, \sigma^2)$  entspricht. Die Normalverteilung wurde von C. F. GAUSS bei der Untersuchung von Beobachtungsfehlern abgeleitet. Sie ist durch ihre Dichtefunktion

$$(13) \quad p(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}},$$

den Mittelwert  $\mu$  und die Streuung  $\sigma$  gegeben.

Uns stehen nur Stichproben endlichen Umfangs zur Verfügung. Aus ihnen können nur Schätzungen der Parameter  $\mu$  und  $\sigma$  der Grundgesamtheiten gewonnen werden.  $x_1, x_2, \dots, x_n$  sei eine Stichprobe aus der Verteilung  $N(\mu, \sigma^2)$ . Der "maximum-likelihood-Schätzer" für  $\mu$  ist das arithmetische Mittel  $\bar{x}$ , für  $\sigma^2$  die Varianz  $S^2$ .  $\bar{x}$  und  $S^2$  ergeben sich aus folgenden Formeln:

$$(14) \quad \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

und

$$(15) \quad S^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 = \frac{1}{n-1} \left[ \sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{1}{n} \left( \sum_{i=1}^n x_i \right)^2 \right].$$

Für  $n \geq 25$  ist es günstig, die Werte in Klassen zusammenzufassen, deren Anzahl  $k$  nicht größer als  $\sqrt{n}$  sein sollte. Es ist zweckmäßig, alle Klassen gleich breit zu wählen. Die Anzahl der Werte  $N_i$  in der Klasse  $i$  wird der Klassenmitte  $x_{Mi}$  zugeordnet.  $\bar{x}$  und  $S^2$  können dann nach den Beziehungen

$$(16) \quad \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k N_i x_{Mi}$$

und

$$(17) \quad S^2 = \frac{1}{n-1} \left[ \sum_{i=1}^k N_i x_{Mi}^2 - \frac{1}{n} \left( \sum_{i=1}^k N_i x_{Mi} \right)^2 \right]$$

mit  $n = \sum_{i=1}^k N_i$  berechnet werden.

Für eine anschaulichere Charakterisierung der Wertestreuung wird gewöhnlich die Standardabweichung  $S$ , der Schätzwert für  $\sigma$ , verwendet. Sie hat im Gegensatz zur Varianz die gleiche Dimension wie die Ursprungswerte und verdoppelt sich bei Verdoppelung der Abweichung jedes Einzelwerts vom Mittelwert. Die Größe des wahren Beobachtungsfehlers liegt mit einer Wahrscheinlichkeit von 68,3 % im Intervall  $\mu - \sigma < x < \mu + \sigma$ .

#### 2.5.2.2. t-Verteilung nach STUDENT

Der Versuch einer Homogenisierung der Stichproben (z. B. nach den Kriterien: gleicher Seismographentyp, gleiches Herdgebiet) ist vergleichbar mit dem Bemühen, beim Laborexperiment einen Teil der Einflußfaktoren festzulegen, so daß die übrigen, unkontrollierten, mehr oder minder den Charakter von Zufallsschwankungen tragen. Er führt in unserem Fall zu einer erheblichen Reduzierung der Stichprobenumfänge.  $S$  wird zu einem schlechten Schätzwert für  $\sigma$ . Signifikanzteste oder die Berechnung von Mutungsintervallen für  $\mu$  mit Hilfe der Testgröße  $u = \frac{\bar{x} - \mu}{\sigma} \sqrt{n}$  werden ungenau. Ersetzt man  $\sigma$  durch seinen Schätzwert  $S$ , dann erhält man die Testgröße

$$(18) \quad t = \frac{\bar{x} - \mu}{S} \sqrt{n}.$$

Sie ist nicht mehr nach  $N(0, 1)$ , sondern nach einer  $t$ -Verteilung mit  $f = n - 1$  Freiheitsgraden verteilt. Die Verteilungsdichte einer  $t$ -Verteilung mit  $n$  Freiheitsgraden ist gegeben durch

$$(19) \quad p(t) = \frac{1}{\sqrt{\pi} n} \frac{\Gamma(\frac{n+1}{2})}{\Gamma(\frac{n}{2})} \left(1 + \frac{t^2}{n}\right)^{-\frac{(n+1)}{2}}.$$

Die Varianz der  $t$ -Verteilung ist infolge der Ersetzung von  $\sigma$  durch den Schätzwert  $S$  größer als die Varianz der Verteilung  $N(0, 1)$ . Ihre Sicherheitsgrenzen sind bei gleicher Sicherheitswahrscheinlichkeit  $\alpha$  dementsprechend weiter als die der Normalverteilung. Die  $t$ -Verteilung wird jedoch der Verteilung  $N(0, 1)$  mit wachsendem  $n$  immer ähnlicher, da der Unterschied zwischen  $\sigma$  und  $S$  gegenüber dem Unterschied zwischen  $\mu$  und  $\bar{x}$  zunehmend an Bedeutung verliert. Für  $n > 30$  kann der Unterschied allgemein vernachlässigt werden.

#### 2.5.2.3. Binomialverteilung

Die oben besprochenen Verteilungen sind nur bedingt anwendbar, wenn die Häufigkeit der Beobachtung verschiedener seismischer Wellentypen in den Aufzeichnungen der Station Moxa untersucht werden soll. Wird eine Welle vom Typ  $X$  mit der Wahrscheinlichkeit  $p$  beobachtet, dann ist die Wahrscheinlichkeit  $P(k)$ , daß bei  $n$  Bebenauswertungen diese Welle genau  $k$ -mal gefunden wird,

$$(20) \quad P(k) = \binom{n}{k} p^k (1-p)^{n-k}.$$

Die durch (20) definierte Verteilung ist eine Binomialverteilung. Sie wird meist mit dem Symbol  $B_n(p)$  bezeichnet. Ihr Mittelwert ist  $np$ , ihre Varianz  $np(1-p)$ .

Welche Rolle die hier besprochenen Zufallsverteilungen bzw. ihre Parameter bei der Behandlung des Ortungsproblems spielen, wird im folgenden Abschnitt deutlich.

### 2.5.3. Statistische Tests, Mutungs- und Prognoseintervalle

#### 2.5.3.1. Verteilungsabhängige Verfahren

##### 2.5.3.1.1. Test und Mutungsintervall für den Mittelwert

Hauptziel der vorliegenden Arbeit ist es, quantitative Aussagen über die Genauigkeit zu gewinnen, mit der Bebenortungen an der Station Moxa möglich sind. Genauigkeitsmaße sind Mittelwert und Streuung der Residuen. Verwendet werden die Aufzeichnungen der Standardseismographen und die international üblichen Auswertemodelle. Abweichungen des Mittelwerts  $\mu$  von dem theoretisch erwarteten  $\mu_0$  geben Hinweise auf die Fehlerhaftigkeit der Modellannahmen. Verwendet man den Wert  $-\mu$  bei weiteren Messungen als Korrektur, dann kann dadurch die Ortungsgenauigkeit erhöht werden.

Aus der Stichprobe, die der Grundgesamtheit entnommen wurde, kann nur  $\bar{x}$  als Schätzwert für  $\mu$  gewonnen werden. Wie genau der Schätzwert  $\bar{x}$  ist, hängt wesentlich vom Stichprobenumfang  $n$  und der Streuung ab. Die Abweichung  $\bar{x} - \mu_0$  muß auf ihre Signifikanz geprüft werden. Dabei wird zunächst vorausgesetzt, die Verteilung, aus der die Stichprobe entnommen wurde, habe den Mittelwert  $\mu = \mu_0$  und der Mittelwert  $\bar{x}$  der Stichprobe weiche nur zufällig von  $\mu$  ab. Ist die Stichprobe normalverteilt, vom Umfang  $n$  und der Varianz  $S^2$ , dann ist die Gültigkeit der Nullhypothese  $\mu = \mu_0$  mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit  $\alpha$  anzunehmen, wenn der Betrag der nach (18) berechneten Testgröße  $t_b$  kleiner als der Tafelwert  $t_T = t_\alpha(n-1)$  der  $t$ -Verteilung für  $\alpha$  und den Freiheitsgrad  $f = n - 1$  ist. Ist  $t_b > t_T$ , dann ist die Hypothese zu verwerfen. Man sagt dann, der Unterschied zwischen  $\mu$  und  $\mu_0$  sei signifikant. Dem  $t$ -Test gleichwertig ist die Berechnung eines Mutungsintervalls für den unbekanntem Mittelwert  $\mu$ . Das Intervall

$$(21) \quad \bar{x} - \varepsilon_\mu < \mu < \bar{x} + \varepsilon_\mu$$

mit

$$(22) \quad \varepsilon_\mu = t_\alpha(n-1) \frac{S}{\sqrt{n}}$$

schließt den echten Mittelwert  $\mu$  mit der Wahrscheinlichkeit  $\alpha$  ein. Liegt  $\mu_0$  außerhalb des Mutungsintervalls für  $\mu$ , dann ist die Nullhypothese zu verwerfen. Das gleiche gilt für die Hypothese  $\mu_1 = \mu_2$  beim Vergleich zweier Mittelwerte  $\bar{x}_1$  und  $\bar{x}_2$ , falls sich die Mutungsintervalle für  $\mu_1$  und  $\mu_2$  nicht überlappen.

Neben der Kenntnis der Mittelwerte der Residuenverteilungen für eine Korrektur zukünftiger Auswertungen ist es wichtig, ein Prognoseintervall für eine einzelne, von  $x_1, x_2, \dots, x_n$  unabhängige zukünftige Beobachtung  $y$  anzugeben.  $y$  liegt mit einer mittleren Wahrscheinlichkeit  $\alpha$  in dem Intervall

$$(23) \quad \bar{x} - \varepsilon_y^P < y < \bar{x} + \varepsilon_y^P$$

mit

$$(24) \quad \varepsilon_y^P = t_{\alpha}(n-1) S \sqrt{\frac{n+1}{n}}.$$

### 2.5.3.1.2. Vergleich der Varianzen zweier unabhängiger Stichproben

Die Varianz der Zufallsverteilungen ist in unserem Fall ein Maß für die Genauigkeit, mit der ein Merkmalswert bestimmt werden kann. Soll die Eignung verschiedener Bestimmungsmethoden beurteilt werden, dann ist zunächst zu prüfen, ob die Unterschiede der Merkmalsstreuungen statistisch signifikant sind.

Zwei Stichproben von den Umfängen  $n_1$  und  $n_2$  seien voneinander unabhängig. Sie sollen aus normalverteilten Grundgesamtheiten stammen. Ihre Varianzen seien  $S_1^2$  und  $S_2^2$ ,  $S_1^2 > S_2^2$ . Die Nullhypothese  $\sigma_1^2 = \sigma_2^2$  wird mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit  $\alpha$  angenommen, wenn der nach der Testgröße

$$(25) \quad F = \frac{S_1^2}{S_2^2}$$

berechnete Wert  $F_b$  kleiner als der Tafelwert  $F_T = F_{\alpha}(f_1, f_2)$  für  $\alpha$  und die Freiheitsgrade  $f_1 = n_1 - 1$  und  $f_2 = n_2 - 1$  ist. Die Häufigkeitsverteilung von (25) ist eine F-Verteilung. Sie ist bei PFANZAGL [40] für verschiedene Sicherheitswahrscheinlichkeiten und Freiheitsgrade tabellarisiert.

### 2.5.3.1.3. Vergleich der Häufigkeiten zweier unabhängiger Stichproben

Es ist notwendig, im folgenden auch Häufigkeitsunterschiede auf ihre statistische Signifikanz zu testen. In einer Stichprobe vom Umfang  $n$ , deren Elemente voneinander unabhängig sind, trete ein Ereignis  $k$ -mal, in der Grundgesamtheit aber mit der Wahrscheinlichkeit  $p$  auf. Die relative Häufigkeit  $k/n$  weicht nur zufällig mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit  $\alpha$  von  $p$  ab, wenn der für die Testgröße

$$(26) \quad t = \frac{|k - np|}{\sqrt{np(1-p)}}$$

berechnete Wert  $t_b$  kleiner als der Tafelwert  $t_T = t_{\alpha}(n-1)$  für  $\alpha$  und den Freiheitsgrad  $f = n - 1$  ist. Bei  $t_b > t_T$  ist die Nullhypothese  $k/n = p$  abzulehnen.

Im Fall unserer Untersuchungen ist kein Wert für  $p$  bekannt. Um festzustellen, ob sich zwei voneinander unabhängige relative Häufigkeiten  $k_1/n_1$  und  $k_2/n_2$  nur zufällig unterscheiden, muß geprüft werden, ob sich die Mutungsintervalle für  $p_1$  und  $p_2$  überlappen (Annahme der Nullhypothese  $p_1 = p_2$ ) oder nicht ( $p_1$  ist von  $p_2$  signifikant verschieden). Setzt man den Tafelwert  $t_T$  in Gleichung (26) ein und löst diese nach  $p$  auf, dann liefern die beiden Lösungen der quadratischen Gleichung

$$(27) \quad p^2 - p \frac{2k + t_T^2}{n + t_T^2} + \frac{k^2}{n(n + t_T^2)} = 0$$

die Schranken für das Mutungsintervall von  $p$ .

Die Anwendung der Beziehungen (26) und (27) ist nur mit Einschränkungen möglich. Die Häufigkeit des Auftretens eines Merkmals ist binomial verteilt. Da eine nach  $B_n(p)$  verteilte zufällige Variable als Summe von  $n$  unabhängigen Variablen aufgefaßt werden kann, strebt nach dem Zentralen Grenzwertsatz die Binomialverteilung  $B_n(p)$  für  $n \rightarrow \infty$  gegen die Normalverteilung  $N(np, np(1-p))$ . Die Testgröße  $t = \frac{|k - np|}{\sqrt{np(1-p)}}$  entspricht der des t-Tests für den Vergleich des Mittelwerts  $\bar{x} = k$  einer Stichprobe mit dem Mittelwert  $\mu = np$  der normalverteilten Grundgesamtheit. Wie gut die Annäherung ist, hängt wesentlich von  $p$  ab. Je mehr  $p$  vom Wert 0,5 abweicht, je größer also die Asymmetrie der Binomialverteilung ist, um so größer muß  $n$  sein, um eine befriedigende Übereinstimmung mit der Normalverteilung zu erreichen. PFANZAGL [40] gibt als Faustregel an, daß  $B_n(p)$  dann mit ausreichender Genauigkeit durch eine Normalverteilung approximiert werden kann, wenn

$$(28) \quad n > \frac{9}{p(1-p)}$$

gilt. Allerdings ist eine günstige Eigenschaft des zweiseitigen t-Tests, daß er nicht sehr anfällig gegen Abweichungen von der Normalverteilung ist. So kompensieren sich bei geringer Asymmetrie der Verteilung annähernd die Vergrößerung der Wahrscheinlichkeit des einen und die Verkleinerung der des anderen Teils der kritischen Region. Die kritische Region ist der Bereich außerhalb des Mutungsintervalls, für den die Nullhypothese abgelehnt wird.

Eine andere Methode des Vergleichs zweier Wahrscheinlichkeiten beschreibt PFANZAGL [40]. Gegeben sind zwei Binomialverteilungen

$$\binom{n_1}{k_1} p_1^{k_1} (1-p_1)^{n_1-k_1} \quad \text{und} \quad \binom{n_2}{k_2} p_2^{k_2} (1-p_2)^{n_2-k_2}.$$

Zu testen ist die Hypothese  $p_1 = p_2$  gegen die Alternative  $p_1 > p_2$ . Die bedingte Verteilung von  $k_1$  ist im Fall  $p_1 = p_2$  für gegebenes  $k_1 + k_2 = k$

$$(29) \quad P(k_1) = \frac{\binom{n_1}{k_1} \binom{n_2}{k-k_1}}{\binom{n_1+n_2}{k}}.$$

Die kritische Region ist für die Alternative  $p_1 > p_2$  aus den größten  $k_1$ -Werten so zu bilden, daß die Irrtumswahrscheinlichkeit  $\pi = 1 - \alpha$  nicht überschritten wird.

### 2.5.3.2. Verteilungsunabhängige Verfahren

Bei den oben besprochenen Tests war die Voraussetzung gemacht worden, daß die aus den seismologischen Untersuchungen gewonnenen Stichproben aus normalverteilten Grundgesamtheiten stammen oder doch zumindest aus solchen, die sich hinreichend genau durch eine Normalverteilung approximieren lassen. Die Mehrzahl der in Kapitel 3 für große Stichproben dargestellten Häufigkeitsverteilungen bestätigt diese Annahme. Die in das Wahrscheinlichkeitsnetz eingetragenen Summenhäufigkeiten konnten in der Regel im Bereich  $2\% < \Phi < 98\%$  durch eine Gerade approximiert werden ( $\Phi$  ist der Wert des GAUSSSchen Integrals). Die aus dem Wahrscheinlichkeitsnetz ermittelten Werte  $\hat{\mu}$  und  $\hat{\sigma}$  stimmten allgemein sehr gut mit den berechneten Werten  $\bar{x}$  und  $S$  überein.

Dennoch ergaben sich z. T. recht unsymmetrische Verteilungen. Es ist zu prüfen, ob die mit Hilfe verteilungsunabhängiger Tests gewonnenen Aussagen wesentlich von denen abweichen, die sich durch Anwendung des t- oder F-Tests ergeben.

Eine wichtige Gruppe von verteilungsunabhängigen Verfahren sind die Rangtests, bei denen statt der Stichprobenwerte nur deren Rangzahlen verwendet werden. Der Informationsverlust im Vergleich zur Verwendung der Meßwerte ist nur geringfügig. Die geringere Wirksamkeit verteilungsunabhängiger Tests bei Anwendung auf die Normalverteilung hat zur Folge, daß bei gleicher Irrtumswahrscheinlichkeit die Gütefunktion kleiner wird. Bestehende signifikante Unterschiede werden dann etwas seltener erkannt als mit speziell für die Normalverteilung entwickelten Tests. Das bedeutet andererseits: Ergibt bereits ein verteilungsunabhängiger Test Signifikanz, so kann ein wirksamerer Test keine zusätzliche Erkenntnis bringen.

Im Unterschied zum arithmetischen Mittelwert  $\mu$  der Normalverteilung wird bei einer unbekanntem Verteilung der Median  $\tilde{\mu}$  bestimmt.  $\tilde{\mu}$  ist jener Wert, der mit der Wahrscheinlichkeit 0,5 überschritten wird. Er fällt bei einer symmetrischen Verteilung mit dem Mittelwert  $\mu$  zusammen.

Zu den verteilungsunabhängigen Tests gehören der Zeichentest und der Rangtest. Der Zeichentest hat bei Anwendung auf eine normalverteilte Stichprobe für große  $n$  eine wesentlich schlechtere Trennschärfe als der t-Test. Letzterer erreicht dann bereits mit 64 % des Stichprobenumfangs, der für den Zeichentest zur Verfügung steht, die gleiche Trennschärfe. Bei den Rangtests wird die Verteilung der Rangsummen untersucht. Sie kann für  $n > 25$  bis 30 bereits durch eine Normalverteilung approximiert werden. Die Wirksamkeit des unten beschriebenen WILCOXON-Rangtests beträgt für große  $n$  bei Anwendung auf die Normalverteilung 95 % von der des optimalen t-Tests. Seine asymptotische Wirksamkeit ist für keine Verteilung kleiner als 86 %.

#### 2.5.3.2.1. Test und Mutungsintervall für den Median

Es soll getestet werden, ob der Median einer Stichprobe vom Umfang  $n$  den Wert  $\tilde{\mu}$  besitzt.  $k$  sei die Anzahl der Werte, die kleiner als  $\tilde{\mu}$  sind. Ist die Hypothese richtig, dann ist  $k$  binomialverteilt nach  $B_n(1/2)$ . Tests, die prüfen, ob der beobachtete Wert von  $k$  mit der Annahme einer Verteilung nach  $B_n(1/2)$  verträglich ist, heißen Zeichentests. Es ist zu prüfen, ob

$$(30) \frac{k}{n-k-1} \geq F_{\alpha}(2(n-k+1), 2k)$$

bzw.

$$(31) \frac{n-k}{k-1} \geq F_{\alpha}(2(k+1), 2(n-k))$$

ist.

Bei der Ermittlung eines Mutungsintervalls, das nach oben bzw. unten begrenzt ist, bestimmt man den kleinsten bzw. größten Wert  $k$ , für den die Beziehung (30) bzw. (31) erfüllt ist. Der erstere sei mit  $k_1$ , der letztere mit  $k_0$  bezeichnet. Für das beiderseitig begrenzte Mutungsintervall gilt dann nach [40]

$$(32) \quad x_{(k_0+1)} < \tilde{\mu} < x_{(k_1)} .$$

### 2.5.3.2.2. Vergleich der Varianzen zweier unabhängiger Stichproben

Da die Testgröße  $F$  gleich dem Quotienten der Quadrate der Standardfehler zweier unabhängiger Stichproben ist, kann das Ergebnis des  $F$ -Tests bereits durch kleine Abweichungen von der Normalverteilung stark beeinflusst werden. Einen für praktische Zwecke gut geeigneten Test beschreibt PFANZAGL [40]. Danach bildet man aus der ersten Stichprobe die Werte  $\xi_i = |x_i - \bar{x}|$ , aus der zweiten Stichprobe die Werte  $\eta_j = |y_j - \bar{y}|$ . Die Erwartungswerte von  $\xi_i$  und  $\eta_j$  sind proportional  $\sigma_1$  und  $\sigma_2$ . Die Nullhypothese  $\sigma_1 = \sigma_2$  läßt sich deshalb testen, indem man prüft, ob die  $\xi_i$  und  $\eta_j$  als Stichproben aus Verteilungen mit gleichem Mittelwert aufgefaßt werden können. Dazu bedient man sich entweder eines verteilungsunabhängigen Tests, wie des nachstehend beschriebenen WILCOXON-Tests, oder des  $t$ -Tests.

### 2.5.3.2.3. Vergleich zweier unabhängiger Stichproben

Es soll die Hypothese geprüft werden, ob zwei voneinander unabhängige Stichproben  $x_1, x_2, \dots, x_{n_1}$  und  $y_1, y_2, \dots, y_{n_2}$  aus derselben Verteilung stammen. Zunächst bestimmt man die Rangzahlen, die die einzelnen Stichprobenwerte in der vereinigten Stichprobe besitzen. Als Testgröße  $R_1$  dient die Summe der Rangzahlen der ersten Stichprobe. Soll die Nullhypothese angenommen werden, dann muß die Differenz

$$(33) \quad R_1 - \frac{n_1(n_1 + n_2 + 1)}{2}$$

zwischen  $\pm c$  liegen.  $c$  ist als Funktion von  $n_1$  und  $n_2$  für verschiedene  $\alpha$  in [40] tabellarisiert. Für  $n_1 + n_2 > 30$  gilt

$$(34) \quad c_\alpha \approx N'_\alpha \sqrt{\frac{n_1 n_2 (n_1 + n_2 + 1)}{12}}$$

mit  $N'_\alpha = 1,65$  für  $\alpha = 90\%$ .

Ein Vergleich der Wirksamkeit verteilungsabhängiger und verteilungsunabhängiger Tests ergab, daß bei der Anwendung des  $t$ - und  $F$ -Tests auf offensichtlich nicht normale Häufigkeitsverteilungen ihre Gütefunktion z. T. schlechter als die eines verteilungsunabhängigen Tests war. Die generelle Anwendung des  $t$ - und  $F$ -Tests schließt also lediglich die Möglichkeit ein, daß einige signifikante Unterschiede nicht festgestellt werden. Die Wahrscheinlichkeit, daß fälschlicherweise signifikante Unterschiede postuliert werden, erhöht sich dagegen nicht.

### 2.5.3.3. Einige Bemerkungen zur Aussagekraft statistischer Tests

Ergibt ein Test die Aussage, daß der bestehende Unterschied nicht signifikant ist, dann besagt dies lediglich, daß die Annahme der Nullhypothese nicht im Widerspruch zum Ergebnis der Stichprobe steht, nicht aber, daß die Hypothese  $\mu = \mu_0$  oder

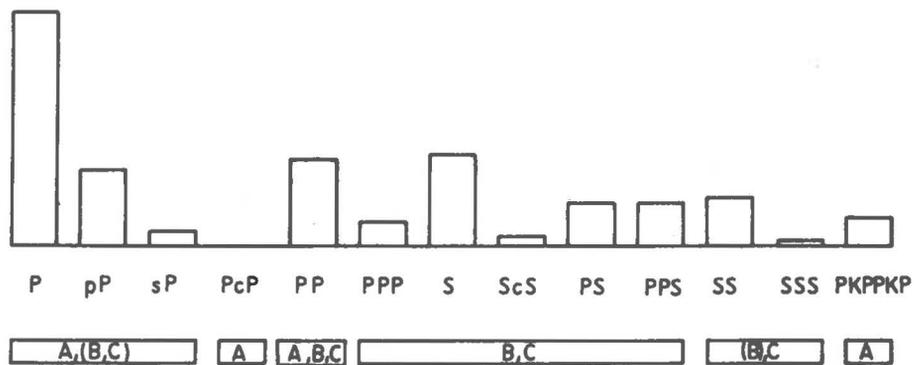
$\sigma^2 = \sigma_0^2$  richtig ist. Ob ein bestehender Unterschied von der Hypothese erkannt wird, hängt wesentlich vom Umfang der Stichprobe ab. Sind  $\mu$  und  $\mu_0$  nur wenig verschieden, dann wird u. U. erst eine sehr große Stichprobe die Aussage "signifikant verschieden" liefern.

Die Hypothese wird getestet mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit  $\alpha$  bzw. einer Irrtumswahrscheinlichkeit  $\pi = 1 - \alpha$ . Ist die Hypothese richtig, dann wird z. B. die Testgröße  $t_D$  des t-Tests in  $\alpha \cdot 100\%$  der Fälle zwischen den Grenzen  $\pm t_T$  liegen. Die Wahrscheinlichkeit, daß für  $t_D > t_T$  die Hypothese irrtümlicherweise verworfen wird, ist nur  $\pi = 1 - \alpha$ . Wie groß man  $\pi$  wählt, hängt von dem Risiko ab, das mit der Entscheidung der Fragestellung verbunden ist, von dem Risiko, tatsächlich bestehende Unterschiede fälschlicherweise als nicht signifikant zu verwerfen oder aber das Vorhandensein eines Unterschieds irrtümlicherweise anzunehmen. Bei geophysikalischen Fragestellungen ist es sinnvoll, die Nullhypothese bereits dann zu verwerfen, wenn bei einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 90 % die Testgröße den entsprechenden Tabellenwert übersteigt. In einigen Fällen dürfte sogar die Forderung einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von nur 80 % noch zulässig sein. Anderenfalls werden bei der gewöhnlich großen Streuung geophysikalischer Meßdaten sicherlich zu viele praktisch bedeutsame Unterschiede als statistisch nicht signifikant verworfen.

Muß eine Hypothese, die mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 90 % getestet wird, verworfen werden, dann bedeutet dies aber nicht, daß die Alternative  $\mu \neq \mu_0$  eine Wahrscheinlichkeit von 90 % besitzt. Wie groß der Anteil der falschen Urteile ist, wenn die Hypothese nicht gilt, hängt davon ab, welchen Wert  $\mu$  tatsächlich einnimmt. Je größer eine Stichprobe ist, je genauer also  $\mu$  geschätzt werden kann, um so steiler verläuft die Gütefunktion des Tests und um so besser vermag ein Test zwischen  $\mu_0$  und  $\mu$  zu unterscheiden. Statistische Tests haben also lediglich eine Filterwirkung mit dem Ergebnis, daß richtige Hypothesen unter den angenommenen angereichert werden.

### Nahe Inseln, Ratten-Inseln (Aleuten)

$75^{\circ} < D < 78^{\circ}$ ,  $n = 49$



### Fuchs-Inseln, Andreanow-Inseln (Aleuten)

$76^{\circ} < D < 79^{\circ}$ ,  $n = 25$

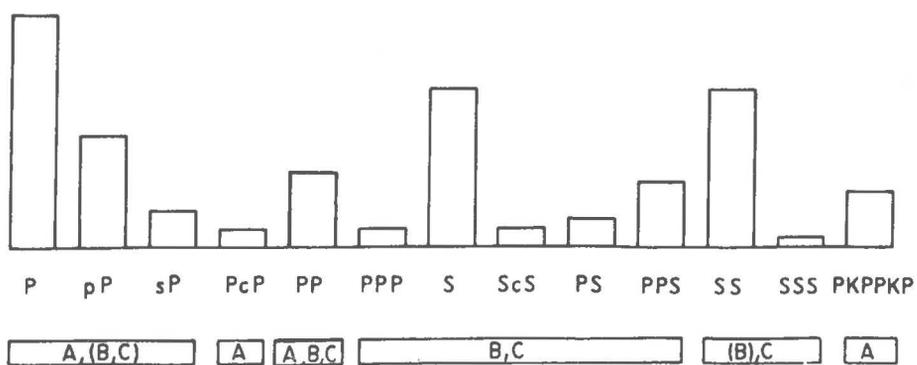
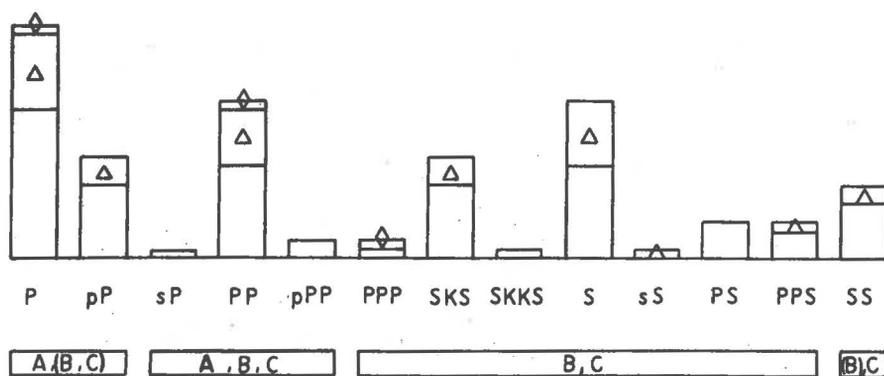


Abb. 7. Auf die Gesamtzahl  $n$  der untersuchten Beben (1. Säule) bezogene Häufigkeiten der Auswertung von Raumwellenphasen mit Hinweis auf den Seismographentyp, von dem diese im Mittel am deutlichsten oder weniger deutlich (Symbol in Klammern) registriert werden. Weißes Feld:  $h < 70$  km

Philippinen  
 $86^{\circ} < D < 102^{\circ}$ ,  $n=25$



Vulkan-Inseln, Bonin-Inseln, Marianen  
 $90^{\circ} < D < 105^{\circ}$ ,  $n=20$

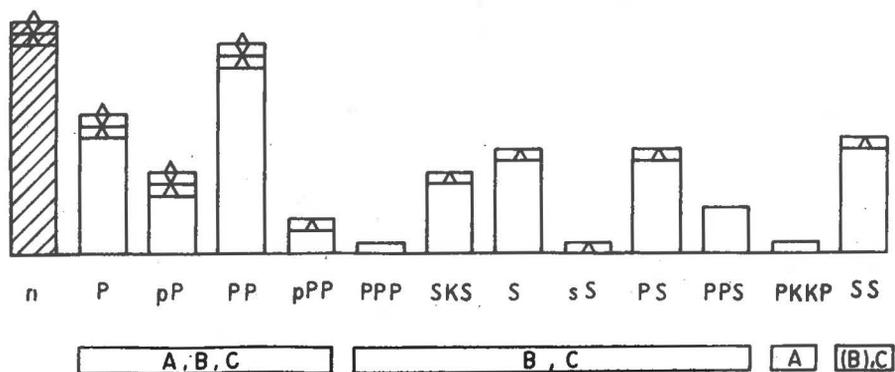
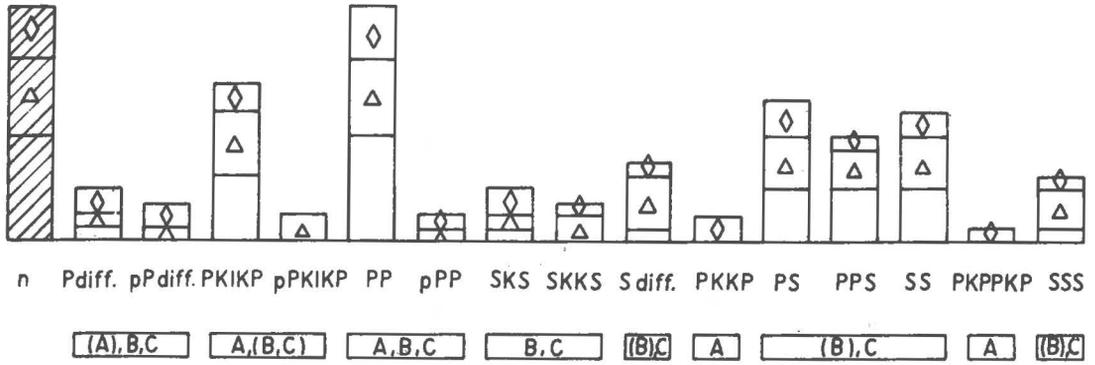


Abb. 8. Erläuterung s. Abb. 7

$\Delta$ :  $70 \text{ km} \leq h \leq 300 \text{ km}$ ,  $\diamond$ :  $h > 300 \text{ km}$

Banda-See  
 $110^\circ \leq D < 115^\circ, n=18$



Süd-Sandwich-Inseln, Süd-Georgien  
 $110^\circ \leq D < 115^\circ, n=20$

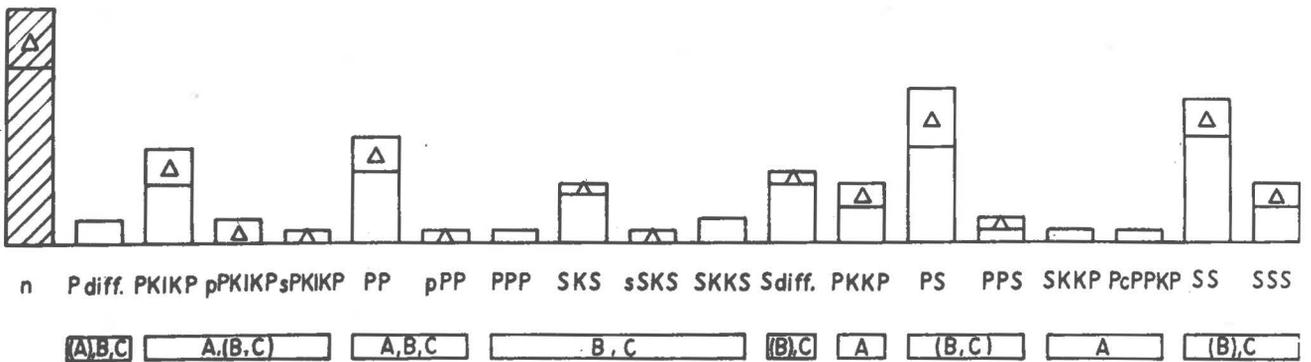
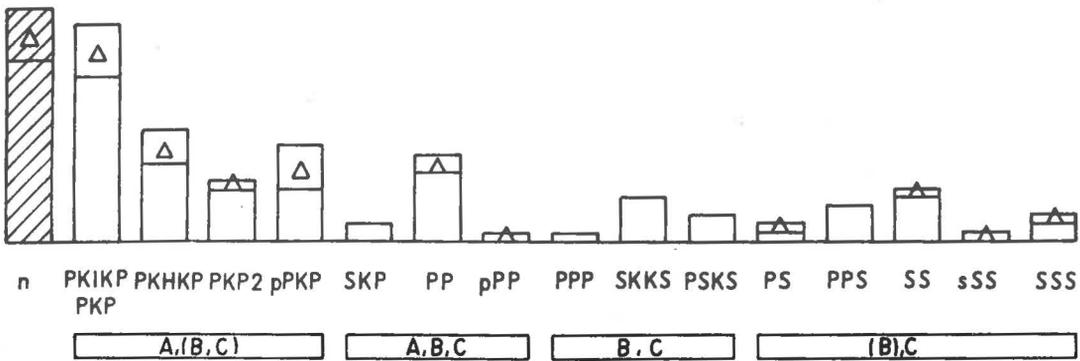


Abb. 9. Erläuterung s. Abb. 7 und 8

Tonga-Inseln, Samoa-Inseln  
 $143^\circ < D < 156^\circ$ , n=27



Fidschi-Inseln  
 $144^\circ < D < 156^\circ$ , n=55

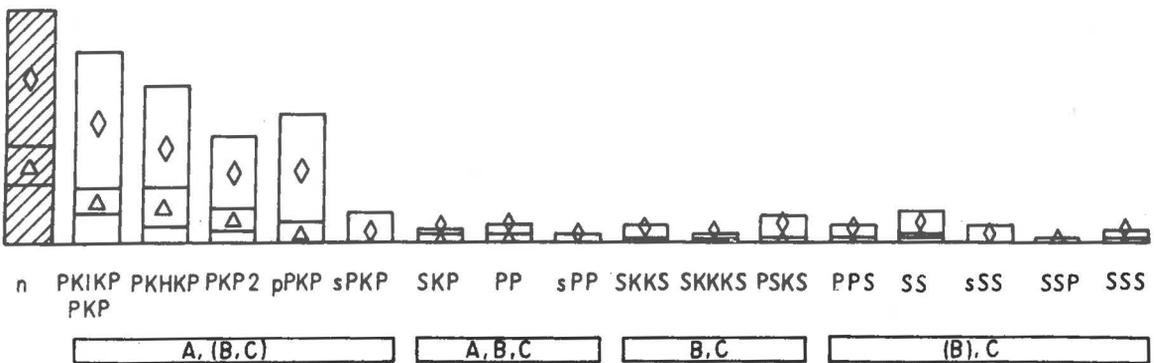
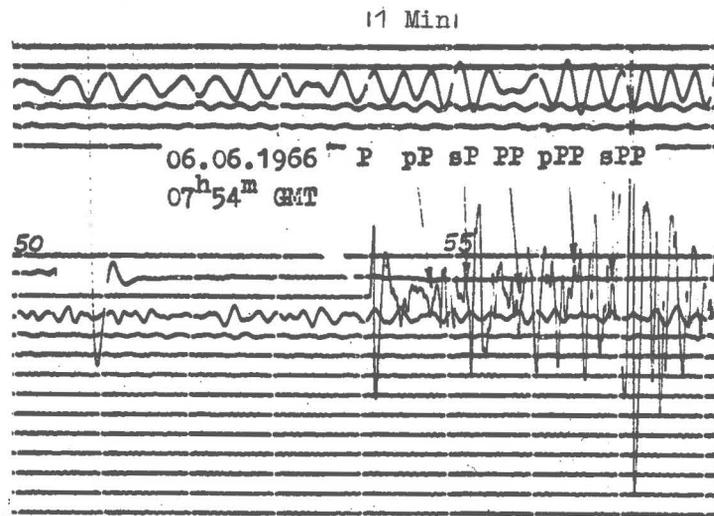
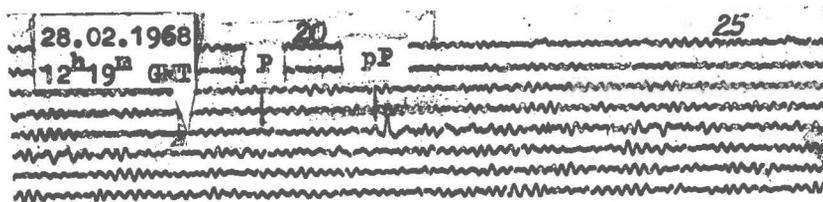


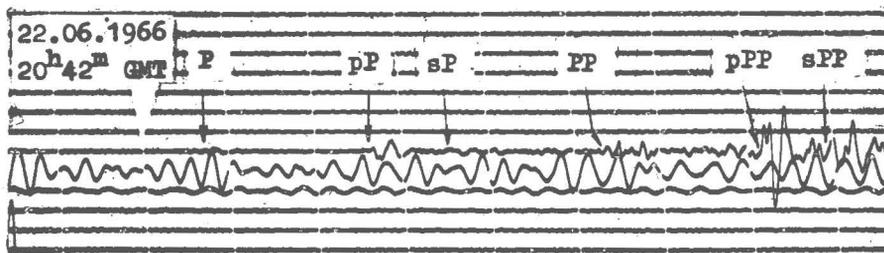
Abb. 10. Erläuterung s. Abb. 7 und 8



$D = 44,3^{\circ}$  (Hindukusch;  $h = 225$  km,  $M_B = 6,3$ )



$D = 84,2^{\circ}$  (Südl. Honshu;  $h = 349$  km,  $M_B = 5,8$ )



$D = 110,2^{\circ}$  (Banda-See;  $h = 507$  km,  $M_B = 6,1$ )

Abb. 11. Tiefbebenphasen in Registrierungen der Station Moxa vom Typ B (Z-Komponente)

chen. Dadurch erhöht sich zwar die Streuung der Entfernungsfehler, sie ist dann aber ein realeres Maß für die bei Erstauswertungen zu erwartende Genauigkeit.

Tab. 3. Zusammenstellung der Phasen, die in den Aufzeichnungen von Beben aus verschiedenen Regionen in mehr als 30 % der Fälle beobachtet wurden (Tiefbebenphasen ausgenommen). Die Symbole A, B und C kennzeichnen die Standardseismographen, in deren Registrierungen die Phasen im Mittel am deutlichsten aufgezeichnet sind

P	PKP	PcP	PP	SKP	SKS	S	PS	PPS	SS	D[°]	Bemerkungen
AB			ABC		BC					20 bis 26	
A			ABC		BC			C		35 bis 50	
A	A		ABC		BC			C		36 bis 69	Für D-Bestimmun-
A			ABC		BC			C		50 bis 74	gen aus den
A			ABC		BC			C		62 bis 77	Laufzeitdiffe-
A			ABC		BC					71 bis 75	renzen PP - P,
A			ABC		BC					75 bis 78	S - P und
A					BC					75 bis 79	SS - P geeignet
A			ABC		BC			C		76 bis 79	
A	A		ABC		BC					77 bis 79	
A			ABC		BC					76 bis 84	
A			ABC		BC			C		82 bis 86	
A					BC	BC	C			(74)bis 93	Für D-Bestimmun-
A			ABC		BC	BC	BC	C		85 bis 93	gen aus PP - P,
A			ABC		BC	BC		C		86 bis 102	S - P, SS - P
ABC			ABC		BC	BC	BC	C		90 bis 105	geeignet, falls
ABC			ABC		BC	BC	BC	C		92 bis 110	die Deutung von
BC			ABC		BC			C		100 bis 110	S nach der "fit-
											ting the chart"-
											Methode über-
											prüft wird
A			ABC		C	C	C	C		110 bis 115	Phasendeutung und
A			ABC		C	C		C		110 bis 115	D-Bestimmung nach
A			ABC			C	C	C		114 bis 126	der "fitting the
A			ABC	ABC				C		124 bis 142	chart"-Methode lie-
A			ABC	ABC				C		137 bis 149	fern die sicher-
A			ABC							143 bis 156	sten Ergebnisse.
A										144 bis 156	Für $D > 130^\circ$ ist
A			BC							152 bis 166	die Feinaufspal-
											tung der PKP-Lauf-
											zeitäste zu be-
											rücksichtigen (s.
											2.2. und Abb. 5)

Außer den in Tab. 3 und 4 dargestellten Ergebnissen können aus den Häufigkeitsanalysen noch weitere Schlußfolgerungen für die Phasendeutung und Ortung gezogen werden. Die Deutlichkeit der Phasen ist vor allem abhängig vom Unterschied der Perioden und Amplituden der Nutzsignale gegenüber denen des Störpegels. Setzt man voraus, daß aus Registrierungen desselben Typs im Mittel gleichdeutliche Einsätze mit gleicher Häufigkeit ausgewertet werden, dann sind signifikante Häufigkeitsdifferenzen ein Hinweis auf unterschiedliche Perioden- und Amplitudenspektren der entsprechenden Wellen. Kriterien für die Phasendeutung und Ortung ergeben sich z. B. aus regionalen

Tab. 4. Prozentuale Häufigkeiten der Auswertung wichtiger Tiefbebenphasen aus teleseismischen Registrierungen der Station Moxa von Beben in verschiedenen Herdtiefenintervallen

Phasen	$h < 70 \text{ km}$	$70 \text{ km} \leq h \leq 300 \text{ km}$	$h > 300 \text{ km}$
pP, pPKP	28 %	60 %	67 %
sP, sPKP	7 %	18 %	12 %
ppP	3 %	18 %	12 %
sS	< 1 %	13 %	14 %

Unterschieden der Phasen- und Herdtiefenhäufigkeiten von gleichweit entfernten Beben (Tab. 5 und 6). Auch die Berücksichtigung regionaler Besonderheiten der Bebenverteilung ermöglicht oft eine Präzisierung der Ortsangaben, die über das Maß hinausgeht, das durch die begrenzte Genauigkeit der D- und Az-Bestimmungen gegeben ist. Hierfür eignet sich besonders die vom USCGS für den Zeitraum 1961 bis 1969 herausgegebene Epizentrenkarte.

Tab. 5. Signifikante Häufigkeitsunterschiede der Auswertung gleicher Phasen in Registrierungen von Beben aus verschiedenen Regionen, die von Moxa etwa gleichweit entfernt sind ( $\pi \geq 10\%$ )

Phasen	Häufigkeit [%]	Herdegebiet	D [°]
P	100	Philippinen	86 bis 102
	60	Vulkan-, Bonin-, Marianen-Inseln	90 bis 105
PP	46 / 33	Hokkaido/Aleuten	75 bis 79
	14	Kurilen	75 bis 79
	100	Banda-See	110 bis 115
	22	Süd-Sandwich-Inseln	110 bis 115
S	39	W - Aleuten	75 bis 78
	68	E - Aleuten	76 bis 79
SKS	60	Südamerika	92 bis 110
	20	SE-Indonesien	100 bis 110
PS	53	Südamerika	92 bis 110
	17	SE-Indonesien	100 bis 110
SS	20	W-Aleuten	75 bis 78
	68	E-Aleuten	75 bis 79

Tab. 6. Signifikante Unterschiede in der Herdtiefenverteilung der registrierten Beben aus verschiedenen, gleichweit entfernten Gebieten ( $\pi \leq 10\%$ )

Herdtiefe [km]	Häufigkeit [%]	Bebengebiete	D [°]
$70 \leq h \leq 300$	78	Hindukusch	41 bis 46
	0	übrige Bebengebiete	
	57	N-Argentinien	97 bis 105
	0	übrige Bebengebiete	
$h > 300$	22	Banda-See	110 bis 115
	0	übrige Bebengebiete	
	66	Fidschi-Inseln	144 bis 156
	0	übrige Bebengebiete	

Die in den Tab. 4 bis 6 sowie den Abb. 7 bis 10 angegebenen relativen Häufigkeiten sind Schätzwerte für die Wahrscheinlichkeit des Auftretens der entsprechenden Phasen bzw. Beben in den Aufzeichnungen der Station Moxa. Da ihnen eine unterschiedliche Anzahl von Bebenauswertungen zugrunde liegt ( $10 < n < 90$ ), sind sie verschieden genau. Häufigkeiten bzw. Häufigkeitsverhältnissen (Tab. 7), die sich um den Faktor 2 und mehr unterscheiden, entsprechen aber sicher beträchtliche Differenzen der Amplituden- und Periodenspektren bzw. regionale Unterschiede der Anregung und Ausbreitung der jeweiligen Wellentypen. Ihre Auffindung, Klassifizierung und statistische Absicherung ist im Hinblick auf routinemäßige Auswertungen seismischer Registrierungen durch elektronische Rechner von Bedeutung, da eine sichere Phasendeutung anhand der Einsatzzeiten nicht immer möglich ist. Auch für Auswertungen in der bisherigen Form ist die Kenntnis entsprechender Maßgrößen und ihres Variationsbereiches in Verbindung mit einem Typenkatalog seismischer Aufzeichnungen von Beben aus verschiedenen Regionen eine wesentliche Hilfe. Das gilt insbesondere dann, wenn die Routineinterpretation ohne Einbuße an Umfang und Informationsgehalt technischen Kräften übertragen werden soll. Die Ergebnisse der Häufigkeitsanalyse geben wichtige Anhaltspunkte für zielgerichtete Detailuntersuchungen in dieser Richtung, falls dafür ausreichendes und geeignetes Meßmaterial vorliegt. Diese Bedingungen sind für die Station Moxa z. Z. noch nicht hinreichend erfüllt.

Nach Tab. 3 bestehen bis zu Entfernungen von  $110^\circ$  gute Bedingungen für die Anwendung der Methode der Laufzeitdifferenztabellen für PP - P, S - P und SS - P, falls in Zweifelsfällen für  $85^\circ < D < 110^\circ$  die Phasendeutung von S nach der "fitting the chart"-Methode überprüft wird. Die Genauigkeit der Methode der Laufzeitdifferenztabellen soll im folgenden Kapitel untersucht werden.

Tab. 7. Häufigkeitsverhältnisse der Auswertung einiger Phasenpaare aus Registrierungen von Beben aus verschiedenen Regionen, die von Moxa etwa gleichweit entfernt sind.

Phasenverhältnis	Häufigkeitsverhältnis	Bebengebiet	D [°]
PP/P	0,16	Kurilen	75 bis 79
	0,50	Hokkaido	77 bis 79
	0,68	Philippinen	86 bis 102
	1,5	Vulkan-, Bonin-, Marianen-Inseln	90 bis 105
PP/S	0,26	Kurilen	75 bis 79
	0,60	Hokkaido	77 bis 79
	0,35	E-Aleuten	75 bis 78
	0,79	W-Aleuten	76 bis 79
	1,0	Philippinen	86 bis 102
	2,0	Vulkan-, Bonin-, Marianen-Inseln	90 bis 105
	1,5	Süd-Sandwich-Inseln	110 bis 115
	3,0	Banda-See	110 bis 115
PP/SS	0,75	Süd-Sandwich-Inseln	110 bis 115
	1,80	Banda-See	110 bis 115
PP/PS	0,69	Süd-Sandwich-Inseln	110 bis 115
	1,64	Banda-See	110 bis 115
PS/S	0,18	E-Aleuten	76 bis 79
	0,48	W-Aleuten	75 bis 78
	0,24	Philippinen	86 bis 102
	1,0	Vulkan-, Bonin-, Marianen-Inseln	90 bis 105
PS/SS	0,18	E-Aleuten	76 bis 79
	0,90	W-Aleuten	75 bis 78

### 3.1.2. D-Bestimmung im Entfernungsintervall $14^{\circ} < D < 110^{\circ}$ (P-Wellen-Bereich)

Es ist die Genauigkeit der D-Bestimmung bei Erstauswertungen zu ermitteln. Deshalb wird die Stichprobe von 350 Beben- und 20 Kernexplosionsaufzeichnungen im P-Wellen-Bereich ohne vorherige Kenntnis des Herdgebiets und der Parameter D, h und H ausgewertet. Zunächst sind die Einsatzzeiten der Vertikalkomponenten von P und PP sowie der Horizontalkomponenten von S und SS aus Registrierungen vom Typ A, B und C zu bestimmen. Für die Zeitdifferenzen der verschiedenen Kombinationen werden dann die Epizentralentfernungen  $D_{X-P}$  (X = PP, S oder SS) aus den entsprechenden Laufzeitdifferenztabellen nach JEFFREYS und BULLEN ermittelt. Der Einfluß der Herdtiefe auf  $D_{X-P}$  wird entsprechend obigen Bemerkungen nur bei  $h > 70$  km berücksichtigt. Die Residuen  $\delta D_{X-P} = D_{X-P} - D$  sind nachstehend auf ihre Abhängigkeit vom Herdgebiet, vom Seismographentyp und von D zu untersuchen.

### 3.1.2.1. $\delta D_{PP-P}$ im Entfernungintervall $25^\circ < D \leq 110^\circ$

$D_{PP-P}$  wird aus den Differenztabellen PP - P für  $h = 0$  km berechnet. In Abb. 12 sind die Residuen  $\delta D_{PP-P}$  über  $D$  aufgetragen. Die beiden Referenzlinien  $h = 33$  bzw.  $100$  km zeigen die Größe der Entfernungfehler, die durch Vernachlässigung der Herdtiefe entstehen. Sie sind im ganzen Bereich positiv und kleiner als  $1^\circ$ . In Abb. 12 bedeutet z. B. B - A, daß die Einsatzzeit von PP im Typ B mit der Einsatzzeit von P im Typ A kombiniert wurde. Die für verschiedene Kombinationen von PP - P erhaltenen Entfernungfehler zeigen keine bedeutsamen Unterschiede. Stets überwiegen negative Residuen. Ursachen für die große Wertestreuung sind u. a. die relativ kleine Divergenz der Laufzeitäste von P und PP ( $1$  bis  $5$  s/ $^\circ$ ) und der meist undeutliche Einsatzbeginn von PP.

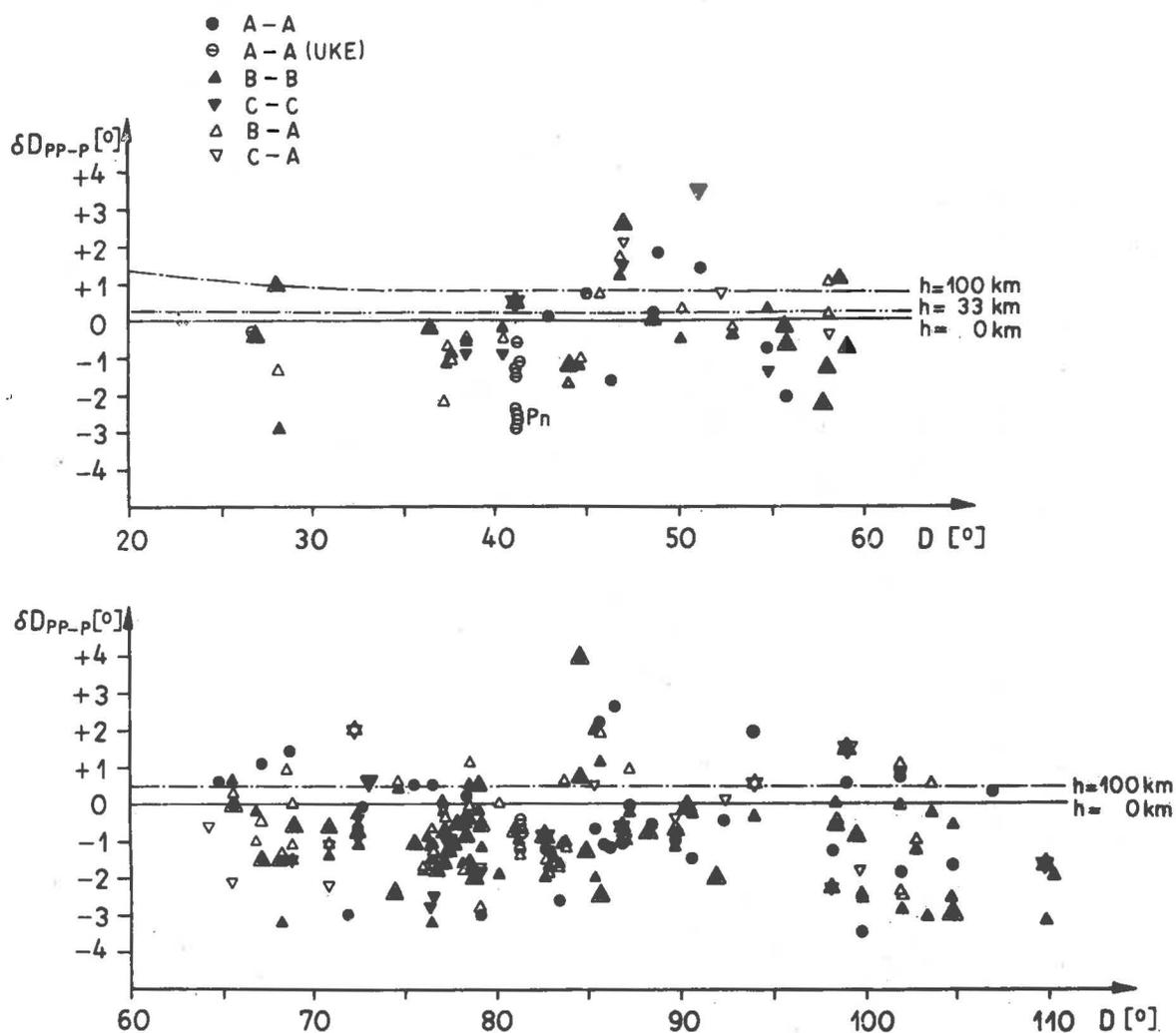


Abb. 12. Entfernungfehler  $\delta D_{PP-P}$  im Herddistanzintervall  $25^\circ < D \leq 110^\circ$  für verschiedene Kombinationen der Einsatzzeiten von P und PP in Registrierungen der Standardseismographen vom Typ A, B und C. UKE - Unterirdische Kernexplosionen

Abb. 13 zeigt die Fehler  $\delta D_{PP-P}$  für die deutlichsten PP-Beobachtungen. *i* ist die Abkürzung von impetus und bedeutet im Gegensatz zu *e* (emersio) einen plötzlichen Einsatzbeginn. Kombiniert man die *i*-Einsätze von P und PP bzw. bei multiplen Phasen die einander entsprechenden Einsätze (z. B. PP2 - P2), dann ergeben sich vorwiegend negative Residuen ( $\overline{\delta D} = -0,7^\circ$ ). Ordnet man dagegen den *i*-Einsätzen von PP die ersten P-Einsätze zu, dann überwiegen positive Entfernungsfehler ( $\overline{\delta D} = +0,9^\circ$ ). Bei allen weiteren Untersuchungen erfolgte deshalb die Zuordnung der Einsätze im erstgenannten Sinne, da ihre Ergebnisse denen entsprechen, die man für normal ausgeprägte Phasen erhält (s. Abb. 12).

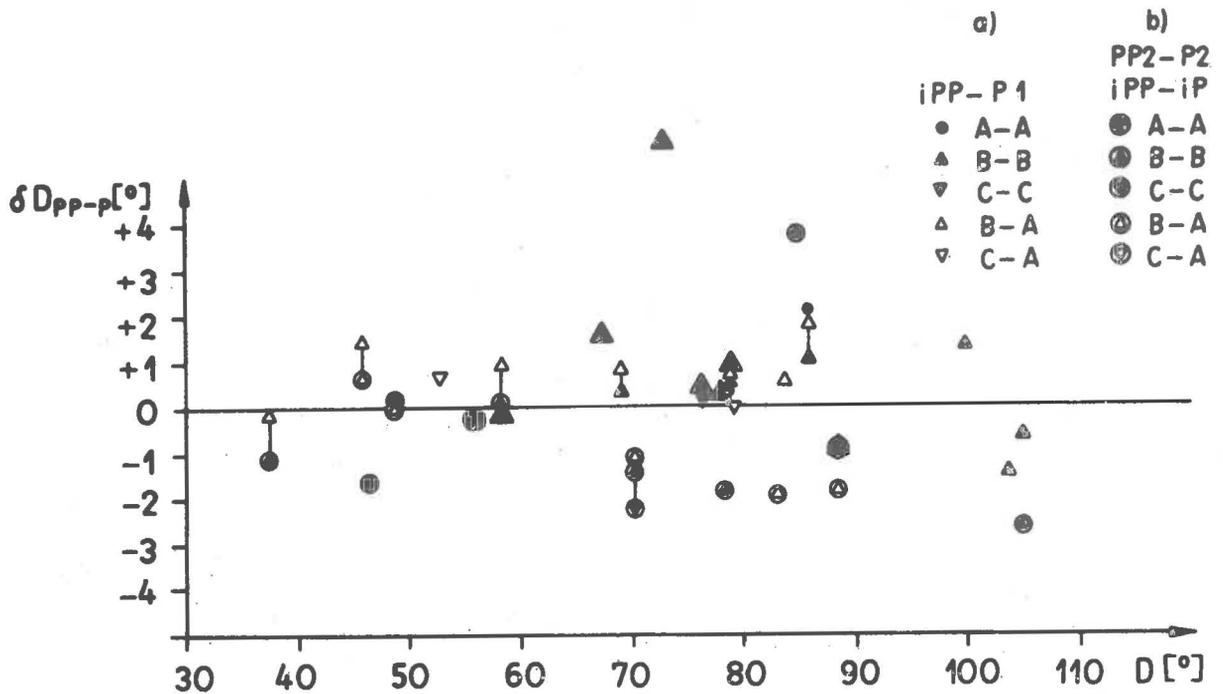


Abb. 13. Entfernungsfehler  $\delta D_{PP-P}$  im Intervall  $35^\circ < D < 110^\circ$  für  
 a) die Kombination *i*PP - P1 und  
 b) zugeordnete multiple bzw. *i*-Einsätze von PP und P

Um mögliche signifikante Abhängigkeiten in Abb. 12 deutlicher auflösen zu können, wurden für verschiedene Kombinationen von PP - P die Mittelwerte für drei große D-Intervalle berechnet. Abb. 14 zeigt die Ergebnisse. Eine Abhängigkeit der Fehler vom Seismographentyp oder der Herdentfernung kann aus dem vorliegenden Material nicht gefolgert werden. Fast alle Mittelwerte sind aber negativ und von Null signifikant verschieden. Für eine regionale Analyse der Entfernungfehler ist der Stichprobenumfang zu gering. Bevor wir aus den Ergebnissen Schlußfolgerungen für die Praxis der D-Bestimmung aus der Laufzeitdifferenz PP - P ziehen, soll versucht werden, die Ursachen der signifikanten Abweichungen gegen die Annahmen des J.-B.-Modells zu finden. Zu diesem Zweck werden im folgenden Abschnitt anhand umfangreicheren Datenmaterials die Laufzeitresiduen von PP in Abhängigkeit vom Herd- und Reflexionsgebiet untersucht.

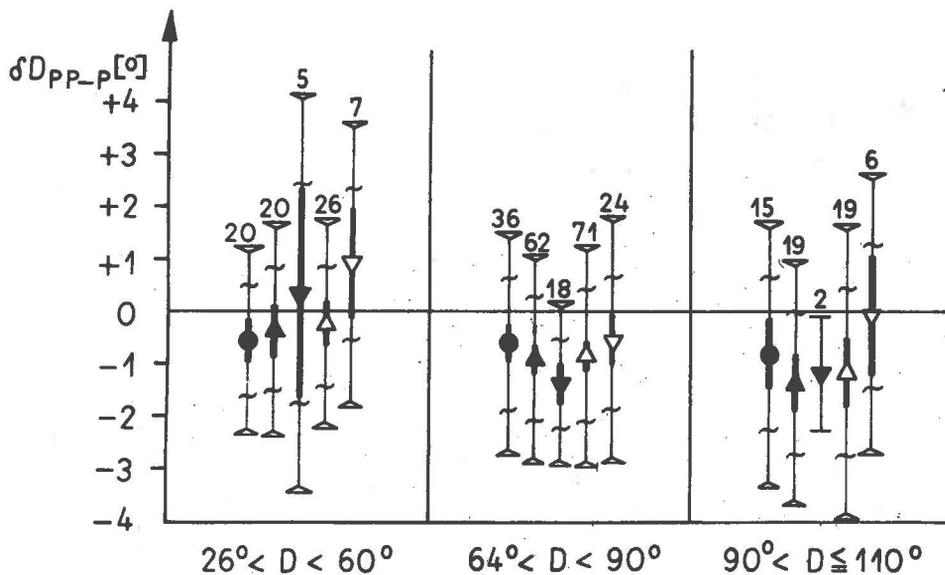


Abb. 14.  $\overline{\delta D}_{PP-P}$  für verschiedene D-Intervalle und Kombinationen der Einsatzzeiten von P und PP (s. Legende zu Abb. 12). Es bedeuten: | das 90%-Mutungsintervall für den Mittelwert, ~ die Standardabweichung und  $\nabla$  die Grenze des 90%-Prognoseintervalls für  $\delta D_{PP-P}$ . Die eingetragenen Zahlen entsprechen der Anzahl der Beobachtungen

### 3.1.2.2. Laufzeitresiduen für PP-Reflexionen unter Kontinenten und Ozeanen ( $20^\circ < D < 170^\circ$ )

Oben wurde der mittlere J.-B.-Laufzeitfehler für P-Wellen-Beobachtungen an der Station Moxa zu  $\overline{\delta t}_P = 0$  s bestimmt. Die systematischen Entfernungfehler  $\overline{\delta D}_{PP-P}$  gehen folglich zu Lasten systematischer Laufzeitfehler von PP. Da deren Ursache nach 2.3.1. nicht im Stationsgebiet, Herdgebiet und m. E. auch nicht im tieferen Erdmantel liegt, ist es sinnvoll, die Abhängigkeit der Fehler vom Reflexionsgebiet zu untersuchen und dabei zwischen kontinentalen und ozeanischen Reflexionen zu unterscheiden. Nach Tab. 3 ist PP im Bereich  $20^\circ < D < 170^\circ$  stets deutlich. Deshalb werden

die Laufzeitresiduen von PP im gesamten teleseismischen Entfernungsbereich untersucht.

Abb. 15 zeigt die Häufigkeitsverteilungen der  $\delta t_{PP}$  für PP-Reflexionen unter Kontinenten und Ozeanen. Beide Mittelwerte sind negativ und sowohl von Null als auch untereinander signifikant verschieden.

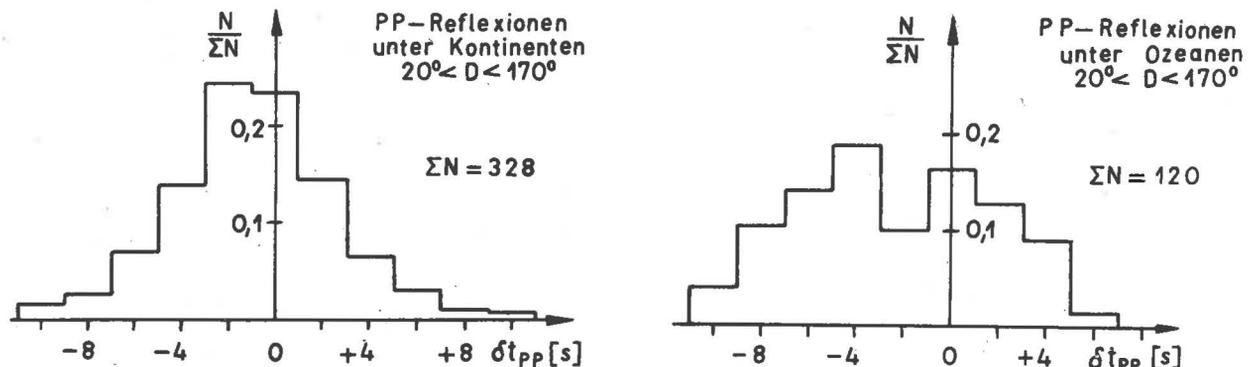


Abb. 15. Verteilungen der relativen Häufigkeiten der Laufzeitresiduen  $\delta t_{PP}$  für Auswertungen von PP aus Registrierungen der Station Moxa

Die Häufigkeitsverteilung für ozeanische PP-Reflexionen ist zweigipflig. Es liegt offensichtlich eine Mischverteilung vor. Durch eine weitere Aufspaltung des Ausgangsmaterials nach Reflexionen unter Flachmeergebieten, Inselgruppen und ozeanischen Rückensystemen einerseits und allen übrigen Meeresgebieten andererseits gelingt es, diese Verteilung in zwei eingipflige Verteilungen mit den Mittelwerten  $\overline{\delta t_{PP}} = -0,4$  s bzw.  $-3,6$  s zu zerlegen. Der Mittelwert unterscheidet sich im erstgenannten Fall nicht signifikant von dem für kontinentale PP-Reflexionen erhaltenen ( $\overline{\delta t_{PP}} = -1,0$  s). Diese Übereinstimmung ist für Reflexionen unter Flachmeergebieten und Inselgruppen naheliegend, aber auch für Reflexionen unter ozeanischen Rücken verständlich. So erhielt der Verfasser für Krustenmodelle des Mittelatlantischen Rückens (s. BELOUSOV [7]) Laufzeiten der PP-Wellen, die auf  $\pm 1$  s mit der Laufzeit bei Reflexion im Bereich einer mittleren kontinentalen Kruste übereinstimmen. Wie die nachstehende Abschätzung zeigt, ist der Laufzeitunterschied im Vergleich zu Reflexionen im Bereich einer mittleren ozeanischen Kruste (s. Tab. 8) dagegen erheblich.

Der von einer Schichtgrenze reflektierte Energieanteil einer einfallenden Welle ist um so größer, je größer der Unterschied der akustischen Impedanzen der beiden Kontaktmedien ist. Er ist maximal bei Reflexionen an der Erd- bzw. Wasseroberfläche. Die Reflexionskoeffizienten für teleseismische PP-Reflexionen zwischen der 2. und 3. Schicht einer mittleren ozeanischen Kruste liegen aber bereits für Perioden  $T < 0,1$  s, d. h. Wellenlängen, die klein gegen die Schichtmächtigkeiten sind, zwischen etwa  $1/4$  und  $1/2$ . Für die wirklich beobachteten Perioden teleseismischer PP-Wellen ( $1 \text{ s} < T < 17 \text{ s}$ ) spielen die dünnen Zwischenschichten keine wesentliche

Tab. 8. Parameter für die Schichten eines durchschnittlichen ozeanischen Krustenmodells. Nach RAITT [42]

	$d$ [km]	$v_p$ [km s <sup>-1</sup> ]	$v_s$ [km s <sup>-1</sup> ]	$\rho$ [g cm <sup>-3</sup> ]
Wasserschicht	4,50	1,50	0	1,03
2. Schicht	0,45	2,00	1,0	1,70
3. Schicht	1,75	5,00	2,88	2,30
4. Schicht	4,70	6,71	3,86	2,84
Halbraum	$\infty$	8,09	4,65	3,25

Rolle. Der für die erste starke Energiereflexion effektive  $v$ - $\rho$ -Kontrast wird dann vor allem durch die Wasserschicht und den Halbraum bestimmt. Die dementsprechend starken und von uns als erste Einsätze ausgewerteten subozeanischen PP-Reflexionen setzen bei kleinen Inzidenzwinkeln etwa 3 s früher als Reflexionen von der Oberfläche einer mittleren kontinentalen Kruste ein. Unsere Stichproben ergaben für PP-Reflexionen unter Ozeanen (ohne Insel-, Flachmeer- und Rückengebiete) im Mittel um 2,6 s kürzere Laufzeiten als für PP-Reflexionen unter Kontinenten. Die Übereinstimmung mit der theoretischen Abschätzung ist gut. Damit ist vermutlich die Ursache für das Überwiegen negativer Residuen  $\delta t_{PP}$  bei Reflexionen unter Ozeanen gefunden.

Ungeklärt ist noch der negative und von Null signifikant verschiedene Wert  $\delta t_{PP} = -1,0$  s für kontinentale PP-Reflexionen. Abb. 16 und 17 zeigen die mittleren Laufzeitfehler von PP für Reflexionen unter Kontinenten und Ozeanen von Beben aus verschiedenen Regionen. In Tab. 9 sind diese Ergebnisse unter Angabe des Reflexionsgebiets für alle Herdgebiete zusammengestellt, aus denen mindestens 8 Auswertungen vorliegen. Man erkennt weitere Abhängigkeiten der Laufzeitfehler vom Reflexionsgebiet, die auch das Überwiegen negativer Laufzeitresiduen für PP-Reflexionen unter Kontinenten erklären (s. Tab. 10).

Für Reflexionen unter jungen Faltengebirgen und präkambrischen Schilden decken sich unsere Ergebnisse mit den Resultaten der Laufzeituntersuchungen von P- und Oberflächenwellen durch verschiedene Autoren. So sind nach CARDER u. a. [15] die regionalen Geschwindigkeiten im Bereich kontinentaler Schilde wesentlich größer als in geologisch jungen Gebirgsregionen. Andererseits unterscheiden sich in Übereinstimmung mit obigen Ergebnissen Laufzeitbeobachtungen auf Inseln und Kontinenten nicht signifikant. Die vorliegenden Untersuchungen liefern aber zusätzlich Informationen über die Laufzeitbeeinflussung im Bereich der Tiefseebecken.

Um unsere Beobachtungen zu deuten, muß angenommen werden, daß die seismischen Geschwindigkeiten im Bereich der Tiefseebecken über denen des mittleren ozeanischen Kruste-Mantel-Modells liegen. Diese Annahme wird durch Ergebnisse von Wärmeflußmessungen gestützt. Während der mittlere Wert des Wärmestroms in ozeanischen Gebieten nach [7] etwa  $1,5 \mu\text{cal}/\text{cm}^2$  beträgt, wurden in den Senken des Atlantik Werte zwischen  $0,4$  und  $1,4 \mu\text{cal}/\text{cm}^2$  registriert. Die BOUGUER-Anomalien erreichen nach [7] in Gebie-

PP-Reflexionen unter Kontinenten  
und Schelfgebieten

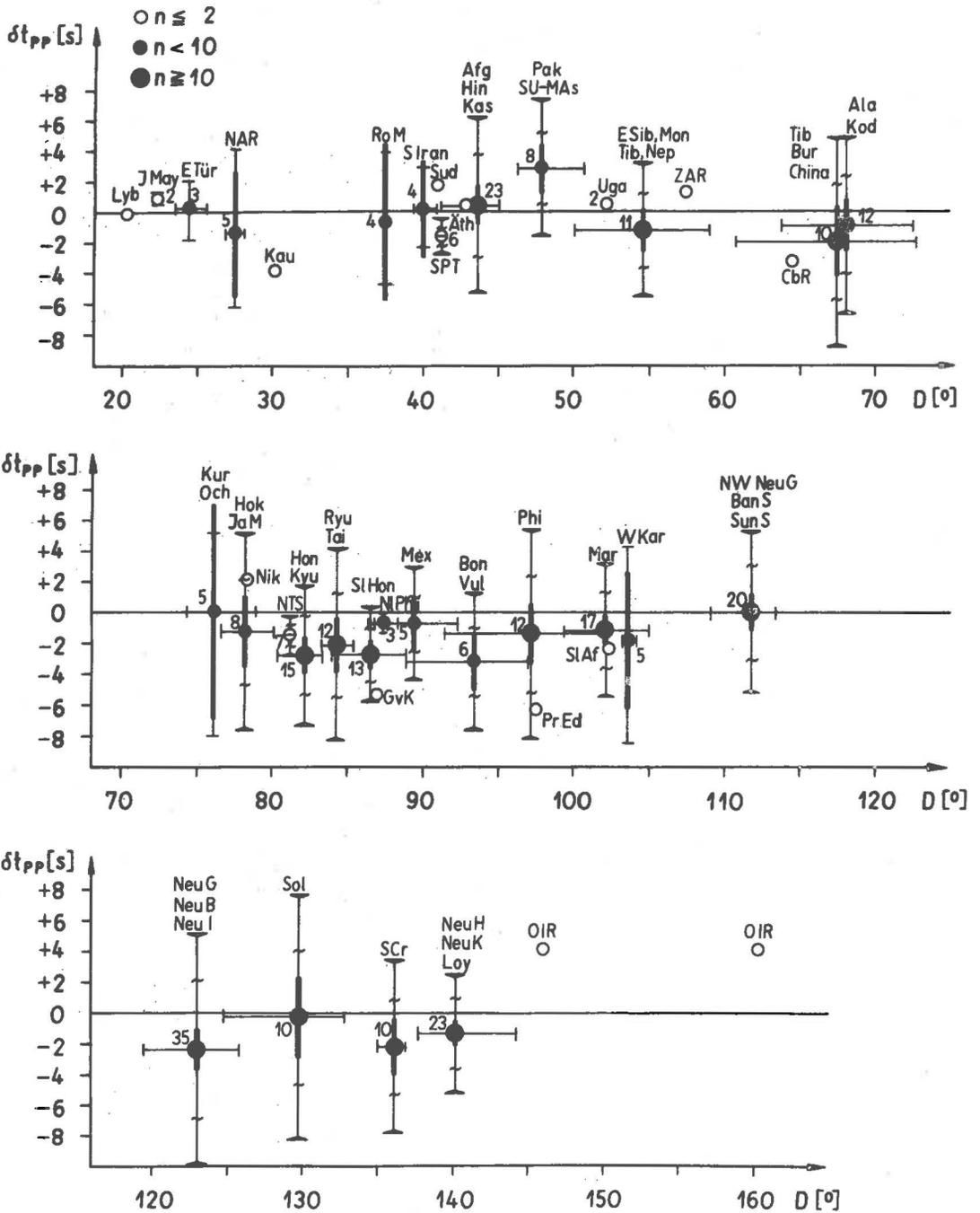


Abb. 16. Laufzeitfehler von PP für verschiedene Herd- und Reflexionsgebiete in Abhängigkeit von der Herdentfernung. Abkürzungen der Bebengebiete s. S. 6 und 7. Die Fehlerintervalle sind wie in Abb. 14 gekennzeichnet

PP-Reflexionen unter Ozeanen  
und Meeren

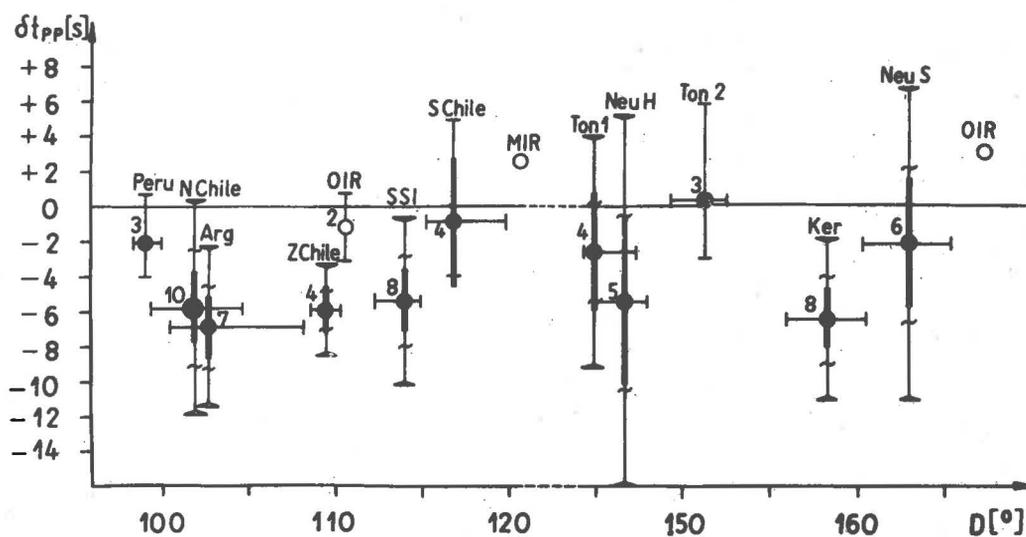
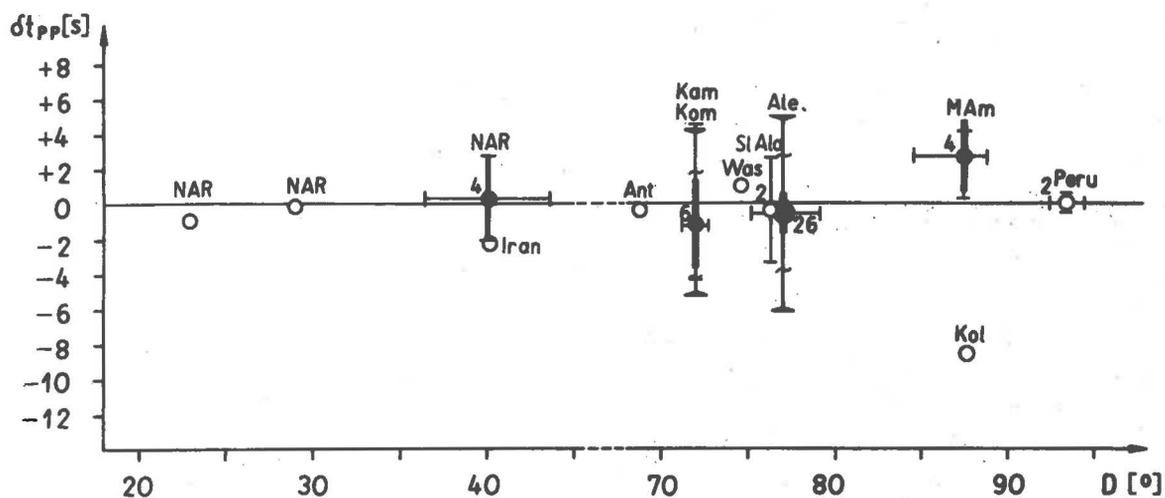


Abb. 17. Erläuterung s. Abb. 16

ten mit Wassertiefen über 4 km gewöhnlich sehr hohe positive Werte zwischen + 200 und + 400 mgal. Daraus kann auf eine Hochlage des Mantelmaterials hoher seismischer Geschwindigkeit geschlossen werden. Tab. 10 gibt eine verallgemeinerte Darstellung der wichtigsten Ergebnisse aus den Laufzeituntersuchungen von PP-Wellen an der Station Moxa.

Tab. 9.  $\overline{\delta t}_{PP}$ ,  $\varepsilon_{\mu}$  und  $\varepsilon_y^P$  für verschiedene Beben- und Reflexionsgebiete. Letztere wurden nach mittleren Typenmerkmalen gekennzeichnet. Es bedeuten: F - junges Faltengebirge, M - mächtige Molassebedeckung, P - paläozoisch gefaltetes Bruchschollengebirge, T - präkambrische Kontinentaltafel, S - Schelf, O - ozeanische Kruste, R - ozeanisches Rückensystem, B - Tiefseebecken

Herdgebiet	D [°]	Reflexionsgebiet	Typ	n	$\overline{\delta t}_{PP}$ [s]	$\varepsilon_{\mu}$ (90%) [s]	$\varepsilon_y^P$ (90%) [s]	$\varepsilon_y^P$ (70%) [s]
Afg, Hin, Kas	41 bis 45	Nördl. Kaukasus	M	23	+ 0,45	± 1,20	± 5,89	± 3,63
SU-MAs, Pak	46 bis 51	Hoher Kaukasus S-russ. Tafel	F, M, T	8	+ 2,8	± 1,55	± 4,65	± 2,74
Tib, Nep, Mon, Sib	50 bis 58	SE-russ. Tafel Uralgebiet	T, P	11	- 1,17	± 1,32	± 4,57	± 2,76
Bur, Tib, E-China	61 bis 73	Aralseegebiet	T	10	- 1,93	± 2,17	± 7,21	± 4,33
Ala, Kod	63 bis 73	N-Grönland	T, S	12	- 0,87	± 1,65	± 5,96	± 3,60
Ale	75 bis 79	Lomonossow-Rücken Angara-Becken	R, B	26	- 0,56	± 1,09	± 5,66	± 3,51
Hok, JaM	76 bis 81	Jenissei-Mündung	T	8	- 1,22	± 2,27	± 6,85	± 4,06
Hon, Kyu SlHon	80 bis 84 84 bis 89	Gebiet des Jenis- sei und Ob	T	15	- 2,75	± 1,17	± 4,69	± 2,88
			T	13	- 2,68	± 0,86	± 3,22	± 1,96
Ryu, Tai	83 bis 86	Gebiet von Semipa- latinsk und Tomsk	T, P	12	- 2,08	± 1,75	± 6,28	± 3,83
Phi	86 bis 102	Gebiet von Semipa- latinsk, Dsungar- rei, Tienschan	P	15	- 1,22	± 1,46	± 5,86	± 3,60
Mar	99 bis 105	Baikalgebirge, obere Tunguska	T, P	17	- 1,13	± 1,05	± 4,46	± 2,75
N- und Z-Chile, Arg	99 bis 111	Nördlich des ZAR, Kapverdisches Becken	B	21	- 6,15	± 1,06	± 4,85	± 3,00
NW NeuG, BanS, SunS	109 bis 104	Tibet	F	20	+ 0,06	± 1,17	± 5,35	± 3,30
SSI	112 bis 115	Guinea-Becken	B	8	- 5,4	± 1,70	± 5,10	± 2,84
NeuG, NeuB, NeuI	119 bis 126	Mandschurei Mongolei	T, P	35	- 2,34	± 1,28	± 7,70	± 4,80
Sol	124 bis 133	Mandschurei	T	10	- 0,25	± 2,53	± 8,40	± 5,05
SCr	135 bis 137	Fernost SU	P	10	- 2,15	± 1,79	± 5,94	± 3,57
NeuH, NeuK, Loy	137 bis 144	Fernost SU, Ochotsk. und Japan. Meer	P, O	23	- 1,31	± 0,82	± 3,98	± 2,48
Ker	156 bis 161	Südlich des Ja- pan-Kurilen-Gra- bens	B	8	- 6,5	± 1,62	± 4,86	± 2,74

Tab. 10.  $\overline{\delta t_{PP}}$  in Abhängigkeit vom Krustentyp des Reflexionsgebiets

K o n t i n e n t e			O z e a n e		
Krustentyp	n	$\overline{\delta t_{PP}}$ [s]	Krustentyp	n	$\overline{\delta t_{PP}}$ [s]
Präkambrische Schilde	70	- 2,0	Tiefseebecken	37	- 5,9
Paläozoisch gefaltete Bruchschollengebiete	115	- 1,6	Ozean (ohne Flachmeer-, Insel- u. Rückenengebiete)	73	- 3,6
Junge Faltengebirge	28	+ 0,8	Flachmeer-, Insel- u. Rückenengebiete	52	- 0,4
Übrige kontinentale Gebiete	62	+ 0,2			

Zusammenfassend ergibt sich, daß die Größe systematischer Laufzeitfehler von PP bezüglich P primär vom Charakter des Reflexionsgebiets abhängig ist und erheblich variiert. D-Bestimmungen aus PP - P und nach der "fitting the chart"-Methode können deshalb im Mittel wesentlich verbessert werden, wenn die in Tab. 9 angegebenen mittleren Laufzeitfehler  $\overline{\delta t_{PP}}$  mit umgekehrtem Vorzeichen als Korrekturen für die Einsatzzeit von PP verwendet werden. Im folgenden Abschnitt wird untersucht, ob der Einfluß des Reflexionsgebiets bei D-Bestimmungen aus SS - P eine ähnlich große Rolle spielt.

### 3.1.2.3. $\delta D_{SS-P}$ im Entfernungsintervall $14^\circ < D < 109^\circ$

SS erscheint nur in langperiodischen Aufzeichnungen, am deutlichsten in denen des Typs C. Seine Einsatzzeit kann gewöhnlich nur auf einige Sekunden genau angegeben werden. Dennoch versprechen Entfernungsbestimmungen aus SS - P gute Ergebnisse, da die Laufzeitdifferenz beider Wellen mit wachsender Entfernung bis zu  $15 \text{ s}^\circ$  zunimmt. In Abb. 18 sind die Distanzfehler  $\delta D_{SS-P}$  für verschiedene Kombinationen der Einsatzzeiten über D aufgetragen. Die Kombination C - A überwiegt bei weitem. Die Residuen für andere Kombinationen liegen im Streubereich von C - A. Der Einfluß der Herdtiefe auf die Entfernungsfehler ist für  $h < 100 \text{ km}$  und  $D < 40^\circ$  vernachlässigbar klein ( $< 0,2^\circ$ ).

Die Tab. 11 zeigt, daß sich die für verschiedene Kombinationen erhaltenen Mittelwerte  $\overline{\delta D}_{SS-P}$  nicht signifikant unterscheiden, also keine Frequenzabhängigkeit erkennen lassen. Deshalb wurden bei der Bestimmung der Mittelwerte zu Tab. 12 die Entfernungsfehler aller Kombinationen berücksichtigt. Nach Tab. 11 sind Mittelwert und Prognoseintervall für B - A am kleinsten. Daraus kann aber nicht geschlossen werden, daß sich die Kombination B - A besser als C - A zur D-Bestimmung eignet. Vielmehr wird SS nur dann im Typ B registriert, wenn der Einsatz sehr stark oder relativ kurzperiodisch ist. In beiden Fällen ist dann der Fehler der Einsatzzeitbestimmung klein. Das gilt erst recht für Registrierungen des Typs C, in denen das SNR für SS-Wellen stets größer als im Typ B ist. Die große Stichprobe für die Kombination

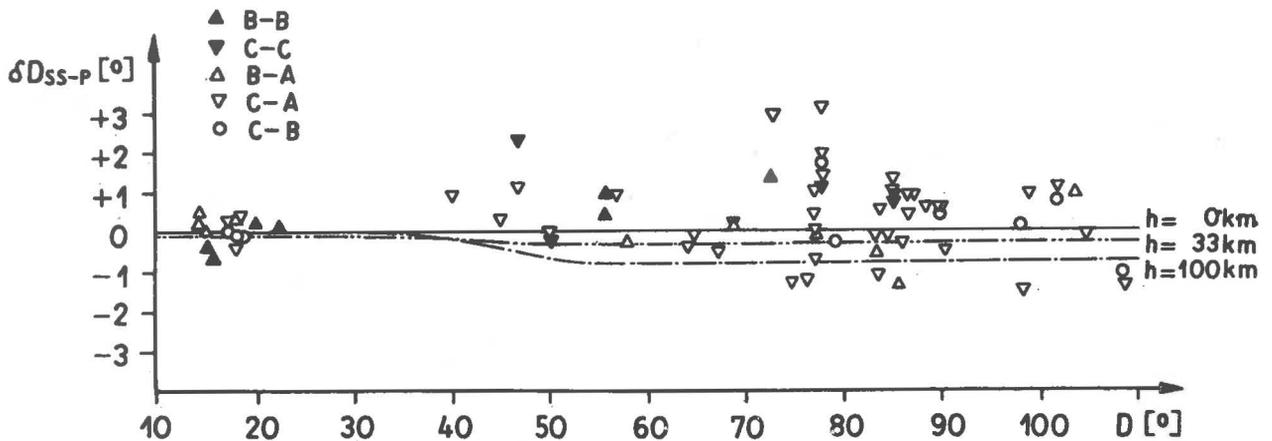


Abb. 18. Entfernungsfehler  $\delta D_{SS-P}$  für verschiedene Kombinationen der Einsatzzeiten von P und SS in Registrierungen der Standardseismographen vom Typ A, B und C

C - A enthält aber in der Mehrzahl langperiodische und auch relativ schwache SS-Einsätze, die vom Typ B nicht registriert werden. Sie bedingen die größere Streubreite der Residuen für die Kombination C - A. In Abb. 18 fällt auf, daß sowohl die Anzahl der Bestimmungen als auch die Streuung der Einzelwerte in verschiedenen Herdentfernungs-bereichen unterschiedlich sind. Tab. 12 gibt u. a. die Mittelwerte und Prognoseintervalle für die Residuen  $\delta D_{SS-P}$  in 6 verschiedenen Entfernungsbereichen an. Danach sind die genauesten D-Bestimmungen aus SS - P im Intervall  $14^\circ < D < 23^\circ$  möglich. Positive Entfernungsfehler überwiegen. Ihnen müssen wegen  $\overline{\delta t_P} = 0$  s positive mittlere Laufzeitfehler für SS entsprechen. Diese sollen im folgenden Abschnitt untersucht werden.

Tab. 11.  $\overline{\delta D_{SS-P}}$ ,  $\epsilon_\mu$ , S und  $\epsilon_y^P$  für verschiedene Kombinationen der Einsatzzeiten (alle Auswertungen im Intervall  $26^\circ < D < 110^\circ$ )

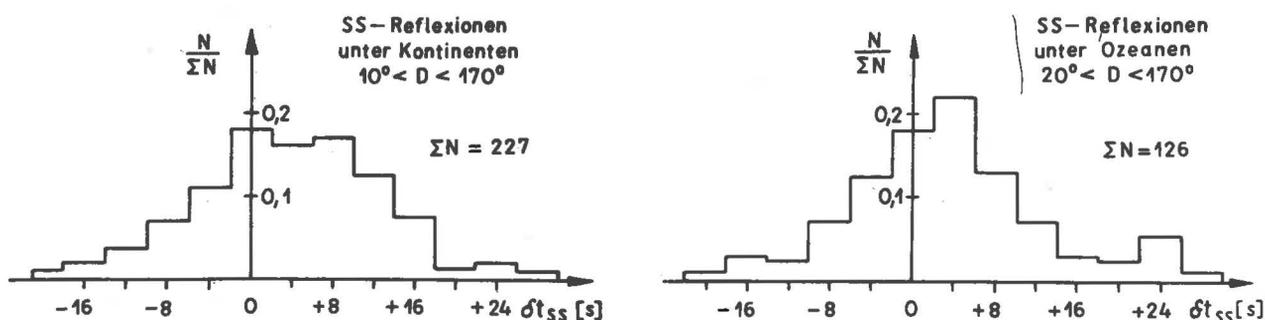
Kombination	n	$\overline{\delta D_{SS-P}}$ [°]	$\epsilon_\mu$ (90 %) [°]	S [°]	$\epsilon_y^P$ (90 %) [°]
C - A	41	+ 0,34	± 0,27	± 1,01	± 1,74
B - A	10	- 0,03	± 0,35	± 0,61	± 1,16
C - B	9	+ 0,14	± 0,47	± 0,76	± 1,50
C - C	5	+ 0,96	± 0,85	± 0,94	± 2,20
B - B	7	+ 0,26	± 0,51	± 0,70	± 1,44

Tab. 12.  $\overline{\delta D}_{SS-P}$ ,  $\varepsilon_{\mu}$ ,  $S$  und  $\varepsilon_y^P$  für verschiedene Herdentfernungsintervalle

D-Intervall [°]	n	$\overline{\delta D}_{SS-P}$ [°]	$\varepsilon_{\mu}$ (90 %) [°]	S [°]	$\varepsilon_y^P$ (90 %) [°]	$\varepsilon_y^P$ (70 %) [°]
14 bis 23	15	+ 0,04	± 0,15	± 0,33	± 0,61	± 0,37
40 bis 59	10	+ 0,64	± 0,52	± 0,89	± 1,71	± 1,03
64 bis 69	5	- 0,12	± 0,30	± 0,32	± 0,74	± 0,42
72 bis 80	15	+ 0,75	± 0,64	± 1,41	± 2,56	± 1,57
83 bis 91	19	+ 0,25	± 0,29	± 0,74	± 1,32	± 0,71
98 bis 109	9	- 0,04	± 0,65	± 1,04	± 2,04	± 1,22
14 bis 109	73	+ 0,30	± 0,18	± 0,90	± 1,52	± 0,95

3.1.2.4.  $\delta t_{SS}$  sowie Phasenhäufigkeiten für PP und SS im Entfernungintervall  $10^\circ < D < 170^\circ$ 

Die Tab. 12 läßt keine signifikante D-Abhängigkeit der Fehler  $\overline{\delta D}_{SS-P}$  erkennen. Es ist deshalb möglich, die Häufigkeitsverteilungen der Laufzeitfehler  $\delta t_{SS}$  für globale Stichproben zu untersuchen. Sie werden wie oben für SS-Reflexionen unter Kontinenten und Ozeanen getrennt ermittelt (Abb. 19). Ein Vergleich der Verteilungen

Abb. 19. Verteilungen der relativen Häufigkeiten der Laufzeitresiduen  $\delta t_{SS}$  für Auswertungen von SS aus Registrierungen der Station Moxa

zeigt, daß die beiden Mittelwerte positiv und nicht signifikant verschieden sind. Dieser zunächst überraschende Sachverhalt kann auf plausible Weise erklärt werden, wenn man annimmt, daß der Einfluß der Low-velocity-Zone die durch Totalreflexion der Scherwellen am Ozeanboden zu erwartende Laufzeitverkürzung im Mittel überkompensiert. Bei dieser Vermutung wird berücksichtigt, daß die Low-velocity-Zone am deutlichsten

für Scherwellen und unter Ozeanen stärker als unter Kontinenten ausgeprägt ist. Unter Kontinenten liegt sie gewöhnlich zwischen 100 und 150 km Tiefe. Unter Ozeanen erstreckt sich die Zone erniedrigter seismischer Geschwindigkeit zwischen ca. 60 und 350 km Tiefe. Das Geschwindigkeitsminimum liegt nach [7] bei ca. 150 km.

In diesem Zusammenhang ist ein weiteres Ergebnis der Häufigkeitsanalysen seismischer Raumwellenphasen interessant. Ozeanische PP-Reflexionen werden in unseren Aufzeichnungen wesentlich seltener als kontinentale PP-Reflexionen gefunden. Der Häufigkeitsunterschied ist signifikant, aber nicht für ozeanische und kontinentale SS-Reflexionen. Auffallend ist die Parallelität dieser Ergebnisse mit den aus Laufzeituntersuchungen erhaltenen, die ebenfalls nur für PP signifikante Unterschiede zwischen ozeanischen und kontinentalen Reflexionen ergaben. Zur Erklärung des Häufigkeitsunterschieds kann angeführt werden, daß P-Wellen zwischen dem Ozeanboden und der Wasseroberfläche mehrfach reflektiert werden. Dies führt dazu, daß der Energieverlust von PP bei ozeanischen Reflexionen höher als bei kontinentalen ist. Die bei kontinentaler Reflexion relativ einfache Impulsform von PP wird außerdem bei ozeanischen Reflexionen zu einer Folge von Schwingungen wechselnder Polarität und abnehmender Amplitude erweitert. Synthetische Seismogramme von PP-Reflexionen unter Kontinenten und Ozeanen geben WU und HANNON [55] für verschiedene typische Krustenmodelle an.

Die Zahl deutlicher SS-Einsätze war nicht ausreichend für eine detaillierte regionale Analyse der Laufzeitfehler. Es fiel aber auf, daß SS-Wellen, die im Gebiet des Nordpolarmeeres und unter dem Golf von Guinea reflektiert wurden, fast ausnahmslos zu spät einsetzen ( $\overline{\delta t}_{SS} = + 9,6$  s,  $n = 31$ ). Die Laufzeitresiduen von SS-Reflexionen in den übrigen ozeanischen Gebieten streuen dagegen um Null ( $\overline{\delta t}_{SS} = + 0,6$  s,  $n = 44$ ). Die Bestätigung und Deutung solch bemerkenswerter Unterschiede muß späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Die für D-Bestimmungen wichtigste Schlußfolgerung aus den bisherigen Ergebnissen zur Methode der Laufzeitdifferenztabellen ist, daß Entfernungsbestimmungen aus der Laufzeitdifferenz SS - P wesentlich genauer als solche aus PP - P sind. Im nächsten Abschnitt sollen die Fehler von Entfernungsbestimmungen nach der international üblichen Methode aus S - P untersucht werden.

### 3.1.2.5. $\delta D_{S-P}$ im Entfernungintervall $14^\circ < D < 105^\circ$

S-Wellen werden in teleseismischen Entfernungen fast ausschließlich durch Horizontalseismographen vom Typ B und C registriert. S setzt im Gegensatz zu P in der Bewegungsruhe ein, die den vorhergehenden Einsätzen folgt. Der meist schwache langperiodische Beginn von S kann deshalb leicht übersehen werden. Kombiniert man statt dessen den in der Regel deutlichen Ersteinsatz von P mit dem deutlichen, aber nicht ersten feststellbaren Beginn von S, dann ergeben sich fast ausschließlich zu große Herdentfernungen. Um die Fehler von Anfang an klein zu halten und das Auswerteverfahren für Routinezwecke einfach zu gestalten, ist deshalb die Laufzeitdifferenz S - P aus dem ersten horizontalen Einsatz von S und dem vertikalen Ersteinsatz von P zu bilden. Das führt meist zu der Kombination C - A, da das SNR für S bzw. P in den entsprechenden Aufzeichnungen gewöhnlich am größten ist. Sind P und S multipel,

dann sind die einander entsprechenden Einsätze zuzuordnen.

Für die Berechnung von  $D_{S-P}$  wurden bei Flachbeben ( $h < 70$  km) wieder generell die Laufzeitdifferenztabellen für  $h = 0$  km verwendet. Die Vernachlässigung von Herdtiefenkorrekturen für Flachbeben kann bei  $D$  ca.  $100^\circ$  Entfernungsfehler bis zu  $2^\circ$  verursachen. Für  $D < 20^\circ$  ist dagegen ihr Einfluß praktisch unbedeutend (s. Abb. 20).

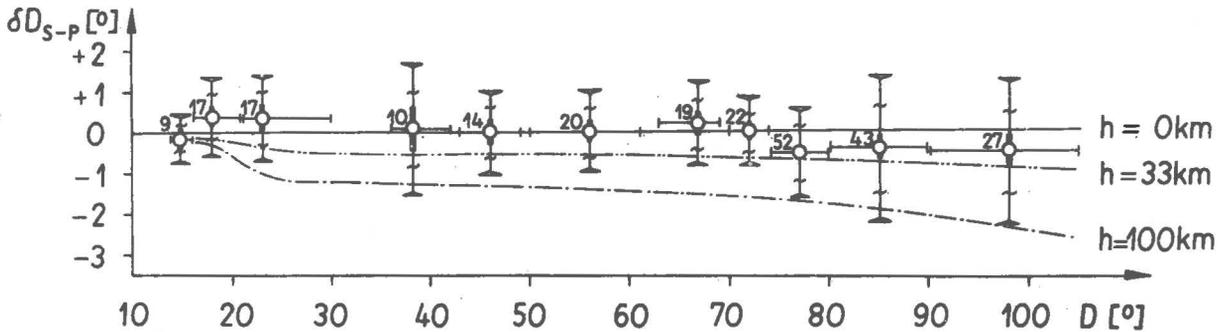


Abb. 20. Die mittleren Fehler  $\overline{\delta D}_{S-P}$  zusammen mit ihren 90%-Mutungsintervallen (|) sowie den Standardabweichungen ( $\sim$ ) und 90%-Prognoseintervallen ( $\leftrightarrow$ ) der Einzelresiduen für verschiedene Herdentfernungsbereiche

Charakter und Deutlichkeit der P- und S-Einsätze sind u. a. vom Herdmechanismus und der Lage der Station bezüglich des Epizentrums abhängig. Der zeitliche Ablauf wie die räumliche Orientierung des Bruchvorgangs ändern sich in bestimmten Regionen nicht regellos von Beben zu Beben. Sie sind abhängig von der regionalen seismotektonischen Situation, den Festigkeitseigenschaften der Kruste und des oberen Mantels im Herdgebiet sowie den verursachenden Spannungsfeldern. Diese Faktoren zeigen regionale Besonderheiten, und es kann nicht von vornherein angenommen werden, daß sie keinerlei Einfluß auf die Verteilung der Residuen  $\delta D_{S-P}$  haben. Aus diesem Grund werden zunächst für alle genügend belegten Bebengebiete die Mittelwerte  $\overline{\delta D}_{S-P}$  getrennt berechnet (Tab. 13). Es ergibt sich, daß innerhalb bestimmter Entfernungsbereiche die Mittelwerte für verschiedene Herdgebiete nicht signifikant verschieden sind. Der Einfluß des Herdgebiets kann also bei einer Untersuchung der Abhängigkeit  $\overline{\delta D}_{S-P} = f(D)$  vernachlässigt werden.

Abb. 20 zeigt die Mittelwerte  $\overline{\delta D}_{S-P}$  in verschiedenen Entfernungsbereichen. Die Mittelwerte und Varianzen in allen D-Intervallen zwischen  $16^\circ$  und  $74^\circ$  bzw.  $80^\circ$  und  $105^\circ$  unterscheiden sich nicht signifikant (t- und F-Test). Ihre Zusammenfassung in Tab. 14 bedeutet folglich keinen Verlust an relevanten Informationen. Bei zukünftigen D-Bestimmungen aus S - P können die angegebenen mittleren Fehler mit umgekehrtem Vorzeichen als Korrekturen berücksichtigt werden. Für  $D > 80^\circ$  nimmt die Streuung der Fehler  $\delta D_{S-P}$  merklich zu. Ursachen dafür sind die wachsende Schwierigkeit einer sicheren Deutung und Einsatzzeitbestimmung für S und der zunehmende Einfluß der Herdtiefenfehler auf die D-Bestimmung.

Die Feststellung von GUTENBERG und RICHTER [27], daß für  $D < 30^\circ$  S zweifelhaft und für eine D-Bestimmung ungeeignet sei, wird durch die vorliegenden Ergebnisse

Tab. 13.  $\overline{\delta D}_{S-P}$ ,  $\epsilon_{\mu}$ , S und  $\epsilon_y^P$  für verschiedene Bebengebiete

Bebengebiet	D-Intervall [°]	n	$\overline{\delta D}_{S-P}$ [°]	$\epsilon_{\mu}$ (90%) [°]	S [°]	$\epsilon_y^P$ (90%) [°]	$\epsilon_y^P$ (70%) [°]
Grl, Ägä	14 bis 16	7	- 0,10	± 0,23	± 0,32	± 0,66	± 0,39
WTür, Dod, Kre, Rho	15 bis 20	16	+ 0,40	± 0,23	± 0,53	± 0,96	± 0,59
ENM	21 bis 23	7	+ 0,19	± 0,50	± 0,68	± 1,41	± 0,82
ETür	22 bis 25	7	+ 0,32	± 0,48	± 0,66	± 1,37	± 0,80
Hin, Pak, SU-MAs	44 bis 49	10	- 0,02	± 0,34	± 0,59	± 1,13	± 0,68
ZAR	56 bis 61	10	+ 0,32	± 0,20	± 0,35	± 0,67	± 0,40
Ala	63 bis 69	14	+ 0,31	± 0,25	± 0,52	± 0,95	± 0,58
Kod	70 bis 74	13	- 0,17	± 0,26	± 0,50	± 0,92	± 0,56
Kur	74 bis 79	18	- 0,85	± 0,22	± 0,54	± 0,96	± 0,59
Ale	75 bis 79	17	- 0,38	± 0,25	± 0,59	± 1,06	± 0,65
Hok, Hon, SIHon, Kyu,	77 bis 88	19	- 0,75	± 0,29	± 0,74	± 1,32	± 0,81
Ryu, Tai	83 bis 86	8	- 0,74	± 0,43	± 0,64	± 1,28	± 0,76

Tab. 14.  $\overline{\delta D}_{S-P}$ ,  $\epsilon_{\mu}$ , S und  $\epsilon_y^P$  für verschiedene D-Intervalle

D-Intervall [°]	n	$\overline{\delta D}_{S-P}$ [°]	$\epsilon_{\mu}$ (90%) [°]	S [°]	$\epsilon_y^P$ (90%) [°]	$\epsilon_y^P$ (70%) [°]
13 bis 16	9	- 0,16	± 0,19	± 0,31	± 0,61	± 0,36
16 bis 74	119	+ 0,14	± 0,09	± 0,61	± 1,01	± 0,63
74 bis 80	52	- 0,55	± 0,15	± 0,65	± 1,10	± 0,69
80 bis 105	70	- 0,45	± 0,21	± 1,04	± 1,74	± 1,09

nicht bestätigt. S ist zwar insbesondere für  $D < 20^\circ$  im Vergleich zu P und SS z. T. sehr schwach. Mit einiger Erfahrung kann aber auch bei Erstauswertungen im Intervall  $13^\circ < D < 30^\circ$  stets der richtige S-Einsatz gefunden und D mit relativ hoher Genauigkeit bestimmt werden.

Auffallend ist, daß ebenso wie für D-Bestimmungen aus PP - P und SS - P die Entfernungsfehler im Mittel am kleinsten sind, wenn sie für Flachbeben mit Hilfe der Laufzeitdifferenztabellen für  $h = 0$  km berechnet werden. Mit Sicherheit gilt aber  $h > 0$  km. Deshalb kann aus Abb. 20 wegen  $\overline{\delta t}_P = 0$  s auf überwiegend positive Lauf-

zeitfehler für S geschlossen werden. Die erkennbare Entfernungsabhängigkeit der Fehler  $\overline{\delta D}_{S-P}$  ist jedoch unter Umständen auch ein Hinweis auf systematische Unterschiede der mittleren Herdtiefen. Für die zwischen  $20^\circ < D < 74^\circ$  im Bereich ozeanischer Rücken (Divergenzonen) und kontinentaler Gebiete liegenden Flachbeben ist die Annahme "normaler" Herdtiefen ( $h = 33$  km) im Mittel sicher zu groß. Dies gilt vermutlich nicht für die im Entfernungsbereich  $74^\circ < D < 105^\circ$  liegenden Beben, die fast ausnahmslos dem zirkumpazifischen Gürtel angehören. In diesem Gebiet treten entlang tiefreichender Störungszonen (Konvergenzonen) auch Beben mit  $h > 70$  km häufig auf. Da für  $h < 70$  km nicht genügend sichere Tiefenangaben zur Verfügung stehen, muß hier von einer statistischen Prüfung dieser These abgesehen werden.

Nach Tab. 3 erscheint P für  $D > 100^\circ$  meist nicht mehr als deutlicher kurzperiodischer Ersteinsatz.  $P_{diff}$  wird für  $D > 110^\circ$  nur selten beobachtet (Abb. 9). Routinemäßige D-Bestimmungen aus PP - P, SS - P und S - P sind deshalb für  $D > 100^\circ$  in der Regel nicht möglich. Neben der Kompliziertheit der Laufzeitkurven und Amplituden-Entfernungs-Abhängigkeiten für  $D > ca. 90^\circ$  war dies ein Grund dafür, oben die "fitting the chart"-Methode für D-Bestimmungen im Bereich des Erdkernschattens von P vorzuschlagen. Die im Routinedienst nach dieser Methode gewonnenen Ergebnisse werden im folgenden Abschnitt dargestellt.

### 3.1.3. D-Bestimmung im Entfernungsbereich $100^\circ < D < 165^\circ$ nach der "fitting the chart"-Methode

Die Fehler  $\overline{\delta D}_{int}$  von D-Bestimmungen, wie sie bei routinemäßigen ersten Seismogrammenterpretationen nach der "fitting the chart"-Methode im seismischen Dienst der Station Moxa erhalten wurden, sind in Abb. 21 und Tab. 15 dargestellt.

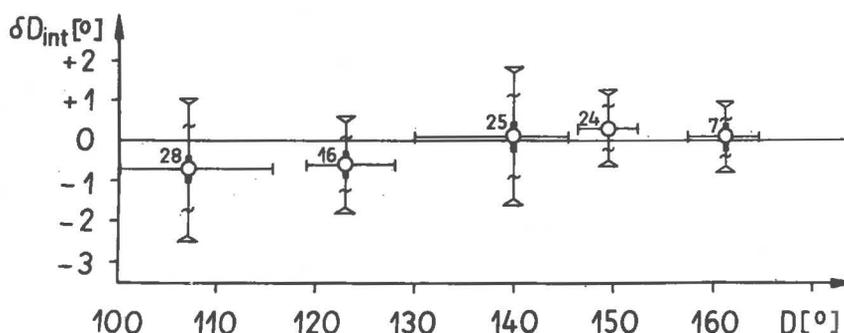


Abb. 21. Entfernungsfehler  $\overline{\delta D}_{int}$  für verschiedene Herdentfernungsbe-  
reiche. Erläuterungen der Zeichensymbole s. Abb. 20

Die Standardabweichungen und Prognoseintervalle entsprechen etwa denen von D-Bestimmungen aus S - P.

Eine Nachprüfung ergab, daß die im Bereich  $100^\circ < D < 128^\circ$  signifikant negativen Fehler  $\overline{\delta D}_{int}$  verschwinden, wenn die in Tab. 9 für Beben aus diesem Bereich an-

Tab. 15.  $\overline{\delta D}_{\text{int}}$ ,  $\varepsilon_{\mu}$ , S und  $\varepsilon_{\text{y}}^{\text{P}}$  für verschiedene D-Intervalle

D-Intervall [ $^{\circ}$ ]	n	$\overline{\delta D}_{\text{int}}$ [ $^{\circ}$ ]	$\varepsilon_{\mu}$ (90 %) [ $^{\circ}$ ]	S [ $^{\circ}$ ]	$\varepsilon_{\text{y}}^{\text{P}}$ (90 %) [ $^{\circ}$ ]	$\varepsilon_{\text{y}}^{\text{P}}$ (70 %) [ $^{\circ}$ ]
100 bis 116	28	- 0,71	$\pm$ 0,33	$\pm$ 1,04	$\pm$ 1,80	$\pm$ 1,12
119 bis 128	16	- 0,61	$\pm$ 0,29	$\pm$ 0,67	$\pm$ 1,21	$\pm$ 0,72
131 bis 146	25	+ 0,10	$\pm$ 0,34	$\pm$ 0,99	$\pm$ 1,76	$\pm$ 1,09
146 bis 152	24	+ 0,30	$\pm$ 0,19	$\pm$ 0,55	$\pm$ 0,97	$\pm$ 0,60
157 bis 165	7	+ 0,06	$\pm$ 0,32	$\pm$ 0,43	$\pm$ 0,89	$\pm$ 0,52

gegebenen Laufzeitfehler von PP bei der Auswertung berücksichtigt werden. Am besten eignen sich für Entfernungen über  $147^{\circ}$  die Dreierfolge PKIKP, PKHKP und PKP2 und für  $D > 155^{\circ}$  die Laufzeitdifferenz PKP2 - PKIKP zur D-Bestimmung (s. Abb. 5).

In Tab. 16 sind die geeignetsten Anwendungsbereiche für die oben besprochenen Methoden zusammengestellt. Die Ergebnisse gelten nicht für ausgewählt gute seismische Aufzeichnungen, sondern im Mittel für auswertbare Registrierungen von Beben mit Magnituden  $5 < M_{\text{B}} < 8$  bei verschiedenartigem SNR.

Tab. 16. Ergebnisse zur D-Bestimmung nach verschiedenen Methoden

Methode	D-Intervall	Prognoseintervall für $\delta D$ nach Korrektur von D		Bemerkungen
		$\alpha = 90 \%$	$\alpha = 70 \%$	
PP - P	$26^{\circ}$ bis $60^{\circ}$	$\pm$ 1,8 $^{\circ}$	$\pm$ 1,1 $^{\circ}$	Kombination A - A
	$64^{\circ}$ bis $90^{\circ}$	$\pm$ 1,6 $^{\circ}$	$\pm$ 0,9 $^{\circ}$	Kombination C - C
SS - P	$14^{\circ}$ bis $23^{\circ}$	$\pm$ 0,6 $^{\circ}$	$\pm$ 0,4 $^{\circ}$	meist Kombination C - A, häufig auch B - A und B - B
	$14^{\circ}$ bis $109^{\circ}$	$\pm$ 1,5 $^{\circ}$	$\pm$ 1,0 $^{\circ}$	
S - P	$13^{\circ}$ bis $16^{\circ}$	$\pm$ 0,6 $^{\circ}$	$\pm$ 0,4 $^{\circ}$	Das 90%-Prognose- intervall ist nie größer als $\pm$ 1,8 $^{\circ}$
	$16^{\circ}$ bis $80^{\circ}$	$< \pm$ 1,1 $^{\circ}$	$< \pm$ 0,7 $^{\circ}$	
"fitting the chart"- Methode	$119^{\circ}$ bis $128^{\circ}$	$\pm$ 1,2 $^{\circ}$	$\pm$ 0,7 $^{\circ}$	Das 90%-Prognose- intervall ist nie größer als $\pm$ 1,8 $^{\circ}$
	$146^{\circ}$ bis $165^{\circ}$	$\pm$ 1,0 $^{\circ}$	$\pm$ 0,6 $^{\circ}$	

Für Beben im gleichen Magnitudenbereich soll im folgenden die zweite Ortungskomponente der 1-Stations-Methode, die Azimutbestimmung aus dem Amplitudenverhältnis der horizontalen Verschiebungskomponenten longitudinaler Scheinwellen, untersucht werden.

### 3.2. Bestimmung des Azimuts des Bebenherdes aus seismischen Registrierungen longitudinaler Scheinwellen vom Raumwellentyp

#### 3.2.1. Voruntersuchungen zur Azimutbestimmung

##### 3.2.1.1. Phasenverschiebungen zwischen den Registrieramplituden der Horizontalkomponenten und ihr Einfluß auf die Genauigkeit der Azimutbestimmung

Longitudinale Scheinwellen vom Raumwellentyp, im weiteren mit LSW abgekürzt, sind vom Standpunkt der Theorie der Wellenausbreitung in einer homogenen und transversal-isotropen Erde in der vertikalen Ausbreitungsebene linear polarisiert. Alle Komponenten der Teilchenbewegung schwingen in gleicher Phase. Die allgemeinsten Bewegungsgleichungen können aber nur dann durch zwei Wellengleichungen für Kompressions- und Scherwellen mit den Geschwindigkeiten  $v_P(x, y, z)$  und  $v_S(x, y, z)$  approximiert werden, wenn die Bedingungen einer linearen Spannungs-Dehnungs-Beziehung und sehr kleiner relativer Änderungen der Dichte  $\rho$  sowie der LAMÉschen Konstanten  $\mu'$  und  $\lambda'$  über eine Wellenlänge  $\lambda$  erfüllt sind. Anderenfalls kommt es an jedem Punkt des Mediums zu einer Kopplung dieser zwei Wellentypen. Es ist dann unmöglich, sie klar voneinander zu trennen (s. EWING, JARDETZKY und PRESS [18]). Die Schichtung der Erdkruste bedingt deshalb eine von den Schichtparametern, dem Inzidenzwinkel sowie der Frequenz der einfallenden Welle abhängige Phasenverschiebung zwischen den Vertikal- und Horizontalkomponenten der P- und SV-Anteile. Bei geneigten Schichten ist die Phasenverschiebung außerdem noch azimutabhängig. Inzidenz- und Azimutwinkel sind demzufolge frequenzabhängige scheinbare Winkel (Abb. 22). Die einander zuzuordnenden Extrema in der N-S- und E-W-Komponente können bei Ankunft der Welle aus einer der beiden Richtungen bis zu  $T/4$  phasenverschoben sein. Bestimmt man dennoch das Azimut über das Amplitudenverhältnis  $Y_{1E}/Y_{1N}$ , dann kann dieses in Abhängigkeit vom Grad der nichtlinearen Polarisierung erheblich von der Hauptachsenrichtung der realen Teilchenbewegungsfigur in der Horizontalebene abweichen. Deren routinemäßige Bestimmung war im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht möglich. Zur Vermeidung größerer Fehler wurde festgesetzt, daß bei einer zeitlichen Verschiebung der Amplituden  $Y_{1N}$  und  $Y_{1E}$  um etwa  $\Delta t > T/4$  die Amplitude der später einsetzenden Komponente für die Azimutbestimmung gleich Null zu setzen ist. Die sichere Erkennung kleinerer Phasenverschiebungen der P-Wellen-Amplituden ist bei der begrenzten Zeitauflösung der Routineregistrierungen meist nicht möglich.

##### 3.2.1.2. Eignung von Doppelamplituden und multiplen P-Einsätzen zur Azimutbestimmung

Azimutbestimmungen nach (7) aus den Doppelamplituden späterer, deutlicherer Schwingungen der kurzperiodischen P-Wellen ergeben z. T. völlig irrealer Ergebnisse, nicht aber Azimutbestimmungen aus den Doppelamplituden langperiodischer LSW-Registrierungen. Das deckt sich mit den in Abb. 22 dargestellten Ergebnissen von PHINNEY und SMITH [41] für Pn-Wellen im Nahbereich. Die Ursache für diese Erscheinung liegt in lateralen Energieeinstrahlungen infolge Reflexion, Streuung, Brechung, Beugung und/oder Wechselwellenbildung an Krusteninhomogenitäten und Geländestrukturen im stationsnahen Bereich. Diese Arten von Störenergie sind nur dann merklich, wenn die Dimensionen der Krusten- und Oberflächenstrukturen in der Größenordnung der Wellenlängen liegen ( $\lambda < 15$  km für  $T < 2,5$  s). Sie spielen deshalb in unseren

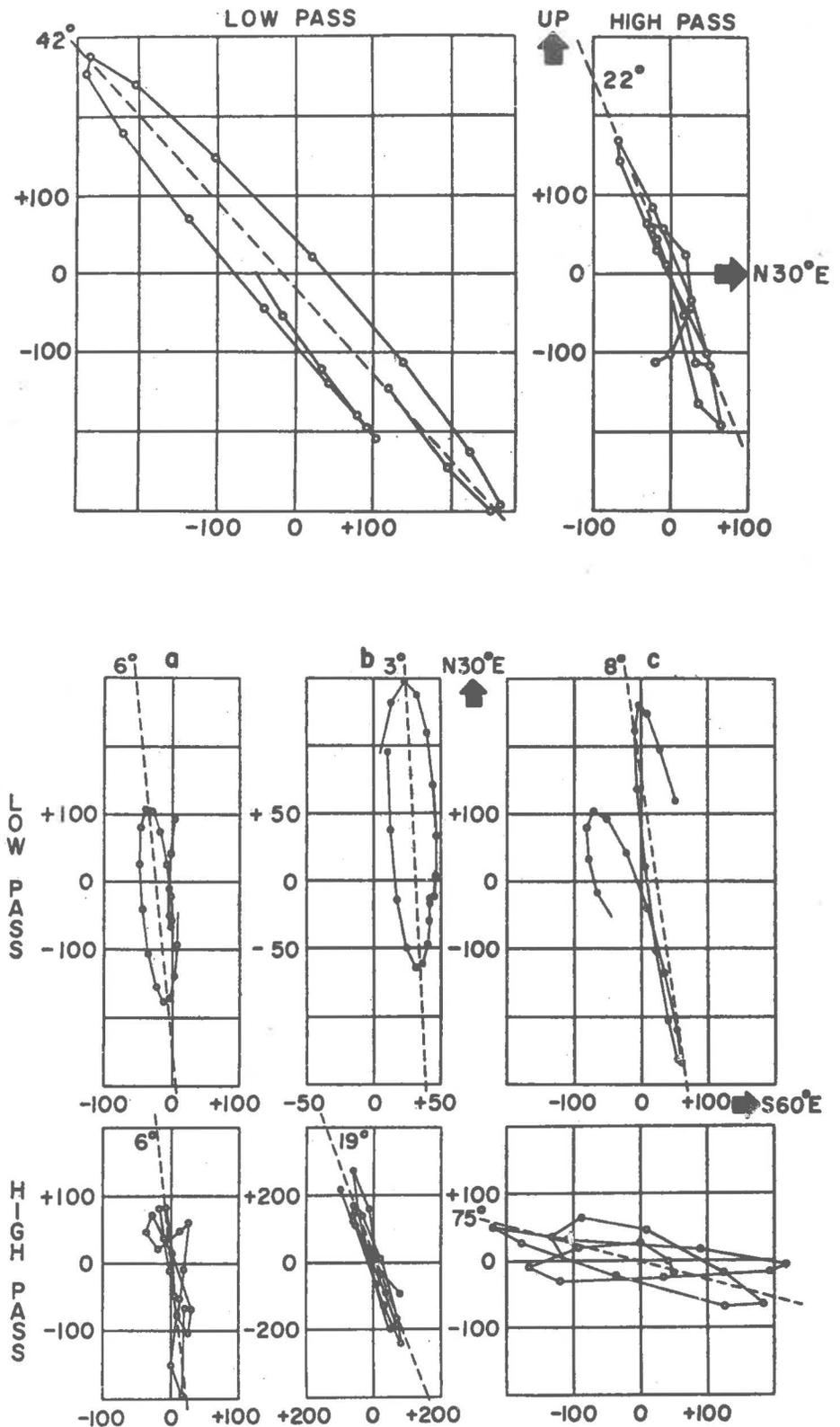


Abb. 22. Registrierungen der Teilchenbewegung von Pn in der Vertikal- und Horizontalebene durch einen Digitalseismographen der Station Pasadena;  $D = 3,5^\circ$ . Aus [41]. Oben: Teilchenbewegung in der Vertikalebene für ein 2-s-Intervall, 5,5 s nach Pn beginnend. Unten: Teilchenbewegung in der Horizontalebene für drei 2-s-Intervalle: a) 0,5 s vor Pn, b) 1,5 s nach Pn, c) 5 s nach Pn beginnend

langperiodischen Raumwellenaufzeichnungen ( $\lambda$  ca. 20 bis 100 km) keine so bedeutende Rolle wie in Registrierungen vom Typ A. Dennoch werden zur Bestimmung des Azimuts aus den oben erwähnten Gründen nach Möglichkeit die Amplituden  $Y_1$  verwendet. Da aber die Amplitude der ersten Halbwelle oft kleiner als die der folgenden Halbwellen ist, wird sie bei kleinem SNR u. U. vom Störpegel stark verzerrt, oder sie ist nicht erkennbar. Das ist besonders häufig in den langperiodischen LSW-Registrierungen nach P der Fall. In solchen Fällen wird das Azimut über das Verhältnis der Doppelamplituden bestimmt. Ein statistischer Test ergab, daß sich die aus den  $Y_1$  bzw. den Doppelamplituden gewonnenen Mittelwerte  $\overline{\delta Az}$  nicht signifikant unterscheiden. Die entsprechenden Varianzen zeigen für Registrierungen vom Typ C ebenfalls keinen signifikanten Unterschied. Für Azimutbestimmungen aus den  $Y_1$  longitudinaler Scheinwellen nach P in Registrierungen vom Typ B erhält man dagegen eine wesentlich größere Fehlerstreuung, da das SNR dort 1,5- bis 3mal kleiner als in Registrierungen des Typs C ist.

In einigen Fällen besteht die P-Wellen-Gruppe aus einer Folge von deutlichen Einsätzen P1, P2, P3, ... mit sukzessive anwachsender Amplitude. P1 ist oft zu schwach, um die Amplituden in den Horizontalkomponenten ausmessen zu können. Vergleicht man die bei Azimutbestimmungen aus Registrierungen vom Typ B für die  $Y_1$  von P bzw. P2 und P3 erhaltenen Fehler, dann sind die Unterschiede der Mittelwerte und Varianzen nicht signifikant (t- und F-Test).

### 3.2.1.3. Einfluß der Ablesegenauigkeit und des SNR auf die Größe der Azimutfehler

Wie stark sich Ablesefehler bzw. Signalverzerrungen durch die Bodenunruhe auf das Ergebnis der Azimutbestimmung auswirken, hängt vor allem von der Größe der Signalamplitude bzw. des SNR ab. Beide variieren bei den Registrierungen sehr stark. Deshalb ist es notwendig, ihren Einfluß auf die Azimutfehler abzuschätzen.

Die Registrierspuren besitzen eine Stärke von  $0,4 \pm 0,2$  mm mit einer Unschärfe am Rand. Bei der Ausmessung von  $Y$  ist die Festlegung der "Nulllinie" in ungünstigen Fällen mit einer Unsicherheit bis zu 0,4 mm behaftet. Deshalb wird durch mehrere Amplitudenablesungen an verschiedenen Stellen der Registrierspur die im jeweiligen Fall kleinste ( $\check{Y}$ ) und größte ( $\hat{Y}$ ) Werteschränke und daraus  $Y = \frac{1}{2} (\hat{Y} + \check{Y})$  als Näherungswert für die Registrieramplitude bestimmt.  $\Delta Y = \frac{1}{2} (\hat{Y} - \check{Y})$  ist die Fehler-schränke für  $Y$ . Ist in einer Registrierkomponente das SNR kleiner als 1, dann wird für die Berechnung des Azimuts deren  $Y$  gleich Null und deren  $\Delta Y$  gleich der Stör-amplitude gesetzt. Alle Werte für  $Az$  werden unter Verwendung der Näherungswerte für  $Y_N$  und  $Y_E$  berechnet. Der Einfluß der bei der Amplitudenmessung möglichen Eingangsfehler  $\Delta Y$  auf das Resultat läßt sich nach der Methode der Fehlerschranken abschätzen. Die entsprechende Größe  $\Delta Az$  wird im weiteren - nicht ganz exakt - als möglicher Ablesefehler bezeichnet. Die in Abb. 23 gezeigten relativen Häufigkeitsverteilungen lassen keine systematischen Abweichungen der Azimutfehler von Null erkennen. Die Größe von  $\Delta Az$  hat folglich nur einen zufälligen Einfluß auf den Fehler der Azimutbestimmungen (s. Tab. 17).

Azimutbestimmungen werden für alle Beben im Untersuchungszeitraum durchgeführt, vorausgesetzt, daß  $\overline{SNR} > 1$  gilt. Es ist  $\overline{SNR} = \frac{1}{2} (SNR_N + SNR_E)$ . Unter SNR wird

Azimutbestimmungen aus P-Wellen  
Seismographentyp B

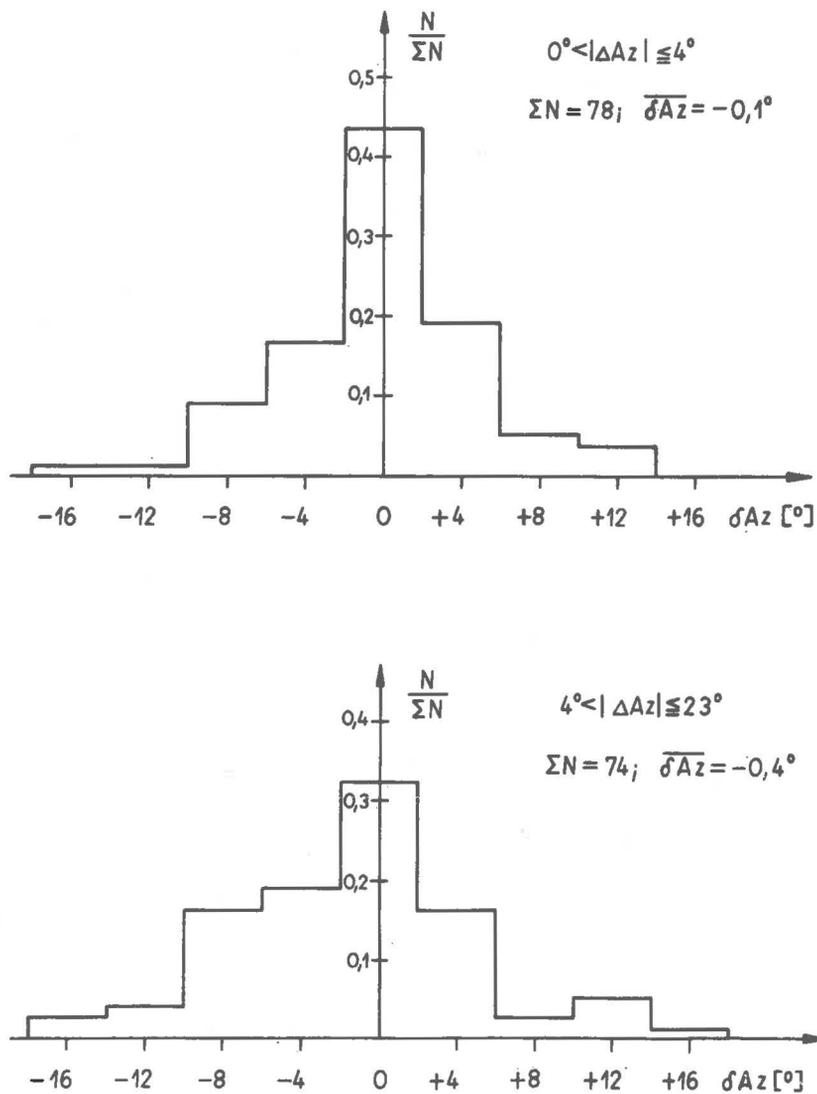


Abb. 23. Verteilungen der relativen Häufigkeiten der Azimutabweichungen  $\delta Az$  für verschiedene mögliche Ablesefehler  $\Delta Az$

Tab. 17. Mittlere Fehler und Prognoseintervalle für die  $\delta Az$  von Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ B in Abhängigkeit von  $\Delta Az$

$ \Delta Az $	n	$\overline{\delta Az}$	$\epsilon_\mu$ (90 %)	$\epsilon_y^P$ (90 %)	$\epsilon_y^P$ (80 %)	$\epsilon_y^P$ (70 %)
$0^\circ <  \Delta Az  \leq 4^\circ$	78	-0,1°	± 1,0°	± 8,5°	± 6,6°	± 5,3°
$ \Delta Az  > 4^\circ$	74	-0,4°	± 1,2°	± 10,9°	± 8,5°	± 6,8°

hier das Verhältnis der Signalamplitude bzw. -doppelamplitude zur mittleren Doppelamplitude der im Minutenintervall vor dem Einsatz vorherrschenden Unruhe verstanden. Periodenunterschiede zwischen Nutz- und Störwellen berücksichtigen wir nur dann, wenn letztere bei der Auswertung visuell eliminiert werden können. Beim Vergleich der Abb. 24 mit Tab. 18 findet man die oben gemachte Bemerkung vom Zufallscharakter des Störpegel einflusses bestätigt. Damit ist die Eignung auch ungünstiger Registrierungen zur Untersuchung systematischer Azimutfehler bewiesen. Allerdings vergrößert sich die Varianz der Fehlerverteilungen erheblich mit kleiner werdendem  $\overline{SNR}$ , wodurch sich ihre Aussagekraft bezüglich systematischer Fehler verringert. Außerdem folgt aus Tab. 17 und 18, daß die unten angegebenen Prognoseintervalle für  $\delta Az$  nur unter der Voraussetzung gelten, daß in den Kollektiven zukünftiger Azimutauswertungen  $\Delta Az$  und  $\overline{SNR}$  in gleicher Weise verteilt sind. Die Sicherheitswahrscheinlichkeiten werden bei Auswertung besonders deutlicher Registrierungen wesentlich höher, bei sehr schwachen Registrierungen dagegen niedriger liegen.

### Azimuthbestimmungen aus P-Wellen Seismographentyp B

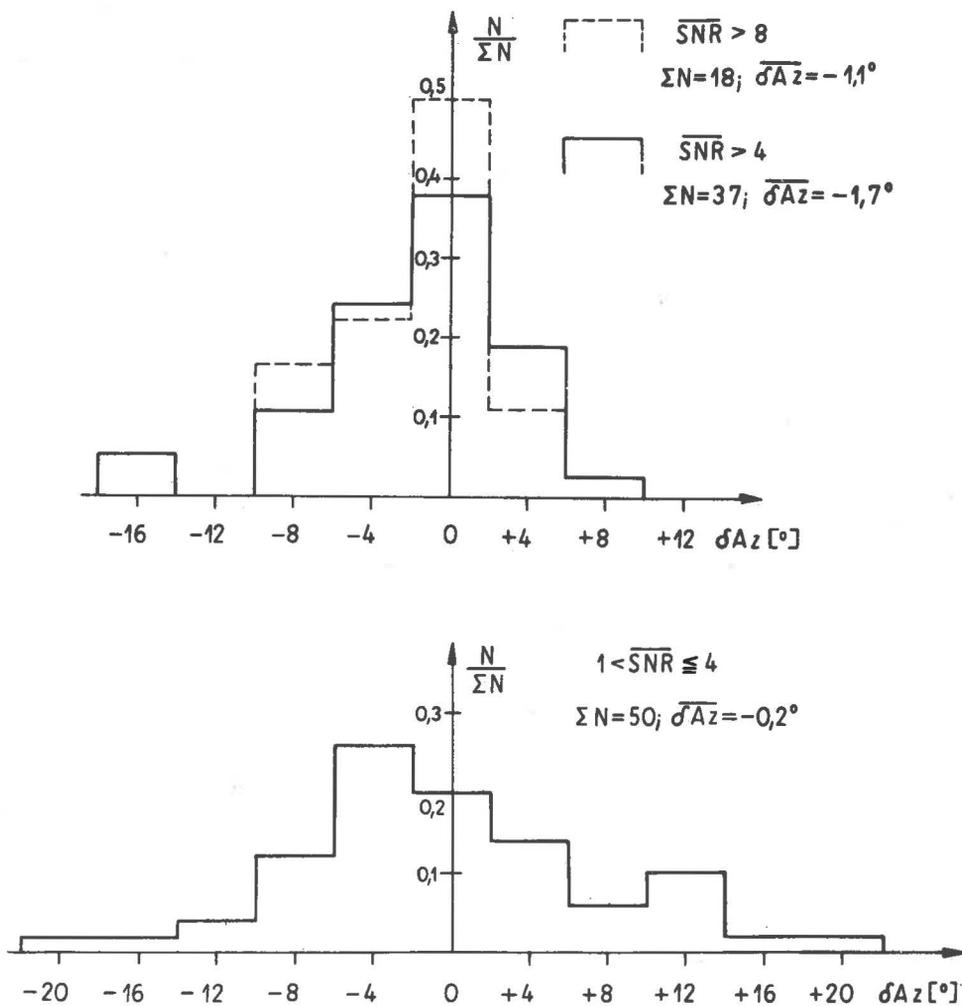


Abb. 24. Verteilungen der relativen Häufigkeiten der Azimutfehler  $\delta Az$  für verschiedene  $\overline{SNR}$ s

Tab. 18. Mittlere Fehler und Prognoseintervalle für die  $\delta Az$  von Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ B in Abhängigkeit vom SNR

$\overline{SNR}$	n	$\overline{\delta Az}$	$\varepsilon_{\mu}$ (90 %)	$\varepsilon_y^P$ (90 %)	$\varepsilon_y^P$ (80 %)	$\varepsilon_y^P$ (70 %)
$1 < \overline{SNR} \leq 4$	50	$-0,2^{\circ}$	$\pm 1,9^{\circ}$	$\pm 13,8^{\circ}$	$\pm 10,6^{\circ}$	$\pm 8,6^{\circ}$
$\overline{SNR} > 4$	37	$-1,7^{\circ}$	$\pm 1,4^{\circ}$	$\pm 9,0^{\circ}$	$\pm 6,9^{\circ}$	$\pm 5,6^{\circ}$
$\overline{SNR} > 8$	18	$-1,1^{\circ}$	$\pm 1,5^{\circ}$	$\pm 6,7^{\circ}$	$\pm 5,2^{\circ}$	$\pm 4,1^{\circ}$

Azimutbestimmungen bei niedrigem SNR können aber auch systematische Fehler vor-täuschen. Das ist z. B. für Beben aus den Gebieten Osttürkei, Iran, Tschagos-Inseln und Peru der Fall (Abb. 27). Sie liegen nahe, aber einseitig zur Richtung der N-S- bzw. E-W-Komponente. Da die Wahrscheinlichkeit dann sehr groß ist, daß in der jeweils dazu senkrechten Komponente die Signalamplitude nicht ausmeßbar klein bzw. vom Stör-pegel überdeckt ist, führt obige Berechnungskonvention zu einseitigen Fehlern. Sie werden im folgenden als scheinbare Fehler bezeichnet. Sind die Beben dagegen symme-trisch zur Richtung einer Registrierkomponente verteilt, dann wird  $\overline{\delta Az}$  auch bei großem Störpegel Null sein, vorausgesetzt, daß keine realen systematischen Fehler-einflüsse vorhanden sind. Das gilt z. B. für Beben aus den Gebieten Kolumbien, Ekuad-or und E-Aleuten (Abb. 27 bis 29).

Die Größe der Signalamplitude und damit auch die des Ablesefehlers und des SNR sind u. a. von der Magnitude des Bebens abhängig. Deren Einfluß auf die Größe der Azimutfehler soll im folgenden Abschnitt abgeschätzt werden.

#### 3.2.1.4. Abschätzung der Größe der möglichen Fehler von Azimutbestimmungen in Abhän-gigkeit von der Magnitude des seismischen Ereignisses

Die Beziehung zwischen der Größe der möglichen Fehler von Azimutbestimmungen und der Magnitude des seismischen Ereignisses ist sehr kompliziert. Voraussetzung für eine Abschätzung dieser Art ist die Kenntnis der sogenannten Magnituden-Eichfunktio-nen der seismischen Wellen. Diese sind u. a. abhängig vom Wellentyp und dessen Peri-odenspektrum. Allen nachstehenden Magnitudenangaben für Raumwellen liegen die in [28] veröffentlichten Q-Funktionen zugrunde. Die Magnitudensymbole wurden auf S. 5 erläu-tert. Wir beschränken uns auf eine Abschätzung der Größe der möglichen Fehler von Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ B in Abhängigkeit von der Magnitude

$$(35) \quad MPH = \log\left(\frac{Y}{\sqrt{T}}\right)_{PH} + Q(D)_{PH} \cdot$$

Vorausgesetzt wird, daß  $\Delta Y$  nur  $\pm 0,05$  mm beträgt und daß in den Registrierungen keine mikroseismische Bodenunruhe erkennbar ist. Diese idealen Bedingungen sind in den Sommermonaten oft erfüllt. Nachstehende Tabelle gibt für verschiedene Werte von T und D die theoretisch erwartete Größe der Magnitude MPH des Bebens an, die er-forderlich ist, um Azimutbestimmungen aus P-Wellen mit einem möglichen Ablesefehler  $|\Delta Az|$  von etwa  $5^{\circ}$  ausführen zu können.

Tab. 19. Erläuterung s. Text

T \ D	20°	30°	40°	60°	80°	100°
5 s	5,3	6,0	5,8	6,2	6,2	6,8
10 s	5,0	5,7	5,5	5,9	5,9	6,5

Um entsprechende Angaben auch für den Fall gestörter Registrierungen machen zu können, muß ein Modell der Unruhe in den Registrierkomponenten vorgegeben werden. In den Registrierungen der Station Moxa ist die Unruhe in der Nordkomponente gewöhnlich doppelt so groß wie in der Ostkomponente. Sind die Amplituden der Bodenunruhe in der Nordkomponente ca. 1 mm, in der Ostkomponente ca. 0,5 mm, dann muß noch bei Magnituden, die um eine Einheit größer als die in Tab. 19 angegebenen sind, mit möglichen Ablesefehlern zwischen 4 und 8° gerechnet werden. Bei den in Wintermonaten häufig beobachteten Störampplituden bis zu ca. 5 mm sind nur für die allerstärksten Beben noch ausreichend genaue Azimutbestimmungen möglich.

Bei nicht ausmeßbar kleinem Störpegel und Ablesefehlern unter 5° konnte im Rahmen unserer Untersuchungen aus Registrierungen vom Typ B noch bei folgenden Magnituden das Azimut auf mindestens  $\pm 5^\circ$  genau bestimmt werden:

$$\begin{aligned} D = 20^\circ, & \quad \text{MPV} > 5,0 ; \\ D = 40^\circ, & \quad \text{MPV} > 5,5 ; \\ 50^\circ < D < 100^\circ, & \quad \text{MPV} > 5,8 \text{ bis } 6,2 ; \\ 100^\circ < D < 160^\circ, & \quad \text{MPPV} > 6,0 \text{ bis } 6,5 . \end{aligned}$$

Ein Vergleich dieser Werte mit den oben für gleiche maximale  $\Delta Az$  theoretisch berechneten zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen Abschätzung und praktischen Messungen für  $D < 100^\circ$ . Die Magnitudenwerte für  $100^\circ < D < 160^\circ$  gelten für Azimutbestimmungen aus LSW nach P.

### 3.2.1.5. Durch Fehler im Vergrößerungsfaktor $V_0$ bedingte systematische Azimutabweichungen

Infolge endlicher Meßgenauigkeit kann  $V_0$  auch bei sehr sorgfältiger Eichung z. Z. nur mit einem Fehler von etwa 3 bis 5 % angegeben werden. Deshalb muß bei einer Diskussion systematischer Azimutabweichungen auch der Einfluß dieser Fehler bekannt sein. Sind die bei der Berechnung von Az verwendeten Vergrößerungen  $V_N$  und  $V_E$  mit den Fehlern  $\Delta V_N$  und  $\Delta V_E$  behaftet, dann erhält man statt des Winkels Az den Winkel  $Az^* = Az + \Delta Az^*$ . Es gilt die Beziehung

$$(36) \quad \tan (Az + \Delta Az^*) = \frac{Y_E V_N + \Delta V_N}{Y_N V_E + \Delta V_E} ,$$

die nach einer TAYLOR-Entwicklung der linken und einer Potenzreihenentwicklung der rechten Seite in

$$(37) \quad \tan Az + \frac{\Delta Az^*}{\cos^2 Az} = \frac{Y_E V_N}{Y_N V_E} \left( 1 + \frac{\Delta V_N}{V_N} - \frac{\Delta V_E}{V_E} \right)$$

übergeht. Unter Berücksichtigung von Gleichung (7) ergibt sich durch Auflösung nach  $\Delta Az^*$

$$(38) \quad \Delta Az^* = \tan Az \cos^2 Az \left( \frac{\Delta V_N}{V_N} - \frac{\Delta V_E}{V_E} \right) = \frac{1}{2} \sin 2 Az \left( \frac{\Delta V_N}{V_N} - \frac{\Delta V_E}{V_E} \right).$$

Man erkennt, daß für  $Az$  von  $0^\circ \bmod 90^\circ$   $\Delta Az^*$  Null wird. Der Fehler ist betragsmäßig maximal für  $Az$  von  $45^\circ \bmod 90^\circ$ . Beträgt der Unterschied der relativen Fehler der Vergrößerungen beider Komponenten 10 %, dann ist  $|\Delta Az^*|_{\max} = 2,9^\circ$ . Dieser Wert wird nach einer mündlichen Mitteilung von TEUPSER für die Standardseismographen der Station Moxa sicher nicht überschritten.

### 3.2.2. Azimuthfehler $\delta Az$ in Abhängigkeit vom Herdgebiet, Herdazimut und Seismographentyp

#### 3.2.2.1. Azimuthbestimmungen aus P-Wellen

Nach 2.4. ist die Azimuthbestimmung aus dem Amplitudenverhältnis der ersten Halbwellen des longitudinalen Ersteinsatzes bis heute ein Standardverfahren an seismologischen Stationen. Die weiter oben dargestellten Voruntersuchungen ließen bereits auf die Brauchbarkeit von Azimuthbestimmungen aus Registrierungen vom Typ B schließen. Die Häufigkeitsverteilungen der dort untersuchten globalen Stichproben lassen aber nicht erkennen, ob die Genauigkeit der zu erwartenden Ergebnisse für alle Herdgebiete und Azimutbereiche gleich ist. Zum anderen zeigt Abb. 22 eine deutliche Abhängigkeit der Vorzugsrichtung der Teilchenbewegung von der Frequenz der einfallenden Welle. Es ist deshalb sinnvoll, die  $\delta Az$  von P-Wellen auf systematische Abhängigkeiten vom Herdgebiet, Herdazimut und Seismographentyp zu untersuchen.

Es wird berücksichtigt, daß das arithmetische Mittel  $\bar{a}$  der  $a_i$  von allen Schätzwerten für den Mittelwert  $a$  einer homogenen normalverteilten Grundgesamtheit derjenige ist, dem die höchste Wahrscheinlichkeitsdichte zukommt, vorausgesetzt, daß alle  $a_i$  mit gleicher Präzision gemessen wurden. Anderenfalls ist als Schätzwert für  $a$  das gewichtete Mittel  $\bar{a}^G$  zu nehmen. Um zu überprüfen, in welchem Maße sich bei der sehr unterschiedlichen Präzision der vorliegenden Messungen gewichtete und ungewichtete Mittel unterscheiden, werden zunächst den  $\delta Az_i$  die Gewichte 1, 1/2, 1/4 oder 1/8 zugeordnet, wenn ihre möglichen Ablesefehler  $\Delta Az_i$  in den Intervallen  $0^\circ < |\Delta Az| < 3^\circ$ ,  $3^\circ \leq |\Delta Az| < 6^\circ$ ,  $6^\circ \leq |\Delta Az| < 12^\circ$  oder  $12^\circ \leq |\Delta Az| < 24^\circ$  liegen. Die Abb. 25 und 26 zeigen die relativen Häufigkeitsverteilungen für  $\overline{SNR}$  und  $|\Delta Az|$  und die Abb. 27 bis 29 die arithmetischen und gewichteten Mittel der  $\delta Az$  für Azimuthbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen der Seismographen vom Typ A, B und C.  $\overline{\delta Az}$  und  $\overline{\delta Az}^G$  sind für verschiedene Bebengebiete über dem Herdazimut  $Az_H$  aufgetragen. Ein Vergleich der Abbildungen zeigt, daß Azimuthbestimmungen aus Registrierungen vom Typ A die meisten unsicheren Ergebnisse liefern. Arithmetische und gewichtete Mittel stimmen in der Regel gut überein. Die  $\overline{\delta Az}$  für Bebenregionen im gleichen Azimutbereich unterscheiden sich meist nicht signifikant, doch ist die Abhängigkeit der Azimuthfehler vom Gerätetyp offensichtlich. Deshalb werden im folgenden nur die arithmetischen Mittelwerte  $\overline{\delta Az}$  ohne Berücksichtigung des Herdgebiets, jedoch getrennt für die Standardregistrierungen vom Typ A, B und C, auf ihre Abhängigkeit vom Herdazimut untersucht. Die Ergebnisse sind in Abb. 30 bis 32 und in Tab. 20

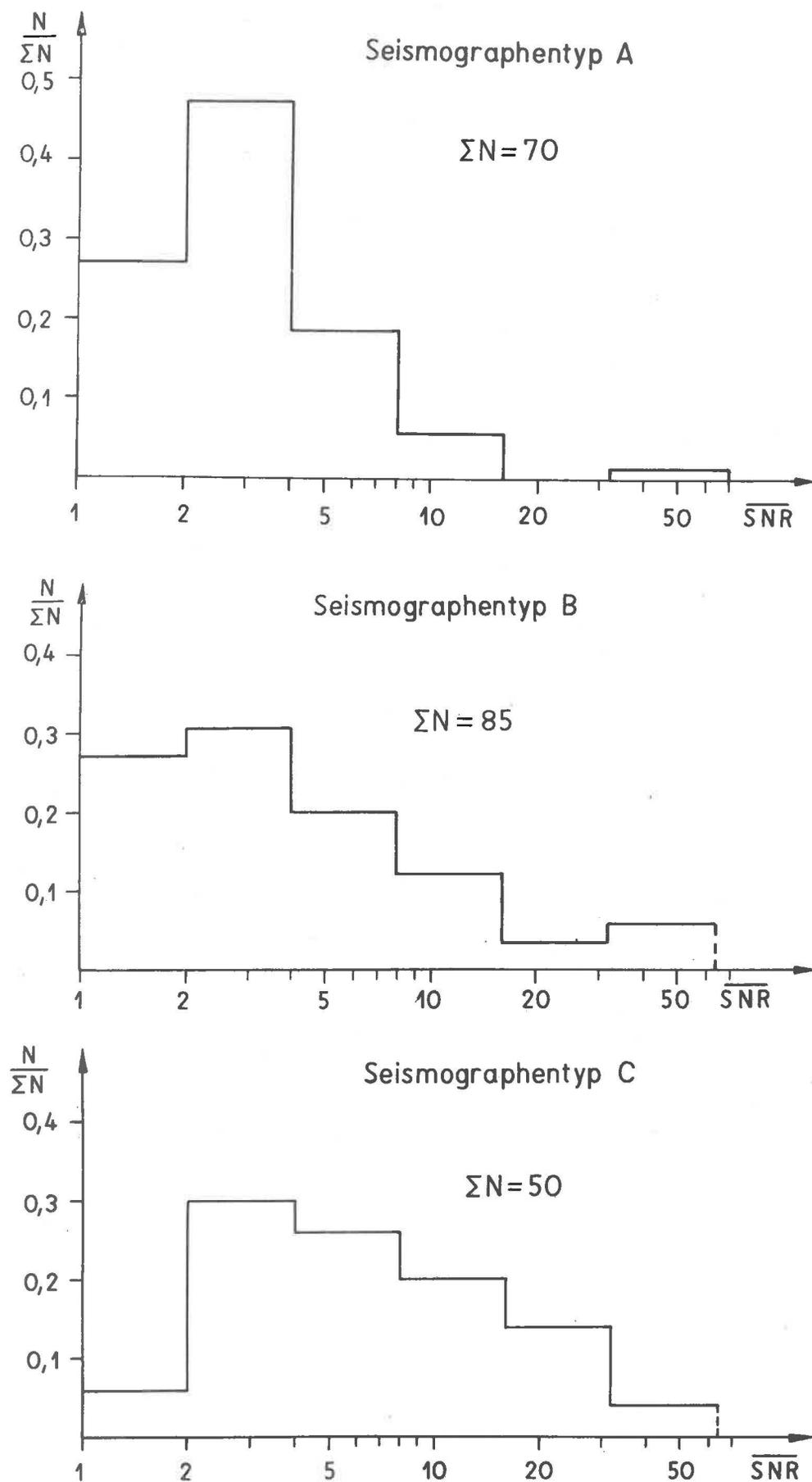


Abb. 25. Verteilungen der relativen Häufigkeiten von  $\overline{SNR}$  für Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen

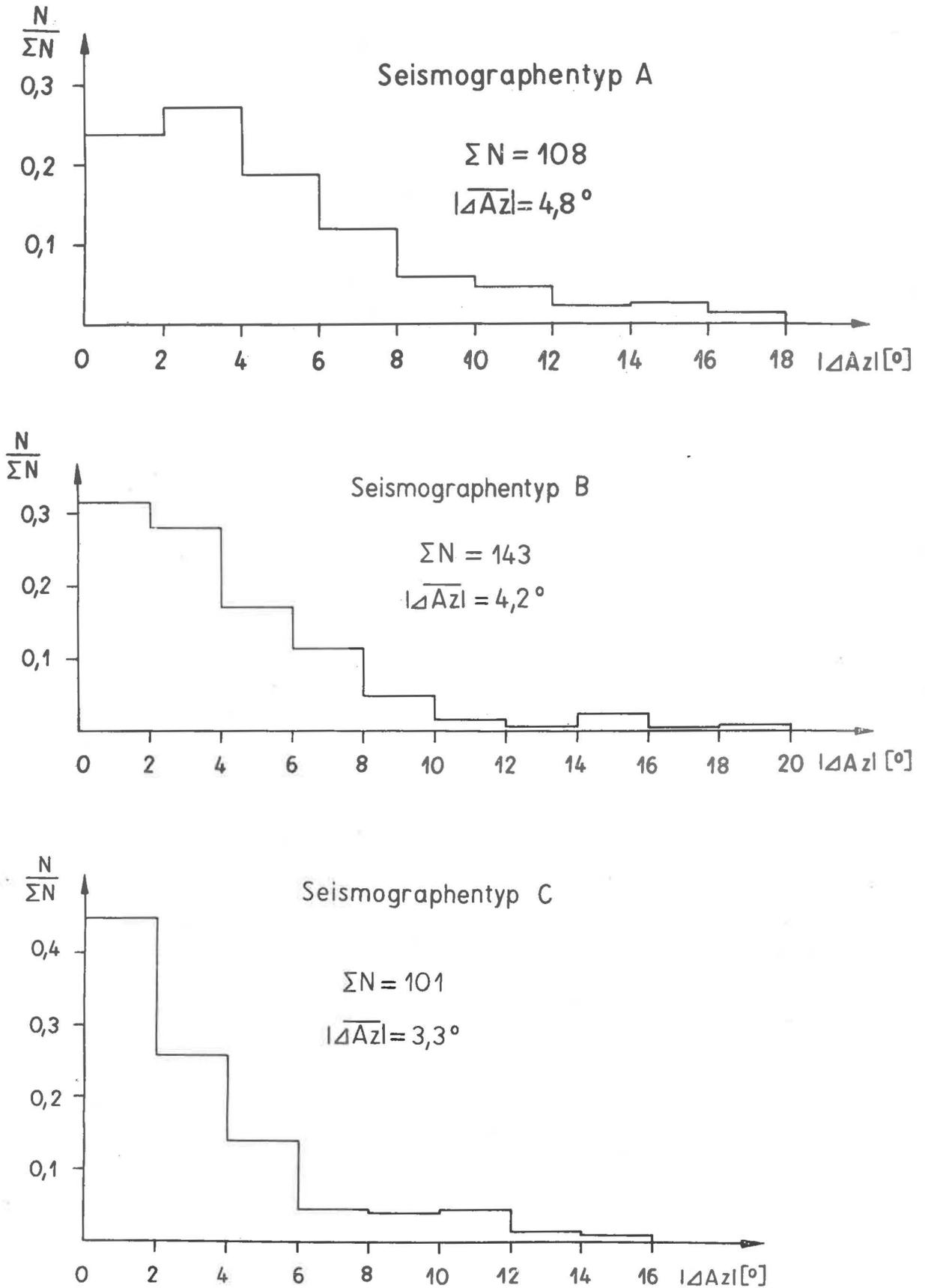


Abb. 26. Verteilungen der relativen Häufigkeiten von  $|\Delta Az|$  für Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen

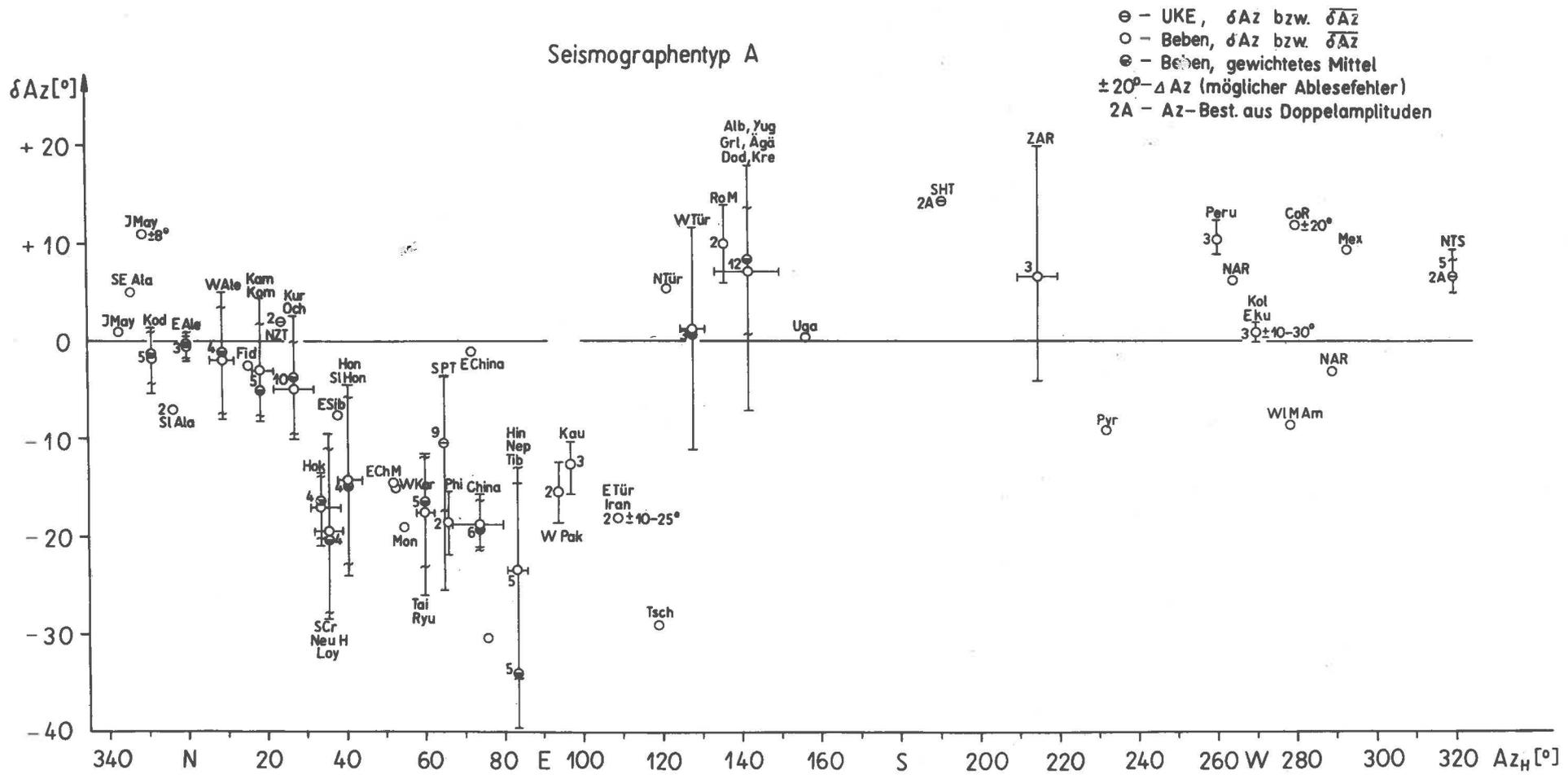


Abb. 27. Fehler der Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ A für Beben und unterirdische Kernexplosionen (UKE) aus verschiedenen Regionen (Abkürzungen s. S. 6 und 7). ~ ist die Standardabweichung und - die Grenze des Streubereichs der Azimutfehler. Die eingetragenen Zahlen entsprechen der Anzahl der Beobachtungen

## Seismographentyp B

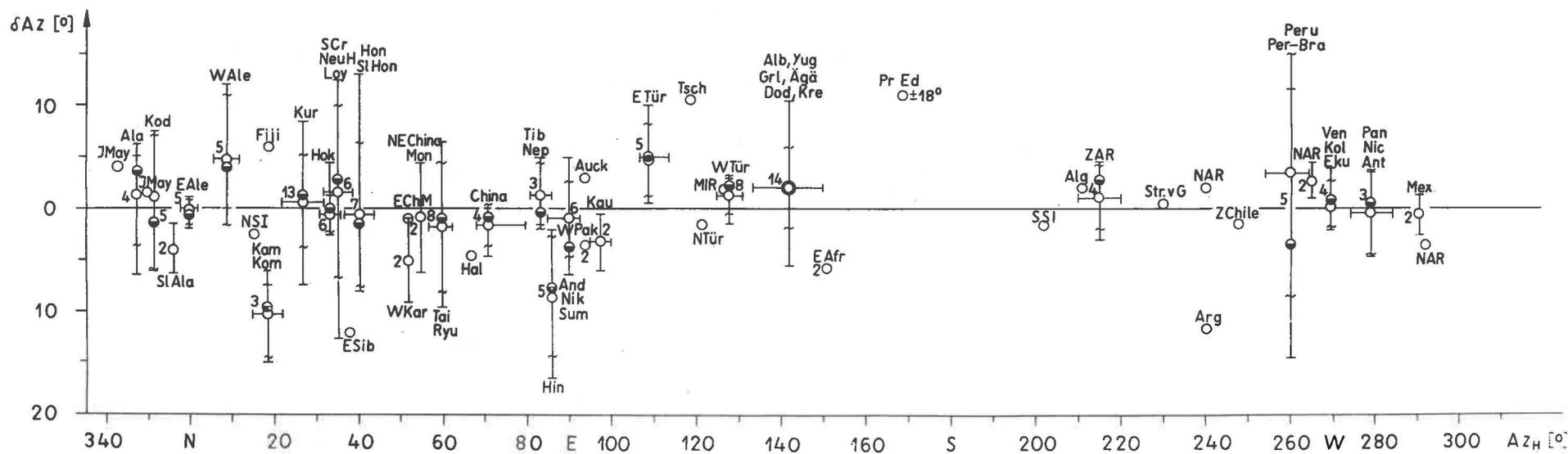


Abb. 28. Fehler der Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ B für Beben aus verschiedenen Regionen. Erläuterung s. Abb. 27

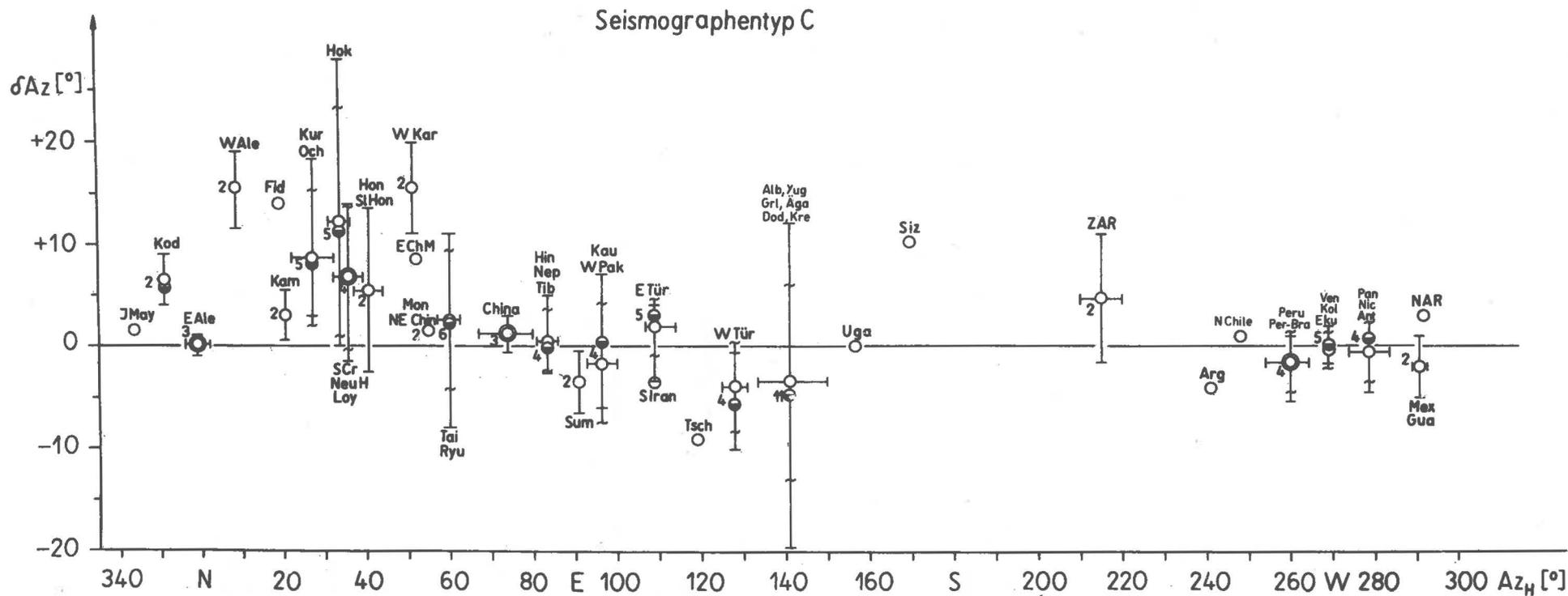


Abb. 29. Fehler der Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ C für Beben aus verschiedenen Regionen. Erläuterung s. Abb. 27

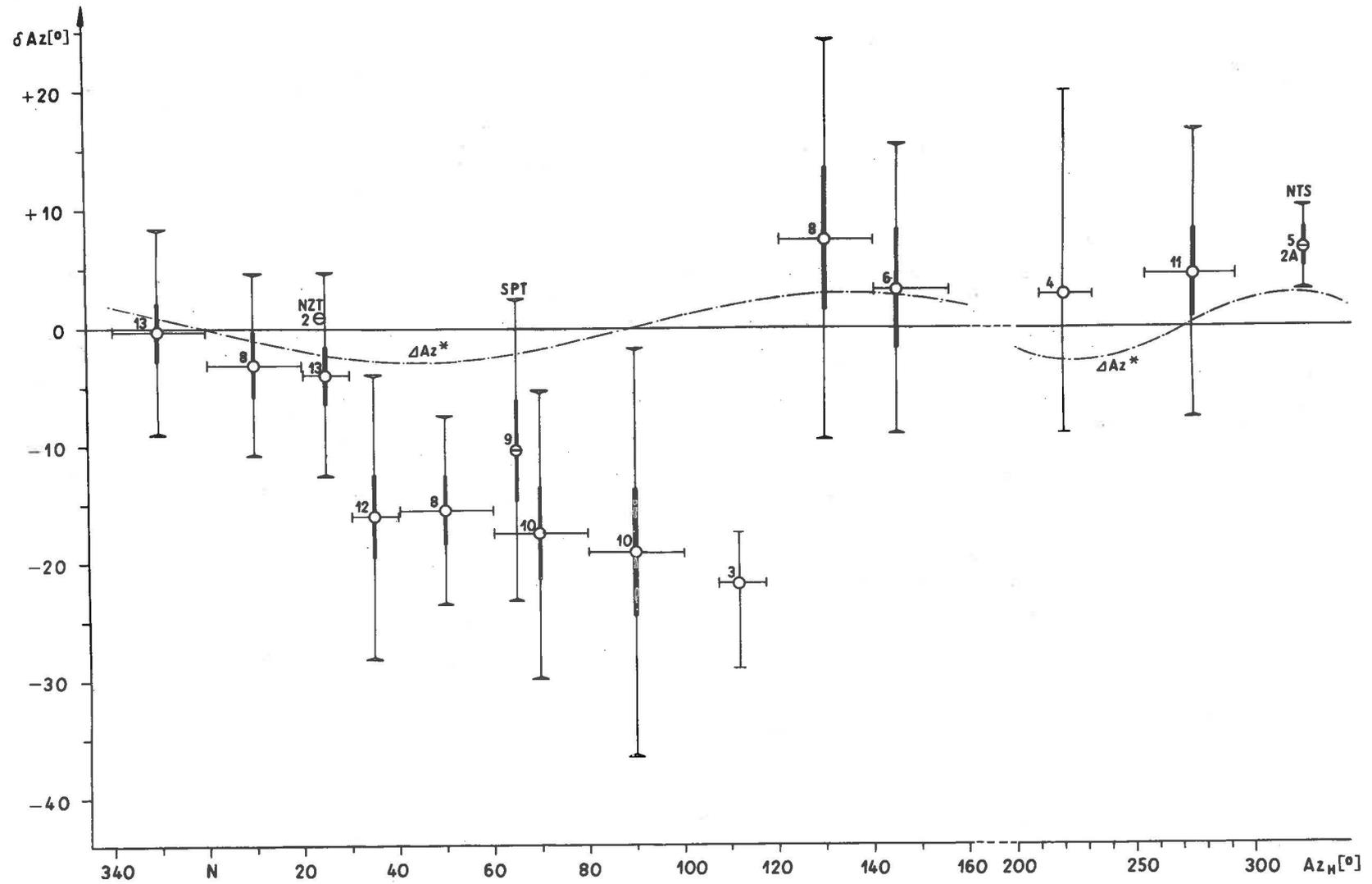


Abb. 30. Mittlere Fehler  $\overline{\delta Az}$  von Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ A für verschiedene Herdazimutbereiche.  $\bar{\phantom{x}}$  ist das 90%-Mutungsintervall für den Mittelwert,  $\leftarrow$  die Grenze des 90%-Prognoseintervalls und  $-$  die Grenze des Streubereichs von  $\delta Az$ . Die eingetragenen Zahlen entsprechen der Anzahl der Beobachtungen.  $\Delta Az^*$  ist der für  $\Delta V_N/V_N - \Delta V_E/V_E = -10\%$  theoretisch erwartete Azimutfehler

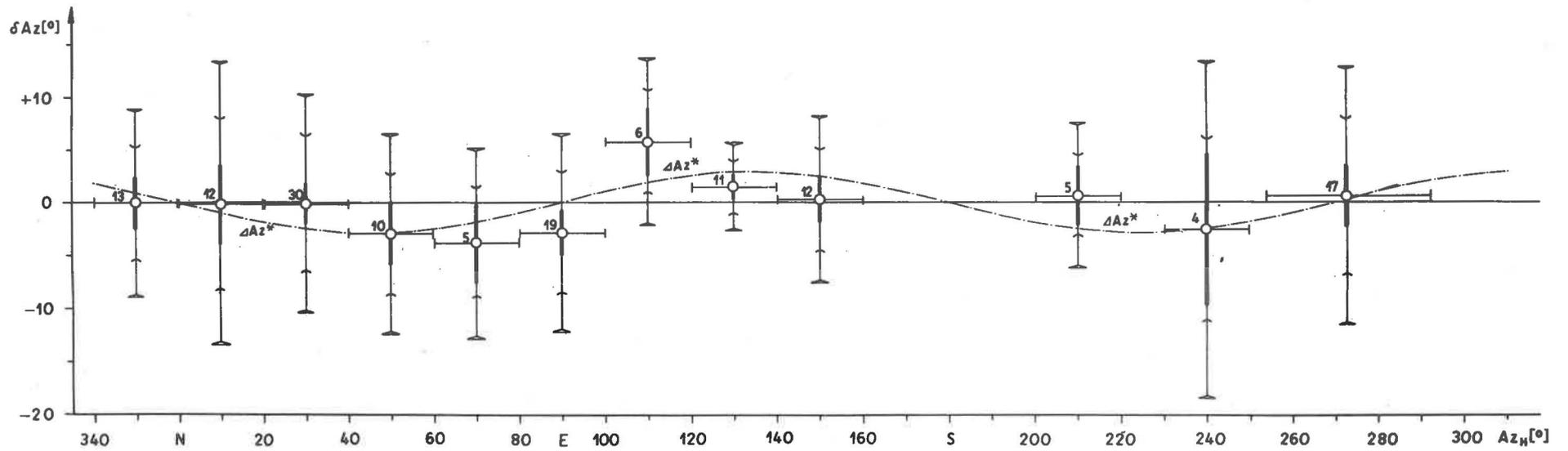


Abb. 31. Mittlere Fehler  $\overline{\Delta Az}$  der Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ B für verschiedene Herdazimutbereiche.  $\Delta Az^*$  ist die Grenze des 70%-Prognoseintervalls für  $\Delta Az$ . Erläuterungen s. Abb. 30

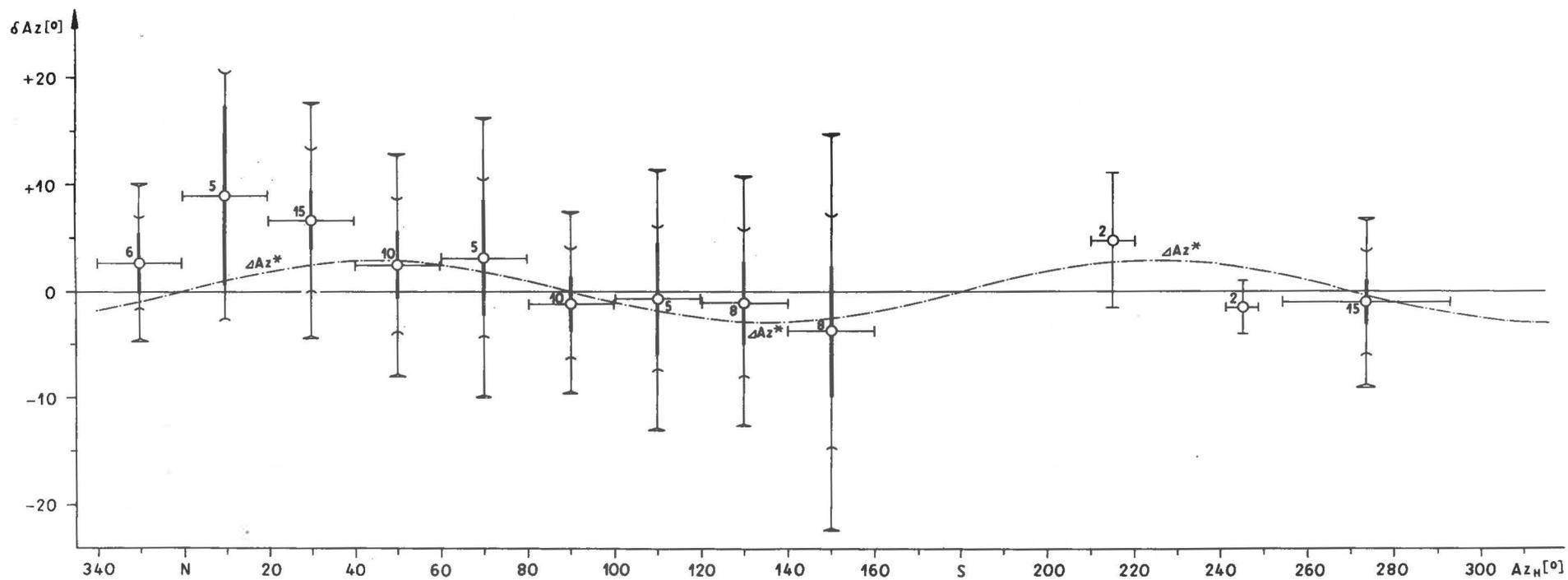


Abb. 32. Mittlere Fehler  $\overline{\delta Az}$  der Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ C für verschiedene Herdazimutbereiche. Die Fehlerintervalle sind wie in Abb. 30 bzw. 31 gekennzeichnet.  $\Delta Az^*$  ist der für  $\Delta V_N/V_N - \Delta V_E/V_E = +10\%$  theoretisch erwartete Azimutfehler

Tab. 20. Azimutbestimmungen für Beben aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ A.  
 $\overline{\delta Az}$ ,  $\varepsilon_{\mu}$ , S und  $\varepsilon_y^P$  für verschiedene Azimutintervalle ( $n > 4$ ,  $|S| < 10^\circ$ )

Az <sub>H</sub> -Intervall [°]	n	$\overline{\delta Az}$ [°]	$\varepsilon_{\mu}$ (90 %) [°]	S [°]	$\varepsilon_y^P$ (90 %) [°]	$\varepsilon_y^P$ (70 %) [°]
0 bis 20	8	- 3,1	± 2,7	± 4,1	± 8,2	± 4,9
20 bis 30	13	- 3,9	± 2,4	± 4,9	± 9,0	± 5,5
30 bis 40	12	-16,0	± 3,5	± 6,8	±12,7	± 7,7
40 bis 60	8	-15,5	± 2,9	± 4,4	± 8,6	± 5,2
60 bis 80	10	-17,5	± 3,9	± 6,7	±12,8	± 7,7
80 bis 100	10	-18,9	± 5,4	± 8,9	±17,2	±10,2
120 bis 140	8	+ 7,5	± 6,0	± 8,9	±17,8	±10,5
140 bis 160	6	+ 3,2	± 5,0	± 6,1	±13,3	± 7,6
250 bis 300	11	+ 4,6	± 3,7	± 6,8	±12,8	± 7,8

Tab. 21. Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ B.  
 $\overline{\delta Az}$ ,  $\varepsilon_{\mu}$ , S und  $\varepsilon_y^P$  für verschiedene Azimutintervalle

Az <sub>H</sub> -Intervall [°]	n	$\overline{\delta Az}$ [°]	$\varepsilon_{\mu}$ (90 %) [°]	S [°]	$\varepsilon_y^P$ (90 %) [°]	$\varepsilon_y^P$ (70 %) [°]
0 bis 20	12	- 0,1	± 3,7	± 7,2	± 13,4	± 8,1
20 bis 40	30	- 0,1	± 1,9	± 6,1	± 10,5	± 6,6
40 bis 60	10	- 3,0	± 2,9	± 5,0	± 9,5	± 5,7
60 bis 80	15	- 3,8	± 3,7	± 3,9	± 9,1	± 5,1
80 bis 100	19	- 2,9	± 2,1	± 5,3	± 9,4	± 5,8
100 bis 120	6	+ 5,8	± 3,2	± 3,9	± 7,9	± 4,8
120 bis 140	11	+ 1,5	± 1,2	± 2,2	± 4,2	± 2,5
140 bis 160	12	+ 0,3	± 2,2	± 4,2	± 7,9	± 4,8
200 bis 220	5	+ 0,6	± 2,8	± 2,9	± 6,9	± 3,8
230 bis 250	4	- 2,6	± 7,2	± 6,1	± 16,0	± 8,5
258 bis 293	17	+ 0,6	± 2,9	± 6,8	± 12,2	± 7,4
340 bis 360	13	- 0,0	± 2,4	± 4,8	± 8,9	± 5,4
0 bis 360	152	- 0,3	± 0,8	± 5,6	± 9,4	± 5,9

Tab. 22. Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ C.  
 $\overline{\delta Az}$ ,  $\varepsilon_{\mu}$ , S und  $\varepsilon_y^P$  für verschiedene Azimutintervalle

Az <sub>H</sub> -Intervall [°]	n	$\overline{\delta Az}$ [°]	$\varepsilon_{\mu}$ (90.%) [°]	S [°]	$\varepsilon_y^P$ (90 %) [°]	$\varepsilon_y^P$ (70 %) [°]
0 bis 20	5	+ 8,9	± 8,4	± 8,8	± 20,6	± 11,5
20 bis 40	15	+ 6,6	± 2,7	± 6,0	± 11,0	± 6,6
40 bis 60	10	+ 2,4	± 3,1	± 5,4	± 10,4	± 6,2
60 bis 80	5	+ 3,1	± 5,3	± 5,6	± 13,0	± 7,3
80 bis 100	10	- 1,1	± 2,6	± 4,4	± 8,5	± 5,1
100 bis 120	5	- 0,7	± 5,2	± 5,5	± 12,3	± 6,6
120 bis 140	8	- 1,1	± 3,9	± 5,8	± 11,5	± 6,8
140 bis 160	8	- 3,8	± 6,1	± 9,1	± 18,5	± 10,8
258 bis 293	15	- 1,1	± 2,0	± 4,3	± 7,9	± 4,8
340 bis 360	6	+ 2,7	± 2,8	± 3,4	± 7,4	± 4,3
0 bis 360	89	± 1,8	± 1,2	± 6,7	± 11,1	± 7,0

bis 22 dargestellt. Es fällt auf, daß der Verlauf der  $\overline{\delta Az}$  in Abhängigkeit vom Herdazimut für die Typen A und B qualitativ übereinstimmt, die Amplituden der systematischen Fehler für den Typ A aber deutlich größer sind. Davon ausgenommen ist lediglich der Bereich  $100^{\circ} < Az_H \leq 120^{\circ}$ . Die dort für den Typ A angegebenen drei Werte sind scheinbare Azimutfehler (s. 3.2.1.3.). Die Deutung des Fehlerverlaufes für den Typ A als Effekt der objektiv beschränkten Genauigkeit der Seismographeneichung ist nicht möglich und für den Typ B wegen z. T. signifikanter Abweichungen der  $\delta Az$  von der Kurve für  $\Delta Az^*$  wenig wahrscheinlich. Ebenso kann der beobachtete Fehlerverlauf nicht durch eine ungenaue Aufstellung der mechanischen Empfänger der Horizontalseismographen bedingt sein. Aus einem Vergleich der für verschiedene Aufstellungsfehler berechneten Azimutabweichungen mit den dargestellten Ergebnissen folgt, daß die Aufstellungsfehler bezüglich der N-S- und E-W-Richtung mit Sicherheit kleiner als  $5^{\circ}$  sind.

Die  $\overline{\delta Az}$  für den Typ C zeigen auf den ersten Blick einen abweichenden Verlauf, der sich aber lediglich im Intervall  $20^{\circ} < Az \leq 40^{\circ}$  signifikant von dem für den Typ B erhaltenen unterscheidet. Eliminiert man im Bereich  $340^{\circ} < Az_H \leq 360^{\circ}$  den scheinbaren Fehler  $\delta Az = + 9^{\circ}$  für ein Beben aus dem Gebiet der Kodiak-Insel, dann fällt die Kurve  $\Delta Az^*$  für  $\frac{\Delta V_N}{V_N} - \frac{\Delta V_E}{V_E} = + 10\%$  stets in den Bereich der 90%-Mutungsintervalle für die  $\overline{\delta Az}$ , das Azimutintervall  $20^{\circ} < Az_H \leq 40^{\circ}$  ausgenommen. Es kann deshalb nicht ausgeschlossen werden, daß der Fehlerverlauf für den Typ C zumindest teilweise durch Abstimmungsfehler der Seismographen bedingt ist. Das Maximum im Bereich  $20^{\circ} < Az_H \leq 40^{\circ}$  kann reale äußere Ursachen haben.

Für die praktische Anwendung der Ergebnisse zur Azimutbestimmung aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ A, B und C ergeben sich nachstehende wichtige Schlußfolgerungen:

Bei genaueren Ortungen nach der 1-Stations-Methode sind die für verschiedene Azimutintervalle bzw. Herdgebiete angegebenen Mittelwerte und Prognoseintervalle für  $\delta Az$  zu berücksichtigen (Tab. 20 bis 23).

Tab. 23. Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ B (bzw. C).

$\overline{\delta Az}$ , S,  $\epsilon_{\mu}$  und  $\epsilon_{\gamma}^P$  für verschiedene Herdgebiete

Bebengebiet	Az <sub>H</sub> -Intervall [°]	n	$\overline{\delta Az}$ [°]	$\epsilon_{\mu}$ (90 %) [°]	S [°]	$\epsilon_{\gamma}^P$ (90 %) [°]	$\epsilon_{\gamma}^P$ (70 %) [°]
Grl, Ägä	135 bis 151	7	+ 2,7	± 3,1	± 4,2	± 8,7	± 5,1
WTür, Dod, Kre, Rho	120 bis 150	12	+ 1,1	± 1,7	± 3,3	± 6,2	± 3,7
ETür	105 bis 120	5	+ 4,7	± 3,3	± 3,5	± 8,2	± 4,6
China, Mon, Nep, Tib	53 bis 85	7	- 1,1	± 2,6	± 3,6	± 7,5	± 4,4
Ala, Kod	345 bis 357	10	- 0,6	± 3,1	± 5,4	± 10,3	± 5,9
Kur	21 bis 31	13	+ 0,6	± 2,2	± 4,5	± 8,3	± 5,0
Ale	355 bis 13	11	+ 1,1	± 3,1	± 5,7	± 10,7	± 6,4
Hok, Hon, SlHon, Kyu	31 bis 50	13	- 0,5	± 2,6	± 5,2	± 9,6	± 5,8
Ryu, Tai	50 bis 62	7	- 1,7	± 3,6	± 5,0	± 10,4	± 6,0
Mex, Pan, Nic, Ant, Ven, Kol Eku, Peru	258 bis 293	17 (15)	+ 0,6 (- 1,1)	± 2,9 (± 1,9)	± 6,8 (± 4,3)	± 12,2 (± 7,9)	± 7,4 (± 4,8)

Azimutbestimmungen für unterirdische Kernexplosionen sind nur aus dem Typ A möglich.

Azimutbestimmungen aus dem Typ A sind im Intervall  $20^{\circ} < Az_H \leq 40^{\circ}$  sehr unsicher. Wegen der großen negativen  $\overline{\delta Az}$  im zweiten Teil des Intervalls ergeben sich in diesem Azimutbereich etwa gleiche Werte für Az. Es ist dann unklar, mit welchen mittleren Fehlern zu korrigieren ist. Allerdings gelingt es durch Beachtung der Herdentfernungsunterschiede der Bebenregionen, in diesem Intervall die Unbestimmtheit z. T. auszuschließen.

Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ B ergeben allgemein die besten Resultate. In einigen Azimutbereichen sind allerdings Az-Bestimmungen aus den Typen A und C nach Korrektur der mittleren Fehler gleichwertig oder sogar überlegen.

Auf Grund der nur vereinzelt signifikanten Unterschiede der  $\overline{\delta Az}$  und der Standardabweichungen, die u. a. durch unterschiedliche SNR-Verteilungen für die ausgewerteten Kollektive bedingt sein können, ist eine Zusammenfassung aller Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen der Station Moxa vom Typ B bzw. C möglich. Der Informationsverlust der globalen Stichproben ist nur für einige Bereiche von Az<sub>H</sub> beträchtlich. Die Häufigkeitsverteilungen der globalen Stichproben (Abb. 33 und

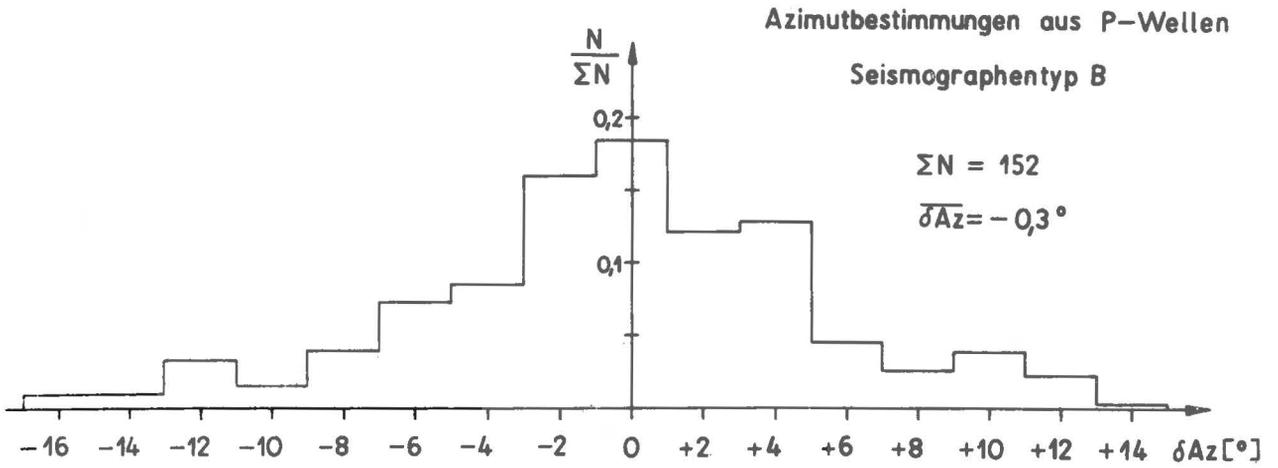


Abb. 33. Verteilung der relativen Häufigkeiten von  $\delta Az$  (globale Stichprobe)

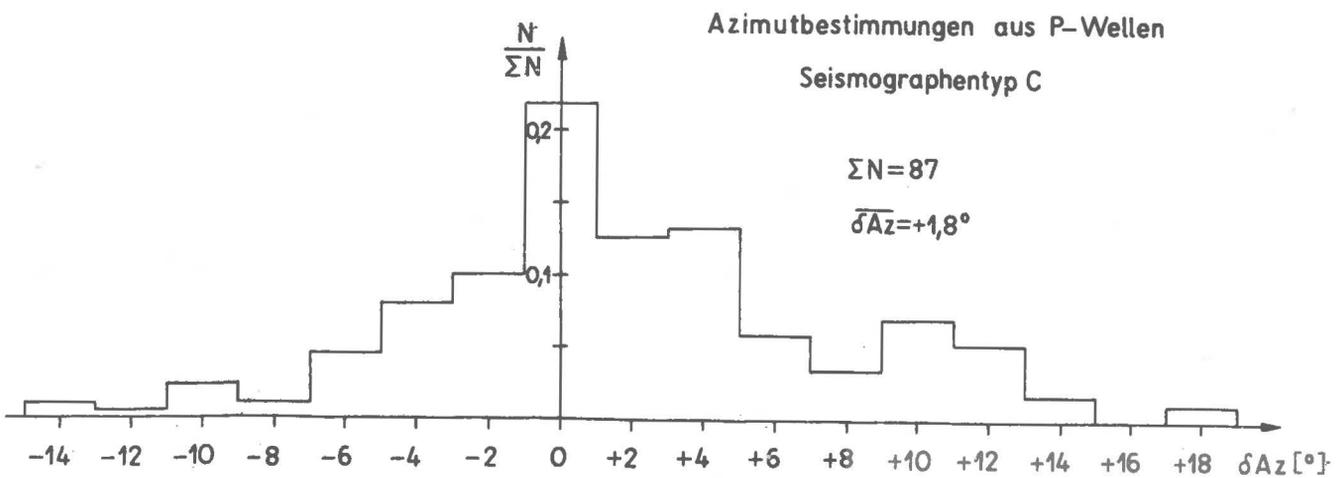


Abb. 34. Erläuterung s. Abb. 33

34) gestatten eine Aussage über die im Mittel zu erwartenden Azimutfehler. Sie ist repräsentativ für alle verwendbaren Ereignisse aus einem Intervall von 2 bis 3 Jahren. Die starke Abhängigkeit der  $\overline{\delta Az}$  von  $Az_H$  für Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ A gestattet keine Zusammenfassung der Daten zu einer globalen Stichprobe.

Im folgenden Abschnitt soll die Eignung von Azimutbestimmungen aus LSW-Registrierungen nach P und damit die Möglichkeit von Ortungen auch im Bereich des Kernschattens von P untersucht werden.

### 3.2.2.2. Azimutbestimmungen aus LSW nach P

Um ausreichend große Wertekollektive für statistische Analysen zu erhalten, fassen wir zunächst alle Azimutfehler zusammen, die für analoge Wellentypen erhalten wurden. Die Unbestimmtheit um  $180^\circ$  bei Azimutbestimmungen aus Wechselwellen und Kernphasen vom SV-Typ läßt sich durch Vergleich der Polaritäten der reflektierten Longitudinalwellen beseitigen. Nach Möglichkeit wurden die  $Y_1$ , meistens aber Doppelamplituden ausgewertet (s. o.).

Abb. 35 und 36 zeigen die relativen Häufigkeitsverteilungen für  $\overline{SNR}$  und  $|\Delta Az|$ . Wie nicht anders zu erwarten, sind große  $\overline{SNRs}$  in Registrierungen vom Typ C deutlich häufiger als im Typ B. Die möglichen Ablesefehler sind kleiner als bei Azimutbestimmungen aus P-Wellen. Der Grund dafür sind die im Mittel größeren Amplituden der LSW nach P. Abb. 37 zeigt die Residuen  $\overline{\delta Az}$  bzw.  $\delta Az$  für verschiedene Bebengebiete. Es fällt auf, daß positive Fehler überwiegen. Es ist nicht möglich, aus dem vorliegenden Material signifikante Unterschiede der Azimutfehler für Beben abzuleiten, die in verschiedenen Regionen, aber gleichen Azimutbereichen liegen. Ebenso wenig kann das für Azimutbestimmungen erfolgen, die mit verschiedenen Wellentypen und unterschiedlichen Seismographen durchgeführt wurden, obgleich die Fehlerstreuungen z. T. signifikant verschieden sind (s. Tab. 24).

Tab. 24. Azimutbestimmungen aus LSW nach P.  $\overline{\delta Az}$ ,  $\epsilon_\mu$ , S und  $\epsilon_y^P$  für verschiedene Wellen- und Seismographentypen

Wellentyp	Seismographentyp	n	$\overline{\delta Az}$ [°]	$\epsilon_\mu$ (90 %) [°]	S [°]	$\epsilon_y^P$ (90 %) [°]	$\epsilon_y^P$ (70 %) [°]
pP, pPP	B	33	+ 1,0	± 1,8	± 6,1	± 10,4	± 6,5
PP, PPP	C	22	+ 3,4	± 1,4	± 3,9	± 6,8	± 4,2
sP, PS	B	23	+ 1,7	± 2,3	± 6,4	± 11,2	± 6,9
sSP, SPP	C	18	+ 3,6	± 3,1	± 7,5	± 13,4	± 8,2
SKS, sSKS	B	16	+ 4,2	± 3,3	± 7,6	± 13,5	± 8,4
SKKS, PKS	C	17	+ 3,4	± 2,2	± 5,0	± 9,0	± 5,5

## Azimutbestimmungen aus LSW nach P

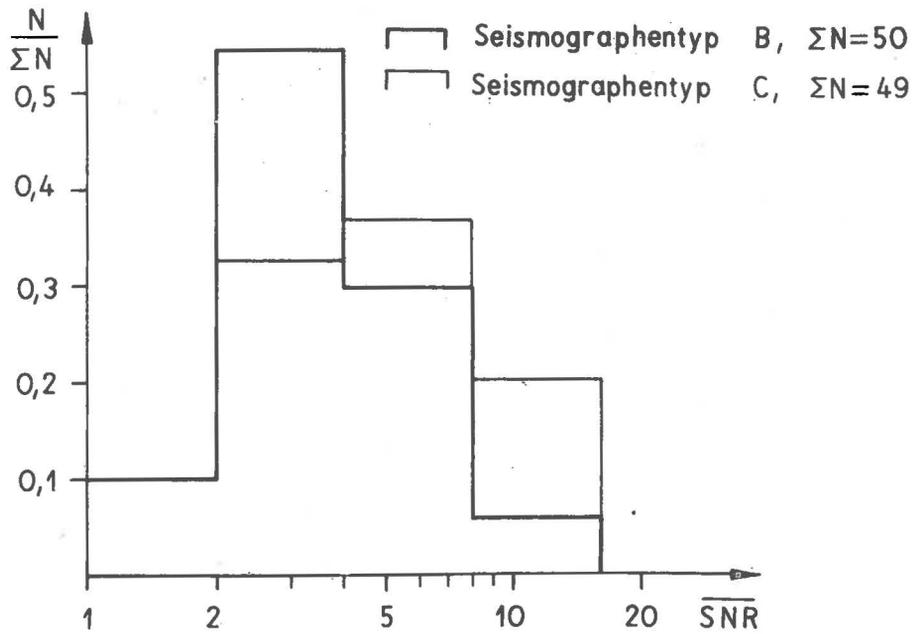


Abb. 35. Verteilung der relativen Häufigkeiten von  $\overline{SNR}$  für Azimutbestimmungen aus longitudinalen Scheinwellen nach P

## Azimutbestimmungen aus LSW nach P

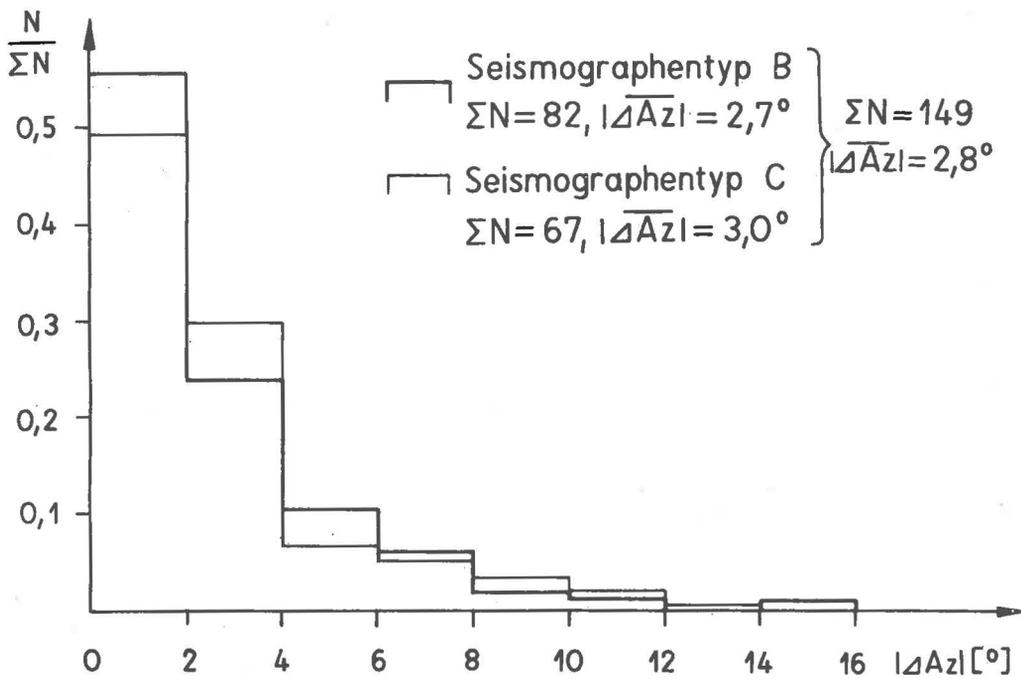


Abb. 36. Verteilung der relativen Häufigkeiten von  $|\Delta Az|$  für Azimutbestimmungen aus longitudinalen Scheinwellen nach P

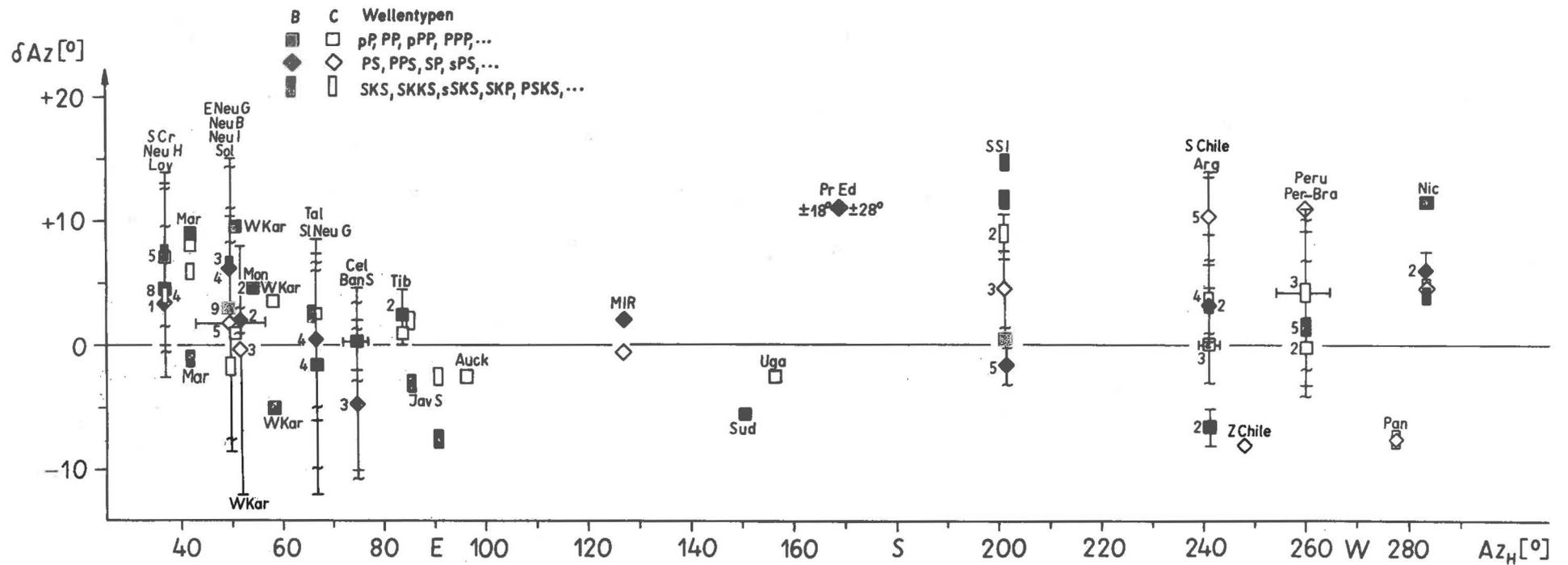


Abb. 37. Fehler der Azimutbestimmungen aus LSW nach P für Beben aus verschiedenen Regionen. Die Ergebnisse sind für Registrierungen der Seismographen vom Typ B und C sowie für verschiedene Wellentypen getrennt dargestellt (s. Legende). Die Fehlerintervalle sind wie in Abb. 27 gekennzeichnet

Es ist deshalb erlaubt, ohne wesentlichen Verlust an Informationen über die Größe der systematischen Fehler alle  $\delta Az$  ohne Berücksichtigung des Seismographen- und Wellentyps in gemeinsamen Stichproben für verschiedene Azimutintervalle zusammenzufassen (Abb. 38 und Tab. 25). Die Azimutabhängigkeit der  $\overline{\delta Az}$  stimmt qualitativ mit der überein, die für Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ C erhalten

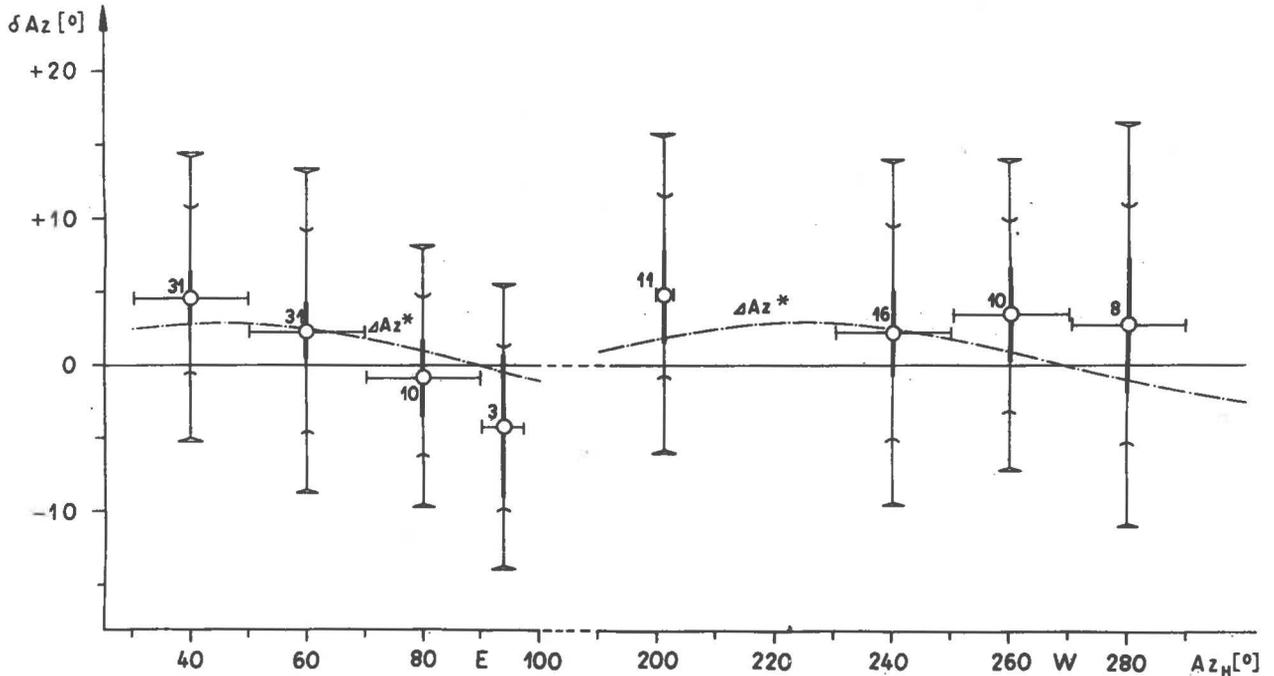


Abb. 38. Mittlere Fehler  $\overline{\delta Az}$  der Azimutbestimmungen aus LSW nach P für verschiedene Herdazimutbereiche. Die Ergebnisse für Registrierungen der Seismographen vom Typ B und C wurden zusammengefaßt. Erläuterungen s. Abb. 32

wurde. Es ist deshalb nicht ausgeschlossen, daß sie zumindest teilweise durch Abstimmungsfehler der Seismographen vom Typ C bedingt ist, zumal in Abb. 38 die Kurve für den Fehler  $\Delta Az^*$  überall in den Bereich der 90%-Mutungsintervalle für  $\overline{\delta Az}$  fällt. Der Mittelwert der globalen Stichprobe für LSW nach P fällt in das 90%-Mutungsintervall des entsprechenden Mittelwerts für Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ C. Die Prognoseintervalle liegen zwischen denen, die für Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ B und C berechnet wurden (s. Tab. 21, 22 und 25). Berücksichtigt man darüber hinaus die in Tab. 24 zusammengefaßten Resultate, dann sind die zu erwartenden Fehler von Azimutbestimmungen aus LSW-Registrierungen nach P nicht größer als für Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Aufzeichnungen vom Typ B. Die Güte der erzielten Ergebnisse beweist, daß Wellen vom P- und SV-Typ in erster und für praktische Zwecke meist hinreichend genauer Näherung als Wellen angesehen werden können, die in der vertikalen Ausbreitungsebene polarisiert sind.

Tab. 25. Azimutbestimmung aus LSW nach P.  $\overline{\delta Az}$ ,  $\epsilon_{\mu}$ , S und  $\epsilon_y^P$  für verschiedene Azimutintervalle ohne Berücksichtigung des Wellen- und Seismographentyps

Az <sub>H</sub> -Intervall [°]	n	$\overline{\delta Az}$	$\epsilon_{\mu}$ (90 %)	S	$\epsilon_y^P$ (90 %)	$\epsilon_y^P$ (70 %)
30 bis 50	31	+ 4,6	± 1,8	± 5,7	± 9,9	± 6,2
50 bis 70	31	+ 2,3	± 2,0	± 6,5	± 11,1	± 6,9
70 bis 90	10	- 0,8	± 2,7	± 4,6	± 8,9	± 5,3
200 bis 203	11	+ 4,8	± 3,1	± 5,7	± 10,8	± 6,5
230 bis 250	16	+ 2,2	± 2,8	± 6,5	± 11,7	± 7,2
250 bis 270	10	+ 3,4	± 3,2	± 5,4	± 10,5	± 6,3
270 bis 290	8	+ 2,7	± 4,5	± 6,8	± 13,6	± 8,0
30 bis 290	145	+ 2,9	± 0,9	± 6,4	± 10,7	± 6,4

Das in der bekannten Literatur für Einzelstationen beschriebene Ortungsverfahren unter Verwendung der Laufzeitdifferenz S - P und des aus P-Wellen ermittelten Azimuts ist nur bis zu Epizentralentfernungen von ca. 100° anwendbar. Aus den hier beschriebenen Ergebnissen zur "fitting the chart"-Methode und zur Azimutbestimmung aus LSW nach P folgt, daß auch Beben in Epizentralentfernungen  $D > 100^\circ$  im Mittel mit der gleichen Genauigkeit geortet werden können (s. Tab. 27). Ein Vergleich mit den von G. RICHTER [44] veröffentlichten Ergebnissen zur Azimutbestimmung aus LSW nach P zeigt darüber hinaus, daß die hier angewandte Methode nicht nur einfacher und schneller, sondern auch wesentlich genauer ist. Übereinstimmend ergaben aber die Untersuchungen für die Station Moxa und durch G. RICHTER für die Station Stuttgart positive und von Null signifikant verschiedene Mittelwerte. Nimmt man an, daß in beiden Fällen die systematischen Abweichungen nicht durch Abstimmungsfehler der Seismographen bedingt sind, dann läßt die gute Übereinstimmung beider Mittelwerte nichtlokale Ursachen für die Drehung der Polarisationssebene vermuten. Vor einer fruchtbaren Diskussion der relativ kleinen systematischen Azimutfehler aus LSW-Registrierungen müssen durch Kontrolleichungen für den Seismographentyp C die Größe des möglichen Abstimmungsfehlers bestimmt sowie durch umfangreicheres und qualitativ besseres Meßmaterial die Streuung der  $\delta Az$  herabgesetzt werden. Darüber hinaus sind analoge Azimutbestimmungen an anderen Stationen mit stark abweichenden Krustenbedingungen und Wellenwegen erforderlich. Im Augenblick ist lediglich eine vorläufige Diskussion möglicher Ursachen der außerordentlich großen systematischen Fehler von Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ A sinnvoll. Damit beschäftigt sich der folgende Abschnitt.

### 3.2.3. Zu möglichen Ursachen der systematischen Fehler von Azimutbestimmungen aus P-Wellen-Registrierungen vom Typ A

An der Station Pasadena wurden für  $t > 1,5$  s nach dem Ersteinsatz deutliche Unterschiede zwischen den scheinbaren Ankunftsrichtungen lang- und kurzperiodischer Pn-Wellen beobachtet (Abb. 22). PHINNEY und SMITH [41] führen sie auf seitlich ein-

gestrahlte Wellen zurück, die an lateralen Krusteninhomogenitäten im Stationsbereich gestreut werden. Eine analoge Deutung ist für die an der Station Moxa beobachteten Azimutfehler wenig wahrscheinlich, da sich bereits die aus den Amplituden  $Y_1$  bestimmten Azimute für kurz- und langperiodische P-Wellen häufig signifikant unterscheiden. Dennoch führten Plausibilitätsbetrachtungen zu der Annahme, daß die systematischen Azimutfehler kurzperiodischer P-Wellen mit dem Krustenaufbau im stationsnahen Bereich zusammenhängen müssen. Um die Richtigkeit dieser Überlegungen zu prüfen, sind entweder Vergleichsmessungen mit Dreikomponentenregistrierungen an anderen Stationen oder Azimutbestimmungen mit Hilfe eines Stationsarrays erforderlich. Ein kurzperiodischer Dreikomponentensatz arbeitet z. Z. nur in Moxa. Deshalb berechnete der Verfasser für das schiefwinklige Stationsdreieck Moxa - Collm - Berggießhübel ein Diagramm, das es gestattet, bei bekanntem Verhältnis der Laufzeitdifferenz Moxa - Berggießhübel ( $\Delta t_{M-B}$ ) und Moxa - Collm ( $\Delta t_{M-C}$ ) unter Berücksichtigung des Vorzeichens der Laufzeitunterschiede sofort eindeutig das Azimut des seismischen Herds bezüglich Moxa zu bestimmen. Für dieses Array gilt die Beziehung

$$(39) \quad \tan Az = 0,2213 \frac{3,356 \Delta t_{M-B} - \Delta t_{M-C}}{1,681 \Delta t_{M-C} - \Delta t_{M-B}} .$$

Die Abweichung zwischen dem nach (39) berechneten und dem graphisch bestimmten Azimut ist nicht größer als  $\pm 0,3^\circ$ . Eine Stichprobe für das Azimutintervall  $30^\circ < Az_H < 90^\circ$  ergab  $\overline{\delta Az} = -0,9^\circ$ . Der Wert ist nicht signifikant von Null verschieden. Der entsprechende mittlere Fehler von Azimutbestimmungen aus Dreikomponentenregistrierungen vom Typ A beträgt dagegen  $\overline{\delta Az} = -16,4^\circ$ . Die Verdrehung der Ankunftsrichtung der P-Wellen gegen das wahre Herdazimut erfolgt also weder im Herdgebiet noch entlang des Wellenwegs im tieferen und oberen Erdmantel, sondern erst im Krusten- oder obersten Mantelbereich der Station Moxa.

Harmonisch mit dem Herdazimut verteilte Azimutfehler von maximal  $18^\circ$  wurden von NIAZI [38], OTSUKA [39] sowie ELLIS und BASHAM [17] für teleseismische P-Wellen in den Weststaaten der USA beobachtet. Sie deuteten diese als ein Ergebnis der Refraktion an geneigten ebenen Schichten. Das Modell einer um 15 bis  $20^\circ$  geneigten M-Diskontinuität bzw. die Kombination von mäßig geneigter Moho mit darunterliegender, steil zum Pazifik hin einfallender Grenzfläche ergaben eine befriedigende Übereinstimmung von theoretisch erwarteten und beobachteten Azimutfehlern. Für das Territorium der südlichen DDR liegen fast alle neueren Tiefenangaben für die M-Diskontinuität zwischen 27 und 29 km (JUNGE [34], SCHUHMANN und OESBERG [48]). Sowohl regionale als auch lokale Neigungen der Moho in der erwähnten Größe sind für den varistisch gefalteten Gebirgskomplex ebensowenig wahrscheinlich wie die Annahme einer markanten, steil einfallenden Geschwindigkeitsdiskontinuität unterhalb der Moho. Auch läßt sich die in Abb. 39 und 40 dargestellte unsymmetrische Verteilung der positiven und der negativen Azimutfehler nicht durch Refraktion der einfallenden Wellen an geneigten ebenen Krustendiskontinuitäten erklären. Es ist jedoch denkbar, daß die Oberfläche des granitischen Tiefenkörpers, der nach WATZNAUER [53] wahrscheinlich das gesamte thüringisch-vogtländische Zwischengebirge unterlagert, eine kompliziertere Gestalt mit lokalen Neigungen von mehr als  $10^\circ$  aufweist und für die unsymmetrische Verteilung der Azimutfehler verantwortlich ist. Im Gebiet von Auma, ca. 20 km ostnordöstlich von Moxa, wurden ein deutliches gravimetrisches Minimum [25, 35] sowie eine Anomalie der elektrischen Längsleitfähigkeit [58] nachgewiesen. In Richtung auf diese Anomalien, die sicherlich mit einer tektonischen Aufwölbung im Zusammenhang ste-

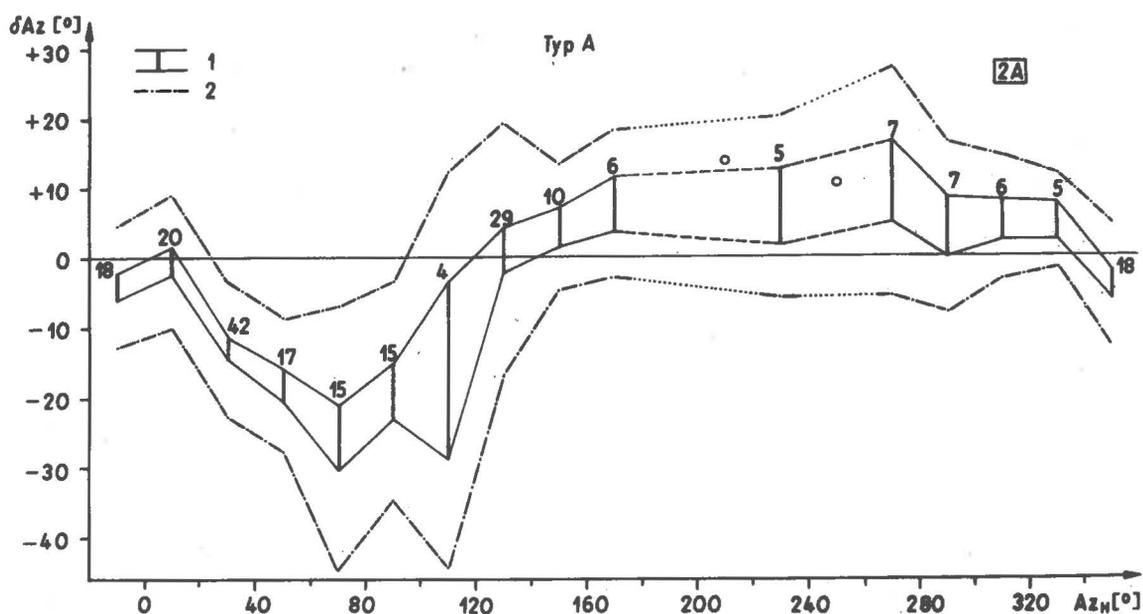


Abb. 39. Fehler von Azimutbestimmungen aus den Doppelamplituden kurzperiodischer P-Welleneinsätze in Abhängigkeit von  $Az_H$ . Den Mittelwerten  $\overline{\delta Az}$  liegt im Vergleich zu Abb. 30 eine erheblich größere Anzahl von Auswertungen zugrunde. Sie unterscheiden sich jedoch nicht signifikant von den  $\overline{\delta Az}$  der Azimutbestimmungen aus dem Amplitudenverhältnis  $Y_{1E}/Y_{1N}$ . 1: 90%-Mutungsintervall für den Mittelwert  $\overline{\delta Az}$ , 2: Grenze des 90%-Prognoseintervalls für  $\delta Az$

hen, werden die größten Azimutfehler beobachtet. WATZNAUER [53, 54] vermutet im Untergrund einen größeren Granitstock bzw. tiefsitzenden Pluton (Batholith). Die bisher in der Literatur geäußerten Vorstellungen über den Pluton von Auma gestatten jedoch keine eindeutige Entscheidung über dessen Streichen, Einfallen, Größe und Form (Kugel, Ellipsoid, Stock, Lakkolith, Batholith) [19, 25, 30, 31, 35, 53, 54]. Eine Interpretation der für die Station Moxa erhaltenen systematischen und frequenzabhängigen Azimutfehler auf der Grundlage der Refraktionshypothese unter Berücksichtigung komplizierter Neigungs- und Schichtungsverhältnisse sowie des möglichen Einflusses der Wellenbeugung an den Konturen eines geologischen Störkörpers von der Größenordnung der Wellenlängen ist z. Z. noch nicht möglich. Sie würde umfangreiche theoretische und modellseismische Untersuchungen erfordern und den Rahmen der vorliegenden Arbeit übersteigen. Zusammenfassend ergibt sich, daß die signifikanten Fehler unserer Azimutbestimmungen aus Registrierungen kurzperiodischer P-Wellen durch strukturelle Ursachen im Bereich des Untergrundes der Station Moxa bedingt sind. Die bisherigen Ergebnisse lassen erwarten, daß gezielte Untersuchungen der Polarisation bzw. Ankunftsrichtung von P-Wellen als Funktion der Zeit und Frequenz eine zusätzliche und bisher kaum genutzte Möglichkeit zur Erkundung der Struktur von Kruste und oberem Mantel bieten. Es erscheint deshalb dem Verfasser sinnvoll, die Bestimmung und Auswertung systematischer Azimutfehler in Zukunft methodisch und experimentell zu vervollkommen. Dazu würden gehören:

- a) Entwicklung geeigneter Analog-Digital-Registrierungen und die Anwendung von elektronischen Rechnern zur routinemäßigen Rekonstruktion der räumlichen Teilchenbewegung in verschiedenen Zeit- und Frequenzintervallen,
- b) theoretische und modellseismische Untersuchungen zur Refraktion in dünnen Schichten und an nichtebenen, geneigten Geschwindigkeitsdiskontinuitäten (Mulden, Sätteln u. ä.) sowie

- c) theoretische und modellseismische Untersuchungen zur Beugung seismischer Wellen an festen Störkörpern mit Lineardimensionen in der Größenordnung der Wellenlängen und Untersuchung der Polarisation der Interferenzwellen.

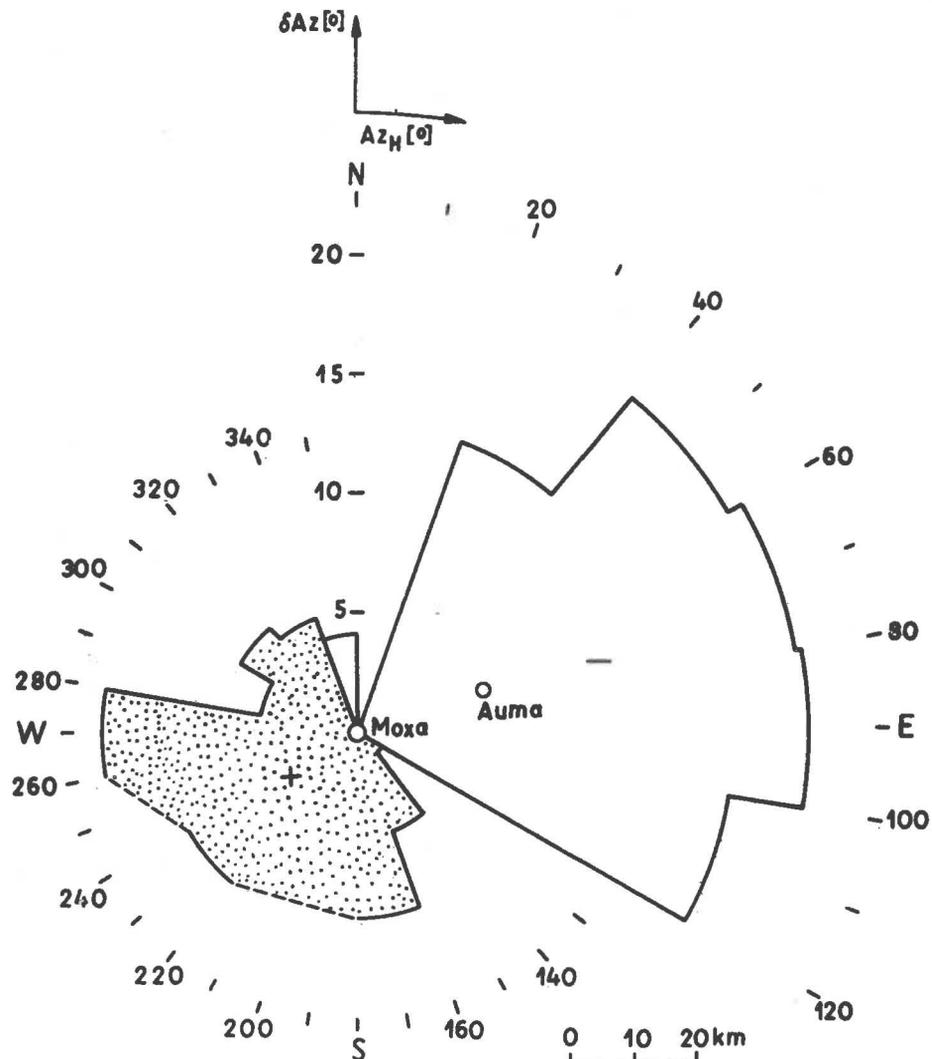


Abb. 40. Azimutale Verteilung der mittleren Fehler  $\overline{\Delta Az}$  von Azimutbestimmungen aus den Doppelamplituden kurzperiodischer P-Welleneinsätze in Registrierungen vom Typ A

Im folgenden Abschnitt sollen die Ergebnisse zur Entfernungs- und Azimutbestimmung nach der 1-Stations-Methode unter dem Gesichtspunkt der Ortungsgenauigkeit gemeinsam diskutiert werden.

### 3.3. Praktische Ergebnisse und Möglichkeiten der Ortung seismischer Ereignisse aus Dreikomponentenregistrierungen

#### 3.3.1. Auswertung der bisherigen Ergebnisse

Vom Verfasser wurden ohne vorherige Kenntnis irgendwelcher Herdparameter oder Korrekturwerte 45 Beben im Bereich  $3^\circ < D < 150^\circ$  für Pressemeldungen geortet. Spätere

Vergleiche mit den Ergebnissen der Rechenzentren zeigten, daß die Bebenregionen stets richtig und die Herdentfernungen mit einem mittleren Fehler von nur 70 km angegeben wurden. Diese Genauigkeit ist für aktuelle Meldungen und vorläufige Auswertungen hinreichend.

Für seismische Ereignisse aus fünf Herdgebieten wurden aus unseren D- und Az-Bestimmungen die Koordinaten der Epizentren berechnet. Ihr Abstand  $\Delta$  zu den vom USCGS angegebenen Epizentren, im folgenden als Ortungsfehler bezeichnet, ergibt sich aus (10). Die gleichen Rechnungen wurden nach Korrektur der mittleren Fehler unserer D- und Az-Bestimmungen wiederholt. Die nach der Korrektur erhaltenen Ortungsfehler  $\Delta_{\text{korr}}$  sind für viele Fragestellungen bereits ausreichend klein, um aktuelle Registrierungen noch vor Erscheinen der Rechenergebnisse der Welt Datenzentren in wissenschaftliche Spezialauswertungen einbeziehen zu können. Die mittleren Ortungsfehler verringern sich durch Berücksichtigung der oben angegebenen Korrekturen bis auf 1/7 (Tab. 27). Die ebenfalls angegebenen Prognoseintervalle für  $\delta D$  und  $\delta Az$  ge-

Tab. 27. Mittlere Fehler von Ortungen nach der 1-Stations-Methode vor und nach Korrektur der D- und Az-Bestimmungen

Herdgebiet	n	$\bar{D}$	Methode	$\bar{\Delta}$	$\bar{\Delta}_{\text{korr}}$	Bemerkungen
Osttürkei	5	23°	$D_{S-P}$ und Az aus P (Typ B)	2,7°	1,2°	MPV > 5,2
Semipalatin- tinsk	10	41°	$D_{PP-P}$ und Az aus P (Typ A)	7,2°	2,3°	MPV > 5,6
Nevada	5	81°	$D_{PP-P}$ und Az aus P (Typ A)	7,5°	1,1°	MPV > 5,6
Neuguinea Neubritan- nien, Neu- irland	7	124°	$D_{\text{int}}$ und Az aus LSW nach P	4,2°	1,9°	MPPV > 6,1
Neue Hebriden	5	140°	$D_{\text{int}}$ und Az aus LSW nach P	4,0°	2,4°	MPPV > 6,4

statten darüber hinaus die Abschätzung der Sicherheit einer Ortung. Dabei ist zu beachten, daß bei Azimutbestimmungen aus sehr deutlichen Aufzeichnungen ( $\overline{\text{SNR}} > 8$ ,  $|\Delta Az| < 2^\circ$ ) bereits den 70%-Prognoseintervallen eine mittlere Sicherheitswahrscheinlichkeit von 80 bis 90 % zukommt. Bei stark gestörten Registrierungen ( $\overline{\text{SNR}} < 3$ ,  $|\Delta Az| > 10^\circ$ ) sind dagegen die angegebenen Sicherheitswahrscheinlichkeiten um 10 bis 20 % zu groß. Die Fehler von D-Bestimmungen sind weniger stark vom SNR abhängig. Eine über die Genauigkeit der D- und Az-Bestimmungen hinausgehende Präzisierung der Ortsangabe ist in einigen Fällen durch Beachtung regionaler Besonderheiten der Bebengebiete möglich (s. o.).

An dieser Stelle ist ein Vergleich mit der Ortungsgenauigkeit der amerikanischen und englischen Großarrays interessant. Das Yellowknife-Array der Britischen Atomenergiekommission besteht aus zwei orthogonalen, je 18 km langen und mit je 10 Vertikal-seismometern besetzten Profilen. Der mittlere quadratische Fehler der Epizentren, die von diesem Array bestimmt werden, beträgt nach [57] im Bereich  $20^\circ < D < 100^\circ$  etwa 400 km. Er verringert sich bei Berücksichtigung regionaler u. a. Korrekturen auf 150 km. Für das US-amerikanische LASA-Array (long aperture seismic array), das aus 21 Unterarrays mit je 25 Seismometern besteht, wird im gleichen Bericht eine Ortungsgenauigkeit von einigen 100 km angegeben. Diese Ergebnisse sind nicht besser als die hier nach der 1-Stations-Methode erreichten ( $S = \pm 270$  km). Ein Vorteil der Großarrays aber ist es, daß Herdentfernung und Azimut aus der horizontalen Scheingeschwindigkeit seismischer Wellen bestimmt werden. Das ermöglicht Ortungen auch bei schwachen Signalen und fehlenden Einsätzen nach P mit etwa gleichbleibender Genauigkeit. Die Ortungsgenauigkeit von Arrays, die mit kurzperiodischen Seismographen ausgerüstet sind, läßt jedoch im Gegensatz zur beschriebenen 1-Stations-Methode für  $D > 100^\circ$  stark nach, da im Bereich des Kernschattens von P selten Einsätze von kurzperiodischen Wellen mit geringer horizontaler Scheingeschwindigkeit beobachtet werden. Sind die Stationen dagegen mit langperiodischen Seismographen ausgerüstet, dann erhält man unter Verwendung späterer Einsätze auch nach dieser Methode für  $D > 100^\circ$  relativ genaue Azimute (SAVARENSKIJ u. a. [47]). Für P-Wellen jedoch sind die in [47] angegebenen Resultate wesentlich schlechter als unsere Ergebnisse zur Azimutbestimmung aus langperiodischen P-Wellen-Aufzeichnungen der Station Moxa. Diese Vergleiche demonstrieren die mögliche Leistungsfähigkeit der 1-Stations-Methode bei der Ortung teleseismischer Ereignisse.

### 3.3.2. Möglichkeiten zur Automatisierung von Ortungen nach der 1-Stations-Methode

Ortungen nach der 1-Stations-Methode können weitgehend automatisiert und beschleunigt werden, falls geeignete analoge oder digitale Magnetbandregistrierungen und elektronische Rechner zur Verfügung stehen. So kann das Azimut direkt von einem Bildschirm oder Schreibpapier mit geeigneter Gradteilung abgelesen werden, wenn man die Produkte  $Z \cdot N$  und  $Z \cdot E$  bildet und die ihren Integralwerten äquivalenten Spannungssignale auf die Platten eines Oszillographen gibt. Da bei diesem Verfahren außerdem alle Arten isotroper Bodenunruhe sowie elliptisch und horizontal polarisierte Stör- und Nutzsignale völlig unterdrückt werden, eignet es sich auch zur Feststellung sehr schwacher, von den genannten Signalformen überdeckter kohärenter Raumwellensignale vom P- und SV-Typ. Ist  $Az$  bekannt, dann lassen sich durch eine Achsenrotation die Longitudinalkomponente  $L$  und die Transversalkomponente  $T$  der horizontalen Teilchenbewegung trennen. Durch die Operation  $L \cdot Z$  können dann die longitudinalen Scheinwellen eindeutig in P-, SV- und LR-polarisierte Wellen aufgespalten werden. Phasendeutung, Einsatzzeit- und Distanzbestimmung sind dadurch wesentlich erleichtert. Die verschiedenen Prozeßtechniken beschreibt BORMANN in [9].

#### 4. Zusammenfassung der Ergebnisse

Eine wichtige Voraussetzung für die Einschätzung von Meßergebnissen ist die Kenntnis der Genauigkeit der angewandten Registrier- und Auswertemethoden. Entsprechende, aus seismologischen Beobachtungen abgeleitete Angaben gab es bisher für die Station Moxa nicht.

Bei Ortungen nach der 1-Stations-Methode müssen die seismologischen Standard-Routineverfahren der Registrierung und Auswertung komplex angewendet werden. Durch statistische Vergleiche mit den Ortungsergebnissen der Welt Datenzentren kann man die Genauigkeit der zugrunde liegenden Modellvorstellungen überprüfen. Allerdings sind auch die Herdangaben der Welt Datenzentren, die unter Verwendung des transversal-isotropen Geschwindigkeitsmodells von JEFFREYS und BULLEN berechnet werden, oft mit systematischen Fehlern behaftet. Diese sind gerade so gerichtet, daß vom Modell abweichende Geschwindigkeiten der P-Wellen im Bereich des Bebenherdes und bedingt auch des tieferen Wellenweges nicht bemerkt werden. Dagegen zeigt sich in einer globalen Stichprobe für die Laufzeitresiduen der P-Wellen der Einfluß eines von den mittleren Stationsbedingungen abweichenden Geschwindigkeitsprofils im Bereich einer Station am deutlichsten, falls berechnete Herddaten teleseismischer Beben zugrunde gelegt werden. Aus unseren Daten kann auf normale P-Wellen-Geschwindigkeiten im Untergrund der Station Moxa geschlossen werden.

Die Epizentralentfernung  $D$  wird bei der 1-Stations-Methode aus der Laufzeitdifferenz identifizierter Welleneinsätze ermittelt. Die Auswahl geeigneter Methoden der  $D$ -Bestimmung erfolgte unter Beachtung des Charakters der Laufzeitkurven und der relativen Auswertehäufigkeiten seismischer Raumwellenphasen in Registrierungen der Station Moxa.

$D$ -Bestimmungen aus der Laufzeitdifferenz  $PP - P$  sind relativ ungenau, doch oft die einzige Möglichkeit zur Entfernungsbestimmung nach der 1-Stations-Methode. Es ergaben sich signifikante Abhängigkeiten der Laufzeitfehler von  $PP$  und damit auch der Entfernungsfehler vom Krustentyp des Reflexionsgebietes. Ihnen entsprechen relativ niedrige seismische Geschwindigkeiten im Bereich junger Faltengebirge sowie erhöhte Geschwindigkeiten im Bereich kontinentaler Schilde und unter ozeanischen Tiefseebecken. Es konnte weiterhin gezeigt werden, daß die allgemein verfrühte, starke subozeanische Reflexion von  $PP$  durch die relativ niedrigen Wellengeschwindigkeiten im Krustenbereich ozeanischer Rücken soweit verzögert wird, daß sich die entsprechenden Laufzeitfehler ebenso wie für  $PP$ -Reflexionen unter Flachmeer- und Inselgebieten nicht signifikant von denen kontinentaler  $PP$ -Reflexionen unterscheiden.

Analoge Abhängigkeiten konnten für  $SS$ -Reflexionen nicht nachgewiesen werden. Es ist möglich, daß die infolge Totalreflexion der Scherwellenenergie am Ozeanboden zu erwartende Laufzeitverkürzung durch den Einfluß der Low-velocity-Zone im Mittel kompensiert wird. Der Fehler korrigierter  $D$ -Bestimmungen aus  $SS - P$  ist im Intervall  $14^\circ < D < 110^\circ$  mit einer mittleren Sicherheitswahrscheinlichkeit von 70 % kleiner als  $\pm 1,0^\circ$ .

Die genauesten Entfernungsbestimmungen nach der 1-Stations-Methode ermöglichen für  $D < 100^\circ$  die Laufzeitdifferenz  $S - P$  und für  $100^\circ < D < 170^\circ$  die "fitting

the chart"-Methode. Berücksichtigt man bei der Berechnung von  $D$  nach diesen beiden Methoden die für verschiedene Herdgebiete und Entfernungsbereiche angegebenen mittleren Fehler mit umgekehrtem Vorzeichen als Korrekturwerte, dann sind die 70%-Prognoseintervalle für  $\delta D$  in den meisten Entfernungsbereichen kleiner als  $\pm 0,7^\circ$ . Sie sind nie größer als  $\pm 1,1^\circ$ .

Bei Ortungen nach der 1-Stations-Methode ist es üblich, das Azimut aus dem Amplitudenverhältnis der horizontalen Verschiebungskomponenten der P-Wellen zu bestimmen. Das ist nur bis  $D$  ca.  $100^\circ$  möglich. Um Beben im gesamten teleseismischen Bereich orten zu können, wurde die Eignung verschiedener Wellen zur Azimutbestimmung untersucht. Es ergab sich, daß longitudinale Scheinwellen nach P Ergebnisse von gleicher Güte liefern wie Azimutbestimmungen aus langperiodischen P-Wellen. Die Fehler der korrigierten Azimute sind mit einer mittleren Sicherheitswahrscheinlichkeit von 70 % kleiner als  $\pm 6^\circ$ , bei sehr deutlichen Registrierungen ( $\overline{\text{SNR}} > 8$ ) sogar kleiner als  $\pm 4^\circ$ . Die Genauigkeit der erzielten Ergebnisse ist ein Beweis dafür, daß Wellen vom P- und SV-Typ tatsächlich in erster und für praktische Zwecke meist hinreichend genauer Näherung als Wellen angesehen werden können, die in der vertikalen Ausbreitungsebene polarisiert sind.

Die Azimutfehler zeigen keine signifikante Abhängigkeit vom Herdgebiet, wohl aber vom Herdazimut und von der Periode der seismischen Wellen. Sie sind am größten für Azimutbestimmungen aus kurzperiodischen P-Wellen im Intervall  $30^\circ < \text{Az}_H < 100^\circ$  ( $\overline{\delta \text{Az}} \approx -16^\circ$ ). Es konnte nachgewiesen werden, daß die Ursache dieser Fehler im Bereich des Untergrundes der Station Moxa liegen muß. Die beobachtete azimutale Verteilung der Fehler läßt sich nicht als Ergebnis der Refraktion der P-Wellen an einer geneigten ebenen Krustendiskontinuität deuten. Im Falle komplizierterer Neigungs- und Schichtungsverhältnisse kann jedoch Refraktion als Ursache der beobachteten Azimutfehler nicht ausgeschlossen werden. Als Erklärung kommt u. U. auch ein Beugungseinfluß des nordwestlich von Moxa vermuteten Plutons von Auma in Betracht, falls dieser als WSWlich einfallender, tiefreichender stockförmiger Störkörper ausgebildet ist und seine Querschnittsdimensionen zwischen ca. 10 und 30 km liegen.

Berücksichtigt man die für verschiedene Herdgebiete sowie Intervalle von  $D$  und  $\text{Az}_H$  angegebenen Korrekturen, dann verringert sich der mittlere Ortungsfehler bis auf  $1/7$ . Die Genauigkeit der Ortungen nach der 1-Stations-Methode entspricht dann etwa der, die für große Stationsarrays in der Literatur [57] angegeben wird. Sie kann durch Berücksichtigung regionaler Besonderheiten der seismischen Wellen sowie der Bebenverteilung oft noch weiter verbessert werden.

Es ist mir ein aufrichtiges Bedürfnis, Herrn Prof. Dr. habil. H. STILLER für die Stellung des Themas und die Förderung der Arbeit durch wertvolle Hinweise bei der Anfertigung des Manuskriptes sowie Herrn Dr. H. NEUNHÖFER für zahlreiche fruchtbare Diskussionen und Anregungen zu danken. Herrn Dr. habil. Chr. TEUPSER danke ich für seine Auskünfte über die Seismographen der Station Moxa und die Einschätzung der Aufzeichnungseffekte. Ein ganz besonders herzlicher Dank gilt auch allen Angehörigen des ZIPE, die an den umfangreichen technischen Arbeiten beteiligt waren.

Literaturverzeichnis

- [1] ADAMS, R.D.; RANDALL, M.I. The fine structure of the earth core.  
Bull. Seis. Soc. Am. 54 (1964) 5, S. 1299 - 1313
- [2] ALEXIS, I.; MEI, S.I. The amplitude ratio PP/P, as recorded by Galitzin Seismographs.  
Bull. Seis. Soc. Am. 33 (1943) 3, S. 149 - 195
- [3] ARCHANGEL'SKIJ, V.T.; u.a. Apparatura i metodika nabljudenij na sejsmičeskich stancijach SSSR.  
Moskau: Izdat. Akad. Nauk SSSR 1962, 176 Seiten
- [4] ARONVIČ, Z.I.;  
VIL'KOVIČ, E.V.;  
DOLGOPOLOV, D.V. Amplitudnye charakteristiki sejsmografa pri nestacionarnych vhodnyh signalach i ocenka pogrešnostej, svjazannyh s primeneniem amplitudnyh charakteristik dlja stacionarnych garmoničeskich kolebanij. Analiz sejsmičeskich nabljudenij na elektronnyh mašinach.  
Vyčislitel'naja sejsmologija, Vypusk 1. Moskva: Izdat. "Nauka" 1966, S. 73 - 91
- [5] BANERJE, K.N. Contribution of the initial motions of the seismometer and galvanometer in the response characteristics of electromagnetic seismographs.  
Technol. Calcutta 3 (1958) 1, S. 4 - 32
- [6] BANERJE, K.N. Response characteristics of electromagnetic seismographs.  
Proc. nat. Inst. Sci. India 26 (1960) 4, Part A, Phys. Sci., S. 348 - 354
- [7] BELOUSOV, V.V. Zemnaja kora i verchnjaja mantija okeanov.  
Moskva: Izdat. "Nauka" 1968, 255 S.
- [8] BOLT, B.A. Estimation of PKP travel times.  
Bull. Seis. Soc. Am. 58 (1968) 4, S. 1305 - 1324
- [9] BORMANN, P. Registrierung und Auswertung seismischer Ereignisse (Grundlagen, Stand und Entwicklungstendenzen).  
Veröff. d. Inst. f. Geodynamik Jena, Heft 1.  
Berlin: Akademie-Verlag 1966, 158 S.
- [10] BORMANN, P. Aufzeichnungen longitudinaler Kernphasen an der Station Moxa und ihre Interpretation.  
Veröff. d. Inst. f. Geodynamik Jena, Reihe B, Seismologisches Bulletin 1965. Berlin: Akademie-Verlag 1967, S. 10 - 15
- [11] BORMANN, P. Untersuchung der Laufzeitresiduen von P-Wellen an der Station Moxa.  
Veröff. d. Inst. f. Geodynamik Jena, Reihe A, Heft 13 (1969), S. 44 - 57
- [12] BORMANN, P. A study of relative frequency distribution of travel-time residuals from P-wave observations at the station Moxa.  
Veröff. d. Inst. f. Geodynamik Jena, Reihe B, Seismological Bulletin Station Moxa 1966. Berlin: Akademie-Verlag 1969, S. 278 - 285

- [13] BORMANN, P. Einige Merkmale von seismischen Raumwellenein-  
sätzen und deren Berücksichtigung zur Verbesserung  
der Herdortung.  
Veröff. d. Inst. f. Geodynamik Jena, Reihe A,  
Heft 14 (1969), S. 21 - 32
- [14] BORMANN, P. A study of relative frequencies of body-wave onsets  
in seismic registrations of the station Moxa.  
Erscheint in: Seismological Bulletin Station Moxa  
1967. Berlin: Akademie-Verlag 1971
- [15] CARDER, D.S.; GORDON, D.W.; Analysis of surface foci travel times.  
JORDAN, I.N. Bull. Seis. Soc. Am. 56 (1966) 4, S. 815 - 840
- [16] COMRIE, L.I. The geocentric direction cosines of seismological  
observatories.  
London: Assoc. Adv. Sci. 1938
- [17] ELLIS, R.M.; BASHAM, P.W. Crustal characteristics from short period P-waves.  
Bull. Seis. Soc. Am. 58 (1968) 5, S. 1681 - 1700
- [18] EWING, W.M.; JARDETZKY, W.S.; Elastic waves in layered media.  
PRESS, F. New York: Mc Graw-Hill 1957
- [19] FANSELAU, G.; LANGE, G. Zur Profildeutung statischer Potentialfelder.  
Geophysik u. Geol. 14 (1969), S. 33 - 38
- [20] FEDOTOV, S.A.; SLAVINA, L.B. Ocenka skorostej prodol'nych voln v verchnej mantii  
pod severo-zapadnoj čast'ju Tichogo Okeana i Kam-  
čatkoj.  
Fizika Zemli (1968) 2, S. 8 - 31
- [21] GIBOWICZ, S.J. P-wave travel time residuals from the Alaskan  
aftershocks of 1964.  
Phys. Earth and planet. Interiors 2 (1970),  
S. 239 - 258
- [22] GOLITZYN, B. Bestimmung der Lage des Epizentrums eines Bebens  
aus den Angaben einer einzelnen seismischen Station.  
Abh. Bd. 3 (1907)
- [23] GOLITZYN, B. Sur la détermination de l'épicentre d'un  
tremblement de terre d'après les données d'une  
seule station sismique.  
C. R. Acad. Sci. Paris (1910), S. 1 - 5
- [24] GOLITZYN, B. Vorlesungen über Seismometrie.  
Leipzig: Teubner-Verlag 1914, 538 S.
- [25] GROSSE, S.; DELSNER, Ch.; Über die gravimetrische Vermessung des Vogtlandes  
BREMER, H. und des Erzgebirges.  
Z. angew. Geol. (1961) 7, S. 357 - 362
- [26] GUTENBERG, B. Grundlagen der Erdbebenkunde.  
Berlin: Verlag Gebr. Bornträger 1927, 190 S.
- [27] GUTENBERG, B.; RICHTER, C.F. On seismic waves 1.  
Gerlands Beitr. Geophysik 43 (1935), S. 56 - 133

- [28] GUTENBERG, B.; RICHTER, C.F. Magnitude and energy of earthquakes.  
Ann. Geofis. 9 (1956) 1, S. 1 - 15
- [29] HERRIN, E.; TAGGERT, I. Regional variations in Pn-velocity and their effects on location of epicenters.  
Bull. Seis. Soc. Am. 52 (1962) 5, S. 1657 - 1674
- [30] HERTWIG, G. Abschlußbericht über Gravimetermessungen im Gebiet Vogtland.  
Unveröffentlichter Arbeitsbericht des VEB Geophysik Leipzig, 1955
- [31] HERTWIG, G. Gravimetrie Ostthüringen.  
Unveröffentlichter Arbeitsbericht des VEB Geophysik Leipzig
- [32] HILLER, W. Über die Bestimmung des Azimuts von Fernbeben aus Oberflächenwellen.  
Gerlands Beitr. Geophysik 61 (1950) 4, S. 221 - 231
- [33] JEFFREYS, H.; BULLEN, K.E. Seismological tables.  
London: Brit. Assoc. Advanc. Sci. 1940 und 1948
- [34] JUNGE, Chr. Ergebnisse der am Geophysikalischen Observatorium Collm in den Jahren 1961 bis 1965 durchgeführten sprengseismischen Messungen.  
Veröff. Geophys. Inst. Karl-Marx-Univ. Leipzig 14 (1969) 3, S. 145 - 340
- [35] KALUSA Ergebnisbericht Ostthüringen.  
Unveröffentlichter Arbeitsbericht des VEB Geophysik Leipzig
- [36] KÁRNÍK, V.; u.a. Standardization of the earthquake magnitude scale.  
Stud. geophys. et geod., Prag 6 (1962), S. 41 - 48
- [37] KIRNOS, D.P. Nekotorye voprosy instrumental'noj sejsmologii.  
Trudy geofiz. Inst. Akad. Nauk SSSR, Moskva (1955)
- [38] NIAZI, M. Correction to apparent azimuth and travel-time gradients for a dipping Mohorovičić discontinuity.  
Bull. Seis. Soc. Am. 56 (1966) 2, S. 491 - 509
- [39] OTSUKA, M. Azimuth and slowness anomalies of seismic waves measured on the central California seismographic array. Part II: Interpretation.  
Bull. Seis. Soc. Am. 56 (1966) 3, S. 655 - 675
- [40] PFANZAGL, J. Allgemeine Methodenlehre der Statistik, Bd. II.  
Berlin: Sammlung Göschen 1968
- [41] PHINNEY, R.A.; SMITH, S.W. Processing of seismic data from an automatic digital recorder.  
Bull. Seis. Soc. Am. 53 (1963) 3, S. 549 - 562
- [42] RAITT, R.W. The crustal rocks, in: "The Sea".  
M.N. Hill, Interscience Publishers 1963, S. 85 - 102

- [43] RICHTER, Ch.F. Elementary Seismology.  
San Francisco: W.H. Freeman & Co. 1958, 768 S.
- [44] RICHTER, G. Die Ausrichtung der Transversaleinsätze von Erdbeben in Herddistanzen  $> 83^{\circ}$ .  
Veröff. d. Inst. f. Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena, Nr. 66 (1960), 72 S.
- [45] RÖWER, P. Laufzeitanomalien von P-Wellen, beobachtet an den Stationen Stuttgart und Strasbourg.  
Z. Geophysik 36 (1970), S. 105 - 109
- [46] SAWARENSKI, E.F.; KIRNOS, D.P. Elemente der Seismologie und Seismometrie.  
Berlin: Akademie-Verlag 1960, 512 S.
- [47] SAVARENSKIJ, E.F.; u.a. Opređenje azimuta epicentr po dannym trech blizkich stancij.  
Fizika Zemli (1969) 7, S. 106 - 111
- [48] SCHUHMAN, G.; OESBERG, R.-P. Beiträge zur Erkundung des tieferen Untergrundes des Thüringer Beckens durch Auswertung tiefer Reflexionen.  
Geophysik u. Geol. 9 (1966), S. 61-66
- [49] SYKES, L.R. The seismicity and the deep structure of island arcs.  
J. geophys. Res. 71 (1966) 12, S. 2981 - 3006
- [50] TEUPSER, Chr. Die Eichung und Prüfung von elektrodynamischen Seismographen.  
Freiberger Forschungshefte C 130. Berlin: Akademie-Verlag 1962
- [51] TEUPSER, Chr. Der neue Jenaer Horizontalseismograph HSJ-I.  
Veröff. d. Inst. f. Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena, Berlin: Akademie-Verlag (1964), S. 80 - 148
- [52] VESANEN, E. Über die typenanalytische Auswertung der Seismogramme.  
Ann. Acad. Sci. fenn. A III, 5 (1942)
- [53] WATZNAUER, A. Die erzgebirgischen Granitintrusionen. Kurt-Pietzsch-Festschrift.  
Geologie 3 (1954) 67, S. 688 - 706
- [54] WATZNAUER, A. Beiträge zur Kenntnis der varistischen Plutogenese. E.-Kraus-Festschrift.  
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenwesen u. Montangeol. (1960) 1, S. 62 - 76
- [55] WU, F.T.; HANNON, W.J. PP and the crustal structure.  
Bull. Seis. Soc. Am. 56 (1966) 3, S. 733 - 747
- [56] Abstracts of the Annual Meeting of the American Geophysical Union, April 1966. Symposium on the Longshot nuclear event.  
Trans. amer. geophys. Un. 47 (1966), S. 164 - 166

- [57] Seismic methods for monitoring underground explosions.  
Stockholm: SIPRI, Internat. Inst. f. Peace and Conflict Res. 1968, 130 S.
- [58] Mündliche Mitteilung (Porstendorfer, Thieme, Engelmann)