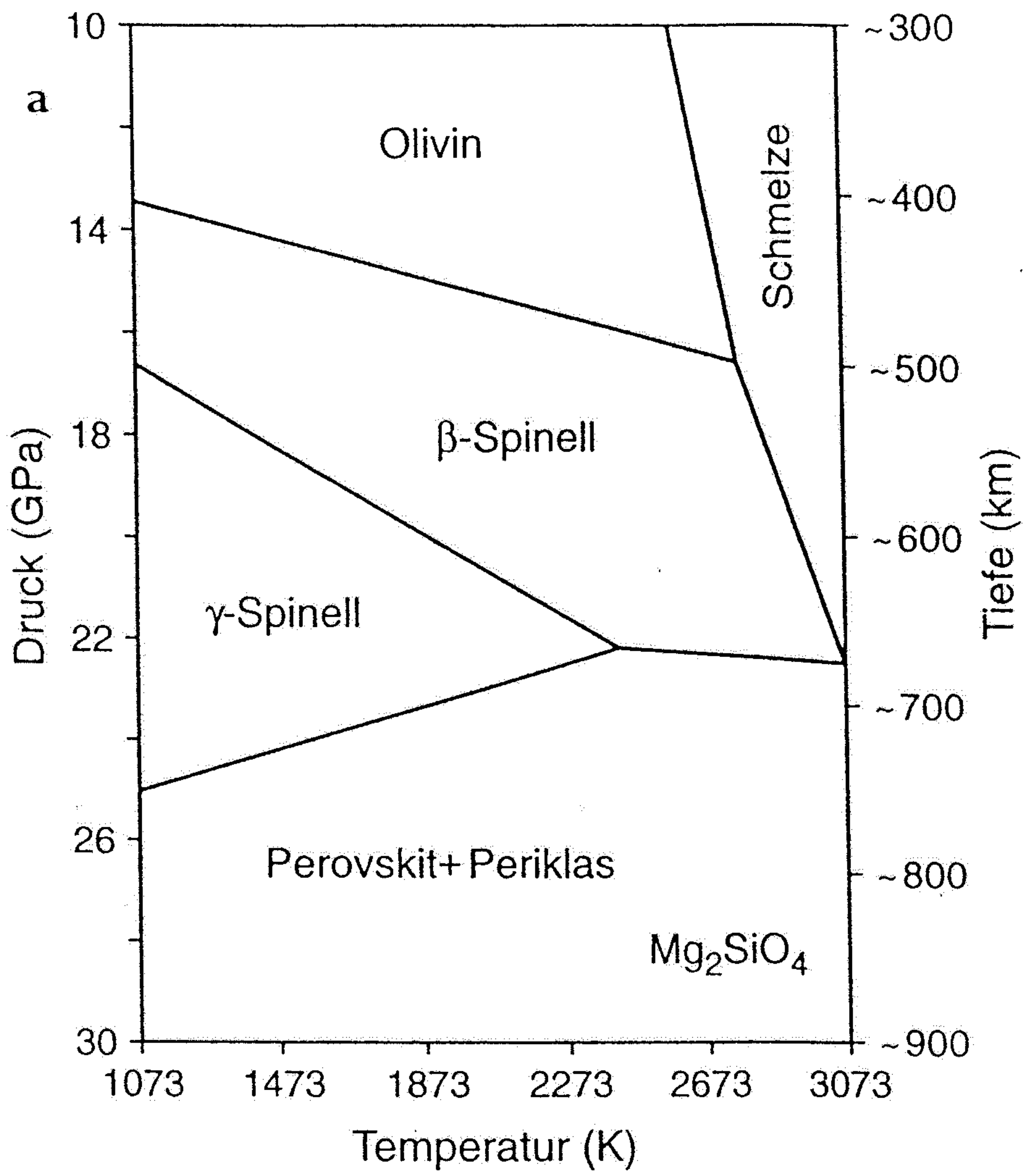
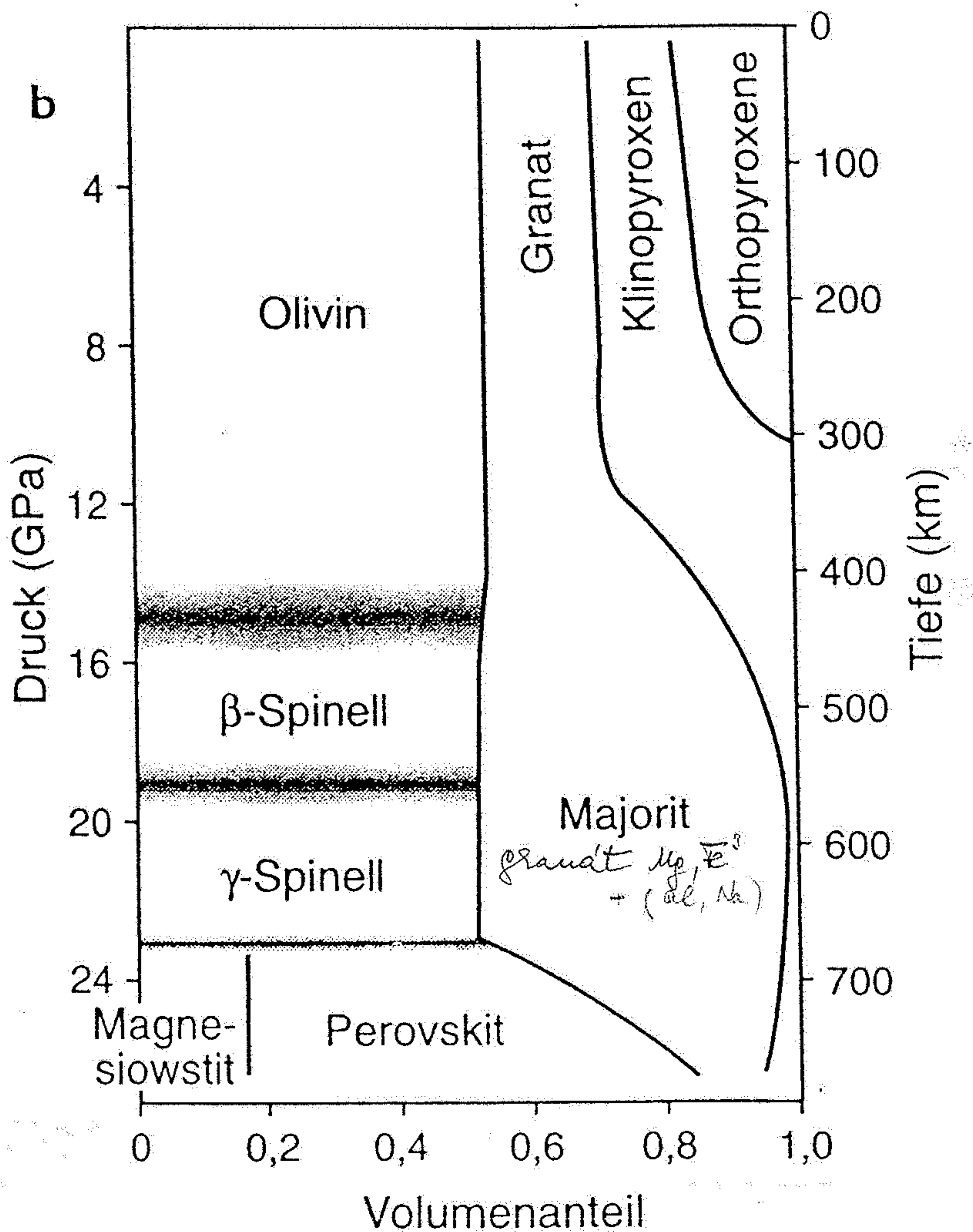


Abb. 9.11

a) Phasendiagramm von Mg_2SiO_4 unter den im Mantel herrschenden Drücken und Temperaturen (Phasendiagramme werden in Kap. 12 und in Kasten 13.1 erklärt). Olivin ist eine Mischkristallreihe mit dem Fe-reichen Endglied Fayalit und dem hier gezeigten Endglied Forsterit (vgl. Tab. 1.1) (nach FEI et al., 1990).



b) Angenommene volumetrisch-mineralogische Zusammensetzung des Erdmantels; grau-schattiert: Übergangszonen der Mg-, Fe-Silikate (siehe a) (aus PUTNIS, 1992, nach ITO & TAKAHASHI, 1987).



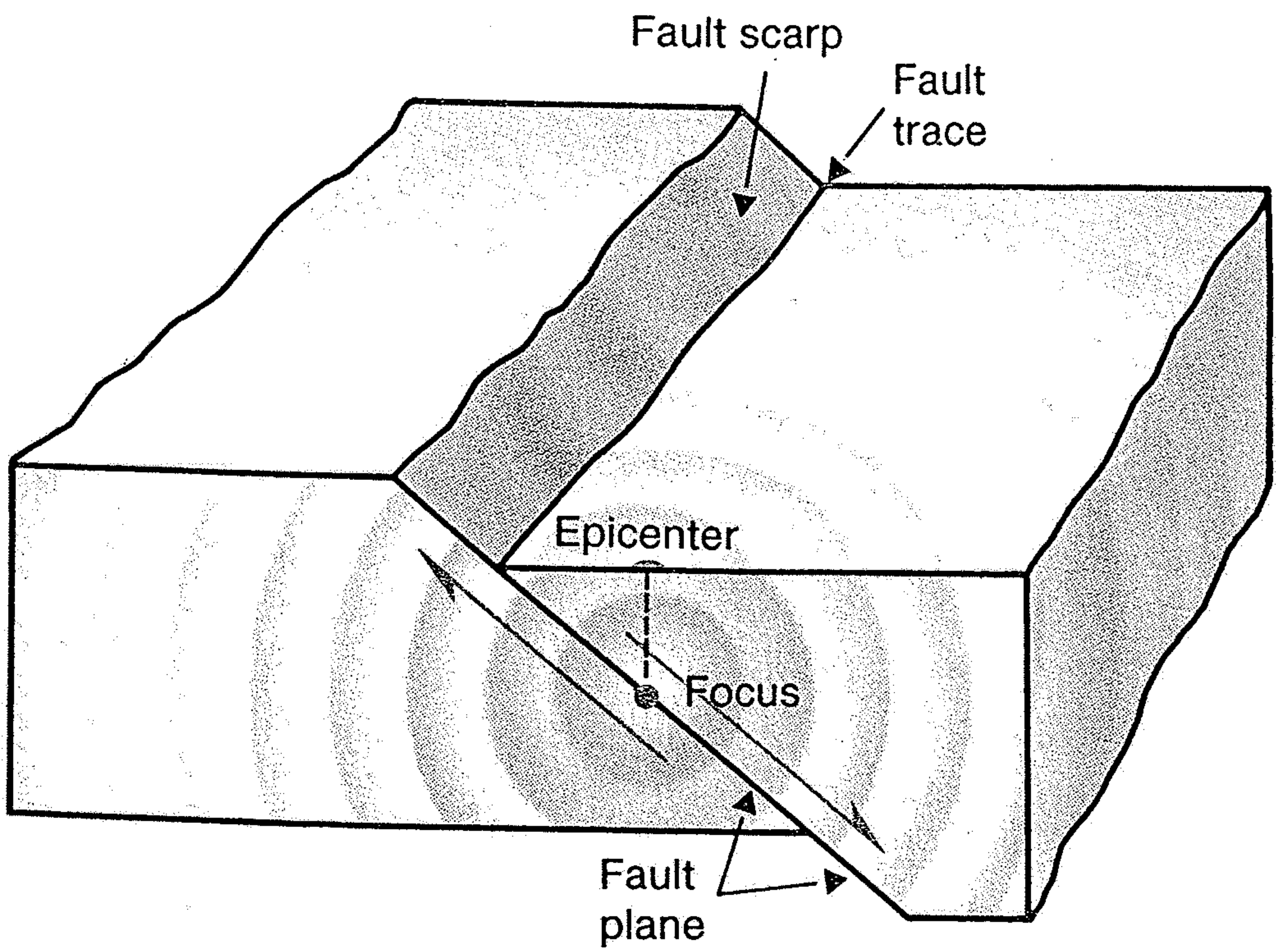


Figure 4.4 Simplified diagram of a fault, showing the focus, or hypocenter (point of first break along the fault), and the epicenter (point on surface directly above the focus). Seismic waves dissipate the energy released by the earthquake as they travel away from the fault zone. Fault scarp is cliff formed along the fault plane at ground surface; fault trace is the line along which the fault plane intersects the ground surface.

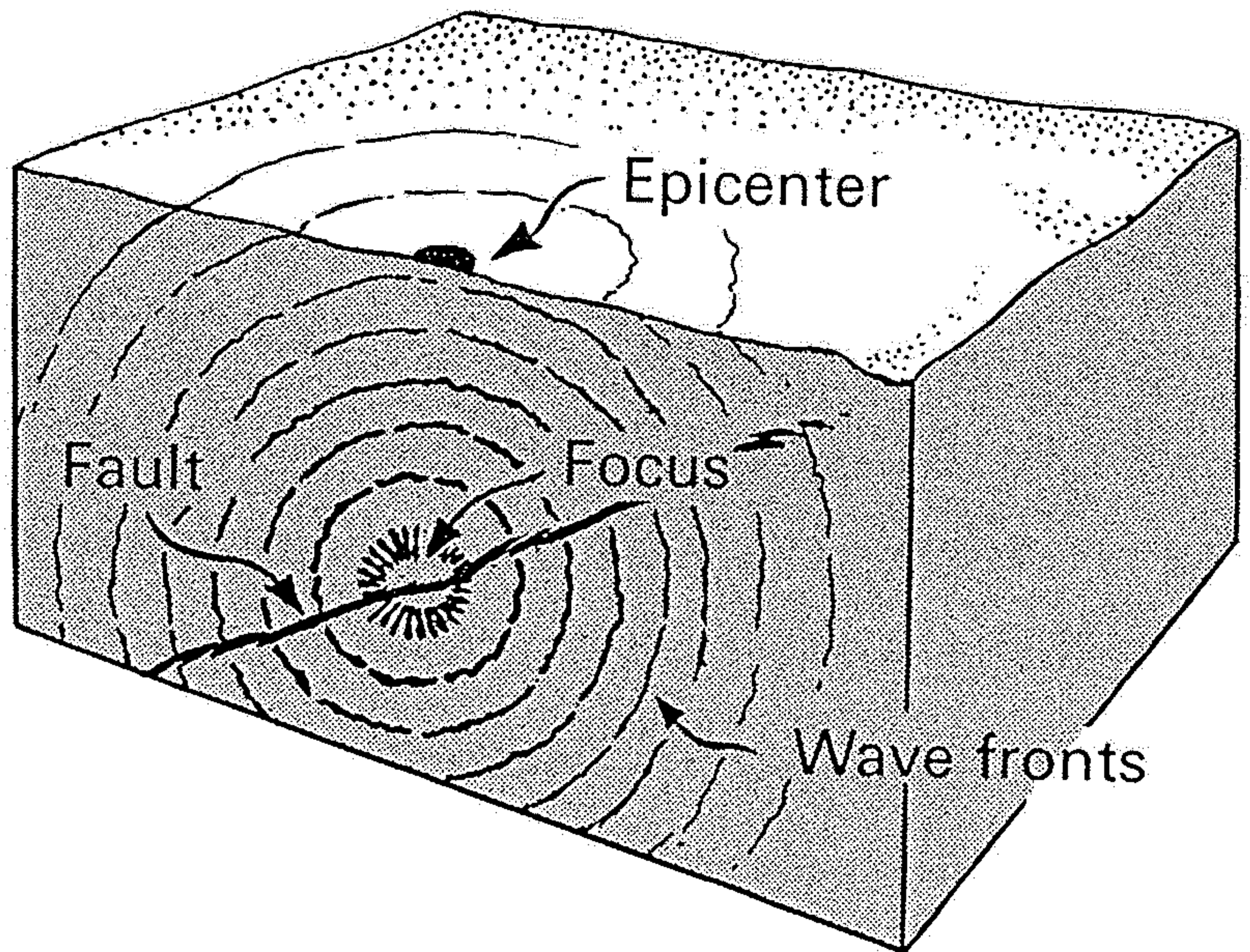
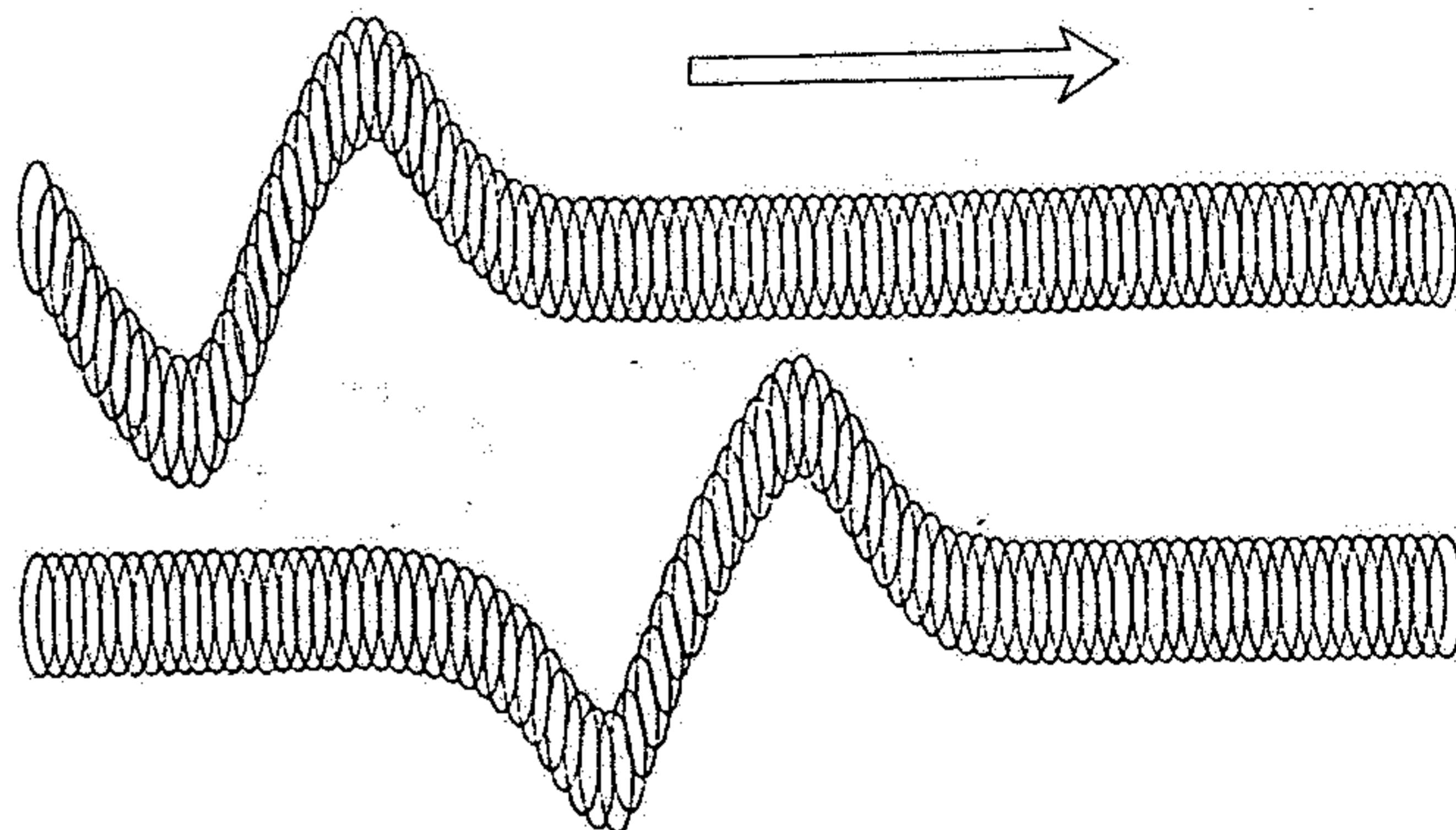
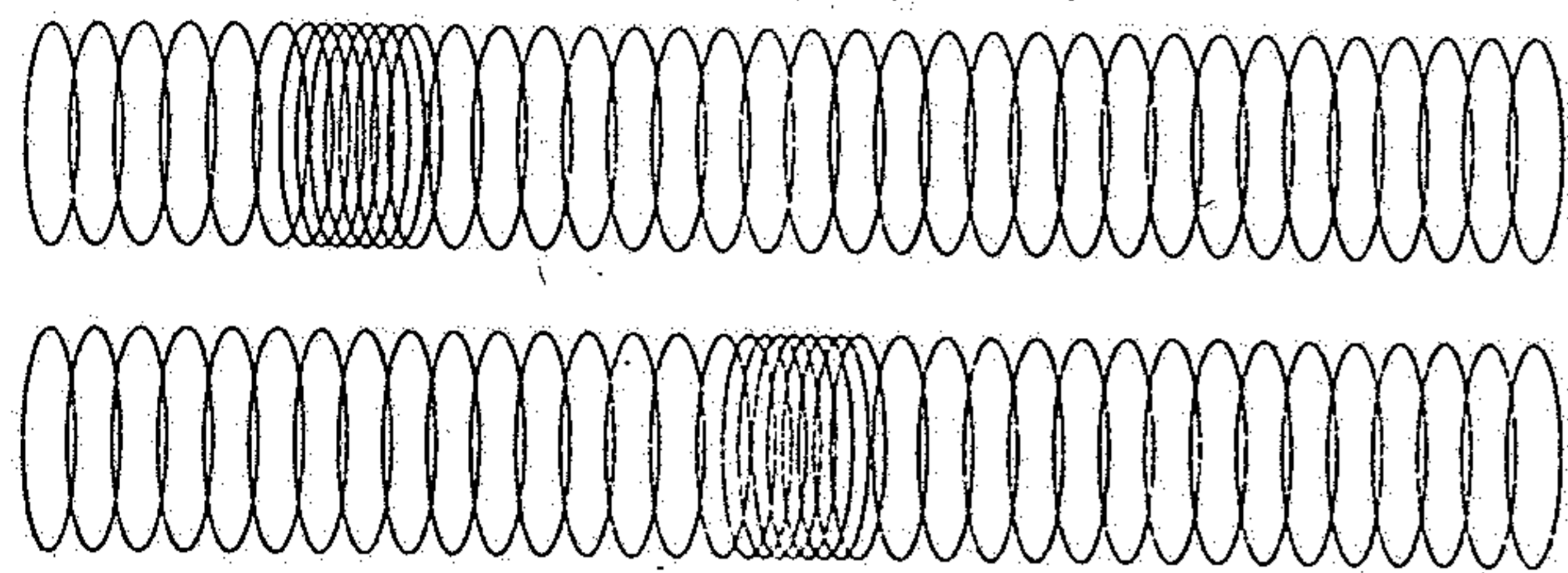
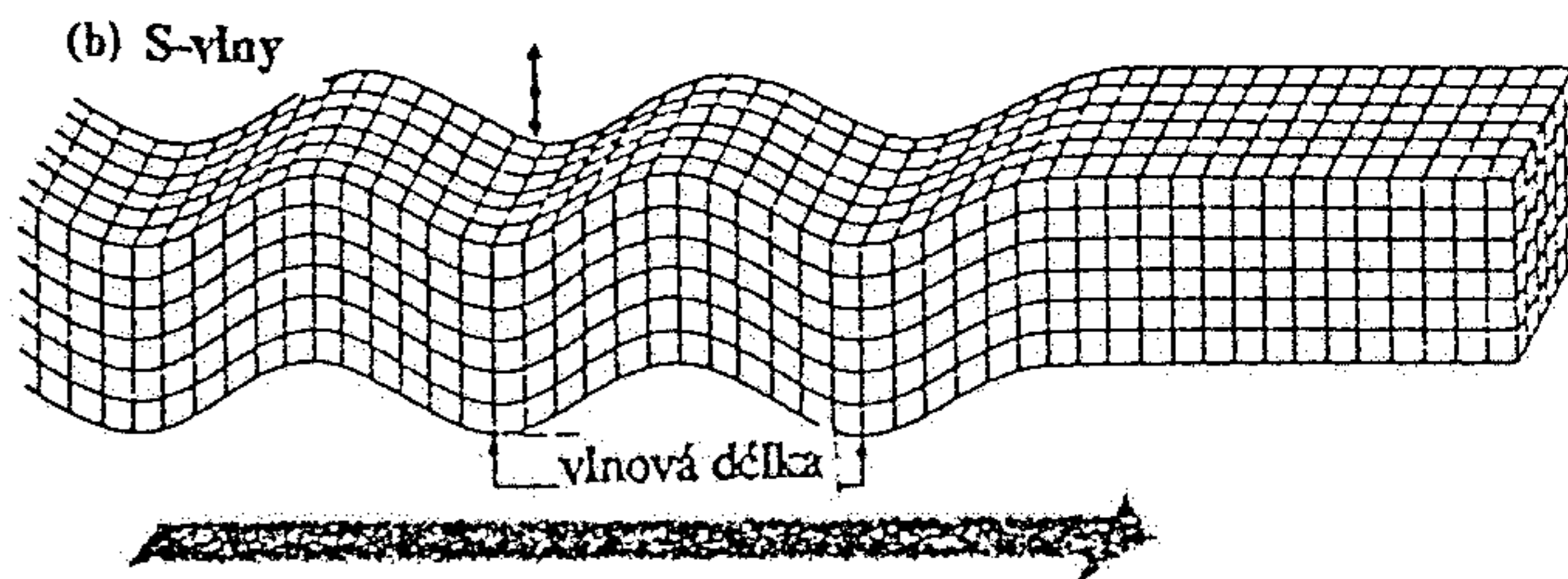
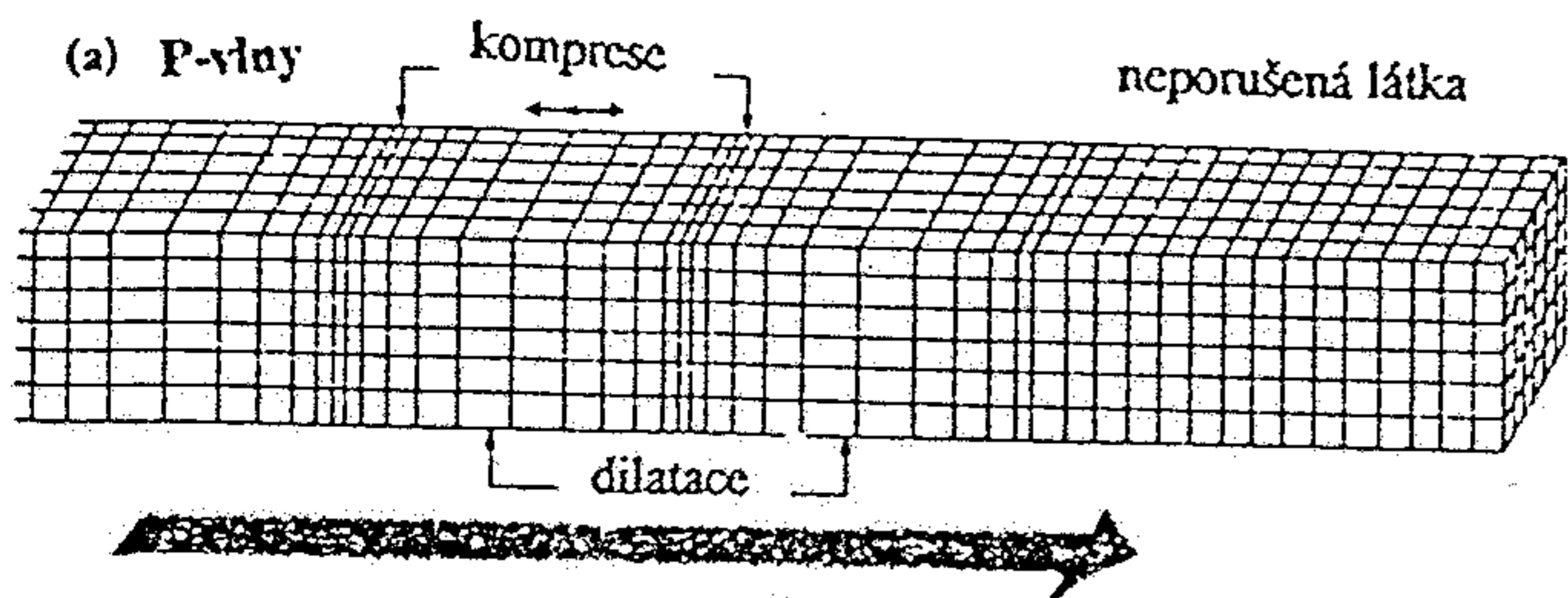
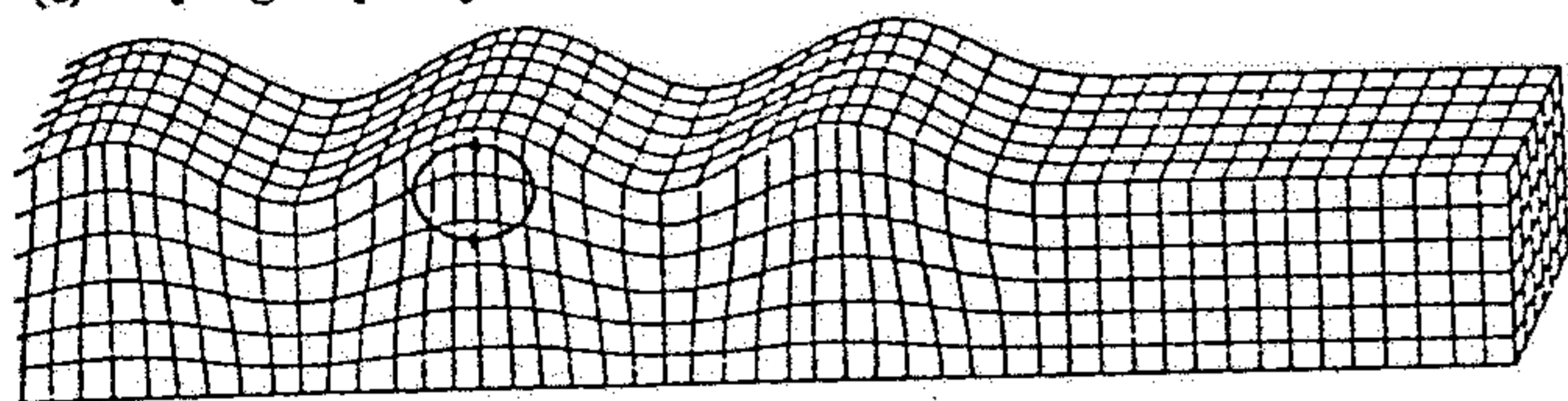


FIGURE 19-11

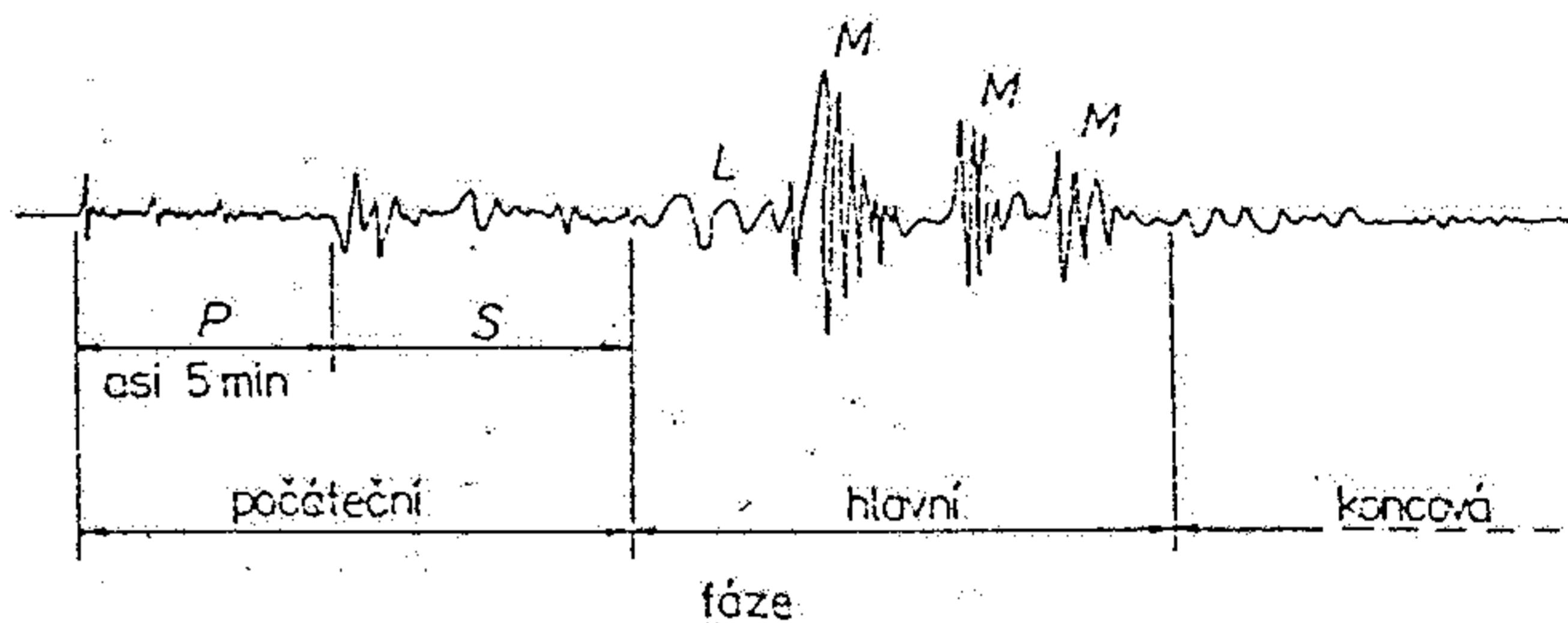
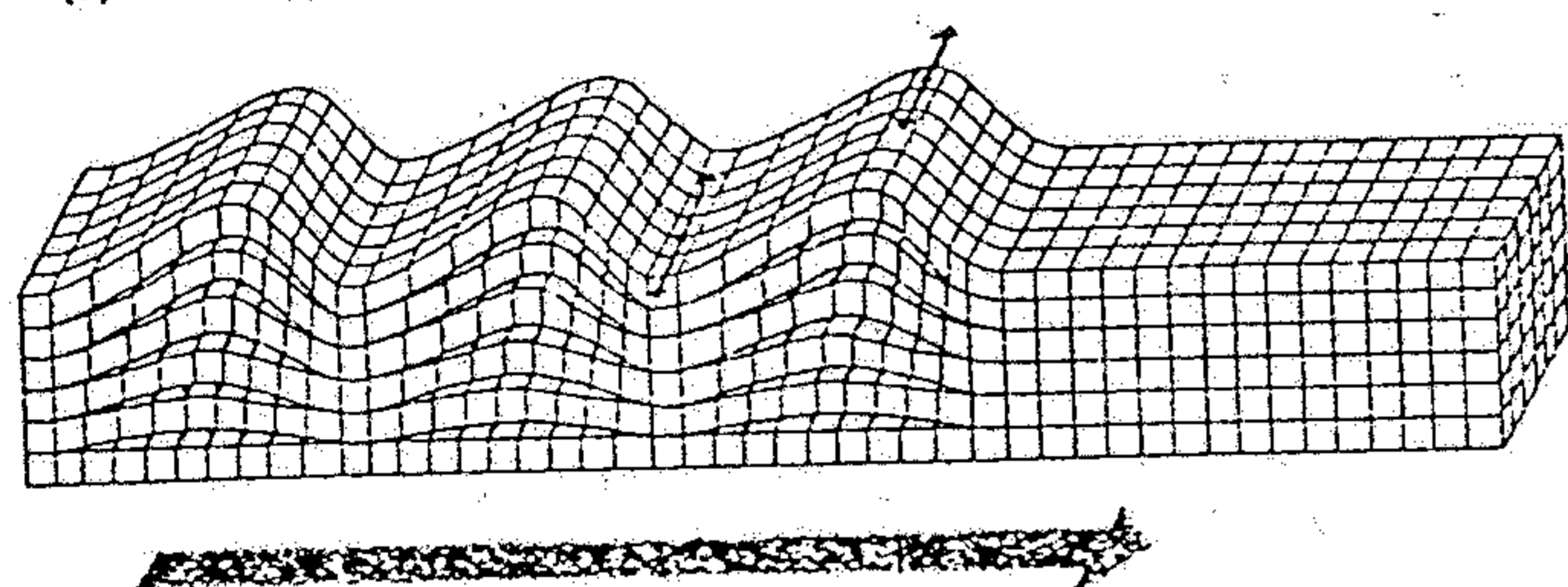
Diagram showing the positions of the focus and epicenter of an earthquake caused by local deep-seated movement on an inclined fault.



(c) Rayleighovy vlny



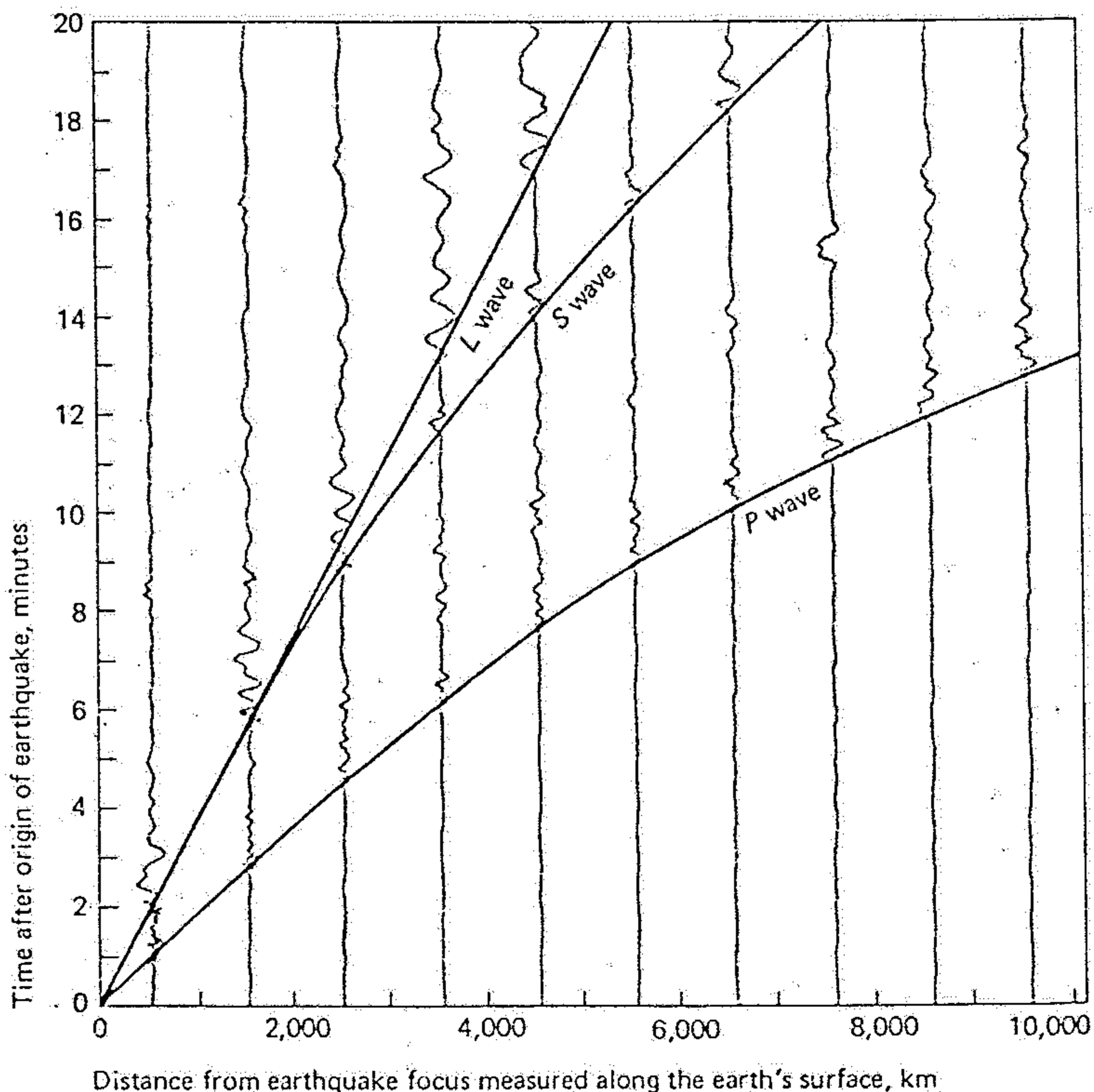
(d) Loveovy vlny

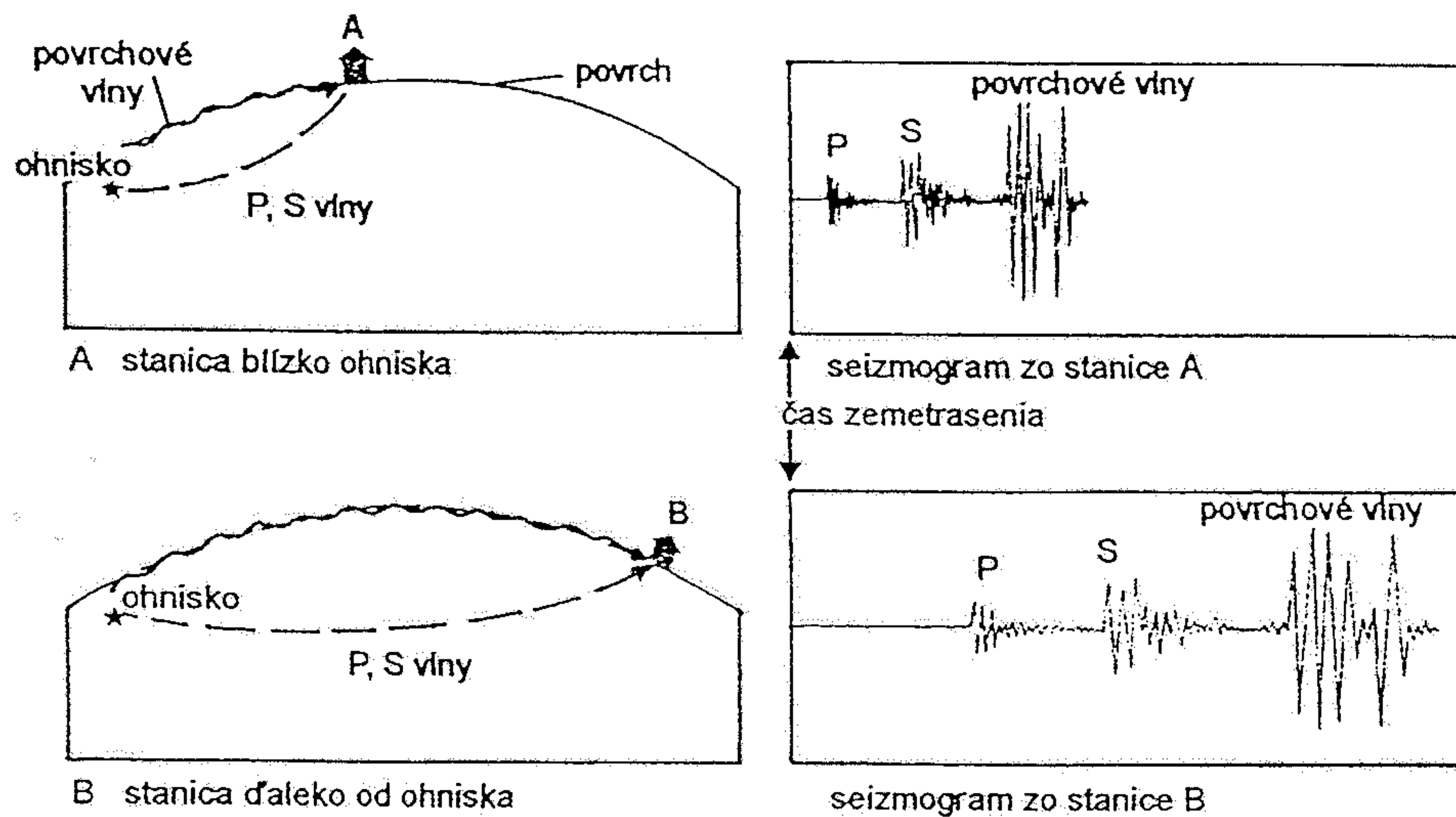


Obr. 309. Příklad seismogramu zemětřesení střední vzdálenosti. Po M. Pěče
 P – podélné vlny, S – příčné vlny, L – povrchové vlny, M – maxima

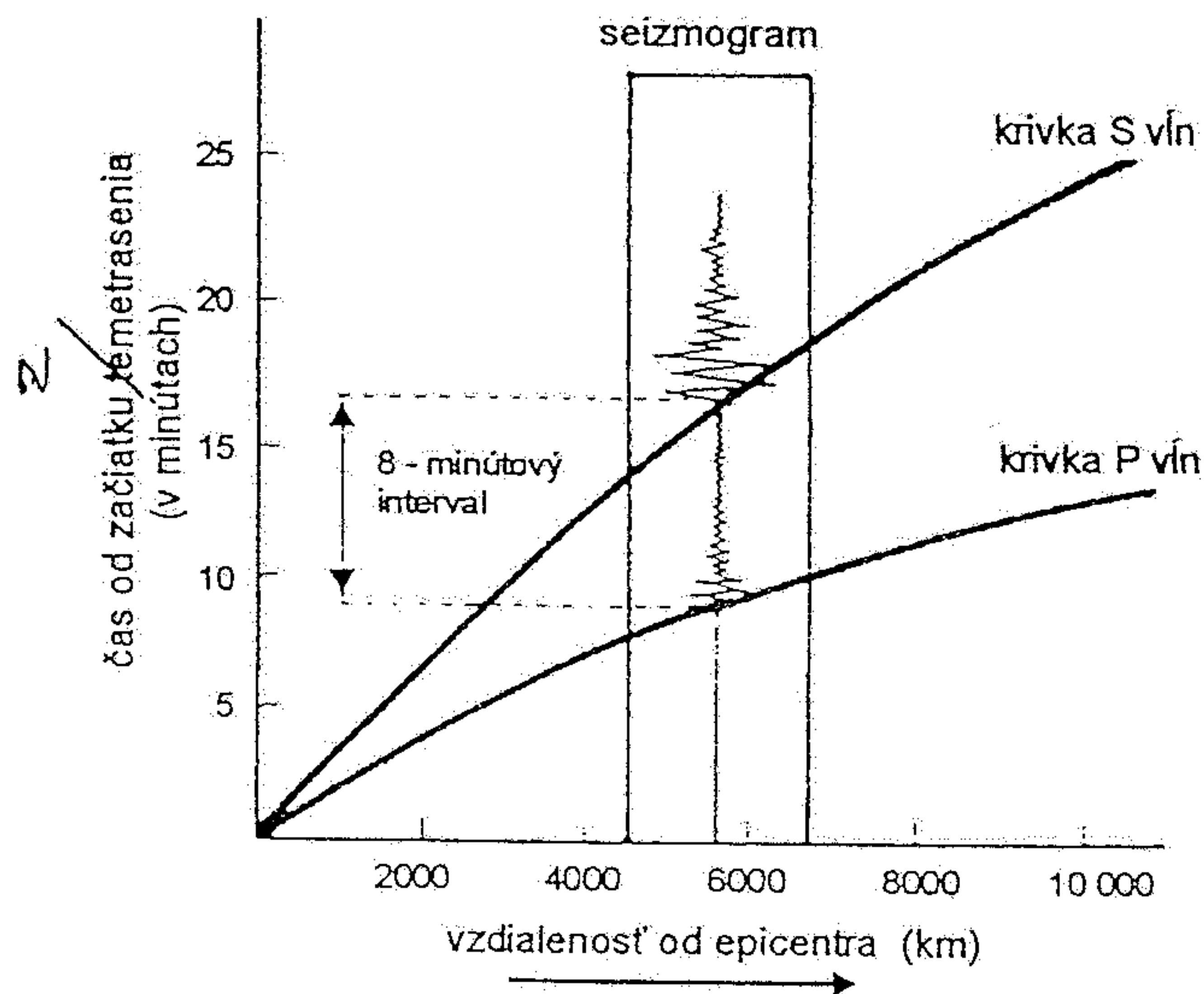
8.13

The three solid-color lines show the arrival times of the main P (compressional), S (shear), and L (surface) waves as a function of the surface distance from the earthquake focus to the seismometer. The curvature of the lines connecting the arrival times for the P and S waves shows that the waves are not following straight-line paths; instead the waves must be following curved paths that take them into higher-velocity layers deeper in the earth.

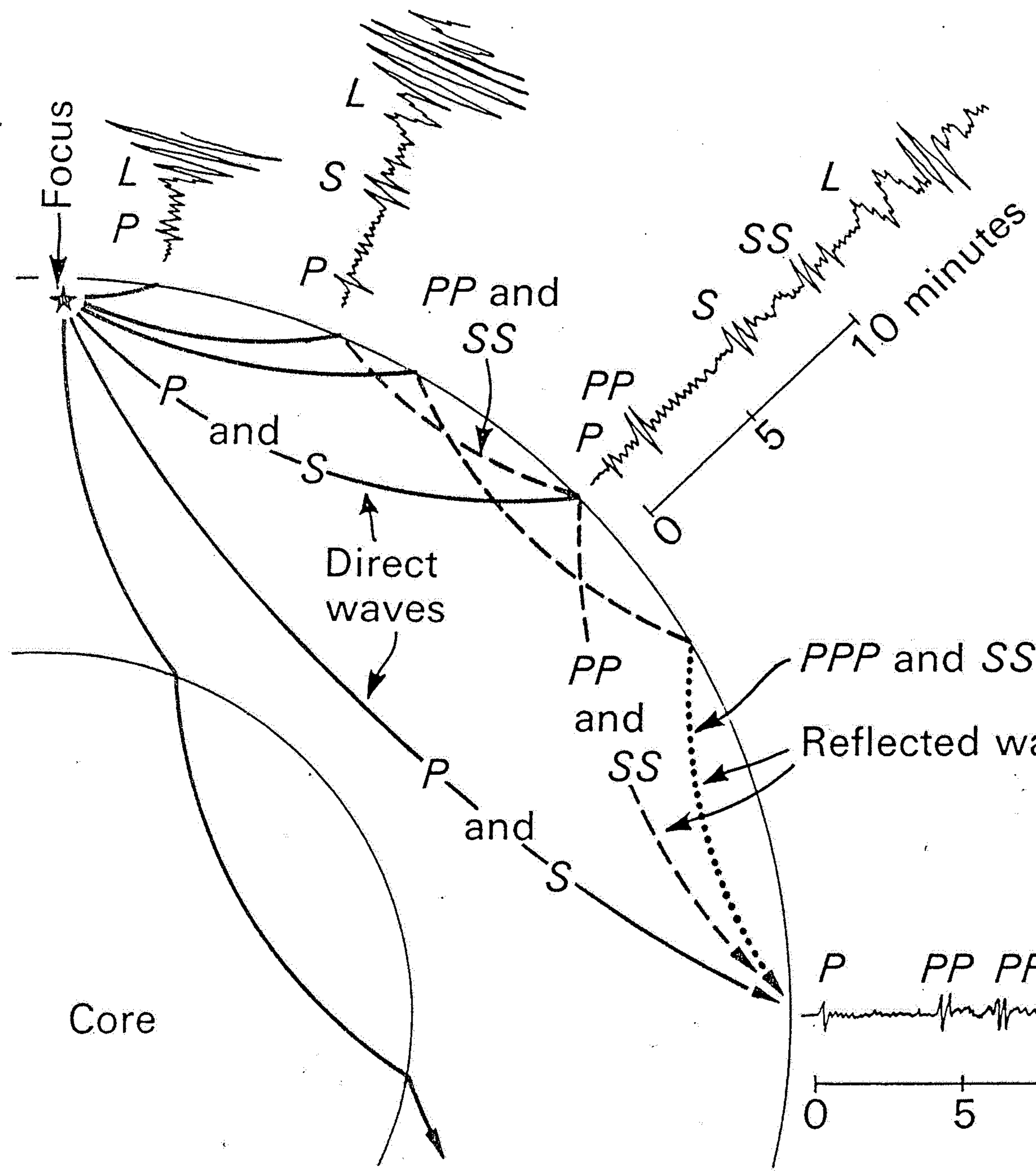




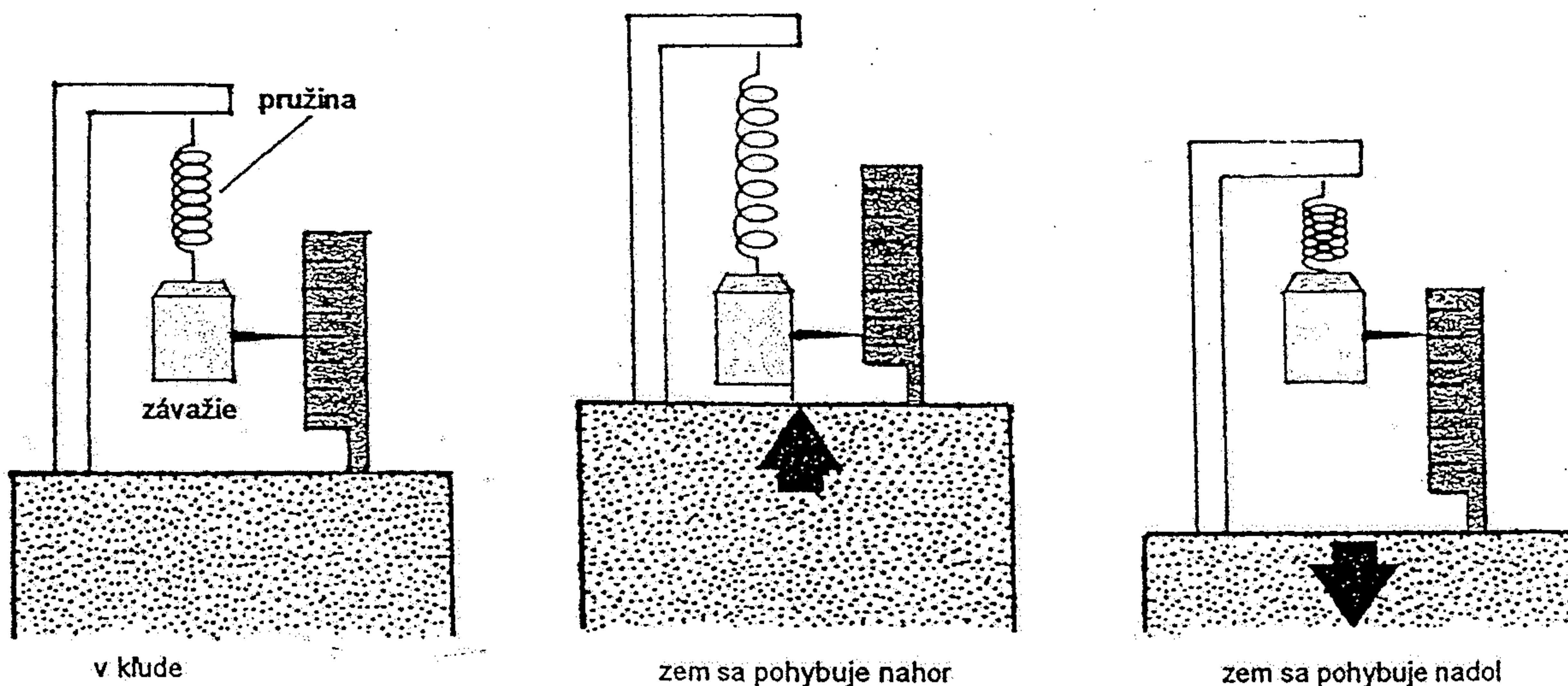
Obr. 22.5. Intervaly medzi P vlnami, S vlnami a povrchovými vlnami sa zväčšujú so vzdialenosťou od ohniska zemetrasenia.



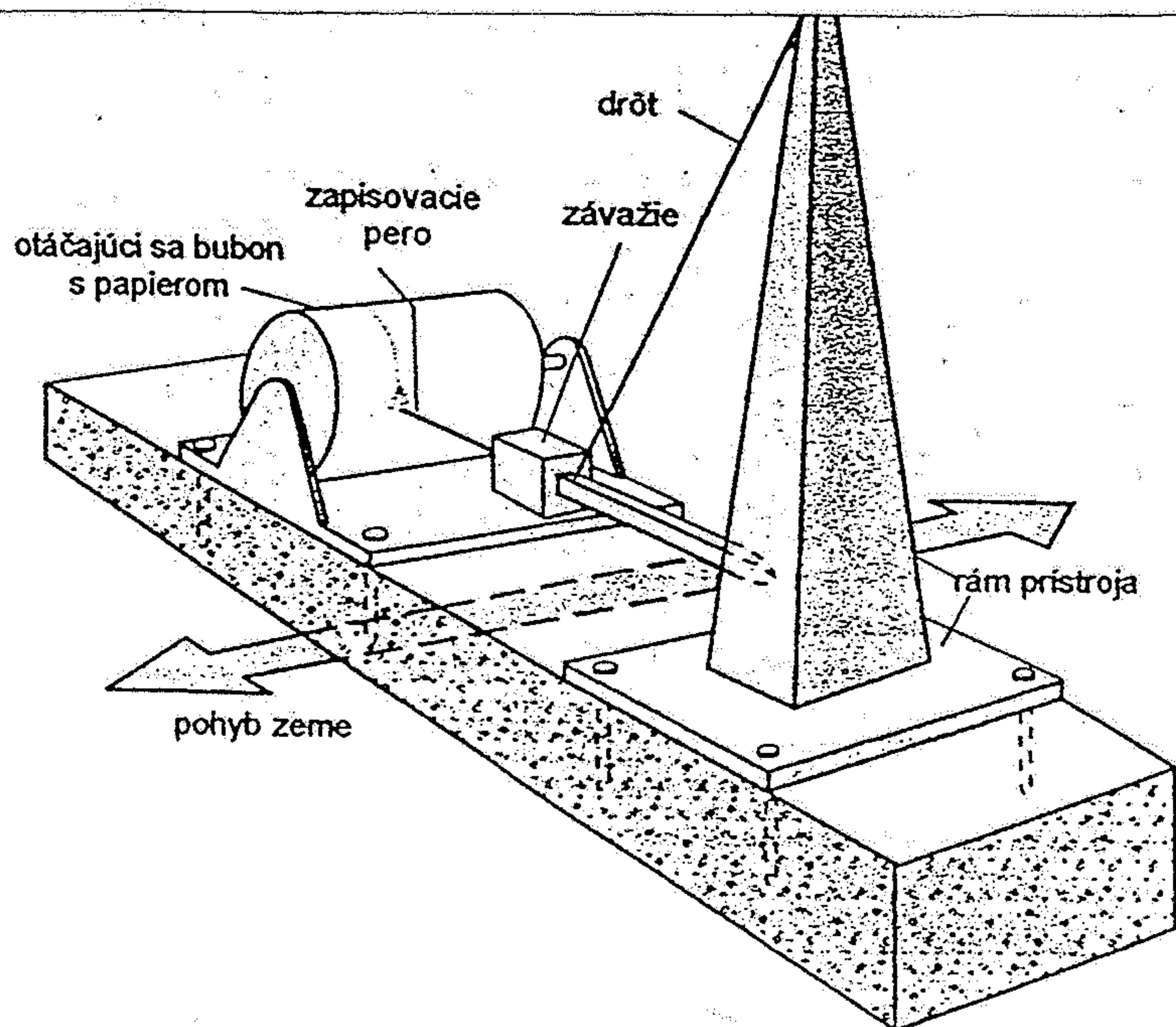
Obr. 22.6. Hodochrona (time-travel curve) je používaná pri určovaní vzdialenosti zemetrasenia. Interval medzi prvým príchodom P a S vln narastá so vzdialenosťou od epicentra. Tento seizmogram má interval 8 minút, takže zemetrasenie bolo vo vzdialenosti 5 500 km.



Section through a part of the earth, showing the paths of a few of the many earthquake waves and the records they leave on the seismograms at four stations. Note the reflected waves, PP, PPP, etc. The time scale of all the seismograms is the same. (After A. Sieberg, Erdbebenkunde, G. Fischer, 1923.)



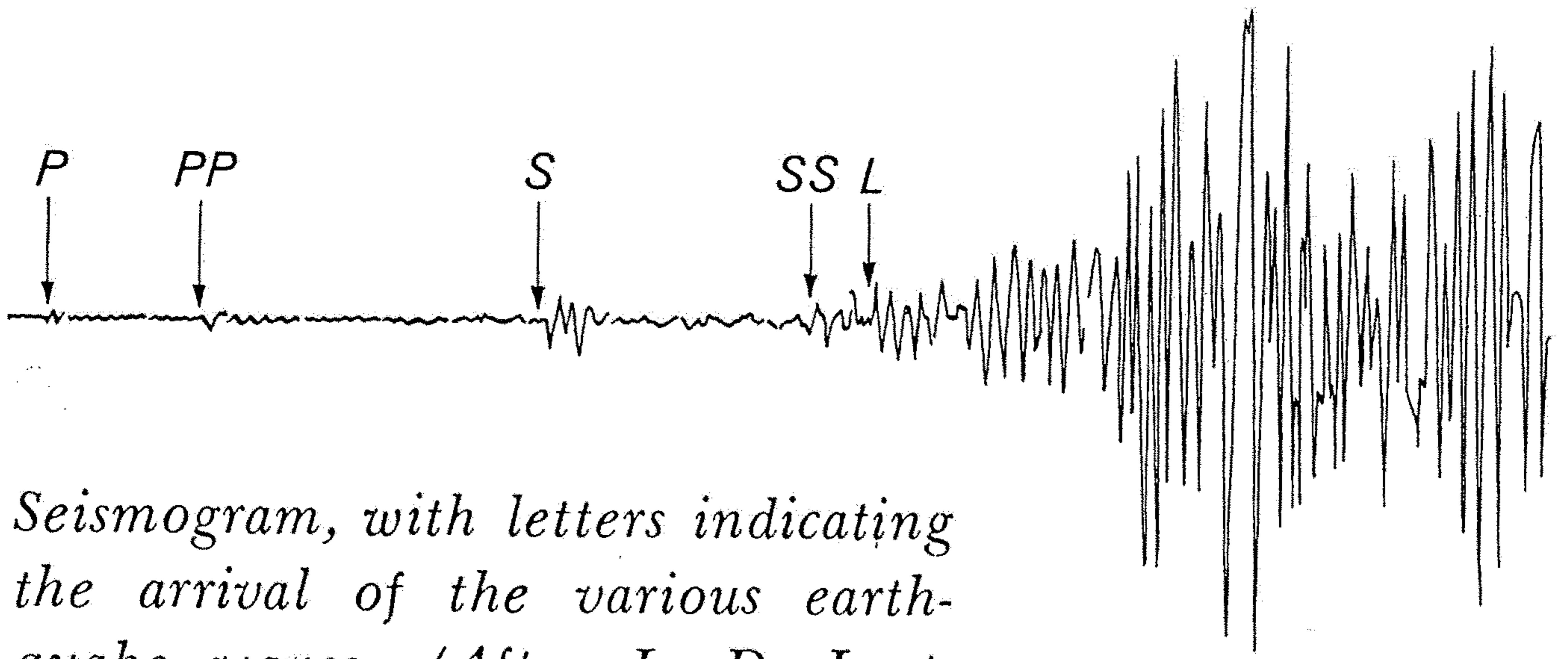
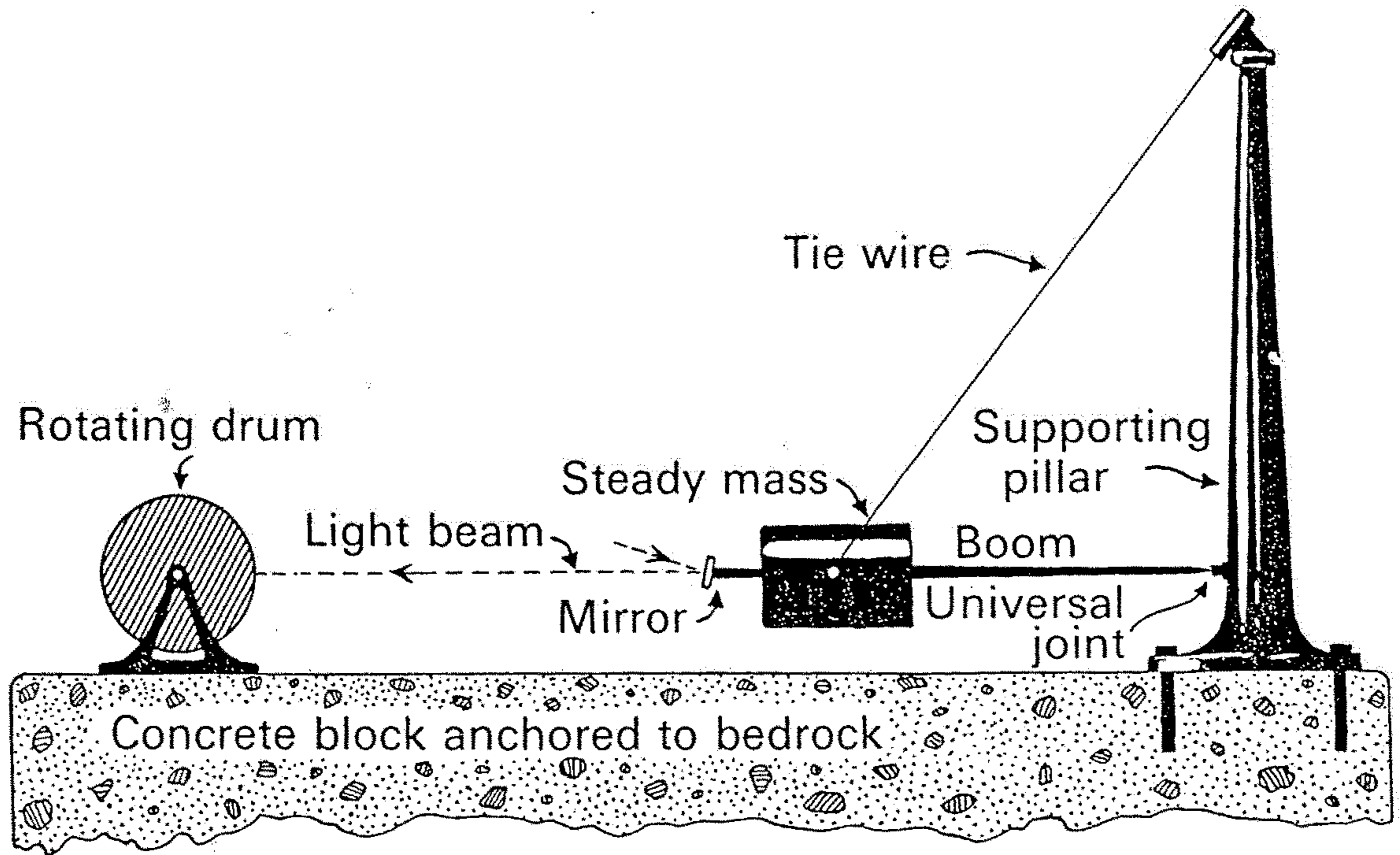
Obr. 22.3. Jednoduchý seizmometer pre zisťovanie vertikálneho pohybu hornín. Ručička prístroja sa pohybuje na škále v súlade s tým, ako pohyb zeme roztahuje alebo stláča špirálovú pružinu.



Obr. 22.4. Seizmograf pre meranie horizontálnych pohybov. Súčasné seizmografy zaznamenávajú zemský pohyb pri zemetrasení na pohybujúci sa papierový pás. Ak dôjde pri zemetrasení k horizontálnym pohybom zeme, zotrvačné závažie zavesené na drôte zo stojanu upevneného na ráme prístroja sa vychýľuje ako kyvadlo a tento pohyb je pomocou zapisovacieho zariadenia na závaží zaznamenávaný na pohybujúci sa papierový pás s vyznačenou časovou stupnicou, čím vzniká seizmogram.

FIGURE 19-6

Diagrammatic sketch of a horizontal pendulum seismograph. Modern instruments are much more complex than the model illustrated, but the principle involved is identical.



Seismogram, with letters indicating the arrival of the various earthquake waves. (After L. D. Leet, Practical Seismology and Seismic Prospecting, Appleton-Century-Crofts, 1938.)

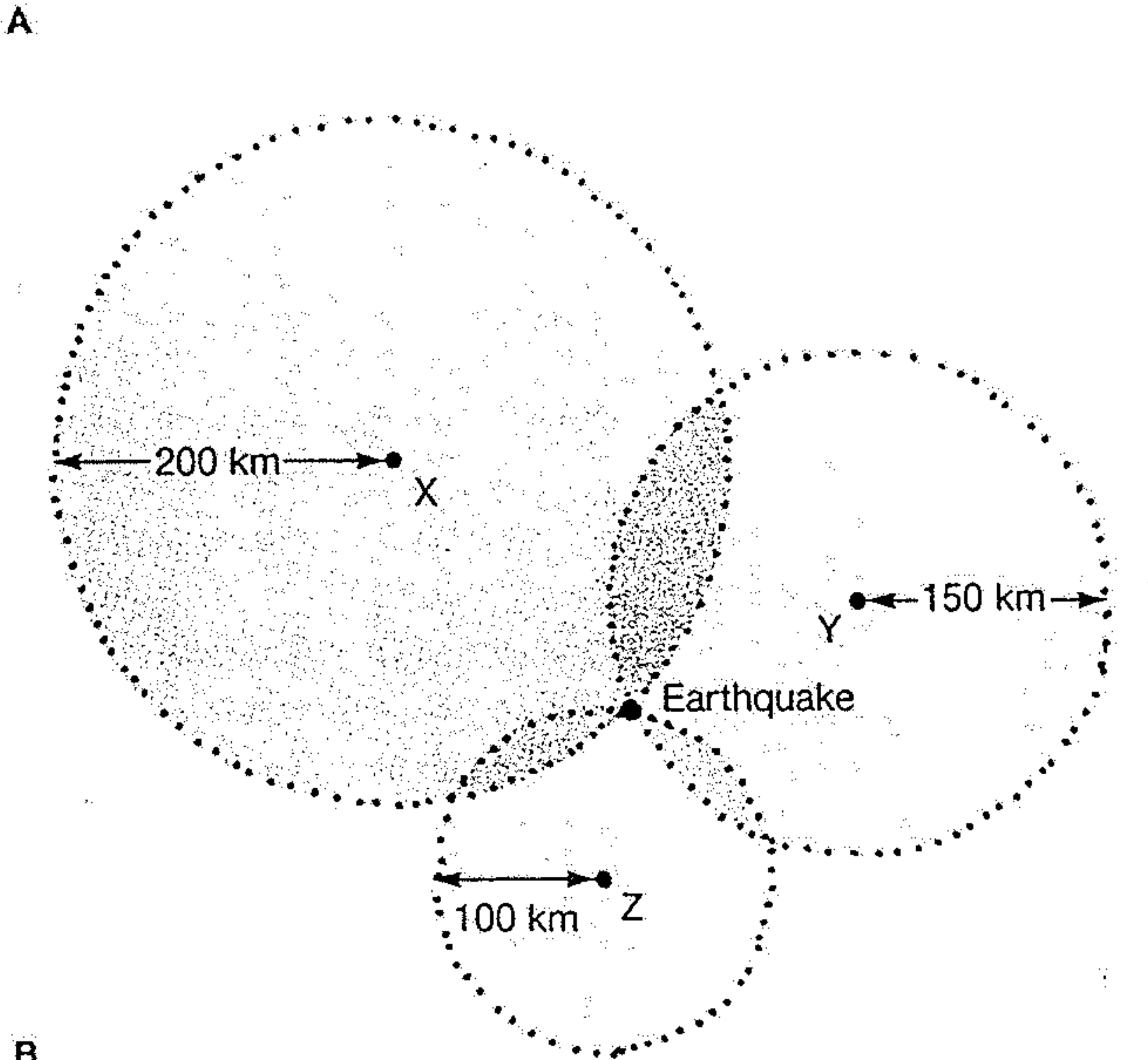
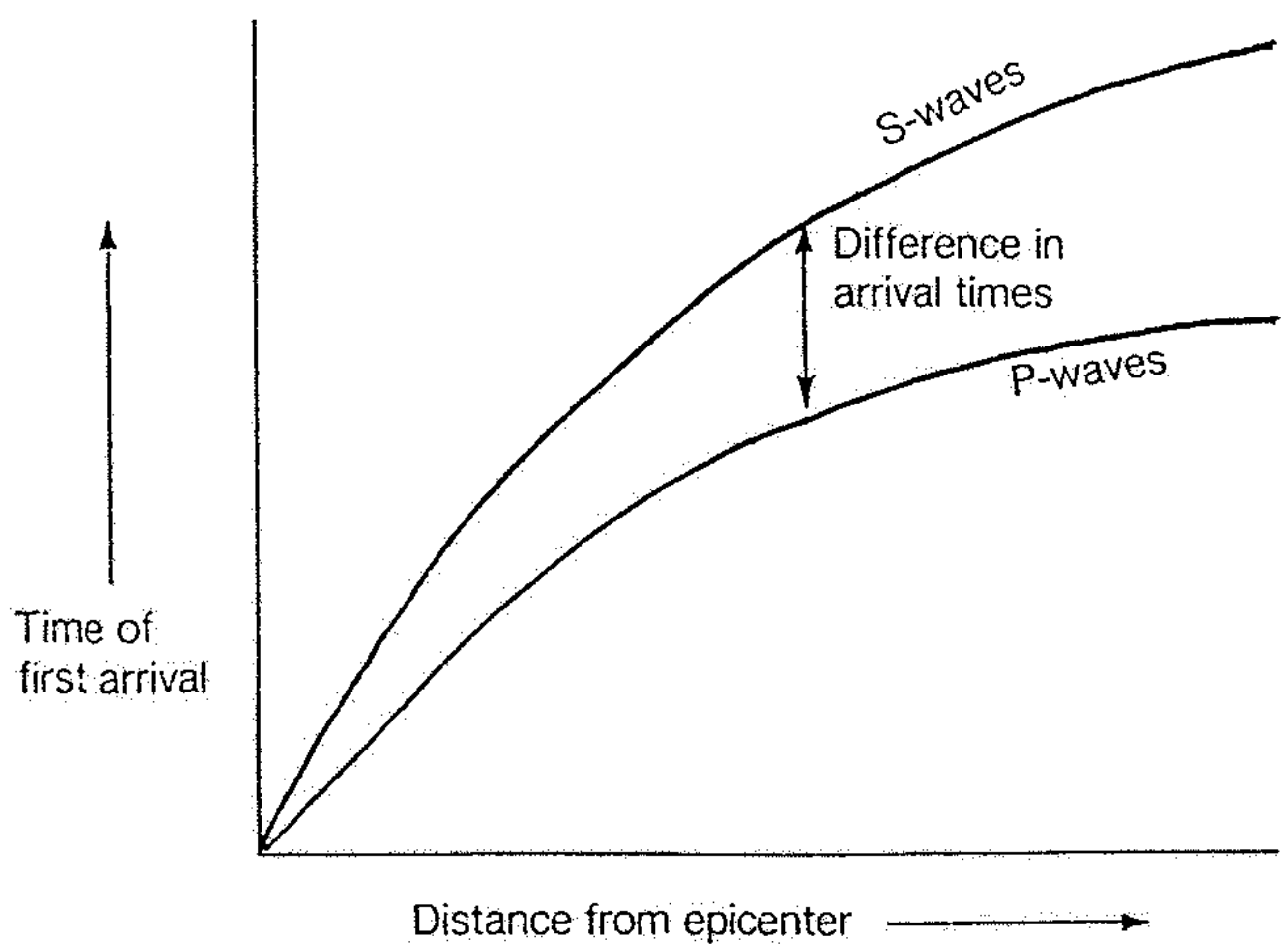


Figure 4.7 Use of seismic waves in locating earthquakes. (A) Difference in times of first arrivals of P-waves and S-waves is a function of the distance from the earthquake focus. (B) Triangulation using data from several seismograph stations allows location of the earthquake's epicenter.

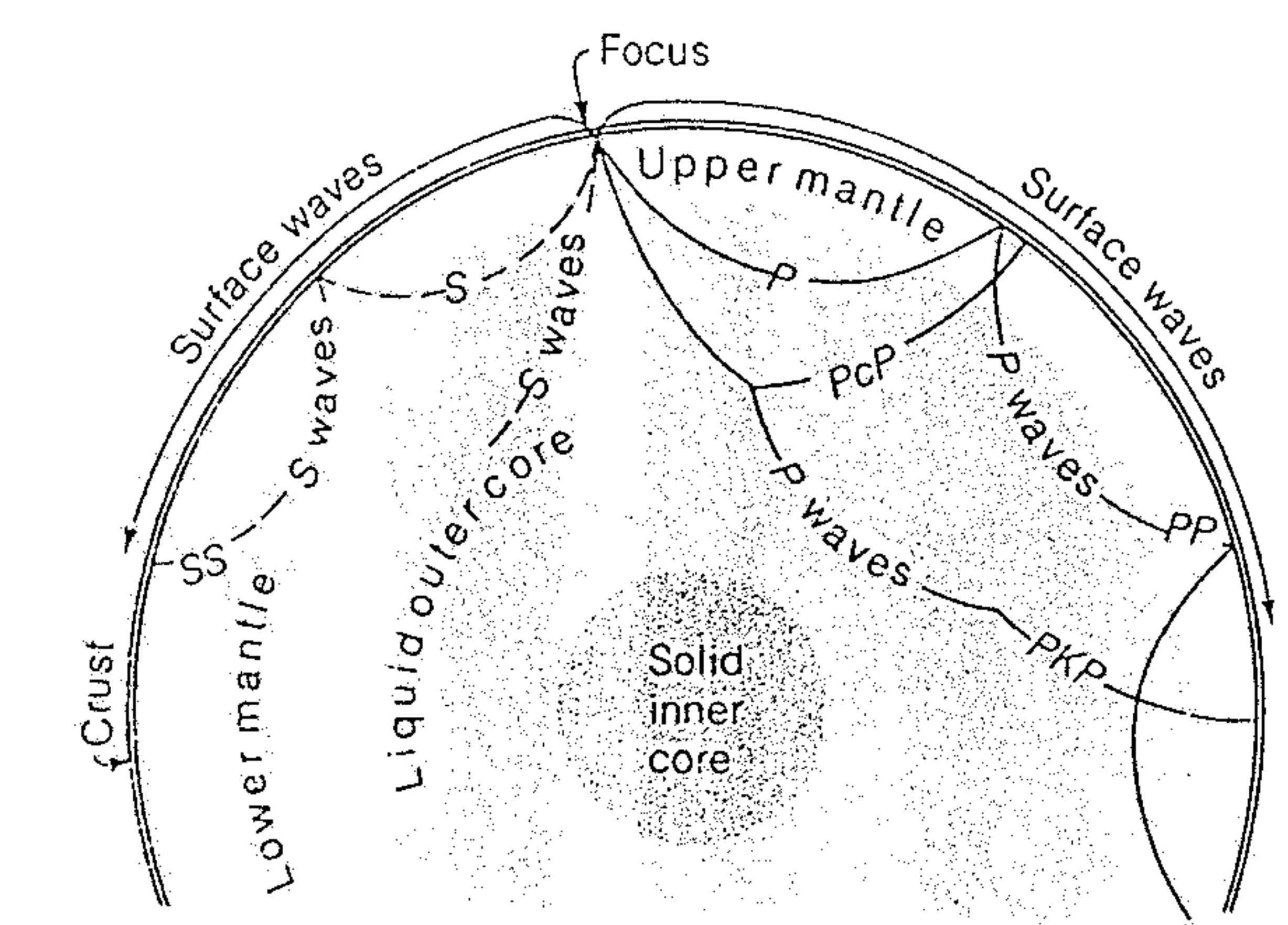
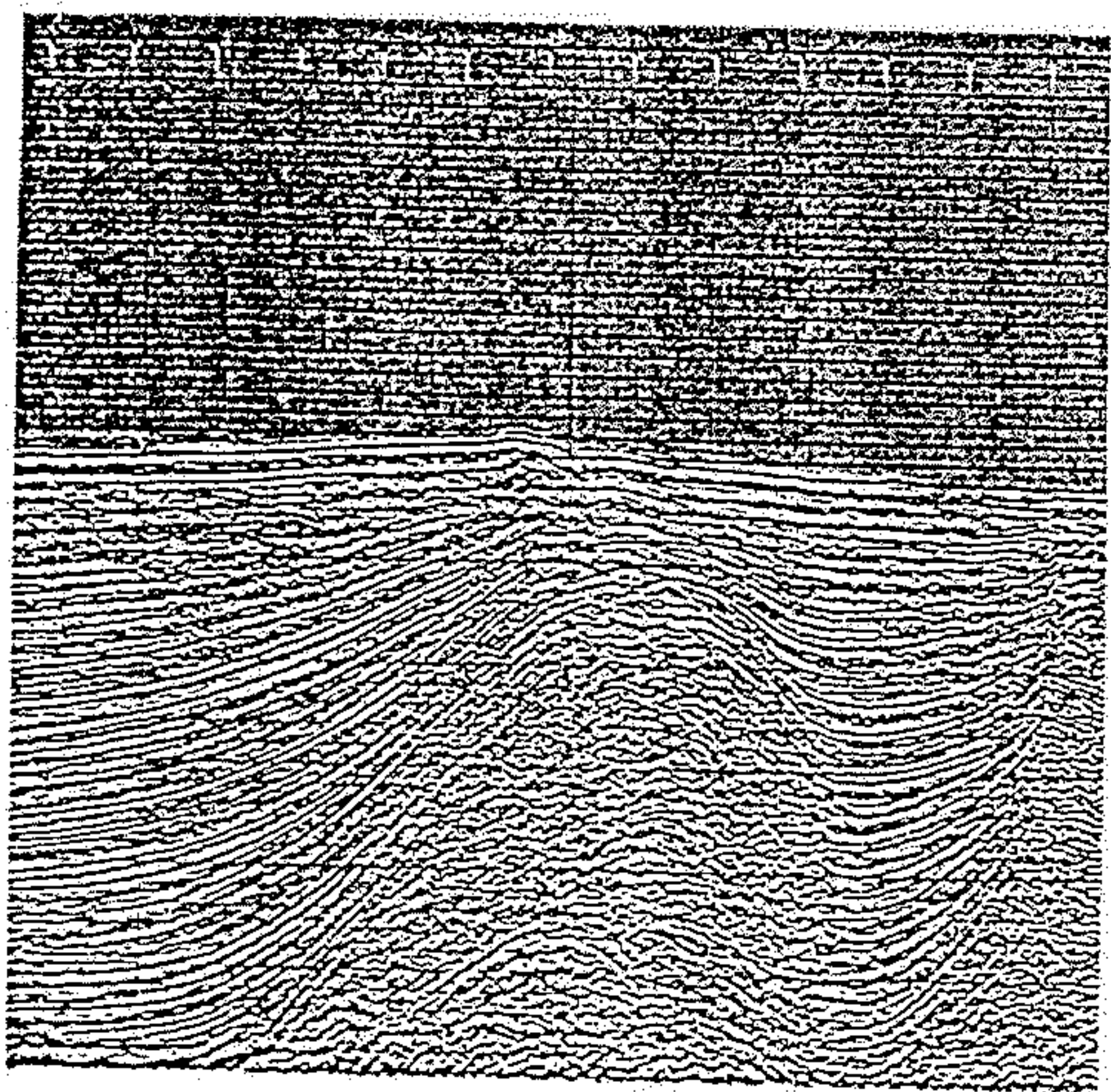
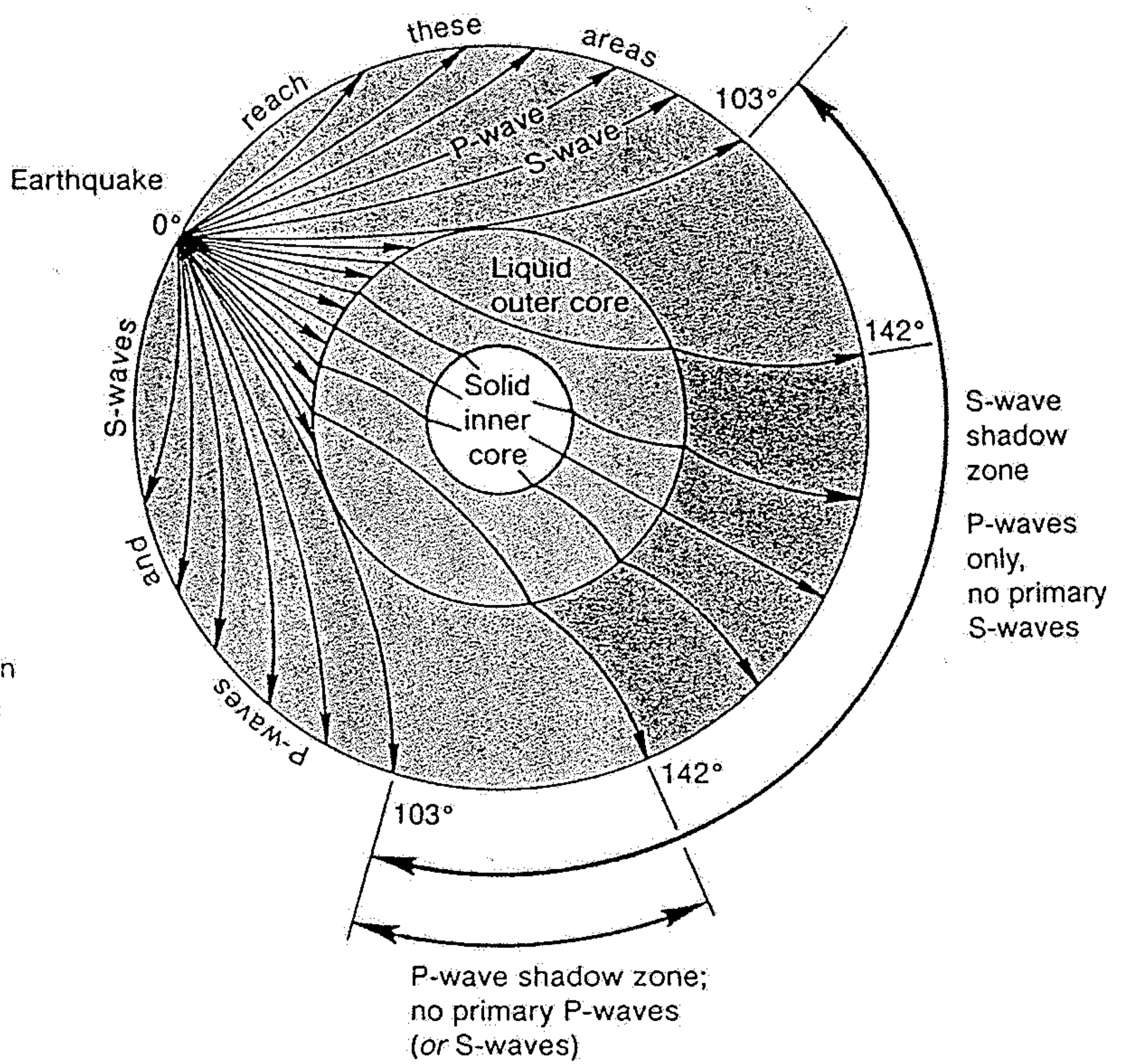
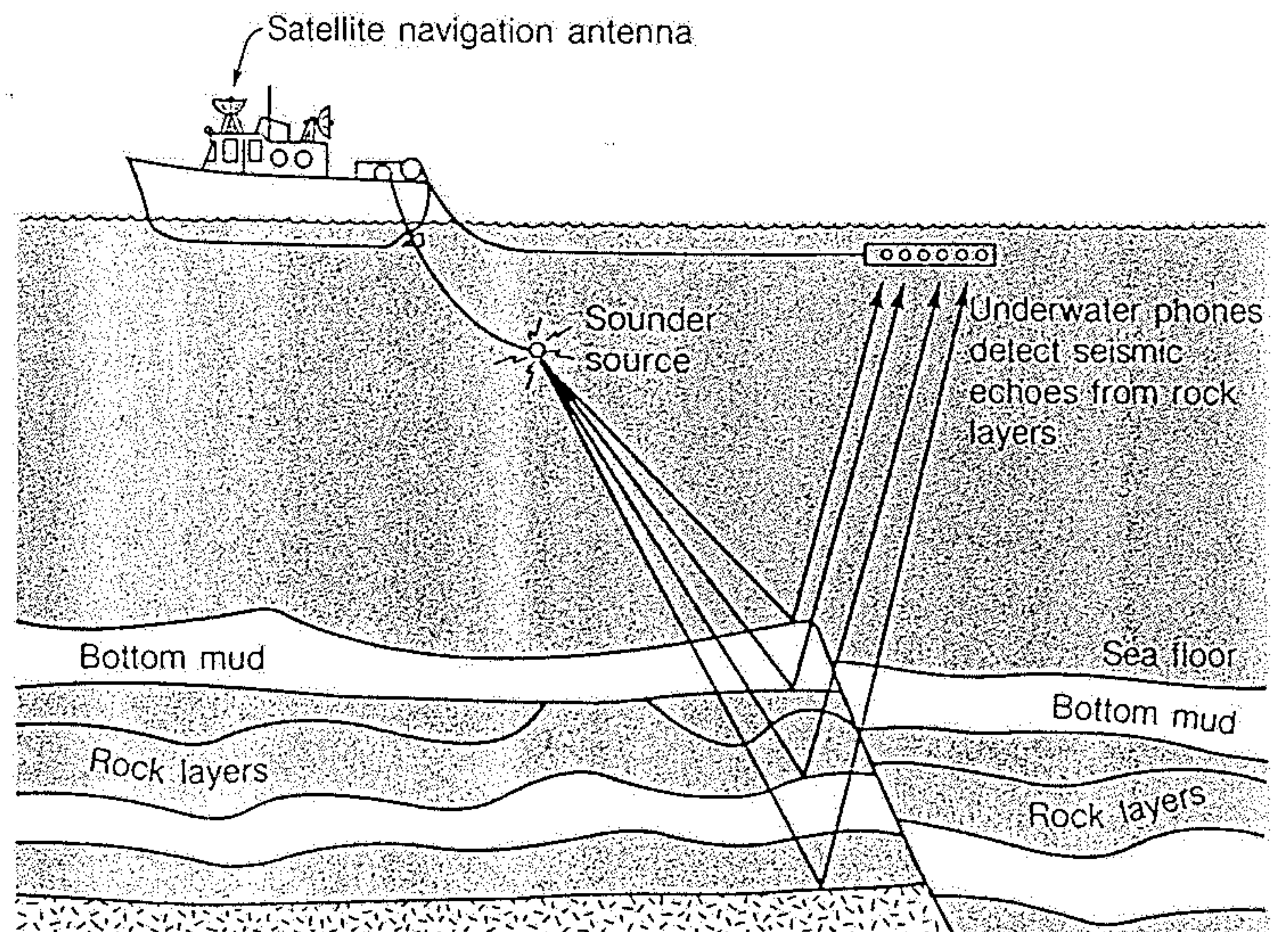


Figure 18-30

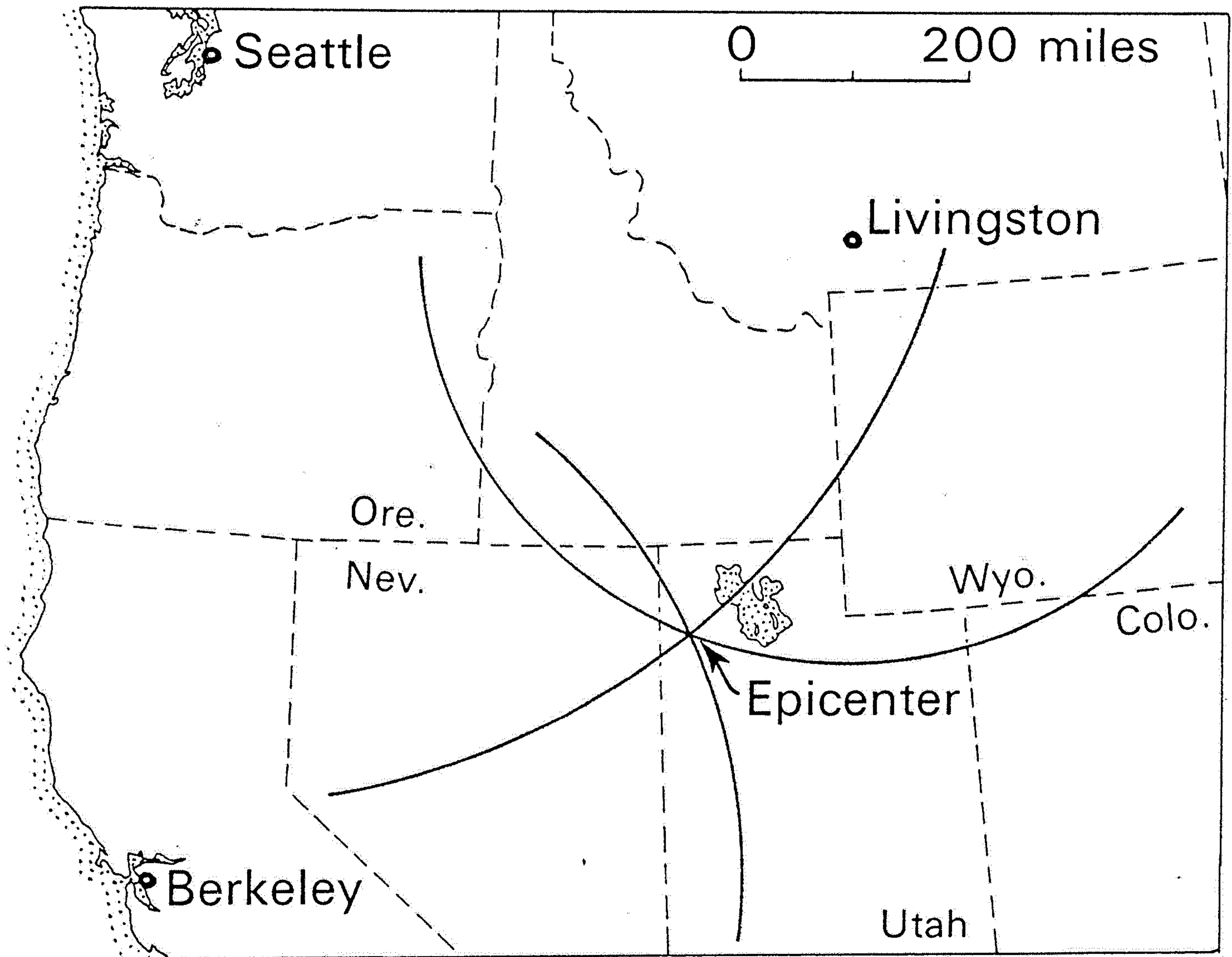
P and S waves radiate from an earthquake focus in many different directions. Waves reflected from the Earth's surface are called PP or SS. PcP is a wave that bounces off the core, and PKP is a P wave transmitted through the liquid core. S waves cannot travel in a liquid.



A section of the Gulf of Mexico, 30 km long and 10 km deep, in which folded sedimentary layers are revealed by reflected seismic waves. [From Petty Geophysical Engineering Co.]



Seismic method of prospecting for oil and gas offshore. [After U.S. Department of the Interior.]



Locating an epicenter in northwest Utah from seismograms recorded in Seattle, Berkeley, and Livingston.

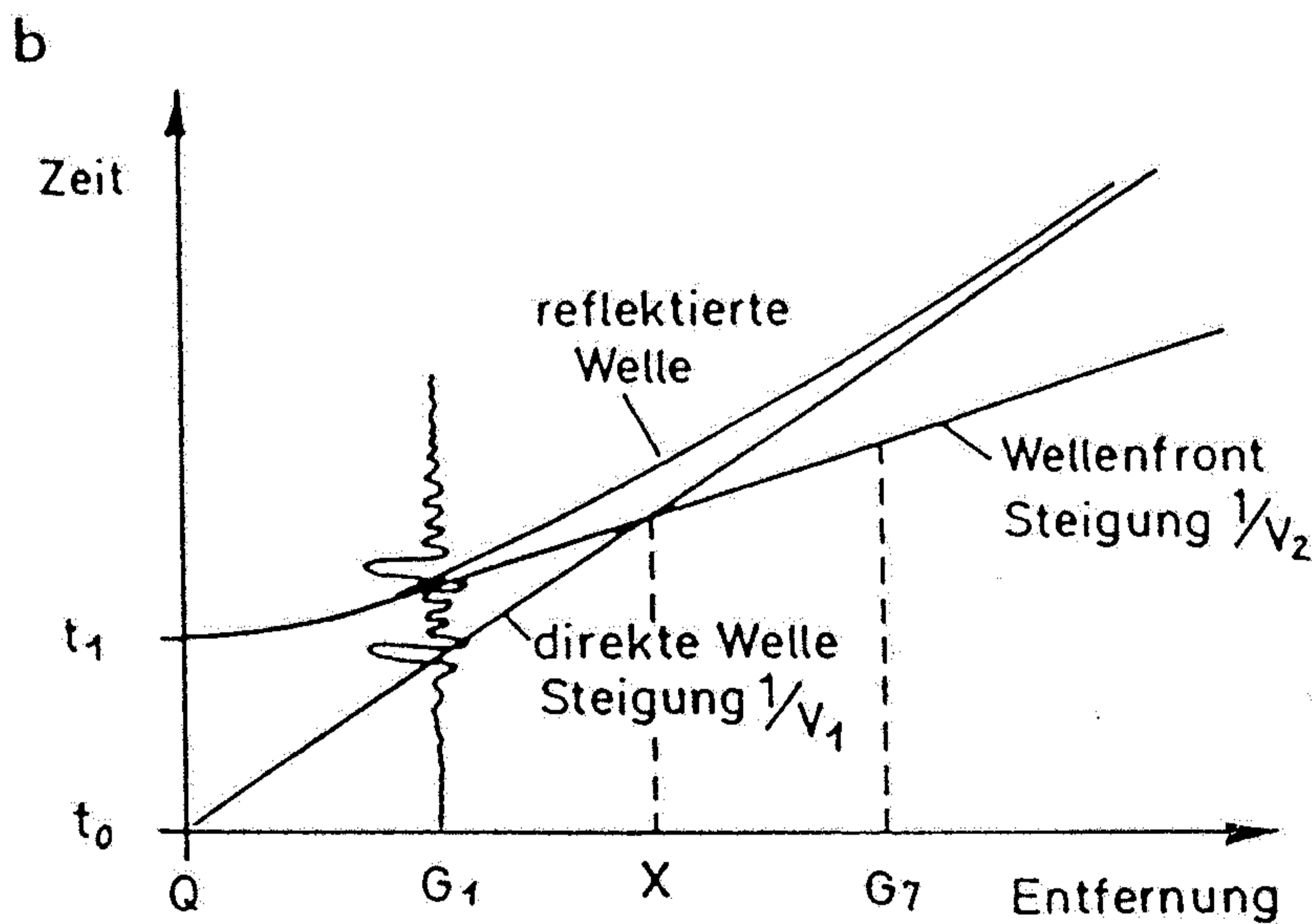
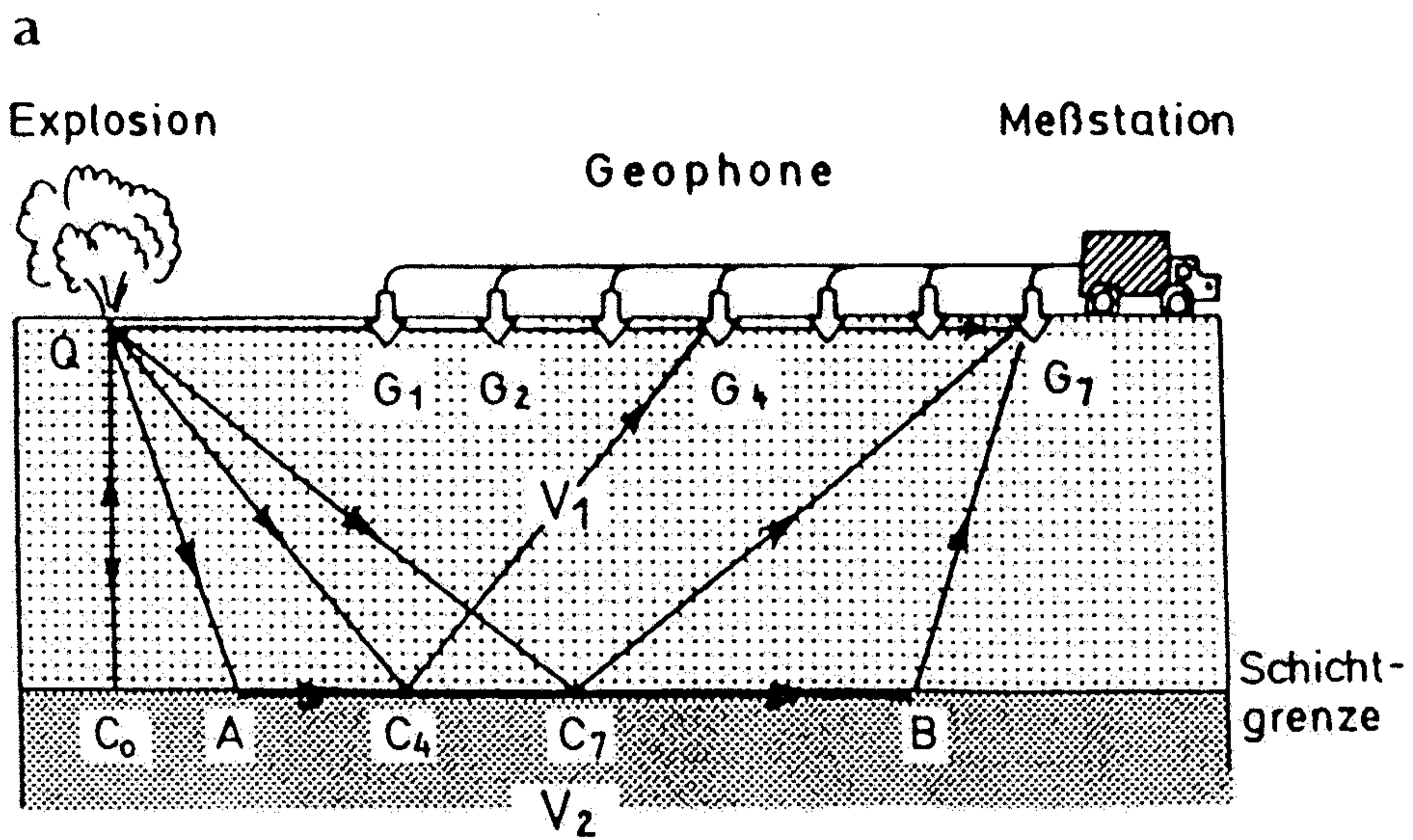
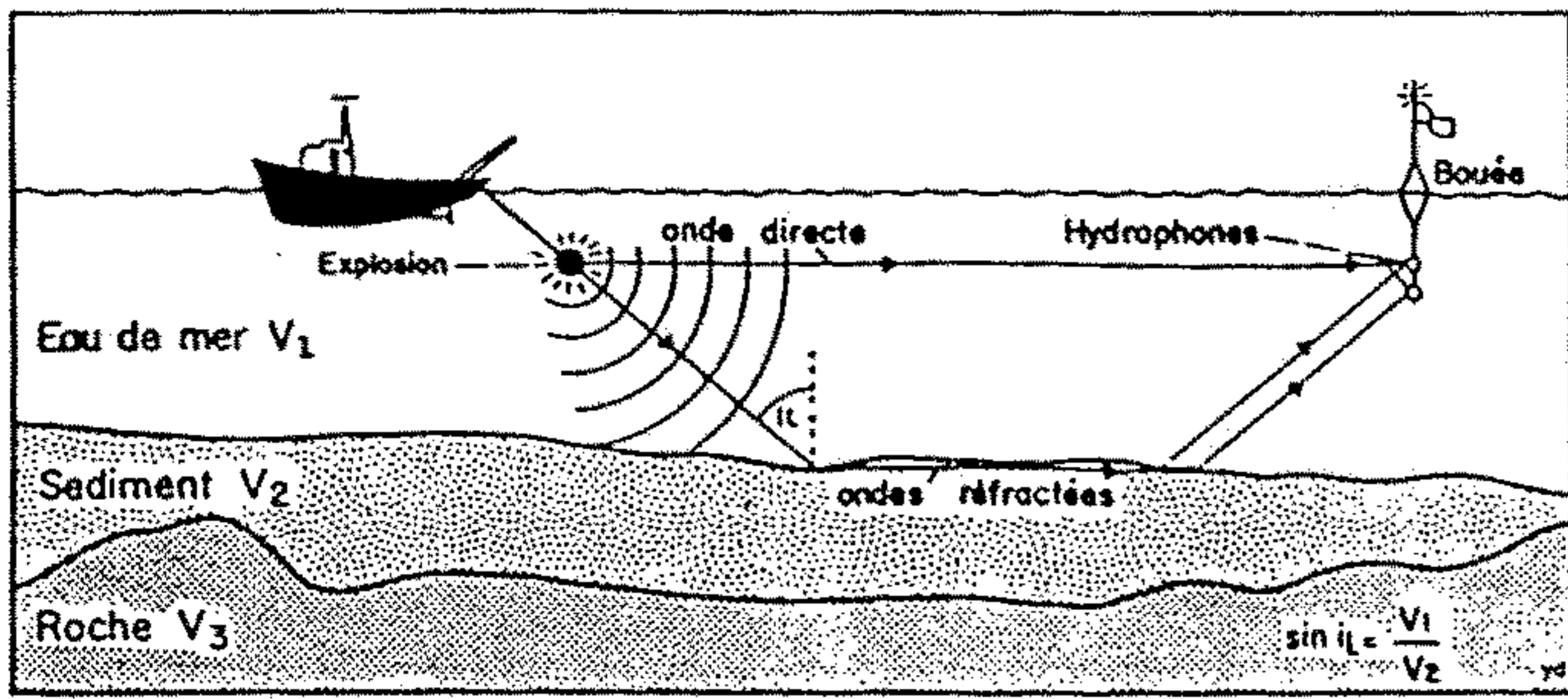


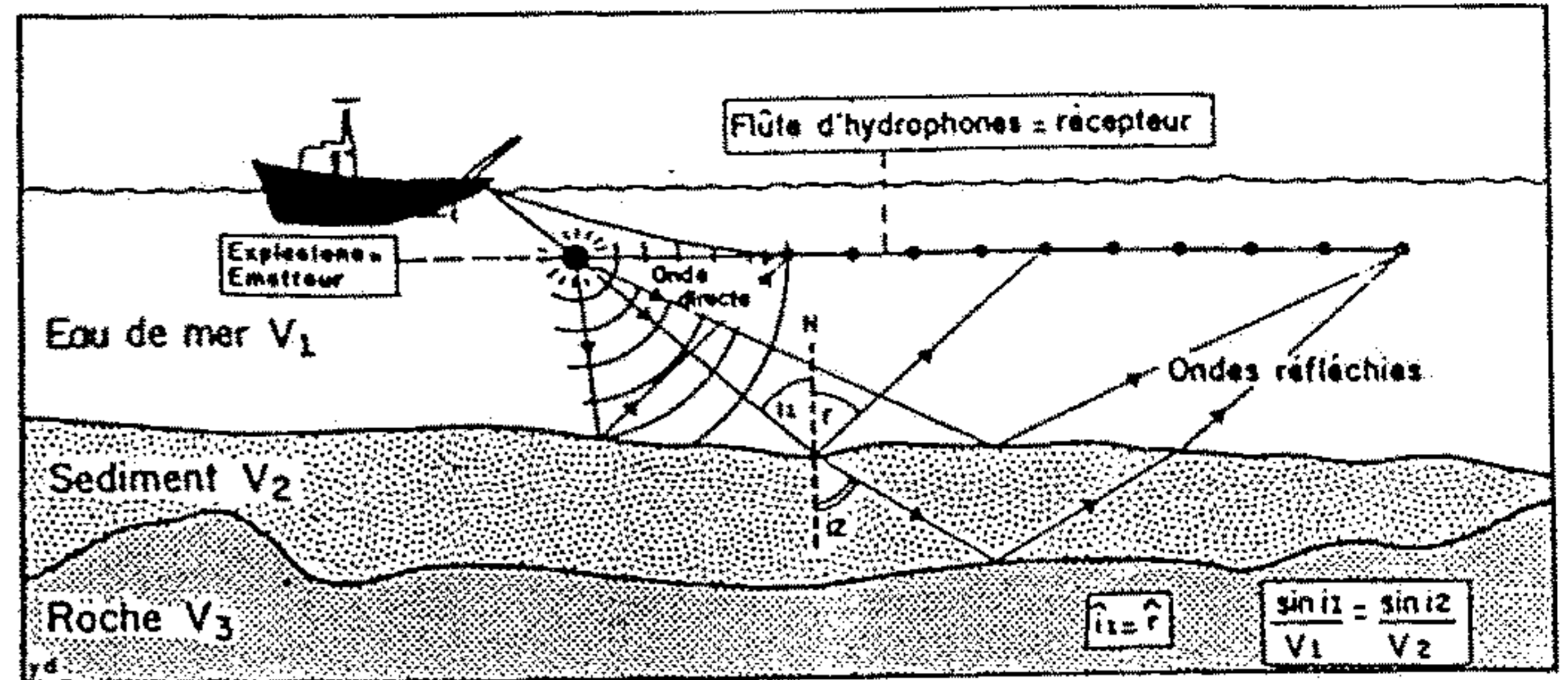
Abb. 9.9

a) Reflektions- und Refraktionsseismik in einem einfachen Zweischichtenmodell (nach FOWLER 1990). An der Quelle (Q) werden u.a. P-Wellen erzeugt (Abb. 9.7), die sich halbkugelförmig in den Untergrund ausbreiten. Die Pfeile zeigen einige P-Wellen auf ihrem Weg durch den Untergrund. Im Laufzeit-Entfernungs-Diagramm (b) werden die Seismogrammspuren (Abb. 9.6) der bei den einzelnen Geophonen ($G_{1..7}$) ankommenden Wellen montiert (nur die Seismogrammspur an G_1 ist als Beispiel eingetragen). Die in (b) dargestellten Kurven verbinden die Punkte des ersten Einsatzes einer P-Welle, die einen bestimmten Weg gereist ist. v_1 und v_2 sind P-Wellen-Geschwindigkeiten der oberen bzw. unteren Schicht, wobei in diesem Beispiel $v_1 < v_2$ ist. Die Geschwindigkeit auf dem direkten Weg $Q-G_7$ ist v_1 . Die Zeitpunkte der ersten Welleneinsätze sind durch die Gerade mit der Steigung $1/v_1$ miteinander verbunden. Die Hyperbel verbindet die Ersteinsätze der an der Schichtgrenze **reflektierten Wellen** (Wellenwege $Q-C_0-Q$ bis $Q-C_7-G_7$). t_1 ist die Laufzeit der in sich reflektierten Welle ($Q-C_0-Q$). Beim Auftreffen der Welle auf die Schichtgrenze gelangt ein Teil

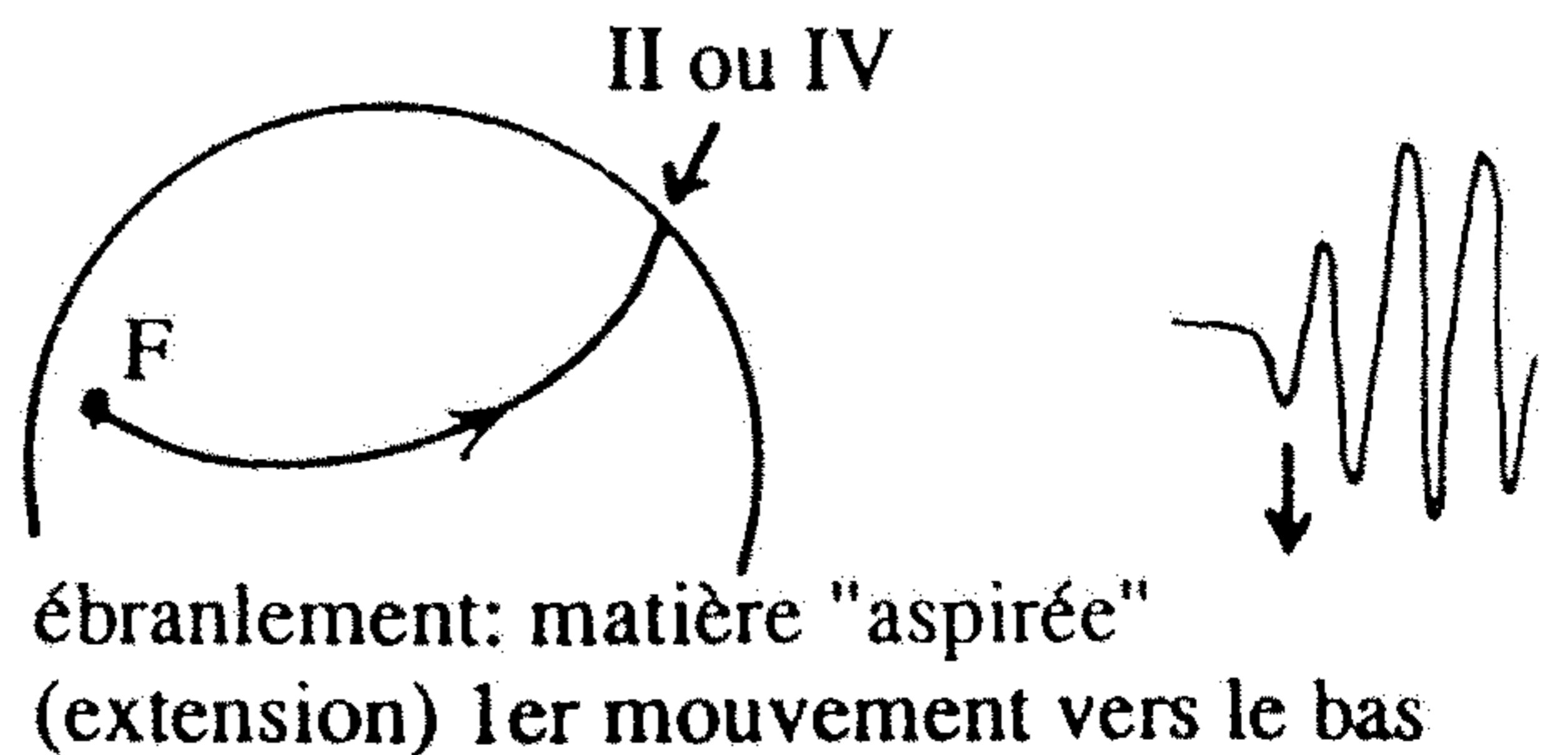
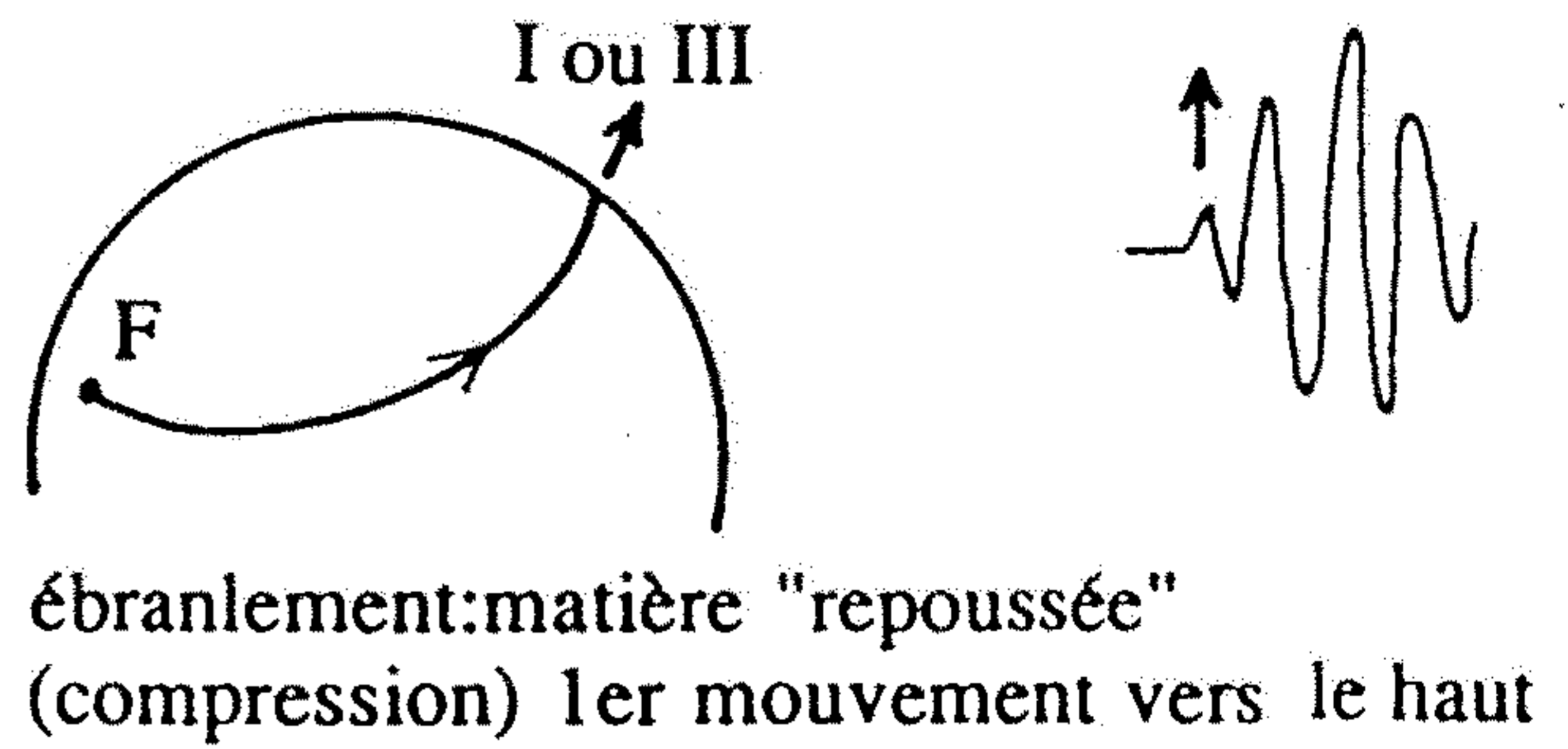
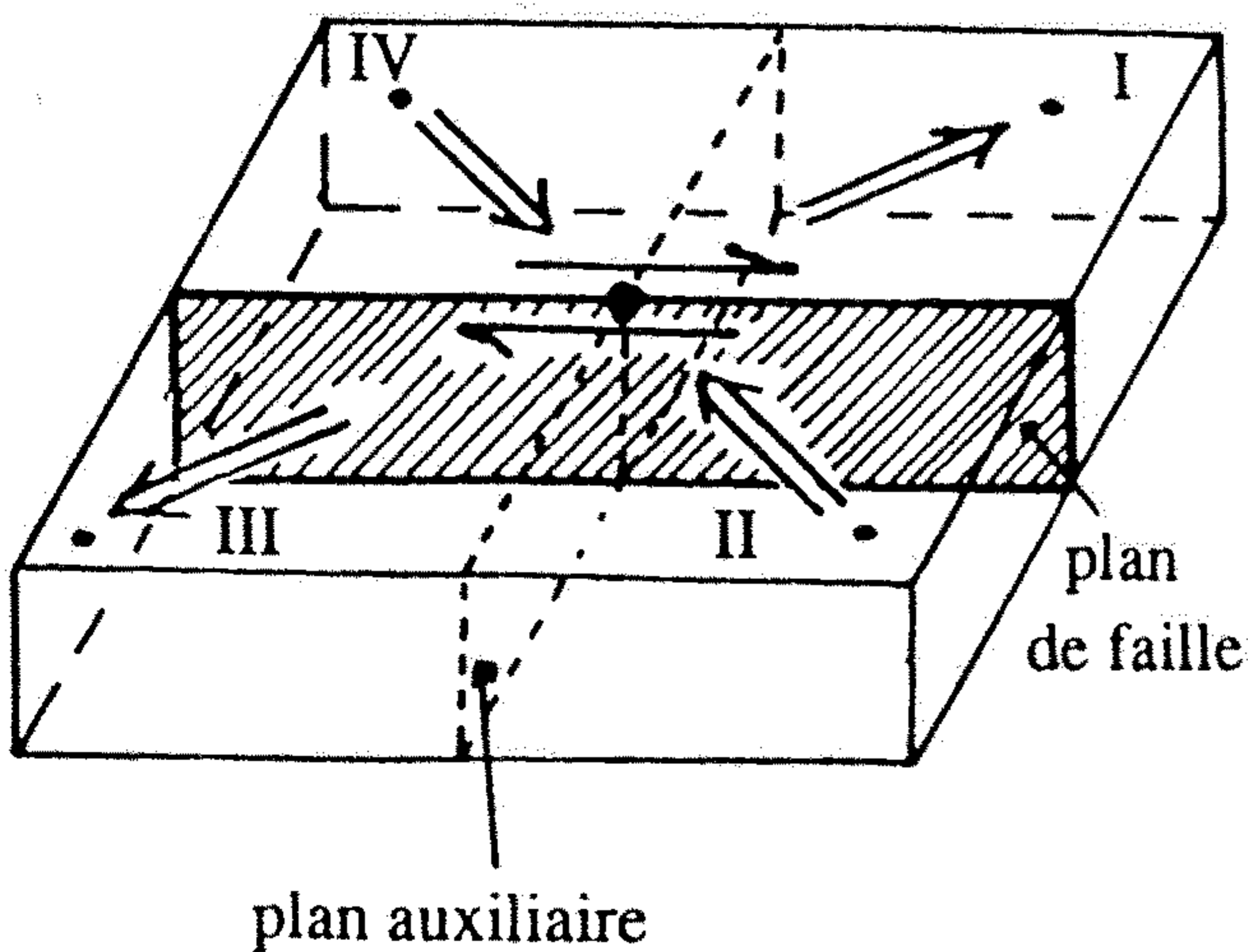
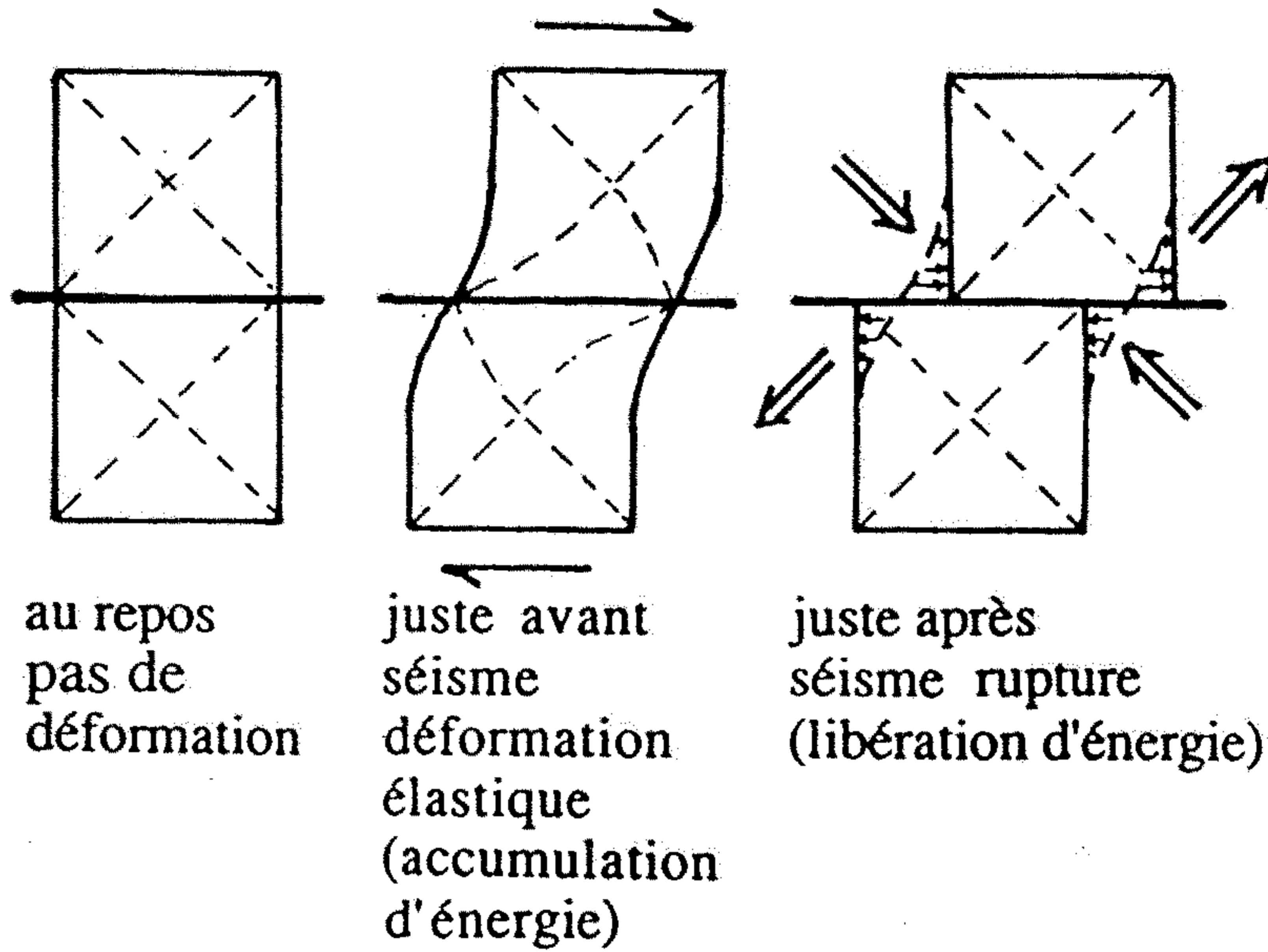
der Energie in die darunterliegende Schicht und breitet sich dort mit der Geschwindigkeit v_2 aus. Wellen, die mit dem sog. kritischen Winkel auf die Schichtgrenze treffen, werden total reflektiert. Ein Teil ihrer Energie läuft an der Schichtgrenze mit v_2 entlang. Hierbei werden kontinuierlich Halbkugelwellen in die obere Schicht mit v_1 abgestrahlt (z. B. $Q-A-B-G_7$). Diese Wellenfront trifft mit zeitlichem Versatz auf die Geophonkette ($G_{1..7}$). Dieser Vorgang wird als **Refraktion** bezeichnet. Ab der Entfernung x überholt der Ersteinsatz der refraktierten Welle die Einsätze der direkten und reflektierten Wellen und kommt als erste an den Geophonen an. Die Ersteinsätze der refraktierten Welle liegen auf einer Geraden mit der Steigung $1/v_2$. Aus dem Laufzeitdiagramm lassen sich nun wichtige Größen wie Laufzeit, Geschwindigkeit und Schichtmächtigkeit errechnen. In der Realität haben wir es i.d.R. mit mehreren Schichten zu tun, die von Störungen versetzt oder gefaltet sein können, entsprechend werden die Seismogramme und resultierenden Laufzeitdiagramme komplexer.

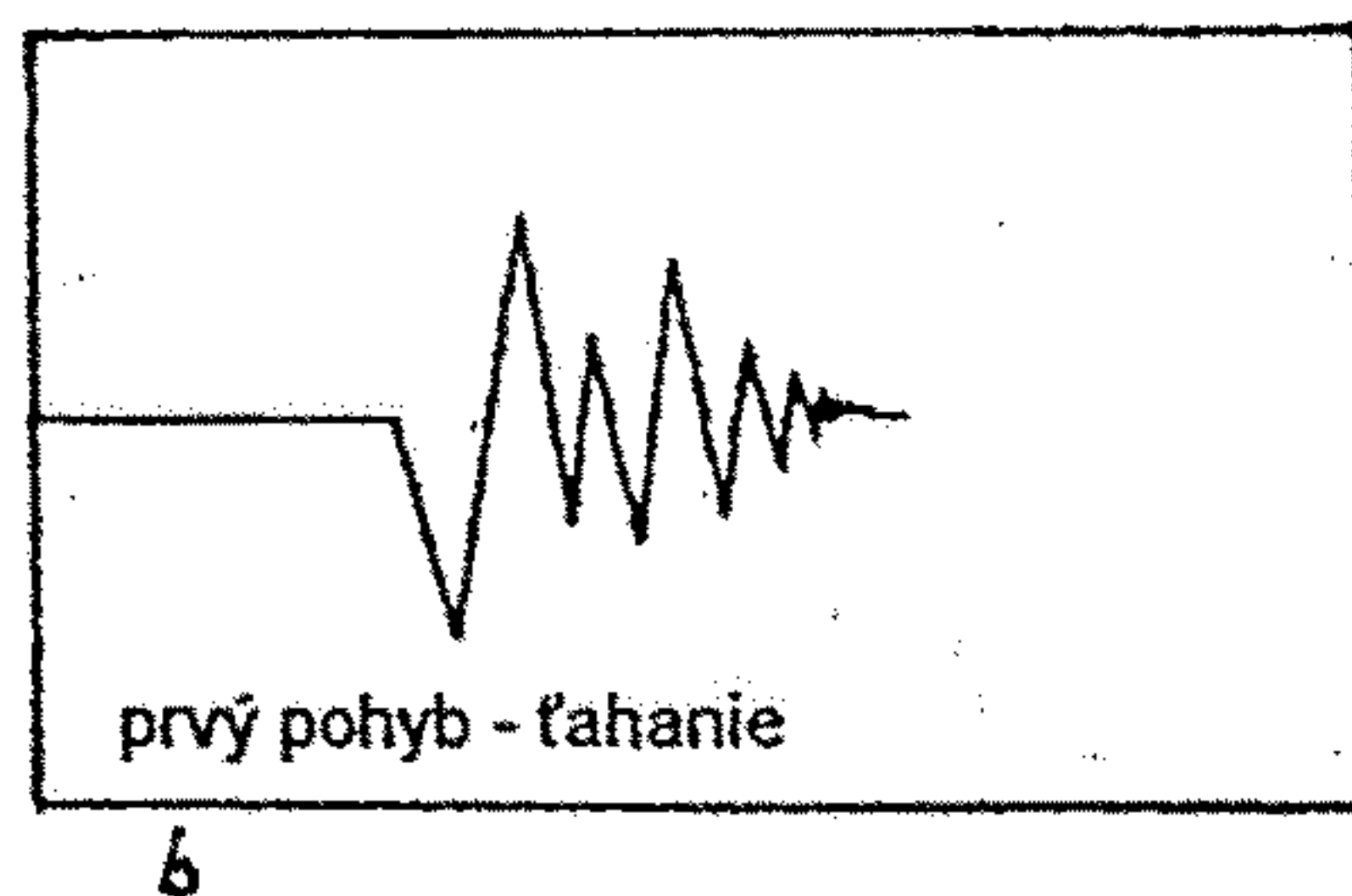
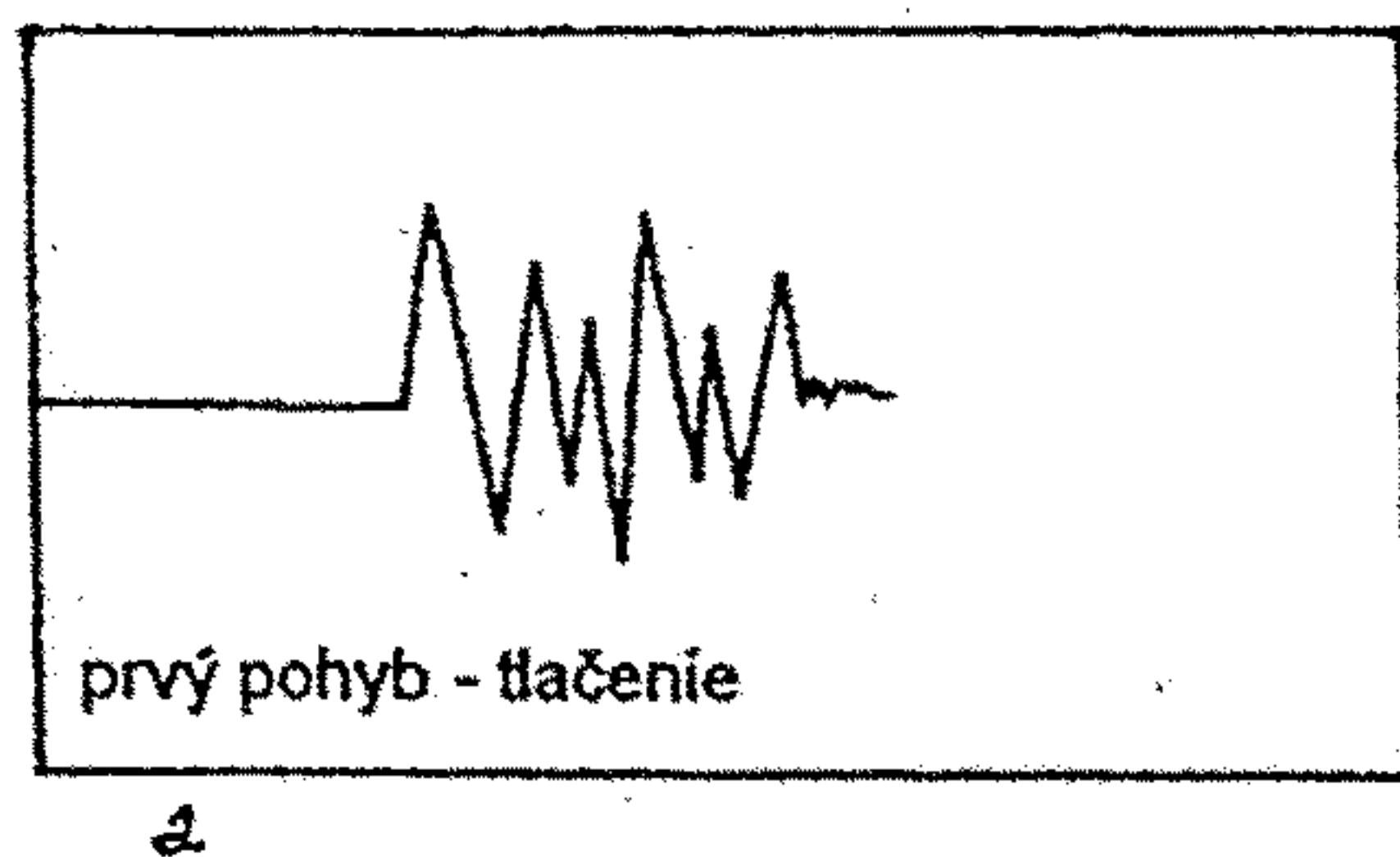


Principe de la sismique réfraction

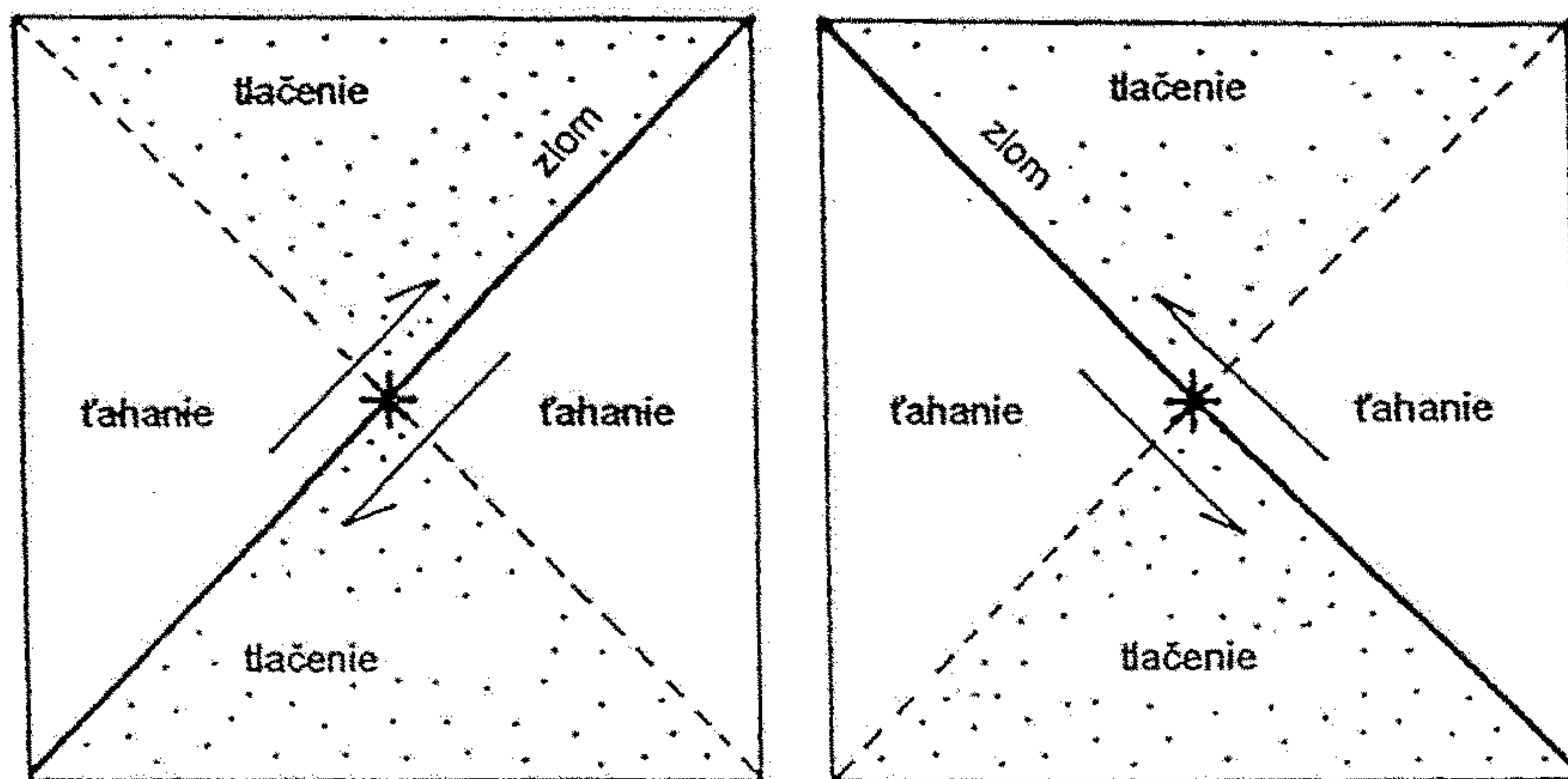


Principe de la sismique réflexion

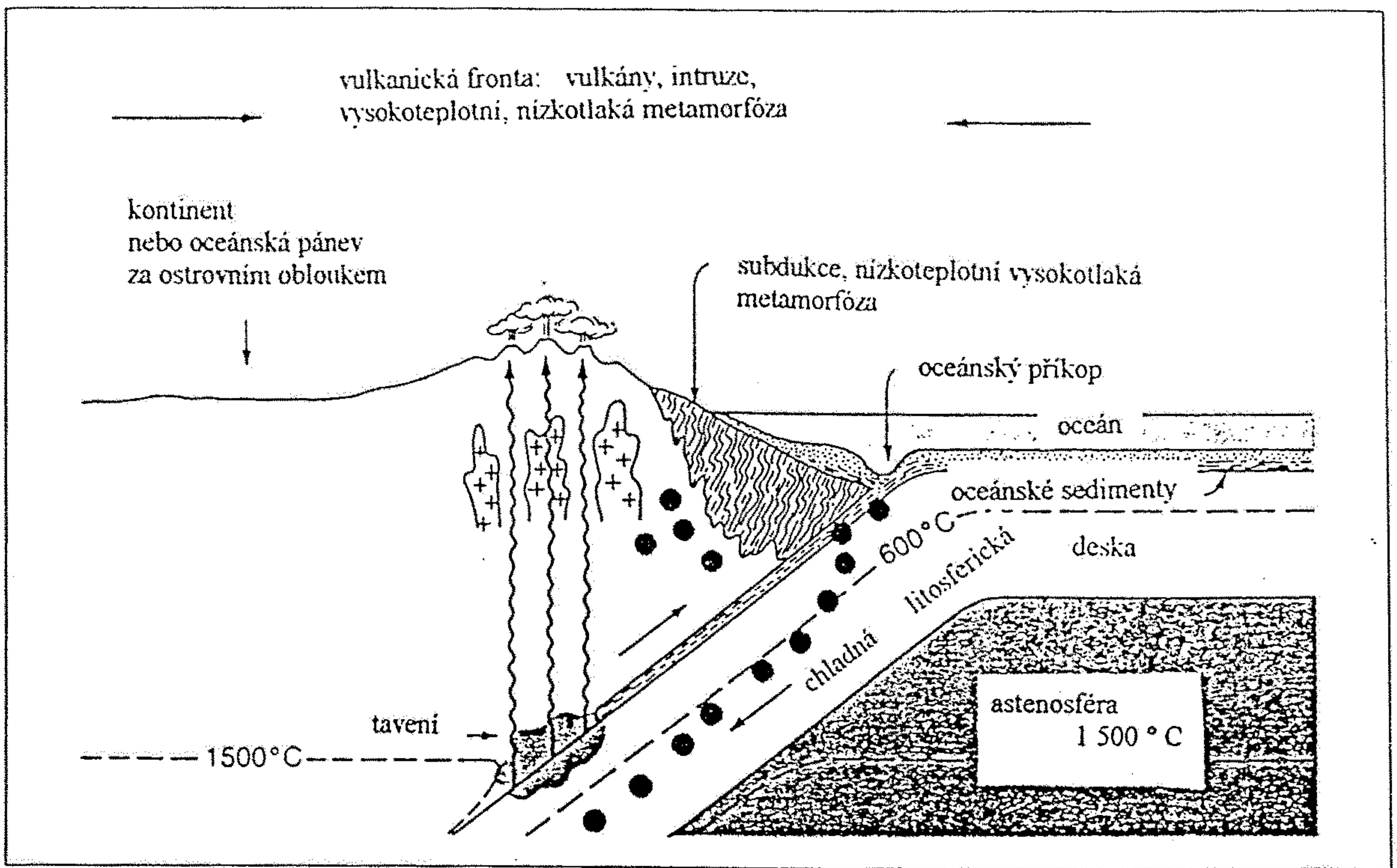




Obr. 22.9. Seizmogramy znázorňujúce ako je určovaný prvý horizontálny pohyb hornín pozdĺž zlomov. Ak je prvý pohyb tlačenie (od epicentra k seizmografickej stanici), stopa seizmogramu je vychýlená smerom nahor (a). Ak je prvým pohybom ťah (od stanice k epicentru), stopa seizmogramu je vychýlená nadol (b).



Obr. 22.10. Mapová schéma ukazuje dve možné riešenia pre ten istý obraz prvého pohybu. Každé riešenie má odlišnú orientáciu zlomov. Ak je orientácia zlomu známa, môžeme vybrať správne riešenie. Hviezdičkou je označené epicentrum zemetrasenia a šípky znázorňujú relatívny pohyb hornín v okolí zlomu.



Obr. 22: Lokalizace zemětřesných ohnisek (černé body) v oblasti subdukční zóny a geologické procesy spjaté s procesy subdukce (upraveno podle Press, Siever 1985)

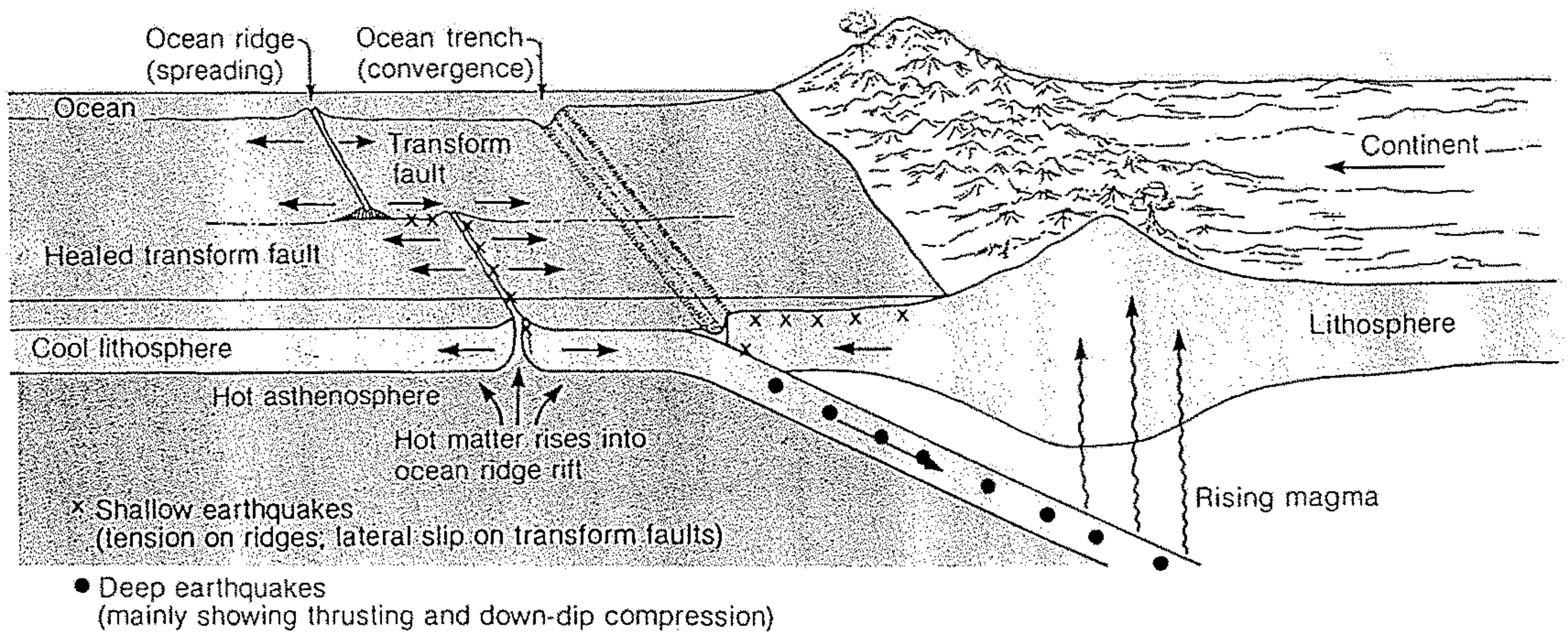
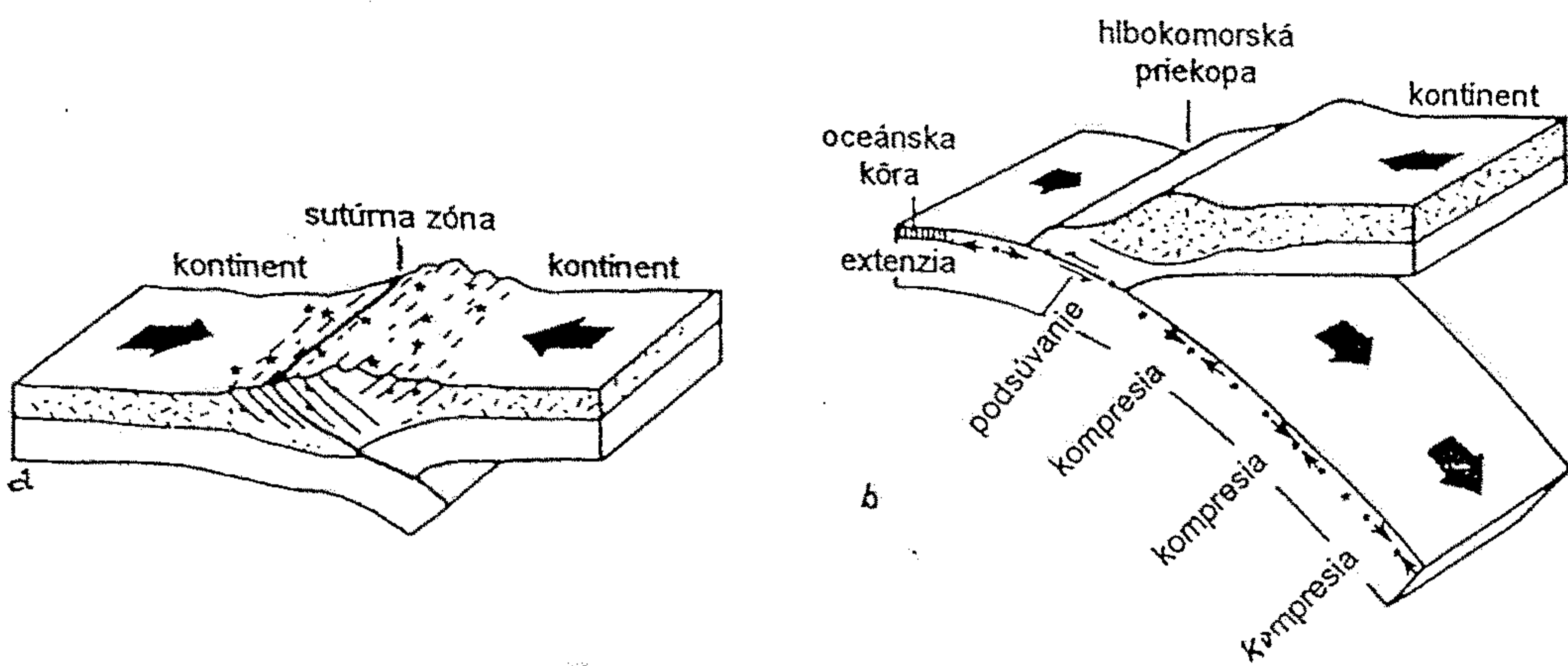
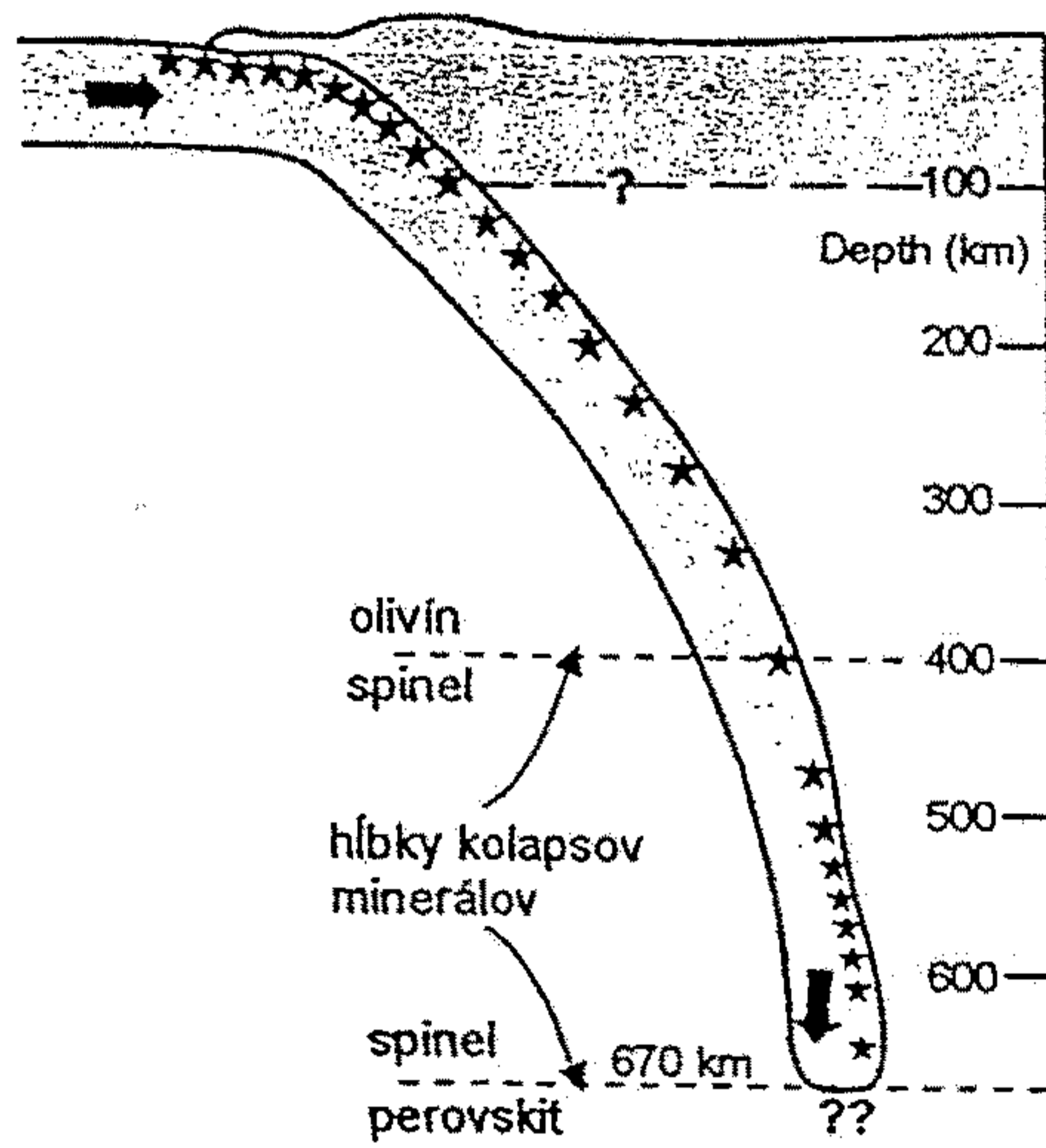


Figure 18-13

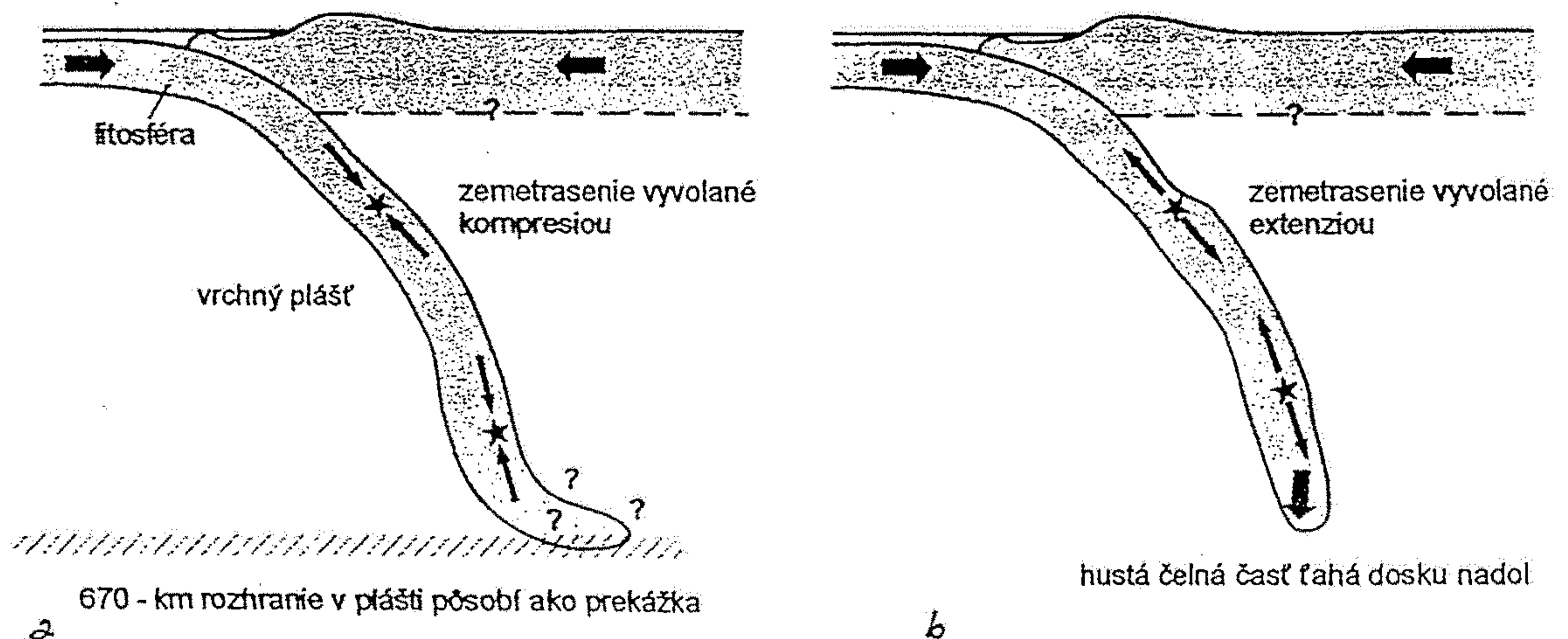
The association of earthquakes with three types of plate boundaries: ocean ridges, transform faults, and trenches.



Obr. 22.15. Konvergentné okraje pri kolízii dvoch kontinentov tvoria veľmi širokú zónu plytkých zemetrasení, ktoré sú lokalizované pozdĺž zložitého systému zlomov (a). Konvergentný okraj oceánskej dosky subdukujúcej pod kontinent. Zemetrasenia sa vyskytujú blízko povrchu subdukujúcej dosky v dôsledku extenzie, podsúvania a kompresie (b).



Obr. 22.17. Rozmiestnenie ohnísk zemetrasení pozdĺž subdukčnej (Benioffovej) zóny.



Obr. 22.16. Mnohé subdukujúce dosky majú zemetrasenia vyvolané kompresiou, pravdepodobne v dôsledku narazenia na prekážku (a). Iné subdukujúce dosky majú zemetrasenia vyvolané extenziou, pravdepodobne v dôsledku ťahu hustejšej subdukujúcej časti dosky (b).

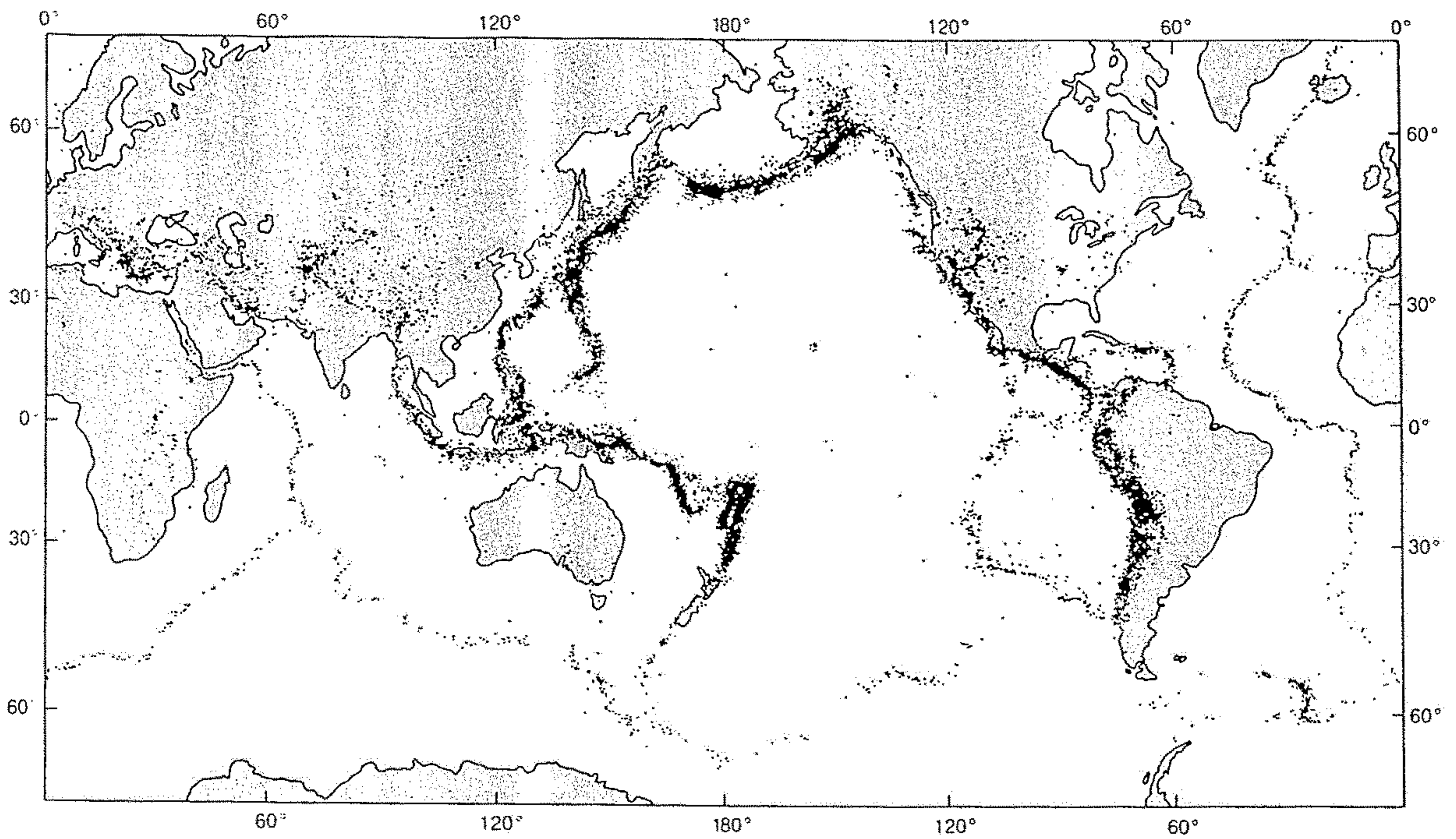


Figure 18-11

Epicenters of some 30,000 earthquakes recorded in the years 1961-1967, with focal depths between 0 and 700 km. [Epicenters by the U.S. Coast and Geodetic

Survey. Computer plot by M. Barazangi and J. Dorman, Columbia University.]

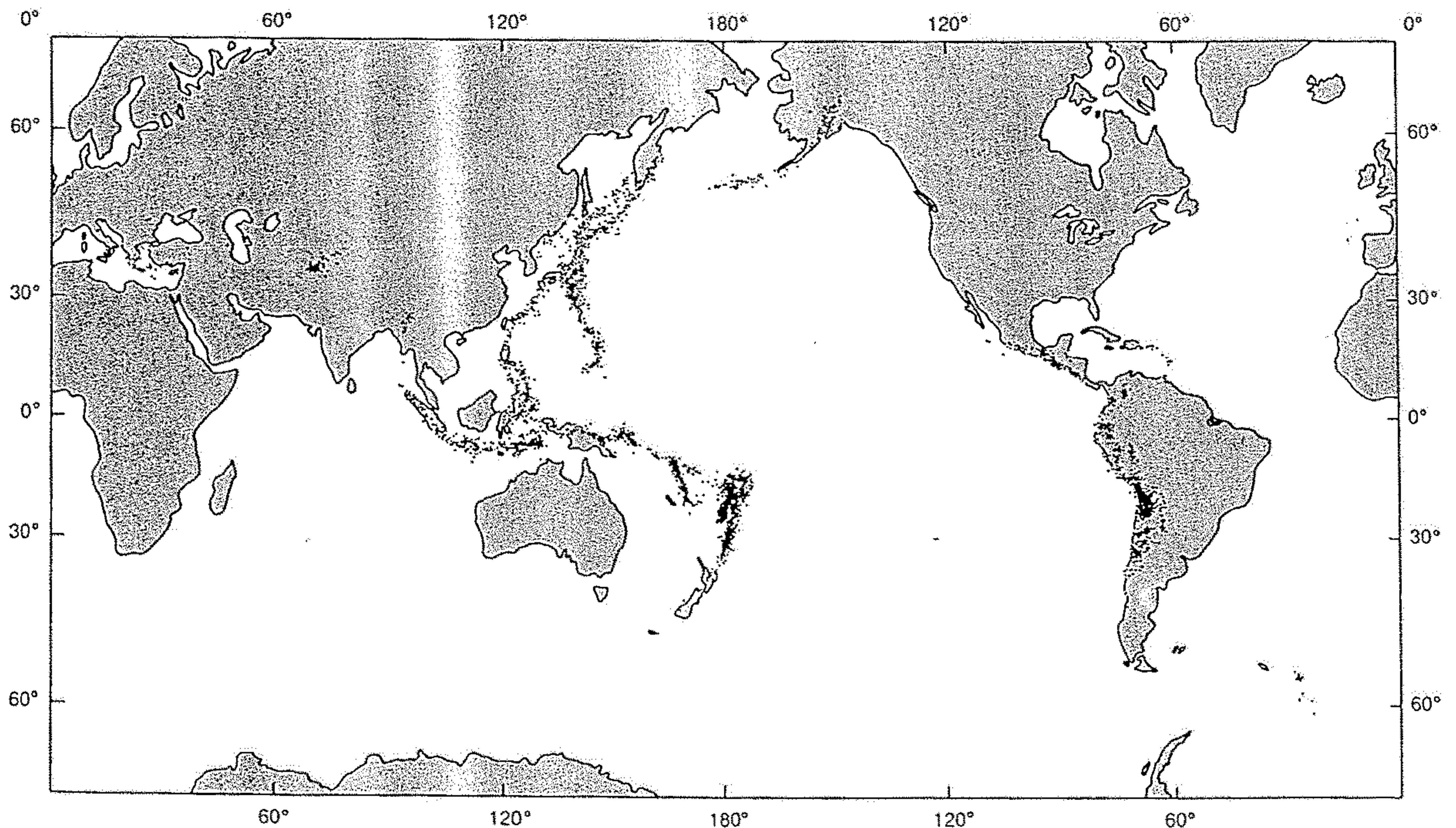
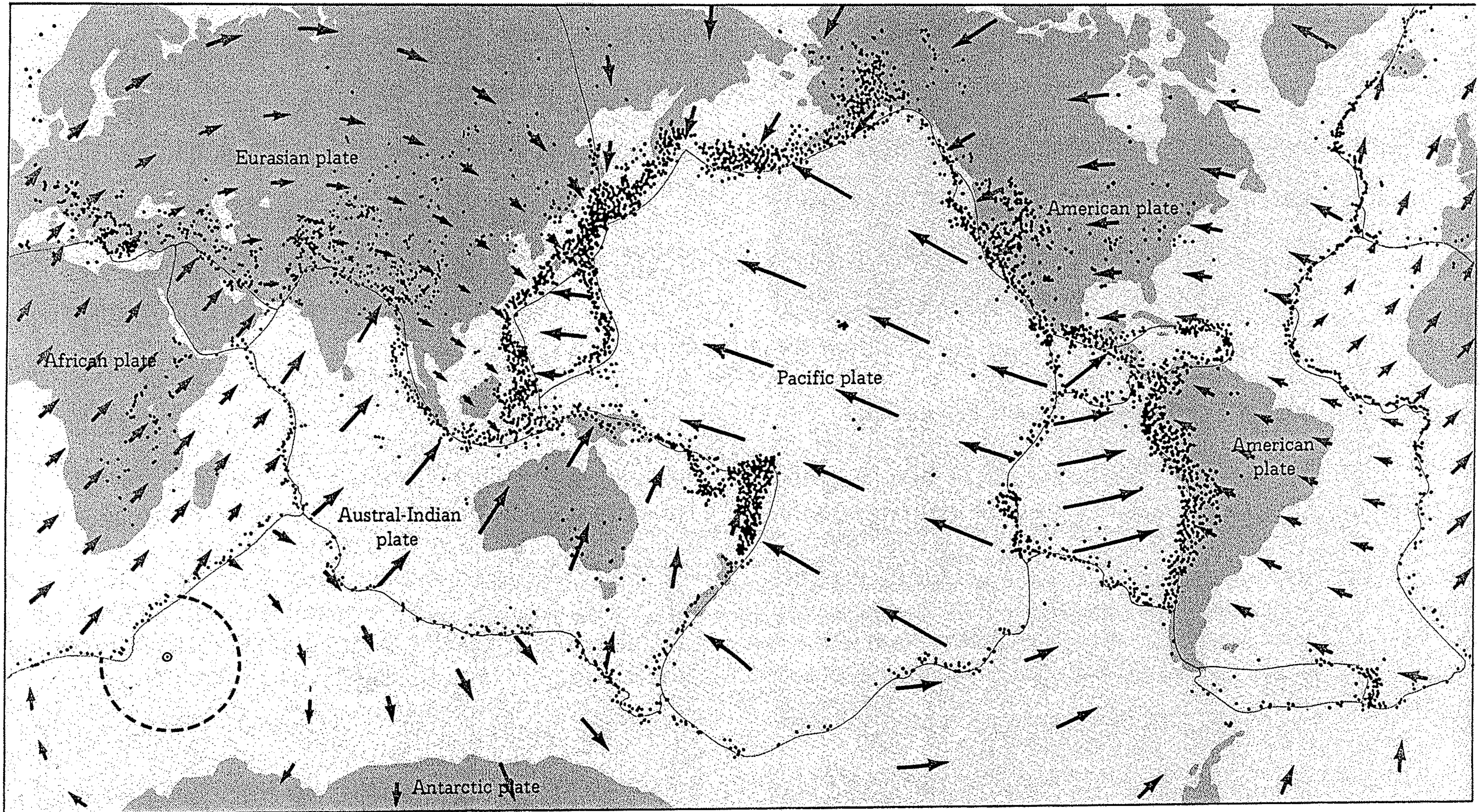


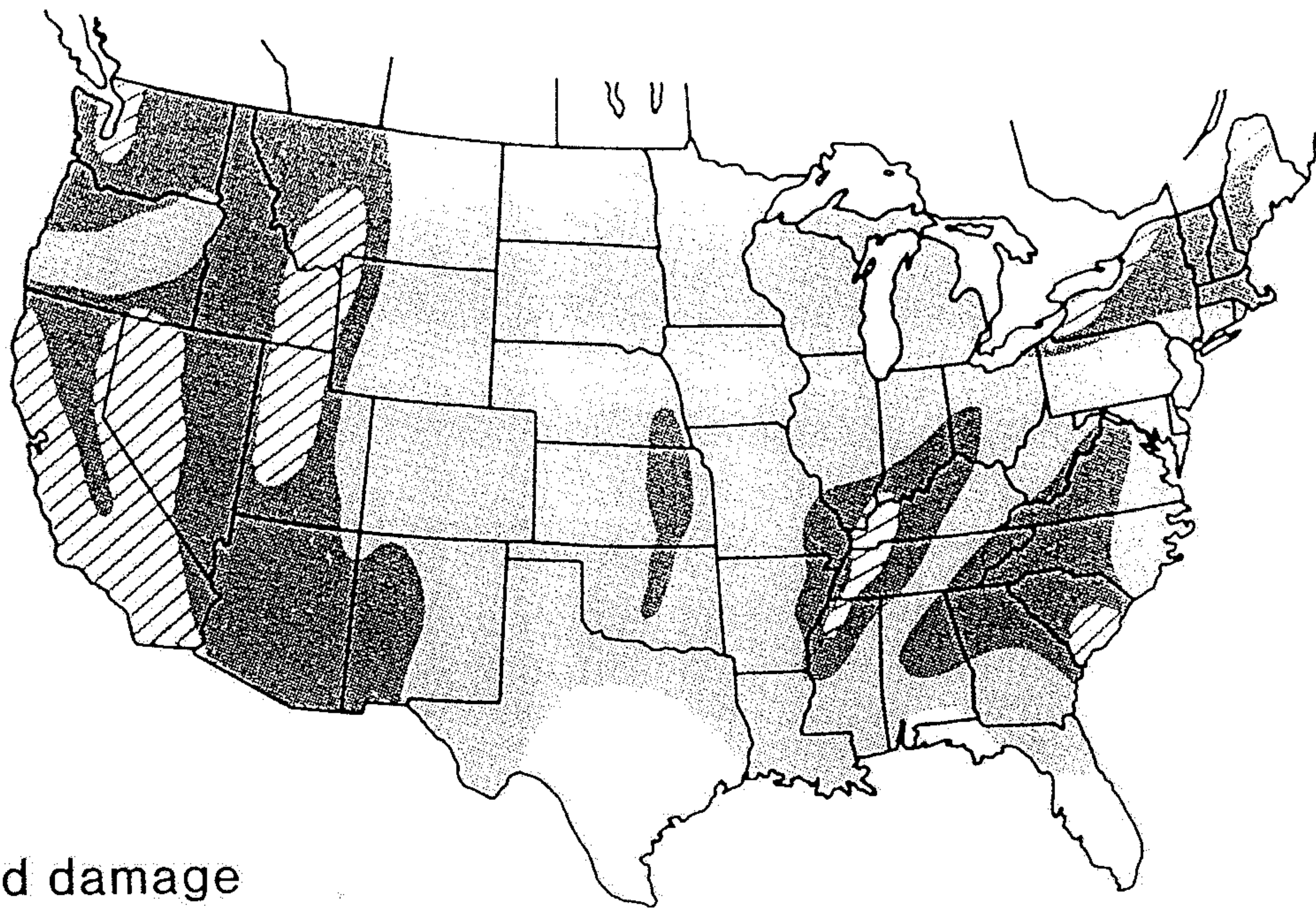
Figure 18-12

Subset of earthquakes from preceding figure with focal depths greater than 100 km. These deep earthquakes typically originate near margins where plates collide

and thus serve to identify such plates. [Computer plot by M. Barazangi and J. Dorman, Columbia University.]



11.16 Crustal plates are outlined by zones of intensive earthquake activity. The directions of plate motion are shown by arrows. Each plate moves the distance equivalent to the length of the arrow in 20 million years. [After Sheldon Judson, Kenneth S. Deffeyes, and Robert B. Hargraves, *Physical Geology*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J., 1976.]



Expected damage



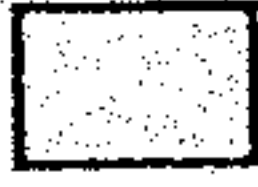

-  Major
-  Moderate
-  Minor
-  None

Figure 4.18 U.S. seismic-risk map. High-risk areas are those in which severely damaging earthquakes have occurred historically, not only those in which earthquakes are frequent. Recent research in fact suggests other areas of increased risk, such as the Pacific Northwest where subduction is occurring.

Source: National Oceanic and Atmospheric Administration.

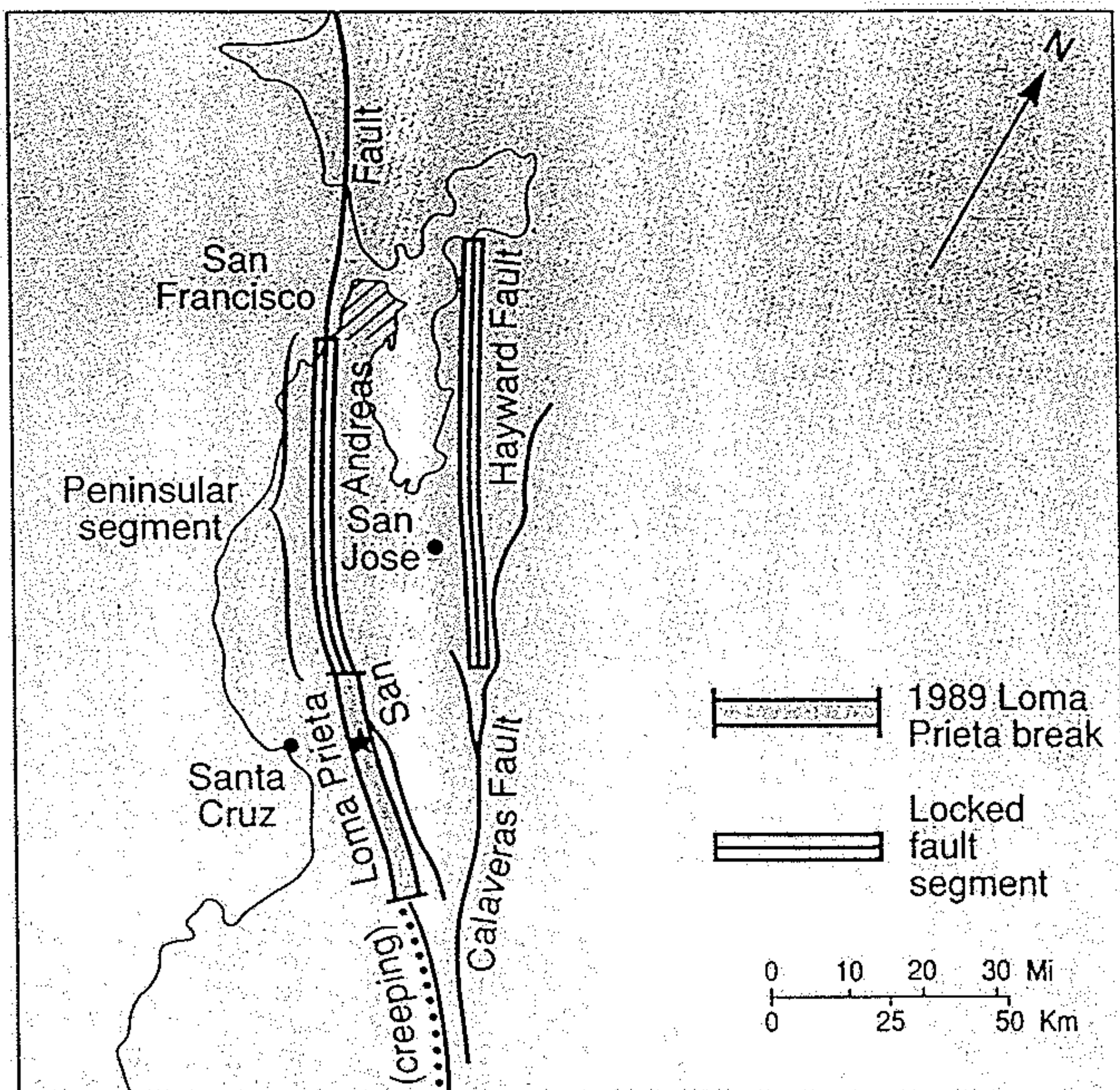


Figure 4 Section of San Andreas fault ruptured in the Loma Prieta quake, and nearby faults. The peninsular segment of the San Andreas is still locked.

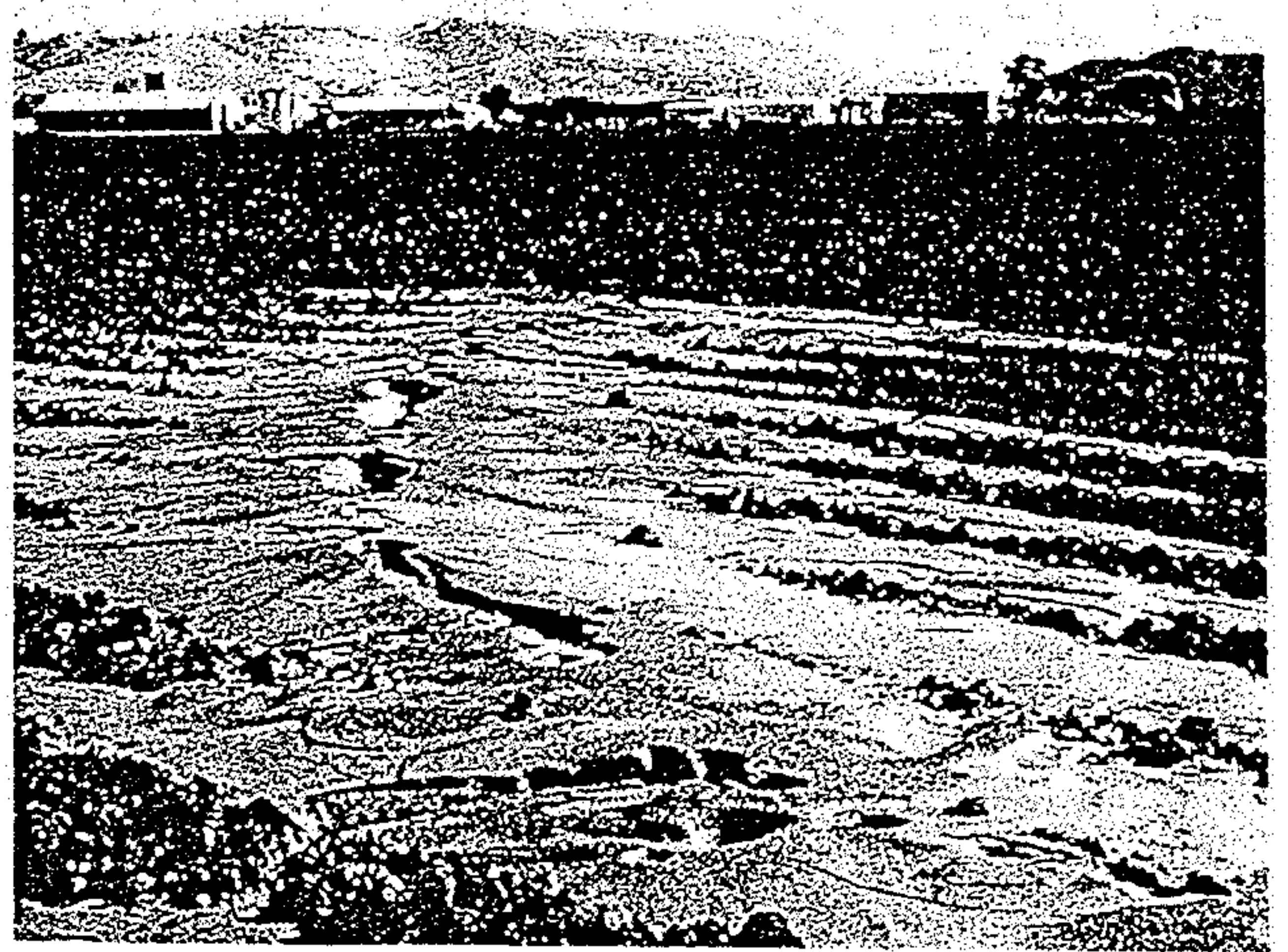


Figure 2 Sand boils in field near Watsonville, California. Photograph by J. Tinsley, from USGS Open-File Report 89-687.

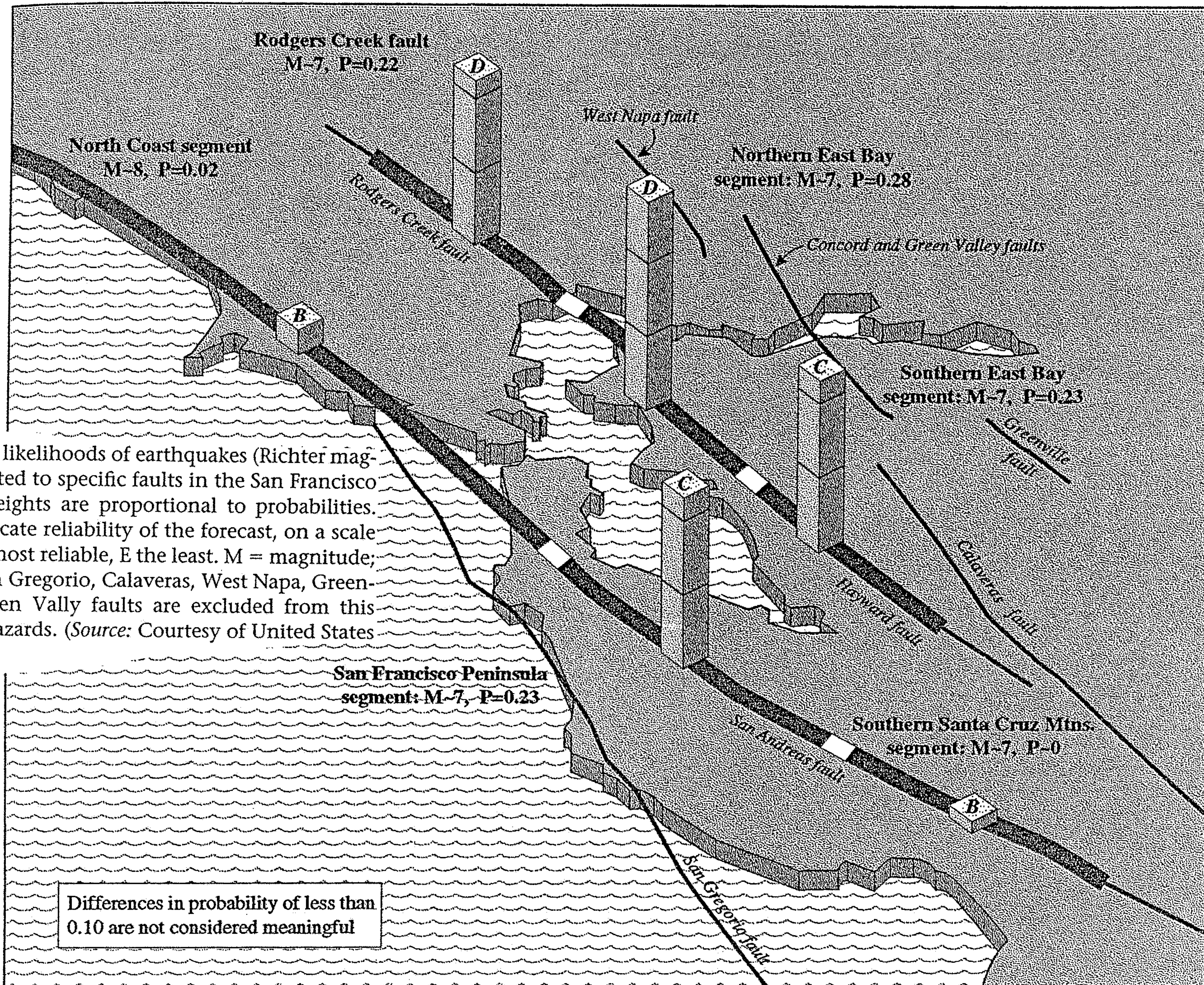


Figure 25.5. Estimated likelihoods of earthquakes (Richter magnitude 7 or greater) related to specific faults in the San Francisco Bay region. Column heights are proportional to probabilities. Letters on columns indicate reliability of the forecast, on a scale of A to E, with A being most reliable, E the least. M = magnitude; P = probability. The San Gregorio, Calaveras, West Napa, Greenville, and Concord/Green Valley faults are excluded from this assessment of seismic hazards. (Source: Courtesy of United States Geological Survey.)

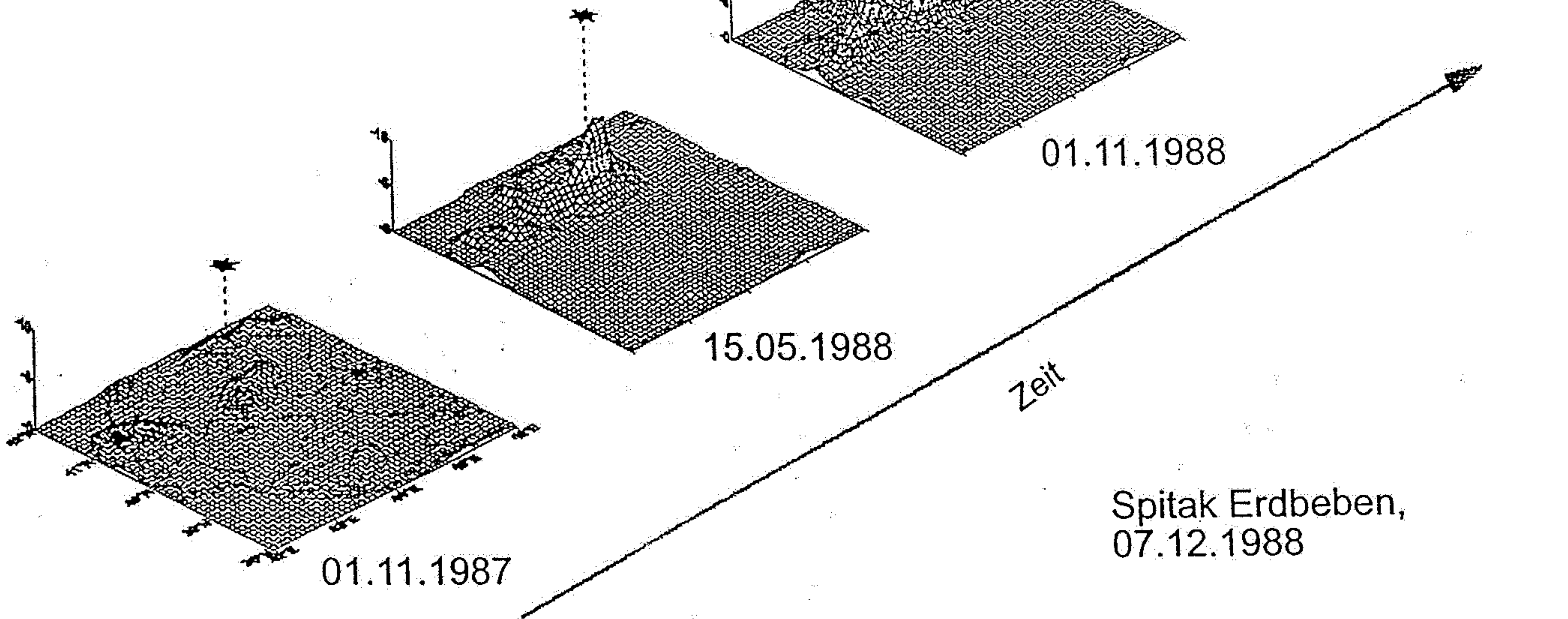
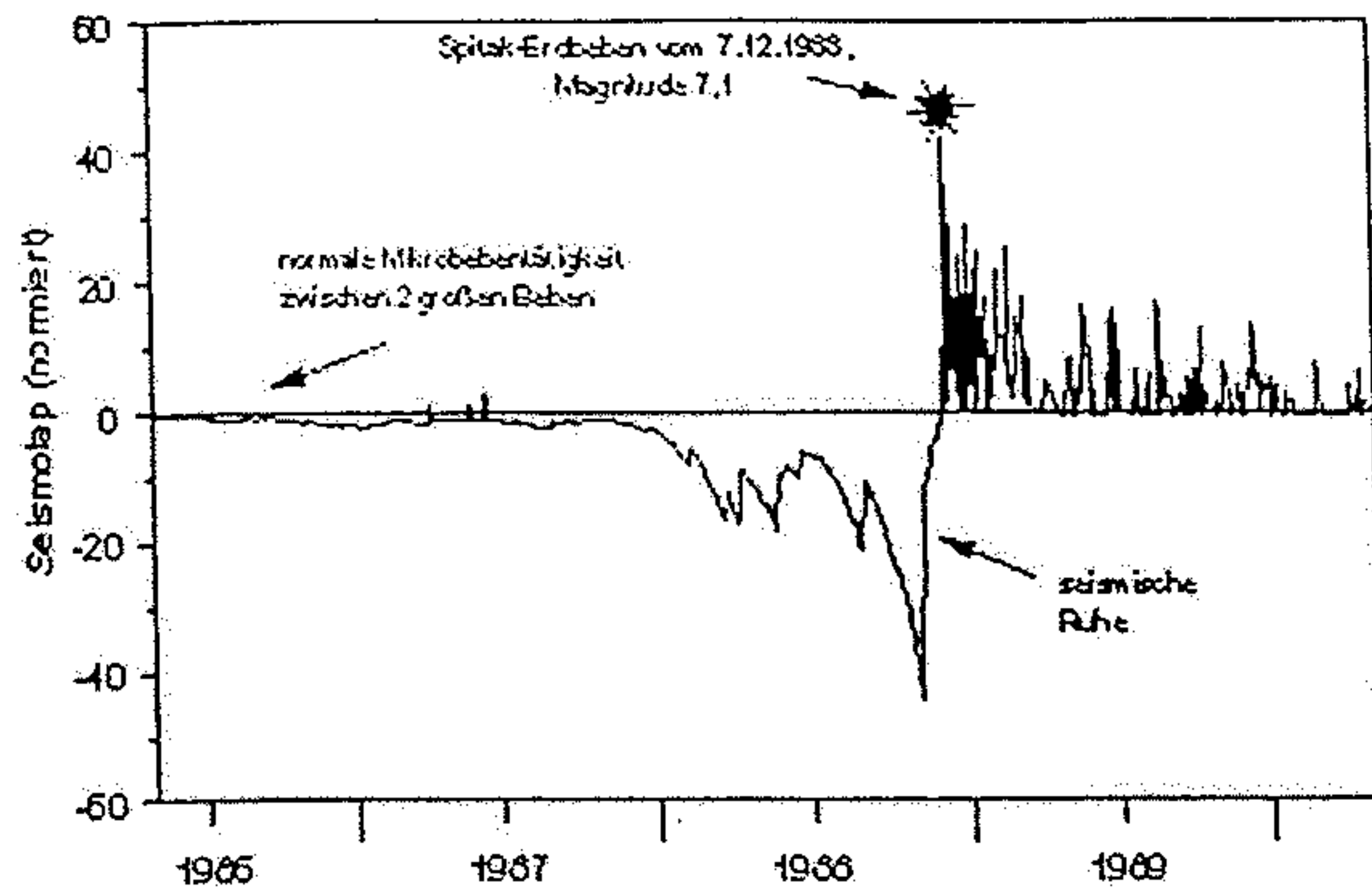
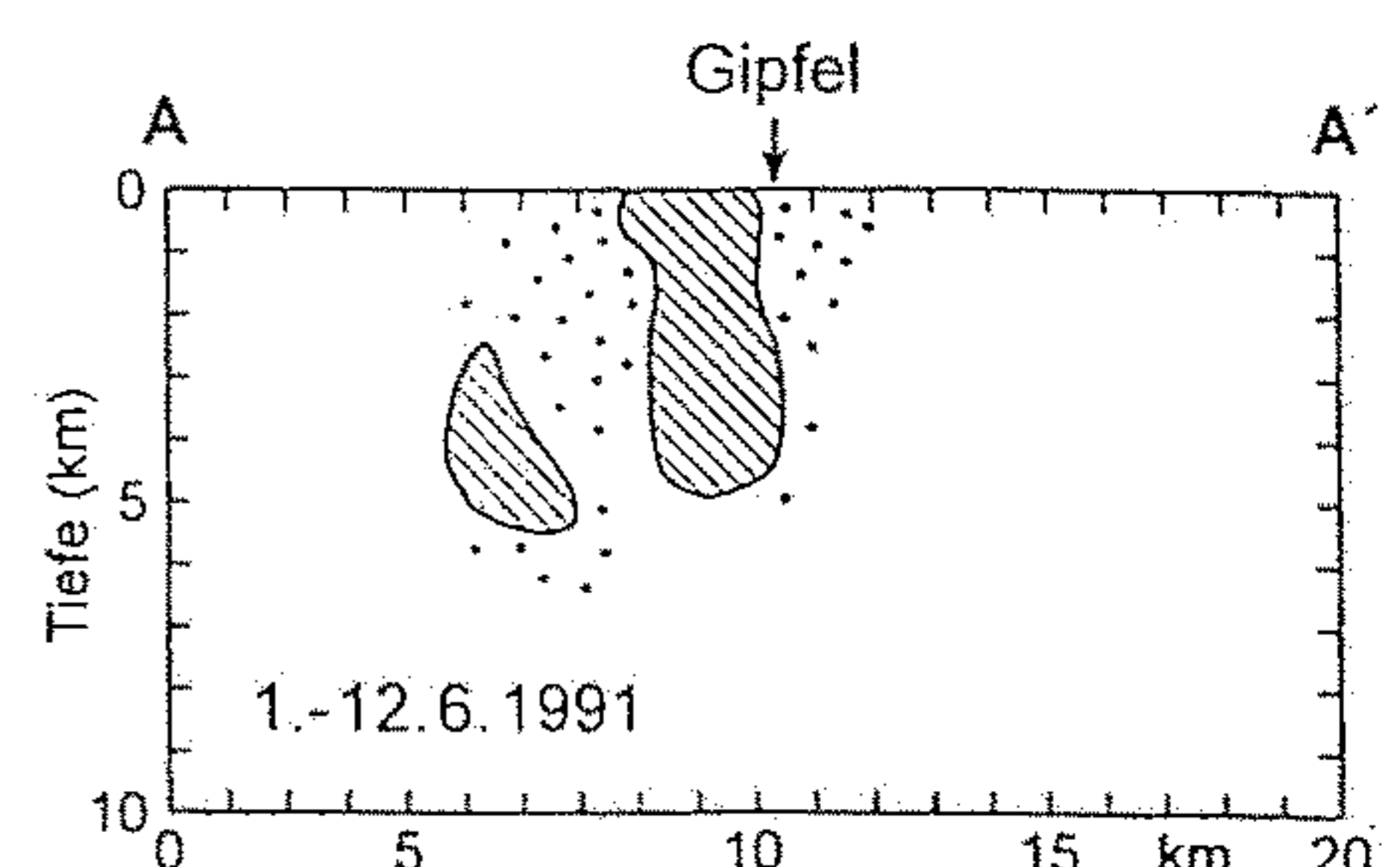
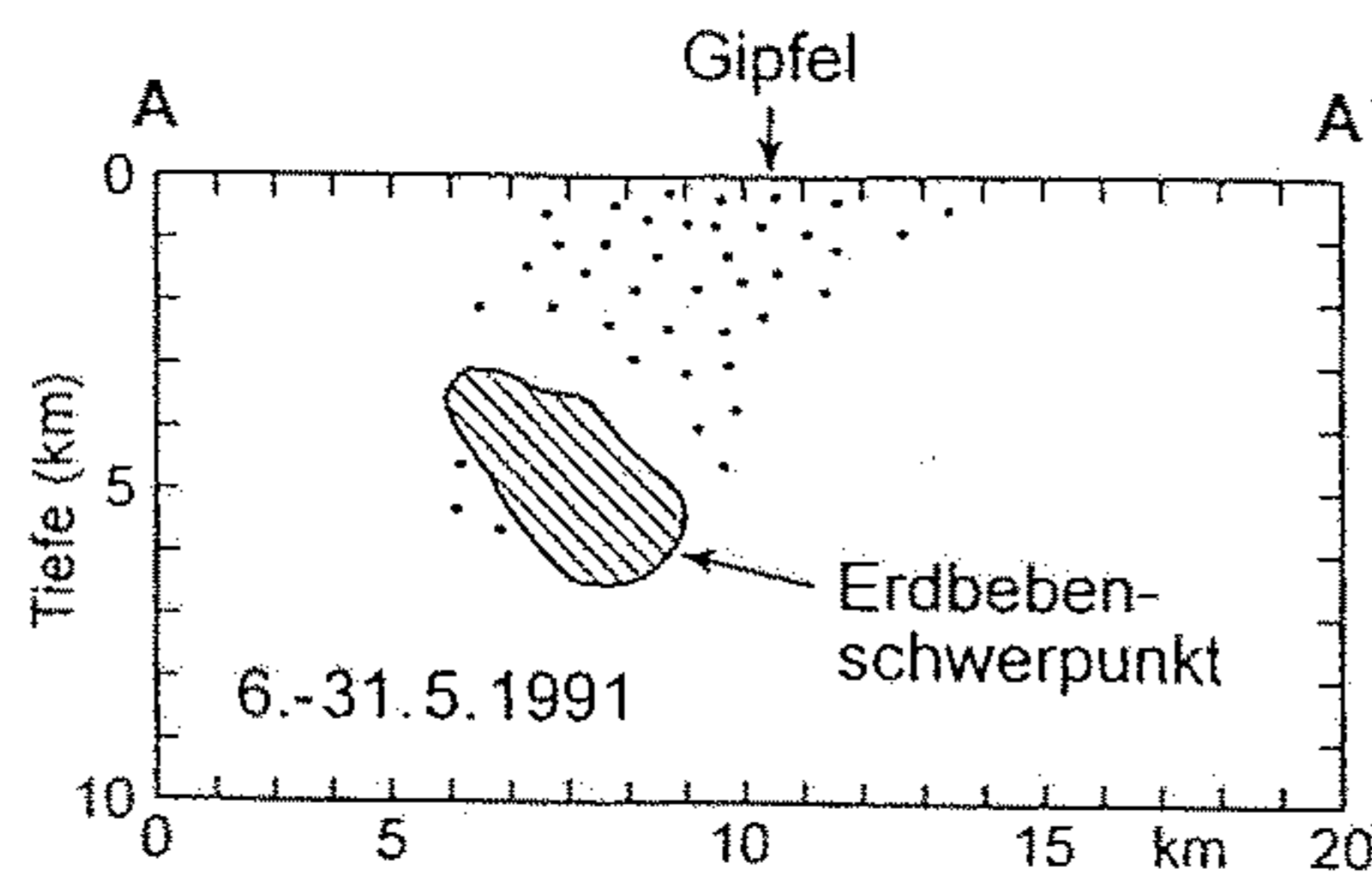
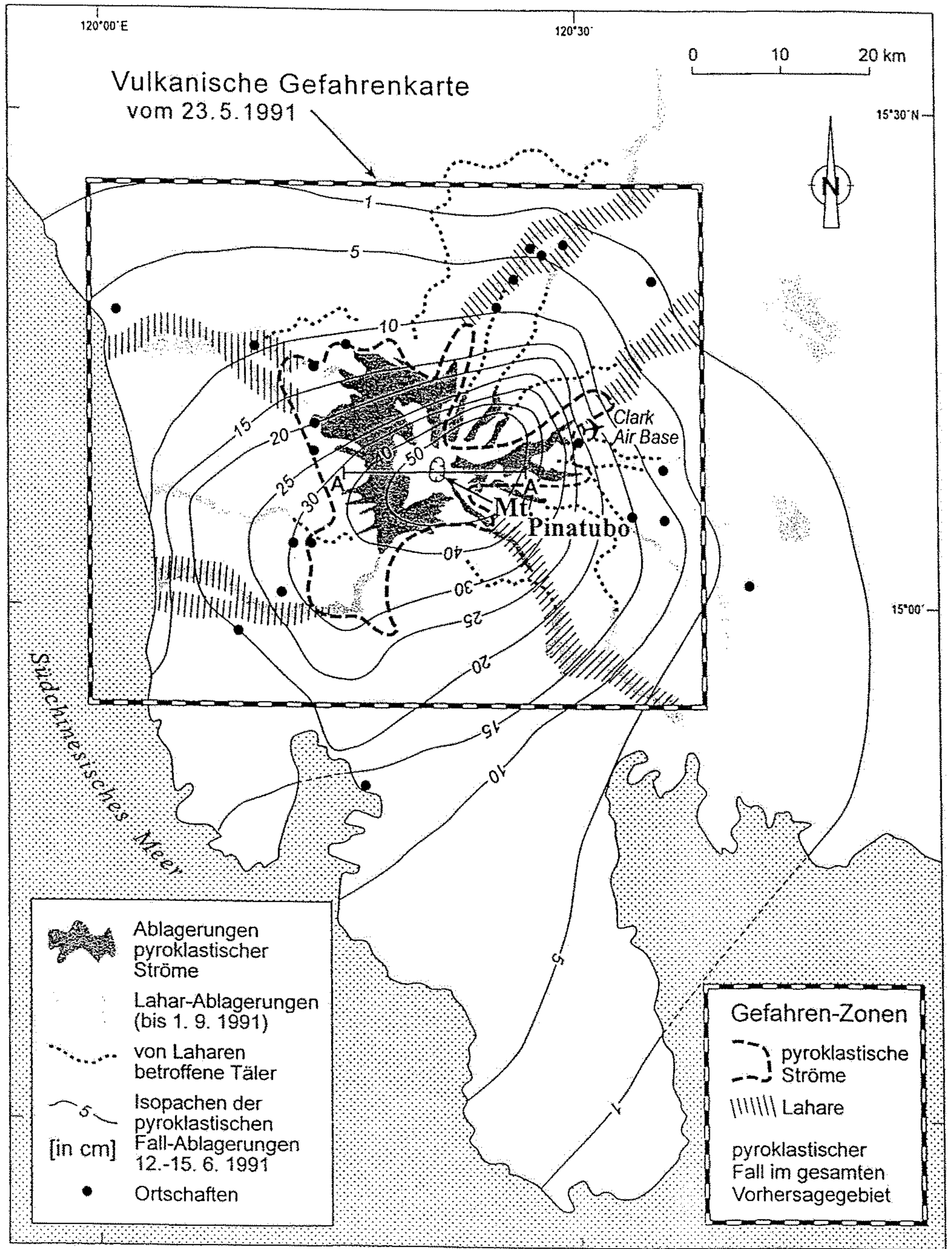


Abb. 16.8

Darstellung des Seismolap-Parameters im Gebiet von Spitak, 13 Monate, 7 Monate, 37 Tage vor sowie 7 Tage nach dem verheerenden Beben in Armenien vom 7.12.1988. Seismolap ist ein dimensionsloser Parameter für die Veränderung der Mikrobebenstätigkeit in Zeit und Raum. Zwischen zwei großen Beben ist ein Erdbebengebiet von einer gleichmäßigen Mikrobebenstätigkeit gekennzeichnet (Seismolap = 0). Negative Werte spiegeln eine Veränderung zu geringerer Seismizität wieder. Die Darstellung zeigt deutlich, daß sich 7 Monate vor dem Beben im Gebiet von Spitak ein Bereich der „seismischen Ruhe“ ausbildete. Links oben: Seismolap im Gebiet Spitak über den Zeitraum 4.1986 bis 4.1990 aufgetragen (mit freundlicher Genehm. von J. ZSCHAU).

Abb. 16.10

Nach 400 Jahren Ruhe erwachte der philippinische Mt. Pinatubo am 2. April 1991 mit kleinen phreatischen Explosionen. Da von dem „schlafenden“ Vulkan keine Gefahrenkarte existierte, haben der philippinische und der US-amerikanische geologische Dienst in der kurzen Zeit zwischen dem Erwachen des Vulkans und dem großen Ausbruch (9.–15.6.1991) eine Gefährdungsabschätzung durchgeführt (Karte vom 23.5.1991). Der Vergleich der Gefährdungszonen vom 23.5.91 mit der tatsächlichen Verbreitung von pyroklastischen Ablagerungen und Laharen bis 1.9.91 zeigt trotz der gebotenen Eile eine erstaunlich gute Übereinstimmung; die parallel laufende, intensive Beobachtung ('Monitoring') des Vulkans führte am 7.6.1991 zur Ausrufung der 4. Alarmstufe „Eruption innerhalb von 24 Stunden möglich“ sowie zur Evakuierung von 58 000 Menschen. Anhand der seismischen Aktivität konnte der Magmenaufstieg kurz vor dem Ausbruch verfolgt werden (unten). Die starke Laharaktivität wurde von schweren Unwettern mit viel Niederschlag verursacht. Während des Ausbruchshöhepunkts zog das Zentrum des Taifuns Yunya nur 50 km entfernt vorbei. Obwohl der Pinatubo-Ausbruch bislang der größte des 20. Jhdts. ist, sind in dem dichtbesiedelten Gebiet aufgrund der erfolgreichen Ausbruchsabschätzung und -vorhersage „nur“ 320 Menschen umgekommen. Die meisten von ihnen sind von Hausdächern begraben worden, welche unter der Last der regennassen pyroklastischen Fall-Decke zusammenbrachen (nach Pinatubo Volcano Observatory Team, 1991).



2° 4° 6° 8° 10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30°

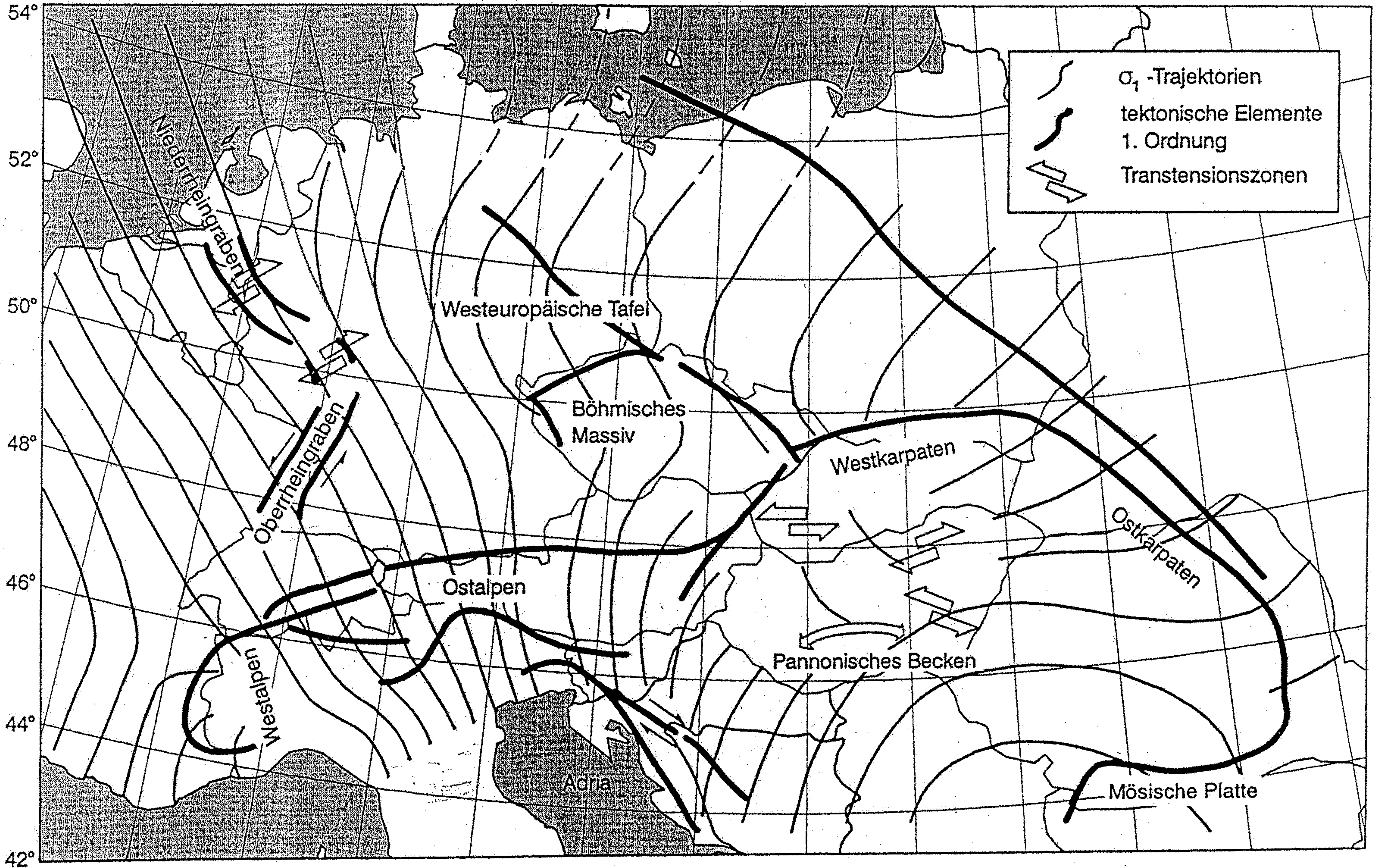


Abb. 11.17

Rezentes Spannungsfeld in Mitteleuropa. Das dargestellte Spannungsfeld (Trajektorien der σ_1 -Richtung) bezieht sich nur auf den oberen, spröden Teil der Kruste. Eingezeichnet sind auch die großtektonischen Elemente (umgezeichnet nach GRÜNTAL & STROMEYER, 1994).

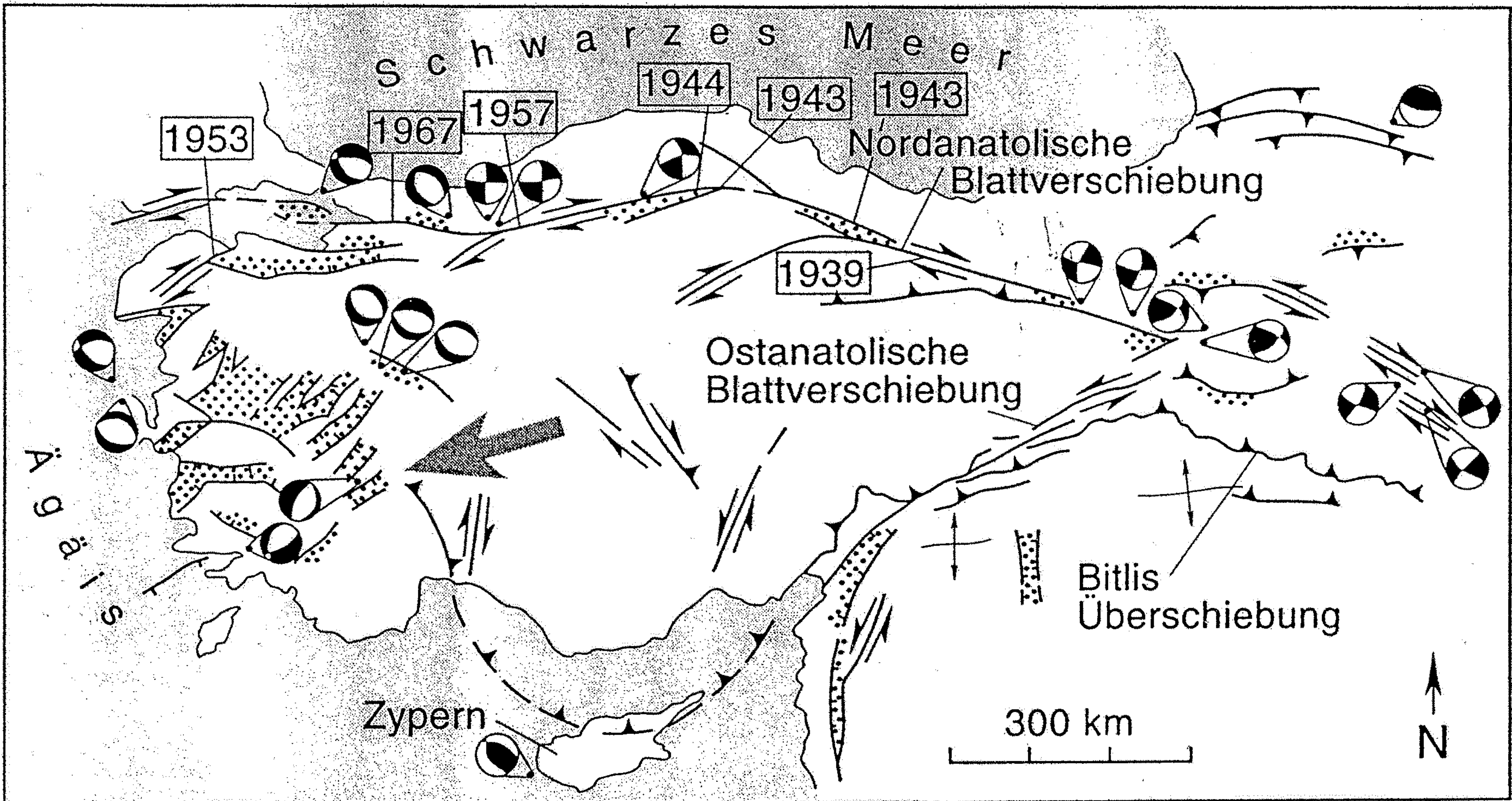
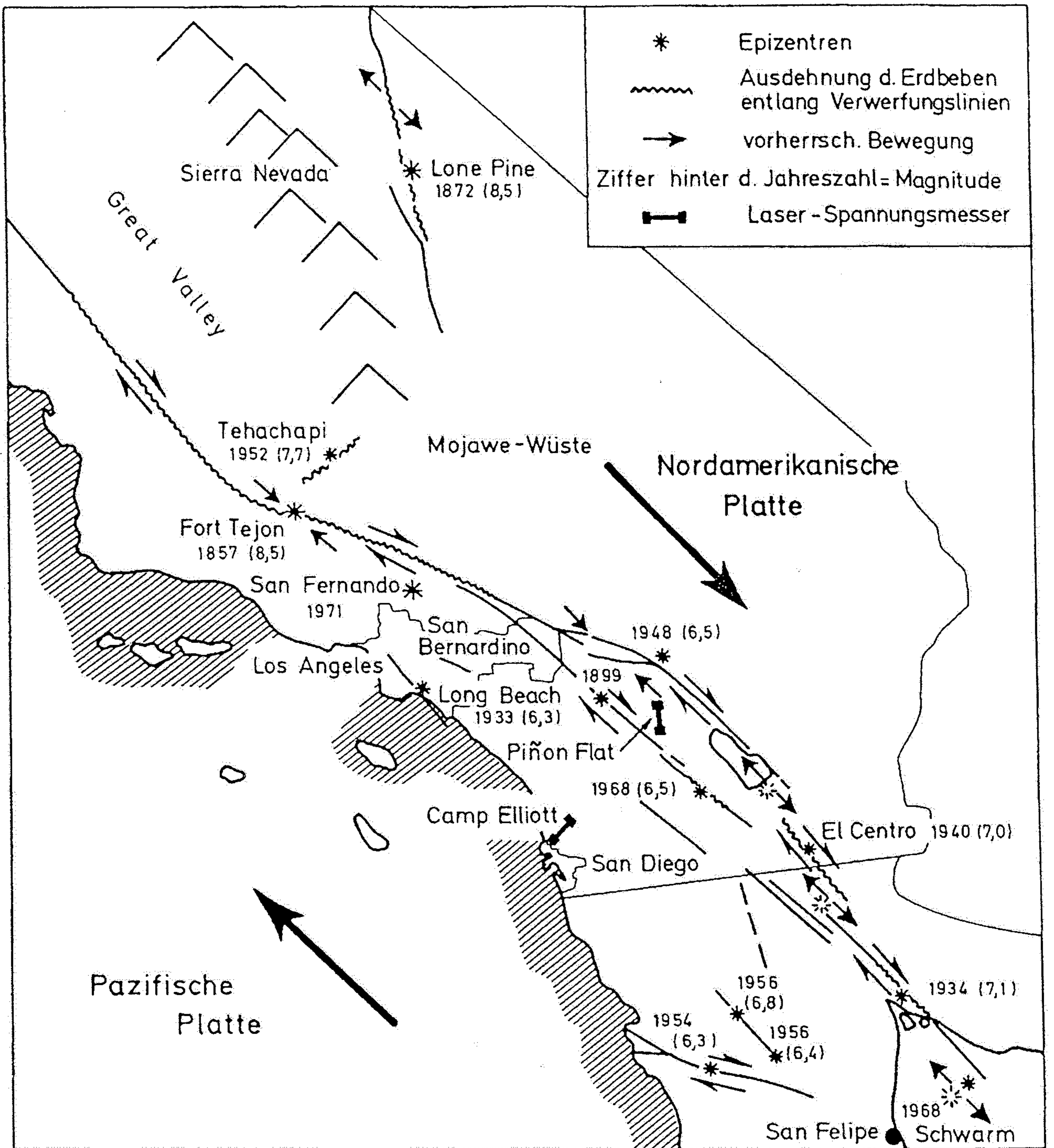


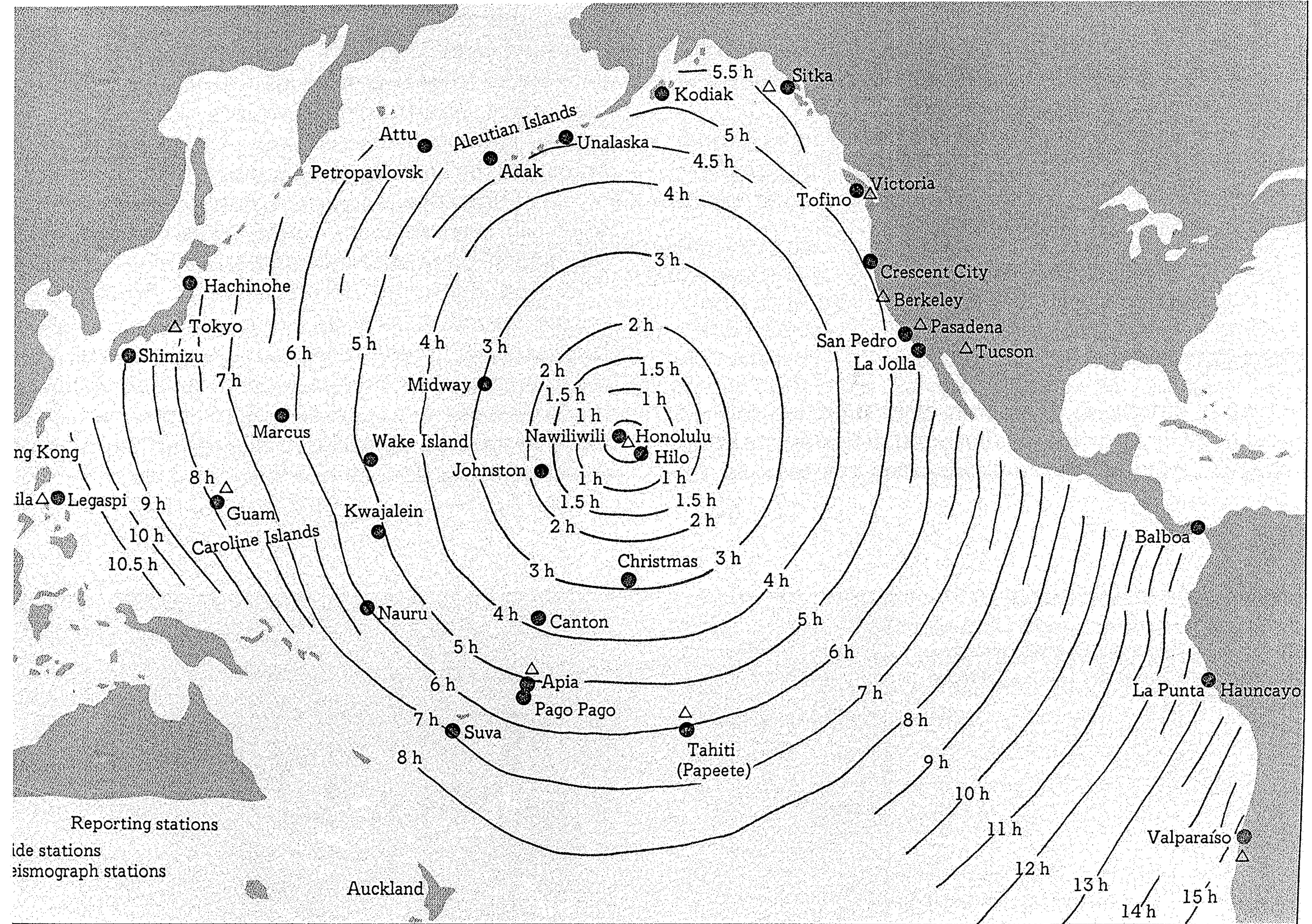
Abb. 11.25

Aktive Störungstektonik in Kleinasien. Im Spannungsfeld der Eurasischen, Afrikanischen und Arabischen Platten weicht die Anatolische Kleinplatte nach W aus ('Tectonic escape', grauer Pfeil). Schwarze Pfeilpaare stellen Blattverschiebungen dar, Punktsignatur

repräsentiert Becken, die an Störungen gebunden sind (s.u.); Jahreszahlen: Beben mit einer Magnitude um 7. Die Bewegungsrichtungen wurden z.T. anhand von Herdflächenlösungen (Abb. 11.18) ermittelt (aus EISBACHER 1991, nach SENGÖR et al., 1985).



bb. 10.23
 roße Erdbeben entlang des San andreas-Transform-Störungs-
 stems in Kalifornien; Magnituden
 ach der Richter-Skala in Klamm-
 iern (vgl. Kasten 9.1 und Abschn.
 6.3) (nach BERGER, 1971).



Seismic-sea-wave travel times to Honolulu.

Mercalliho stupnice	
stupeň	popis
I	registrováno přístroji, člověk nepocítuje
II - velmi slabé	pocítují jen velmi citliví lidé ve vyšších patrech budov
III - slabé	pro člověka citelnější
IV - mírné	chvění nábytku, oken; pocíťované i mimo budovy
V - dosti silné	chvění budov, praskání okenních tabulí, kývání zavěšených předmětů
VI - silné	kolísání půdy, praskání omítek
VII - velmi silné	trhliny ve zdech, vlny na vodní hladině
VIII - bořivé	značné škody na budovách; trhliny v půdě
IX - pustošivé	značné škody
X - ničivé	většina budov pobořena, zničeny mosty, hráze, železnice
XI - zemětřesná katastrofa	pobořeny všechny budovy, hráze, mosty, velké trhliny v půdě, změny toku řek
XII - velká zemětřesná katastrofa	jako stupeň XI ve větším měřítku, pohyby podél zlomů

Richterova stupnice			
M	Postižená oblast (km ²)	Průměrná roční frekvence	Intensita podle Mercalliho
3-3,9	1 950	49 000	0-III
4-4,9	7 850	6 200	IV-V
5-5,9	39 000	800	VI
6-6,9	130 000	120	VII-VIII
7-7,9	520 000	18	IX-X
8-8,9	2 080 000	1	XI-XII

Tab. Mercalliho a Richterova stupnice intenzity zemětřesení,

Some of the World's Worst Earthquakes as Regards Lives Lost

Year	Place	Deaths (est.)	Year	Place	Deaths (est.)
856	Corinth, Greece	45,000	1923	Tokyo, Japan	99,000
1038	Shansi, China	23,000	1930	Apennine Mountains, Italy	1,500
1057	Chihli, China	25,000	1932	Kansu, China	70,000
1170	Sicily	15,000	1935	Quetta, Baluchistan	60,000
1268	Silicia, Asia Minor	60,000	1939	Chile	30,000
1290	Chihli, China	100,000	1939	Erzincan, Turkey	40,000
1293	Kamakura, Japan	30,000	1948	Fukui, Japan	5000
1456	Naples, Italy	60,000	1949	Ecuador	6000
1531	Lisbon, Portugal	30,000	1949	Khait, U.S.S.R.	12,000
1556	Shen-shu, China	830,000	1950	Assam, India	1500
1667	Shemaka, Caucasia	80,000	1954	Northern Algeria	1500
1693	Catania, Italy	60,000	1956	Kabul, Afghanistan	2000
1693	Naples, Italy	93,000	1957	Northern Iran	2500
1731	Peking, China	100,000	1960	Southern Chile	5700
1737	Calcutta, India	300,000	1960	Agadir, Morocco	12,000
1755	Northern Persia	40,000	1962	Northwestern Iran	12,000
1755	Lisbon, Portugal	30,000-60,000	1963	Skopje, Yugoslavia	1000
1783	Calabria, Italy	50,000	1968	Dasht-e Bayaz, Iran	11,600
1797	Quito, Ecuador	41,000	1970	Peru	20,000
1822	Aleppo, Asia Minor	22,000	1972	Managua, Nicaragua	10,000
1828	Echigo (Honshu), Japan	30,000	1976	Guatemala	23,000
1847	Zenkoji, Japan	34,000	1976	T'ang-shan, China	500,000(?)
1868	Peru and Ecuador	25,000	1976	Philippines	3100
1875	Venezuela and Columbia	16,000	1976	New Guinea	9000
1896	Sanriku, Japan	27,000	1976	Iran	5000
1897	Assam, India	1500	1977	Rumania	1500
1898	Japan	22,000	1978	Iran	15,000
1906	Valparaiso, Chile	1500	1980	Algeria	3500
1906	San Francisco	500	1980	Italy	4000
1907	Kingston, Jamaica	1400	1981	Iran	3000
1908	Messina, Italy	160,000	1982	West Arabian Peninsula	2800
1915	Avezzano, Italy	30,000	1983	Turkey	1300
1920	Kansu, China	180,000			



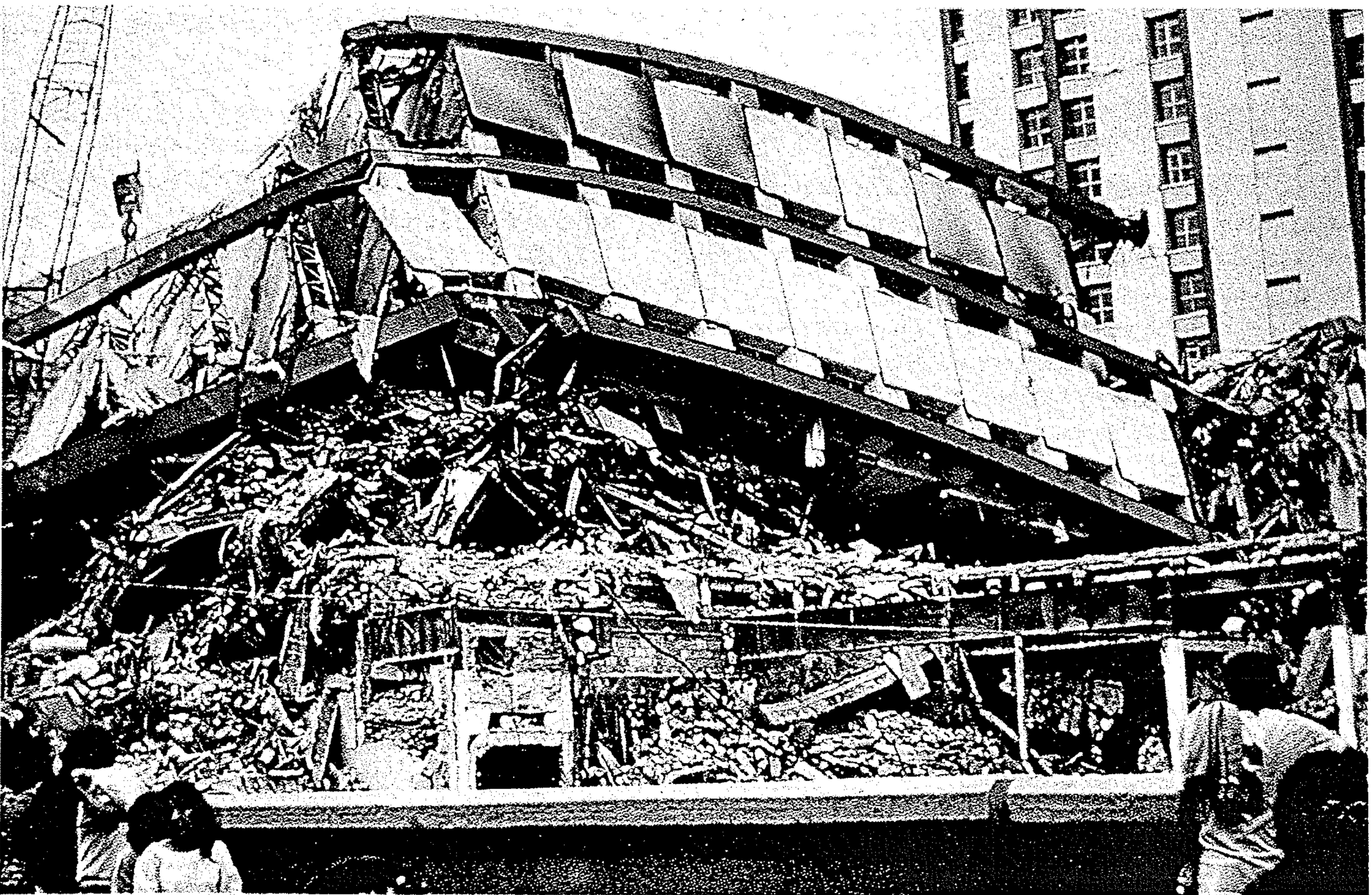
Figure 18-19

Foundation failure as a result of soil liquefaction caused these buildings in Niigata, Japan, to topple during the earthquake of 1964. The structures themselves were built to withstand earthquakes; they toppled intact. [Photo by G. Housner, California Institute of Technology; National Science Foundation.]



Figure 18-20

Destruction at Seward, Alaska, caused by the tsunami generated during the earthquake of 1964. Although a warning system exists to alert people on distant coasts to the danger of tsunamis, it cannot yet function rapidly enough to help residents in the epicenter region. [Photo by F. Press.]



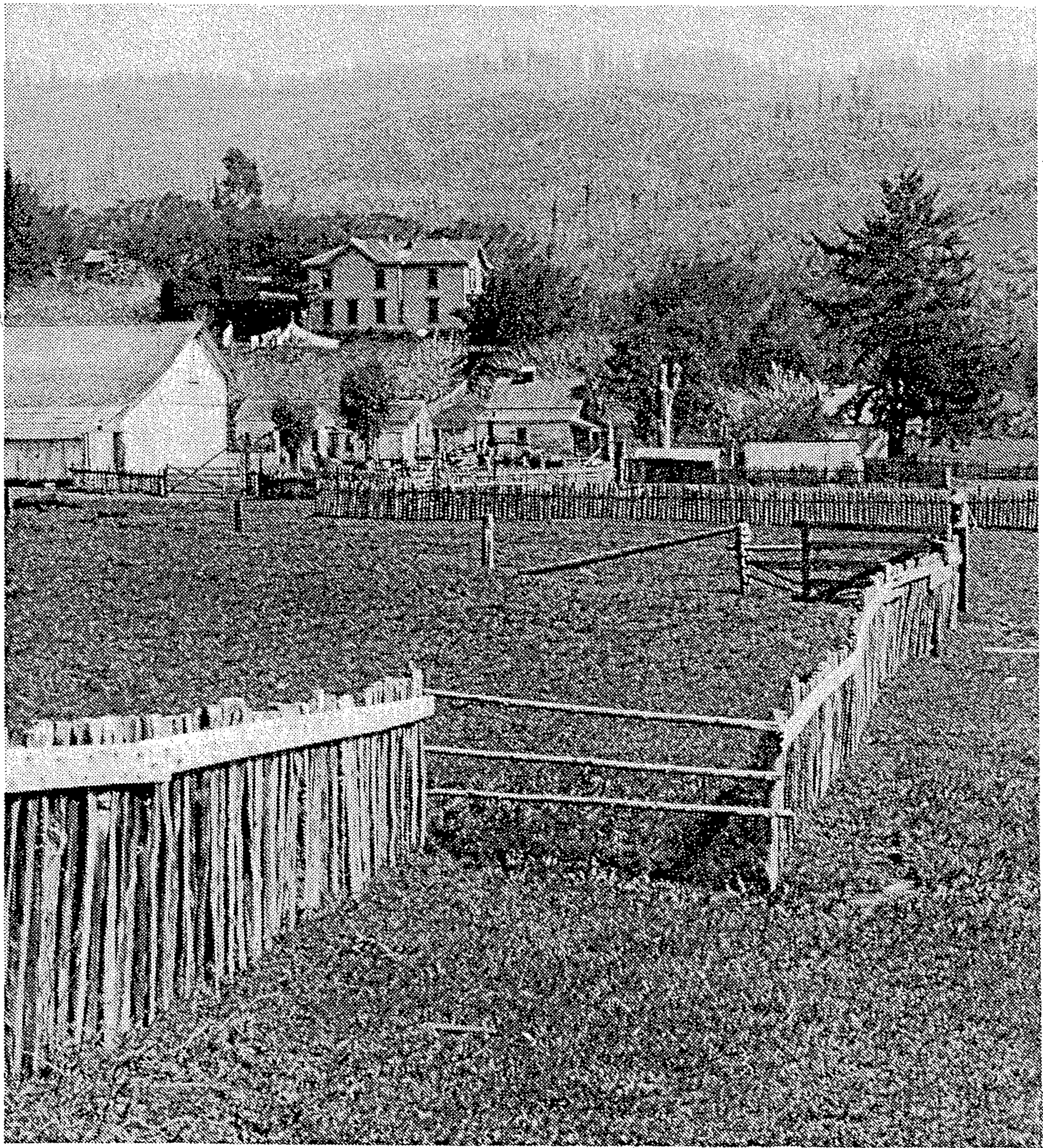


Figure 18-8

The earthquake of 1906 was caused by slip along the San Andreas fault. The offset fence shown here shows a slip of nearly 3 m. The scene is near Bolinas, California. [Photo by G. K. Gilbert; courtesy of R. E. Wallace, U.S. Geological Survey.]