



Figure 11-8

Uplifted marine terraces, Palos Verdes Hills,
California. [Photo by J. S. Shelton and R. C. Frampton.]

From *Geology Illustrated* by J. S. Shelton. W. H.
Freeman and Company. Copyright © 1966.]

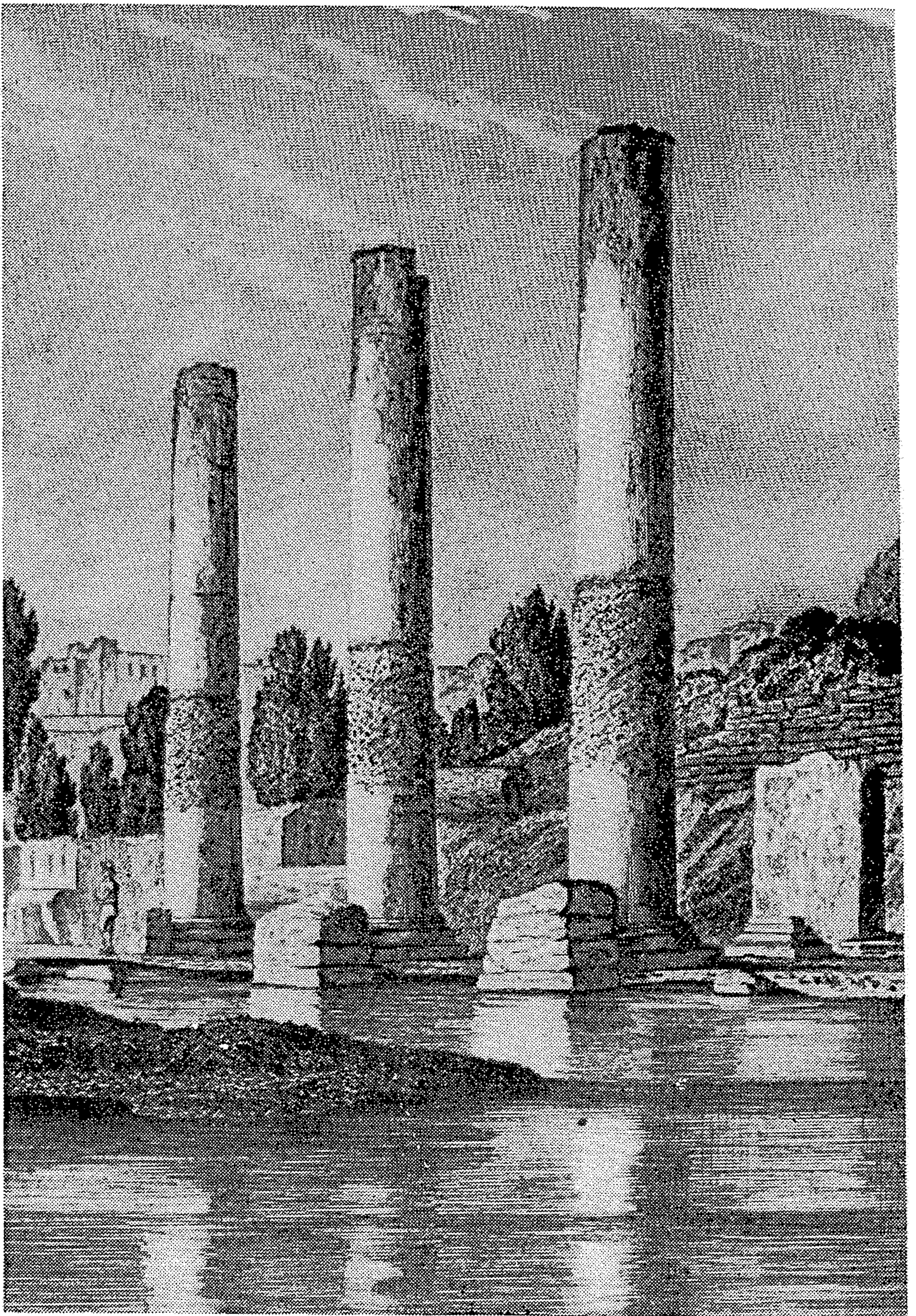


Abb. 286. Serapistempel bei Pozzuoli bei Neapel. (Nach einem Stich aus LYELL, Principles of geology.)

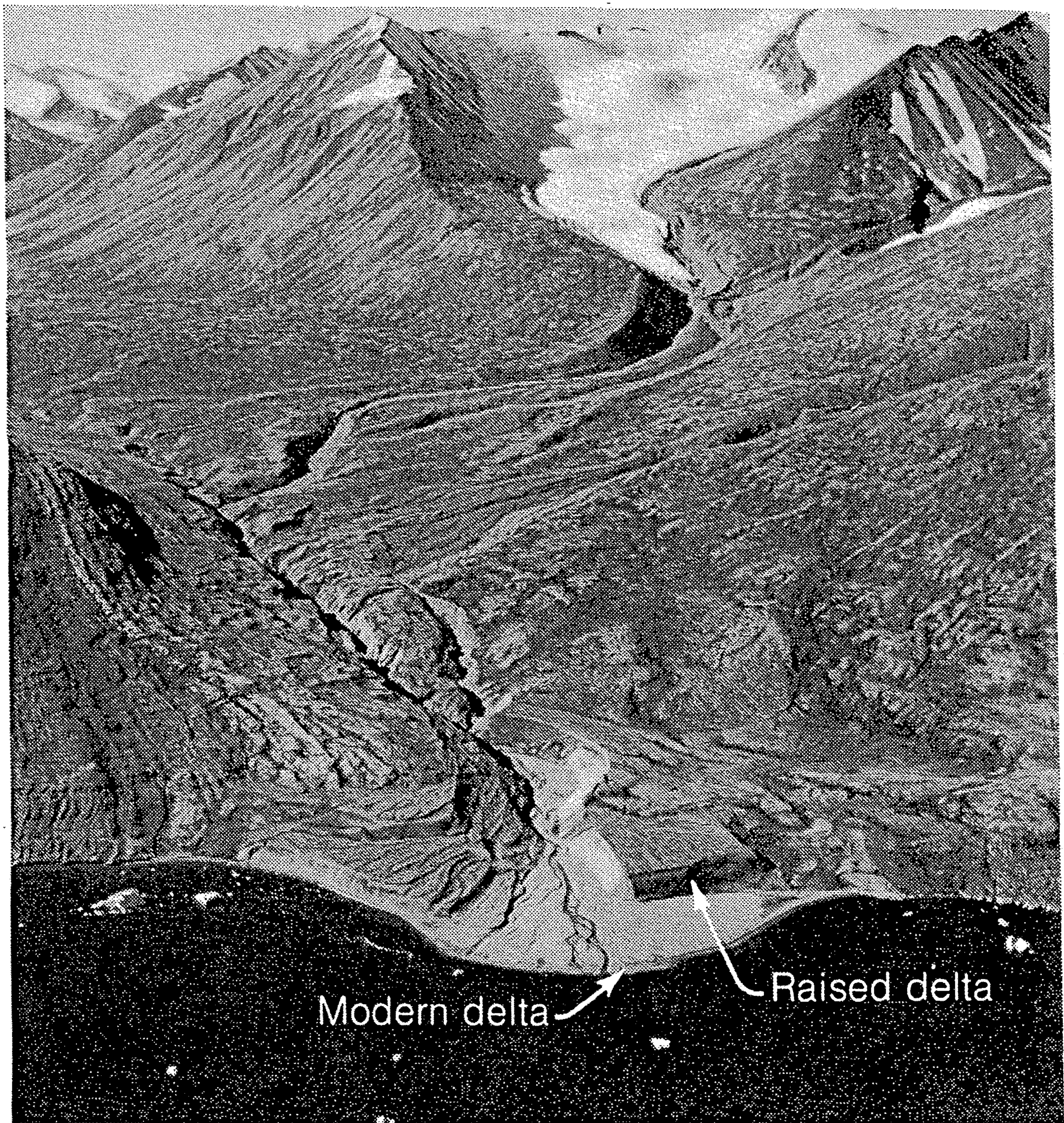


Figure 21-1

Regional uplift, evidenced by a delta raised about 30 m above sea level. An old delta is being dissected by streams as a new delta is being deposited. Antarctic Sund, E. Greenland. [Lauge Koch Expedition; courtesy of J. Haller, Harvard University.]

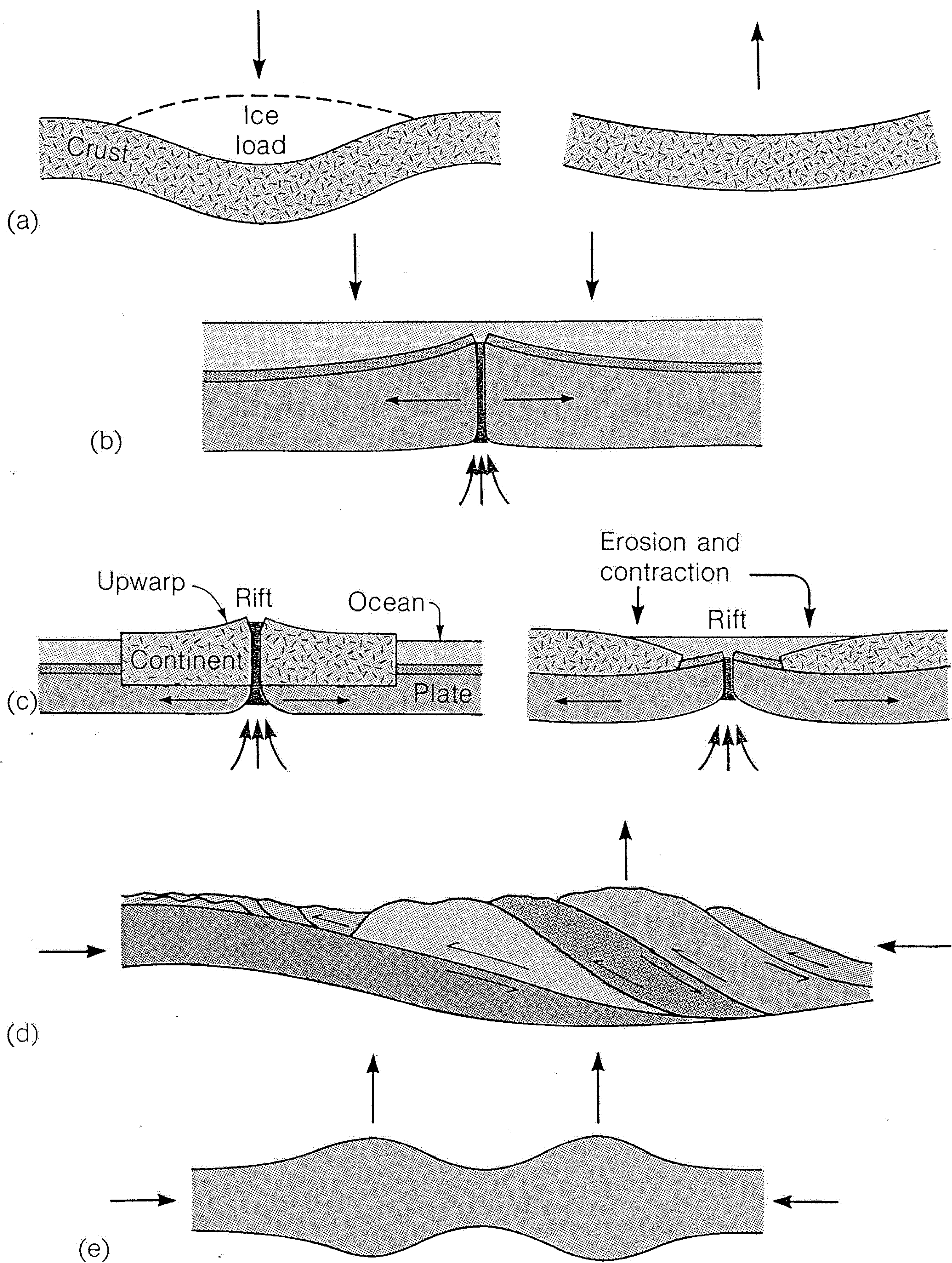
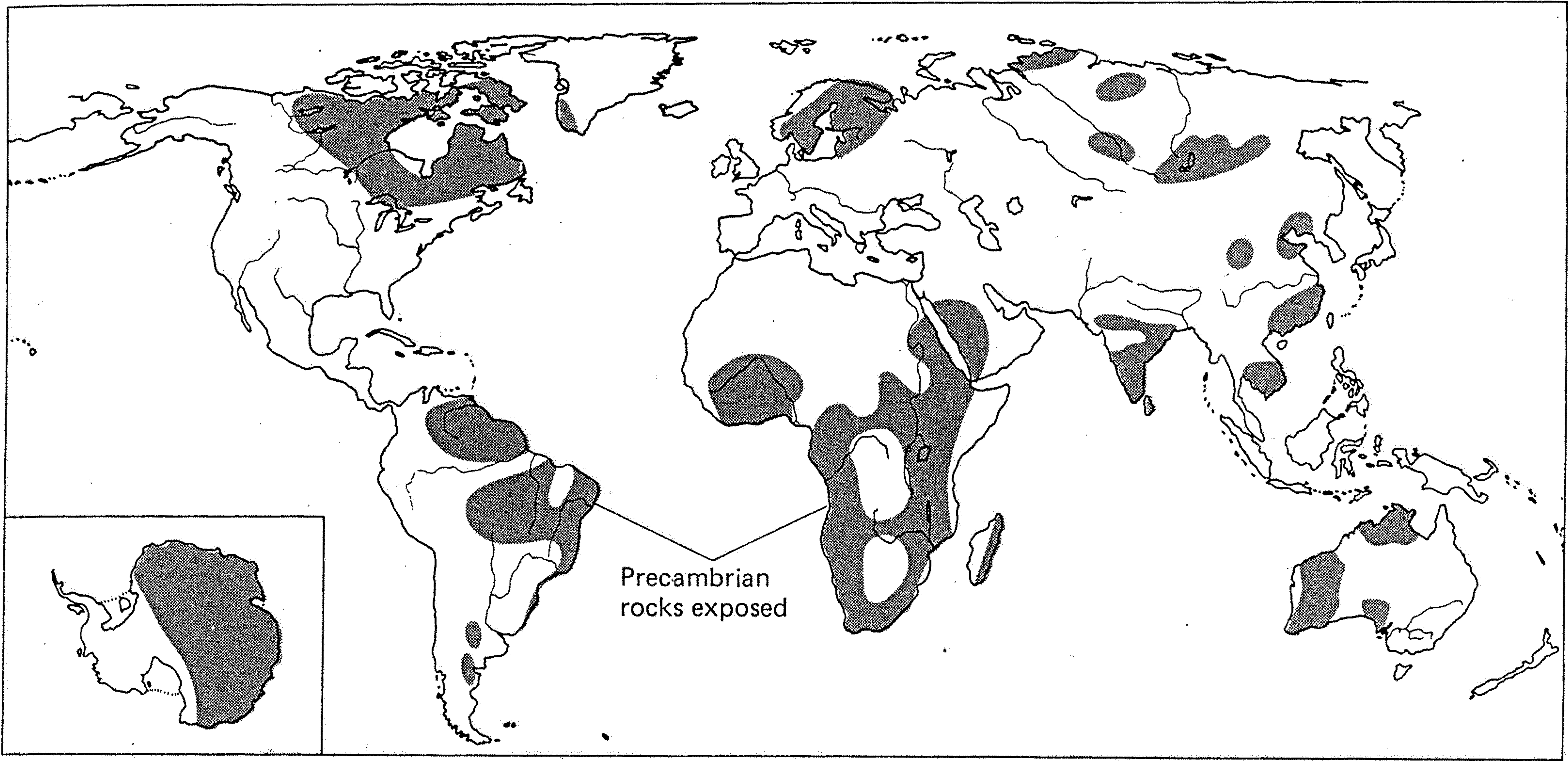


Figure 21-4

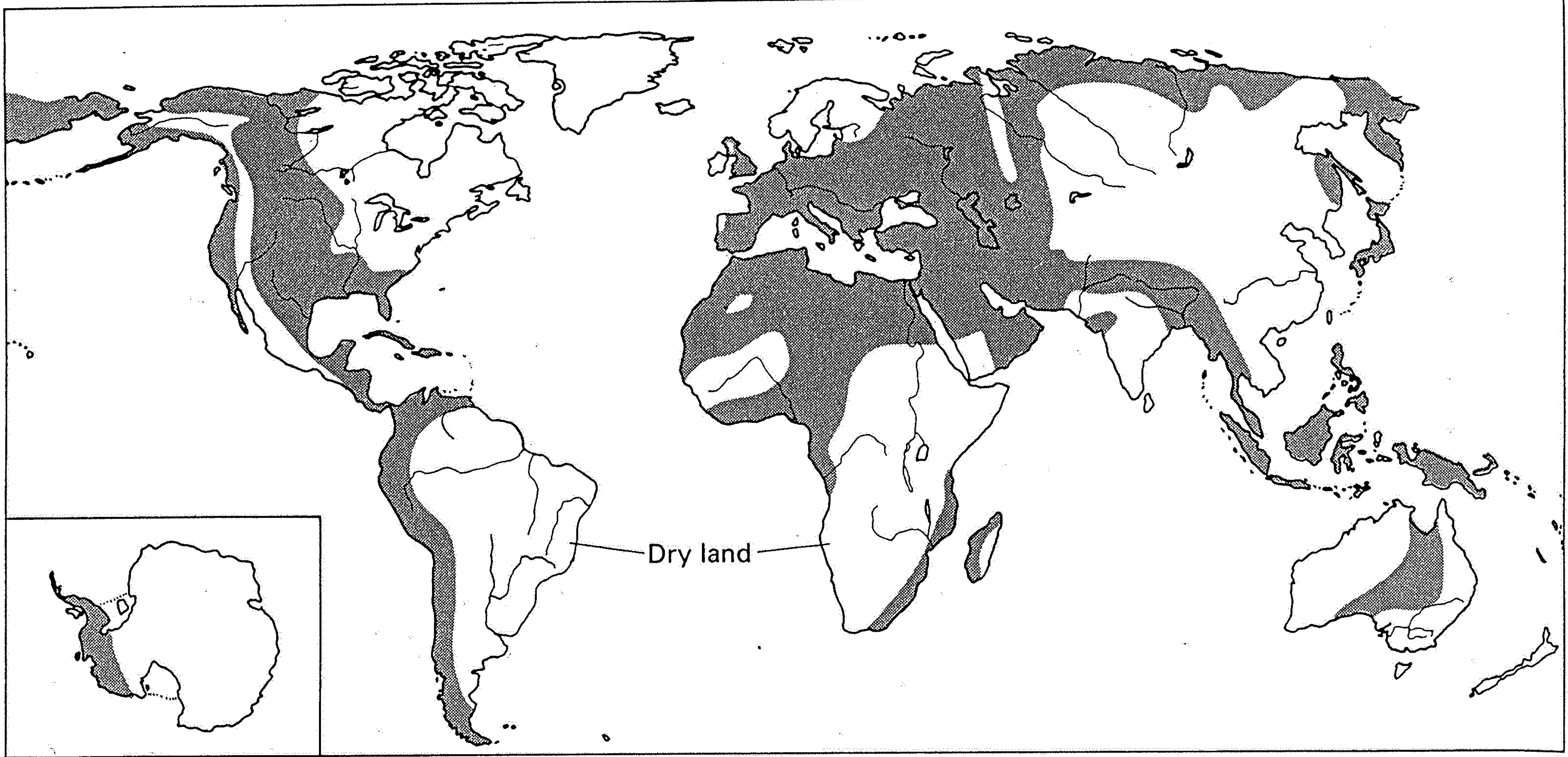
Some proposed mechanisms for vertical movements (not to scale). (a) The glacial ice load buckles the crust; slow uplift follows removal of the ice. (b) Formation of lithosphere at mid-ocean ridges. Spreading sea floor subsides as the plate cools and contracts. (c) Thinning, rifting, and upwarping due to heating, followed by

separation of two segments of a continent; receding edges erode at the top, cool and contract within, forming subsiding continental margin. (d) Two plates collide; motion of collision is absorbed by stacking of horizontal thrust sheets. (e) Crust deforms by thickening due to horizontal forces.



11.3

The shield areas of the world where the crystalline basement of the continents is exposed. (Modified from B. Kummel, *History of the Earth*, 2nd ed., Figure 3-19, W. H. Freeman and Company, San Francisco, 1970; after Umbgrove, 1946)



11.4

The parts of continents (colored) which were flooded by shallow seas in Cretaceous time. (Modified from B. Kummel, *History of the Earth*, 2nd ed., Figure 9-9, W. H. Freeman and Company, San Francisco, copyright 1970)

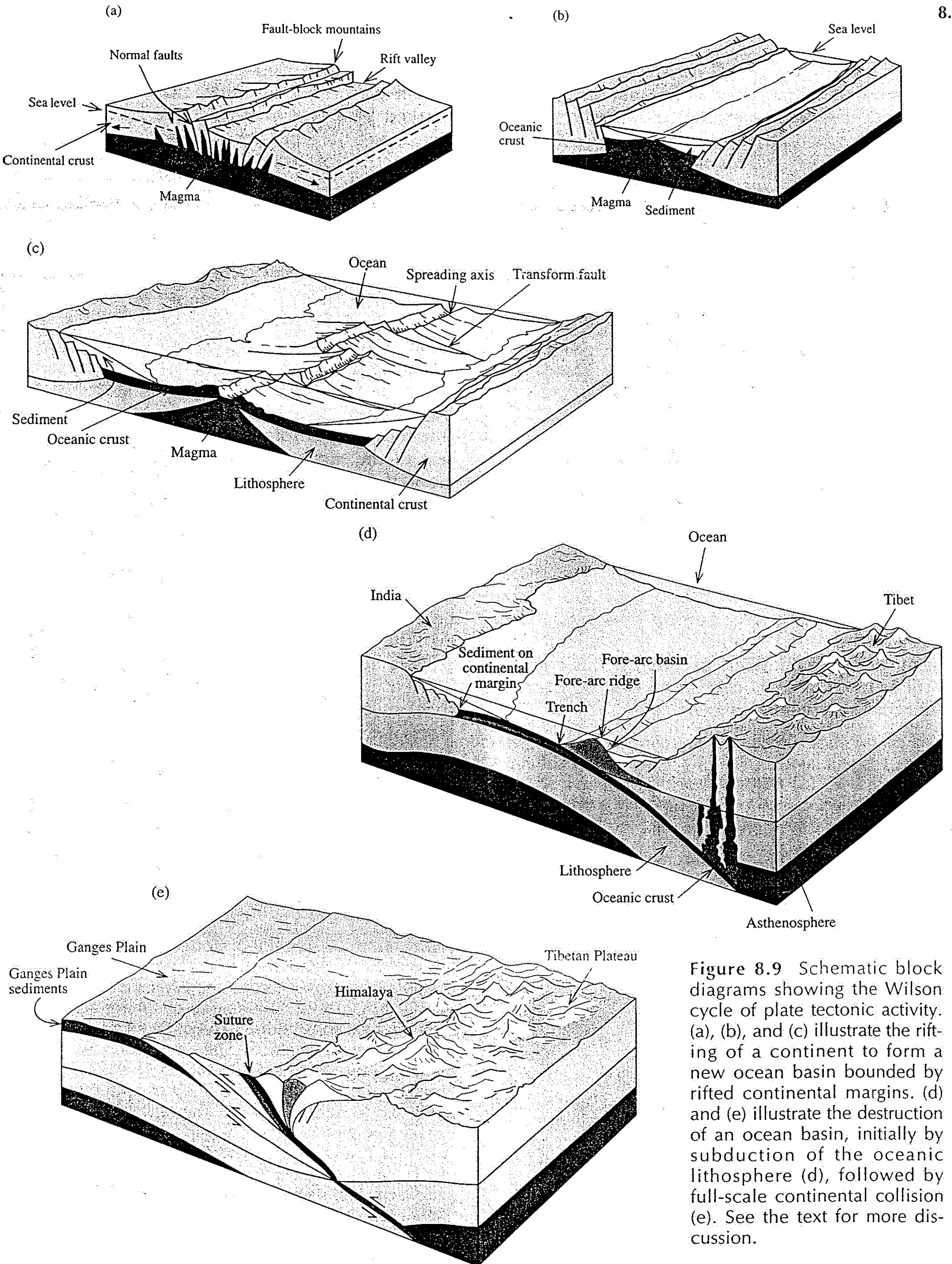


Figure 8.9 Schematic block diagrams showing the Wilson cycle of plate tectonic activity. (a), (b), and (c) illustrate the rifting of a continent to form a new ocean basin bounded by rifted continental margins. (d) and (e) illustrate the destruction of an ocean basin, initially by subduction of the oceanic lithosphere (d), followed by full-scale continental collision (e). See the text for more discussion.

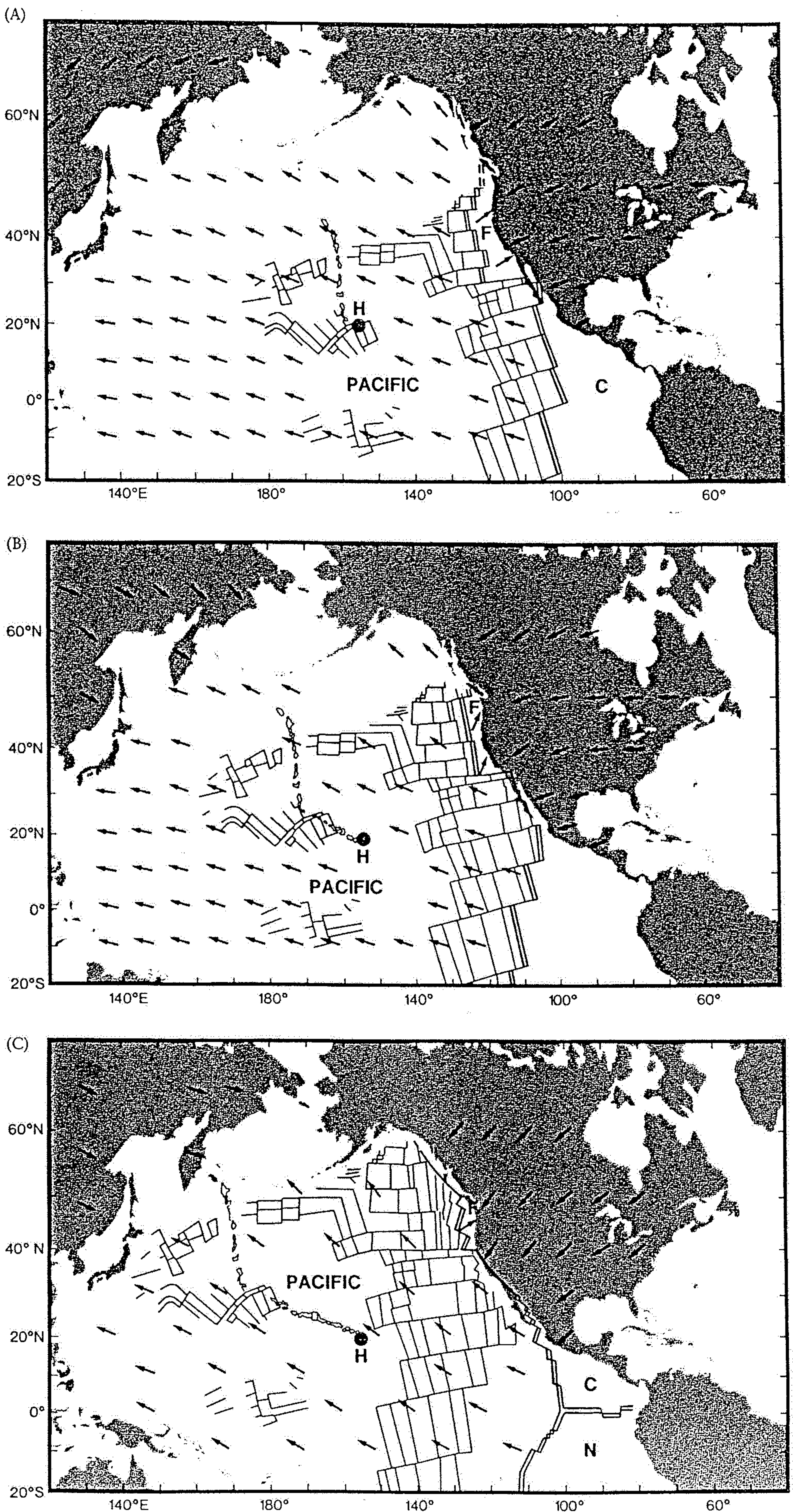


Figure 6.17. Dispositions and relative movement directions (vectors) of lithospheric plates in and adjacent to the Pacific Basin (A) 37, (B) 20, and (C) 0 million years (m.y.) ago. The present outline of North America is shown, although prior to 10 to 20 million years ago, Baja was nestled against the coast of mainland Mexico. Magnetic anomaly patterns are depicted, as is the Hawaiian hot spot (H) and the chain of islands formed by basaltic eruptions sited above this mantle plume. Prior to approximately 40 million years ago, the Pacific plate was moving more nearly northward, as indicated by the linear island chain, a hot spot track. Arrows indicate motion of the plates at the time designated. F = Farallon plate; C = Cocos plate; N = Nazca plate. (Source: Adapted from P. C. Engebretson, A. C. Cox, and R. G. Gordon, *Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific Basin*, Geological Society of America Special Paper No. 206, 1985.)

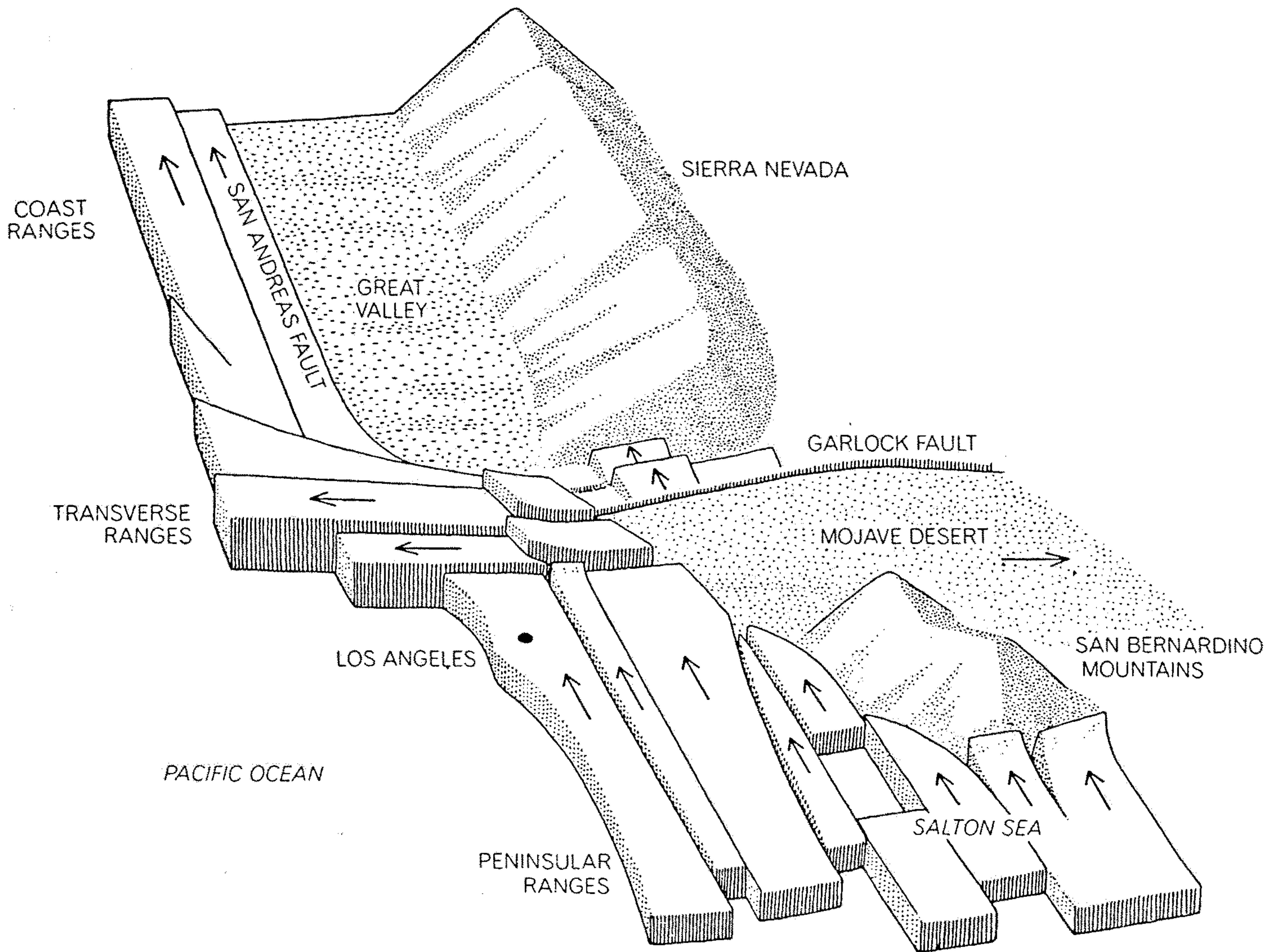
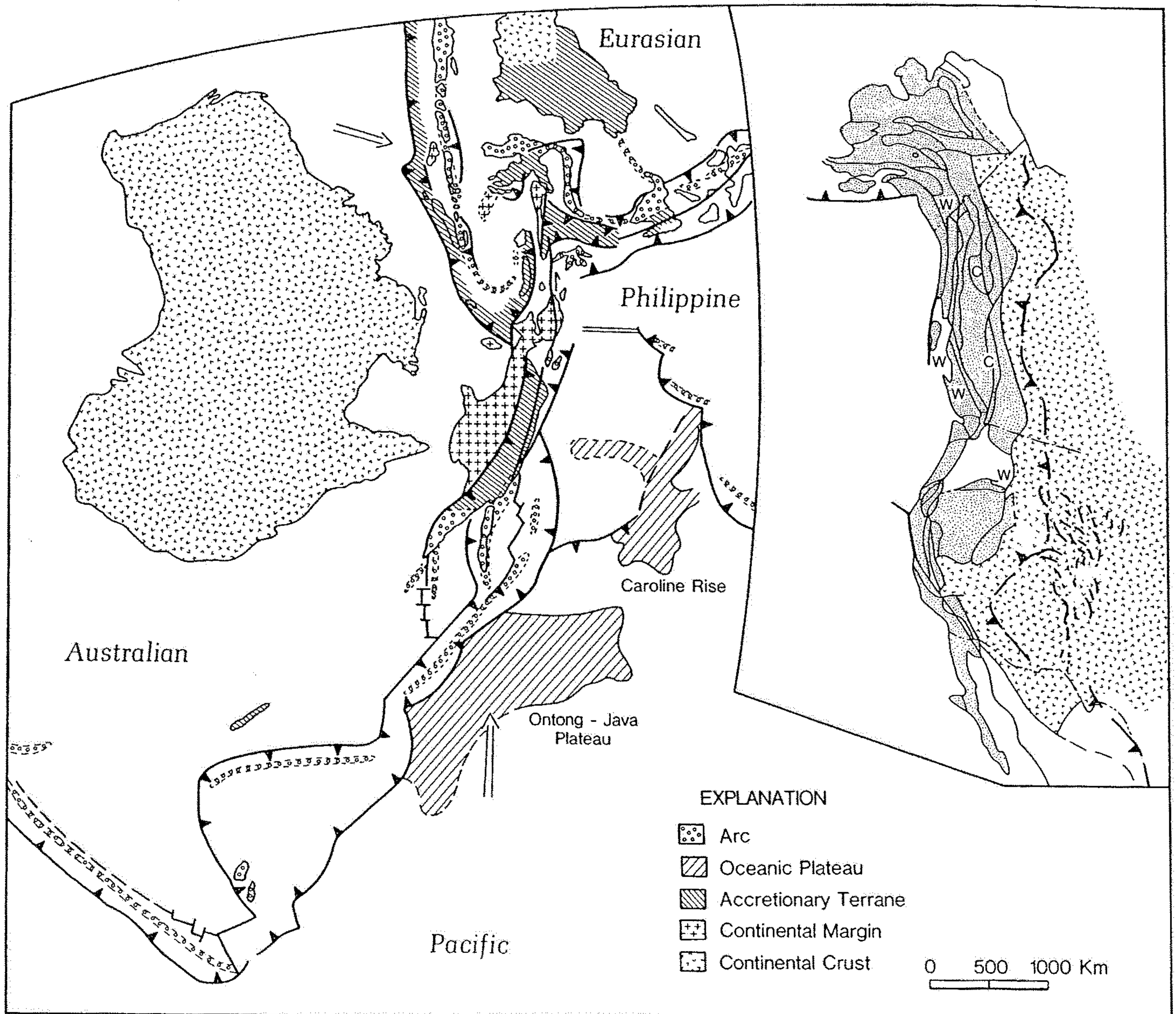


Figure 6.18. Diagram of differential movement of crustal blocks within southern California along the San Andreas continental transform system. The “big bend” area is defined by a more westerly trend of the San Andreas–San Gabriel fault system in the region between the Mojave Desert and the Transverse Ranges. The San Gabriel fault lies on the southwest side of the upthrust pair of crustal blocks (facing the Los Angeles Basin), the San Andreas on the northeast. (Source: D. L. Anderson, The San Andreas fault, *Scientific American*, vol. 225, no. 5, 1971. Copyright © Bunji Taqawa, 1971.)

Figure 6.16. The convergent suture complex of (A) Indonesia, where Pacific, Australian, Eurasian, and Philippine plates are impinging on one another, compared with (B) Mesozoic accreted terranes in western North America. For a map showing the world's major plates, refer to Figure 6.12. (Source: Adapted from E. A. Silver and R. B. Smith, Comparison of terrane accretion in modern Southwest Asia and the Mesozoic North American cordillera, *Geology*, vol. 11, 1983.)



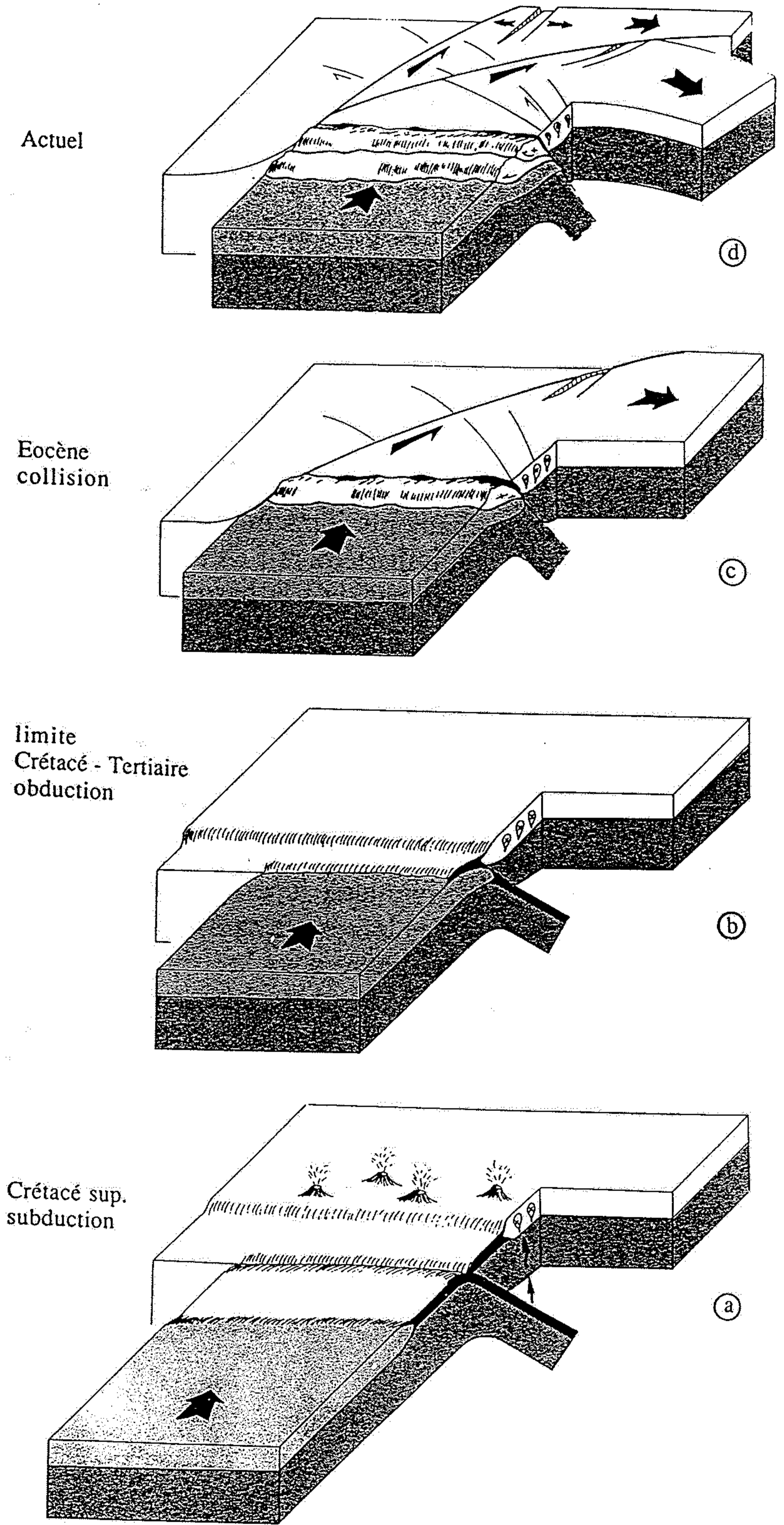
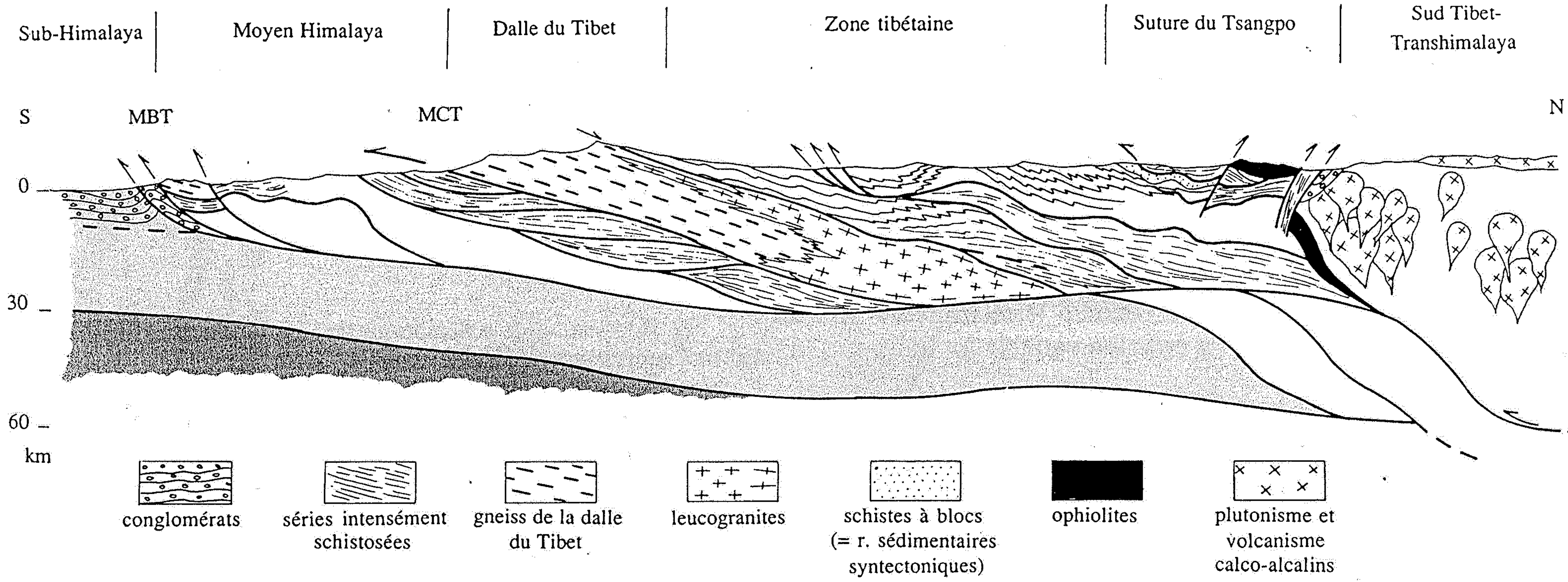
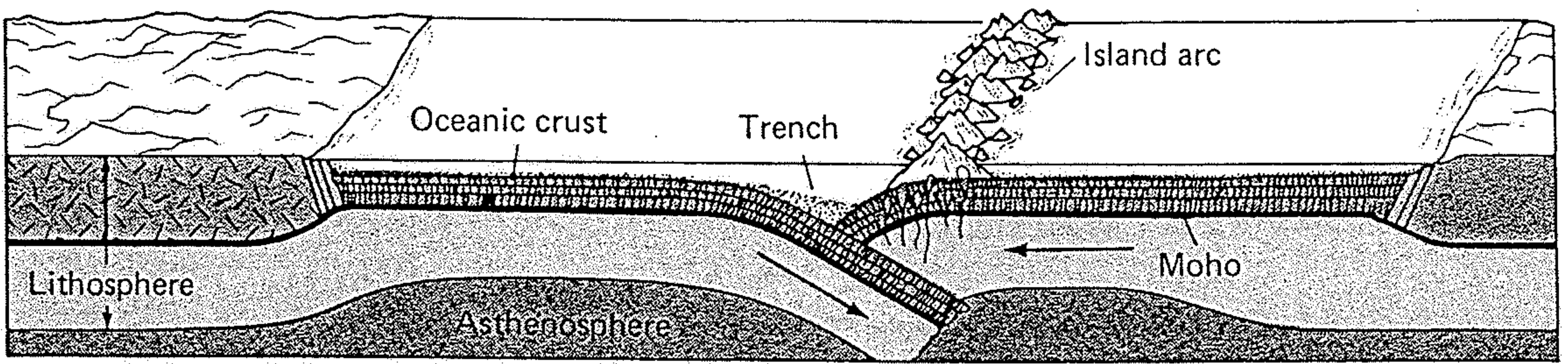


Fig. 102 Reconstitution schématique de l'évolution de l'Himalaya du Crétacé supérieur à la période actuelle.
 En bleu, croûte de la plaque indienne; en gris, manteau supérieur.

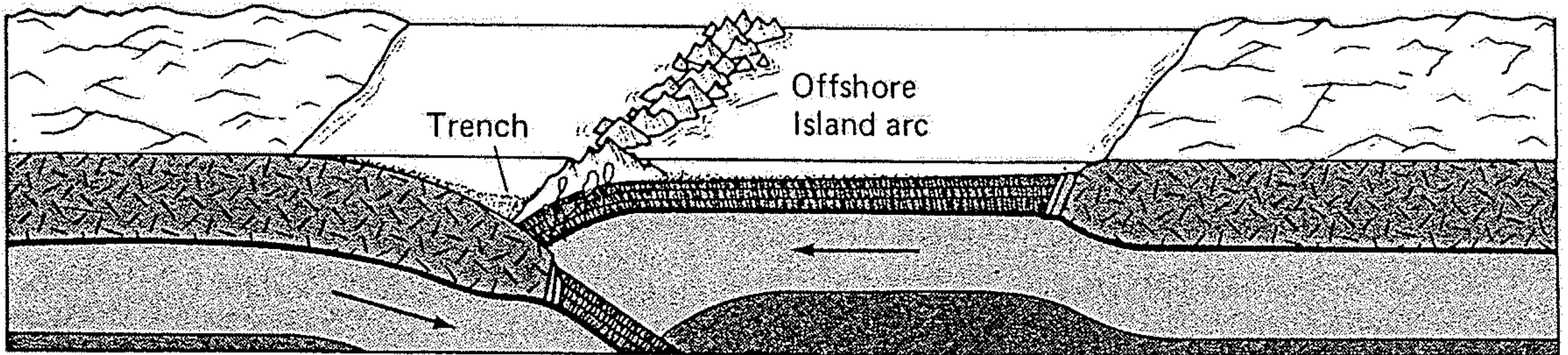


MBT : Main Boundary Thrust
MCT : Main Central Thrust

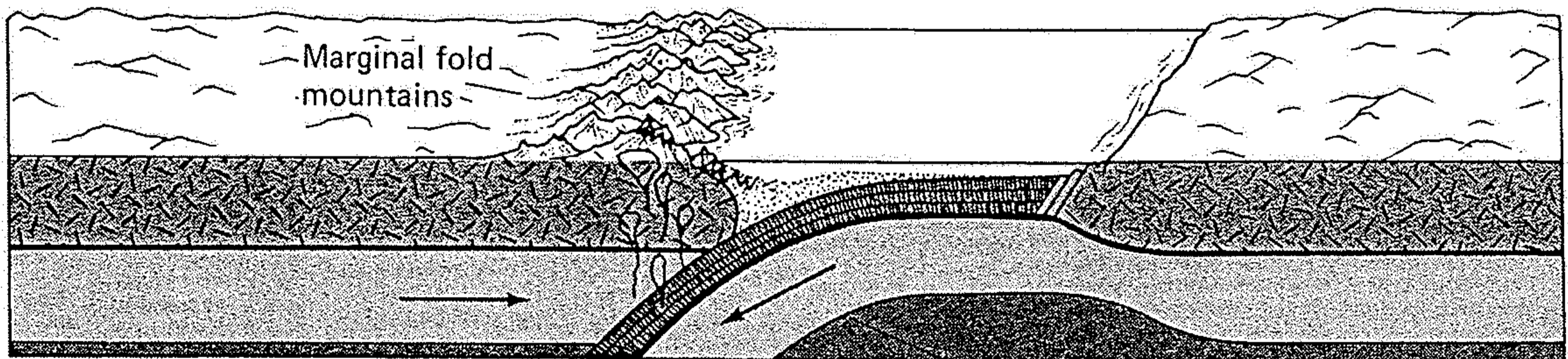
Fig. 100 Coupe synthétique de l'Himalaya sur la transversale de l'Everest (d'après Brunel et d'après Burg).
En bleu, croûte de la plaque indienne; en gris, manteau supérieur.



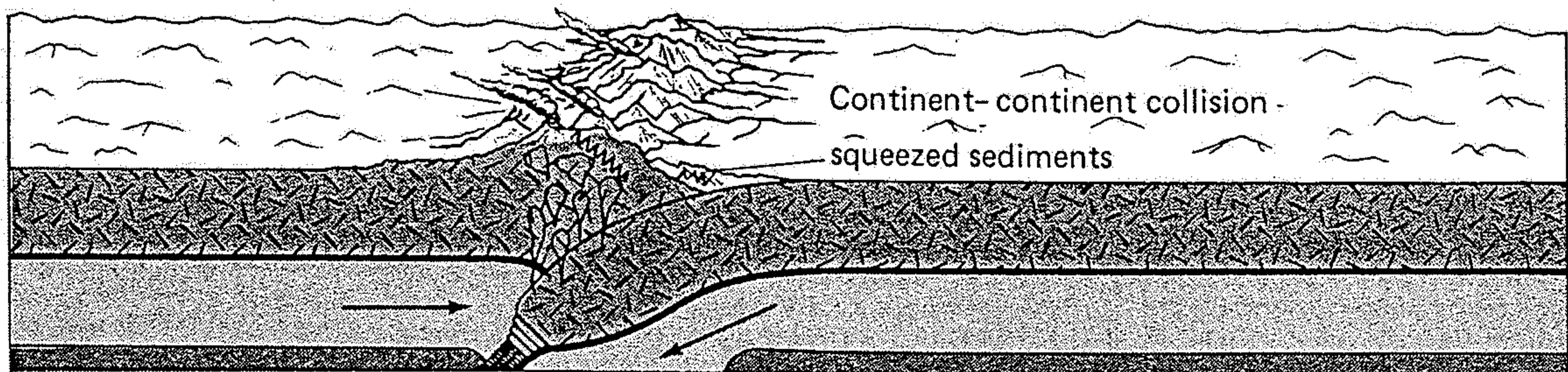
(a)



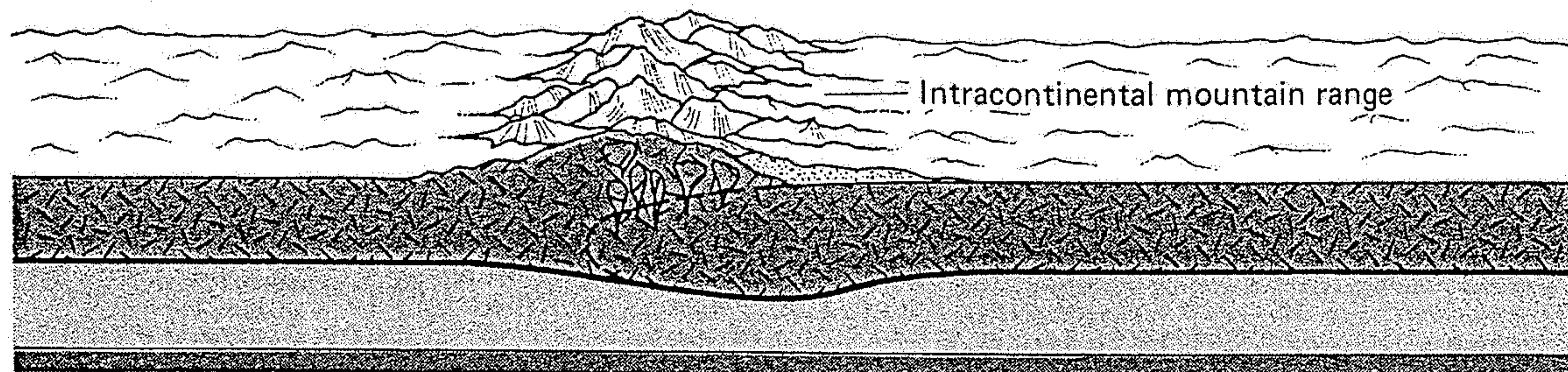
(b)



(c)



(d)



(e)

These diagrams illustrate closure of an ocean by plate convergence. (a) Subduction of oceanic crust and development of an island arc; (b) attempted subduction of continental crust and development of fold mountains and bordering

trench; (c) switching of sense of underthrusting; (d) continent-continent collision and formation of intracontinental mountain chain; (e) cessation of convergence and restoration of isostasy.

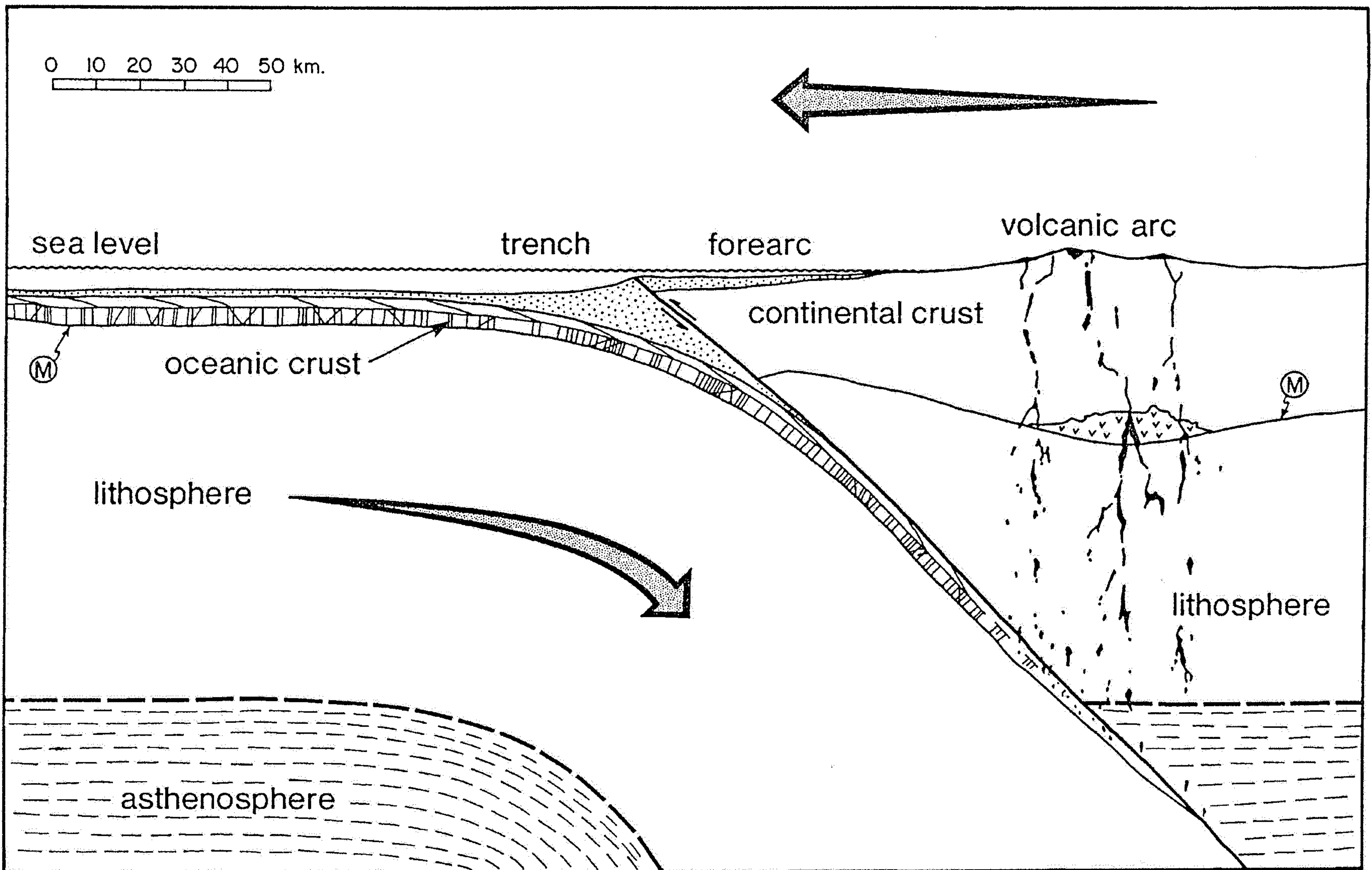
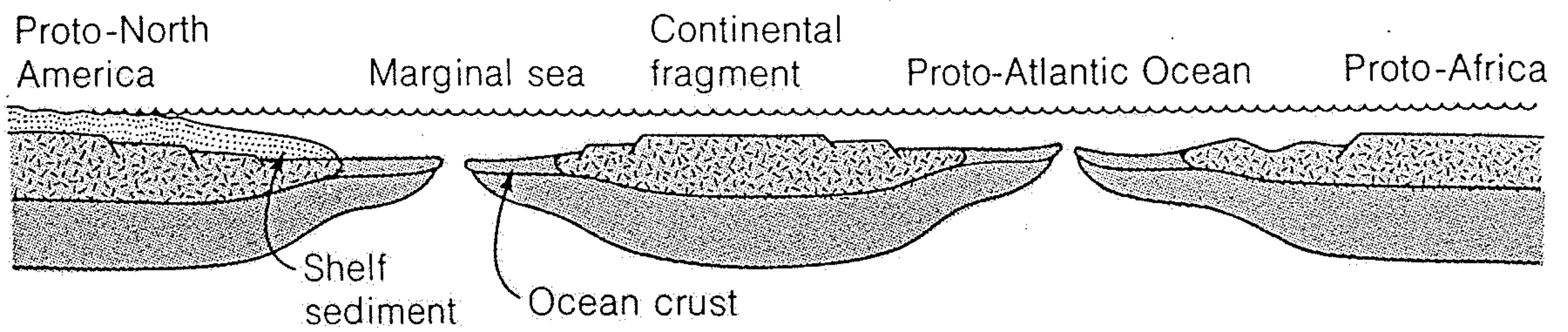
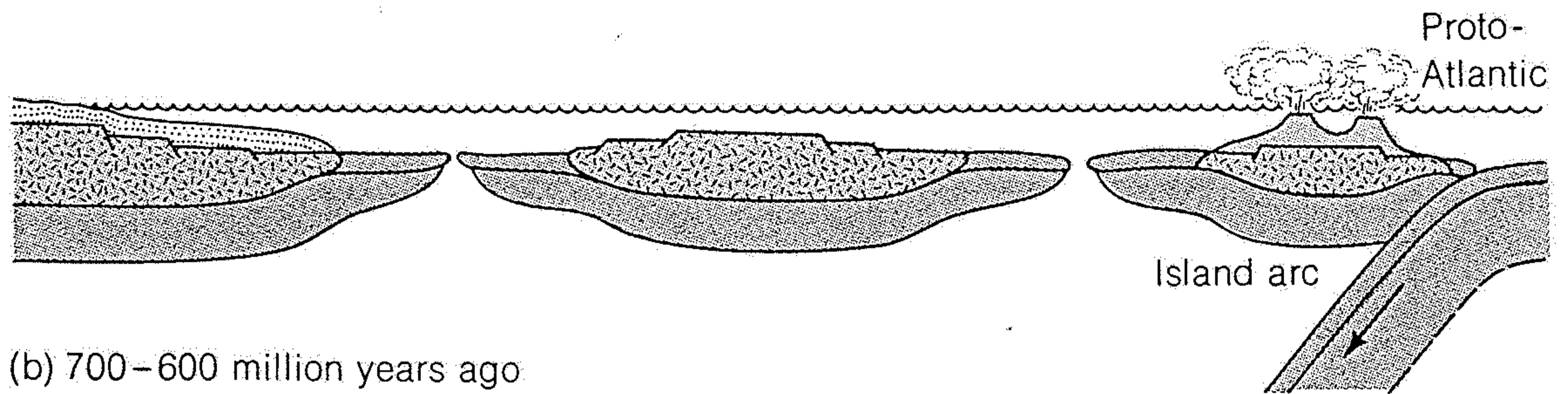


Figure 6.7. Diagrammatic cross section of an oceanic trench and island arc/continental margin, or convergent plate boundary. A large component of mantle flow (arrows) lies in the plane of the paper. Both basaltic and andesitic magmas are shown as black blobs. The base of the

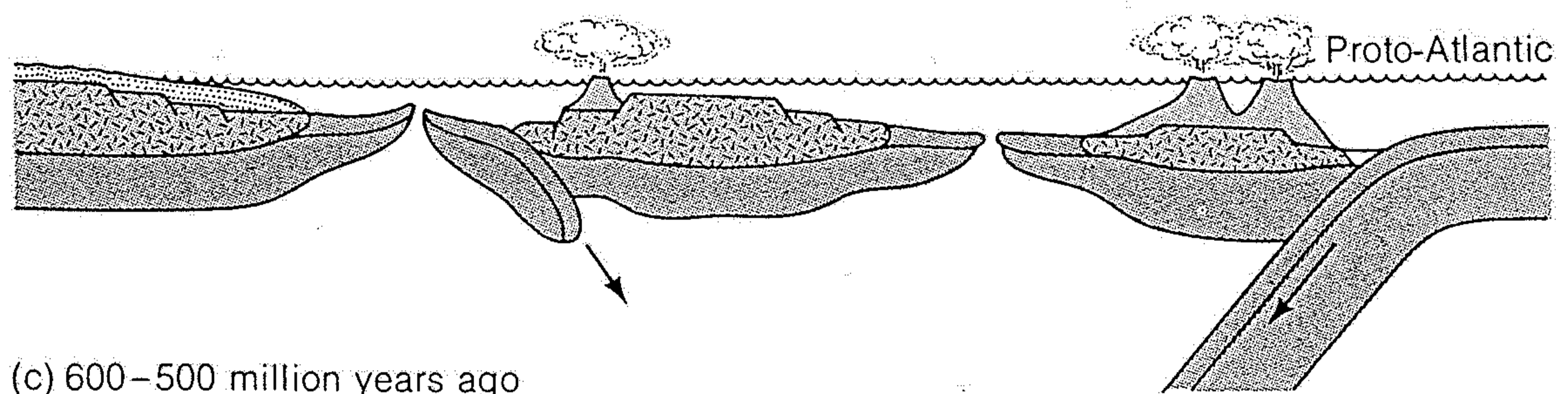
lithosphere, shown by dashed lines, is the region where the more rigid mantle above becomes more plastic downward (i.e., the asthenosphere), probably as a consequence of the presence in the asthenosphere of grain-boundary melt at higher temperatures. km = kilometers.



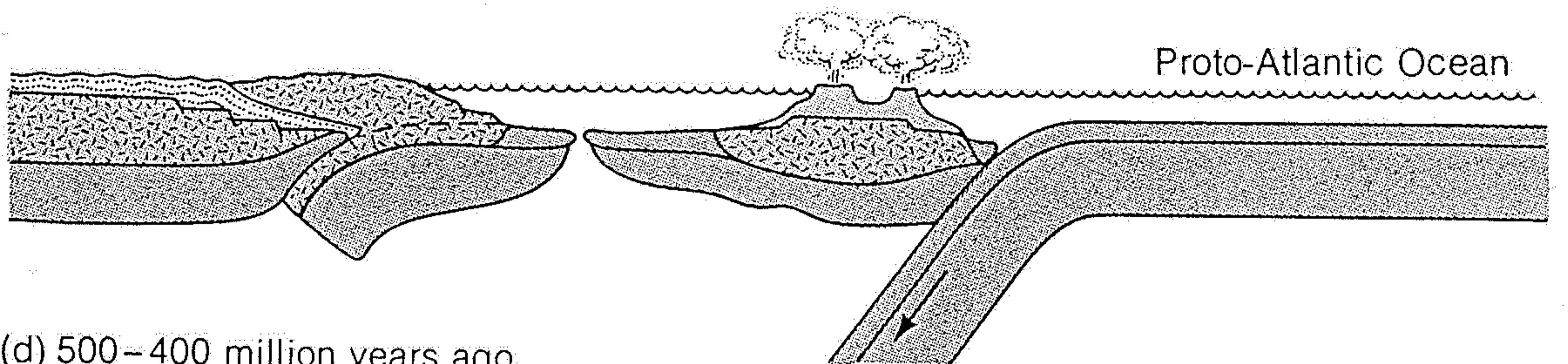
(a) 800–700 million years ago



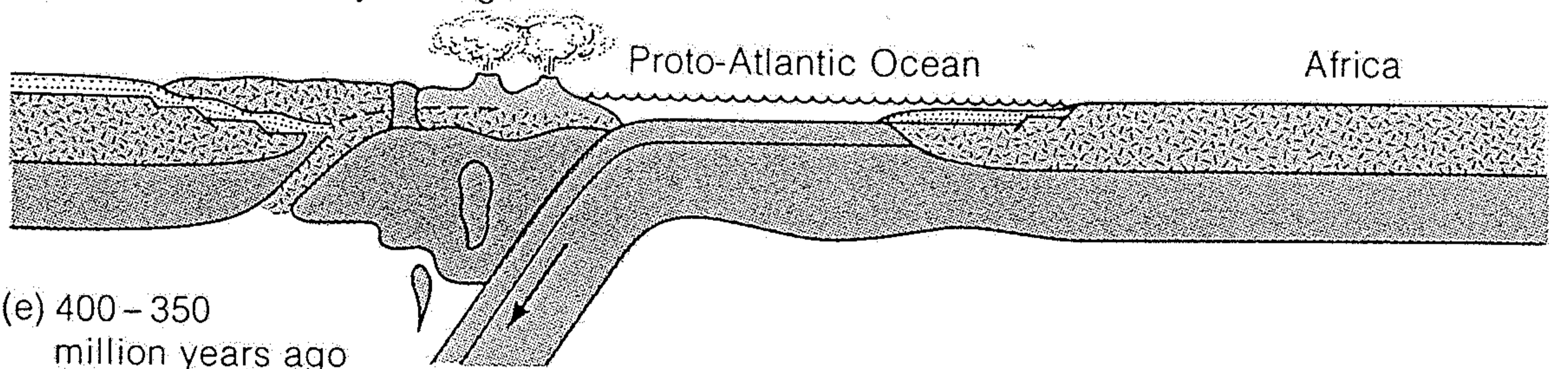
(b) 700–600 million years ago



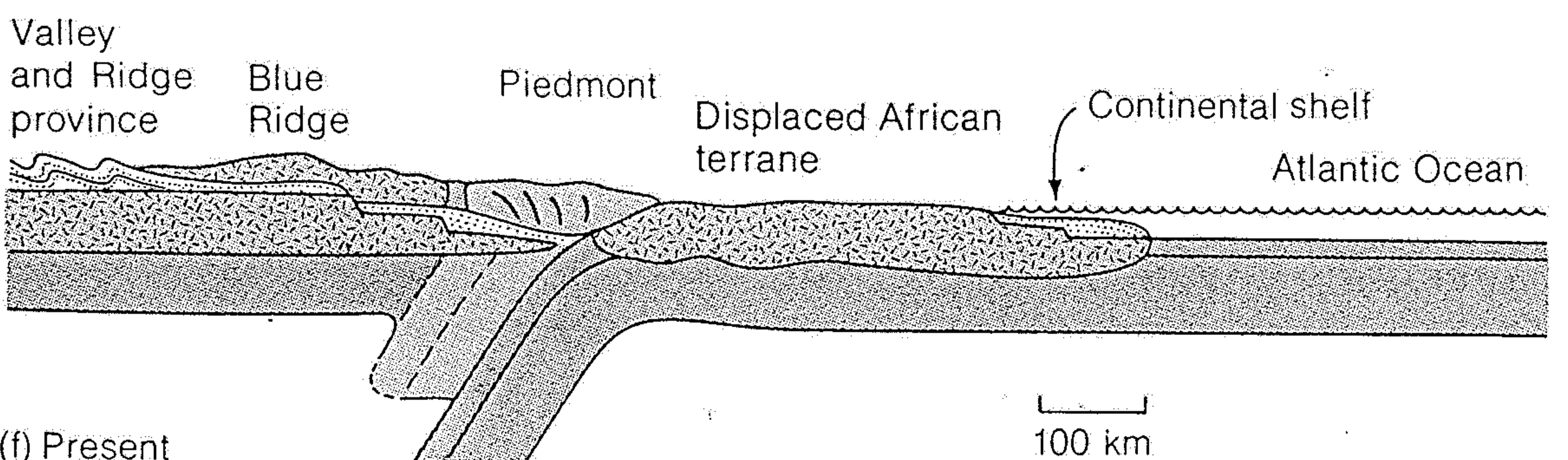
(c) 600–500 million years ago



(d) 500–400 million years ago



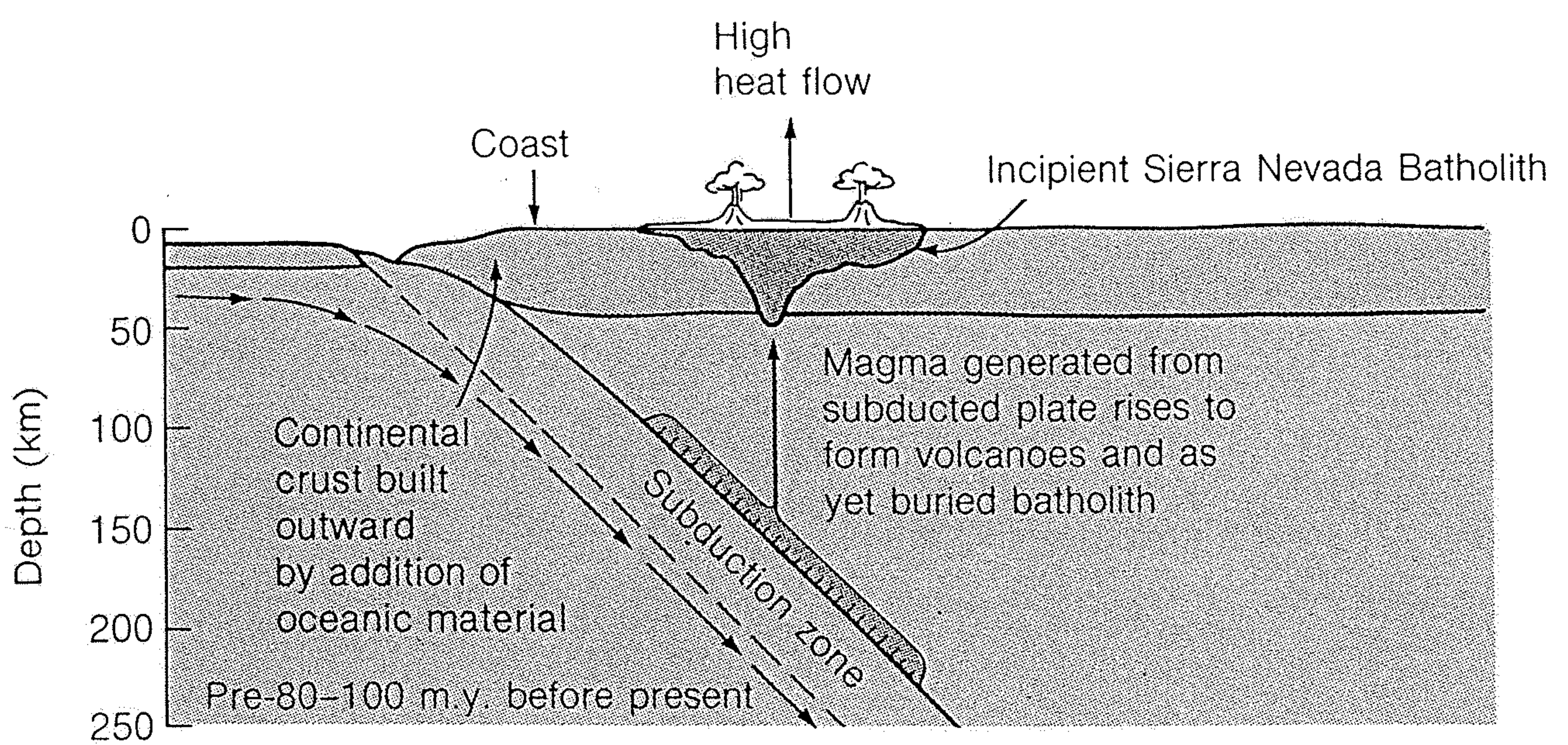
(e) 400–350 million years ago



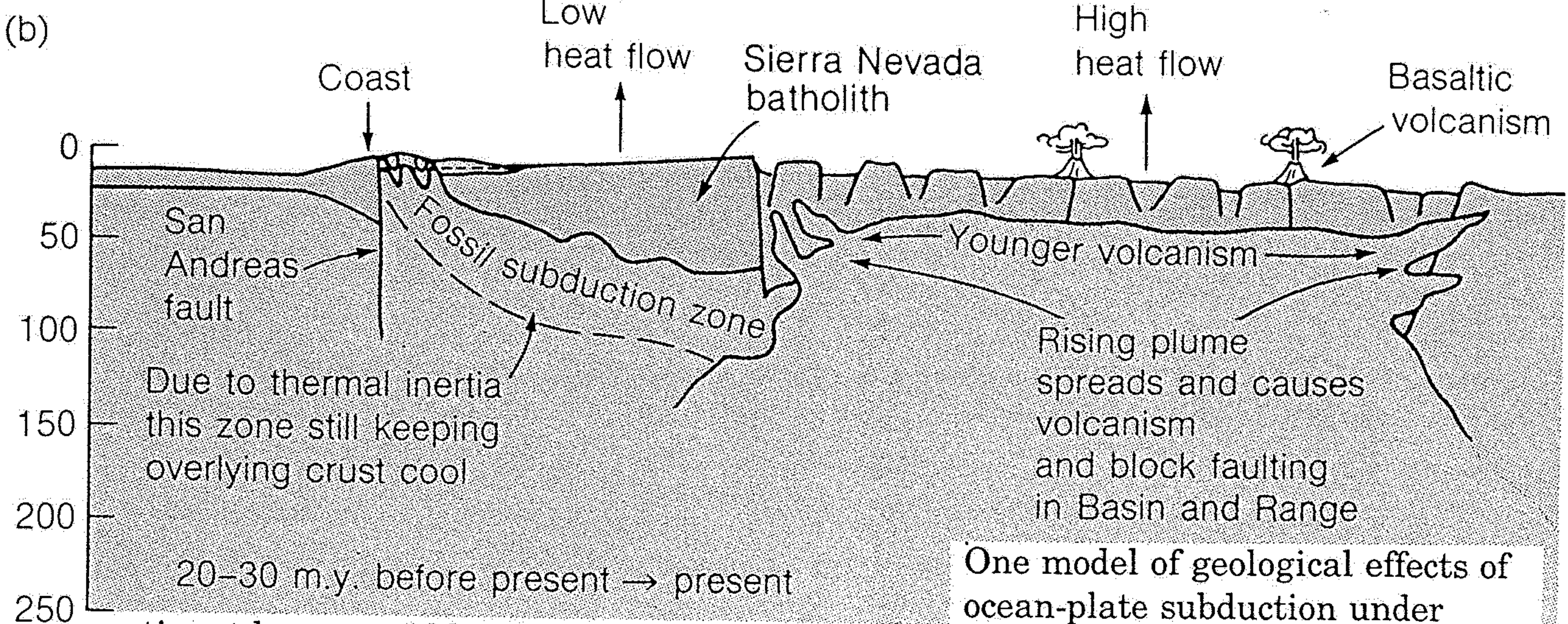
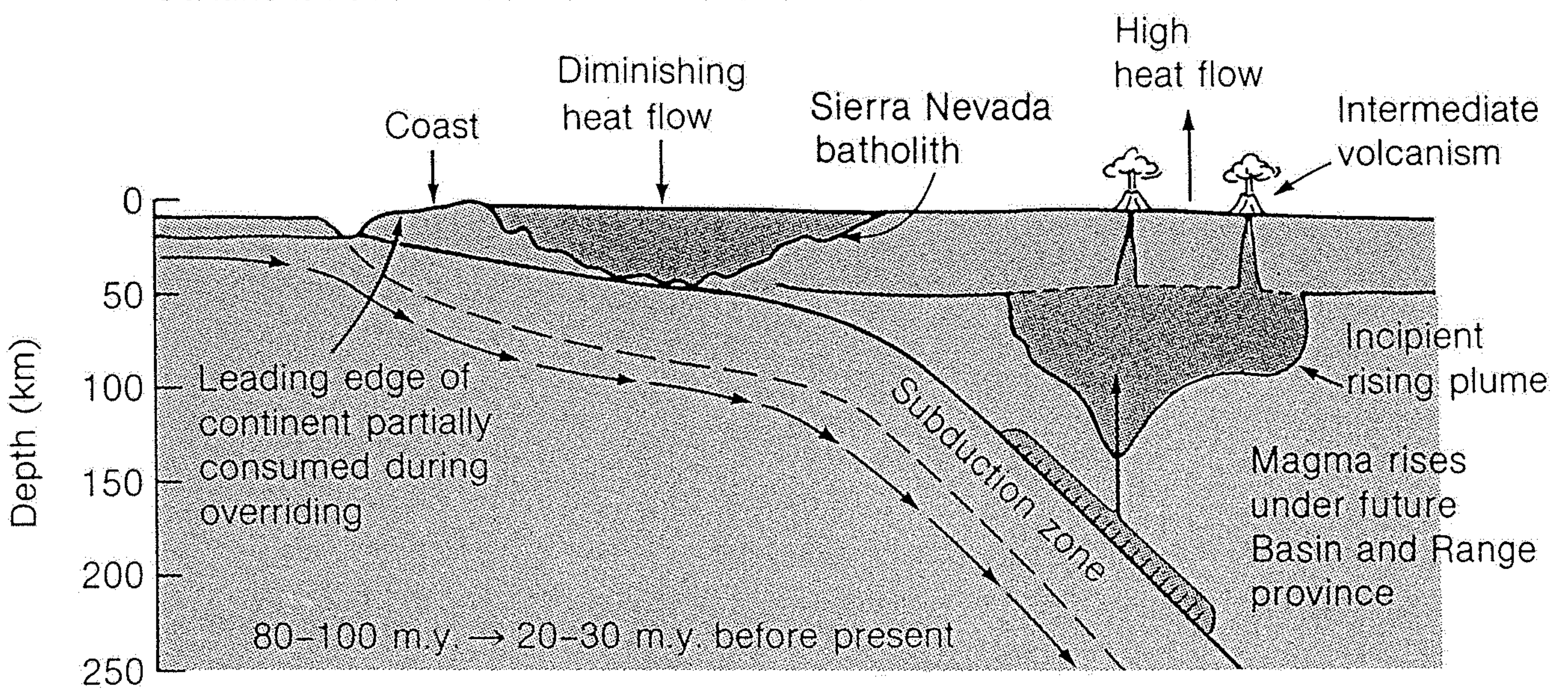
(f) Present

America. [After "Thin-Skinned Tectonics in the Crystalline Southern Appalachians," by F. A. Cook, D. S. Albaugh, L. D. Brown, S. Kaufman, J. E. Oliver, and R. D. Hatcher, Jr., *Geology*, v. 7, pp. 563–567. Copyright © 1979 Geological Society of America.]

An interpretation of the Appalachian orogenic belt in terms of plate divergences and convergences from Late Precambrian to the present. In the southern Appalachians successive collisions resulted in subduction and overthrusting of the continental margin of North



(a) Continent has overridden subduction zone



(c) continent has overridden the spreading center, subduction stops, and the plate boundary changes to a transform fault. The heated crust under the Basin and Range province undergoes block faulting and volcanism. [After T. L. Henyey and T. C. Lee, *Bulletin of the Geological Society of America*, v 87, pp. 1179-1187

One model of geological effects of ocean-plate subduction under North America. (a) The continent grows by accretion of oceanic material; melting subducted plate is the source of the Sierra Nevada magmatic belt. (b) The continent overrides the subduction zone, and the region of magma generation shifts eastward under the future Basin and Range province. (c) The

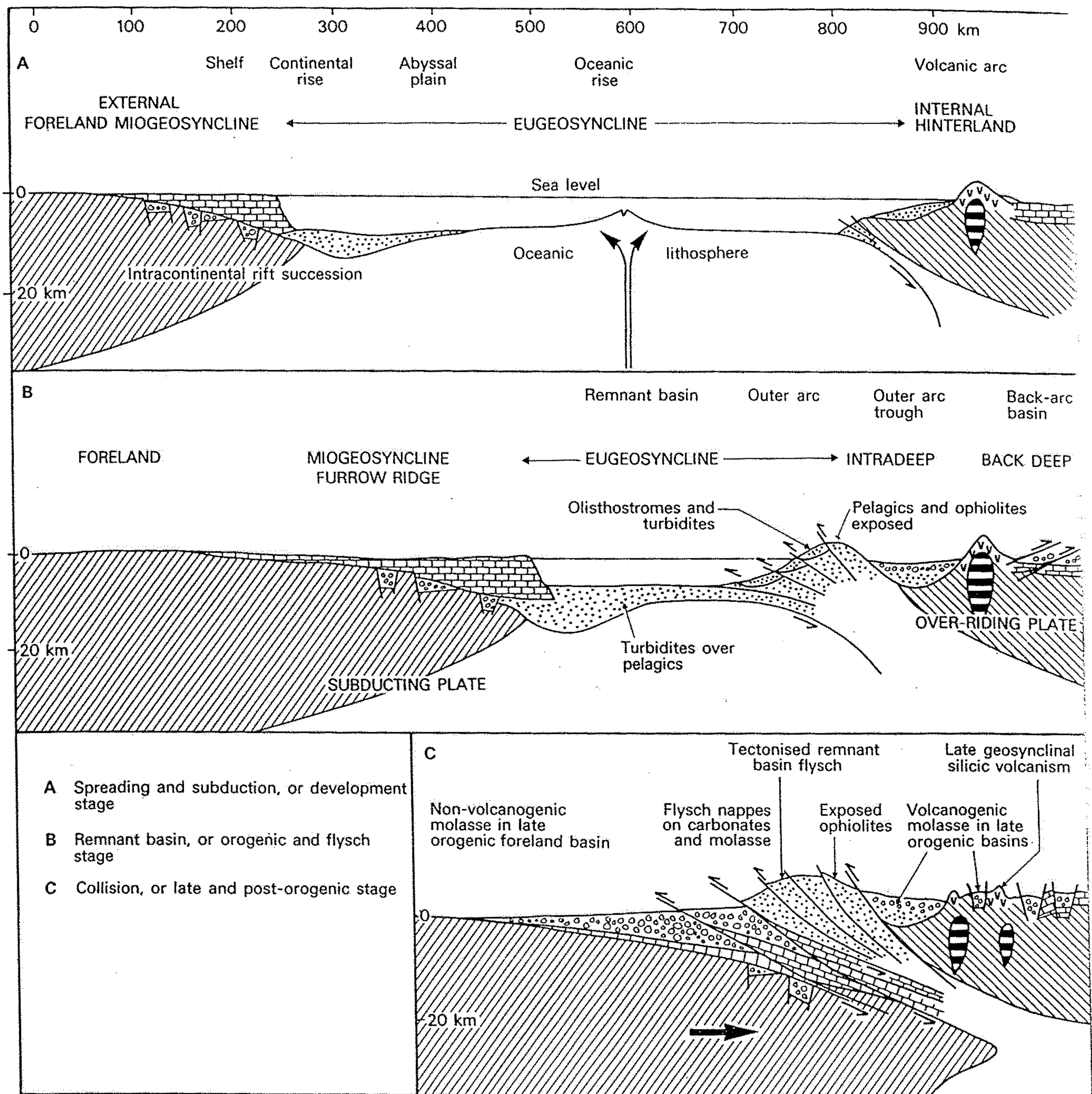


Fig. 14.35. Stages of development of European geosynclinal model of Aubouin (1965) interpreted in terms of the Wilson cycle of oceanic opening, subduction and continental collision.

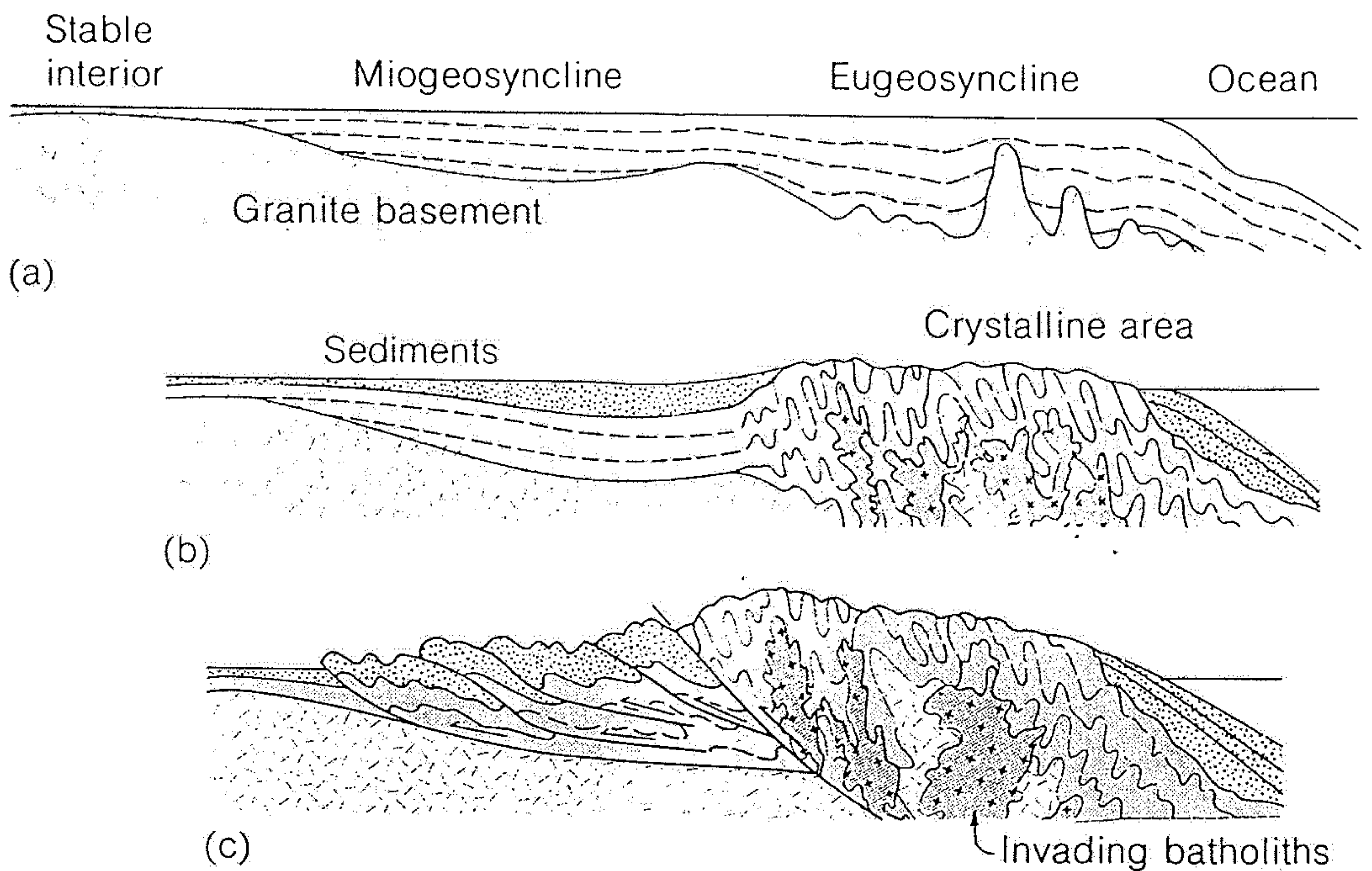


Figure 21-8

Classical view of the general features of an orogenic belt, showing its evolution from the development of a geosyncline to a concluding stage of deformation and magmatism. (a) Geosynclinal stage. (b) After deformation of the outer shelf and margin deposits, magmatism, and deposition of sediments from the newly formed mountains. (c) After final deformation of the inner shelf (miogeosyncline). According to the modern plate-tectonics interpretation, stage (a) would follow plate separation and the opening of an ocean basin, with deposition on the receding margin of a continent. Stages (b) and (c) would occur with plate collision and the closing of an ocean basin. Stage (c) is characterized by intense folding and multiple stacking of thrust sheets, including wedges or shelf sediments and foreign crustal materials (not shown in this classical interpretation) brought in by the subducting plate and accreted to the continent. [After *The Evolution of North America* by P. B. King. Copyright © 1977 by Princeton University Press. Redrawn with permission.]

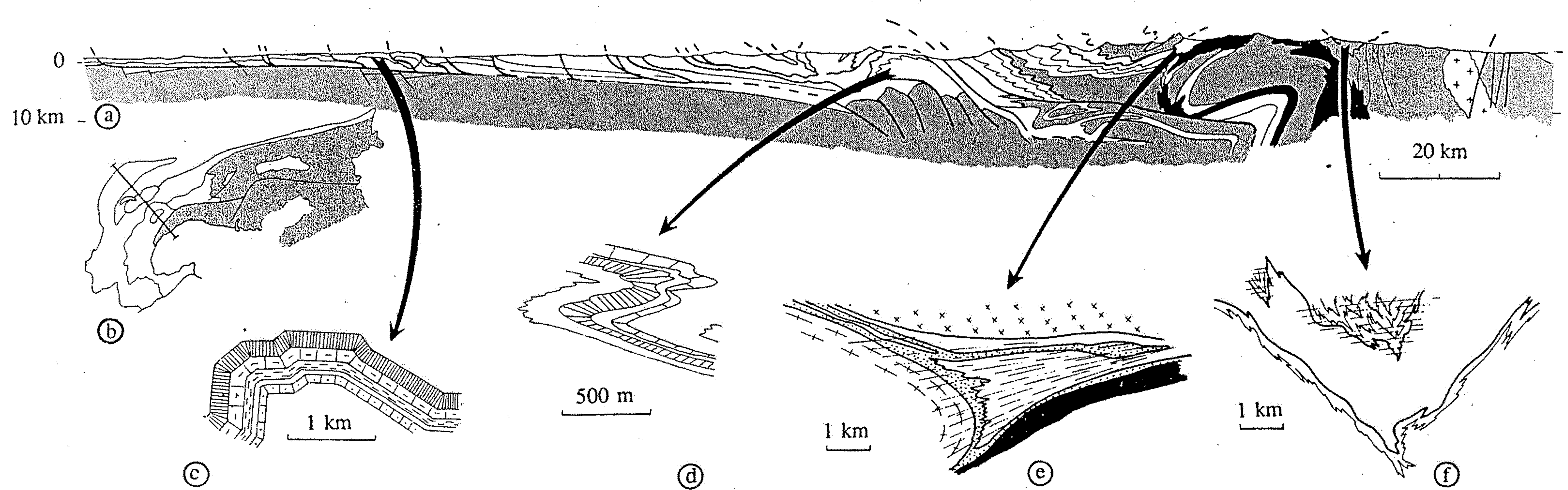


Fig. 103 Coupe des Alpes et du Jura

a. Coupe générale de la transversale Besançon-Ivrée (*d'après Baud et al.*).

En gris, socle antémésozoïque européen; en noir, ophiolites; en bleu, socle antémésozoïque austroalpin.

b. Schéma de localisation de la coupe.

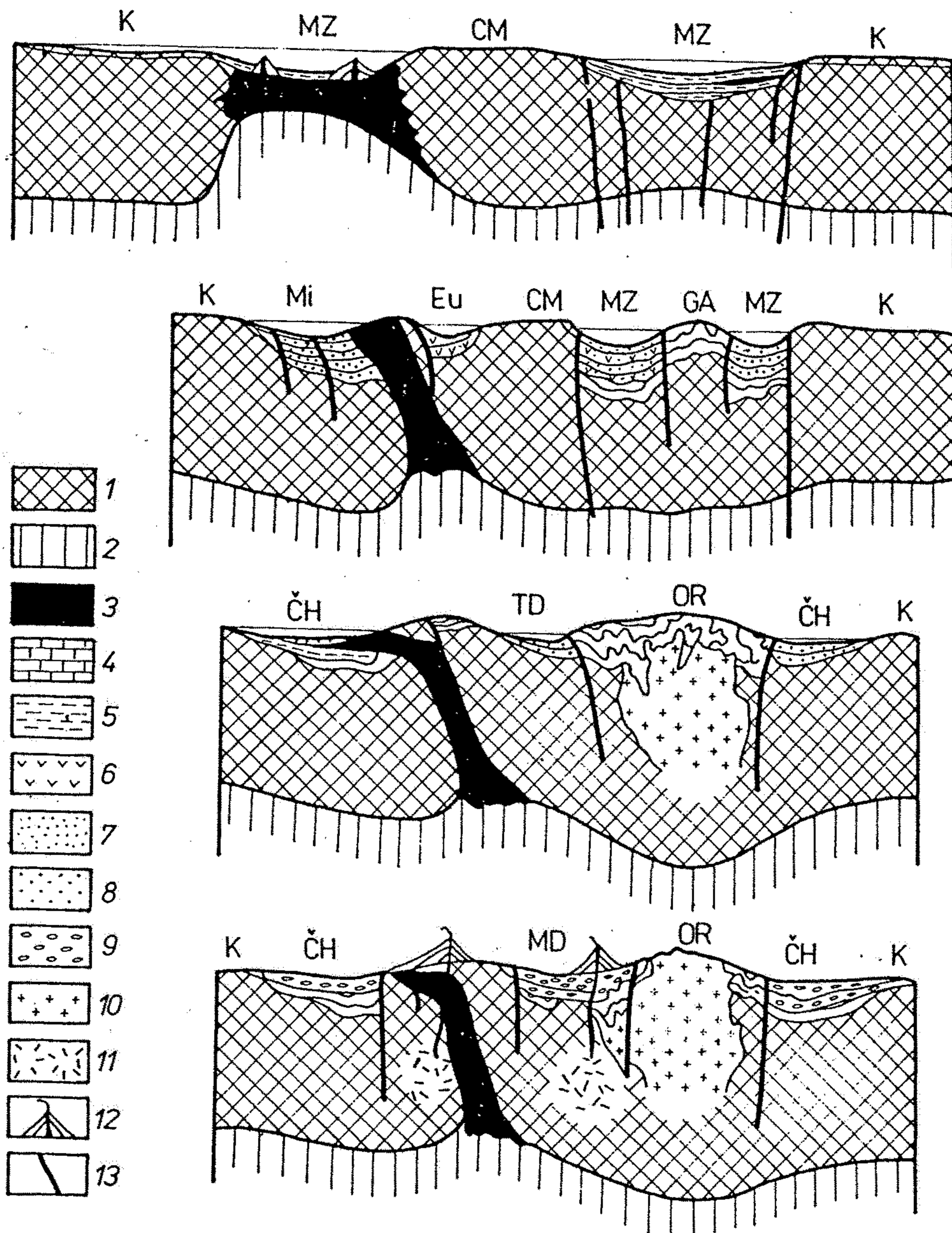
c. Détail de plis isopaques du Jura interne.

d. Détail de plis anisopaques de la nappe de Morcles.

e. Détail de la structure de la zone piémontaise en Valais (*d'après Sartori*).

Les contacts replissés sont déjà des contacts anormaux séparant des nappes de charriage. On a figuré la trace de la schistosité la plus tardive.

f. Détail des unités alpines en province d'Aoste (*d'après Gosso*). Mêmes remarques que pour e.

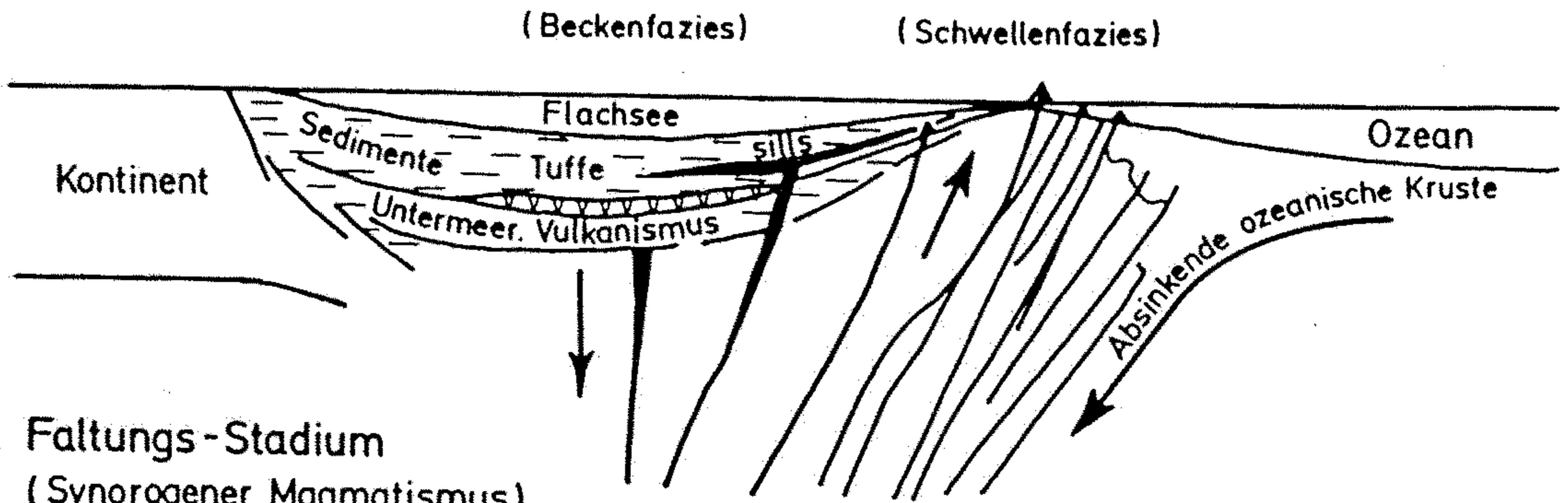


Obr. 315. Schéma stadií vývoje mobilní zóny od raného stadia (nahore) přes zralé, raně orogenní až po postorogenní (dole)

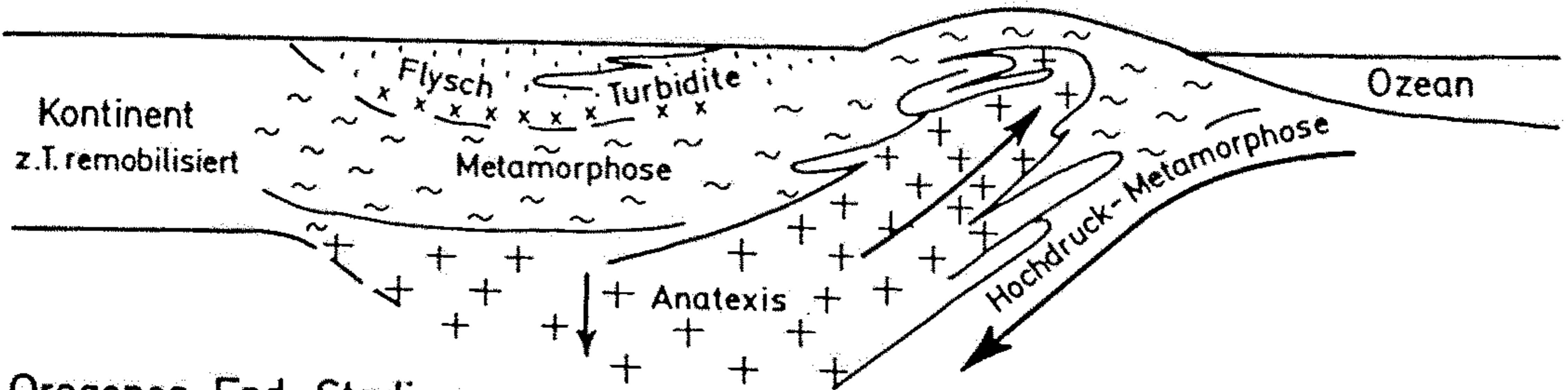
1 – kontinentální kůra, 2 – svrchní plášť, 3 – ofiolitový komplex, 4 – platformní pokryv, 5 – břidlično-drobová (aspidní) formace, 6 – andezitová formace, 7 – flyš, 8 – spodní molasa, 9 – svrchní molasa, 10 – granitoidy, 11 – magmatická ohniska v kůře, 12 – stratovulkány, 13 – zlomy;

K – kraton, MZ – mobilní zóna, CM – centrální masív, Mi – miogeosynklinála, Eu – eugeosynklinála, GA – geantiklinála, TD – týlní deprese, ČH – čelní hlubina, MD – mezihorská deprese, OR – orogén

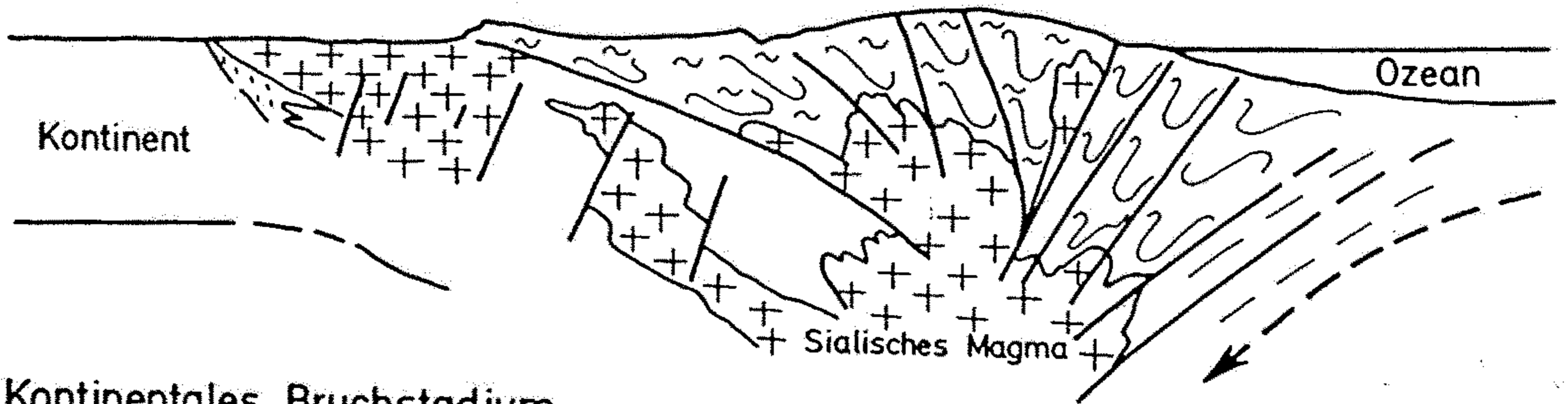
1. Geosynklinales Stadium
(Initialer Magmatismus)



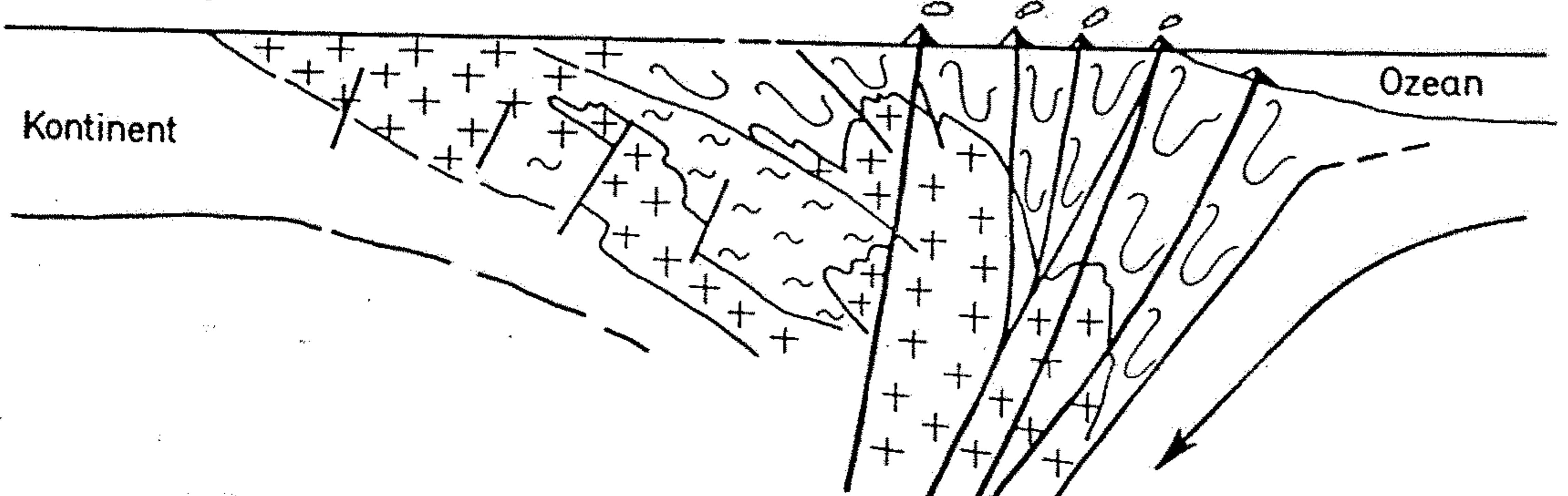
2. Faltungs-Stadium
(Synorogener Magmatismus)

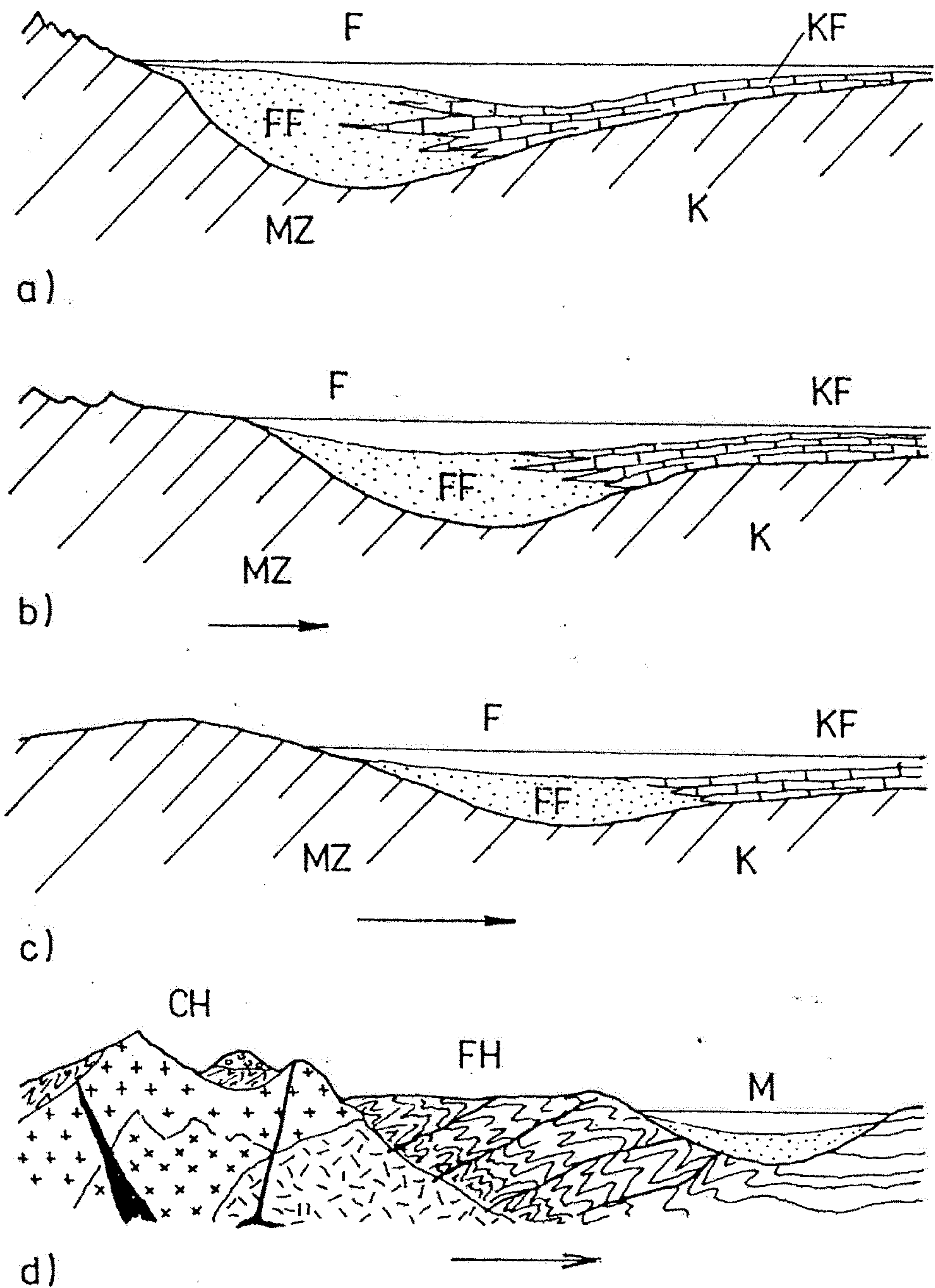


3. Orogenes End-Stadium
(Subsequenter Magmatismus)



4. Kontinentales Bruchstadium
(Finaler Magmatismus)





Obr. 316. Schéma postupné migrace centra subsidence a její celkové slábnutí ve flyšové pánvi a vznik molasové pánve v závěru orogeneze. Šipky ukazují migraci centra subsidence a směr postupného zatláčování karbonátové formace flyšovou

a) až c) stadia vývoje flyšové pánve, d) stadium vyvrásnění flyšové pánve a vzniku molasové pánve
 F – flyšová pánev, FF – flyšová formace, KF – karbonátová formace, M – molasová pánev, MZ – mobilní zóna, K – kraton postupně regenerovaný, CH – centrální horstvo, FH – flyšové horstvo

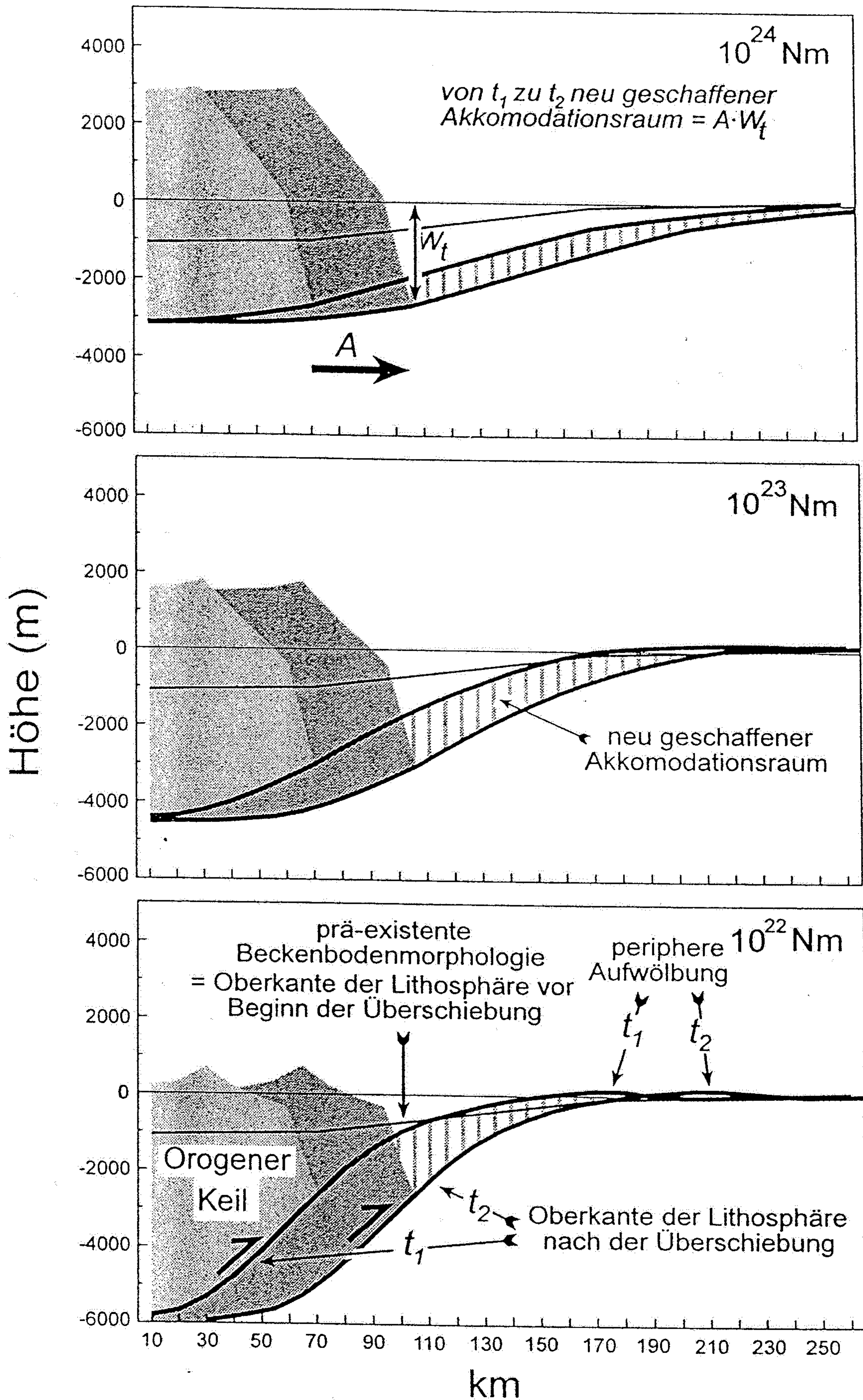


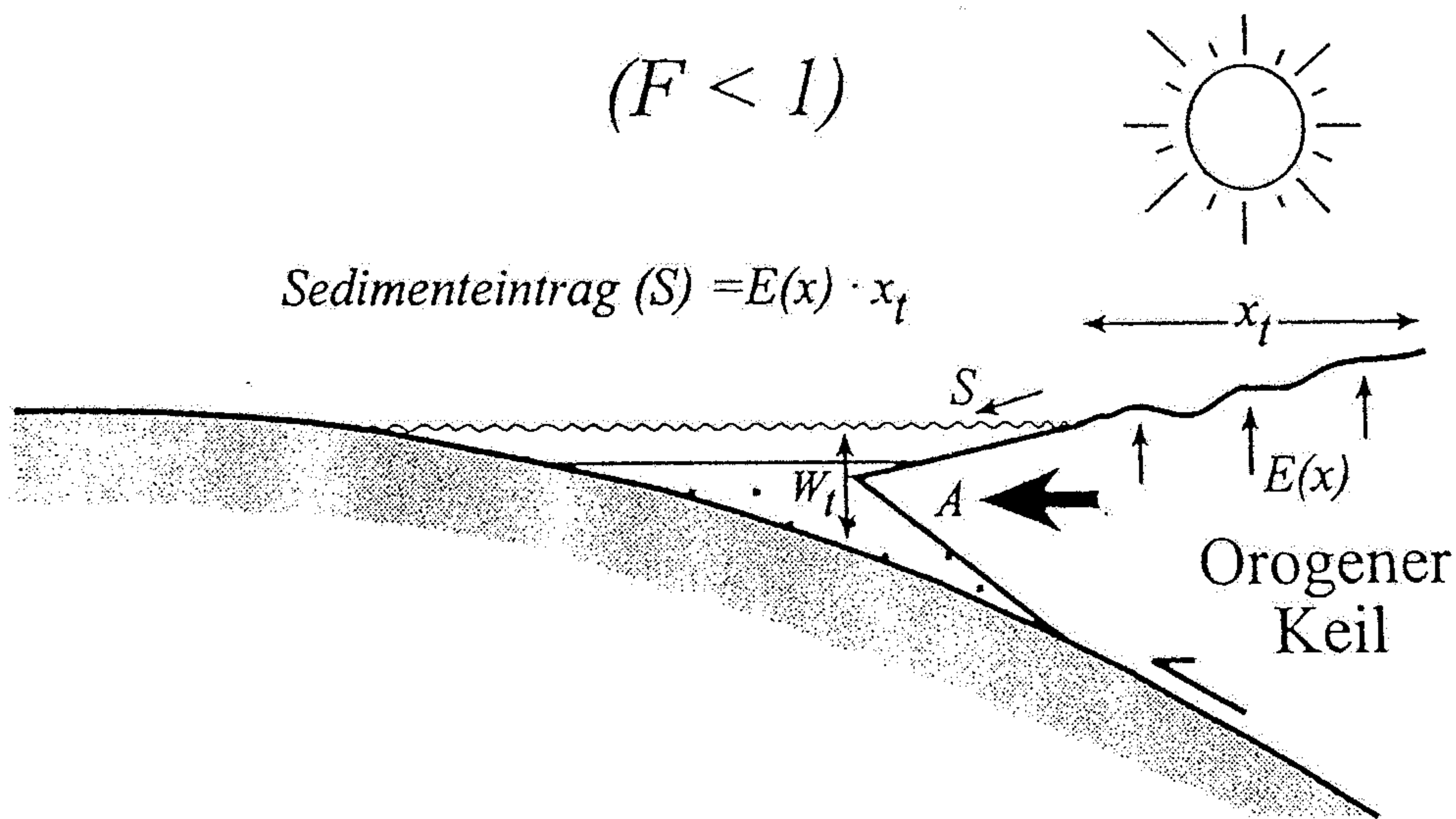
Abb. 11.49

Die Platznahme orogener Keile drückt die Unterplatte herab. Durch die tektonische Auflast bildet sich ein asymmetrisches Vorlandbecken, dessen Unterlager direkt vor der Front des Keiles seine größte Tiefenlage (W_t) erreicht. Die Geometrie der elastischen Verbiegung und damit die Weite und Tiefe des Beckens sind eine Funktion der Biegefestigkeit der unterschobenen Lithosphäre. Die Biegefestigkeit wird in Nm (Newtonmetern) angegeben. Sie liegt in den gezeigten modellhaften Beispielen bei 10^{22} , 10^{23} sowie 10^{24} Nm und entspricht elastischen Mächtigkeiten von 14, 25 und 54 km. Da sich orogene Keile bei andauernder Konvergenz gegen ihr Vorland bewegen, bewirkt ihre Verlagerung eine entsprechende Wanderung des Vorlandbeckens. Dargestellt ist hier die Situation nach Platz-

nahme des Keiles in einem ersten Zeitschritt (t_1), sowie die Veränderungen, die sich ergeben, wenn er in einem zweiten Zeitschritt (t_2) um die Entfernung A weiter vorrückt. Die flexurhafte Verbiegung der Unterplatte verlagert sich mit dem vorrückenden Keil und behält ihre Geometrie bei gleichbleibenden Rahmenbedingungen bei. Der vorrückende Keil schiebt sich einerseits über Teile der proximalen Sedimente, sie werden gleichsam „kannibalisiert“, andererseits schafft die Verlagerung des Vorlandbeckens von t_1 zu t_2 neuen Akkommodationsraum für Sedimente ($A \cdot W_t$). Gleichsinnig mit der Verlagerung des Vorlandbeckens wandert die periphere Aufwölbung mit den Zeitschritten t_1 und t_2 .

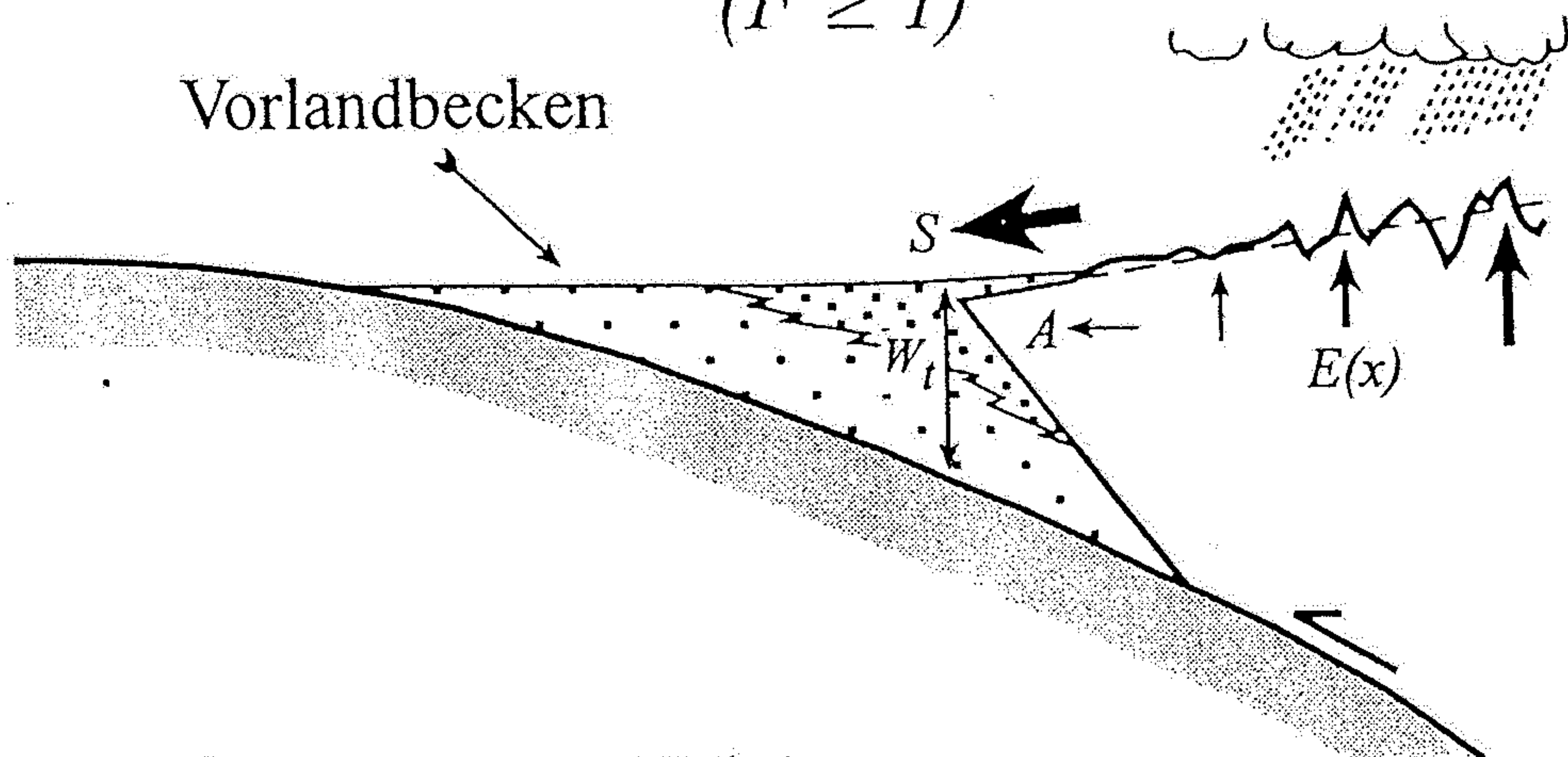
Phase der Sedimentunterfüllung

$$(F < 1)$$



Phase der Sedimentüberfüllung

$$(F \geq 1)$$



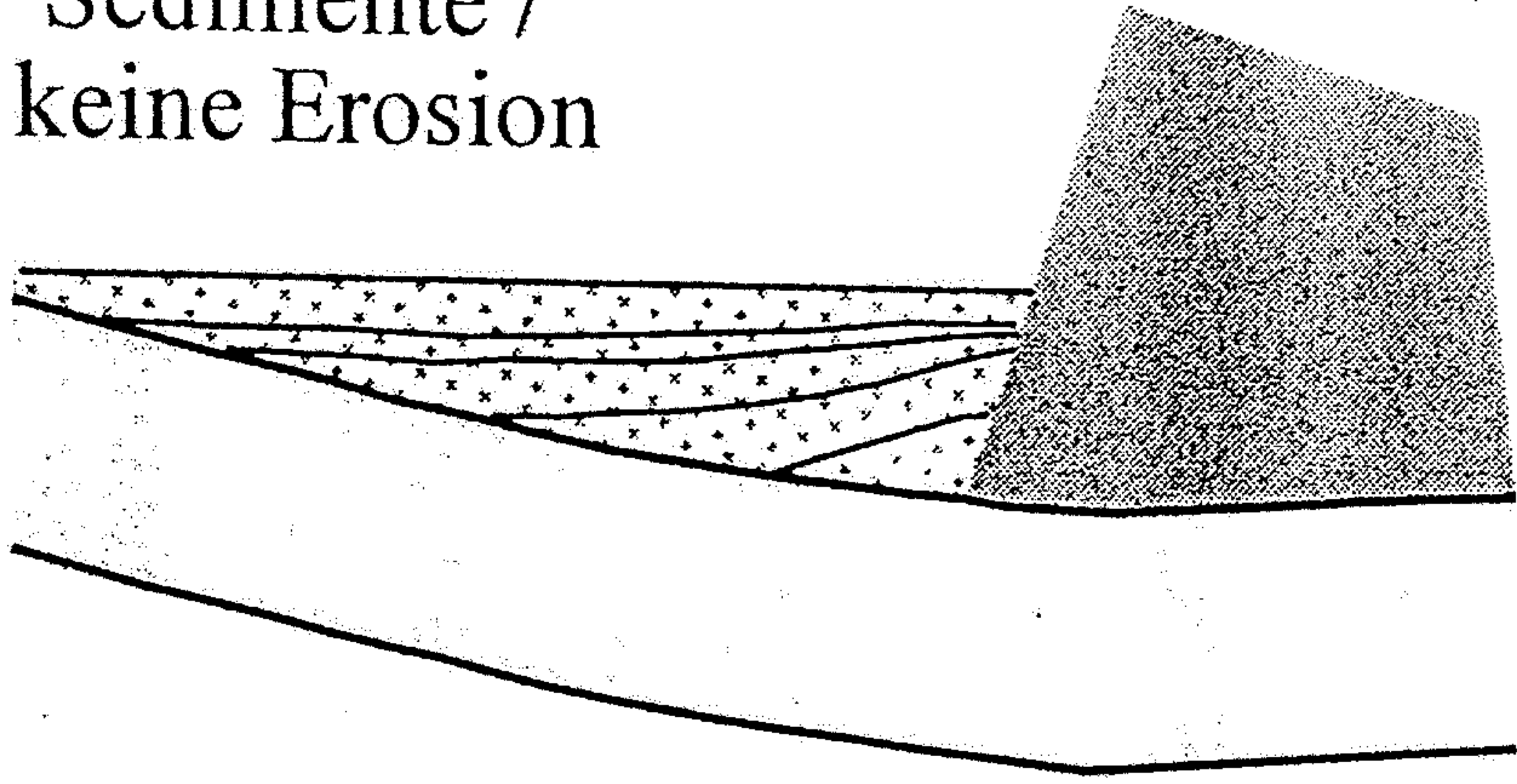
$$F = \frac{E(x) \cdot x_t}{A \cdot W_t}$$

Abb. 11.52

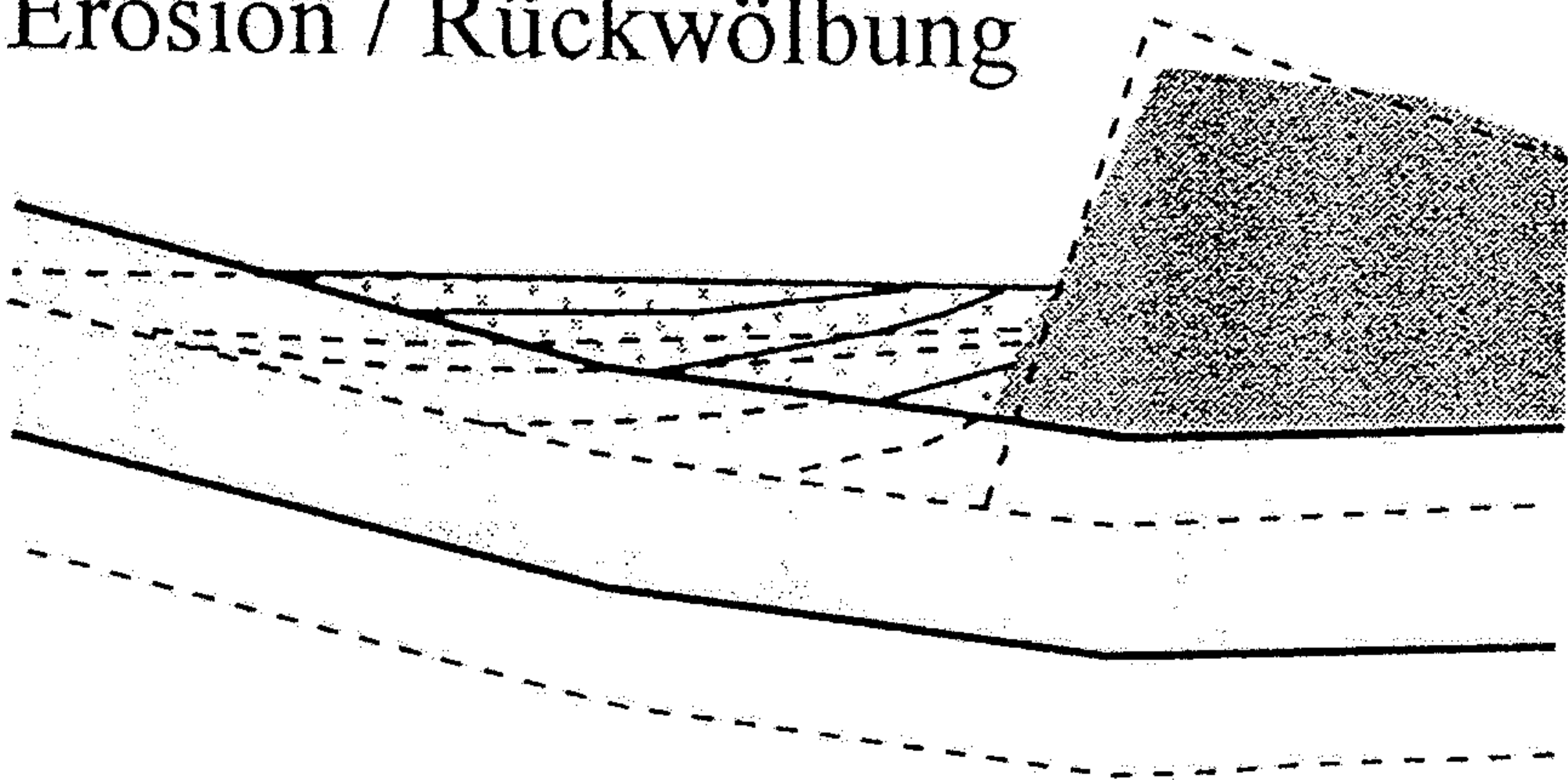
Turbidite sowie flachmarin bis kontinentale Sedimente bilden sich in Vorlandbecken als Funktion der Vorrückgeschwindigkeit A des orogenen Keiles sowie der Rate seiner Exhumierung $E(x)$. Letztere bestimmt die Größe der Oberfläche des Keiles x_t , die von Denudation betroffen ist sowie die Rate des Sedimenteintrages S in das Vorlandbecken. Das Vorlandbecken erreicht seine größte Tiefe W_t unmittelbar vor der Front des orogenen Keiles. Nach der in der Abbildung aufgeführten Gleichung läßt sich der Ablagerungszustand F eines Vorlandbeckens ableiten. Rückt der orogene Keil rasch vor, so wird im Vorlandbecken ebenso rasch neuer Akkomodationsraum für Sedimente geschaffen. Da orogene Keile in der frühen Phase einer Vorlandbeckenentwicklung noch keine betonen orographischen Elemente darstellen, mithin die Exhumierungsrate gering ist, reichen die Raten von Denudation und Sedimenteintrag nicht aus, den durch die Distanz der Keilbewegung beim

raschen Vorrücken neugeschaffenen Akkomodationsraum $A \cdot W_t$ mit Sediment zu verfüllen. Bei $F < 1$ ist das Vorlandbecken unterfüllt und durch die Ablagerung von Turbiditfolgen gekennzeichnet (Phase der Sedimentunterfüllung). Nach weiterem Vorrücken und zunehmendem Aufreiten des orogenen Keiles auf die unterschobene Lithosphäre sinkt die Vorrückrate, während die Exhumierung zunimmt. Da die Isostasie der tektonischen Subsidenz entgegenwirkt, ragt der Keil weiter auf und entwickelt ein ausgeprägteres Relief. Infolgedessen steigt die Denudationsrate, möglicherweise verstärkt durch orographisch bedingte Niederschläge. Übersteigt nun der Sedimenteintrag die Rate der Schaffung von Akkomodationsraum für neue Sedimente, so wird bei $F > 1$ das Becken überfüllt und die Turbiditsedimentation geht in flachmarin-kontinentale Sedimentation über (Phase der Sedimentüberfüllung; modifiziert nach SINCLAIR & ALLEN, 1992).

Sedimente /
keine Erosion



Erosion / Rückwölbung



Einebnung des Beckens

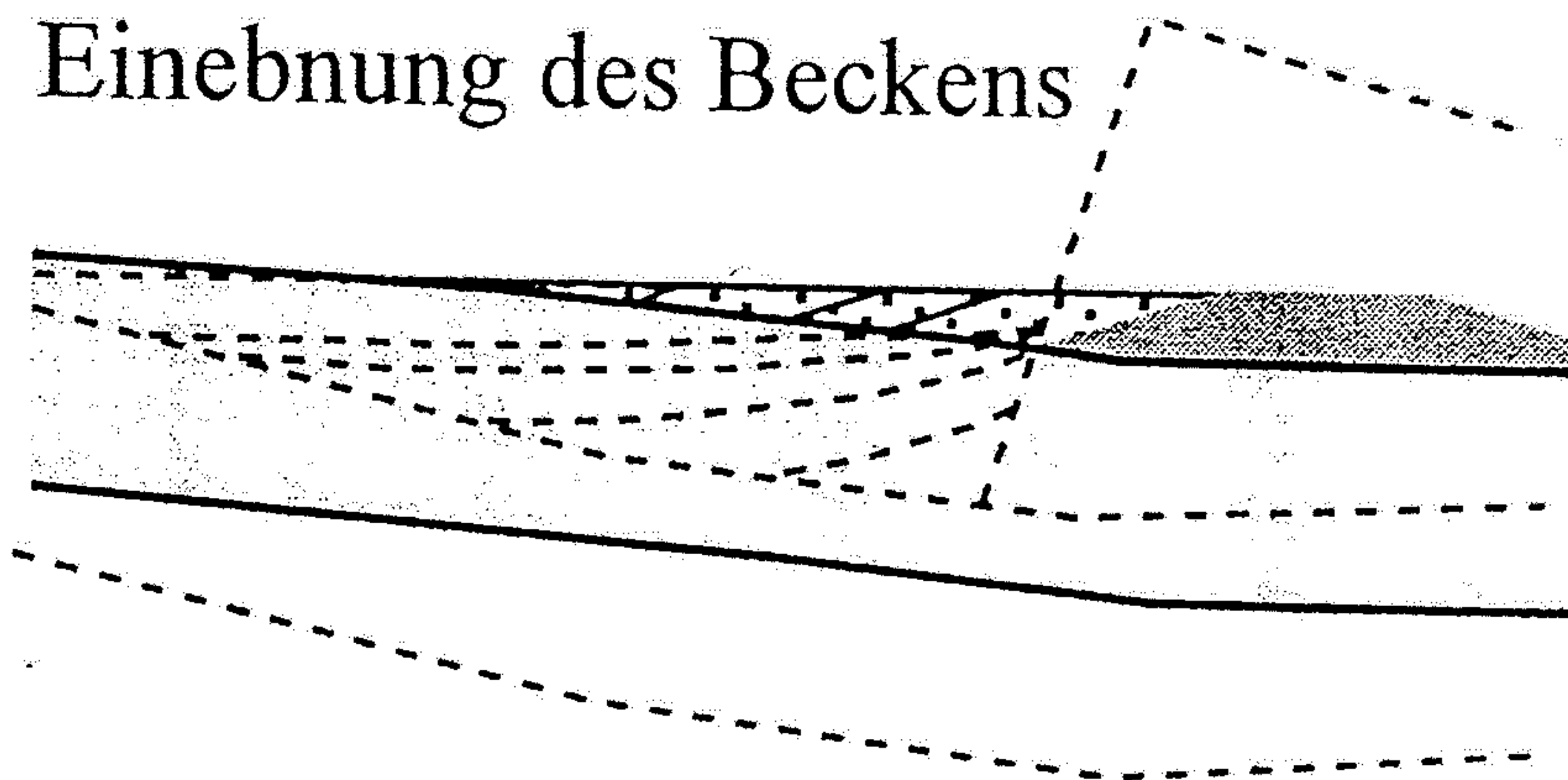


Abb. 11.50

Wird der orogene Keil in großem Stil abgetragen, so wird auch ein erheblicher Teil der Vorlandbeckenfüllung durch die isostatische Aufstiegsbewegung der Lithosphäre und die damit einhergehende Erosion der Überlieferung entzogen (nach SLINGERLAND et al., 1994).

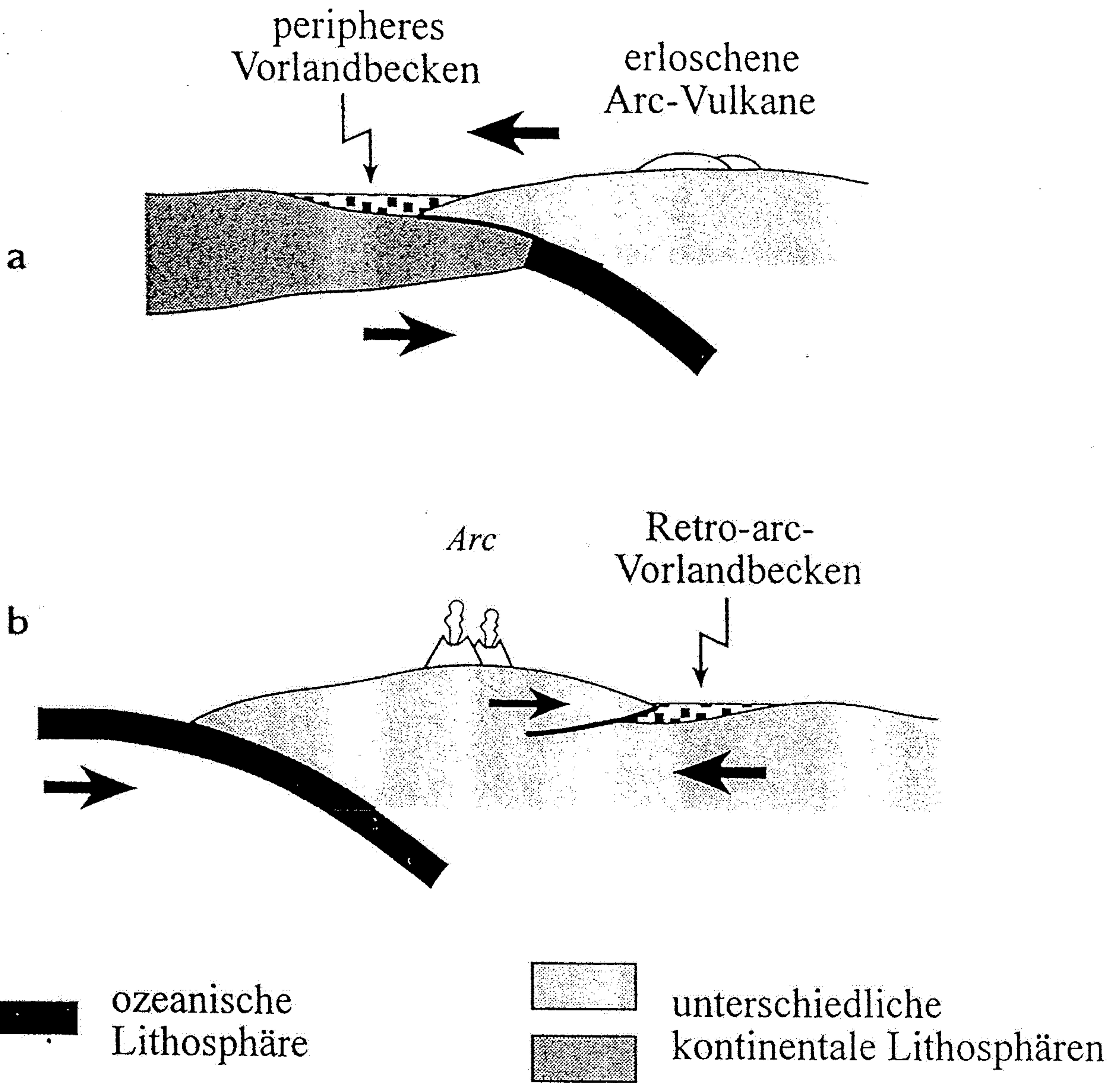
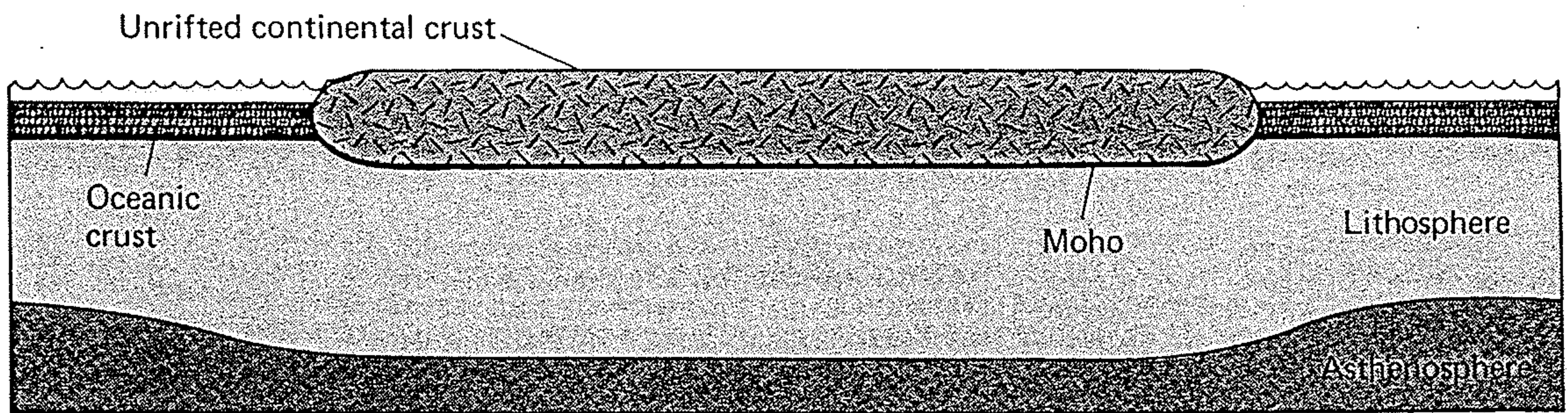
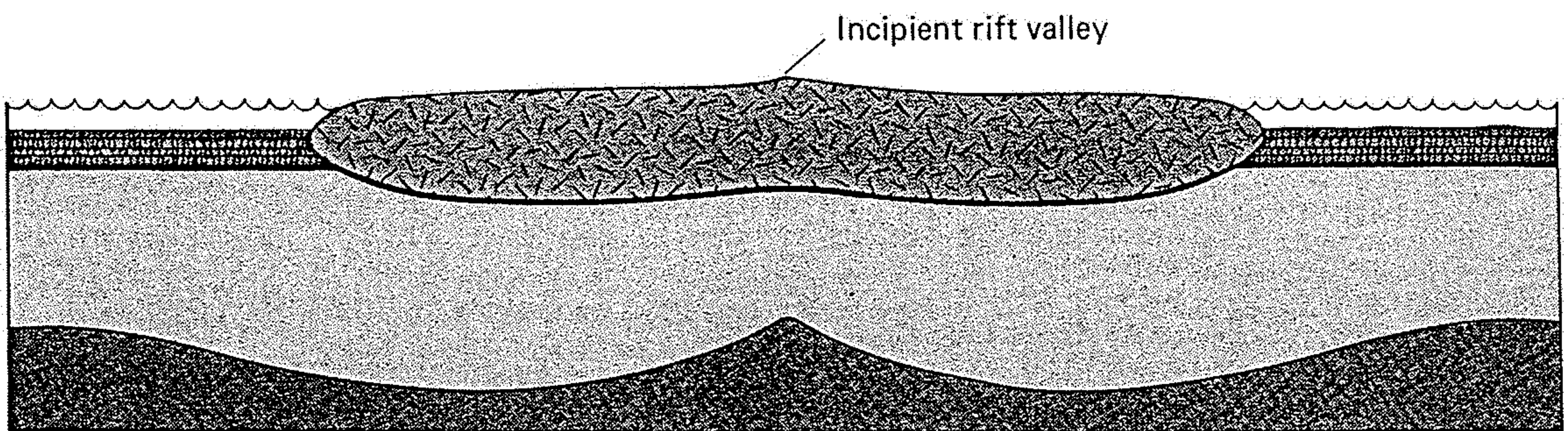


Abb. 11.51

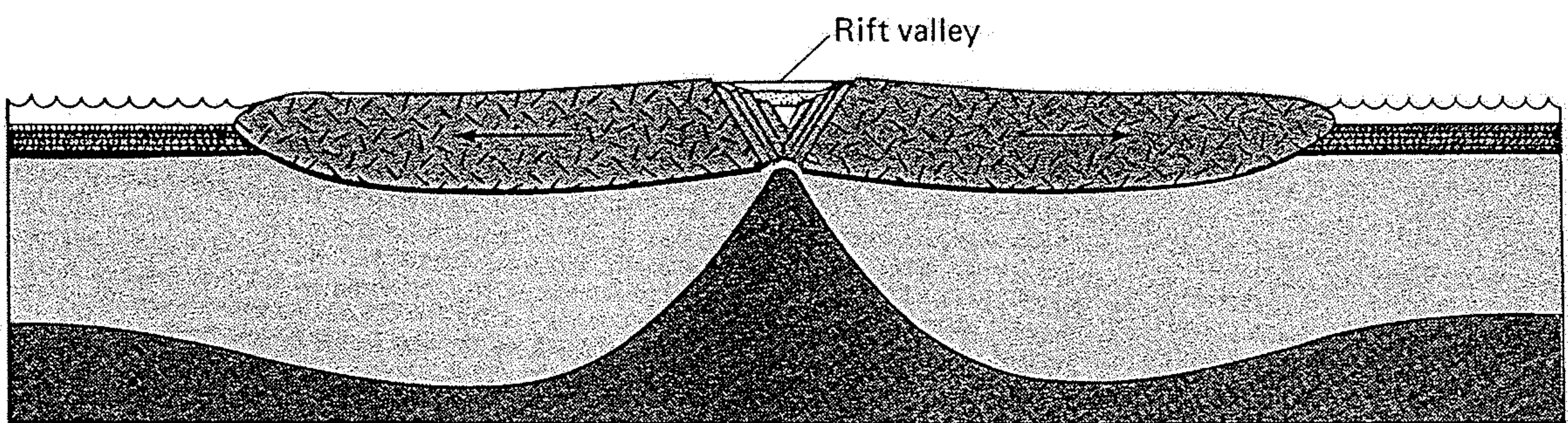
Schematische plattentektonische Konfigurationen, die die Bildung von peripheren und Retro-arc-Vorlandbecken darstellen. Im Fall **a**) reitet ein aktiver Kontinentalrand auf einen passiven auf; im Fall **b**) wird ein Arc gegen das kratonale Vorland aufgeschoben. Im distalen Bereich sind beide Vorlandbecken durch eine periphere Aufwölbung gekennzeichnet.



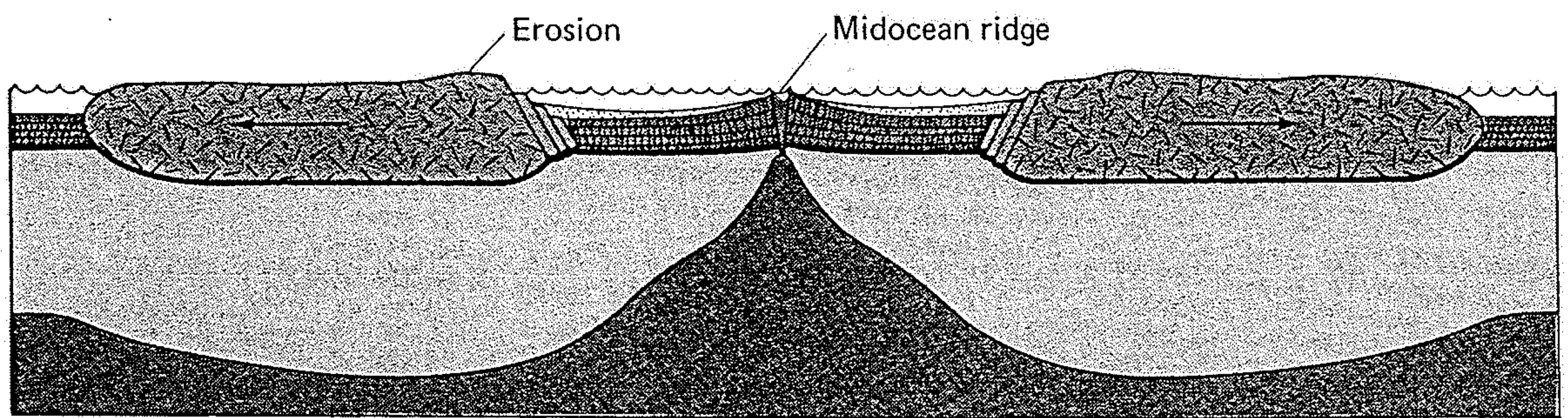
(a)



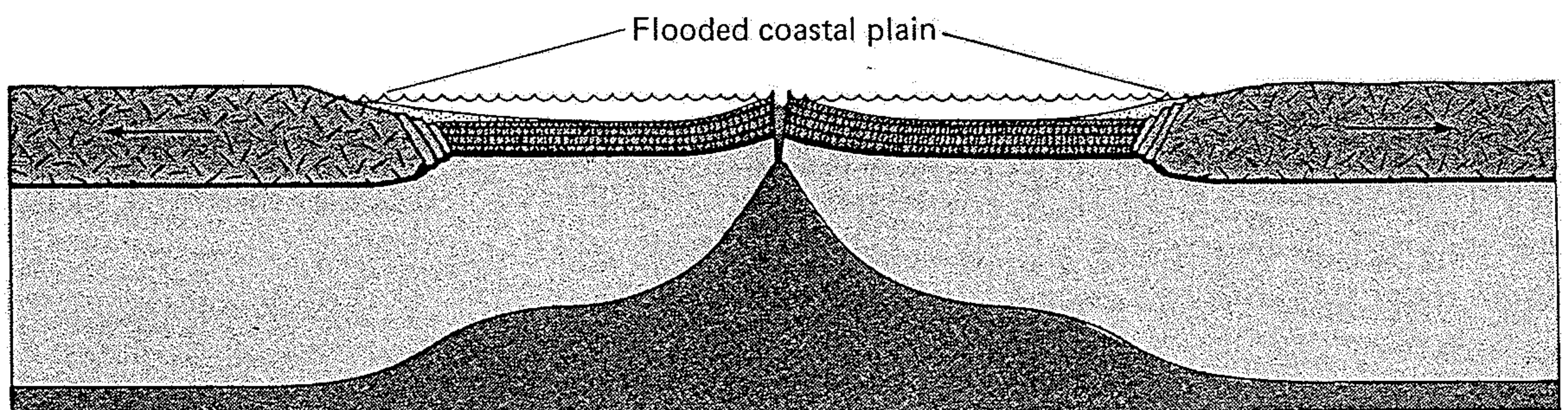
(b)



(c)



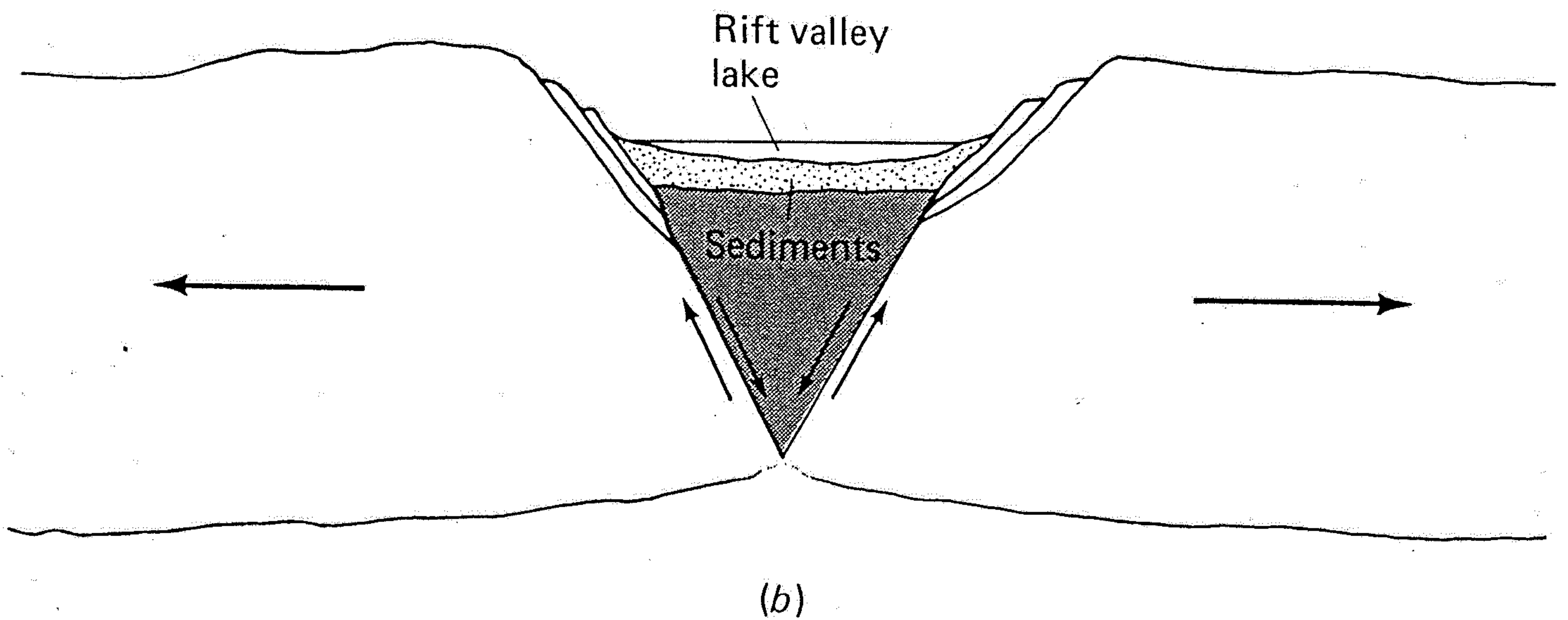
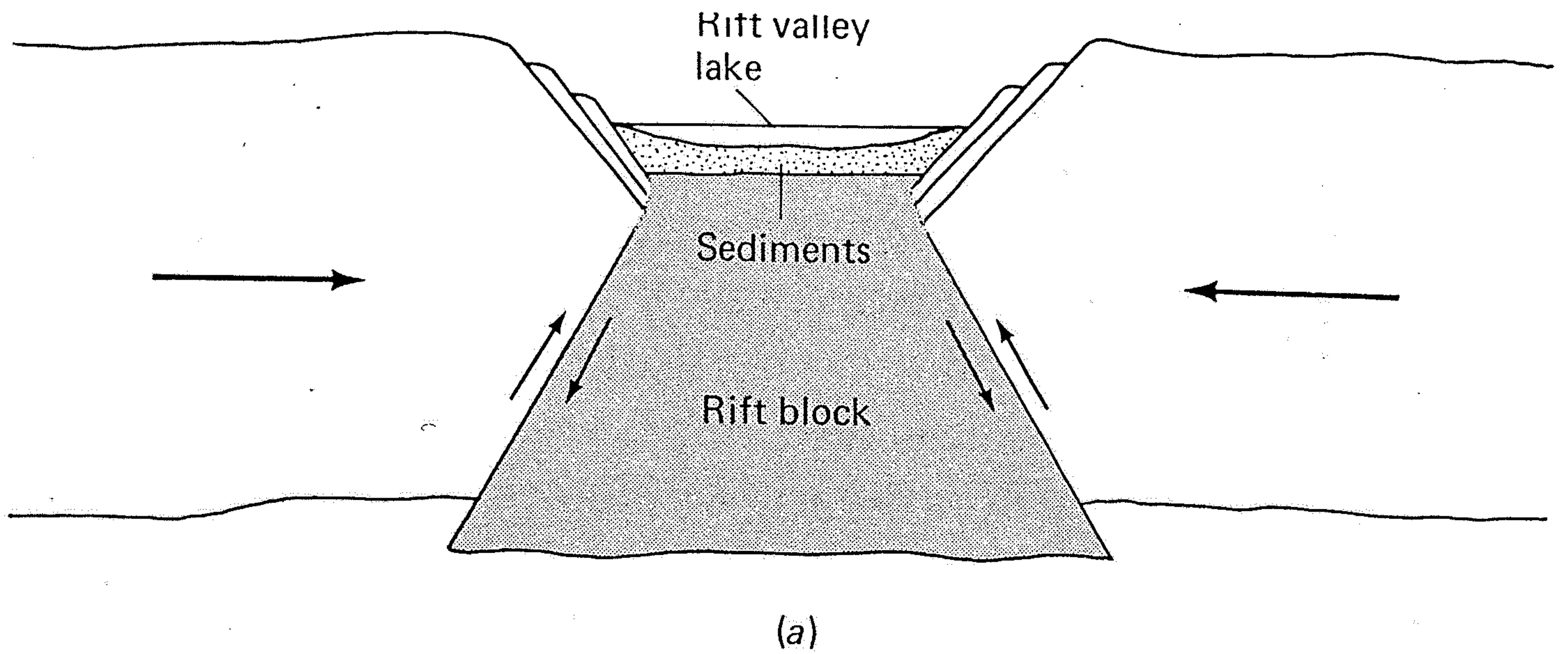
(d)



(e)

These diagrams illustrate the hypothetical rifting of a continent followed by the development of an ocean by sea-floor spreading. (a) Beginning; (b) upwarp at site of future rift; (c)

development of rift valley with peripheral rise to the rift edge; (d) erosion of trailing continental edge; (e) isostatic compensation and flooding of trailing continental edge.



11.7

Diagrams illustrating the compressional (a) versus tensional (b) theories for the origin of the East African Rift Valleys. The tensional model is now known to be correct.

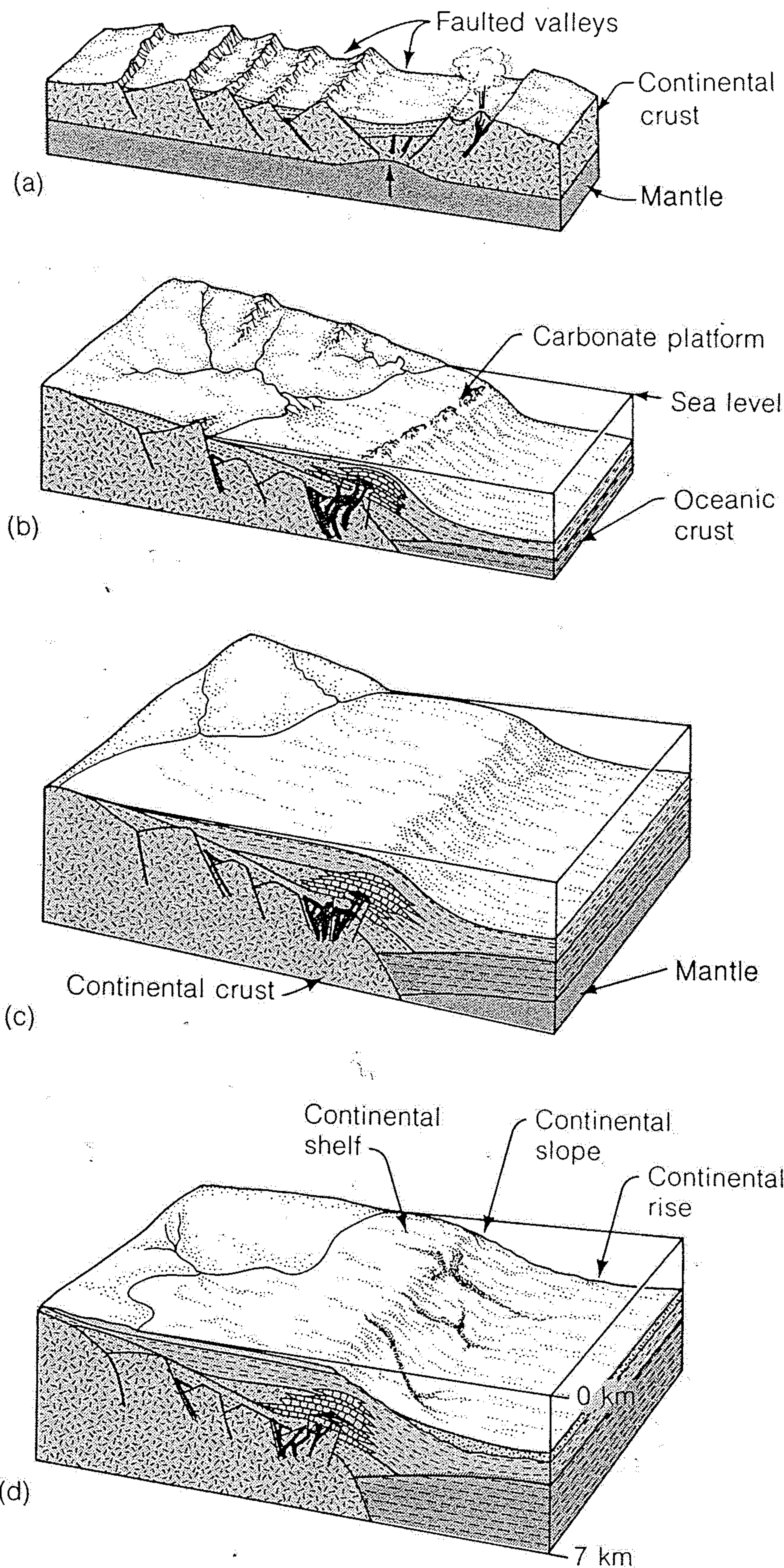
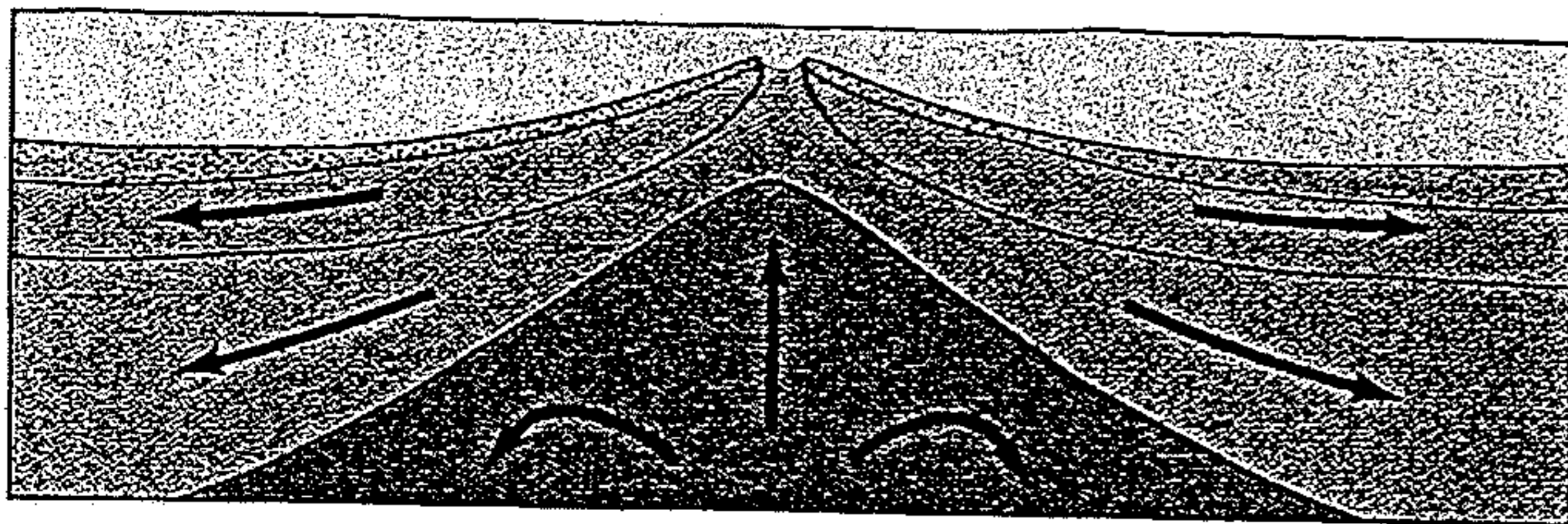


Figure 20-11

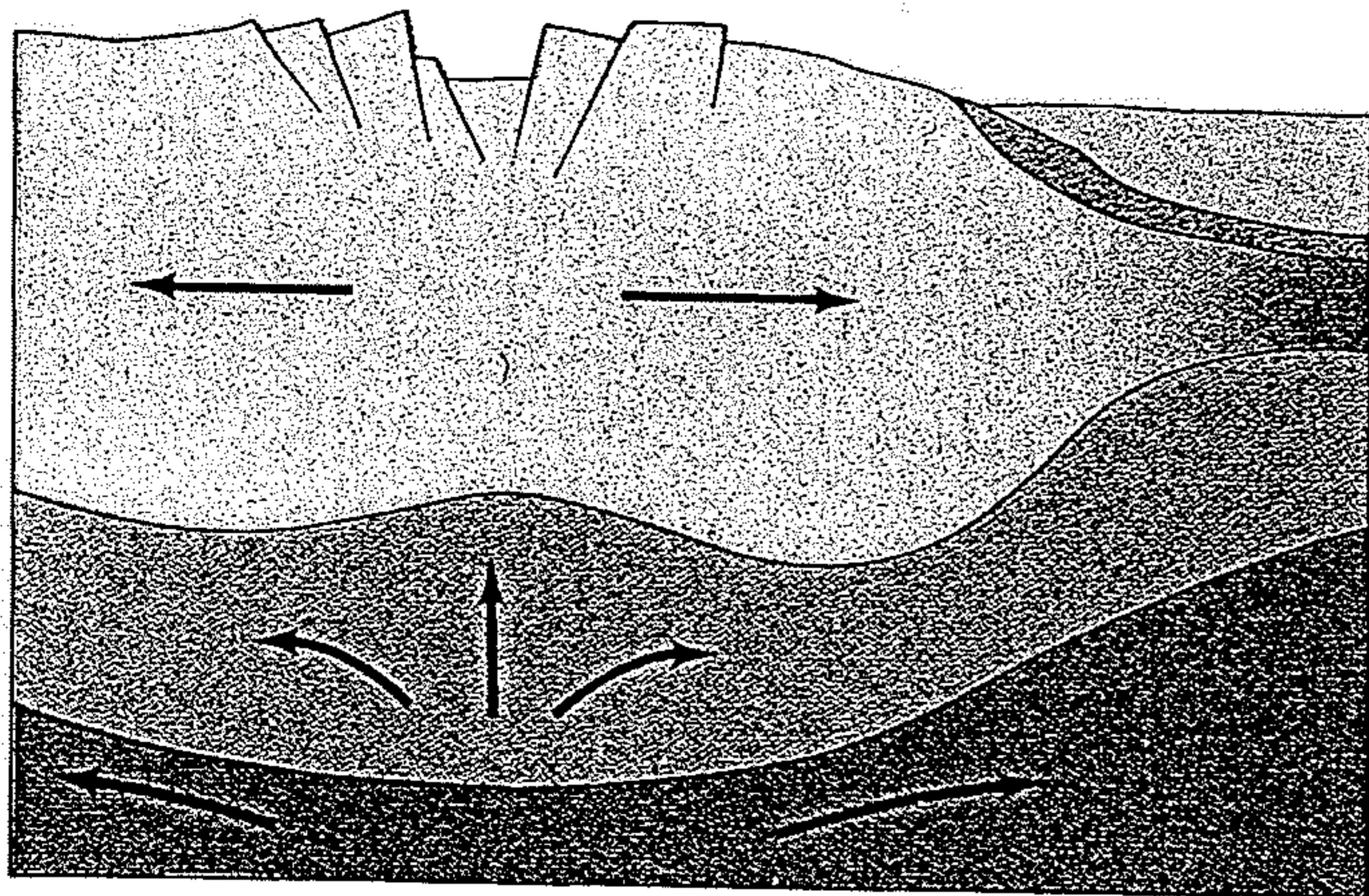
The development of a geosyncline on a rifted continental margin off the Atlantic coast of the United States. A rift develops in Pangaea as the ancient continent stretches and thins. Volcanics and Triassic nonmarine sediments are deposited in the faulted valleys (a). Sea-floor spreading begins, the lithosphere

cools and contracts under the receding continental margins, which subside below sea level. Evaporites, deltaic deposits, and carbonates (b) are deposited and then covered by Jurassic and Cretaceous sediments derived from continental erosion (c and d). The Atlantic margins of Europe, Africa, and South America have similar histories.

Divergent Boundaries

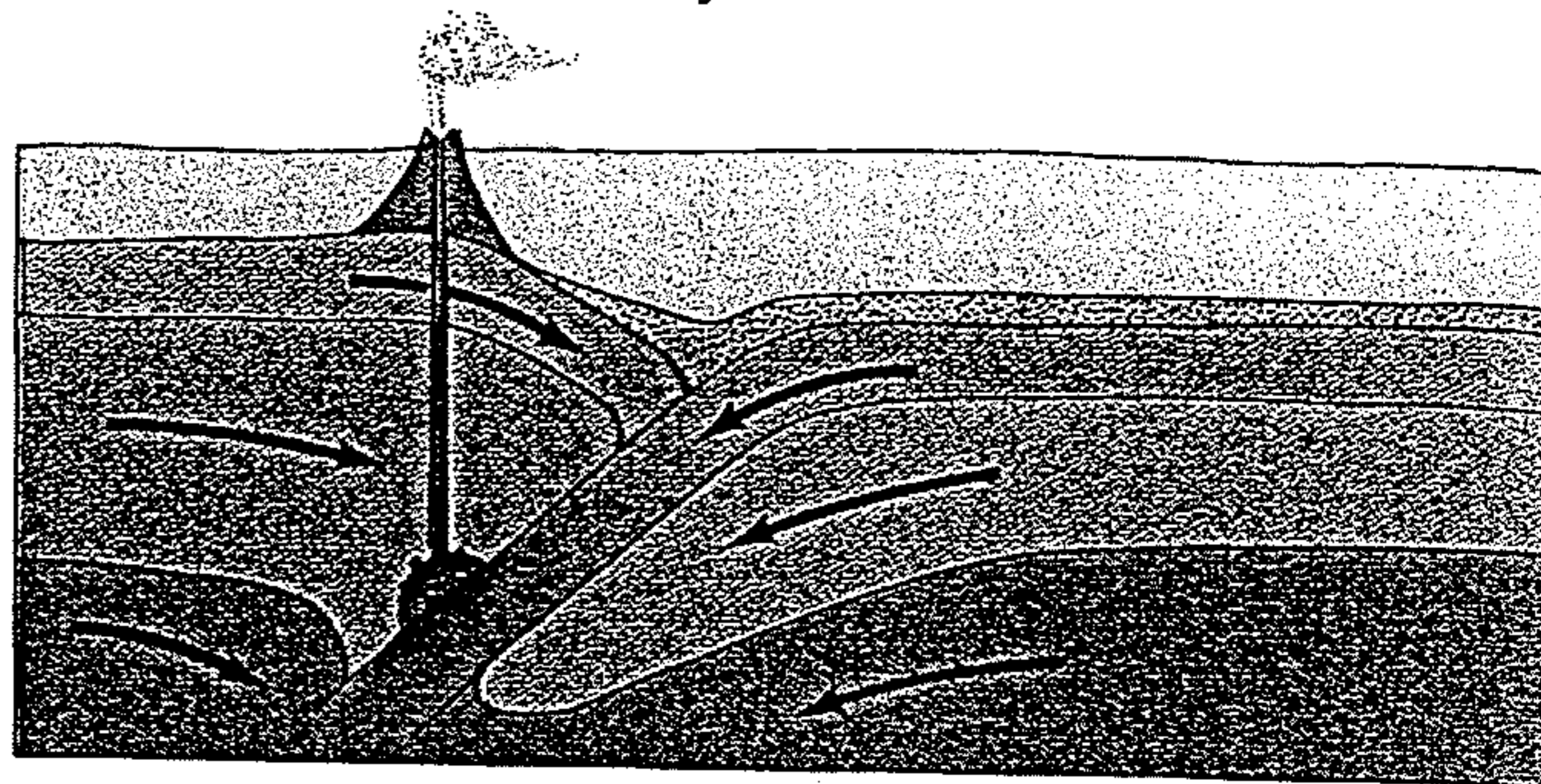


Ocean: Ocean

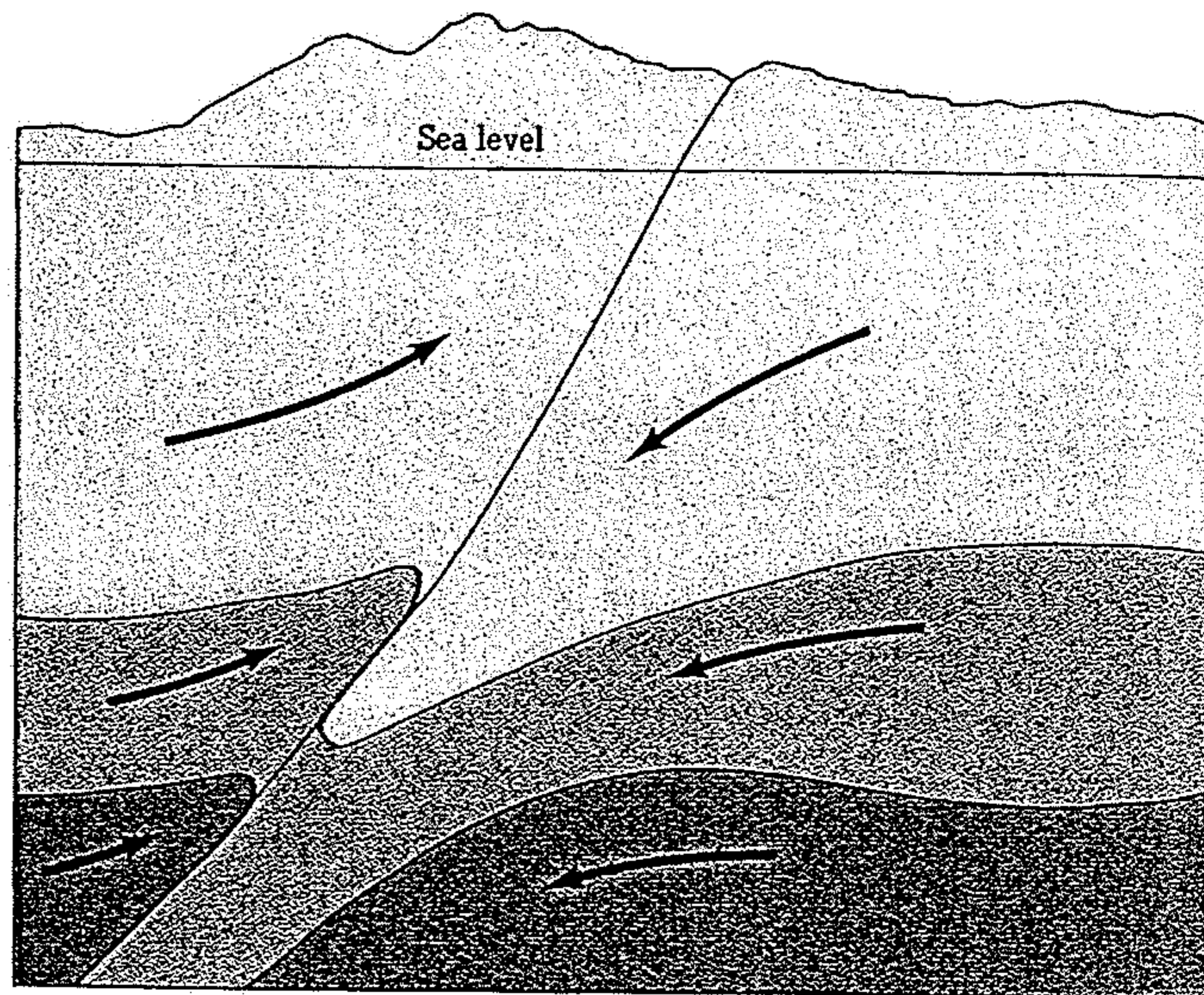


Continent: Continent

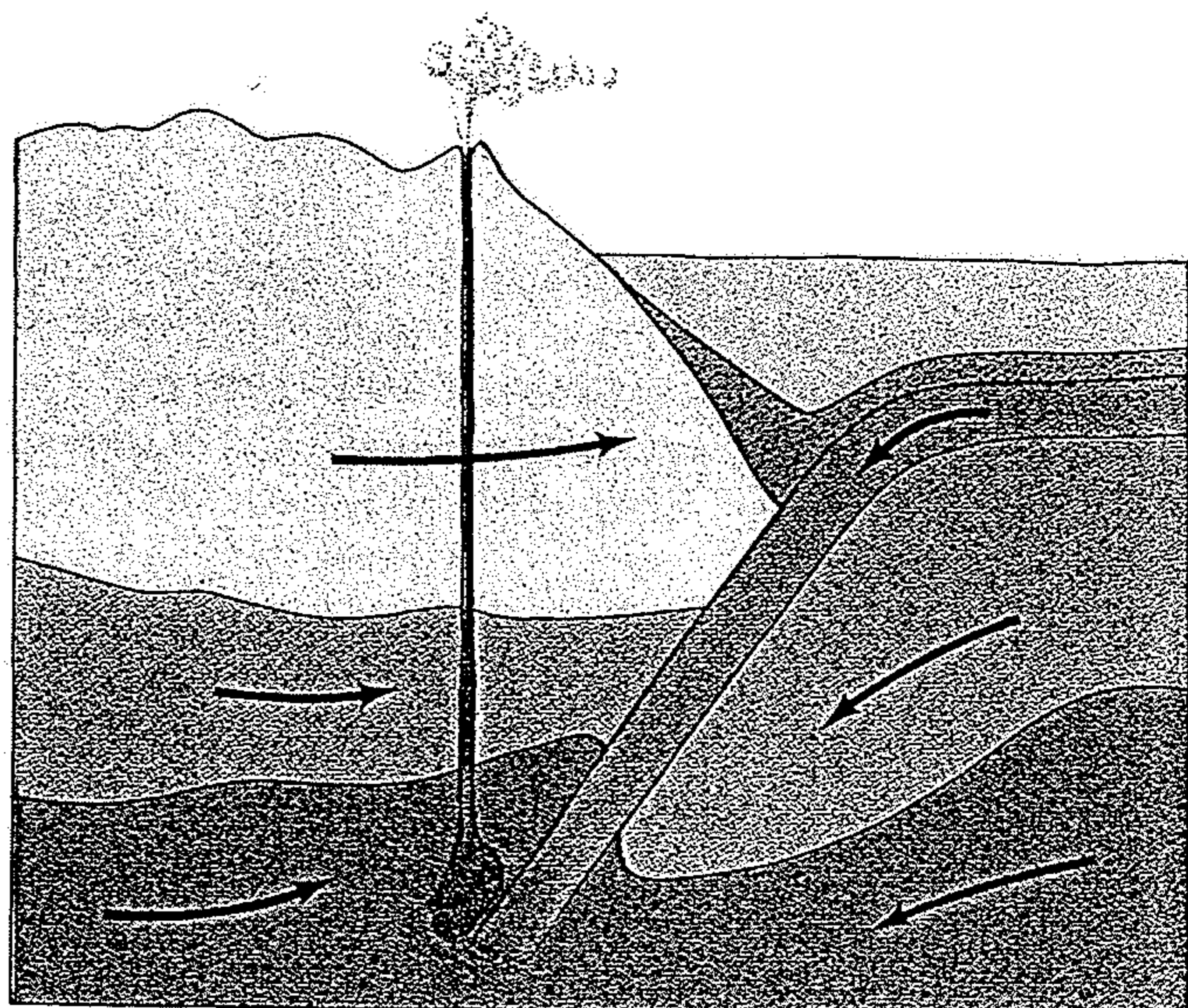
Convergent Boundaries



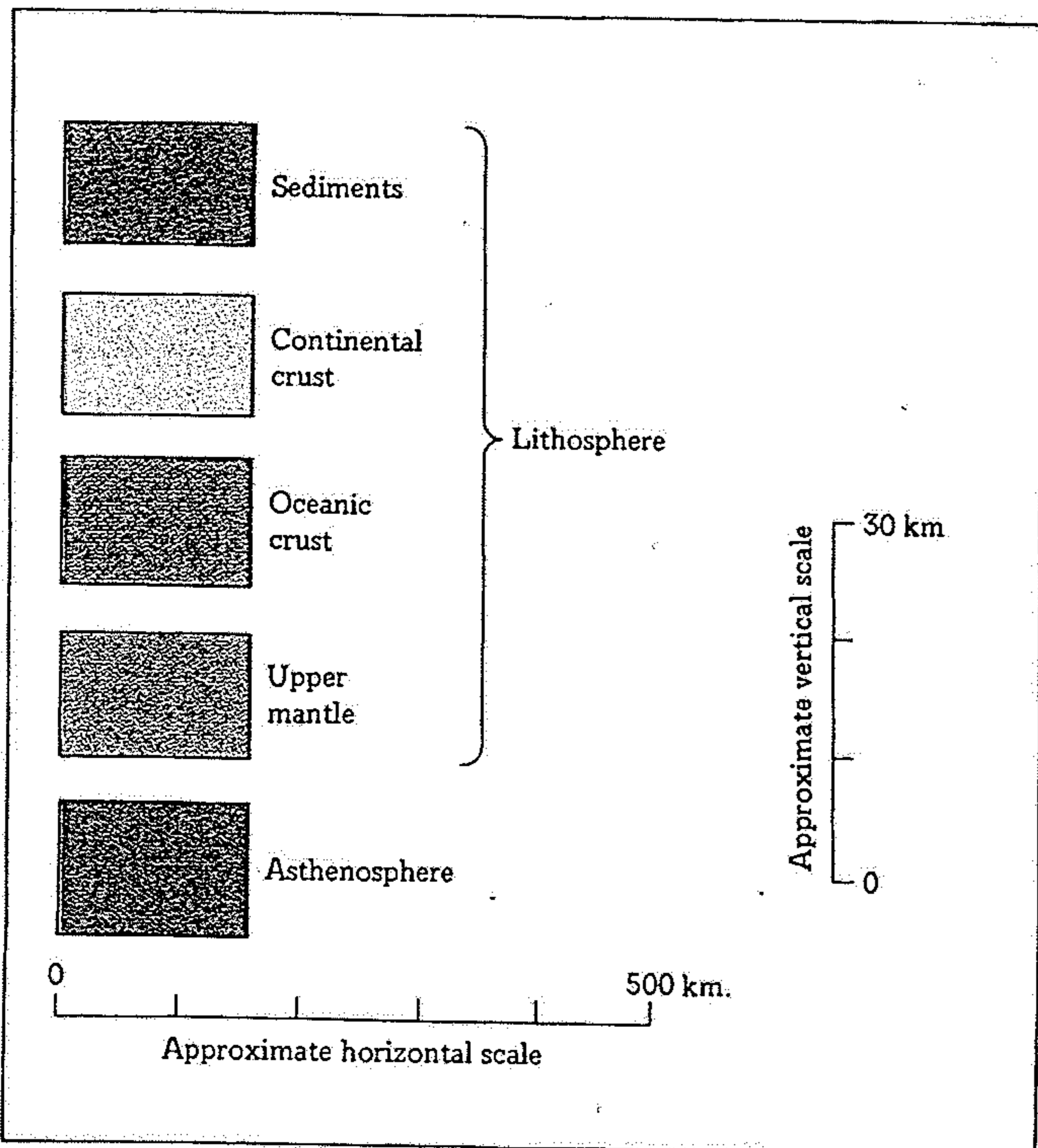
Ocean: Ocean



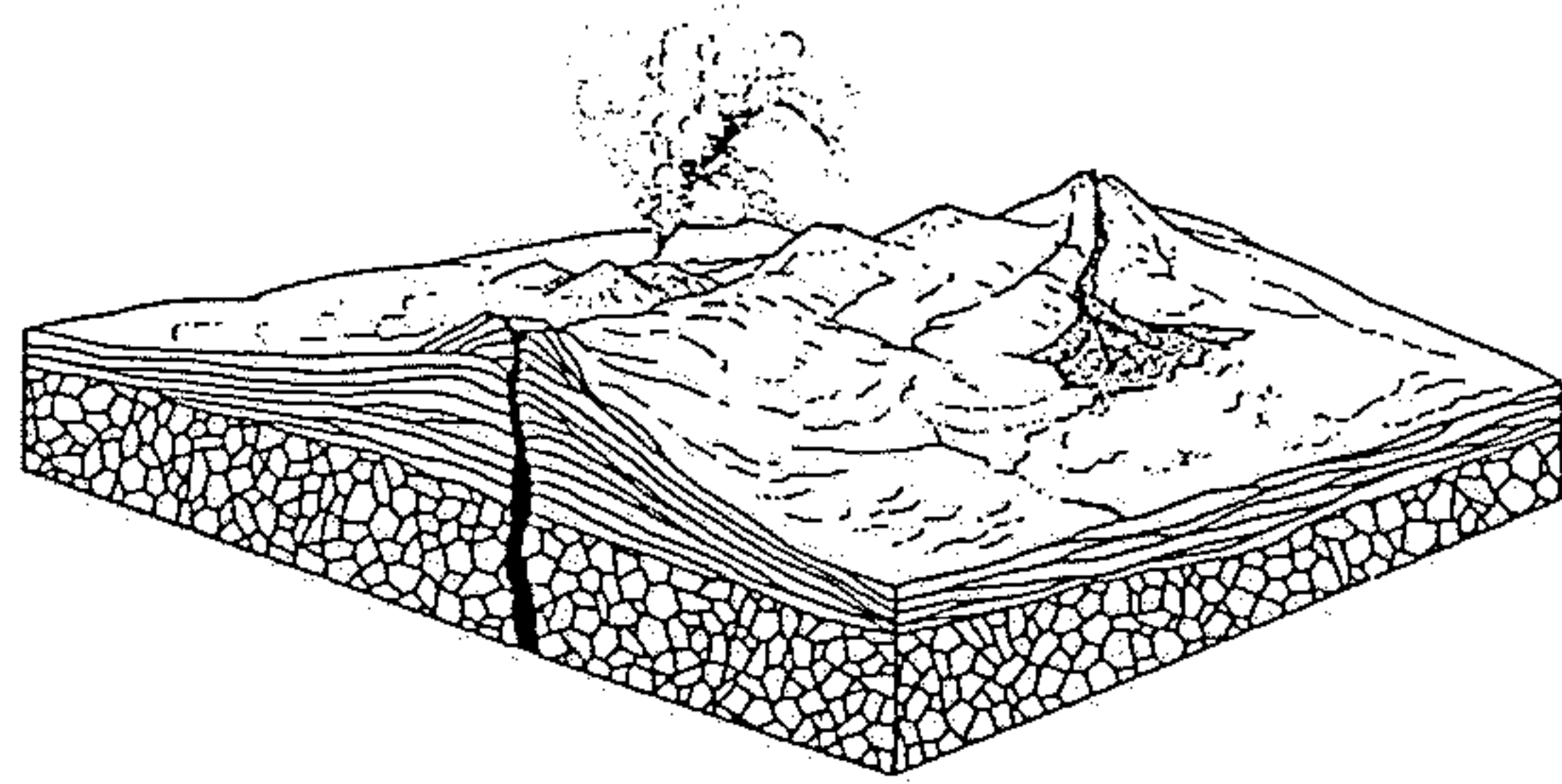
Continent: Continent



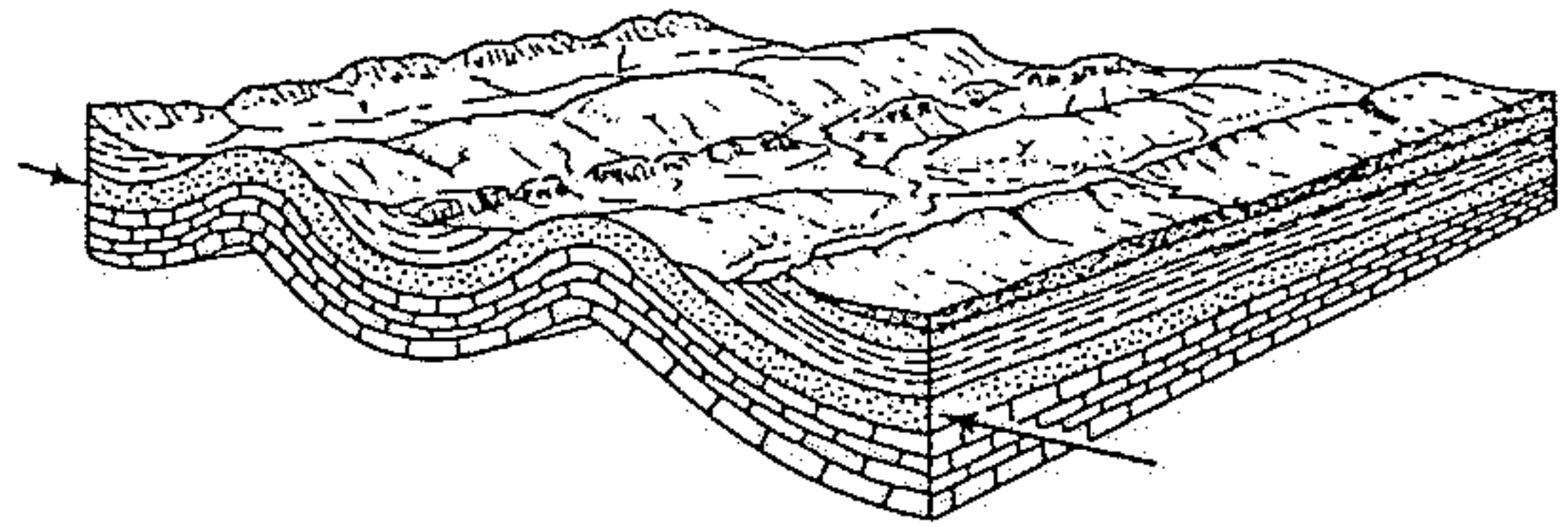
Continent: Ocean



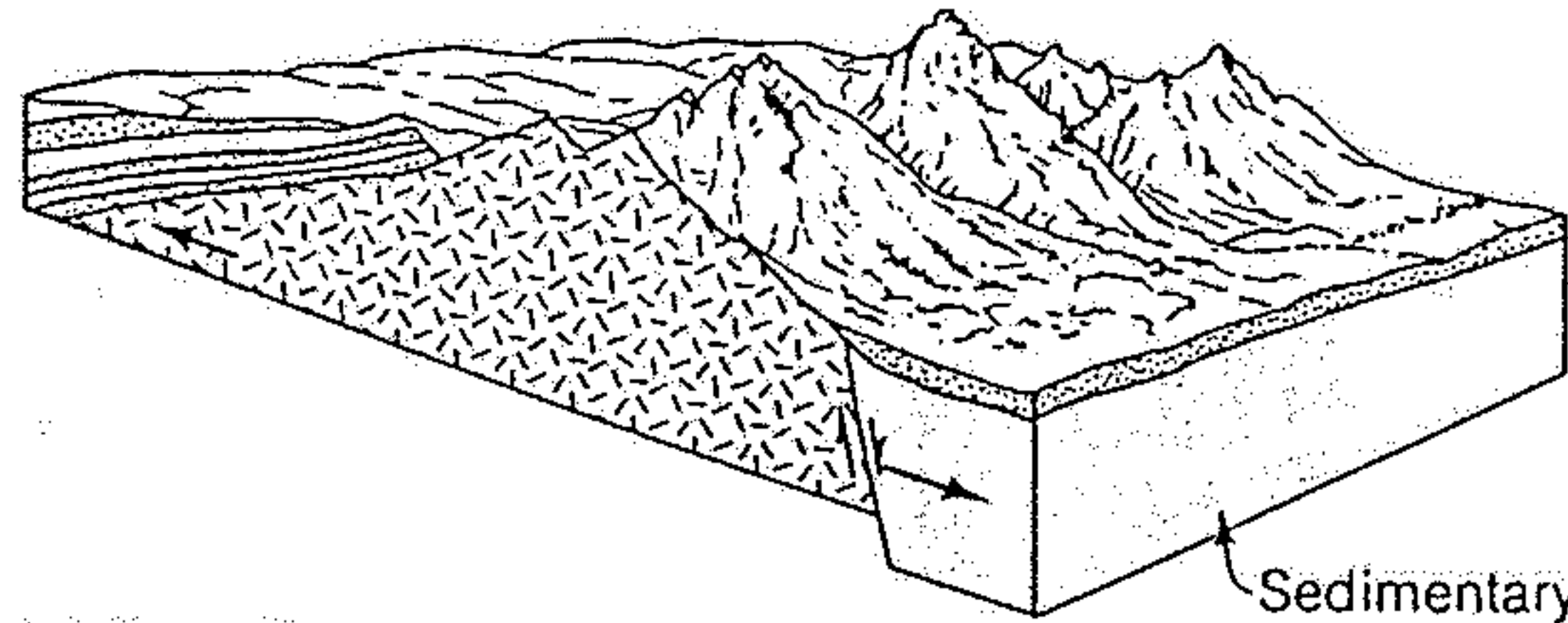
11.18 Cartoons illustrating plate boundaries and their interactions with other plates.



(a) Cascade Range

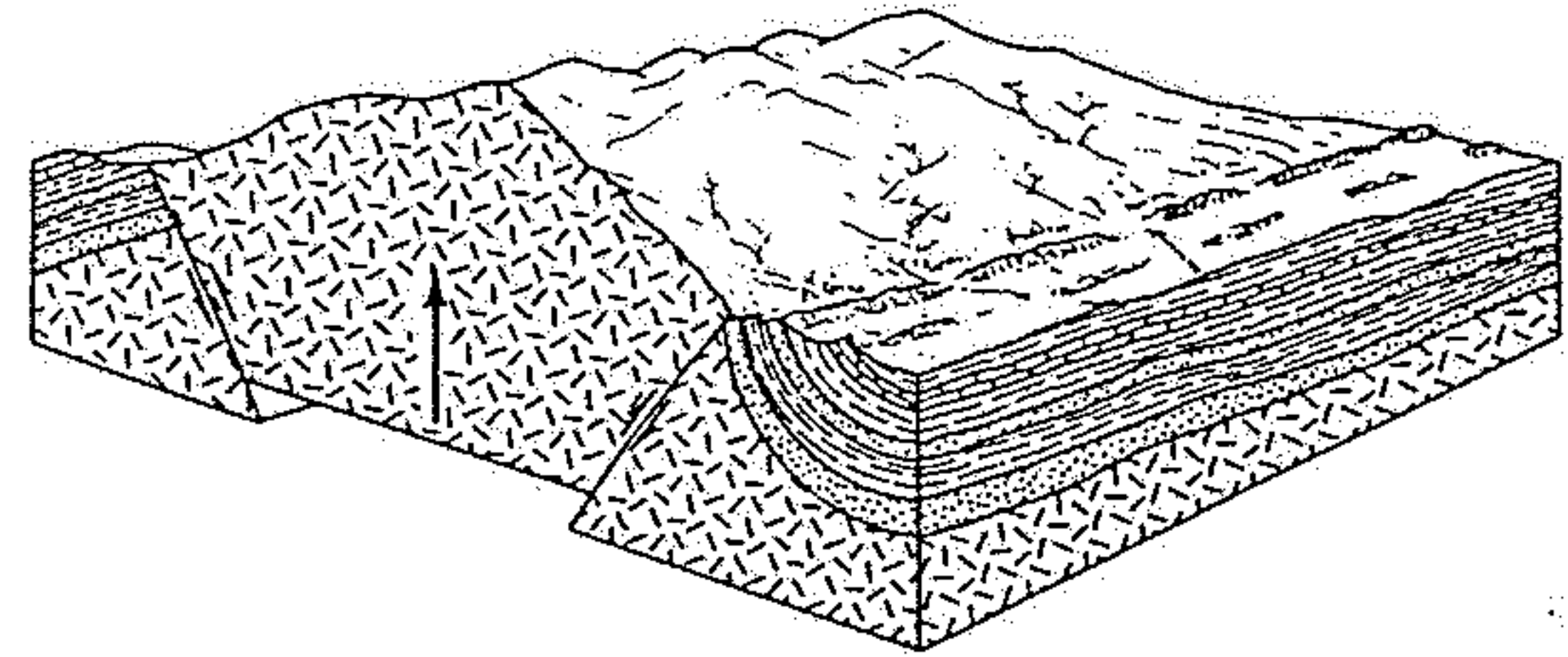


(b) Appalachian fold belt



(c) Teton Range

Sedimentary
bedrock



(d) Front Range

Figure 21-16

Mountains vary in form and origin. (a) Mountains formed by volcanic action. (b) Mountains resulting from folded layers of rock. (c) Mountains formed from

fault blocks. (d) Mountains originating in vertical uplift. [After U.S. Geological Survey.]

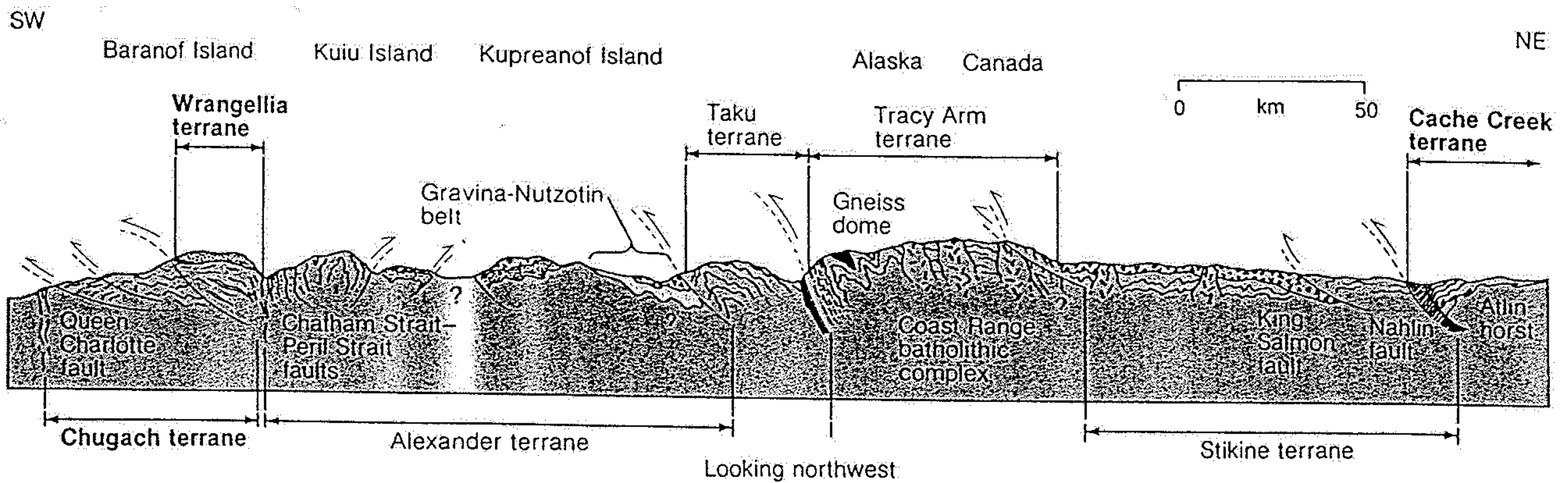
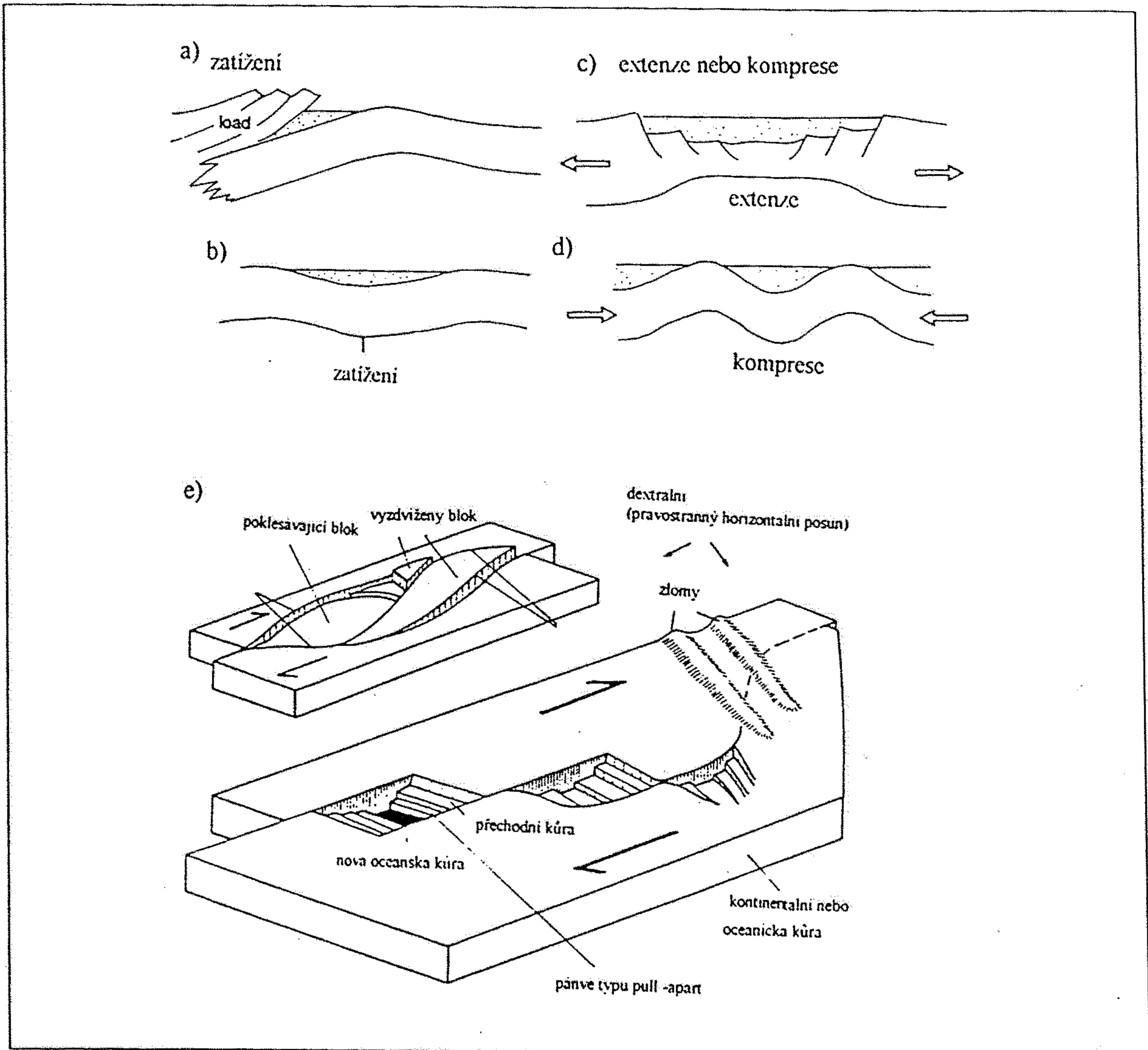


Figure 21-15

Section through southeastern Alaska and British Columbia (section A of Plate 9), showing displaced terranes accreted to the Alaska-Canada part of the Cordilleran orogenic belt during collision episodes over the past 200 million years. The Chugach terrane is the youngest accreted fragment, and includes folded and faulted Cretaceous sandstones and shales. Thrust over the Chugach is the older Wrangellia which arrived about 90 million years ago in the Middle Cretaceous. It consists of an Upper Paleozoic and Mesozoic complex of volcanic and sedimentary rocks reflecting an island arc and ocean plateau origin probably south of the Triassic

equator. The Cache Creek terrane, some 500 km inland, contains fossils indicating an origin thousands of kilometers to the southwest in the Permian Period. The time of docking of the Cache Creek fragment against North America was 170-180 million years ago. Between Chugach and Cache Creek are other terranes, with mainly volcanic, igneous, and metamorphic rocks, whose origin is still uncertain. [After "The Growth of Western North America" by D. L. Jones, A. Cox, P. Coney, and M. Beck. Copyright © 1982 by Scientific American, Inc. All rights reserved.]



Obr. 54: Schematické znázornění základních režimů v nichž vznikají pánve: a) pánve předpolní vznikající prohnutím kůry zatížené nasouváním příkrovů, b) pánve vznikající prohybem litosféry zatížené vahou sedimentů, c) extenzní pánve vznikající rozpínáním kůry (rifty, oceánské pánve, intrakontinentální pánve). d) pánve vznikající v depresích komprimované kůry, e) pánve spjaté s horizontálními posuny (transtenzní režim)

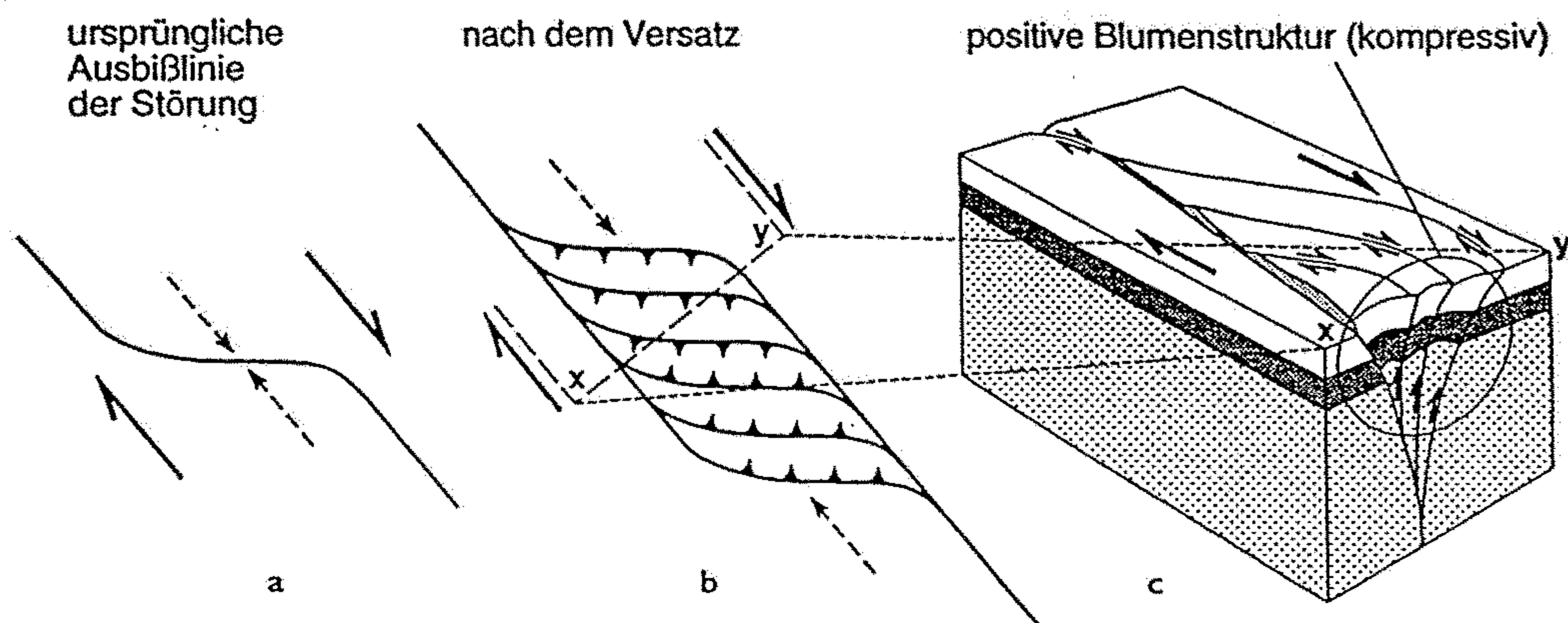
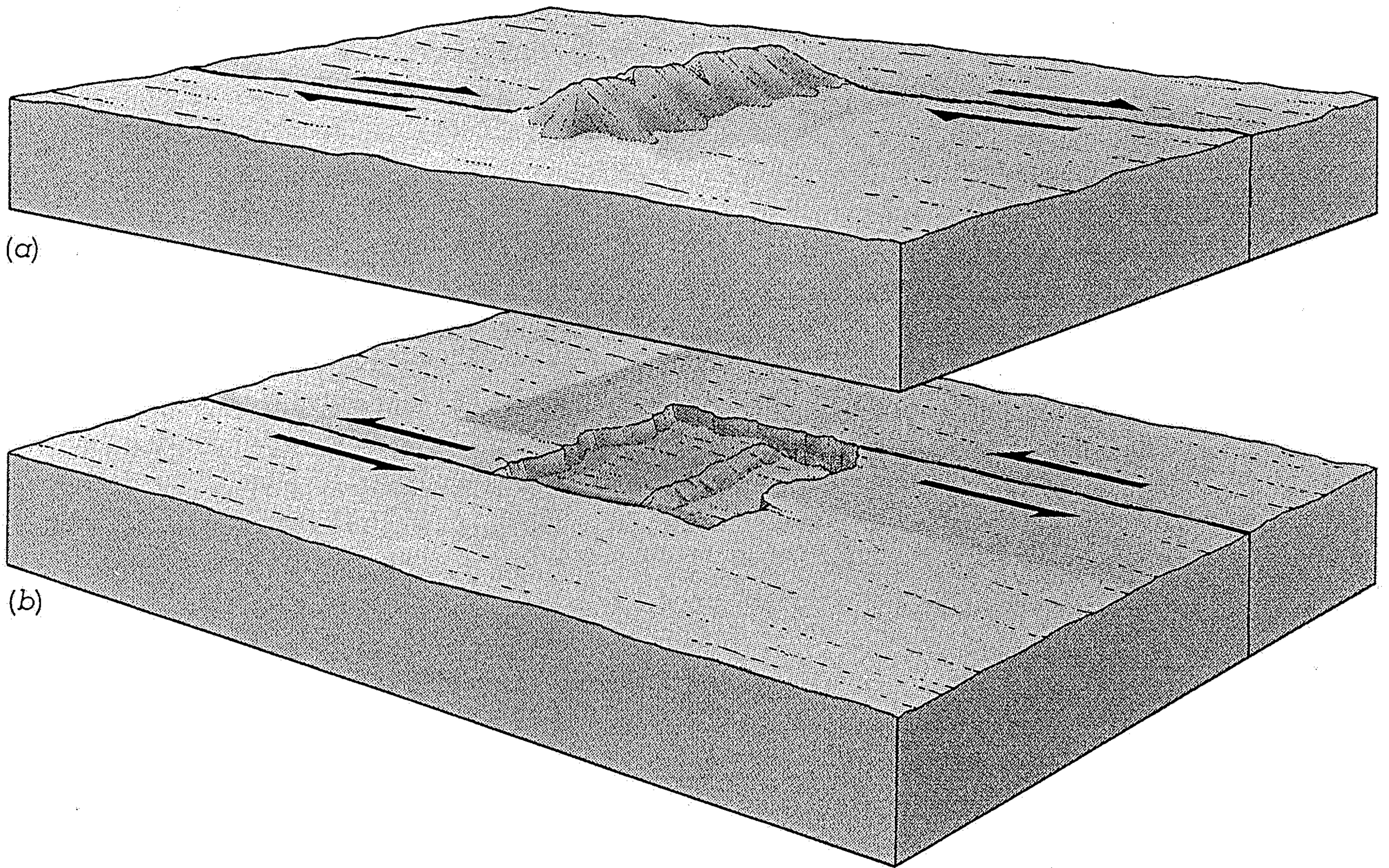


Abb. 11.22

Bildung eines Einengungsduplexes im Übergangsbereich zwischen zwei seitlich versetzten Blattverschiebungen. a) und b) im Kartenbild vor und nach der Bewegung. c) Blockbild. Diese Struktur entsteht z.B. in einem dextralen Seitenverschiebungssystem mit linksspringendem Versatz. Der Begriff **Duplex** wird in der Strukturgeologie für eine ein- oder mehrmalige Wiederholung von Auf- oder Abschiebungen verwendet. Der Schnitt senkrecht durch den Duplex (x-y) zeigt die Blumenstrauß-artige Auffächerung der Duplexstörungen. In diesem Beispiel handelt es sich um eine positive Blumenstörung. Im Falle einer dextralen Seitenverschiebung mit rechtsspringendem Versatz würde ein Dehnungsduplex sowie eine negative Blumenstörung entstehen (nach TWISS & MOORES, 1992).



11.33 Usually along a transform fault there is neither compressional nor extensional stress across the fault. These diagrams show a bend in the fault and, depending on the direction of movement along the fault, local zones of compression or extension can develop. (a) Diagram models the situation of the San Andreas fault in the Los Angeles area. The transform is a right lateral fault and compression builds along the bend. The Transverse Ranges are the result of such a condition. (b) Diagram shows a left lateral movement along a similar fault line. In this case the stress is pull-apart in the region of the bend.

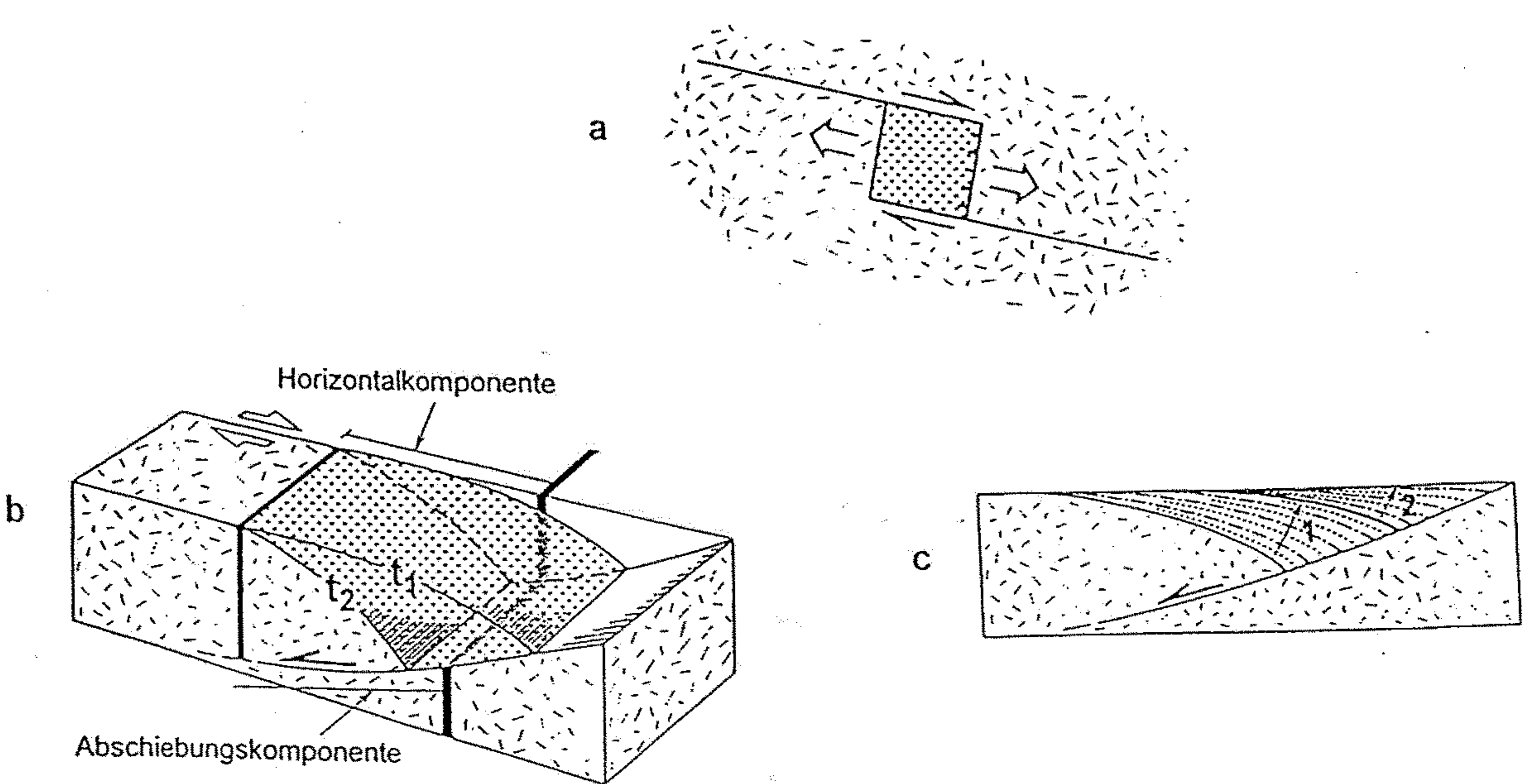


Abb. 11.31

Entwicklungsschema eines Pull-apart-Beckens zwischen zwei Blattverschiebungen. (a) im Kartenbild, (b) im Blockbild und (c) im Schnitt parallel zur Blattverschiebung. In (c) sind die Sedimentstapel 1 und 2 dargestellt, die nach dem Zeitpunkt t_1 bzw. t_2 abgelagert wurden. Zur Orientierung ist ein vertikaler Gang eingezeichnet (schwarz), der das Gebiet vor der tektonischen Bewegung durchschlagen hat. Das Becken selbst entspricht in diesem Beispiel einem Halbgraben mit einer antithetischen Rotation der Hangendscholle (vgl. Abb. 11.26d) (nach EISBACHER, 1996).

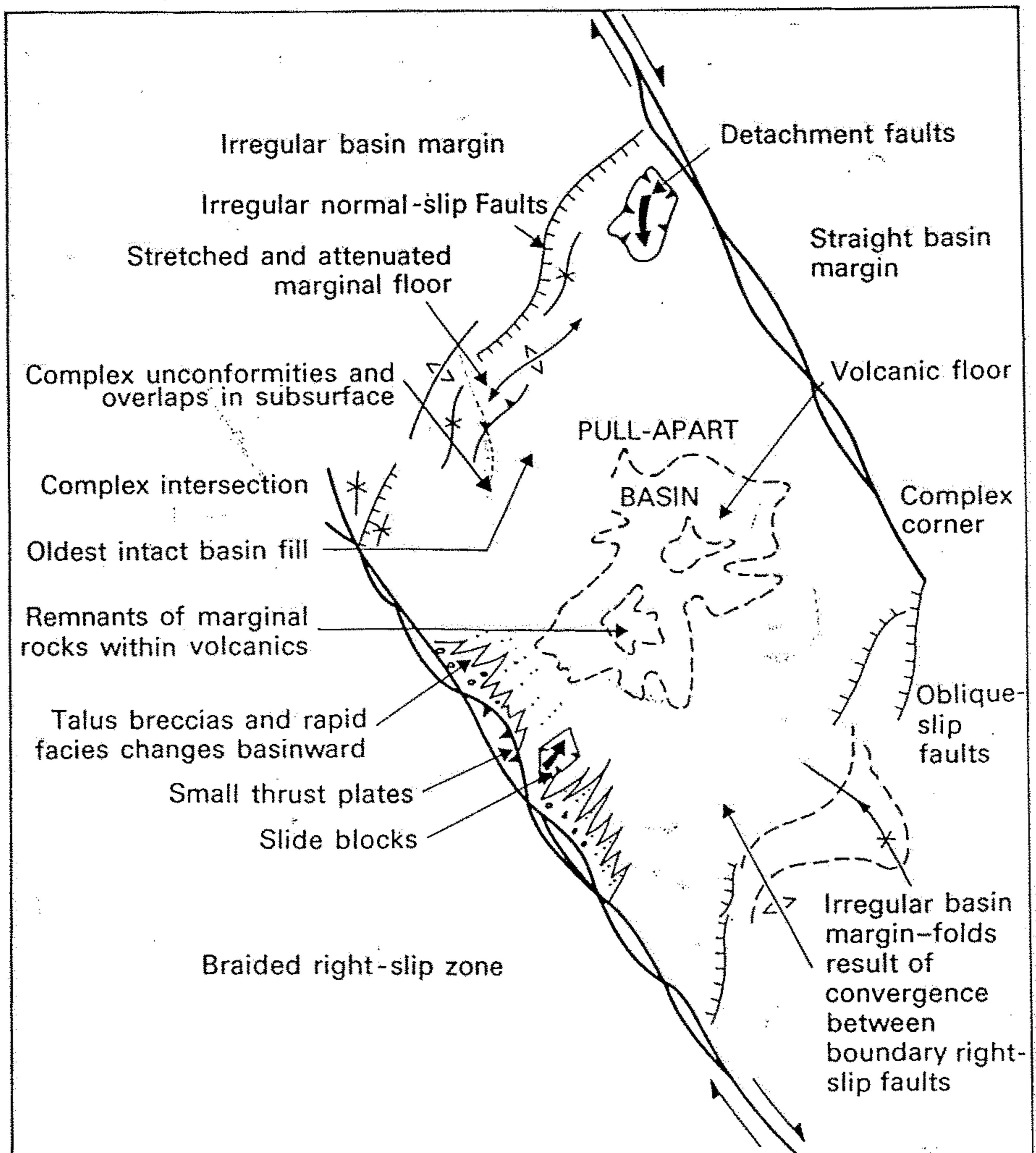


Fig. 14.26. Idealized pull-apart basin (from Crowell, 1974b).

Abb. 11.30

Das Ridge-Becken (Eigenname!) ist eine Pull-apart-Struktur zwischen den schräg aufeinander zulaufenden Seitenverschiebungen San Gabriel und San Andreas (zur Position siehe Abb. 11.29). Das Becken war vom mittleren bis zum jüngsten Tertiär aktiv und ist dann herausgehoben worden. Die sedimentäre Fazieszonierung ist, im Gegensatz zu einfachen (Halb-) Gräben, deutlich dreidimensional angeordnet (neu gezeichnet aus ALLEN & ALLEN, 1990, nach NILSON & MCLAUGHLIN, 1985).

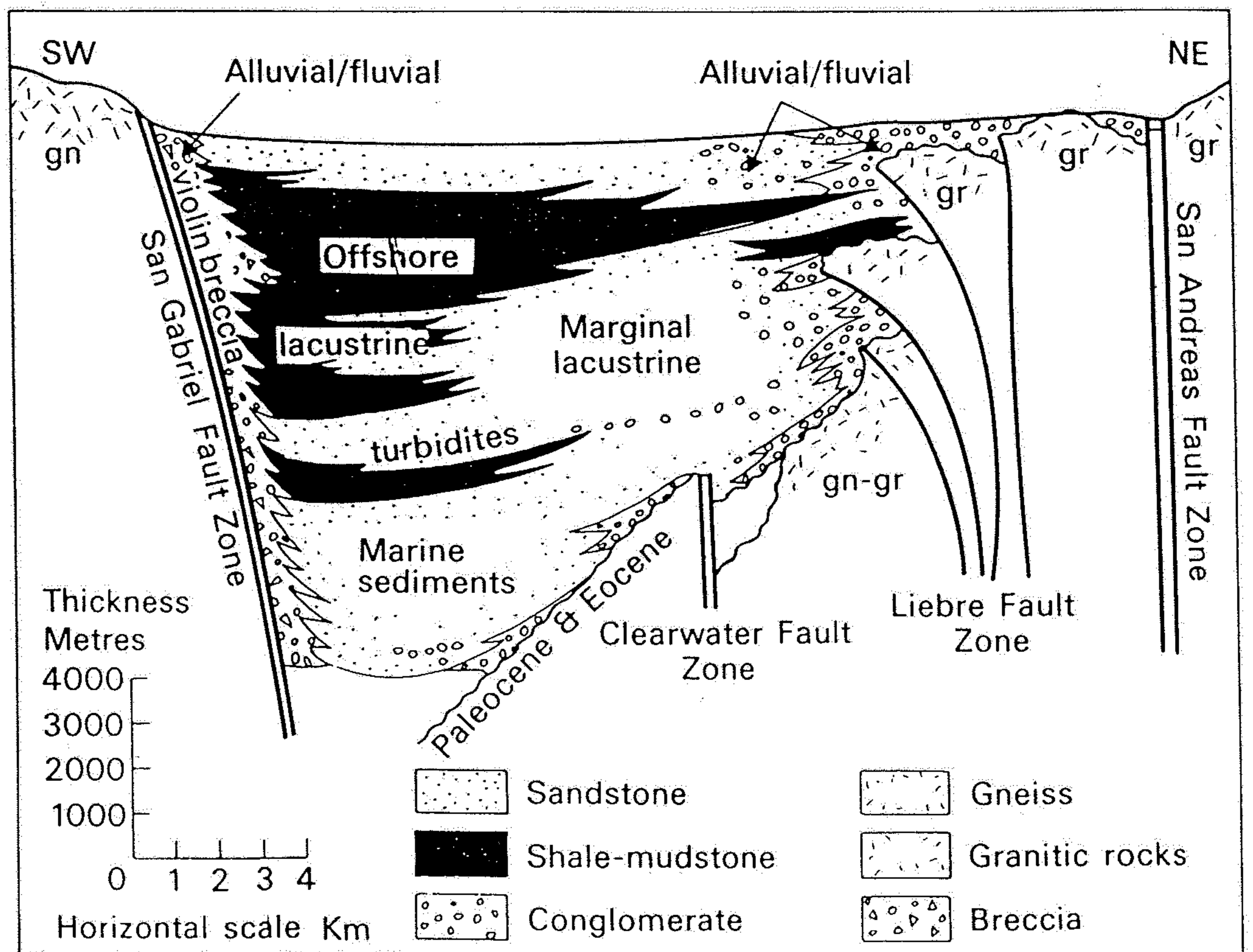
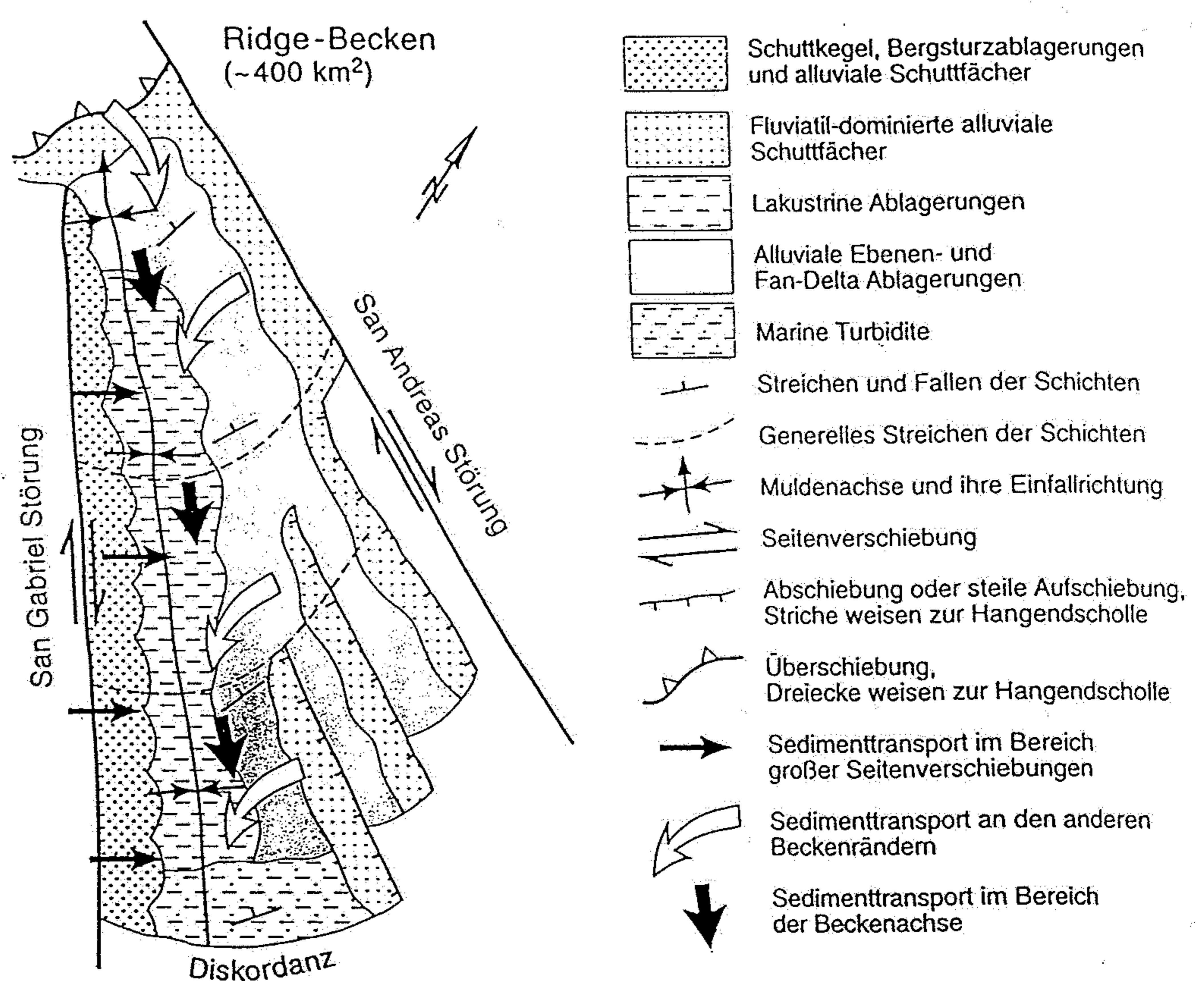


Fig. 14.25. Facies relationships in Pliocene Ridge Basin, California showing vertical transition of marine into lacustrine sediments and lateral passage of alluvial fan conglomerates through marginal lacustrine facies into offshore lacustrine facies (after Crowell, 1975; Link and Osborne, 1978).

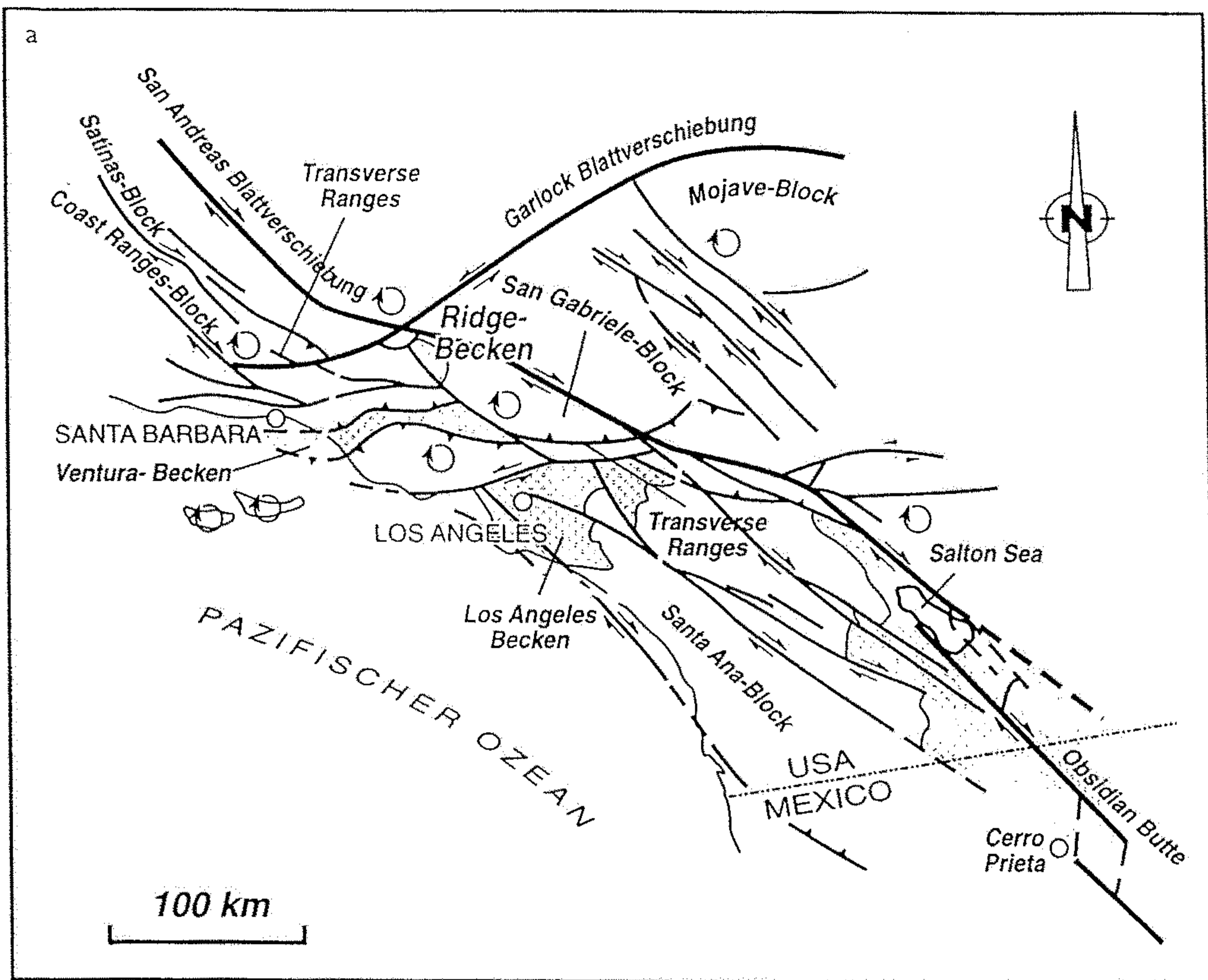


Abb. 11.29
 a) Skizze der tektonischen Elemente des San-Andreas-Transformierungssystems in Südkalifornien (vgl. Abschn. 10.4, Abb. 10.23). Die Pfeile zeigen den Schersinn entlang der Blattverschiebungen. Die gezirkelten Pfeile deuten Rotationsbewegungen von Blöcken an. Der Süden mit dem Salton-Sea-Pull-apart-Becken ist von Transpression gekennzeichnet, demgegenüber herrscht im Norden, im Gebiet der Transverse Ranges, Transpression vor. Es herrschen also auf engem Raum gleichzeitig (synchron) unterschiedliche tektonische Regime mit entsprechend unterschiedlichen Becken. Mit der Punkt-signatur sind wichtige Becken bezeichnet, deren Entwicklung von der Tektonik kontrolliert wird (nach EISBACHER, 1996).



b) das Satellitenbild zeigt den zentralen Abschnitt nördlich von Los Angeles, grauschattiert in (a) (ZEIL, 1990).

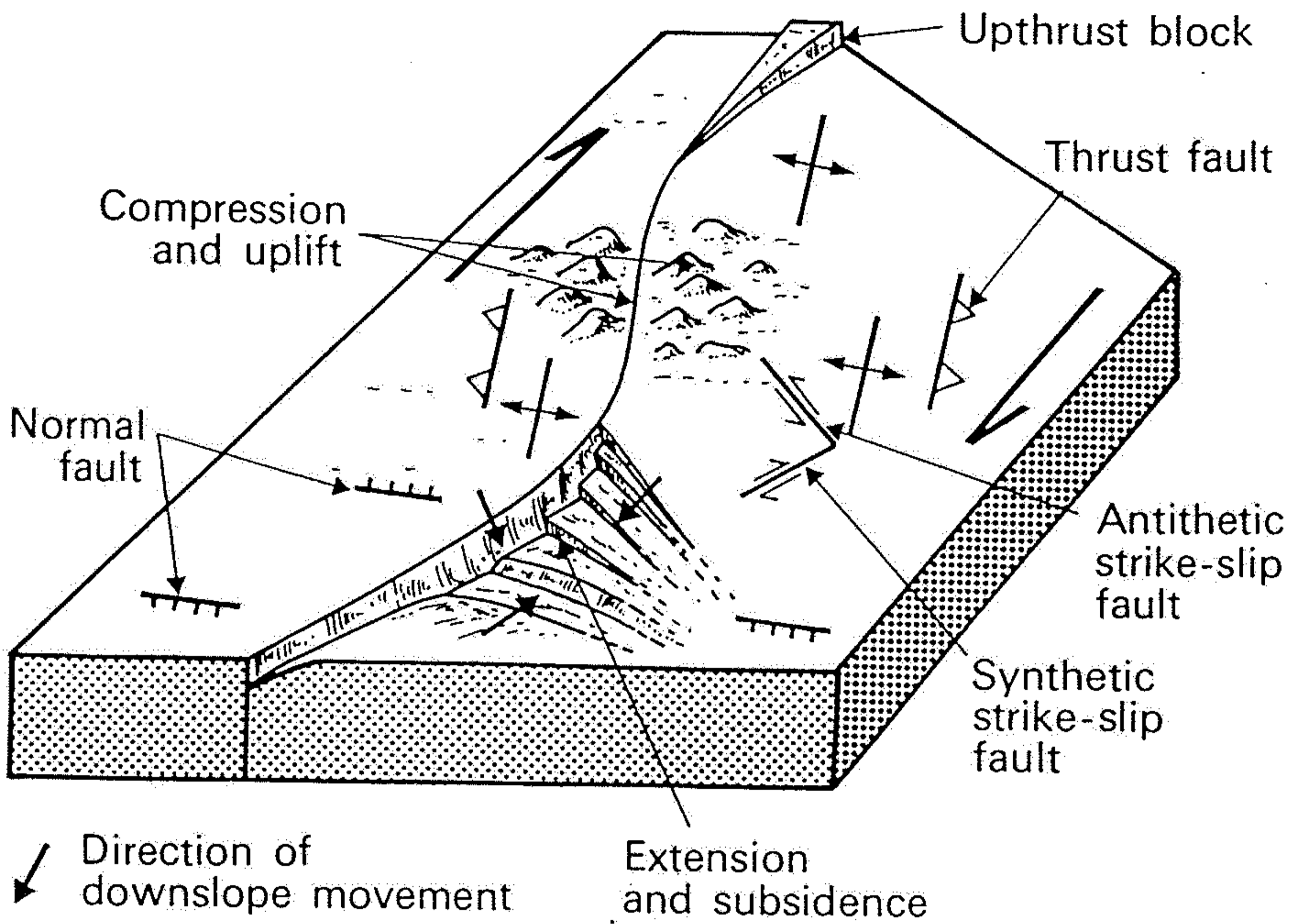


Fig. 14.24. Block diagram illustrating how the curvature of a strike-slip fault may produce closely adjacent extensional basin and uplift and erosion, with superimposed tectonic pattern (based on Kingma, 1958b; Wilcox, Harding and Seely, 1973; Crowell, 1974a).

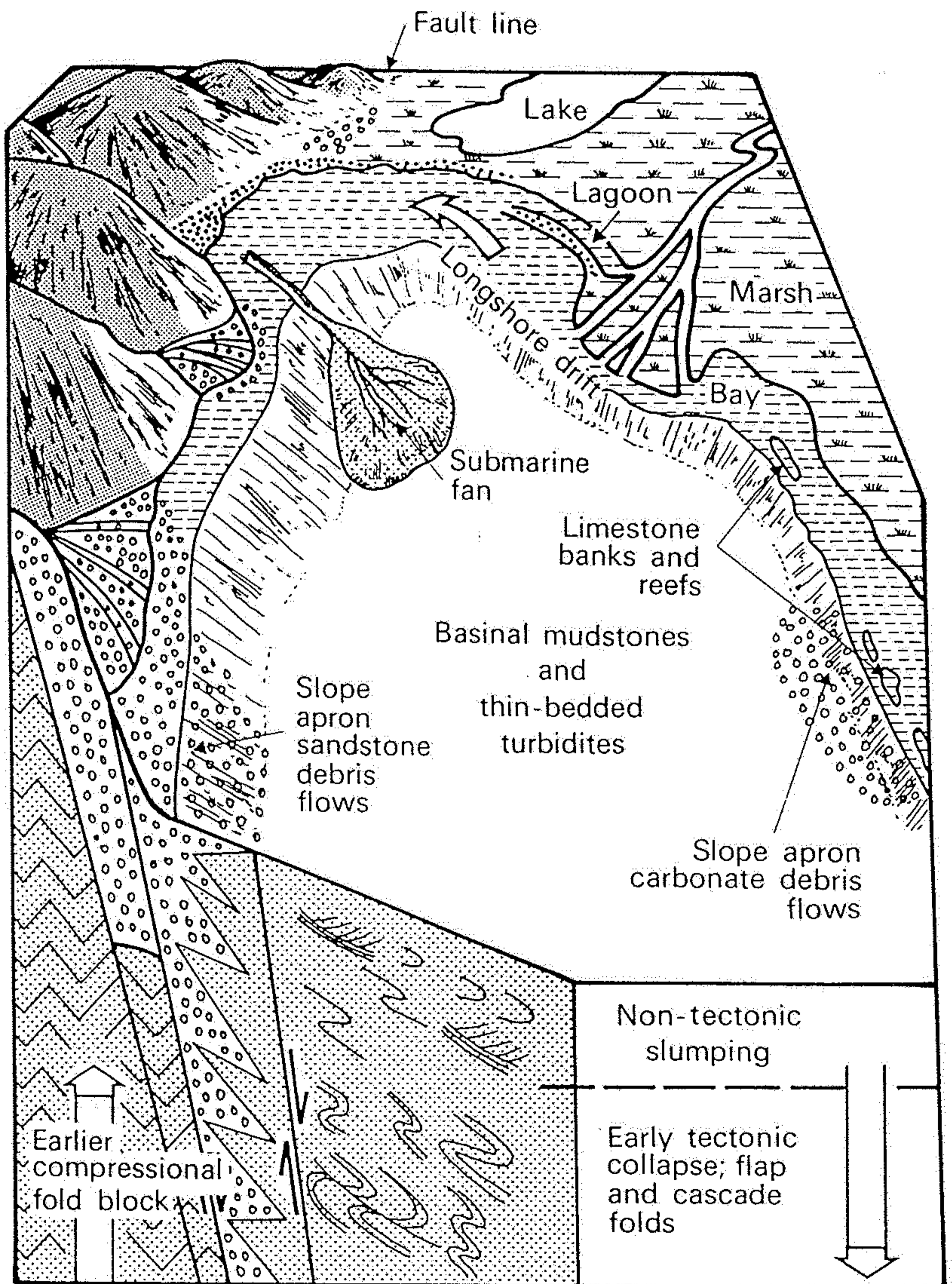


Fig. 14.34. Sedimentary and tectonic model for a strike-slip orogenic basin, based on the Hercynian Cantabrian belt of northern Spain (from Reading, 1975).

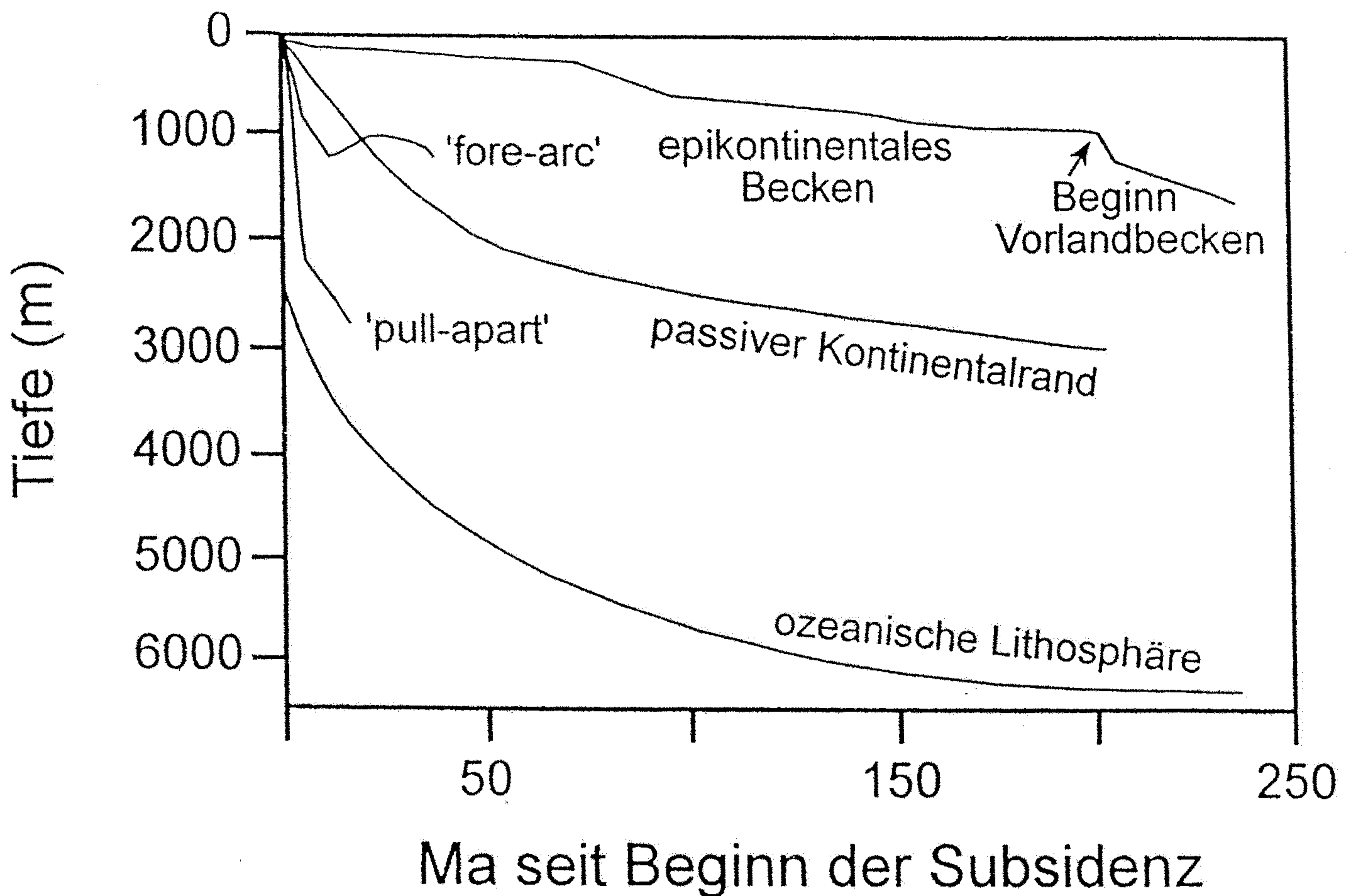


Abb. 11.48

Charakteristische tektonisch-thermische Subsidenzkurven unterschiedlicher Beckentypen. Zum Vergleich ist die Subsidenzkurve der ozeanischen Lithosphäre (Abb. 10.8) dargestellt. Erkennbar ist der sehr ähnliche Verlauf der Subsidenz passiver Kontinentalränder mit derjenigen der ozeanischen Lithosphäre. Epikontinentalmeere (Abschn. 6.4) haben recht niedrige Subsidenzraten. Werden sie, wie auch passive Kontinentalränder, von Konvergenz und orogener Krustenstapelung betroffen, steigt die Subsidenzrate bei der Bildung der Vorlandbecken deutlich an. Fore-arc- und Pull-apart-Becken erfahren eine betont störungsgebundene Subsidenz, deren hohe Raten nur noch in Vorlandbecken erreicht werden können. Die Fore-arc-Kurve ist zum Vergleich dargestellt, da sie durch ihre Aufwölbung zeigt, daß durch das Backstripping auch zwischenzeitliche Hebungsphasen eines Beckens nachgewiesen werden können (nach ANGEVINE et al., 1990).