

図1-3 ベレンダー号と地底の世界
地球は非常にはっきりした層構造をしている

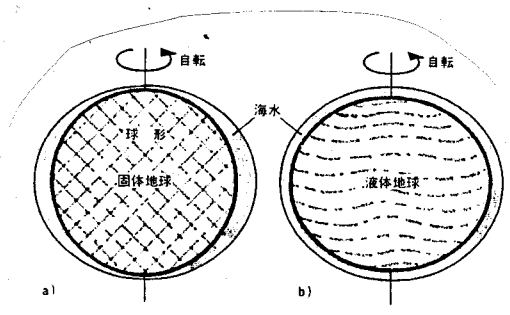


図2-1 地球の形と海の形
a) 地球が球形の固体の場合=海の深さは、赤道と極とで11 kmも異なる
b) 地球が液体の場合=海の深さは赤道でも極でも同じ。
実際の地球は、b)に非常に近い

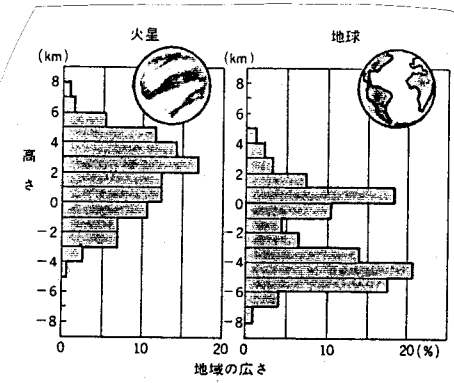


図3-2 地球と火星の表面の高度分布
地球には、はっきりしたピークが2つある

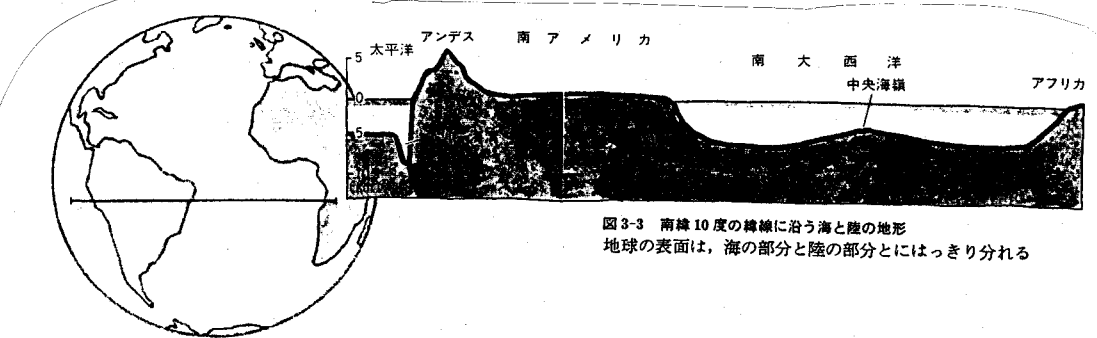


図3-3 南緯10度の緯線に沿う海と陸の地形
地球の表面は、海の部分と陸の部分とはっきり分れる

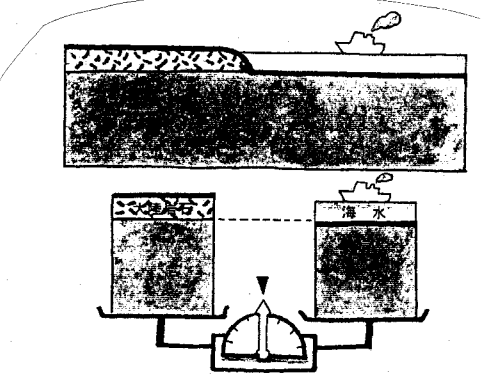


図3-4 海の重さと陸の重さ
海も陸も、地下深くまでを考えると、重さは同じ。でも、点線から上を考えると、陸の方が重いことは確か。ということは、なにを意味するかな？

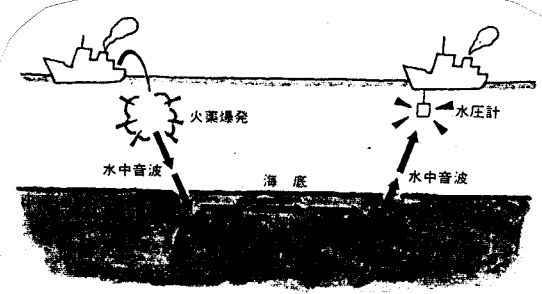


図3-5 二船法による海底地下探査
海底に達した水中音波は、海底下をP波として伝わり、その後再び水中音波となって水圧計にとらえられる。この記録を解析すると、海底下のP波の速度構造がわかる。ユイニングたちは、こうして海の地殻が薄いことを発見した

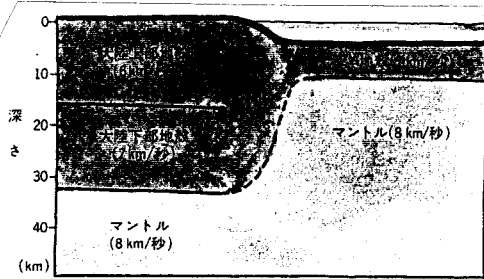


図3-6 海と陸の地殻構造
カッコの中の数字はP波の速度。海洋地殻は大陸地殻とくらべてすごく薄いこと、そしてP波速度が毎秒約6kmの層(花崗岩とその仲間の岩石からなる層)がないことが特徴だ

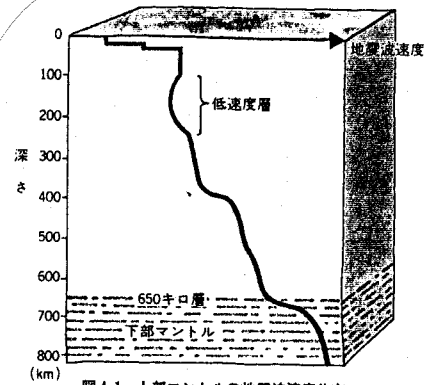


図4-1 上部マントルの地震波速度分布
地震波速度はぎくしゃくしながらも、全体として深くなるにつれて増加する。ただし、深さ100~200kmにかけては、上よりも速度が遅くなる。ここが、「低速度層」だ

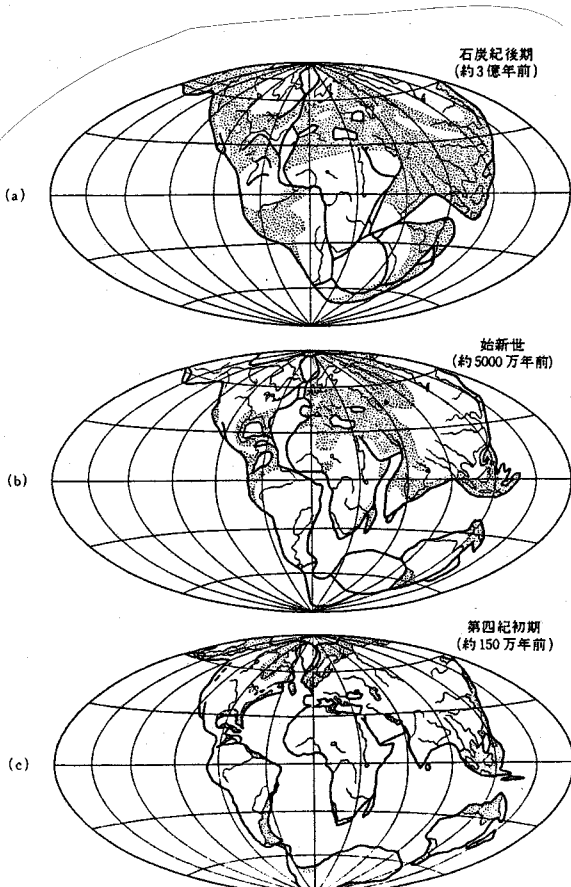


図2.1 Wegenerによる大陸移動史。仮にアフリカを不動として描いたもの。網目の部分は浅海。

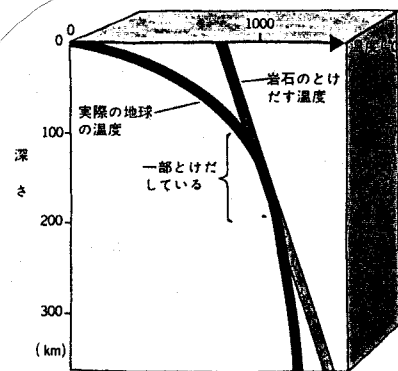


図4-2 上部マントルの温度と岩石のとけ出す温度
深さ100~200kmにかけて両者が接している。ここで岩石は、一部とけだしてネットトになっている。逆に深さ100kmより浅いところでは、両者の差が非常に大きく、岩石はカチカチになっている

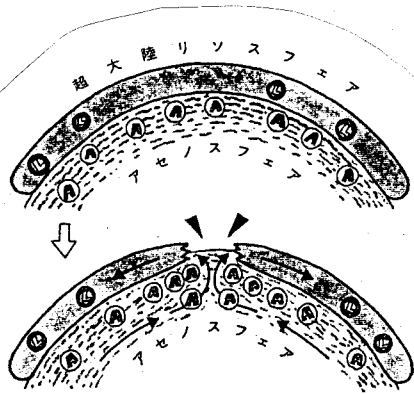


図5-5 超大陸リソスフェアの分裂
裂け目には、アセノスフェア物質が待ってましたばかり、入りこんでくる。リソスフェアとアセノスフェアをまきこんだマントル対流のはじまりだ

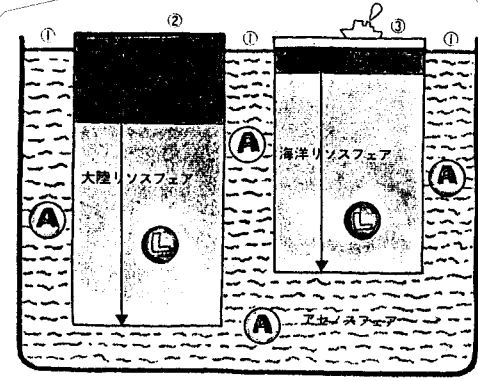


図4-3 アセノスフェアに浮かぶリソスフェア
①アセノスフェアが地表にむきだしになっている
②アセノスフェアの上に大陸リソスフェアがプカプカ浮いている
③アセノスフェアの「液面」ストレスに、海洋リソスフェアがかろうじて浮いている
この図を見て、「海はなぜ深い」かがわかるかな？

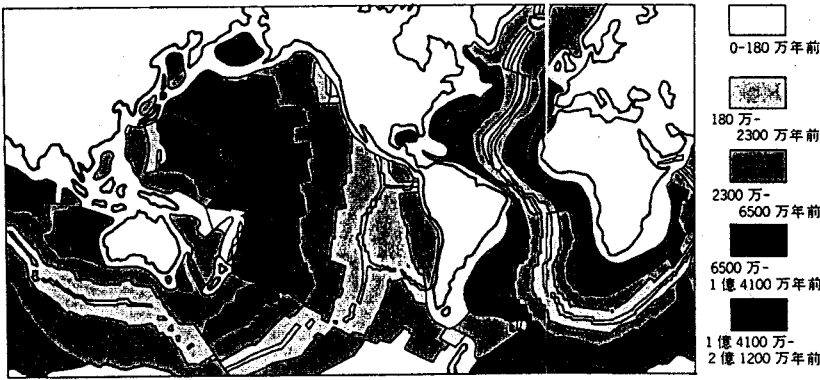


図 6-6 世界の海洋底の年代
海洋底の拡大していく
うすが手にとるようにわ
かる。一番古い海洋底は
どこにあるかな？

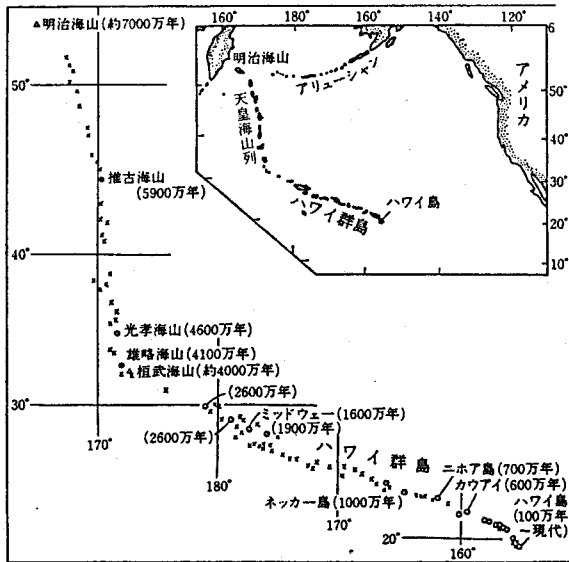
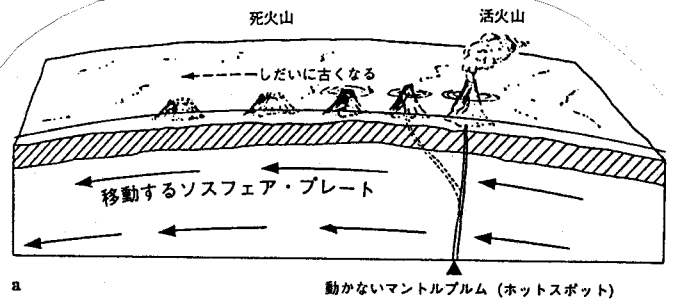


図 1.2 ハワイ-天皇海山列の年代順配列 (Jackson et al., 1972 を改変)。
●: Ar-Ar 年代, ○: K-Ar 年代, △: 化石による年代。最南端のハワイ島(100 万年前~現代)から最北端の明治海山(約 7000 万年前)にいたるまで、ほぼ完全な年代順配列が認められる。恒武海山の付近で島の配列が折れ曲がるのはプレートの運動方向がこの時点(約 4000 万年)を境にして変化したことをしめす。



動かないマンテルブルム (ホットスポット)

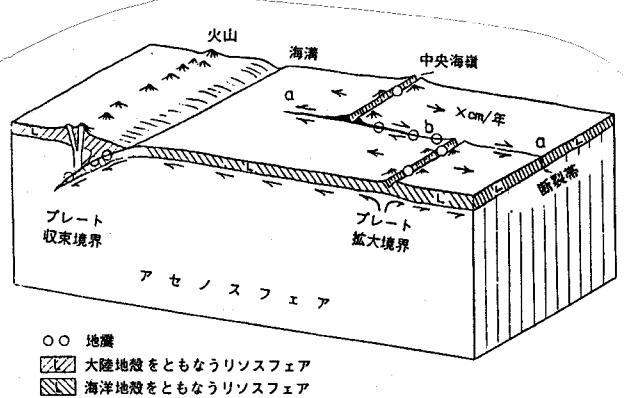


図 1.13 プレート運動とプレート境界に起こる地震。拡大境界の中央海嶺では浅発地震が起き、収束境界の海溝では浅発から中深発地震まで起こり、横ずれ境界の断層帯では中央海嶺の間でのみ浅発地震が起こる。プレートの移動速度は 10 cm/年程度である。(B. Isacks, J. Oliver & L.R. Sykes, 1968, J. Geophys. Res. 73: 5855 にもとづく)

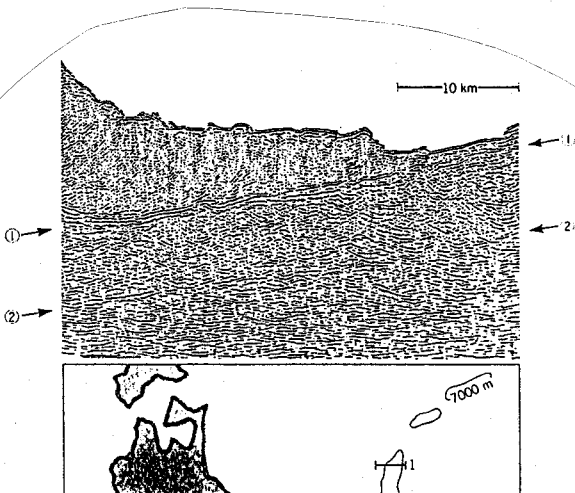


図 7-5 反射法でわかった日本海溝の地下構造 (松沢らによる)
探査は、1976 年から 1977 年にかけての冬、下に示した地図の 1 の線に沿って行なわれた。①の矢印が、海洋地殻の上面、②の矢印が下面を示す。海洋地殻が日本列島の下に入りこむようすがよく出ている

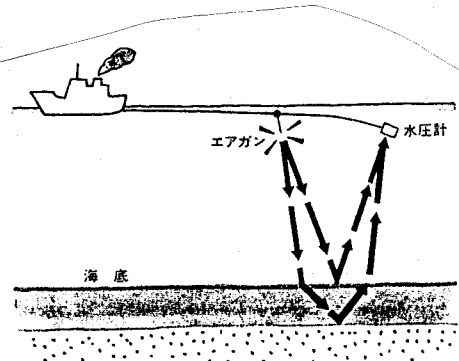


図 7-4 反射法による地下探査
地下からはね返ってきた波をとらえるのが反射法だ。地下の浅い構造をくわしく調べるのに適している

海溝のベストファイブ(小林による)

海溝名	最深部(m)	最深部の位置	海溝の長さ(km)	海溝の平均幅(km)
マリアナ海溝	11,034	11°21'N 142°12'E	2,550	70
トンガ海溝	10,882	23°15'S 174°45'W	1,400	55
千島海溝	10,542	44°15'N 150°34'E	2,200	120
フィリピン海溝	10,497	10°25'N 126°40'E	1,400	60
ケルマデック海溝	10,047	31°53'S 177°21'W	1,500	60

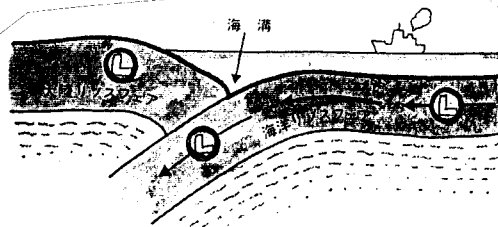


図7-6 海溝とリソスフェア

海溝は、地球の中に入りこもうとする海洋リソスフェアの姿そのものだ。ここでは、海洋リソスフェアに引きずられて、大陸リソスフェアも下向きにまげられている

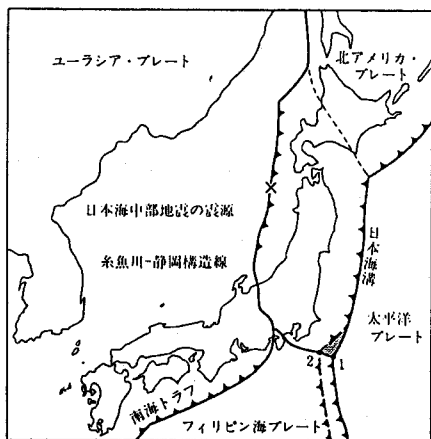


図4.12 日本周辺のプレート配置(Matsubara and Seno, 1980; 中村, 1986). 別冊沖の3重会合点は1→2へと北西進する。ずれた分のユーラシア・プレート(灰色の部分)はテクトニック侵食を受ける。北海道を縦断する破線は従来想定されていた北アメリカ・プレートとユーラシア・プレートの境界。日本海東縁部の“海溝”は最近提案されているプレート境界。

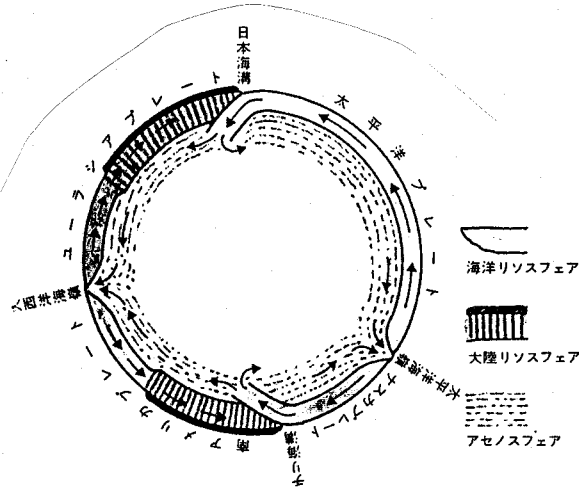
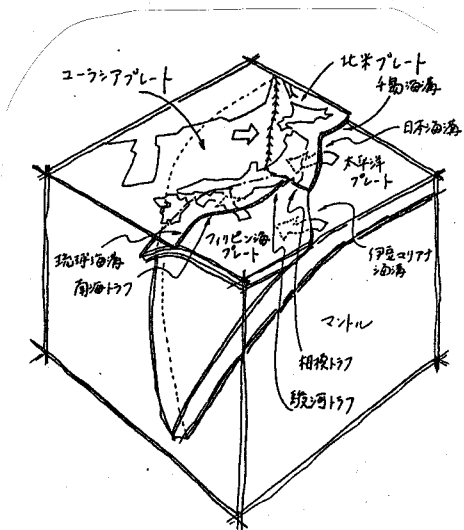


図7-7 動き回るプレート

地球上のリソスフェアは、何枚かの「プレート」にわかれている。海洋リソスフェアだけでできているプレートもあれば、海洋リソスフェアと大陸リソスフェアとがいっしょになってできているプレートもある。2つのプレートの離れあうところが中央海嶺、近づきあうところが海溝だ



III-2 日本付近のプレート

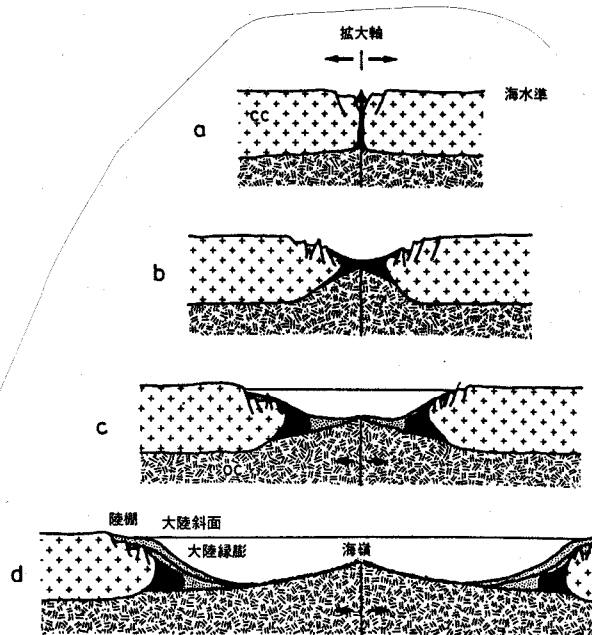


図2.3 大西洋型大陸縁の進化。a 大陸地殻(CC)が引張力を受け開裂谷を生じ、マントル物質が上昇する。この時期には火山活動がさかに行なわれる。b 大陸地殻は薄化し、一部で分裂する。粗粒の陸源物質や火山物質、そしてときには岩塩が堆積する。c 大陸移動により海洋が拡大し、マントル物質は海洋地殻(OC)を形成する。この段階は現在の紅海に相当する。d 海洋底拡大により新たに形成される海洋地殻を有する海域が増大する。厚い堆積物がおおっているのは海洋底の古い部分だけである。

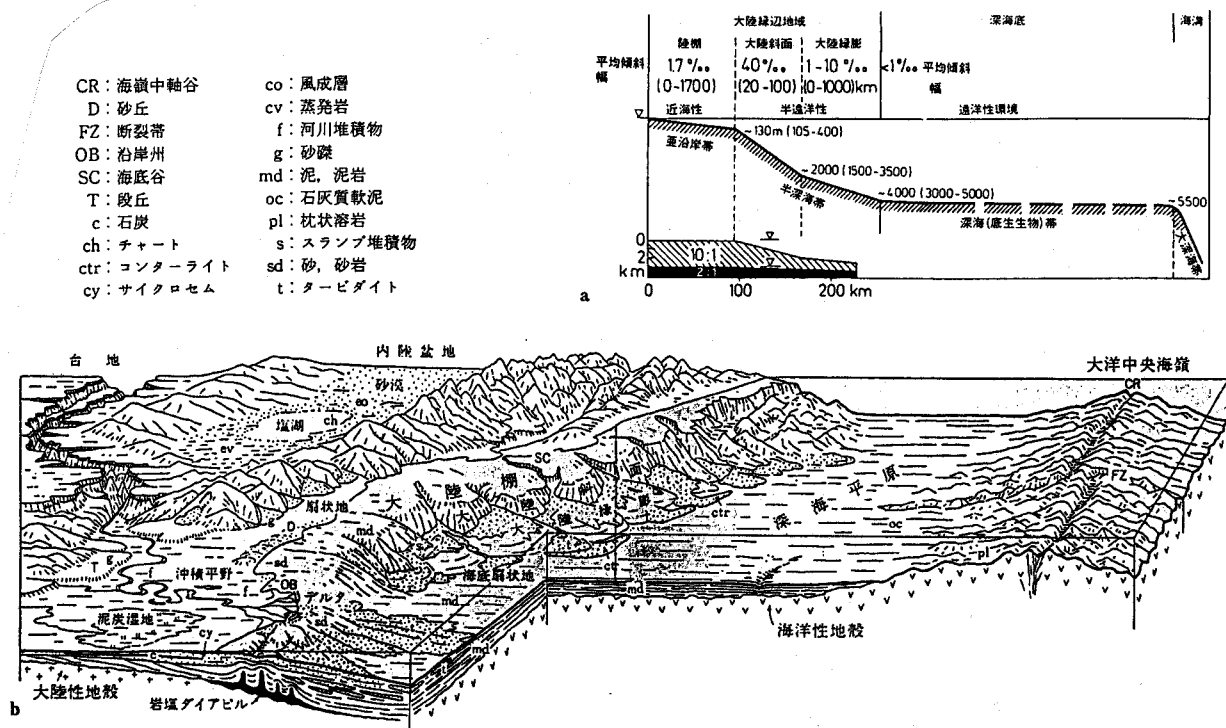


図2.2 海洋底の深度による分帯。a大陸縁辺から深海底にいたる海洋縁辺海域において用いられている用語。海底地形断面図において海底面の傾斜は誇張して書いているが、実際はかなりゆるやかである。下の図は北西アフリカ沖の海底地形断面である。b大西洋型境界（静境界）における地形と堆積環境および堆積相。（勘米良亀静ら，1979，岩波講座地球科学5）

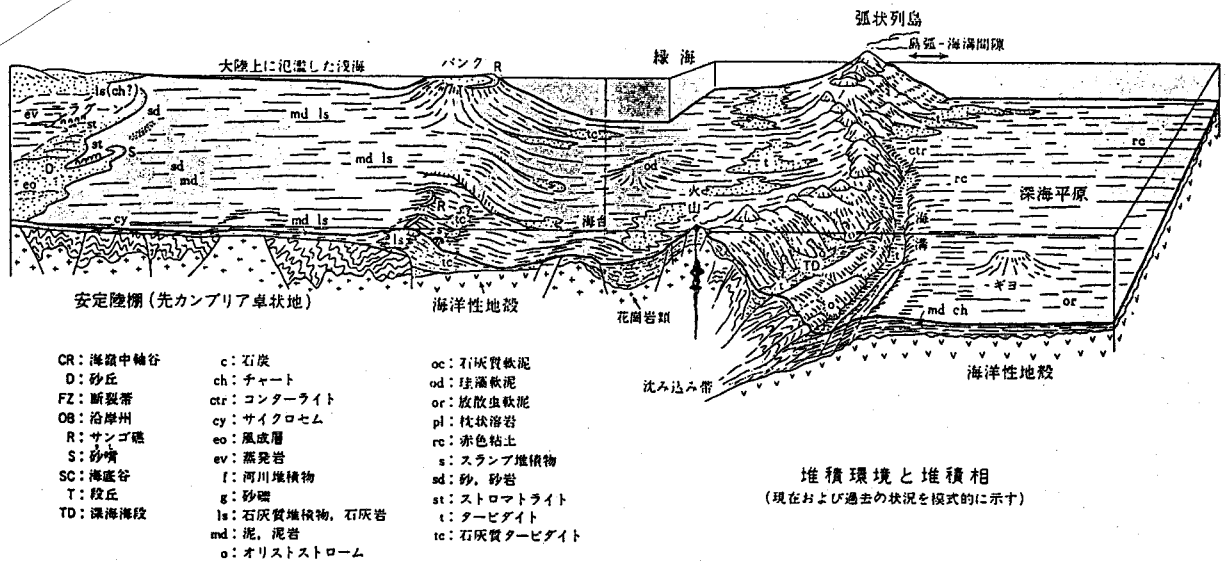
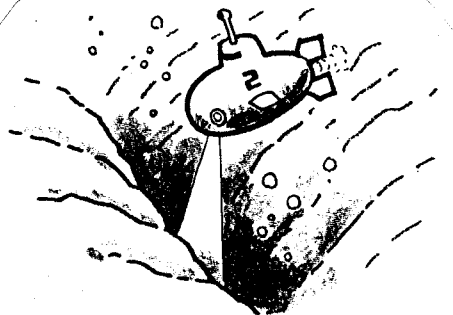


図2.5 a 太平洋型境界（活境界）における地形と堆積環境および堆積相。（勘米良亀静ら，1979，岩波講座地球科学5）

表 2.1 大陸縁辺地域の諸統計量 (H. W. Menard & S.M. Smith, 1966, J. Geophys. Res. 71: 4305 にもとづく)

緑海を除く 海洋	陸棚			大陸斜面			大陸縁影	海溝
	面積 (0-200 m) 10 ⁴ km ²	平均 幅長 (km)	平均 傾斜	面積 (10 ⁴ km ²)	平均 幅長 (km)	平均 傾斜	面積 (10 ⁴ km ²)	面積 (10 ⁴ km ²)
大西洋	6.080 (7.0%)	115	0°28'	6.578 (7.6%)	260	1°19'	5.381 (6.2%)	0.447 (0.5%)
インド洋	2.622 (3.6%)	91	0°23'	3.475 (4.7%)	182	1°35'	4.212 (5.7%)	0.256 (0.3%)
太平洋	2.712 (1.6%)	52	0°49'	8.587 (5.2%)	139	3°13'	2.690 (1.6%)	4.757 (2.9%)



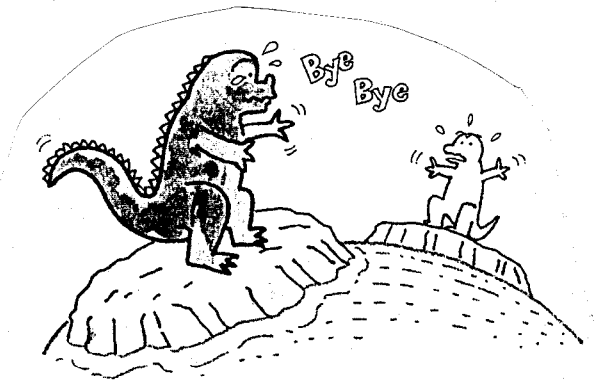
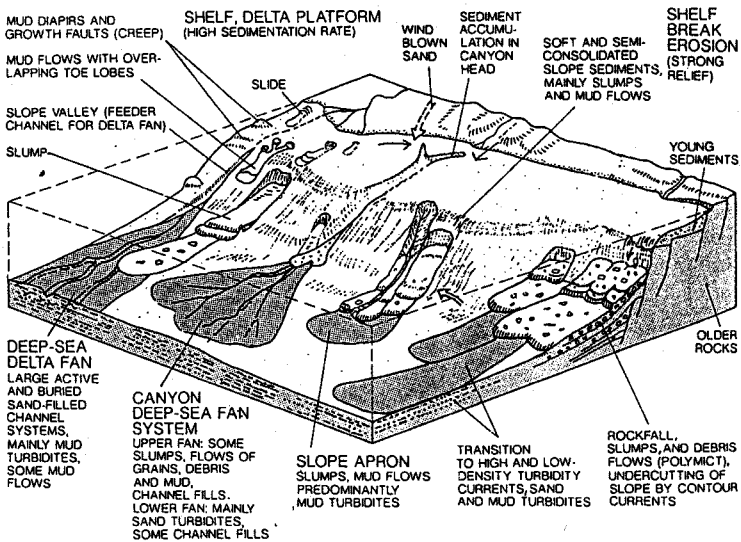


Fig. 2.12. Compilation of exogenic processes shaping (passive) continental margins. [G. Einsele et al. (eds.), Cycles and events in stratigraphy, Springer, Heidelberg, 1991: 318.]

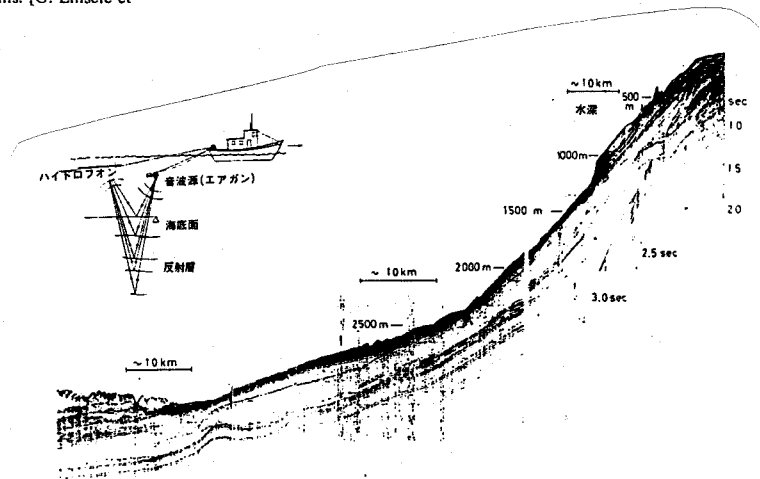
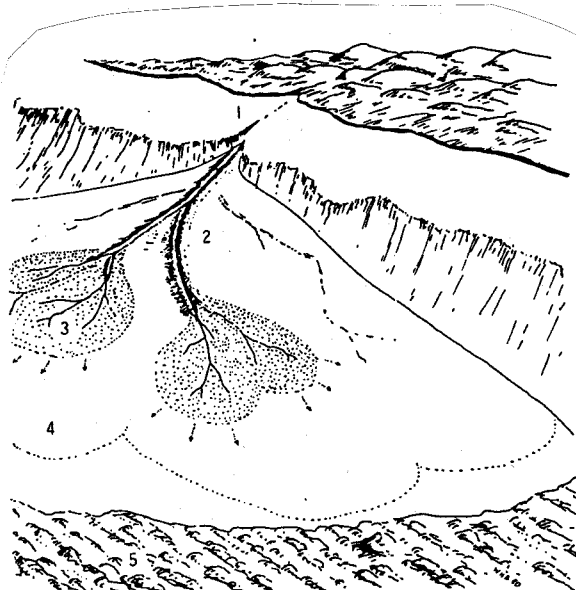


図 2.12 海底扇状地の形成。1 海底谷が陸棚や上部大陸斜面を切りこんで発達し、海底扇状地に堆積物を供給する漏斗の役割を果たす。2 海底扇状地上部谷：海底自然堤防に囲まれ、混濁流の通路となる。この自然堤防はときおり決壊し、流路が変わる。3 堆積物供給流路のある海底扇状地中部 (suprafan)。4 海底扇状地外縁部：中部から拡散される細粒物質が堆積する。5 海底扇状地がおおむ深海底丘：海丘間を埋めているのは海底扇状地周縁堆積物。(W.R. Normark, 1970, AAPG Bull. 54: 2170 にもとづく)

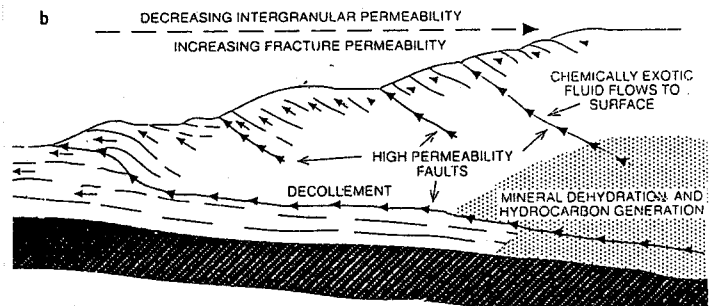
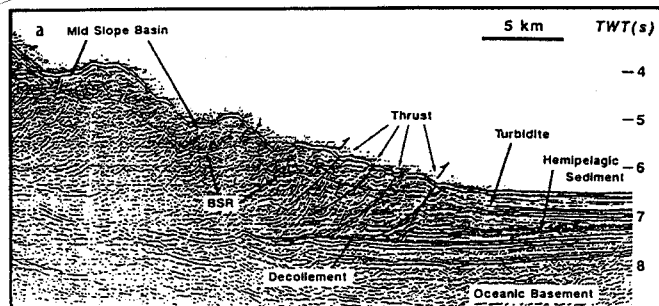


Fig. 2.8 a Reflection seismic profile from the subduction zone at the Nankai trough southeast of southern Japan. TWS Two-way travel time in seconds; BSR bottom simulating reflector. Note the downgoing oceanic crust of the Philippine plate with the decollement zone (in Miocene sediments). The accretionary prism above it consists of turbidites and hemipelagic sediments and is intensively deformed, thus opening paths for fluids. [A. Taira and Y. Ogawa. 1991, Episodes 14, 3: 209.] b Diagram showing paths for fluids in a sandy accretionary prism. [J. C. Moore et al., 1991, GSA Today, 1, 12: 269.] Where these paths reach the surface, seepage-related biological communities may occur, as observed by submersibles in the Nankai trough (see Chap. 6.9).

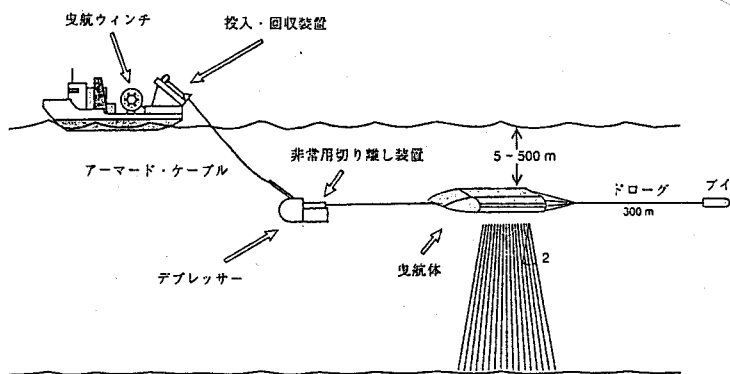


図2-13 広域測深型サイド・ルッキング・ソナー Izanagi の曳航概念図⁶⁾

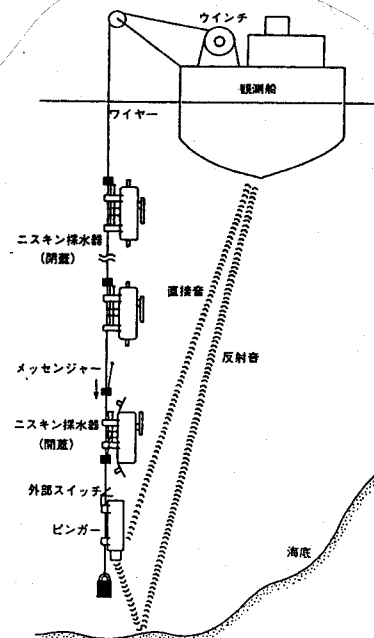


図7-2 ワイヤー連装方式によるニスキン採水の概念図

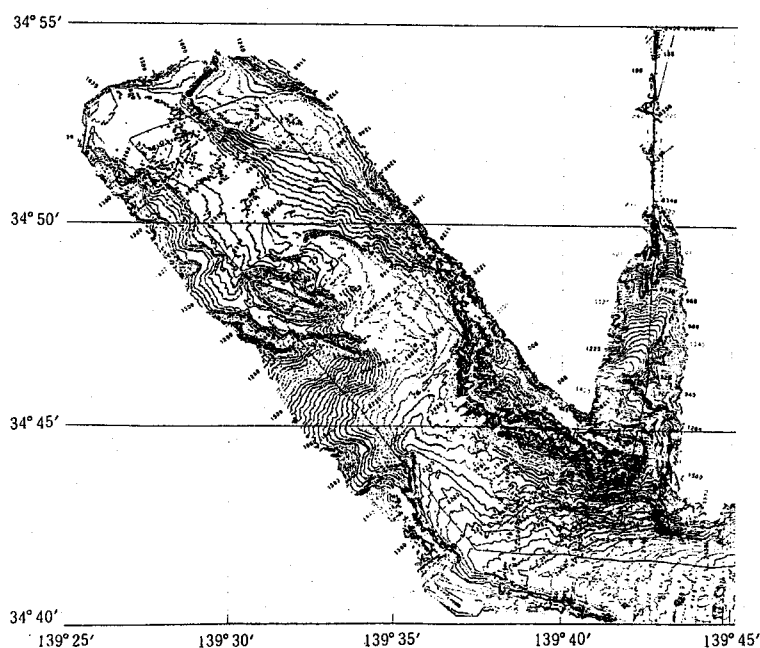


図2-4 シービーム2000のリアルタイム等深線図(大島東方海域における明洋の記録。等深線間隔20m)

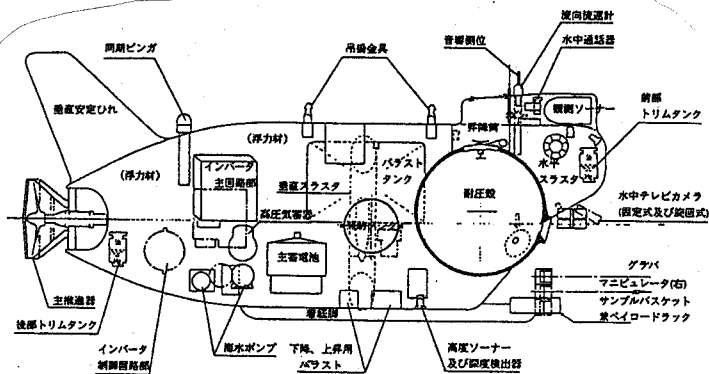
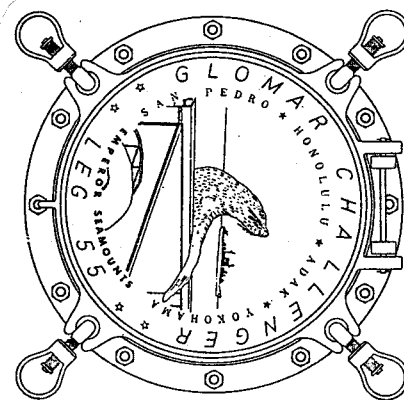


図8-6 「しんかい6500」一般配置図

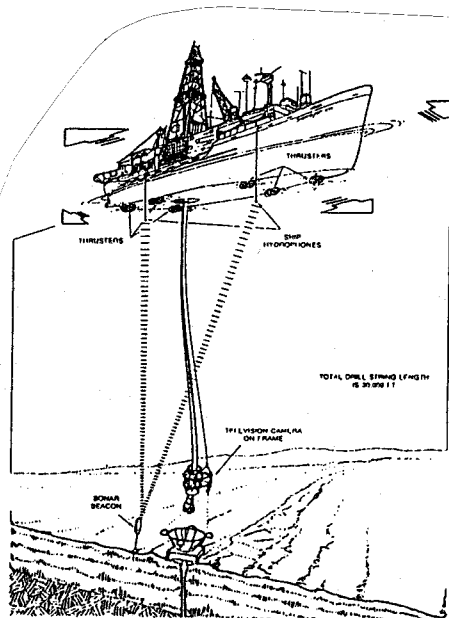


図4-11 掘削船 Joides Resolution (登録名 SEDCO/BP 471) における Dynamic Positioning System と再挿入システム

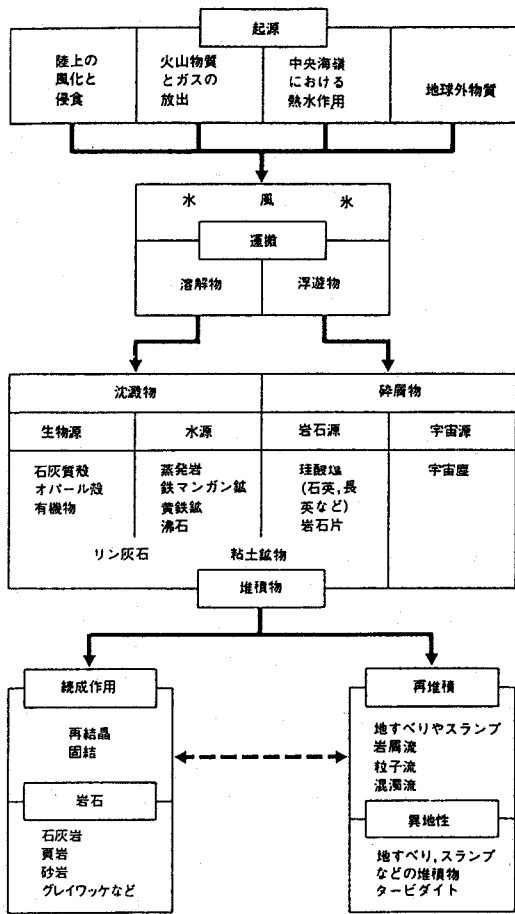


図 3.1 海成堆積物の起源、運搬、到達地。

表 3.3 海成堆積物の分類

陸源堆積物
母岩（火成岩、変成岩、堆積岩、付録 A 6 参照）や火山灰、軽石）が砕屑され、粒子がつくられる。河川、氷河、風により運搬される。波浪、海流により再運搬される。分類は粒径にもとづく（礫、砂、シルト、粘土）。また、構成粒子の起源（陸源、生物源、石灰質、火山岩質など）や構造および色も考慮される。

代表例（堆積環境）：植物根片を含む有機物に富む粘土質シルト（沼沢地）、小さな貝殻を含む細葉理の発達する砂質シルト（三角州上面）、淘汰のよい、葉理の発達する石英砂（海岸）、珪藻片を含むオリブ緑色均質泥（大陸斜面上部）〔泥は陸源のシルト質粘土と粘土質シルトの総称である〕

細粒の石化した堆積物（年代を経て、硬化し、頁岩になる）は全海成堆積物中で最も多く、70%を占める。それは大陸斜面下に厚く堆積している。

生物源堆積物
生物の遺骸、主に炭酸塩（方解石、アラレ石）、オパール（シリカの水和物）、燐灰石（歯、骨、甲殻類の殻）からなる（表 3.4 参照）。有機質堆積物は厳密には生物源であるが、一般に生物源としては扱わない。その場で堆積・沈澱するもの（底生生物）や海水から降りし堆積するもの（浮遊性生物：粗粒な物は単独で、微細な物は集合体として降下）がある。波浪や海流により再堆積する。溶解は海底・堆積物中を問わず起こっている。分類は主に生物の種類と化学組成にもとづくが、構造、色、粒径、随伴物も考慮される。

代表例：カキ礁（潟や内湾）、貝殻砂（熱帯の海岸）、珊瑚礁崩落物（珊瑚礁下の斜面）、淘汰のよい魚卵石砂（バハマの海浜）、緑灰色珪質軟泥（深海底）

生物源堆積物は海底に広く分布しており、陸棚の半分、深海底の半分以上を占め、全海域の55%を占めている。現在堆積している堆積物総量の30%は生物源であり、他の堆積物と混じっている。

水源堆積物
海水や間隙水から沈澱する。堆積物の成壤作用にもなってもできる。再溶解は一般的。分類は起源（「蒸発岩」など）や化学組成にもとづく。構造、色、随伴物も考慮される。

代表例：葉理の発達する透明な岩塩（乾燥地域の干潟）、薄層理の発達する硬石膏（地中海海盆下）、団塊状灰白色硬石膏（同左）、径5cmの黒色乳房状マンガン団塊（太平洋深海底）、明緑褐色粒状燐灰石の5cmの層が固結した径15cmの不規則板状団塊（上昇流海域）

水源堆積物は、鉄マンガン化合物のように広く分布しているが、量的にはそれほど重要ではない。地質時代には、中生代の大西洋の拡大の開始期や中新世末期の地中海の干上がりによって、かなりの量の水源堆積物が形成された。そのときに海洋の塩分は明らかに低下したであろう。

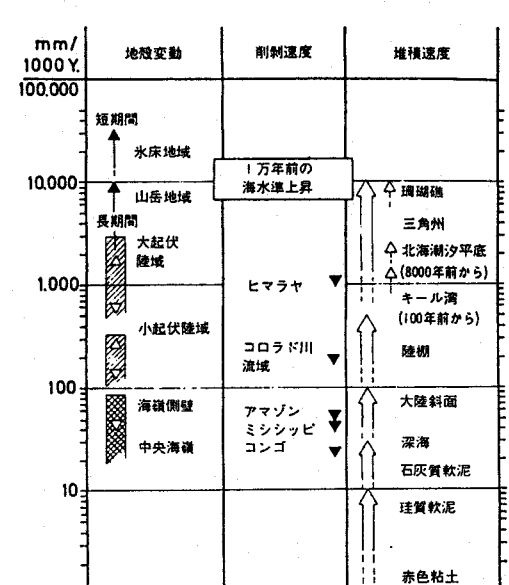
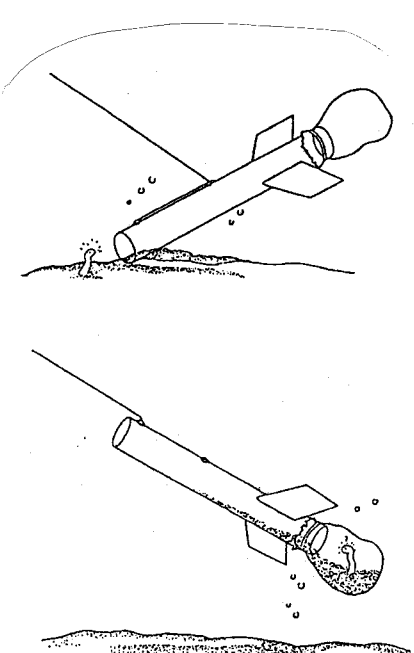


図 3.12 地殻変動、侵食および堆積の速度。縦のスケールは mm/千年あるいは m/百万年。後水期の海水準の上昇は 100 m/5,000 年である。珊瑚礁の成長速度と氷河地域における後水期の隆起速度はほぼ同程度である。(E. Seibold, 1975, Naurwissenschaften 62:62 にもとづく)

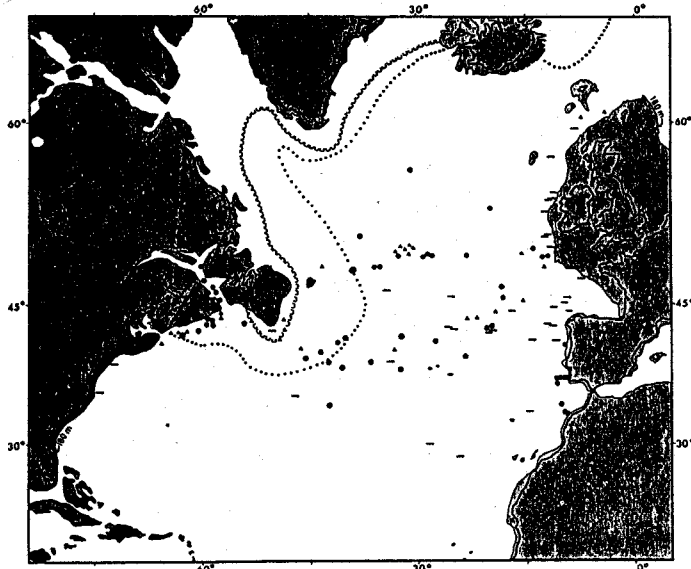


図3.2 流水により運搬された物質の北大西洋における分布。現在の流水の漂流範囲(通常....., 拡大時.....)は、ニューファンドランドからグリーンランド、アイスランドを通過している。最終水期にはこの範囲がニューヨークとポルトガルを結ぶ線にまで拡大していた。▲: 海底表層試料、-: ドレッジ試料、●: 柱状試料。(H.R. Kudrass, 1973, Meteor. Forsch. Ergeb. Reihe C13:1 にもとづく)

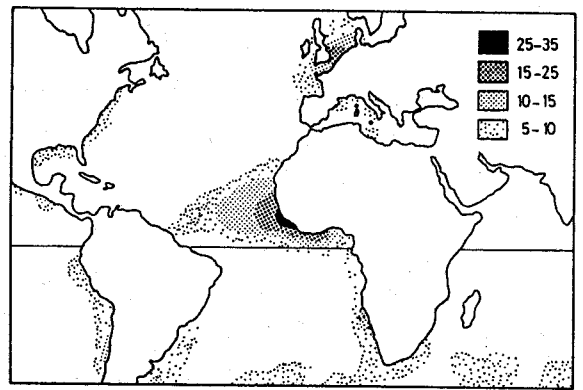


図3.3 大西洋への降塵頻度。単位は観測された回数%。

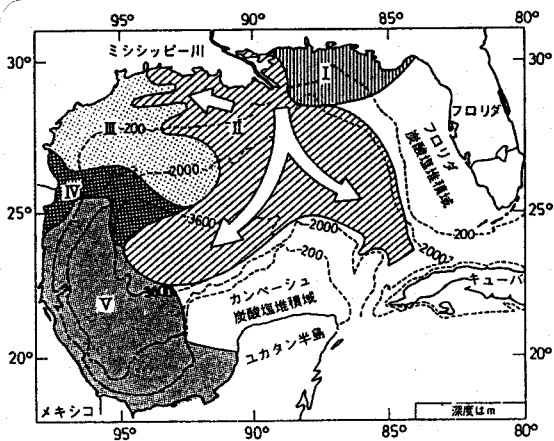


図3.6 メキシコ湾における重鉱物の分布。区分は重鉱物の組み合わせによる。I: 湾東部, II: ミシシッピ, III: テキサス中部, IV: リオグランデ, V: メキシコ。メキシコのユカタン半島沖では、炭酸塩粒子が優勢である。重鉱物の分布パターンは陸源堆積物の供給地と運搬経路についての手がかりを与えてくれる。(D.K. Davies & W.R. Moore, 1970, J. Sediment. Petrol. 40: 339 にもとづく)

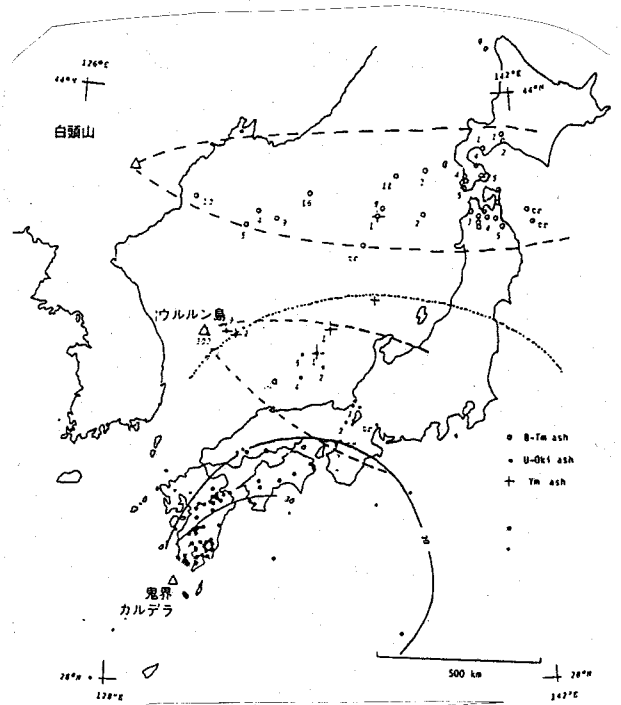


図3.4 日本近海テフラの分布と厚さ (cm)。

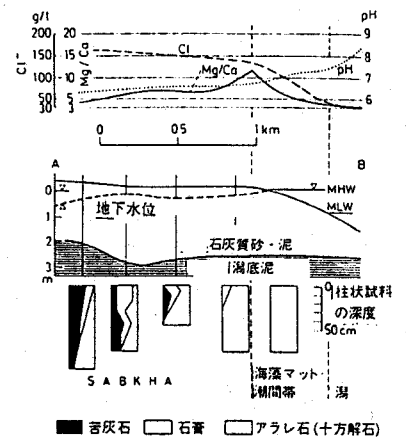
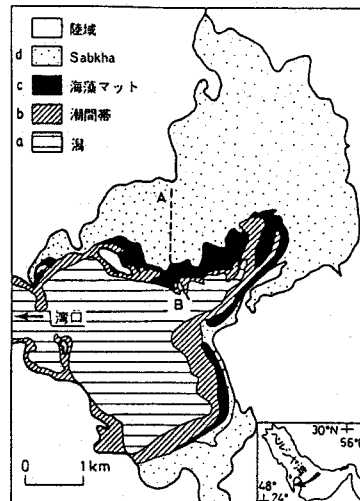
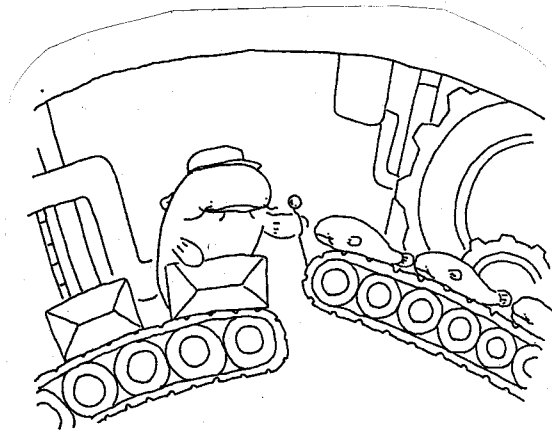


図3.9 現在、苦灰石が沈殿している地域。左図 a: 石灰質泥におおわれているベルシア湾南岸の潟、b: 潮間帯、c: 最高潮位のおよぶ海藻マットの発達する潟周縁部、d: 海水がときおり侵入する干潟 sabkha。右図: sabkha から潟までの海水の化学的性質の変化。塩素イオン濃度は蒸発のため 30 g/l である (海洋水は 19 g/l)。海藻マットは低潮位のときは露出し、間隙水の塩素イオン濃度は 130 g/l にも達し、硫酸カルシウムである石膏が沈殿するので、海藻帯上部では Mg/Ca 比が 10 以上にもなる (海洋水は 3)。sabkha の表層部では 40℃ 以上の高温のため蒸発が促進され、塩素イオン濃度は食塩の飽和濃度に近い 150 g/l 以上に達し、石膏も沈殿する。この高温で Mg に富み、硫酸イオンの少ない塩水は pH 6 から 7 の間で sabkha 表層のアラレ石堆積物と反応して、苦灰石を形成する。右下の図は堆積物の鉱物組成を示す。

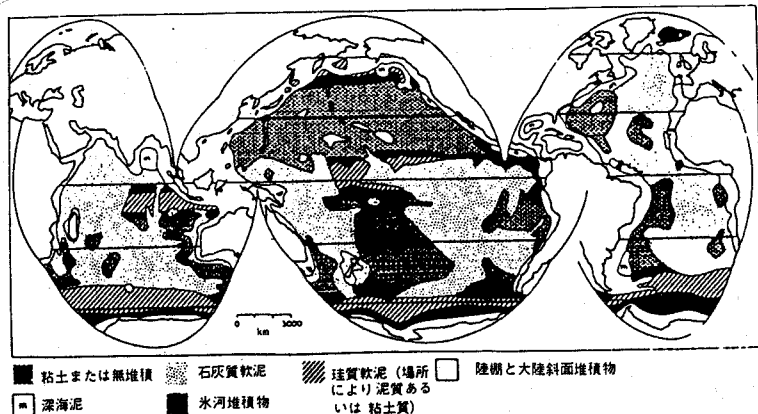


図 4.2 深海底堆積物の分布。主体となるのは遠洋性粘土と石灰質軟泥である。(W.H. Berger, 1974, C.A. Burk & C.L. Drake 編, "The geology of continental margins" Springer)



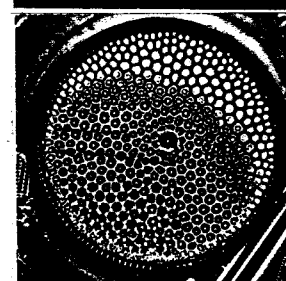
コッコスフェア (×2600)



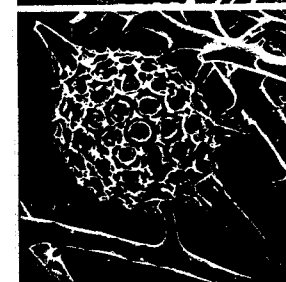
ティンティニッド (×600)



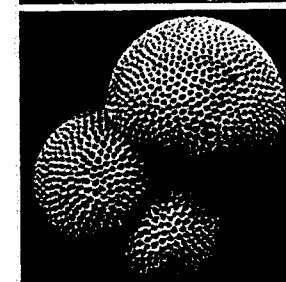
石灰質有孔虫
Globorotalia menardii (×35)



円板状珪藻 (×750)



放射虫 (×230)



石灰質有孔虫
Globigerinoides sacculifer (×65)

図 4.3 浮遊性生物殻。

表 4.1 深海堆積物の分類。W. H. Berger, 1974, C. A. Burk & C. L. Drake 編, "The geology of continental margins" Springer による。

- I. 遠洋性堆積物 (軟泥および粘土)
 粒径 $5 \mu\text{m}$ 以上の陸源、火山源あるいは沿岸水域源の粒子が全体の 25% を超えない。
 自生動物と生物遺骸以外の粒子の平均粒径は $5 \mu\text{m}$ 以下
- A. 遠洋性粘土 (pelagic clay) : CaCO_3 と珪質化石含有量は全体として 30% を超えない。
 1) CaCO_3 含有量 1~10% , 低石灰質 (slightly calcareous) 粘土
 2) CaCO_3 含有量 10~30% , 高石灰質 (very calcareous or marly) 粘土
 3) 珪質化石含有量 1~10% , 低珪質 (slightly siliceous) 粘土
 4) 珪質化石含有量 10~30% , 高珪質 (very siliceous) 粘土
- B. 軟泥 (ooze) : 石灰質あるいは珪質化石含有量が全体の 30% 以上
 1) CaCO_3 含有量 30% 以上, $< \text{CaCO}_3$: 泥質軟泥 (marly ooze), $> \text{CaCO}_3$: チョーク質軟泥 (chalk ooze)
 2) 珪質化石含有量 30% 以上, 珪藻 (diatom) あるいは放射虫 (radiolarian) 軟泥
- II. 半遠洋性 (hemipelagic) 堆積物 (泥)
 粒径 $5 \mu\text{m}$ 以上の陸源、火山源あるいは沿岸水域源の粒子が全体の 25% 以上を占める。
 自生動物と生物遺骸以外の粒子の平均粒径は $5 \mu\text{m}$ 以上
- A. 石灰質泥 (calcareous mud) : $\text{CaCO}_3 > 30\%$
 1) $< \text{CaCO}_3$: 泥質泥 (marly mud), $> \text{CaCO}_3$: チョーク泥 (chalk mud)
 2) 石灰質生物遺骸 $> 30\%$: 有孔虫泥 (foram-mud), ナンノ (nanno-) 泥, コキナ (coquina-) 泥
- B. 陸源性泥 (terrigenous mud) : $\text{CaCO}_3 < 30\%$, 石英, 斜長石, 雲母卓越, それぞれ石英英質 (quartzose), アルコース (arkosic), 雲母質 (micaeous) の形容詞をつけて呼ぶ。
- C. 火山源泥 (volcanogenic mud) : $\text{CaCO}_3 < 30\%$, 火山灰, パラゴナイトなどが卓越。
- III. 固化した遠洋性あるいは半遠洋性堆積物
 1) 苦灰岩-サブプロベライト
 2) 黒色 (炭質) 粘土あるいは泥 : サブプロベライト
 3) 珪化した (silicified) 粘土岩 (claystone) と泥岩 (mudstone) : チャート (chert)
 4) 石灰岩 (limestone)

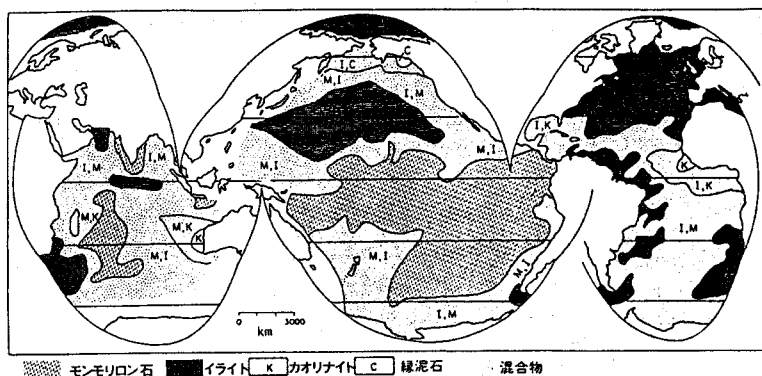


図 4.4 海洋底における粘土鉱物の分布。この地図は $2 \mu\text{m}$ より細粒の分画の主要粘土鉱物を示してある。混合: どの粘土鉱物も 50% を超えないもの。(J.J. Griffin ら, 1968, Deep Sea Res. 15:433 にもとづく, W.H. Berger, 1974, C.A. Burk & C.L. Drake 編, "The geology of continental margins" Springer による)

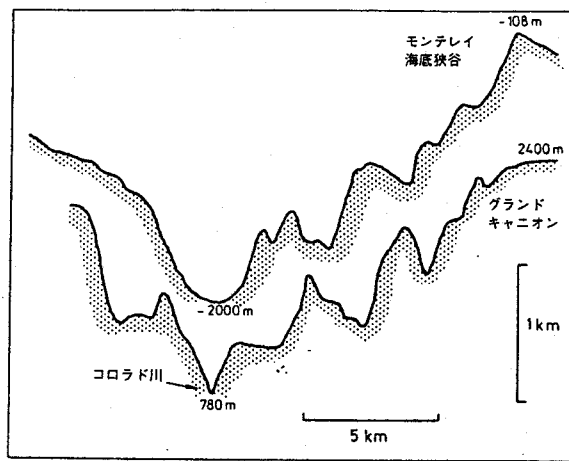
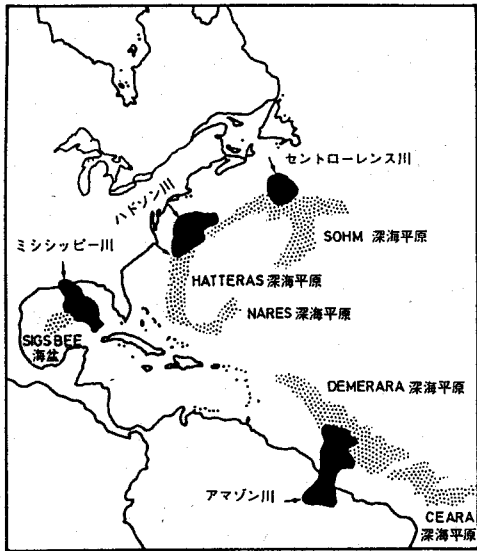


図 2.10 カリフォルニア沖のモンテレイ海底峡谷の断面とアリゾナのグランドキャニオンの断面 (F.P. Shepard & R.F. Dill, 1966)。両者は非常に似ているが、モンテレイ海底峡谷は図 2.8 にも示されているように非常に長大である。

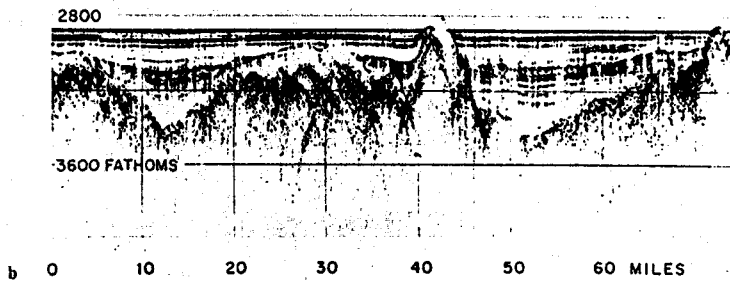


図 4.14 深海平原。a 北西大西洋の深海平原にまでおよぶ大規模な三角州および海底扇状地。(B.C. Heezen & M. Tharp にもづく、図 1.3 参照) b 深海平原の反射波探査断面(C.D. Hollister の好意による)。基盤岩の凹凸にもかかわらず表層の堆積物は完全に水平に堆積。(2,800 fathom = 5,100 m, 3,600 fathom = 6,600 m)

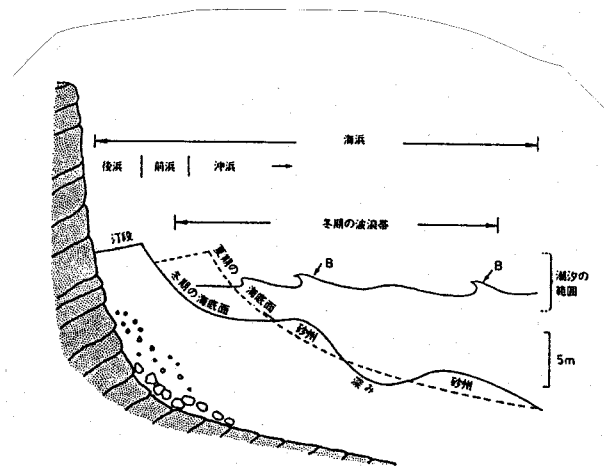


図 5.10 海岸の断面図 (南カリフォルニア)。夏には汀段 (berm) が成長し、砂州が衰退する。

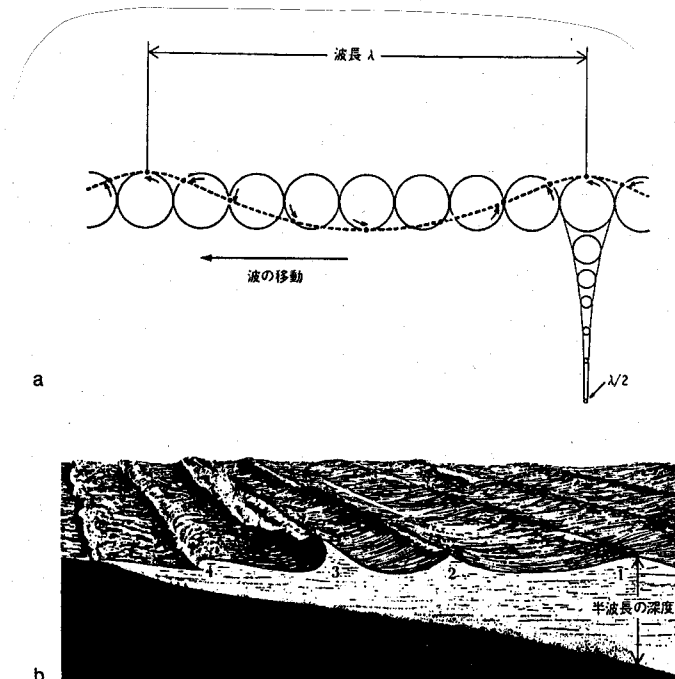


図 5.5 波の運動。a 水の円運動による正弦波。b 砕け波の形成。沖合から波が海岸に向かって押し寄せる (1)、海底の影響を受け波頭が立つ (2)、波は不安定となりくだけ始める (3)、空気を取りこんだ海水が海岸へ飛びこみ堆積物を運搬する (4)。(W. Bascom, 1959, Sci. Am. 201(2)14 および 1960, Sci. Am. 203(2): 80 にもづく)

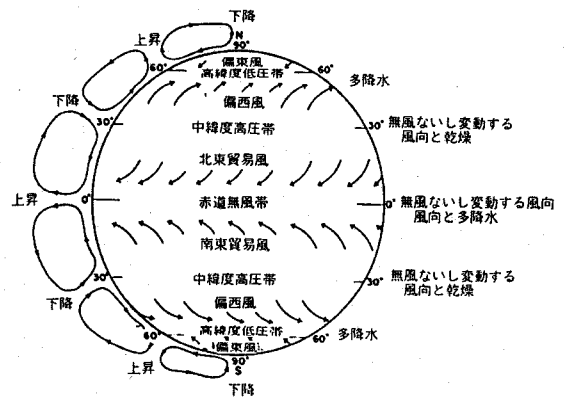


図 5.15 b 全球規模の風系の模式図。

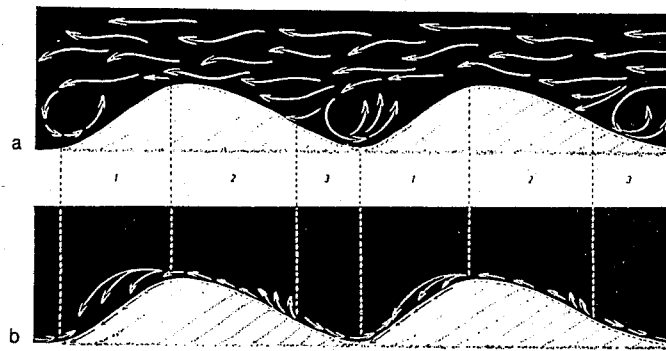


図 5.19 海流によるリップルマークのまわりの水 a と砂 b の動き。砂は前方斜面 (2) から侵食され、頂部を越え後方斜面を転動したり (黒矢印)、浮遊後落下し (白矢印)、葉理を形成する。リップルの谷部では渦が細粒の砂を運びさり、貝殻などの粗粒物がほぼ水平に集積する。したがって、リップルは粗粒な葉理の上を移動する。(H.E. Reineck, 1961, Senckenbergiana Lethaea, 42:51 にもとづく)

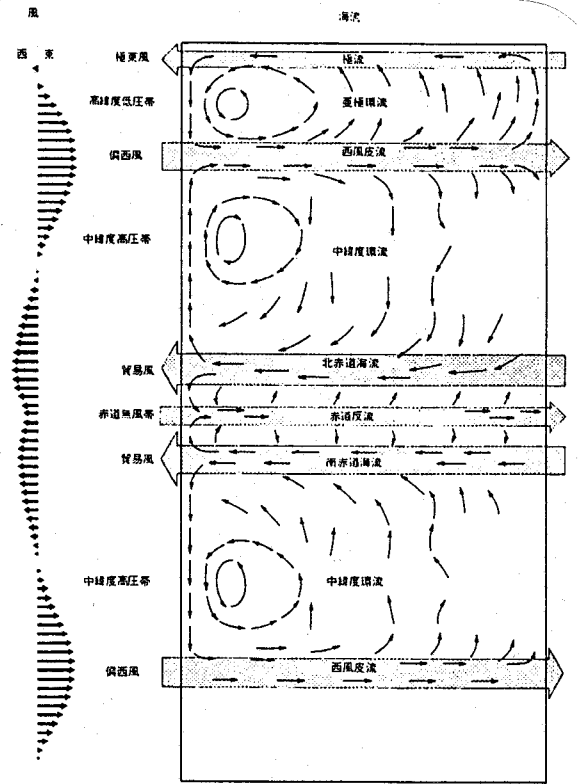


図 5.15 c 四角形の海洋に吹く風 (左側) およびその風系により起こされる海流系。大還流は地球の自転により非対称になる。(W. Munk, 1955, Sci. Am. 193(3):96 を模式化)

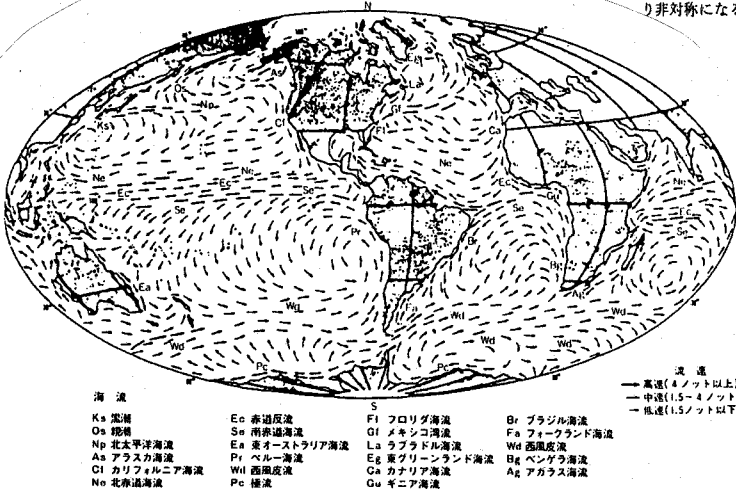


図 5.15 a 世界の表層海流。(F.P. Shepard, 1977, "Geological Oceanography" Heinenmann, London)

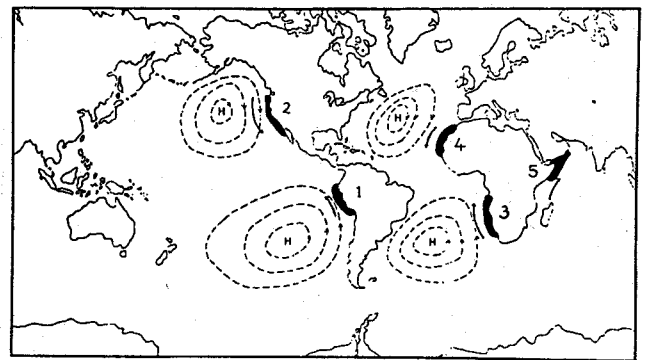


図 5.20 世界の上昇流のさかんな海域。

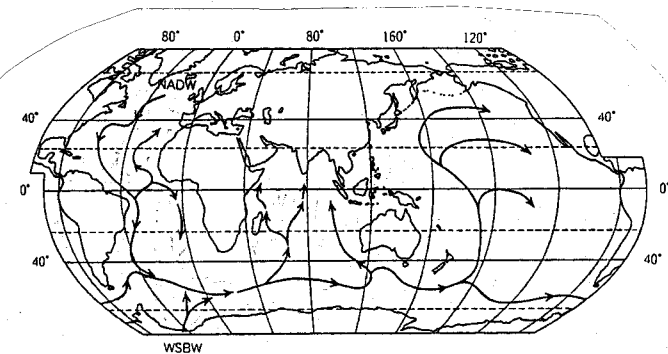


図 5.24 水深 4,000 m 以深の世界の底層流。NADW: 北大西洋深層水, WSBW: ウェデル海底層水。

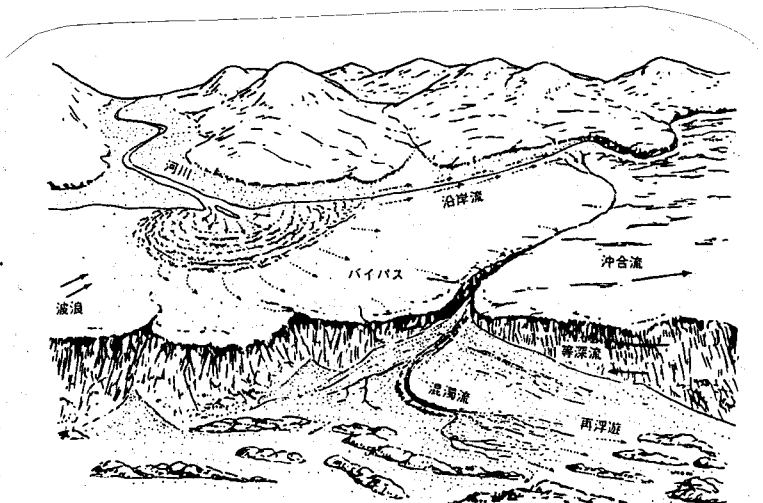


図 5.1 海水の運動による堆積物の再分配 (アメリカ西岸縁部)。河川からの流入、沿岸流による運搬 (波浪のエネルギーによる)、進路をささげる海底谷。細粒物質は陸棚を越えて大陸斜面およびそれ以深まで運搬される。海底谷の上流部では侵食海岸や岩石質陸棚が発達する。(D.G. Moore, 1969, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 107:142 にもとづく)

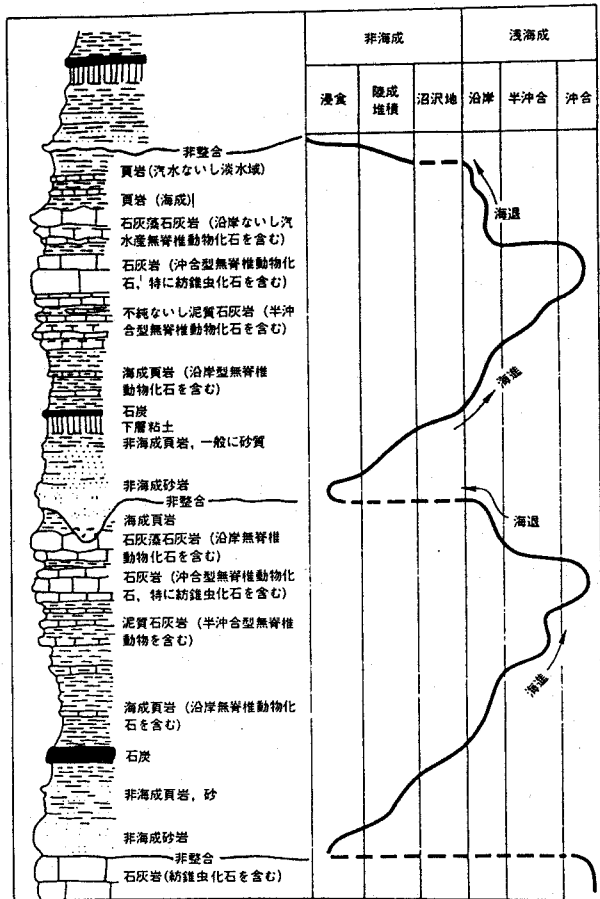


図 6.1 地質学におけるカレンダーとしての海水準変動。カンサスの後期古生代のサイクロセムの地質柱状図。海成層と非海成層の互層よりなっている。左は岩相の記載で、右は推定される堆積環境の変遷を示してある。(R.C. Moore, 1978, Am. J. Sci. 278: 1345 中の J.C. Crowell の図にもとづく)

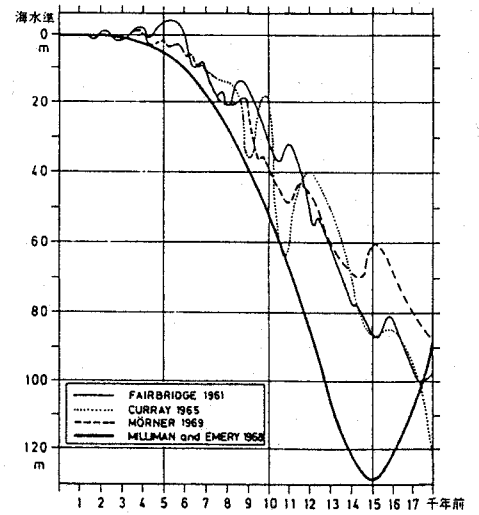


図 6.6 後氷期の海水準上昇曲線。種々の仮定にもとづき推定された 15,000 年前から 9,000 年前にかけて起こった氷床の融解にもなう海水準上昇曲線。これらの曲線の細部における不一致はその基礎となる ^{14}C による年代測定資料の相違や、陸棚および沿岸地域における地殻変動にもなう沈降や隆起の影響による。(E. Seibold, 1974, R. Brinkmann 編, "Lehrbuch der allgemeinen Geologie!" 2nd ed. F. Enke, Stuttgart)

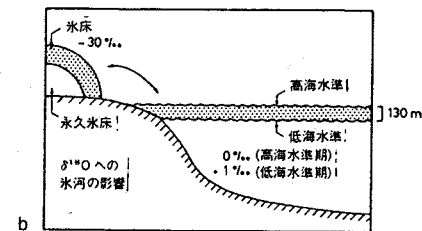
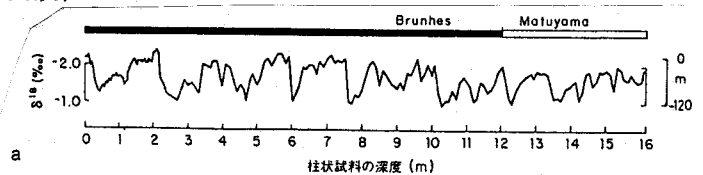


図 6.15 西赤道太平洋から採取された堆積物中の浮遊性有孔虫 *Globigerinoides sacculifer* 殻の $\delta^{18}\text{O}$ 変化。a Brunhes は地球磁場が 70 万年前に現在と同じ極性になってからの正磁極期の名称, Matuyama はその前の逆磁極期の名称, Brunhes 期には七つの明瞭な同位体の周期的変化が認められることから、その平均周期が 10 万年であることがわかる。赤道太平洋における表層水温はほぼ一定であるので、この同位体変化は b に示した極域の氷床の消長に由来するものである。(a N.J. Shackleton & N.D. Opydye, 1973, Quat. Res. 3: 39)

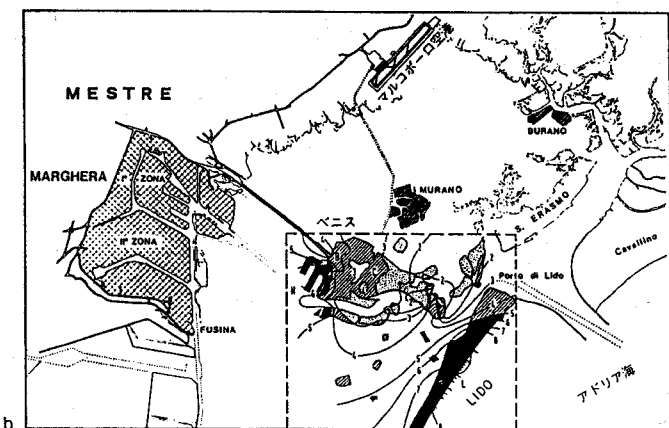
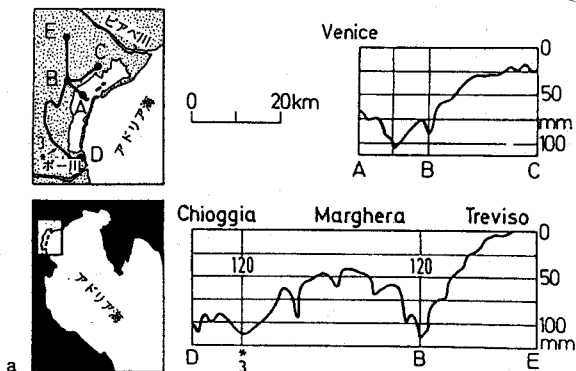


図 6.21 a ベニス近郊の地盤沈下。左図はベニス近郊の調査地域。右図は左図の A B E 地点間の 1952 年から 1968 年までの沈下量を示したものである。Treviso (E) を不動点とし、この点に対する沈下量が示してある。B 地点近くの工業地帯 Marghera と Chioggia (D) 近くのポ-三角州では 75 mm という異常沈下がみられる。ベニス市の中央部は 80 mm の沈下、すなわち年間約 5 mm ずつ沈下していることになる。(R. Frassetto, 1972, CNR-Lab. Stud. Din. Masse. Tech. Rep. No. 4). b ベニスの海。1961 年から 1969 年までの地盤沈下量 (mm)。模様を付してあるのが陸域で白抜きの部分はアドリア海と海。最大沈下量は沿岸州の Lido (L) にあり、これは地下水の汲み上げと建造物の荷重によるものである。鉄道駅 (B) と港 (H) 周辺も沈下が激しく、埋立と建造物によるものであろう。Canale Grande 地区 (C) の建造物の沈下は交通用水路の水の流れにより土台が侵食されているためと考えられる。(M. Caputo ら, 1972, CNR-Lab. Stud. Din. Gr. Masse Tech. Rep. no. 9 にもとづく) 次の切手はベニスの運命に対する国際的関心の強さを示すものである。この図案は海に侵入されているカナルグランデ宮殿とサンマルコス寺院である。