

地球惑星科学I

自己紹介： 竹下 徹(理学院自然史科学専攻
地球惑星システム科学講座)

居室： 理学部6号館9-01

電子メールアドレス： torutake@mail.sci.hokudai.ac.jp

ホームページアドレス：<http://geotec.sci.hokudai.ac.jp/geotec/>
(ここで竹下 徹をクリック, 地球惑星科学Iのプリントはここに
有り)

教科書指定： (1) 浜島書店 「地学図表」(800円)

(2) 北大出版会 「地球惑星科学入門」(定価2940円)

生協北部店で購入

講義の範囲，授業計画，単位取得の条件

講義の範囲：**地学図表** 第1章(地球のすがた)，第2章(地球の活動)，第3章(地球の歴史)；
地球惑星科学入門 第1部(固体地球の構造と変動)，
第2部(地球の歴史と環境の変遷)

授業日程： 今日からすべての火曜日，2講時目にある。休講はない。7/26 期末試験(再試験なし)，8/9(予備日)。

単位取得の条件： 原則2/3以上の出席(9回以上)，15分以上の遅刻は出席と認めない。**期末試験で合格点。**

評価の基準： 出席 10%，抜き打ち小テスト(たぶん6/14)・レポート 20%，**期末試験 70%**
秀(15%)，優(30%)，良(40%)，可(15%)，不可

地球の大きさ(半径 $R=6400$ km)と形

エラステネスの方法: 2地点間の緯度差(θ)と距離(S)から計算

$$\theta/360^\circ = S/2\pi R \quad (1)$$

宇宙から地球を測る

GPS (Global Positioning System): 正確な緯度, 経度が求まる

VLBI (Very Long Baseline Interferometry): 超基線電波
干渉計, 2地点間の正確な距離が求まる

陸と海の分布： 海と陸の面積比は7:3

地球の表層は海と陸からなる。陸(大陸地殻)と海(海洋地殻)の出来方は全く異なる。単にくぼみがあって、水がたまっているわけではない。

地球の形

地球楕円体： 地球の自転による遠心力のため、地球楕円体は赤道方向に膨らんでいる。

偏平率 $f=(a-b)/a$, a =赤道半径, b =極半径, $a-b=21.4$ km

ジオイドとは？

ジオイド： 平均海水面＝重力の等ポテンシャル面
ジオイドの高さ＝楕円体高一標高

地球科学で重要なことは、ジオイド(平均海水面)の凹凸。
これは、地球内部の地域的な質量異常による。
地下に重いものがあると、引力が大きくなり海水が
引き寄せられ、ジオイドhighとなる。

例えば、オーストラリア北東部沖のジオイドhighは、
スーパープレームの上昇と関連

地球の重力

万有引力: $f_1 = GmM/R^2$

mとMは、それぞれ物体と地球の質量、Rは地球の半径、Gは万有引力定数

遠心力: $f_2 = mr\omega^2$

rは回転の半径、 ω は角速度 ($\omega = 2\pi/t$)

重力 = 万有引力 + 遠心力

極での重力 > 赤道での重力,
2つの理由(半径と遠心力の違い)

$$\text{極での重力} = \text{極での引力} = GMm/(6.356 \times 10^6)^2 \quad (1)$$

赤道での重力 = 赤道での引力 - 赤道での遠心力

$$\text{赤道での引力} = GMm/(6.378 \times 10^6)^2 \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \text{赤道での重力} &= (2) - \text{赤道での遠心力} \\ &= (2) - m \cdot 6.378 \times 10^6 \cdot (7.292 \times 10^{-5})^2 \quad (3) \end{aligned}$$

遠心力を考えない場合 = (2) / (1) = 0.9931
遠心力も考える場合 = (3) / (1) = 0.9897

重力計

相対重力計: 基準となる重力値からのずれに基づく

$$F=mg=ks \quad k, \text{ バネ定数}, s, \text{ 変位}$$
$$\Delta g=(k/m)*\Delta s$$

絶対重力計: 自由落下中の物体の複数の位置での、 x_0 (最初の位置)および v_0 (最初の速度)を測定

$$x=1/2gt^2+v_0 t+x_0 \quad \text{自由落下の式}$$

重力の補正

フリーエア補正 (高度補正): ジオイド面の高度で測定した値にする補正

$$\begin{aligned} \text{補正值} &= GMm/R^2 - GMm/(R+h)^2 && h, \text{ 高度} \\ &= 3.1 \cdot 10^{-6} h \text{ (m/s}^2\text{)} \end{aligned}$$

ブーゲ補正: フリーエア補正に加えてその部分の質量を取り除く(陸の場合), あるいは岩石で埋める(海の場合)補正

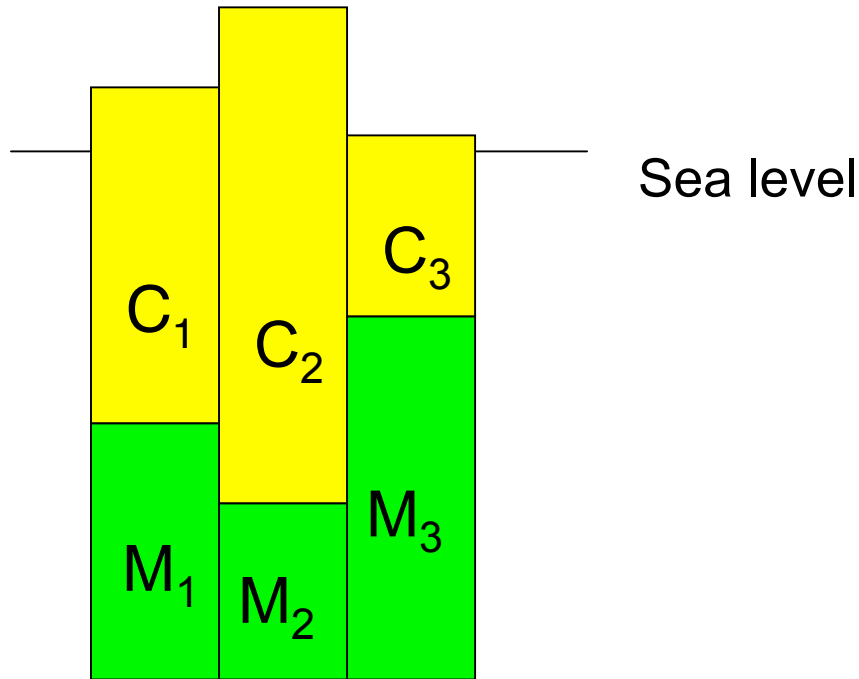
$$\text{補正值} = 1.13 \cdot 10^{-6} h \text{ (m/s}^2\text{)}$$

重力異常およびその意味

フリーエア異常： アイソスタシーが成立していれば、本来0。
上昇や沈み込みの余分な力が作用して質量異常が
作られていることを示す。

ブーゲ異常： 地下の質量異常を示す。地下に相対的に重い
ものがあれば正の、軽いものがあれば負のブーゲ異常となる。
その水平方向の変化から、**地下構造**も読み取ることが出来る。

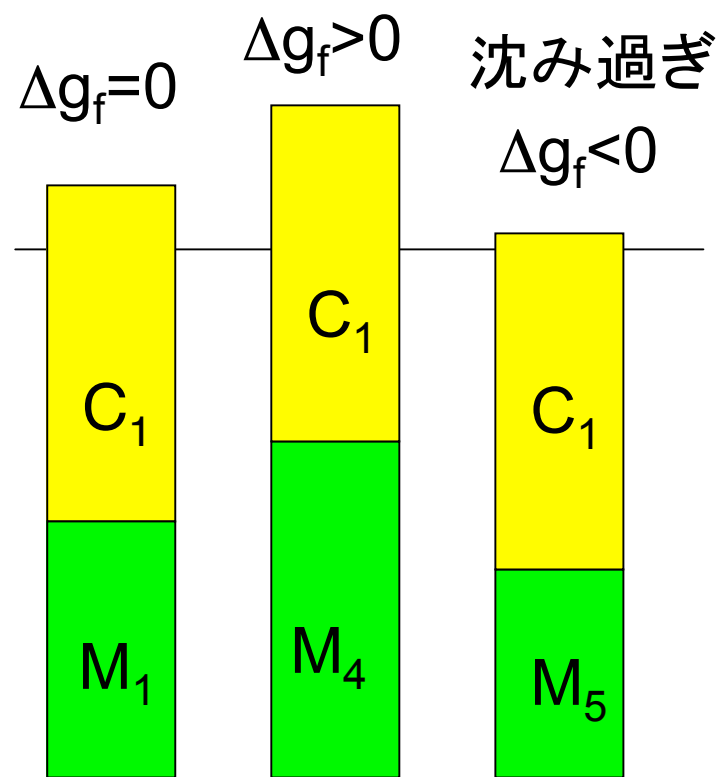
フリーエア異常 (Δg_f) が0



$$C_1 + M_1 = C_2 + M_2 = C_3 + M_3$$

アイソスタシーが成立

浮き過ぎ



$$C_1 + M_5 < C_1 + M_1 < C_1 + M_4$$



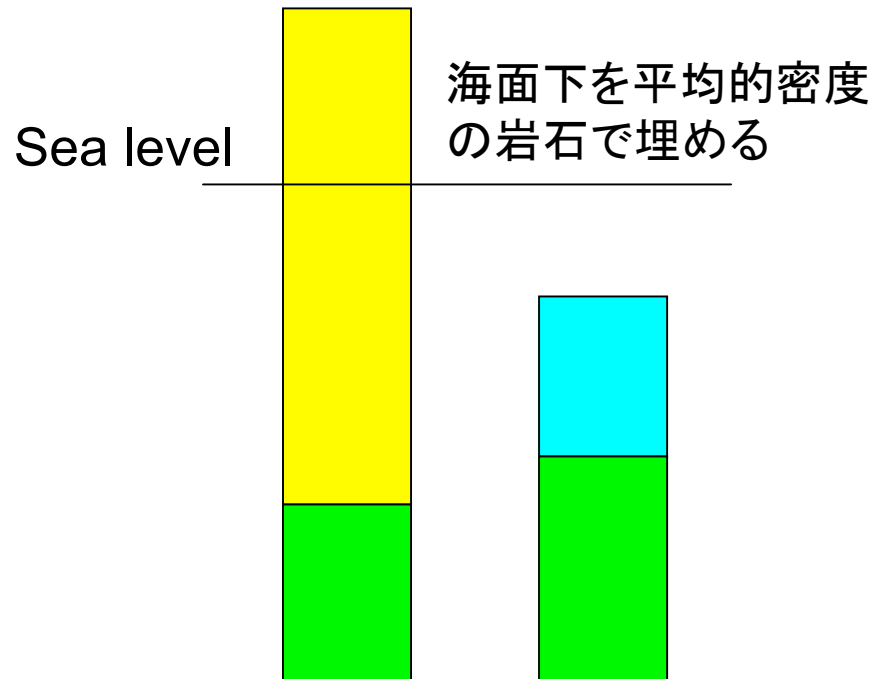
大陸地殻

マントル

文字は重さを示す

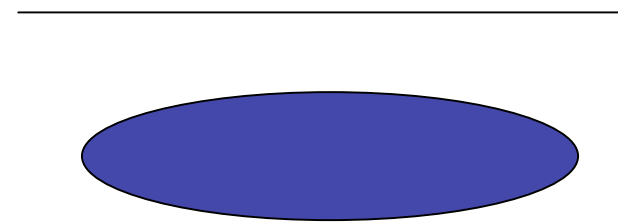
ブーゲ補正

海面上の質量に作用する引力を除く

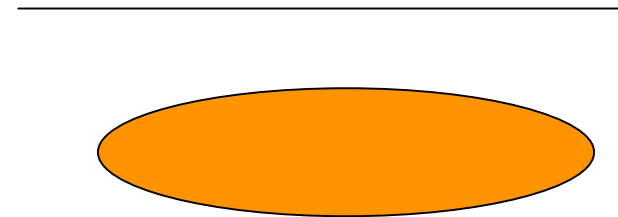


ブーゲ異常 (Δg_b) の意味

$\Delta g_b > 0$, 地下に重いものがある



$\Delta g_b < 0$, 地下に軽いものがある



地磁気

地磁気モデル：地球は大きな磁石。北極にS極が，南極にN極がある。磁極と地理上の極は約 11° ずれている。

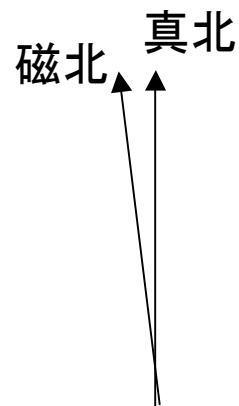
地磁気の要素：地磁気はベクトル量である。

全磁力，水平分力，鉛直分力

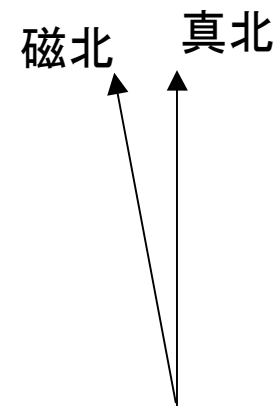
偏角—真北と水平分力のなす角

伏角—水平面と全磁力のなす角

日本の地磁気：



西日本，磁北は $6-7^\circ$ 西偏



北海道，磁北は 9° 西偏

地磁気の変化

地磁気の日変化： 太陽の活動が活発になると、太陽から飛び出して来る荷電粒子(陽子, ヘリウムの原子核, 電子など電荷を持った粒子)が増える。急激な変化は、**磁気嵐**と呼ばれる。

参考： 地磁気はどのようにしてできるのか？

液体の金属鉄で構成される**外核中の対流**が、地球磁場を誘起している(**ダイナモ理論**)。

地磁気の永年変化： 例えば、東京での偏角は**現在7°西偏**であるが、**350年前**に来日したオランダ船の記録によると**8°東偏**。そして、ついには**平均数10万年間隔**で地磁気は**逆転**する。

地球の内部構造(1)

A. 地殻とマントル: 走時曲線(震央距離 vs 到達時間, t)。より深い部分に存在する岩石中で、地震波速度は速い。直接波($t=S/V_1$)より屈折波($t=S/V_2+C$)の方が早く伝わる様になると、走時曲線は折れ曲がる。 S : 震央からの距離, V_1 : 地殻中の地震波速度, V_2 : マントル中の地震波速度, C : 屈折波走時の切片

モホロビッチ不連続面: 地殻とマントルを境する第1級の地震波速度の不連続面

岩石の地震波速度: 花崗岩質岩 約6 km/s, 玄武岩質岩 7 km/s, カンラン岩質岩, 8 km/s

地震波の進み方： 屈折の法則＝スネル(Snell)の法則

媒質1および2中の地震波速度を V_1 , V_2 とする時, 入射角(i)および屈折角(r)には次の関係が成立する。

$$\sin i / \sin r = V_1 / V_2 \quad (1)$$

レポートの課題 (1):

地学図表 p. 12の地殻の厚さを表す式を導出せよ。この際, 屈折角が 90° の時, 屈折波は媒質1および2の境界と平行に進行することに注意せよ。レポートはノートではなく, 別の紙に書き, 5/10(火)の授業後に提出せよ。

B アイソスタシー

地殻は木片が水に浮いているかの様に、マントルに浮いている。マントルのある深さで、岩石荷重圧(岩石柱の圧力)はつりあっている。

スカンジナビア半島における、氷床の融解によるアイソスタティック・リバウンド(isostatic rebound)

レポート課題(2):

厚さ1000 mの氷河が融解することにより、最終的に何m土地は隆起するかアイソスタシーに基づき計算せよ。ただし、土地が隆起している間に浸食はおこらないものとする。

参考：岩石柱の圧力

断面積が1 m²で高さh mの岩石柱の体積 = h

岩石柱の質量 = ρh

岩石柱にかかる重力 = 圧力 = ρgh

例えば、厚さ30 km, 密度2700 kg/m³の岩石柱底面の圧力は？

圧力 = $30 \cdot 10^3 \text{ m} \cdot 2.7 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3 \cdot 9.8 \text{ m/s}^2 = 7.938 \cdot 10^8 \text{ [kg/m} \cdot \text{s}^2]$

$F = m\alpha$ (運動方程式), $[\text{N}] = [\text{kg} \cdot \text{m/s}^2]$ より

圧力 = $7.938 \cdot 10^8 \text{ [N/m}^2] = 7.938 \cdot 10^8 \text{ [Pa]} = 7.938 \cdot 10^2 \text{ [MPa]}$

さらに, $10^5 \text{ Pa} = 1 \text{ bar}$, より 圧力 = $7.938 \cdot 10^3 \text{ bar} = 7.938 \text{ kbar}$

ちなみに, $1 \text{ bar} = 1000 \text{ hPa} = \text{約} 1 \text{ 大気圧}$

氷床融解前

リバウンド後



$$920 \cdot 1 + 2700 \cdot 15 + 3000 \cdot 15 + 5 \cdot 3300 = 2700 \cdot 15 + 3000 \cdot 15 + (5 + x) \cdot 3300$$

X(モホ面の上昇量=隆起量)を求めよ？

$$920 \cdot 1 = x \cdot 3300, \quad x = 279, \text{ 約 } 280 \text{ m}$$

C マントルと核

地震波は地震波速度の異なる媒体を横切って通過する際に屈折するので、地表に地震波が伝わらない部分(影)が生じる。

特に、地球の反対側から伝搬してくる地震波については、P波、S波とも震央距離(角距離) 103° で観測されなくなり、P波のみ 143° 以遠で再び遅れて観測される。これは、地震波がマントルから外核に入って屈折するためである(核の影, シャドー・ゾーン)。また、外核は液体の鉄のため、S波は震央距離 103° から 180° まで全く伝わらない。

震央： 震源を真上方向に地表に投影した点

D 地震波の種類と伝わり方

P波： 縦波（疎密波）。波の進行方向と振動方向が平行。固体、液体、気体すべての媒質中を伝わる。

S波： 横波。波の進行方向と振動方向が垂直。ねじれに対する弾性のない液体や気体の中は伝わらない。

表面波： 地表を伝わる波。

レイリー波： 地表が上下方向に楕円を描く様に振動する波。

ラブ波： 水平面で進行方向に垂直に振動する波。

A 地球内部の性質

波動方程式の解として、P波速度 (V_p) はS波速度 (V_s) 以下の様に求まる。

$$V_p = \text{SQRT}[(\kappa + 4/3\mu)/\rho] \quad V_s = \text{SQRT}[\mu/\rho]$$

ここで、 κ : 体積弾性率, μ : 剛性率, ρ : 密度

$$p = \kappa * \Delta, \quad \tau = \mu * \gamma$$

ここで、 p : 圧力, Δ : 体積変化率, τ : 剪断応力, γ : 剪断歪

リソスフェア(プレート): 地表から地下70~100 km, 流動的でない層

アセノスフェア: 地下70~100 kmから250 km, 流動的な層,

低速度層

リソスフェアーアセノスフェア境界は、力学境界。

地球の層構造

地殻： 大陸地殻: 深度0~10-100 km, 上部地殻は花崗岩質(2.7 g/cm³), 下部地殻は玄武岩質(3.0 g/cm³), 全体としては, 安山岩質な組成を持つ。

海洋地殻(厚さ7 km): 玄武岩およびはんれい岩より構成される。

マントル： 地殻の下, 深度約2900 kmまでの岩石で構成される層。660 kmまでの上部マントル(地殻直下の密度, 3.3 g/cm³)と約2900 kmまでの下部マントルに分かれる。上部および下部マントルは, それぞれカンラン岩(Mg₂SiO₄)およびペロブスカイト(MgSiO₃)で構成される。

核： マントルの下, 地球の中心, 深度約6400 kmまでの鉄(密度は10 g/cm³を越す)とニッケルで構成される層。液体の外核と固体の内核に分かれる。

C 地球内部の組成

地殻の組成:

岩石の体積比は、火成岩(マグマが固化したもの)、変成岩(既存の岩石が変成作用を受けて出来たもの)、堆積岩(碎屑物が固結したもの)の順。火成岩の中では塩基性岩(玄武岩およびはんれい岩)が圧倒的に多い。

鉱物の体積比: 斜長石, 石英, カリ長石, 輝石, 角閃石, 雲母(黒雲母, 白雲母)の順。何故, 斜長石の体積比が非常に高いか考えよ。

元素の重量比: 酸素(O), 珪素(Si), アルミニウム(Al), 鉄(Fe), カルシウム(Ca), ナトリウム(Na), カリウム(K), マグネシウム(Mg)の順(地殻を構成する主要8元素)。何故, 酸素と珪素の割合が高いのか(珪酸塩鉱物)。

地殻・マントル・核の組成

大陸地殻: SiO_2 と Al_2O_3 に富む。

海洋地殻: 大陸地殻の特徴に加え, FeO , MgO , CaO が増える。

上部マントル: SiO_2 は地殻に比べて減少。 Al_2O_3 に乏しい。

MgO に極めて富む(カンラン石が主要構成鉱物)。

D マントル内部の構造(地震波トモグラフィ)

高温で流動的な部分で地震波速度が相対的に遅く, 低温であまり流動的でない部分で地震波速度が相対的に速い。沈み込むスラブや上昇するプルームが見えて来た(人体のCTスキャンと同じ)。

A 火成岩ができるところ

火成岩： マグマ(岩石)が固結したもの。マグマが地下の割れ目に沿って上昇し固結したもの(貫入岩)と、地表に噴出したもの(噴出岩)に分けられる。

貫入岩の産状に基づく分類

岩脈(ダイク)： 岩石の構造(層理面, 片理面)を切って貫入したマグマが固結したもの。過去のマグマの通路(火道)である。カルデラと関連する環状割れ目を満たす岩脈もある。

岩床(シート)： 層状に貫入した岩体。

底盤(バソリス)： 花崗岩質岩石が作る大規模な岩体。通常、貫入時期の異なる複合岩体を形成する。

マグマ溜まり： 火山の下に存在している、大規模なマグマの滞留体。マグマは、普通上部マントルで形成され、浮力でマントルー地殻境界まで上昇。

A マグマの発生

中央海嶺・ホットスポット： 高温マントル物質が上昇し、**減圧溶融**して大量のマグマが生成される。

島弧・海溝系： 海洋プレートの沈み込み帯に沿って、**深さ約100 kmの位置のくさびマントル内で発生**。沈み込む海洋プレートから、**脱水分解**により水が放出され、これが岩石の融点を下げると考えらる。また、**くさびマントル内の対流**により背弧側から**高温マントル**が**上昇**することにより、マグマが発生する。

マグマ溜まり

地殻に底付けされた玄武岩質マグマは、**周囲の地殻岩石を溶融させより酸性なマグマを生成**。酸性なマグマは、地殻中も浮力により上昇。また、玄武岩質マグマは酸性マグマと**混合**したりする。

B 火成岩の産状

節理： マグマの冷却に伴う**体積の収縮**に起因する**伸張節理**

火道角礫岩： マグマは火道を上昇するとき周囲の**母岩を破壊し、取り込む**。マグマ中に取り込まれた周囲の岩石を、**捕獲岩（ゼノリス）**と呼ぶ。

枕状溶岩： 水中において、高温で粘性の低い玄武岩が、次々に**固結したマグマの殻を破って流出し、枕状の形態で固結したもの**。

C 火成岩の組織

斑状組織： **細粒の結晶**や**ガラス質の部分（石基）**と**粗粒の結晶（斑晶）**からなる組織—マグマが**急冷されて出来た火山岩**を特徴付ける。

等粒状組織： **粗粒のほぼ同じ大きさを持つ結晶**からなる組織—**マグマが地下深部でゆっくり冷えて出来た深成岩**を特徴付ける。

晶出順序

深成岩においてマグマ中で早期に結晶した鉱物は**自形**を取る。一方、晩期に結晶した鉱物は自由に結晶出来る隙間がないので**他形**となる(例えば石英)。

色指数

岩石に含まれる**有色鉱物**(**苦鉄質鉱物**, ここで**苦**はMg, **鉄**はFeを示す)の量を**体積分率(%)**で表したものの。

D 火成岩の分類

組織および**化学組成**(**SiO₂重量%**, **色指数**はこれとともに変化)の2つに基づいて分類

	塩基性	中性岩	酸性岩	
SiO ₂ 重量%	45-52	52-62	62-70	70-77
火山岩	玄武岩	安山岩	デーサイト	流紋岩
深成岩	はんれい岩	閃緑岩	花崗閃緑岩	花崗岩

B マグマの分化

結晶分化作用(分別結晶作用): 上部マントルの部分溶融で出来る玄武岩質マグマ(本源マグマ)中では, 冷却の過程で異なる鉱物が特定の順序で結晶し, マグマから取り去られるため, マグマの組成は順次変化(より酸性, SiO_2 に富む様になる)。

晶出順序: (1) 晶出する斜長石の組成はCaに富むものから, Naに富むものまで連続的に変化。(2) 有色鉱物は, カンラン石 → 輝石 → 角閃石 → 黒雲母の順に晶出する。(3) 最後に, カリ長石および石英が晶出する。

晶出した鉱物がマグマから取り去られることにより, マグマの化学組成はより SiO_2 , Na_2O , K_2O に富む様になり, MgO , FeO , CaO により乏しくなっていく。マグマ中の Al_2O_3 量は, 分化の過程でいったん増加するがその後減少して行く。

A おもな造岩鉱物

地殻およびマントルを構成する鉱物の殆どは珪酸塩鉱物で、 SiO_4 正四面体を基本構造（生物で言えば細胞の様なもの）として持つ。

有色鉱物（苦鉄質鉱物）：鉄（Fe）およびマグネシウム（Mg）を含む鉱物。
かんらん石，輝石，角閃石，黒雲母

無色鉱物：鉄（Fe）およびマグネシウム（Mg）を含まない鉱物。
長石（斜長石，カリ長石），石英，白雲母

SiO_4 正四面体が作る構造：

かんらん石， $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ ：孤立 (isolated)， $(\text{SiO}_4)^{4-}$

輝石， $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ ：1重鎖構造 (single chain)， $(\text{SiO}_3)^{2-}$

角閃石， $(\text{Mg}, \text{Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ ：2重鎖構造 (single chain)， $(\text{Si}_4\text{O}_{11})^{6-}$

雲母， $\text{K}_2(\text{Fe}, \text{Mg})_6(\text{Al}_2\text{Si}_6)\text{O}_{20}(\text{OH})_4$ ：層構造 (sheet)， $(\text{Si}_4\text{O}_{10})^{4-}$

石英・長石， $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ：フレームワーク構造 (framework)， $(\text{Si}_3\text{O}_8)^{4-}$

B 固溶体

固溶体： 混晶とも呼ばれ、いくつかの異なる化学成分が均一に混じっている固体(結晶)。この場合、混じり合う成分の割合は連続的に変化する。

例えば、かんらん石の苦土かんらん石 (forsterite), Mg_2SiO_4 と鉄かんらん石 (fayalite), Fe_2SiO_4 : 置換は $Mg \rightleftharpoons Fe$ 。

斜長石の曹長石 (albite), $NaAlSi_3O_8$ と灰長石 (anorthite), $CaAl_2Si_2O_8$: 置換は $NaSi \rightleftharpoons CaAl$

さらに、曹長石 (albite) は高温でカリ長石 (K-feldspar), $KAlSi_3O_8$ と固溶体 (アルカリ長石) を形成する。

C 多形(同質異像)

多形(同質異像): 化学組成が同じで, 結晶構造が異なる鉱物間の関係。代表例は, 炭素Cからなる石墨とダイヤモンド, とケイ酸アルミニウム(Al_2SiO_5)のらん晶石(比較的高圧中温で安定), 珪線石(比較的中圧高温で安定)および紅柱石(比較的低圧中温で安定)

D 鉱物の硬さ

モースの硬度計: 鉱物同士を引っかき合わせて, 傷ついた方が硬度が小さい。

1から10までと代用品の硬度を暗記する必要がある。その結果, 例えば, 爪(2.5)で石こう(2)は傷つけられるが, 方解石(3)は傷つけられないとか, ナイフ(6~6.5)で石英(7)を傷つけられないことを知っておく必要がある。

火成活動による鉱床

鉱床： 人間にとって有用な元素を含む鉱物が地殻の中で濃集している部分。鉱床生成には、マグマやマグマから分離した熱水、地表水や海水などが重要な役割を果たす。特に、一般にクロムやニッケルなどを除くと、他の鉱床中の金属元素は、マグマ固結の過程で鉱物(固体)よりもマグマ(液)や熱水に入りやすい(溶けやすい)。したがって、鉱床はマグマの最終残液や熱水中で形成されやすい。

正マグマ成鉱床： マグマ固結の早期(高温時)に結晶する、クロムやニッケルに富む鉱物がマグマ中で沈殿して形成。

ペグマタイト鉱床： マグマの最終残液から結晶した石英、カリ長石、雲母などの巨大結晶より形成。

熱水鉱床： マグマから分離した熱水に金属元素が濃集して形成。斑岩銅鉱床、鉱脈鉱床、海底熱水鉱床、黒鉱などがある。

スカルン鉱床： 石灰岩などが熱水による交代作用(元素移動)を受けて出来たCaに富む鉱物の集合体(例えばヘデン輝石($\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$), 珪灰石(CaSiO_3))

地球内部の熱

A 地殻熱流量：地球内部では、地球創世時に小惑星集積および中心核形成による位置(重力)エネルギーが解放されて大量の熱が発生した。また、地球内部には、主として地殻に少量の放射性元素が存在し、それらが徐々に崩壊して熱を発生している。しかし、これらの熱は対流や熱伝導で地表に運ばれ、地球外に放出され、地球は現在冷え続けている。したがって、最終的には例えば火星の様に死んだ惑星となる。

大陸地殻は、海洋地殻よりも放射性元素を多く含む。これは、ウラン等の放射性元素が、マグマ中の結晶分化作用の際、鉱物よりも液(マグマ)に濃集するためである。その結果、より分化の進んだ上部大陸地殻中で、放射性元素の割合は高い。

地殻熱流量の測定

熱流量(Q)は、地下増温率(地温勾配, $\Delta T/\Delta z$)と熱伝導率(k)の積である。

$$Q = k(T_2 - T_1)/(z_2 - z_1) = k(\Delta T/\Delta z)$$

深さ z_1 (m)の地温を T_1 (°C)

深さ z_2 (m)の地温を T_2 (°C)

K (W/m*K)は熱伝導率, で, 2~3(W/m*K)

Q (W/m²)は地殻熱流量, 普通mW/m²普通で表示。

地球表面をおおうプレート

A 海底地形図

B プレートの分布

C プレートテクトニクス: 地球の比較的表層部の変動(地震, 火山, 造山活動)を, 地球表層部を被う10枚程度の厚さ100 km程度の岩板の相対的な移動によって説明しようとする説。プレートの駆動力として, 中央海嶺でプレートが押されている力(リッジプッシュ)と沈み込んだプレートが自分の荷重でプレートを引っ張る力(スラブプル)が提案されている。

D プルームテクトニクス: マントル対流が, ある時マントルに滞留していた海洋プレートが一気に深部に落ち込み(コールドプルーム), 一方その反流として核-マントル境界から高温物質が上昇する(ホットプルーム)ことによって起こるとする説。プレートテクトニクスと矛盾する説ではない。

プレートの境界

A 発散する境界： 海洋プレート(海洋地殻+海洋リソスフェア)は、中央海嶺で形成される。海洋プレートは、下位よりハルツバーガイト(融け残り上部マントル)、と海洋地殻を構成するはんれい岩、岩脈群、玄武岩(枕状溶岩)、遠洋性堆積物(石灰岩、チャート等)からなる。

中央海嶺では、マグマに熱せられた海水(熱水)が噴き出しており、マンガン等の熱水鉱床を形成。噴き出し口(チムニー)には、生物のコロニー(白色のカニ等)が出来る。

アイスランドは、大西洋中央海嶺が海面上に現れた地点。東西に引き裂かれた裂け目(ギャオ)が発達。

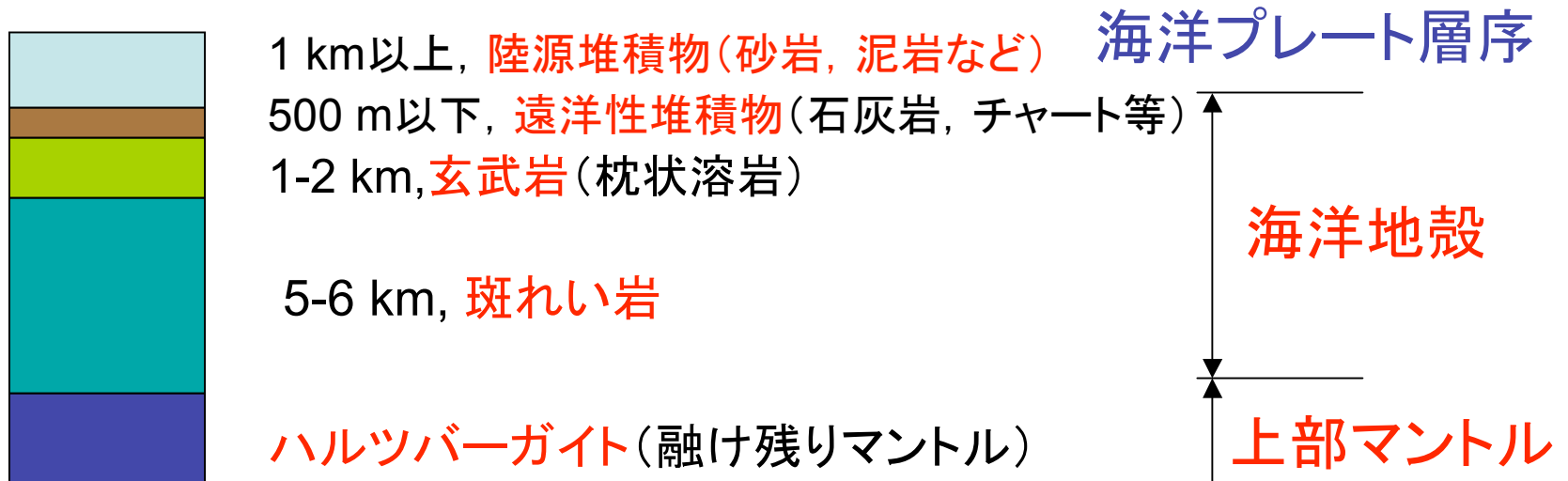
東アフリカ地溝帯(グレート・リフト・バレー)では、現在マントルの大規模な上昇による隆起が生じ、マグマが形成されて火成活動が起こっている。その中軸部は地溝となって、大陸の分裂が進行している。

B 平行移動する境界

トランスフォーム断層： もともと大陸の**分裂時に形成**されていた割れ目が、後の海洋底拡大の際に**横ずれ断層**となったもの。

トランスフォーム断層に沿う**地震は、海嶺と海嶺の間だけで生じる。**

C 収束する境界： 中央海嶺で形成された海洋プレートは、大陸や島弧の下に**沈み込んで行く**。沈み込む所には、**海溝**が形成される。海洋プレートの殆どは上部マントルに沈み込んでいくが、その上部の一部**(特に玄武岩と堆積物)**は、**海溝部ではぎとられて、付加体**として大陸あるいは島弧に付加する。



大陸の衝突： ヒマラヤ山脈はインドとユーラシア大陸が衝突して形成された。大陸間には**テチス海**と呼ばれる浅い海が存在していて、その**海の堆積物が現在ヒマラヤの山頂**にある。

動くプレート

A 海洋底拡大運動の証拠： 海洋底地殻の年代は、**放射年代**、直上の堆積物に含まれる**微生物化石の年代**、**古地磁気年代**から決定される。その結果、見事に海洋底地殻の年代は**中央海嶺**について**左右対称**となっていて、**海嶺軸から離れるにつれ増加**している。

太平洋の拡大速度(5-6 cm/y以上)は、**大西洋のそれ**(2 cm/y)に比べて格段に速い。その理由は**太平洋は沈み込むスラブ**を持つ一方、**大西洋と大陸の境界では沈み込みが生じていない**ため(**受動的大陸縁**)とも考えられている。

中央海嶺を対称軸とする古地磁気の縞模様(**テープレコーダーモデル**)：**玄武岩溶岩が固化する時の地磁気**が記録される。**松山逆転期**(2.5-0.7 Ma)は、1929に京都大学教授、**松山基範**によって発見された、**ノーベル賞クラスの大発見**

古地磁気極の見かけ移動(p. 11): 異なる地質時代の古地磁気極は、時代とともに移動しているほか、異なる大陸で測定されたその軌跡は互いにある角度回転している。このことは、大陸が移動したことを示すほか、現在分裂している大陸はかつて合体していたことを示す。

火山島の移動: ホットスポットでは、マントル深部からマグマが上昇していると考えられている。ホットスポットに噴出した火山は、時代とともに海洋プレートに乗って移動し、その移動の軌跡となる。代表例は、天皇海山列とハワイ群島で、その屈曲は約4000万年前に太平洋プレートの進行方向が、北北西から西北西に変化したことを示す。

大陸の接合: 各大陸をつなぎ合わせると、大陸斜面を含めた大陸の外形がうまく合うだけでなく、石炭紀-ペルム紀の氷河(氷河堆積物)の分布、ゴンドワナ植物群、20億年より古い岩石の分布が、各大陸を横切って、見事に一致する。

B ウェゲナーと大陸移動説: ドイツのベルリンに生まれた**天文学・気象学者**。大西洋両岸の海岸線の一致等を理由に、**大陸移動説**を提唱したが、ケンブリッジ大学のジェフリー卿を代表とする**地球物理学者**に**大反対**され、不幸の内に**1930年に死去**。

C 大陸の移動:

2億年前頃にそれまで分かれていた大陸が一つに合体した(**パンゲア**)。この超大陸の内、テチス海を挟んで、**北半球の大陸**を**ローラシア大陸**、**南半球の大陸**を**ゴンドワナ大陸**と呼ぶ。その後大陸は分裂し、**大西洋**および**インド洋**が拡大し、現在の様な姿となった。この様な**大陸の集合**、**離散**はパンゲア以前にも数億年間隔で繰り返されて来たと今日では考えられている。なお、最近の研究では**大陸はすでに35億年前頃までには形成**されたと推定されている。

火山活動

A 世界の火山分布(火山帯):

中央海嶺系(アイスランド, 東アフリカ地溝帯)

島弧—海溝系(日本, 千島, アンデス山脈—環太平洋火山帯
イタリア, ギリシャ, トルコ—地中海周辺)

ホットスポット系(ハワイ等)

B 日本の火山分布:

太平洋プレートが100~150 km沈み込んだ地点の真上に火山前線(火山フロント)が存在し, これより太平洋側は無火山地帯で, 日本海側に向かっては火成活動が弱くなるとともに, 火山岩の組成も変化(Na, K等のアルカリ元素に富む様になる)。

活火山は四国, 中国, 近畿に殆どない一方, 九州, 中部, 関東, 東北, 北海道に多数あり偏在している。

昭和新山(ミマツダイヤグラム): 有珠郡壮瞥町の郵便局長であった三松正夫氏が, 1943年12月から1945年9月にかけて活動した昭和新山溶岩円頂丘(ドーム)の成長(隆起)の様子を詳しく記録したもの。

C 噴火の様式:

マグマの温度(岩石の融解温度, これ自体はSiO₂重量%に支配される)が上がると, マグマの粘性(粘り気)が下がる。マグマの粘性は, 噴火の様式を支配する。

基本的には, マグマの粘性の低い玄武岩質マグマは, 溶岩台地や盾状火山を形成し, 粘性の高いデーサイト~流紋岩質マグマは溶岩ドームを形成し, 揮発性成分(主としてH₂O)が最後まで閉じ込められ爆発的噴火や火砕流を生じてカルデラを形成する場合がある。成層火山は, 玄武岩質~流紋岩質マグマにわたって認められる。

マグマの温度:

玄武岩質マグマ, 1300 °C; 安山質マグマ, 1000 °C

流紋岩質マグマ, 700-800 °C

D 火山地形:

複成火山(成層火山等), 単成火山(1回の噴火活動の結果生じた火山)

火山噴出物

火山碎屑物： サイズ(粒子の直径＝粒径)で分類

64 mm以上, 火山岩塊

2~64 mm, 火山礫

2 mm以下, 火山灰

この中には様々な特徴的な外形(例えば火山弾, ペレーの毛)を持つものや, 多孔質のもの(軽石, デーサイト~流紋岩質多孔質火山ガラス; スコリア, 玄武岩~安山岩質多孔質火山ガラス)がある。火山ガスが抜けるため多孔質になる。

溶岩：

パホイホイ溶岩： 高温で粘性の低い玄武岩質溶岩に見られる, 縄状になる溶岩

アア溶岩： やや低温の粘性の高い玄武岩質溶岩に見られる, 多孔質で礫状になる溶岩

塊状溶岩： さらに粘性が高い, 玄武岩質~流紋岩質溶岩に見られる塊状溶岩。

火山の恩恵と災害

地熱発電： クリーンなエネルギーとして魅力的。マグマに熱せられた**高温岩体**に冷水を注入して**人工的に割れ目作り(水圧破碎)**，水が割れ目を循環する間に熱せられて発生した**蒸気**を取り出すことによる**発電**。大分県，岩手県(葛根田)で稼働中。

温泉： 皆大好き。日本人に生まれて良かった。

火山災害：

火砕流： **高温のガス**と火山灰や火山弾などが，**数10~100 km/時以上の速さ**で山腹を流れ下るもの。**溶岩ドームの崩壊**によって生じる。不謹慎な話だが，9.11貿易センタービル崩壊で同じ現象が起きた。

火山性地震： 小規模だが，おそらく**マグマの移動に伴って発生**する長期間続く，**群発する低周波地震**。**火山噴火の前兆現象**でもある(例； 2000年3月27日-31日，有珠山噴火の直前に生じた)。

地震の発生

A 地震の原因: 断層に沿う岩石の高速破壊(すべり >1 m/s)によって発生。震源(地下で地震が生じた所)と震央(震源の真上の地表の点)。地震断層, 地下の震源断層が地表に現れたもの。断層面の傾きやずれの方向から, 地盤に働いた力の方向がわかる。

B 震源と震央, 震源の決定: 震源までの距離(D)は, P波とS波の到着の時間差(P-S時間, 初期微動継続時間, T)から決定出来る(大森の公式)。雷が遠いか近いか推定するのと似ているね。

$$T=(D/V_s)-(D/V_p) \quad V_p, \text{ P波速度}; \quad V_s, \text{ S波速度}$$

$$D=kT \quad (k=6\sim 8 \text{ km/s})$$

C 押しと引き: 多数の観測地点での初動の押し引き分布から, 断層面の方向および応力の方向が決定出来る。ただし, 押し波(震源から離れる向き)および引き波(震源に向かう向き)は, それぞれ地震前の伸長領域, 圧縮領域に生じることに注意。余震分布

D 地震の種類と規模

D 地震の種類: 海溝型(プレート境界)地震と内陸型(活断層に沿う)地震。M8を越える巨大地震は、海溝付近で起こるものが殆ど。一方、内陸で起こる地震は浅くて直下型となるため、規模が大きくなっても被害が大きいことがある。

マグニチュード: マグニチュード M は、地震の規模(エネルギーの大きさ)を表す。 M が1つ大きくなると放出エネルギーは約32倍となる。マグニチュードの算出は、リヒタースケールによる場合とモーメント・マグニチュード M_w による場合がある。最近では、 M_w を用いることが多い。 M_w は、断層面の面積と断層に沿うすべりの積に比例。

E 地震計: 地面とともに動く記録ドラムと、動かない点の振り子からなる。震源の方向、地殻・マントル中の異方性等を検出するため、上下、東西、南北方向に震動する地震波を記録。

地震の分布

A 地震帯: 地震は帯状の地域で密集して起こる。プレート境界の地震帯は、発見者の名前にちなんで和達一ベニオフ帯と呼ばれる。プレート境界地震は、深さ700 kmぐらいまで生じているが、約400 kmよりも深い所で生じている深発地震と、約200 kmよりも浅い所で生じている浅発地震に分けられる。深発地震は、この深度では超高压で岩石の破壊が困難であることから様々な発生機構が提唱されている。

異常震域:

震源からより遠くの地点で、より近い地点よりも震度が大きくなっている地域。冷たい海洋プレートに沿い、地震波が減衰することなく速く伝わる場合に生じる。

海溝付近で起こる地震

A プレートの運動と地震:

日本付近のプレート; 近年、良く定義されているユーラシアプレート、太平洋プレートおよびフィリピン海プレートの他に、北米プレートが定義出来るという説が登場した。これは、いくつかの地震が、北米プレートとユーラシアプレートの境界で生じているという考えに基づく。しかし、この説は研究者間で意見の一致を見ていない。

海溝型地震:

固着域(アスペリティー), プレート境界間が固着していて硬く, 歪エネルギーが蓄積されていると考えられている領域。固着域が切れて, 地震が発生すると考えられている(地震アスペリティー・モデル)。弾性反発説: 歪が限界に達して, 大陸プレートがはね上がるために海溝型(プレート境界)地震が生じるという説。

地震の空白域:

過去に繰り返し地震が起こっている地震帯の中で, 最近, 地震が起こっていない地域。空白域では歪エネルギーが蓄積されていて, 近い将来地震が生じる可能性が高い。

スラブ内地震:

スラブ内の震源は上下2面に分布し(2重深発地震面), 上面は圧縮力, 下面は張力による地震である。曲げられたプレートが元に戻ろうする力によって生じると考えられている。

地震の化石: シュードタキライト

地質時代に生じた地震により, 断層に沿う岩石が溶融し, 岩石中に脈状に注入しているもの。過去に形成され, 現在隆起して地表に露出している岩石中に, 黒色のガラス脈として観察される。

内陸で起こる地震

A 内陸で起こる地震:

プレートからの押しは、内陸でも歪みを蓄積させる。その歪エネルギーの解放により生じる内陸型地震は、地殻の深部が流動的であるため、地殻の浅部(15~20 km以浅)でのみ生じる(直下型地震)。日本列島では垂直に近い断層面を持つ横ずれ断層(野島断層等)や傾斜した断層面を持つ逆断層に沿って、内陸地震が繰り返して生じている。地震の繰り返し周期は、人間の一生よりも長く、数百年から数千年である。

日本でこれまで発生した代表的な内陸地震:

兵庫県南部地震: 1995. 1. 17. M 7.3 野島断層(右横ずれ断層)。死者数, 6434名

濃尾地震: 1891. 10. 28 M 8.0 根尾谷断層(左横ずれ断層)。死者数, 7273名

B 活断層:

第四紀(200万年前以降の人類が登場した時代)に活動し、今後も活動する可能性のある断層を活断層と呼ぶ。

日本の活断層: p. 46-47の活断層図も見よ。

日本は、太平洋プレート、およびフィリピン海プレートにより西北西—東南東方向に押されており、東北東—西南西方向の右横ずれ断層と北北西—南南東方向の左横ずれ断層が、第四紀に活断層として活動している。

活断層の特徴:

河岸段丘, 河川, 尾根等, 第四紀に形成された地形を明瞭に切っていることから活断層が存在していることが分かる。活断層に沿って繰り返し地震は生じているので, 古い地形(例えば河岸段丘)ほど大きくずらされている。段丘形成の時代が測定出来るので, 断層に沿う変位(ずれ)速度も推定出来る。活断層に沿っては, 差別浸食が起こるので, 直線的な地形(リニアメント)も発達する。

地震に伴う地殻変動

A 地殻変動

関東大地震(1923. 9. 1. M 7.9 海溝型地震, しかし浅い, 死者数142,800人)に伴う地殻変動。隆起域と沈降域が, 地震に伴う海岸線の上下変化により良く調べられている。フィリピン海プレートは相模トラフに沿ってもぐり込んでいるが, そこで陸側の跳ね上がりが起こった。国府津一松田断層(小田原)は, 陸上に乗上げたプレート境界断層である。

B 地殻変動の調査:

トレンチ調査により, 異なる時代に形成された地層がどれだけずれているかを調べ, 変位速度, 1回の地震の変位量および地震の発生周期を見積もる。

地震災害

津波：地震による海底の上下運動で発生。リアス式海岸等入り組んだ地形で津波は高くなる。ゆれが大きくななくても、大きな津波を発生する地震（**津波地震**，**ゆっくり地震**の一種）がある。

土石流，断層の出現

液状化： **水を含んだ未固結堆積物（沖積層）**が揺らされる結果，砂粒が水に浮いた状態になり地盤が液状化する。

地表の変化(1)

A 風化

物理的風化(機械的風化):主として水の凍結による膨張により岩石が砕かれる様式の風化。寒冷地や乾燥地に起きやすい。

化学的風化: 地下水や雨水と化学反応(特に元素の水への溶解)を起こし, 岩石が変質する様式の風化。

例: 石灰岩の溶食, 長石の粘土鉱物(カオリン等)化

カルスト地形(p. 52も参照):

石灰岩は CO_2 を含む雨水や地下水に溶け, ドリーネ等の地形を形成するほか, 地下には鍾乳洞が形成される。

B 河川的作用:

侵食作用: V字谷, ポットホール, 河川の勾配(日本の河川の勾配がいかに急かは驚くべき)

堆積作用：

扇状地—山間部から平野部に出る所(山麓)で、急に河床勾配が減少する。山麓では、山から運搬された来た土砂は、河川の運搬力が急減するため一気に堆積する。

三角州—河口に大規模に土砂が堆積して出来る(例、広島市は太田川河口、大阪市は淀川河口に出来た三角州の上に立つ)

蛇行：平野部の河川が屈曲しだすと、流れの外側では流速が速く側方への侵食が進行し、内側では流速が遅く土砂が堆積する。この結果、屈曲が強調されて、河川は蛇行する様になる。蛇行が極端に進行すると、最短路の流路が新たに出来て、旧流路は**三日月湖**として取り残される。

地表の変化(2)

A 海的作用

侵食作用: 海食崖, 波食台(海食台); 海が海岸線レベルまで陸を削ろうとする作用

鬼の洗濯岩(日南海岸)や海食洞の形成においては, 岩石(地層)の差別侵食を理解する必要がある。前者では, 砂岩泥岩互層のうち, 軟らかい泥岩がより侵食され, 後者では断層や節理等岩石が脆弱になっている所がより侵食される。

堆積作用: 沿岸流で土砂が運ばれ, 流れの弱い場所で堆積。砂し, 砂州, 陸けい島等

B 氷河的作用

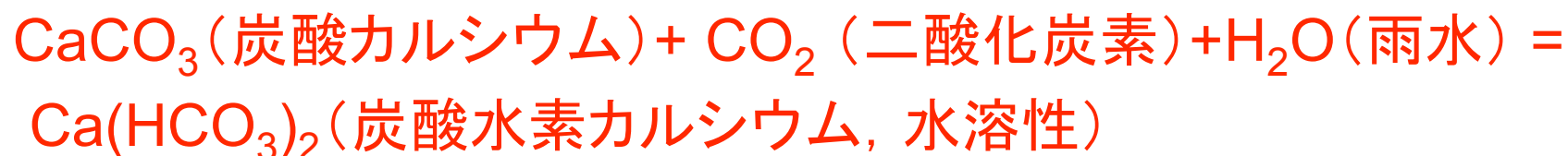
氷河も高山を侵食する。氷河の移動は氷の流動による。

代表的地形: カール(圏谷), 上流部, U字谷, 下流部
擦痕, モレーン(氷堆石) — 氷河によって削られた礫

地表の変化(3)

A 地下水の作用

石灰岩の溶食の化学式:



地下水: 山麓の扇状地や平野部の地下では、砂礫層などの帯水層を通過して、大量の地下水が流れている。山に近い平野部では、被圧地下水頭面が地表面より高くなっている場合があり、その様な場所で井戸を掘ると自噴する。

B 雨水の作用, C 風の作用, D 自然水の作用

粒径と流速の関係:

粒径が1/32~1/4 mmの細粒砂が最も動かされやすい。

粒子の堆積(沈降)はストークスの法則に支配され、粗粒のものほど速く沈降。

風化・堆積による鉱床(特集)

残留鉱床: 岩石が風化して生成された成分の内、**水に溶けにくいAl, Fe**などが残ったもの(**ボーキサイト**鉱床—Alの鉱床)

砂鉱床: 碎屑粒子が**流水の作用**でふるい分けられ**濃集**したもの。**砂鉄, 砂金, ウラン**鉱床など。

化学堆積成鉱床: 地表水や海水に溶けていた成分が**沈殿**したり、**蒸発**によって**飽和析出**して出来る鉱床。**マンガン団塊(ノジュール)**、**縞状鉄鉱床**(25~20億年前に**シアノバクテリア**が光合成で放出した**酸素**と、海水中の**鉄イオン**が結合・沈殿して出来た)、**岩塩, 石膏**など。

化石燃料: **生物(殆ど植物)の遺骸**が埋没後に**変質**したもの。**石炭, 石油, 天然ガス**等。

メタンハイドレート: **メタン**が**低温・高圧**の条件で**固体**になったもの。**エネルギー資源**として注目されている。**謎の海底爆発の原因?**

地層の形成

A 地層

単層は一回の堆積作用で出来る。地層累重の法則，層理面(地層面)，層序(地層の堆積していった順序)

B 堆積の方法

海岸線から大陸棚にかけて堆積する地層は，細かい粒子ほど沖合まで流されて堆積するので，同時代に粒径の異なる粒子が堆積する。海岸線から沖合へ，堆積物は礫，砂，泥と変化する。その結果，ある地点における層序から，それが海進か海退の層序かが読み取れる(シーケンス層序学)。

C 地層に見られる堆積構造

斜交層理(斜交葉理—クロスラミナ): 水流の作用で形成される主要な層理と斜交する地層の堆積構造。水流の方向が推定出来る。ラミナ中では粒子の大きさが揃っているほか，粒子の長軸の配列が見られる。

級化成層(級化層理): 単層の中で上位ほど粒径が細粒になっている構造。混濁流の様に1回の堆積で水流が時間とに弱くなる時に出来る。地層の上下判定に役立つ。

混濁流(乱泥流): 大陸棚や大陸斜面にいったん堆積していた堆積物が、地震等に誘発された**海底地すべり**により、一気に大陸斜面を流れ下る時に発生する、**粒子と水からなる密度流**。混濁流によって堆積した堆積物を**タービダイト**と呼ぶ。**流痕**や**級化成層**が見られる。

漣痕(リップルマーク): 水底の流れの痕が残ったもの。**地層面上**に観察される。地層に垂直方向の**漣痕の断面**が、**斜交層理(斜交葉理)**として見える。**水流の向き**の推定や**地層の上下判定**に有効。

スランプ構造(スランピング): **未固結の堆積物が海底斜面をすべり落ちること**によって出来る構造。**地層が褶曲したり断層で切れたりする構造**が認められる。

火炎構造(フレイム構造): **未固結の地層の上に堆積物が重なった時**、**下位の地層が上位の地層の重みで上に絞り出されて出来る**あたかも**火炎の形**をした構造。**地震の際の液状化**とその**形成機構**が似ている。

D 地層に見られる化石

化石層(貝殻等が流されて密集して出来た層)、**砂管(サンドパイプ)**、**生物の巣穴の跡**。**恐竜の足跡**(体長や体重まで推定出来る)

堆積物と堆積岩

A 堆積の過程:

- (1) 地表の岩石が風化・侵食作用を受けて碎屑物になる。
- (2) 碎屑物が運搬されて河口、湖沼、海底等に堆積。
- (3) 続成作用を受けて、堆積岩となる。

続成作用とは、まず堆積物から地層の荷重によって水がしぼり出されて碎屑粒子間の隙間が減少し、さらに間隙水から沈殿した石英や方解石等により碎屑粒子同士が糊付されて、未固結堆積物が固化(岩石化)する作用。

B 堆積の場所:

陸成層(陸上成層(風成層, 氷成層), 陸水成層(河成層, 湖沼成層))

沿岸成層

海成層(浅海成, 半深海成層, 深海成層(珪質軟泥, 石灰質軟泥, 赤粘土(大陸からの風成塵を主体とする)))

堆積相(特徴)や化石内容により堆積の場所を推定。

C 堆積物(堆積岩)の種類:

碎屑物(碎屑岩), 火山噴出物(火山碎屑岩),
生物の遺骸(生物岩), 化学的堆積物(化学岩)

粒径による碎屑物の分類:

$D(\text{粒径})=2^{-\phi}(\text{mm})$ の式で ϕ スケールで表す。例えば, 砂とシルトの境界は $\phi=4(1/16 \text{ mm})$, 砂と礫の境界は $\phi=-1(2 \text{ mm})$ である。

粒径による碎屑岩および火山碎屑岩の呼び名

碎屑岩: 礫岩, 砂岩, 泥岩(シルト岩, 粘土岩)

火山碎屑岩: 凝灰岩, 火山礫凝灰岩, 凝灰角礫岩あるいは
火山角礫岩

生物岩: 石灰岩(有孔虫, 貝殻, サンゴ等を起源とする),
チャート(放散虫チャート, 珪藻土など), 石炭

化学岩(石灰岩, チャート, 苦灰岩, 岩塩, 石膏)

過去の地殻変動

A 断層：変位のセンスによる分類

正断層（水平方向の張力による，断層面が中角度で傾斜）

逆断層（水平方向の圧縮力による，断層面が中角度で傾斜）

横ずれ断層（水平方向の圧縮力による，断層面が垂直），

右横ずれ断層，左横ずれ断層

B 褶曲

向斜（褶曲の外側から中心に新しい地層が重なっている）

背斜（褶曲の中心から外側に新しい地層が重なっている）

過褶曲により，背斜部が向斜部に乗上げた構造（衝上断層，スラスト）。背斜構造の部分に石油・天然ガスが移動し，上位に透水性の小さい地層（帽岩）が存在すると，そこに含油層が形成される。

C 不整合：

地層が形成後にいったん隆起し，侵食されて再び沈降して堆積物が重なる時に形成される。侵食面は不整合面と呼ばれ，一般に基底礫岩の存在により認定される。傾斜不整合，平行不整合。

D 河岸段丘:

地盤の隆起や海面の低下により、侵食基準面が低下し、河川があらたに両岸を削って形成される平坦面。その後、さらに地盤が隆起すると同じプロセスが繰り返され、新たな平坦面が形成される。その結果、数段の段丘面が形成されるのが普通。

関東ローム層と段丘:

ローム層は火山灰層が土壌化したもので、異なる段丘面(多摩面、武蔵野面等)の認定(段丘形成時期の推定)に重要な指標となる。

E 海岸段丘: 波食台(海食台)が隆起したものの。

F リアス式海岸: 地盤の沈降で、山間部の複雑な地形が入り組んだ海岸線となったもの。おぼれ谷。

造山運動

A 造山帯の分布:

幅数10 km,長さ1000 km以上延長される著しく変形(褶曲)した岩石の帯。同時に,中心部は**変成作用**(p. 62)も被る。造山帯は,現在山脈として認識されるものが多いが,**地形学的に定義される概念ではない**。例えば,大陸内部の**安定地塊**は,現在山脈になっていないが,大昔に造山帯として形成された地域は多い。

カレドニア造山帯(古生代前半),**バリスカン造山帯**(古生代後半),**アルプス造山帯**(中生代・新生代)

B プレーートの動きと大陸の成長:

沈み込み帯型(日本列島の造山帯等, p. 79),

付加体が造山帯に発展。

衝突帯型(アルプス・ヒマラヤの造山帯)。薄い堆積物,大陸岩石のリサイクル。

地殻変動の測定

A 日本付近の地殻変動:

水平地殻変動: 最近ではGPS(Global Positioning System)により簡単に測定出来る。日本列島は主として西方向に移動している(太平洋・フィリピン海プレートの西方への沈み込みによる上盤プレートの引きずり)。九州の南東方向への移動は、別府一島原地溝帯の拡大によるのか？

垂直地殻変動: 日本列島は、日本アルプス、西南日本外帯山脈、日高山脈において隆起が顕著で、最高100万年に1 km(1年に1 mm)隆起している。

B 地殻変動の観測:

水準点, 三角点(三角測量の測地点), 水管傾斜計, 電子基準点(GPSを使った各種測量の基準点), 日本経緯度原点(三角測量の出発点)

変成作用と変成岩

A 変成作用:

岩石が高温・高圧条件に長時間おかれると、岩石を構成していた既存の鉱物は分解して新しい条件で安定な鉱物が再結晶する。この再結晶作用を変成作用と呼ぶ。

接触変成岩: マグマの貫入により、マグマと接触する岩石が著しく熱せられて形成される。砂岩・泥岩は硬く緻密なホルンフェルスと呼ばれる岩石になる。

広域変成岩: 海洋プレートの沈み込みや大陸の衝突により、岩石が広域的に変形・変成(広域変成作用)を受けて形成される。広域変成帯は、造山帯と同義に用いて良い。広域変成作用により結晶片岩や片麻岩等の鉱物が一定方向に並んでいる岩石が形成される。

変成条件: それぞれの変成鉱物が出来る温度・圧力条件はわかっているのので、再結晶して出来た鉱物を調べるとどのぐらいの温度・圧力条件でその変成鉱物が出来たのかを推定出来る(代表例,

Al₂SiO₅ 鉱物の多形: らん晶石, 珪線石, 紅柱石)。

超高压変成作用: 深さ約50 km以上で起きている変成作用(コース石, ダイヤモンド)。何故, 地表近くに戻ってくるのかが不思議。

地質時代

A 地質時代の区分:

先カンブリア時代(46-5.4億)ー

冥王代(46-40億): マグマオーシャン, 隕石孔

太古代or始生代(40-25億): 40億年前に大陸地殻が誕生。シアノ
バクテリア(ラン藻類)ー縞状鉄鉱層(25億), ストロマトライト。

原生代(25-5.4億): 最古の動物化石(6億)。多様な原始的生物(エディアカラ動物群)。

古生代(5.4-2.45億)ー

カンブリア紀(無脊椎動物の大繁栄), バージェス動物群(例えばアノマロカリス)

オルドビス紀(三葉虫, フデイシ, 頭足類の繁栄)

シルル紀(サンゴ類の繁栄, 最古の陸生植物クックソニアの出現)

デボン紀(アンモナイト, 陸上両生類イクチオステガ出現, シダ種子類
グロソプテリス出現)

石炭紀(は虫類の出現, 昆虫類, 紡錘虫の繁栄, ロボク, リンボク,
フウインボクの繁栄)

ペルム紀or二畳紀(三葉虫, 紡錘虫の絶滅。両生類の繁栄。ソテツ
類の発展)

中生代(2.45億—6500万年前)

トリアス紀(三畳紀, 2.45-2.05億):

アンモナイトの繁栄。大型は虫類(恐竜)の出現。シダ・ソテツ・松柏類(針葉樹類)の繁栄。モノチス(二枚貝)。放散虫(珪質の殻を持つ海生の浮遊性動物プランクトン)。

ジュラ紀(2.05-1.35億):

始祖鳥の出現。トリゴニア(三角貝)など二枚貝の繁栄。ソテツ・イチョウ類の繁栄。被子植物の出現。放散虫。

白亜紀(1.35億—6500万):

は虫類・アンモナイトの急速進化。恐竜の繁栄。恐竜・アンモナイトの絶滅(白亜紀末期)。被子植物の発展。イノセラムス(二枚貝)。放散虫。

B 化石:

示準化石(地層の対比, 年代決定に有効な化石)

示相化石(地層の堆積環境の推定に役に立つ化石)

C 大量絶滅: 隕石の衝突等が原因で生じた多くの生物種の同時絶滅。

新生代(6500万年前一現在)

第三紀(6500-165万年前):

古第三紀(6500-2350万年前): 暁新世, 始新世, 漸新世

ヌムリテス(カヘイ石, 大型有孔虫, 原生動物)の発展。ウマ・ゾウの祖先出現。ほ乳類の急速な発展。類人猿とヒトの共通祖先が出現。

新第三紀(2350-165万年前): 中新世, 鮮新世

ウマ・ゾウの進化。デスモスチルス。被子植物の繁栄, 大草原の形成。メタセコイア。ビカリヤ。

第四紀(165万年前一現在):

更新世(165-1万年前), 氷期と間氷期が繰り返された。

完新世(1万年前一現在), 後氷期

マンモスの出現。ナウマンゾウ。人類の発展。被子植物の繁栄

D 地層の対比: 鍵層や示準化石を基準にして対比(相対年代の推定)

E 放射年代: 放射性同位体の崩壊速度(半減期)に基づいて

推定する絶対年代

日本列島の構造

A 島弧としての日本列島:

島弧(or陸弧)―海溝系; 海洋プレートが大陸プレートに沈み込む所は、海溝になる。海洋プレートが100 km沈み込んだ所の真上に火山前線が出来る。縁海(日本海)の形成(1700-1500万年前)。

東北日本の断面; 東北日本は世界でも最も良く調べられている典型的な島弧―海溝系。2重深発地震面(和達―ベニオフ帯)が明瞭。熱流量は前弧域で約1HFU(20 °C/km以下), 火山前線から背弧域で約2HFU(30 °C/km以上)。P波速度構造から、地殻の厚さは前弧域で15 km(付加体), 火山前線で30 km(底付した火成岩)および背弧域で15 km(日本海拡大の際に薄くなった地殻)である。

B プレートと日本列島:

南海トラフの断面: 現在形成されつつある付加体の断面が見える。堆積物中に多くの海側にのし上げる衝上断層が発達。

伊豆・小笠原弧の断面: 日本列島本体よりも若い島弧(約4000万年前に形成を開始)で、成熟した島弧に発展する途中段階にある。最近、海溝域に蛇紋岩(p. 160)ダイヤピルが発見された。

C 日本列島の地質構造

大局的見方； 日本列島を構成する地質(岩石)は先新第三紀(2350万年以前)に形成された基盤岩とそれを被覆する新第三紀以降に形成された地層に大きく2大別出来る。先新第三紀の地層は主として付加体より成り、西南日本に広く分布している。一方、新第三紀以降に形成された地層(伸張堆積盆地に堆積)は、東北日本および北海道に広く分布している。ただし、北上山地および日高山地に先新第三紀の地層の広い分布が認められる。

糸魚川-静岡構造線は、西南日本と東北日本を分ける、中新世に形成され現在も活動する構造線(大断層)。本構造線の東側には5000 mを越える中新世の沈降帯(フォッサマグナ)が存在。ただし、西南日本の先新第三紀基盤岩は糸静線を越えて東北・北海道まで連続。

中央構造線は、西南日本の先新第三紀基盤岩を大きく2つに分断する構造線で、ジュラ紀付加体起原の高圧型三波川変成岩と低圧型領家変成岩の境界となっている。基本的に中央構造線の南側にジュラ紀から中新世前期までの新しい付加体が、北側に石炭紀からジュラ紀の古い付加体がある。白亜紀に形成され、現在も活断層として活動中。

日本列島の歴史

A 日本列島形成の歴史(テクトニクス):

大局的見方; 日本列島は, 地質時代を通じて大陸プレート(ユーラシア・プレート)と海洋プレートの収束域(沈み込み帯を含む)というセッティングで成長して来た, 典型的な陸(or島)弧-海溝系。

1.-2. 白亜紀の左横ずれテクトニクス, イザナギプレートの左斜め沈み込みによる。付加体の形成と変成岩の上昇。

3. 古第三紀最末期: 日本海開裂の序章。日本海側に陸成層の形成(例, 九州西部の炭田層の形成)。伊豆・小笠原弧は九州南部にあることに注目。

4. 前期中新世(1900万年前): 四国海盆の拡大-伊豆・小笠原弧の東進(海溝後退)。

5. 前期中新世(1700万年前): 日本海およびオホーツク海拡大開始(原因はいまだ不明)。

6. 中期中新世(1450万年前): 西南日本の約50°時計廻りの回転, 東北日本の約30°反時計廻りの回転を伴って, 日本海は急速に拡大(日本海の観音開き拡大)。

7. 後期中新世(800万年前): 伊豆・小笠原弧の本州への衝突の継続。東北地方の著しいカルデラ活動。

8. 鮮新世(500万年前): 伊豆・小笠原弧の衝突・付加による丹沢山地の形成

9. 更新世最末期(18000年前): 東西短縮による山脈の隆起。氷河時代最盛期に大陸と陸続き。

B 日本の新生代

日本海の形成： 前ページに既述。

海水面の上昇： 最終氷期が終了し、約17000-7000年前に急速な海面上昇があった。日本列島において、約6000年前に現在より海面が高い時代があり、縄文海進として知られている（沼のサンゴ礁、貝塚）。埋没林（富山）は、海面上昇の証拠。

古東京川の水系： 古東京川は約2万年前の最後の氷期に海面が約130 m低下した時につくられた谷（侵食地形）。この地形は沖積層（現在の河川による堆積物）を取り除くことによって復元出来る。

広域テフラ： 降下火山灰のこと。始良カルデラや阿蘇の火山灰は、東北・北海道まで飛ばされている。個々の火山灰の鉱物組成や、火山ガラスの形状は火山および個々の噴火ごとに異なるので、どの火山のいつの噴火のものか同定出来る。したがって、新生代の地層の広域対比のための鍵層として非常に有効。