

初めに注意：

1. このシケプリは 2010 年度地形地質学のレジюмеを元にしており講義に準拠している。ただしあくまで善意で作成したものであり、これを使って単位が落ちたというような苦情は一切受け付けない。
2. 図表はほとんど入っていない。自分でレジюмеを見てほしい。
3. 簡潔なまとめと解説がメインであり、これを読めばすべてがわかるというほど便利な代物ではない。

1 地球史の研究法

1.1 地質学の歴史

地形地質学の目標とするところは、「内的営力、外的営力、並びに両者の相互作用による『地球表層環境の形成・進化』『地球表層物質循環の歴史』を復元する」ことにあるとされている（第 1 回レジюмеより抜粋）。実際には地質学や地形学がカバーする範囲はより広いと考えられるだろう。なぜなら、地球表層に残る地質学的・地形学的証拠から得られる情報は表層の現象だけでなく、その背景にある「内的・（太陽放射などのより広い意味での）外的営力」そのものの理解にもつながるからであり、また時に他の惑星の研究にも有用であるからである。こうした証拠・データは、地球物理学的ないし惑星物理学的データとともに地球惑星科学の大きな礎であり、それらを用いて地球や惑星の様々な現象を明らかにし理解することに地球惑星科学の本質があるといえる。

筆記される歴史が幕を開ける以前、遙か古代の地球史を明晰たらしめるのは容易ではない。それらを探る鍵となる証拠は岩石であり、堆積物であり、あるいは何らかの原因で保存された物質・情報であり、それらが含まれる地層である。ここではまず地球史を解説しようという試み、その中でどのような方法が確立されてきたかを概観する。

地質学の起源を古代に求めるのは困難である。もちろん数千年前の文明が鉱物を利用していたことから、現在地球科学や地質学に基づいて理解される営力が存在したのは間違いない。しかしそれはたいていの場合、真理の探究という学問への道を辿らず、経験則による実益という形で終わった。地球の歴史（または地球という概念）は神話の世界を脱することはなかった。数少ないギリシアやローマの科学者たちは地球の姿をある程度認識し、それを研究しようという意思もあったらしいが（地球の半径を求めたエラトステネスが有名）、残念なことにその知識は後に失われ、近代的な地球科学の黎明を見るには地動説が宇宙観を変えてからもなお待たなくてはならない。

地質学を科学といえるものにしたのは 17 世紀のステノであった。ステノは医師だったが、海岸で手に入れた舌石（サメの歯の化石だが、当時は天国から降ってきたと考えられていた）をサメの歯と鑑定したことから地球科学の研究を始め、地層の観察から現在でも広く成り立つ 3 つの法則を発表した。

初源地層水平堆積の法則 地層ははじめ水平に堆積した。

地層の側方連続の法則 地層は連続的である。ただし、一つの堆積盆の中でしか適用できない。そうしないと地球がタマネギ型であるという結論になってしまう。

地層累重の法則 地層は底からたまり、上に行くほど新しくなる。後に構造変化を受けていることがあるので、観察される上下の方向に必ず従うとは限らない。

だがステノは教会の圧力を受けあっさり研究をやめてしまった。その後も何人も地質学者が地面の観察を続けていくつも発見をしていったのだが、教会の見解（ノアの洪水や地球の形成年代を 6000 年前とする説）と一致する、ウェルナーらの主張する地球規模の地質学が広まることで停滞してしまった。彼らはほとんどの岩石の成因を昔の海洋からの沈殿物と説明したため水成論者と呼ばれた。

一方スコットランドのハトンはスコットランド・シッカー岬で不整合を発見、地層の観察を始めた。多くの不整合が貫入岩によることから、玄武岩や花崗岩がマグマからできたものだと主張（こうした主張を火成論という）し、水成論者と長い間論争した。もちろんそれらの火成岩はマグマ由来なのだが、一方的に火成論者が正しかったわけではなく、水成論者の提唱した一本の柱状図に地質情報を整理する方法が層序学のもとになった。イングランドのスマイスとフランスのキュヴィエが行った、化石による地層対比を利用した層序学を特に生層序学という。

また、斉一説と呼ばれる考え方が生まれた。これはハトンに起源を求め、ライエルによって整理されたもので、ダーウィンの進化理論の基礎になっただけでなく、現在の地質学でも前提になっている考え方でもある。過去に起こった現象は（大量絶滅など厳密には例外もあるが）現在観察されるものと同じであり、現在見られない現象（ノアの洪水など）で説明してはならないということ、またそうした現象は等速度で徐々に進み、したがって現在見られるような状態に至るまでには莫大な時間を要したということである。

地質学がこれらの知見によって成果を見せ始めるのはもう少し後のことである。ここでも重要なのは、空間系列を時系列に置き換えることだ。

1.2 地球システムの基本

地球は全体として閉鎖系である。この言葉は孤立系と混同しやすいが別のものである。孤立系は外部と物質・エネルギーいずれのやり取りもない系をいい、閉鎖系とは外部との熱のやり取りがあるが物質のやり取りがない系をいう。熱・物質いずれもやり取りする系を開放系と呼ぶ。地球内部のサブシステムは開放系であり、他のサブシステムと物質やエネルギー交換を盛んに行っている。

地球表層の環境を左右する要因には外的営力と内的営力がある。外的営力とは主に太陽エネルギーと重力エネルギーによる要因（流水や風も含む）であり、内的営力とは地熱エネルギーによる要因である。

地球システムではいろいろなスケール・時間スパン・媒体の循環が行われている。例えば表層での水循環がそうである。何万年、何十万年という長いスパンでの岩石循環（マグマが冷えて火成岩になり、風化して流され、堆積岩になり、...）さらにはもっと大きなマントル対流も考えられる。こうした種々のサイクルは互いに相互作用しているが、表面でスパンが小さいものほど外的営力（太陽エネルギー）に、深部でスパンが長いものほど内的営力（地熱エネルギー）に依存する。

2 地球表層の物質移動と地形形成 (1)

講義では第2回(実際の授業ではなく、レジュメ基準)に相当する。

2.1 地形分類

地形には様々な種類があり、それらを分類するのにいくつかの基準を用いる。例えば形態(form)、形成時期(age)、構成物質(material)、形成プロセス(process)などがある。また、地形分類は問題にしているスケールごとに取り扱う。そうしたスケールごとに分けて考えるやり方を階層分類という。

例えば日本列島(1000km オーダー)は火山性または非火山性の山地として考えられるが、関東地方(100km オーダー)は主に関東山地と関東平野からなる。より小さい南関東スケール(10km オーダー)では大地と低地に、さらにずっと小さい、我々の見渡せるくらいのスケールでは、地形は段丘崖や段丘面などに分類される(駒場キャンパス周辺)。

2.2 日本列島の地形

日本列島は、先にも述べたがほとんど山地からなる。環太平洋造山帯に属する島弧であり、5つの弧(島弧-海溝系)からなる。すなわち北から、千島、東北日本、伊豆小笠原、西南日本、琉球(弧)である。これらは陸地の連なりとして捉えられるのみならず、共通して太平洋側に対になる海溝を持ち、大陸側に海盆(背後海盆)がみられる。

後述する大規模地形分類で変動帯に属し、世界でも内的な作用(プレートの動きに関する作用、造山作用)の集中する場所である。そのため隆起、沈降といった地殻変動や地震(プレート沈み込みに直接関わる深発地震と、多数存在する活断層によるものがある)が激しい。火山活動も盛んである(最も海溝側の火山を結んだ線を火山前線(火山フロント)と呼ぶ)。

こうした内的営力だけでなく、温暖湿潤気候(ケッペンの記号でCfa)に属するため降水量が多く、もともと山地からなる隆起域が多いことと相まって河川作用が卓越し、風化・侵食の速度が大きい。マスマーブメント(後に説明。地すべりなど)も頻繁に発生する。国土のほとんどが山地であり、河川の力によって沿岸部には沖積低地(河川の堆積作用によりできる平野)が発達している。

2.3 世界の地形形成作用

- 内的営力の分布

陸地は内的営力の強さによって、変動帯(内的営力大)と安定陸塊(内的営力小)に分けられる。

変動帯とは地殻に大きな力が働き地震や地殻変動の活発な場所で、プレート境界に一致する。すなわち弧海溝系(日本列島のような島弧の場合とアンデス山脈のような陸弧の場合とがある)、衝突帯(Ex. ヒマラヤ山脈)、中央海嶺などである。環太平洋造山帯、アルプスヒマラヤ造山帯という2大勢力がある。

一方で安定陸塊は変動帯以外の土地で、クラトンと呼ばれる古い岩石からなる地球上で最も古い地域であり、大陸の中央部に分布する。楕状地(先カンブリア時代の岩盤が露出した地域)と卓状地(先カンブリア時代の地層の上に水平に堆積物がある地域)のような分類がある。

- 外的営力の分布

侵食や風化を駆動するエネルギーのほとんどは太陽エネルギーであること、それらのプロセスにおいて水が大きな役割を果たすことから、外的営力の分布は気温と降水量に代表される気候の分布にかなり依存する。また、植生や土壌の性質（化学的性質のみならず、透水率や空隙率のような物理的性質も含む）によっても地形は左右される。

ケッペンの気候区分では、こうした種々の要素を総合して、大雑把に次の5種類に分類する（もっと細かく分けることもできる）。

- A 気候 熱帯湿潤気候。高温で降水量が大きく、河川作用・溶食作用が卓越。熱帯雨林が発達。
- B 気候 乾燥・半乾燥気候。風の作用が卓越。砂漠やステップ（北米の平原など。主に草原）からなる。
- C 気候 温暖湿潤気候。流水による侵食・運搬・体積作用が卓越。森林が分布。
- D 気候 亜寒帯気候。水の凍結・破砕作用が卓越。タイガ（針葉樹林）が分布。
- E 気候 氷雪気候。氷食作用が卓越。永久凍土や氷河が分布。

3 地球表層の物質移動と地形形成(2)(3)(5)

講義では第3・4回に相当する。後半は流されたような気がするが、ここでは全部まとめて取り扱う。なお、(4)はもともたないようだ。

3.1 風化

風化とは、岩石が物理的、化学的、あるいは生物的作用を受け岩屑になっていく過程である。風化物質に植物腐食が加わり、地中の動物や微生物の働きによって生産機能を持つようになると土壌になる。

風化の主な種類を列挙する。

- 物理的風化作用
 - 荷重解放：地中深くで形成された岩石が地表近くに来ると、上に乗っているものが少なくなるため荷重が減少し、膨張する。地表に平行なシーティング節理を伴う。
 - 凍結（結晶化）破碎：岩石中の水分が凍り、体積が増大する作用で岩石が破壊される。周氷河気候帯で顕著。水ではなく塩類が結晶化（熱膨張）するバリエーションも。
 - 乾湿交代：降雨、波浪、潮汐などで鉱物が水を吸ったり乾いたりすることによる体積変化が破壊を起こす。よく水を吸う膨潤性粘土鉱物を含むと強力に。
 - 温度変化：日射で起こる場合日射風化とも。地表付近の岩石は温度変化により体積が増減するが、岩石の熱伝導率は大きくないため、地中の岩石ではほとんど体積変化しない。このひずみが割れ目をつくる。色の違いから造岩鉱物ごとに熱吸収率、膨張率が異なる。これがひずみのもとになる。以上の理由により起こる風化。当然深さが関係。岩が直接大気に接し、気温の日較差、年較差が大きい乾燥気候で卓越。
- 化学的風化作用
 - 酸化、溶脱、風化、加水分解。最も有名なのはカルスト地形などを作る石灰岩の溶食。
- 生物的風化作用

造岩鉱物にも風化されやすいものとそうでないものがある。相対的な風化に対する弱さは以下のとおり。

カンラン石 > 輝石 > 角閃石 > 黒雲母 > 斜長石 > 正長石

マグマからの晶出順序にほぼ一致する。要するに白いものほど風化には強い。風化にさらされ続けた岩石は白くなるという見方もあろうし、大陸が風化で消えないのは比較的白くて強い花崗岩がメインだからという見方もあろう。

この順番は後に堆積の勉強で必要になるので覚えておくといいたいだろう。

3.2 マスムーブメント

斜面において、地表を構成する物質が重力の力で一体となって下へ移動する現象をマスムーブメントという。諸条件によって多様な運動様式を呈するが、大きく分ければ次の4つ。

1. slide（滑動）：地すべりなど。連続的なすべり面に沿ってほぼ一体となって移動。

2. flow (流動) : 土石流、岩石流など。連続的な流体として移動。
3. fall (落下) : 落石、岩盤崩壊など。斜面から物資が剥離し落下。何度も落石が起きると下にたまり崖錐を形成。
4. creep (匍行) : ソリフラクションなど。すべり面は不連続、低速で変形。

マスマーブメントはごく短期的な変化と言え、その発生には地形・地質の素因(発生のもとになる下地)と降雨、地震動などの誘引(引き金。要するにガンの発生と同じ)とが関与している。

また、斜面の形状でも分類される。尾根型、谷型、直線型、あるいは凸型、凹型のように。

3.3 川の分類

ここから授業でほとんど(川だけに)流された範囲なので特に詳しく解説する。

河川・河床の形態による分類

- 河床縦断面系 : よく中学校とかで見た、河口からの距離が横軸、海拔が縦軸のグラフを思い起こせばいい。一般に大陸の大河は緩やかで、日本の河川は急峻で短い。
- 侵食基準面 : 河川による陸地の侵食の限界となる面。たいてい海面。
- 河床横断面系 : 川底の形。
- 河川流量
- 流路の平面形態 : 蛇行河川、網状河川など。

河川作用・河川プロセスによる分類

- 侵食・運搬・堆積作用 : 泥やシルトは容易に運搬される。サイズの大きな礫などはなかなか運搬されず、簡単に堆積する。ある程度以上大きい粒子では、流速が大きくなると侵食が発生する。
- 流送形式 : 掃流(河床をずるずると運ぶ)か、浮流(水中で運ぶ)か。
- 掃流力 : 水流が河床面に及ぼすせん断応力 : 要するに川底の粒子を引っ張る力。砂礫の移動が始まる掃流力の限界値を限界掃流力という。

河川地形、河谷地形による分類

- 扇状地・氾濫原・三角州 : 氾濫原とはいつもは乾いているが洪水時に水没するところで、氾濫によって形成される。ここはいろいろあるので後述。
- 河成段丘 : 河岸段丘とも。谷中谷の崖面。洪水でも沈まない。
- 河谷の生い立ち、水系網 : いろいろあるので後述。

・三角州について

河口にできる地形の一つ。種々の条件によって多様な姿を見せる。

例えば、川の強さ、潮汐の強さ、波の強さのうち川が卓越すると鳥趾状三角州(鳥の足のような形。Ex. ミシシッピ川)、潮汐が卓越すると円弧状三角州(扇のような形。川は乱網状に。Ex. ナイル川)、波が卓越する

とカスプ状三角州（河口だけが周りから突き出た形。Ex. テーヴェレ川）になる。また海底の勾配も関係する。緩やかなら鳥趾状や円弧状に、急ならカスプ状になりやすい。

・河谷の生い立ち・水系網について

川の流路（谷）が地表の傾斜に従うとは限らない。なぜなら、そろそろ飽きてきた頃だろうが、諸々の条件に左右されるからだ。

次のような種類がある。

- 必従谷：谷の方向が地表の最大傾斜の方向に一致する。直線的。
- 無従谷：傾斜と無関係。無秩序に曲がりくねり、不規則に枝分かれするものも。
- 適従谷：川が断層や地質学的に弱いところを流れて形成。
- 再従谷：積載性の谷。上の層において必従的に生まれた谷が、侵食が進んでより古い層に達しても、そのパターンを維持する（古い層の傾斜などに依存せず）場合。
- 先行谷：地盤の一部が相対的に隆起したあと、川が元の流路を維持して生まれる谷。

水系の模様や特徴を考えるために水系次数というものが考えられる。支流を持たない水流を1次水流として遡り、同じ次数の水流が合流するたびに次数を一つづつ上げていく。次数によって支流の特徴をうまく分類することができる。

水系網は様々な形態をとる。ここでは名前だけ列挙する。ぜひ講義のレジユメを参照してほしい。樹枝（高校の化学で見た銀樹に似ている）、平行状、放射状、梨柵状（格子状）、直角状（短冊状）、環状、求心状。

3.4 波浪・潮流の作用と海岸地形

初めに砂浜海岸関連の用語を整理しよう。レジユメに見やすい図がある。

- 碎波遡上限界：暴風雨などで高潮になったときの波に洗われる限界の地点。これより内陸側の砂浜は直接海水の作用を受けない（例外：津波）。
- 潮間帯：満潮時と干潮時の海岸線の間。
- 潮下帯：干潮時の海岸線より沖合側。いつでも海水がある。
- 波浪限界深度：海水面の波は単なる横波ではなく、横から見ると円運動している。その下に一回り小さな円運動があり、その下に...と続く。当然この運動は下へ行くほど弱くなり、その影響がなくなる深さを波浪限界深度と呼ぶ。ただし晴天時と荒天時では異なり、当然荒天時の限界の方が沖合側。
- 後浜：碎波遡上限界より内陸側。津波でもなければ海食を受けることはない。
- 前浜：碎波遡上限界から干潮時の海岸線まで。時によって海面上だったり海面下だったりする場所。
- 外浜：干潮時の海岸線より沖合で、深さが波浪限界深度に達するまで。波の運動が海底に影響を及ぼす範囲。
- 沖浜：外浜より沖合。もう波の力で海底地形が変化しない。波浪限界深度自体が曖昧なのでそれほど厳密なものではない。晴天時波浪限界から荒天時波浪限界までを上部陸棚、それより沖合側を下部陸棚といたりする。

海岸が岩石質だと、しばしば海食崖（海蝕崖）と呼ばれる、海岸に向かって切り立った崖が形成される。これはもともとならかだったところの下部を波浪が削り、上部の岩石がマススムーブメントで失われてできたも

の。削れている部分の大部分は波浪によるものではなく、崩落や地すべりによるものだ。その上は大抵平らで海食台と呼ばれる。平らな海底が隆起してできる離水地形だ。隆起が何度も繰り返されると海岸段丘となる。

・海岸地形の特徴

レジュメでは一枚の図でさらっと紹介してあるだけだが、一応全部説明する。

- 陸繋島：砂州が発達して沖合の島とつながったもの（水流のせいで陸と島の間には砂州ができやすい）。江ノ島やフランスのモン・サン・ミッシェルが有名。
- トンボロ：陸繋島と陸地を繋いでいる砂州。
- 砂嘴：湾口や岬の突端に堆積した砂礫が鳥の嘴（くちばし）のようになったもの。湾の奥のほうへ湾曲する。
- 沿岸洲：海岸線とほぼ平行にできる砂州。遠浅の海岸に多い。
- ラグーン：潟湖とも。沿岸洲などによって外洋から切り離された湖。浜名湖など。
- 入り江について：入り江は土地の下降または海面上昇によって生じる沈水地形である。山地や丘陵が沈水してできるリアス式海岸、大河の河口部が沈水してできるラッパ状のエスチュアリ、氷河由来の U 字谷が沈水したフィヨルドなどが有名。

・新生代末期の地殻変動と起伏形成

沈水や離水・起伏の形成が地形を考える上で重要であることを学んだ。これらの現象はどのようにして起こるのか。

100 万年の相対的に長期のオーダーではプレートテクトニクスの寄与が大きい。山地を造るような大規模な動きのほかに断層運動のような小規模なものもある。いずれにせよ変動地形が残され、変化に等向性と等速性がみられ徐々に累積していくのが特徴。

1~10 万年オーダーでは気候変動、特にミランコビッチサイクルが重要。海水面の上昇下降によって段丘がつくられる。河川の働きも影響を受ける。

4 層序・堆積

実際の講義では第5～8回に相当。もうお分かりだと思うが、本シケプリの章立てはかなり適当である。

4.1 地層のでき方

他にもいろいろあったはずだがメモを取っておらず復元できない。ここではレジユメのまとめを行う。

1. 整合的に堆積する。水平に、一様に堆積する。このように堆積物がたまる場所から地層は生まれる。
2. 変形を受ける。大きな力がかかると褶曲が起こり、水平だった地層が曲がる。褶曲しないまでも、水平でなくなることがある。また、断層運動によるずれも起こる。引っ張りの力でできた断層を正断層、押し込みの力でできた断層を逆断層と呼ぶ。
3. 侵食・削剥を受ける。侵食の場合変形を受けていなければ上の層から順になくなっていくだけだが、褶曲や断層運動をしていると層が突然途切れてしまうことがある。
4. 新たな堆積が始まる。当然変形を経ていれば不整合面が生じる。

これは地層に着目した場合のサイクル。堆積岩という岩石に着目すれば、風化 運搬 堆積 続成 風化...となる。さらに熱変性を受けたり、融けてマグマになって火成岩として生まれ変わったりもする。

4.2 化学的風化作用

すでに学んだように、風化作用には機械的（物理的）、化学的、生物的要因がある。機械的風化は化学的風化を促進する働きをしている。

造岩鉱物の風化のしやすさはマグマからの晶出のしやすさに一致する。具体的には以下の順番で風化しやすい。

（風化・晶出しやすい）カンラン石 > 輝石 > 角閃石 > 黒雲母 > 長石 > 石英（風化・晶出しにくい）

長石の中ではカリ長石より斜長石の方が風化しやすい。斜長石の中では Ca を多く含むものほど風化しやすい。

（風化・晶出しやすい）Ca 長石 > Ca-Na 長石 > Na-Ca 長石 > Na 長石 > K 長石（風化・晶出しにくい）
風化を受けた鉱物は次のいずれかの道を辿る。

- 溶けてしまう。CaCO₃、CaMg(CO₃)₂、CaSO₄、NaCl、SiO₂ など。海洋に運ばれ、化学的・生物的沈殿物になる。具体的には、炭酸塩岩、チャート、岩塩、石炭など。
- 粘土サイズの粒子になる。これは長石や雲母から新たにできるもの。カオリナイトなど。
- 溶け残りの粒子になる。風化されにくい鉱物が多い。石英、カリ長石、岩片、チタン鉱物など。

風化によって生成する鉱物の多い粘土などの細粒では Al の比率が高くなる。一方、溶け残りの粗粒では Al が溶脱するため相対的に Si が多くなる。

4.3 堆積岩の分類

粒度（粒子の大きさ）による分類 いわば組織、力学的分類。粒度については後述。

組成による分類 珪酸塩とか、炭酸塩とか。化学的分類。

粒子の起源による分類 陸源碎屑性 風化由来。礫岩、砂岩、泥岩。

火山碎屑性 火成活動由来。凝灰岩。

生物源 生物の骨格や殻由来。炭酸塩岩、珪質堆積岩。これらは無機的な沈殿でも生まれるので注意。

化学的沈殿物 炭酸塩岩、珪質堆積岩のほか、温泉や熱水由来の硫酸塩、蒸発による岩塩など。

4.4 粒子の大きさの分類

粒子の大きさのことを粒度という。上の「堆積岩の分類」を見ればわかるように、構成粒子の粒度は堆積岩の重要な指標になる。粒子にも様々な形があるが、球形と考えた時の直径で分ける。

ここで、粒度を考える時のパラメータとしてファイ (ϕ) ユニットを導入する。これは粒子の直径 (mm) に対して底を 2 とする対数を取り、負号をつけたものである。4mm の粒子ならファイユニットは -2 、 $125\mu\text{m} = 1/8\text{mm}$ ならファイユニットは 3 になる。この値が大きいほど粒子は細くなり、小さいほど粒子は大きくなる。

粒度を定量的に調べるには、岩石を粉碎してから測定器を使う必要がある。大きさをふるいわけする「篩振とう法」、ストークスの法則（定性的には、粒子の沈降速度は粒度が大きいほど大きくなるということ）に基づく「沈降法」などの方法がある。

4.5 淘汰

淘汰とは、何らかの作用により粒子が粒度によって選別されること。特定の粒度の粒子ばかりある状態を「淘汰が良い」粒度にむらがある場合を「淘汰が悪い」という。淘汰は環境によって特徴的で、岩石の淘汰の具合を調べることで、その岩石の構成粒子が堆積した様子を推定し、そこに働く作用を考察することができる。

淘汰の具合はファイスケールで分けてヒストグラムにするとわかりやすい。

以下に、いくつかの環境での淘汰の様子を紹介する。

- 川の砂：礫から砂が存在。最頻値はファイスケールで 0 から 1 くらいの粗粒砂であるが、末広がり分布しており、ヒストグラムは正規分布のグラフによく似ている（実は少し異なる。後述）。働いた作用はいうまでもなく川の水流である。
- 海岸（砂浜）の砂：中～細粒砂。海水浴場を思い浮かべればわかると思うが、礫や泥のような粒子はほとんど存在しない、すなわち淘汰が進んでいる。働いた作用は海の波。
- 砂漠の砂：細粒砂。他はほとんど見当たらない、極めて淘汰が良い状態。この淘汰は風の働きによるもので、細かい砂が多いのも納得できる。
- 氷河堆積物：いわゆるモレーン。氷河が運んできた粒子、削り取った粒子が氷河の末端で堆積したもの。氷河には淘汰作用がない（大粒の砂でも泥でも同じように運搬できる）ため粒度が広く分布し淘汰は悪い。しかしながら細かい粒子ほど多く含まれていて、極大がシルトや泥のところにある。これは氷河が削り取った粒子である。
- 遠洋性の泥：海底堆積物。海岸から数千 km 付近にできる。言うまでもないが、このくらいの距離ではもはや河川などの影響はない。この粒子は風によって運ばれてきたものだ。風に乗って何千 km も運ばれてきたのだから、当然細かい粒子ばかりだ。シルトや泥にほとんどが分布し、淘汰は良い。

河川の砂についてもっと詳しく見ていこう。

河川の砂の分布をヒストグラムで表すと正規分布に似た形になる。これの累積値をとり、対数スケールに変換する。純粋な正規分布なら直線になるはずだが、この分布ではそうではない。いくつかの直線部分の集まりからできている。

このような形になるのは、粒子の大きさに応じてその運搬様式が異なるためだ。ごく小さいシルトや泥などの粒子は、水流に巻き上げられて河床に戻れなくなり、水中を浮遊しながら下流へと運ばれる。このような様式を浮流という。一時的に乱流に巻き上げられて浮き上がっても、いずれは沈む程度の重さを持つ粒子ならば、弧を描くような動き（上下運動+水流の流れ）をして下流へ動くことを繰り返す。このような様式を躍動という。さらに重い粒子ではもはや巻き上げられることはなく、河床を滑ったり（滑動）転がったり（転動）して移動する。

このように、水流の粒子運搬様式にはいくつかの種類があり、運搬力の異なるこれらの様式が組み合わさって川に存在する粒子は淘汰されている。

最後に粒度分布に関する指標を紹介しよう。

ある分布の累積曲線において、粗い方から 25% に相当する粒径を P_{25} とし、同様に P_{50} 、 P_{75} を定義する。このとき、以下の指標を考える。

中央粒径 (median) $Md = P_{50}$ いわゆるメディアン。

平均粒径 (Mean) $M = \frac{P_{25} + P_{75}}{2}$ 本物の平均を出すのはすべての粒子の粒径を測る必要があるため面倒。そこでこの定義を用いる。

淘汰度 (Sorting) $So = \frac{P_{75}}{P_{25}}$ 淘汰の度合いを表す。

歪度 (Skewness) $Sk = \frac{P_{25}P_{75}}{P_{50}^2}$ 分布がどちらへ傾いているか (歪んでいるか) を示す。

4.6 Sr 同位体層序

古代に堆積した岩石中の $\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}$ の比を調べることで、過去の風化の様子がわかる。

海底に存在する玄武岩から溶けた物質中の Sr は、ほとんどすべて ${}^{86}\text{Sr}$ である。だが、陸地にある変成岩や深成岩中には Rb から壊変した ${}^{87}\text{Sr}$ が存在する。これは風化によって流出し海底にもたらされる。つまり、 $\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}$ が大きいほど風化が強いことになる。

この 1 億数千万年の間、この比は概ね上がり続けている。特に新生代に入ってから急上昇しており、これはインド亜大陸とユーラシア大陸の衝突に伴うヒマラヤ山脈の形成（高地は風化が進む）によると考えられている。

4.7 様々な堆積

堆積が起こる場所としては浅海底が有名だが、もっとミクロなスケールのものもあわせ、堆積が起こる場所にはいろいろある。

- 河川における堆積・リップルマークと斜交層理

河川という侵食運搬のイメージが強いが、流れの弱いところでは堆積が起きている。網状河川や蛇行河川など。

蛇行河川では、侵食と堆積が同時に起きている。流れの速い外側では侵食が起これ、河床は削られて深くなる。一方内側では流れが遅いため堆積が起これ、突堤（ポイントバー）ができる。河床は浅い。

突堤表面にはリップルマーク（漣痕）と呼ばれる模様がついている。その下の地層には斜交層理と呼ばれる模様がある。これらは河川のほか砂漠や海底にもみられる。斜交層理は表面にリップルマークができながら堆積が進んだためにできたものだ。

ここで、層理と葉理の違いについて説明しておこう。層理とはいわゆる地層の縞々。単層と呼ばれる同質粒子からなる層の積み重ねであり、それぞれの単層を分ける境界（露頭に現れるのは線だが、実際には層は面状に分布しており、境界も当然面状である）を層理面という。一方葉理（ラミナ）とはもっと微細な縞々。粒度の違いなどによる単層内部での層状構造。

ここでいう斜交層理とは、層理面が斜交する形になっているもの。ただし、同じ層理でも、断面の方向によって全く違った様子を見せることに注意。

リップルマークは振動する波では波浪リップル、水や風などの弱い流れの作用を受けるところでは平板状流れリップルになる。流れが強くなるとリップルマークはうねり始め、最終的に三日月形・舌状になる。このときトラフ型斜交層理ができる。レジユメの図を是非参照してほしい。

- 海における堆積

地球の海洋は主に浅いところと深いところに分けられ、その中間部はあまりない。つまり海岸から徐々に深くなっていくわけではなく、海岸近くは浅く、少し離れると傾斜が急になり深くなる。海岸近くの浅いところを大陸棚、大陸棚と深海との境にある斜面を大陸斜面という。大陸棚上では大陸起源の物質の堆積が起これ。大陸斜面の麓や深海底では、地震などの原因で発生する海底地すべり（混濁流）によって堆積が起これ、海底扇状地ができる。そうした堆積物のことをタービダイトといい、級化成層（粒子の大きさが層の中で連続的に変化）や流痕がみられる。

さらに遠洋になると、深海底は平坦になる。そうした深海平原では、主に風成塵（風に乗って運ばれてきた細かな塵）や生物の石灰質・珪質遺骸といった遠洋性堆積物が堆積する。ただし中央海嶺の近くだけは火山碎屑物や熱水沈殿物がたまる。

5 応力とひずみ

実際の講義では第9～10回に相当。岩石・地殻に働く応力とその結果としてのひずみを考察する。

現実の現象においては、弾性、粘性、塑性、摩擦などの物性が複雑かつ非線形に現れる。しかし、線形近似できる場合もある。

この章では、必要に応じて図を載せる。

5.1 弾性

弾性とは、「力を加えると変形し、取り除くと復元する」性質のこと。物体内部に回復力（外力に抗し、その変形を打ち消すように働く力）が生まれるために発生する現象。

弾性に限らず、遍く現実存在する物体は一つの物性のみを示すわけではない。ある環境下においては弾性が、別の環境下では塑性が卓越する場合もあるし、問題とする時空間スケールを変えれば同時に複数の性質を見出せる場合もある（逆説的に聞こえるかもしれない。だが、平均気温や株価のトレンドで「短期的には下落傾向だが、もっと長期的な目で見れば、大きな上昇傾向の中のごく小さな下げ局面である」というようなことが起こりうることを考えれば、一見同時に成り立たなさそうな性質が異なる時間スパンや空間スケールにおいて同時に存在できることは納得できると思う）。

ただし、ある性質が卓越しているとき（例：新品の輪ゴムは弾性が圧倒的に強い）、その物体にはその性質だけが発現していると近似することはできる。また、弾性の場合、外力をなくすと（その瞬間に）変形が完全に元に戻るような物体があるとして、この性質を完全弾性と呼ぶ。この定義は「力があるとき」と「力を除いたとき」の2点のみに着目した定義であるから、力をなくして元に戻りさえすれば働く大きさと変形の関係は別に線形関係でなくてもいい。すなわち、力を横軸、変形を縦軸にとったグラフが直線でもなくていい。完全弾性のグラフに要請されるのは、「原点を通る」ことだけだ。ここで、グラフが直線になる（変形が外力の大きさに比例する）とき、物体は特に Hooke 弾性を持つという。応力が十分に小さければ物体は Hooke 弾性を示すというのが Hooke の法則である。

力を除いても変形が0に戻らないなら完全弾性ではないが、応力が小さいときには完全弾性として考えられることがある。

5.1.1 弾性率

弾性率（弾性定数）とは Hooke 弾性体における、応力と変形との比。グラフに表したときの傾きの逆数である。物質によって決まった値をとる（ただし温度による）が、応力のかかり方によっていくつか種類がある。ここでは3通りを扱う。

一軸伸張・圧縮 一定方向に伸ばしたり縮めたりする力がかかるとき、弾性率のことをヤング率ともいう。

どこか一端を固定された断面積 A （一定）、長さ L の弾性体に、断面に垂直な方向に P の力をかけたら ΔL だけ伸びたとしよう。このとき応力を σ 、変形を ϵ とすると、

$$\epsilon = \frac{\Delta L}{L}, \quad \sigma = \frac{P}{A}$$

ここで、変形と応力は比例するので、 $\epsilon = \frac{1}{E}\sigma$ と表すと、

$$E = \frac{\sigma}{\epsilon} = \frac{PL}{A\Delta L}$$

この E がヤング率である。次元は $[ML^{-1}T^{-2}]$ で、MKS 単位系なら単位は $N/m^2 = Pa$ 。 L と ΔL は単位が同じなので、力を面積で割っているのと同じだから、圧力の単位になるのは至極当然だ。

また伸ばすのではなく縮める場合は P 及び ΔL が負になるだけで後はすべて同様である。

剪断（ずり） ずらす力。以前河川の掃流力というものを考えたが、これも剪断の力である。こういう力が働くときの弾性率を剛性率という。

同じように一端を固定された断面積 A の物体を考えるが、今度は厚みを H 、断面に平行に働く力を P_t としよう（この t は接線応力を表す。要するにタンジェントの t ）。力の働く上面と固定された下面のずれを u 、そのずれの角度を α とする。このとき、

$$u \propto \frac{1}{A}, \quad u \propto P_t, \quad u \propto H$$

2つ目、3つ目の式はすぐ納得できるだろう。1つ目だけはわかりにくいかもしれない。面積が n 倍になれば、回復力を生み出す物質も n 倍になるわけで、その分変位が減ると考えられる。実は両者は反比例の関係にあるのだ。

さて、これらの式を総合して、

$$u \propto \frac{P_t}{A} H$$

ここで $\frac{P_t}{A}$ は単位面積当たりの接線応力。これを τ とおこう。また、 $\frac{u}{H}$ は単位高さあたりの剪断ひずみであり、これを γ とおく。このとき、

$$\gamma = \frac{1}{G}\tau$$

G が剛性率である。単位はヤング率と同じ（各自確かめてほしい）。

$G \rightarrow \infty$ のとき、 $u \rightarrow 0$ となることがわかる。これは「剛性率が大きい物体は剛体とみなせる」ということで、地殻がらみの計算でよく導入する。

体積伸張・圧縮 3次元の話なので図示が難しい。イメージを膨らませてほしい。体積に関する弾性率を体積弾性率という。

はじめに語句を定義しておこう。物体を運動していない水中に沈めるときの圧力を静水圧という（このとき力学的に平衡状態にあることを静水圧平衡といい、条件式が成り立つ。ただしこの言葉は相手が水でなくても使える。演習の授業を参照）。同じことを岩石中でしたときの圧力を静岩圧という。岩石中に別の物体があるわけではなく、たいていそこにあるのは周りと同じような岩石である。

さて、平衡状態で圧力（静水圧、静岩圧）が P 、体積が V の物体があるとする。圧力が $P + dP$ に変化し、体積が $V - dV$ に変化したとしよう。 dV の符号を dP と同じにするために負号がついている。このとき体積ひずみを ϵ_{vol} とおくと、 $\epsilon_{vol} = -\frac{dV}{V}$ 。これが圧力変化 dP に比例する。

$$\frac{dV}{V} = -\frac{1}{k}dP$$

この k が体積弾性率だ。もちろん、

$$k = -V \left(\frac{dP}{dV} \right)$$

で計算できる。単位はヤング率や剛性率と同じで圧力の次元を持つ。この逆数 $\beta = \frac{1}{k}$ を圧縮率という。圧縮率が大きい物体ほど圧縮されやすい。

5.2 粘性

弾性は物体の回復力による性質だが、粘性は抵抗力による力である。すなわち、変形を戻そうというのではなく、それを妨げようとする性質である。例えば流体中に錘の重さで回転する棒を入れたとして、回転の速度が一定になるなら、おもりによる外力と流体の抵抗力がつりあっていることになる。

弾性の場合とは異なり、粘性をもつ流体は外力を除いても元に戻ることはない。変形（ひずみ）はそのままだ（これを永久ひずみという）。粘性で重要になるのはひずみの速度である。ひずみ速度が外力に比例する流体を Newton 流体という。その比例定数（の逆数）を粘性率という。

また、粘性体は外力によりなされる仕事をエネルギーとしてためておくことができず、その都度運動または熱エネルギーとして散逸させてしまう。

一軸伸張・圧縮 一端を固定された柱体を考える。断面積は A 、長さは l 、かかる力は P 、柱体が伸びる速度は v とする。このとき単位面積当たりの応力とひずみ速度はそれぞれ

$$\sigma = \frac{P}{A} \quad \dot{\epsilon}_n = \frac{v}{l}$$

と表せる（上の点は導関数であることを表す）。 $\dot{\epsilon}_n$ は σ は比例するので、

$$\sigma = \lambda \dot{\epsilon}_n$$

と表せ、 λ を伸び粘性率という。単位は $\text{Pa} \cdot \text{s}$ である。

剪断（ずり） 断面積 A 、高さ H の柱体に P_t の応力をかけて d だけずれたとする。また、ずれに対応する角は α とする。このとき v を剪断の速度として定義しよう。

単位面積あたりの接線応力は $\tau = \frac{P_t}{A}$ で表せ、これとひずみ速度（単位高さあたりの剪断速度）は比例関係にある。

$$\tau = \mu \dot{\epsilon}_t$$

μ をずり粘性率（あるいは単に粘性率、粘性係数）と呼ぶ。ひずみ速度は、

$$\dot{\epsilon}_t = \frac{v}{H} = \frac{\partial \tan \alpha}{\partial t} \sim \dot{\alpha}$$

つまり角速度に近似できる。

また、次の変形も可能。接線方向を x 、それに垂直（高さ方向）を y とする。

$$\begin{aligned} \dot{\epsilon}_t &= \frac{\partial \epsilon_t}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial d}{\partial y} && (\epsilon_t \text{ はずれを高さで割った量}) \\ &= \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial d}{\partial t} \\ &= \frac{\partial v}{\partial y} \end{aligned}$$

すなわち流れに直行する方向の速度変化である。これを速度勾配という。

体積粘性率 静水圧 P 、体積 V の粘性体があるとしよう。圧力が $P + dP$ に変化した時、体積ひずみ速度（単位体積単位時間あたりの体積変化）は $\dot{\epsilon}_v = -\frac{dV}{V}$ と表せる。このとき

$$dP = \eta_v \dot{\epsilon}_v$$

の関係があり、 η_v を体積粘性率という。

5.3 力学モデル

いくつかの力学的物性を持つ実際の現象を考えるには力学モデルをつくらなければならない。力学モデルでは、物体を理想物体の複合体として表し、複数の物性を表現する。そしてモデルを構成する個々の理想物体を要素体といい、固有の記号を使って表す。電磁気学における回路図のようなものである。

5.3.1 記号

1. Hooke 弾性 図参照。ばねの形。回路図でいう昔の抵抗の形。
2. Newton 弾性 図参照。ダッシュポットの形。ダッシュポットとは穴がたくさん開いたシリンダーで、中に流体が入っているもの。ピストンは流体の粘性による抵抗を受けながら動く。
3. 塑性 図参照。塑性とは、外力により変形せず連続的にひずむ性質。弾性とは異なり、外力がなくなっても元には戻らない。特に、ある閾値までは何ともないが、それに達したとたんひずみが無限大になるようなものを考える。ひずみを横軸、応力を縦軸にとるグラフでは、一本の横線として表される。軸を反対にするとわかりやすいだろう。一定の力をかけるとひずみが無限大まで跳ね上がる。記号は一定の力を加えると外れる掛け金の形。
4. 摩擦 図参照。記号はスライダの形。静止摩擦力より動摩擦力のほうが小さいため、ひずみが増えるにしたがって応力が減り（より少ない応力でひずみが進行）やがてある地点で一定になる。

地震の研究などで用いる柱状岩石の押しつぶし（破壊実験）を考えよう。

岩石はまず弾性を示すので、グラフ（横軸：ひずみ、縦軸：応力）では原点を通る直線になる。ところが次第に細かい亀裂が発生し始め、傾きが緩くなっていく。完全な弾性体として機能しなくなるのである。やがてひずみがある量に達すると、亀裂（不連続面）が連続面を覆い尽くし摩擦が発生、応力がぐんと下がる。つまり短期間に大きな破壊が生じる。こうした性質を脆性といい、これが大きなスケールで起こるのが地震である。亀裂発生から破壊までの間は特定の性質としてうまく表すのが難しい。

5.3.2 複合モデル

実際に要素体を組み合わせて複合モデルを作り、その性質を調べよう。例えば Hooke 弾性と Newton 弾性とを組み合わせると、直列と並列の 2 通りができる。

直列 弾性と粘性に対し応力とひずみをそれぞれ $(\sigma_1, \epsilon_1), (\sigma_2, \epsilon_2)$ で定義する。

弾性率を γ 、粘性率を η とし、

$$\begin{aligned} \sigma_1 &= \gamma \epsilon_1, \quad \sigma_2 = \eta \dot{\epsilon}_2 \\ \frac{d\sigma_1}{dt} &= \gamma \frac{d\epsilon_1}{dt}, \quad \sigma_2 = \eta \frac{d\epsilon_2}{dt} \end{aligned} \quad (1)$$

系全体での応力、ひずみをそれぞれ σ 、 ϵ とおくと、

$$\sigma = \sigma_1 = \sigma_2, \quad \epsilon = \epsilon_1 + \epsilon_2 \quad (2)$$

(1)、(2) より

$$\frac{d\epsilon}{dt} = \frac{\sigma}{\eta} + \frac{1}{\gamma} \frac{d\sigma}{dt} \quad (3)$$

(3) を Maxwell 方程式という。

$\epsilon = \text{const}$ の仮定の下では、微分方程式を解くことで、 $\sigma = \sigma_0 \exp\left(-\frac{\gamma}{\eta}t\right)$ が得られる。これは指数が負の指数関数であるから、グラフは $(0, \sigma_0)$ を通り徐々に減少する形になる。ひずみが一定なら必要な応力が徐々に小さくなることになる。

応力が $\frac{\sigma_0}{e}$ となる時間 (Maxwell 方程式では $\frac{\eta}{\gamma}$) を緩和時間という。

並列 直列の場合と同様に記号を定める。それぞれの要素体での関係は不変であり、

$$\sigma = \sigma_1 + \sigma_2, \quad \epsilon = \epsilon_1 = \epsilon_2$$

であるから、

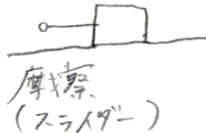
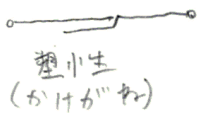
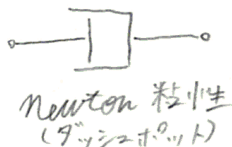
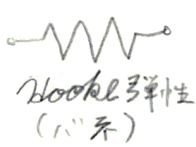
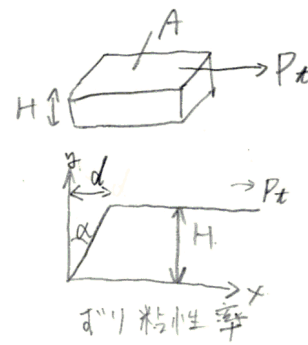
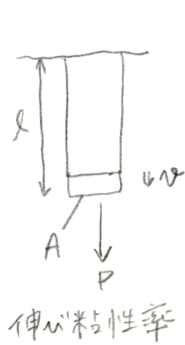
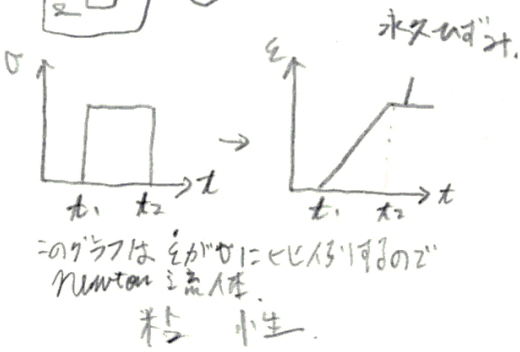
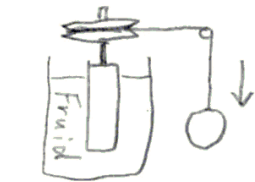
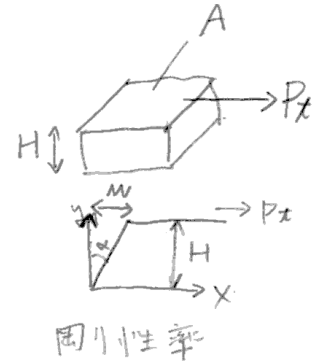
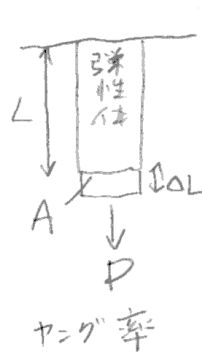
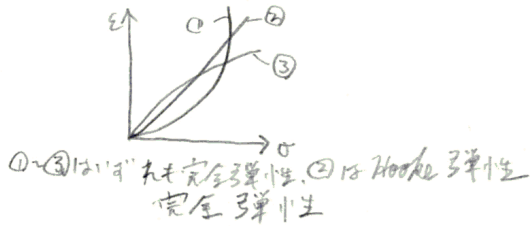
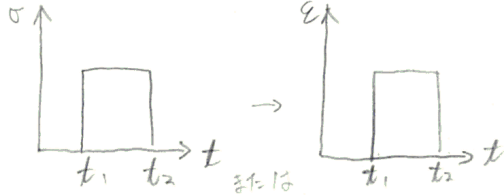
$$\sigma = \gamma\epsilon + \eta \frac{d\epsilon}{dt} \quad (4)$$

(4) を Kelvin 方程式 (Voigt 方程式) という。

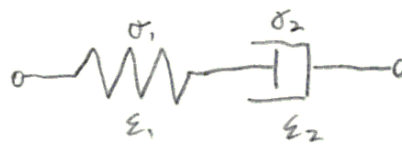
地球科学では大小の時間スケールを考えるが、大きいスケールで起こる現象ほど弾性や摩擦の寄与が減り、粘性の寄与が増える。物質は長い目で見れば流体として振る舞いやすいということになる。

第5章の図

一応題名がついているので適宜参照してほしい。最小限しかないと汚いのは勘弁して欲しい。



4つの記号



<直列>



<並列>

参考図書

本シケプリをまとめるのに参考とした本。これがすべてだというわけではないし、ベストだというわけでもないが、勉強の役に立つだろう。

- ・総観地理学講座 6 地形学（朝倉書店）
- ・地理学基礎シリーズ 2 自然地理学概論（朝倉書店）
- ・層序学と堆積学の基礎（愛智出版）
- ・地質学 3 地球史の探求（岩波書店）
- ・地球学入門（東海大学出版会）
- ・高校の地学・地理の図説、地図帳（ビジュアルで理解できるので案外役に立つ）