

地球科学を探索する—地球を横断して

0. なぜ地球科学を探究するのか？

地球科学は地球全体についての科学的な学問である。今日では、惑星地質学についても含まれるようになったため、地球だけでなく宇宙をも対象とした学問になってきている。地球科学には、地球化学、地球物理学、古生物学、水理地質学、土木地質学など、地質学の多くの要素が含まれている。それだけでなく、気象学、海洋学、環境科学、土壌科学、太陽系に関する研究の要素も含まれている。地球科学は、地球の過去に起きたことや現在起きている事から、未来を予測するものであるが、現在起きていることから過去に何が起きたのかも予測する。地球科学は、生物学、化学、物理学、数学、地学、工学の要素を地球や惑星についての研究の焦点に合わせている。

地球科学の研究における良さの一つは、誰でもできるものであるという事である。子どもたちが岸边で面白い小石を拾い、それらの小石が何故面白いのかを考え始めた時、子どもたちは地球科学者たちが持つような疑問を持ち始める。いろいろな面白い小石、あるいは様々な色の砂、様々な化石を子どもたちが集める時、子どもたちは、まるで地球科学の専門家が行うように、それらを区別あるいは、構成する物質で分類する。砂の形がどうして面白い形なのかを尋ねる時、地球科学の専門家のように、彼らは地球の成り立ちについて調べ始めているのだ。



図 0.1 面白い小石と砂の模様

もしあなたがもっと地球科学を学びたいのであれば、学校、大学、あるいは学位取得のための研究で学べるだろう。多くの方は、地球がどのような役割をしているのかについて質問したり質問に答えたりすることを楽しむ、あるいは、彼らが面白いものを収集することを楽しむため、地学を学んでいるのである。しかし、地学の専門家になる方は、人生の全てを地球科学に関する問題に向き合いながら過ごしている。地学の専門家たちは、地球を熱帯地域から極地域まで、最も高い山（エベレスト山）から深海の最深部（チャレンジャー海淵）まで調査する。あるいは新しい地球の資源についての調査を通して、廃棄物のより良い廃棄方法、もしくは新しい建造物を建てたり、最も安全な場所を定めたりする。

それは、本書が書き記すことそのものである。全地球のシステムを太陽系内の地球を、そして、太陽系は長い時間をかけて変化してきたことから見ていく。それは、地球の地圏、水圏、大気、生物圏についても学ぶことにつながる。また、どこに私たちが必要としている資源や電力供給源があるかを見つけることにもつながる。それは地球の危機や環境問題に焦点を当てることになると共に、人類の歴史が何故このような変化をしてきたのか、地球科学の専門家がどのように説明しているのかにも焦点を当てている。

もしあなたが、本書を読んで興味を持ったならば、あなたは既に地球科学の専門家のように考え始めているのだ。

1. 変化するシステムとしての地球

システムは異なる分野の範囲を構成し、全てのシステムが正常に働くよう保つためにネットワークをつなげ合わせる。システムは蛇口から流れてきた水が、排水口から流れ出す洗面台のように単純な構造であろう。その蛇口から流れる水は、熱くも冷たくもできるので、水の熱エネルギー（温度）はまた、インプットの一つである。水が排水口から流れ出すとき、温水の熱は失いうる。しかし、水によって洗面台の温度を冷たくすることもできる。洗面台というシステムには、台の側面や底という境界がある。インプットは外の環境から入ってきたり、周辺の環境へ出ていったりする。

洗面台は外環境と相互作用し、境界を持つ一つの**開かれたシステム**の例である。洗面台の例では、その環境に水と熱が出入りする様子を示している。**閉じたシステム**の例の一つとして、ポットが閉じており、液体の出し入れができず、熱の出入りもできないときの魔法瓶（保温ポット）がある。どんなシステムにおいても完全に閉じたものはない。そのため、魔法瓶でも、中の熱い液体は時間をかけて冷えていく。



図 1.1 開いたシステムの例としての洗面台と閉じたシステムの例としての魔法瓶

地球のシステムは非常に複雑で、これらの簡単な例などよりもはるかに複雑である。しかし、地球のシステムは多くのサブシステムを持ち、変化してきており、今なお変化し続けている。

1.1. 属性

地球はエネルギーに対して開かれたシステムである。地球のサブシステムを動かすエネルギーのほとんどは太陽から放射線として受け取っている。このエネルギーは日中に地球に入ってくるものではあるが、その内のいくらかは宇宙空間に日中や夜に放射し戻る。放射線の出入りは一般的にバランスがとれているため、少なくとも短期的には、地球全体の気温は保たれたままである。



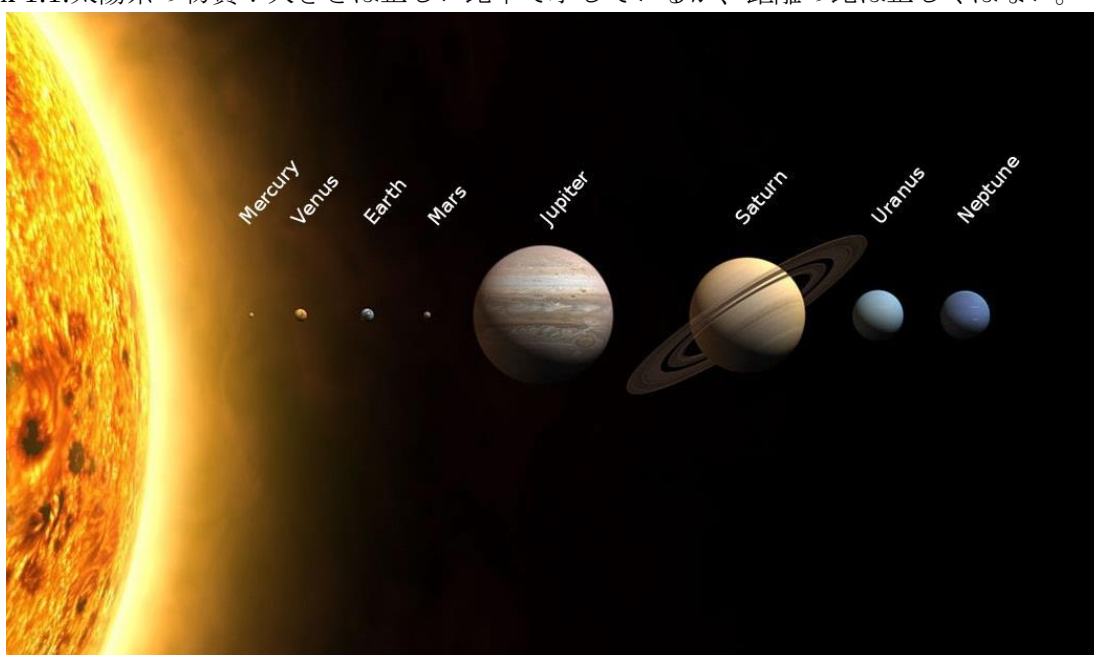
図 1.2 地球—非常に複雑なシステム

しかしながら、今日の地球はほぼ閉じられたシステムである。初期の地球は小惑星の衝突を受けていたため、常にそのようなわけではなかった（開かれていた※）。今日、地球上にあるものは地球から出ていくことはない。地球に比べてはるかに小さい物質が隕石や宇宙のダストとして加えられ、高密度の物質で宇宙空間に出ていくものといえば、人工衛星などの人工物だけである。

地球のシステムは時と共に変化してきた。それは、隕石の追突が減少しただけでなく、地球の冷却、海の形成、大気と生命の進化、プレートテクトニクスなどの様々な変化が起きているためである。

地球のシステムは太陽系の一部である。これは、エネルギー的にも物質的にもほとんど閉じられたシステムである。わずかなエネルギーを星の光から受け取り、わずかなシステム外の物質も同様に受け取る。

Box 1.1. 太陽系の物質：大きさは正しい比率で示しているが、距離の比は正しくはない。



この図は太陽系のほとんどの物質を示している。ただし、月、矮小惑星、小惑星、彗星、塵は小さすぎるため含まれていない。

地球のシステムは大きく4つのサブシステムに分けることができる。固体部分（**地圏**）、地球を覆う大気（**大気圏**）、地球上の水（**水圏**）、地球上の生命（**生物圏**）。

地球のプレートを形成する岩石圏は地圏の外側の部分に当たる。

1.2. 相互作用

地圏、水圏、大気圏、生物圏は、相互作用を伴い、物質やエネルギーを相互に交換するため、非常に開かれたシステム系である。これら4つのサブシステム間の相互作用は、ごく短い時間から、非常に長い時間まで、いつでも、どこでも行われる。我々の惑星が非常に活動的なのはこれらの相互作用のためである。あなたがどこへ行こうと、何をしようと、これらのシステムは非常に速いスピードから、遅いスピードまで様々な速さで、あなたの周りで相互作用をするであろう。

※ 訳者注記

川岸は地球の系の相互作用を観察するのに良い場所である。川の流れは水圏の一部で、岸を侵食し、地圏の堆積物を運搬する。生物圏の動物や植物は川岸に生息し、光合成を行い、呼吸をする。水は、川の水の蒸発、植物の光合成、動物の呼吸によって大気中に上昇する。この水蒸気は後に雨として降り、大気中の水を再び地圏に戻すことができる。

Box 1.2 : 局地的な水の循環、地圏、水圏、大気圏、生物圏の相互作用の例

雨粒が最初に形成されるとき、酸もアルカリも含まないため、中性である。しかしながら、雨粒が大気圏を落下することで、二酸化炭素が溶解し、わずかに酸性になる。雨水に地面に落ちると、地中に染み込んでいく。多くの生き物が土壌の中に住み、呼吸をして酸素を吸収し、二酸化炭素を放出する。この余分な二酸化炭素は土壌中の水の中に溶解し、さらに強い酸性になる。腐っている植物物質はフミン酸を水に加える。酸性水は、土壌中の岩石破片と反応して、石灰岩粒子を溶かし、他の岩石の粒子を溶解する。これらの反応を通して、土壌中の水は再び中性となり、泉として、水が地面から出てくる時、それは通常、中性である。



降雨



土壌中の水



地下水の泉

この例の最も重要な部分は、異なる地球のシステムの相互作用についてである。水圏の雨粒は大気圏から二酸化炭素を溶かしている。二酸化炭素が溶けた雨水は地圏の土壌中に染み込み、生物圏の動物によってより多くの二酸化炭素を生産し、溶かしている。酸性の土壌水は地圏の岩石破片と反応して中性になり、再び、泉となり水域に目に見える形で湧き出てくる。

この例では、物質が交換され（水、大気中の二酸化炭素、呼吸の出入り、岩石破片との反応を含む）、エネルギーも同じである（降雨、呼吸によるエネルギー、水や岩石に含まれる化学エネルギーを含む）。

1.3. フィードバック

フィードバックは、地球という大規模なシステムの重要な要素である。フィードバックの分かりやすい例としては、サーモスタット（スイッチ付きの検温計）付きの湯沸かし器がある。水温が下がると、検温計がその情報をスイッチに伝達し、湯沸かし器が温め始める。水温が上がると、検温計がその情報をスイッチに伝達し、湯沸かし器は加熱をやめる。我々ヒトの体も同様の調節機能を持っており、体が熱くなりすぎると汗をかいて冷やそうとし、逆に寒くなりすぎると震えて温めようとする。

フィードバックには、**正**のフィードバックと**負**のフィードバックがあるが、これらは意味を混同しやすい。負のフィードバックは、システムを一定に保つ良い作用であるが、正のフィードバックはシステムを不安定にし、壊滅的な結果をもたらす。

例えば、海水中の塩分量は負のフィードバックの影響を受けている。世界中の河川には岩から塩（塩化ナトリウム、 NaCl 、岩塩）が溶け出しており、この塩は海へ流れ出している。時間が経てばどんどん海に塩分が増えていくと思えるが、海の塩分（塩分濃度）は一定のままである（約3.4%）。海水が沿岸域を流れると、負のフィードバックによって塩分が取り除かれる。海水が蒸発すると、塩分のみが残り堆積岩として埋没する。このようにして、海水から塩分は取り除かれている。



図 1.3. 塩が蓄積した浅瀬から塩を抽出している様子（チュニジア沿岸）

我々ヒトの体では、様々な負のフィードバックによって、すべての状態が一定に保たれている。これらの仕組みは協調して働いており、ホメオスタシスと呼ばれる。

正のフィードバックが働くと、システムは不安定になる。太陽光が氷床に照射している場合には、そのほとんどが反射されるために、太陽光が地球を温暖化させる影響はほとんどないという。なお、こうした氷などの淡色の地表面が太陽光を反射する現象のことをアルベドという。こうしたアルベドによる太陽光の反射は地球の温度を一定に保つための要素の一つになっている。しかし、正のフィードバックが働くと、2種の異なった結果をもたらすことがある。地球が冷えた場合には、極冠は発達し、アルベドの効果は増大し、ますます地球は冷えていくことになる。これは氷河期に当てはまる現象である。一方で、地球が温かくなった場合には、極冠は融解し、アルベドの効果は減少し、ますます地球は温かくなっていくことになる。最終的に氷が全て溶ければ、地球はかなり高温の状態になる。

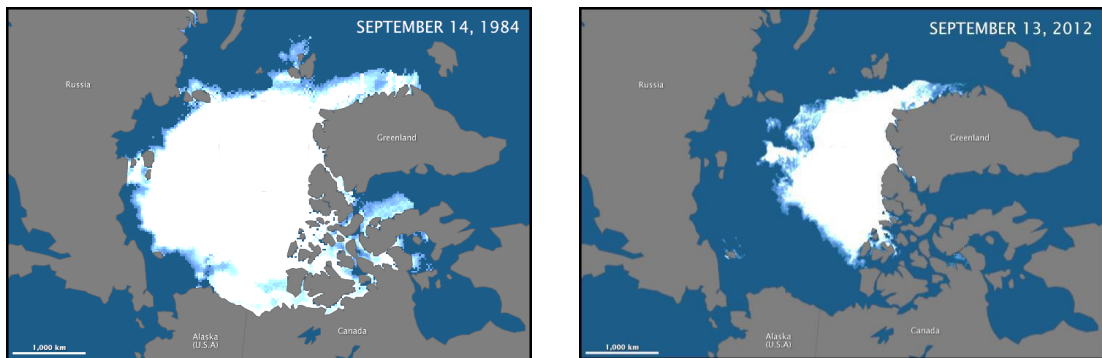


図 1.4. 1984 年と 2012 年における北極の氷床の様子。過去、巨大な氷床があり、大きなアルベド効果を持っていた。地球が温かくなるにつれて、氷床は縮小していった。これは、正のフィードバックを通してアルベド効果がさらに減少したことによって、地球温暖化の一因となった例である。

正のフィードバックがシステム（地球環境※）に働いていれば、それは「転換点」まで続き、システム（地球環境※）は新しい状態に様変わりするかもしれない。地球の歴史をひも解くと、地球の大部分が氷で覆われて寒冷化した時代（icehouse conditions 氷室状態）もあれば、地球上から氷床が消えて温暖化した時代（greenhouse conditions 温室状態）もあったことが分かっている。

※ 訳者注記

※ 訳者注記

1.4. 作用と結果

1.4.1. 循環

マグカップを沸騰したお湯で満たして数分間放置し、マグカップを温めてみる。その後中のお湯を出し、沸騰したお湯を 1 cm ほどの深さまで入れ、ガラスコップをマグカップに逆さまに載せて（図 1.5 のように）、何が起きるかを観察してみよう。



図 1.5. 簡易的な水の循環の再現

そうすると、水滴がガラスコップの内壁にくっつくことでガラスコップが曇っていき、水滴がマグカップに流れ落ちていく様子を観察できるはずである。

何が起こったのかというと、マグカップ内の熱湯から蒸発した水がガラスコップとマグカップに挟まれた空間内で目には見えない水蒸気になっていたのである。そして、冷えているガラスコップの内壁に接触した水蒸気は凝結してガラスコップを曇らせ、水滴が大きくなるとマグカップに流れ落ちていったのである。

この現象は、作用と結果の組み合わせである。蒸発という作用によって、水蒸気という結果が得られるのである。凝結という作用によって、ガラスコップ内壁の小さな水滴という結果が得られたのである。マグカップに水滴が流れ落ちて行くという作用によって、マグカップ内の液体の水を増やすという結果が得られたのである。

作用は何かを生じさせる原因であり、**結果**は作用により生じる。

上記の例は、循環の簡易的な例である。この場合、水はマグカップの液体の水に始まり、蒸発して水蒸気となり、そして凝結して水滴となり、複数結合して再びマグカップに流れ落ちていつている。この場合はまた、水が閉じたシステムにある（水はどこにも行かない）という面でも簡易的な例である

このように、全ての地球上の物質は何らかの形で循環している。その重要な例としては、水、炭素及び岩石の循環があげられる。

1.4.2 水の循環

自然界の**水の循環**は図 1.5 のマグカップやタンブラーで示したよりも複雑であり、水の循環のプロセスと水の循環による生成物は常に我々の周りに存在している。

雨が降った時、地面に水たまりを形成する。水たまりは後に蒸発して空気中で目に見えない水

蒸気になる。大気が冷たくなったとき、水蒸気は凝結して雲として水滴になる。雲が冷やされ続けると、水滴は互にくっつくことで雨粒を形成し、雨粒が十分大きくなると雨として落下する。このシンプルな屋外システムでさえさらに多くの要因によって複雑になっている。凝結した水蒸気は雲だけでなく霧や霧も作り出す。雨として雲から水が落下するが、雪や雹としても落下する。地表に達した水は水たまりになるだけではなく、排水溝や水路、川に流れ込み、最終的に湖や海に流れ込む。水はこれらすべての水の循環による生成物から常に蒸発しており、蒸散により根から吸収された水が葉から水蒸気として空気中に放出される。蒸発や蒸散による水蒸気は気流に乗って異なる場所に運ばれる。

ある雨や川の水は砂の中や岩の下に浸透し、多孔質の岩の孔隙の中の地下水の一部となる。この水は透水層の下を流れ、最終的に春になって流れ出す。

寒い地域では、雪として降ってくる水は氷河の氷や氷床を作り得るが、地下水は永久凍土層（永久に凍り付いている地面）で凍り得る。氷もまた流れることがあり、または溶けて再び液体の水になることがある。

主要な水の循環のプロセスは蒸発、凝結、大気（風）による水平移動、落下（雨等）であり、大地の上を、または地下を通して流れる。凍っている寒い地域では、氷が溶けて流れることも重要である。これらのようなプロセスと生成物の多くを図 1.6 に示す。

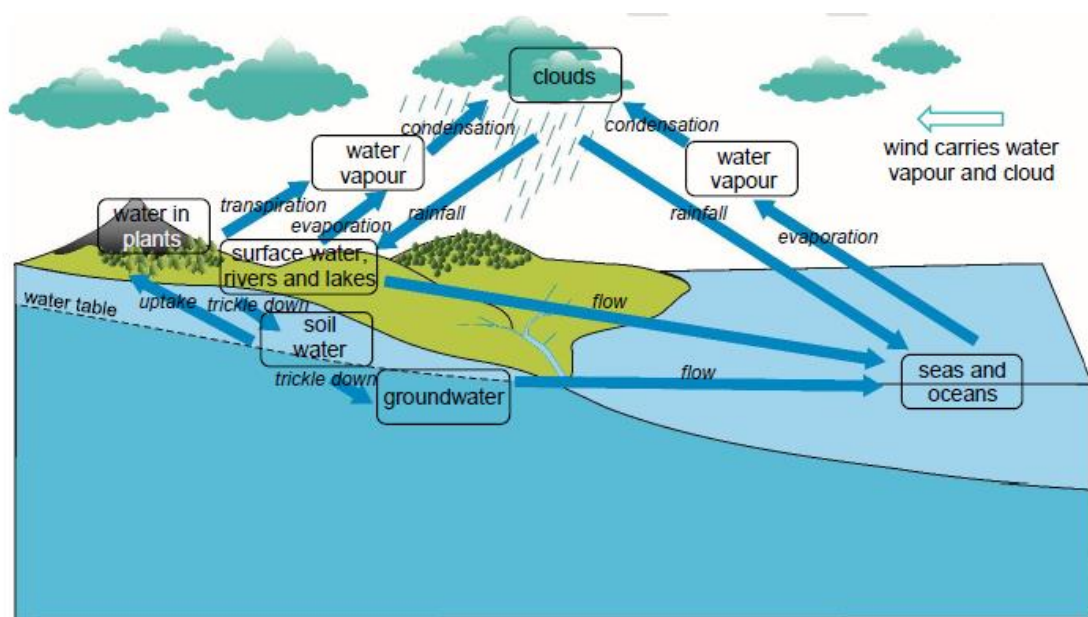
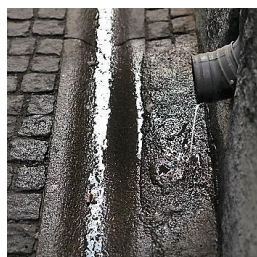


図 1.6 水の循環の生成物と（箱の中）プロセス（イタリック）

Box 1.3. あなたの裏庭にある水循環の一部



あなた自身の裏庭で水循環の一部が活動しているということを見ることができる。雨雲からの雨粒は水たまりに落ちる。水は排水溝を流れ、最終的に湖にまで達する。湖や他の水域から蒸発すると、空気中に目に見えない水蒸気ができる。これが冷えると雨を降らせる雲を形成する。

1.4.3 流動、貯蔵、滞留時間

循環のプロセスと生成物は流動、貯蔵とも呼ばれる。**流動**とはプロセスを通しての物質の流れのことであり、流動率として測定される。水の循環の流動は非常に速いもの（洪水になった川の流れ）から非常に遅いもの（氷床の流れ）まで及び、非常に大きなもの（世界規模での蒸発速度）から非常に小さなもの（氷床への降雪）まで及ぶ。**貯蔵**とは生成物のことであり、水の循環の生成物は非常に大きなもの（海洋）から小さなもの（我々の体の中に蓄えられている水）まで及ぶ。**滞留時間**とは貯蔵されているものが置き換わるのにかかる時間のことである。滞留時間には短いものがあり、大気中に水蒸気が蓄えられている数日間のようなものがある。他の滞留時間は非常に長く、数万年間の極域氷床の氷の貯蔵のようなものがある。

1.4.4 岩石の循環

岩石の循環の表面部分は水の循環と密接に関連している。流水は堆積物を取り除いたり運んだりする。静水では堆積物が堆積し、厚い堆積シーケンスを形成する。堆積物は石化して堆積岩になり、通常地下深い場所で形成される。これらの岩石が隆起し上記の物質が取り除かれると、岩石は地球の表面に露出し、再び循環が始まる準備が整う。

Box 1.4. 近くの岩石循環の一部



風が吹いたり地表を水が流れたりしたりするたびに岩石循環の一部が活動しているということを見ることができる。風は粉塵や葉、ゴミを巻き上げ、運び、堆積させる。流水も同様である。この砂州の上の水の流れが写真の上部にある小さな水路から砂を取り除き、より大きな下流に運ばれ、下部の小さな三角州に堆積されるが、すべて浜の小さなエリアに形成され、1 mほどの大きさである。

この堆積作用による岩石の循環の一部は、造山運動のエピソードに関わるようになるとより複雑になる。非常に大きな温度と圧力が褶曲と破碎（断層）を引き起こし、岩石を変成岩に変えることもある。

温度の上昇が岩石を部分的に溶融し溶岩やマグマを形成すると、この変化はさらに続く可能性がある。マグマは周りの岩石よりも密度が小さいため上昇する。地下深くでゆっくりと冷やされ固まったり、火山活動によって表面で噴出したりする。マグマから形成されたすべての岩石は火成岩である。全ての埋没している岩石は隆起、露出し、再び岩石の循環の一部となる。

図 1.7 はどのように岩石の循環の生成物と（箱の中）プロセス（イタリック）が互に関連し

ているかを示している。地球表面の岩石は風化作用によってぼろぼろな岩石や土壌になり、この物質が侵食され運ばれたとき、流動的な堆積物となる。流動的な堆積物の沈積は堆積シーケンスを形成する。これらは圧密／セメントすることによって堆積岩になり、隆起して地表で再び岩石となり得る。しかしながら、これらは変成作用も経験して変成岩になる可能性があり、それから隆起して地表の岩石になる可能性もある。

変成岩は溶解して液体マグマになり、マグマは上昇して貫入することによって貫入火成岩（上昇して地表の岩石となり得る）を形成、あるいはマグマは噴出火成岩として火山で噴出することがある。マグマは下からこのシステムに加えられ、火成岩は変成作用も受けるかもしれない。

岩石の循環システムにおける生成物や貯蔵は堆積岩、変成岩、火成岩である。貯蔵間の流動や流入を引き起こすプロセスは変成作用、溶融、凝固および堆積物の除去、移動、堆積、石化作用（堆積物の堆積岩への変化）に関わる全てのプロセスである。岩石の滞留時間は通常数百万年である。

この岩石の循環の簡単な概説は、4.1.2 で説明したように、詳細はより複雑である。

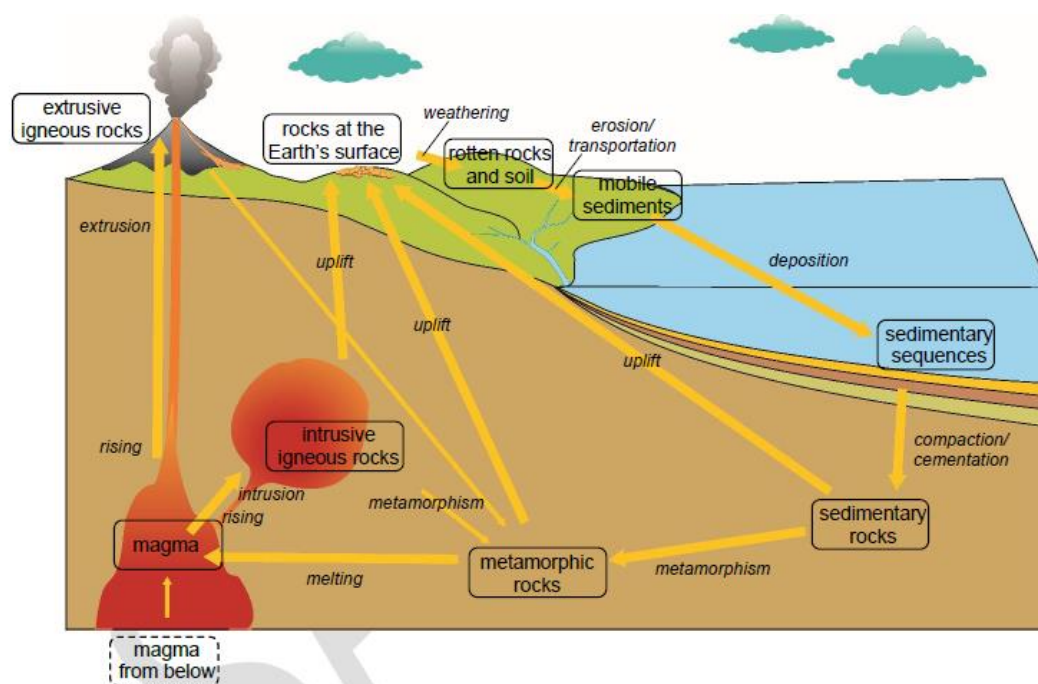


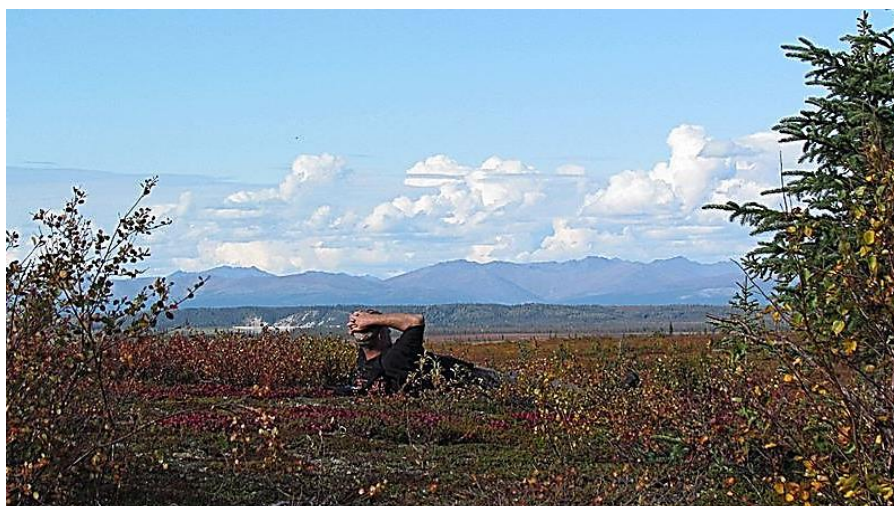
図 1.7 岩石の循環の生成物と（箱の中）プロセス（イタリック）

1.4.5 炭素循環

我々が呼吸をする際、吸気よりも呼気の方が二酸化炭素を多く含んでいる。これは呼吸の過程において、体細胞で酸素と有機化合物が反応する際に、放熱反応が起き、その結果として二酸化炭素が生じていることに起因している。この呼吸の過程によって、常に少量の二酸化炭素が存在（約0.04%）している大気中へ、二酸化炭素が絶え間なく放出されていることになる。全ての生物は呼吸によって二酸化炭素を放出しており、さらに排泄や死、腐敗によっても大気中に有機化合物を放出している。

二酸化炭素は植物による光合成によって速やかに取り除かれるため、二酸化炭素が大気中に留まっている期間は非常に短い。光合成の過程の中で、日光のエネルギーによって二酸化炭素は水と反応し、植物体を形成する有機化合物を生成する。それ故、地球上の植物、特に海洋の藻類は大量の炭素を貯蔵している。これらの炭素はそれらが枯死（及び被食）、あるいは陸生の植物が意図的・自然発生的に燃やされたときに放出される。

Box 1.5. 実際の炭素循環



アラスカのツンドラ地帯で休んでいるこのハイカーも同様に、我々は呼吸によって大気中に二酸化炭素を放出している。一方で、植物は日光を浴びて光合成を行い、二酸化炭素を取り込み新たな体細胞を形成する。もし、このハイカーがブルーベリーを食べたなら、それは炭素循環の一端を担っていることになる。そしてこのような炭素循環は、あなたの身の回りの動植物が存在するいたる所で起きているのだ。

このような多くの生もの学者が研究している、光合成や呼吸、摂食や腐敗といったものは、**短期的な炭素循環**である。これらはバランスの取れた循環であり、大気中に炭素が放出されるのと同様に、大気中から炭素が除去されるといったものである。しかし、長期的な炭素循環も存在する。例えば、大気中の炭素の一部は数千年の滞留期間を伴い海に溶け込むのである。

動植物には炭酸カルシウムによって構成された硬質を有するものがある。炭酸カルシウムの化学式は CaCO_3 であり、式中の2番目のCは炭素で、炭酸カルシウムの総質量の12%に当たる。我々人間をはじめとした多くの動物の骨には炭酸カルシウムが含まれている。例えば、貝殻は炭酸カルシウムによって構成されており、植物性微生物も炭酸カルシウムを含んでいる。これらの動植物が死ぬと、その一部は沈殿・堆積し、数百万年の時をかけて堆積岩となる。海洋性動物の死骸が沈殿・堆積することによって生じた、炭酸カルシウムを豊富に含む岩石を石灰岩と呼び、植物性微生物由来の炭酸カルシウムを多く含む岩石をチョークと呼ぶ。

植物が枯死すると、通常炭素は腐敗の過程で分解されるが、堆積物に埋もれて保存されると炭素成分も分解されずに保存される。陸生の植物が堆積によって保存されると、その内厚い層が石炭となり、熟成に伴って天然ガスを放出する。海洋性の動植物プランクトンが死ぬと、それらも同様に堆積によって保存され、後々に石油や天然ガスへと変化する。これらの炭素貯蔵物は何百万年もかけて自然と大気中に放出される；石油や天然ガスは表面へと漏出し、石炭は隆起によって表面に運ばれ、浸食作用によって除去される。

石灰岩やチョーク、石炭、石油、そして天然ガスなどを含む堆積岩は、山岳地帯の形成に関与し、変成したり、部分的に溶解したりする。そして、部分的な溶解によって生じたマグマは炭素を多分に含み、火山活動によって地表面に運ばれ放出される。多くの噴火活動では、膨大な量の炭酸ガスが大気中に放出される。

このように、長期的な炭素循環においても同様に炭素の蓄積と放出のバランスが保たれている。しかし、人間が石炭や石油、天然ガスを取り出し、燃焼させていることで、このバランスが崩れる可能性がある。

これについては 4.3.3 で説明する。短期的・長期的な炭素循環については図 1.8 に記載している。

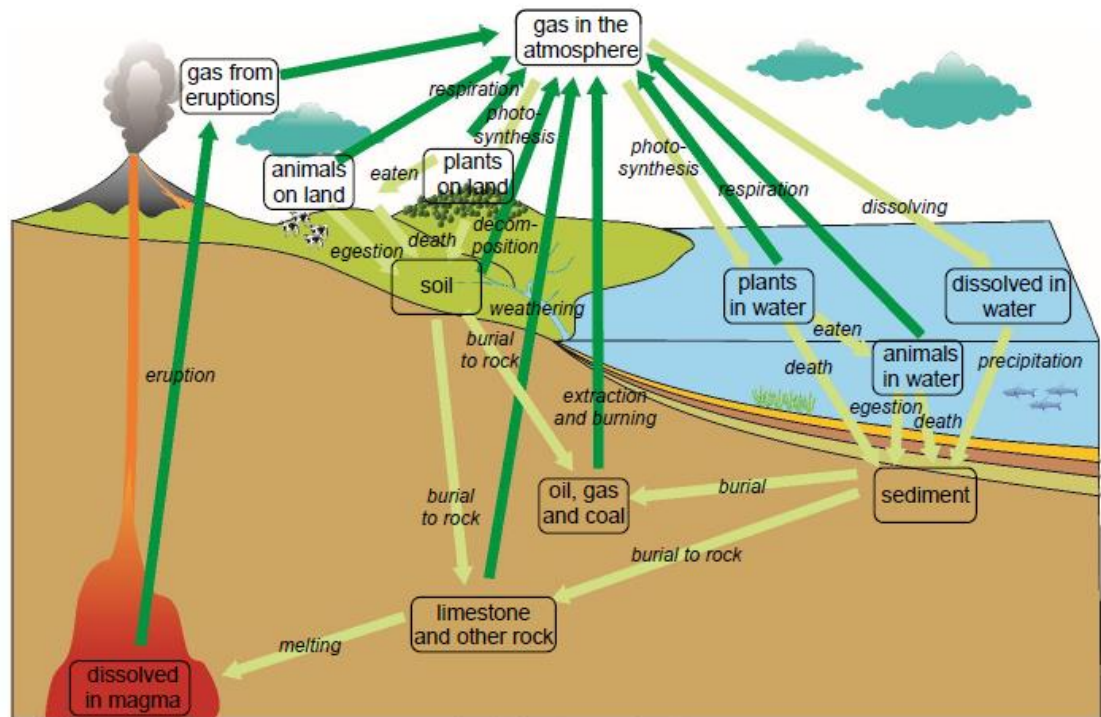


図 1.8. 炭素循環の生成物(ボックス)とプロセス(イタリック)ー炭素の固定は淡緑色、放出は濃緑色で示す

1.5. エネルギー源

日光は光合成のエネルギー源となり、これは、水の循環や岩石の循環における表面作用の原動力となっている。

炭素循環において、エネルギーは光合成によって植物体内に蓄えられ、動物による被食によって放出される。この仕組みによって、地球上に生息する植物食性動物のエネルギーは支えられており、そして、動物食性動物はそれらの植物食性動物を捕食することでエネルギーを得ている。これらのエネルギーは埋没した植物や動物にもそのまま保存されている場合もあり、これらは自然現象や人為的な作用によって放出される。しかし、炭素循環において、隆起、変成、火山活動のようなプロセスに限っては、太陽エネルギーではなく、地球内部のエネルギーに基づいて発生している。

太陽エネルギーは、水の循環の一つとして、蒸発を引き起こす。水蒸気はまた、植物の蒸散によっても大気中に放出され、植物は光合成なしには生きてはいけない。さらに、太陽エネルギーは暖かい場所では空気は上昇し、冷たい場所では沈降する、といった大気の対流をも引き起こす。これによって我々が風と呼んでいるような水平方向の大気の対流が生じる。激しい蒸発や蒸散が起こるような地域で発生した水蒸気は、風の働きでどこへでも運ばれていく。一方で地球の重力下における冷たい大気の下降流や、地球の自転による大気や海洋の流れの循環の運動は、太陽エネルギーによるものではない。

岩石の循環において、太陽エネルギーは地球表面の岩石や土壌を砕くことにおいて重要だ。水の循環の内、太陽エネルギーが担っている部分は、水や氷の移動に伴った堆積物の移動や再堆積であり、一方で、上述のような、太陽エネルギーにより生じる大気の運動は堆積物を運ぶ。しか

し、堆積物の移動において、地球の重力による岩石や水、氷、空気の下方向移動や、重力による上方の堆積物からの圧力及び堆積物の圧密などは太陽エネルギーによるものでないものもある。

これらのように、地球が太陽から受け取るエネルギーは様々な作用に用いられ、その量も膨大であり、それに比べると地球の内部エネルギーの方がはるかに少ない。それにもかかわらず、地質学的な視点においては、このような地球の内部エネルギーは非常に重要な働きをしているといえる。

地球が誕生した直後の完全に融解した時から、残っているエネルギーもあり、この初期のエネルギーは依然として少しずつ放出されている。さらに、もう一つの重要なエネルギー源として地球内部の固体部における放射性崩壊がある。地球内部のエネルギーは、堆積物の石化作用、断層運動(地震の原因)、褶曲、変成作用、隆起、火山活動を引き起こす部分的な溶融、などの岩石の循環の中核部分を駆動している。

そのため、地球に関与しているエネルギーの大部分は太陽エネルギーに由来したものであるが、上述の様に、初期エネルギーや放射性崩壊エネルギーなどのエネルギーも地球には必要なエネルギーである。加えて、重力ポテンシャルエネルギーや回転運動エネルギーといったものもエネルギーとして存在する。太陽の引力、地球の自転と月の軌道周回の連動、地球と月が一体となった太陽系軌道の周回は、潮汐加熱と呼ばれる熱エネルギーに変換される。

2. 太陽は銀河系の一つである太陽系の一部である

2.1. 起源

光は $300,000 \text{ km/s}$ と非常に速いが、太陽光が私たちに届くのに約 8 分、近くの星からの光が私たちに届くまでには数年かかる。そのため、私たちが見ている夜空は過去のものである。大きな望遠鏡を使って遠くの宇宙を見渡せば、銀河、つまり宇宙の「諸島」における数十億から数千億の星を見ることができる。私たちの研究では、宇宙は約 140 億年前に始まったということが分かっている。初めは星や銀河は存在せず、宇宙全体は非常に高エネルギーの放射線で満たされていた。「ビッグバン」で、宇宙は拡大し始め、放射線は物質に変わったのである。

最も一般的な物質は、最も単純な原子である水素である。しかし、私たち自身の体を含む、地球上のほとんどすべてのものは、最初に星の核に形成された他のタイプの原子でできている。宇宙の物質が冷えていくにつれて、星が形成され、銀河にまとまり始めた。太陽を含む星を動かすエネルギーは、より大きな原子を作るために結合(融合)している水素原子に由来している。そして、星の核では、ケイ素、酸素、炭素、窒素、鉄、のような地球に豊富にある原子が形成され始めた。時間が経つにつれて、星はこれらの新しく形成された原子をはじめに、宇宙に多くの物質を放出していった。つまり、約 46 億年前、私たちの太陽の太陽系は、元の水素と元の星の「灰」から形成され始めました。私たちの地球のシステムは私たちの太陽系の一部です。

図 2 ハッブル宇宙望遠鏡で撮影した銀河(情報に基づいて色付けをしたもの)



Box2.1. 我々の視点からの宇宙

我々は裏庭からでも星や惑星のいくつかを見ることができるが、月がない夜に街路灯や他の光の少ない、近くの田舎に行ったならより多く鮮明に見ることができるだろう。そして、目が暗闇に慣れるにつれて、ますます多くの星が見えるようになる。星は発光しており、惑星ならば、それはより安定した光で輝く。もし、光が空を横断して徐々に動いているのが見られたなら、それは太陽光を反射する衛星である。本当に暗いところなら、星々が頭上にアーチを描いているのを見ることができるかもしれない。これが天の川、私たち自身の銀河の星である。開いたままにできるカメラと安定性のある地面立地があれば、宇宙のこれらの光景をとらえることができる。シャッターを 1 時間以上開いたままにしておくと、地球の自転によって星が円弧を描くように動くさまが見える。

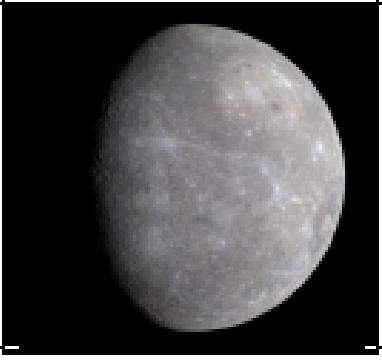
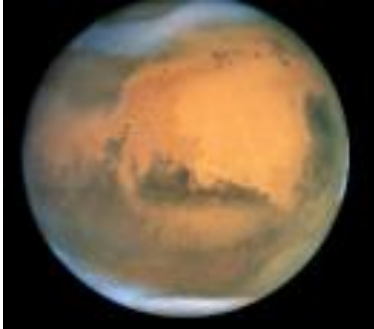


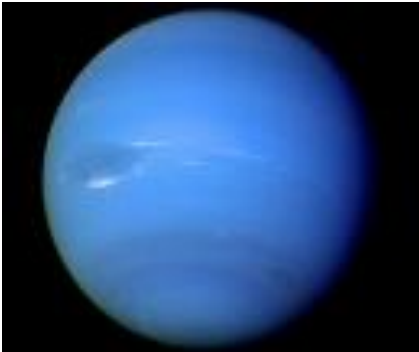
天の川とフランスの教会



チリで撮影された星の描く円弧

表 2.1. 太陽系の惑星(太陽からの距離順)

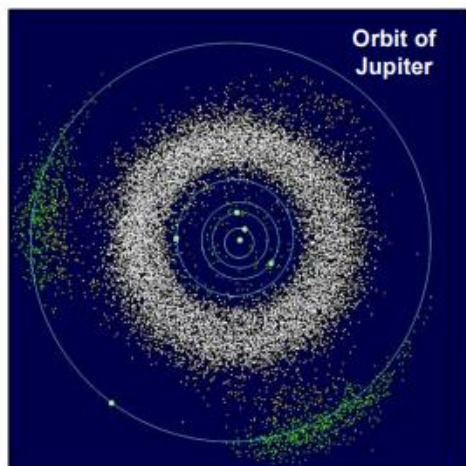
名称	イメージ	太陽からの距離 (100 万 km)	直径 (km)	質量 (10^{24} kg)	平均表面温度 (℃)	その他の特徴
水星		57.9	4879	0.33	167	・衛星なし ・クレーターあり ・地球型惑星
金星		108.2	12104	4.87	464	・衛星なし ・雲に覆われている ・クレーターあり ・地球型惑星
地球		149.6	12756	5.97	15	・衛星一つあり(月) ・海がある ・クレーターが複数ある ・地球型惑星 ・プレートテクトニクスが確認されている
火星		227.9	6792	0.64	-65	・衛星二つあり ・クレーターあり ・大きな火山がある ・堆積構造が見られる ・地球型惑星

名称	イメージ	太陽からの 距離 (100 万 km)	直径 (km)	質量 (10^{24} kg)	平 均 表 面 温 度 (°C)	その他の特徴
木星		778.6	142984	1898	-110	・ 67 の衛星 ・ 環系 ・ 雲のベルト ・ 大赤斑 ・ 巨大ガス惑星 (木星型惑星)
土星		1433.5	120536	568	-140	・ 62 の衛星 ・ 環系 ・ 雲のベルト ・ 巨大ガス惑星 (木星型惑星)
天王星		2782.5	51118	868	-195	・ 27 の衛星 ・ 環系 ・ 巨大ガス惑星 (木星型惑星)
海王星		4495.1	49528	102	-200	・ 14 の衛星 ・ 環系 ・ 巨大ガス惑星 (木星型惑星)

私たちの太陽系は惑星や矮星だけでなく、小惑星や彗星のベルトをも含んでいる。地球や他の惑星を悲劇的に襲った隕石の多くは、小惑星帯や彗星に由来している。隕石やより巨大な天体からの影響は、時間とともに地球や他の惑星に壊滅的な影響を与えうる。(3.4. 参照)

Box2.2. 小惑星帯

主な小惑星帯は火星と木星の軌道の間にあり、数十億の何十億倍もの岩と石の塊。炭素が豊富なものやケイ素が豊富なもの、ニッケルや鉄の豊富なものがある。最大の小惑星の幅は約 1000 km であるが、大部分は小石サイズ以下である。たくさんの小惑星があるが、それらはあまりにも離れているので、多くの宇宙探査機は何の損傷もなくそれらを通して安全に進んできた。太陽系の他の部分では、これらの宇宙ゴミが衝突して惑星を形成したが、木星がこの帯に影響を及ぼし、惑星の形成が妨げられたようである。



火星と木星の間にある小惑星帯



ガリレオ宇宙探査機が撮影した小惑星帯ガス

Box2.3. 彗星

彗星は凍っており、太陽に近づくとガスを放出し、それがしばしば白い尾を形成する。尾は太陽風の影響を受け、太陽から離れる方向を向いて流れている。多くの彗星は、深宇宙から太陽系の中心部へ、そして再びそれらの外へ出ていくといった、巨大な楕円軌道を持っている。



1997年にクロアチアで見られたヘイルバップ彗星



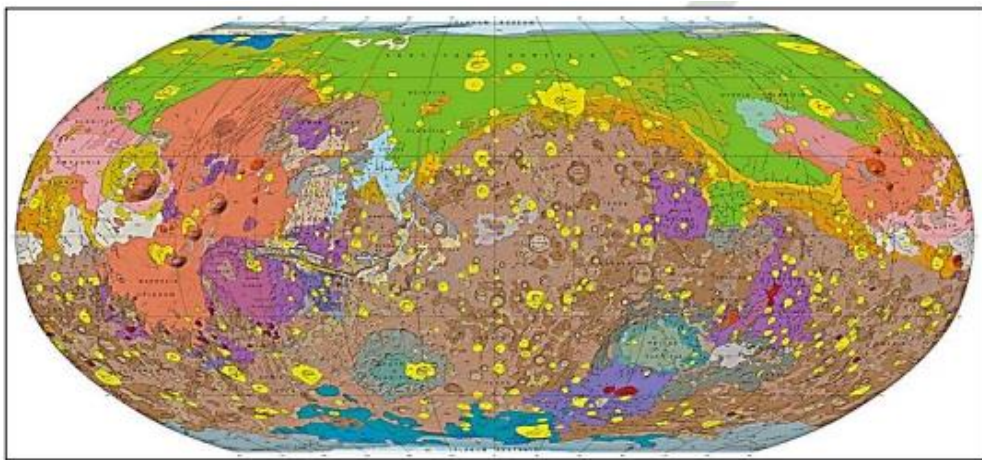
2014年9月に着陸船フィラエが表面に着陸する前にロゼッタ宇宙船によって撮影されたチュリモフ・ゲラシメンコ彗星

我々がこれまで安全に探査機を着陸させることができた太陽系の天体は月、チュリモフ・ゲラシメンコ彗星、火星と金星、そして土星の衛星タイタンである。

Box 2.4. 惑星地質学-火星

地球に適用される地質学的原則は他の惑星にも適用されるため、火星に着陸する前に、我々はすでに火星の地質学について一定の情報を持っていた。望遠鏡と周回人工衛星からの観測では、3つの巨大な火山、太陽系で最大の火山(地図上の赤と紫)を含む、表面の25%を占める巨大な火山地域が確認された。隆起した縁と中央のくぼみを持つ、衝突によって形成された非常に大きなクレーターも見つかった。最大のもは幅1800kmになる(地図上の黄色)。赤道付近には、過去の断層運動によって形成された4000km以上の深い峡谷があった。表面には洪水で刻まれた谷のシステムがある。湖底とデルタを含む4000以上の水流によって形成された谷が現在マッピングされている

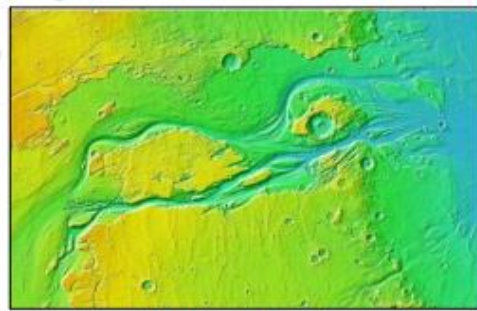
探査機は、堆積層や丸みを帯びた小石を含む水流の証拠を提供した。また火星の大部分が岩とほこりで覆われたクレーター状の砂漠であることを示した。表面を流れている水があったとしても、現在は地表に水はない。



火星の地質図：緑-低地、赤と紫-火山帯、青-極地、茶と橙-高地、黄-クレーター



赤道付近の峡谷跡



カセイヴァレス流出水路

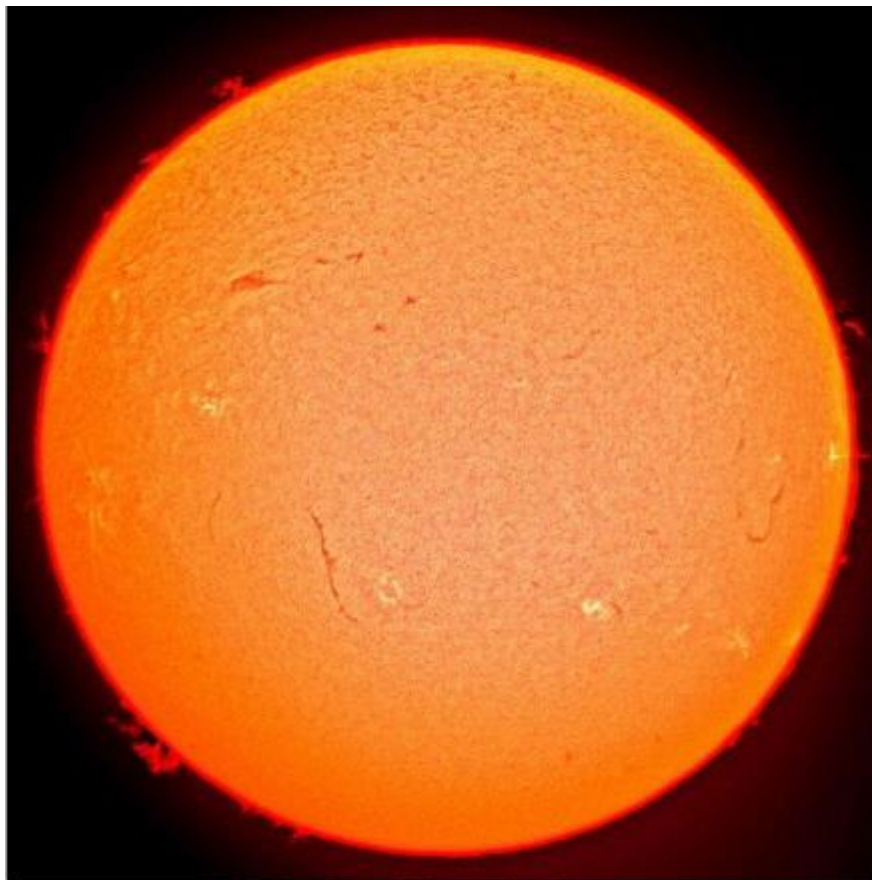


火星上のパスファインダーサイトからの眺め・岩石と丘のほこり

2.2 太陽

太陽は私たちの星である。太陽は太陽系外にまでそのエネルギーを届けている。

図 2.2 太陽－私たちの最大のエネルギー源



太陽からのエネルギーは、主に可視光線、赤外線、紫外線として宇宙を通過する。このエネルギーが陸面と海面を温めると、その一部は放射されて大気が温められる。エネルギーは日中太陽から降り注ぎ、その後、夜になると宇宙空間に放射される。これらのエネルギーの流れは釣り合っているため、地球全体の温度はほぼ日常的に保たれている。1970 年代に始まった太陽のエネルギー放出に関する宇宙観測では、このエネルギー放出は数サイクルに応じて変化するものの、その幅は 0.1%程度しかないことが確認された。

2.3. 太陽と地球と月

2.3.1. 昼/夜

地球は、太陽からのエネルギーを紫外線、可視光線、赤外線として受け取り、それが地球を暖めている。図 2.3 に示すように、太陽が空の最高位置にあるとき、効果が最大になる。太陽が真上に見えるとき、幅 1km の放射線が地球の幅 1km の領域を暖めるが、太陽の角度が 30° のとき、同様の幅 1km の放射線が幅 2km の地球のゾーンを暖めることになるため、それぞれの地点で半分の量の熱量を受け取っていることになる。

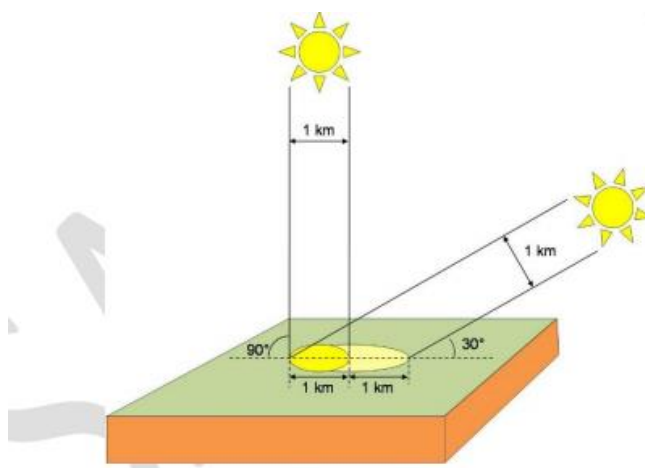
Box2.5. 時間の経過とともに変化する影



一日の内、太陽が一番高いところに見えるとき、影は短くなる。そして太陽が沈むにつれて、影は長くなる。空の太陽の位置が変わるのは、地球の自転によるものである。

ここでは、ナイジェリアのイバダンで、左の写真が 13:00 に、右の写真が 16.00 に撮影されたものを紹介している。

図 2.3 太陽の角度とその加熱効果



地球を暖めるのには時間がかかるため、一日の最も暖かい時間は通常、太陽の最高時より遅い。

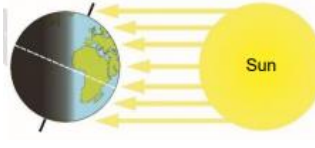
受けた熱の量は表面がどのようなものかによって異なる。薄色表面はより多くの放射線を反射し、暗色表面は薄色表面よりも多くの熱を吸収して再放射する。これをアルベド効果という。水は受け取った熱を水域深部に循環させるため時間がかかることもあり、陸地の方が水よりも早く加熱される。しかし、循環する水は熱を失うのに時間がかかるため冷えにくく、陸地は水よりも早く冷える。これは、あなたが広い水域の近くに住んでいるならば、そのような水域から遠い地点に住んでいるように温度が上がることはなく、その分急激に温度が下がることはないということを意味している。そのため、沿岸地域は通常、内陸地域よりも適度な気温の高低があるといわれている。

地球は、日中に受け取ったエネルギーを夜間に赤外線として宇宙に放出する。夜間の最も寒い時間は、通常、夜明けの直後で、その時間から出て行く放熱量と再び入ってくる放射線のバランスが取られ始める。

2.3.2. 季節

図 2.3 の空の太陽の見かけの高さによる温暖化効果は、表 2.2 に示すように、地球の季節に影響を与え、日夜の長さもまた重要な効果をもたらす。

表 2.2. 四季を引き起こす地球の傾き

半球側	季節	図表	放射線の角度	昼夜の長さ
3 月			3 月	
北半球	春		地球上のどの部分でも同じ角度で太陽光が当たっており、昼夜の長さも等しい。	
南半球	秋			
6 月			6 月	
北半球	夏		北半球が暖かい	
南半球	冬		太陽が高い	吸熱する昼が長い
			南半球が寒い	
			太陽が低い	放熱する夜が長い
9 月			9 月	
北半球	秋		地球上のどの部分でも同じ角度で太陽光が当たっており、昼夜の長さも等しい。	
南半球	春			
12 月			12 月	
北半球	冬		北半球が寒い	
南半球	夏		太陽が低い	放熱する夜が長い
			南半球は暖かい	
			太陽が高い	吸熱する昼が長い

太陽は常に空の高く見えることから、赤道付近ではあまり季節的な変化はないため、一年中暖かい。季節の変動は、毎日の気温と同じように近くの水域によって緩和される。そのため、沿岸地域は通常、内陸地域よりも夏は涼しくなるが、冬は暖かくなる。

2.3.3. 月の満ち欠け

地球のように、月の半分は太陽に照らされ、半分は常に暗闇の中にある。月が地球を公転するには約 27 日かかり、太陽に照らされている月の半分が地球に面しているとき、私たちは満月を見ることができる。月がその軌道をたどるにつれて、私たちは月の満ち欠けを見ることができる。およそ 13 日後、月の暗い側が私たちに直面しているため、私たちは月を全く見ることができず、これが新月である。その後、図 2.4 と 2.5 に示すように、満月の位相に向かって再び公転するにつれて、月の明るい側が徐々に見えてくる。

図 2.4. 月の満ち欠け

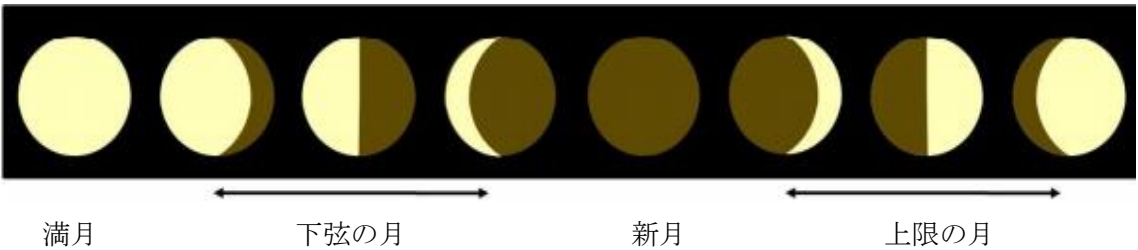


図 2.5. 月が満ちる過程(3 枚の写真のコラージュ)



2.3.4. (日、月)食

月の軌道は地球の軌道に対して角度があり、通常月は地球と太陽の間を移動せず、地球は月と太陽の間を移動しない。

しかし時々、月は地球と太陽の間を移動する。これは地球上の日食といわれており、月は太陽よりはるかに小さいが、太陽と比べて地球にはるかに近いので、月が間にあるとき、それは完全に太陽を覆ってしまう。そのような日食の間、月は地球のある地点からだけ太陽を覆うように見える。他の地域では、以下のように部分的な日食が見られる。

図 2.6. ドイツから見た部分日食の写真のコラージュ



もし日食を見たいならば、私たちは特別な日食メガネをかけることで目を保護する必要がある。見ているうちに、地球がどんどん暗くなる一方で、月の形が徐々に太陽を覆っていくのが見える。それから月は動き、正常な日光がゆっくりと現れる。

月が地球の後ろに動いて、太陽、地球と月が一行に並ぶとき、地球の影が月を覆い、月食が起こる。地球の影は全月を覆うまで横切って移動し、月は次第に見えなくなる。それから影が動き、月が再び現れる。月食が起こると、地球の大気による光の屈折がしばらくの間、赤みを帯びたオレンジ色に着色することがある(図 2.7)。

図 2.7. 月食のコラージュ



3. 地球は長い時をかけて変化してきたシステムである

3.1. 地質学的な時間間隔

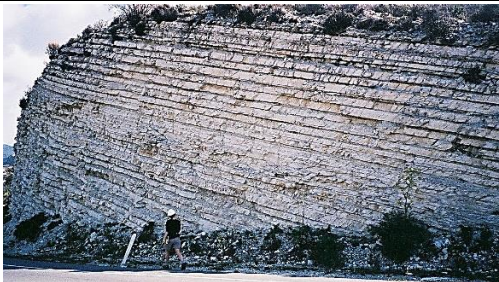
放射年代測定によれば、地球は、太陽系全体と同じく 46 億年前に誕生したということが分かっている。

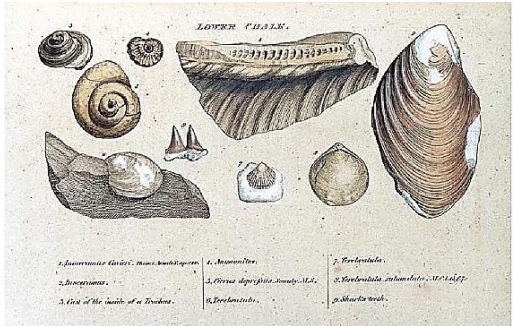
放射年代測定が実用化されるまで、何人もの地質学者が地球の年齢を推定しようとしていた。地質学者らは、地球は非常に古いことは確かであると結論し、地球を研究するということは、始まりの証拠もなく終わりの見通しもない「永遠の時 (John Playfair 1805)」を覗き込むことのようにだと表現した (James Hutton 1795)。その当時、地球に発生した事件の年代 (何百万年単位) を見出すことはできなかったが、地質学的事件の順序を考えることは可能であった。地質学的事件の順序を考えることは、**相対年代測定**と呼ばれる。これによって、ある事件とある事件を比較してどちらが古く、または新しいかを議論することができる。

3.2. 相対年代測定

相対年代測定にはいくつかの手法がある。これらは昔に開発され、今に至るまで地質学者は用いてきた手法である。これらの手法は表 3.1. に示す。これらの手法のいくつかは原理と呼ばれるものであり、それらは多くの場合に当てはまるが特定の地質学的な状況では当てはまらないこともある。それ以外の他の手法は法則と呼ばれるものであり、それらは常に作用しており、慎重に観察しさえすれば常に作用していることを確認できる。

表 3.1. 相対年代測定法一覧

相対年代 測定法の 種類	提唱した 人物	手法の詳細	例
地層累重 の原理	Nicholas Steno 1669 年	岩石が堆積しているならば、一番上にある岩石が一番新しい岩石である (例外は、変形によって順序が逆転した場合、また、断層運動によって古い層が新しい層の上に押しあげられた場合)。	 キプロスにある傾いた石灰岩 - 一番上が最も新しい  グリーンランドにある褶曲した岩石 - 島の頂上にある岩石は逆転しており、古い岩石が上に来ている

交差切りの法則	Nicholas Steno 1669 年	何か（割れ目、岩石、筋、侵食面など）がほかの何かを切断しているなら、切断しているもののほうが新しい	 アメリカ合衆国コロラド州にある岩脈；灰色の岩石が最も古く、水平に近い貫入で切られ、また斜めの貫入で切られている。斜めの貫入が最も新しい。
捕獲岩の法則	Charles Lyell 1830 年	別の岩石に含まれている岩石のほうが新しい。	 イギリスのチャンネル諸島のハーム島；薄い色の花こう岩中の暗い色をした捕獲岩がある。捕獲岩のほうが古い。
生層序の法則	William Smith 1816 年	化石群は岩石中に既知の順序で重なっているため、これをもとに岩石を時間順に並べることができる。	 William Smith が岩石の層序決定のために用いた化石群
変形または変成した岩石は、そうでない岩石よりも古いという法則	人物不詳	変形および広域変成作用はその地域のすべての岩石に影響するため、変形または変成をしていない岩石はより新しく形成された岩石である。	 ドイツ連邦ボーフムにある不整合。変形していない上部の岩石は、変形し傾斜した下の灰色の

			岩石よりも新しい。
--	--	--	-----------

これらの相対年代測定法のいくつかは、表 3.2.に示すように、Nicholas Steno が最初に提唱した他の 2 つの重要な原理に基づいている

表 3.2. 堆積物、溶岩および火山灰の堆積の原理

岩石の形成の原理名	提唱した人物	詳細	原理が当てはまる例	原理が当てはまらない例
初原地層 水平堆積 の法則	Nicholas Steno 1669 年	堆積物の層は、元々は水平に形成される（溶岩や火山灰も）。なお、たまに斜めになることもある。	 ウ ク ラ イ ナ の Drahomyrchany にある、水平に堆積した中新世の堆積物	 エストニアにある、初めから水平に堆積していなかった堆積物。氷河期に堆積した砂層を斜めに切るように堆積している。
地層の側方連続の法則	Nicholas Steno 1669 年	堆積物の層は、広い範囲にわたって（溶岩や火山灰のように）横方向に続く。なお、そうはならない場合もある。	 アメリカ合衆国アリゾナ州のグランドキャニオンにある、横方向に連続する堆積岩	 アイスランドにある河川堆積物。非連続に堆積し、谷側で止まっている。

以上の原理と法則を用いれば、岩石の実際の年代がわからなくても、その地域の地質学的な歴史を解明することができる。

ボックス 3.1. 相対年代測定法を用いて岩石の地史を解明する



イスラエルのネゲヴ砂漠におけるこの岩石の重なりは：

- ・ 水平な堆積岩はその順番で堆積されているので、「地層累重の法則」によれば、最も古い岩石は一番下にある
- ・ 岩石はもともと、「初原地層水平堆積の法則」や「地層の側方連続の法則」のように、広範囲かつ連続的に広範囲に広がっていた
- ・ 岩石の連なりの下付近の厚い層は、礫を含む地層である。「捕獲岩の法則」によれば、礫はそれがある地層より年代が古いものがあることになる。
- ・ 「交差切りの法則」によれば、水平な堆積岩を切っている、火成岩の垂直な貫入岩のほうが新しいことになる。
- ・ すべての岩石が今日の崖となっている侵食面によって切断されており、「交差切りの法則」によれば、このことが最も新しい地質学的事件である。

よって、これらの地層の歴史は：

最も新しい事件・今ある崖の上部と表面が侵食された

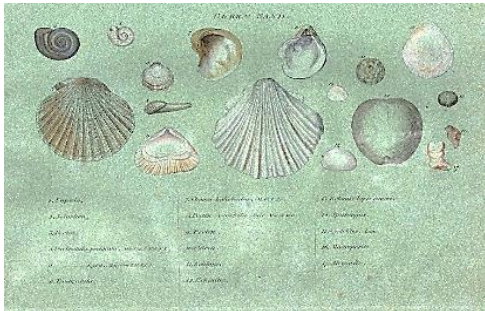
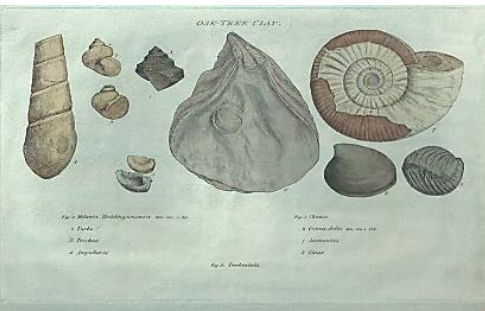
- ・ 岩石の連なりは、マグマが凝固してできた貫入岩によって切断された。
- ・ 残りの地層は上のほうが新しい
- ・ 崖の表面に見える最も下の地層が、小石を含む礫岩の次に堆積した。

最も古い事件　・ のちに礫となる岩石が形成された。

William Smith は化石を用いて岩石の相対年代測定を行い、この方法を「生層序の法則」と命名した。彼は、多くの堆積岩層に特定の化石群が含まれていたこと、及びこれらは広範な領域でみられたことを認識していた。このことは、特定の化石群を持つ岩石があれば、それは同じ年代の岩石であるということの意味する。この方法を対比という。彼はまた、特定の化石群を含む層が常に同じ順序で見つかったということも認識していた。このことは、特定の化石群を含む岩石を発見したとき、表 3.3 に示すように、

他の特定の化石群を含む岩石が常に上または下にあるということを意味している。彼は岩石を対比させて層序を決める方法を使ったものの、そもそもなぜ化石がいつも同じ順序で見つかったのかについては分かっていなかった。Charles Darwin がそうした順序をなす理由が進化であるという発想に至ったのは、後のことであった。

表 3.3. William Smith の「生層序の法則」を適用する方法

William Smith による層序		William Smith の後に認められた地質学的時間スケールによる年代	William Smith の用いた化石群の図
最も新しい	下部の石灰岩	白亜紀後期	
	緑色砂岩	白亜紀初期	
	Oak Tree Clay (now called Kimmeridge Clay)	ジュラ紀後期、Kimmeridgian age	
最も古い	ケラウエイズ・ストーン	ジュラ紀中期	

特定の化石については特定の年代の岩石でしか見つからないことが分かっているので、William Smithの方法はより広範に用いることができる。したがって、化石を調査することで、表 3.4 のように岩石の地質時代がわかる。

表 3.4. 様々な年代の岩石の典型的な化石

岩石の地質時代	この年代にしか見られない化石	化石の写真
第四紀	イタヤガイ科の一種である <i>Argopecten gibbous</i> 。海底に生息しているが、貝を動かして捕食動物からの逃避行動をとれる。新第三紀、第四紀および現代の堆積物に産出する。この写真は現代の標本である。	
新第三紀	カキの一種である <i>Crassostrea titan</i> 。岩場の海岸に生息している。この写真はアメリカ合衆国カリフォルニア州サンタマルガリータ産の標本である。	
古第三紀	絶滅したシロワニの一種である <i>Carcharias tingitana</i> の歯の化石。このサメの歯は古第三紀の地層でのみ産出する。この写真はモロッコの Khouribga の標本である。	

白亜紀	ウニの一種である <i>Micraster leskei</i>。海底堆積物中やその表面に生息する。他の種は古第三紀でも産出するが、この種は白亜紀の地層でのみ産出する。この写真はフランスのディエップのプイの近くにある石灰岩由来の標本である。	
ジュラ紀	カリフィロセラス (<i>Calliphyloceras</i>) 属のアンモナイト。殻をもったタコのように、海を泳ぎながら生息していた。殻は小部屋で区切られており、非常に複雑な構造をしていた。こうした形態はジュラ紀及び白亜紀のアンモナイトでしか見られない。	
トリアス紀	セラタイテス (<i>Ceratites</i>) 属のアンモノイド。殻をもったタコのように、海を泳ぎながら生息していた。殻の口に向かって滑らかに湾曲した小部屋間に隔壁があったが、他の部分では複雑な構造であった。この写真はドイツのホーエンローエの Oberer Muschelkalk の標本である。	

ペルム紀	ゴニアタイト (Goniatite) 目のアンモノイド (石炭紀およびデボン紀後期の岩石にも見られる)。殻をもったタコのように、海を泳ぎながら生息していた。小部屋間に単純なジグザグ状の隔壁を持っている。	
石炭紀	海底で単生する <i>Caninia</i> 属の四方形サンゴ。この写真はアメリカ合衆国カンザス州のレコンプトン石灰岩の標本である。	
デボン紀	ファコプス (<i>Phacops</i>) 属の三葉虫。おそらく活発な捕食者として海底に生息していた。この写真はアメリカ合衆国オハイオ州のデボン紀中期に形成された珪質頁岩の標本である。	
シルル紀	モノグラプタス (<i>Monograptus</i>) 属のフデイシ。このフデイシは、単一の腕を持ち、海の中を漂いながら複数の個体からなるコロニーごと移動していた。	

オルドビス紀	テトラグラプタス (<i>Tetragraptus</i>) 属のフデイシ。このフデイシは、4本*の腕を持ち、海の中を漂いながら複数の個体からなるコロニーごと移動していた。この写真はオーストラリアのビクトリア州のベンディゴにあるオルドビス系のベンディゴ統の下部から産出された標本である。 *写真では4本中3本しか写っていない。	
カンブリア紀	パラドキシデス (<i>Paradoxides</i>) 属の三葉虫。この三葉虫は、おそらく捕食者として海底に生息していた。	

地質学者によって化石を用いた岩石の関係性の調査がなされ、その順序が決定されると、記録された化石群は特定の場所では急激な変化をしていることが判明した。我々は今でこそ、この変化はそれらの時代に大量絶滅があったからであると分かっているが、黎明期の地質学者にとって、この変化をどのようにして岩石を時間的に分けるのに用いることができるかは強い関心事であった。結局は、これらの化石は地質時代の特定に用いられた（表 3.4 の最初の欄に示されている名前）。

ボックス 3.2. 地質時代の例 - トリアス紀

トリアス紀は中生代の最初の時期であり、ドイツ全土とヨーロッパ北西部に分布する 3 つの主要層（トリ=3）にちなみ、1834 年に **Freidrich von Alberti** によって命名された。これらは底部に赤色層、続いて石灰岩があり、その上に泥岩/砂岩が重なる。トリアス紀の岩石をその上側にある岩石と下側にある岩石とを区別することができた。これは、上側と下側では化石が大きく変化していたからである。今では、これは大量絶滅の結果であるということが分かっている。

現在では、可能な限り、地質学的に重要な境界の位置は、「国際標準模式層断面及び地点（GSSP）」によって特定されている。地球上には、正確な年代が分かる化石層がある場所があり、その場所を元に

境界の正確な位置がわかる。この重要な基準点を記すため、その場所には「ゴールドenspайク」が置かれている。

トリアス紀の最下部（すなわちペルム紀の最上部の上）の「ゴールドenspайク」は中国の浙江省の梅山にある。*Hindeodus parvus* と呼ばれるコノドントの微化石が地質学的に初めて現れる地層である。

トリアス紀の最上部（すなわちジュラ紀の最下部の下）の「ゴールドenspайク」はオーストリアのチロル州のクーヨッホにある。*Psiloceras spelae* と呼ばれるアンモナイトの化石が初めて現れる地層である。



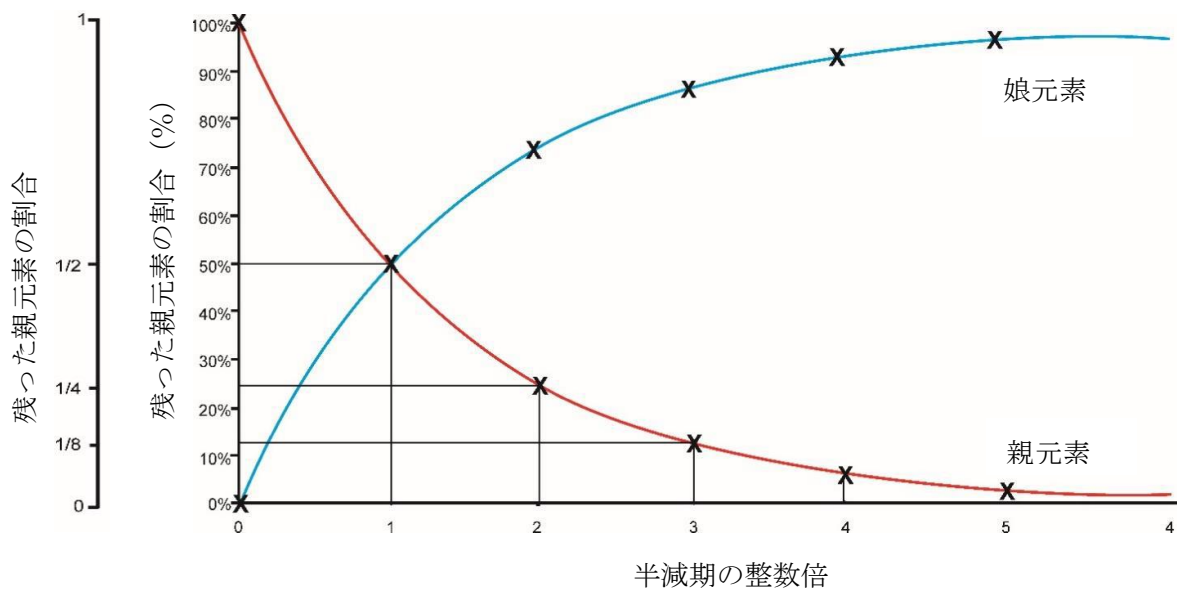
トリアス紀の地質学的境界の一つに打ち込まれた「ゴールドenspайク」と、地質学的記録上はじめてそこに現れたアンモナイトの石膏模型。

相対年代測定法は、長年にわたり岩石の年代と地質時代の相対的關係を解明するために用いられてきたが、放射年代測定が実用化されるまで、その期間が何歳であるのか、すなわち地質時代の期間の年数は分かっていなかった。

3.3. 絶対年代測定

一部の岩石や鉱物に含まれる放射性元素が崩壊して他の元素を形成することが発見され、放射性同位体分析が可能となった。時間の経過に伴ってそれらが減衰する様子は予測可能であり、グラフ上に表示することができる。これは一般に放射能減衰曲線と呼ばれる（図 3.1）。

図 3.1. 全ての放射性物質の崩壊を模式する放射能減衰曲線



崩壊する放射性元素は親元素といい、崩壊によって生み出された新しい元素は娘元素という。グラフは、特定の時間が過ぎると、親元素の半分が崩壊して娘元素になったことを示している。その特定の期間を半減期という。2回目の半減期が経過すると、残りの親元素の半分がさらに崩壊するので、親元素は元の4分の1になる。物質全体の組成は親元素が25%、娘元素が75%となる。3回目の半減期が経過した後、残っていた親元素のさらに半分に対応する8分の1(12.5%)が崩壊するため、親元素は12.5%、娘元素は77.5%となる。娘元素の割合が大きくなるほど、親元素の割合は少なくなる。

すべての放射性物質はこのパターンに従って崩壊していくが、その半減期の長さは数十億年から数十μ秒以下など多様である。崩壊率が既知の放射性元素に着目すれば、親元素と娘元素の量を測定して、その元素を含む物体が最初に形成された年代を知ることができる。こうして、その放射性元素が見つかった鉱物または岩石の年代が分かる。この方法は、数年、数千年、数百万年または数十億年といった数値で年代が分かるため、**絶対年代測定**という。測定値には算出されている少量の誤差が含まれるため、放射年代測定の測定値は常にその潜在的な誤差をつけて表わされる。

ボックス 3.3. 放射性物質による絶対年代測定における誤差範囲



スコットランドのエジンバラ市は、古代の火山の周りに建てられている。噴火の時期が火山岩中の長石を用いて測定された。長石のアルゴンの放射能減衰によって判明した日付は3億4900万年±400万年であり、火山が3億5300万年から3億4500万年前の石炭紀に噴火したことを示している。

絶対年代測定は、適した放射性元素を含む岩石または鉱物に対してのみ使用することができ、その岩石が最初に形成された年代が分かる。これはほとんどの火成岩やいくつかの変成岩にはうまく適用できる。堆積物の粒子はそれが侵食され堆積されるずっと前に形成されているため、堆積岩にはうまく適用できない。化石は堆積岩から産出するため、このことが絶対年代と化石による相対年代を結び付けることを難しくしている。これが、地質柱状図の期間と期間の境界に絶対年代を割り当てるのに時間がかかった理由の1つである。しかし、今ではこれらの年代はほぼすべて確定され、表 3.5.に示すように、絶対年代付きの地質柱状図を作成できる。この表の最後の欄には、地史上の重要な事件を記した。

表 3.5. 国際層序委員会（ICS）によって発行された最新の国際年代層序表に基づく地質時代の主な区分

累代	代	紀	略字	年代	主要な事件
				0	
顕生代	新生代	第四紀	Q	2.6	3.3 最古の石器
		新第三紀	N	50	ヒマラヤ山脈形成
		古第三紀	Pg	23	66 K-Pg 大量絶滅
	中生代			66	130 初期の顕花植物出現
		白亜紀	K	145	160 初期の鳥類出現
		ジュラ紀	J	201	190 大西洋の開裂
		トリアス紀	T	252	220 初期の哺乳類出現
	古生代			252	252 「大絶滅」と呼ばれる大量絶滅
		ペルム紀	P	299	299 パンゲア超大陸の形成
					315 初期の爬虫類出現
		石炭紀	C	359	370 初期の両生類出現
		デボン紀	D	419	400 初期の昆虫類出現
		シルル紀	S	444	430 初期の陸上植物出現
		オルドビス紀	O	485	530 初期の魚類出現
		カンブリア紀	Cm	541	541 殻や硬組織を持つ生物の出現
先カンブリア時代	原生代			541	2,000 初期の多細胞生物の出現
				2,100	2,100 初期の真核生物の出現
	太古代			2,500	2,700 大気への酸素放出
	冥王代			4,000	3,500 初期の細菌やラン藻の出現
				4,600	4,000 最古の岩石
					4,6000 地球の誕生

*岩石の年代測定法が改善されたため、表の年代の一部が何度か変化した。表 3.5 が最新版である。

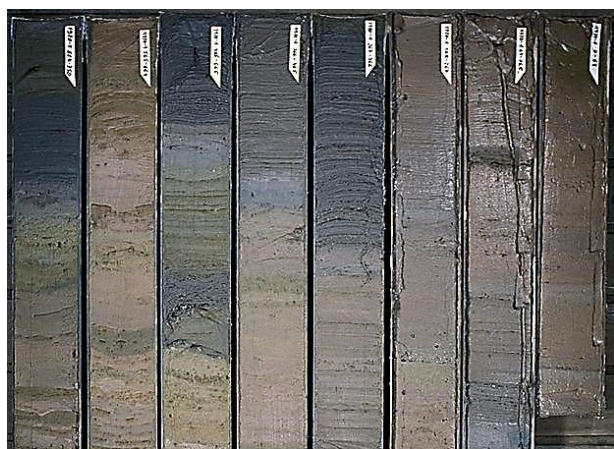
3.4. 地質学的プロセスの速度

一時期は、ほとんどの地質学的プロセスは遅く安定して発生したものであると考えられていた。今では、一部のプロセスは実際に非常に遅く安定しているものの、他のプロセスは非常に速く急激に生じることがあると分かっている。例えば、一連の堆積岩が形成されるまでには何百年もかかるが、一つ一つの層自体はわずか数秒で堆積している。同様に、地下深部の液状マグマは冷却され固体の火成岩になるまで何百年もかかることがあるが、火山は数秒で噴火し岩石を形成する。岩石の上を覆っている氷が解けた後は岩石が徐々に上昇していくが、地震の時には岩石は急激に上昇する。

また、安定したプロセスであると考えられていた進化は、しばしば急激な速度で生じると考えられているが、大量絶滅もしばしば突発的な災害によって生じると考えられている。そのため、数十億年にわたる地質学的記録は、非常に遅いプロセスの中に、たまに急激で破滅的なプロセスが挟まれるようにして組み合わせられてきたプロセスの記録であるということが明らかになった。中間的な他のプロセスもまた、常にそれらの間に働いていた。

ボックス 3.4. とてもとても速いプロセスから、とてもとても遅いプロセスまで

深海では、微細な泥は非常にゆっくりと海水中に浮遊して沈降し、沈殿物の一連の層を形成するのに何百年もかかることがある。しかし、時には陸地、沿岸や海洋深層では土砂崩れやその他の破滅的な現象により、土砂が非常に急速に、数日や数時間で堆積することがある。



グリーンランド付近の深海で採取された深海堆積物のコア;堆積物の層は長い時間にわたり蓄積されている。



スコットランドの 8,000 年前の津波堆積物の灰色の層で、数分で堆積してできた。上下に暗泥炭層がある。

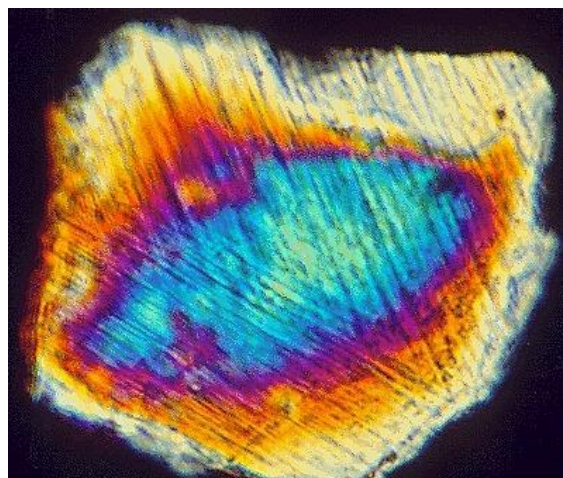
ボックス 3.5. 破滅的な影響を与える事件

宇宙からの物体はしばしば地球や他の惑星と衝突するが、そのほとんどは非常に小さく、検出されることはない。しかし、直径 1 km の小惑星が平均 50 万年ごとに地球に衝突し、直径 5 km の小惑星では 2,000 万年ごとに地球と衝突している。小さな小惑星のほとんどは大気中で崩壊するが、大きな小惑星は地表に衝突してクレーターを生成する。衝撃の大きさは、衝突する物体の直径、密度、速度及び角度に依存

する。火山によるクレーターは小惑星によるクレーターとよく似ているが、小惑星によるクレーターだけが、衝撃時に石英の変成によって作られる、テクタイトと呼ばれる小さなガラスビーズと「衝撃石英」を持っている。衝撃によっては、煤と灰の層だけでなく、イリジウム層も生成される。



一般的なテクタイトの形・ダンベル型と涙型



クロスニコルの顕微鏡下で見られる変成面を有する衝撃石英

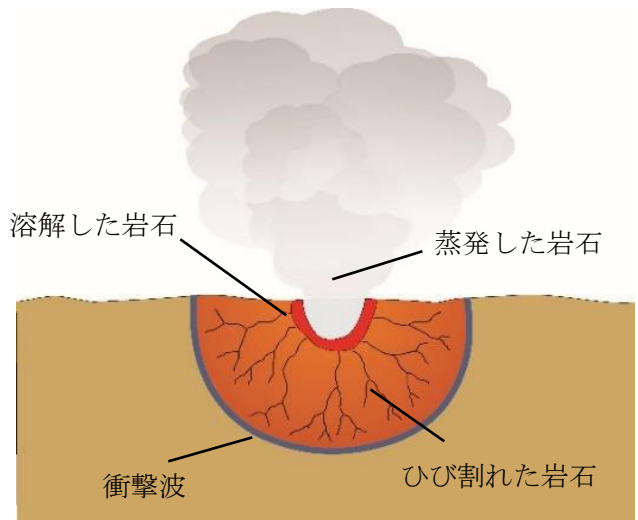
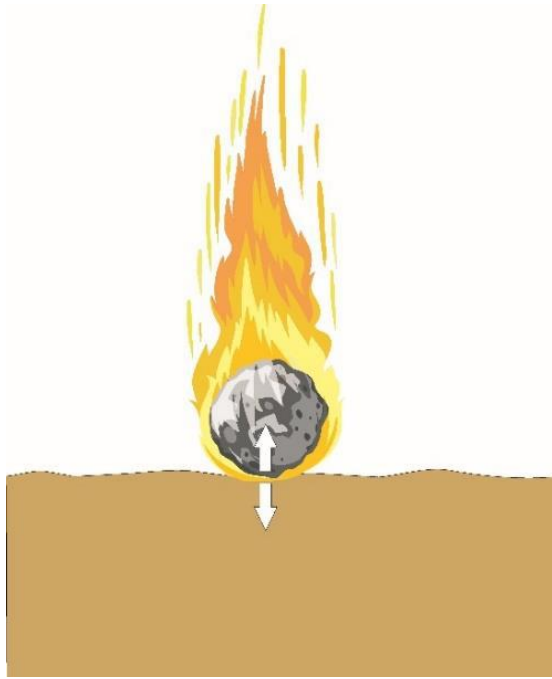


インドのロナールクレーター・約5万2,000年前の小惑星衝突によって形成されたと考えられている。

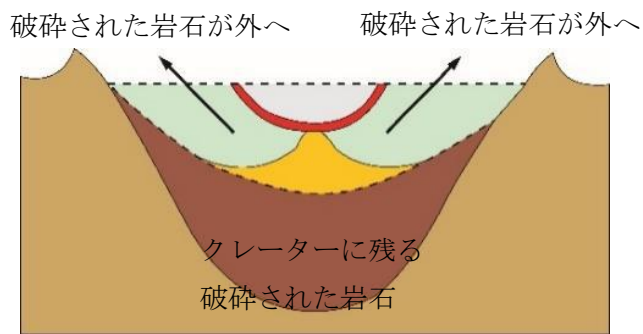


国際宇宙ステーションから見たカナダのケベック州のコート・ノール地方にある幅100キロメートルに及ぶマニキュアガン・クレーター - 2億1500万年前の古い小惑星衝突によって形成された。

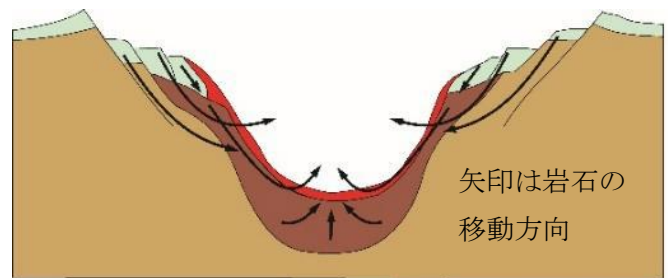
多くの現象が、地質学者が通常扱っている時間スケールよりもかなり短いほんの数秒で起こるため、小惑星衝突に関する地質学は特殊である。小惑星衝突は通常以下の段階からなる。その結果、バリンジャー隕石孔に見られるような、知られたクレーターの形となる。



1 段階目 - 衝突と包摂の段階



2 段階目 - 陥没段階



3 段階目 - 修飾段階



アメリカ合衆国アリゾナ州フラッグスタッフ近郊のバリンジャー隕石孔。中心が小高く、クレーター丘に囲まれた、典型的な小惑星衝突による陥没をしている。5 万年前ごろに形成された。

4. 地球システムは相互作用する球体を構成する

全地球システムは実に多くのサブシステムから構成されている。それらは、地圏、水圏、気圏、生物圏に分けることができ、これらは第1章で示したように、異なるサブシステム間に多くの相互作用とフィードバックがある。

4.1. 地圏

地圏は固体地球である。それは、核、マントル、地殻、岩石、鉱物、化石、および土壌など、地球全体を含む。それはまた、固体地球とその構成物質に影響を与えるすべてのプロセスを含む。

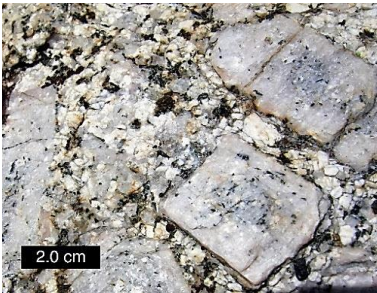
4.1.1. 地球の構成物質と特性

地球の外側部分は岩石でできており、これらは鉱物または他の岩石の破片でできていて、しばしば土壌で覆われている。

4.1.1.1. 鉱物

鉱物は、固定された結晶構造と特性を持つ天然に形成された非有機物質である。それらは単一元素で作ることができるが、ほとんどは2つ以上の元素からなる化合物である。天然に形成された物質は通常、製造された化学物質ほど純粋ではないので、化学的性質、結晶構造、物理的性質においてわずかな違いがある。それぞれの鉱物は、その特性によって認識することができる - 重要な特性は色、結晶の形、硬さと、壊れ方である。方解石と希塩酸との反応、岩塩の塩味、方鉛鉱のような鉱物の高密度で金属的な輝きなど、一部の鉱物には識別に役立つ特定の特性がある。一般的な鉱物を表 4.1.に示す。

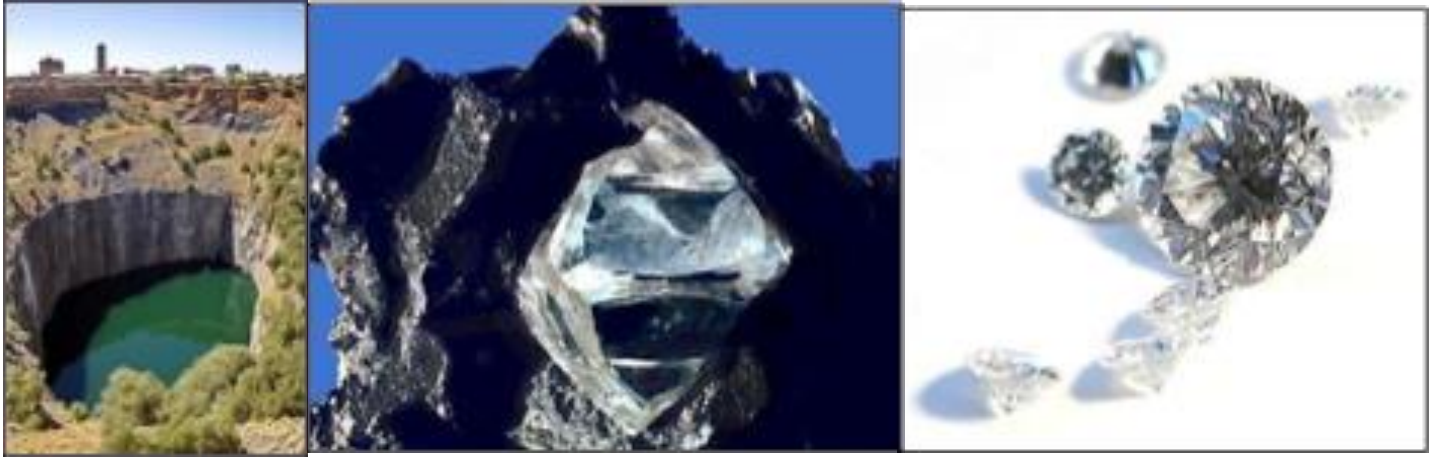
表 4.1. 一般的な鉱物の化学的性質、形状、物理的性質

名称	写真	化学的性質	結晶の形状	物理的性質
石英 産地：不明		二酸化ケイ素 SiO_2	六角形（6面） に近い形状	通常は白、灰色、または 無色だが、他の淡い色も ある； 硬い； 壊れにくい
長石 産地： ロッククリー クキャニオン、 シエラ ネバダ州、 カリフォルニア、 アメリカ		カルシウム、ナトリウム、 ケイ酸カリウム $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ から $(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ の範囲	大抵は箱形	通常は白か灰色、時には ピンク； 硬い； 平らな面 に沿って壊れる
雲母 産地：不明		カルシウム、ナトリウム、 カリウム、アルミニウム、 マグネシウムと／または鉄と のケイ素および酸素の複合 ケイ酸塩	六角形（6面） に近い板状	通常無色または黒色； 低い 硬度； 平らなシート状に 簡単に割れる

方解石 産地： ンカナ鉱山、 ザンビア		炭酸カルシウム CaCO_3	犬歯のような 形をして劈開 がある一般的 な形	白または無色；かなり低 い硬度；押しつぶされた 立方体形状に簡単に壊れ る。希塩酸と反応する。
岩塩 産地：ポーラ ンド、ヴィエ リチカ岩塩坑		塩化ナトリウム NaCl	立方体	無色、白またはピンク； 硬度が低い；非常に簡単 に立方体形状に壊れる。 塩味
石膏 産地；不明		硫酸カルシウム $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	薄い結晶、画像 のような「砂漠 のバラ」を形成	無色、白またはピンク； 硬度が低い；平らな面に 沿って簡単に壊れる。
黄鉄鉱 産地；不明		硫化鉄 FeS_2	大抵は立方体	光沢のある黄褐色；硬 い；壊れにくい；高密度

方鉛鉱 産地： ジブラルタル 鉱山、ナイカ、 チワワ、メキ シコ		硫化鉛 PbS 鉛鉱石	大抵は立方体	光沢のある灰色；硬度が低い；立方体形状に簡単に壊れる。；高密度
---	---	----------------	--------	---------------------------------

Box 4.1. 珍しい鉱物-ダイヤモンド



ダイヤモンドは、炭素元素から地下の高い圧力の下で形成される。それらはキンバーライトと呼ばれる珍しい火山岩で地表に運ばれる。上昇しているマグマはダイヤモンドを運んで、速い速度で地殻を通して上方に円形のパイプ状の穴を掘削する。写真に示されているように、ダイヤモンドは南アフリカのキンバーリーにある「ビッグホール」のようなキンバーライトパイプから採掘されている。キンバーライトが侵食されると、ダイヤモンドは河川によって運ばれ、沖積層中に堆積する。多くのダイヤモンドはこれらの鉱床からも採掘されている。

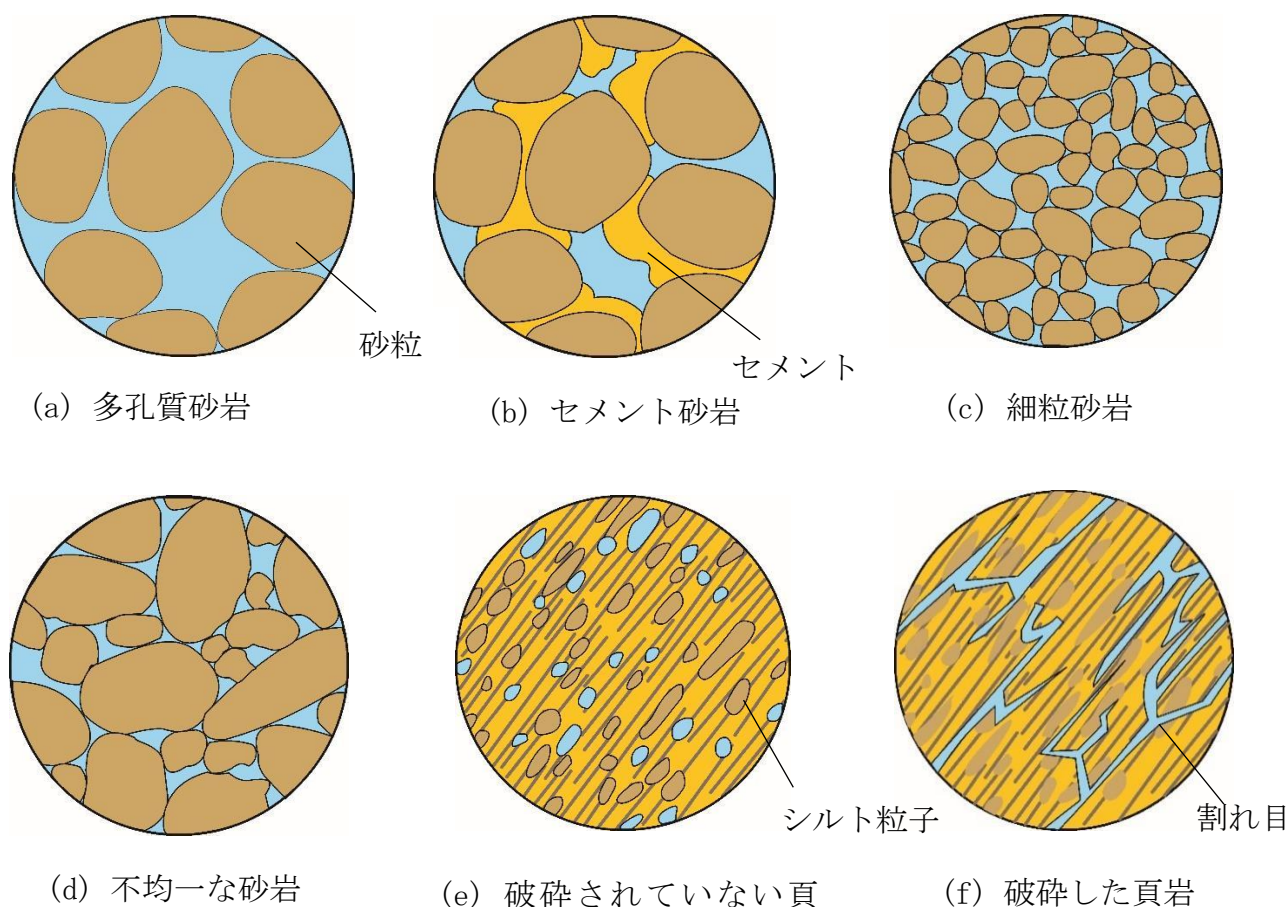
強力な炭素原子同士の結合により地球上で最も硬い鉱物になるので、ダイヤモンドはとても特別である。また非常に明るい光沢のある表面を持っている。中央の写真に表示されているような荒いダイヤモンドは、光をさらに反射させるためにカットされ、装身具類で広く使用されている最も貴重な宝石になる。小さいダイヤモンドは非常に硬いので工業用切削や研磨に使用され、歯科用のドリルにもよく使用される。

4.1.1.2. 岩石

岩石は自然に形成された物質である。それらは鉱物、他の岩石の破片、または化石でできていて、1.4.4 節で説明されている岩石サイクルの過程を通して形成される。岩石は、それらの化学組成と物理的組織に基づいて識別され、記述される。化学組成は岩石を形成する鉱物につながっているが、岩石の組織は粒子の種類とサイズ、そしてそれらがどのように配置されているかによって異なる。これらの特徴は、岩石の磨耗に対する抵抗性、そしてそれらの間隙率と透過性に関係している。

間隙率とは、岩石中の空間または気孔の量をパーセントで表したものである。15%の間隙率は岩石にとって高い間隙率である。ほとんどの岩石はこれよりずっと間隙率が低い。岩石の透過性は、流体が岩石をどれだけ速く流れることができるかを意味する。間隙率が高い岩石は、細孔が流体を通過させるのに十分大きく、細孔が互いに連結している場合、高い透過性を有する。粘土のように非常に小さな細孔空間を有する岩石は、流体を通過させないため、多孔質であるが不透過性である。同様に、一部の溶岩の気泡孔はつながっていないため、岩石はまた多孔質だが不透過性になる（図 4.1）。絡み合った結晶からなる岩石、またはきめの細かい岩石は、亀裂や割れ目がない限り、流体の流れを止め、不透過性である。間隙率と透過率は、岩石の中に貯蔵され、岩石を通して流れることができる水、石油、ガスなどの天然流体の量を制する。

図 4.1. 岩石の間隙率と透過率 (a)の間隙率および透過性は(b)のセメントによって減少してきた。細孔空間が小さいので、(c)の透過性は非常に低い。より大きな粒子間の細孔空間はより小さなものによって埋められているので、(d)における透過性も低い。(e)の破碎されていない頁岩は(f)で破碎されるまでは不透過性である。



一緒に圧縮されそして／あるいは自然に一緒にセメントされた粒子から形成された岩石は堆積岩であり、これらは一連の組成および組織を持つことになる。最も一般的な堆積岩は石英、長石、粘土鉱物が豊富である。これらは、粗粒の礫岩（丸みのある粒子を含む）および角礫岩（角のある形をした粒子）から、中粒砂岩から泥岩、頁岩および粘土／粘土質岩のような細粒堆積岩まで、粒度の範囲を持つことができる。石灰岩も一般的な堆積岩であり、主にこわれた貝殻の方解石のような炭酸カルシウム鉱物の破片からできている。石灰岩は炭酸カルシウムが希酸と反応するために識別することができ、石灰岩の上にたらした一滴の塩酸は発泡反応を起こすだろう。石灰岩は、粗粒から細粒まで、そして灰色からクリーム色まで、そして細粒チョークの白までの範囲で様々ある。

火成岩および変成岩は、それらが砕かれない限り、通常摩耗に対して非常に抵抗性があり、またそれらを不透過性にする連結した結晶から形成される。より粗い例では、連結した結晶は目あるいはハンドルーペで見ることができる。

火成岩はかつてマグマと呼ばれた溶岩であり、通常マグマが冷えるにつれて形成された。マグマが冷えるにつれて、鉱物の結晶が絡み合うまで成長し、岩石が固くなる。さまざまな組成の鉱物はさまざまな色を持ち、さまざまな温度で結晶化するため、火成岩はさまざまな色、形、サイズの鉱物の混合物である。結晶は通常ランダムな配列を有する。マグマを冷却することによって形成されている火成岩の唯一の例外は、マグマが火山から固い塊または火山灰として爆発的に吹き飛ばされるときである。

変成岩は、温度の上昇、圧力の上昇、またはその両方によって引き起こされる変成作用によって、堆積岩、火成岩、またはより古い変成岩から形成される。それらは固体状態で形成されるので、融解はない（融解によって形成された岩石は火成岩である）。温度の上昇は、近くのマグマで熱せられることによって、あるいは深く埋まることによって生じる。圧力が関係しているところでは、変成岩はプレート衝突状況でのみ形成され、そして単純に厚く上に横たわる岩石の重なるの埋没圧力によってではない。プレートテクトニクの高められた圧力によって

形成された変成岩は、圧力に対して直角に配列された連結した結晶を有するが、高められた温度のみによって生成された変成岩はランダムに配列した連結した結晶を有する。炭酸カルシウムの結晶で形成された変成岩である大理石は、石灰岩と同じように希塩酸と反応する。

これらの特性は、3つの大きな岩石グループを互いに区別することを可能にする：粒子または結晶を調べることによって、（表面に水を落とすことによって、または標本を水中に入れたり昇ってくる泡を見ることによって）透過性を試験することによって、指の爪やコインなどの金属片で岩石を引っ掻くことによる方法である。結果を表 4.2 に示す。石灰岩と大理石も希塩酸と反応する。

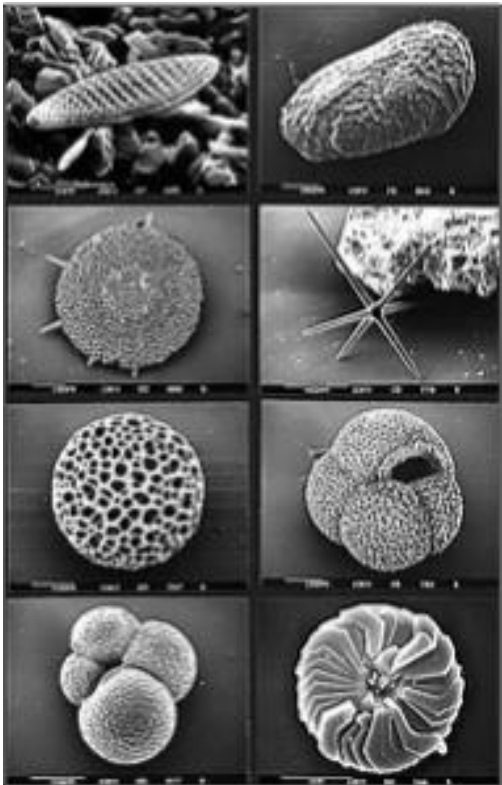
表 4.2. 3つの主要な岩石群を区別するための簡単なテストの結果

観察/テスト 岩石グループ	粒子/結晶の検査	透水試験	引っ掻き試験
堆積岩	粒子が一緒にセメントまたは圧縮	細粒または十分にセメントされていない限り、水が沈み込むか、試料から連結した気泡が発生する。	しっかりセメントされていない限り、簡単に傷が付く
火成岩	連結した結晶、ランダムに配列	水は表面に沈み込まない； 試料から気泡が発生しない	かなり風化しない限り傷が付きにくい
変成岩	連結した結晶。主に熱によって形成された場合はランダムに配列。圧力と熱を合わせて形成された場合は、平行または準平行		

4.1.1.3. 化石

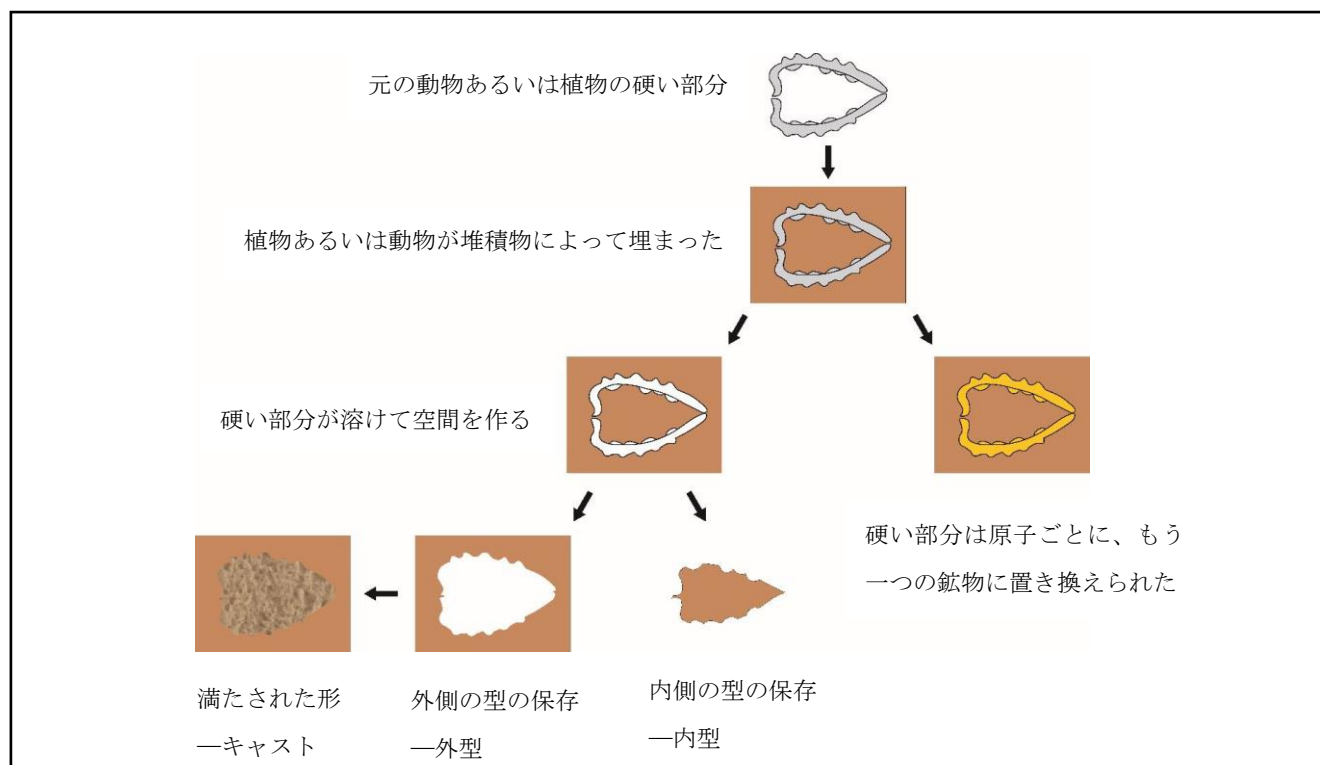
化石には保存された生命の痕跡が含まれており、通常 1 万年以上前のものと考えられている。最大の恐竜から最小の微化石までの大きさの範囲である（図 4.2.）。

図 4.2. これまでに知られている恐竜の最大のタイプであるアルゼンチンからアルゼンチンサウルスと微化石の走査型電子顕微鏡（SEM）画像



化石は堆積岩や低度の（あまり変成していない）変成岩に見られる。それらは、貝殻や骨のような組織の硬い部分、時折、柔らかい組織の部分（皮膚、毛皮、羽毛など）が保存されて残ったものである。場合によっては、元の物質は原子が他の物質の鉱物に置き換えられた。それはすべての元の物質の特徴を維持するかもしれないし、しないかもしれない。時には化石が溶解して岩石に穴（型）を残す。型は後で他の物質で充填され、元の化石の鋳造物を形成するかもしれない（図 4.3）。

図 4.3 化石化



化石の体が保存された跡は体化石と呼ばれているが、生痕化石は、足跡、巣穴、穿孔、根の痕跡などの堆積物中に有機体が残した形跡である。化石化の重要なモデルを表 4.3 に示す。

表 4.3 化石化の重要な過程

化石化の過程	画像	化石のグループ
埋没—軟らかい部分と硬い部分が保存		小さいトガリネズミのような哺乳類の化石—骨や保存された毛皮 Yixian 層, 遼寧省, 中国, 前期白亜紀

埋没—硬い部分のみ 保存		A <i>Calymene</i> trilobite カリメネ三葉虫 Henryhouse 層からの化石, オクラホマ州, アメリカ, シルル紀
置換—元の鉱物が新たな鉱物に置き換えられる		元々炭酸カルシウムからできていたアンモナイト, 現在は黄鉄鉱 Bully Calvados 産, フランス, ジュラ紀
型の形成		カタツムリのような腹足類の内側と外側の型(化石それ自体は溶け去り、殻の内側と外側の形を残している) Galena 層の化石, アイオワ州, アメリカ, オルドビス紀
キャスト形成		恐竜の足跡のキャスト。 恐竜は砂で充填される前に硬くなった泥の足跡を作った。泥が取り除かれ、砂岩が逆さまになって砂岩のキャストが現れるようになった。 Ashdown 層の化石, フェアライト, サセックス, イギリス, 白亜紀

生痕化石—巣穴と這った形跡		三葉虫の巣穴と休憩場所 Gog層の化石, レイクルイーズ, アルバータ州, カナダ, カンブリア紀
生痕化石—細根の痕		細根（型・生痕化石）を含む Lepidodendron 植物の化石（体化石）の根跡 オハイオ州北東, アメリカ, 石炭紀

4.1.1.4 堆積岩

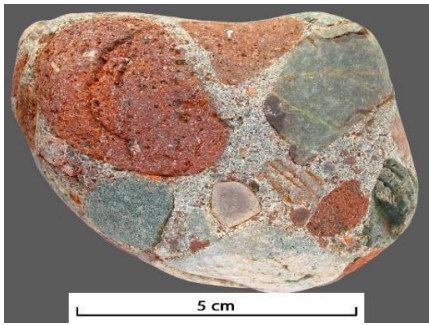
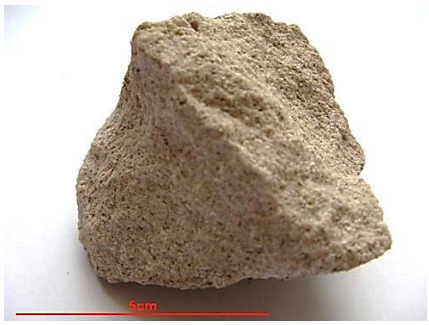
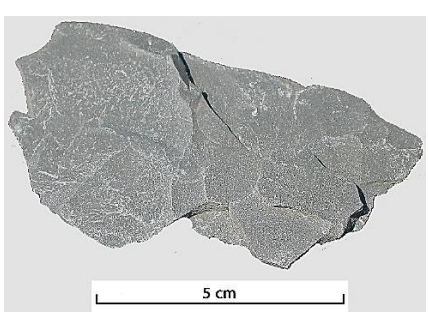
堆積岩は堆積物として沈積しており、堆積岩を構成する鉱物と粒径を用いて同定されている（表 4.4）。堆積岩は、それらがしっかりと固まっていないか、またはきめの細かいものでない限り、通常は浸透性であり、そしてほとんどは傷つけることが容易である。砂岩では粒子は見やすいが、泥岩中の粒子はルーペを用いても見ることは通常不可能である。

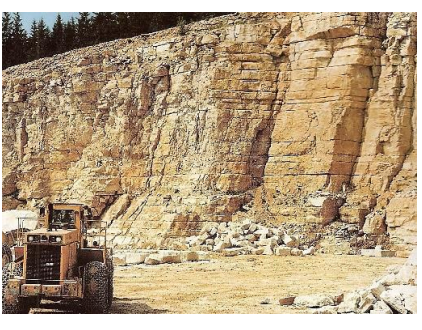
表 4.4 堆積岩の分類

化学組成	ケイ素に富む	炭酸カルシウムに富む	塩化ナトリウムに富む	炭素に富む	
特徴	最も一般的な堆積岩；しっかりと固まっていれば硬く、そうでなければ傷がつきやすい，一般的に濃いあるいは薄い灰色、茶色、クリーム色または赤色である。	希塩酸と反応する。傷が付きやすい。一般的に薄い灰色、クリーム色または白色である。	塩味のある岩塩できている。；立方晶系で非常に傷が付きやすい。；ピンク、白または無色である。	非常に傷が付きやすい。しばしば立方体の形に分割される。； 黒色；植物化石を含むからであろう。	
一般的な岩石の種類―表 4.5 参照					
粒 径	細粒状< 0.0625 mm	泥岩；頁岩；粘土；粘土	石灰岩；チョーク	岩塩	石炭
	中粒状 0.0625-256 mm	砂岩；シルト岩	石灰岩		
	粗粒状>2mm	礫岩；角礫岩			

砂岩の大部分は底に横たわり、泥は葉理と呼ばれるより薄い層に堆積する。堆積物が積み重なるにつれて、泥はより密度の大きい泥岩、頁岩、粘土/粘土石に圧縮され、石灰泥は水が押し出されて石灰岩またはチョークに圧縮される。小石、砂、貝砂などのより粗い堆積物の細かい空間を水が通って流れ、鉱物が天然のセメントとして水から結晶化し、それが物質を固定化する。表 4.5 に示すように、これらの堆積物は粗粒状の礫岩と中粒度の砂岩または石灰岩に岩石化する。したがって、堆積岩の場合、2つの主要な岩石形成の過程は圧密作用と膠結作用という。

表 4.5 一般的な堆積岩

堆積岩	画像	露頭	露頭場所
	標本		
礫岩			サンセバスチアン近郊の礫岩の露頭、スペイン、白亜紀
クリーム色砂岩			社交葉理クリーム砂岩、ブレッセイ島、シェトランド諸島、イギリス、デボン紀
赤色砂岩			アンテロープキャニオンの赤色ナバホ砂岩、赤鉄鉱の鉄セメントのため赤色である、アリゾナ州、アメリカ合衆国三疊紀/ジュラ紀
泥岩			赤色泥岩と淡いシルト岩のベッド、Bassin de Lodève, Hérault, la Lieude, Mérifons, フランス、二疊紀

頁岩			海洋性頁岩, Slate Hill Road , Marcellus, ニュー ヨーク州, アメリカ 合衆国, デボン紀
粘土			粘土, エストニア, 第四紀
化石を含む石灰岩			グリーンブリッジのアーチとスタック、ウェールズの化石を含む石灰岩, ペンブロークシャー, ウェールズ, 石炭紀
魚卵状石灰岩			Rothenstein Ⅲ採石場中の魚卵状ジュラ石灰岩, ジュラ地方, フランス, ジュラ紀
チョーク			Møn の高チョーク崖, デンマーク, 白亜紀

岩塩			Colonel 塩洞窟, イスラエル 塩は水溶性のため、塩の自然露頭は地下でしか見られない。
石炭			古い炭坑の入り口の石炭層, Stellarton 層, ノバスコシア州、カナダ, 石炭紀

Box 4.2 普通ではない堆積岩 - チャート（またはフリント）



チャートは、細粒の石灰岩の中に団塊と呼ばれる塊として発見される（右写真）。それがチョークで見つかり、フリント（左手の写真）と呼ばれ、先史時代に矢じりや他の鋭い道具を作るのに使われた。

細かい石灰泥が静かに海底に堆積すると同時にシリカ（二酸化ケイ素）のできた有機物である微生物の遺骸が堆積すると、チャートとフリントが形成される。石灰泥がチョークに圧縮されるにつれて、シリカは粒子間の水に溶けていく。それから非常にきめの細かいチャート/フリントの団塊に再結晶する。そして、時間の経過とともに岩石中で成長する。団塊は奇妙な丸みを帯びた形と大きさをしており、しばしば層状に見られる。チョークは海のはたらきによって侵食されるので、チョークの崖の下の海岸は通常非常に硬いフリントの小石でできている。

4.1.1.5 火成岩

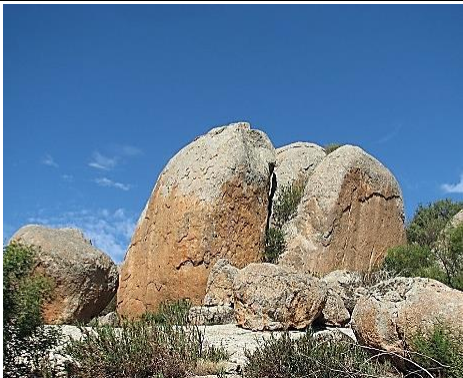
火成岩は一度溶融したマグマが冷えて結晶化するか、火山から爆発的に噴火したときに形成された。ほとんどの火成岩は不透水性で、それらの結合した結晶のために傷がつきにくい。火成岩はそれらの結晶の大きさおよび化学組成を用いて同定される。粗粒の結晶は肉眼で観察でき、中粒岩の結晶の観察にはルーペが必要で、細粒岩の結晶は顕微鏡なしでは観察することは通常不可能である。地下深部でマグマをゆっくり冷却することによって形成された粗粒岩は深成岩と呼ばれ、細粒状の火成岩は火山岩として噴火する。

岩石の化学組成は存在する鉱物に関連しており、これらは岩石の全体的な色を決める。鉄とマグネシウムが豊富な岩石は玄武岩のような濃い色の鉄/マグネシウムが豊富な鉱物を形成する一方で、ケイ素が豊富な岩石は主に長石と石英のような薄い色の鉱物を形成する。これにより、表4.6の分類体系が決まる。

表 4.6 火成岩の分類

化学組成	鉄/マグネシウムに富む	中間	ケイ素の富む
特徴	有色鉱物；黒っぽい色；高密度(重く感じる)	中間的な特徴を示す	無色鉱物；淡い色；通常の岩石密度
一般的な岩石の種類—表 4.7 参照			
結晶の大きさ	細粒状(<1mm)	玄武岩	安山岩
	中粒状(1-3mm)	粗粒玄武岩	希少
	粗粒状(>3mm)	はんれい岩	花崗岩

表 4.7 一般的な火成岩

火成岩	画像		露頭の場所
	標本	露頭	
花崗岩			花崗岩の露頭，マウント・ホープ，ビクトリア，オーストラリア，デボン紀
はんれい岩			植物フォークパークにあるウクライナ産のはんれい岩，ブランケンフェルド・パンコフ，ベルリン，ドイツ
粗粒玄武岩			川の堤にある粗粒玄武岩，Agwa Rock，スペリオル湖，カナダ

玄武岩			玄武岩柱 (玄武岩が冷却されて形成), ジャイアントコーズウェイ, 北アイルランド, 第三紀
安山岩			安山岩質溶岩流, スチュアートピーク火山, コロラド州, アメリカ合衆国, 第三紀
火山灰			堆積して凝灰岩となった火山灰, シチリア島の近くのエオリア諸島, イタリア, 第四紀

Box 4.3. 珍しい火成岩—火山ガラス



火山ガラスは、他の火成岩と同じようにマグマを冷却することで形成される。マグマがゆっくりと地下で冷えるとき、大きな結晶が形成する時間がある。それが地表に溶岩として噴火するとき、それははるかに急速に冷える。そのため、きめの細かい溶岩である玄武岩のように、はるかに小さい結晶を有する。それがより更に急冷されると、液体中の原子が結晶になる時間がなくなり、ガラスが形成される。上の写真の溶岩流の中の火山ガラス、標本、先史時代のナイフはこのように形成された。窓ガラスと瓶ガラスは同じ方法で熔融した二酸化ケイ素を冷却することによって作られる。

4.1.1.6. 変成岩

堆積岩、火成岩、古い変成岩が高熱下かつ/または高圧下において個体の状態で再結晶する際に**変成岩**は形成される。岩石は変成作用の間溶解することではなく、溶解してしまった場合は火成岩になってしまう。

ほとんどの変成岩は、プレートの衝突によって生じる山々が形成される際に熱や圧力が高まることによって形成される。これが**広域変成作用**である。激しい状況下において、他の鉱物に変わる鉱物や、より薄くより長く再結晶する鉱物もあれば、圧力の方向に対して直角に並ぶまで回転する鉱物もある。

変成岩は近くの高温の火成岩体によって岩石が加熱された際にも形成される。ここでの鉱物の再結晶は主に熱によるものであり、地殻変動による圧力はかかっていないため、新しい岩石の結晶はランダムに配列している。

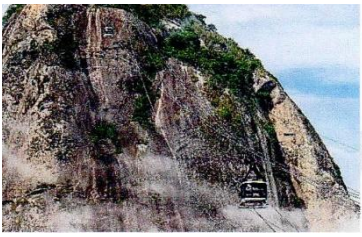
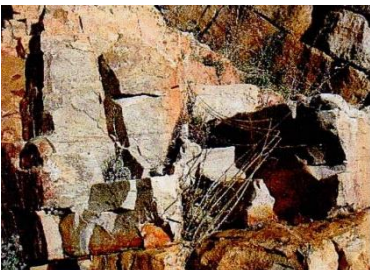
表 4.8 にあるように、熱と圧力によって形成される広域変成岩、主に熱によって形成される熱変成岩かは、もともとの岩石の性質に依存する。

表 4.8. 変成岩の分類

鉱物組成		泥岩または頁岩中の石英と粘土鉱物	砂岩中の石英	石灰岩中の方解石
一般的な広域変成岩のタイプ—表 4.9				
熱と圧力の 上昇 	低い段階	粘板岩	メタ珪岩（または珪岩）	大理石
	中間の段階	片岩		
	高い段階	片麻岩		
一般的な熱変成岩のタイプ				
熱の上昇		ホルンフェルス	メタ珪岩（または珪岩）	大理石

変成岩は結晶が連結してできているため、変成岩は普通不浸透性であり、ほとんどの堆積岩よりも引っかかり傷が付きにくい。広域変成岩は並んでいる鉱物で特定することができる。細かい粒の粘板岩においては、岩石が弱くなり、弱い面やへき開面に沿って薄いシート状に割れやすくなる。粗い粒の片岩においては、標本を動かすと並んだ鉱物が光っているように見える。片麻岩においては、鉱物は結合を形成する。時には結合は複雑な折り目に変形する。メタ珪岩や大理石に一行に並んだ鉱物を見つけるのは困難であり、そして広域変成のメタ珪岩、大理石なのか砂糖のような熱変成のメタ珪岩、大理石なのかを識別するのは非常に困難である。メタ珪岩は不浸透性で硬い砂岩である。大理石にも砂糖のような見かけを確認することができるが、薄い塩酸に反応する。ホルンフェルスも硬く、熱変成岩であり、ランダムに配列した鉱物からできているが、これらをこの細かい粒の岩石の中に確認することは一般的には不可能である。

表 4.9.一般的な変成岩

変成岩	画像		露頭の画像元
	標本	露頭	
粘板岩			ロックアンカーとワイヤーメッシュで保護された道路切削面の粘板岩（ドイツ・ノルトラインロータル山地、デボン紀）
片岩			雲母片岩（フランス・グロア島、デボン紀）
片麻岩			縞状片麻岩（ブラジル・リオデジャネイロ・シュガーローフマウンテン、先カンブリア紀）
大理石			大理石のブロック（イタリア・カラーラ採石場、ジュラ紀） 広く建築用石材や彫刻像を作るために用いられてきた。
メタ珪岩 (珪岩)			メタ珪岩の露頭（スペイン・ザラゴザ・El Castellar、オルドビス紀）

4.1.1.7. 土壌

土壌は生物と地球表面の鉱物との相互作用で生成される。つまり生物がないところでは土壌は生成されない。固体である岩石圏、水圏、大気圏そして生物圏の間の相互作用によって土壌が形成される。河川堆積物や氷河堆積物、岩盤の生物的風化によって弱くなった表面物質に土壌が形成される。形成され得る様々な土壌は、気候、標高、傾斜の陰しさ、岩盤の種類、他の表面物質といった要因を含む多くの要因に依存している。

図 4.4. ドイツ・アルテンベルクの土壌シーケンス



土壌はほとんどいつも、通常暗い色をした表層または表土である。表層は植物が根を張る主な領域である。多くの微生物や芋虫のような動物がそこに生息しており、そこにはほとんど腐食性有機物や腐植土が確認される。それゆえ表土の主な構成物質は動物や植物、腐植土、堆積物や岩石の破片、水や空気である。微量の表土には数十億の微小植物や何千種類もの動物が含まれている。

ほとんどの土壌における表層の下は、細かい粒の物質が土壌水分によって下向きに洗い出された後に形成した心土[しんど；風化が不十分で有機物を含まない]の領域である。土壌の基部は岩盤や他の元々の表面物質である。

土壌は地球上の生態系の鍵となっている。全ての大きな植物は土壌で成長する。土壌は広い範囲の植物や動物にとって重要な生息地であり、すべての農業の土台である。土壌は栄養素や有機性廃棄物を再循環させ、流水の質に影響を与える。土壌は大気中の気体と相互作用をする。植物の成長にとって最も良い表土は固体物質と空間がおおよそ半分ずつになっており、水や空気で満たされている状態である。固体物質は砂、シルト、有機性腐植土の混合物である。様々な砂、シルト、粘土、腐植土が混ざることにより幅広く異なる土壌のタイプが作られる。

農業従事者は様々な成分を加えることによってより生産的な土壌を作ろうとしている。土壌が酸性の領域は中和するために石灰（酸化カルシウム/水酸化カルシウム— $\text{CaO}/\text{Ca}(\text{OH})_2$ ）が加えられる。他の領域では粘土を加えることで土壌が改善し、さらにほかの領域では動物の糞の肥料やカリウムと窒素の肥料を加えることで土壌の生産性を高めている。

ボックス 4.4. チャールズ・ダーウィンと土壌



チャールズ・ダーウィンは土壌の形成にミミズがいかに重要であるのかということを理解した最初の人間の一人であった。彼は、何年にもわたってイギリスの畑で土壌に置かれた白い炭酸カルシウムの石灰が数センチメートルの地下層を形成していることに気が付いた。これはミミズの働きによるものに違いないと考え、彼のアイデアを調査するために自身の虫飼育場を建てた。1881年に彼は土壌の形成に対するミミズの重要性に関する考えを発表した。

切ったペットボトルの自家製虫飼育場の写真—ミミズを加える前とその後、ミミズの活動の数日間

4.1.2. 地球の過程と観察される特徴

地球の過程は、図 1.7.にあるように、岩石の循環と結びついている。岩石の循環は地表の風化過程、侵食過程、運搬過程、堆積過程を含んでおり、これは地表の水の循環とも密接に結びついている。堆積した後、堆積物は上に新しい堆積物が重なることで埋没し、そして圧密や自然なセメント作用の結晶化で岩石に形を変える。

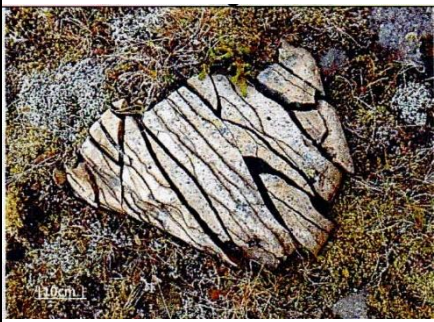
プレートテクトニクス過程は岩石を変形させ、変成作用や火成活動を引き起こし、岩石を地表に持ち上げるといったような内部の岩石循環を引き起こし、その後岩石は地表過程に再びさらされる。

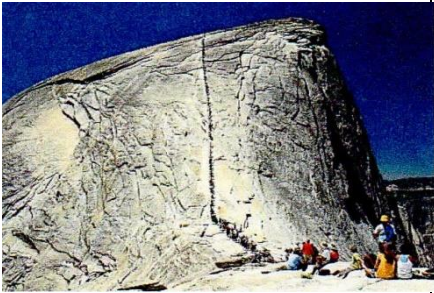
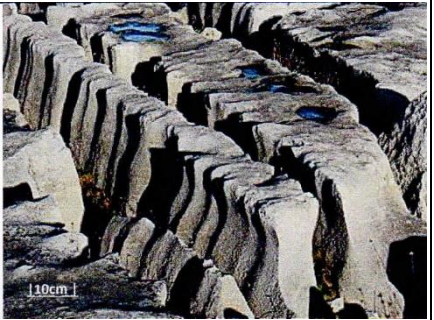
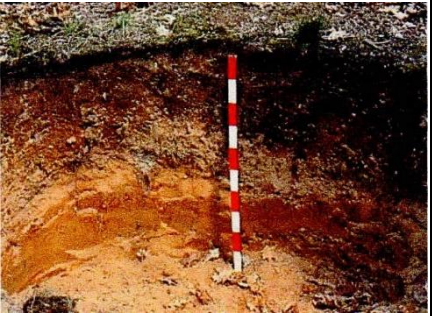
4.1.2.1. 地表過程

大気圏、水圏、生物圏は地球圏と相互作用し、景観を作り、沈殿物を堆積させる。岩石表面は風化されたり侵食されたりしている。**風化**とは固体物質を取り除くことのない地球表面の物質の崩壊（物理的崩壊）や分解（化学分解）のことである。**侵食**とは固体物質を取り除くことであり、固体物質を遠くに運ぶことができる。

風化過程はともに進む傾向があるにもかかわらず、表 4.10.に示すように、物理的影響、化学的影響、生物的影響に分けることができる。

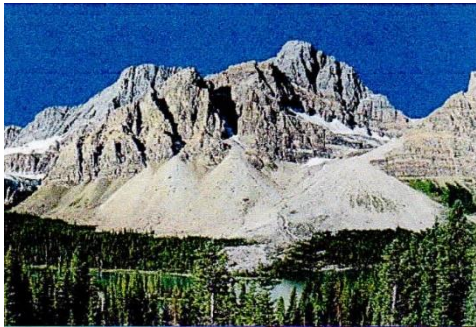
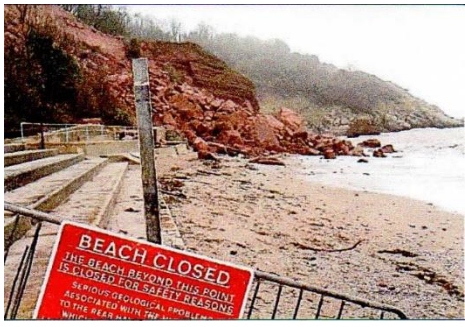
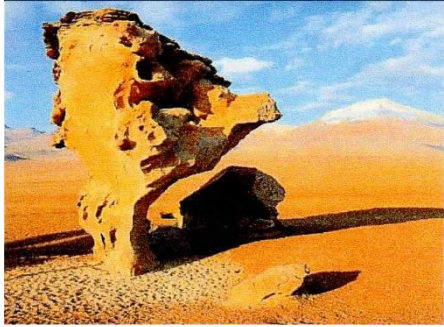
表 4.10. 一般的な風化過程

過程		説明	画像	画像元
物理	凍結/融解	水が割れ目に侵入し、凍って広がり、その後融解してより深くまで流れる。凍結/融解サイクルが続くように割れ目も広がっていく。山頂でのように、凍結/融解が一般的には重要である。		割れた玉石（南アイスランド）

	加熱/冷却	岩石は昼間に非常に熱くなり、夜間に非常に冷たくなる。鉱物は異なる割合で膨張・収縮するため、岩石は弱くなり割れ目ができていく。夜が非常に寒い地域では重要である。		加熱/冷却によって割れた花崗岩の岩床（アメリカ、ヨセミテ国立公園、ハーフトーム）
化学	酸性水に接した石灰岩と大理石	雨水が大気中の二酸化炭素を溶解し、土壌を流れるときにより多くの CO_2 を取り込む。弱酸性の炭酸は炭酸カルシウムを溶解する。石灰岩が節理に沿って溶解するとき、節理はより広がり洞窟が形成される。		広がった節理を有する石炭紀の石灰岩敷石（アイルランド・Doolin Quay）
	砂岩及び珪岩の酸化	雨水が節理に沿って流れ、鉄鉱石を明るい黄色、茶色、赤色に酸化（錆）させる。		コンダライトの形成における節理に沿った化学的風化（インド・ヴィシャーカパトナム・Rushikonda 海岸）
生物	地衣類及びコケ	地衣類は岩肌にコロニーを形成する最初の植物である。地衣類の小さな細根は岩石の粒の間に成長し、地衣類が乾燥し収縮することで岩石を弱くする。地衣類は生化学的な影響も与える。地衣類にはしばしばコケ、土壌が続く。		岩肌で成長する地衣類（アメリカ）
	土壌形成	岩盤への風化の生物的影響により土壌が生成される。		土層（ドイツ・ラシュタット近郊のライン溪谷）

侵食とは固体物質を取り除くことである。地形は形作られており、表 4.11.にあるように堆積物は四つの主要な侵食過程で形成されている。

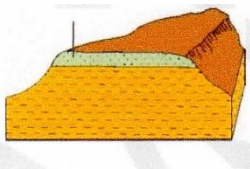
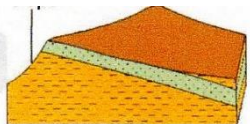
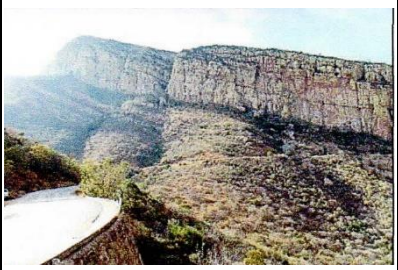
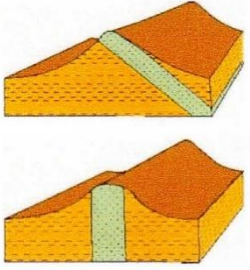
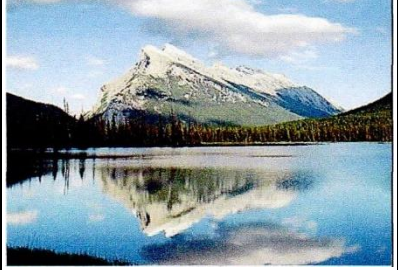
表 4.11. 重要な侵食過程

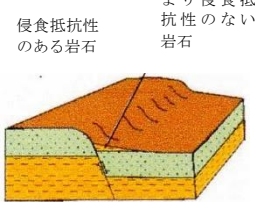
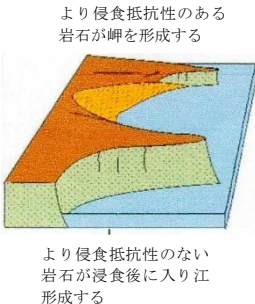
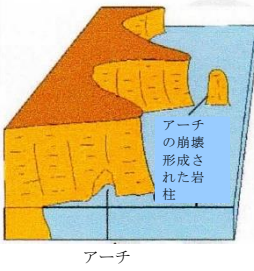
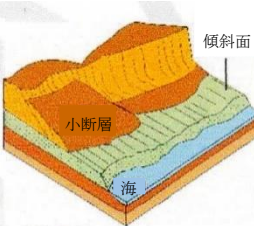
過程	説明	画像	画像元
重力	岩片は、風化によって弱くなり、重力により剥がれ落ちる。大規模な岩石の落下は傾斜した小峡谷の下の円錐型をしたガレ場を作る。重力による侵食は岩石の落下や山崩れの滑りを含んでいる。		ガレ場の円錐（カナダ・アルバータ・クロウフット山近郊のボウ湖）
(川や海における) 水の移動	流れる水は侵食された岩盤の堆積物を取り込み、粒を侵食し、運び去る。ほとんどの侵食は洪水で生じ、河岸は恐ろしいほどまでに流れてしまう。		侵食によって下部が切り取られたため岸が崩壊した。 (バングラデシュ・Sundarganj Thana・ティースタ川)
	波とそれらが運んできた堆積物は海食崖の足元を侵食し、時には岩石の落下を引き起こす。これらは後に波によって粉碎される。		海岸侵食の落石によって閉鎖されたビーチ。(イングランド・デヴォン・Oddicombe)
空気の移動 (風)	風は砂粒サイズ、シルト、泥粒サイズの粒を侵食する。砂は現地の砂丘を形成するかもしれないが、泥はちり雲として遠くから運ばれてくるかもしれない。		吹き付ける砂嵐雲 (イラク・アル＝アサド)
	露出した岩石の風食作用では、強風下ではより多くの砂粒がぶつかって露出した岩石の上部よりも根本をより侵食する。これが、根元が非常に細い理由である。		アルボル・デ・ピエドラ (石の木)。(ボリビア・Eduardo Avaroa Andean Fauna National Reserve)

氷の移動	氷そのものは岩盤を侵食することはできないが、堆積物を運ぶことはできる。氷床や氷河が移動するに伴い、氷が移動する方向に岩盤が侵食されていき、引っかき傷や筋状跡を切り取る。氷によって運ばれた岩屑は同時に粉砕される。		氷河運動によって傷つけられた岩盤の上の人。(スイス・ツェルマット・ゴルナーグレチャー)
------	---	--	---

風化と侵食は共に地形を形成する。風化や侵食に対する岩石の抵抗性は、地球の表面でどれくらい鉱物が化学的に安定か、どのように岩石の粒子が連結しているのかということに依存する。結晶がつなぎ合わさってできた岩石や粒子が強く結合してできた岩石は侵食に耐え、より高い陸地、海食崖、岬を形成する傾向がある一方で、抵抗性が弱い岩石は溪谷や入り江を形成する。侵食抵抗性がある岩石の傾斜の角度と他の地質学的特徴は地形の形状をコントロールし、様々な地形や海岸の特徴を生み出す(表 4.12)。

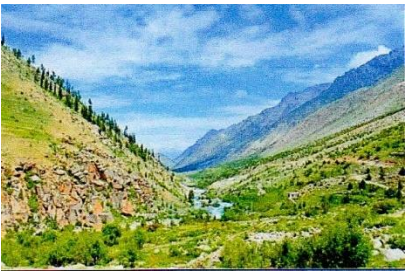
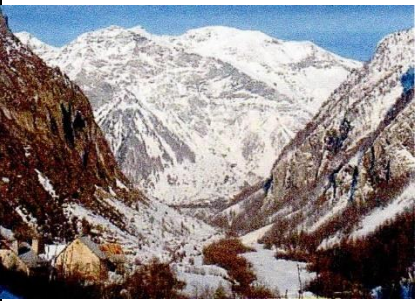
表 4.12. 侵食抵抗性のある岩石層によって形成される地形

地形	説明	図	画像	画像元
台地	台地は平らな頂上と急勾配な側面を持つ。台地は侵食抵抗性のある岩石が水平または水平近くであるときに形成される(台地は異なる岩石の上に侵食表面として形成されることもある)。			テーブルマウンテン台地(南アフリカ共和国・ケープタウン)
ケスタ	ケスタはある方向には急な傾斜、他の方向には緩やかな傾斜を持つ。ケスタは侵食抵抗性のある岩石が緩やかな斜面(傾斜)をしているときに形成される。	 険しい急斜面 滑らかに下る斜面		ケスタ(南アフリカ共和国・リンポポ州・Abel Erasmus Pass 近郊)
尾根	尾根は二方向に急な傾斜を持ち、侵食抵抗性のある岩石が急な傾斜をしているときか垂直であるときに形成される。			尾根(カナダ・アルバータ州・バンフ近郊のランドル山)

断層崖	断層の一面の岩石が他の面よりも侵食抵抗性がある時、断層崖が形成されることがある。	 より侵食抵抗性のない岩石 より侵食抵抗性のある岩石		Abert Rim 断層崖（アメリカの最も標高の高い地域の一つであるオレゴン州）
岬と入り江	海岸近くの岩石が他の岩石よりも侵食抵抗性がある時に岬と入り江が形成される。	 より侵食抵抗性のある岩石が岬を形成する より侵食抵抗性のない岩石が侵食後に入り江形成する		岬の間の入り江（コロンビア・Cabo de la Vela）
海食崖	侵食抵抗性のある岩石が水平または海から傾斜して（下がって）いる場所で一般的に絶壁が形成され、アーチや岩柱といった特徴を持つ。	 アーチの崩壊形成された岩柱 アーチ		絶壁とアーチ（オーストラリア・ビクトリア州・グレートオーシャンロード・アーチウェイ島）
沿岸斜面	侵食抵抗性のある岩石がない場所または岩石層が海に向かって傾斜して（下がって）いる場所で、緩やかな沿岸斜面が通常は発達する。	 傾斜面 小断層 海		崩れた沿岸斜面（イギリス・ワイト島・Shippards Chine）

侵食は嵐のような大きなエネルギー条件下で非常に盛んに生じる。重力、水の移動、風や氷によって堆積物が侵食された後、それらは運搬される。堆積物は運搬されている長期間、堆積し侵食される。より静かな、低いエネルギー条件下でほとんどの永続的な堆積は生じる。表 4.13 にあるように、いくつかの地形の特徴は下の岩石の特徴よりも侵食や堆積に依存している。

表 4.13. 主に侵食と堆積によって形成される地形の特徴

過程		説明	画像	画像元
侵食	水の移動による	流水は山地の谷の基部で岩盤を侵食し、より深い谷を作る。物体が側面を滑り落ちるため、よく V 字谷となる。		V 字の川谷 (パキスタン・Goriot)
	氷の移動による	山地の谷を流れ落ちる氷河は谷の側面と基部の両方を侵食し、U 字谷を形成する。		U 字の氷河の Prapic (フランス・オート＝アルプ県・オールシエール近郊)
堆積	氾濫原の水による	川が氾濫したとき水は氾濫原のいずれかの側を横切って流れ、泥とシルトの層を堆積する。河道が横切って蛇行する広い平らな氾濫原を泥層は作り上げる。		空中から見た蛇行した川。(ナミビア・ザンベジ川の氾濫原の右下に滑走路)
	湖と海の水による	堆積物を湖や静かな海に運ぶ川は堆積物を堆積していき、扇の形をした三角洲を形成する。		シルヴァプラーナ三角州 (スイス・シルヴァプラーナ湖)
	氷の融解による	融解した氷は氷河の端と側面、また融解した氷床があった場所に巨礫と泥の混合物 (漂礫土) を堆積する。丘のような堆積物は氷堆石と呼ばれる。		氷堆石 (前面) と The Isunnguata Sermia 氷河 (後面) (グリーンランド・カンゲルルススアーク)

今日、人類は採掘や採石、工事、農業を通して、全世界の河川が集めるより多くの土砂を運搬することができる。それにもかかわらず、ほとんどの地形は自然な状態であり続け、それは常に不変であろう。

4.1.2.2.堆積岩の生成過程

風化や侵食によって土砂が発生し、運搬されるうちに削られる。岩石の破片は丸みを帯びる。石英のように安定した鉱物は粉碎される一方、不安定な鉱物は削られ、たいてい粘土鉱物になる。より静穏な状況下では、岩石片や石英、粘土などの鉱物が堆積する。

表 4.14 に示されるように、土砂は堆積することで様々な堆積構造を形成する。堆積構造は堆積物がどのようにに堆積したかを示す根拠になる。

表 4.14. 重要な堆積構造

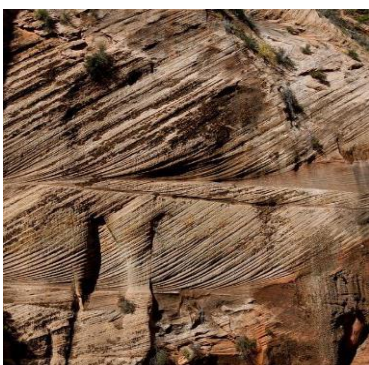
堆積構造	解説	写真	出典
層理	土砂は通常、着々と堆積することはないが、静かな時間、あるいは侵食の間に、地層が形成されることが多い。中粒と粗粒の堆積物の地層は 層理 と呼ばれる。つまり、岩石が層になっている。		Bedded Sandstones and siltstones, Quebrada das Conchas, Salta, Argentina
葉理	泥も層状に堆積することが多いが、こちらは 葉理 と呼ばれるはるかに薄い層である。		Laminated mudstone, Hesselberg, Germany; Lower Jurassic
斜交層理	砂が砂丘に堆積すると、斜交層理が形成される。砂は砂丘の片側に運ばれ、流れに傾斜する一連の層として前方を滝のように流れ落ちる。最強の風は厚さ数メートルの砂丘の斜交層理を造り出す一方、水で形成された砂丘は、通常厚さ1メートル以下という小規模の斜交層理を造り出す。		Large-scale (wind-formed) cross-bedded sandstone, Angel's Landing Trail, Zion National Park, Utah, USA; wind from right

表 4.14. 重要な堆積構造（続き）

堆積構造	解説	写真	出典
非対称なリップルマーク	斜交層理を形成する水流より遅く、砂の上を流れる水流は、代わりに非対称なリップルマークを形成する。水は浅いところを流れ、リップルの急斜面に砂を堆積させる。水が形成するリップルマークは、舌状や直線になりうるが、風が形成する非対称なリップルマークは、たいてい直線である。		Asymmetrical ripple-marked Cambrian sandstone, Wiśniówka Duża, Poland; water flow direction from top to bottom of the bedding plane
対称なリップルマーク	対称的なリップルマークは、波によって浅い場所で造られる。このリップルマークは、両側で等しい傾斜を有し、通常直線状に平行して形成される。リップルマークを形成する波の痕は互いに平行であり、海岸とも平行であることが多い。		Symmetrical ripple-marked fine sandstone, Sierras Bayas, Olavarria, Argentina. The wave crests moved from top right to bottom left
級化層理	様々な大きさの粒子が混在する土砂が流れ込むと、まず最大の粒子が堆積し、それから、どんどん細かい粒子が上に積み重なっていき、下の方で粗く、上の方で細くなっている堆積物の単層を形成する。つまり、級化層理は、褶曲によって層序が逆になっていないことを示すのに用いることができる。		Graded bedding – Eocene grit in a garden wall near Besalú in Catalonia, Spain
干裂（マッドクラック）	泥が干上がると割れて多角形になる。それらが後に砂で埋められると、保存されることが多い。こうした干割れは、間違いなく泥が干上がっており、深海泥ではないということを示している。		Desiccation cracks around a dinosaur footprint in mudstone, Loulle, Franche-Compte, France

沈降地帯に土砂が堆積すると、厚い堆積層になる可能性がある。埋没後、微細な土砂は凝集し、粗粒土砂は圧縮され、固結して堆積岩になる。

長い年月が過ぎた後、プレート運動は堆積岩の層序を隆起させるかもしれない。隆起した堆積岩が侵食されると、堆積物は再び堆積循環の一部となる。堆積循環は岩石循環の一部である。

4.1.2.3. 火成岩の生成過程

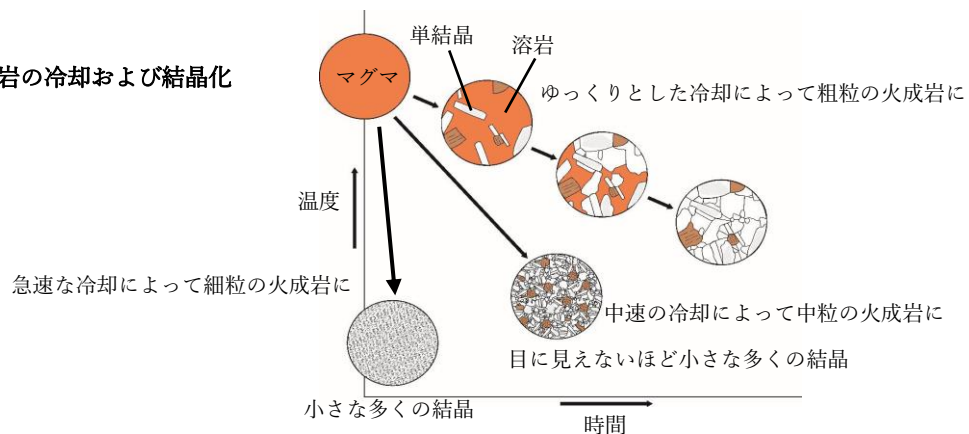
岩石は十分熱くなると融解する。岩石は通常鉱物の混合物であるため、完全にではなく部分的にしか融けないことが多く、最も融点の低い鉱物が先に融ける。そのため、**部分融解**によって生じたマグマは、流れ出ると融点が高い鉱物が残るため、元の岩石とは化学組成が異なる。そのため、部分融解の過程は、異なる組成をもつ様々なマグマを生成する。

鉄分やマグネシウムに富んだ溶液は、融点の最も高い鉱物から形成し、通常 1000°C 以上の高温で結晶化する。しかし、シリコンに富んだ融液は、融点の低い鉱物を含むため、通常 1000°C 未満の低温で結晶化する。このことは、溶液の流動性（粘度）や火成岩の生成過程に影響を与える。融けたマグマは地下深いところで形成され、周囲の岩石よりも高温で密度が低いため上昇してくる。

岩石の融点は鉱物の融点だけでなく、存在する水の量や重なっている岩石の圧力にも依存する。岩石は低温で"湿った"ときや減圧したときに融解する。海と大陸の両方で火成岩の生成過程が活発に行われているが、マグマや圧力、含水率などの要因が異なり、故に、火成岩の生産量も異なる。

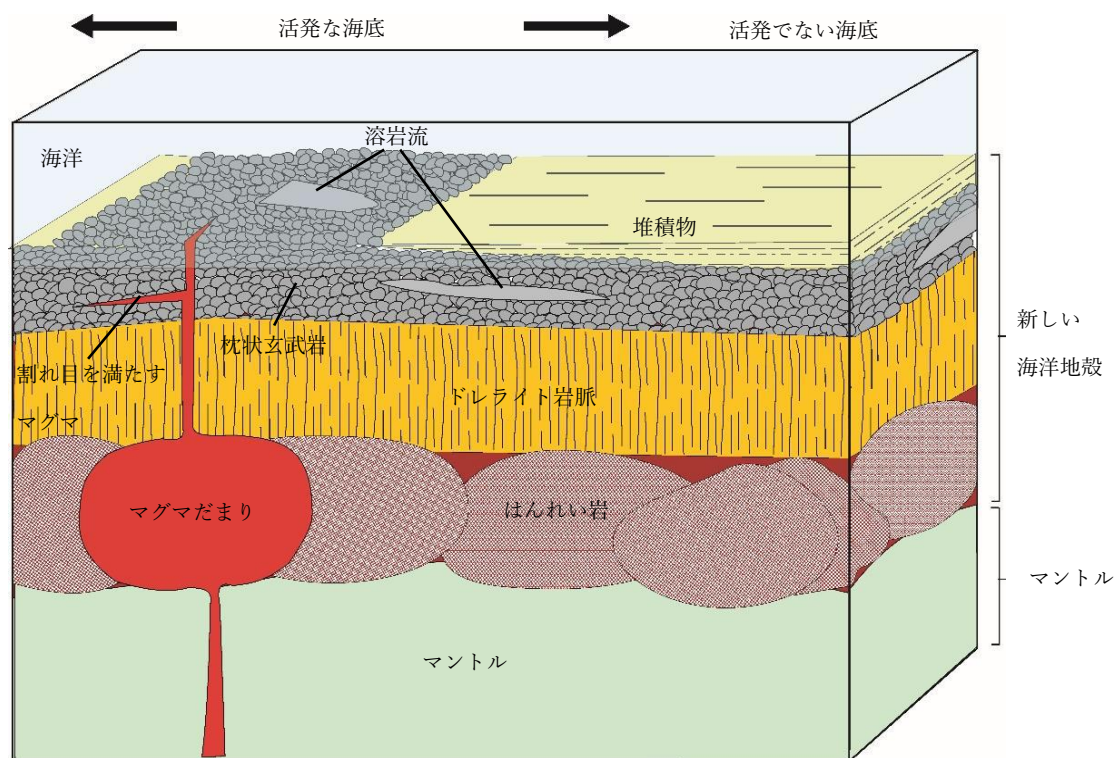
上昇したマグマは地下深いところで止まって冷え込み、**マグマだまり**で結晶化する。マグマが冷やされ、冷やされている融液中で結晶が成長するには十分な時間がある。その結果、粗粒の火成岩ができる。マグマがより高く上がると冷たくなって結晶化が速くなり、中粒の火成岩になる。マグマがすぐに表面まで上昇すると噴火する。このように形成された溶岩は、急冷されて細粒の火成岩になる（図 4.5）。

図 4.5. 火成岩の冷却および結晶化



プレートが離れる海洋では、その下の固体のマントルが非常に熱いため、ゆっくりと上昇する。上昇中、圧力が低下するため鉄とマグネシウムに富んだマントルの一部が融解し、鉄とマグネシウムに富んだマグマになる。これらは上昇してマグマだまり内でゆっくり冷やされ、新たに形成された海洋地殻の基部に粗粒のはんれい岩を形成する。これらの鉄とマグネシウムに富むマグマは非常に流動的な（粘度の低い）マグマであり、割れ目も通って上昇し続けるものもある。これらは、岩脈のように、より速く冷却されて中粒ドレライトになる。他のマグマは海底に浮かび上がり、枕の形をした溶岩（枕状溶岩）として流れ出る。通常このようにして、基部に粗粒のはんれい岩、上方に中粒ドレライトの垂直な岩床、層に細粒枕状玄武岩の層をもつ、鉄とマグネシウムに富む火成岩の新しい海洋地殻が造り出される（図 4.6）。

図 4.6. 海中の火成岩体



大陸下において、プレートが集中している地域では岩石が熱せられる。岩石中の水は融点を低下させ、部分的に融解する。生じるマグマは、どの岩石が融解するかによって決まるため、マグマの化学組成は様々である。鉄やマグネシウムに富むものもあれば、それとシリコンに富むタイプの間にあたるものもある。最も一般的なマグマはシリコンに富むものである。

シリコンに富んだマグマは粘度が高く(流れにくく)、地表面には届かないことが多いが、粗粒の花崗岩のように地下のマグマだまりではゆっくりと結晶化する。粘度の高いマグマが地表面に到達すると、主に爆発的に噴火して広範囲に火山灰をまき散らす。粘度が中程度のマグマも爆発的に噴火するが、溶岩と同じように火山から流れ、冷えて細粒の安山岩になる。鉄やマグネシウムが豊富なマグマは一般的に噴出して玄武岩になる。火山とマグマだまりをつなぐ管は**火道**と呼ばれ、**岩栓**として侵食後の地表面に露出することもある。

地下深くのマグマだまりと火山の地表の間では、マグマが周囲の岩石に貫入することが起こりうる。それは、岩石の層を切っていれば**岩脈**であり、地層に沿っていれば**貫入岩床**である。結晶化した地下マグマだまりは通常泡のような形で、小さいものは**プルトン**、大きいものは**底盤**と呼ばれる(図 4.7)。底盤やプルトン、岩脈、貫入岩床は、マグマが周囲の岩盤に貫入しているため、**貫入岩**に分類される。地表面にあるものは、地表面に押し出されたため、**噴出岩**である。これらの過程によって生み出される様々な特徴を表 4.15 に示す。

図 4.7. 大陸上の火成岩体

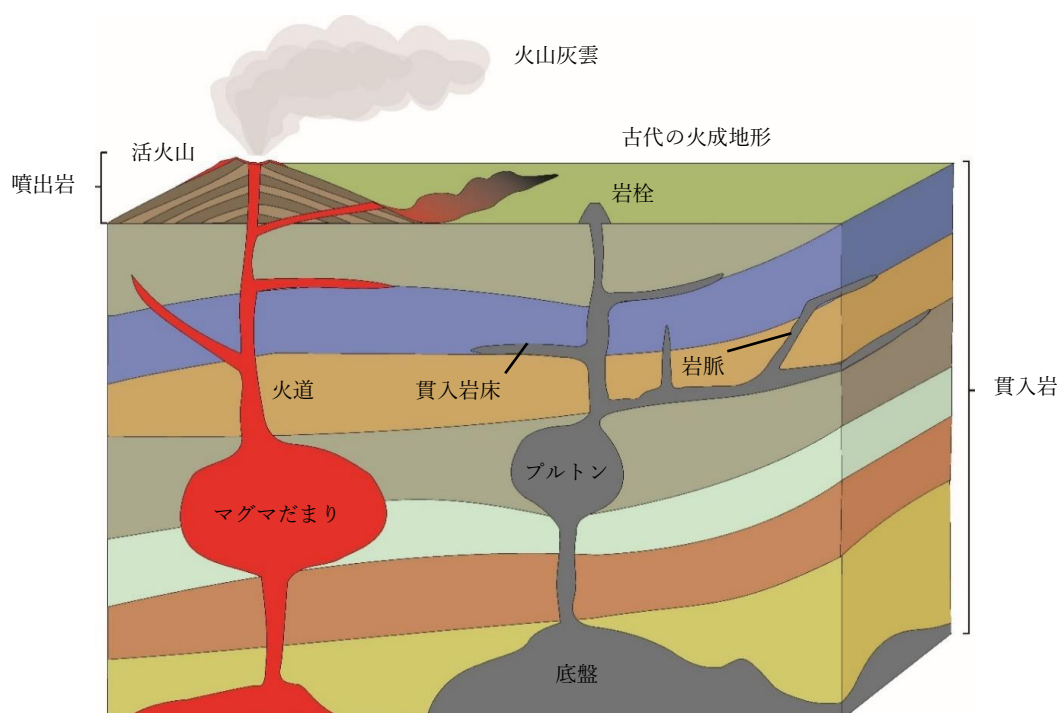
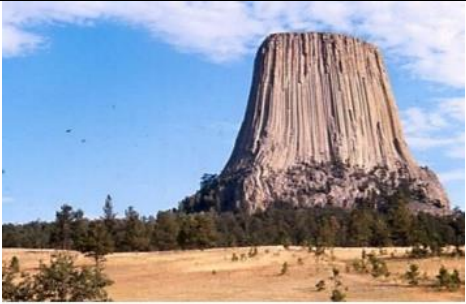
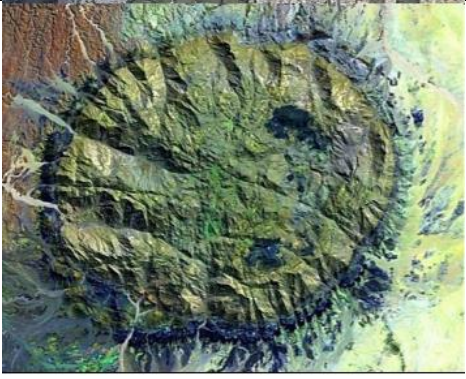


表 4.15. 重要な火成地形

火成地形		解説	写真	出典
枕状溶岩	現代	水中に玄武岩質マグマが噴出すると、海底であるため、マグマが小さな舌のように流れ出て、外側が固まる。そして、その流動的な固体は枕状溶岩で満たされた袋のように振る舞う。		Modern pillow lavas on the ocean floor photographed during the Galapagos Rift Expedition in the west Pacific Ocean, 2002
	古代	古代の枕状溶岩が半分に裂けると、縁により細粒の玄武岩がよく見られる。新しくできた枕状溶岩は、形成されるとそれ以前にできた枕状溶岩の間に沈み込むため、その形状によって層序が逆さまになった(反転した)かどうか分かる。		Inverted Ordovician pillow basalts, Crozon, Brittany, France

表 4.15 重要な火成作用の特徴（続き）

火成作用の特徴	説明		画像	出典
岩頸 Volcanic plug	岩頸は、これまで活動していた火道の残物である。他の部分は侵食されているが、侵食抵抗性のある中央の火山岩だけが残されている。			アメリカのワイオミングにあるデビルズ・タワーの岩頸は、映画「Close Encounters of the Third Kind」で有名になった。
岩床 Sill	岩床はマグマが堆積層や火砕層(層理面)に沿って貫入し、冷やされて結晶化したものである。	殆どの岩床と岩脈は中粒であり、表層など部分的には急冷され細粒である。場合		イギリス、スカイのキルトロック岩床では、上層が侵食されている。
岩脈 Dyke	岩脈は、マグマが岩の割れ目を埋め、冷やされて結晶化したものである。	によっては貫入した岩石を変質させ、熱変成縁辺部を作り出す。		スウェーデンのコスタ島では、先カンブリア紀の暗いドレライト（11 億年前）が、より古い 18 億年前の岩を切っている。
岩体/底盤 Pluton/ batholith	底盤は大きな火成岩塊であり、岩体はそれより小さなものを指す。マグマがゆっくりと冷やされると、花崗岩や斑レイ岩のような粗粒の火成岩が形成される。それらは通常周囲の岩石を熱し、変成させる。			ナミビアの 30km 幅のブランドバーグ山塊の花崗岩貫入の衛星画像。 周囲の岩石を熱によって暗い接触変成帯へと変成させている。

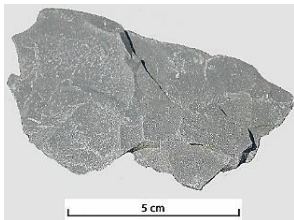
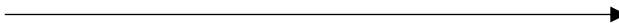
火成岩のプロセスは地中内の岩石サイクルの一部を形成し、それは、地球からのエネルギーによって駆動された岩石サイクルである。我々は、何年にもわたって火成岩のサイクルのプロセスがどのように働いているかを知ってはいたが、それらの根底にある要因はより最近になって、表 4.21 のようなプレートテクトニクス理論によってようやく理解されたものである。

4. 1. 2. 4. 変成岩のプロセス

プレートテクトニクスによりプレートが衝突し造山運動がおけるとともに、地下深部で温度と圧力が大きく増加すると、岩石は変成する。このプロセスは**広域変成作用**と呼ばれる。岩石はまた、近くのマグマによって焼かれることによって変成する場合があります、これを**熱変成作用**という。いずれの場合も、元の堆積岩、火成岩または他の変成岩は、固体状態で変成岩に再結晶する。しかし、岩石が加熱されて完全に溶融すると、変成作用を超えて火成岩のプロセスに変わる。

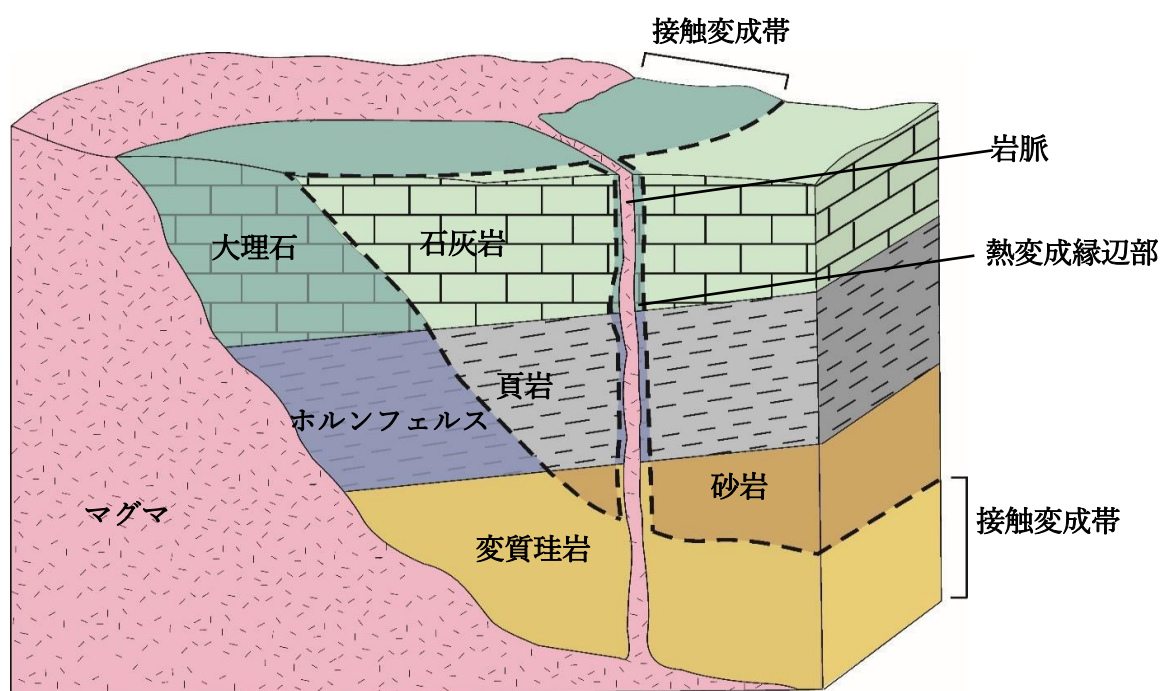
プレートの衝突によって引き起こされた広域変成作用は、表 4.16 に示すように、低変成スレートから高変成片麻岩、大理石やメタ珪岩に至るまでの岩石を生成する。これらの耐侵食性岩は、通常、不浸透性であり、高地やかなり険しい景観を形成する傾向がある。

表 4.16. 広域変成作用で形成された変成岩

原岩	低変成	中変成	高変成
 泥岩	 スレート	 結晶片岩	 片麻岩
 花崗岩			
 砂岩			 メタ珪岩
 石灰岩			 大理石

マグマによって引き起こされる熱変成作用の程度は、そのマグマの大きさに依存する。小さなマグマは周囲の岩石を単純に熱して、狭い範囲に焼かれた岩石、**熱変成縁辺部**を作り出す。大きなマグマには、より多くの熱エネルギーが含まれており、**接触変成帯**と呼ばれる広く焼成された地帯が形成される。ここでは、細かい岩石がホルンフェルスに変わり、砂岩はメタ珪岩となり、石灰岩は大理石となる（図 4.8 と表 4.16）。

図 4.8 熱変成作用



岩石サイクルの変成岩のプロセスの要因は、現在、プレートテクトニクス理論によって説明されている（表 4.21）。

4.1.2.5. 変成プロセス

造山運動の働きでプレートが衝突すると、岩石は変質だけでなく、さまざまな形で変形する可能性がある。およそ 15km の深度では、圧力と温度が非常に高く、ほとんどの岩石は曲がり、流れて褶曲を形成し始める。さらに、巨大な側圧が存在するより深い深度のレベルでは、岩石は破壊するのではなく褶曲してしまう傾向にある。

表面に近づくほど、岩石は脆い性質や断裂を起こすが、一方で、かなり深いところでは、岩石は可塑性を見せ、流動や褶曲を起こす。

岩石はプレートが離れたりぶつかりあったりすると変形するが、温度が比較的低いため、通常は可塑的に振舞うのではなく破断してしまう。

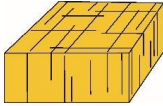
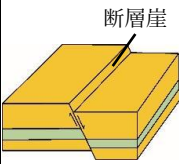
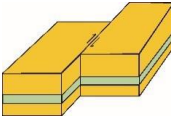
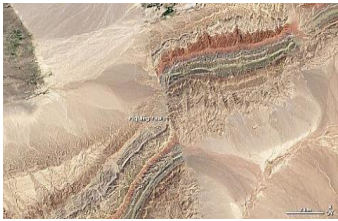
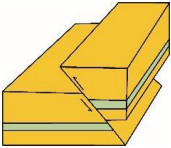
岩石が破断するとき、岩石の両側に動きがなければ、**節理**が形成される。しかし岩石が両側から動かされ

れば、岩石は**断層**を生じる。多くの節理は、岩石が引っ張られ、その結果生じる。一方の側が外側に滑り落ちると、岩石が引き離されるような張力が生じ、**正断層**が形成される。

岩石が互いに擦れ合いずれが生じる境界では、通常は垂直面に近い形で**横ずれ断層**が形成される。

岩石が圧縮されているところでは、片側がもう片方へと岩石を押し上げ、断層表面や通常約 45° の断層面を有する**逆断層**が形成される。非常に強烈な圧力の下では、断層面は通常およそ 10° ほどの低い角度で形成され、これは**衝上断層**と呼ばれる（表 4.17）。

表 4.17. 脆性破壊による断裂 – 節理と断層

特徴	圧力	説明	イラスト	画像	出典
節理	水平 張力	相対的な運動なしで、多くの場合垂直、時には水平または他の角度で岩石を走る平行な断裂の集合			アメリカ、ニューヨーク、フォートプレインにあるオルドビス紀頁岩のシルト岩に走る節理
正断層		張力の下で、片方の岩石がもう片方の上で断層面を相対的に滑りおりている（通常 60° 以上の急な角度で）			ギリシャのコリントス運河の壁の正断層
横ずれ断層	垂直 すれ 違い	岩石はお互いにスライドして擦れ合っている（通常、ほぼ垂直の断層面）			中国、天山山脈の Piquiang 断層の衛星写真
逆断層	水平 圧縮	圧縮下で、片方の岩石がもう片方の上に押し上げられている（通常約 45° の断層面）			アメリカ、オレゴンの砂岩の逆断層
衝上断層		強力な圧縮の下で、片方の岩石がもう片方の上に押し上げられている（約 10° の浅い断層面）			イギリス、サマセットのリルストック湾にて、右の岩石が左の岩石の上に押し上げられている。

圧縮されたときに可塑的な挙動を示す岩石は、褶曲を形成する。褶曲は山のような規模のものから数ミリメートルサイズのものまで幅広く存在する。滑らかな面の上に布に置き、その上に手を置いてそれらを一緒にスライドさせるとわかるように、褶曲は並列して起こる。通常、一連の褶曲が観察できる： 上向きに凸の褶曲は**背斜**と呼ばれ、下向きに凸の褶曲は**向斜**と呼ばれる。褶曲の形状は、岩石の種類や圧縮量によって異なる。それらは傾斜の穏やかな**開いた褶曲**から、傾斜の急な**閉じた褶曲**、両側の層理の傾斜が等しくなるほどにぴったりと閉じた**等斜褶曲**まで存在する。褶曲は角張ったり丸かったりする。褶曲の曲率が最大となる領域は**ヒンジ**(蝶番)と呼ばれ、一方、側部の傾斜した領域は**翼**と呼ばれます(表 4.18)。

Table 4.18. 褶曲タイプ

褶曲タイプ	説明	写真	出典
背斜	上位に向かって凸の褶曲。 この背斜は、丸いヒンジを持つ開いた褶曲である。		米国ニュージャージー州ブトレー近くのルート 23 に沿った先カンブリア紀の片麻岩の背斜
向斜	上位に向かって凹の褶曲。 この向斜は、かなり角度のついたヒンジを持つ開いた褶曲である。		米国カリフォルニア州サンバーナーディーノ郡の新第三紀 Barstow 層の砂岩の向斜
開いた褶曲	開いた褶曲： 脚の間の角度が 45° より大きく、丸みを帯びたヒンジ。		オーストリア、グラセンバッハクラムの石灰岩の褶曲

Table 4.18. 褶曲タイプ (続き)

褶曲タイプ	説明		写真	出典
閉じた褶曲	閉じた褶曲は45°未満の尖った褶曲角度を持つ。	角張ったヒンジの見られる閉じた褶曲		ギリシャ、クレタ島南部のÁgiosPávlos 近辺の閉じた褶曲
		丸まったヒンジの見られる閉じた褶曲		アメリカ、ミネソタ州、スーダン付近の16億年前の先カンブリア紀の帯状鉄層が形成された褶曲
等斜褶曲	翼が平行になるほど折れ曲がっている褶曲。			フランス・コムナナ近郊のモン・ダレ美術館にある小さな等斜褶曲

プレートテクトニクス理論によって、表 4.21 で説明されているように、現在、地球の変化の基礎的な要因の多くを説明することができるのである。