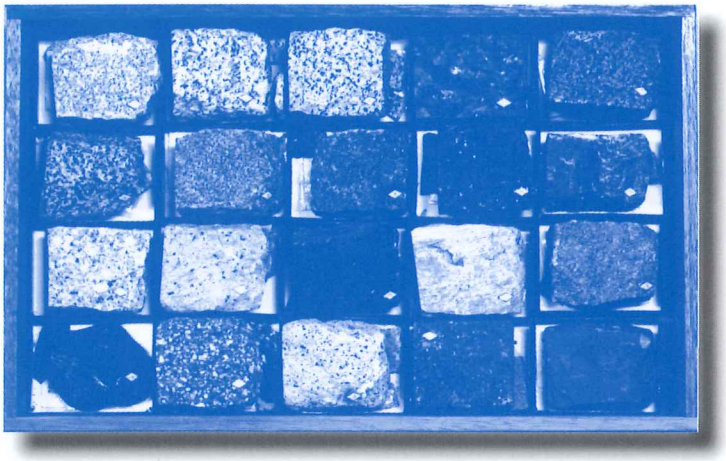
HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	パラタクソノミスト養成講座　岩石（初級）編
Author(s)	在田, 一則; 鳥本, 淳司
Citation	パラタクソノミスト養成講座・ガイドブックシリーズ, 12, 1-32
Issue Date	2013-03-31
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/60205
Type	book
File Information	201511061458.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

パラタクソノミスト養成講座・ガイドブックシリーズ　12

パラタクソノミスト養成講座
岩石（初級）編



在田一則・鳥本淳司（北海道大学総合博物館）

北海道大学総合博物館

JST 科学技術コミュニケーション推進事業　ネットワーク形成地域型
「科学系博物館・図書館の連携による実物科学教育の推進」
～ CISE ネットの構築～

序　文

パラタクソノミスト（Parataxonomist）とは、1980 年代にアメリカの生物学者ジャンセン（D. Janzen）らが熱帯コスタリカの生物多様性調査を行った際に考えだした調査プロジェクトの役割の一つです。熱帯ジャングルで生物調査をすると、膨大な数の生物が採集されます。とくに昆虫は一晩の灯火採集で数万の個体が採集されることもあり、その膨大な標本を整理するには、人手が必要です。そこで考えだされたのが、パラタクソノミスト。名称は、パラ（Para：準）とタクソノミスト（Taxonomist：分類学者）という 2 つの言葉を合わせ、研究者である分類学者のサポートをするという「準分類学者」の意味をもちます。

コスタリカでは、焼畑農業をしていた現地の人たちがパラタクソノミストとして採用されました。現地の人にとっては安定した雇用と収入を得ることができ、自分たちの住む地域は地球上の貴重な遺伝子資源としての自然環境であるという意識の改革につながりました。焼畑で消失しつつあった熱帯林も自発的に保護がなされ、地球環境保全への貢献にもなりました。このパラタクソノミストのシステムは、コスタリカ以外の熱帯域へも広がり、パプアニューギニアやグアテマラでも行われました。しかし、2000 年代に入り先進国からの熱帯生物多様性保全や研究への支出が減り、幾つかのパラタクソノミスト事業は中断を余儀なくされています。

さて、日本でのパラタクソノミスト事業は、熱帯域とは違ったかたちで進められています。2003 年から 21 世紀 COE「新・自然史科学創成」の教育プログラムの一部として、北海道大学を中心に「パラタクソノミスト養成講座」が始められ、2008 年からは現代教育 GP「博物館を舞台とした体験型全人教育の推進」の助成を、2011 年からは財団法人　北海道新聞野生生物基金の助成を受けながら継続されてきました。日本ではパラタクソノミストとして生計をたてることはほとんど不可能なことから、おのずと対象となる人も事業内容も変わってきます。

日本でのパラタクソノミスト事業の目的は以下のとおりです。

(1) 生物多様性保護と研究を促進させる生物分類学ファシリティー構築のための人材育成

(2) 博物館を基盤とした、分類学、学術標本研究、フィールド科学の振興と普及

パラタクソノミスト養成講座は、大学生・大学院生の教養教育として、博物館ボランティアや環境調査会社職員のスキルアップとして、学芸員、教員、自然観察指導員のリカレント教育として、現在まで利用されてきています。パラタクソノミスト事業は、生物学から始まりましたが、2番目の目的を掲げることで、現在は鉱床学、岩石・鉱物学、考古学、古生物学など、標本を取り扱う学問分野へも広がり始めました。

パラタクソノミスト養成講座には、(1)「もの」である標本を作成し、観察し、じかに触れる体験型教育、(2) 幼児から高齢者まで、幅広い年齢対象をもつ生涯教育としての位置づけ、(3) ヴァーチャル時代の情報源の再確認（情報は「もの」である実物から取り出されます)、(4)「理科離れ」からの脱却の手がかり、という特徴があります。このように、パラタクソノミスト事業をとおして、「もの」を見る目を養ない、より豊かな知性、感性が得られるような養成講座を企画できればと願っています。

このガイドブックシリーズは、北海道大学総合博物館を中心として行われてきた「パラタクソノミスト養成講座」の内容をまとめたものです。ガイドブックを使って、独自にパラタクソノミスト養成講座が開催できるように作られています。多くの博物館や大学が、そして関心を持つ分類学者や学芸員、社会教育主事、学校教員の方々が、それぞれの地域で普及事業として「パラタクソノミスト養成講座」を開催していただくことになれば、このうえない喜びです。

北海道大学総合博物館
大原　昌宏

パラタクソノミスト養成講座ネットワーク (PATNET) と「科学系博物館・図書館の連携による実物教育の推進（CISE ネット）について

北海道大学総合博物館を中心にすすめられてきた「パラタクソノミスト養成講座」は、8年間（2004 ～ 2011 年）で 181 講座が開催され、受講者は 2,100 人に達しました（大原 , 2010)。北大総合博物館では、受講者のうち約 70 名が博物館ボランティアとして、標本に携わる作業を続けています。博物館の資料整理は確実に進み、分類学や生物多様性についての理解も一般に普及されてきました。養成講座の目的は少しづつ達成されてきています。

パラタクソノミスト養成講座の多くは、北海道大学で開催されてきましたが、学外の博物館や科学館でも養成講座が開催されました。北海道内では北海道立開拓記念館、旭川市科学館サイパル、帯広百年記念館、道外では徳島県立博物館。これらの館の館長、学芸員、スタッフの理解と協力を得て、パラタクソノミスト養成講座は開催され、次第に全国的に知られるようになってきました。北大以外でも、国内では「NPO たんぼ」による、田んぼの生物多様性とパラタクソノミスト養成講座を融合させた活動や、高知大学のパラタクソノミスト養成講座やシンポジウムなど、様々な地域でパラタクソノミスト活動が盛んになってきました。2010 年には韓国の国立生物資源館で行われた北東アジアの生物多様性シンポジウムにおいて、招待講演を受け、日本のパラタクソノミスト養成講座の活動を報告してきました。韓国でもパラタクソノミスト養成講座活動が始められています。

さて、国内でより効率的かつ組織的にパラタクソノミスト養成講座を開催するためには、多くの博物館や教育機関が連携し、ネットワークを作る必要があります。2011 年からは、財団法人　北海道新聞野生生物基金の助成をうけ、北海道内の6館（北大総合博物館、札幌市博物館活動センター、小樽市総合博物館、旭川市立博物館・科学館サイパル、帯広百年記念館、釧路市立博物館）のネットワーク構築を試みました。このネットワークにより、学芸員が他館へ出張しそれぞれの専門分野の講座を開催し、単独の館では難しかった多様な講座内容の企画が実現できました。北大、札幌、旭川、帯広、釧路、士別において、パラタクソノミスト講座が開催され、ネットワークの名前は、「パラタクソノミスト養成講座ネットワーク

(Parataxonomists Network：通称 PATNET)」となりました。PATNET では、多様な講師陣の人材バンク（パラタクソノミスト・レクチャラー・データベース）と開催希望機関の登録制度の確立（開催希望博物館などのデータベース）を進めています。

2012 年度からは、独立行政法人　日本科学技術振興機構 (JST)　科学技術コミュニケーション推進事業　ネットワーク形成地域型「科学系博物館・図書館の連携による実物科学教育の推進　～ CISE（Community for Intermediation of Science Education) ネットの構築～」の助成を受けて、札幌圏（札幌・小樽・石狩・北広島）における実物科学教育の普及を進めています。CISE ネットワークでは、自然史系博物館だけではなく、図書館、科学館、動物園、水族館、公民館が連携し、パラタクソノミスト養成講座の開催を軸に、実物科学教育の推進を行うことが目的です。また実物の標本をトランクに詰めてデリバリーを行う「トランクキット教材」の開発も進めています。パラタクソノミスト養成講座をキットにして、博物館以外の施設でも開催できるようにする工夫です。

PATNET と CISE のネットワークにより、北大から放射状に出ていたネットワークが、次第に面的な網の目になりつつあります。

地域の自然環境の成り立ちと現状を知るには、野外から「サンプル」を取り出して「標本」作製し、それを「読み解く」しかありません。北海道、札幌圏の自然史研究は、パラタクソノミスト養成講座を通して、草の根活動として広がりつつあります。

最後に助成をいただきました財団法人　北海道新聞野生生物基金の関係者の皆様、独立行政法人　日本科学技術振興機構（JST）の関係者の皆さまに厚くお礼申し上げます。

PATNET 事務局
CISE ネット運営機関・事務局
北海道大学総合博物館
大原　昌宏

1 石と私たち―我々の生活を支える鉱物・岩石

岩石は人類の最も古い道具であり、鉱物に含まれる各種の金属元素は我々の現代生活を支えています。石油や石炭などのエネルギー資源も地球の産物です。

岩石や鉱物は建材や骨材、金属資源、エネルギー資源、陶磁器やシリコン半導体のようなセラミックス原料など我々の生活の多方面に役立っており、レアメタル（希少金属）や希土類元素は現代のハイテク産業に欠かせません。また、岩石や鉱物は地球深部のいろいろな情報を含んでおり、地球がどのようにしてできたかを知る鍵となります。



図 1. 石器。上：珪質頁岩、下：黒曜石

ヒトが石を利用し始めたのは約 200 万年前のホモ・ハビリス「器用な人」が使った打製石器といわれています。約 1 万年前までの旧石器時代までは大きな進歩はありませんでしたが、新石器時代に入ってからは一部では金属も使われ始め、農耕牧畜の開始に伴う社会構造の変化と文明の発達によって、岩石や鉱物の利用は多様化しました。

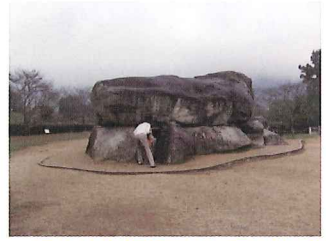


図 2. 奈良県明日香村の石舞台古墳

岩石や鉱物はいろいろに加工されたり、それらからいろいろな成分や金属を取り出したりして利用されています（図 9、10）が、岩石や鉱物そのものも建材などに利用されており、町中でもよく見かけます。街に出て、建物の外装や内装を見てみましょう。ただし、最近は岩石の破片をセメントなどで固めた人工石材も多いので、注意が必要です（図 3）。



図 3. 人工石材

身の回りの岩石

花こう岩　硬く表面の結晶が美しく見える花こう岩は御影石と呼ばれ、昔から建物の外装の建材や墓石などに広く使われています。大阪城の巨大な石垣は有名です。国内産は白っぽいですが、外国産の赤色花こう岩もよく見られます（図 4）。



図 4. 赤色花こう岩、ビル外壁



図 5. 大理石（石灰岩）、北大総合博物館の柱



図 6. 鉄平石の石垣



図 7. 札幌軟石の切り出し（石山採石場）



図 9. 金鉱石と金製品

大理石（石灰岩・結晶質石灰岩） 大理石とは、化石などを含む美しい模様をもつ石灰岩や結晶質石灰岩の石材名です。白色が多いですが、桃色やうすい緑色もあり、変化に富みます。柔らかく細工をしやすいので、室内建材や彫刻などの装飾材料として多用されています（図 5）。

鉄平石（安山岩） 安山岩は日本のような島弧の代表的な火山岩で、各地に見られます。板状に割れること（面状節理）が多く、石垣や庭の敷石などに使われます（図 6）。

凝灰岩（札幌軟石） 火山灰が固まった岩石で、柔らかいので加工がしやすく、耐火性にすぐれています。約４万年前の支笏火山によってできた札幌近郊の溶結凝灰岩は札幌軟石として明治時代から建材として使われてきました（図 7）。栃木県の大谷石（軽石凝灰岩）も有名です。

粘板岩（スレート） 細かい粒子が堆積した粘板岩はうすく割れる性質があるので、世界的には屋根葺きに使われています（図 8）。碁石や硯石の石材として紀伊半島の那智黒（黒色粘板岩）が有名です。



図 8. スレート、屋根葺石



図 10. 黄鉄鉱と鉄製品

2 地球の生い立ちと構造

約 46 億年前に太陽系惑星の一員として生まれた地球では、その形成過程の初期における重力分化により、中心部の金属鉄から表層の大気までの現在の層状構造ができました。

1 地球の生い立ち―層状構造の形成

宇宙は約 137 億年前にビッグバン大爆発によってできました。地球を含む太陽系は約 46 億年前に宇宙空間に散らばっていた星くずや微粒物質、星間ガスが集まってできました（図 11）。

微惑星や微粒物質などの不均質集合体であった原始地球には頻繁に隕石が衝突し、その衝突熱により地球の上部は融解しました。重い鉄は中心部に沈んで核を作り、その外側の重い岩石であるかんらん岩からなるマントル、さらにその外側のより軽いいろいろな岩石からなる地殻に分化し、現在見られる層状構造ができました。その過程で、地表にはもっと軽い水からなる海（水圏）や大気（大気圏）もできました。このように、地球は重いものが中心に、軽いものが外側に配置する同心円状の層状構造をしています。

初期地球には陸地（大陸地殻）はなく、海（海洋地殻）だけでしたが、約 40 億年前に陸地（大陸地殻）が誕生し、その後陸地は増大して、現在は地表の 40% 近くを占めています。

生命の誕生は 40 億年近く前までさかのぼります。海中で生まれた生命は 4 億年ほど前に陸地に生活の場を広げ、さまざまな進化をへて、我々人類に至っています。

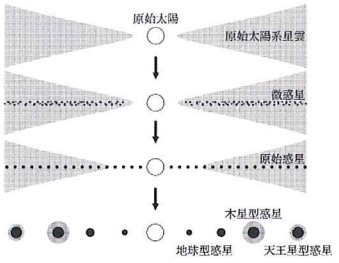


図 11. 太陽系形成の形成過程（「地球惑星科学入門」より）

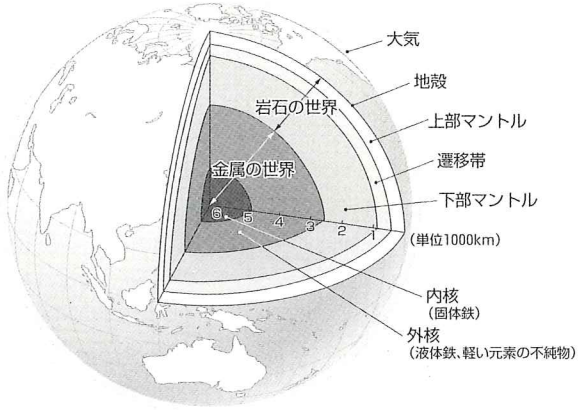


図 12. 地球の層状構造（「早わかり　地球と宇宙」より）

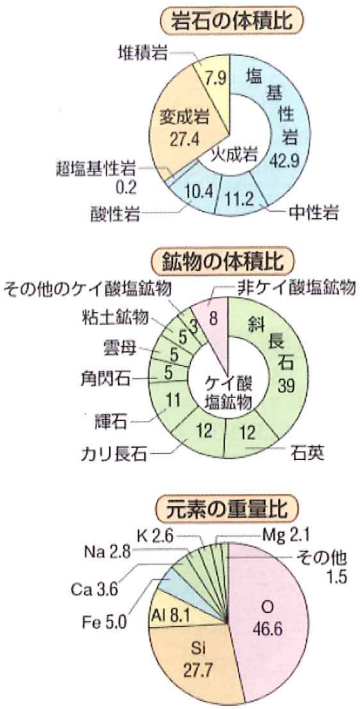


図 13. 地殻を作る岩石や鉱物の体積比と元素の重量比。ただし、元素重量比は大陸地殻のみの値。数字は%（「ニューステージ地学図表」より）

2　地球の層状構造

固体地球の内部構造はよくタマゴにたとえられます。地球の半径は約 6,378 km（赤道半径）ですが、中心から約 3,500 km（地表から約 2,900 km）までの部分を核（地球体積の約 16% あります）、その外側をマントル（地球堆積の約 82%）、一番外側の地表から数 km ～数 10 km までの薄い層を地殻（地球体積の約 2%）と呼びます。核がタマゴの黄身、マントルが白身、地殻が殻です。

核（コア）　岩石ではなく、Fe を主体とする金属からできています。Ni や Si なども少し含まれています。核は深さ約 5,100 km を境に外側の融けた鉄（液体鉄）からなる外核と固体鉄からなる内核に分かれます。地球中心部の液体鉄の流動が地球の磁場（磁石）の原因になっています。

マントル　かんらん岩からできています。ただし、より正確にいうと、地表から 400km くらいまでです。それより深いマントルでは、化学組成はかんらん岩と同じですが、超高温・超高圧のために他の岩石に変わっています。かんらん岩からできているマントルを上部マントル、その下の部分を下部マントルといいます。マントルはかんらん岩やそれと同じ化学組成の岩石（固体）からできていますが、高温のため地質学的時間スケールでは粘土のように軟らかく、ゆっくりと対流しています（マントル対流という）。

地殻　地殻の厚さは海と陸で違い、海（海洋地殻）で 5 ～ 7km、陸（大陸地殻）で 30 ～ 40km ほど（最大 70km）です（図 14）。両者は構成岩石の種類も違います。海洋地殻は火成岩である玄武岩（上部）とはんれい岩（下部）から、いっぽう、大陸地殻は花こう岩で代表されますが、玄武岩を含むいろいろな岩石（火成岩・堆積岩・変成岩）からできています。人類を含むすべての生物はこの薄い地殻の中やその上（つまり、岩石圏・水圏・大気圏の接するところ：生物圏）で生活しています。

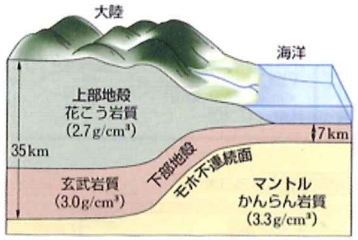


図 14. 大陸地殻と海洋地殻の違い（「ニューステージ地学図表」より）

3　プレート

地球表部を作っているプレートは相互に運動しています。その運動によって、火山爆発・地震活動・大山脈の形成などの地殻変動が起きます。プレート運動は地球が生きている証拠です。

1　地球の生い立ち―層状構造の形成

前章で述べたように、地球は地表から中心へ、地殻・マントル・核からできていますが、この区分はそれぞれを構成している物質による区分です。3 つの中では、マントルが地球の大きな部分（体積で 82%）を占めています。ところで、地表から約 100km から約 200km の間のかんらん岩は、その上の部分（その部分を最上部マントルという）やそれより下の部分よりも柔らかくなっています。つまり、同じかんらん岩という岩石ですが、地下 100km ～ 200km の部分はその上下と力学的性質が異なる（柔らかい：粘土のような性質がある）というわけです。これは、地球内部での温度・圧力の分布とかんらん岩が柔らかくなる温度との関係の結果です。この地下 100km ～ 200km のマントルの柔らかい部分をアセノスフェアと呼びます（図 15）。いっぽう、その上の最上部マントルと地殻は力学的に硬い性質を持っており、まとめてリソスフェアと呼びます。

地球の表面はリソスフェアの表面ということになります。しかし、地球表面は 1 つの連続したリソスフェアで覆われているわけでなく、大小 10 数枚のブロック（これをプレートという）に分かれています（図 16）。つまり、リソスフェアとプレートは同じものですが、前者は地球の断面における地表から約 100km までの層を示し、後者はその分割された個々のブロックのことです。これらの厚さ約 100km ほどの個々のブロック（プレート）は相互に移動し、このプレート運動が火山活動や地震活動、大山脈の形成などの地殻変動の原因となっています。このような考え方をプレートテクトニクスといいます。

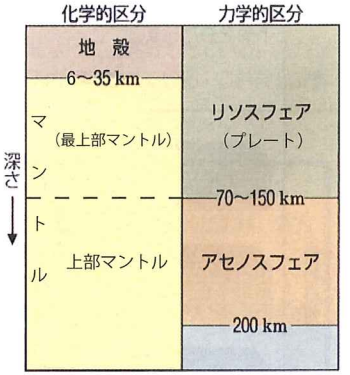


図 15. 地殻と上部マントルの化学的区分と力学的区分（「ニューステージ地学図表」より）

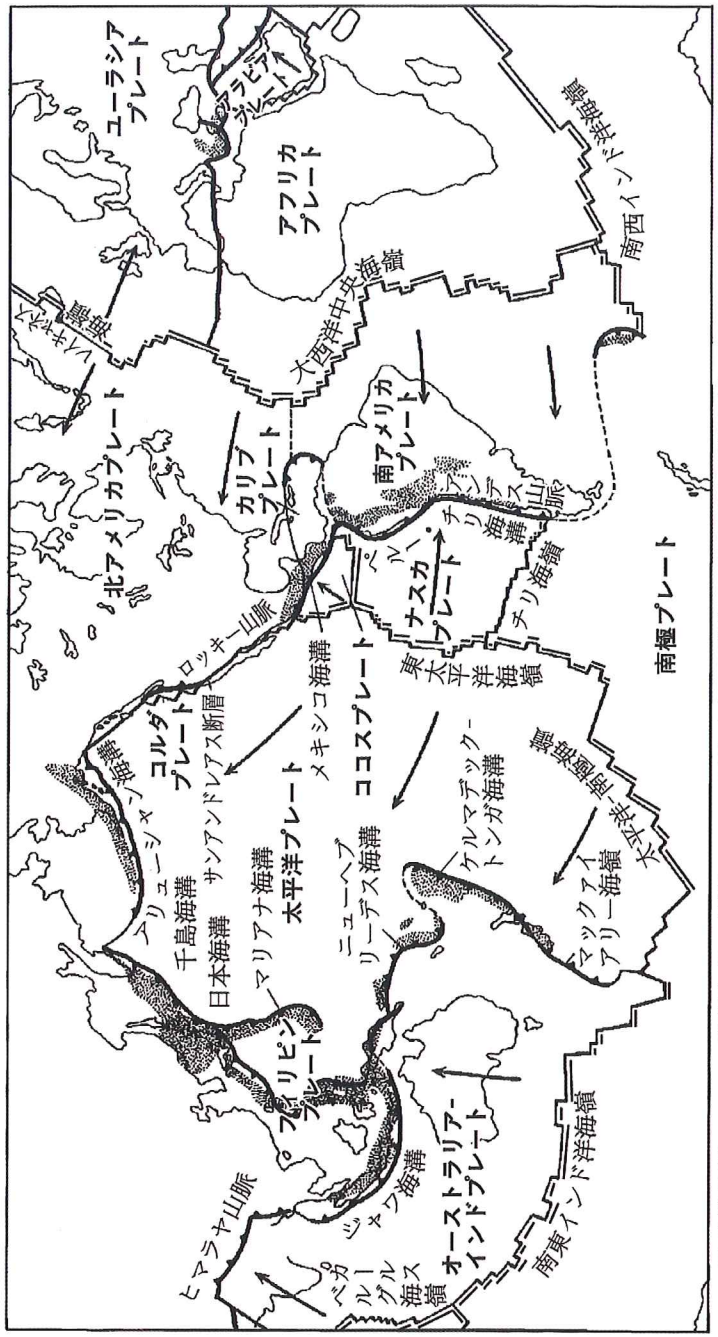


図 16. プレートの分布とプレート境界（「地球惑星科学入門」より）

4 鉱物、岩石・鉱石、石（いし、せき）

岩石と鉱物、そして石の違いは？

岩石は複数種（ときには 1 種類）の鉱物（多くは結晶）の集合体です（図 17）。岩石の名前には一般に玄武岩・花こう岩のように「岩（がん）」を使います。ただし、「石」を使うこともあります（御影石（いし）・黒曜石（せき）・大理石（せき）など）。鉱物の名前には「石」と「鉱」の両方を使います。一般には、金属光沢がある鉱物には「鉱」（磁鉄鉱・黄銅鉱・方鉛鉱など）を、そうでない鉱物には「石」（ざくろ石（いし）・金剛石（せき）・長石・輝石など）を使うことが多いです。岩石を作っている主な鉱物（造岩鉱物という）は「石」を使うことが多いです。しかし、石英・硫黄・石膏・石綿のように「石」や「鉱」を使わない鉱物名もあります。このように、鉱物の和名の呼び方には決まった規則はありません。

鉱石は岩石であり、金や鉄などの私たちの生活に役立つ元素を含む特殊な鉱物（鉱石鉱物という）あるいはその鉱物が濃集した鉱業採掘の対象となる岩石です。鉱石は一般に鉱物名や岩石名で呼ばれますが、独自な言い方もあります。石灰石（大理石）や珪石は正式には鉱業製品名（鉱石名）であり、石灰石（大理石）の岩石名は石灰岩（結晶質石灰岩）、珪石の岩石名は珪岩あるいはチャートとなります。



図 17. 岩石と構成鉱物（「Foundations of Earth Science」より）

5 結晶 (crystal) と鉱物 (mineral)

結晶と鉱物の違いは？　岩石をつくる 9 種の鉱物。

1　結晶

構成する原子やイオンが規則正しく周期的に配列している固体で、一般に規則的な内部構造を反映して規則的な外形（結晶面）を持ちます（図 18）。しかし、実際にはガラス状など不規則な面を持つことが多いです。周期的に配列していないものを非晶質（アモルファス）といい、オパールや天然ガラスなどがあります。

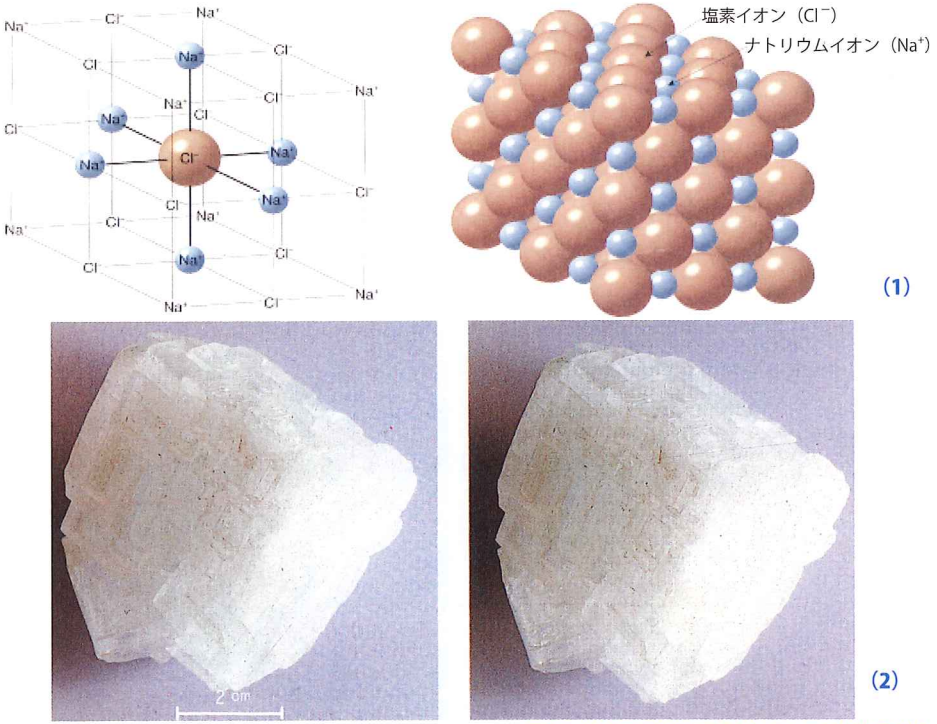


図 18. 岩塩の結晶構造 (1) と結晶の立体視図 (2)

図 19. いろいろな鉱物。上から：元素鉱物（自然銅）・硫化鉱物（黄銅鉱）・酸化鉱物（コランダム、ルビー）・炭酸塩鉱物（方解石）・硫酸塩鉱物（石膏）



2　鉱物

鉱物とは、化学的・物理的にほぼ均一で一定の性質をもつ天然の無機質固体物質で、4,500 種ほどあるといわれています。鉱物は一般に結晶ですので、博物館などに展示してある鉱物標本はそれぞれに独自の規則的な外形（自形という）をしています（図 19、20）。しかし、自然ではきれいな結晶形を示すことは稀で、不規則な形（他形という）で産出するのが普通です。それは、結晶が成長するとき、他の結晶に邪魔されて、その結晶の本来の形（結晶形）に成長することができないからです。

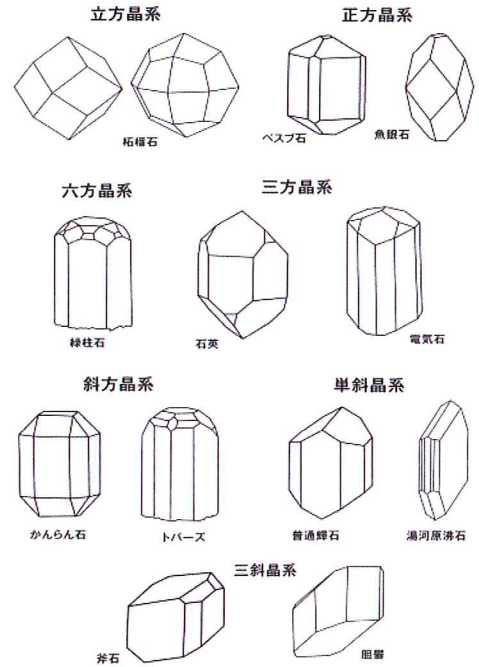


図 20. 結晶構造の種類

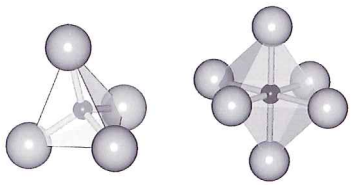


図 21. SiO_4 四面体（左）と SiO_6 八面体。多面体の中心の黒丸は珪素原子、頂点の灰丸は酸素原子を示す（「地球惑星科学入門」より）

鉱物は厳密には結晶質物質ですが、広い意味では非晶質物質や時には液体（水銀・石油）を含めることもあります。

鉱物種の学名（種名）は生物の二名法（属名＋種名）とは異なり、一名法です。多くの造岩鉱物は固溶体（結晶構造は同じであるが、化学組成が溶液のように変化する固体）であるので、命名はかなり人為的です。学名は英語が基本ですが、和名の呼び方は 4 章で述べたように統一されていません。

鉱物は化学組成により、元素鉱物・酸化鉱物・硫化鉱物・炭酸塩鉱物・硫酸塩鉱物・珪酸塩鉱物などに区分され（図 19）、それぞれはさらに結晶構造（図 20）により細分されます。

3　珪酸塩鉱物

岩石を造る主要な鉱物（造岩鉱物という）のほとんどは珪酸塩鉱物です（図 22）。珪酸塩鉱物は酸素原子 4 つが作る四面体のまん中に珪素原子が入っている SiO_4 四面体（図 21）が規則的に組合わさり、その間に K・Na・Ca・Fe・Mg などの他の元素が入る構造を持つ鉱物です。SiO_4 四面体の組合わさり方や間に入ってくる元素の違いにより、斜長石・カリ長石・かんらん石・輝石・角閃石・黒雲母・白雲母などがあります。これらのうち、K・Na・Ca を多く含むカリ長石や斜長石と SiO_2 からなる石英は透明あるいは白っぽいので無色鉱物といい、Ca・Fe・Mg を多く含むかんらん石・輝石・角閃石・黒雲母は暗色なので有色鉱物といいます。

アパタイトや鉄鉱物などは珪酸塩鉱物ではありませんが、少量ですが岩石によく含まれているので、造岩鉱物の仲間です。

鉱物名	かんらん石	斜方輝石	単斜輝石	角閃石	黒雲母	斜長石	アルカリ長石	石英
化学式	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	$(Mg,Fe)SiO_3$	$(Ca,Mg,Fe)SiO_3$	$NaCa_2(Mg,Fe,Al)_5(AlSi)_8O_{22}(OH)_2$	$K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_8(OH)_2$	$NaAlSi_3O_8$ ～ $CaAl_2Si_2O_8$	$(K,Na)AlSi_3O_8$	SiO_2
色	オリーブ色	アメ色/濃褐色	濃緑色	緑色~濃緑色	黒色	無色~白色	乳白色~桃色	無色透明
形	紡錘状	長柱状	短柱状	長柱状~針状	板状	柱状	柱状	六角錐~柱状
理想的な結晶外形								
硬度	6.5~7	5.5	5.5	5.5	2.5	6	6	7
比重	3.2~3.4	3.3	3.3	3.0~3.4	3.0	2.7	2.6	2.7

図 22. 主要な造岩鉱物の特徴

主要な造岩鉱物の肉眼的な特徴

以下は一般的な特徴です（図 23）。

石英　無色～灰色の半透明でガラスのような割れ口。ガラスのように見えます。

斜長石　白色あるいは灰色不透明で、光をあてると長柱（短柱）状の平らな面（へき開面）が反射することがあります。

カリ長石　白色不透明ですが、うすい桃色のものもあります。光をあてると斜長石のように光ることがあるが、形は一定していません（他の鉱物の間をうめることが多いです）。

かんらん石　黄色みを帯びたうすい緑色で、短柱状あるいはコロコロした粒状です。

普通輝石・しそ輝石　暗緑色～暗褐色で黒っぽい短柱状。断面では 90° で交わる 2 方向のスジ（へき開線）がみえることがあります。両者の区別は肉眼では難しいですが、透過光では普通輝石では暗緑色～淡緑色、しそ輝石は褐色～緑褐色です。

角閃石　灰緑色～灰褐色、あるいは黒緑色で光沢が強いです。細長い柱状が多いです。長柱方向に平行な筋（へき開線）が見えることがあります。断面では 120° で交わる 2 方向のスジ（へき開線）がみえることがあります。

黒雲母・白雲母　六角形板状あるいは薄片状で黒褐色（黒雲母）および無色半透明（白雲母）です。光をよく反射し、滑らかでペラペラした感じがします。



図 23. いろいろな造岩鉱物。左上から下へ：　石英・カリ長石・斜長石・かんらん石・普通輝石・しそ輝石・角閃石・黒雲母・白雲母　（北大総合博物館所蔵）

6 岩石（rock）

岩石は火成岩・堆積岩・変成岩に大別され、それらは地表と地下深部での作用により互いに変遷します。これらは成因や粒子の大きさなどによりさらに細分されます。

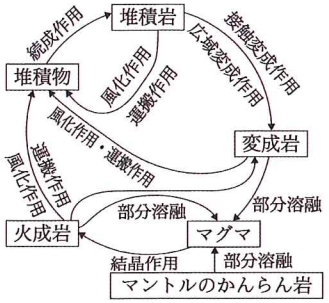


図 24. 火成岩・堆積岩・変成岩の相互関係（「地球惑星科学入門」より）

岩石は複数種（ときには 1 種：例えば、石灰岩や珪岩・チャート）の鉱物（一般に結晶）の集合体です。

岩石分類の基準は成因（でき方）を基本とし、さらに、化学組成（鉱物の種類）や構成粒子の大きさ（粒度）などにより分類します。しかし、化学組成も粒度も連続的に変化するので、便宜的に境界を設けて分類します。また、化学組成も粒度も肉眼で決めることはむずかしいので、岩石の種類を肉眼で区別（鑑定）するにはかなりの慣れが必要です。詳しい区分には偏光顕微鏡などの分析機器も必要です。岩石種の学名の命名法は鉱物の場合と同じです。

岩石は成因的に大きく堆積岩・火成岩・変成岩に区分され、それらはそれぞれの地質学的な環境のもとで形成され（図 25）、相互に関連しあいます（図 24）。

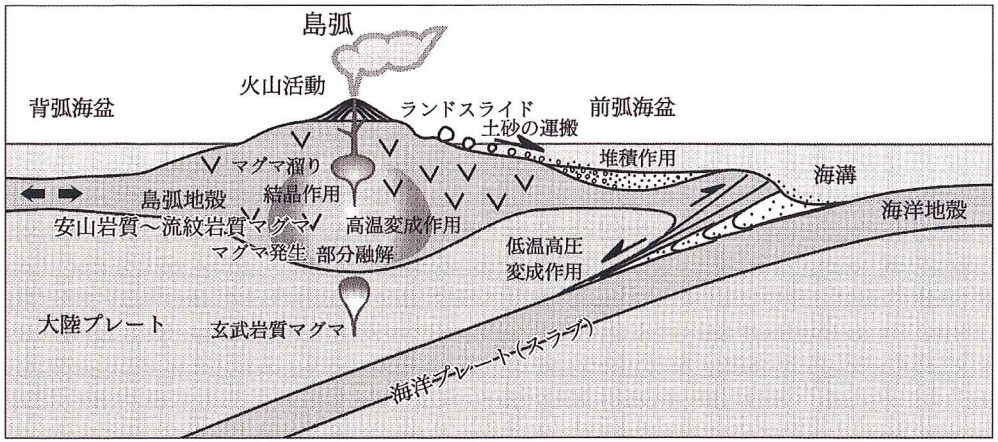


図 25. 沈み込み帯（島弧 - 海溝系）でのいろいろな岩石の形成（「地球惑星科学入門」より）

1 火成岩

マントルのかんらん岩やときには地殻の深部の岩石が融けてできたマグマが上昇し、地殻中のマグマ溜まりで冷えて固結したり、マグマ溜まりから地表に噴出したり（火山活動）して作られる岩石で、地殻の約 65%を占めています（図 13）。分類は化学組成（鉱物の種類）と産状によります。

化学組成による分類

岩石組成のほぼ半分以上を占める二酸化ケイ素（SiO_2）の含有量（重量%）を基準に超塩基性岩・塩基性岩（苦鉄質岩ともいう）・中性岩・酸性岩（珪長質岩ともいう）に区分します（図 26）。

酸性岩　石英・斜長石・アルカリ長石などの無色鉱物が多いため、白っぽい（色指数：15 以下）。

中性岩　酸性岩と塩基性岩の中間（色指数：15 から 40）。

塩基性岩　角閃石・輝石・かんらん石などの有色鉱物が多いため、黒っぽい（色指数：40 ～ 90）。

超塩基性岩　輝石・かんらん石などの有色鉱物がより多い（色指数：90 以上）。

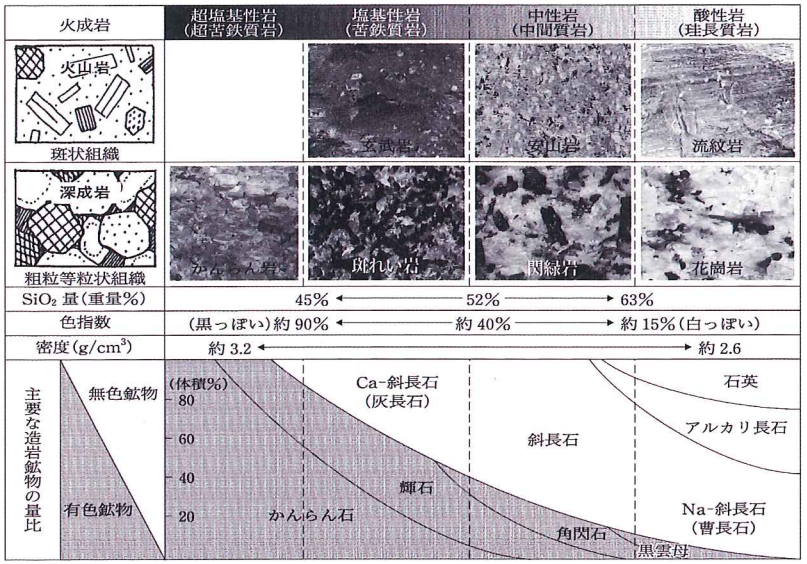


図 26. 火成岩の分類（地球惑星科学入門より）

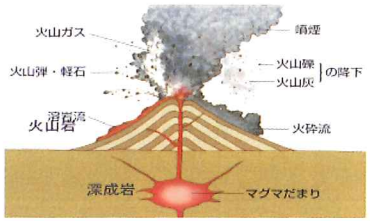


図 27. マグマが固結する場所の違い（「ニューステージ地学図表」より）

産状による分類

産状とは、岩石が野外で産出している状況を表す言葉です。ここでは火成岩が地下深部でできたか、地表でできたかを示します（図 27）。

深成岩　マグマが地下深部のマグマ溜まりでゆっくり冷えて固まってできます。硬いのでその後の侵食にも残って、大山脈の稜線部を作っていることが多いです（図 28）。肉眼では、大きな粒のそろった鉱物からなる等粒状組織を示します（図 29）。

火山岩　マグマが地表あるいは地表に近い浅部で急に冷えて固まってできます（図 30）。マグマ中で成長した比較的大きな結晶（斑晶という）と急冷した時にできる細粒鉱物あるいは火山ガラスからなる部分（石基という）とからなる斑状組織を示します（図 31）。

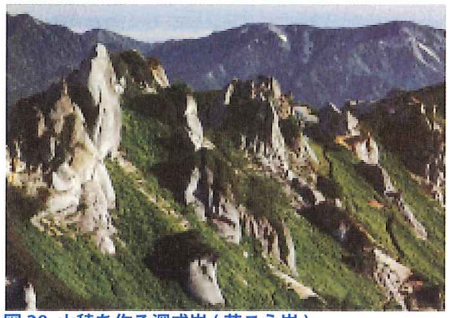


図 28. 山稜を作る深成岩（花こう岩）



図 30. 火山岩の産状（地表で急冷する）



図 29. 深成岩（花こう岩）の等粒状組織



図 31. 火山岩（安山岩）の斑状組織（斑晶鉱物と石基）

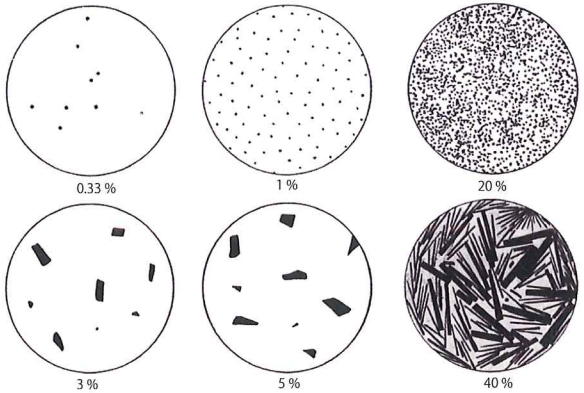


図 32. 色指数

色指数

火成岩（深成岩）の場合、鉱物全体に対する有色鉱物の割合（体積比%）である色指数（有色鉱物 /(有色鉱物＋無色鉱物)）をもとに、超苦鉄質岩（色指数≧ 90）・苦鉄質岩（90 ～ 40）・中性岩（40 ～ 15）・珪長質岩（≦ 15）に分類することができます（図 26）。ただし、色指数が同じでも、細粒な場合と粗粒な場合とでは感じがかなり違うので、注意が必要です（図 32）。

マグマ

上部マントルや地殻深部の岩石が溶けてできた珪酸塩類を主とする化学組成をもつ液体です。H_2O・CO_2・HCl・SO_2 などの揮発性分も含み、結晶を含むおかゆ状のものあります。温度は 1,000℃～ 1,200℃です。塩基性組成のマグマは高温で、粘性は小さく（流動しやすい）、酸性組成のものほど低温で、粘性は大きく（流動しにくい）なります。

化学組成の違いによるマグマの粘性の相違は、火山爆発の様子やできる火山の形の違いにも現れます。例えば、塩基性マグマは粘性が小さく流れやすいので、比較的静かな噴火活動で、山体も伊豆大島の三原山やハワイの火山のように緩やかなことが多いです。いっぽう、酸性マグマは粘性が大きく粘り気が強いので、北海道の有珠火山や磐梯山のように激しい火山活動が一般的です（図 33）。

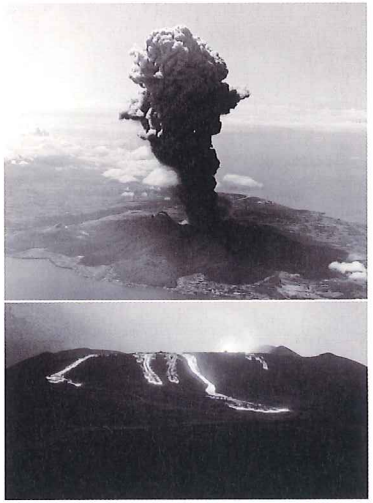


図 33. 激しい噴火（上：有珠山）と静かな噴火（下：三原山）（「地球惑星科学入門」より）

プレート運動と火山活動（マグマはどこで出来るか？）

火山活動（マグマ活動）は、地震活動とともに、地球が活発に活動していることの現れであり、火山活動を通じて地球内部のエネルギーが宇宙へ発散していきます。しかし、火山はどこにでもあるわけではありません。ほとんどの火山は地震と同じくプレート境界に分布しています（図 34）。

プレート境界には中央海嶺型（発散型プレート境界）と沈み込み型（収束型プレート境界）、トランスフォーム型（横ずれプレート境界）があります（図 16）。トランスフォーム型はプレートどうしが水平にずれ合うように運動し、地震を起こしますが、火山活動はほとんどありません。

中央海嶺では図 34 のように、マントル岩石が融けてできたマグマが海底で固まって（海洋プレートの誕生）、できた海洋プレートが海嶺の両側へ広がっていきます。地球上の火山活動によるマグマ噴出量の 70% 近くは地球を取り巻く大西洋中央海嶺・インド洋中央海嶺・東太平洋海嶺などの中央海嶺で起きていますが、深海底で起こっているために、私たちの目には入りません。

中央海嶺で誕生した海洋プレートは日本のような島弧 - 海溝系の沈み込み帯でマントル深部に沈んでいきます。この過程で、100 ～ 150km の深部ではマントルの岩石が融けて、マグマができ、火山活動によって火山列島（日本列島・アンデス山脈など）ができます。ここでのマグマ噴出量は地球全体の 13%くらいです。

プレート内部（大陸内部や大洋内部）でも、例えばハワイや北米大陸のイエローストーン公園のように火山活動はあります（ホットスポット型）。このタイプのマグマ噴出量は地球全体の 19%くらいです

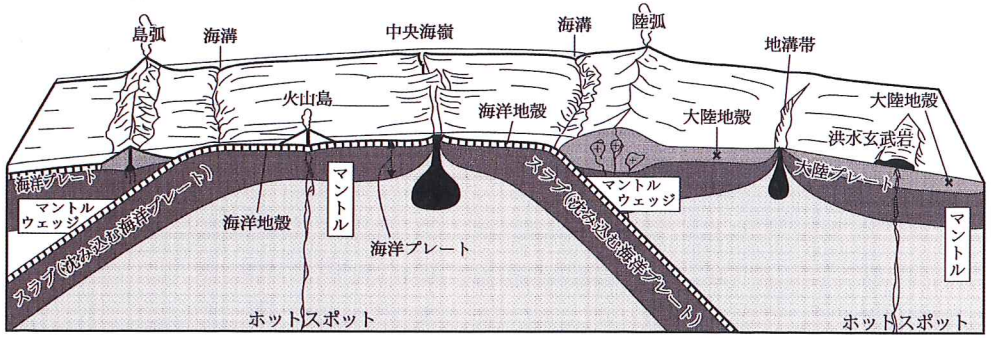


図 34. プレート運動とマグマ活動（「地球惑星科学入門」より

2　堆積岩

堆積岩は成因によって砕屑岩・火山砕屑岩・生物岩・化学岩に大別され、さらに構成粒子の大きさなどによって細分されます（図 35）。

砕屑物	粒径(mm) $\frac{1}{256}$	泥	粘土
			シルト
	$\frac{1}{16}$	砂	微粒
	$\frac{1}{8}$		細粒
	$\frac{1}{4}$		中粒
	$\frac{1}{2}$		粗粒
	1		極粗粒
	2	礫	細礫
	4		中礫
	64		大礫
	256		巨礫
生物の遺骸	$CaCO_3$…貝殻・紡錘虫・有孔虫サンゴなど		
	SiO_2…放散虫・珪藻の殻など		
	セルロース（植物）		
化学的堆積物	$CaCO_3$		
	$CaMg(CO_3)_2$		
	SiO_2		
	NaCl		
	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$		
火山砕屑物	粒径(mm) 2	火山灰	
	64	火山礫	
		火山岩塊	

砕屑岩	泥岩	粘土岩
		シルト岩
		頁岩
	砂岩	
	礫岩	
生物岩	石灰岩・チョーク（白亜）	
	チャート・珪藻土	
	石炭	
化学的沈殿岩	石灰岩	
	苦灰岩	
	チャート・フリント	
	岩塩	
	石膏	
火山砕屑岩	凝灰岩	
	火山礫凝灰岩（基地：火山灰）	
	凝灰角礫岩（火山灰の基地多）	
	火山角礫岩（火山灰の基地少）	

図 35. 堆積岩の分類（「地球惑星科学入門」より）

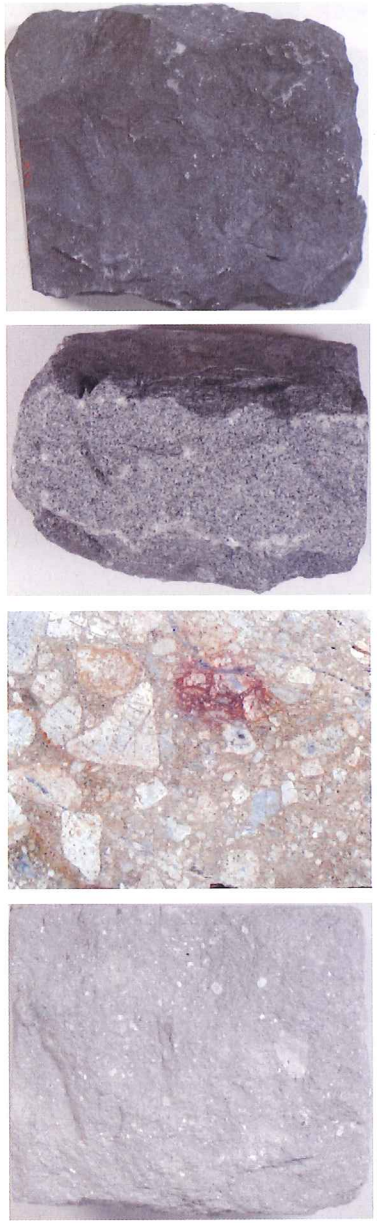
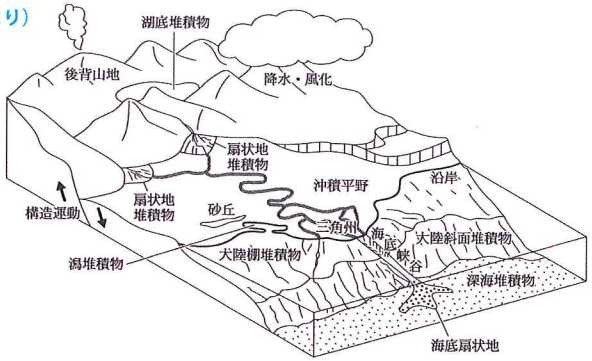
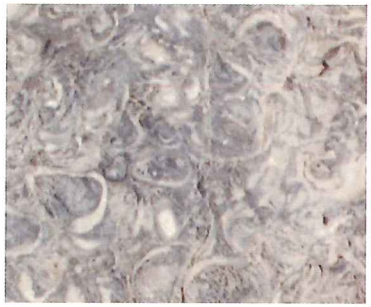
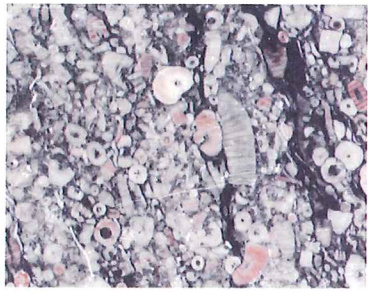


図 36. 堆積岩のいろいろ。上から：泥岩・砂岩・礫岩・凝灰岩

図 37. 堆積岩の形成環境（地球惑星科学入門より）









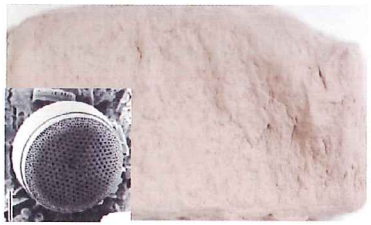


図 38. いろいろな堆積岩。上から：腕足類石灰岩・海ユリ石灰岩・チャートと放散虫・珪藻土と珪藻

砕屑岩　既存の岩石・鉱物・化石の破片が地表・水中・空中を移動して、海などの水中（陸上もある）にたまった砕屑物（堆積物）が固結したものです。砕屑岩は砕屑物の粒径で泥岩・砂岩・礫岩に細分します（図 36）。地球表面のいろいろな環境のもとで作られます（図 37）。氷河起源、風成起源もあります。

火山砕屑岩　火山灰などの火山噴出物が陸上や海底にたまり、固結したもので、粒径で細分します。火山灰などは火山起源ですが、堆積岩に入れます。

生物岩　生物の遺骸が固結したもので、生物種などにより細分します（図 38）。

化学岩　海や湖が蒸発乾固して、その残留物が沈殿・固結したものです。

地層　厚さに較べて水平方向に大きく広がり、層状に積み重なっている堆積物や堆積岩を地層といいます。

3　変成岩

既存の岩石が地下深部の熱や圧力によって再結晶作用や変形作用をこうむって、元の岩石の鉱物の種類や岩石の組織が別の鉱物種や構造に変化する過程を変成作用といい、そのようにしてできた岩石を変成岩といいます（図 25）。

分類は成因と岩石の化学組成によって行います。

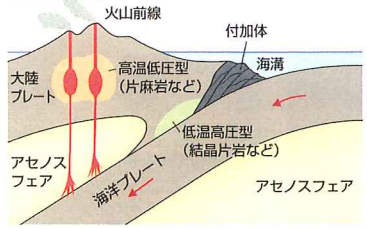
成因による分類

広域変成岩　100km ～ 1,000km にわたる広域的な地下深部の熱と圧力によってできる変成岩で、千枚岩・結晶片岩・片麻岩などがあります（図 39、41）。

接触変成岩　地下深部に貫入したマグマの熱によって、マグマの周囲の岩石が変成したもので、ホルンフェルス・結晶質石灰岩などがあります（図 40、41）。

断層岩　断層運動によって岩石が破砕されてできる変成岩で、カタクラサイト・マイロナイトなどです（図 41）。

広域変成岩



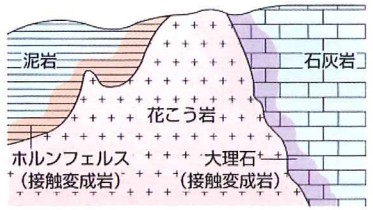
プレートが沈み込んだところでは，低温・高圧の変成作用を受けて**結晶片岩**が形成される。大陸側の地域では，マグマの貫入により，高温・低圧の変成作用を受けて**片麻岩**などが形成される。

図 39. 広域変成岩の形成（「ニューステージ地学図表」より）

化学組成による分類

原岩（元の岩石）の化学組成によって、砂泥質岩（ざくろ石 – 黒雲母片麻岩など）・珪質岩（珪岩）・石灰質岩（結晶質石灰岩 / 大理石）・塩基性岩（緑色片岩、角閃岩）などに分けられます。

接触変成岩



砂岩や泥岩は，黒色で硬くて緻密な**ホルンフェルス**になることが多い。侵食に強いため，小さな山となって残ることもある。石灰岩の場合は，白色で粗粒の**結晶質石灰岩**（**大理石**）になる。大理石は建材などに利用される。

図 40. 接触変成岩の形成（「ニューステージ地学図表」より）

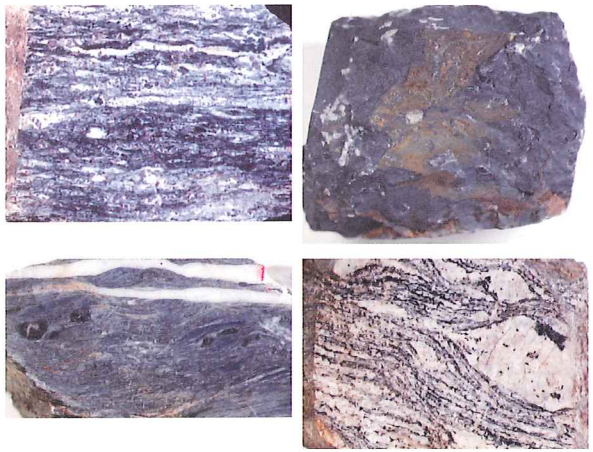


図 41. 変成岩のいろいろ。左上から：片麻岩・片岩・ホルンフェルス・マイロナイト

7 鑑定する手がかり

フィールドで岩石を鑑定するためのポイントを説明します。

岩石は鉱物の集合体ですが、鉱物にはいろいろな種類があり、また、同じ鉱物でも色や形、表面の輝きなどが異なることがあり、かなり慣れないと鑑定は難しいです。多く見ることが肝要です。

岩石の 3 大区分のどれに区分されるかを考えてみましょう。地質図などがあれば、地質図により該当地域に火成岩が多いのか、堆積岩が多いのか、変成岩が多いのかなどを知っておくことは助けになります。ただし、河原の石は上流から流れて来たものなので、その場所のものではありません。

1/50,000 地質図（図 42）は市販されています。1/200,000 地質図は産総研地質調査総合センターのホームページ（http://www.gsj.jp/HomePageJP.html）から見ることができます。

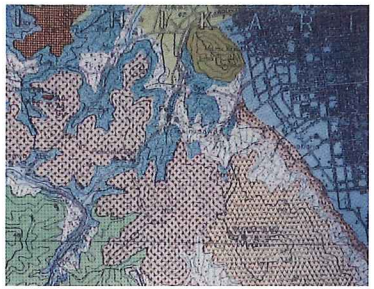


図 42. 札幌市西部の地質図（５万分の１地質図幅「札幌」より。いろいろな岩石の分布などを異なる色やハッチで示しています。

色

黒っぽい：火成岩や変成岩では苦鉄質（塩基性）のもの。堆積岩では細粒な泥岩や砂岩。

白っぽい：火成岩や変成岩では酸性のもの。堆積岩では石英質砂岩・チャート・石灰岩。

粒度（鉱物の粒の大きさ）

粗粒：火成岩では深成岩。変成岩では高変成度のもの。堆積岩では粗粒砂岩や礫岩。

細粒：火成岩では火山岩（粗粒もある）。変成岩では低変成度のもの。堆積岩では細粒砂岩や泥岩、石灰岩。

密度（重いか、軽いか）

塩基性岩は苦鉄質鉱物が多く重い。酸性岩は珪長質鉱物が多く軽い。空隙（穴）があるもの（火山砕屑岩や火山岩の一部）は軽い。

組織・構造

全体が均質：深成岩、一部の堆積岩。

斑状（粗粒な鉱物が細粒部分の中に点在）：火山岩、一部の堆積岩や変成岩。

片状・片麻状（構成鉱物が一方向に並んでいる）：変成岩（結晶片岩、片麻岩）。

縞状・層状（粒度の違いによる層状）：堆積岩。

縞状・層状（色の違い（鉱物の違い）による縞状）：変成岩、堆積岩。

粒の形（ルーペで見る）

角張った形（結晶の形）や光った面（結晶面）が見える：火成岩や変成岩。

角張った形（結晶の形）や光った面（結晶面）が見えず、丸まっている：堆積岩。

その他の特徴

化石を含くむ：堆積岩。

とくに重い：鉱石。

きれいな色

赤：赤色砂岩、赤色チャート。

緑：緑色チャート、緑色岩、緑色砂岩、緑色凝灰岩

薬品への反応：同じ白い石でも、石灰岩は希塩酸に反応し発泡するが、チャートは反応しない。



図 43. 堆積岩の円摩された粒子



図 44. 堆積岩の堆積構造（細かい部分と粗い部分のくりかえし）

8 観察のポイント

それぞれの岩石ごとの観察ポイントを紹介します。
岩石の 3 大区分のどれに区分されるかを常に考えることが重要です。

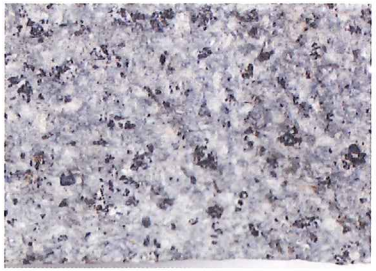
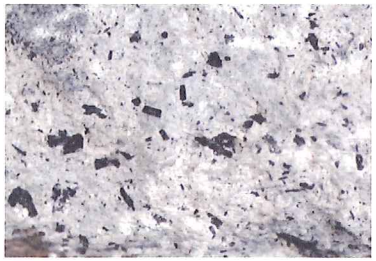
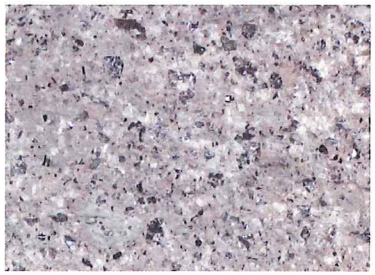




図 45. 斑晶鉱物による火山岩の区分。上から：輝石安山岩・角閃石安山岩・黒雲母 – 石英流紋岩

火成岩

高温のマグマが冷えて固まった岩石ですので：

＊一般に、縞状、筋状あるいは線状などの方向性を持つ構造はなく、均質です。

＊マグマ (液体) から結晶するので、肉眼やルーペにより光を反射する結晶面や角張った結晶形がわかることがある。

＊急冷した火山岩は、比較的大きな自形の斑晶鉱物とそのまわりの火山ガラスや細粒鉱物からなる石基からなる斑状構造が特徴的である。

＊ゆっくり冷却した深成岩は、結晶がよく成長し、肉眼でもわかる大きな粒ぞろいの鉱物からなる。

白っぽいものは酸性岩

黒っぽいものは塩基性岩

＊火山岩を肉眼やルーペで鑑定するときは、簡便な方法として、含まれている斑晶鉱物の種類 (組みあわせ) をみるとよいです。例えば、斑晶鉱物として、

かんらん石が含まれている→玄武岩。

輝石あるいは角閃石（その両方）と斜長石が含まれている→安山岩

黒雲母や石英とアルカリ長石（その両方）が含まれている→流紋岩。

堆積岩

川で運ばれた礫や砂粒が固まったり，化石が集まって出来ているので：

＊岩石を作っている粒子（砕屑粒子）をよく見ると、水に流されて摩耗しているので、粒の角がとれて円くなっていることが多い（図 43)。火成岩や変成岩も結晶の粒子から出来ていますが、特に、火成岩では角ばっていることが多い。

＊荒い砂と細かい泥が交互に堆積してできるラミナ (細かい筋模様）などの堆積構造を示すことがある（図 44)。

＊化石が含まれていることもある。

変成岩

地下深部の高い圧力や温度のもとで出来るので：

＊鉱物が面状あるいは線状に並んでいたり、濃集して縞模様（縞状構造）ができていることが多い。

＊石英の多い白い部分と黒雲母が多い黒い部分とで縞状になることがある。

＊そのために、構造に方向性があり、片状や板状に割れやすい。

＊ ザクロ石・珪線石・十字石など比較的珍しい変成鉱物を含むことがある。



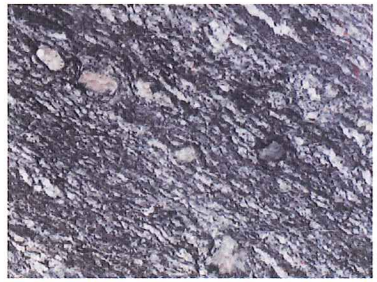



図 46. 変成岩に特徴的な鉱物。上から：ざくろ石片麻岩・珪線石片麻岩（上下のオレンジ色は風化）・ざくろ石 - 藍晶石片麻岩・紅柱石片麻岩

9 岩石や鉱物の密度（比重）測定実験

岩石の鑑定に使う、（密度）比重の測り方を説明します。

比重とは、ものの重さを同体積の 4℃の水の重さとの比で表した数値です。したがって、比重の単位は無次元です。

密度は単位体積あたりの質量（日常的には重量と同じ）であり、単位は kg/m^3 または g/cm^3 である。1 気圧, 4 ℃の水の密度は 1,000 kg/m^3 (1 g/cm^3) (厳密には、0.999973 g/cm^3) であるので、比重の数値は密度と同じ値になる。

鉱物の比重（図 20）は、鉱物を作る元素の重さに左右される。例えば、同じかんらん石でも Fe を多く含む鉄かんらん石は Mg を多く含む苦土かんらん石よりも比重は大きい。比重はまた結晶構造（原子やイオンの並び方）の違いにもよる。例えば、ダイヤモンド（比重 3.5）と石墨（比重 2.2）はともに炭素からできているが、炭素原子が非常に緻密に並んでいるダイヤモンドの比重が大きい。

岩石は、構成鉱物の違いにより，比重 (密度) が異なる (図 26)。比重の違いは化学組成の違いの反映である。岩石の密度を決めることは，地球の深部構造を調べる基礎データとしても重要である.

緻密に見える岩石にも、例えば軽石のように、空隙がある。したがって、真の比重を測定することは難しい。そのため、一般的には空隙も含めた見かけの比重を測定する。

以下では、アレキメデスの原理（浮力の原理）を利用した方法を示す。

液体 (水) 中の物体は、物体が排除したのと同じ体積の液体 (水) の重量 (重力) と等しい浮力を受ける



銀を混ぜたかもしれない王冠と同じ重さの純金をのせる

銀を混ぜた王冠は同じ重さの純金より体積が大きいので、浮力が大きい.

図 47. アルキメデス（287BC–212BC）の原理（浮力の原理）

岩石の比重（見かけの）の測定手順

原理

1) 試料の重量は天秤で秤量する。
2) 試料と同体積の水の重量をアレキメデスの原理を利用して量る。

実験手順

1) 試料 (岩石) の質量 (重量) を上皿天秤で秤量する (X g)。
2) 2 つのビーカーに 2/3 ほどの水を入れ、上皿天秤に乗せる。
3) 軽い方に水を適当に追加し、両方を同じ重さにする (図 48 上)。
4) 片方のビーカーに、糸でつるした試料を完全に水没するように入れる。このとき、試料がビーカーの底や壁に触れないように注意する。
5) 試料を入れたビーカーのほうは試料と同体積の水の分だけ重くなるので、他方の皿に分銅をのせて、その増加分の重さ (試料と同体積の水の重量：Y g) を量る (図 48 下)。

見かけの比重 = 岩石の重量 (X g) / その岩石と同体積の水の重量 (Y g) = X /Y
この値は密度と同じ。

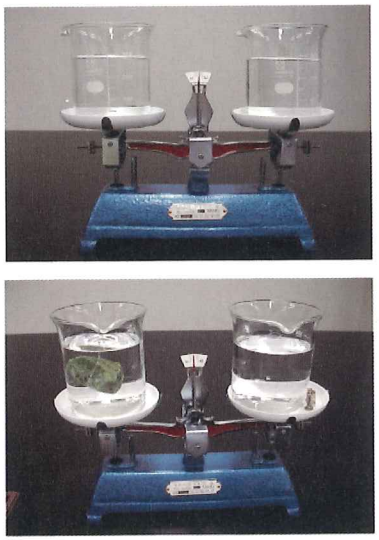


図 48. 天秤による秤量

10 岩石・鉱物の採集

フィールドに出て、岩石や鉱物を採集しよう。

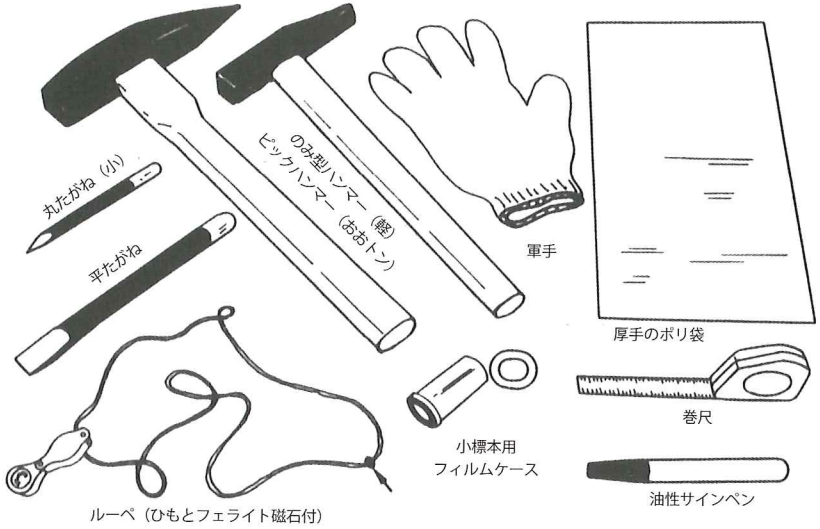


図 49. 岩石・鉱物の採集道具（「土と岩石」より）

鉱物や岩石を見分ける力をつけるためには、野外に行って岩石などが露出しているところ（露頭と云います）で露出している状態を観察し、自分で採集することが重要です。

特定な岩石や鉱物を採集したいときは、地質図や文献などを調べて、目的の岩石や鉱物が産出する露頭を探しますが、最初は、川によって上流から運ばれてきたいろいろな岩石（転石といいます）を見ることができる近くの河原を訪ねるのがよいです。旅行したときなどにもその地の河原を歩くと、普段は目に入らなかった珍しい石に出会えるかもしれません。

採集のための服装

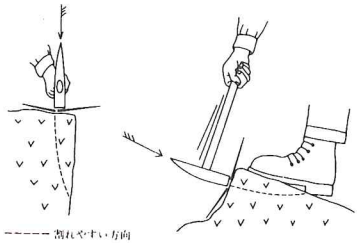
ハイキングや軽登山の服装で、長袖シャツや長ズボンが基本です。軍手や石を割るときの防護用ゴーグルも必要です。

調査・採集道具

まずハンマーです。一般の金づちは軽すぎ、また折れる危険もあるので、岩石採集用ハンマー（重さ 1 kg くらいのもの）が必要です。たがねも必要です。ハンマーで石を割るときには、防護用グーグルを着用し、靴で石を押さえて岩片が飛び散らないようにします（図 50）。採集した岩石は角をハンマーで削いで、形を整えます（トリミングといいます）が、その時は軍手をつけてください。

鉱物を観察するルーペ（拡大レンズ）も欠かせません。初めのうちは、倍率が大きく狭い視野のものよりも、10 倍くらいでも視野の広い方が使いやすいです。あまり高価なものは必要ありません。ルーペで岩石を観察するときは、見ようとする部分にできるだけ光が当たるようにし、ルーペを片方の目にできるだけ近づけ、つぎに岩石をルーペにゆっくりと近づけて焦点をあわせます（図 51）。

地形図（一般には 25,000 分の 1）も用意します。もちろん、観察記録を筆記するメモ（手帳など）や筆記道具、採集した岩石などを包む新聞紙やビニール袋などの採集袋、耐水性のフェルトペンも必要です。物差し（スケールに使う）や磁石も必携品です。カメラなども記録に有効です。



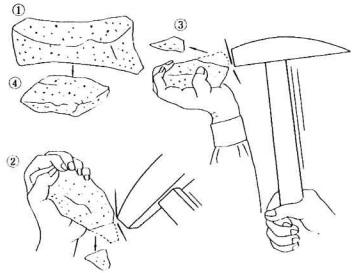


図 50. 石の割り方とトリミングの仕方（「土と岩石」より）



図 51. ルーペの使い方

採集方法

河原の石の観察の場合でも、あらかじめその上流の地質の様子を地質図などで調べておくと、岩石を鑑定するヒントになります。特定の岩石や鉱物を採集するときは、地質図のほか、文献などを調べることが重要です。

採集上の注意

鉱山や採石場あるいは個人所有の土地である場合は立ち入り許可を求める必要があります。国立公園や天然記念物指定地では採集は禁止されています。つい採集に夢中になってしまいがちですので、崖の下や流れの近く、道路脇などではじゅうぶんな注意が必要です。

引用文献

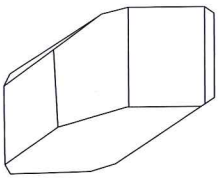
在田一則・竹下　徹・見延庄士郎・渡部重十 , 2010. 地球惑星科学入門 . 北海道大学出版会 .

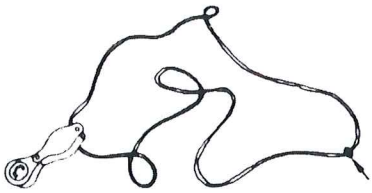
地学団体研究会編 , 1982. 自然をしらべる地学シリーズ , 3 . 土と岩石 . 東海大学出版会 .

浜島書店編集部 , 2007. ニューステージ地学図表（新訂）. 浜島書店 .

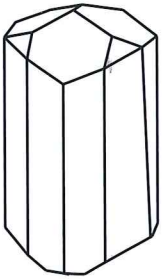
小出良幸 , 2006. 早わかり 地球と宇宙 . 日本実業出版 .

Lutgens, F. K., & Tarbuck, E. J., 2005. Foundations of Earth Science (4th ed.). Pearson Education, Inc.





THE HOKKAIDO UNIVERSITY MUSEUM



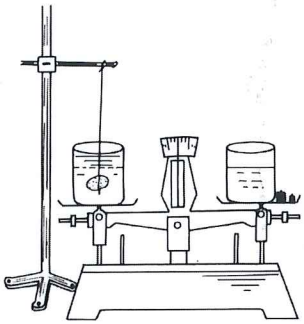
パラタクソノミスト養成講座・ガイドブックシリーズ　12

パラタクソノミスト養成講座
岩石（初級）編

著：在田一則／鳥本淳司
図：在田一則／鳥本淳司
編集：大原昌宏

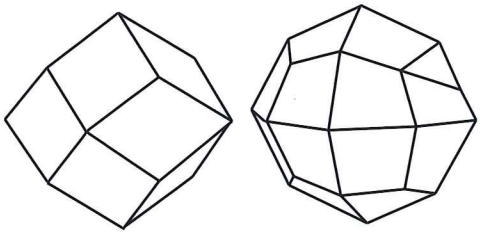
2013 年 3 月 31 日発行

北海道大学総合博物館、札幌



JST 科学技術コミュニケーション推進事業　ネットワーク形成地域型
「科学系博物館・図書館の連携による実物科学教育の推進」
～ CISE ネットの構築～





CISE
ちせねっとわーく