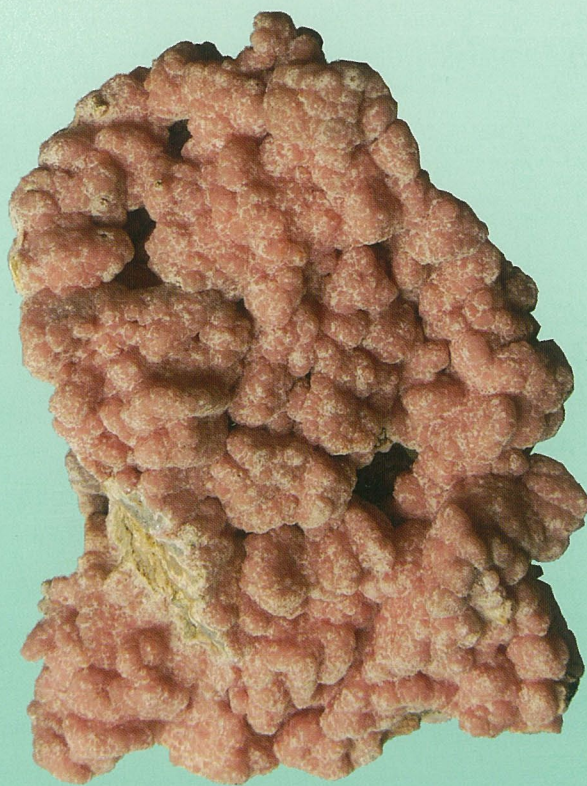


目で見る鉱物と岩石

— 地球科学教室標本室ガイド —
(第2版)



2009年3月

山口大学理学部地球圏システム科学科

目で見える鉱物と岩石

— 地球科学教室標本室ガイド —
(第2版)



2009年3月

山口大学理学部地球圏システム科学科

第2版の序文

第1版の刊行から4年が過ぎ、本書は品切れとなった。そこで第2版を刊行し、さらに新たな標本1000点余を追加して、標本室の充実を図ることとした。

この標本室の目的は2つある。第1の目的は、学生諸君が授業で聞いたことを、実物の岩石や鉱物を自分の目で見ながら、学習できるようにするためである。当標本室には、日本および世界各地の典型地域（タイプロカリティー）で採取された代表的な標本が多数収録されている。百聞は一見にしかず！ “なるほど、これが授業で聞いた、あの岩石か”ということを実感して頂きたい。

第2の目的は、地域地質研究の成果としての標本の保存である。地質学の研究にとって、岩石・鉱物の試料は死活的重要性を持っているが、きちんと整理・登録されていないものは、いかに貴重なものであっても他者にとっては単なる石ころにすぎない。これらは学術資産として保存し、次代に伝えることが科学の継承と発展を担うべき大学としての責務である。

岩石・鉱物は、いつでもそこへ行けば採集できるというものではない。産出したその時限りで、その後いかに努力しても採集できないものも多い。特に鉱山の試料は、一旦閉山すれば二度と手に入らない。そこで、今回は各地の鉱山の岩石・鉱石試料を中心に登録し、同時に既存標本の整理を行った。また展示スペースを拡充し、トータル約4000点の登録標本を収納して標本室としての一応の体裁を整えた。

残念ながら部屋が狭く、また時間的制約から多数の試料が未登録のままである。限られたスペース・予算と人員の中で、これらをいかにして保存・活用して行くか、地球科学に限らず「もの」を扱う自然・人文科学に共通した悩みである。また学科改組や定年でスタッフが入れ変わるなど、今日の大学にはある種の不安定さがある。現在、本学における学術資産の保存に向け、議論が行われている。この標本室が、一つのモデルケースとして役に立てば幸いである。また学生諸君には、標本の一つ一つに採集した研究者の苦心があることを理解し、大切に、また有効利用してもらいたい。

謝辞

標本室を整備しなければならない。長年、標本委員として考えながら、数1000点の標本の整理や古いラベルの書き換え、リストの作成などを考えると、なかなか踏み出せないでいた。2003年末、法人化準備資金の援助を受け、さらに学部長裁量経費などの援助を受けて、標本室の開設にこぎつけることができた。また2005年度には山口大学教育研究後援財団の出版助成を受け、ガイドブックを発刊することができた。今年度、再び同財団より出版助成金の援助を受け、また理学部より学部長裁量経費の援助を受けて、第2版の刊行と標本室の拡充を行うことができた。「ねばならない」の義務感だけではなく、予算の後押しと教室や学部また事務担当者など、周囲の理解がなければ事は進まないものである。

関係者の皆様方と標本を寄贈して下さった方々に、厚く感謝したい。

2009年3月31日

山口大学理学部地球圏システム科学科

標本委員 加納 隆

序 文 (学生の皆さんへ)

この標本室は、学生諸君が授業で聞いたことを、実際の岩石や鉱物を自分の目で見ながら、自習できるように、という目的で開設されました。

地球科学は、地球そのものを対象とした学問分野であり、実際の地球＝自然を知らずに話は始まりません。皆さんの多くは、高等学校以下でほとんど地学を履修していないと思います。また多少知識があったとしても、参考書の中やお話として聞いただけで、実物を見た人はあまりいないと思います。

本当は野外に出て、現地で鉱物や岩石の産状を観察する方が良いのですが、どこへでもというわけには行きません。また現場では、教科書に書いてあるような“典型的”なものはめったに出てきませんし、さらに現地で鉱物や岩石が分かるようになるには経験が必要です。まずは、実物標本で十分に目をならす必要があります。

欧米の伝統ある大学には、堂々たる博物館があって、すばらしい標本が展示されています。我が標本室は、そんな巨大な博物館にはかないませんが、身近な所で学習の参考になるように、という目的には十分応えられると思います。普通の人が単に“いし”としてしか認識できないものの奥に、最新の科学につながる広い領域が開けていることがわかるでしょう。

この標本室には、教育的機能のほかに地域地質の試料室としての機能があります。北海道から沖縄まで、地域ごとに標本が整理されて閲覧できるようになっています。我々にはそれぞれの専門に応じた「フィールド」があるので、試料の集め方には地域によって濃淡があり、また残念ながら古生物(化石)標本が乏しいうらみがあります。この標本室には、当然ながら山口県内の試料がそろっているほか、日本各地の深成岩や変成岩、インドやオーストラリアなどの地球史の古い時代—先カンブリア時代—の標本が充実しています。

鉱物標本と山口県産標本には、当教室の初代教授の高橋英太郎先生が集められ、記録・保存されたものが多く含まれています。特に先生が戦前、朝鮮地質調査所に在職中に収集された貴重な標本が保管されています。こうした先人の研究遺産を受け継ぎ、次代に伝えてゆくことは、科学の継承・発展にとって大事なことであり、大学博物館の重要な使命の一つです。

はじめて鉱物や岩石について学ぶ人は、色々な用語や概念が次々出てきてとまどうことがあるかと思います。本冊子には、必要な事項が簡単に解説してありますから、パネルを参考に、この冊子を片手に実物を見ながら学べば容易に理解できるでしょう。

ここに取り上げた事項は、これくらいは「修得」しておいて欲しい、という最小限度のもので、多くは高等学校の教科書にも載っています。では大学の専門課程で学んだ価値とは何かというと、実際に現物を扱った経験を通じて知識を体得し、それを現場で縦横に活用できるようになっている、ということにあります。地球科学教室では、まず講義によって頭で理解し、次に実験を通じて目と手を働かせて頭に覚えこませ、野外実習と卒論を通じて足と手と目と頭と、要するに全身で体得し、さらに現場で未知の問題に出会った時に応用できるように、カリキュラムを工夫しています。標本室を活用して、そうしたステップアップに役に立てて欲しいと思います。

ともあれ、百聞は一見にしかず。気軽に立ち寄って見てください。

2005年3月15日

山口大学理学部地球科学教室

標本委員 加納 隆

目で見る鉱物と岩石

—地球科学教室標本室ガイド—

はじめに—自然科学と博物館—	1
1. 標本室の利用の仕方	3
1. 1 標本の取り扱い方	
1. 2 標本の分類と検索の仕方	
1. 3 標本室の配置と展示の概要	
2. 地球の構造および組成と地球史の時代区分	7
2. 1 地球の構造と地殻を作る物質	
2. 2 地球史の時代区分(地質年代)	
3. 鉱物	10
3. 1 鉱物とは	
3. 2 結晶系と結晶形態	
3. 3 鉱物の化学組成による分類	
3. 4 珪酸塩鉱物 Silicate	
4. 岩石	14
4. 1 岩石の産状と成因的分类	
4. 2 火成岩類	
4. 3 変成岩類	
4. 4 断層岩類	
4. 5 堆積岩類	
5. 資源と鉱石鉱物	19
5. 1 鉱石と鉱床, 鉱物資源	
5. 2 主な金属と鉱石鉱物	
5. 3 鉱床のタイプと成因	
6. 日本列島の地質構造区分と主な地質体	25
6. 1 日本列島の形成に関する考え方	
6. 2 日本列島の基本的な骨組み	
6. 3 日本列島の主な地質体と岩石	
7. 大陸の地質	29
7. 1 安定帯と造山帯	
7. 2 剛塊・楕状地と卓状地	
7. 3 始生代クラトン(グリーンストーン—花崗岩帯)	
7. 4 ゴンドワナ超大陸	
所蔵標本リスト	39
登録の基本方針	
鉱物標本	41
岩石・鉱石標本	87
化石標本	147

はじめに—自然科学と博物館—

[地域研究の意義]：自然界は、素粒子—原子—鉱物—岩石—岩体—地質区—地殻—地球—太陽系—銀河系—宇宙、といった積み重ねの構造をなしている。鉱物はある決まった化学組成と結晶構造をもつが、その集合体である岩石になると、構成鉱物の種類と量比に応じて様々なバリエーションが生じる。自然界は、積み重ねの構造の上位になるほど構成が複雑・不均質となり、部分的な変異が大きくなる。だから個々の地域の研究、すなわち地域地質学が必要となる。

地球は不均質だからこそ多様な自然環境が生じ、またその上に多彩な文化が栄えるのである。そこで地質学においても地域の自然に関する研究と同時に、その上に展開される人間社会との関係が重要となり、資源や環境・災害といった人と自然に関わる問題に貢献が期待される。

この標本室は学生教育だけでなく、研究推進体「アジア大陸縁の地盤環境と地域地質学」の資料室としても位置づけている。また地域で地質に関わる仕事をしているコンサルタントなどの技術者が、現場でわからない岩石が出た時、あるいは事前に見当をつけておく必要がある時などに、活用してもらいたいと考えている。

[記載・分類学と近代科学]：かつて基本粒子の性質が分かれば自然界は全て理解でき、人間はもう相当に分かっているという考え方があったが、自然界においても人間界（経済世界）においても、そんな傲慢な考えは見事に破たんした。

地球的自然はきわめて複雑に連関した巨大なシステムをなしていて、我々はまだほんの一部しか知らない。したがって、自然界の多様性の一つ一つを調べ上げ、記載し、新しい事実の発見に努める必要があり、これが科学や技術の新領域開拓の基礎になる。新事実の発見のためには、どこが今までのものと違うかを明らかにしなければならないので、既存のものをよく整理して保存しておかねばならない。だから博物館が必要であり、記載学や分類学の重要性は将来もけして変わることはない。

科学の継承と発展は、そのようにして行われる。

したがって、そこが弱いと目に見えない所で長期的にじんわり効いてくる。欧米、特にヨーロッパの科学の厚みは、古典的な学問分野の蓄積に支えられている。博物館に展示されている標本の陰には、表に出ない膨大な試料と研究の積み重ねがある。日本は、すでに100年以上の近代科学の歴史があるにもかかわらず、そうした面での蓄積が貧弱で、はしごの上で精一杯背伸びをして、科学の最先端に手を伸ばしているような危うさがある。

せめて、自分が研究した地域の代表的なサンプルくらいは保存しようではないか。

1. 標本室の利用の仕方

1. 1 標本の取り扱い方

標本室は、原則いつでも入って見られるようにしてある。ただし管理者の許可なく標本をみだりにいじったり、勝手に持ち出したり、収納場所を動かしたりしないようにしてもらいたい。

“いし”は固くて壊れないものと思っている人がいるが、とんでもない。標本は壊れ物であり、地球の生んだ繊細な芸術品として扱わねばならない。美しい鉱物結晶を乱暴に扱って、壊してからでは遅いのである。容器に入れてあるものを振ってみるなど、もつてのほかである。

“いし”はそこらに落ちているのを拾ってくるもの、と思っている人がいるかもしれないが、これまたとんでもない。ここに収納されている標本は、いろいろな研究の末に選ばれたものであったり、現地に行くのに大変な苦勞(労力と費用をかけて)をして採取したものであったり、現状では絶対調査のできない場所であったり、あるいは産地がなくなって(例えば鉱山が閉鎖されて)2度と採取できないもの、など貴重なものである。

そつと、丁寧に、扱ってもらいたい。

1. 2 標本の分類と検索の仕方

【標本の区分と登録番号】：全ての標本は、「鉱物」、「岩石・鉱石」、「化石」の3つのカテゴリーに区分し、以下のような登録番号をつけて所定の場所に収納されている。

◎鉱物標本：登録番号は黒字で、4桁の数字と末尾に地域を表すアルファベット。

◎岩石・鉱石標本：登録番号は赤字で、頭にアルファベットと3桁の数字。

◎化石標本：登録番号は赤字で、頭にFSと3桁の数字。

岩石・鉱石は、鉱物の集合体であるから、特定の鉱物を主眼として登録する場合には鉱物標本とすることもできる。一方単独の鉱物標本であっても、産地の状況を知るためには鉱物種別に分散するより、そこに産出する鉱物を一連のセットとして収納した方が良い場合もある。どちらにするかは、採集者あるいは担当者の判断による。少々面倒ではあるが、ある「鉱物」を検索する時には、鉱物標本のみならず「岩石・鉱石」の項目も見てもらいたい。

【地名表記】：地名表記も難題であるが、“武蔵の国”などという古い国名を除いて、採集あるいは登録された時点でのラベルの記載に従うこととした。市町村合併の結果、同じ産地が異なった地名で表記されることもあるが、そもそも地名には歴史的ないわれがあり、それを無視すべきではない。また知る人ぞ知る、古い地名で〇〇産のx x石と言った方が通りが良い場合もある。

【鉱物標本】：鉱物は、化学組成の特徴により以下の9つのカテゴリーに分けて分類し、登録番号の頭の数字がその分類を示す。珪酸塩鉱物は、結晶構造の特徴によりさらに区分されている(第3章参照)。登録番号の末尾のアルファベットは、岩石標本と同様の産出地域を表している。各カテゴリーの中では、おおむね鉱物種ごとになるべくまとめてナンバリングしてあるが、整理の都合上、必ずしもそうになっていない場合もある。

- 1001～ 元素鉱物 Native elements
- 2001～ 硫化鉱物 Sulphides (Sulfides)
- 3001～ 酸化鉱物 Oxides
- 4001～ ハロゲン化鉱物 Halides
- 5001～ 炭酸塩鉱物 Carbonates
- 6001～ 硫酸塩・硝酸塩・ホウ酸塩鉱物 Sulphates(Sulfates), Nitrates, Borates
- 7001～ 燐酸塩・砒酸塩・バナジウム酸塩鉱物 Phosphates, Arsenates, Vanadates
- 8001～ タングステン酸塩・モリブデン酸塩・クロム酸塩鉱物
Tungstates, Molybdates, Chromates
- 9001～ 珪酸塩鉱物 Silicates
- 0001～ 有機鉱物・人工鉱物 Organics, Artificials

[岩石・鉱石標本]：岩石・鉱石は、以下の地域ごとに分け、北海道から順に地域をアルファベットで、試料番号を3桁の数字で表してある。

- A001～ 北海道の岩石・鉱石 (Hokkaido)
- B001～ 東北地方の岩石・鉱石 (Tohoku)
- C001～ 関東地方の岩石・鉱石 (Kanto)
- D001～ 中部地方の岩石・鉱石 (Chubu)
- E001～ 近畿地方の岩石・鉱石 (Kinki)
- F001～ 中国地方の岩石・鉱石 (Chugoku)
- G001～ 四国地方の岩石・鉱石 (Shikoku)
- H001～ 九州・沖縄の岩石・鉱石 (Kyusyu, Okinawa)
- Y001～ 山口県の岩石・鉱石 (Yamaguchi Pref.)
- K001～ 韓半島の岩石・鉱石 (Korea)
- W001～ 世界各地の岩石・鉱石 (World)

[化石標本]：FS101～は古生代，FS201～は中生代，FS301～は新生代である。

以上のように、数字とアルファベットの組み合わせにより、種類と地域が分かるようになっているので、本冊子の標本リストの登録番号から所定の引き出しをあければその試料を見ることができる(見ても良いが取り出したり、場所を動かしたりしないこと)。例えば、山口県産の珪酸塩鉱物をリストアップするには、頭が9で末尾がYの試料を選べば良い。

1. 3 標本室の配置と展示の概要(図1)

図1の順路に沿って、どこに何があるか説明しよう。図1の上段はガラスケースの展示(①～④)を、下段はスチールキャビネット(引き出し)の収納品を表している。説明のたりない所は、冊子の本文の各章をあわせ読んでもらえば、およその知識が得られるようになっている。

[日本の主な地質体と岩石(第6章参照)－①②③④⑤⑥]：入って正面から右手に向かって、北海道から順に日本の主な地質体(変成帯)の代表的な岩石が展示してある。部屋中央の引き出しには、展示品以外の標本が保管されている。入口右手の日本の地質図と左手の構造区分図のパネルを参考に、本冊子の第6章を見ながら、日本の地質について実物で学べるようになっている。飛騨帯・飛騨外縁帯の標本は、日本の博物館の中で最も充実したコレクションの1つである。

[山口県の地質と岩石－⑥]：奥に向かって右側の壁に、山口県地質図と地質系統表のパネルがあり、ガラス戸棚に山口県の主な地質系統を代表する岩石が展示してある。山口県には、4億年前の岩石から秋吉台石灰岩など、多様な地質系統が出現する。山口県産の他の標本は中央窓側の引き出しに、堆積岩類・火成岩類・変成帯(領家帯と周防帯・長門構造帯)・鉱山と鉱石に分けて収納してある。

[地球の構造と構成物質(第2章参照)－⑦上段]：東側の壁右端に地球の構造の説明パネルがあり、その下に隕鉄(多分核と同じ物質)・かんらん岩(上部マントル構成岩)が展示されている。マントル物質としては他にエクログャイトがある(①⑨にある)。下部地殻は、グラニュライトのような変成岩でできていると考えられる(⑫参照)。

[最古の岩石(第7章参照)－⑦]：地球最古(地殻ができて最初)の岩石は、約40億年前のアカスタ片麻岩である。ここにそれがある。また地球史初期の時代＝始生代を特徴づける岩石として、TTG(花崗岩質の岩石)とコマチアイト、35億年前のチャート(これと同じ地域の同様の岩石から最初の生物化石が発見された)がある。あわせて日本最古の岩石(約20億年前)が展示されている。このコーナーと Gondwana 大陸の先カンブリア時代の岩石は、世界のタイプロカリティに実際に行って採取された本物である。パネルには世界のどこに、こうした古い岩石が出るか示してある。

[地質時代と化石－⑧]：先カンブリア時代の終わり、6億年ぐらい前から生物が大発生し化石としてよく出るようになるので、それ以後の時代、すなわち古生代・中生代・新生代をまとめて顕生代という。このコーナーでは、顕生代の化石を時代順に、下から上に向け展示してある。戸棚の下引き出しには展示品以外の化石がしまっている。地質時代のパネルを参考に、地質年代区分をしっかりと頭に入れて欲しい。

[変成岩と変成作用(4.3章参照)－⑨]：東の壁面左手は変成岩類の展示である。壁のパネルにはプレートテクトニクス概念と変成岩のできる場が、左隣のパネルには変成岩の種類とできる条件が解説してある。広域変成岩には、高温低圧型・中圧型・低温高圧型がある。展示ケースの下段は、高圧型変成岩(神居古潭帯①や三波川帯③④)、中段は高温変成岩(領家帯③)、上段は中圧変成岩(飛騨帯⑤やヒマラヤ⑫)で、右から左へ変成度が上がるように配置してある。こうした変成条件を指し示す鉱物が示標鉱物である。⑫の示標鉱物と見比べてもらいたい。

[火成岩の組織と構造(4.2章参照)－⑩上段]：組織と構造は、岩石の重要な要素である。上段は火成岩類で、火山岩類の示す流理構造や溶岩あるいは火砕岩の構造、深成岩の特徴的な構造、などが展示されている。

[断層岩類(4.4章参照)－⑩下段]：下段は断層岩類(動力変成岩類)である。壁には断層と断層岩のパネルがあるから、冊子の記述と見比べながら学習してもらいたい。最下段は地殻の比較的深い場所で塑性変形を示すもの(眼球片麻岩や Mylonite)、中段は脆性変形を示す岩石で、いわば断層の化石である。硬い正珩岩の礫が食い違ったまま密着したもの、衝上断層面に相当するもの、断層の摩擦熱で溶けたとされる岩石(地震の化石?)、などが展示されている。

[北半球とアジア大陸の岩石－⑪]：上段のヘブリディーズはスコットランドの古い基盤岩。下段にはお隣の韓国・中国の岩石がある。韓国の変成岩と花崗岩は、先カ

ンブリア時代の京義地塊と古生代の変成帯である沃川帯のもので、日本の飛騨帯⑤や隠岐の岩石⑦と親戚関係(同じ地質時代, 連続していたかも)にあると考えられている。中国の燕山期花崗岩は、日本の広島県や山口県の花崗岩とほぼ同じ時代に形成されたものである。峨眉山玄武岩など、アルカリ火成岩は大陸に特有の岩石である。

[Gondwana大陸の基盤岩(第7章) - ⑫⑬] : Gondwana大陸とは、6億年前くらいにできたと考えられる超大陸で、インド・オーストラリア・南極・アフリカなどが一帯となった巨大な大陸である。その核となった部分が古い始生代の地塊で、インドではダルワールクラトン(⑫)、オーストラリアではピルバラ・イルガンクラトンなどがある(⑬上段)。ピルバラクラトンでは35億年前の花崗岩や玄武岩質(コマチアイト質)の枕状溶岩、イルガンクラトンでは27・8億年前の凝灰岩や礫岩、花崗岩など、元の岩石の状態が良く保存されていて、日本の若い時代の岩石と余り変わらないことに注意願いたい。一方インド⑫や南極(⑬下段)には、グラニュライト相(変成岩のパネル参照)という、下部地殻に相当する条件でできた高度の変成岩が多い。中には1000℃という、普通の岩石なら溶けてマグマ(火成岩)になってしまうような条件でできた超高温変成岩もある(南インドケララ州)。またヒマラヤ山脈には、こうした古いインドの地塊がアジア大陸にぶつかった時に再変動を受けてできた岩石(中圧型変成岩、眼球片麻岩など)がある。世界の岩石の多くは、西側壁際の引出しに収納されている。

[工業原料となる鉱石(第5章参照) - ⑭⑮] : 中央入口に近い展示棚2台は、重要な資源(主に金属資源)となる鉱石を展示している。西側の壁のパネルと標本を参照しながら、代表的な鉱石鉱物を見てもらいたい。⑭下段は、銅・鉛・亜鉛などのベースメタル、⑭上段は錫・水銀・ウラン・コバルトなどの希少金属の原料鉱物である。⑮の下段は主に鉄鋼金属で、鉄鉱石は近年注目されている縞状鉄鉱石(BIF)の典型的なものである。これらはインド産であるが、オーストラリアのコーナーには世界最大の鉄鉱床として有名なハマーズレー産のものがあるから見比べてもらいたい(⑬, 似てるだろ)。また鉄に混ぜて使用する金属として、ニッケル・クローム(ステンレスを作る)、タングステン・モリブデン(+コバルトも、硬くて熱と摩擦に強い特殊鋼を造る)、マンガン(一般の鋼鉄に使われる)などの鉱石がある。なお⑮上段には、単体として出る金銀などの鉱物が展示されている。

[鉱物の結晶系と結晶形態(3.2章参照) - ⑯⑰⑱] : 窓際は鉱物コーナーである。引き出しには向かって左から右に、化学組成に基づく鉱物の分類に従って、元素鉱物から順に各種鉱物が収納されている。検索の仕方は前項に述べたとおりである。窓際のケースの標本と壁のパネルおよび本冊子の第3章を参考に、「**鉱物の結晶系と結晶形態⑯⑰**」、「**主要造岩鉱物と珪酸塩鉱物の種類(⑱⑲)**」など、鉱物学の基礎を学んでもらいたい。同じ鉱物でも様々な結晶形態をとること、主要造岩鉱物(⑱上段)とその岩石における産状(⑱下段)などに注意してもらいたい。また右端のケース⑲には、岩石の形成条件を示す重要な鉱物(示標鉱物)と、それらを使って変成条件が解析された岩石が展示されているので、変成作用の展示⑨とあわせて見てもらいたい。さらに⑳をみれば、鉱物は時として大きな結晶として産出することがあることがわかる。

[各種の鉱床とその形成機構 - ㉑㉒㉓㉔] : 西側の壁に沿って、各種の鉱床の形成機構の説明とそれに対応した代表的な鉱石および岩石標本を展示している。パネルを見ながら順路に沿って行けば、正マグマ性鉱床、ペグマタイトとペグマタイト鉱床、熱水鉱床、スカルンとスカルン鉱床、堆積性鉱床というように、鉱床の形成機構と産出状態が理解できるように展示してある。

2. 地球の構造および組成と地球史の時代区分

2. 1 地球の構造と地殻を作る物質(付図 1)

[地球の構造一⑦]：固体地球は、地殻・マントル・核の 3 層の構造から構成される(付図 1)。地球は、46 億年ほど前に太陽系の他の惑星と同時に、隕石が集積してできたと考えられており、中心にある核は、鉄やニッケルに富んだ隕鉄⑦に似た物質できていると考えられている。

[地殻の構造]：地殻は、構成物質と構造の違いにより、大陸地殻と海洋地殻に分けられる。大陸地殻は、海洋地殻に比べて 2~3 倍の厚さ(30~40km)があり、さらに上部地殻と下部地殻に分けられる。上部地殻は主に花崗岩質の物質からできているので花崗岩質層(化学組成では Si と Al に富んでいるのでシアルともいう)、下部地殻は玄武岩質の物質(玄武岩質の岩石と同じ地震波速度を示す物質)からできているので玄武岩質層(Si と Al について Mg が多いのでシマ)という。一方海洋地殻は比較的薄く、花崗岩質層を欠く。大陸地殻はさらに構造と構造運動の違いにより安定帯と造山帯(変動帯)に分けられる。大陸地殻は地域的に極めて不均質であり、さらに詳細な構造区分がなされている。これに対し海洋地殻は比較的均質であり、海洋底はほとんどの地域で玄武岩類からなっている。

ここで大陸地殻・海洋地殻という用語と、大陸プレート・海洋プレートという用語との違いを理解しておいてほしい。前者は、モホ面(モホロビッチ不連続面)より上部の地殻の区分を表す用語であり、後者は上部マントル中の深度 100~200km に存在する低速度層より上部のリソスフェアの区分に関する用語である。

[地殻やマントルを作る物質]：地殻や上部マントルは、「鉱物」を基本単位とし、その集合体である「岩石」から構成される。素人は単に「いし」というが、鉱物と岩石とはカテゴリーが違い、岩石では俄然不均質性(部分的な変異や地域性)が顕著となるのできちんと区別しないとイケない。

上部マントルは多分、かんらん岩(①⑦)やエクログャイト(④⑨)から構成されると考えられる。それは火山岩中に、深部からもたらされたと思われるかんらん石の集合体(オリビンノジュール⑧)があることから推定される。下部地殻は、高度の変成岩であるグラニュライト(①⑫⑬)や玄武岩質の岩石(斑れい岩や角閃岩①④)などからできていると考えられている。

[地殻における元素の平均存在度]：表 1 に地殻における元素の平均存在度を示す。これは地球の物質構成に関する重要な定数であり、1924 年に Clarke と Washington が当時知られていた火成岩類の分析値を元に算出したことに始まるので、それを記念してクラーク数(%を除いた数値のみ)と呼ばれた。表 2 には、主要な元素とそれらが結晶となった時に占める大きさ(イオン半径)がのせてある。原子の目で見ると、地殻は大きな酸素イオンの間に小さな珪素イオンが詰まっており、その隙間に各種の陽イオンが入った構造をしている。酸素と珪素の割合は、原子数ではほぼ 3:1 であり、鉱物でいえば輝石における比率に等しい。アルミと鉄は重要な金属資源であると同時に、地殻中で第 3 位と 4 位に当たる豊富な存在度を持った元素である(表 3)。

表1 地殻における元素の平均存在度 (g/ton=ppm)

原子番号	元素	地殻平均	花崗岩 G-1	ドレライト W-1	原子番号	元素	地殻平均	花崗岩 G-1	ドレライト W-1
1	H	1,400	400	600	52	Te	0.01		
3	Li	20	24	12	53	I	0.5		
4	Be	2.8	3	0.8	55	Cs	3	1.5	1.1
5	B	10	2	17	56	Ba	425	1,220	180
6	C	200	200	100	57	La	30	120	20
7	N	20	8	14	58	Ce	60	150	20
8	O	466,000	485,000	449,000	59	Pr	8.2	17	4
9	F	625	700	250	60	Nd	28	55	7
11	Na	28,300	24,600	15,400	62	Sm	6.0	11	5
12	Mg	20,900	2,400	39,900	63	Eu	1.2	1.0	1.1
13	Al	81,300	74,300	78,600	64	Gd	5.4	5	4
14	Si	277,200	339,600	246,100	65	Tb	0.9	0.6	0.8
15	P	1,050	390	650	66	Dy	3.0	2	4
16	S	260	175	135	67	Ho	1.2	0.5	1.3
17	Cl	130	50		68	Er	2.8	2	3
19	K	25,900	45,100	5,300	69	Tm	0.5	0.2	0.3
20	Ca	36,300	9,900	78,300	70	Yb	3.0	1	3
21	Sc	22	3	34	71	Lu	0.5	0.1	0.3
22	Ti	4,400	1,500	6,400	72	Hf	3	5.2	1.5
23	V	135	16	240	73	Ta	2	1.6	0.7
24	Cr	100	22	120	74	W	1.5	0.4	0.45
25	Mn	950	230	1,320	75	Re	0.001	0.0006	0.0004
26	Fe	50,000	13,700	77,600	76	Os	0.001	0.0001	0.0004
27	Co	25	2.4	50	77	Ir	0.001	0.0001	0.0001
28	Ni	75	2	78	78	Pt	0.01	0.008	0.009
29	Cu	55	13	110	79	Au	0.004	0.005	0.005
30	Zn	70	45	82	80	Hg	0.08	0.2	0.2
31	Ga	15	18	16	81	Tl	0.5	1.3	0.13
32	Ge	1.5	1.0	1.6	82	Pb	13	49	8
33	As	1.8	0.8	2.2	83	Bi	0.2	0.1	0.2
34	Se	0.05			90	Th	7.2	52	2.4
35	Br	2.5	0.5	0.5	92	U	1.8	3.7	0.52
37	Rb	90	220	22					
38	Sr	375	250	180					
39	Y	33	13	25					
40	Zr	165	210	100					
41	Nb	20	20	10					
42	Mo	1.5	7	0.5					
44	Ru	0.01							
45	Rh	0.005							
46	Pd	0.01	0.01	0.02					
47	Ag	0.07	0.04	0.06					
48	Cd	0.2	0.06	0.3					
49	In	0.1	0.03	0.08					
50	Sn	2	4	3					
51	Sb	0.2	0.4	1.1					

メイスン, 一般地球科学(岩波書店)による

表2 地殻を構成する主な元素

	重量%	原子%	イオン半径 (Å)	体積%
O	46.60	62.55	1.40	93.77
Si	27.72	21.22	0.42	0.86
Al	8.13	6.47	0.51	0.47
Fe	5.00	1.92	0.74	0.43
Mg	2.09	1.84	0.66	0.29
Ca	3.63	1.94	0.99	1.03
Na	2.83	2.64	0.97	1.32
K	2.59	1.42	1.33	1.83

メイスン, 一般地球科学(岩波書店)による

表3 採算可能なおよその品位と濃縮率

金属	クラーク数	採算のとれる品位(%)	およその濃縮倍率
Al	8.13	40	5
Fe	5.00	50	10
Mn	0.10	40	400
Cr	0.02	30	1500
Ni	0.008	1.5	200
Cu	0.007	1	150
Zn	0.013	5	400
Pb	0.0016	5	3000
Sn	0.004	1	250
U	0.0002	0.1	500
Au	(0.004)	(6)	1500
W	(1.5)	1	6500

()はppm

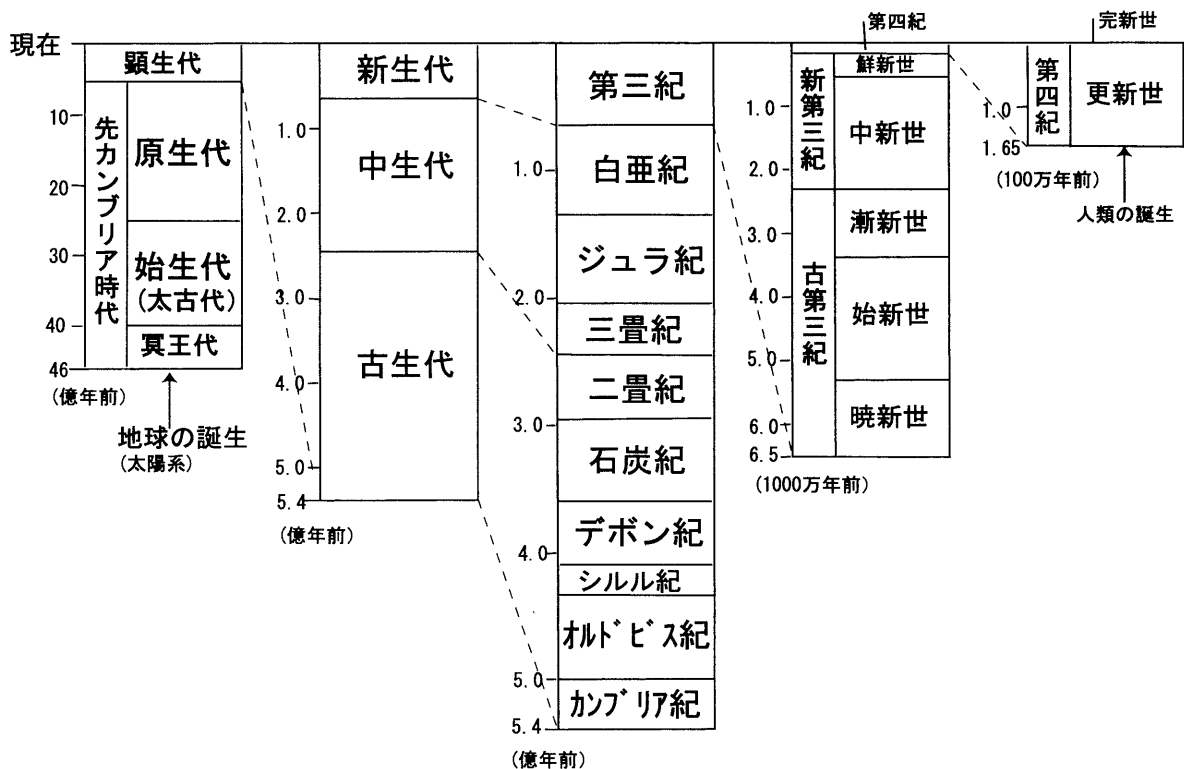
2. 2 地球史の時代区分(地質年代)

[先カンブリア時代と顕生代(図2)]: 地球の歴史は、約46億年前の太陽系の創生に始まる。これまで知られた地球最古の岩石(カナダのアスタ片麻岩⑦)の年代は約40億年前で、46~40億年の間は記録があまりないので「冥王代」とよばれる。ただし西オーストラリアのナリア山には、42億年前のジルコンを含む岩石(珪岩⑦)が出る。ジルコンや珪岩の存在は、その背後に花崗岩質の地塊があったことを暗示する。ここにまさにナリア山で採取した珪岩を示す。

地質年代の区分(図2)は、おもに化石、すなわち生物の種の変遷によって決められるので、古生代・中生代・新生代のように「生」の字を使う(⑧参照)。

約40~25億年前までは、初源的な単細胞生物(ピルバラ地域のチャート⑦)の中から見つかっている)くらいしかいなかったので始生代(または太古代)といい、25~6億年前は、原始的な生物がいたということで原生代という。6億年前くらいになると、生物が大発生して詳しく年代区分ができるようになるので、古生代~新生代をまとめて顕生代といい、それ以前をまとめて先カンブリア時代という。人間の歴史に例えれば、顕生代が歴史時代に、先カンブリア時代は先史時代に相当するだろう。

図2 地質年代区分



基礎地球科学(朝倉書店), p. 144による

3. 鉱物

3. 1 鉱物とは

天然に存在する固体の無機物質で、ある定まった化学組成と結晶構造(規則的なイオンの配置)を持った物質を「鉱物」という。ただし火山ガラスなどの非晶質物質や天然に産する有機物(有機鉱物)を含めることもある。鉱物は、結晶構造(結晶系)と化学組成の組み合わせで区分される。なお「水」は融点の低い(0℃)の鉱物と考えられ、単独で地球上最大の地質体(岩体、大陸氷床)を作る。

[固溶体]: 鉱物は一定の化学組成をもつ、とはいうものの、ある幅を持っており、一定の結晶構造を保ったまま、大きさ(イオン半径)の似た元素が互いに色々な割合で置換しあうことがある。これを「固溶体」という。

3. 2 結晶系と結晶形態

鉱物(結晶)は平らな外面(結晶面)で囲まれた規則正しい立体形を示す。この形態を、結晶面の対称性という観点で整理すると、以下の6つの結晶系に分けることができる。これはミクロの目で見ると、結晶を作る最小単位(単位格子)のイオン配置の対称性に基づいている。⑩⑪には、各結晶系の代表的な鉱物を展示しているから、パネル(図3)の結晶図と見比べてもらいたい。

等軸晶系: 3本の結晶軸の長さが等しく、各々90度で交わる(サイコロ状)

正方晶系: 2軸の長さが等しく、各々90度で交わる(立方体)

斜方晶系: 3軸の長さが異なり、各々90度で交わる

単斜晶系: 3軸の長さが異なり、1軸が90度以外の角度で交わる

三斜晶系: 3軸の長さが異なり、各々90度以外の角度で交わる

六方晶系: 3軸が各60度で交わり、1軸が3軸に対し90度で交わる

(三方晶系を区別する場合がある)

3. 3 鉱物の化学組成による分類

鉱物を化学組成の観点で整理すると、

- ・元素鉱物 Native elements (金や白金のように単体で産する鉱物)、
- ・硫化鉱物 Sulphides (—S の化学式で表される鉱物)、
- ・酸化鉱物 Oxides (—O または水酸化鉱物—OH)、
- ・珪酸塩鉱物 Silicates (珪素 Si と酸素の結合を骨格とする鉱物)、などがあり、

このほか

- ・ハロゲン化鉱物 Halides (F や Cl を含む鉱物)
 - ・炭酸塩鉱物 Carbonates (化学式に CO₃ を含む鉱物)
 - ・硫酸塩鉱物 Sulphates (化学式に SO₄ を含む鉱物)
 - ・リン酸塩鉱物 Phosphates (化学式に PO₄ を含む鉱物)
 - ・硝酸塩鉱物 Nitrates (—NO₃)、ホウ酸塩鉱物 Borates (—BO₃ ほか)、
 - ・砒酸塩鉱物 Arsenate (—AsO₄)、タングステン酸塩 Tungstates (—WO₄)、
 - ・モリブデン酸塩鉱物 Molybdates (—MoO₄)、有機鉱物 Organics、
- などがある。

3. 4 珪酸塩鉱物 Silicate

地殻およびマントルは、鉱物で言えば、主に珪酸塩鉱物からできている(図 3)。珪酸塩鉱物の結晶構造は、4 面体の中心に 1 個の珪素イオンを、4 つの角に酸素イオンを配した構造を骨格としている。この 4 面体の結合の仕方により、以下のグループに分けられる。珪酸塩鉱物は、鉱物の中で最も種類が多いので、登録番号も以下の区分に従って割り振ってある。

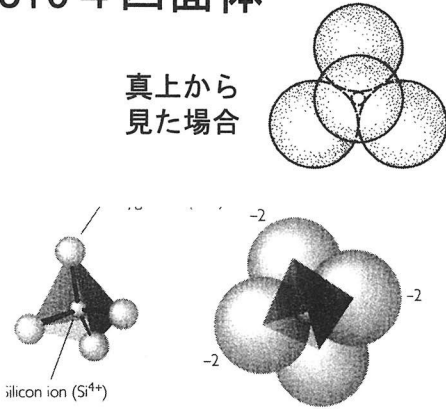
- a. ネソ珪酸塩 Nesosilicate [Δ -SiO₄] : 独立した 4 面体を結晶構造の基本とする。△の中に Mg や Fe が入る。カンラン石など。
- b. ソロ珪酸塩 Sorosilicate [-Si₂O₇] : 2 つの 4 面体が 1 つの酸素を共有した結晶構造を持つ。緑簾石など。
- c. サイクロ珪酸塩 (環状珪酸塩) Cyclosilicate [-Si₃O₉, -Si₄O₁₂, -Si₆O₁₈] : 3 つ以上の 4 面体が酸素を共有して環状の結晶構造を持つ。堇青石など。
- d. イノ珪酸塩 (鎖状珪酸塩) Inosilicate [輝石-SiO₃, 角閃石-Si₄O₁₁OH] : 4 面体の 2 つの酸素を共有して鎖状にのびた構造を持つ。1 本の鎖からなる輝石と 2 本の鎖からなる角閃石とがある。
- e. フィロ珪酸塩 (層状珪酸塩) Phyllosilicate [-Si₂O₅] : 4 面体の 3 つの頂点に位置する酸素を共有して、2 次元的に広がった構造を持つ。そのため平面的なへき開が発達する。雲母や緑泥石など。
- f. テクト珪酸塩 (網状珪酸塩) Tectosilicate [-SiO₂] : 4 面体の 4 つの頂点の酸素を共有して 3 次元的に広がる網目状構造を持つ。長石類(石英を含めることもある)。

鉱物は、様々な色と形態を示すが、これらは基本的に構成元素の種類と結晶構造に支配されている。ともあれ、美しい鉱物標本を見れば、鉱物学はけして難解な学問ではなく、楽しい科学であることが実感できるだろう。

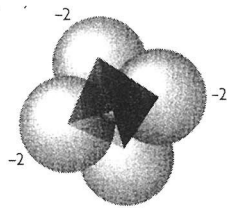
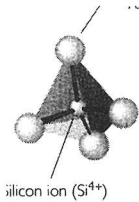
図3

鉱物と結晶構造

SiO₄四面体



真上から
見た場合



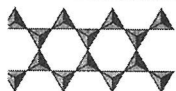
ネソ珪酸塩
(独立四面体)



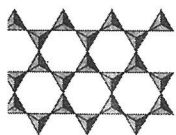
サイクロ
(環状)珪酸塩



イノ(鎖状)
珪酸塩



イノ珪酸塩
(複鎖)



フィロ珪酸塩
(シート)



テクト珪酸塩

6つの結晶系

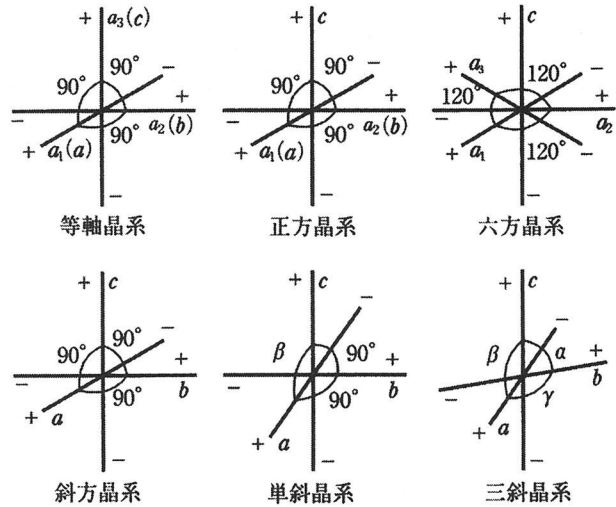


図3.6 6つの結晶系 (三方晶系は広義の六方晶系に含む)
等軸晶系では3本の結晶軸の方向が同じ性質をもっている
ので、 a, b, c としないで a_1, a_2, a_3 と書く。正方晶系でも a
軸と b 軸が同じ性質をもっているので、 a_1 と a_2 で示す。六方
晶系だけは4本の結晶軸をもち、 c 軸に直交する平面上の
3本の結晶軸が同じ性質をもつので、 a_1, a_2, a_3 で示す。

固体地球を作る物質 (主な造岩鉱物)

	鉱物	結晶系	化学組成	密度 (g/cm ³)
有色 鉱物 (<small>苦鉄質 珪物</small>)	かんらん石	斜方	Mg ₂ SiO ₄ とFe ₂ SiO ₄ との固溶体	3.2~4.4
	斜方輝石	斜方	MgSiO ₃ とFeSiO ₃ との固溶体	3.2~4.0
	単斜輝石	単斜	MgSiO ₃ , FeSiO ₃ , CaSiO ₃ の固溶体	3.1~3.6
	角閃石	単斜	Ca ₂ Mg ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂ を主とする固溶体	3.0~3.5
	黒雲母	単斜	K ₂ (Mg, Fe, Al) ₆₋₅ (Si, Al) ₈ O ₂₀ (OH) ₄ で表される複雑な固溶体	2.7~3.3
無色 珪物 (<small>珪長質 珪物</small>)	斜長石	三斜	CaAl ₂ Si ₂ O ₈ とNaAlSi ₃ O ₈ との固溶体	2.62~2.76
	カリ長石	単斜, 三斜	KAlSi ₃ O ₈ を主とする固溶体	2.55~2.62
	石英	六方(三方)	SiO ₂	2.65

主な珪酸塩鉱物と結晶構造

分類	(SiO ₄)四面体の結合方法	Si:O比	例
ネソ珪酸塩	四面体が独立しているもの	1:4	かんらん石, ざくろ石
ソロ珪酸塩	2つの四面体が1つの酸素を共有しているもの	2:7	ローソン石, 緑れん石
サイクロ珪酸塩	四面体が環状に結合しているもの	1:3	堇青石, 電気石
イノ珪酸塩	四面体が鎖状をなしているもの	1:3 (単鎖) 4:11 (複鎖)	輝石 角閃石
フィロ珪酸塩	四面体が層状をなしているもの	2:5	黒雲母, 緑泥石
テクト珪酸塩	四面体が頂点を共有し, 三次元的網目構造をなすもの	1:2	斜長石, カリ長石, 石英

基礎地球科学(朝倉書店), Understanding Earth(Freeman)による

図4 岩石の産状



The Rocks Display'd

Read, H.H. (1957) The Granite Controversy, Thomas Murby による

4. 岩 石

4. 1 岩石の産状と成因的分類

岩石は、それぞれの成因に応じて特有の産状を示す。したがって産状が分かれば成因が推定できるのであるが、産状を直接確かめることができないことも多い。しかしこれまでの研究により、岩石の性質(特に組織や構造)と産状(成因)との関係が知られているので、逆に小さなカケラでも鑑定できれば、その産状や成因を推定することができる。これは、我々地質学を学んだ者だけが出来る「特技」であるから、しっかり身につけると大いに役に立つ。

岩石は産状(成因)によって、大きく以下の3種類に区分される。

- A. 火成岩：マグマ(珪酸塩熔融体)が固結したもの
- B. 堆積岩：堆積物質が沈積、固化(岩石化—続成作用という)したもの
- C. 変成岩：既存の岩石が固相状態で変形・再結晶したもの

図4は、各種岩石の産状を表すとしてもしゃれた図であるから、参考に見てもらいたい。これは1940-50年代、花崗岩論争の一方の旗頭であったH.H.ReadのGranite Controversyという本のトビラにある図である。

[岩石の鑑定(分類)の基本]：岩石は鉱物の集合体である。そこで岩石の分類は、(1)構成鉱物の種類と量比、(2)組織と構造、の組み合わせにより行われる。単に「いし」と言って、鉱物と岩石をごっちゃにしては訳がわからなくなるのである。まず岩石の分類の基本を火成岩について学んで見よう。

4. 2 火成岩類 (付図2)

[構成鉱物(造岩鉱物, 図3)]：岩石は鉱物の集合体である。したがって構成鉱物の種類と量比によって、いろいろなバラエティーが生じ、同じ岩石でも部分によって少しずつ性質が異なることがある。岩石を作る鉱物を造岩鉱物といい、たいていは珪酸塩鉱物である。主な造岩鉱物は以下の6種類である。しかもかんらん石と石英やカリ長石などは一緒に出ないので、2~3種類の主要な鉱物の組み合わせで分類できる。⑰⑱には以下の主要造岩鉱物とその岩石における産状が示してあるから、両方を見比べてもらいたい。

◎苦鉄質鉱物 (マフィック鉱物あるいは有色鉱物)：Mg や Fe を主成分とし、一般に濃い色をもつ鉱物のことで、以下の4種類が主要なものである。

かんらん石 Olivine	$(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$
輝石 Pyroxene	$(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$, $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ など
角閃石 Amphibole	$\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ など
雲母 Mica	$\text{K}_2(\text{Mg,Fe,Al})_6(\text{Si,Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4$ など

◎珪長質鉱物 (フェルシック鉱物あるいは無色鉱物)：一般に無色(白色)の鉱物で、以下の3種類が主要なものである。

石英 Quartz	SiO_2
長石 Feldspar	
カリ長石 K-feldspar	KAlSi_3O_8
斜長石 Plagioclase	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

岩石の区分には、有色鉱物(苦鉄質鉱物)の量(色指数)を目安にすることができる。
すなわち、
白っぽい岩石(優白質岩)：色指数(10-20以下)を珪長質岩
中くらいの岩石：色指数(20~40)を中間質岩
黒っぽい岩石(優黒質岩)：色指数(40~70-90)を苦鉄質岩
ほとんど有色鉱物からなる岩石：超苦鉄質岩、という。

【化学組成】：岩石は鉱物の集合体である。したがって構成鉱物の種類と量比を反映した化学組成を持つ。鉱物がある一定の化学組成を持つのに対し、岩石の化学組成は連続的に変化する。地殻中では酸素が大量にあるから、岩石の化学組成(主要成分)は、酸化物の形で表す。普通の岩石は、SiO₂が50%から80%を占めるので、SiO₂(珪酸分)の量で種類を決めることができる(化学でいう酸性・塩基性とは違うことに注意)。そこで、

珪酸分の多い岩石(63-5%以上)を酸性岩
やや少ない岩石(52-3%以上)を中性岩
少ない岩石(52-3%以下)を塩基性岩
うんと少ない岩石(45%以下)を超塩基性岩、と呼ぶ。
こうした区分は、おおむね色指数による区分と対応している。

【組織と構造】：岩石は鉱物の集合体である。したがって構成鉱物の形と組み合わせり方によってきまる組織と構造をもつ。組織と構造は、岩石の産状(成因)と深い関係がある。火成岩は、組織と構造の特徴により、さらに次のように分けられる。

A. 火山岩(噴出岩)：マグマが地表に噴出し急冷してできた岩石。したがって結晶は小さく、しばしば天然のガラスを含む。顕微鏡で見ると、細かな基質(石基)に結晶面の明瞭な(自形)のやや大きな鉱物(斑晶)が見える。マグマの流動によって、鉱物が一定方向にならんだ流理構造を示すことがある。

B. 半深成岩(脈岩)：地表に出る前に途中で冷却固化してできた岩石。肉眼でも斑晶と石基のまだら模様が明瞭である。ガラスはない。

C. 深成岩：地下比較的深所で完全に結晶化してできた岩石。周囲との温度差が小さく徐冷するから、結晶は粗くかつ互いに角突きあって不規則な形態(他形)となる。

【火成岩の分類】：付図2はこのようにしてまとめた火成岩の分類表である。これは岩石学の基礎となるから、しっかり頭に入れて縦横に使いこなせるようになるろう。

今日使われている岩石の分類は、19世紀にドイツを中心として、Zirkel とか Rosenbusch といった人が、当時の最新の機器であった偏光顕微鏡を駆使して、岩石を詳しく記載したことに由来する(これを記載岩石学という)。

しかし、こうした区分は人間がかかってにきめたもので、天然の岩石がこの枠組みに従って出てくるというわけではなく、実際には中間的なものや分類基準に合わないものがある。そこで、ある成因系統の一連の岩石を他の成因系統のものと区分する、というやり方で岩石をシリーズとしてとらえる見方が行われるようになった。例えば、火成岩におけるアルカリ岩系・カルクアルカリ岩系・ソレアイト系の区分や、花崗岩における S-type・I-type あるいは磁鉄鉱系・チタン鉄鉱系の区分などがそれである。後述の変成岩も同様である。

しかし基本はこの図の区分にあるから、この中でおよその見当がつかなければ話にならないのである。

4. 3 変成岩類 (付図 3)

[変成岩とは] : 変成岩というのは、既存の岩石(堆積岩でも火成岩でも変成岩でもよい)が、その岩石ができた条件とは著しく異なる場(温度圧力などの)に長期に置かれたために、その岩石が融けることなく(融けたらマグマができて火成岩になる)、固相のまま化学反応を起こして、その場所に適合した新たな鉱物ができたり、鉱物の変形して組織が変わったりしてできた岩石である。正確に言おうとすると、このように長ったらしくなるが、簡単にいえば天然のセラミックスと思えばよい。

[変成岩の区分] : 条件の異なる場所に置かれるといっても、何らかの地殻の営力により、A. 無理やり地殻深所に押し込められるとか、B. 熱い熱源が入ってきて焼きなおされるとか、C. へし折られたり破壊されたりする、ということである。このでき方の違いにより、変成岩はまた、

- A. 広域変成岩(広域変成作用)、
- B. 接触変成岩(接触変成作用、熱変成作用とも言った)、
- C. 動力変成岩あるいは断層岩(Cataclasite, Mylonite)

の3種に区分される。

Aはもっとも広範囲に出現し、変成帯を形成し造山帯の中核を構成する。大陸はこうした過程を経て形成されたと考えられるから、地殻形成の機構として大変重要である。この広域変成作用のメカニズム、すなわち造山運動のメカニズムについて、かつては地向斜造山論(古典造山論)で説明されたが(6.1章)、1970年代以降はプレートテクトニクスで説明されるようになった。

Bは高温の火成岩体(たいていは花崗岩)の周囲にでき、比較的小規模である。

Cは断層運動に伴ってできる。

[変成岩の分類と岩石組織] : 変成岩の区分の重要なポイントも岩石組織である。

A. 広域変成岩は、偏圧(ストレス)のもとで鉱物の変形し再結晶してできるので、鉱物が一定方向に並ぶ性質(定向配列)がある。この性質を**片理**といい、その面を**片理面**という。この面で割れやすくなる。片理と言ったとたん、その岩石は変成岩を意味することになる。火成岩の流理構造も、鉱物が一定方向に並んでいるが、似て非なるものである。両者の違いは、これまた鉱物の組織による。流理構造はマグマの状態のできるから、鉱物は自由成長したあかしの自形を示すが、変成岩の場合は不規則な他形を示す。

B. 接触変成岩は、ほとんど変形せずに再結晶した岩石で、結晶は等方的に成長するので、互いに押し合いへしあいして結局小さな蜂の巣型の組織ができる。これをホルンフェルス組織という。

C. 断層岩類は破砕組織が特徴的であるが、破壊だけではなく同時に再結晶も伴うことが多い(4.4参照)。

[広域変成岩の分類と命名] : 広域変成岩は、さらに組織の違い(結晶粒度)により以下のように区分される。より変化に乏しい方からならべると、

原岩(変成前の岩石、例えば泥岩-頁岩)

粘板岩(片理が生じ一定方向に割れる、鉱物は目に見えない)

- a. 千枚岩(片理が顕著でぺらぺら割れやすい、微細な雲母系の鉱物ができる)
- b. 結晶片岩または片岩(片理が発達し結晶が見える、縞模様も見える)
- c. 片麻岩(鉱物は粗粒で縞模様が発達する、片理はむしろ弱くなる)

広域変成岩は、a～cの3者をベースとして、それに特徴的な構成鉱物を少ないほうを先頭を持ってきて名前をつける。たとえば、ざくろ石-黒雲母片岩(片麻岩)といった具合である。

d. **ミグマタイト**：変成温度が高くなると岩石は一部が融けだすようになり、広域変成帯の中心にはそんな半融け状態の岩石が出ることがある。こうした変成岩と花崗質岩とが混じりあったような岩石を、ミグマタイトという。3階学生実験室前に、典型的なミグマタイトの大型標本が置いてあるから見てもらいたい。かつて花崗岩の成因について大論争があったが、その中心テーマはミグマタイトであった。

[岩石の形成条件と示標鉱物]：変成岩はできる条件(環境)によって、3系統に分けることができる。付図3・4を参照されたい。1つは地表でできた冷たい岩石が地下深所に押し込められてできる「**低温高压型変成岩⑨下段**」、熱い花崗岩の上昇に伴ってできる「**高温低压型変成岩⑨下段**」、中間の「**中圧型変成岩⑨上段**」である。

変成岩には、岩石ができた時の温度や圧力条件を、端的に示す鉱物が含まれることがある。これらが示標鉱物である⑩。その代表格が、 Al_2SiO_5 という化学式で表される鉱物で、化学式は同じでも結晶系の違う3種があり、比較的低温でできる紅柱石、高压でできる藍晶石、高温でできる珪線石がある(こうした関係を「同質異像」あるいは「多形」という)。

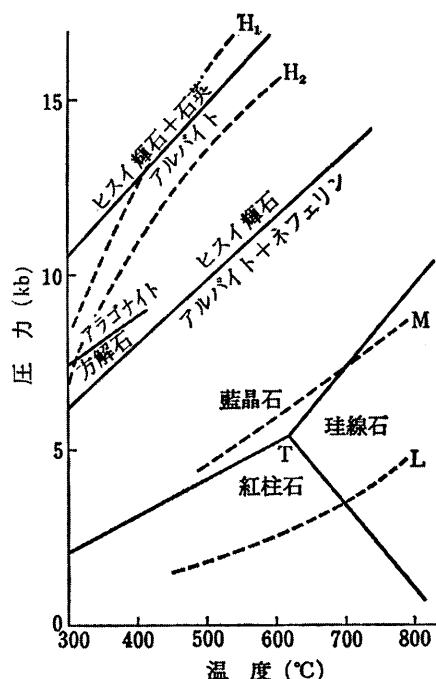
図5に示すように、低压型変成岩は紅柱石が安定な領域から珪線石の領域へ(L)、中圧型では藍晶石から珪線石へ(M)、高压型は藍晶石の領域で(H)、それぞれ形成された一連の岩石であると考えられる。これが日本人の岩石学者として世界的に有名な都城博士が提唱した変成相系列である。

高压条件の示標鉱物としては、藍閃石(⑪⑨)やヒスイ輝石⑫がよく知られている。さらにヒスイ輝石が石英と一緒に出てくる(共生する)と、非常に高压の条件を意味する。このように鉱物の共生関係を調べることで、変成条件をかなり正確に決めることができる⑬。最近ではこれに時間的経過を加えて、岩石の変成履歴、P(圧力)-T(温度)-t(時間)パスを知ることにもできるようになってきた。

また3系統の変成岩ができる場所は、高压変成岩はプレートの沈み込む場所で、低压変成岩はその背後で、中圧変成岩はヒマラヤのように大陸同士の衝突帯でできると考えられている(付図4参照)。

図5 紅柱石-珪線石-藍晶石の安定領域と変成相系列

L: 低压型, M: 中圧型, H: 高压型
(都城秋穂・久城育夫, 1977, 岩石学 III, 共立全書による)



4. 4 断層岩類(動力変成岩)－⑩参照

[岩石の力学的性質]：岩石に力を加えてゆくとわずかに歪むが、力を抜くと元に戻る。この性質を弾性という。うんと強い力を加えて、岩石の強度を超えるとバリッと破壊する。これが脆性破断で、そうしてできたのが断層である。断層岩は、こうした断層に伴って産出する。

しかし同じ力を加えても温度が高いと、バリッといかずにズルズル変形(塑性変形)して引き延ばされる。こんな性質を延性という。飴や板チョコのようなものである。したがって地殻の深部から続く1つの大きな断層を仮定して、各種の断層岩の形成される場所を想定すると、地表近くのものには脆性的な性質を示すのに対し、深部では延性的な性質を示すと考えられる。こうした脆性－延性境界がどの辺にあるかは、地震の起こる深さの限界を知る上でも重要である(地震は岩石がバリッと割れることに起因する)。この境界は、鉱物によっても変形の仕方が違うので、きっちり線引きすることはできないが(岩石は鉱物の集合体だから各鉱物の含有量によって性質が違う)、おおよそ300～400℃くらいと考えられる。

[断層岩類の種類と性質]：断層岩が脆性的であったか、延性的であったかは、これまた岩石組織から判定される。最も地表近くで未固結の断層(岩?)は、断層粘土と断層角礫である。これが固結したような岩石がカタクレーサイトで、顕微鏡で見ると、破断して角ばった破片状の鉱物と微細な基質から構成される。⑩下段の上の横山衝上断層の試料などがこれに当たる。

さらにカチンカチンに硬くて片理の発達した細粒の岩石が出ることもある。これがMylonite(ミロナイトまたはマイロナイト⑩下段)である。延性変形は、鉱物の再結晶を伴いながら起こるので、そのようになるのである。細粒の基質を見ると流れたような構造が見え、中に比較的大きな結晶(残晶)が残っている。また急激な断層破碎の摩擦熱のため、融けたと考えられるガラス質の部分が見られる岩石もある。これをシュードタキライト(⑩下段の上)といい、「地震の化石」ではないかとして注目される。ここにはスコットランド産のものがある。

[眼球片麻岩]：飛驒帯には、Mylonite 質の基質の中に大きな眼球状のカリ長石をもった岩石が出る。これが眼球片麻岩である(⑤⑨)。同じストレスをかけても、石英は簡単に再結晶しながら伸びてゆくが、長石は脆性的でなかなか壊れないで残るし、場合によっては成長することがある。ヒマラヤのような大陸同士が衝突するような地帯には、大きな眼球片麻岩⑨が発達する。

大きく成長するには少々ストレスがあったほうが良いのであるが、同じストレスをかけても成長するヤツもいれば、すぐへたばってしまうヤツもいる、というわけである。眼球片麻岩を見ながら、このことを自問自答してみよう。

4. 5 堆積岩類

堆積岩類は、でき方によって以下のように区分される。

A. 碎屑岩類：泥・砂・礫など既存の岩石が、機械的な風化作用によって壊されてできた粒子が堆積し(この段階ではまだ堆積物)、続成作用によって岩石化したもの。これらは粒子の粗さによって、泥岩・砂岩・礫岩に区分される。

B. 生物的堆積岩：石灰岩の多くや石炭などは生物の遺骸が集積し、続成作用を受けてできた岩石である。またチャートなどの珪質岩の一部も放散虫などの生物の遺骸が集積している。

C. 化学的堆積岩：海水に溶け込んでいた鉄が酸化されて沈殿した縞状鉄鉱層やチャート・石灰岩の一部は化学的作用によってできたと考えられる。ただし化学的堆積岩といっても、何らかの生物の関与があることが多く、生物的堆積岩も生物の繁殖の背景には化学的過程があったであろうから、両者の線引きは余り明確ではない。

D. 火山砕屑岩(火砕岩)：火山灰や火山岩片の集積によってできた岩石で、これらは火山岩と堆積岩の中間的領域にある。粒子の大きさにより、凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩などに区分される。

砕屑粒子と砕屑岩の分類

粒度	砕屑粒子	砕屑岩
2mm 以上	礫	礫岩
2~1/16mm	砂	砂岩
1/16mm 以下	泥	泥岩

火山砕屑岩の分類

粒度(mm)	未固結	岩石
>32	火山岩塊	火山角礫岩/凝灰角礫岩
32~4	火山礫	火山礫凝灰岩
4 以下	火山灰	凝灰岩

5. 資源と鉱石鉱物

5. 1 鉱石と鉱床, 鉱物資源

人類は、地球から鉄や各種の金属、石油や石炭など様々な鉱物資源(地下資源)を得て文明を発展させ、現在の我々の生活もまた資源に支えられている。こうした資源に関する分野は、地質学が古くから関わってきた分野である。資源と環境問題は、人類の将来を左右する問題であるが、両者は実は表裏一体の関係にある。また資源には、国家の命運がかかることさえあり、熾烈な資源獲得競争が行われる時代になるかもしれない。日本は、必要な資源をほとんど海外から輸入しており、無関心ではすまされない。地球科学を専攻するからには、主な資源はこんな鉱石から得られるのだ、ということを実感してもらいたい。

[鉱石と鉱石鉱物]：天然の有用鉱物の集合体を鉱石という。つまりこれらは岩石の1種である。鉱石は、全部が有用鉱物ばかりでできているわけではない。たとえば普通の銅鉱石であれば、有用鉱物である黄銅鉱はせいぜい数%程度で、あとは石英や方解石などの不用の鉱物から構成される。この場合、黄銅鉱などを「鉱石鉱物」といい、目的外の鉱物を「脈石鉱物」という。

[鉱床]：有用鉱物が地中(地表でもよい)に集積している部分を鉱床という。集積しているといってもどのようにしているかが問題である。そこでもう少しきちんと定義すると次のようになる。

(1)有用物質(一般に化合物)が、その地殻における平均存在度を越えて濃集していること――(理学的定義)

(2)技術的に採取可能であること(探鉱―採掘―選鉱―製錬・精錬の全過程を通じての意味である)――(工学的定義)

(3) 経済的に有利に採取できること——(経済的定義)

以上の3拍子がそろって、はじめて鉱山として企業的に採掘できるようになる。そこで採算の取れるぎりぎりのところを「採算限界品位」といつている(表3参照)。

[鉱物資源の種類]：資源という言葉は、生物資源、観光資源、はては人的資源と色々に使われる。ここではもちろん鉱物資源(地下資源)の意味であるが、利用の仕方によって以下のカテゴリーに区分される。標本室の展示⑭⑮は、この線にそっている。

- A. 金属資源—鉄鉱金属：鉄に混ぜて使用する量の多い金属
(Fe, Mn, Ni, Cr, W, Mo, Co, V など)
非鉄金属：上記以外の金属
(Al, Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Pt, Hg—など)
- B. 非金属資源：鉱物(化合物)または岩石そのものを利用するもの
窯業原料(セラミックス材料)や耐火材：珪石(石英)、長石、石灰岩、かんらん石、ジルコン、粘土など
化学工業原料：燐鉱石、カリ塩、沸石、など
石材
- C. エネルギー資源：石油・石炭・天然ガス・ウランなど
- D. 水資源：地下水

5. 2 おもな金属と鉱石鉱物 (表4)

金属資源として採掘される鉱石鉱物の多くは、硫化鉱物として産出する。Cu・Pb・Znなどの金属は、Goldschmidt という地球化学の創始者にして岩石学者であった人の区分では、親銅元素といって硫化鉱物を作りやすい性質がある。また鉄やアルミなど、使用量も多く、地殻に豊富に存在する金属は、酸化鉱物として産出する。地球上には酸素が豊富にあるからである。金や白金など貴金属は、単体(元素鉱物)として産出する。それらは酸化したりして化合物を作らないからこそ、貴金属なのである。以下、表4に主要な元素と主な鉱石鉱物をあげておく。

5. 3 鉱床のタイプと成因 (図6, ⑳㉑㉒㉓㉔)

[鉱床の成因的分類]：岩石と同じように、産状(成因)によって鉱床は以下のように区分される。

- 火成(マグマ性)鉱床：火成岩の生成に伴って形成される鉱床
- 変成鉱床：変成作用に関連して形成される鉱床
- 堆積性鉱床：堆積岩の生成(堆積作用)に伴って形成される鉱床

理学的にいえば、鉱床とは有用元素の異常濃集体のことであるから、地殻の中で元素がどのようにして移動し、特定の場所に集まるのか、が鉱床学の基本的課題となる。そこでこのメカニズムを中心にして、各鉱床のタイプと形成機構の要点を述べる。

A. 火成鉱床の種類と形成機構

(1) 高温(マグマ)状態での元素分別のメカニズムと正マグマ性鉱床㉕

マグマが固結する過程で、元素分別のメカニズムとして最も重要なものは、分別結晶作用である。冷却過程にあるマグマ(すなわち珪酸塩溶融体)の中では、まず最も融点の高い鉱物であるかんらん石が結晶する。できたかんらん石は比重が大きいので、

表4 主な鉱石鉱物

鉄	赤鉄鉱	Hematite	Fe ₂ O ₃
	磁鉄鉱	Magnetite	Fe ₃ O ₄
	(黄鉄鉱	Pyrite	FeS ₂ 鉄鉱石にはならない)
	(磁硫鉄鉱	Pyrrhotite	Fe _{1-x} S 同上)
銅	黄銅鉱	Chalcopyrite	CuFeS ₂
	斑銅鉱	Bornite	Cu ₅ FeS ₄
鉛	方鉛鉱	Galena	PbS
亜鉛	閃亜鉛鉱	Sphalerite	ZnS
金	自然金	Native Gold	Au
	エレクトラム	Electrum	(Au, Ag)
銀	輝銀鉱	Argentite	Ag ₂ S
錫	錫石	Cassiterite	SnO ₂
タンクステン	灰重石	Scheelite	CaWO ₄
	鉄マンガン重石	Wolframite	(Fe, Mn)WO ₄
モリブテン	輝水鉛鉱	Molybdenite	MoS ₂
アンチモン	輝安鉱	Stibnite	Sb ₂ S ₃
クロム	クロム鉄鉱	Chromite	FeCr ₂ O ₄
ニッケル	ペンタラント鉱	Pentlandite	(Fe, Ni) ₆ S ₈
コバルト	輝コバルト鉱	Cobaltite	CoAsS
マンガン	菱マンガン鉱	Rhodochrosite	MnCO ₃
	ハラ輝石	Rhodonite	MnSiO ₃
	ハイドロメス鉱	Pyrolusite	MnO ₂
ヒスマス	自然ヒスマス	Native Bismuth	Bi
	輝蒼鉛鉱	Bismuthinite	Bi ₂ S ₃
水銀	自然水銀	Native mercury	Hg
	辰砂	Cinnabar	HgS
バリウム	重晶石	Barite	BaSO ₄
ウラン	閃ウラン鉱	Uraninite	UO ₂
	燐灰ウラン鉱	Autunite	Ca(UO ₂)(PO ₄) ₂ ·12H ₂ O
希土類	モナズ石	Monazite	(Ce, La, Dy)(PO ₄)
	バーストサイト	Bastnasite	(Ce, La, Dy)(CO ₃)F
	ハイドロクロア	Pyrochlore	
アルミニウム	ホーキサイト	Bauxite (含水アルミナ珪酸塩集合物)	
	ギブサイト	Gibbsite	Al(OH) ₃
	ボーマイト	Boehmite	AlO(OH)
	ダイアスポア	Diaspore	AlOOH など
チタン	チタン鉄鉱	Ilmenite	FeTiO ₃
	ルチル	Rutile	TiO ₂
ベリリウム	緑柱石	Beryl	Be ₃ Al ₂ (Si ₆ O ₁₈)
珪素	電気石	Tourmaline	Na(Mg, Fe) ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₄
fluorine	蛍石	Fluorite	CaF ₂
マグネシウム	菱苦土石	Magnesite	MgCO ₃
	苦灰石	Dolomite	CaMg(CO ₃) ₂
燐	燐灰石	Apatite	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (FCl)
砒素	硫砒鉄鉱	Arsenopyrite	FeAsS
	鶏冠石	Realger	As ₂ S ₃

マグマだまりの底に沈む。残りのマグマは、かんらん石が沈んだ分だけ組成が変化する。次にはそこから輝石が結晶化し、同じように沈んでまたマグマの組成が変化する。このようにして、層状構造の発達した火成岩体—層状分化岩体が形成される。

このとき、それぞれの鉱物に入りやすい元素がその鉱物に取り込まれて沈積し、入りにくい元素はマグマの残液に残ることになる。固体の結晶では、Si—Oを骨組みとして(図3, パネル参照)結晶構造が決まっており、どの位置にどんな元素(イオン)が入るかが決まっているので、適合しないものは入れない。適合するしないは、主にイオンの大きさ(イオン半径)と電荷で決まるが、最も重要な要素はイオン半径である。

大きすぎるか小さすぎるかして、主要な造岩鉱物の中に入れられない元素のことを、不適合(インコンパチブル)元素といい、これらはマグマの残液に次第に濃縮される。一方で適合する方は、FeとMgのようにお互いに置換しあって固溶体を形成する。

このような層状分化岩体などに伴って、磁鉄鉱やクロム鉄鉱⑮白金などが集まることになり、これを**正マグマ性鉱床(マグマ分化型鉱床)**という。その最大のものが南アフリカのブッシュフェルト岩体である。

もし銅やニッケルなど硫化物を作りやすい元素(親銅元素)をたくさん含むマグマがあったとしたら、硫化物は珪酸塩とは物性がうんと違うので、結晶化が起こる前に、マグマ(メルト)の状態ですでに分離を起こすことがある。これが液体不混和現象である。カナダのサドバリー(⑮上段)やオーストラリアのカンバルダ鉱山(⑮下の上)などの銅ニッケル鉱床が有名で、これらをマグマ溶離性鉱床⑯ということがある。

(2) マグマの残液の中での元素分別とペグマタイト鉱床・気成鉱床⑰⑱

マグマの残液の中には、主要造岩鉱物に入れなかった元素が濃縮される。その主なものは、H₂OやCl・Fなどの揮発性元素、主要元素ではK・Naなどのアルカリ元素とSi、さらにLi・Be・Bなどの軽元素、REE(稀土類元素)やU・Thなどの重元素である。この中で比較的量が大きく重要な働きをするのが水などの流体である。それらは軽いから岩体の上方に集まり、マグマだまりの天井に圧力をかけ、岩石に割れ目を生じさせる。そうした割れ目に揮発性成分に富んだマグマの残液が入ってくると、結晶作用が急速にすすんで大きな結晶からなる岩石ができる。これが**ペグマタイト⑱**である。残液の主要成分は珪素やアルカリであるから、全体として花崗岩質であるので巨晶花崗岩ともいう。そこでは大きな長石⑰や巨大な石英(大型鉱物の棚を見よ!)ができ、独特の組織(見ればわかる—グラフィック組織⑩)が発達する。これらは珪石長石や雲母の資源として採掘される。

また同時に、希少元素や放射性元素を含んだ鉱物⑭も産出し、貴重な鉱物資源となる。これが**ペグマタイト鉱床**である(鉱物収集家のターゲットでもある)。それらはもともと微量しか含まれていないので、集まって鉱物を作ることができなかったのであるが、こんなメカニズムでペグマタイトに集まって、独自の鉱物を作れるようになるのである。

マグマが結晶しつくしてしまうと揮発性成分が残り、このような成分に富んだ鉱物(F: トパーズ・蛍石, Cl: スカポライト, Li: リシア雲母, Be: 緑柱石, B: 電気石)とSn(スズ石)・W(灰重石⑮)・Mo(輝水鉛鉱⑭)などを伴う**気成鉱床**ができることがある。()内の鉱物は、皆標本室にあるから検索して見るとよい。ただしこれらは気成鉱床だけではなく、他のタイプの鉱床にもできることがあるから注意のこと。

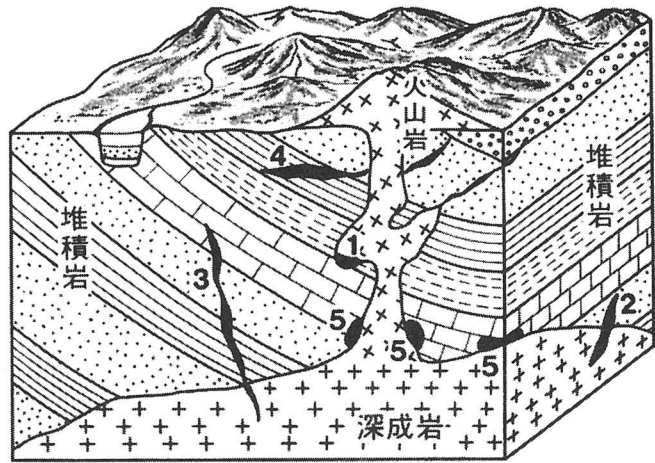
(3) 比較的低温(熱水期)での元素の濃集と熱水性鉱床⑲

水の臨界温度374℃より下がると、熱水が生じる。水は様々な元素をわずかではあるが溶解する。特にCl, SO₄やCO₃などを含むと溶解度が大きくなる。有用元素を

図6

鉱物資源と鉱床

火成鉱床の産状



1 正マグマ鉱床 2 ペグマタイト鉱床 3 気成鉱床
4 熱水鉱床 5 接触交代鉱床(→p.135)

火成鉱床の種類

鉱床	晶出温度(°C)	鉱床の作り方	鉱石鉱物
正マグマ鉱床	1000 } 800	マグマが冷えて固まるさいに、白金・ニッケル・クロム・チタン・鉄などの重金属を含んだ鉱物が晶出し、火成岩体の下部に沈降する	クロム鉄鉱、ニッケル鉄鉱、チタン鉄鉱、磁鉄鉱など
ペグマタイト鉱床	800 } 500	マグマから多くの鉱物が晶出した末期に地下の深所で残液が徐冷されると、石英・長石・雲母などの巨大結晶が生成し、スズ・モリブデン・リチウムなどを含んだ鉱物が晶出する	ウランなどの希元素を含む鉱物、石英、長石、雲母
気成鉱床	500 } 374	残液は流動性を増し、分離したガスが岩石の割れ目などに入りこみ、銅・鉛・亜鉛・スズ・モリブデンなどを含んだ鉱物が晶出する	輝水鉛鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、灰重石など
熱水鉱床	374 } 100	残った熱水には金・銀・銅・水銀・亜鉛・鉛などが溶けこんでいる。この熱水が岩石の割れ目などにしみこみ、これらの金属を含んだ鉱物が晶出する	閃亜鉛鉱、しん砂、輝安鉱、黄鉄鉱、輝銀鉱、自然金など

堆積性鉱床の種類

分類	鉱床の作り方	おもな例
残留鉱床	風化された岩石が分解され、特定の成分が残留・濃集してできる	ボーキサイト鉱床、褐鉄鉱
砂鉱床 (機械的堆積成鉱床)	岩石の碎屑物中の成分が流水で分離・運搬され、堆積・濃集してできる	砂金鉱床、砂白金鉱床、砂ダイヤモンド鉱床
沈殿鉱床 (化学堆積成鉱床)	水に溶けていた成分が沈殿・堆積してできる	鉄鉱床、岩塩、石こう
有機堆積成鉱床	古い時代の生物の遺骸が堆積・変化してできる	石炭、石油、天然ガス、石灰岩、けい藻土

数研「地学」による

溶かし込んだ熱水は、岩石中の割れ目を伝って上昇し、温度低下につれて溶解度が下がるから、割れ目の途中で鉱物を沈殿させる。こうしてできたのが「**鉱脈**」である。熱水の働きは、元素の移動メカニズムとして最も重要であり、たいていの鉱床は熱水が関与して形作られる。そこで「**鉱脈**」が地下資源の代名詞として使われるのである。熱水性鉱床には多様なものがあるので、できた条件や鉱物の共生関係を考慮して、さらに「**深熱水性鉱床**」「**中熱水性鉱床**」「**浅熱水性鉱床**」が区別される。

熱水には、マグマから直接由来した水(初生水)もあるが、周りの地層に含まれている地層水、地表からしみこんだ天水、海水など様々ある。これらが熱源となる火成岩によって暖められ、上昇し、また水が供給される、という熱水循環のサイクルができると、周囲の岩石中から有用元素を抽出し、割れ目に運んでそこで沈殿させるというシステムができる。水への溶解度自体はわずかであっても、地下で火成岩体が冷えるには地質学的な時間がかかるから、割れ目(鉱脈)には広い範囲から長時間かかって有用元素が集められることになる。これが熱水性鉱床のメリットであり、地球上に水がなかったら、人類はこんなに豊かな資源は手に入れられなかったに違いない。

B. 変成鉱床④

変成作用にも様々あるが、ここでは接触変成作用に関係する鉱床について説明する。山口県に多いからである。

石灰岩のような炭酸塩岩に花崗岩が入ってくると、石灰岩は接触変成作用を受けて、Caをふくむ珪酸塩鉱物の集合体に変化(再結晶)する。この集合体(岩石)を**スカルン**といい、鉱物を**スカルン鉱物**という。化学式で書くと、石灰岩はほとんど CaCO_3 、花崗岩は約70%が SiO_2 であり、接触部では、 $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3(\text{珪灰石}) + \text{CO}_2$ のような反応が起こる。珪灰石はセメントの成分鉱物の1つで、こんなことを人工的にやっているのがセメント工業である。石灰岩中にMg分があったり、泥岩(Alに富む)をふくむと、透輝石($\text{CaMgSi}_2\text{O}_5$)や柘榴石($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$)などを生じる。この3つが最もポピュラーなスカルン鉱物である。前者のMgをFeが置き換えた**灰鉄輝石**(ヘデンベルグ輝石)や、後者のAlをFeが置き換えた**灰鉄柘榴石**もまた、良く産出する鉱物である。

こうしたスカルンの形成に伴ってできる鉱床を、**スカルン鉱床**という。スカルンができるためには、反応が起こるように物質が移動しなくてはならない。これを促進するのが熱水の働きであり、これが周囲から有用元素を運んできて、反応帯に沈殿させるのである。

山口県には岩国地域に、スカルンタイプの**タングステン鉱床**がたくさんあった。そのうち喜和田鉱山は、極めて高品位の**タングステン鉱**(**灰重石**⑤)を産出するので有名である。灰重石というくらいだから、白っぽい割りに重い(大型鉱物参照)。

飛騨地域の**神岡鉱山**は鉛・亜鉛④の、岩手県の**釜石鉱山**は銅と鉄(**磁鉄鉱**②)の、日本の代表的なスカルン鉱床である。

C. 堆積性鉱床④

[風化作用と風化残留鉱床]：堆積岩ができるためには、堆積物質の生産—運搬—堆積(続成作用)の過程が必要である。堆積作用は、まず地山での堆積物質の生産から始まる。ここで働くメカニズムは風化作用である。これには物理的(機械的)風化作用と化学的風化作用がある。

物理的風化作用：砂漠地帯などでは、岩盤は昼間強い日射で温められ、夜冷える。このとき鉱物によって膨張率が違うので膨張・収縮をくりかえすうち、岩石はばらば

らに壊され砕屑粒子が生産される。この作用はなかなか強力である。寒いところでは隙間に入り込んだ水が凍結・融解を繰り返して岩石を壊すこともある。

化学的風化作用：火成岩は基本的に高温条件下で安定な鉱物から構成されているから、地表の環境に安定な鉱物(粘土鉱物)に変わろうとする。特に水の存在下では変化が早い。この時アルカリ元素のように水に溶解しやすい元素(完全移動性成分)は流出する。いっぽう Al や Ti など難溶性成分(固定性成分)は、現地に粘土鉱物として残る。こうして元素の分別が起こり、Al が集まったのがボーキサイト^⑮である。これは Al に富んだ粘土鉱物の集合体だから鉱物ではなく岩石である。このほか、かんらん岩から変わった蛇紋岩が風化してできたニッケル鉱床(ニューカレドニア島)も、その例である。

【砕屑粒子の運搬と(漂)砂鉱床】：物理的風化作用で生産された砕屑粒子は、主に流水の働きにより運搬される。運搬は洪水時にどっと起こり、押し流される過程で重い鉱物と軽い鉱物の分別が起こる。重くて分解しにくい、丈夫な鉱物が特定の場所に沈積する。これが(漂)砂鉱床である。代表的なものは金や白金、ダイヤモンドやルビーなど、そのほかスズ石・チタン鉄鉱・モナズ石、磁鉄鉱(砂鉄)などがある。多くの鉱床の発見は、砂鉱床が契機となることが多い。

【堆積作用と堆積性鉱床】：砕屑粒子や水に溶けた物質は、最終的には海に入る。また大洋には巨大な中央海嶺があって、盛んに火山活動や熱水活動を行って物質を生産し続けている。これらの物質は、やがて生物や化学的な過程を経て海底に堆積する。チャート(珪石)や石灰岩、ドロマイト、マグネサイト、岩塩などは、そのものが鉱石となる。地球史の上で縞状鉄鉱床^{⑮⑬}の形成は重要である。世界的に大規模な鉄鉱床は、約25億年前^⑬から20億年前くらいにかけてできている。鉄が沈殿するためには、酸素が必要であるから、これは地球大気がこの時代に嫌氣的環境から酸化的環境に変わったことを意味している。その前には酸素を出すような生物が発生していたのであり、35億年前のチャート(⑦と同じ地域)にも生物の痕跡が残っているらしい。

このようにして、資源の集積も46億年の地球史の中で起こったドラマの一環をなすのである。小なりといえど、これがこの標本室のテーマの1つでもある。

6. 日本列島の地質構造区分と主な地質体

6. 1 日本列島の形成に関する考え方

地質構造区分というのは、構成岩石の種類、生成年代、地質構造など地質学的な特徴によって、共通性のある地域を他の地域と区別することである。どう区分するかは、日本列島の地質学的成り立ちをどう見るかという観点にかかっているから、これは日本の地質学の集約でもある。こうした観点について、日本の場合1970年代を境として大きく変換した。

【地向斜造山論—古典的造山論】：地向斜造山論というのは、ヨーロッパアルプスなどを主なフィールドとして、1920年代頃に Stille などによってまとめられた考え方である。まず大きな向斜構造(地殻の中のくぼみ)ができて、まわりの陸地から堆積物が集まって厚く積もり、やがてそれらが変成岩にかわり、横圧力を受けて褶曲山脈ができる。変成帯の中心部では一部が溶け出して花崗岩が形成され、花崗岩は軽いから全体が上昇する、というモデルである(図7)。

1940~50年代の日本では、小林貞一博士が秋吉台や高知県の佐川町付近の研究から、日本列島の骨格は古生代末の秋吉造山運動と中生代後半の佐川造山運動によって形成されたとした。秋吉造山運動でできた変成帯が飛騨帯と三郡帯であり、佐川造山運動でできたのが領家帯と三波川帯である。1950~60年代は、これに対して湊正雄博士などが、日本列島は古い地質体の飛騨帯を基盤にして、主に古生代後半にかけて安倍族造山運動や本州造山運動でできたと主張した。両者とも地向斜造山運動に基礎をおいていたことは同じである。

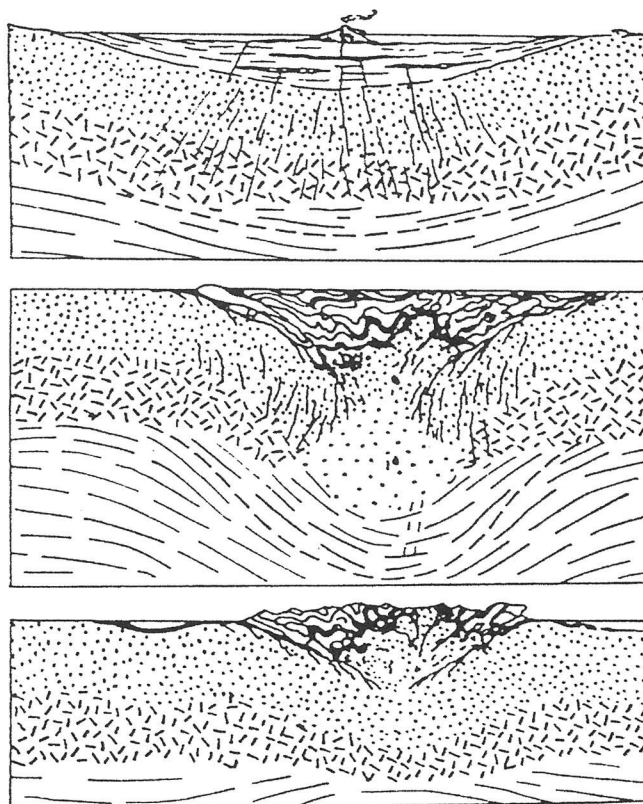
図7 地向斜造山運動の模式図

上：地向斜初期

中：造山期初期

下：造山期後期

(山下昇, 1967, 新版地球科学序説, 築地書館による)



〔プレートテクトニクス〕(付図4)：1960~70年代には、米国を中心にプレートテクトニクスが次第に形を整えてきつつあった。地向斜造山論では両側に堆積物を供給する陸地がある。そもそもこの考え方はアルプスで生まれたものであり、ヨーロッパではバルト楕状地とアフリカ楕状地の間にできた地向斜から出発してアルプス山脈ができたと考えることができる。ところが環太平洋造山帯のように、大陸と海洋の間にある造山帯では陸地は片一方しかなく、説明がつかないのである。

日本の場合、母体となった堆積岩の年代が大きく変わったことが決定的であった。それまでは秩父古生層といって、古生代のチャートや石灰岩からできた地層が造山運動を受けた、と考えられていたのであるが、コノドントや放射虫などの微細な化石の研究がすすんだ結果、多くが中生代のジュラ紀あたりにできた地質体であることがわかってきた。その結果、日本列島は、海溝域の沈み込み帯にできた付加体および付加体を起源とする変成帯が大半を占める、と考えられるようになった。付加体というのは、海溝域にプレート運動によって運ばれてきたチャートなどの深海性の堆積物と陸源の堆積物とが、ごっちゃになって陸側に押し付けられて上がってきた複雑な地質体のことである。

6. 2 日本列島の基本的骨組み(付図 5)

構造区分は、主要な構造線(大きな断層帯)で区分する。日本列島は、まず糸魚川-静岡構造線で東北日本と西南日本に2分される。次に西南日本を、中央構造線(MTL)で西南日本内帯と外帯に区分する。

時間軸から見ると、まず新第三紀以降の火山岩類に広く覆われた地域とその下にある古い地質体が露出している地域に分けられる。前者は、グリーンタフ地域と言って、東北日本を中心に分布し、熱水変質を受けた火山岩類の中に多くの鉱床がある地域である。古い地質体は、西南日本に広く露出している。

良く知られている西南日本の地質体とその特徴は以下のとおりである。

- ◎飛騨帯 (?~古生代の変成岩と古生代後期~中生代前期の花崗岩)
- ◎飛騨外縁帯 (古生代後半の付加体と高圧変成岩)
- ◎美濃・丹波帯 (一部古生代, 大半が中生代ジュラ紀の非変成付加体)
- ◎領家帯 (美濃・丹波帯を原岩とする中生代後期の高温型変成岩と花崗岩)
- ◎三波川帯 (中生代付加体を原岩とする中生代後期の高圧型変成帯)
- ◎秩父帯 (大半が中生代ジュラ紀の非変成付加体)
- ◎四万十帯(北半は中生代後期, 南側は古第三紀の非変成付加体)

この中で飛騨帯だけは、他と性質を異にしており、かつてはアジア大陸の一部を構成していた古い(少なくとも古生代早期, もっと古いかもしれない)大陸性の地塊である。それ以外はアジア大陸の縁にできた付加体堆積物とそれに由来する変成帯から構成され、基本的に大陸側から太平洋側に向かって若くなる傾向がある。

6. 3 日本列島の主な地質体とその岩石(付図 5)

以下に展示に関連して、各地域の主な地質体について簡単な解説をつける。各地域にはそれを専門とする研究者がいて詳細な研究が行われ、様々な議論が行われ、まだ未決着のことも少なくない。詳細は個別に文献に当たって欲しい。

A. 日高帯と神居古潭帯-①

北海道の中軸, 日高山脈に沿って分布するのが日高帯である。東から西へ, 中生代の日高累層群とそれらに由来する変成岩と花崗岩類(ミグマタイト), 斑れい岩やかんらん岩(幌満かんらん岩体が有名)から構成される。グラニュライト相の高度変成岩もあり, 第三紀に形成された島弧地殻の深部断面が出ていると考えられている。ここにはそれらの主要な岩石がそろっている。

神居古潭帯は, 日高帯の西側に並走する低温高圧型変成岩と蛇紋岩からなる地帯である。白亜紀後半から第三紀にかけて形成された。変成岩はパンペリー石, 藍閃石-ローソン石などを含む典型的な高圧変成岩である。-⑨

B. 東北地方-②

東北地方の大半, 日本海側は新第三紀以降の若い火山岩や堆積岩類でおおわれる。それらは全体に熱水変質を受けて緑色を示すのでグリーンタフ地域と呼ばれている。この中には約 2000 万年前くらいの中新世にできた黒鉱鉱床や熱水性鉱床がたくさんあった。黒鉱鉱床では花岡鉱山・小坂鉱山など, 熱水性鉱床では尾去沢鉱山などの大鉱山があり, また尾太鉱山や太良鉱山・荒川鉱山など各種の美しい鉱石鉱物を産した

鉾山があった。

一方東北地方の太平洋側には、非変成古生層～中生層からなる北上帯がある。北部北上帯は中生代付加体、南部北上帯は浅海性の古生代シルル紀の地層を含む地帯である。この中の釜石鉾山は鉄・銅のスカルン鉾床である。また福島県の阿武隈山地の花崗岩に伴って、石川町などにペグマタイトの産地があり、各種の放射性鉾物を産する。

C. 関東地方—②

関東地方北部から福島県にかけて、阿武隈帯が広がる。これは、主に中生代の高温型変成岩と花崗岩からなる地帯である。北部には御齊所—竹貫変成岩が、南部には日立変成岩が分布する。ここには日立鉾山産の日立変成岩が収納してある。関東山地(秩父地方)には、西南日本に続く秩父帯・三波川帯・領家帯が分布する。

小笠原諸島では、ボニン岩(Mgに富む安山岩)の産出が知られている。

D. 中部地方—⑤⑥

前章に述べた西南日本の主な地質体がそろった地域である。

飛騨帯は、宇奈月変成岩類と飛騨片麻岩類・飛騨花崗岩類(古生代後期～中生代早期)から構成される。宇奈月変成岩は、石炭紀の石灰岩を含む地層が古生代末に変成したもので、日本では最も典型的な中圧型変成岩である(⑤⑨)。飛騨片麻岩の年代はまだ確定していないが、古生代早期～それ以前にできた片麻岩が宇奈月変成の時期に再度変成を受け、さらに花崗岩の貫入を受けたと考えられる。

飛騨外縁帯は、飛騨帯の周囲に分布し、古生代の付加体堆積物と蛇紋岩・高圧変成岩(ヒスイ輝石の産出で有名：⑥下段⑱)、シルル系・デボン系石灰岩⑧から構成される(オールドビス系⑧があるという報告がある)。

美濃帯はチャートや砂岩泥岩からなり、主にジュラ紀の付加体であるが、その中の上麻生礫岩には 20 億年を越える古い片麻岩の礫が含まれる⑦。飛騨帯から美濃帯にかけてそれらを覆って白亜紀後期の濃飛流紋岩類(流紋岩および同質の火砕岩②)が分布する。

中部地方の南部では、美濃帯の堆積岩は低圧型の変成岩に変わり、大量の花崗岩類に貫入される。これが領家帯で、低温部では紅柱石が、高温部では珪線石がでる。変成岩も花崗岩も年代的には大差なく、白亜紀後期を示す。領家帯は、近畿地方をへて山口県柳井地域に東西に伸びる変成帯である。さらにその南は中央構造線 MTL をへだてて三波川帯となる。これらも近畿地方から四国・九州佐賀ノ関まで連続する。南アルプス赤石山地は主に四万十帯である。

E. 近畿地方—③

北部には舞鶴帯・丹波帯、その南部が領家帯、MTL 以南が三波川帯である。領家帯の花崗岩類は、濃飛流紋岩に覆われる古期領家花崗岩とそれらを貫く新期領家花崗岩に区分される。古期領家花崗岩は片理を有するやや苦鉄質(トータル岩や花崗閃緑岩)が多く、また斑れい岩などをともなっている。兵庫県北部の明延・生野は、古来有名な銅・スズなどの多金属鉾脈鉾床である。

F. 中国地方・山口県—⑥(付図 6, 付図 7)

中国地方最北部の隠岐道後には、飛騨片麻岩によく似た変成岩が分布し、約 20 億年前の古い年代の岩石がある⑦。中国山地には、秋吉台などの石灰岩をふくむ古生代～中生代の付加体と高圧型変成岩類が分布する。これらは、従来三郡帯と呼ばれてきたが、西村祐二郎博士の研究により、古生代の三郡—蓮華帯(長門構造帯にも分布)と中生代早期の周防変成帯に区分された。さらに阿武隈層群などの中生代後期の酸性火

山岩類の分布も広い。南部は美濃・丹波帯に相当する玖珂層群と、それから変わった中生代後期の領家変成岩類と花崗岩類が分布する。

この地域の詳細は、備え付けの「山口県の岩石図鑑」を参照して欲しい。

G. 四国地方—③④

四国は、西南日本外帯の地質体の帯状配列が最もよく見られる地域である。北側には領家帯の一部と瀬戸内系の火山岩類(高 Mg 安山岩—讃岐岩)や和泉層群が分布する。MTL を境に急峻な四国山地となり、三波川帯の高圧変成岩類が分布する。このうち別子鉾山地域は、三波川帯で最も高変成度の岩石が分布する、特に東赤石山にはかんらん岩体があり、これに伴ってエクロジャイト(④⑨)が出るので有名である。三波川帯にはこのほか柘榴石角閃岩、紅簾石片岩、礫岩片岩、藍晶石片岩など特徴的な岩相が出現する。原岩には枕状構造を有する玄武岩や同質の凝灰岩などが含まれる。中央部の汗見川は、変成度の低い部分から一連の変成度の上昇が見られるルートである(引き出しにある)。

その南側は秩父帯であるが、その中には断続的に高度の変成岩(柘榴石角閃岩)や変成花崗岩とシルル系石灰岩を含むレンズ状の地質体があり、黒瀬川構造帯④と呼ばれている。さらに南は四万十帯である。四万十帯には、新第三紀の高月山花崗岩や足摺岬の A-type 花崗岩などが貫入している。

H. 九州・沖縄地方—④

九州から琉球列島にかけて、三波川帯や三郡帯、四万十帯に連なる変成岩類が分布する。たとえば長崎変成岩や沖縄本島・石垣島の変成岩などである。中部九州には、大規模な環状岩脈をともなう新第三紀の大崩山花崗岩とその周辺(尾平など)に鉾床地帯があり、また黒瀬川帯につながる古期岩類も分布する。南部九州には、新第三紀の大隈花崗岩(シュードタキライト?を伴う)や市房山花崗岩、尾鈴山酸性岩類、大きなカリ長石斑晶をもった屋久島花崗岩などが四万十帯に貫入している。

7. 大陸の地質

7. 1 安定帯と造山帯(付図 8)

大陸地殻は海洋地殻に比べ著しく不均質である。しかし大局的には、地震や火山など地殻変動の著しい地帯(変動帯あるいは造山帯)と安定帯とに画然と分かれている。地球上の主な変動帯には2とおりにあって、日本列島など大陸と海洋の境目に位置する環太平洋造山帯と、大陸と大陸の間にはさまれたヒマラヤ—アルプス造山帯とがある。これらに対しオーストラリアやアフリカ・南北アメリカなど、大陸の大部分は安定帯である。

7. 2 剛塊 Craton, 楯状地 Shield と卓状地 Platform

環太平洋造山帯は、今も活発な地殻変動を続けているが、変動の歴史は中生代にさかのぼる。一方、現在安定帯となっている地域もかつては変動帯であった。したがって安定帯と造山帯の区分は、地質年代による線引きが必要である。そこで、顕生代以降に変動している地帯を造山帯といい、約6億年前の先カンブリア時代の終わりには安定化してしまった地域を安定帯(クラトン)という。このうち先カンブリア時代の地層が露出している地域を「楯状地」、上に顕生代の地層がおおっている地域を「卓状

地」という。

始生代クラトン：「クラトン」には2通りの意味があり、上記のように先カンブリア時代の安定帯一般をさす場合と、その中でもひとときわ古い始生代の地質体をさす場合とがある。ここでは後者の意味で使用する。

7. 3 始生代クラトン(グリーンストーン-花崗岩帯)

オーストラリアやインドなど、始生代クラトンの多くの部分は、花崗岩類とグリーンストーン帯から構成される。グリーンストーン帯は、主に玄武岩質(～コマチアイト質)の火山岩とその他の表成岩類からなり、変成作用を受けて緑色となるため、その名がある。この地帯は、金やニッケルなどの重要な鉱産地となっている。

始生代クラトンに特有の火山岩として、玄武岩にともなって、さらに珪酸分に乏しくマグネシウムに富んだ「コマチアイト」が産出する。コマチアイトは、急冷したかんらん石が長柱状にのびて、砂漠に生える長い針状の植物(スピニフェックス)に似た外観を示すので、Spinifexed Komatiite(⑦⑫)とよばれる。グリーンストーン帯は、このほか安山岩や流紋岩など中性～酸性の火山岩および火砕岩、砂岩や礫岩などから構成される(⑬)。

始生代クラトンには、量的に花崗岩質の岩石が多い。一般に始生代早期のものは比較的カリに乏しく(カリ長石に乏しい)、岩石学的には Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite に相当するので TTG とよばれ、さらに変成作用を受けて片麻岩となっているものが多い。しかし実感としては必ずしも TTG だけではなく、カリ長石を含む部分もかなり多い。

こうした特徴は、オーストラリアやインドのみならず、世界の始生代地塊に共通しており、創生期の地球の姿を反映したものと考えられる。

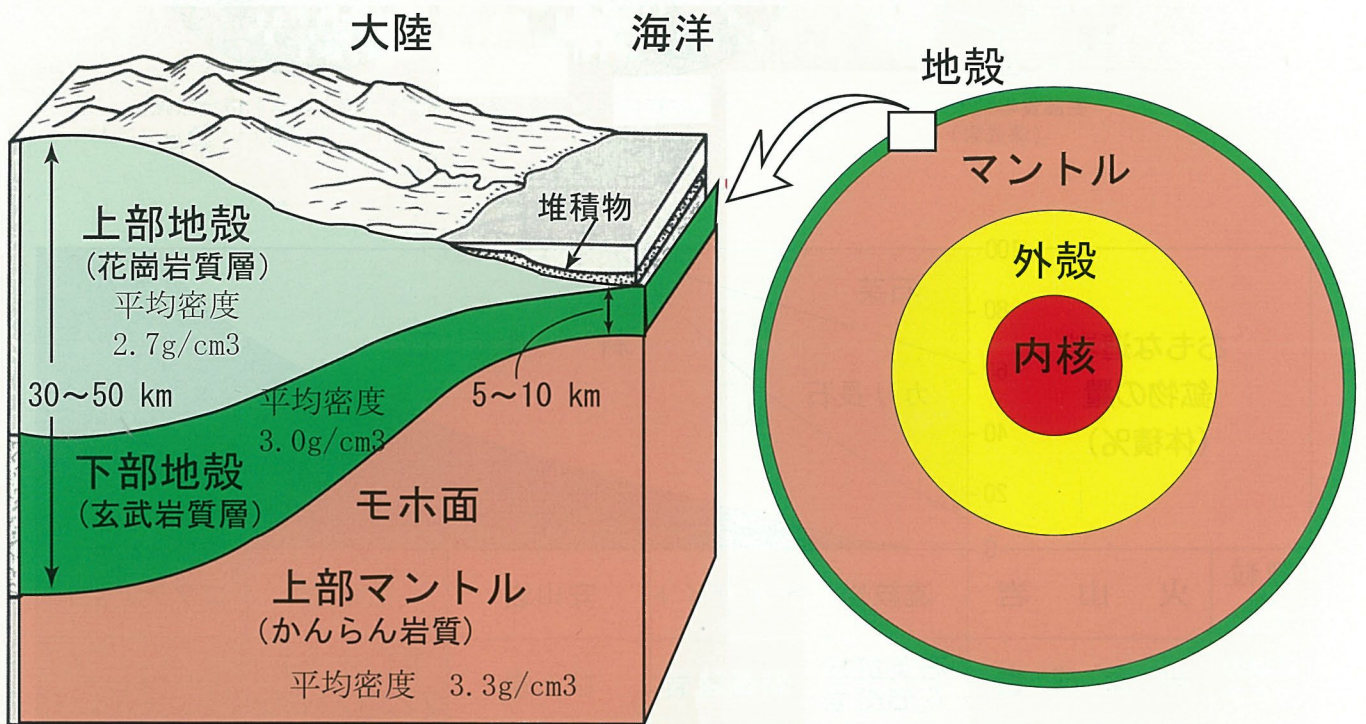
7. 4 ゴンドワナ Gondwana 超大陸

始生代の終わりごろには、カナダ楕状地には少なくとも幅 2000km をこえるスペリオール地塊ができ、地球上に大陸といえるくらいのサイズの地殻ができたと考えられる。以後大陸は離合集散を繰り返してきたのであるが、新しいほうで比較的确实と考えられるのは、約 6 億年前に成立したといわれるゴンドワナ超大陸である。これはインド・オーストラリア・南極・アフリカ・南米などが一体となった巨大大陸である。本標本室には、このうちインド・オーストラリアを中心に、南極を含めた岩石のコレクションがある。こうした超大陸がどのようにして集合し、また分散してゆくか、については最近プレームテクトニクスという新しいモデルが提唱されている。またゴンドワナの地域は、鉱物資源の宝庫としても注目される。

当然ながら、現地に行かないと見られない岩石ばかりだから、とくにご覧あれ。

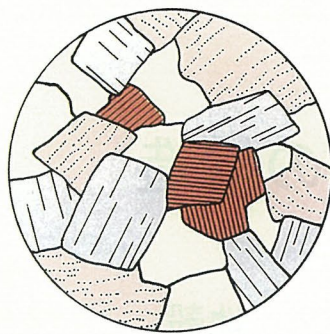
付図 1

地球の構造・地殻の構造

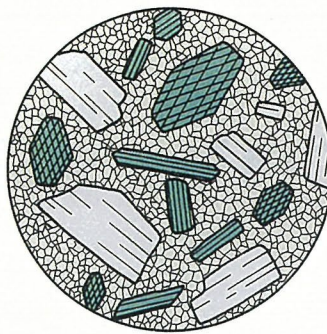


付図 2

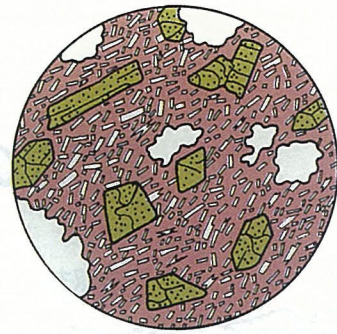
火成岩の分類



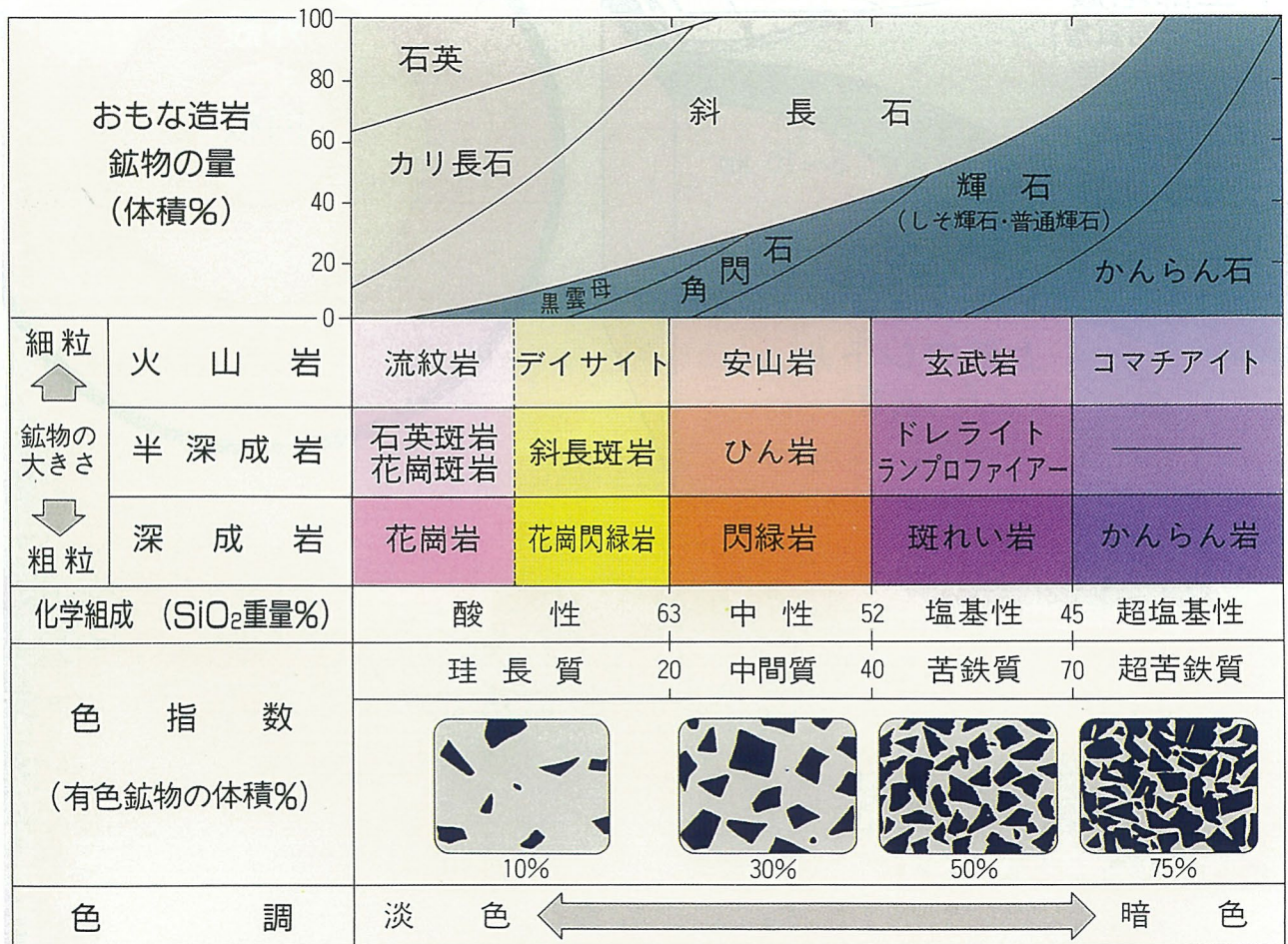
完晶質等粒状組織
(深成岩)



完晶質斑状組織
(半深成岩)



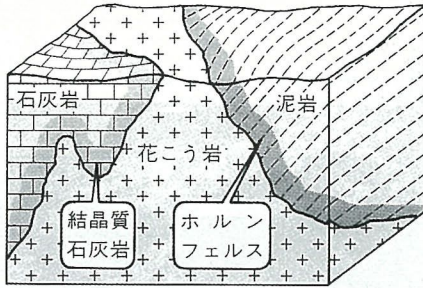
気孔やガラスを含む斑状組織
(火山岩)



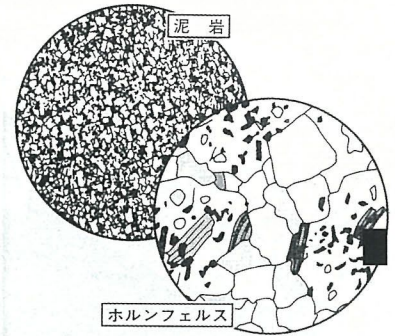
山口県の岩石図鑑(第一学習社, p.17)による

付図3 変成岩類の区分

花崗岩と接触変成岩



泥岩とホルンフェルスの組織



広域変成岩の種類

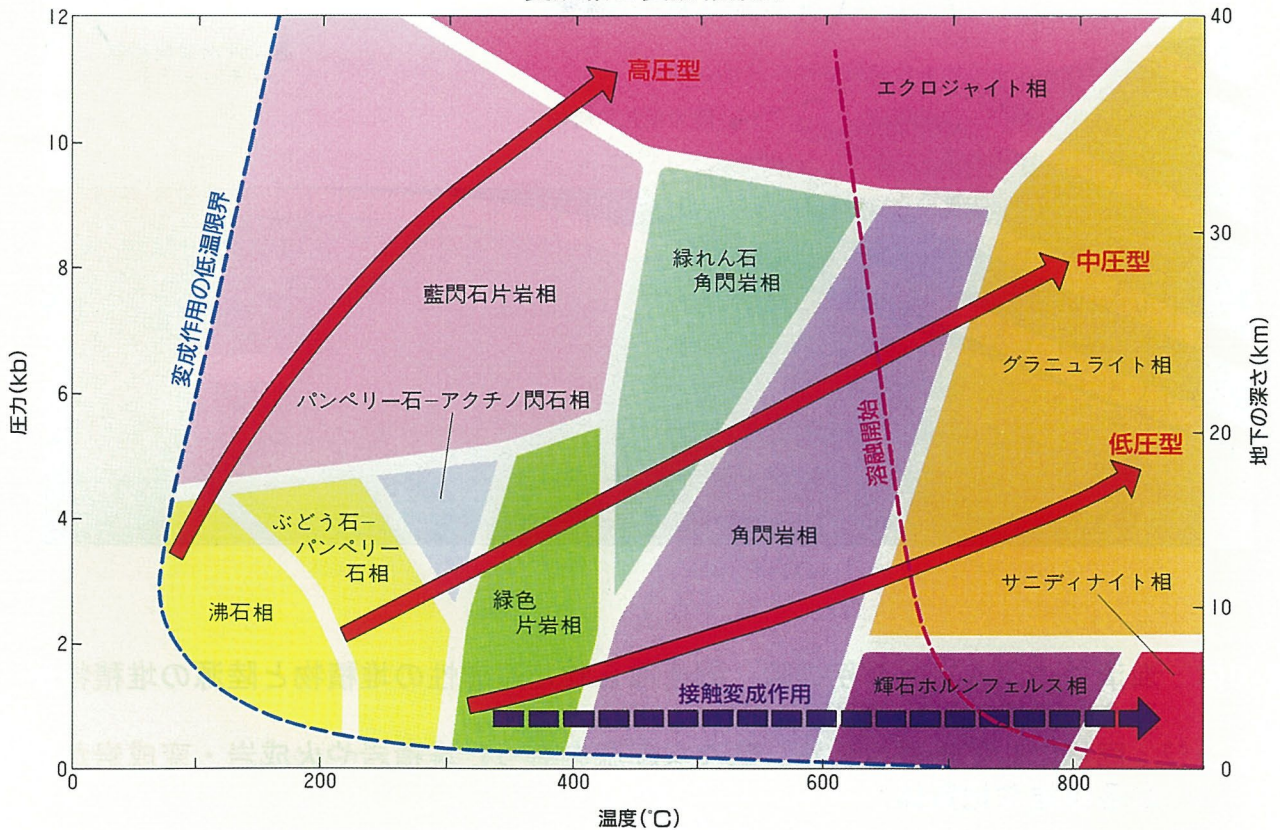
もとの岩石	変成岩			
泥岩	千枚岩	泥質片岩, 雲母片岩	結晶片岩	
砂岩	千枚岩	砂質片岩		
石灰岩		石灰質片岩		
チャート		石英片岩		
			片麻岩	
			ミグマタイト	
性質	片理	あり	あり	あり
	はがれやすさ	あり	あり	なし
	結晶の大きさ	小	→ 大	

結晶片岩の組織



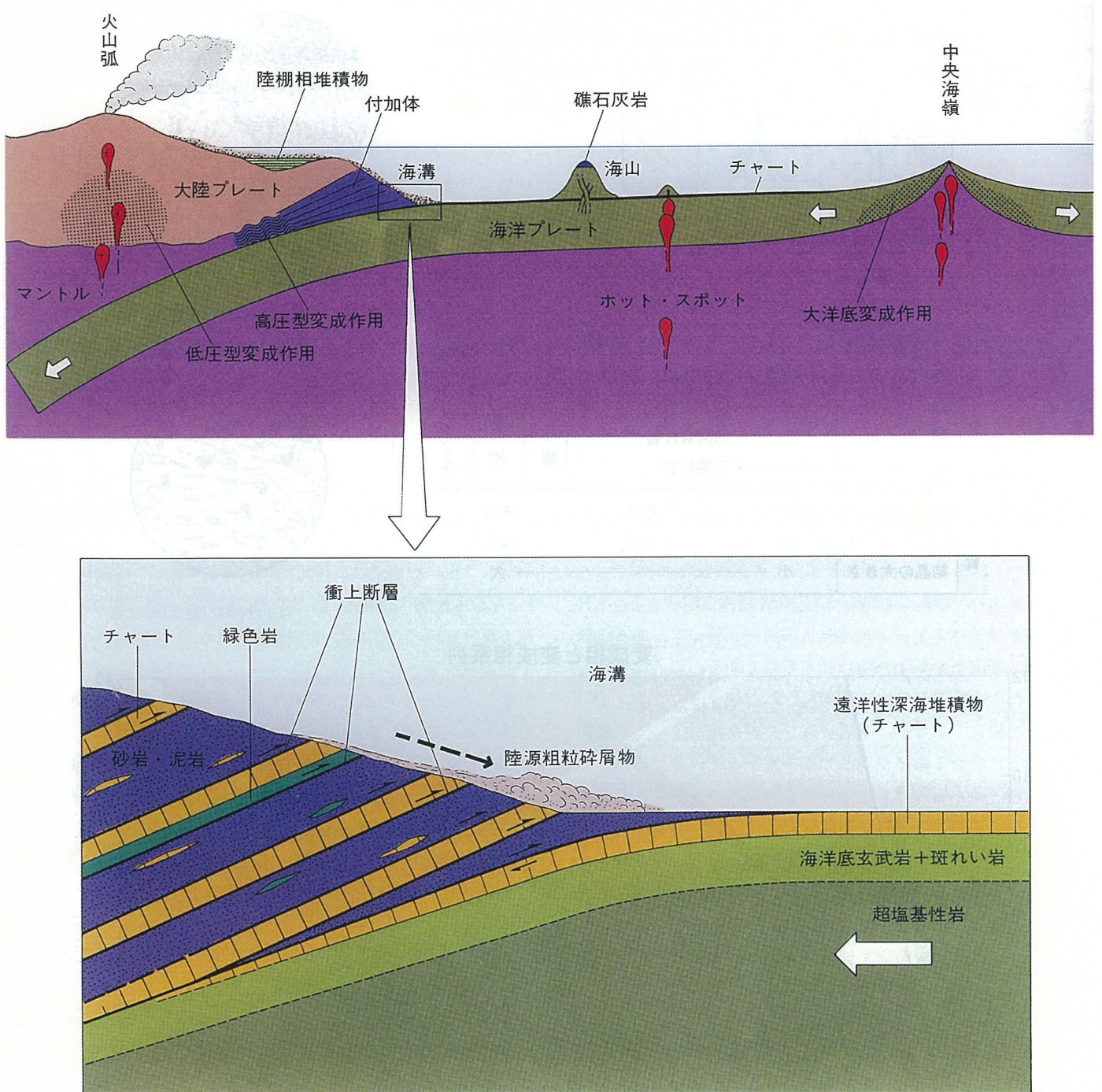
以上は教研「地学」による

変成相と変成相系列



山口県の岩石図鑑(第一学習社, p. 159)による

付図4 プレートテクトニクスと付加体形成の概念図

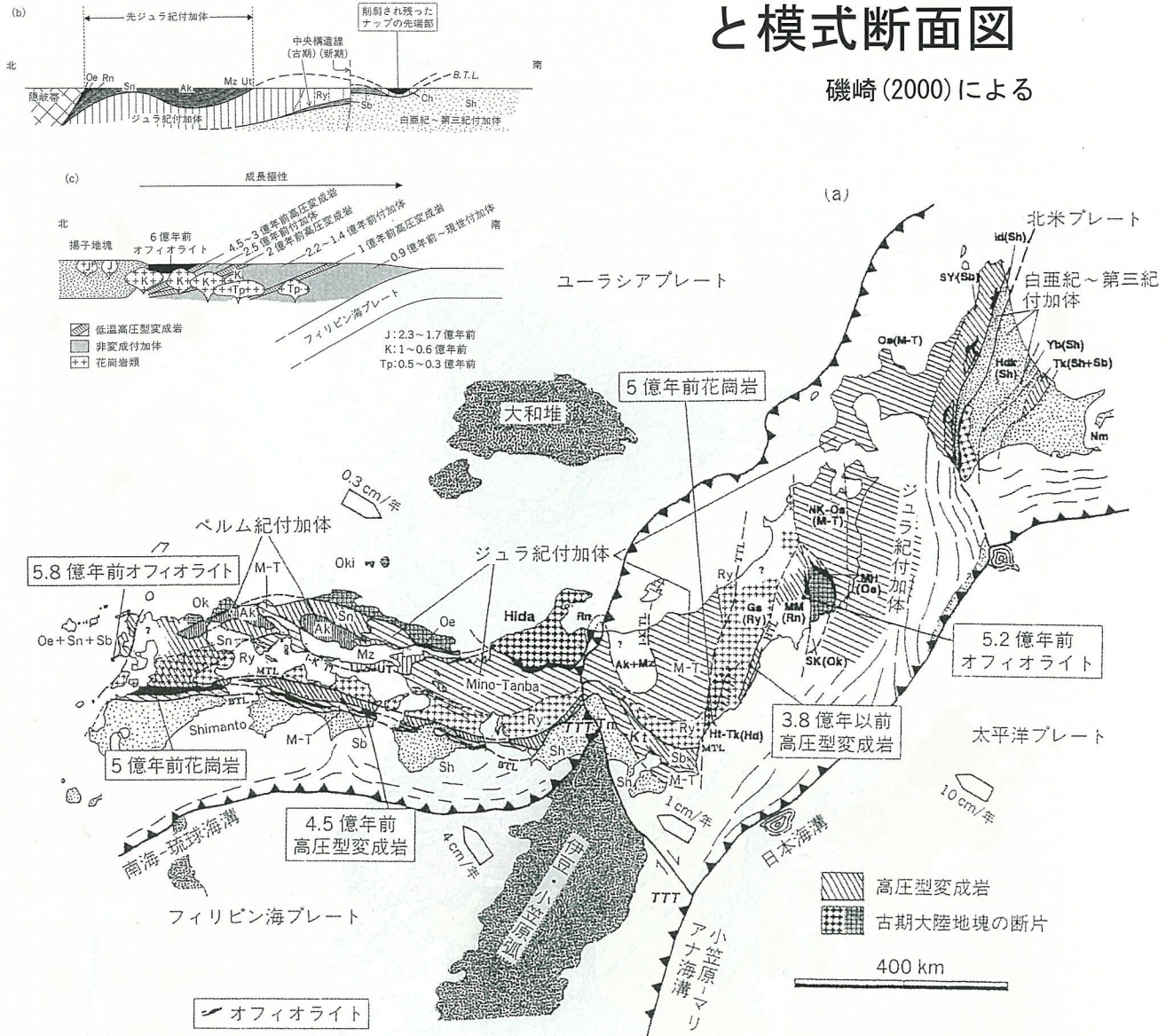


付加体：海溝での沈み込み作用の際，剥ぎ取られた遠洋性の堆積物と陸源の堆積物が混合した複雑な地質体。
 メランジ：同様に形成された，色々な起源をもった堆積岩や火成岩・変成岩からなる複雑な地質体

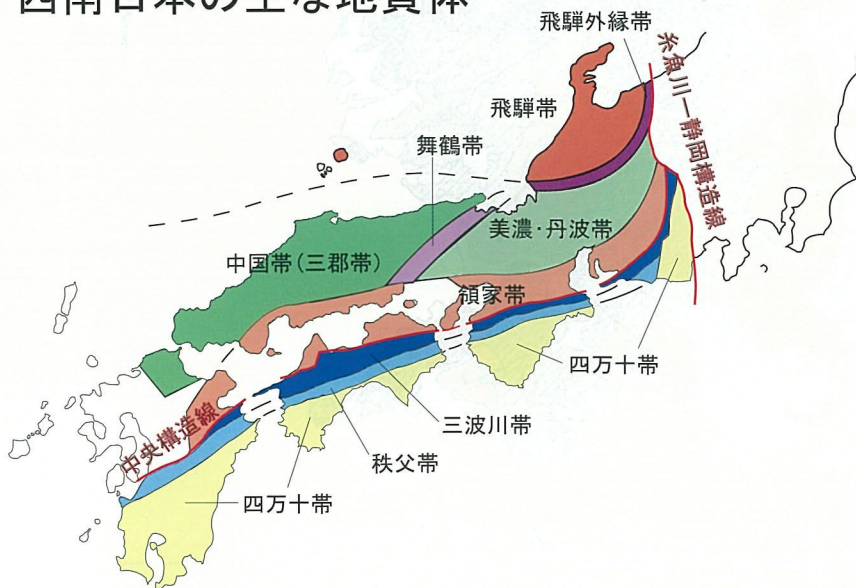
山口県の岩石図鑑(第一学習社, p. 132)による

付図5 日本列島の地質構造区分と模式断面図

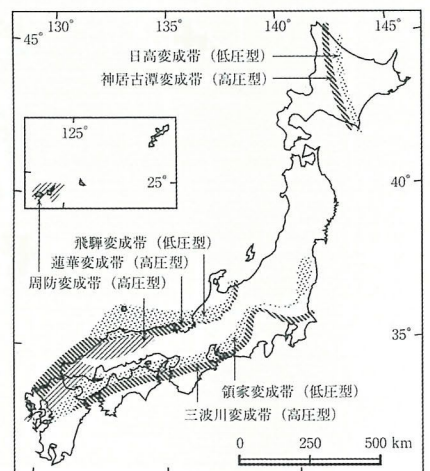
磯崎(2000)による



西南日本の主な地質体

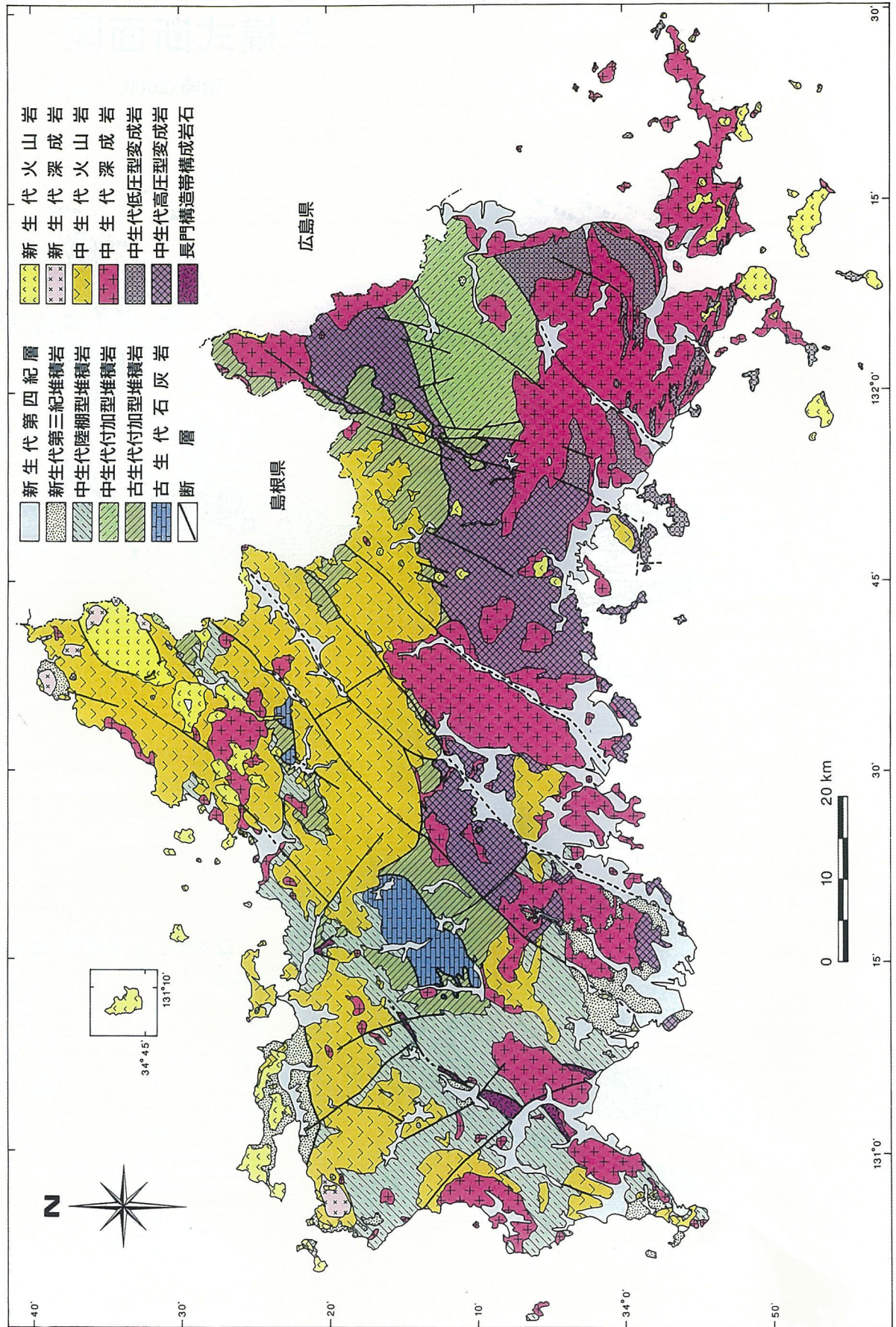


日本の主な変成帯(造山帯)



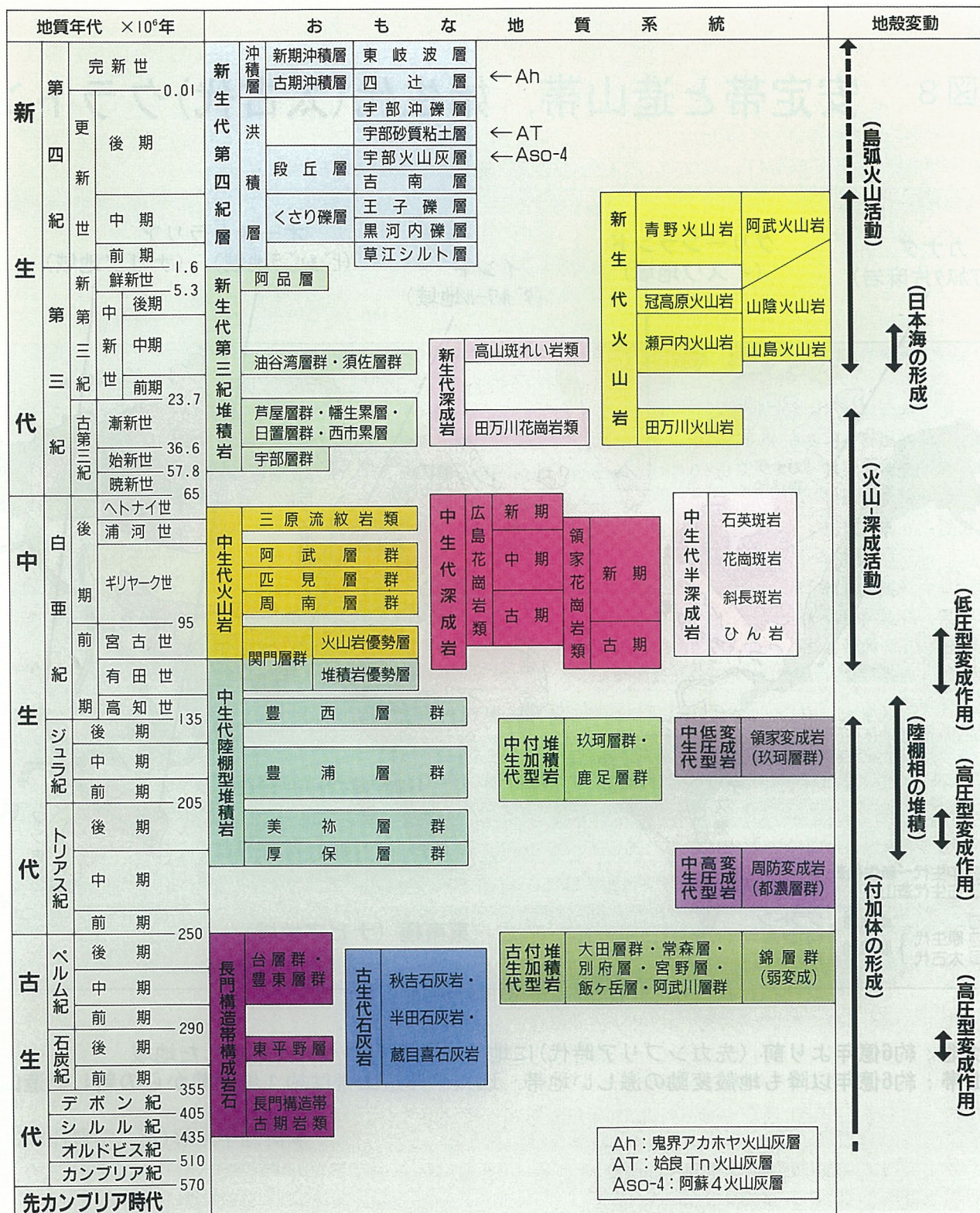
基礎地球科学(朝倉書店, p. 84, p. 171)による

付図6 山口県地質図



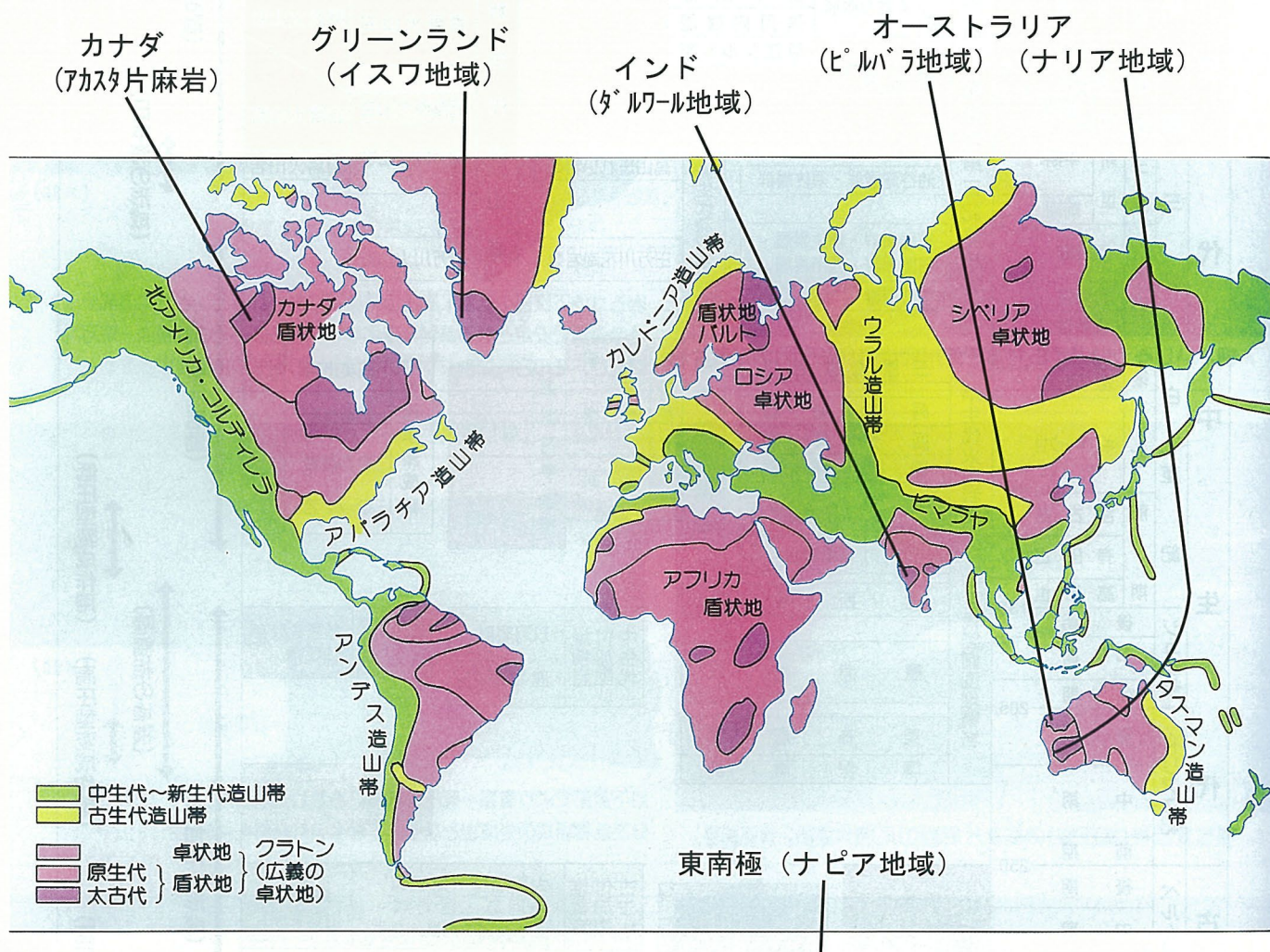
山口県の岩石図鑑(第一学習社, p. 206)による

付図7 山口県の主な地質系統表



山口県の岩石図鑑(第一学習社, p. 207)による

付図8 安定帯と造山帯，始生代(太古代)クラトン



楯状地：約6億年より前（先カンブリア時代）に地殻変動が終わって安定化した地域
 造山帯：約6億年以降も地殻変動の激しい地帯。環太平洋造山帯は約1億年前からの新しい造山帯

新訂地学図解(第一学習社)による

目で見る鉱物と岩石
—地球科学教室標本室ガイド—
(第2版)

2009年3月31日発行 [非売品]

著者 加納 隆

e-mail: kano@yamaguchi-u.ac.jp

発行元: 山口大学理学部地球圏システム科学科
753-8512 山口市吉田 1677-1

Tel: 083-933-5745 (=Fax)

印刷所: (株)桜プリント

