

中央構造線から見た地球の営み

2025年11月29～30日
大鹿村交流センター

大鹿村中央構造線博物館顧問
河本和朗

- 1, 中央構造線は地質の境界
- 2, 鉱物と岩石
- 3, 沈み込み帯では「対の変成作用」が生じる
- 4, マグマの発生
- 5, 日本列島の始まりは付加体から
- 6, ジュラ紀付加体に貫入した白亜紀後期の花崗岩
- 7, 断層岩類
- 8, 鹿塩マイロナイト
- 9, 和泉層群
- 10, 三波川変成帯の上昇と、失われた領家変成帯の東縁
- 11, 日本海と四国海盆の拡大
- 12, 砥部時階・石鎚時階
- 13, 赤石時階(赤石構造帯)
- 14, 現在の日本列島の変動
- 15, 高遠町板山露頭付近から地形を見る

1章、中央構造線は、地質の境界

1章1節

白亜紀後期に、異なる条件で造られた変成岩が接している

白亜紀はどんな時代？



大鹿村北川露頭

1-1, 中央構造線で接している岩石は、
白亜紀後期に
異なる場で造られた変成岩



砂質片麻岩と貫入した花崗岩



泥質片岩

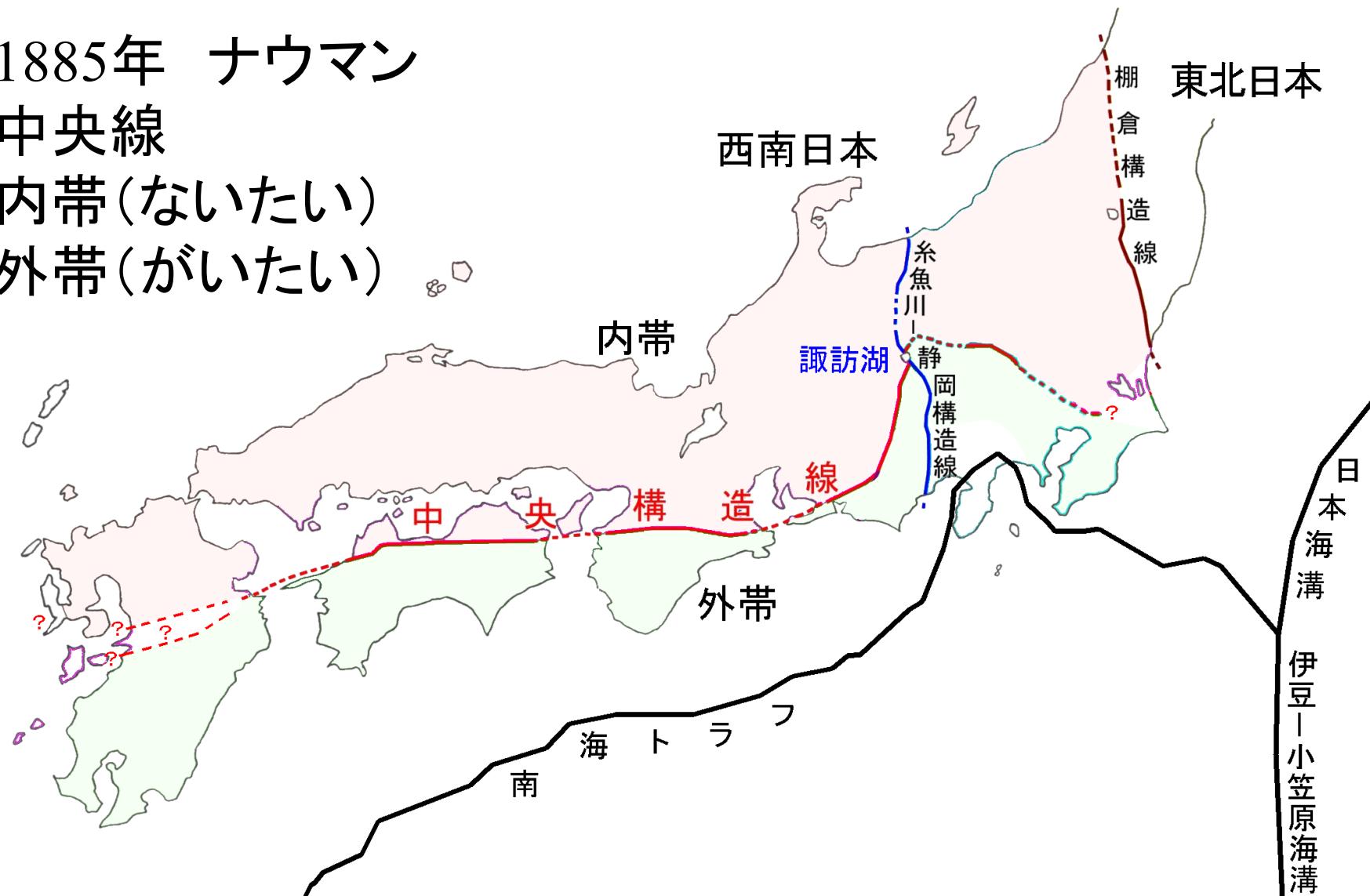
1-2, 中央構造線はどこにある？

1885年 ナウマン

中央線

内帯(ないたい)

外帯(がいたい)



1-3, 「中央構造線で接している岩石は、
白亜紀後期に
異なる場で造られた変成岩」

白亜紀後期：1億年前～6600万年前

ティラノサウルス・トリケラトプスの時代

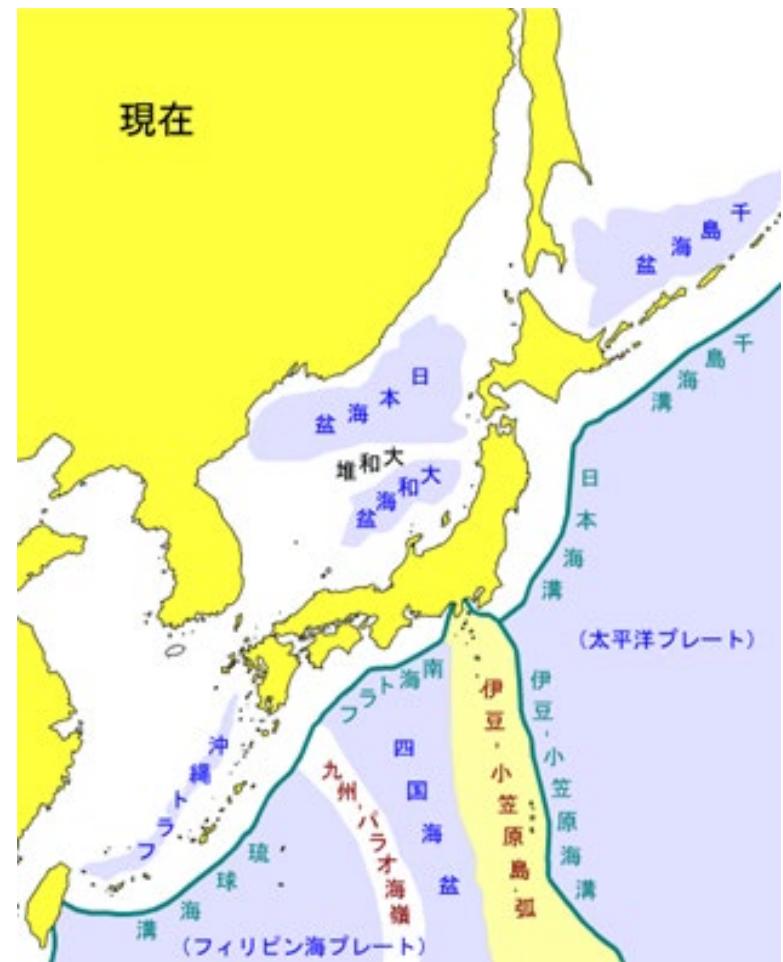
日本列島は大陸の一部
2000万年前～1500万年前に大陸から離れて
現在の位置へ移動

1-4, 日本海拡大直前の日本列島の位置

2500万年前(古第三紀末)



現在(第四紀)



日本海盆・大和海盆・四国海盆・千島海盆が拡大

1-5, 地質年代(ICS2024年版)

新生代	第四紀	現在	250万年前～現在 日本列島の今の大地形を造っている変動
	新第三紀	258万年前	2500万年前～1500万年前 日本列島が大陸から離れた変動
	古第三紀	2300万年前	3400万年前 南極大陸に氷床 現在の氷河時代の始まり
		6600万年前	5000万年前 インド大陸がユーラシア大陸に衝突
中生代	白亜紀	後期	三波川変成作用 大規模なマグマ活動と領家変成作用
		前期	白亜紀付加体(四十萬北帶)
		1億4300万年前	
	ジュラ紀		ジュラ紀付加体(丹波-美濃-足尾帶と秩父帶)
	三畳紀	2億100万年前	2億5000万年前 大西洋の開裂と拡大の始まり パンゲア超大陸の分裂
古生代	ペルム紀	2億5200万年前	
		2億9900万年前	古中国大陸の東縁の沈み込み帶で 日本列島の土台(付加体)ができる
	石炭紀	3億5900万年前	3億5000万年前ごろ シベリア・北中国・南中國大陸が合体 古中国大陸の原型ができる

1章2節

変成岩

高温低圧型の領家変成帯

低温高压型の三波川変成帯

1-6, 「中央構造線で接している岩石は、白亜紀後期に、異なる場で造られた**变成岩**」

变成岩: 地下で固体のまま鉱物が変わった岩石

变成作用: 岩石が温度と圧力が高い地下に永い間とどまると、固体のままで化学反応がゆっくりと進む。

变成鉱物: 鉱物間の成分の移動で鉱物種が変わる。

再結晶: 变成作用で新しい結晶ができたり、結晶が作り直される。

源岩(げんがん): 变成岩に変わる前のもとの岩石

1-7, 変成の場

変成作用を受けた場所。変成条件から推定。

変成条件：変成した時の温度と圧力（深さ）。

源岩が同じでも、変成条件のちがいにより、異なる変成鉱物ができる。

高温低圧型：浅い（低圧）なわりに高温で変成

低温高圧型：深い（高圧）なわりに低温で変成

※平均地温勾配：地球は深いほど高温になる

1-8, 広域変成作用と変成帯

広域変成作用

地温が高い地下深部で変成作用を受けると、広い範囲の源岩が変成岩になる。

→接触変成作用

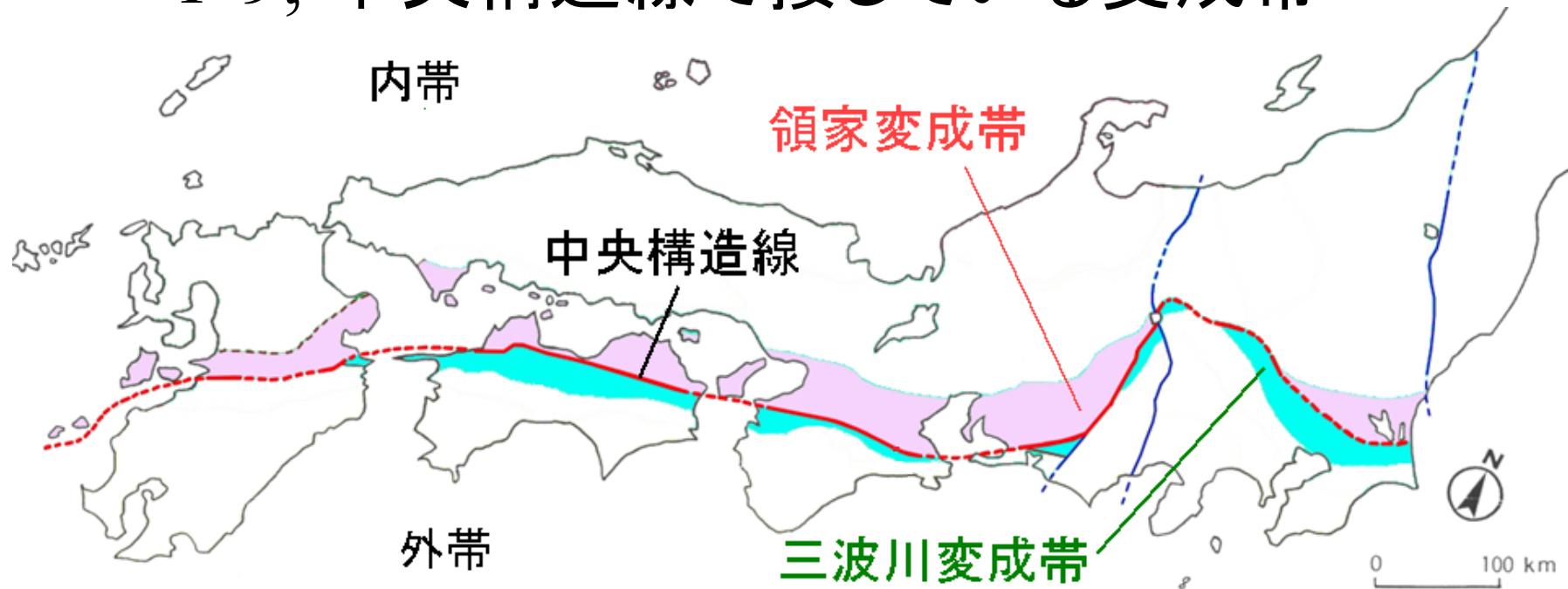
地温が低い浅部で、マグマの上昇などで局的に高温になると、マグマの周辺の源岩だけが変成。

変成帯

地表の広い範囲に変成岩が露出している地帯

広域変成作用を受けた地下の広い領域が、後の時代に上昇し、削剥(さくはく)されて地表に露出。

1-9, 中央構造線で接している変成帯



領家(りょうけ)変成帯: 高温低圧型(深いわりに高温)

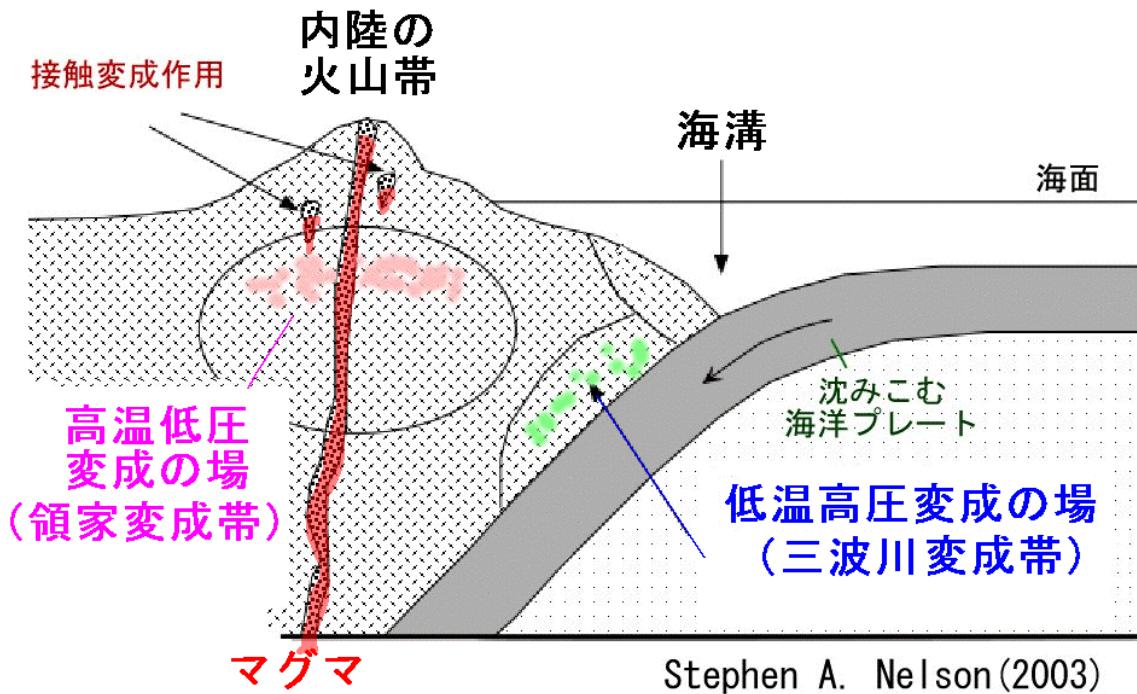
深さ15~25km、温度500~700°C

三波川(さんばがわ)変成帯: 低温高圧型(深いわりに低温)

深さ20~40km、温度300~500°C

注: 深さと温度はおよその目安

1-10, 領家変成帯と三波川変成帯の変成の場



領家変成作用

深さ15km、温度600～700°C

三波川変成作用

深さ30km、温度300～400°C

海洋プレート沈み込み帯の大陵側の地温分布を反映

2章、鉱物と岩石

2章1節

鉱物

岩石は鉱物の集まり
光で鉱物を見分ける

岩石

火成岩
堆積岩

2-1, 岩石は鉱物の集まり

鉱物: 規則正しい原子配列を持つ結晶

一つの鉱物種は一つの成分(化学式で表せる)

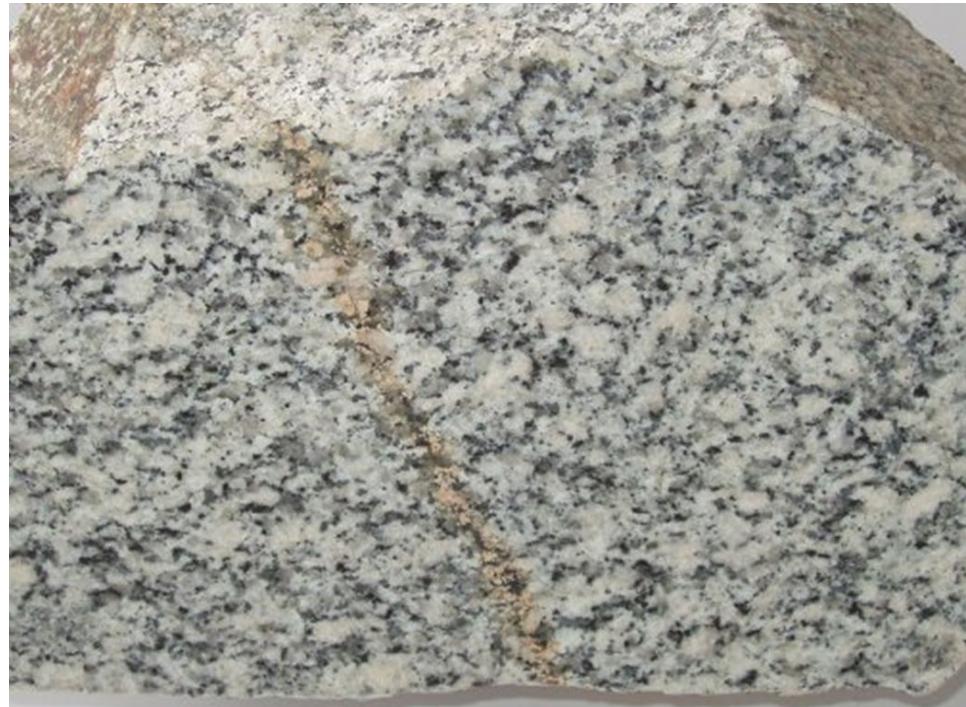
岩石: 鉱物の集合体

岩石と鉱物の関係の例→

岩石: 花崗岩

造岩鉱物:

石英・長石・黒雲母



2-2, 主な造岩鉱物

石英 SiO_2

カリ長石 KAISi_3O_8 $\rightarrow 1/2 (\text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3 + 6\text{SiO}_2)$

斜長石 曹長石 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ~ 灰長石 $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

白雲母 $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$

黒雲母 $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$

角閃石(普通角閃石) $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}(\text{AlSi}_7\text{O}_{22})(\text{OH})_2$

※(OH)を含む鉱物=含水鉱物

輝石 斜方輝石 $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$

单斜輝石 $(\text{Ca,Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$

かんらん石 $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ $\rightarrow \text{MgO} + \text{FeO} + \text{SiO}_2$

2-3, 岩石薄片を作って鉱物を見る



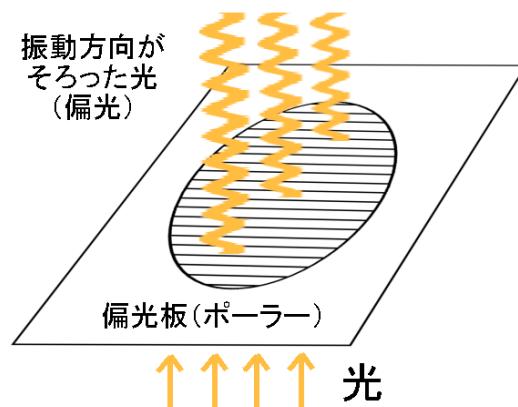
岩石→チップ切り出し→研磨→手研磨→スライドガラスに接着→



1mm厚程度に切斷→研磨→0.03mmまで手研磨→カバーガラス接着



偏光顕微鏡で観察・撮影



偏光(振動方向をそろえた光)を通す。

鉱物種や結晶の向きで、光の通り方がちがう。

下方ポーラー: 偏光フィルターが下に1枚
鉱物の透過色、屈折率など

クロスポーラー: 上方にも直交に挿入→結晶
によるスペクトル(虹の七色)の現れ方など

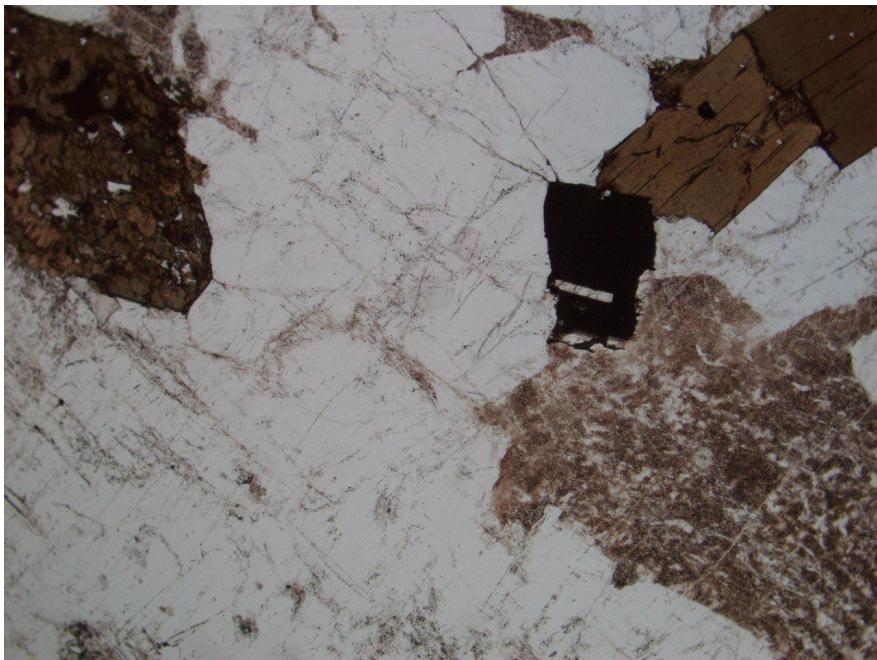


花崗岩類(深成岩)

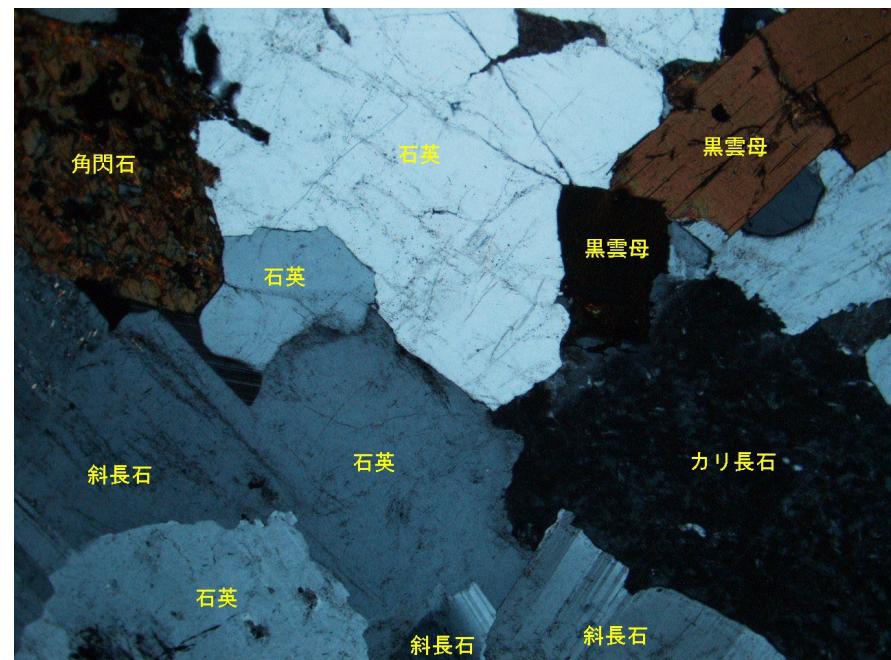
←飯田市弁天岩の花崗閃綠岩

岡山県万成花崗岩

薄片の偏光顕微鏡画像 画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



クロスボーラー

2-4, 火成岩

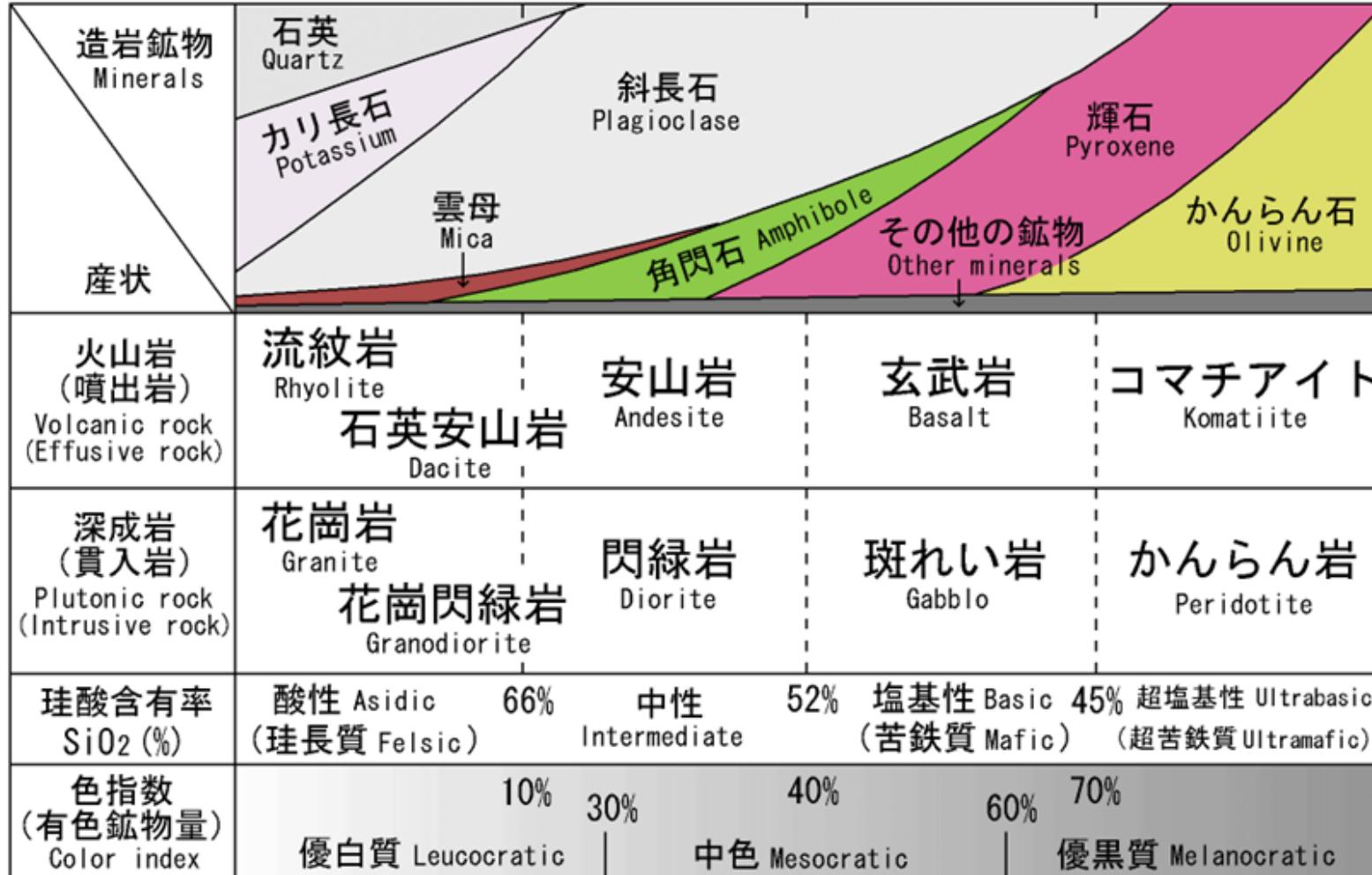
マグマ(液体)から冷え固まった岩石

マグマが冷えるにともない、マグマの成分により
異なる鉱物種の結晶が晶出・成長し、岩石になる。

深成岩：地下深部でゆっくり冷え固まった火成岩。
すべての結晶が大きく成長。

火山岩：地表(海底も含む)に噴出し、急激に冷えて固結。
結晶が成長できず、微細な結晶の集合(石基)。
マグマだまりの中で晶出した大きい結晶(斑晶)
を含むものが多い。
結晶にならなかつた火山ガラスを含むものもある。

2-5, 火成岩の分類



アルカリ火成岩 (カリウム+ナトリウム/珪素+アルミニウム比が高い火成岩) を除く



主な造岩鉱物

石英 SiO_2

カリ長石 KAISi_3O_8 $\rightarrow 1/2 (\text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3 + 6\text{SiO}_2)$

斜長石 曹長石 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ~ 灰長石 $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

白雲母 $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

黒雲母 $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$

角閃石(普通角閃石) $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}(\text{AlSi}_7\text{O}_{22})(\text{OH})_2$

※(OH)を含む鉱物=含水鉱物

輝石 斜方輝石 $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$

单斜輝石 $(\text{Ca,Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$

かんらん石 $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ $\rightarrow \text{MgO} + \text{FeO} + \text{SiO}_2$



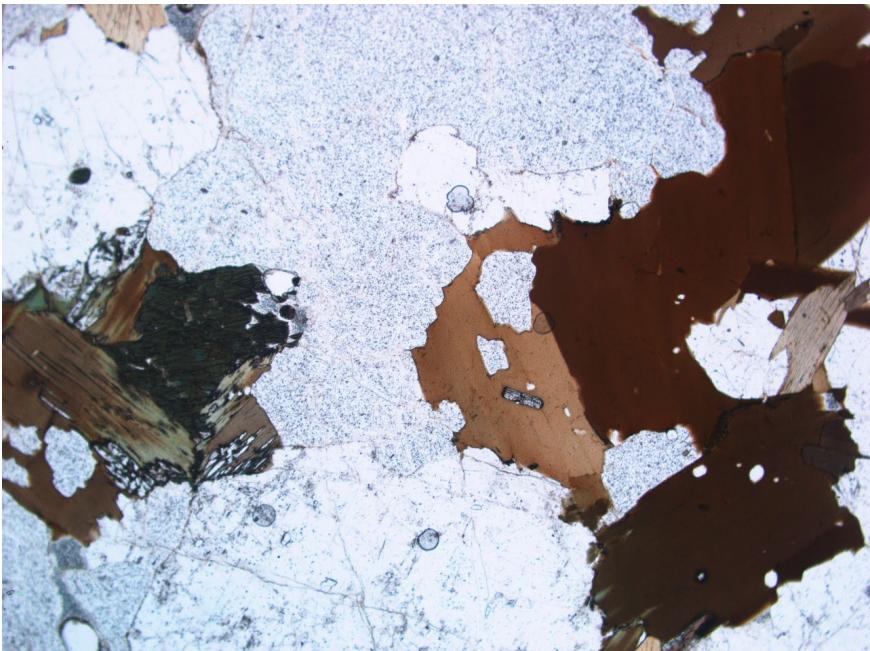
花崗岩類(深成岩)

←大鹿村桶谷

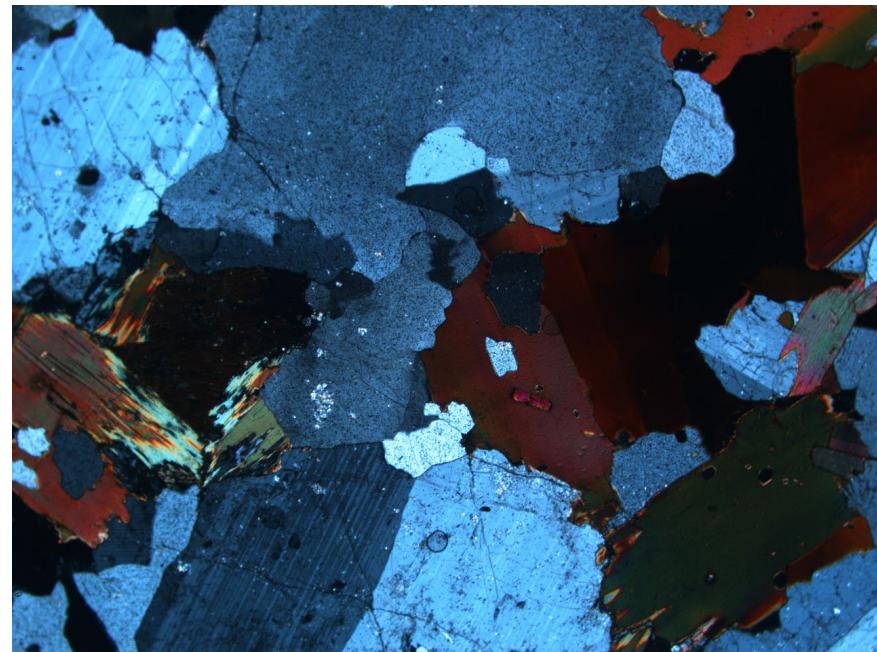
↓豊丘村野田平の花崗閃綠岩

薄片の偏光顕微鏡画像

画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



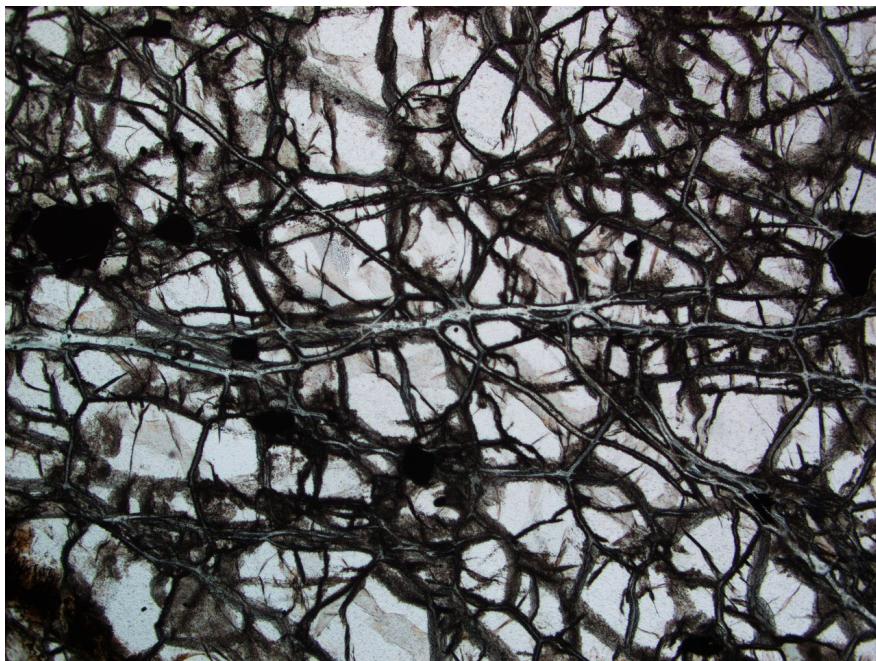
クロスポーラー



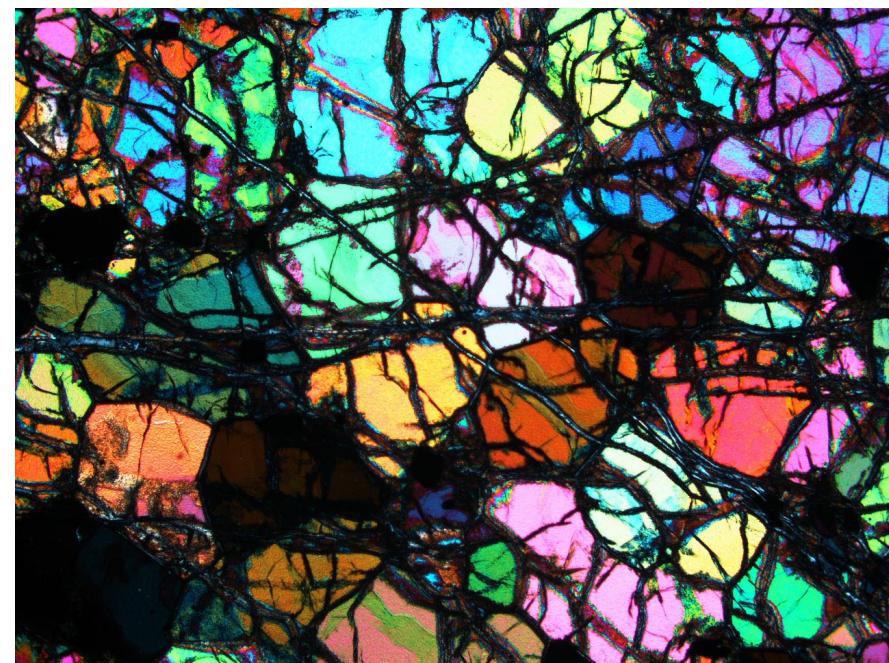
かんらん岩(深成岩)

←大鹿村入沢井岩体

薄片の偏光顕微鏡画像 画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



クロスポーラー



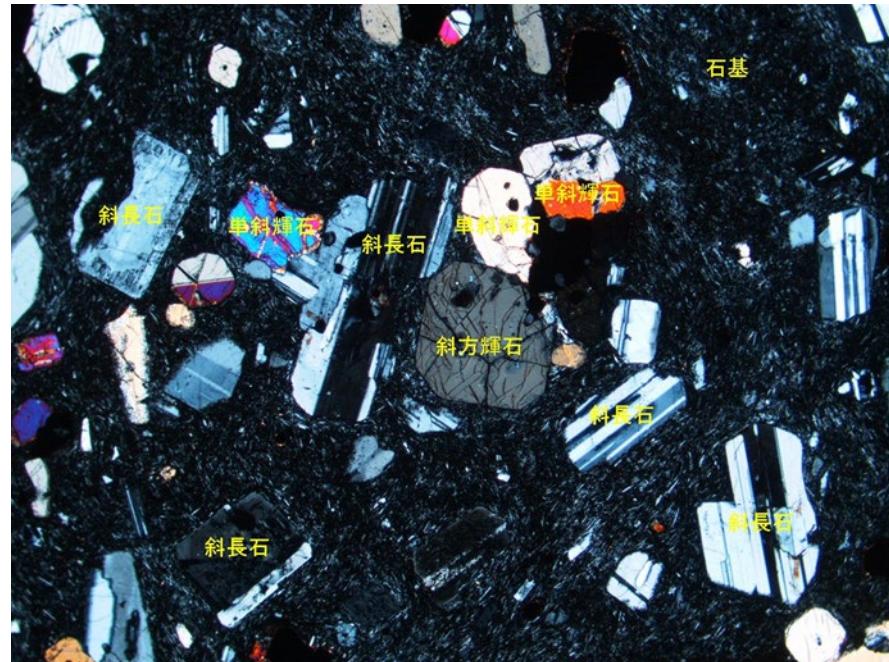
安山岩(火山岩)

←伊那市杖突峠塩嶺溶岩

薄片の偏光顕微鏡画像 画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



クロスボーラー

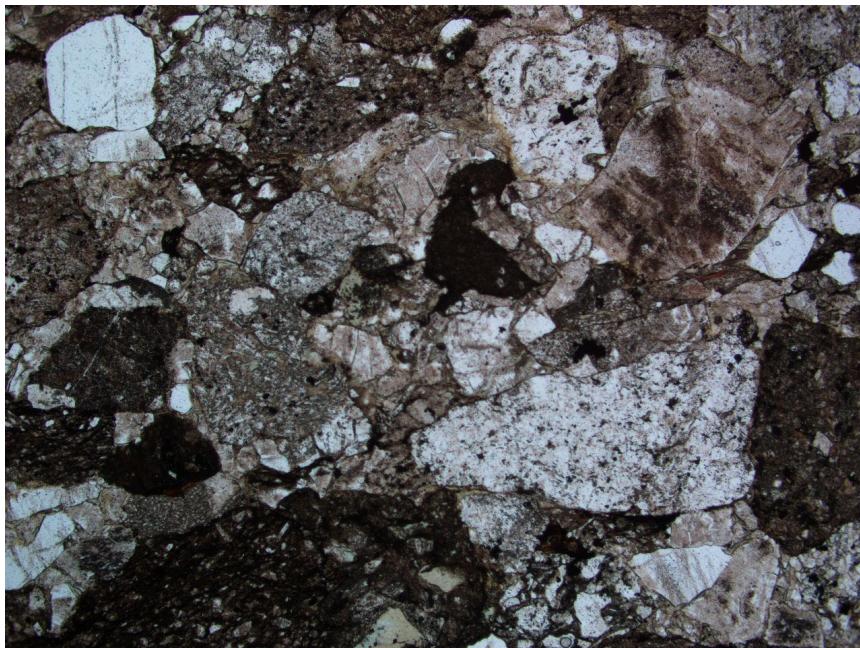
2-6, 堆積岩

岩片・粘土・生物遺骸などが堆積・固結

砂岩

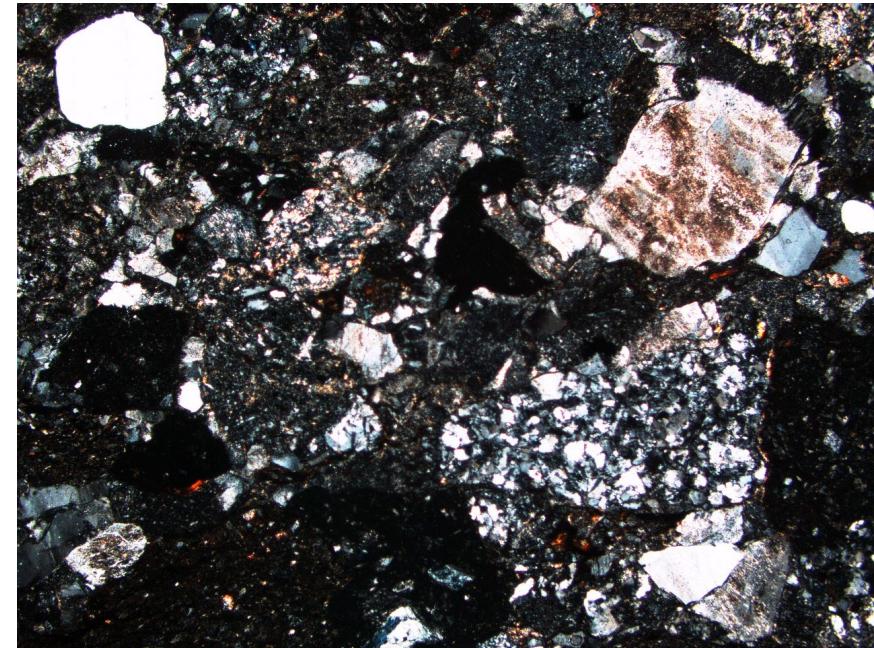
海底土石流で生じた、砂と泥が混ざった混濁流が、海溝に堆積。砂粒の間が泥で埋まり、よく固結した砂岩。

↓大鹿村小渋川転石



下方ポーラー

画像の長辺=3.6mm



クロスポーラー

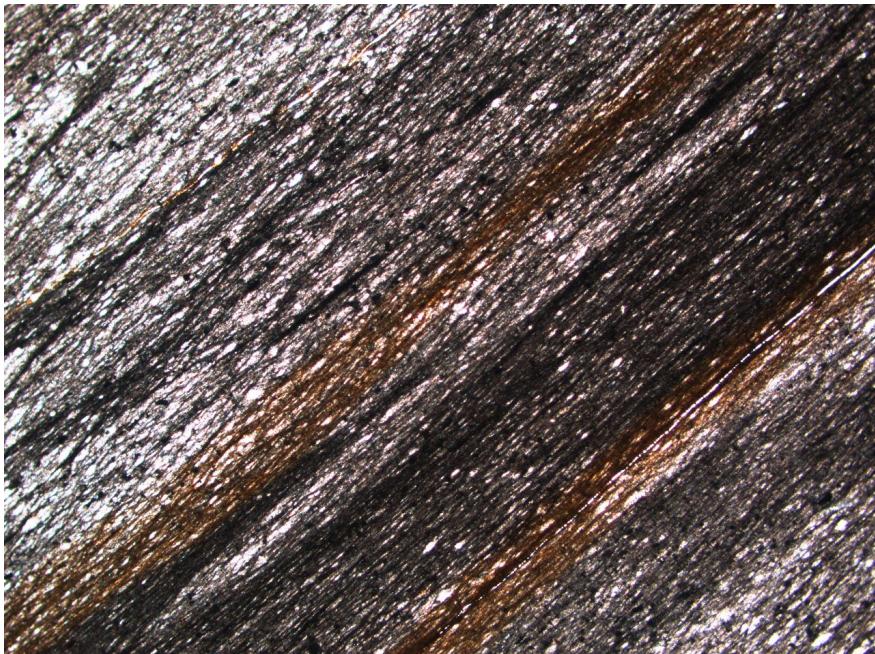


粘板岩(弱く变成した泥岩)

圧密と弱い变成作用で、白雲母や緑泥石が面状に配列し、割れやすい。

←大鹿村七釜

大鹿村青木川上流地獄谷



下方ポーラー

画像の長辺=3.6mm



クロスポーラー

チャート(石英質生物遺骸の堆積岩)



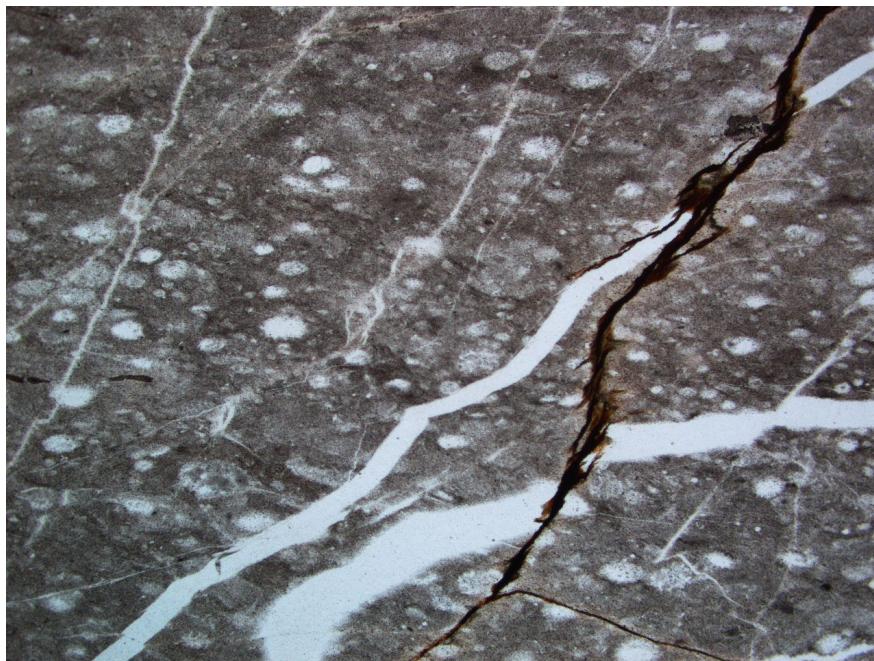
←チャート(塩川上流)



赤色チャート(釜沢)→

酸化鉄を含む
泥が少し混入

半遠洋性～遠洋性岩石



下方ポーラー

画像の長辺=3.6mm



クロスポーラー

石灰岩(石灰質生物遺骸の堆積岩)



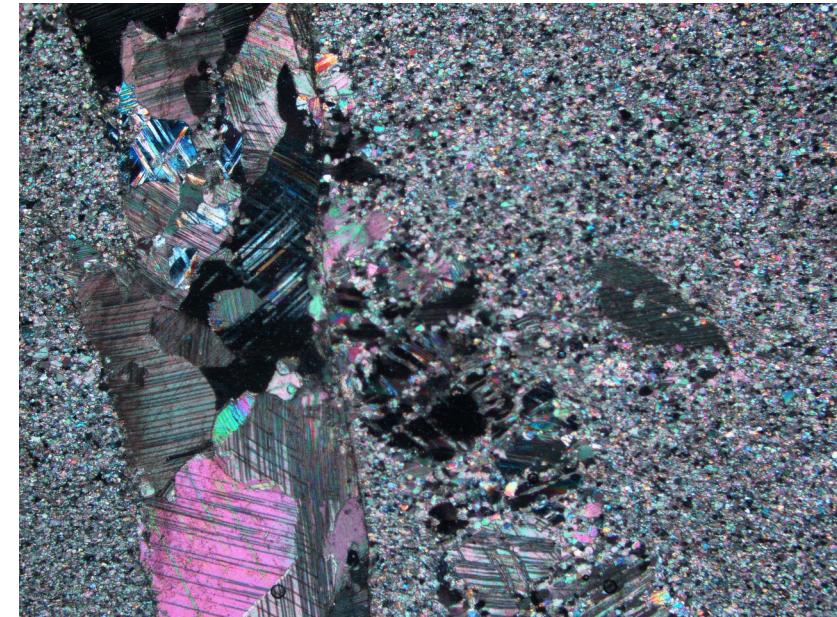
大鹿村豊口山転石

生物遺骸は再結晶(細粒部)
粗粒部は割れ目を埋めた方解石脈



下方ポーラー

画像の長辺=3.6mm



クロスポーラー

2章2節

变成条件により異なる变成岩
ができる

温度と圧力(深さ)の組み合わせ

2-7, 变成岩

地下で固体のまま鉱物が変わった岩石

もとの岩(原岩)のちがい × 变成条件のちがい
により、さまざまな变成岩ができる

例:泥質岩

泥岩 → 粘板岩 → 千枚岩 → 泥質片岩
→ 泥質片麻岩 → グラニュライト

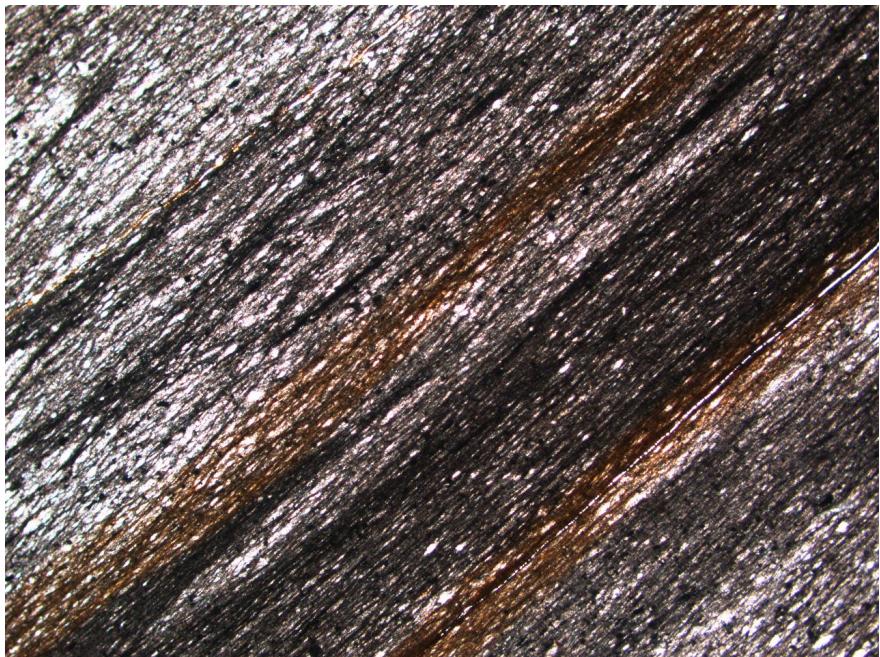


粘板岩(弱く变成した泥岩)

←大鹿村七釜(四十萬帶北帶)

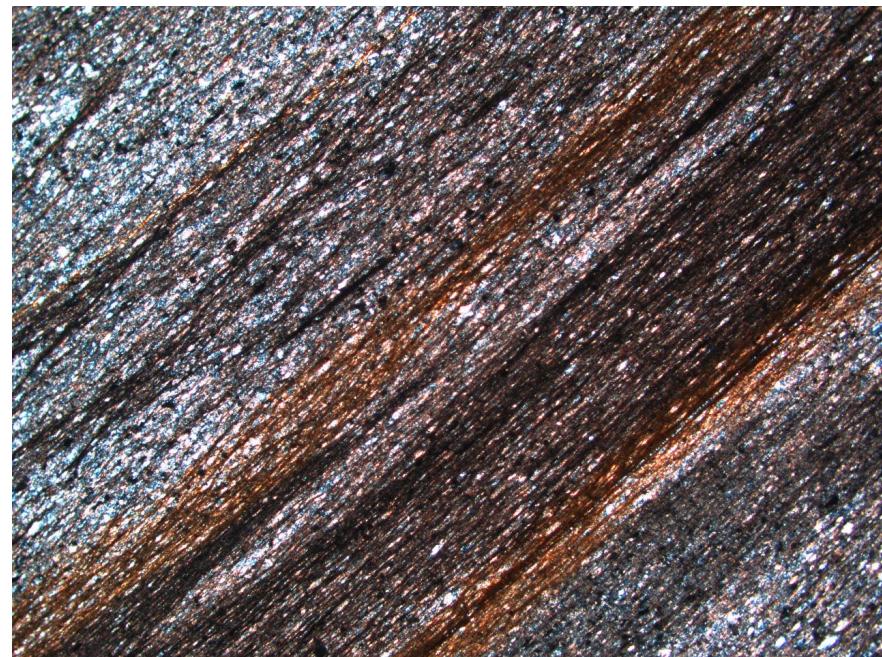
圧密と弱い变成作用で、白雲母や緑泥石が面状に配列し、割れやすい。

↓大鹿村青木川上流(秩父帶)

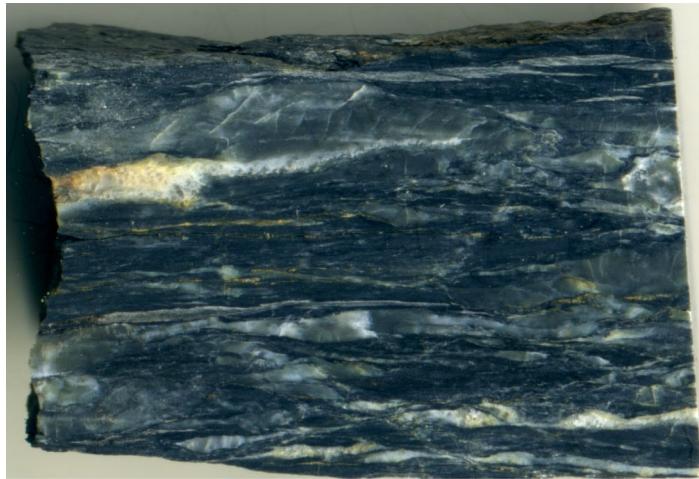


下方ポーラー

画像の長辺=3.6mm



クロスポーラー

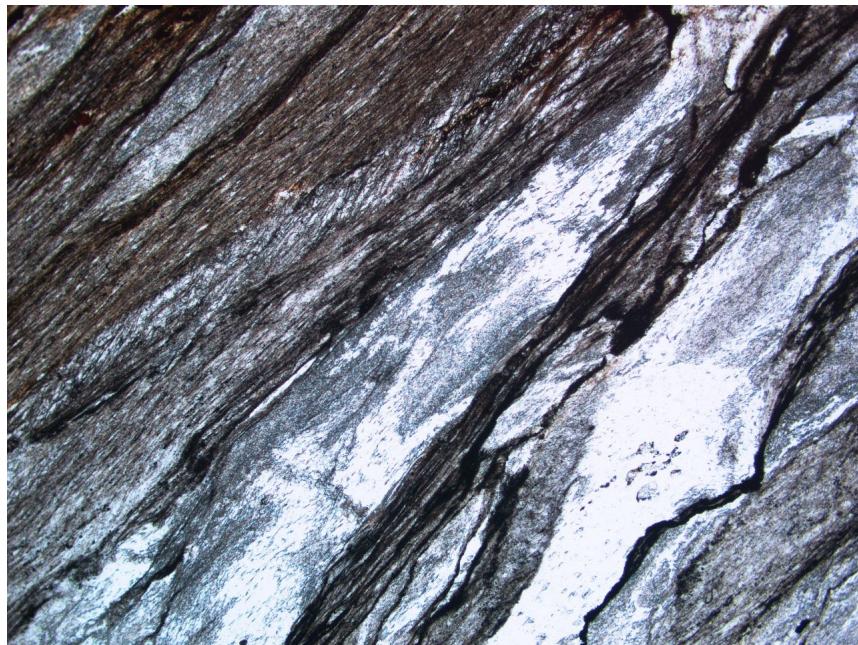


1 cm

泥質千枚岩

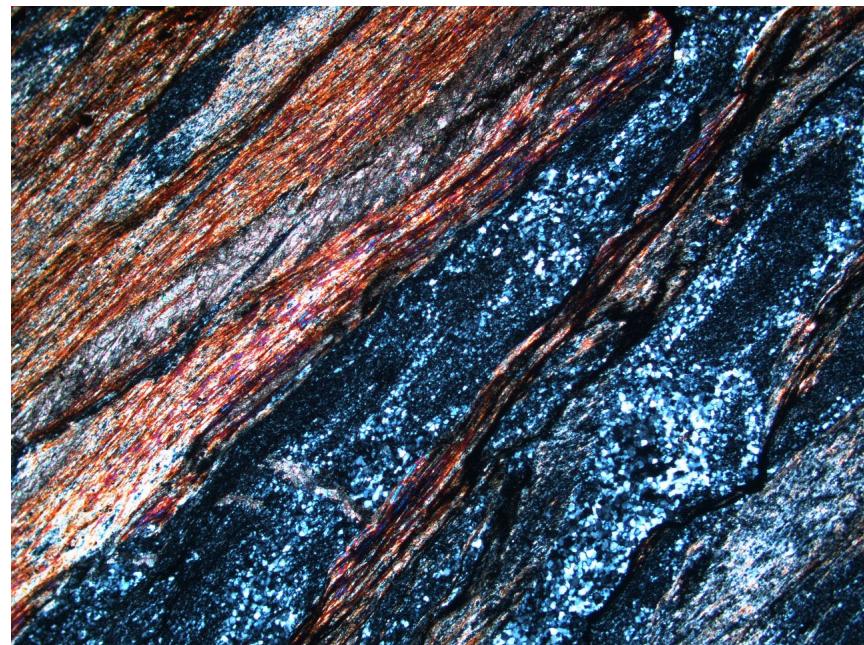
変成鉱物による黑白の縞状構造が現れ、堆積構造は失われている。無色部分は微粒の石英。暗色部分は緑泥石・白雲母・炭質物

大鹿村釜沢(秩父帯または三波川変成帯)



下方ポーラー

画像の長辺=3.6mm



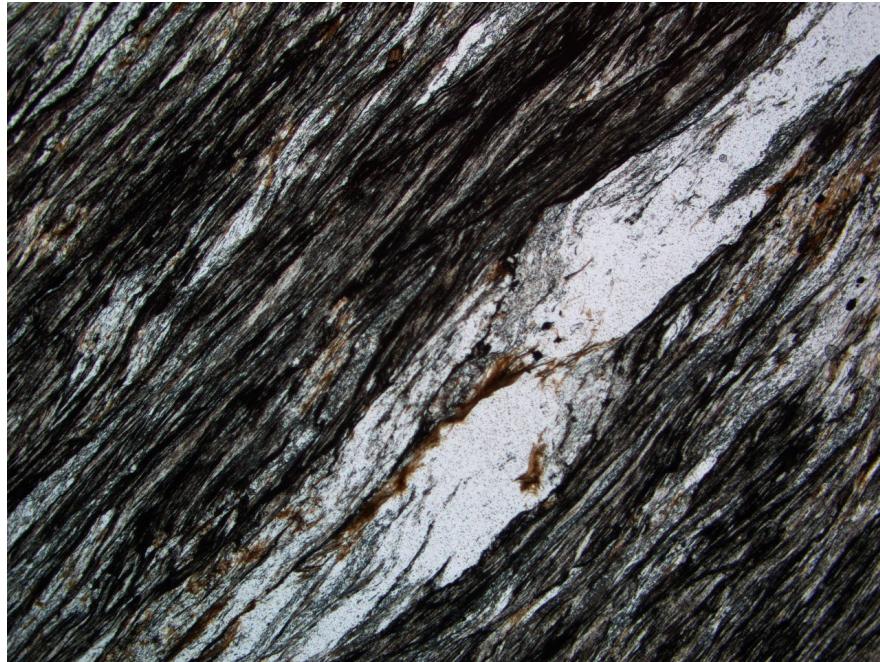
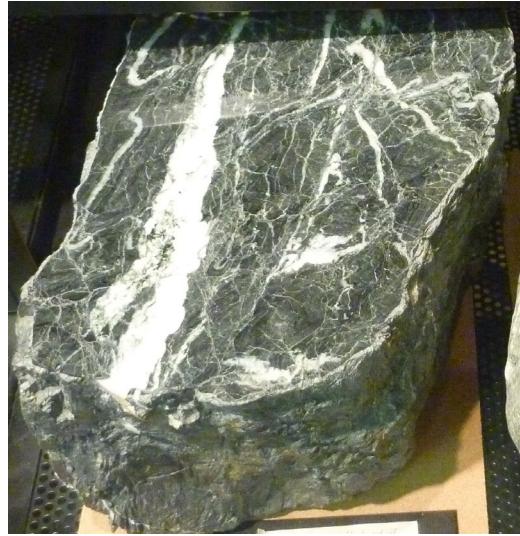
クロスポーラー

泥質片岩

变成鉱物が方向性をもって配列した面を「片理(へんり)面」といい、片岩では板状や柱状の鉱物が薄い面を造り、風化すると剥げやすい。

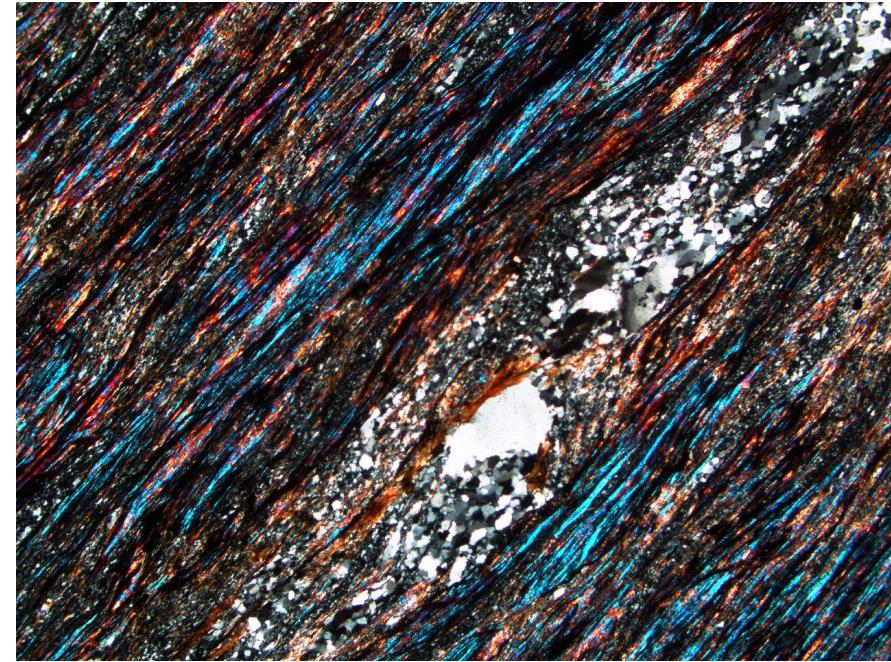
←大鹿村安康(三波川变成帶)

大鹿村柳島鹿塩川転石(三波川变成帶)



下方ポーラー

画像の長辺=3.6mm



クロスポーラー

泥質片岩



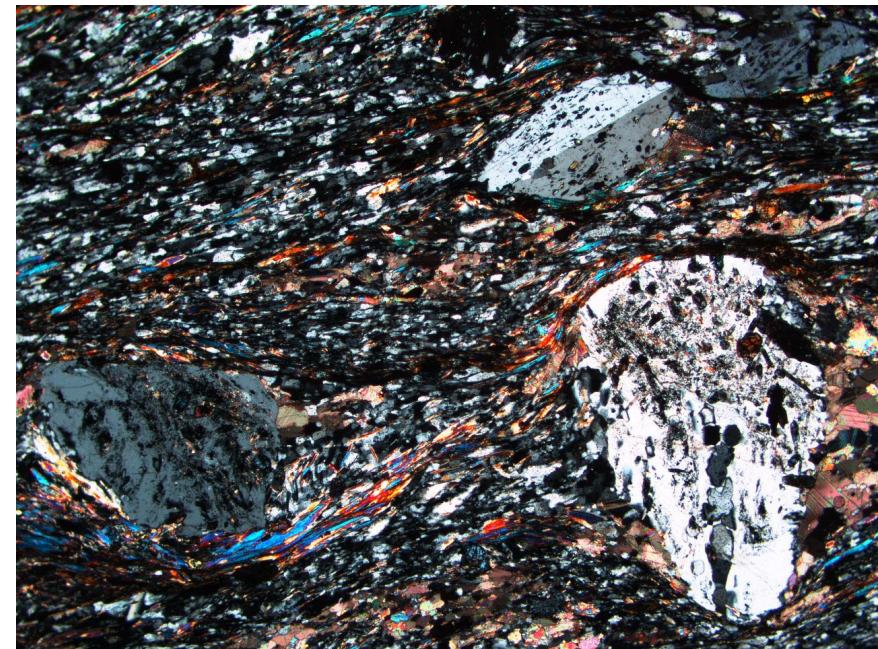
大鹿村分杭峠(三波川変成帯)

曹長石が大きく成長し、肉眼でも斑点状に見分けられる。有機物由来の炭質物(石墨)を取り込みながら結晶が成長したため、肉眼では黒く染まって見える。



下方ポーラー

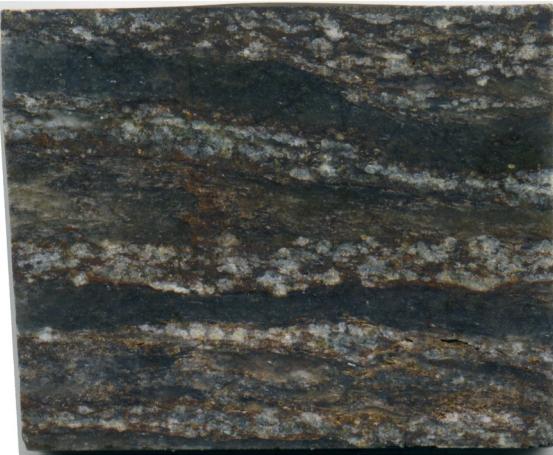
画像の長辺=3.6mm



クロスポーラー

石英質泥質片岩

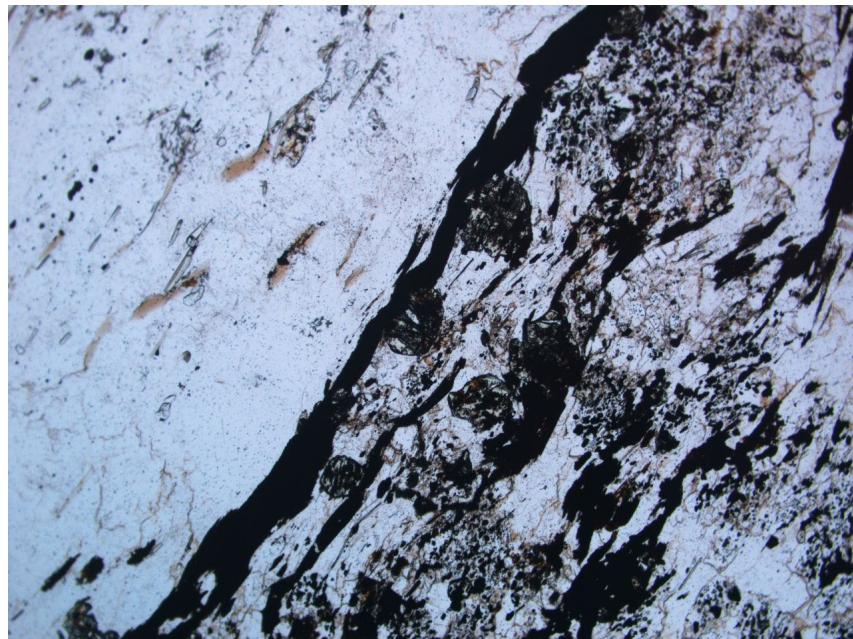
群馬県三波川周辺地域では変成度が高い
神流川東岸の変成岩。薄片で無色の部分
はほとんど石英で微細な黒雲母が見える。
暗色部にはざくろ石(ガーネット)生じている。



XZ面

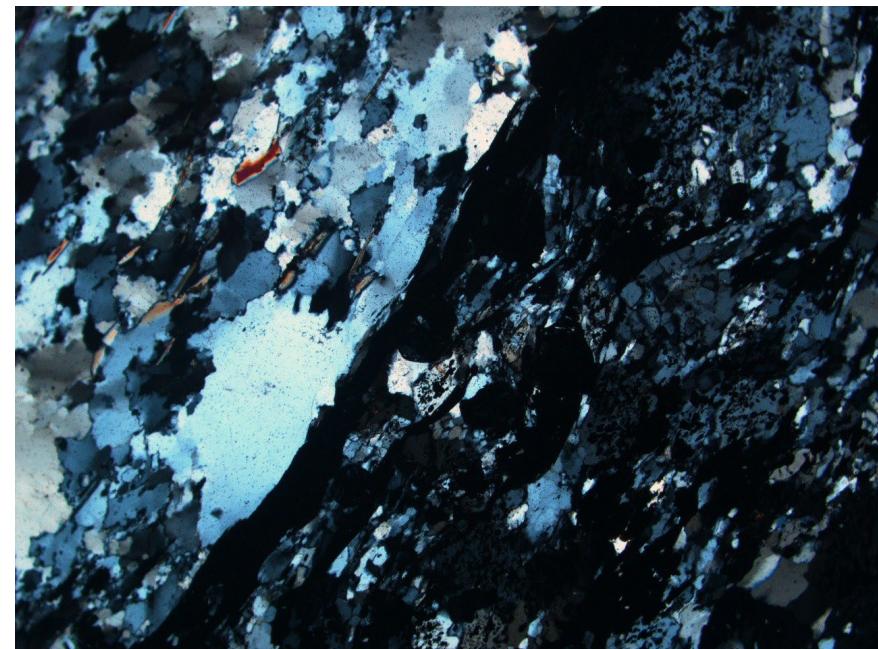
1 cm

埼玉県神川町転石(三波川変成帯)



下方ポーラー

画像の長辺=3.6mm

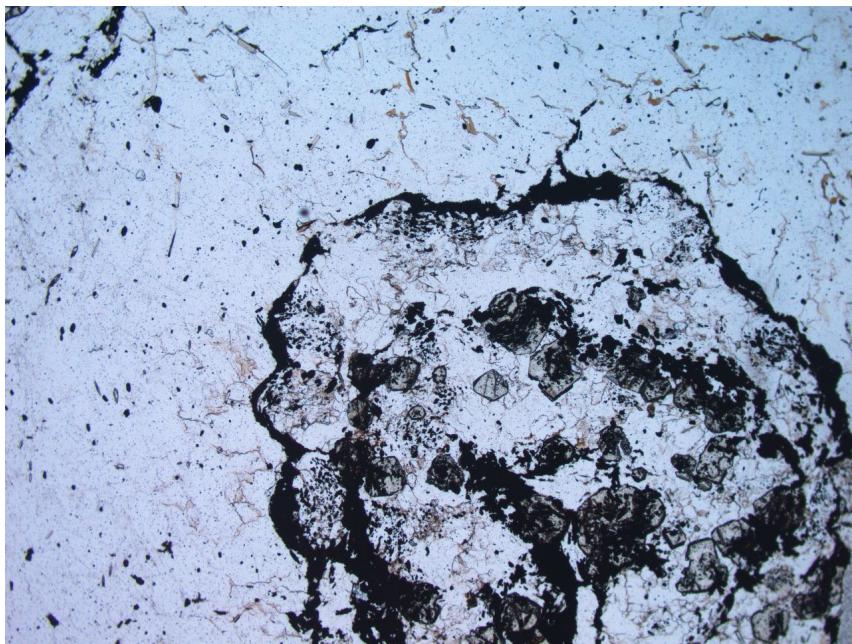
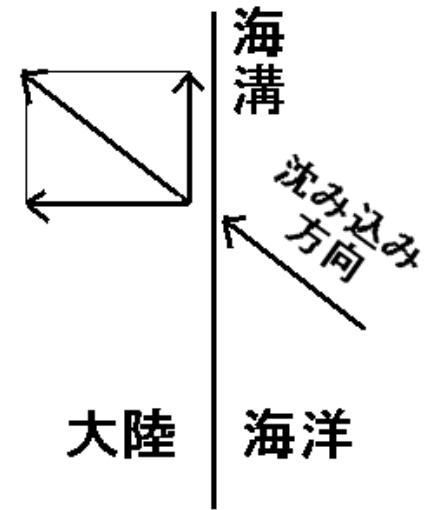
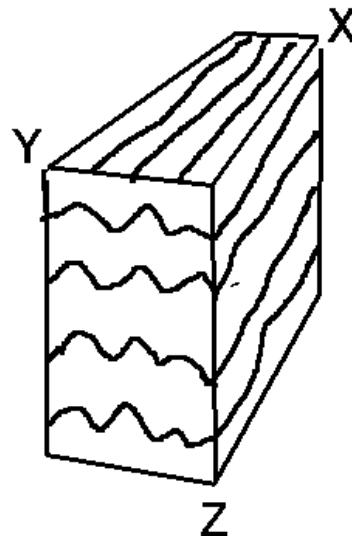


クロスポーラー



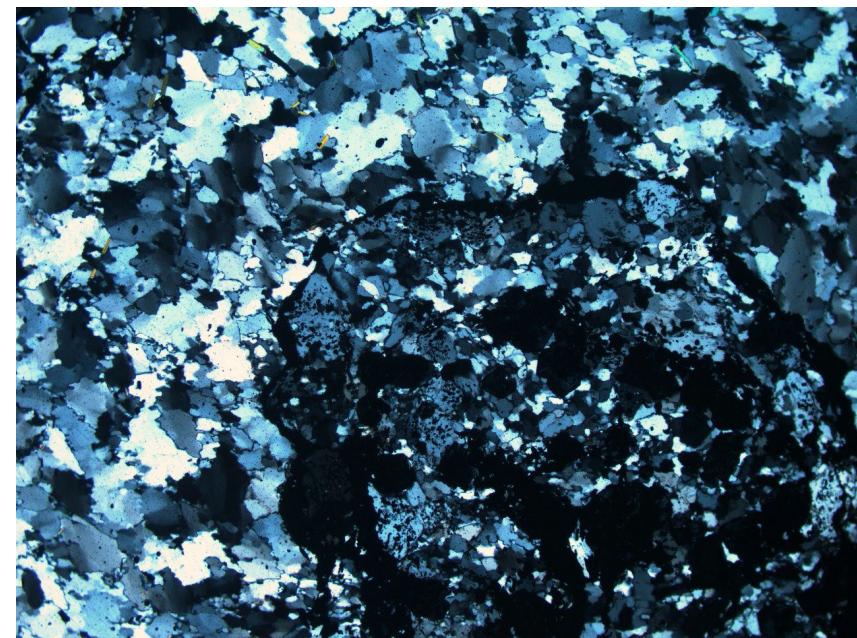
YZ面

1 cm



下方ポーラー

画像の長辺=3.6mm



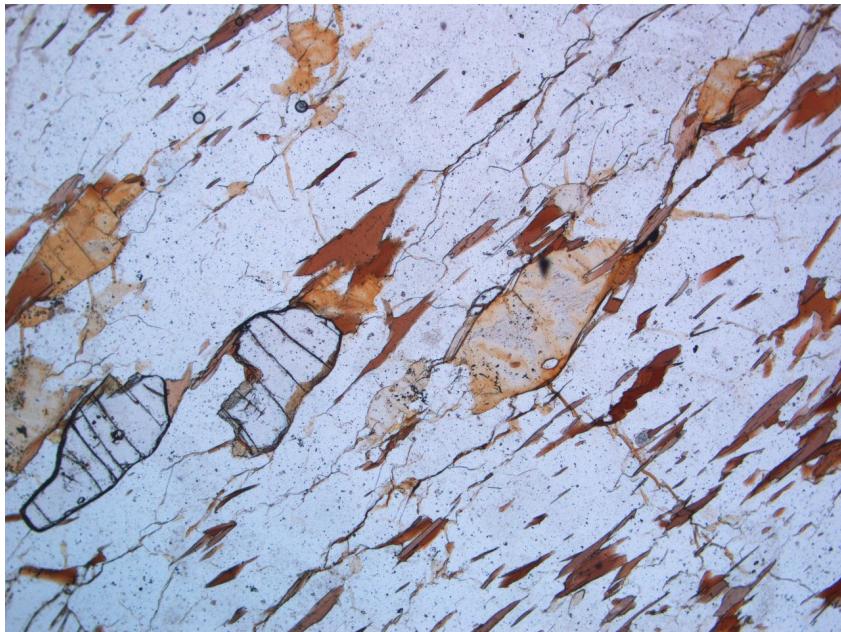
クロスポーラー

砂泥質片麻岩

「片麻(へんま)」とは縞々のこと。黒雲母などの有色鉱物を多く含む部分は暗色の縞に見える。ざくろ石(ガーネット)と董青石(きんせいせき)が生じている。

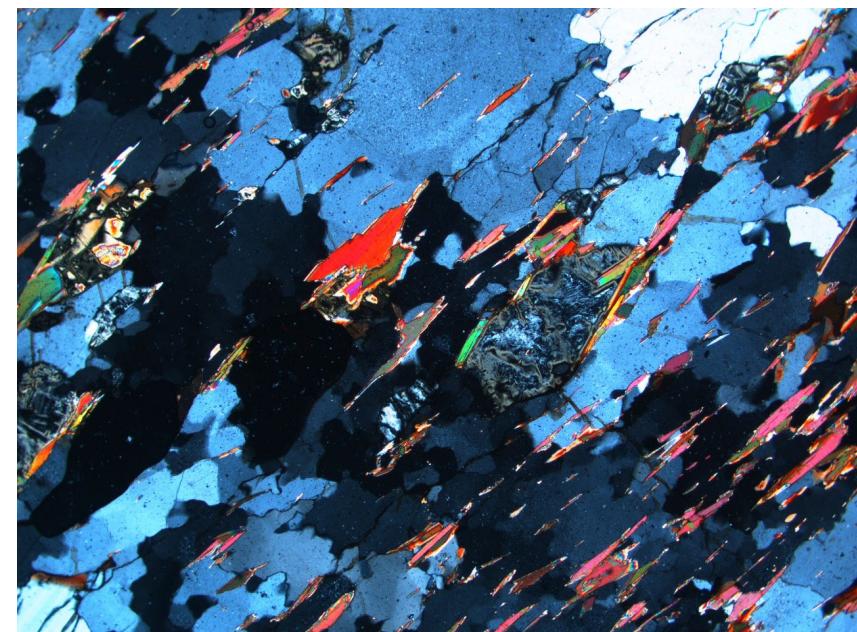
←高遠町三峰川河床(領家変成帯)

↓大鹿村高森山林道(領家変成帯)



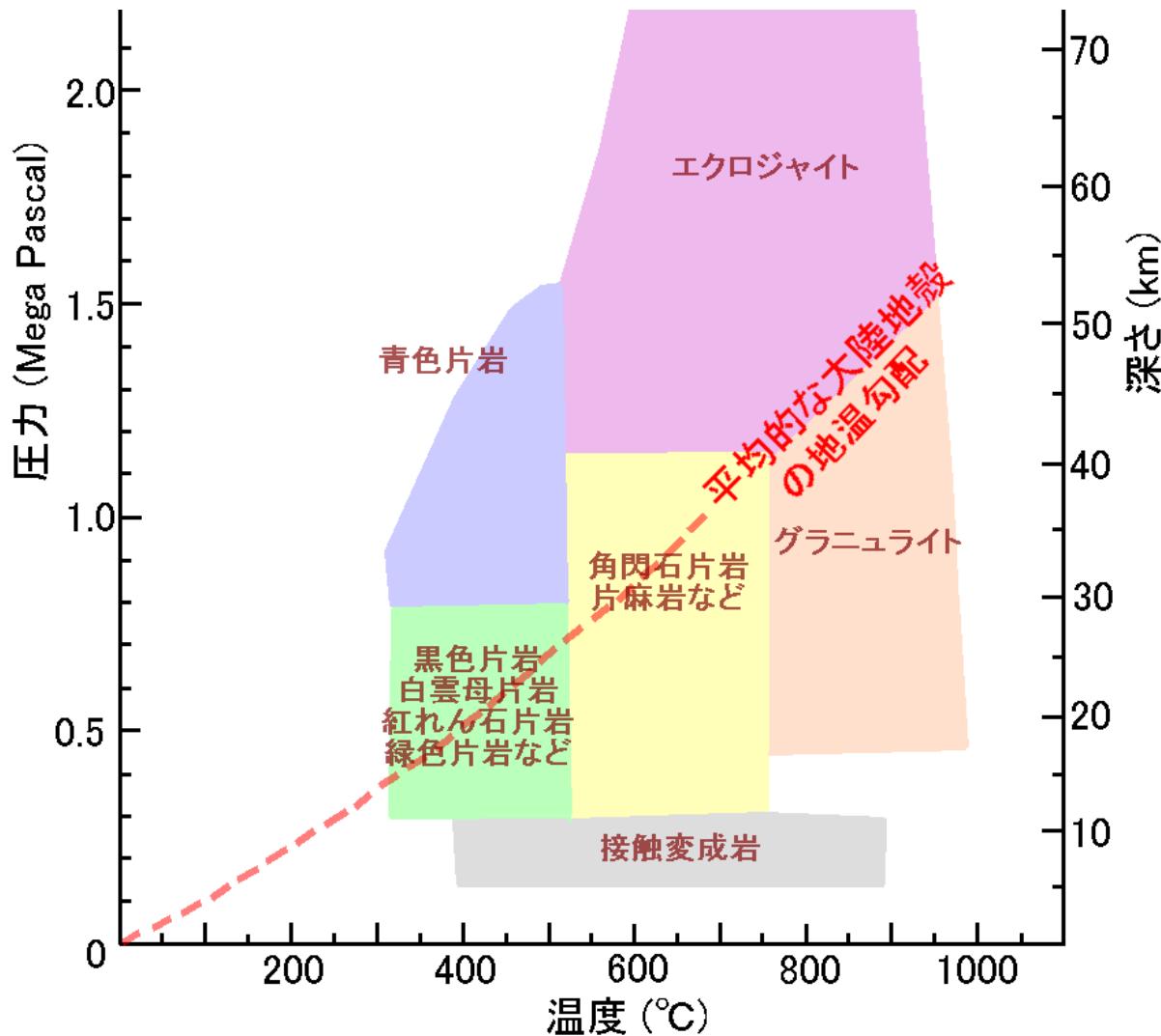
下方ポーラー

画像の長辺=3.6mm

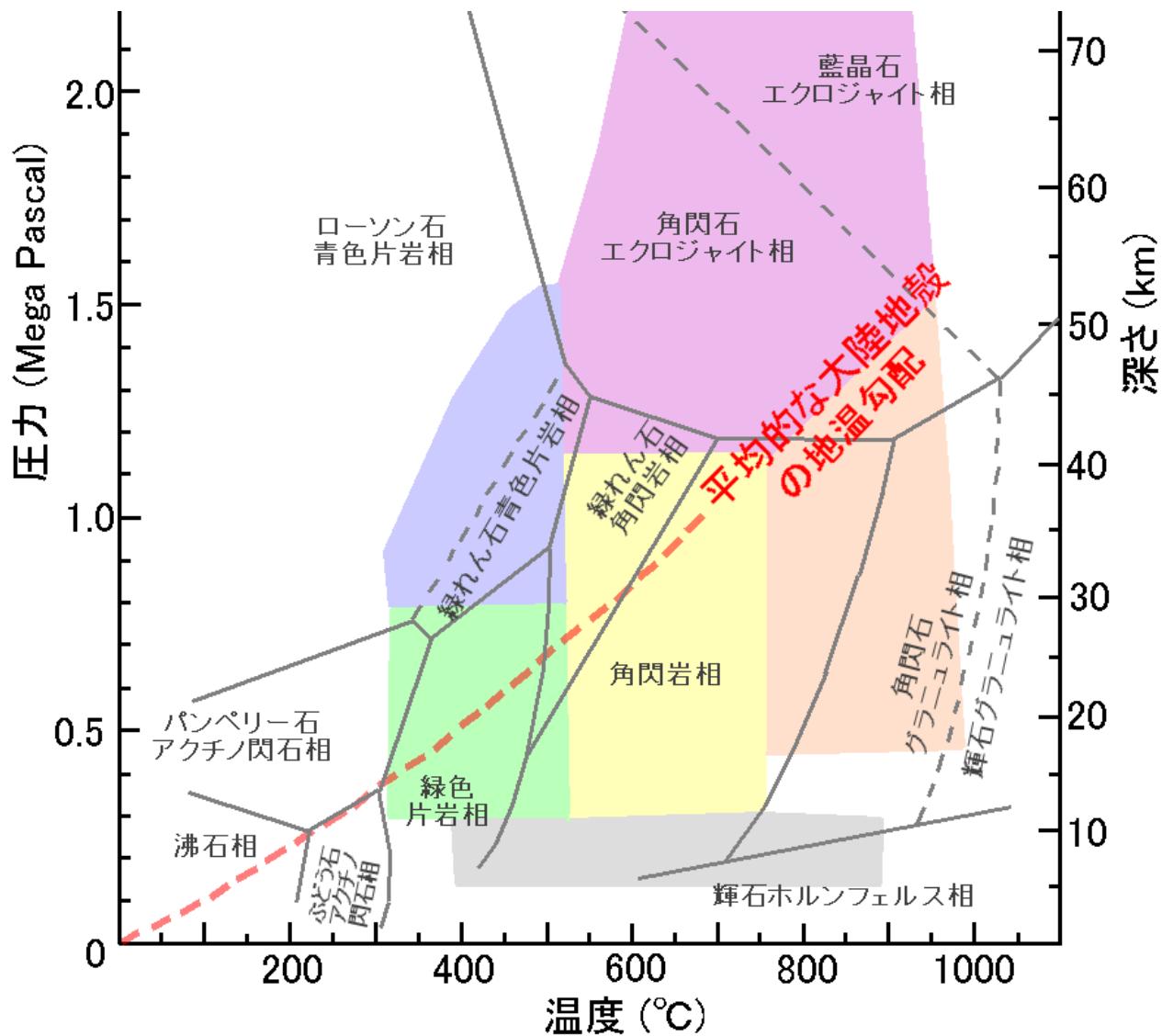


クロスボーラー

2-8, 広域変成岩ができる温度と圧力(深さ)

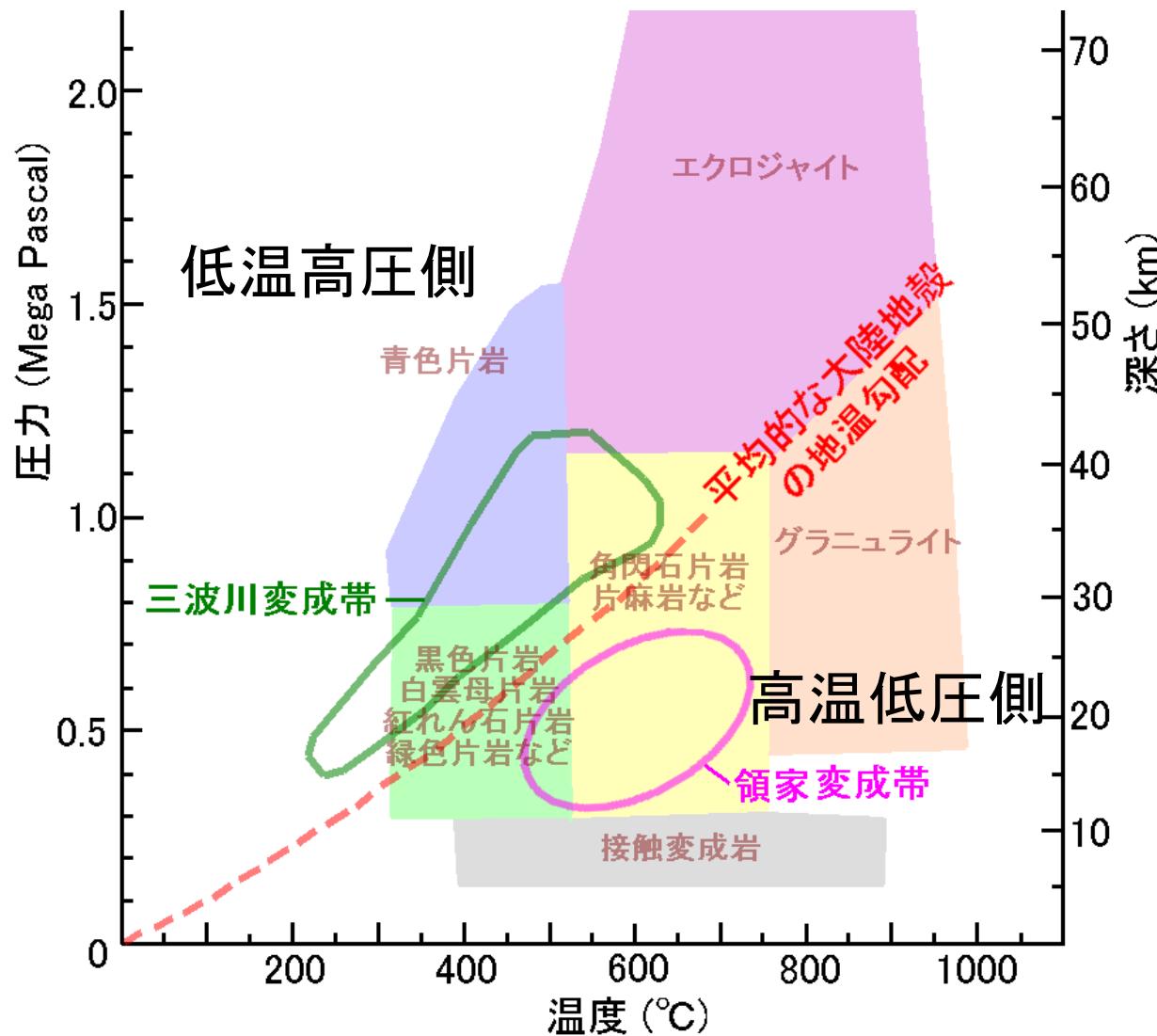


変成条件は青矢・遠藤(2017)、変成岩は倉敷市立博物館による



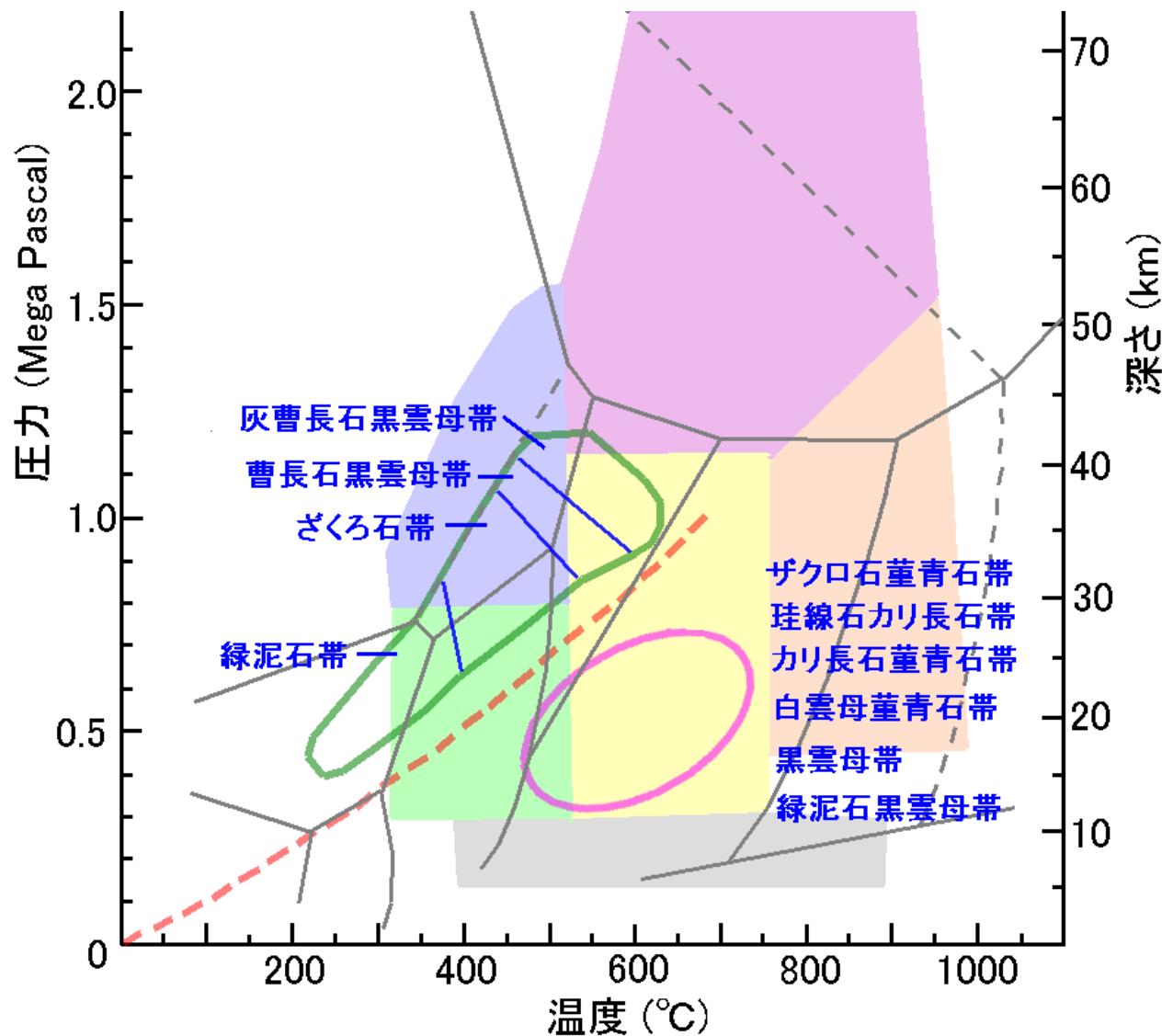
変成条件は青矢・遠藤(2017)、変成岩は倉敷市立博物館による

2-9, 三波川变成带と領家变成带の变成条件



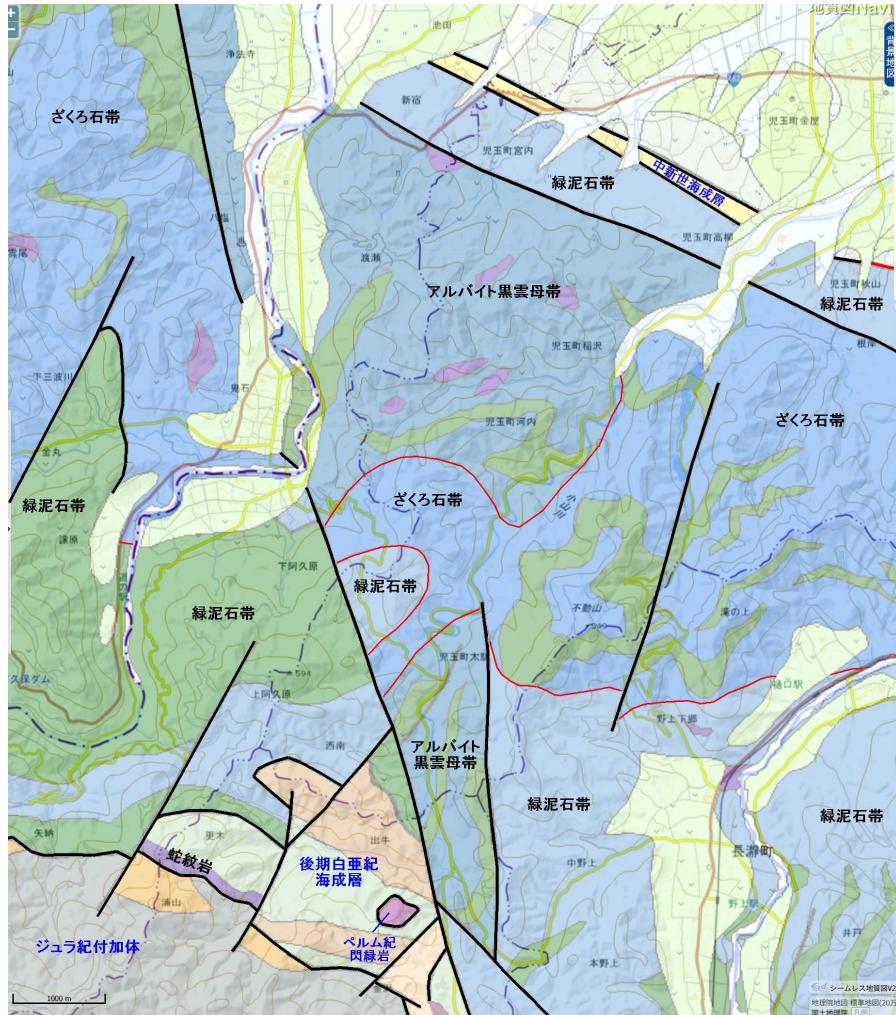
变成条件は青矢・遠藤(2017)、变成岩は倉敷市立博物館による

2-10, 変成帯の中をさらに変成条件で区分(変成分帯)



変成条件は青矢・遠藤(2017)、変成岩は倉敷市立博物館による

2-11, 変成分帯の例



関東山地三波川変成域の変成分帶の基準

綠泥石帶 ざくろ石帶 曹長石 黒雲母帶

	Zone I	Zone II	Zone III
黒雲母		
ざくろ石		
緑泥石			
白雲母			
曹長石			
斑状変晶		
石墨化 結晶度	— 27	28 — 35	36 —

関東山地三波川変成域の地質構造の新しいモデル

橋 本 光 男¹⁾

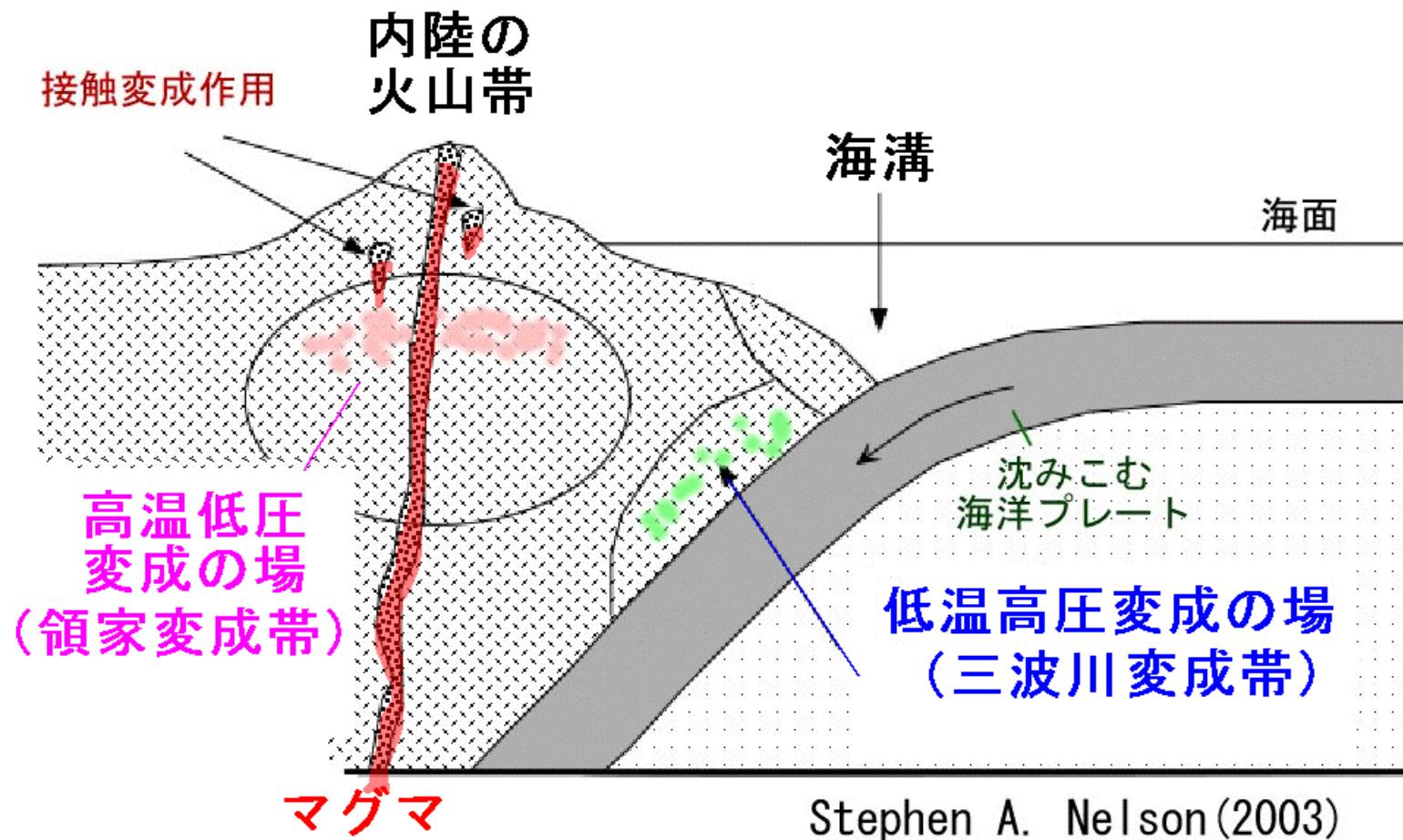
地質ニュース 459号(1992)

3章、沈み込み帯では
「対の変成作用」が生じる

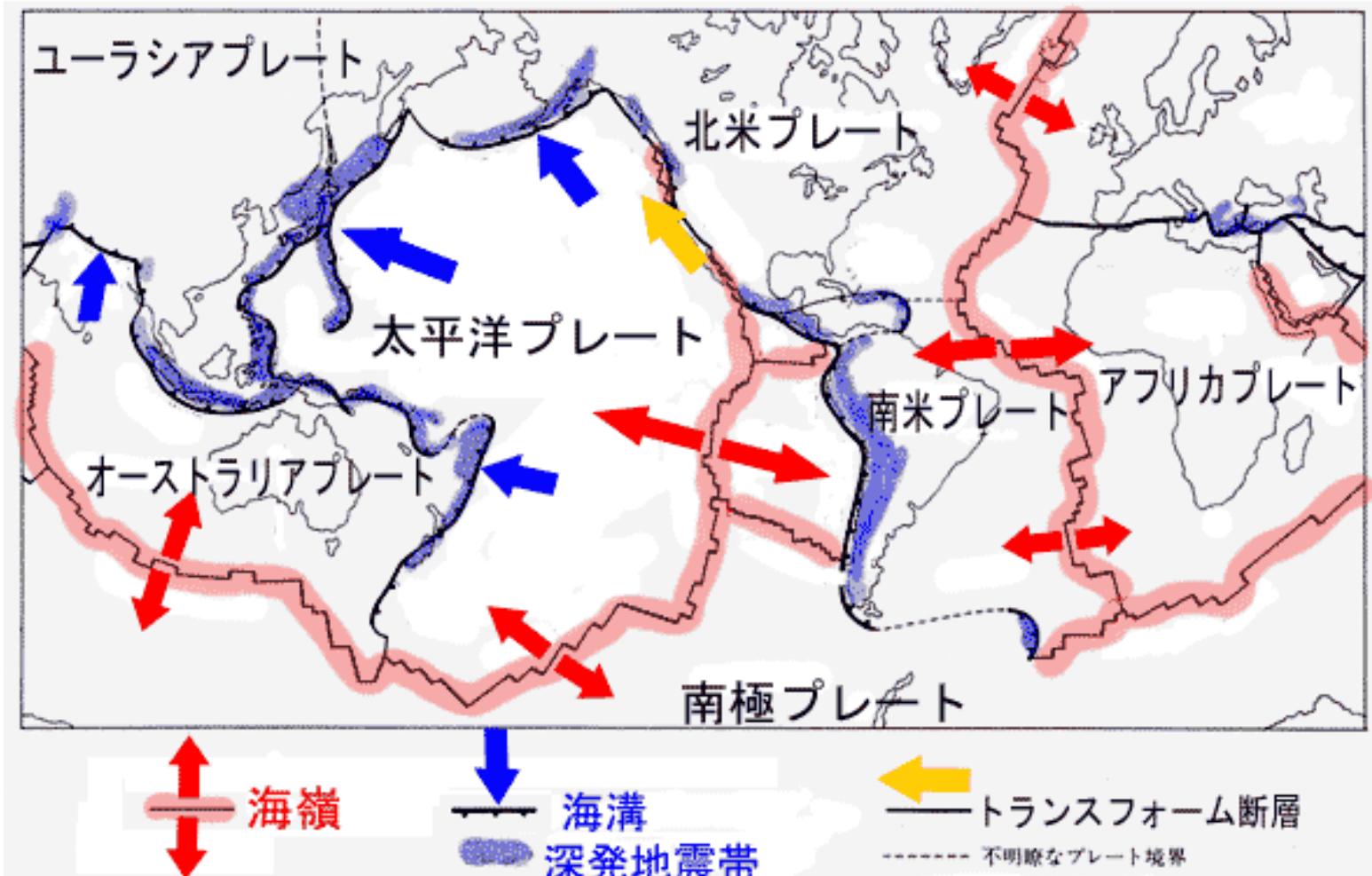
3章1節

沈み込み帯とは？

3-1, 沈み込み帯では「対の変成作用」が生じる

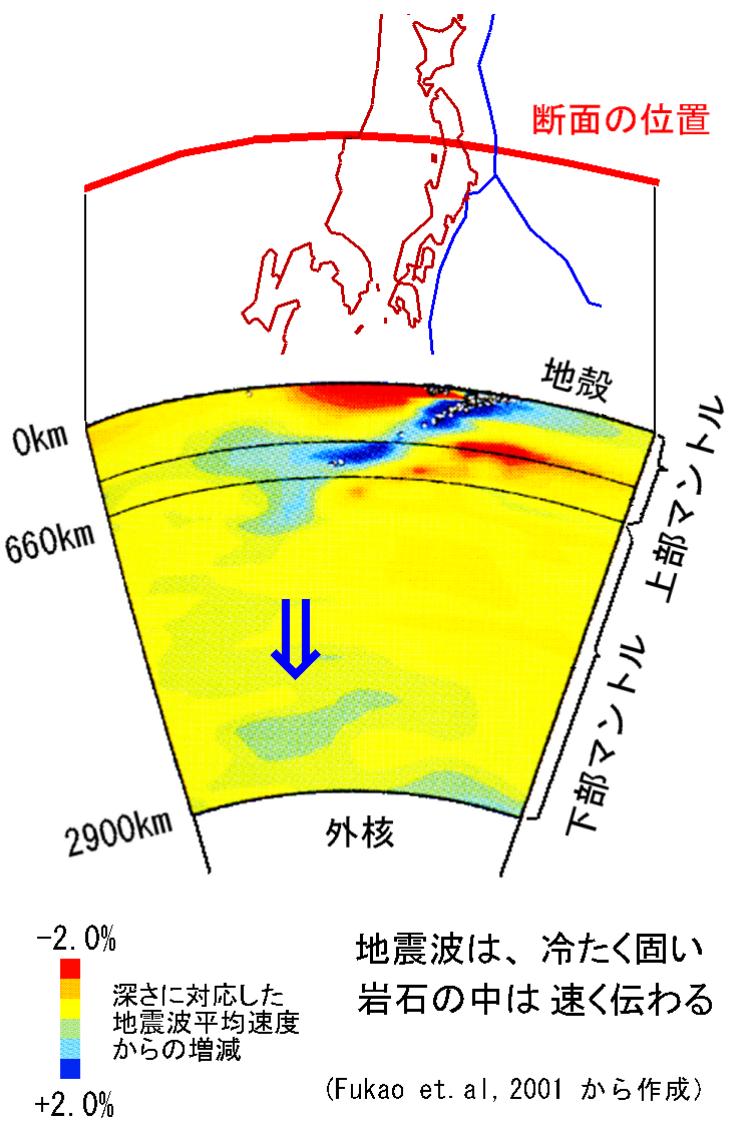


3-2, 現在の沈み込み帯

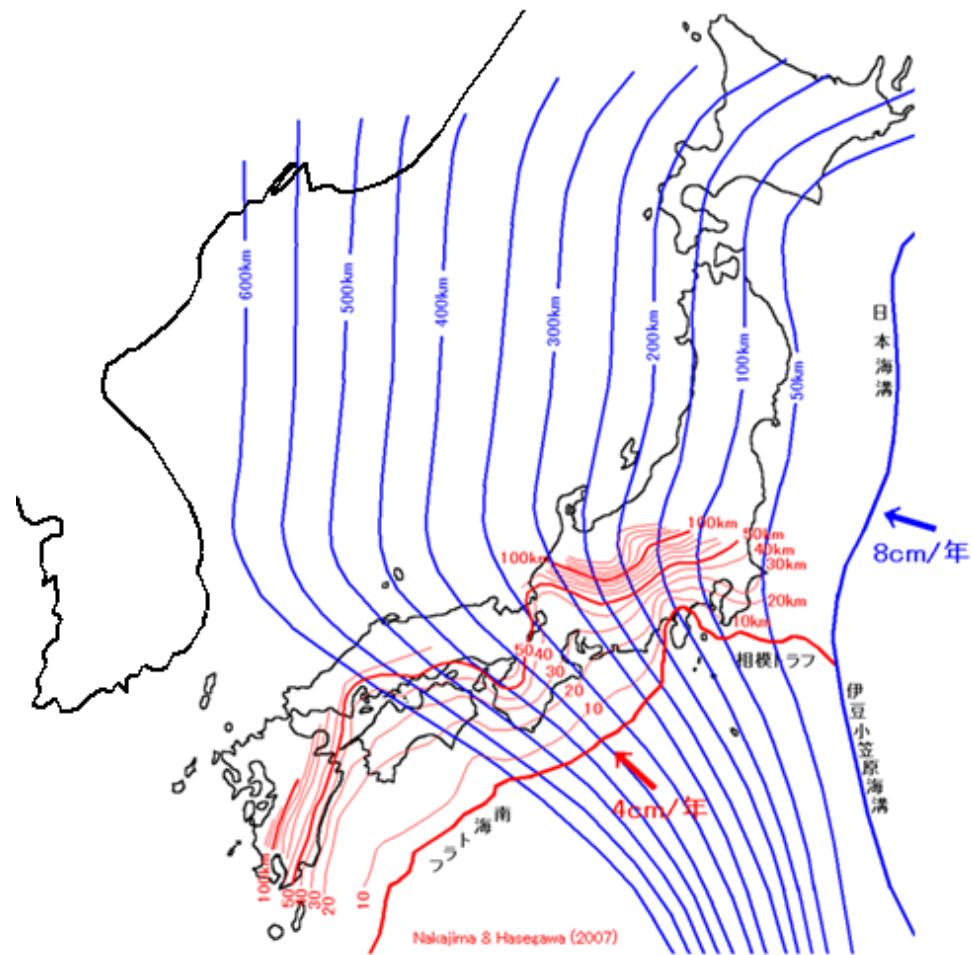


深発地震：沈み込んだ海洋性プレートの内部で発生する地震

3-3, 沈み込み帯はどこまで？



沈み込んだ太平洋プレートと
フィリピン海プレートの上面の深さ



3章2節

プレートは状態(リソスフェア)
核・マントル・地殻は物質の区分

マントルは固体

マントルが融けていない理由

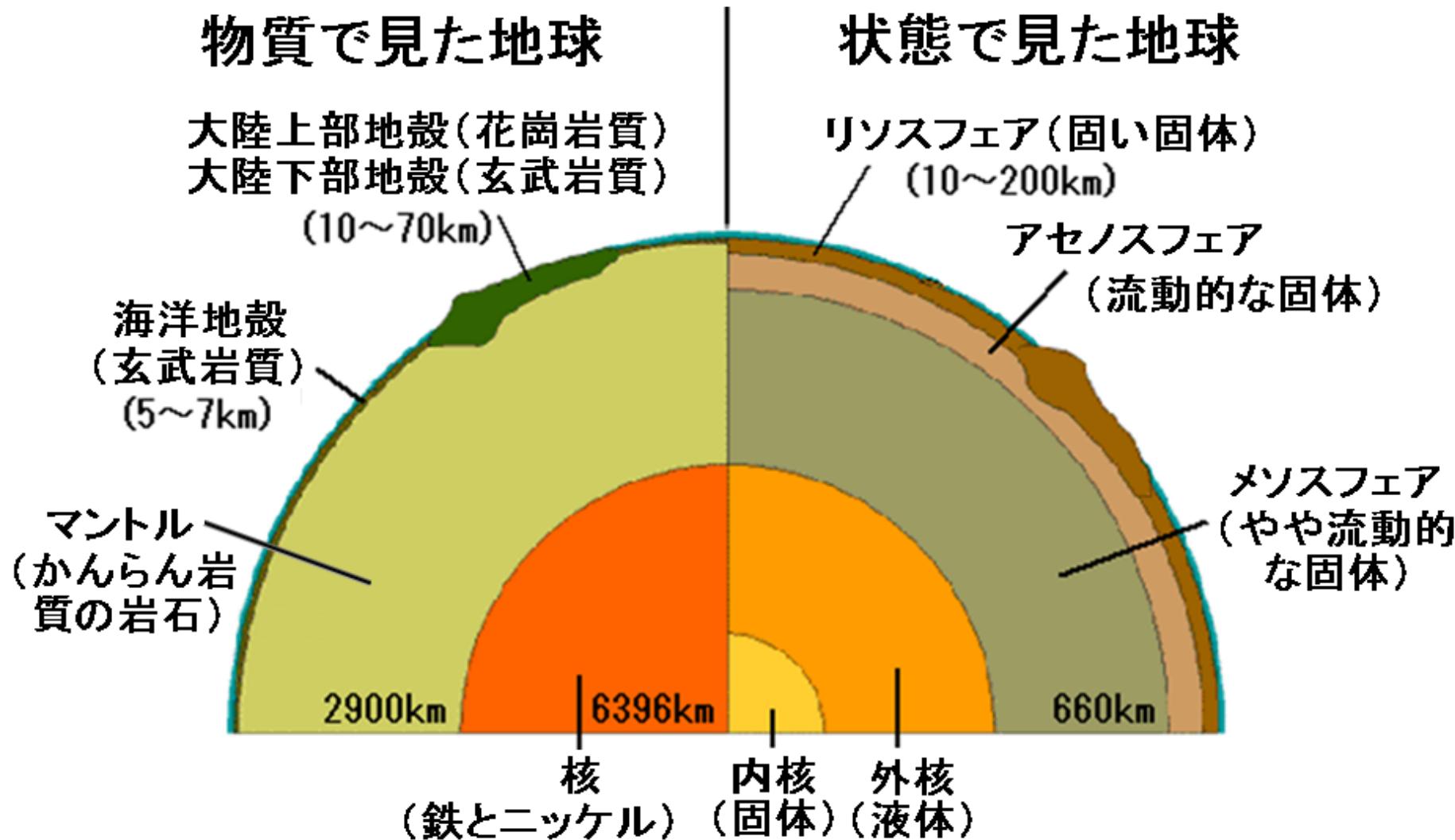
3-4, プレートとその移動 そもそもプレートって何？

リソスフェア：地球表面から深さ100km付近までの
低温で固い領域。

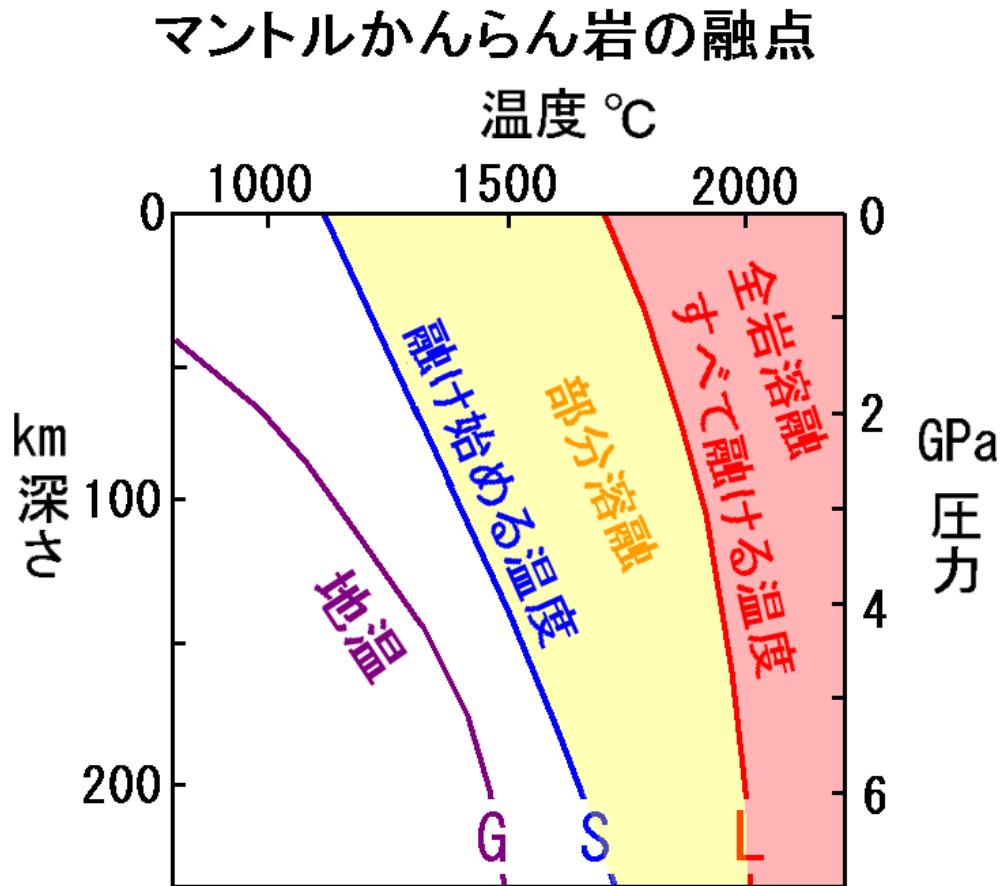
プレート：割れて移動しているリソスフェアの1枚。
物質としては厚みのほとんどはマントル、
固いマントルの上に薄い地殻が載っている。

マントルは、地球中心核（鉄とニッケル）を包む
かんらん岩質の岩石の部分（「マント」の意味）

3-5, 物質で見た地球と状態で見た地球



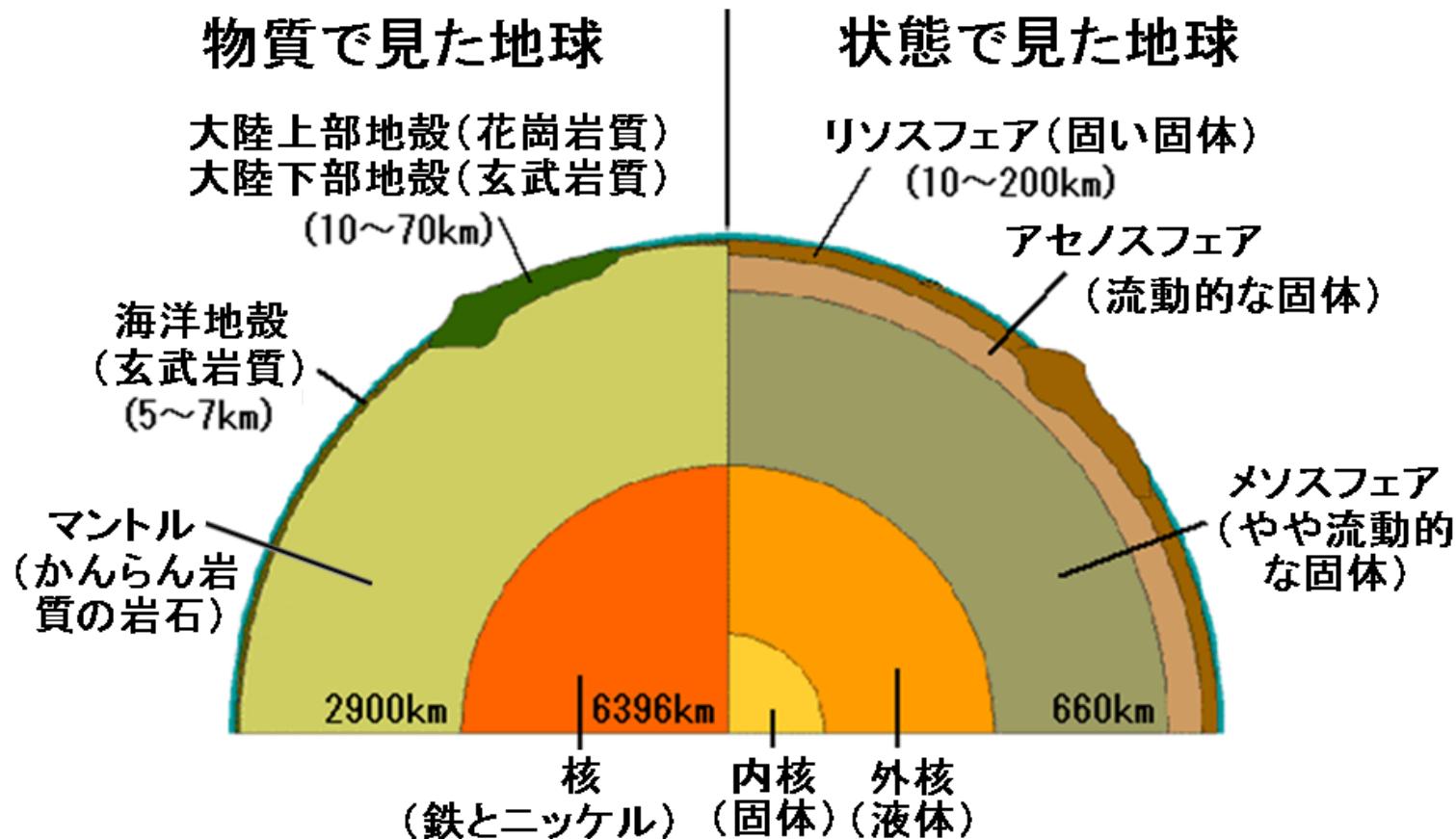
3-6, 地下深部は高温なのに、マントルが融けていない理由



圧力が高くなるほど、融点(融ける温度)も高くなる。

(水は例外)

3-7, 高温のマントルは、固体だけれど
非常にゆっくりなら壊れずに変形できる
→流動的





大きな混乱

プレート

地殻

固いマントル

Vs.

マントル

柔らかいマントル



納得

プレート(リソスフェア)

地殻(軽い岩石) + 冷たく固いマントル(重い岩石)

Vs.

温かく流動的なマントル(重い岩石)

3章3節

冷えて密度が増したプレートが自重で沈む

プレートどうしが離れる場所

中央海嶺・大地溝帯

プレートどうしが近づく場所

沈み込み帯・衝突帯

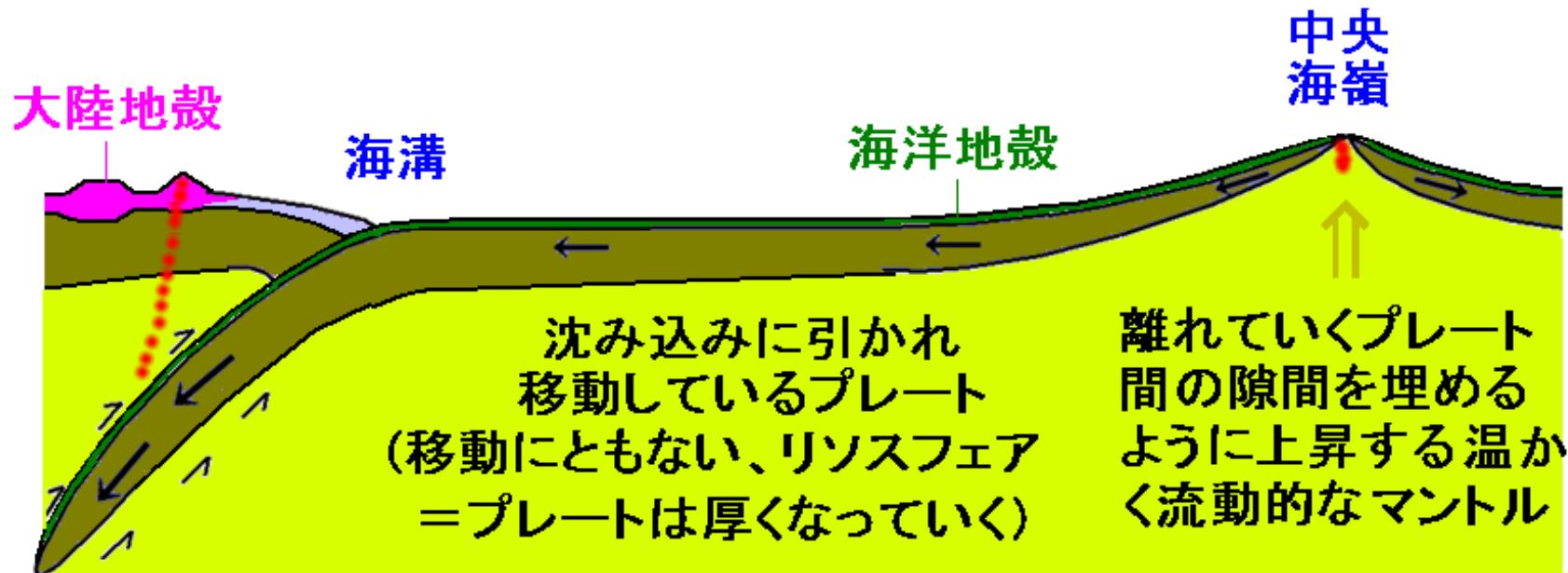
中央海嶺も沈み込む

沈み込んだ海洋プレートの行方

3-8, 中央海嶺: 離れていくプレート間の割れ目

2枚のプレートが反対方向に移動すると割れ目ができる。
割れ目に上昇した温かく柔らかいマントルが、
冷えて固いプレートになっていく。

(上昇したマントルの一部が融けて海洋地殻ができる)



冷え縮まって重くなり
沈み込んでいく
海洋プレート

(沈み込み先で沈み込まれた側のマントルの一部が融けて大陸地殻ができる)

海洋地殻：玄武岩質の地殻

海洋プレート：海洋地殻を載せたプレート

大陸地殻：花崗岩質の上部地殻

玄武岩質の下部地殻

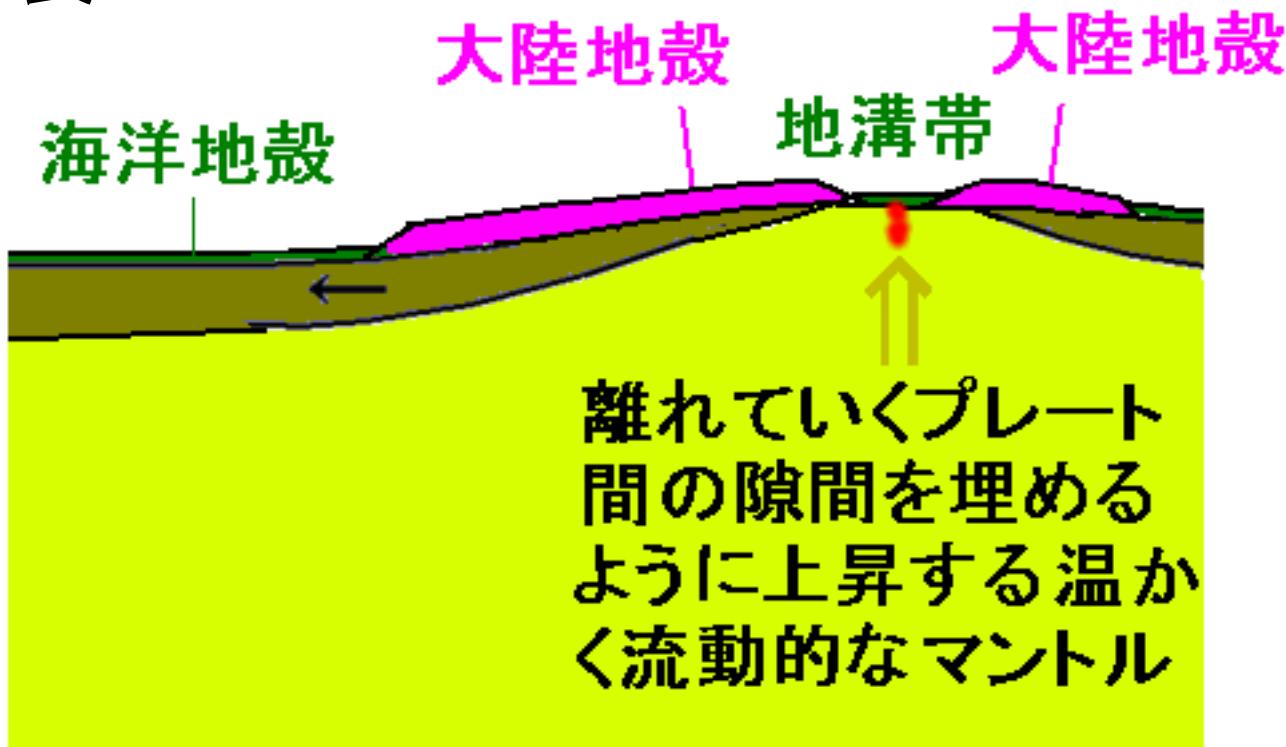
大陸プレート：大陸地殻を載せたプレート

海洋プレート部分と大陸プレート部分を合わせて
1枚のプレート（一体に動いている1枚）になる。

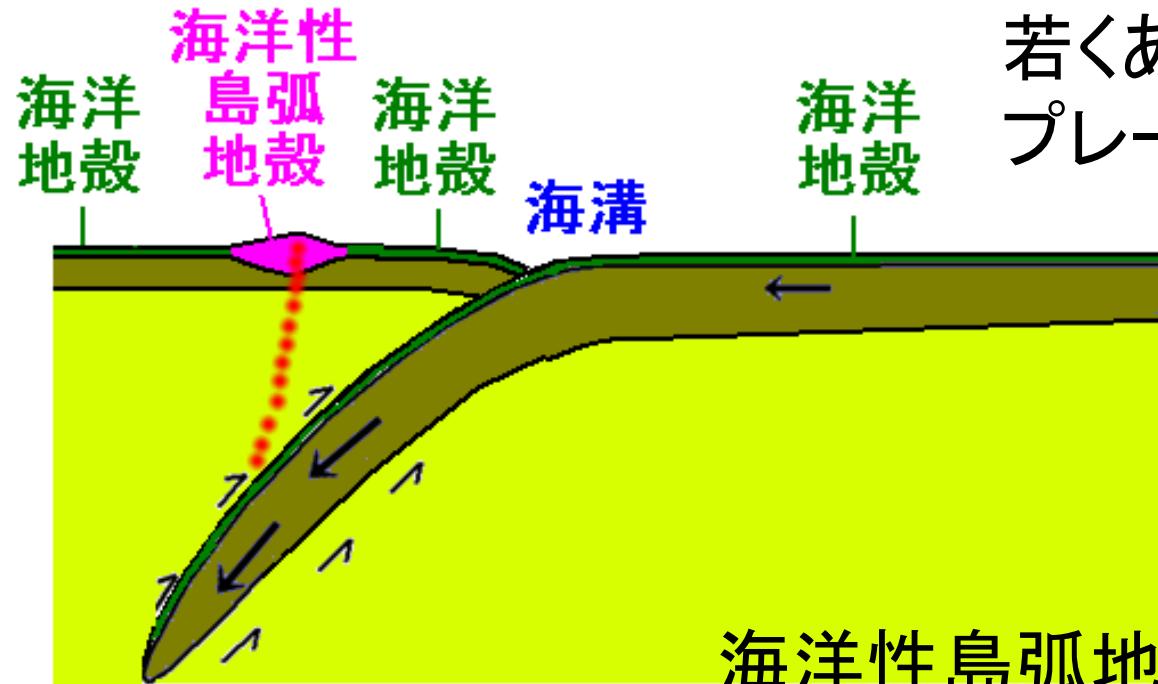
3-9, 地溝帯: 割れて離れていく大陸

離れていくプレート境界に大陸地殻がある場合

大陸の分裂



3-10, 海洋性プレートどうしの沈み込み帯



古く冷えたプレートが、
若くあまり冷えていない
プレートの下に沈み込む。

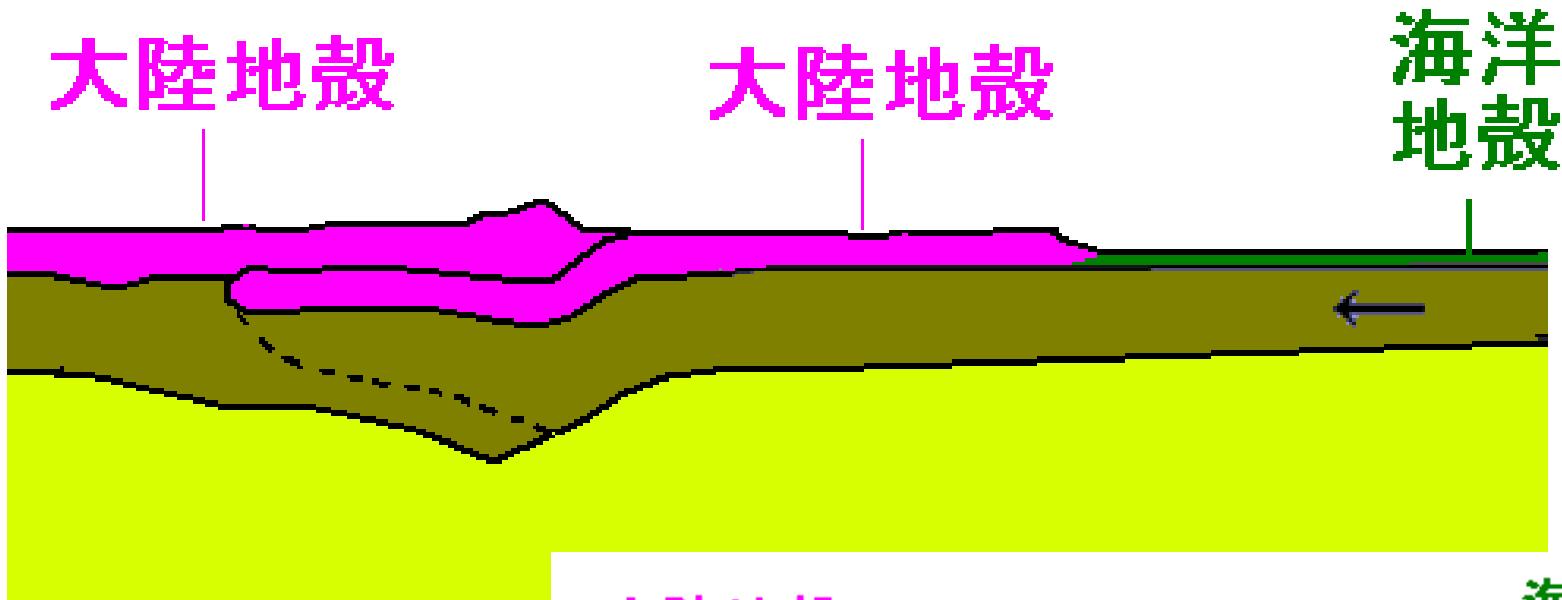
冷え縮まって重くなり
沈み込んでいく
海洋プレート

海洋性島弧地殻：

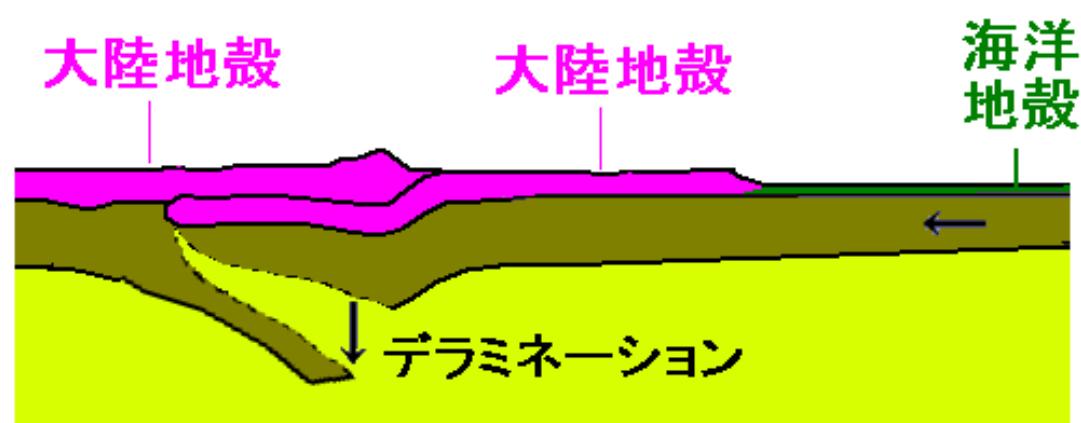
上部地殻と下部地殻に分かれて
いない安山岩質の地殻(未分化
の大陵地殻)ができる。

3-11, 大陸プレートどうしの衝突帯

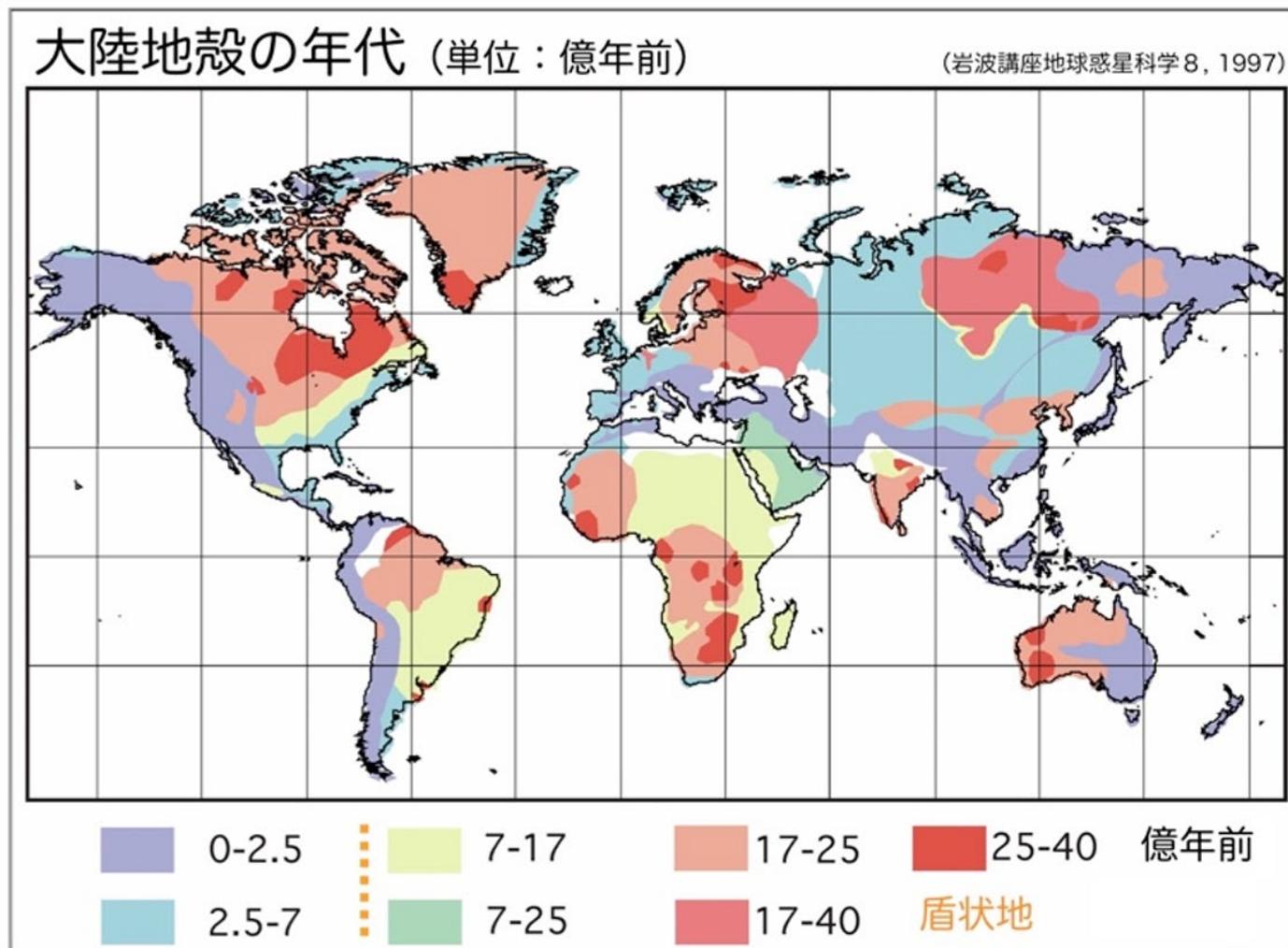
軽い大陸プレートは沈み込めず、衝突帯になる。



軽い大陸地殻を
残してはがれ落
ちる、プレートの
マントル部分。

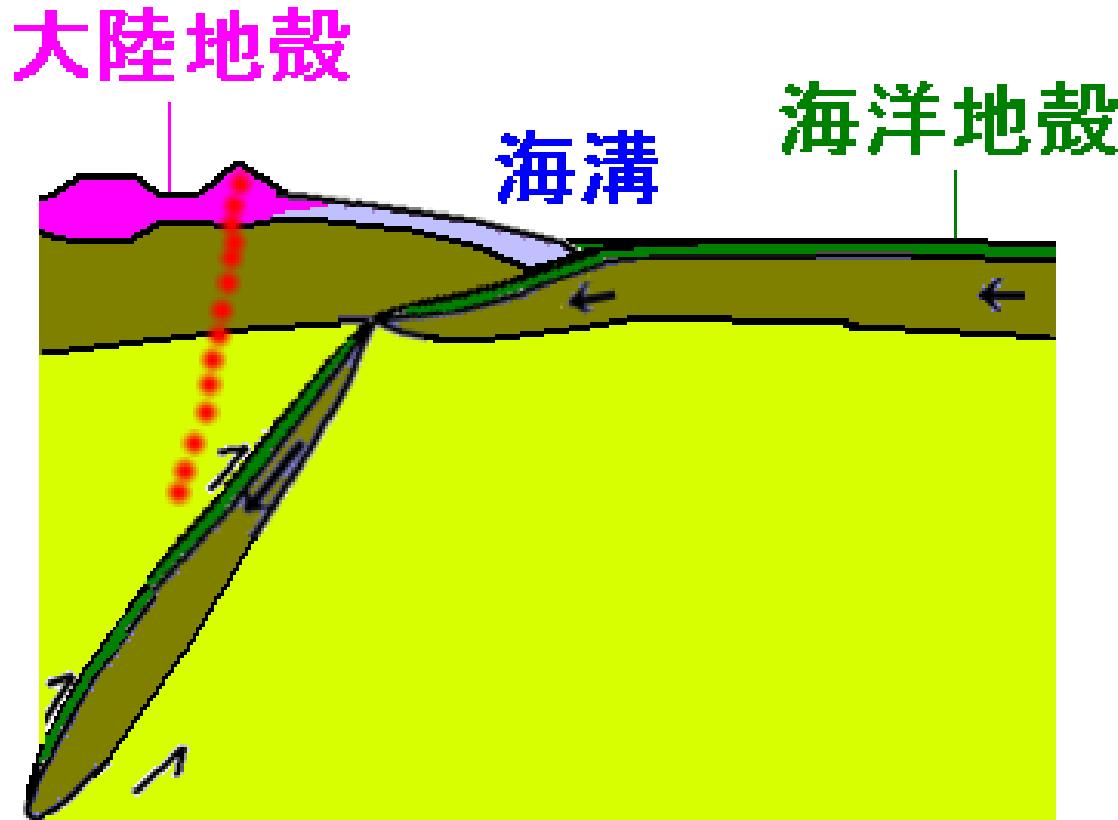


軽い大陸地殻は地球表面に残る→大陸地殻の成長



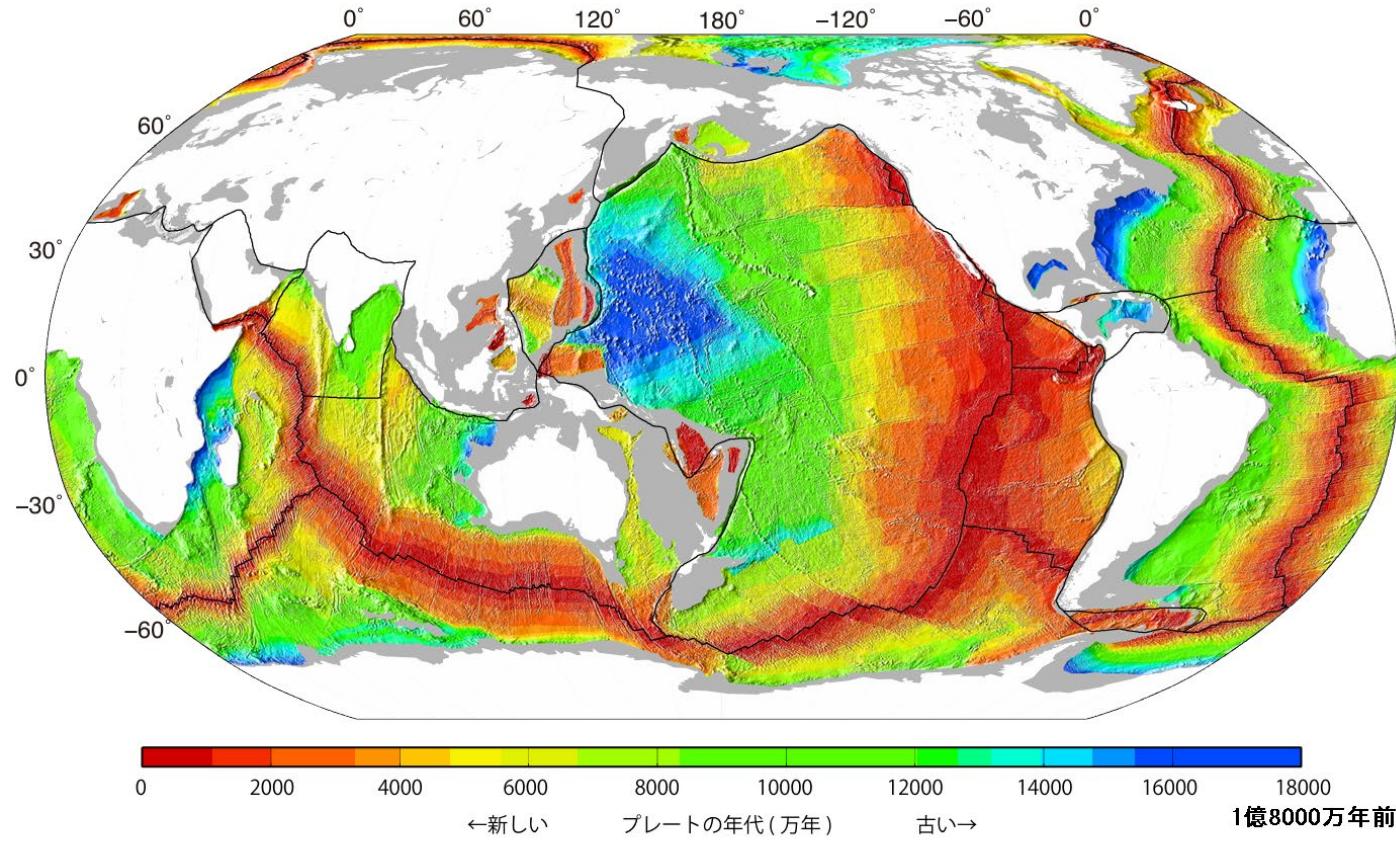
3-12, 中央海嶺の沈み込み

中央海嶺の沈み込みによって、
沈み込む海洋プレートは交代していく。



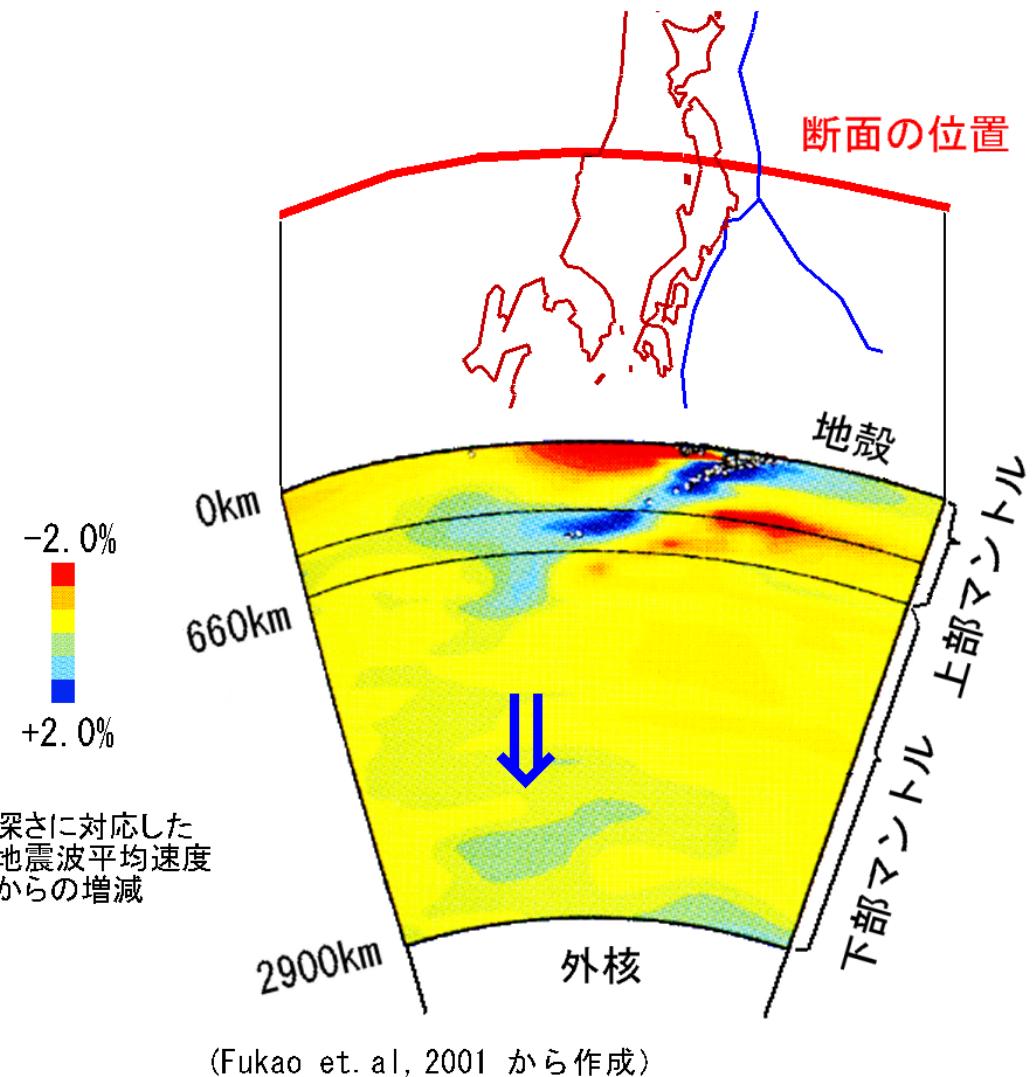
大洋底の年代

現在の地球表面で最も古い海洋プレートは、太平洋プレートのマリアナ海溝から沈み込んでいる2億年前に誕生した部分。



R.D. Müller, W.R. Roest, J.-Y. Royer, L.M. Gahagan, J.G. Sclater

3-13, 沈み込んだ海洋プレートの行方



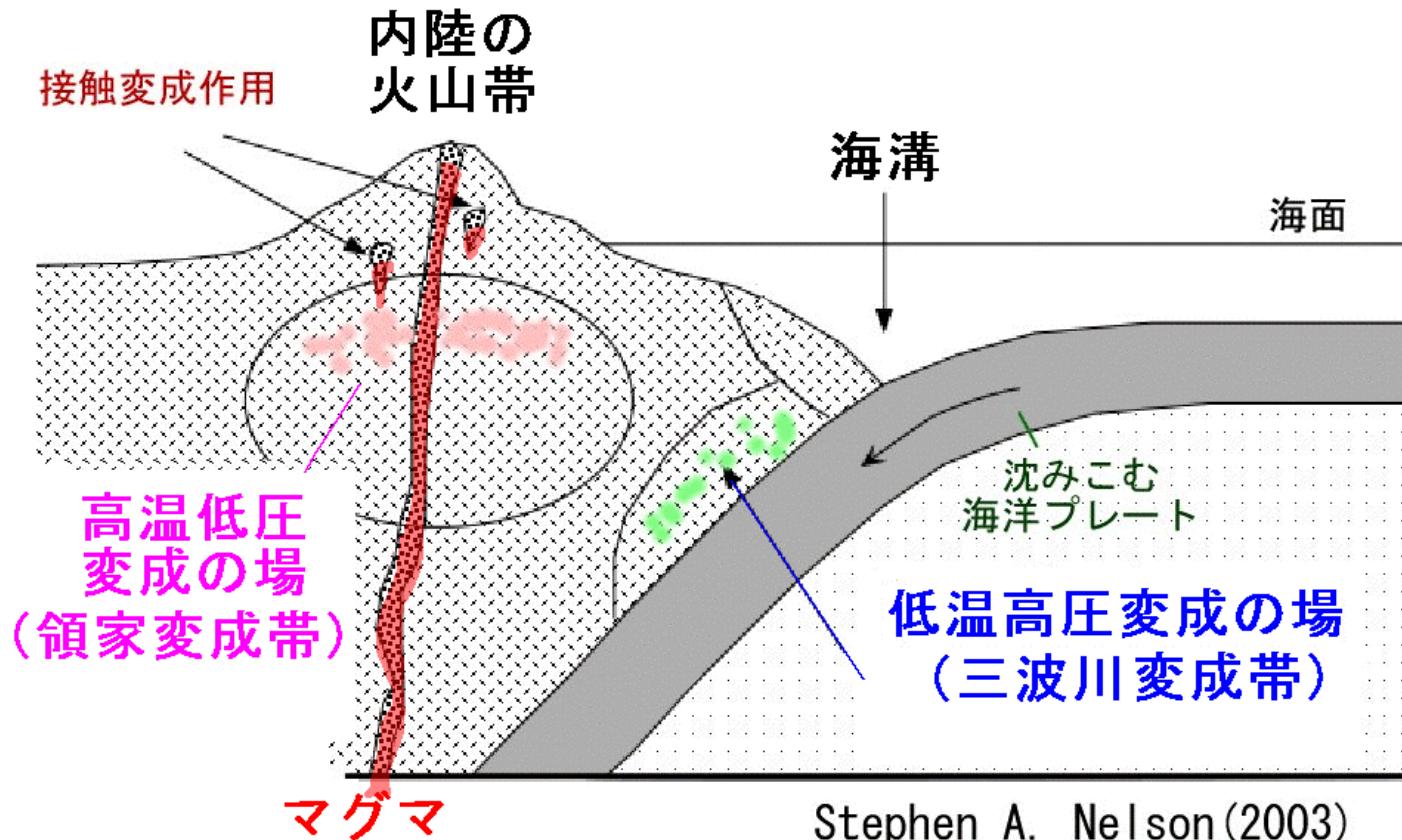
沈み込んだ海洋プレートは深さ660kmで停滞。高圧でかんらん岩質ペロブスカイトに変わる。

温まって流動的になるが、周囲より冷たい下降流(コールドプリューム)になって、さらに沈んでいく。

「プレート」は地球が冷えていく対流の、地球表面付近の姿。

3-14, 低温高压型変成の場

三波川変成帯の低温高压型の変成条件(深いのに低温)は、冷たい海洋プレートの沈み込みによって造られた。



4章、マグマの発生

4章1節

上昇するマントルの減圧融解

部分溶融

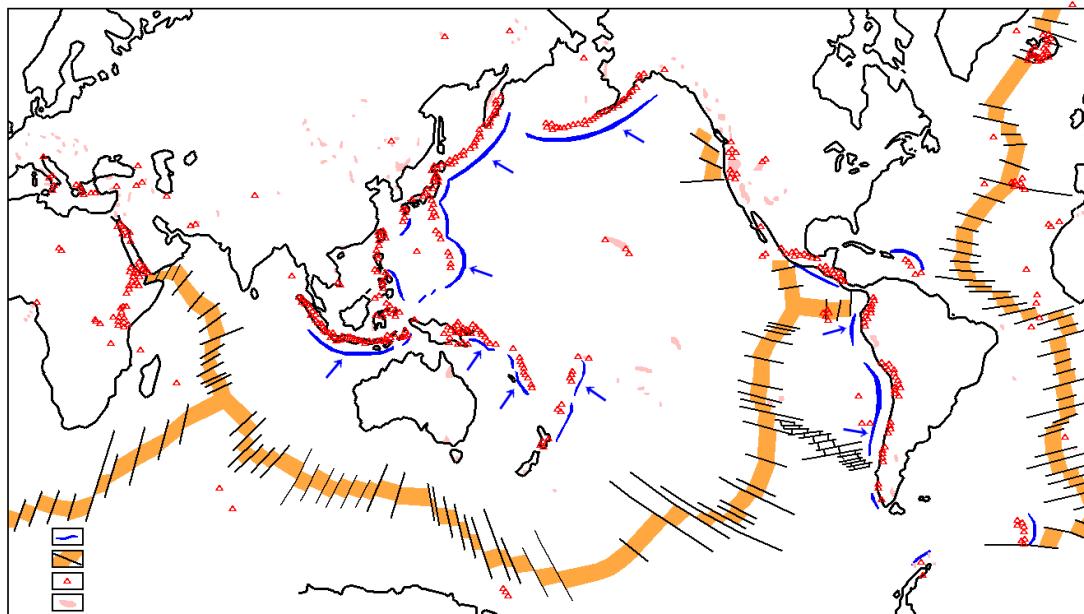
玄武岩質海洋地殻の誕生

中央海嶺

ホットスポット

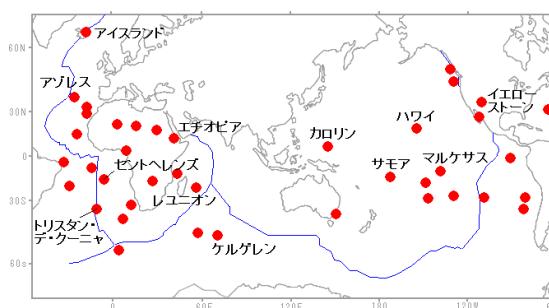
4-1, マグマの発生

現在の地球の火山分布



IAVCEI, 世界の活火山カタログ
に沈み込み方向を加筆

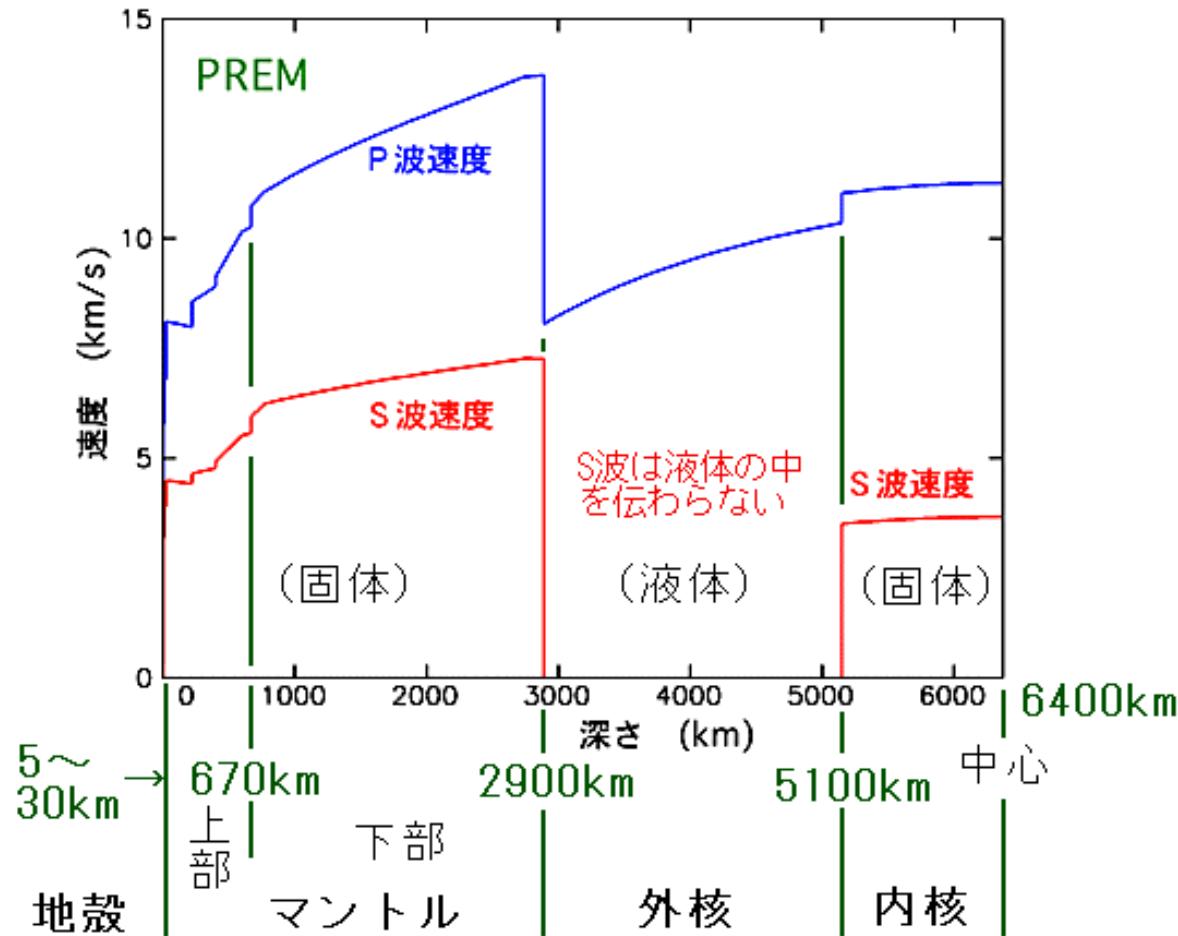
- 中央海嶺
- △ 活火山
- 鮮新世～第四紀
火山地域
- 海溝
- ← 海洋プレート
沈み込み方向



ホットスポットの分布 (Crough, 1983)

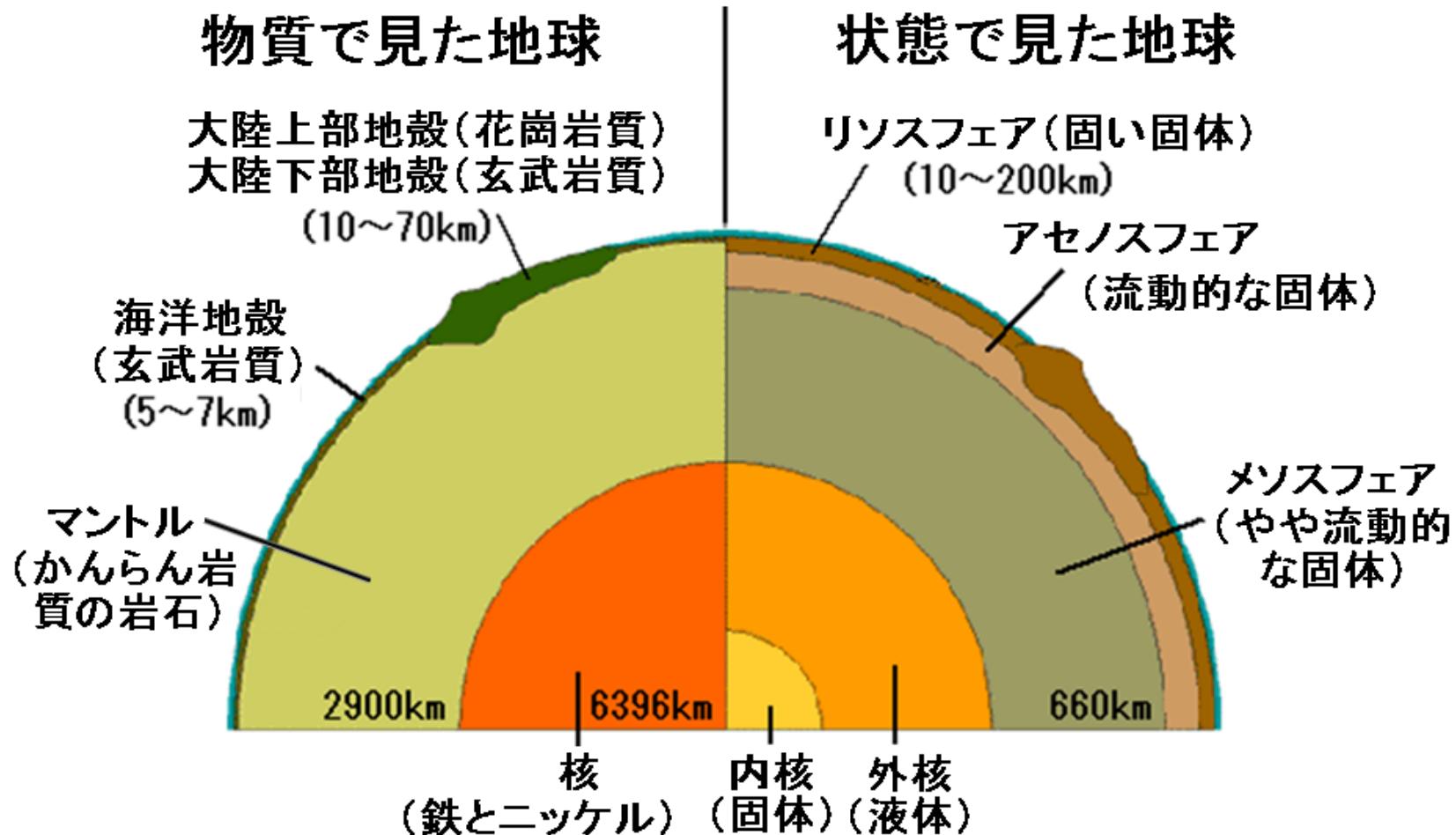
4-2, マントルは固体

地震波のS波(横波)は液体の中を伝わらない



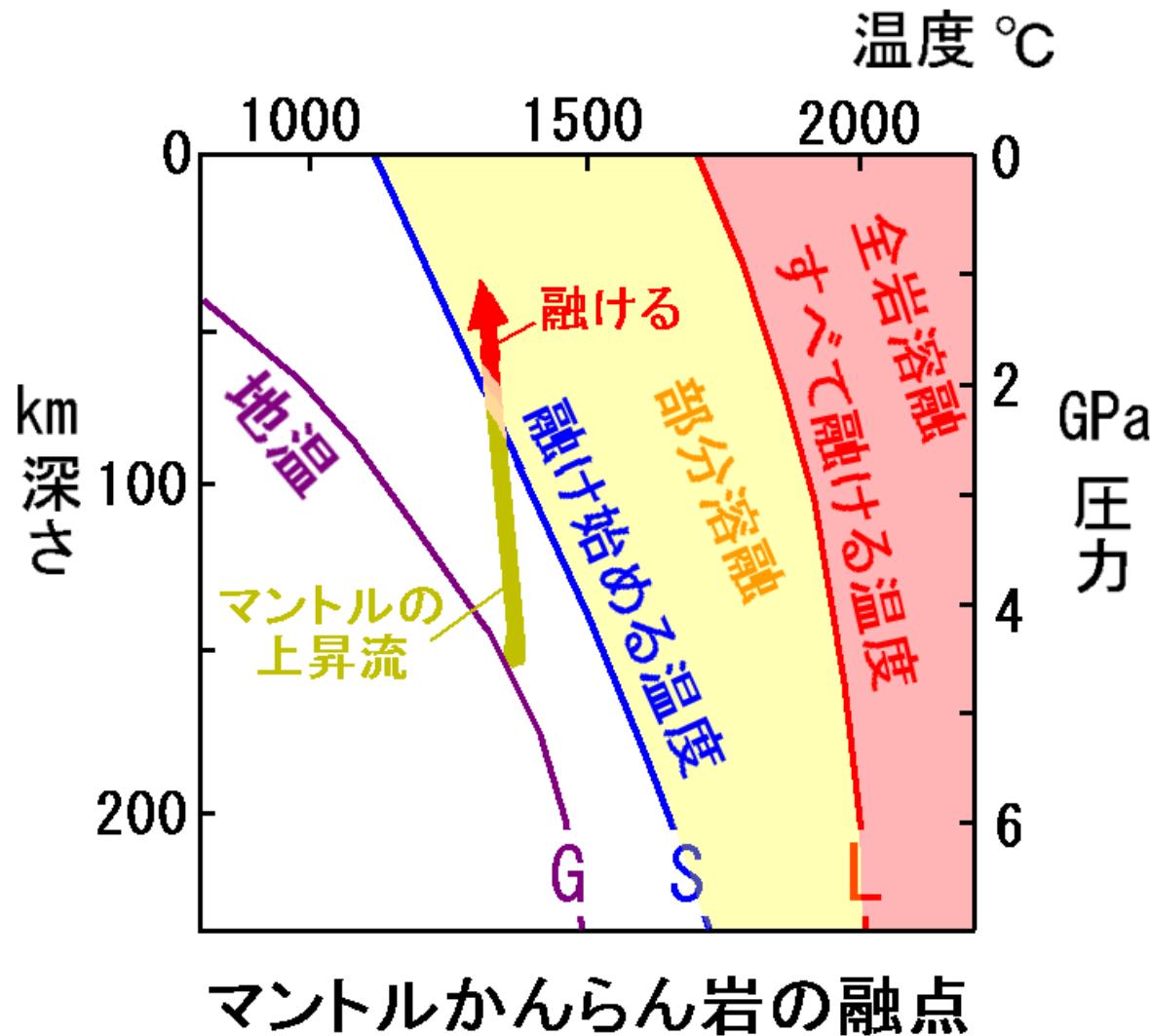
4-3, 外核は液体金属

重い液体金属は、マントルや地表へ上昇できない。



4-4, 減圧融解

温かく流動的な
固体のマントル
の上昇流が、
地圧が低くマント
ルかんらん岩の
融点が低い浅さ
まで達すると、
マントルの一部
が融けてマグマ
が生じる。

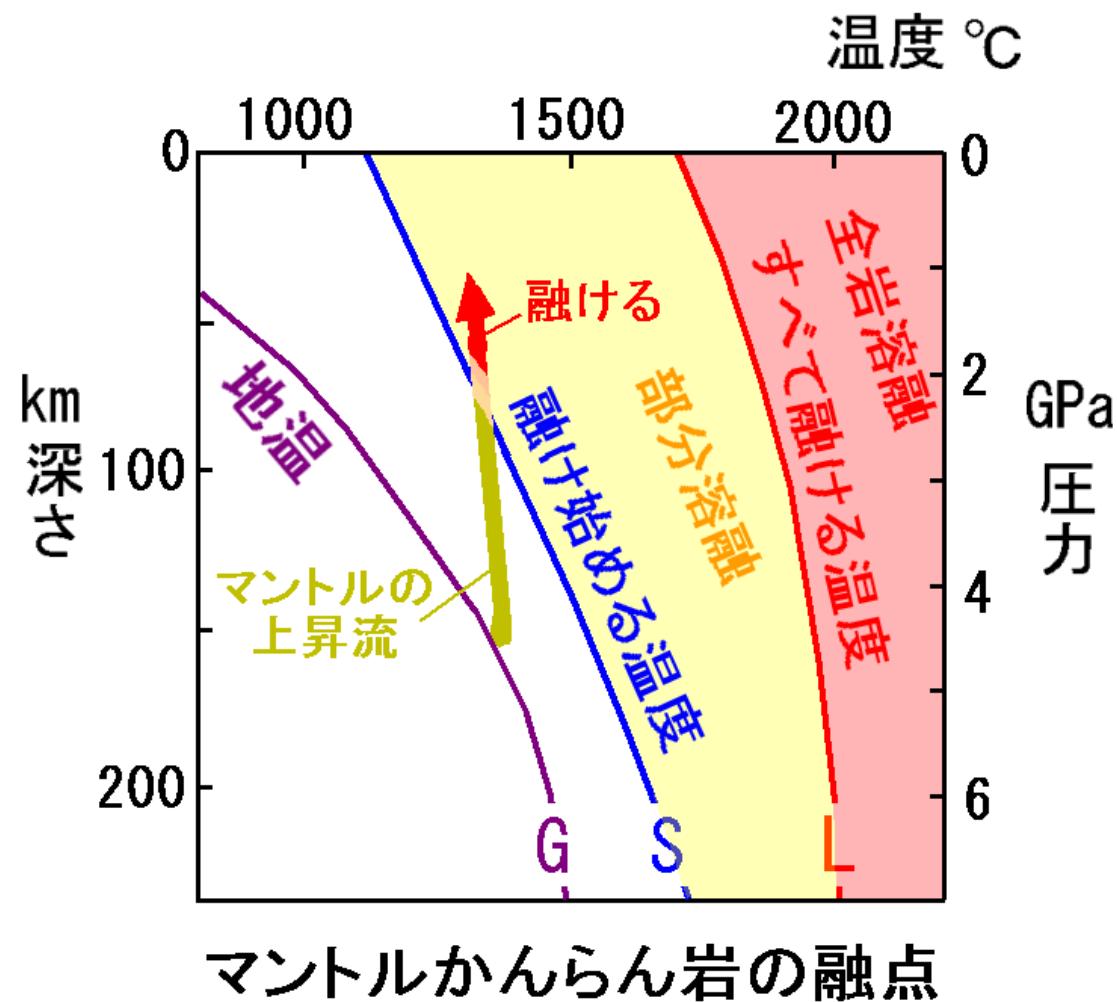


融点には、融けやすい成分が融け始める温度(ソリダス)と、全岩がすべて融ける温度(リキダス)がある。

その間の温度では、融けやすい成分が多く入ったマグマと、融け残った岩石が共存している(部分溶融)。

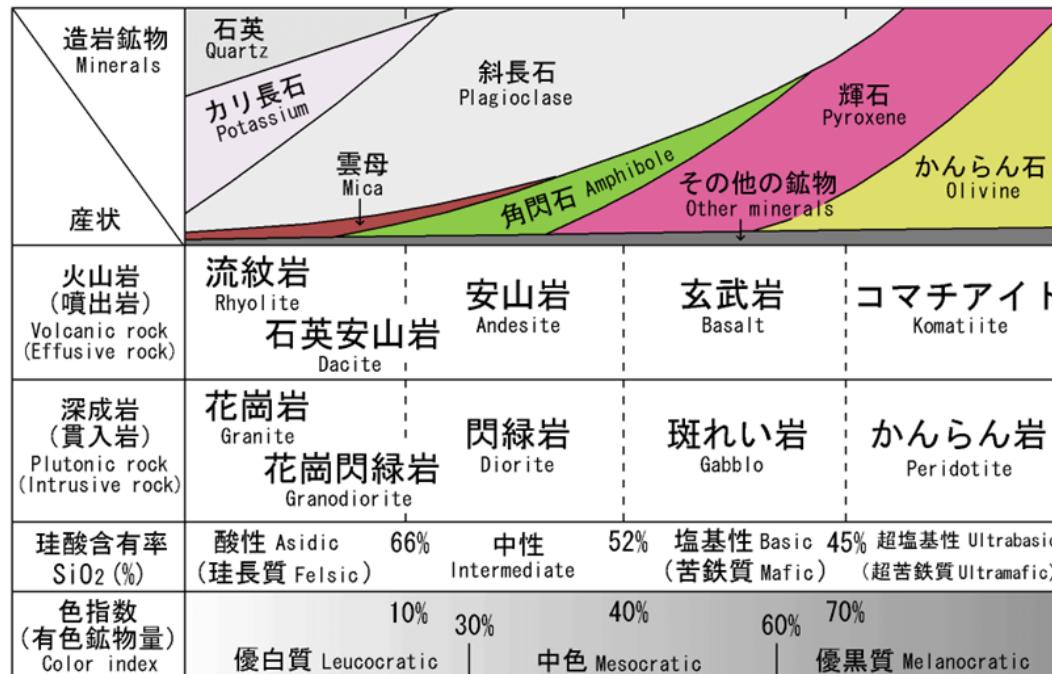
マグマの成分は、もとのかんらん岩とは異なる玄武岩質になる。

4-5, 部分溶融



4-6, 玄武岩質マグマ

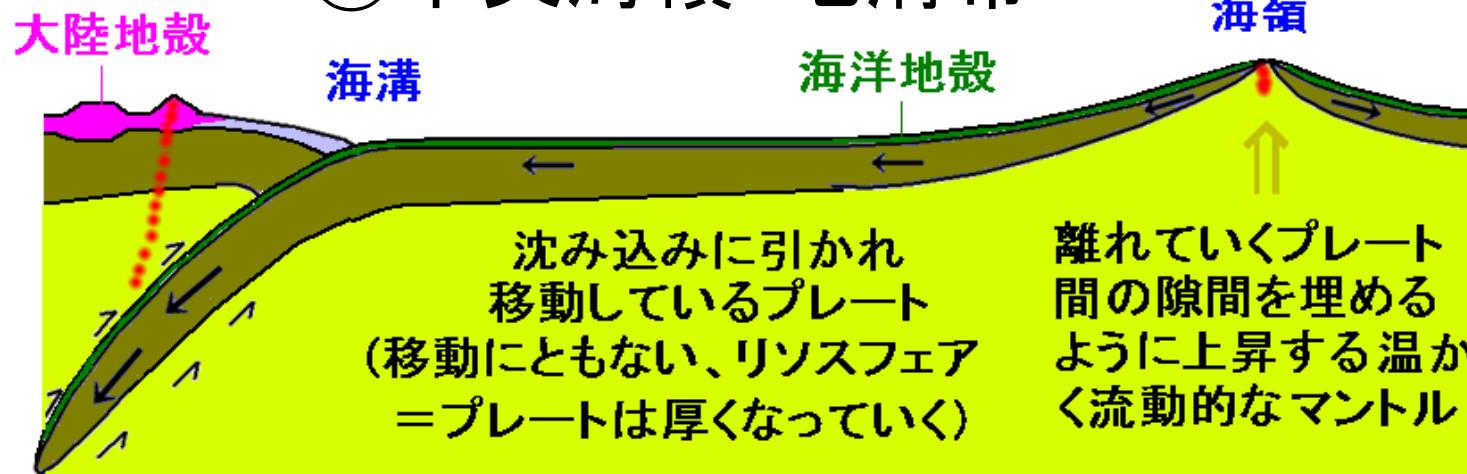
玄武岩質のマグマが、地下でゆっくり冷えると深成岩の斑れい岩になり、地表（海底を含む）に湧くと火山岩の玄武岩になる。



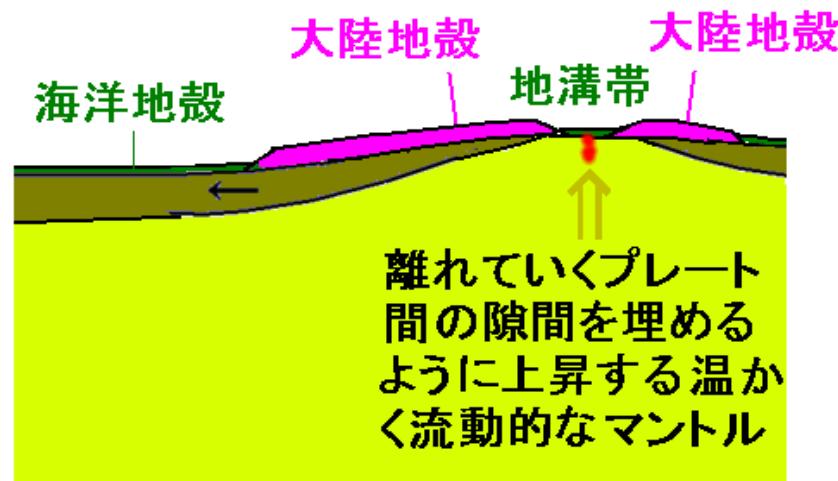
アルカリ火成岩 (カリウム+ナトリウム/珪素+アルミニウム比が高い火成岩) を除く
 K_2O Na_2O SiO_2 Al_2O_3

4-7, 溫かいマントルが上昇している場所

①中央海嶺・地溝帯

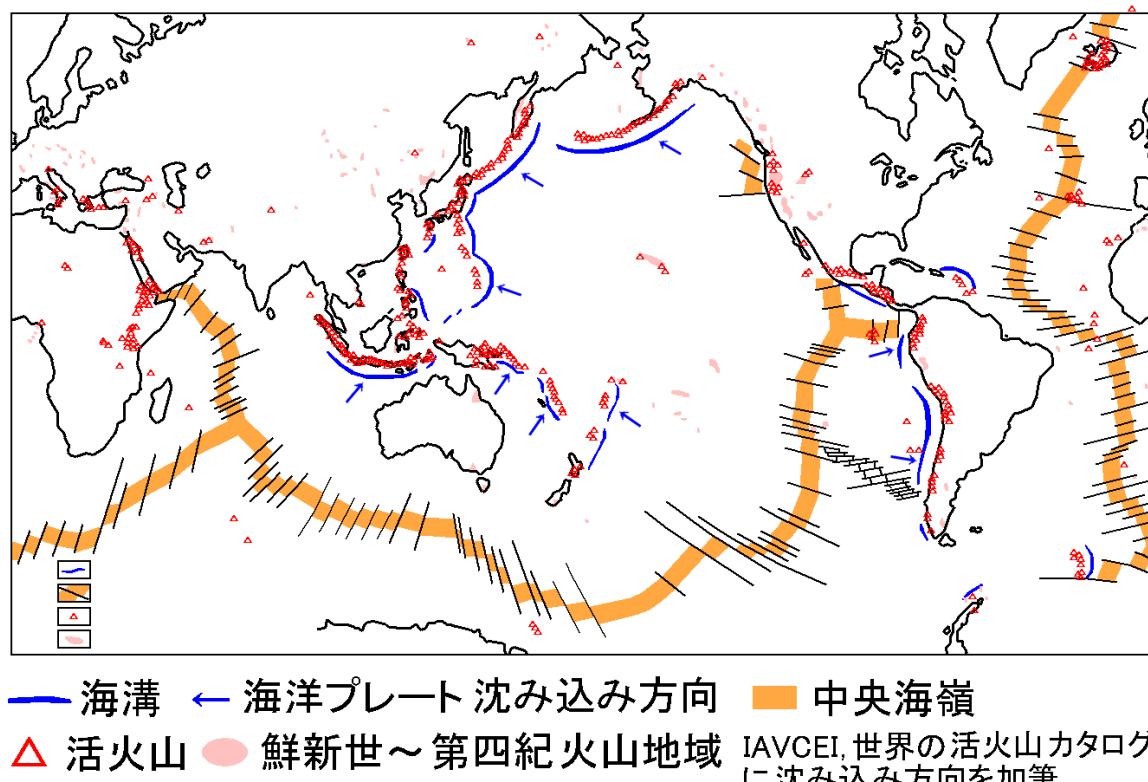


マントルの減圧融解→部分融解で生じた玄武岩質マグマが固結し、冷えてプレート状態になったマントルを覆う海洋地殻になる。



4-8, 中央海嶺で造られる海洋地殻

中央海嶺に上昇した温かいマントルは冷えて固いプレートになり、両側に広がっていく。部分溶融で生じた玄武岩質マグマは冷え固まって、プレート状態になったマントルを薄く覆う海洋地殻になる。現在の地球では、マグマの8割は中央海嶺で造られている。



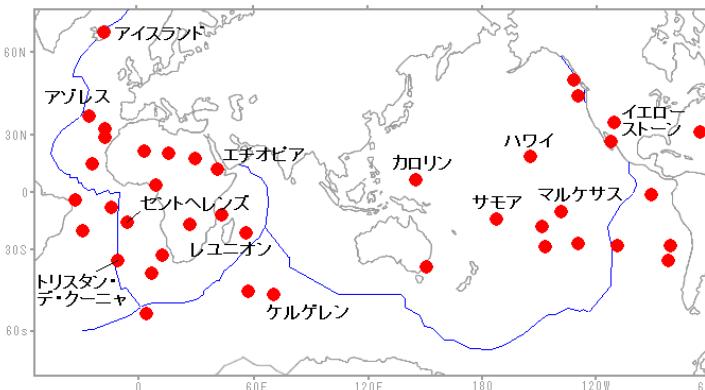
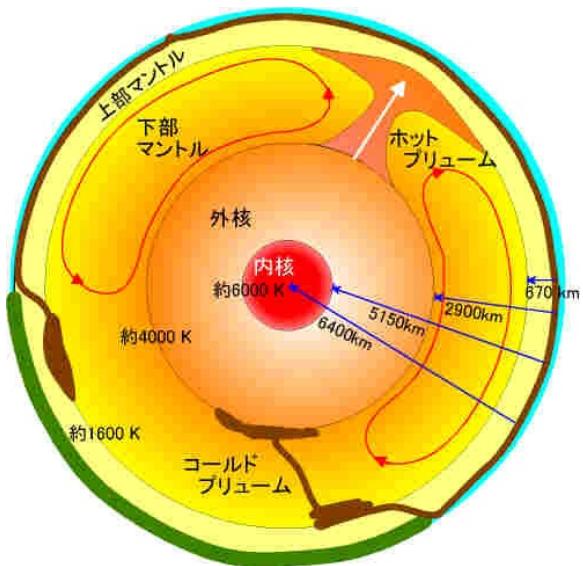
4-9, 温かいマントルが上昇している場所

②ホットスポット

ホットプリューム:マントルの深部からの上昇流

ホットスポット:ホットプリュームの上端が

地表近くまで達している地点

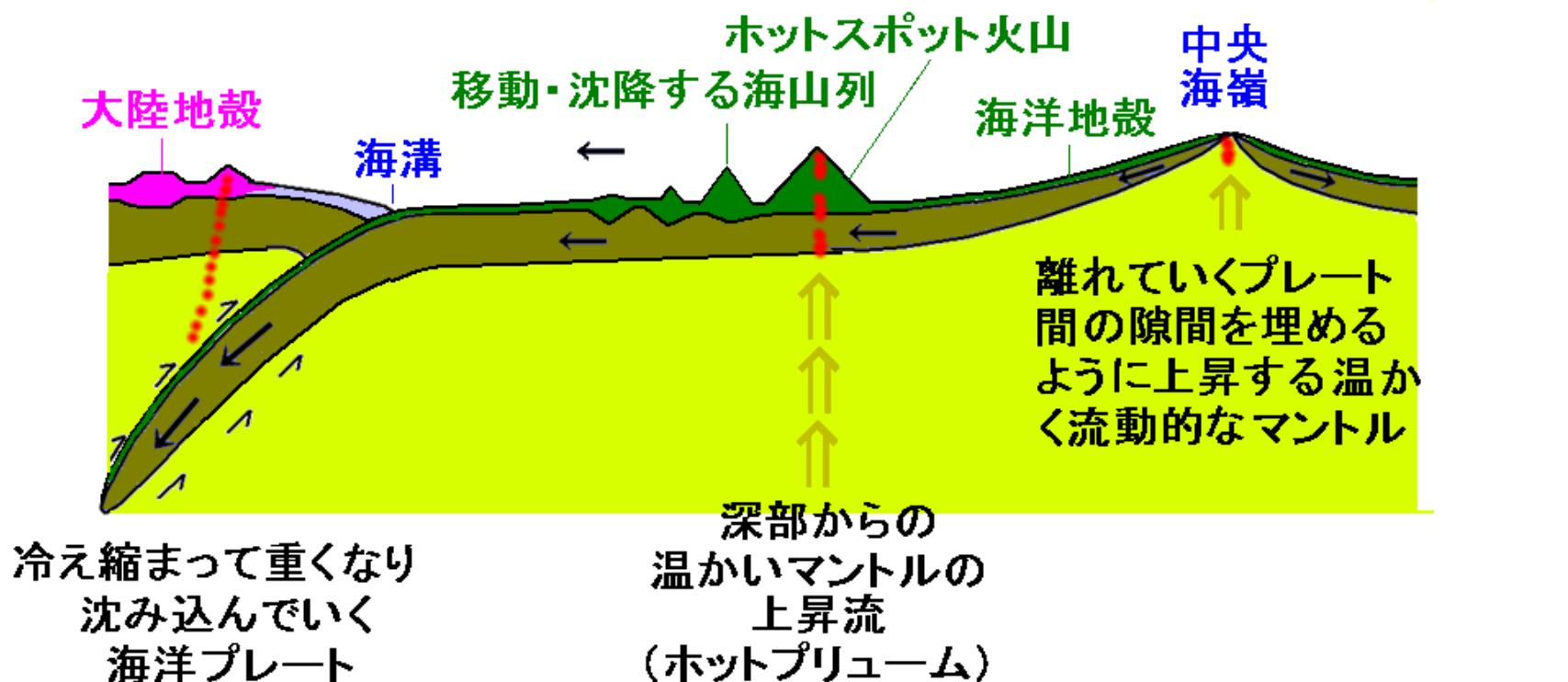


ホットスポットの分布 (Crough, 1983)

ホットスポットでも、減圧融解→部分溶融で
玄武岩の巨大火山～巨大溶岩台地が造られる

4-10, ホットスポット火山と移動するプレート

海洋プレートを突き抜けて上昇するホットプリュームが造っている火山島は、海洋プレートの移動によりホットスポットから離れ、移動とともに自重で沈降していく。ホットスポットには新しい火山島が次々と成長する。



4章2節

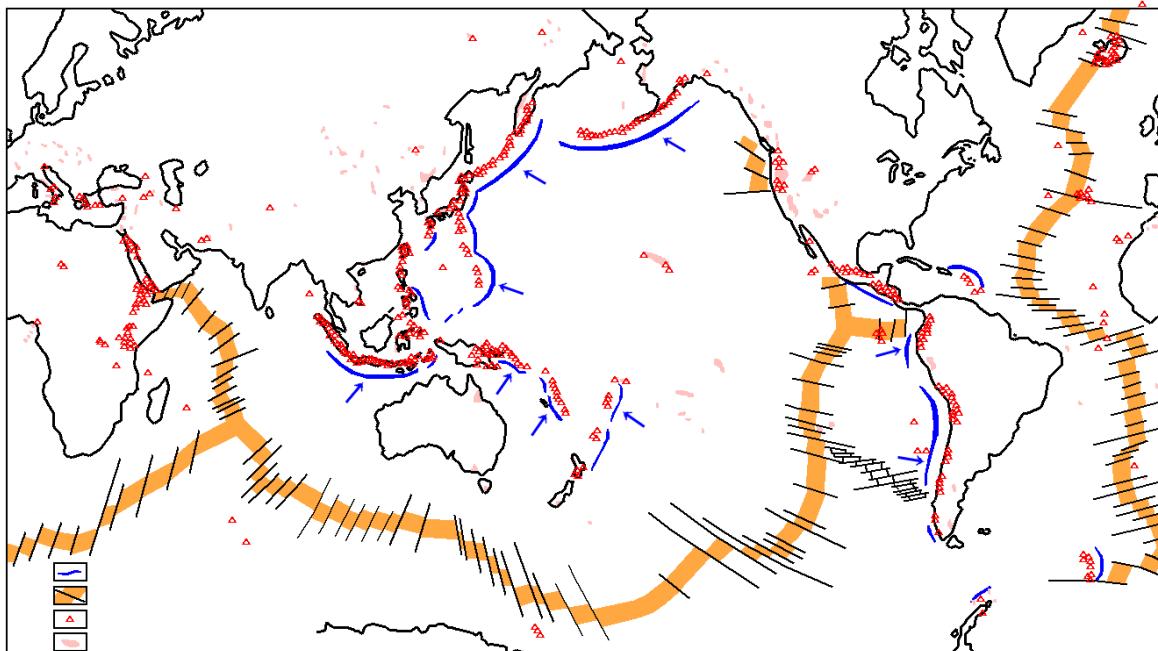
沈み込む海洋プレートの含水鉱物
水による融点降下

大陸地殻の誕生

花崗岩質大陸上部地殻
玄武岩質大陸下部地殻

4-11, 沈み込み帯の火山帯

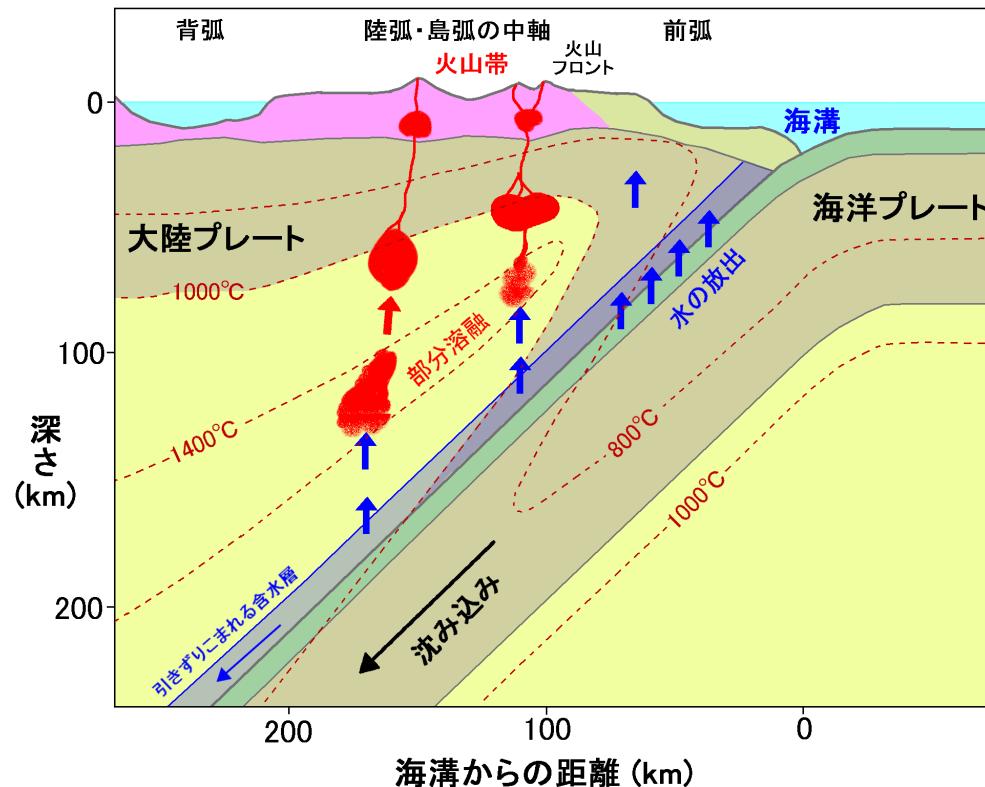
海洋プレートが沈み込んでいる「沈み込み帯」には、沈み込み口に溝状の地形(海溝・トラフ)があり、沈み込まれる側に、海溝と平行に火山帯が造られる。



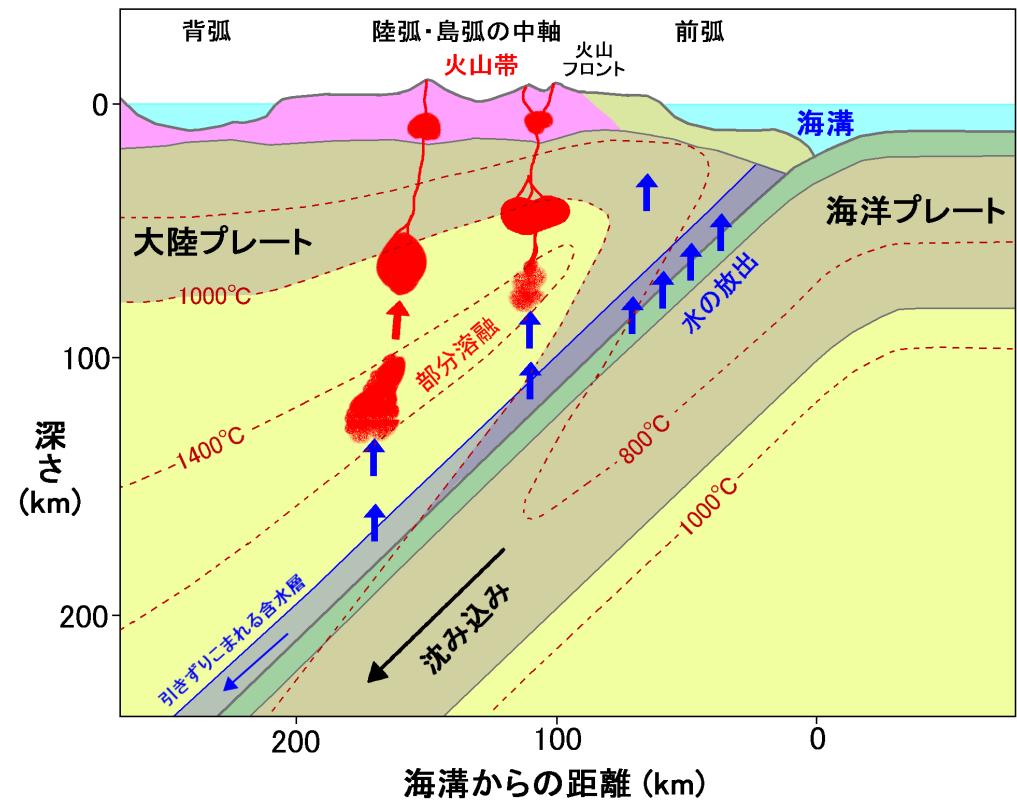
— 海溝 ← 海洋プレート沈み込み方向 ■ 中央海嶺
△ 活火山 ● 鮮新世～第四紀火山地域 IAVCEI, 世界の活火山カタログ
に沈み込み方向を加筆

4-12, 沈み込み帯のマグマ発生

沈み込み帯は、冷たい海洋プレートが沈み込んで冷やされる場所なのにマグマが発生している。その第一の原因是、海洋プレートが持ち込む水だと考えられている。



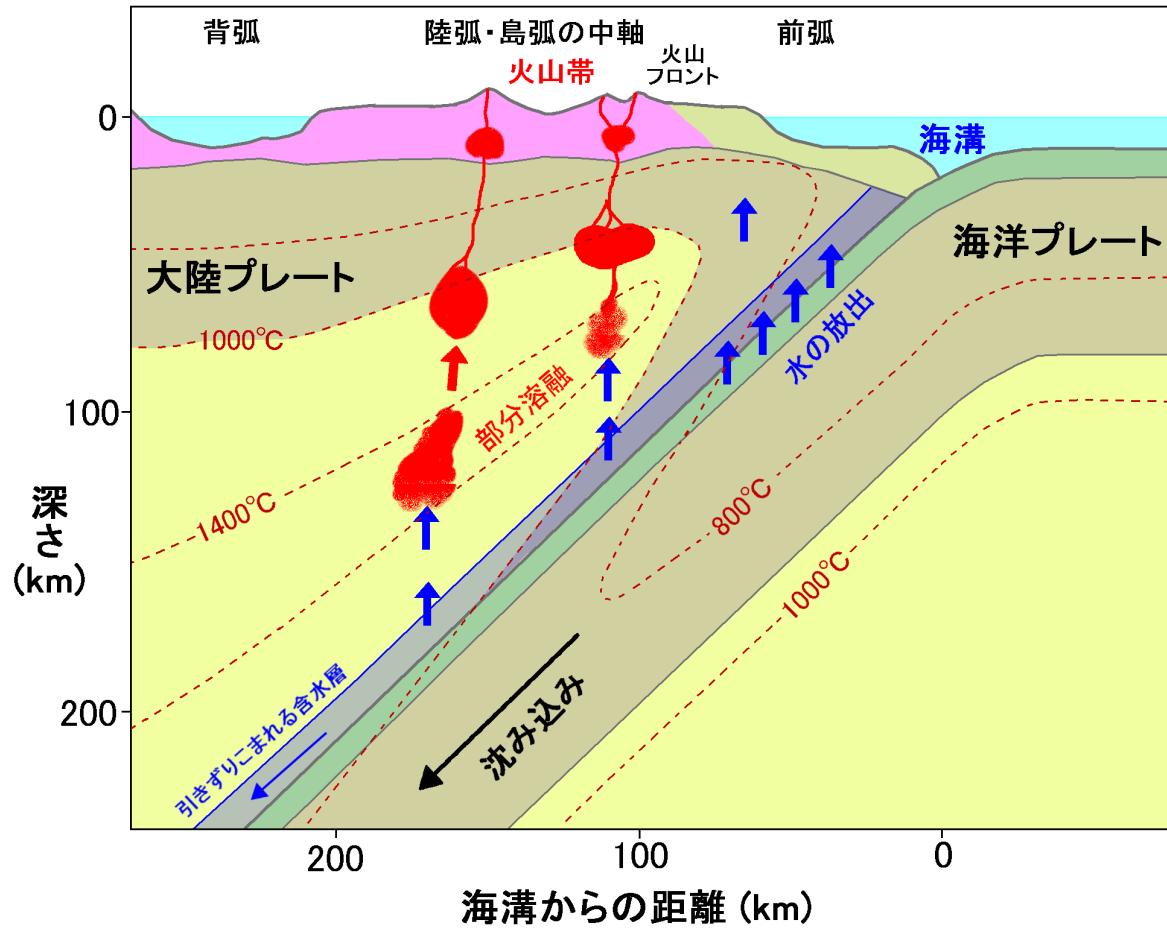
4-13, 水による融点降下 (不純物で融点が下がる) によりマグマが発生



海洋地殻は、緑泥石などの含水鉱物を含む
→海洋地殻の含水鉱物が沈み込み先の変成作用で脱水
→沈み込まれる側のマントルかんらん岩が水により蛇紋岩化
→柔らかい蛇紋岩がさらに深部へ引きずり込まれる
→深部(深さ100~150km付近)で蛇紋岩が脱水
→沈み込まれる側の深部の高温部に水が加わる
→融点降下(不純物で融点が下がる)によりマグマが発生

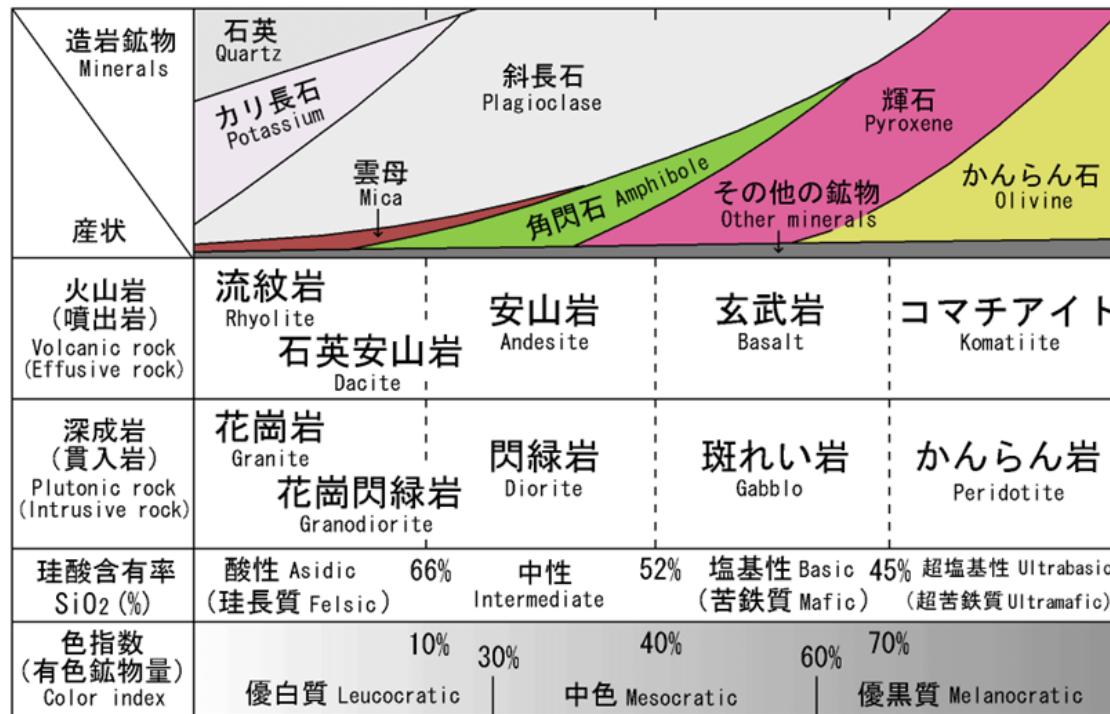
沈み込み帯のマグマ上昇についての考え方のひとつ

- 部分溶融により玄武岩質の初生マグマが生じる。沈み込み帯のマグマは数%の水を含む
- 浮力でマグマが上昇、玄武岩質の大陸下部地殻が固結
- 大陸下部地殻の部分溶融で花崗岩質マグマが生じる
- 花崗岩質マグマが上昇し、花崗岩質の大陸上部地殻になる



4-14, 沈み込み帯で造られる花崗岩

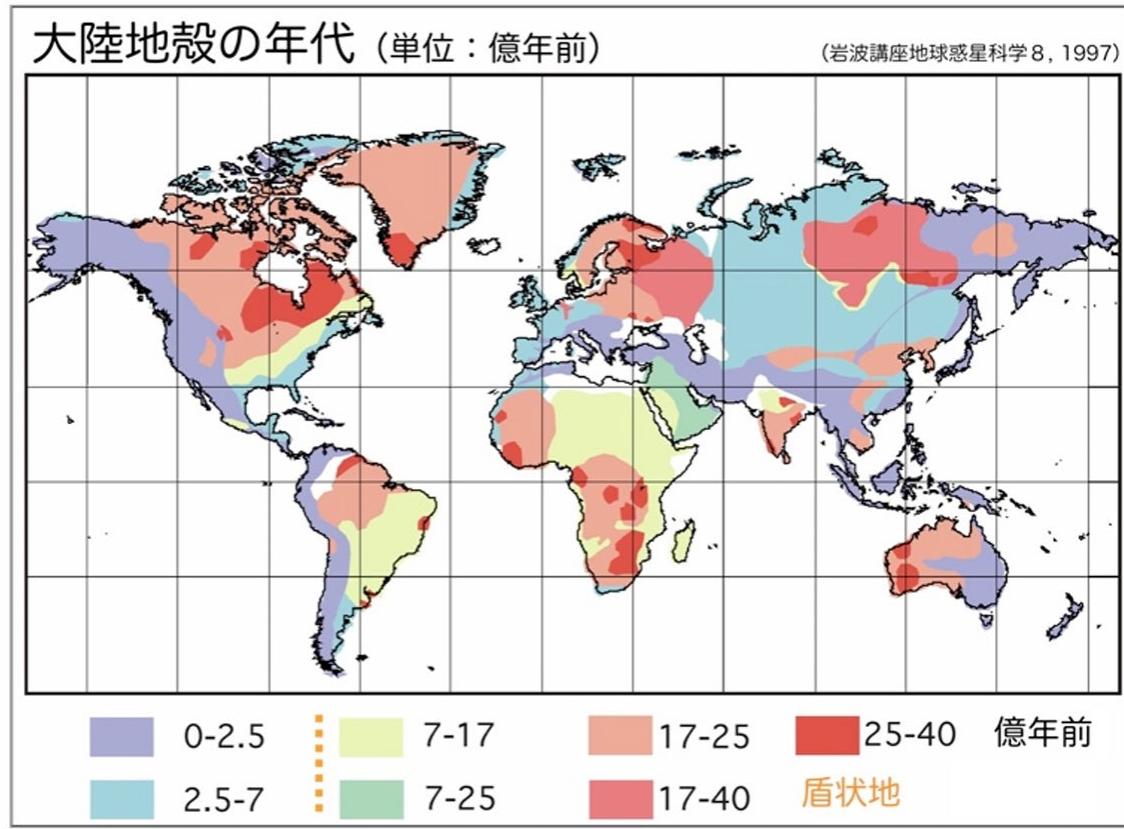
中央海嶺とホットスポットの減圧融解では玄武岩質のみ
沈み込み帯の水による融点降下で玄武岩質～安山岩質～花崗岩質の多様なマグマ→火成岩が造られる



アルカリ火成岩 (カリウム+ナトリウム/珪素+アルミニウム比が高い火成岩) を除く
K₂O Na₂O SiO₂ Al₂O₃

4-15,花崗岩質の大陸上部地殻は軽く、沈まない

最初期の地球には大陸地殻は無かった。海洋プレートどうしの沈み込みで海洋性島弧地殻ができ、それらの衝突合体で初期の大陸ができた。その縁の沈み込み帯で花崗岩質の地殻が成熟・成長したと考えられている。



0-2.5億年前
新生代～中生代

2.5-7億年前
古生代～原生代末

7-17億年前
原生代中期

17-25億年前
原生代前期

25-40億年前
始生代

46億年前
地球誕生

4章3節

陸弧・島弧

火山フロント

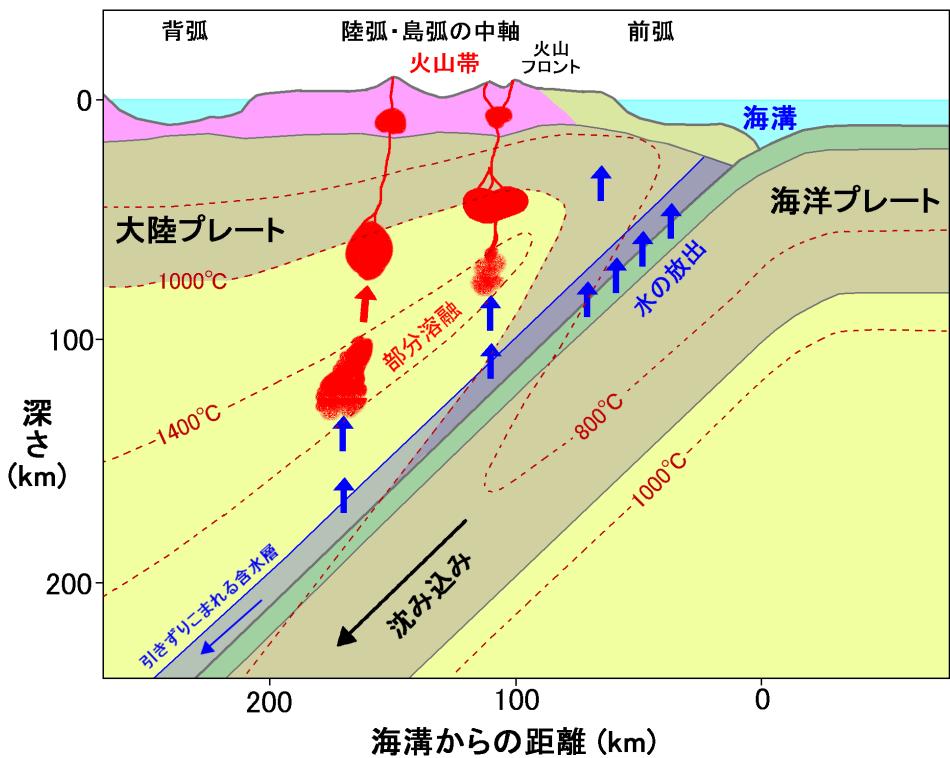
背弧-中軸-前弧

東日本火山帯

西日本火山帯

外帯は白亜紀後期の前弧

4-16, 火山フロントと前弧(ぜんこ)



沈み込んだ海洋プレートの深さが100km以上になるまでは、沈み込まれる側の地温も低く、水を受け取ってもマグマが発生しない。

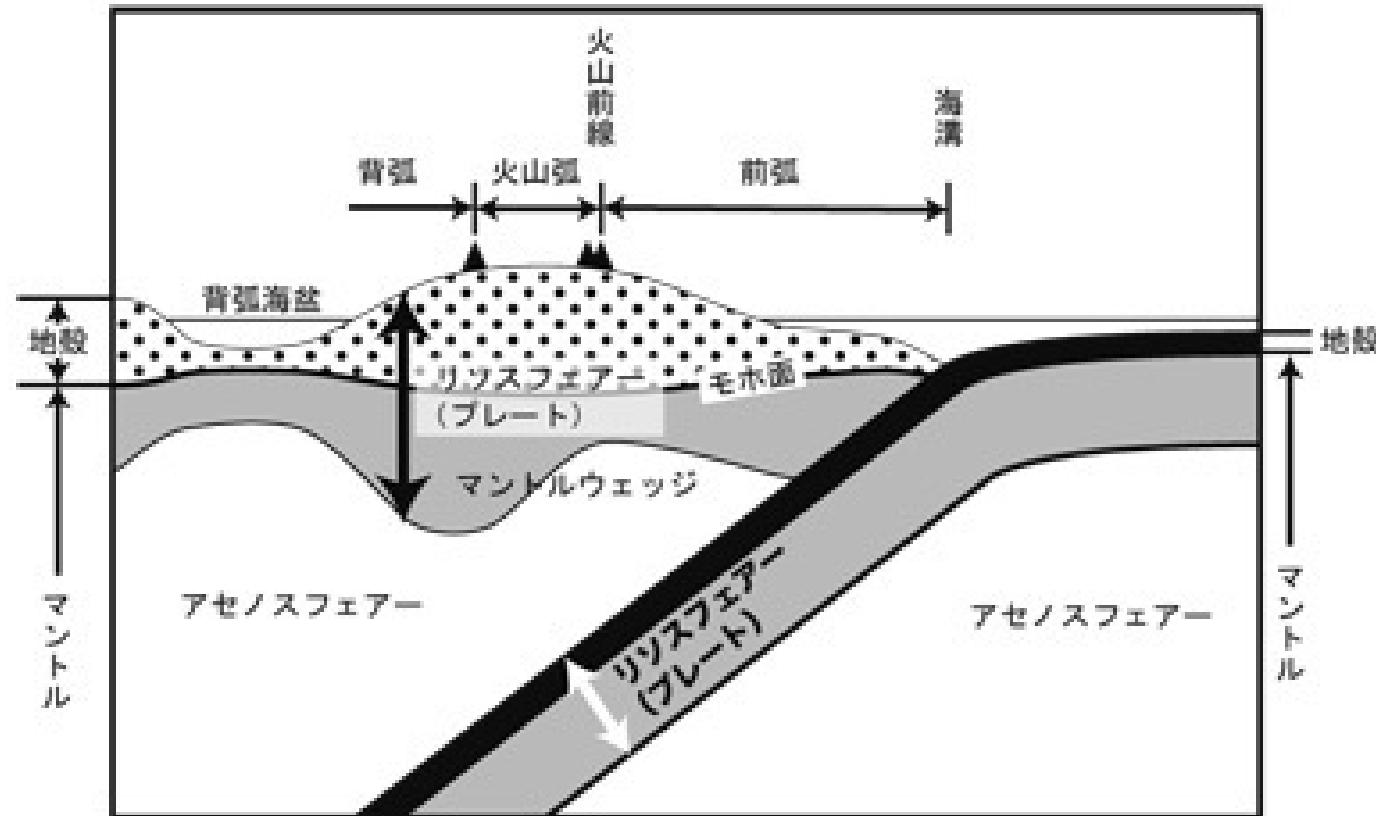
そのため、地表でも海溝寄りには火山が分布しない。

沈み込み帯の火山は、海溝から離れた位置に海溝と平行に並ぶ。火山分布の海溝側の境界を**火山フロント**、火山フロントと海溝の間の火山が分布しない領域を**前弧**という。

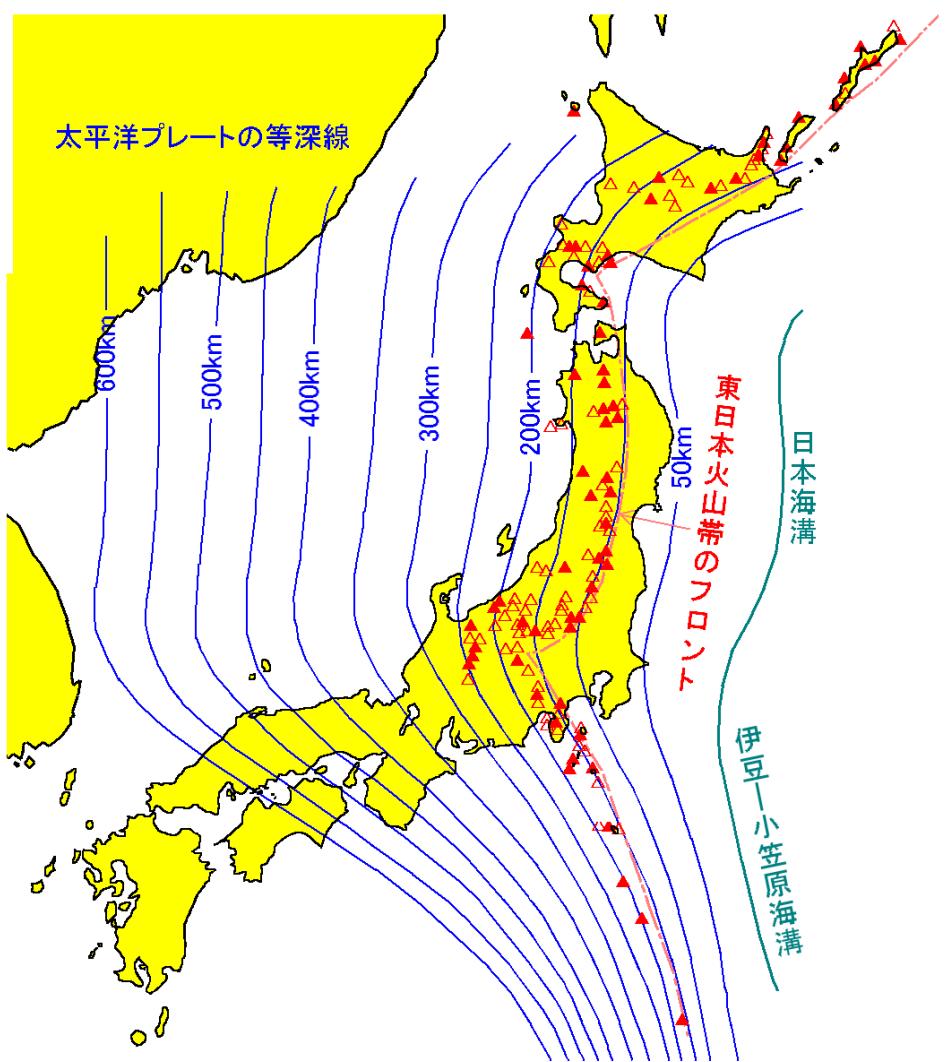
4-17, 陸弧(りくこ)・島弧(とうこ)-海溝系の基本構造

背弧(はいこ)-火山弧(中軸)-前弧(ぜんこ)-海溝

火山前線(火山フロント): 火山弧の海溝側の境界線



4-18, 現在の火山帯 東日本火山帯



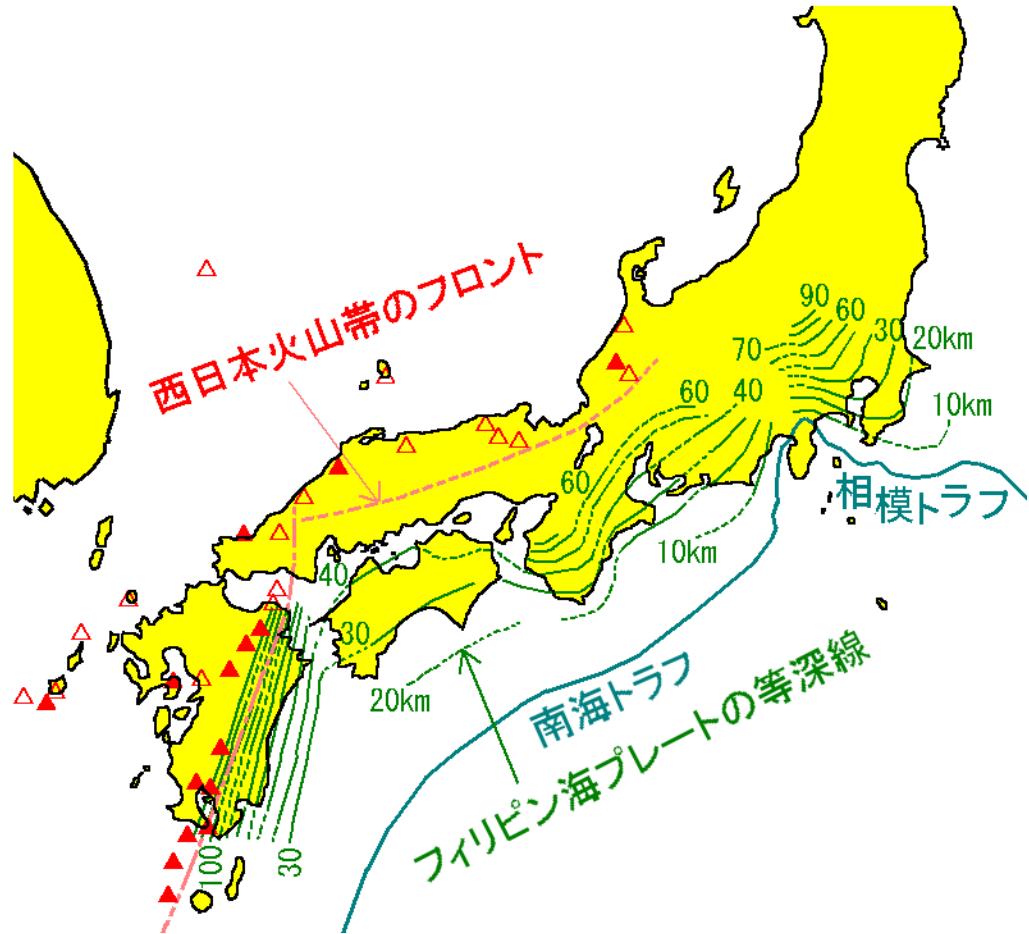
太平洋プレートが
造っている火山帯

太平洋プレートが沈み込んでいる、アラスカ-アリューシャン-千島-東北日本-伊豆・小笠原・マリアナ-トンガ-ニュージーランドの火山帯の一部

沈み込んだ太平洋プレートが、深さ110km付近の直上に海溝側火山列、170km付近の直上に背弧側火山列が並んでいる。(巽好幸による)

4-19, 現在の火山帯 西日本火山帯

フィリピン海プレートが造っている火山帯

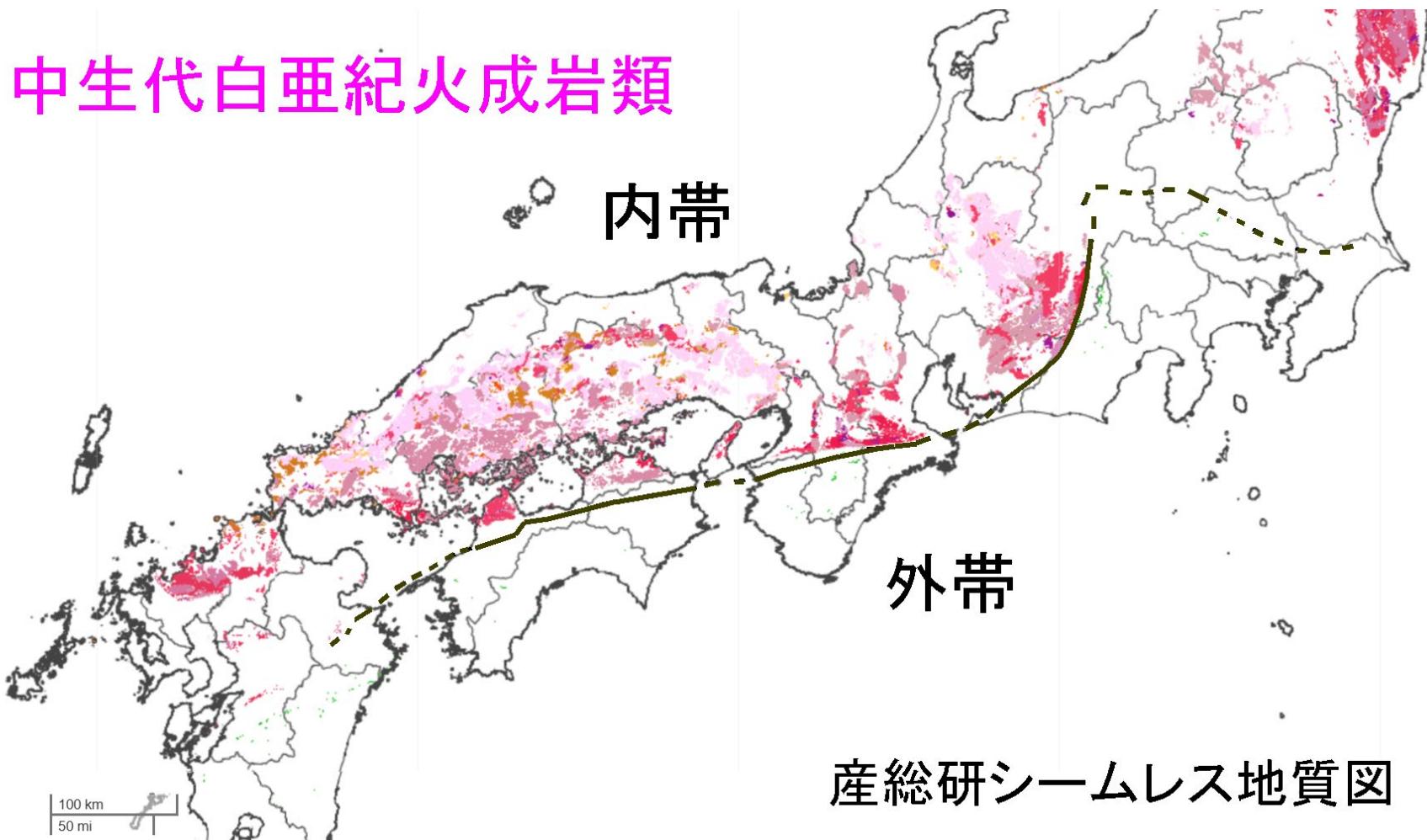


白山-大山-阿蘇-
霧島-トカラ列島の
火山帯

前弧の奄美・沖縄
には火山はない

4-20, 外帯は、白亜紀の古アジア大陸東縁の前弧域

中生代白亜紀火成岩類



5章、日本列島の始まりは付加体から

5章1節

付加体

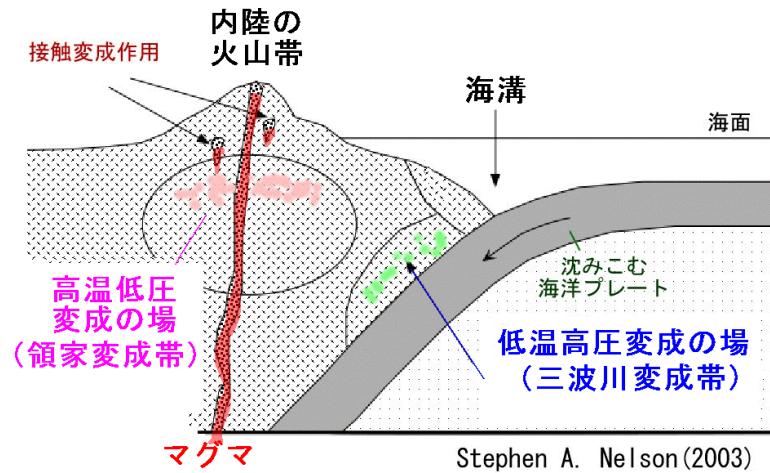
遠洋性岩石と海溝堆積物

日本列島の土台

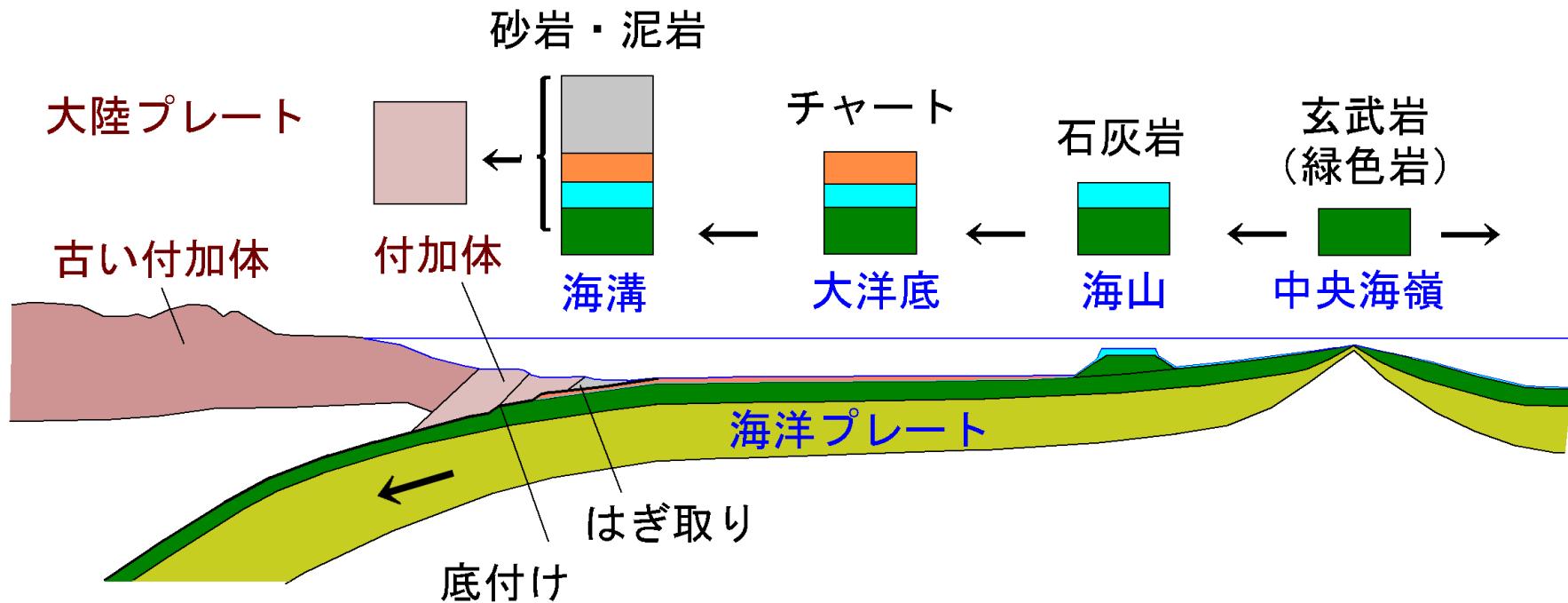
付加体の年代とは

メランジュ

5-1, 領家変成岩も三波川変成岩も もとの岩(源岩)は付加体

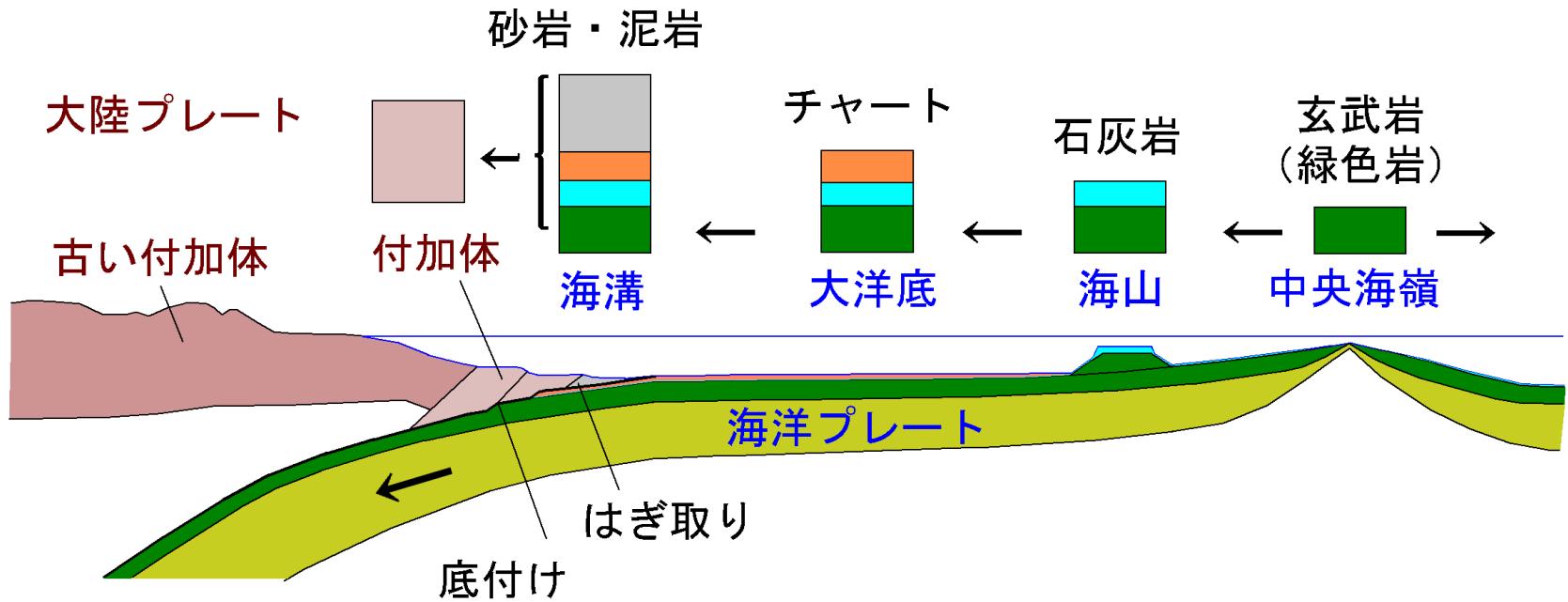


5-2, 付加体



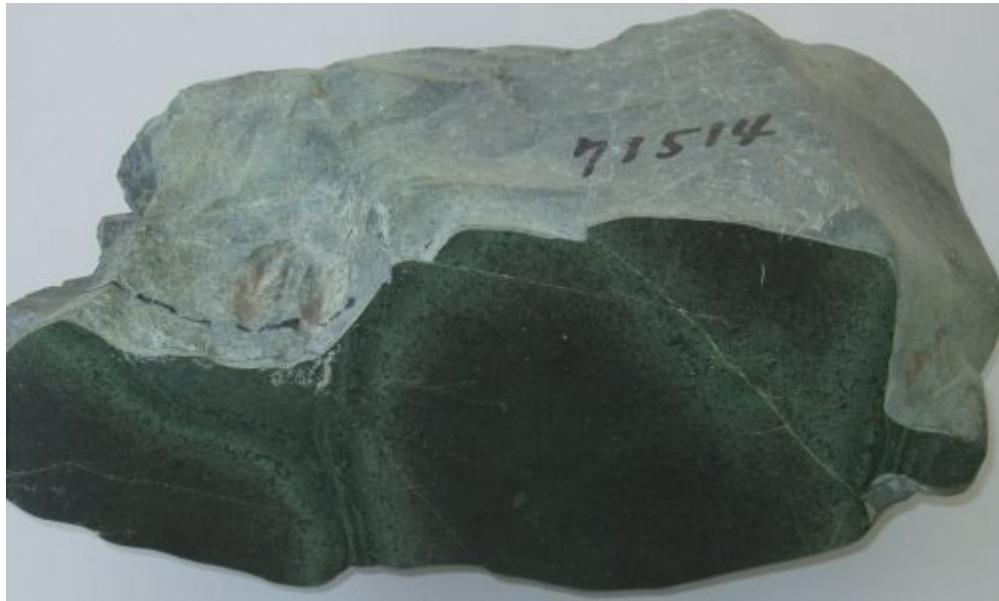
沈み込む海洋プレートからはぎとられ、
大陸プレートに付け加わった地質体

5-3, 付加体のメンバー



遠洋性 海洋地殻 緑色岩・はんれい岩・かんらん岩
大洋底堆積物 石灰岩(火山島のサンゴを含む)
チャート
海溝堆積物 泥岩(粘板岩)・砂岩

海洋地殻の 緑色岩(弱变成玄武岩)・はんれい岩



中央海嶺やホットスポット火山島に湧いた玄武岩は、海水に触れて変質し、含水鉱物を含むことが多い。それらが弱い变成を受けた变成岩としての岩石名が緑色岩。

ホットスポット巨大海底火山のマグマだまりの中で、
晶出した重い鉱物が底に沈積してできた、かんらん岩。



1億5000万年前（中生代ジュラ紀後期）
ひきつづき、美濃丹波秩父帯の付加体が成長している。沈み込み帯と平行に、ジュラ紀の花崗岩類が貫入している。イザナギプレート上に噴出した巨大な“みかぶ海台”が接近中。

丸山ほか(1997)

石灰岩：石灰質の殻や骨格を作る生物の
遺骸が火山島の周囲や大洋底に堆積



チャート: 石英質の殻を作る微小なプランクトンの放散虫の遺骸が大洋底に堆積



数千メートルより深い深海はカルシウムが不飽和で、海面から降ってくる微小プランクトンの石灰質の殻は溶けてしまうため、深海では放散虫の石英質の殻だけが堆積し、チャートができる。

海溝堆積物の砂岩と泥岩

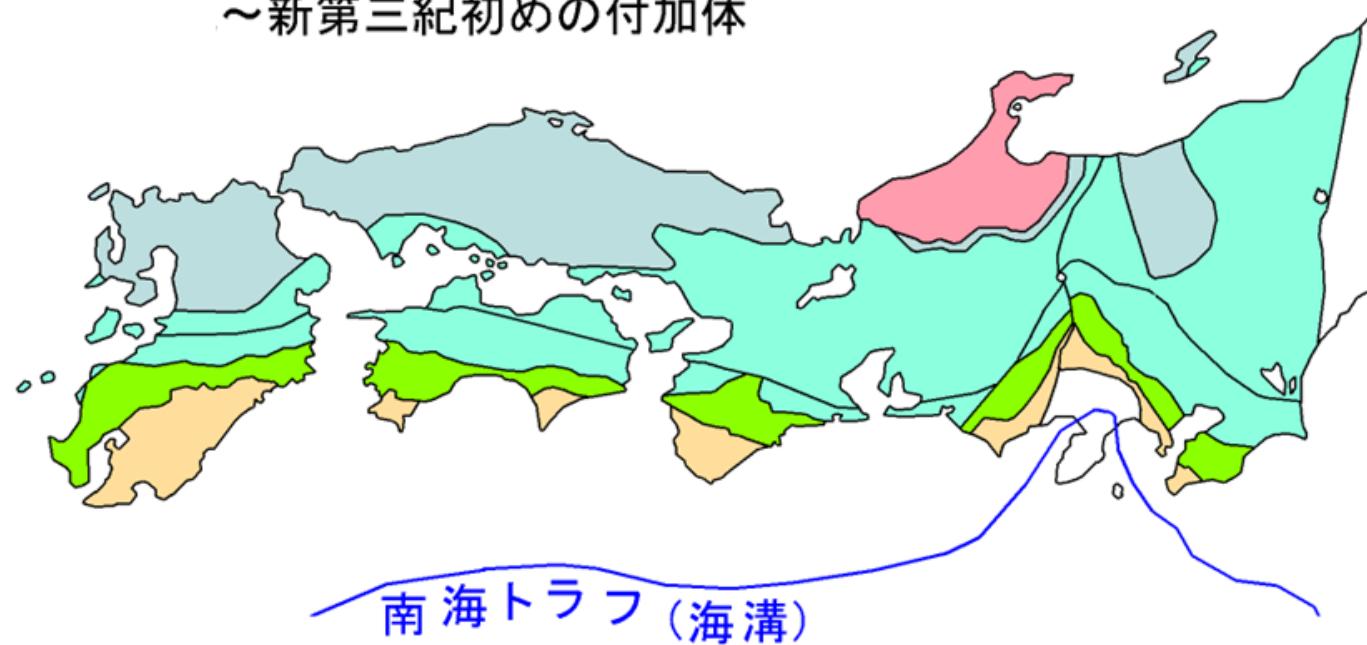


砂岩:海底土石流で、砂と泥が混ざった混濁流が
海溝に流れ下り、一気に堆積。

泥岩:土石流と土石流の間に、泥だけがゆっくり堆積。

5-4, 古アジア大陸の縁に3億年間成長した付加体が、後の日本列島の土台になった。

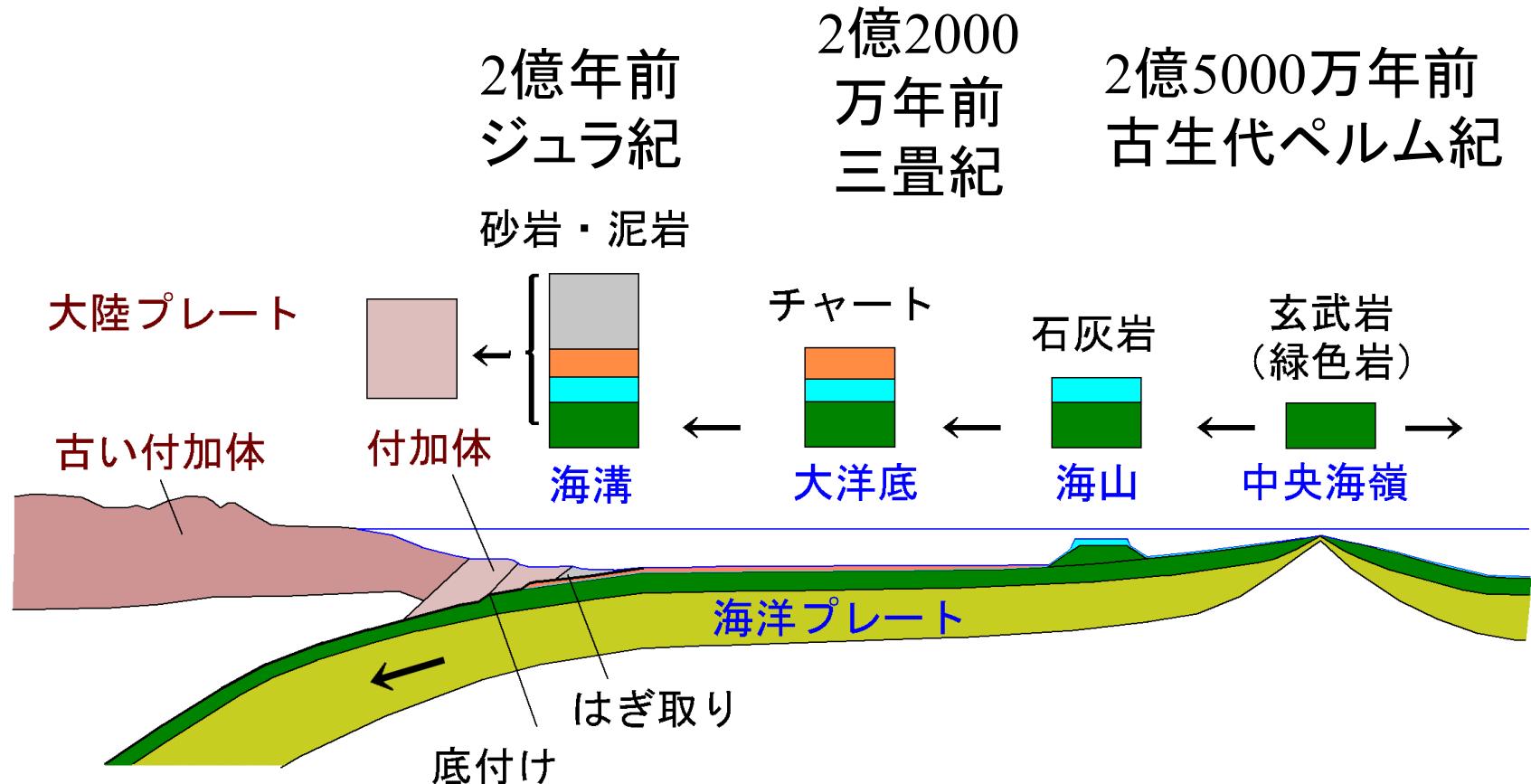
- 古生代以前の大陸地殻
 - 古生代末～中生代三疊紀の付加体 3億～2億年前
 - 中生代ジュラ紀の付加体 2億～1億4300年前
 - 中生代白亜紀の付加体 1億4300万～6600万年前
 - 新生代古第三紀 6600万～1500万年前
- ～新第三紀初めの付加体



5-5, 付加体の年代は、付加した時の年代

遠洋性の岩石は、誕生した場所から海溝までの移動時間分古い。

ジュラ紀付加体の一例



5-6, メランジュ

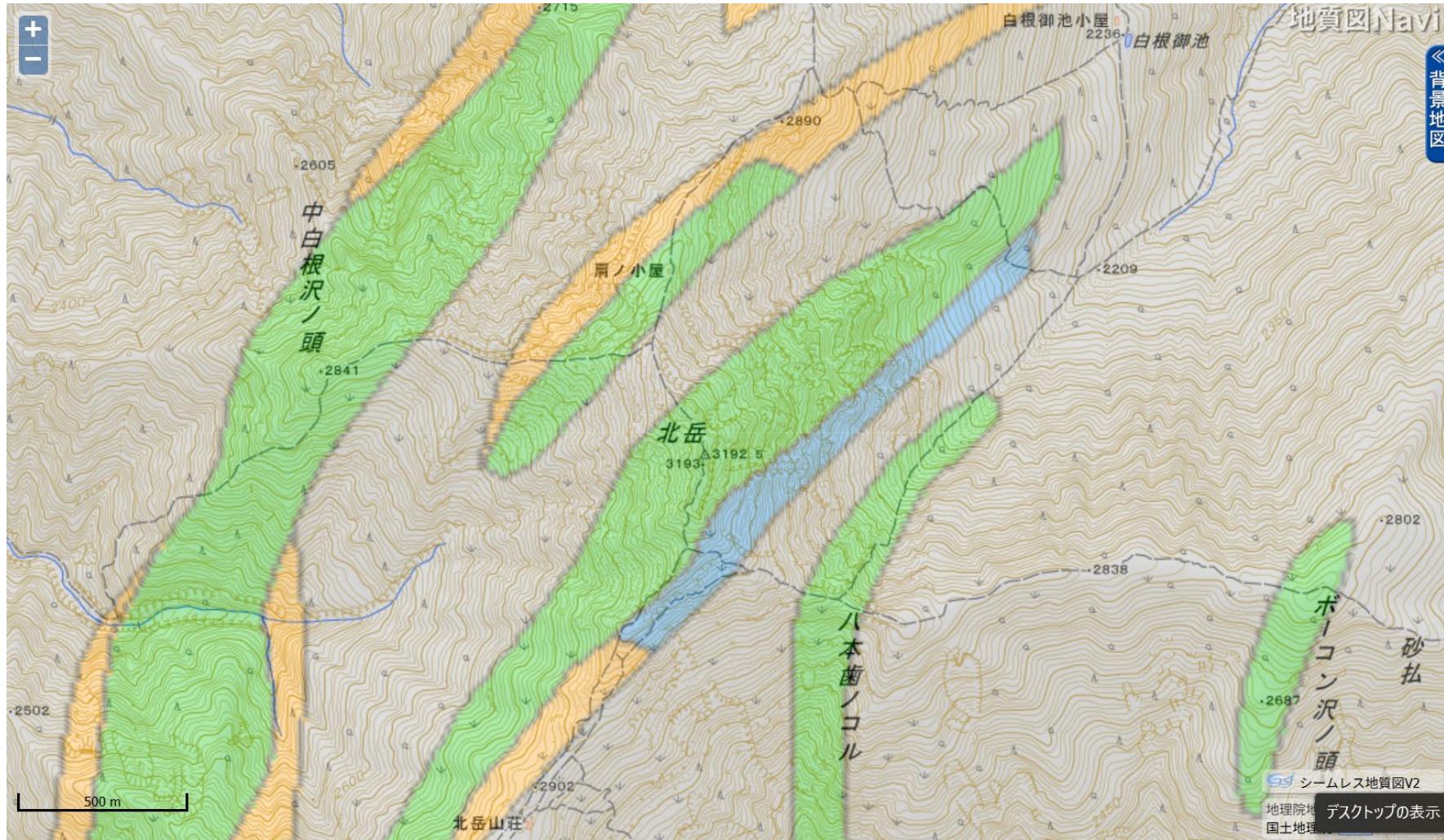
海洋プレートからはぎとられ大陸プレートに付加するときに、さまざまな岩石のブロックが、変形し混合



この標本は、ジュラ紀付加体の**標本スケールのメランジュ**遠洋性のチャートと海溝堆積物の泥岩・凝灰岩が混合

5-7, 地質図スケールのメランジュ

赤石山脈 北岳 白亜紀付加体(四万十帯北帯)



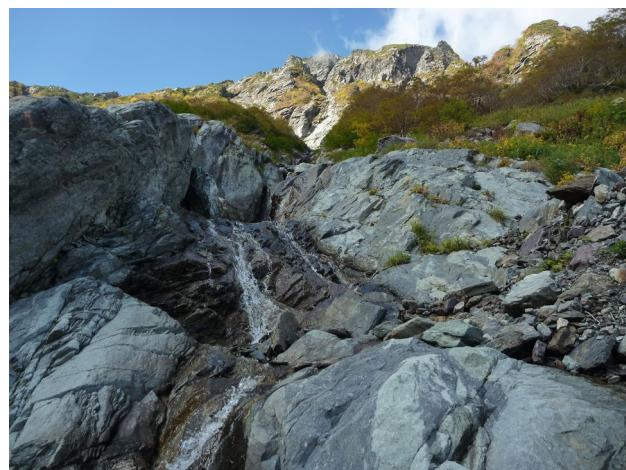
赤石山脈 北岳 白亜紀付加体(四万十帯北帯)



頂上付近 チャート

頂上三角点 緑色岩

頂上北方 石灰岩



間の岳への主稜線
緑色岩

八本歯 粘板岩

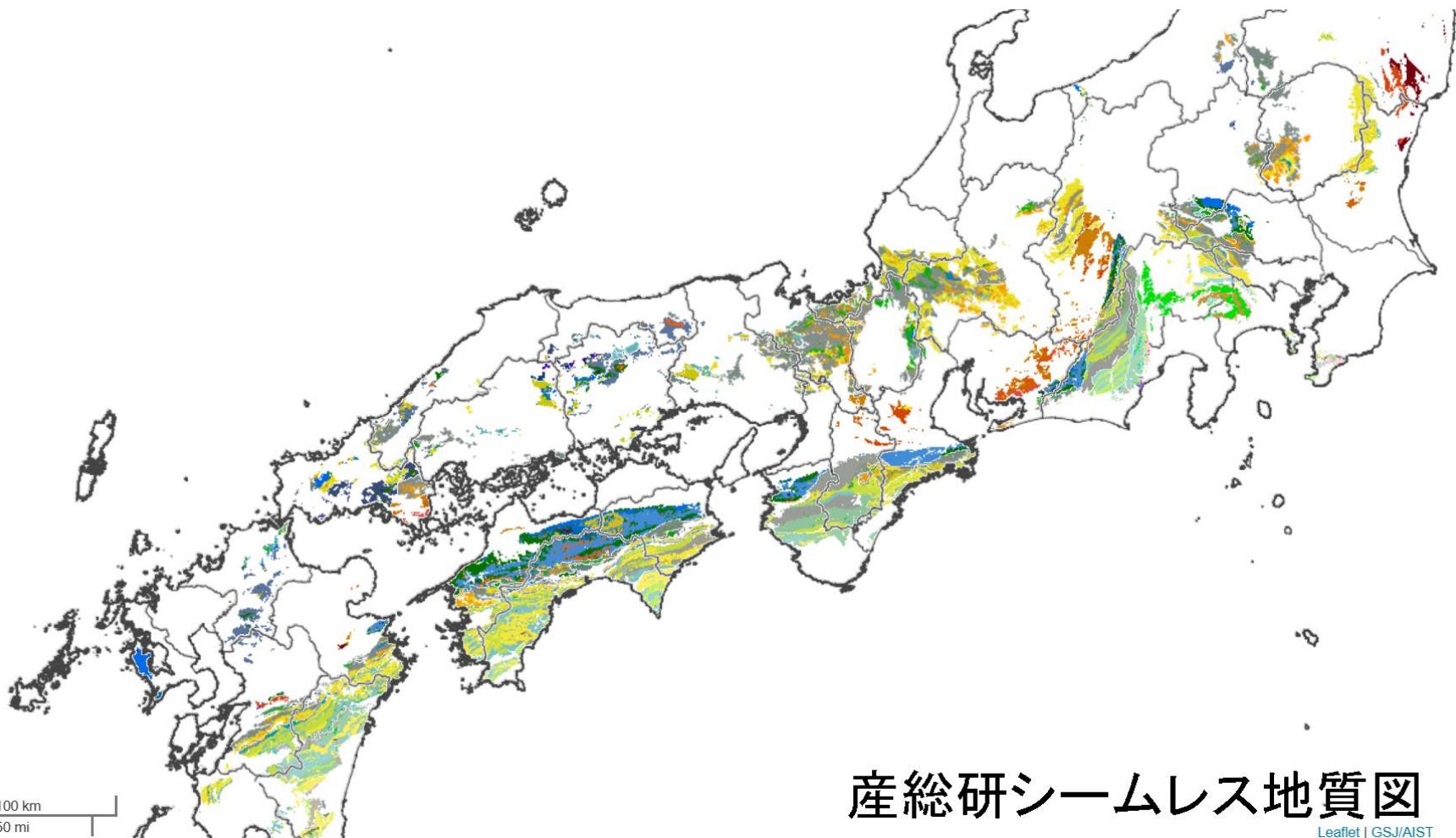
大樺沢
砂岩・粘板岩・凝灰岩

南アルプス野呂川広河原インフォメーションセンター



5-8, 地表に露出している付加体と变成岩

飛騨变成帯を除く



産総研シームレス地質図

Leaflet | GSJ/AIST

6章、ジュラ紀付加体に貫入した 白亜紀後期の花崗岩

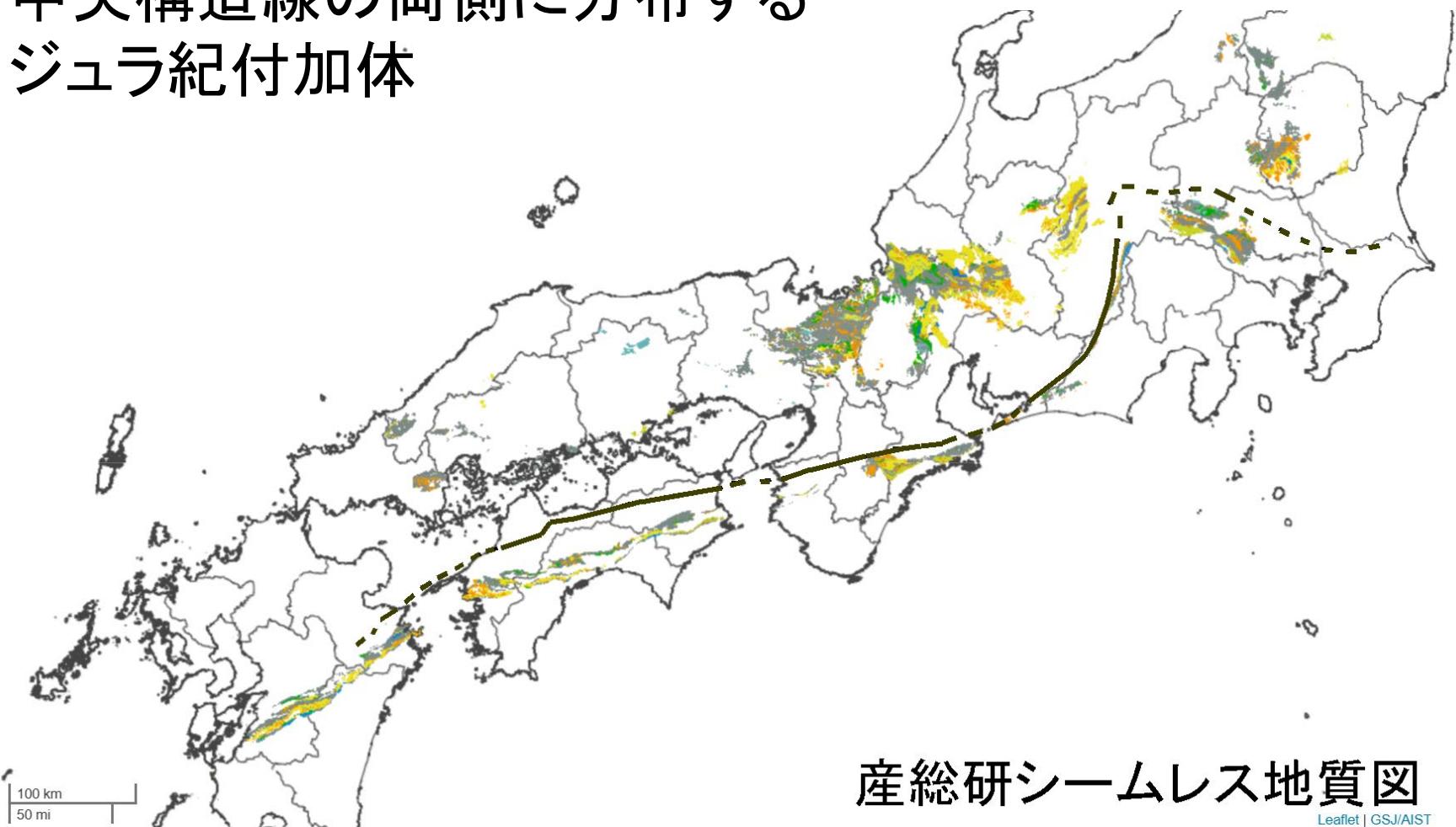
6章1節

ジュラ紀付加体
中央構造線の両側に分布

領家変成帯(源岩はジュラ紀付加体)
内帯側に分布

6-1, ジュラ紀付加体

中央構造線の両側に分布する
ジュラ紀付加体



美濃帶



岐阜城 チャート

秩父帶



藤原岳 石灰岩



伊良湖岬 チャート



二川岩屋観音 チャート



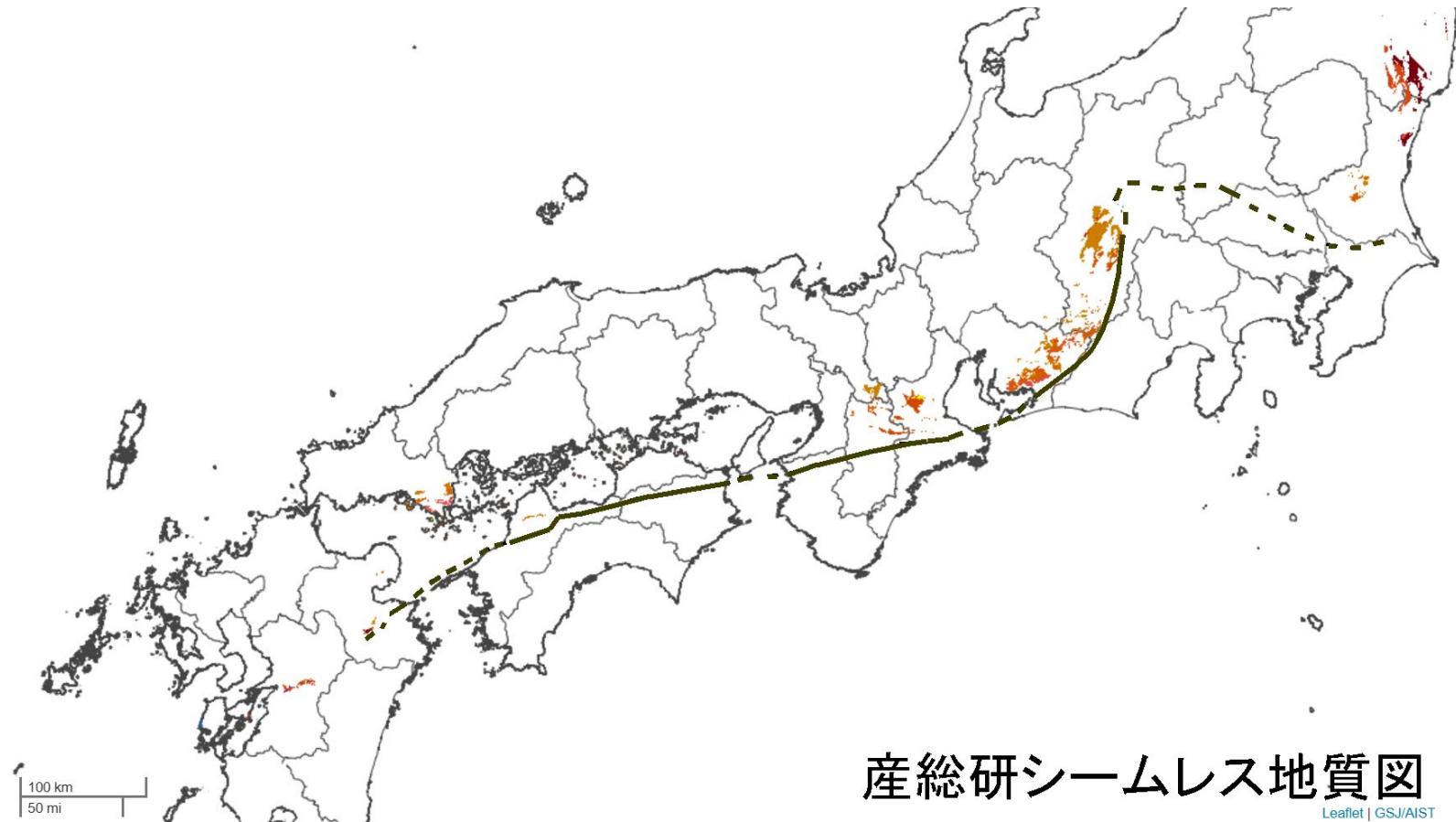
豊橋石巻山 石灰岩

豊橋市二川、岩屋観音のチャート ジュラ紀付加体(秩父帯) 2億年前にはぎとられ、大陸に付加した時の褶曲



岐阜城 チャート(美濃帯)

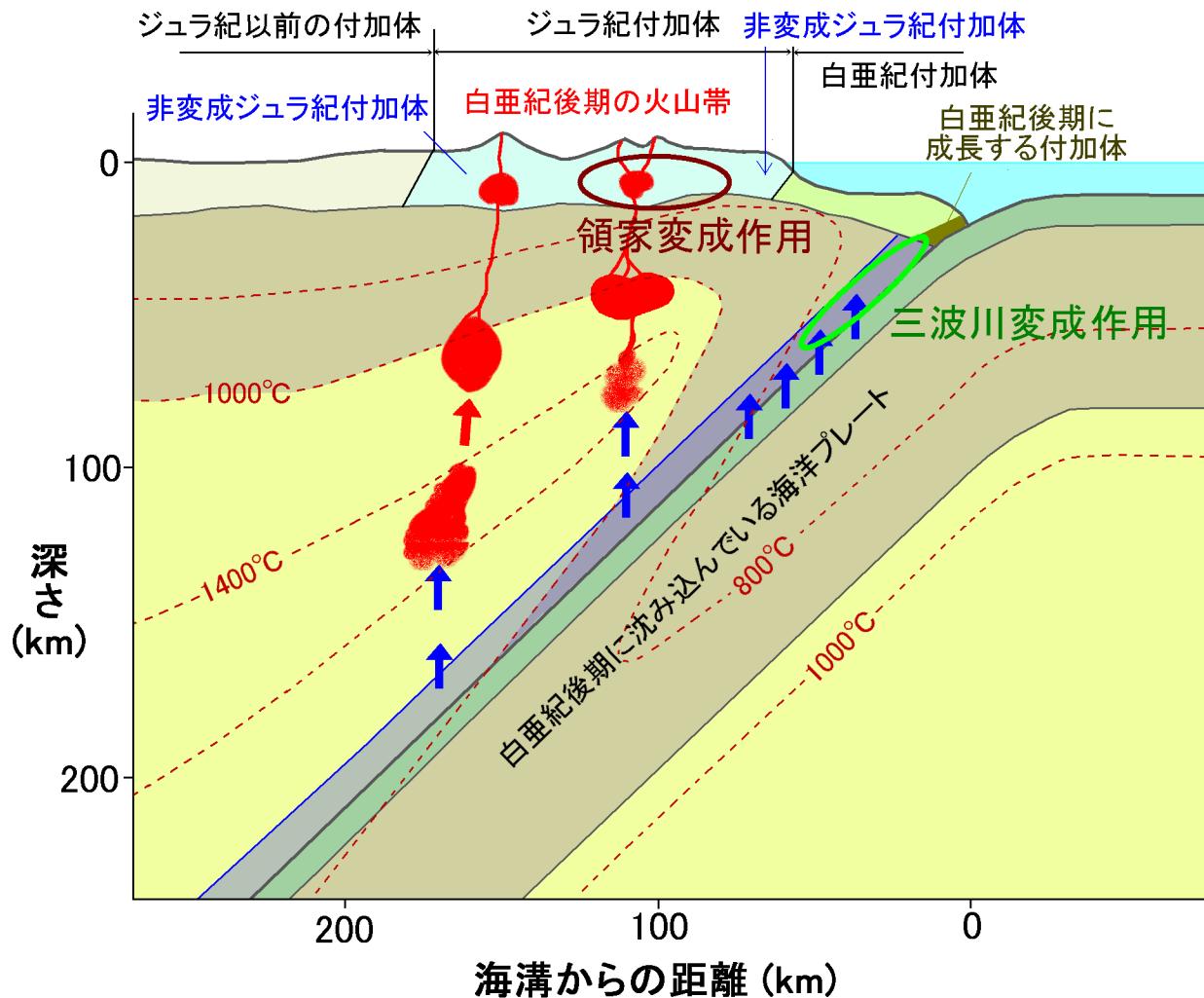
6-2, 領家変成帯(源岩はジュラ紀付加体) 白亜紀後期に高温低圧型変成



図は白亜紀の高温低圧型変成帯
阿武隈変成帯は白亜紀前期、熊本の変成岩との連続は未解決

6-3, ジュラ紀付加体中の高温低圧型変成帯

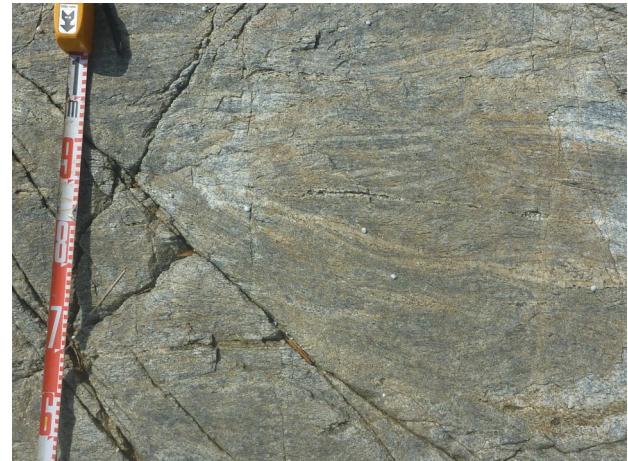
丹波-美濃-足尾帯(非変成)一領家変成帯一秩父帯(非変成)の白亜紀の配列のイメージ案



三波川変成帯
(源岩は白亜紀付加体)は、
深部で変成作用を受けてい
る。

概念図

变成岩



三河湾篠島泥質片麻岩
花崗岩類



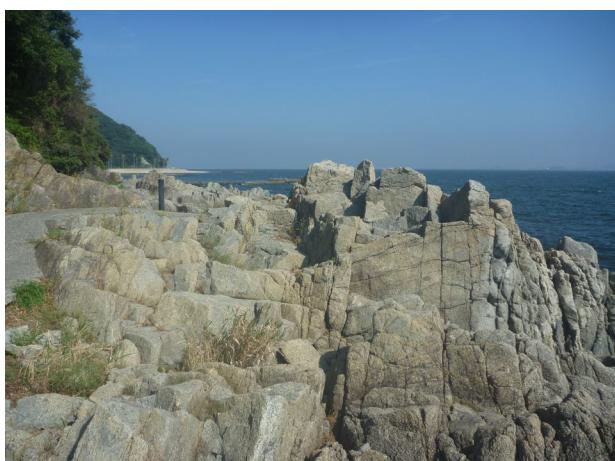
西尾市平原の滝
珪質片麻岩



設楽町田峯珪質片麻岩



三河湾篠島花崗閃綠岩



蒲郡市西浦花崗閃綠岩



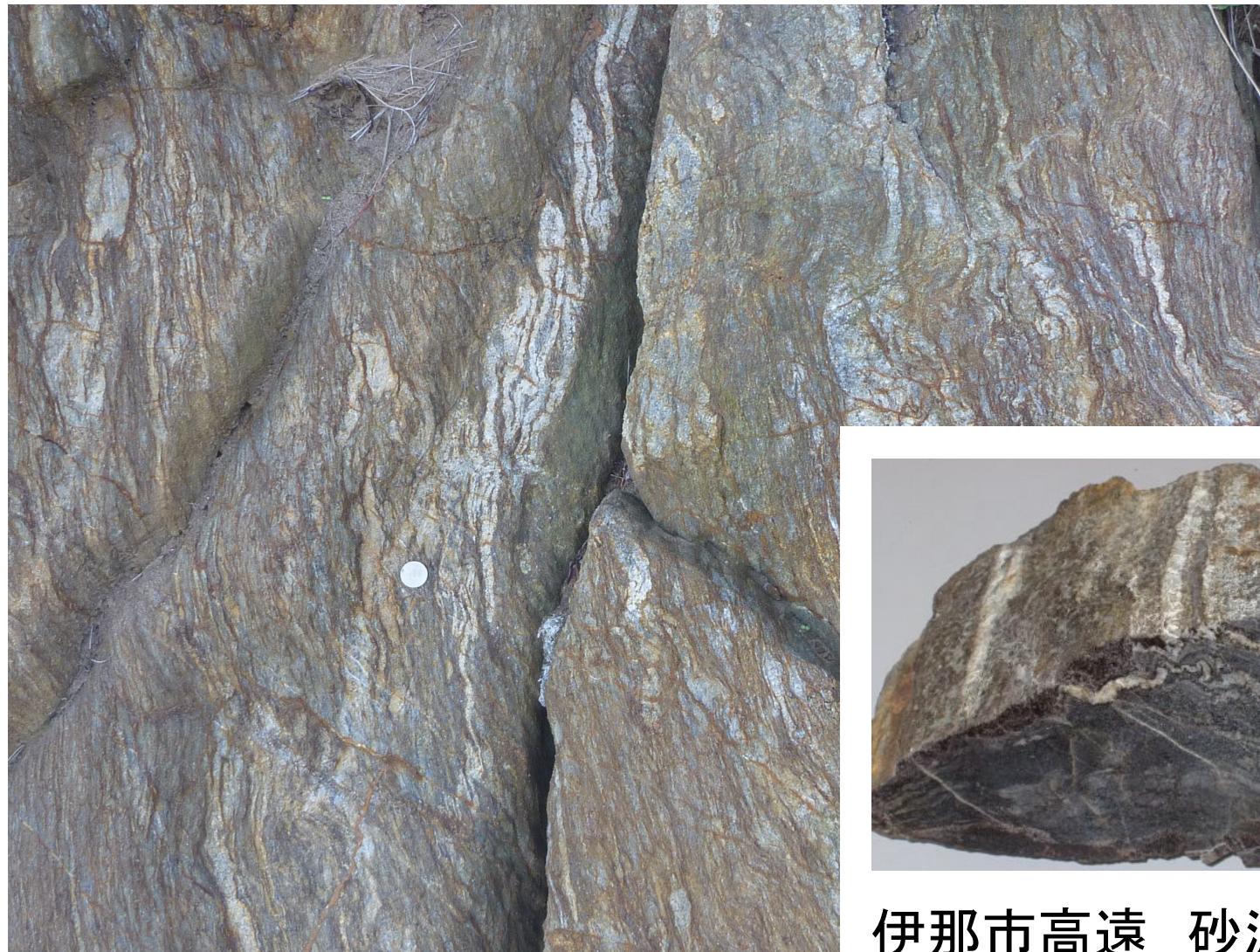
豊田市足助香蘭溪
花崗岩

蒲郡市西浦 白亜紀後期の花崗閃綠岩



西浦海岸

山口県上関町 泥質片麻岩(源岩はジュラ紀付加体)
白亜紀後期に変成 強い変形で折りたたまれた石英脈



伊那市高遠 砂泥質片麻岩

6章2節

三波川変成帯

源岩は白亜紀付加体
外帯側に分布

中央構造線と外帯のジュラ紀付加体
の間に分布

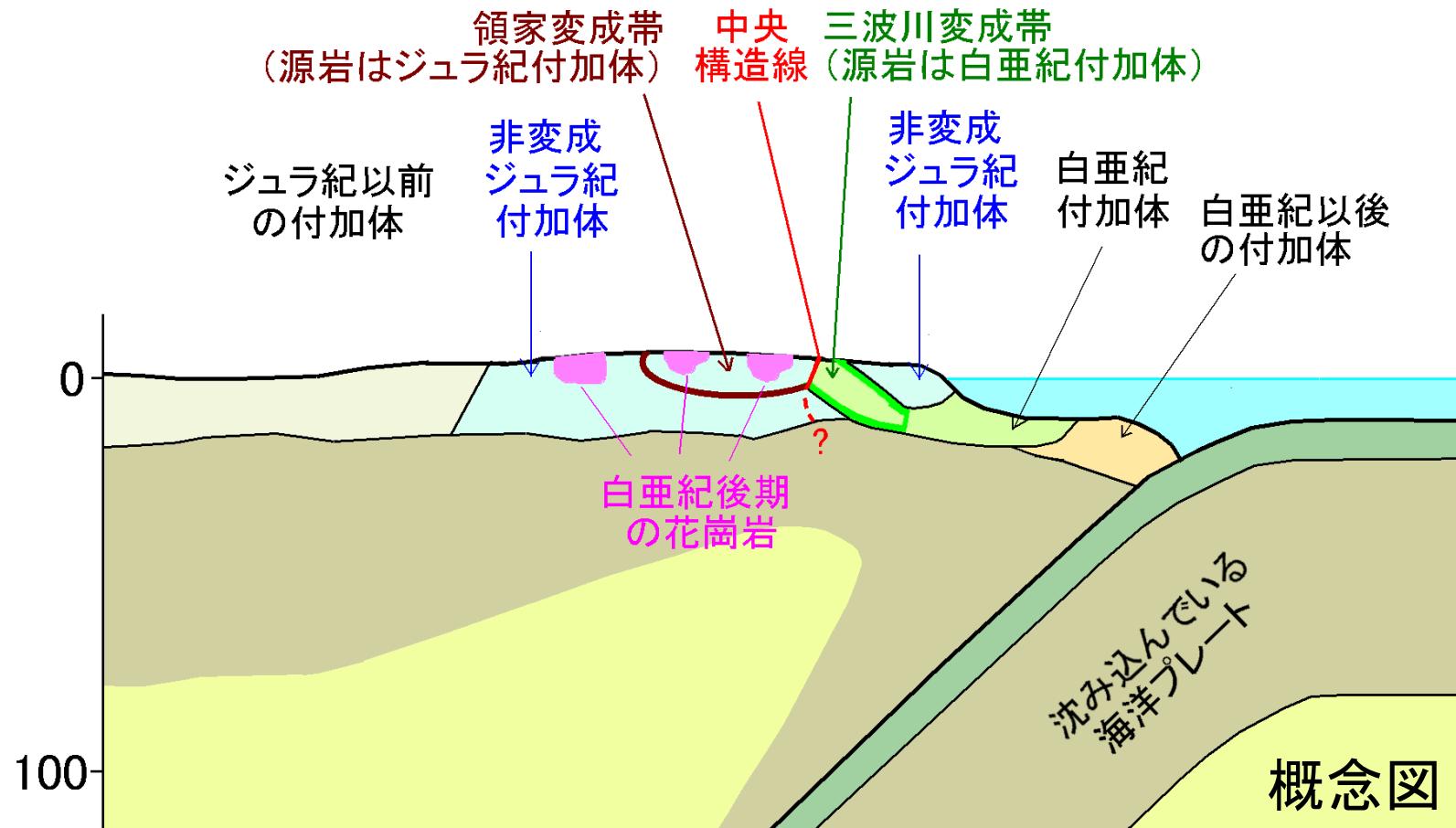
6-4, 三波川変成帯(源岩は白亜紀付加体) 白亜紀後期に低温高压型変成

外帯側の非変成ジュラ紀付加体と
中央構造線の間に分布



図は白亜紀の低温高压型変成帯、長崎変成岩・西彼杵変成岩との連続は未解決

6-5, 領家変成帯(変成ジュラ紀付加体)と 秩父帯(非変成ジュラ紀付加体)の間に 上昇定置した三波川変成帯?





混乱

中央構造線で大陸プレート側の内帯と
海洋プレート側の外帯が接した



納得

中央構造線は大陸の中に生じた断層

白亜紀のマグマ活動の領域(高温)を切り
マグマ活動が無かった前弧域(低温)と接しさせた

7章、断層岩類

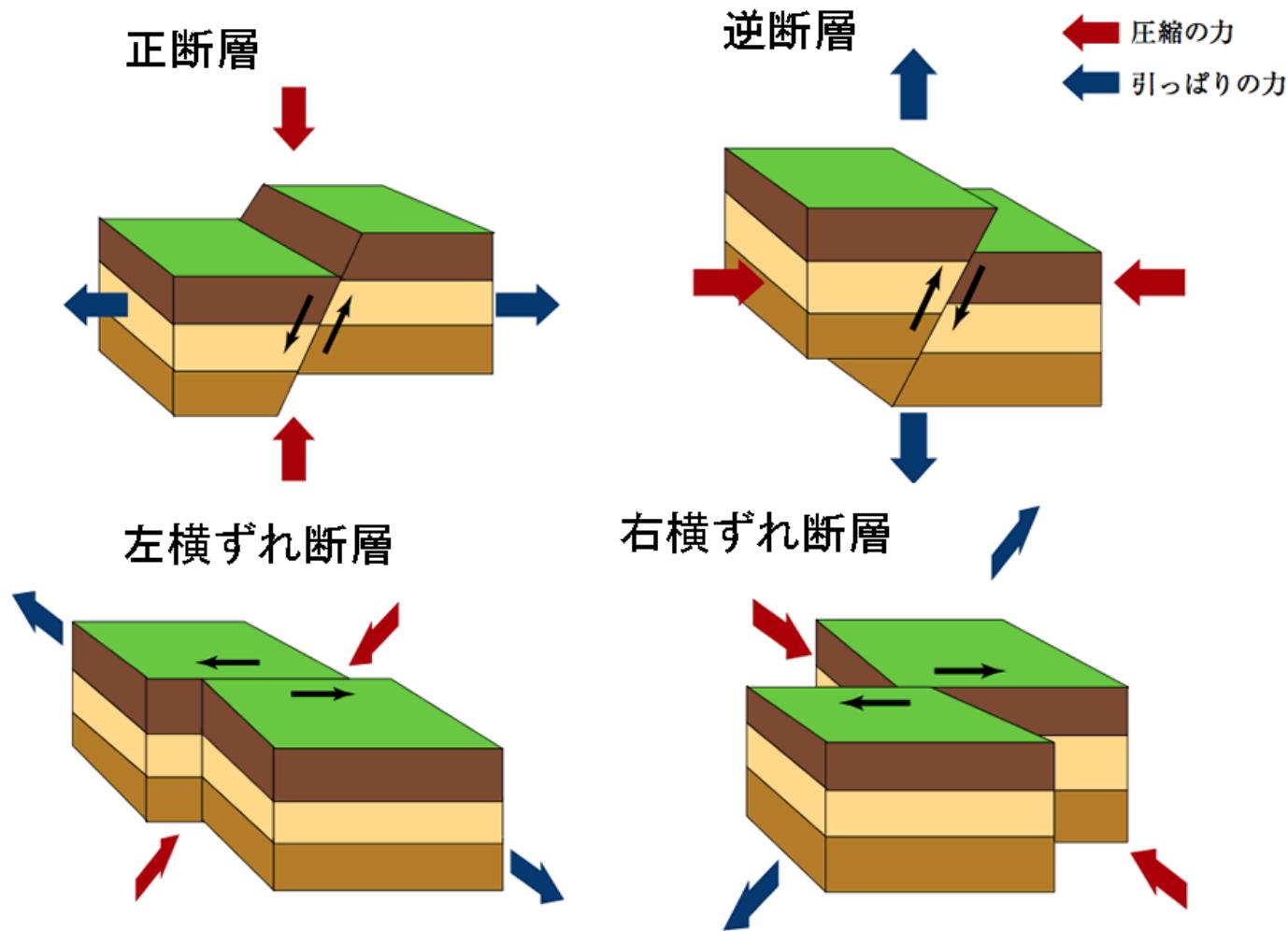
7章1節

断層のずれ方

断層の深さと幅

断層岩類

7-1, 「断層」は、ずれ目



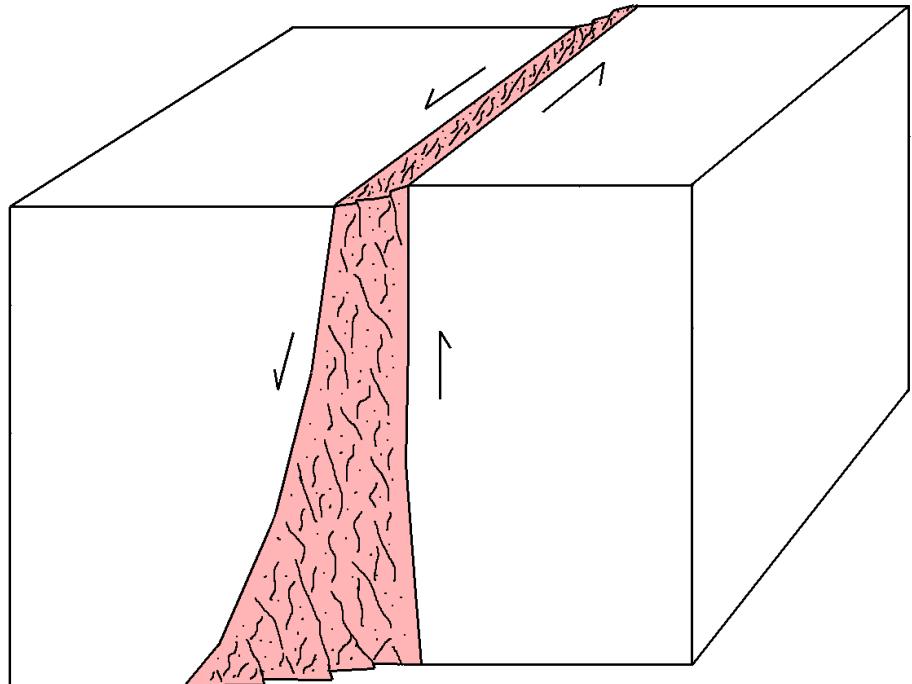
図は文部科学省小冊子「地震の発生メカニズムを探る」より

7-2, 断層帯

例: 伊那谷断層帯
(活断層系)

地質学的「断層帯(断層の幅)」
活断層評価の「断層帯(系)」

地質学的「断層帯」

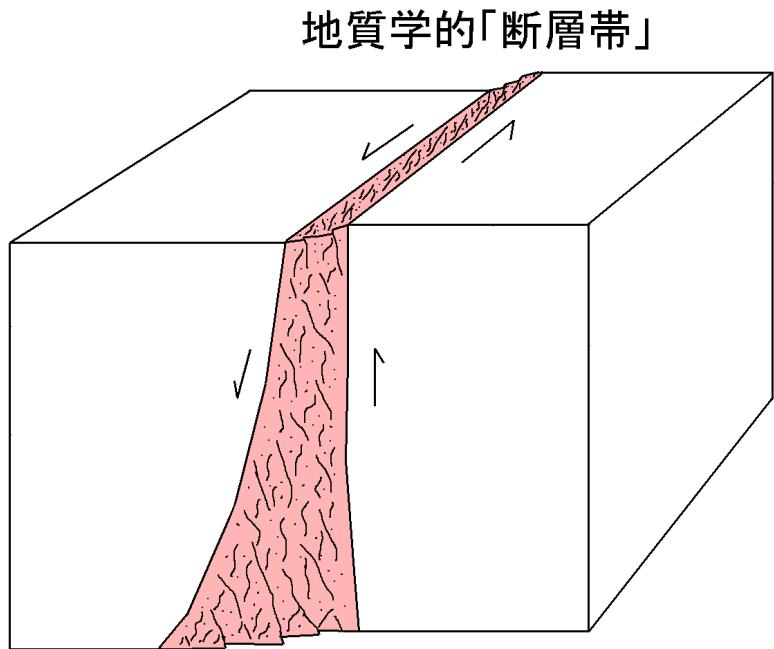


断層岩 断層帯の中で変形を受けた岩石
変形の仕方で区分(岩種は問わない)



7-3, 断層岩類: 断層ガウジと断層角礫

断層の幅の中で、破碎や変形を受けた岩石



断層岩 断層帯の中で変形を受けた岩石
変形の仕方で区分(岩種は問わない)

断層深部ほど
断層帯の幅が広い

深さ 0~5km 低温・低圧

破碎・粉碎されたまま

断層ガウジ

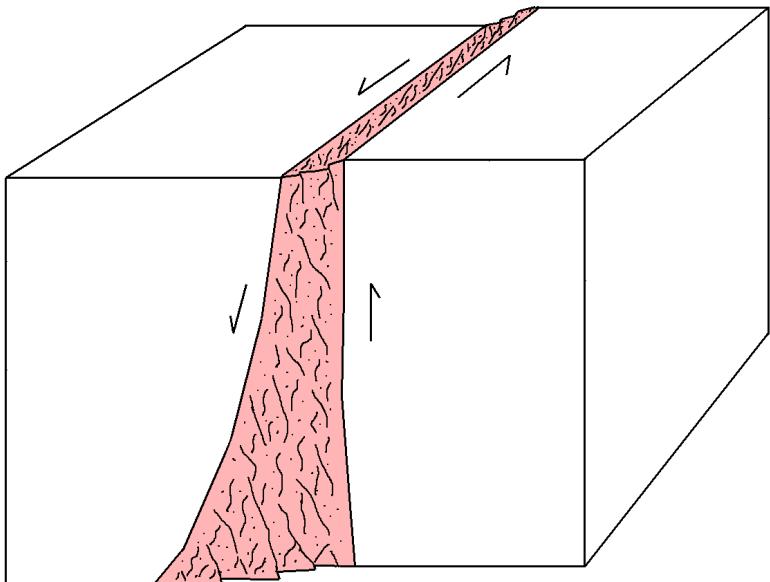
ほとんど粉碎物

断層角礫

肉眼で見分けられる岩片
が30%以上

7-4, 断層岩類: カタクレーサイト

地質学的「断層帯」



断層岩 断層帯の中で変形を受けた岩石
変形の仕方で区分(岩種は問わない)

断層深部ほど
断層帯の幅が広い

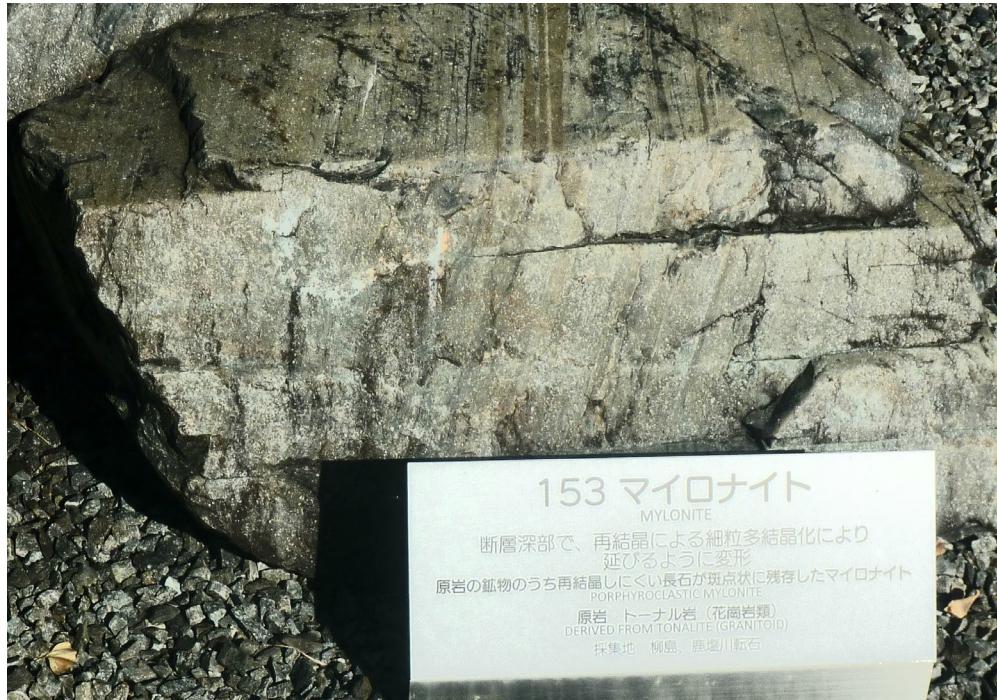
深さ 5km～15km 高圧

カタクレーサイト
破碎されているが
固結した岩石(破碎岩)

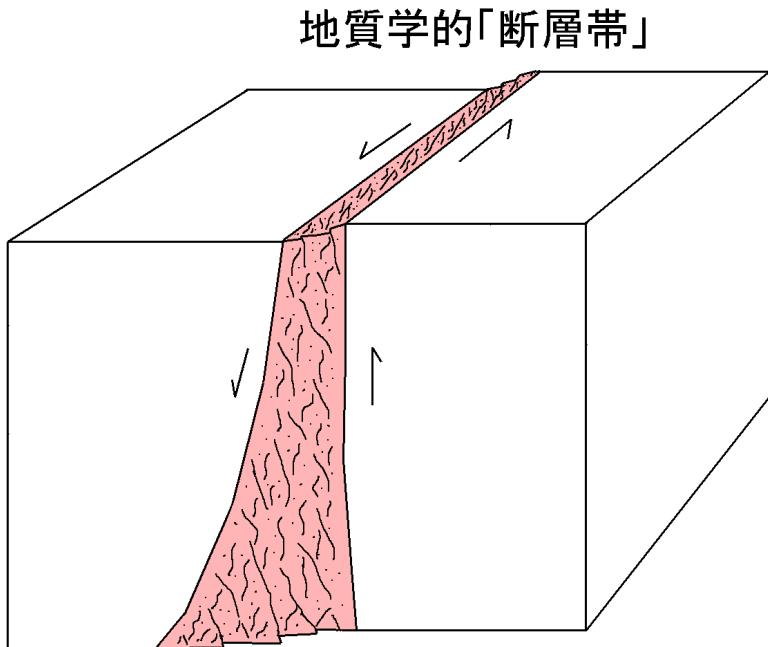
ひずみが大きくなつて
一気に破碎し、ずれ動いた
→地震波を発生した

左: カタクレーサイト(破碎岩)

地震波を発生する深さ(震源になる深さ)で
急激なずれ動きで破碎。再固結した岩石。
(記載的には「破碎しているが固結を保っている岩石)



7-5, 断層岩類:マイロナイト



断層岩 断層帶の中で変形を受けた岩石
変形の仕方で区分(岩種は問わない)

断層深部ほど
断層帶の幅が広い

深さ 15km以深 高温

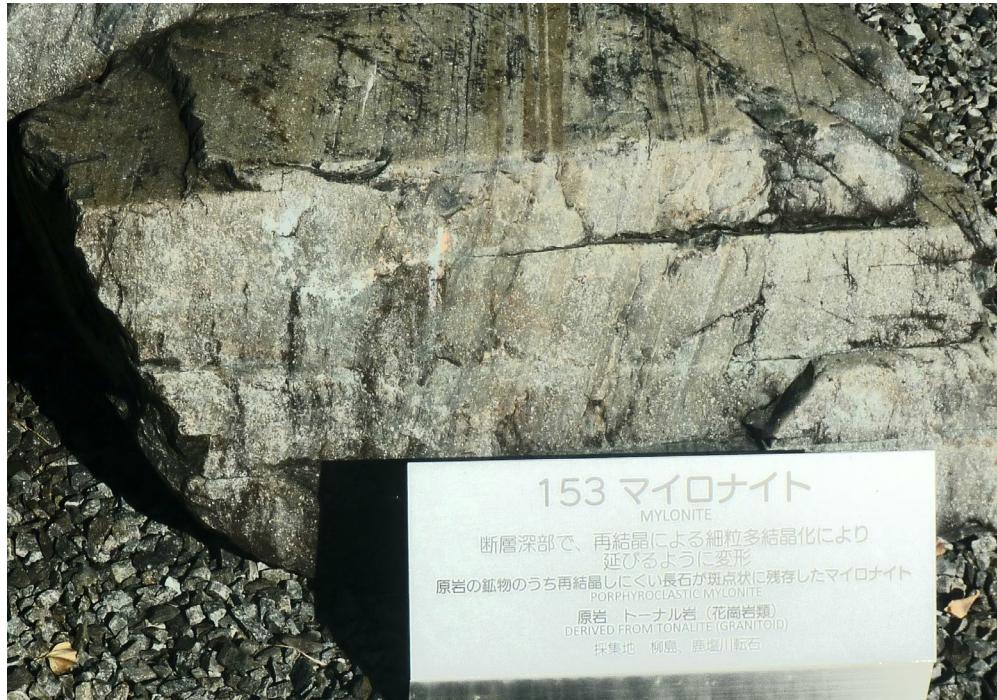
变成作用が生じる温度

マイロナイト
再結晶しながらゆっくり延びた
→地震波は発生しない

变成岩としては「動力变成岩」

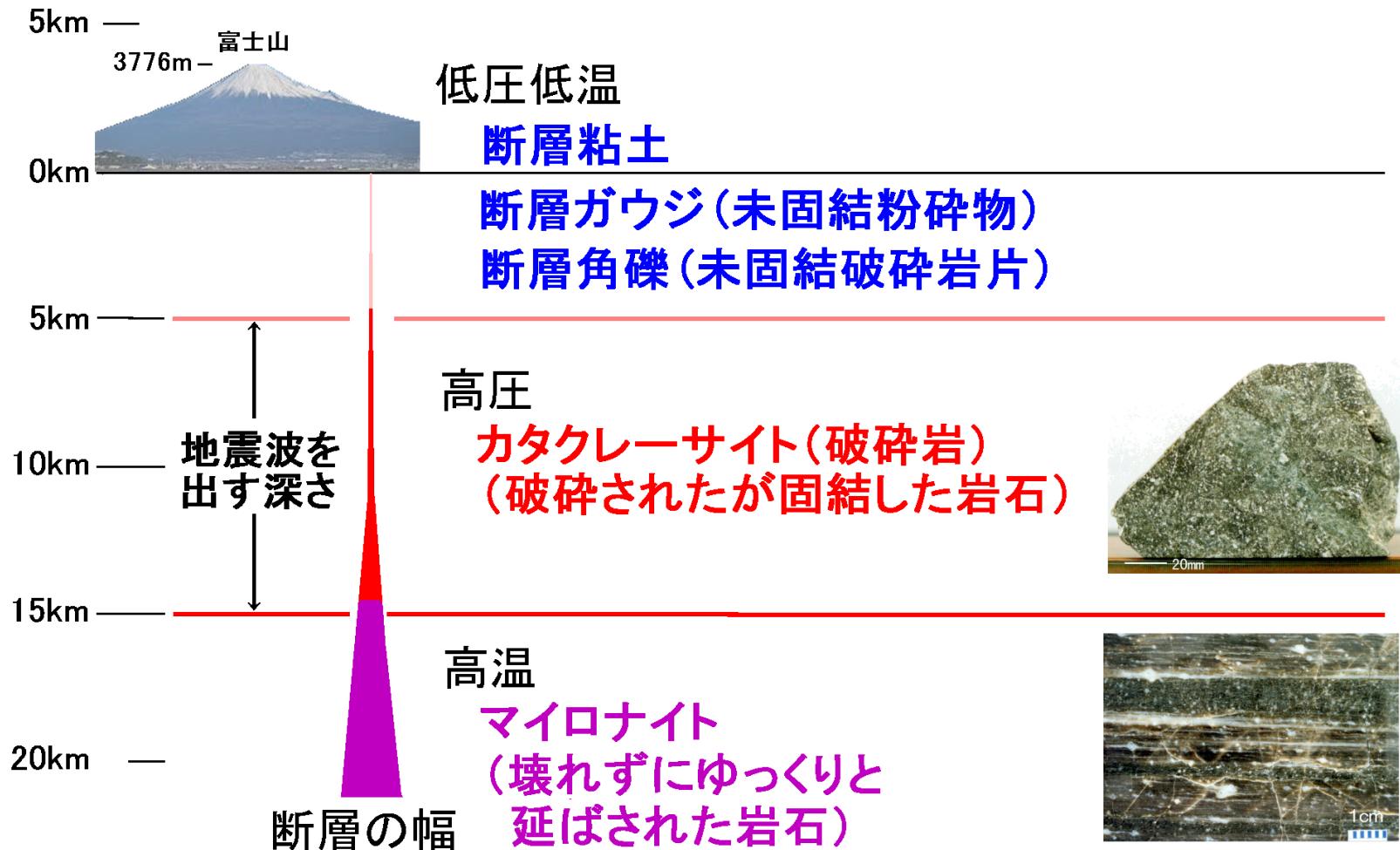
右:マイロナイト

地震波を発生する深さ(震源になる深さ)以深で、壊れることなくゆっくりと延ばされた岩石



7-6, 大陸地殻に生じる断層の断層岩

地表～地震波を発生する深さ～地震波を発生しない深さまで



大鹿村中央構造線博物館ホームページ

→学習資料→断層岩類

断層岩ってなに？ | 大鹿村中央構造線博物館

https://mtl-muse.com/study/faultrocks/whatisfaultrocks/

OSHIKA MUSEUM OF JAPAN MUSEUM OF EARTH SCIENCE 大鹿MTL リンク集 お問い合わせ 文字サイズ： 大 小 言語を選択

ホーム 利用案内 イベント 展示 中央構造線 学習資料 博物館について

学習資料

- 登山道沿い岩石マップ
- 南アルプスジオパーク
- 謎の鹿塩温泉
- 地震
- 断層岩類**
- 断層岩ってなに？
- 断層岩の分類
- 面構造と線構造
- 剪断センスの判定
- 断層岩と地震
- 断層岩の顕微鏡画像リスト
- N01ポーフィロクラスティック・マイロナイト
- N02ウルトラマイロナイト

断層岩ってなに？

断層岩というのは、地下の断層がずれ動いたときに、岩盤が剪断変形をするのにともなって形成される、脆性および延性剪断帯を構成する変形岩の総称です。

※「岩」といっても、未固結の断層内物質も含みます。
※剪断には、ゆっくりとした非地震性挙動と、高速の地震性挙動の両方を含みます。

断層岩の業界で有名な「鹿塩（かしお）マイロナイト」

花崗岩
↓
マイロナイト



大鹿村大西山崩壊地

デスクトップの表示

16°C くもり

検索

15:54 2025/11/27

7章2節

マイロナイト

壊れずに変形するしくみ
再結晶多結晶化

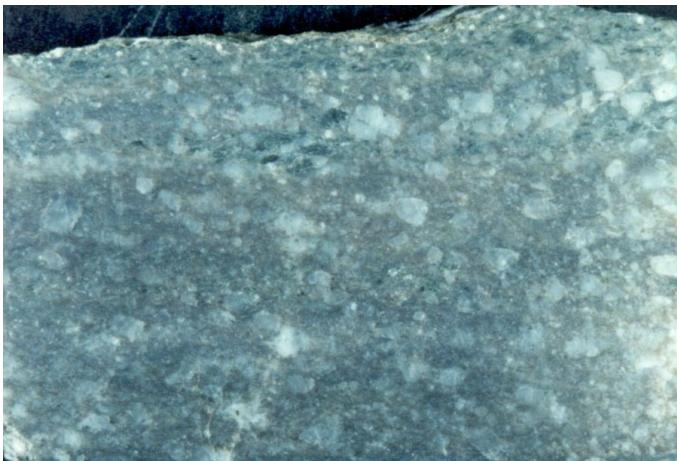
ポーフィロクラスト

はんれい岩源マイロナイト
かんらん岩源マイロナイト

7-7, マイロナイト

断層の深部で、壊れずにゆっくり延びた断層岩

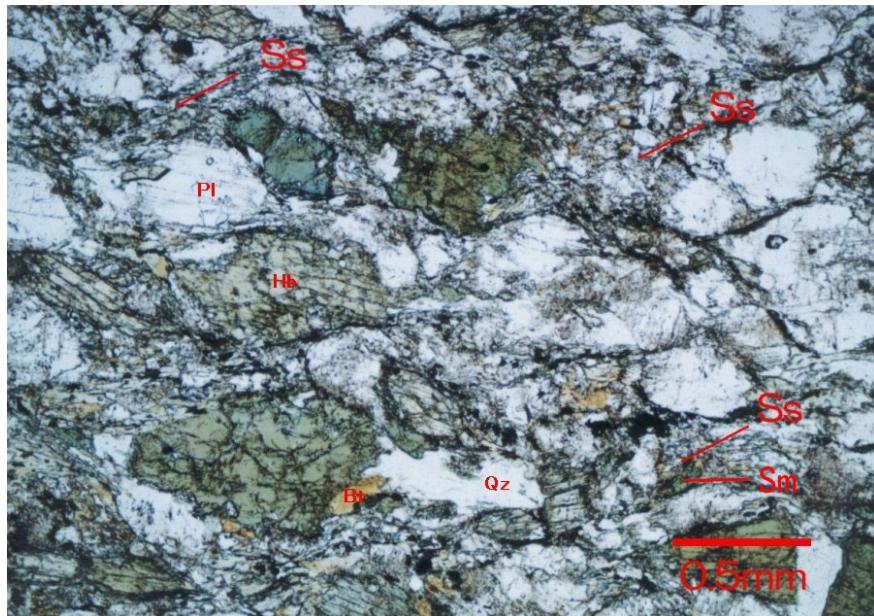




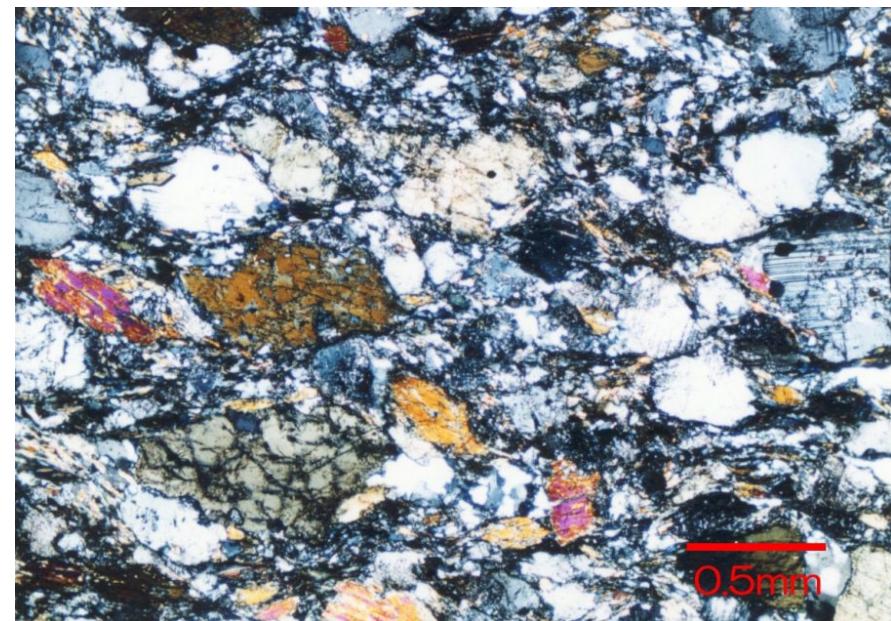
マイロナイト 源岩:トーナル岩(花崗岩類)

←大鹿村大西公園

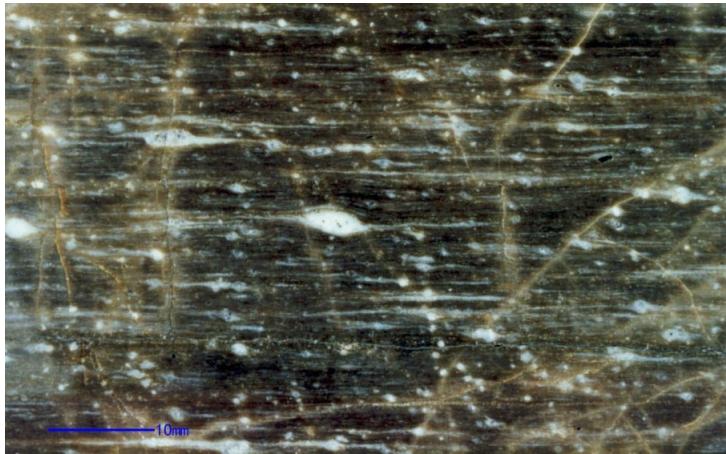
薄片の偏光顕微鏡画像 画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



クロスポーラー



マイロナイト
源岩:トーナル岩(花崗岩類)

←大鹿村鹿塩川

薄片の偏光顕微鏡画像 画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



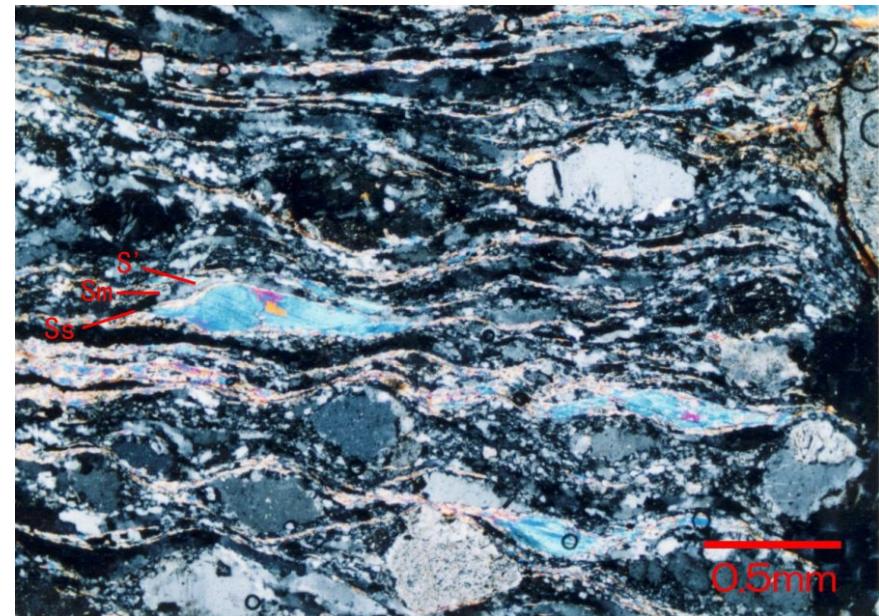
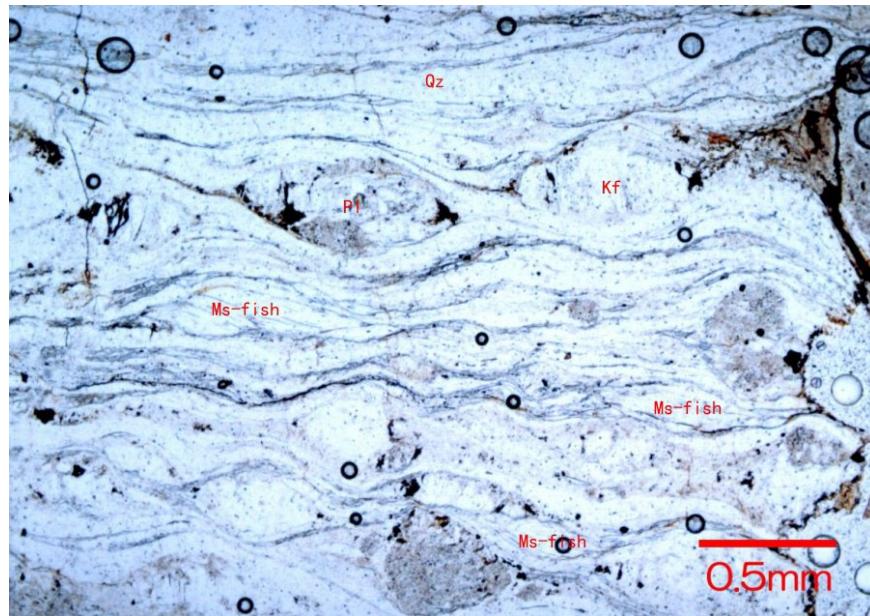
クロスポーラー

マイロナイト

源岩: 泥質片麻岩

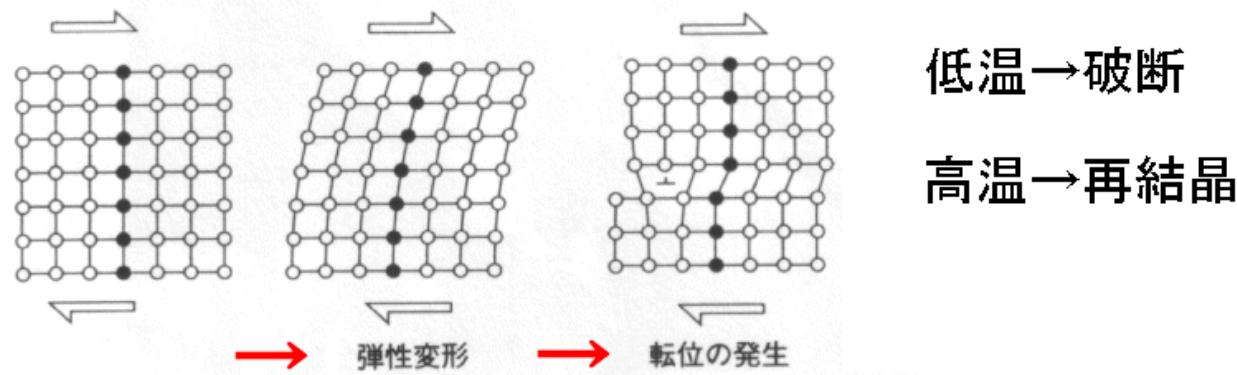
大鹿村鬼面山東稜

薄片の偏光顕微鏡画像 画像の長辺=3.6mm

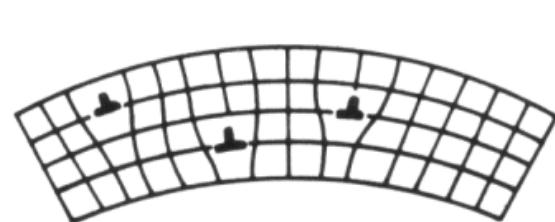


7-8, 動力変成作用

マイロナイトが壊れずに変形していくしくみ
結晶レベルで見る歪(ひずみ)の蓄積



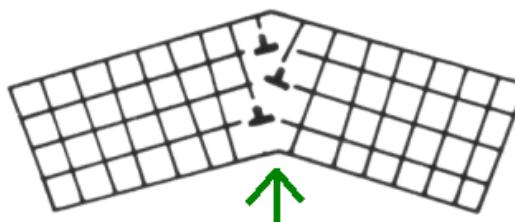
変成作用(再結晶)による歪の解消



Nicolas (1987)



回復

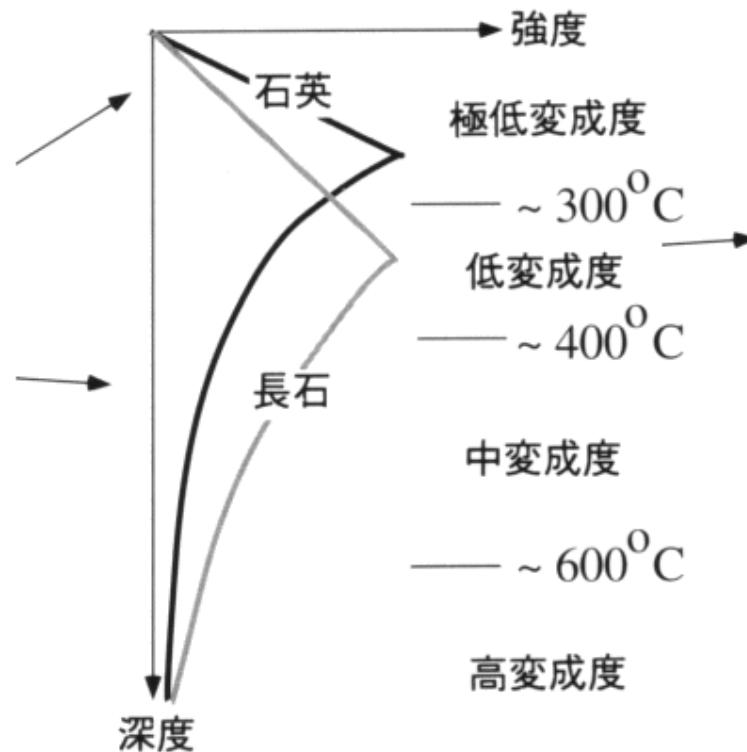


回復
亞粒界形成

7-9, ポーフィロクラスティック(斑状)マイロナイト



花崗岩



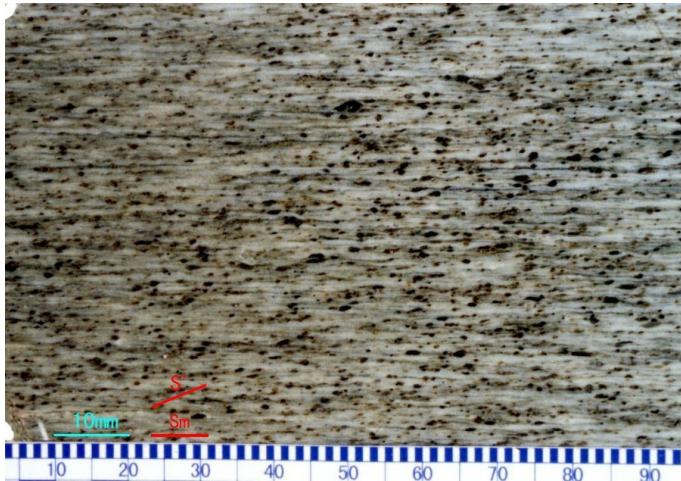
花崗岩源
マイロナイト

鉱物種ごとに再結晶し始める温度が異なる

350°C程度でマイロナイト化すると

石英・黒雲母→微細な結晶に再結晶し、細粒基質に
長石・角閃石→もとの花崗岩の大粒の結晶が残る

7-10,

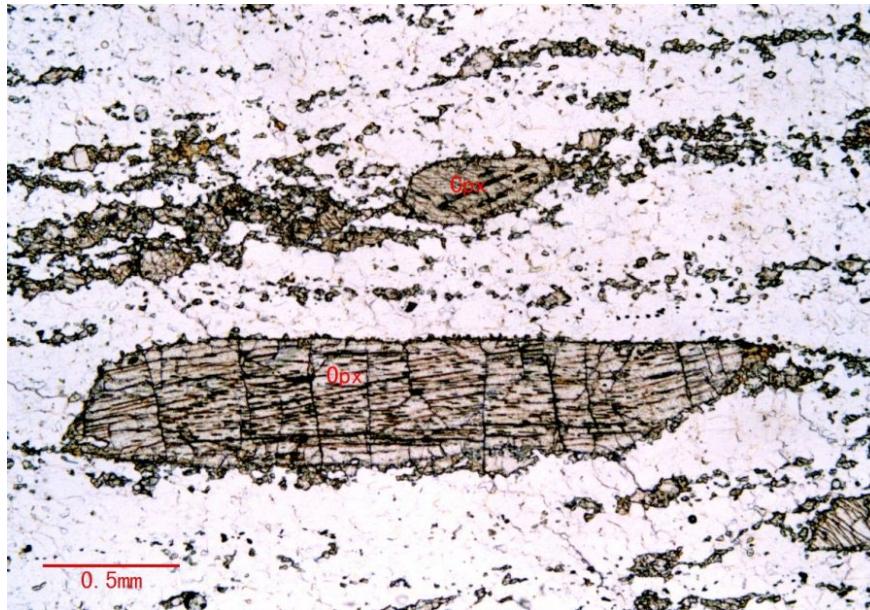


薄片の偏光顕微鏡画像

マイロナイト
源岩: はんれい岩

←日高山脈
パンケヌーシ川

画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



クロスポーラー

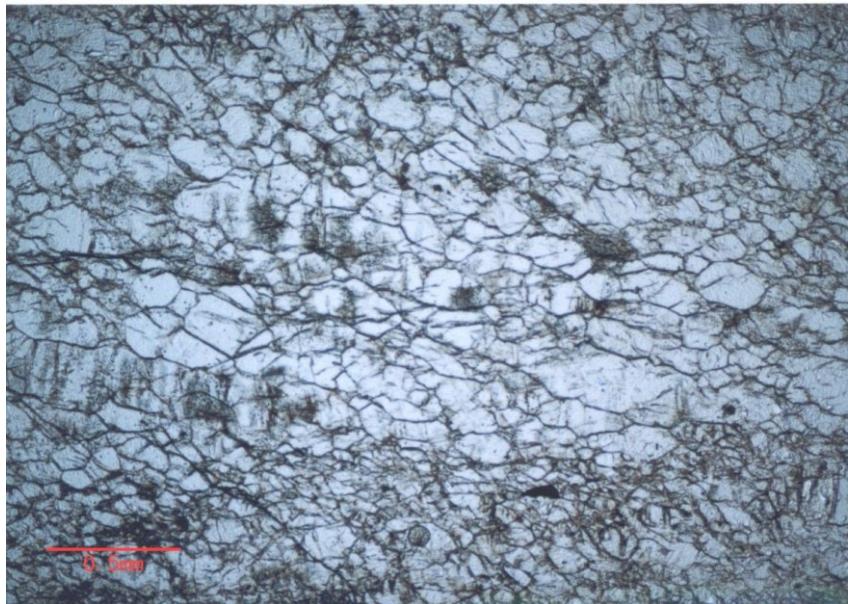
7-11,



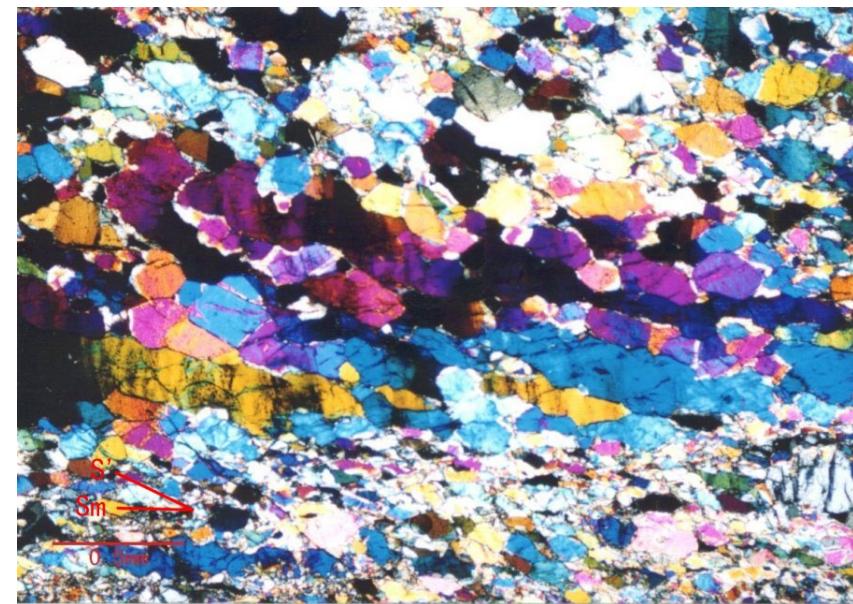
マイロナイト
源岩: かんらん岩

← 北海道様似町幌満

薄片の偏光顕微鏡画像 画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



クロスポーラー

7章3節

マイロナイト源力タクレーサイト

マイロナイトが上昇と削剥で浅部に
→断層の再活動で力タクレーサイトに

岩石全体では破碎されているが、
岩片内にマイロナイトの組織が残っている

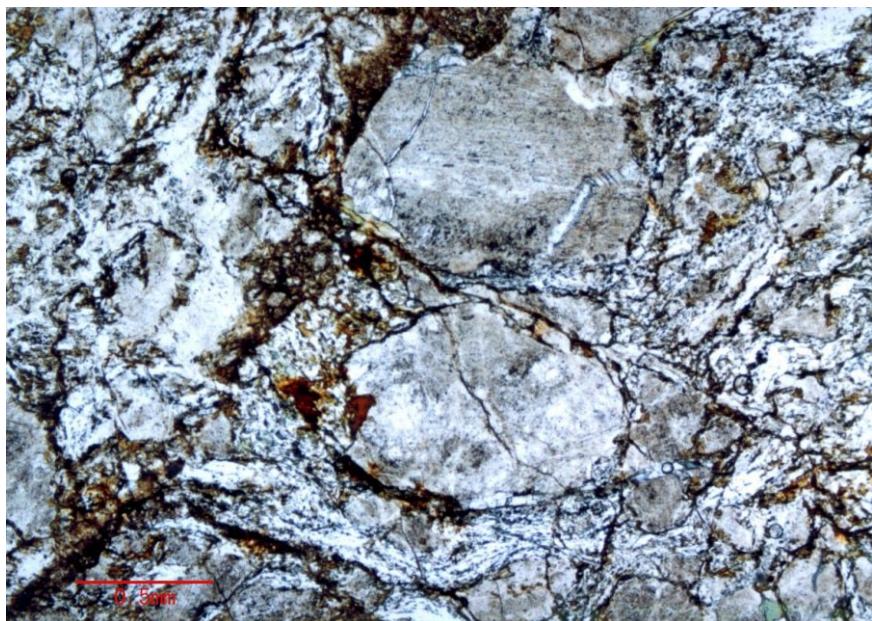
7-12,



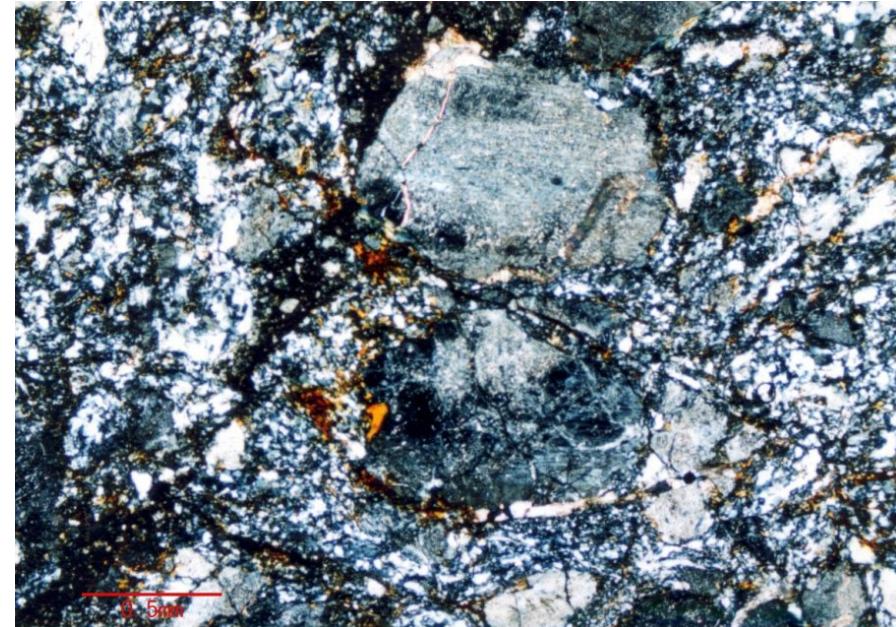
カタクレーサイト(破碎岩)
源岩:花崗岩源マイロナイト

←大鹿村鹿塩 高森山林道

薄片の偏光顕微鏡画像 画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



クロス po-ラー

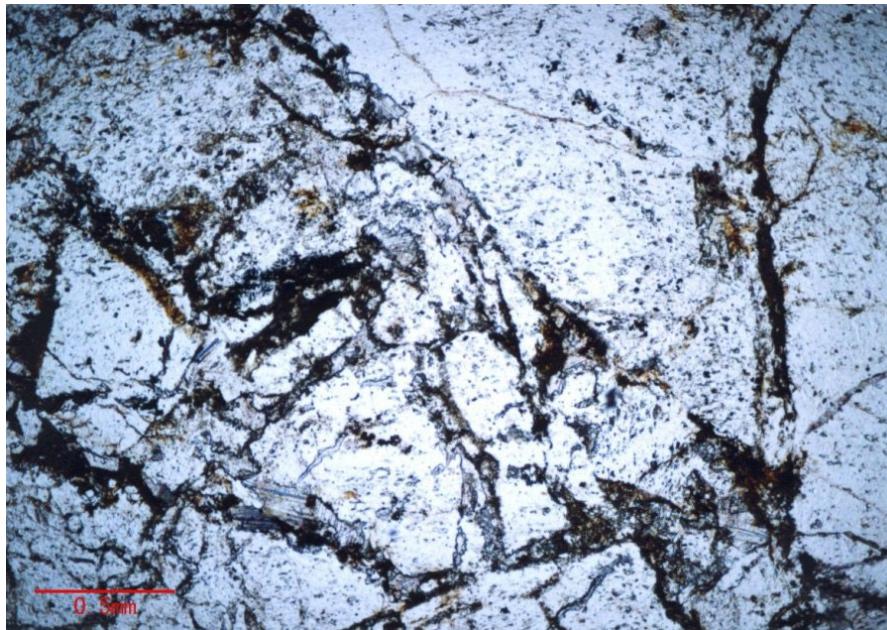
7-13,



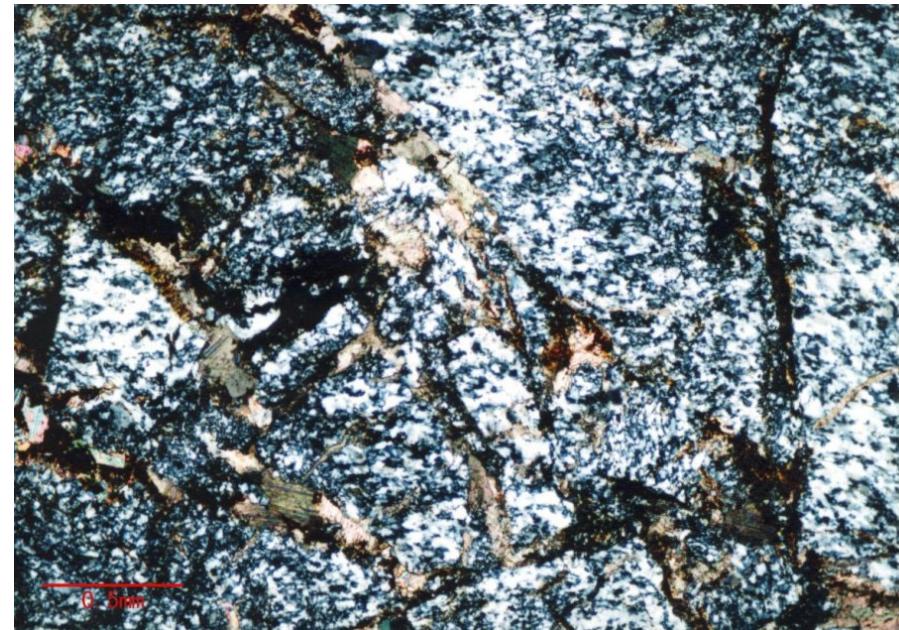
カタクレーサイト(破碎岩)
源岩: 珪質マイロナイト

←大鹿村鹿塩川転石

薄片の偏光顕微鏡画像 画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



クロスポーラー

7章4節

断層岩としての中央構造線露頭

古く深い変形に、新しく浅い変形が、
オーバーラップ

深部ほど断層帯の幅が広いため、
断層帯の縁辺に古いマイロナイトが
保存され、上昇削剥で露出している

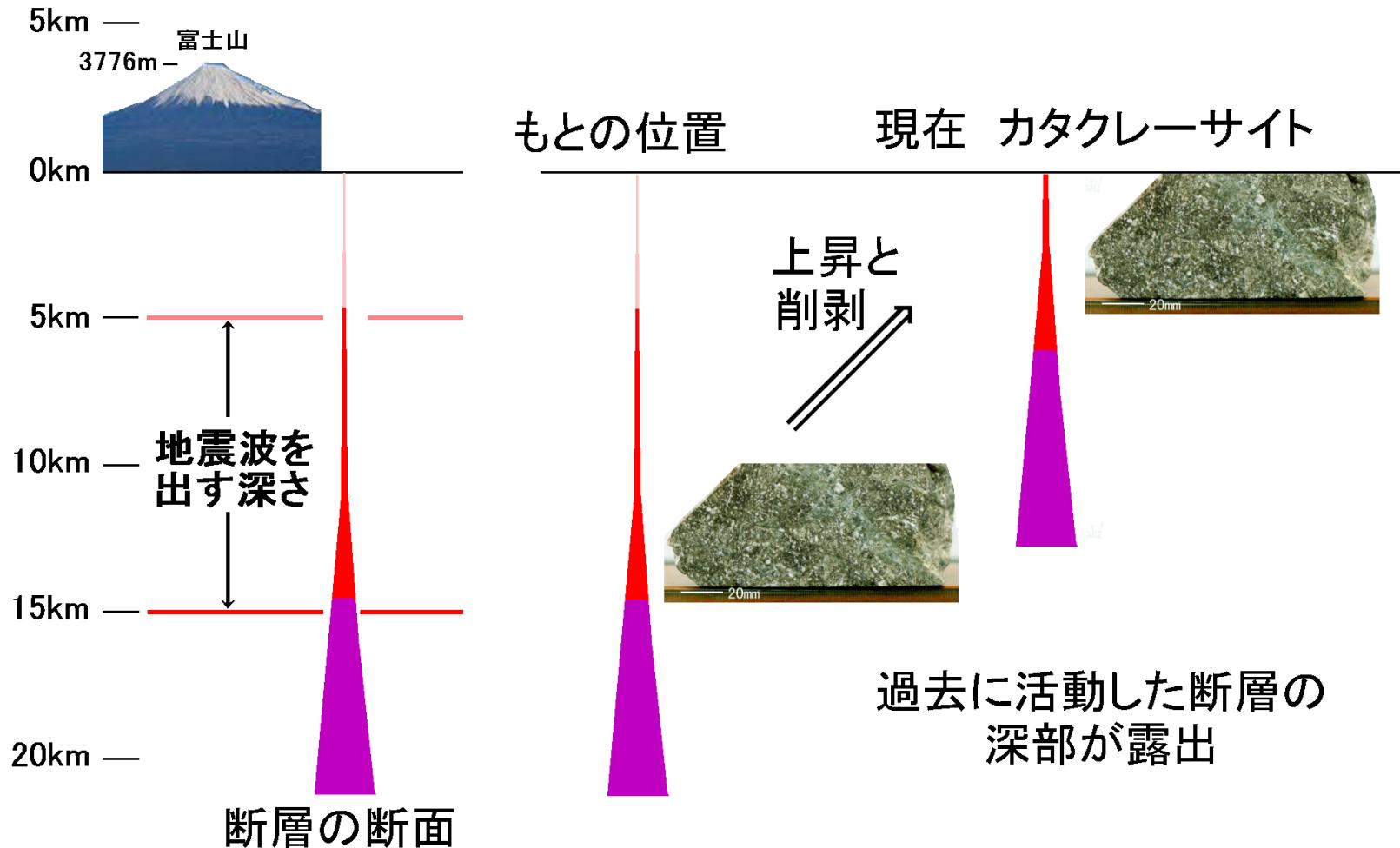
7-14, 破碎岩(深さおよそ5km～15km) が露出

大鹿村北川露頭



7-15, 上昇と削剥(さくはく)

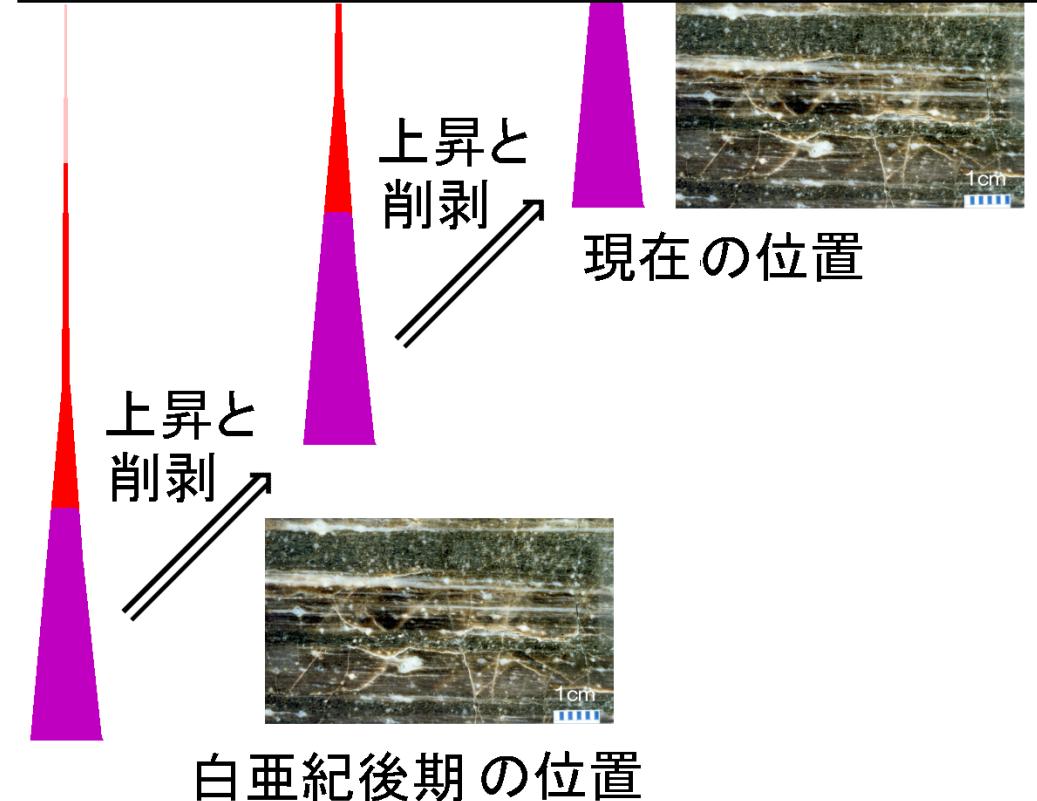
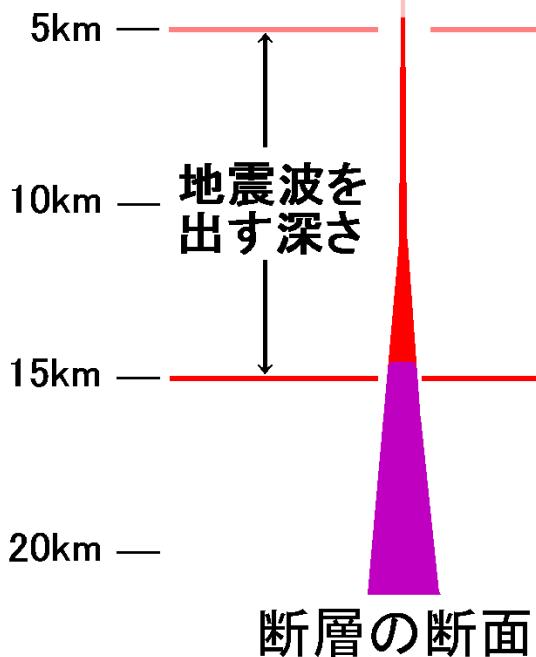
断層の深い部分が見えている理由



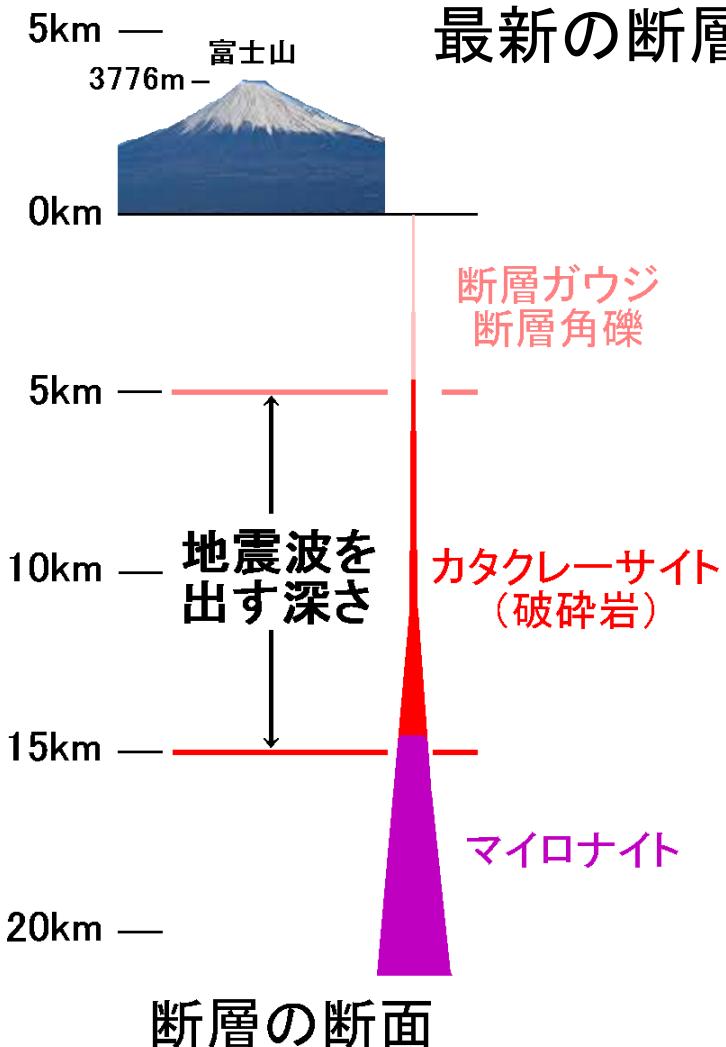
7-16, マイロナイトも露出

白亜紀後期の

”鹿塩(かしお)マイロナイト”



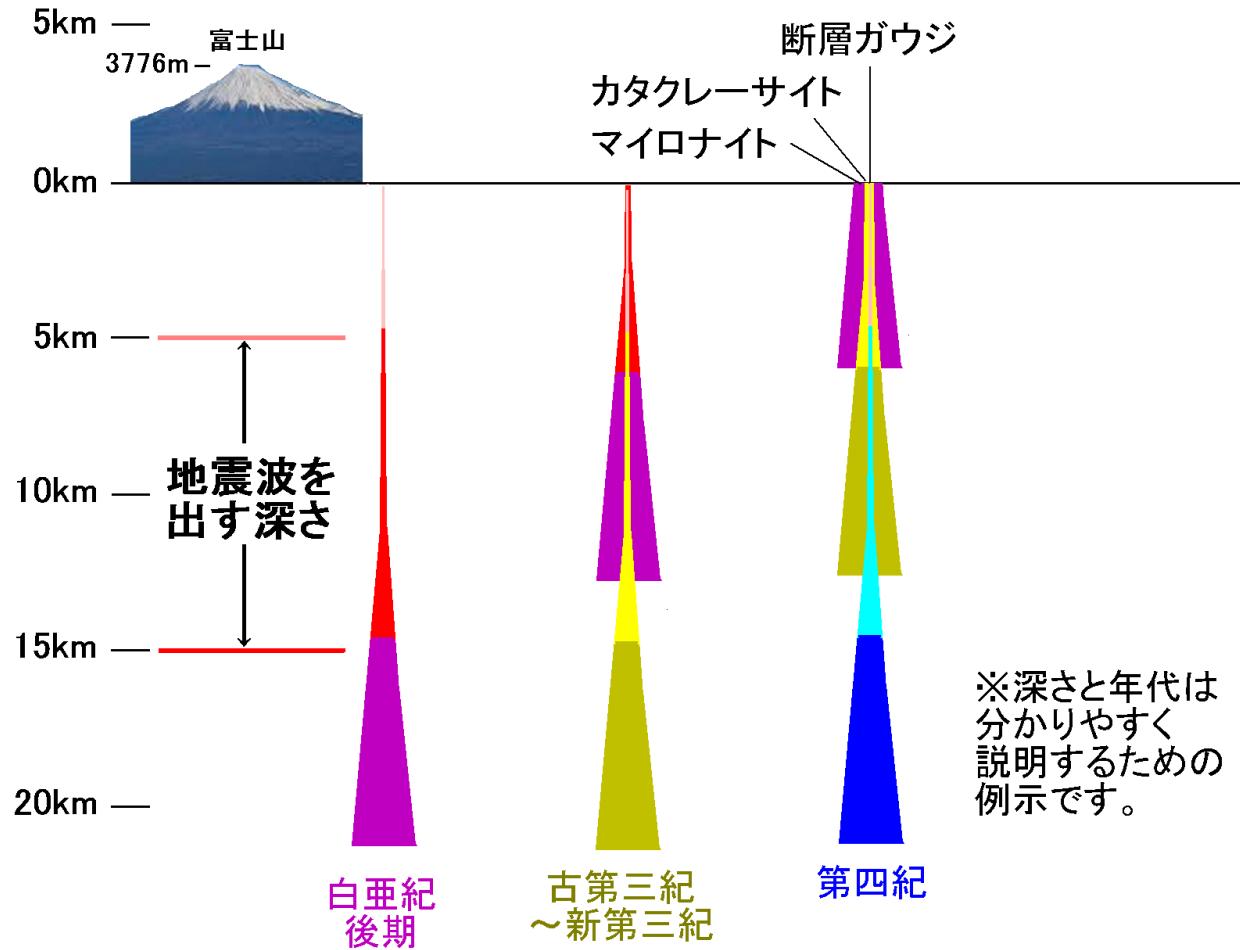
7-17, 古く深い変形に、新しい浅い変形が重複



7-18, 深い変形ほど断層帯の幅が広い

上昇削剥後に、浅い場所で幅狭く再変形

断層帯の中軸から離れるほど、古く深い変形が保存



7-19, 断層帯の中軸から離れるほど、古く深い変形が保存

- 11 ざくろ石堇青石泥質片麻岩
- 12 細粒片麻状黑雲母トーナル岩
- 13 マイロニティック角閃石“非持タイプ”トーナル岩

- 2 砂質堆積岩を原岩とする変成岩源カタクレーサイト

(低温のマイロナイト化の履歴がみられる)

- 3 ポーフィロクラスティック“鹿塩マイロナイト”源カタクレーサイト

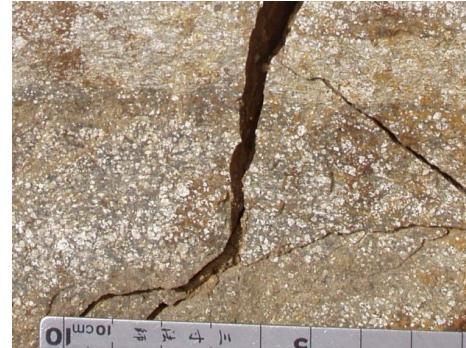
- 4 砂質堆積岩を原岩とする変成岩源カタクレーサイト



13トーナル岩



11片麻岩



6マイロナイト



3カタクレーサイト

8章、鹿塩マイロナイト

8章1節

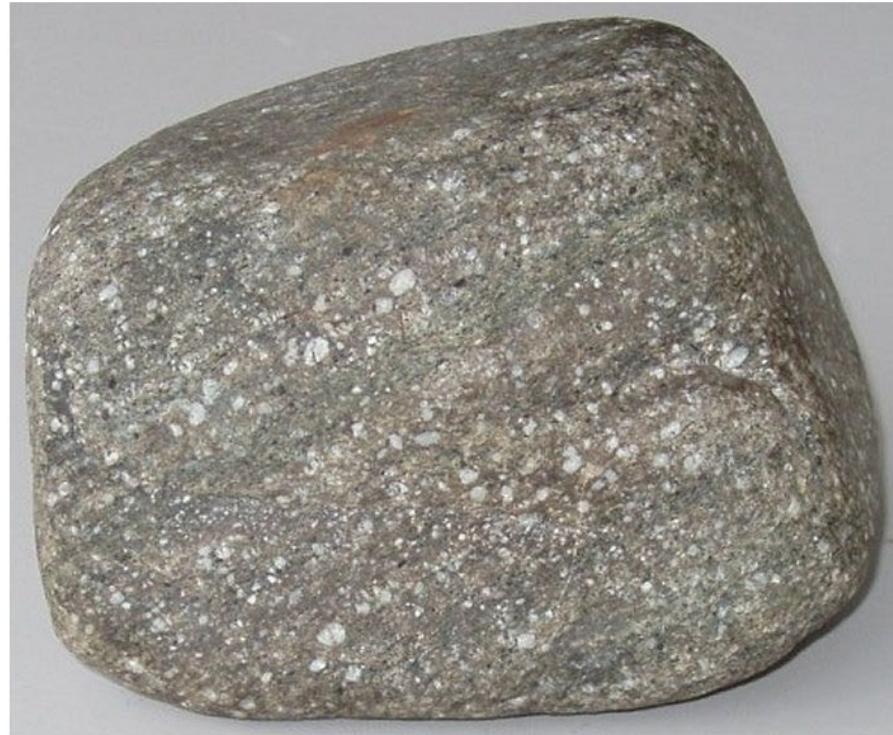
鹿塩マイロナイト

鹿塩時階

面構造と線構造

走向・傾斜とプランジ(ずれた向き)

8-1, 鹿塩(かしお)マイロナイト



0 5cm

縞状角閃石黒雲母トーナル岩(または花崗閃綠岩)源マイロナイト

領家変成帯の中央構造線沿いに見られる、
白亜紀後期に断層の深部で変形を受けた岩石

命名者

中央構造線 エドムント・ナウマン(1885)

三波川帯 小藤文次郎(1888)

領家帯 原田豊吉(1890)

鹿塩片麻岩 原田豊吉(1890)

当初は凝灰岩が源岩の变成岩と考えた

鹿塩マイロナイト 杉 健一(1935)

この岩石が、断層岩類(断層で変形した岩石)の一種のマイロナイトだと考えた。

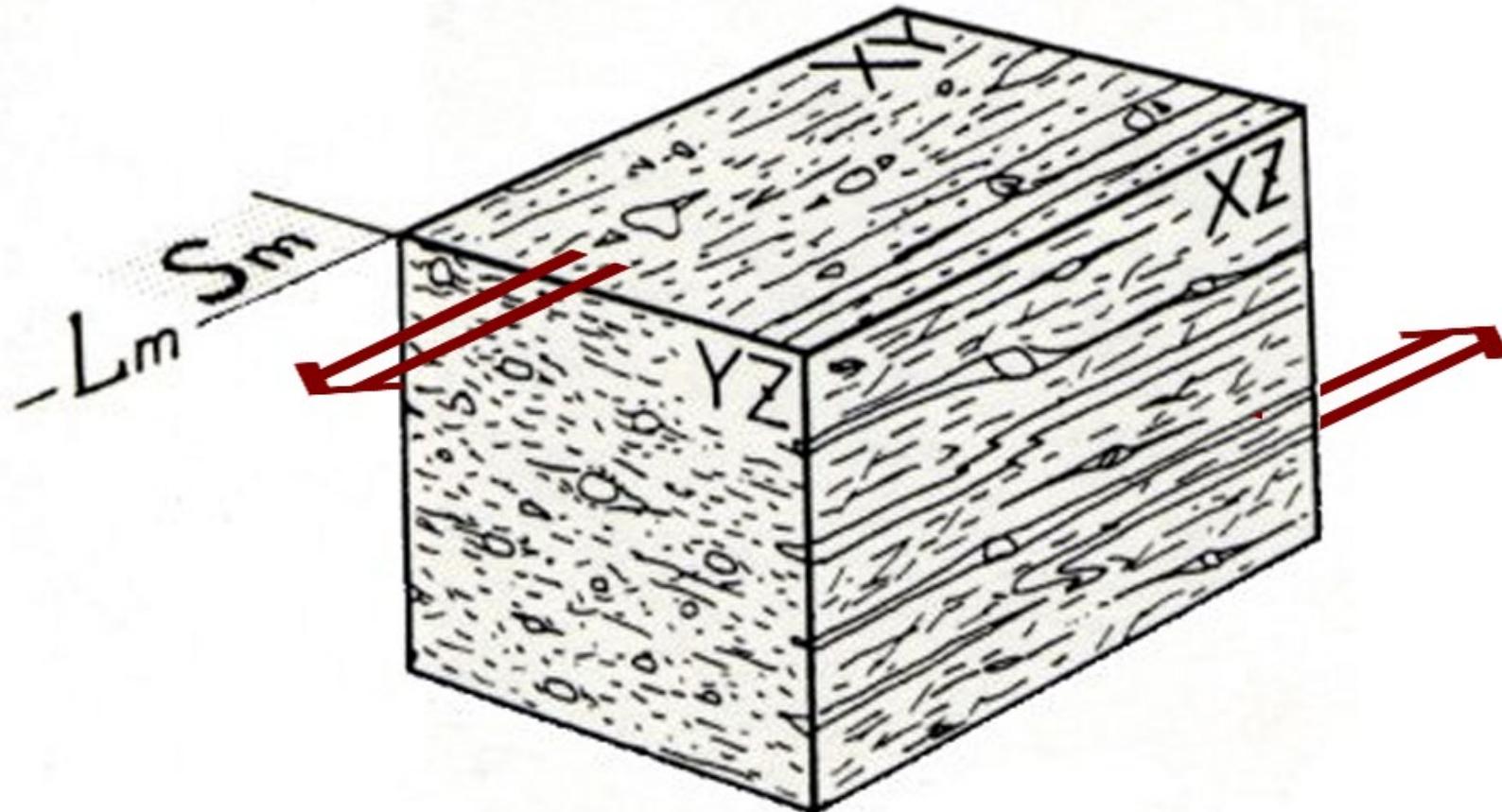
鹿塩時階(じかい) 小林貞一(1941)

鹿塩マイロナイトを造った断層運動を、中央構造線の最初の活動と考え、その活動期を「鹿塩時階」と名付けた。



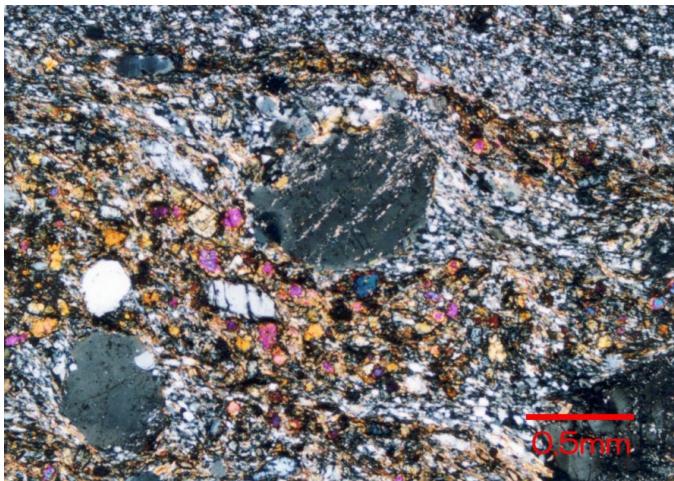
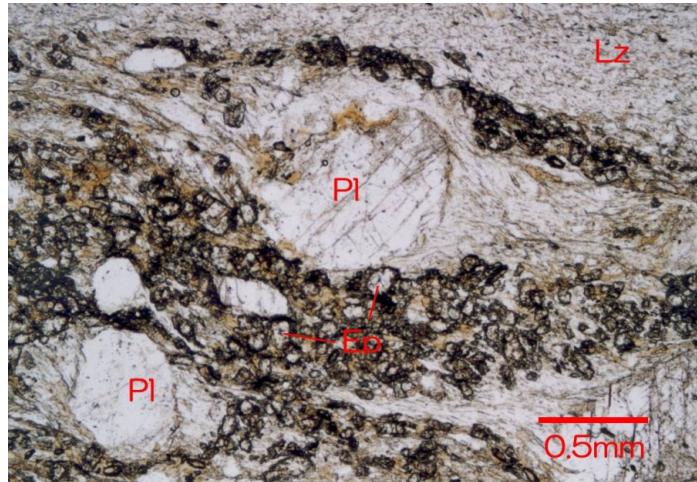
原田豊吉

8-2, マイロナイトから読み取れる、断層のずれ方面構造Smと線構造Lm



マイロナイトの面構造と線構造(高木1998)

XZ面で読み取れる、ずれの向き 画像はすべて左ずれ
プレッシャーシャドウの伸び

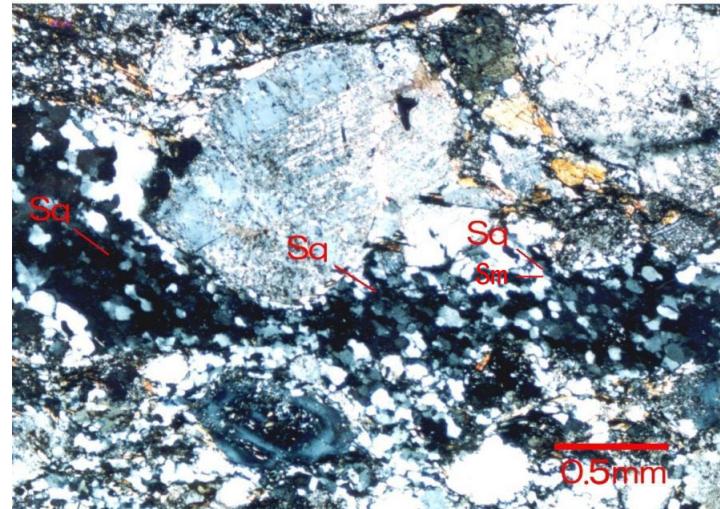
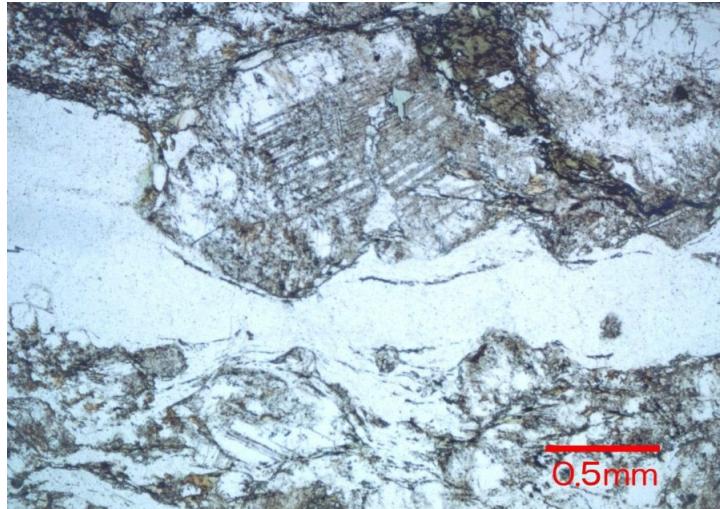


ポーフィロクラストの回転

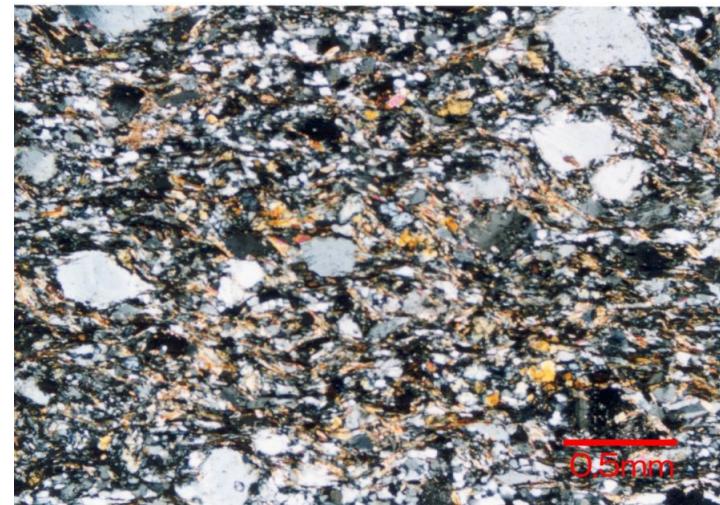
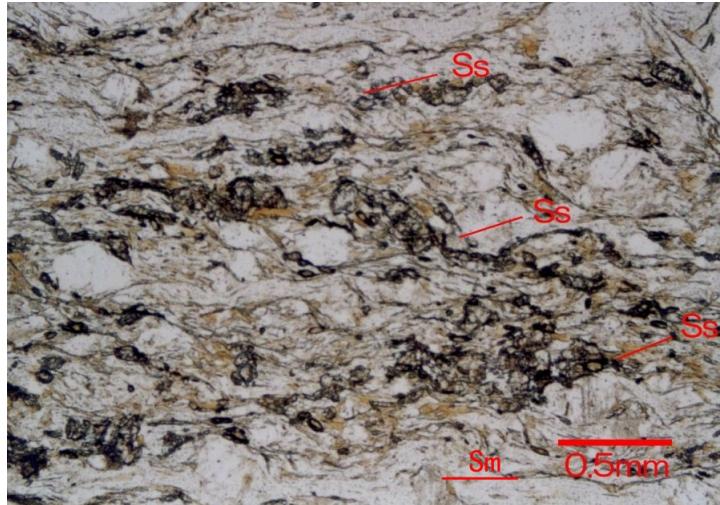


下方ポーラー 画像の長辺3.6mm クロスポーラー

再結晶石英の将棋倒し



小剪断面の角度



下方ポーラー

画像の長辺3.6mm

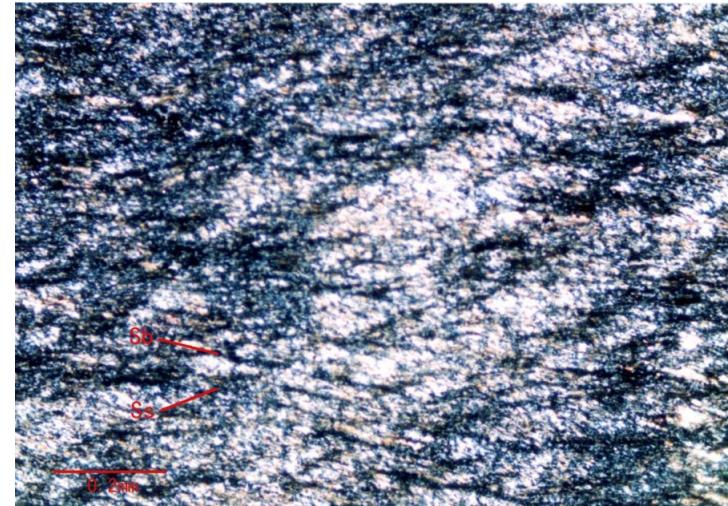
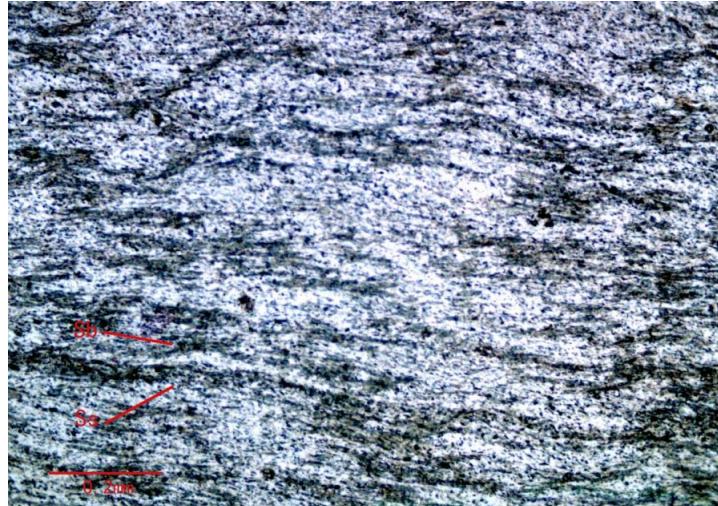
クロスポーラー



泥質変成岩源マイロナイト

大鹿村鹿塩川支流小峠沢
領家変成帯 地質境界から200m

小剪断面の角度から左ずれを読み取れる



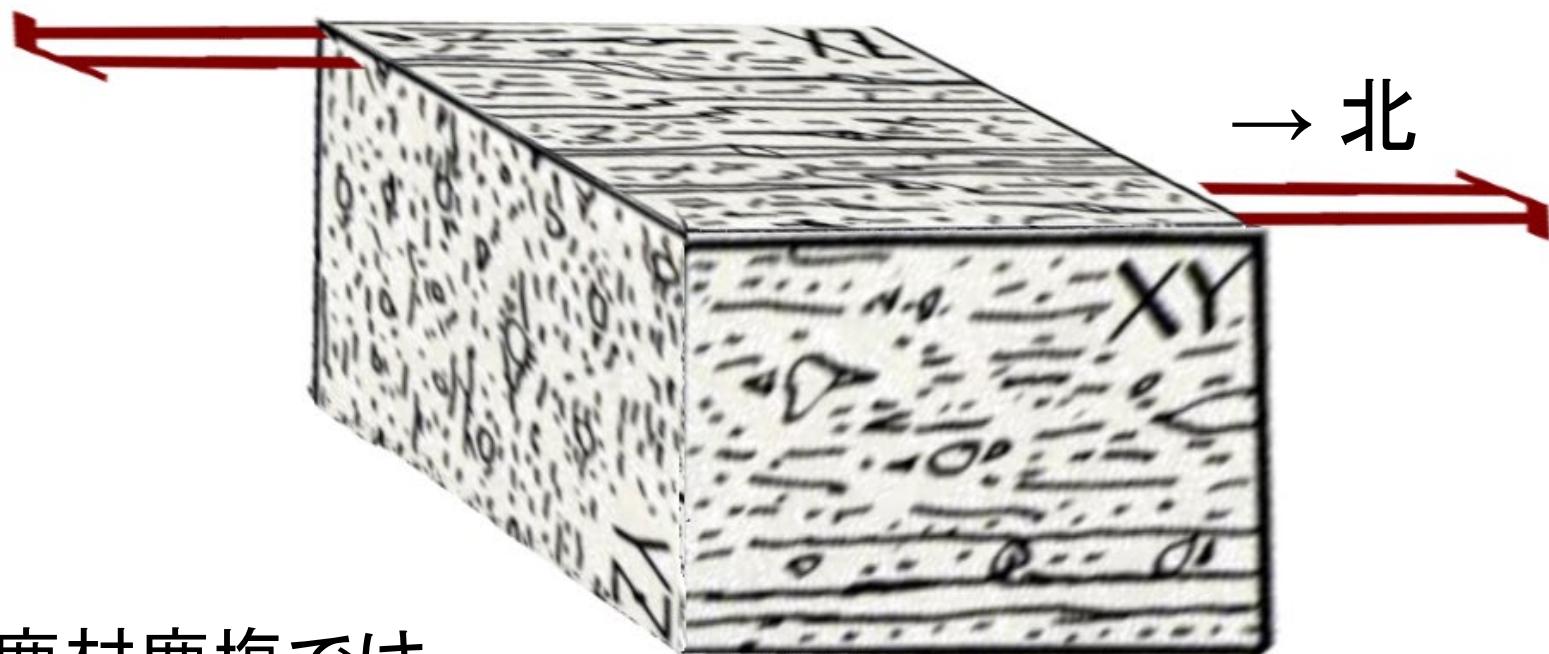
下方ポーラー

画像の長辺1.44mm

クロスポーラー

8-3, 鹿塩マイロナイトに記録された 白亜紀後期の断層運動

露頭での向き 左横ずれ

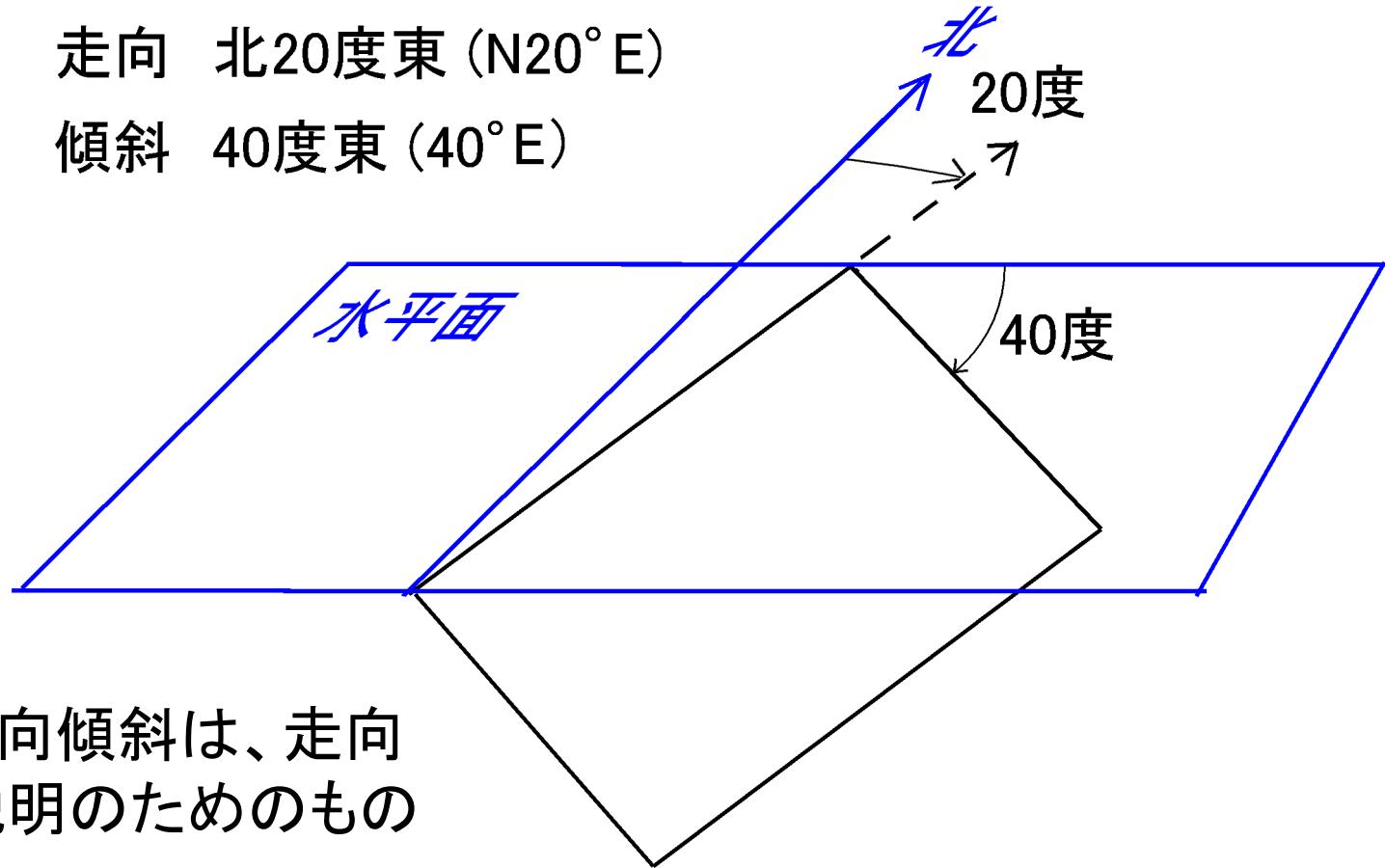


大鹿村鹿塩では、
走向: ほぼ南北、傾斜: ほぼ垂直、
プランジ(断層のすべりの方向): ほぼ水平

8-4, 走向 傾斜

走向 北20度東 (N20° E)

傾斜 40度東 (40° E)



※この走向傾斜は、走向
傾斜の説明のためのもの

大鹿地域の鹿塩マイロナイトの走向傾斜は、おおむねN10E,80E

8章2節

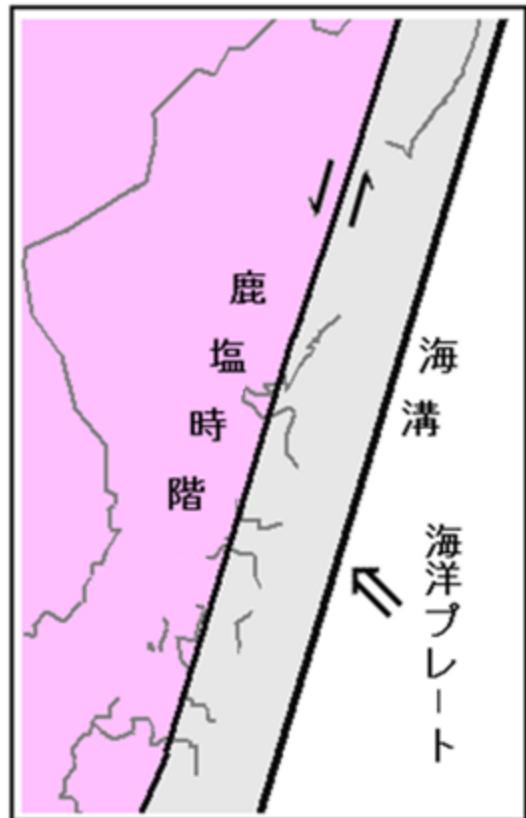
鹿塩マイロナイトに記録された
白亜紀後期の海溝に平行な左横ずれ断層

海洋プレートの海溝に斜交する沈み込み
前弧の引きずり
火山フロント付近に大規模横ずれ断層

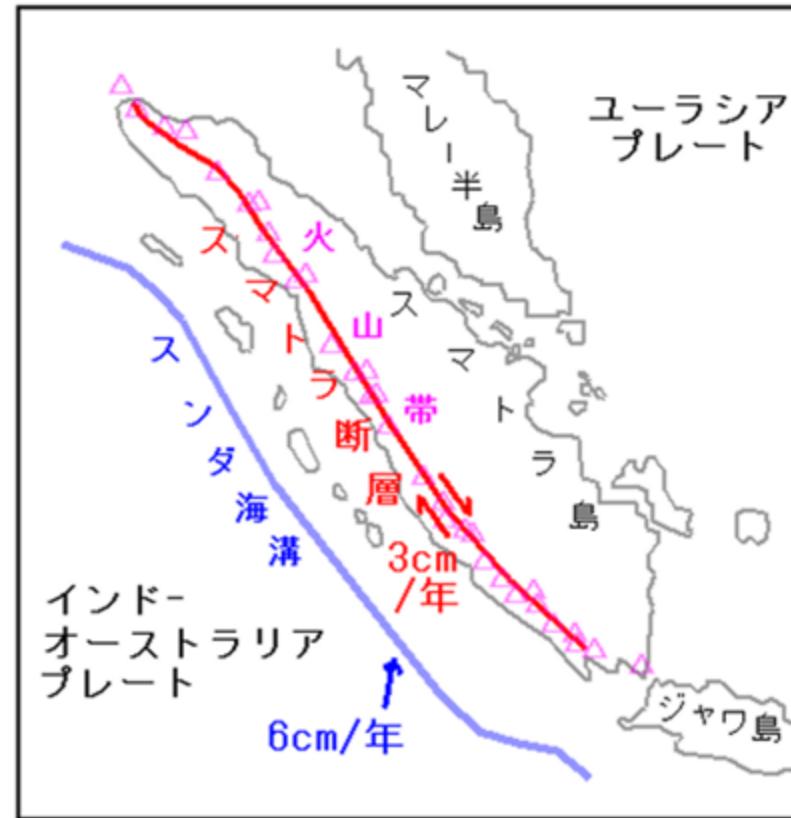
現在のスマトラ-サガイン断層

8-5, 鹿塩時階(じかい)の活動期

海洋プレートの、海溝に斜交する沈み込みに引きずられ、大陸の火山フロント付近に生じた大規模な左横ずれ断層

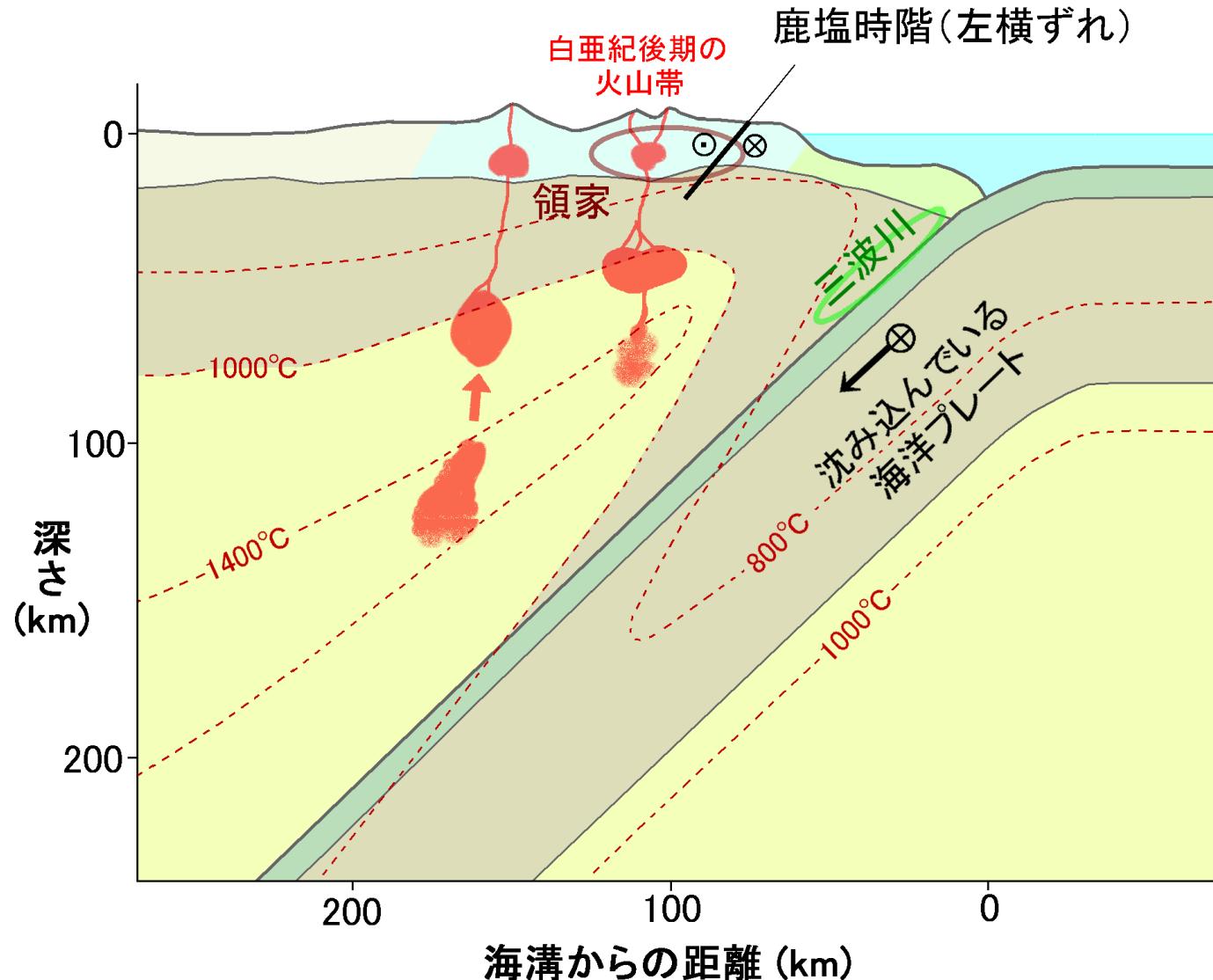


白亜紀後期の東アジア

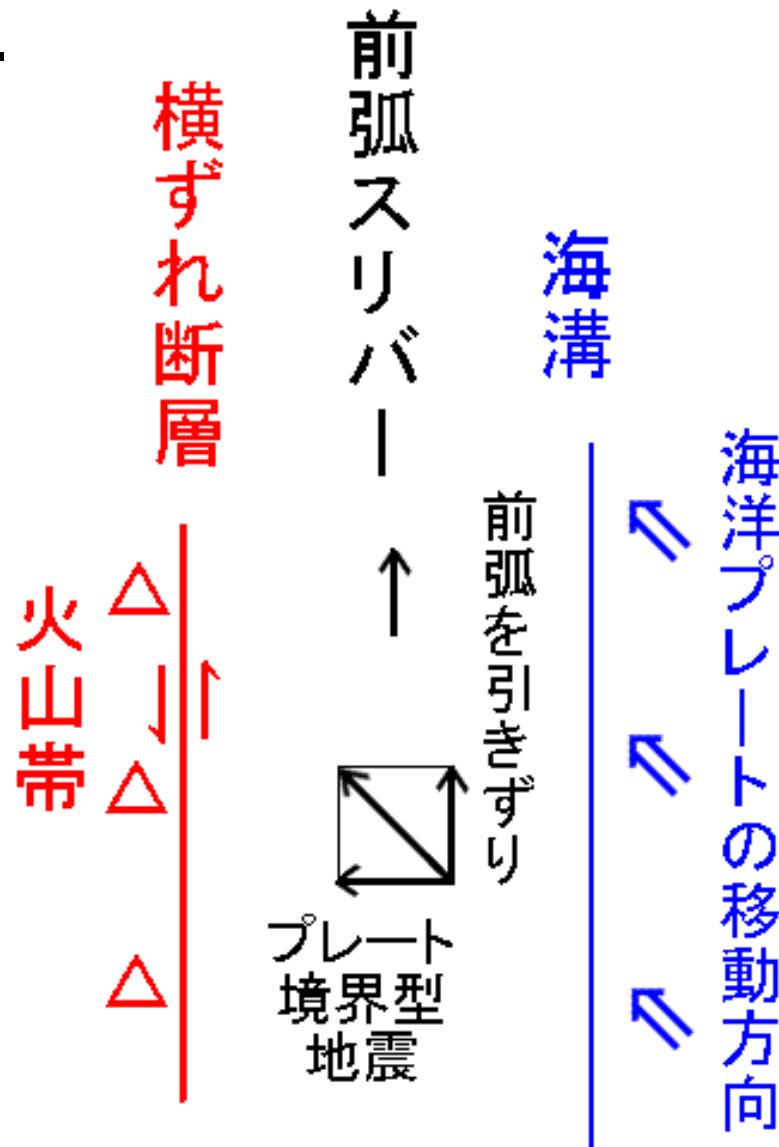


現在のスマトラ島

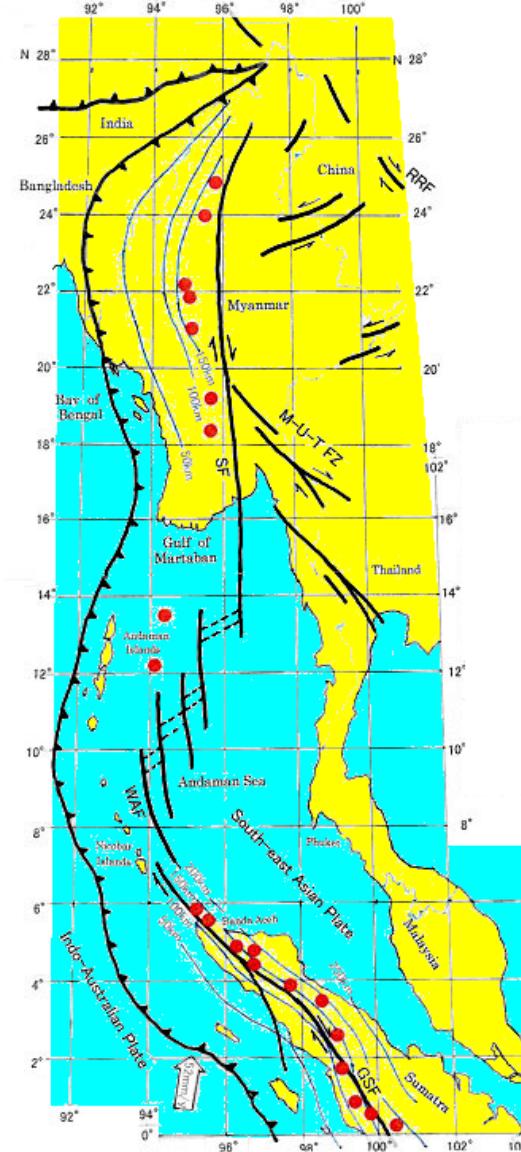
8-6, 火山帯の地下では、冷たく固い地殻が薄い
→火山フロント付近に前弧を引きずる断層



8-7, 前弧スリバー

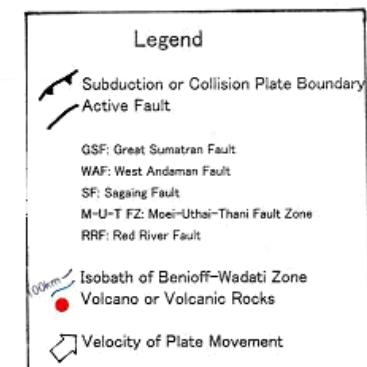


8-8, サガイン-スマトラ断層



サガイン ースマトラ断層

北緯 12 度より南の部分の地質構造は Sieh, K and Natawidjaja, D.:2000, Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia, Journal of Geophysical Res. Vol 105 pp28, 295–28, 326, Dec. による。北緯 12 度以上に関しては、 K. Sieh 他、Earthquake Geology などに示される断層を参考にし図-1 の ミャンマーの地震構造を含め大矢がコンパイルしたもの。



8-9, 白亜紀後期の大規模断層の底が、上昇削剥で露出



9章、和泉層群

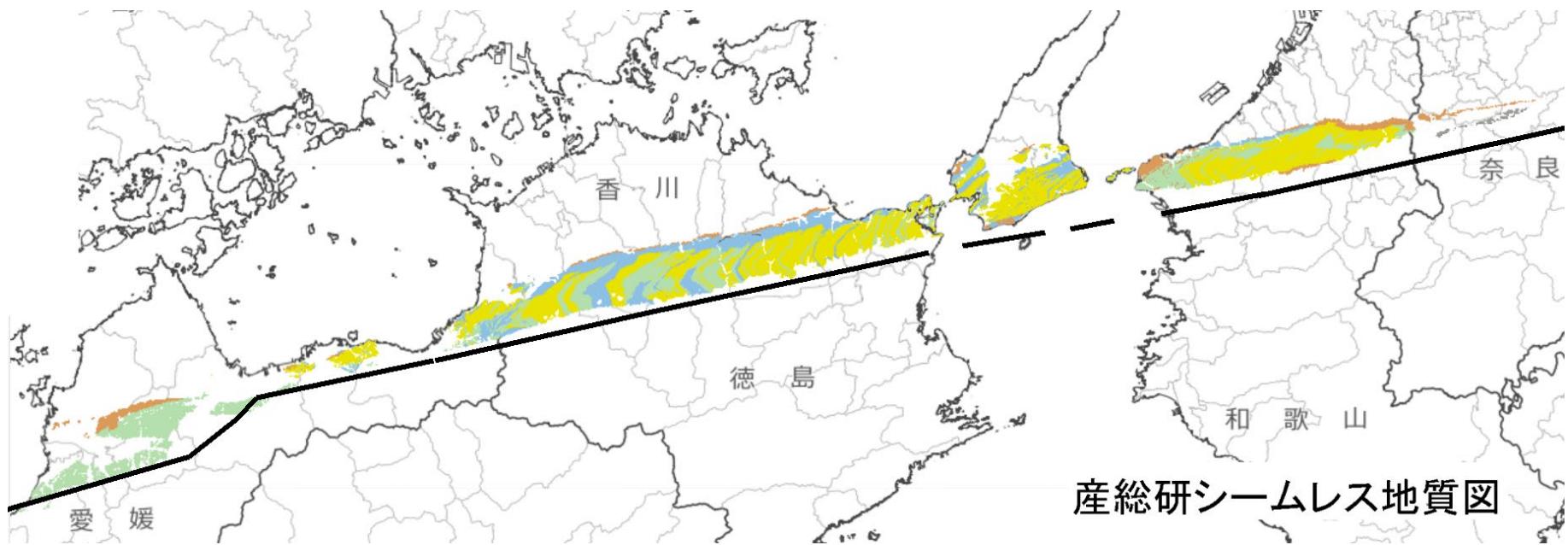
9章1節

内帯の中央構造線沿いに分布する
白亜紀後期の砂岩泥岩互層

鹿塩

9-1, 和泉層群

愛媛県～三重県(一部)の中央構造線に沿って、内帯側に分布する、白亜紀の海成層



和泉層群



愛媛県伊予市高野川



和歌山市住吉崎

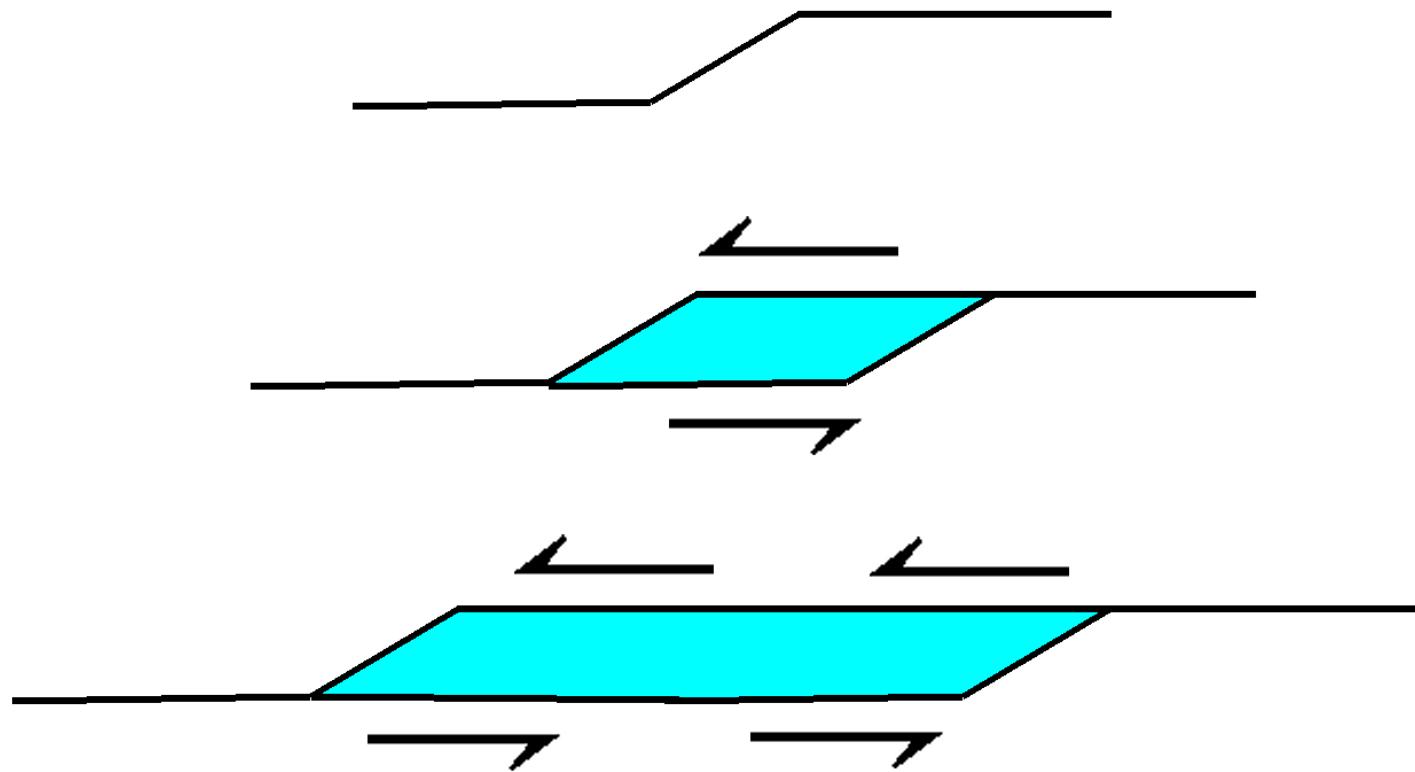
9章2節

白亜紀後期の左横ずれ断層(鹿塩時階)による
プルアパート盆地(横ずれ開裂盆地)

大阪府の露頭では流紋岩を覆って堆積
流紋岩は花崗岩質マグマが地表に噴出した火山岩

和泉層群堆積時には、
領家変成帯(領家変成岩と領家古期花崗岩)は、
まだ地表には露出していなかった?

9-2, 堆積構造から、左横ずれ断層によるプルア
パート盆地(横ずれ開裂盆地)と考えられている



9-3, 泉南流紋岩の浸食面上に堆積した 和泉層群れき層



奥水間靈園

ここでは、和泉層群堆積時に、まだ花崗岩
(マイロナイト)は地表に露出していなかった

10章、三波川変成帯の上昇と 失われた領家変成帯の東縁

10章1節

三波川変成帯(御荷鉢緑色岩体を除く)
の源岩は白亜紀付加体

三波川変成帯が領家変成帯の東縁を
切って上昇した時期(地質境界になった
時期)と背景の地殻変動は未解決

10-1, 中央構造線は地質の境界



領家変成帯

高温低圧型変成岩
と花崗岩

(この露頭はほとんど花崗岩)
深さ15km 温度600~700°C

三波川変成帯

低温高压型変成岩
深さ30km 温度300~400°C

注:深さと温度はめやすで幅広い
変成岩の年代は変成年代

領家変成帯

燧並駆成帯

並母駆成帯

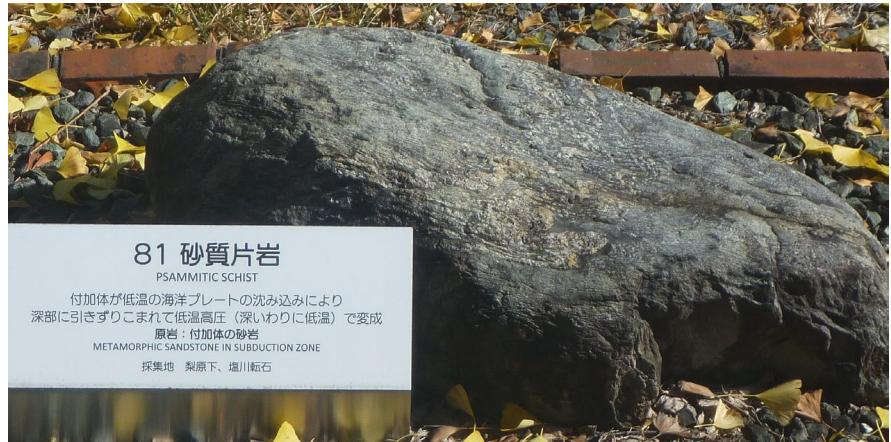
源並入陣の駆成帯

並母駆成帯

三波川変成帯

伊那市長谷、溝口露頭

10-2, 三波川变成岩の源岩は付加体



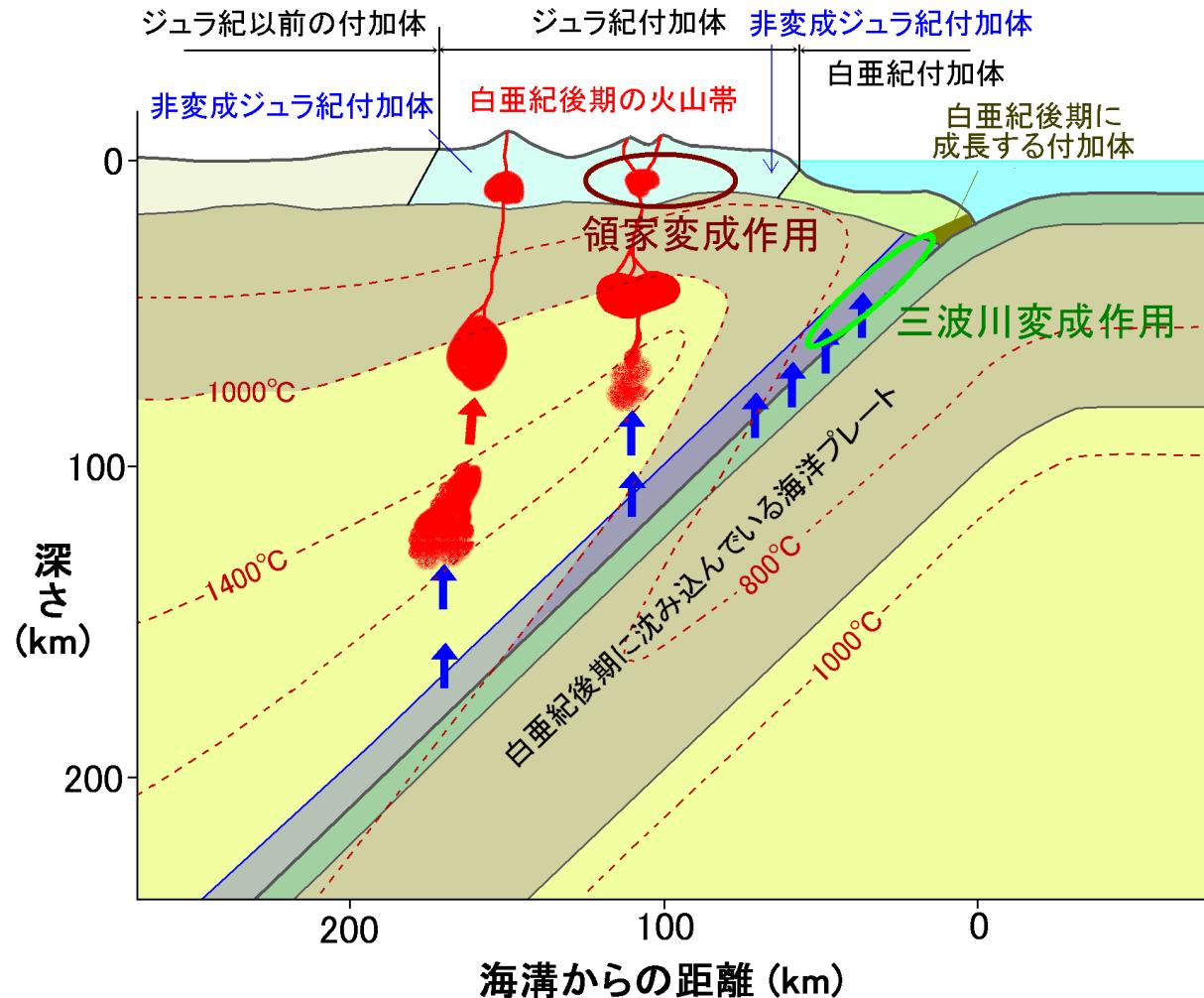
緑色片岩(苦鉄質片岩) 源岩:海洋地殻の玄武岩



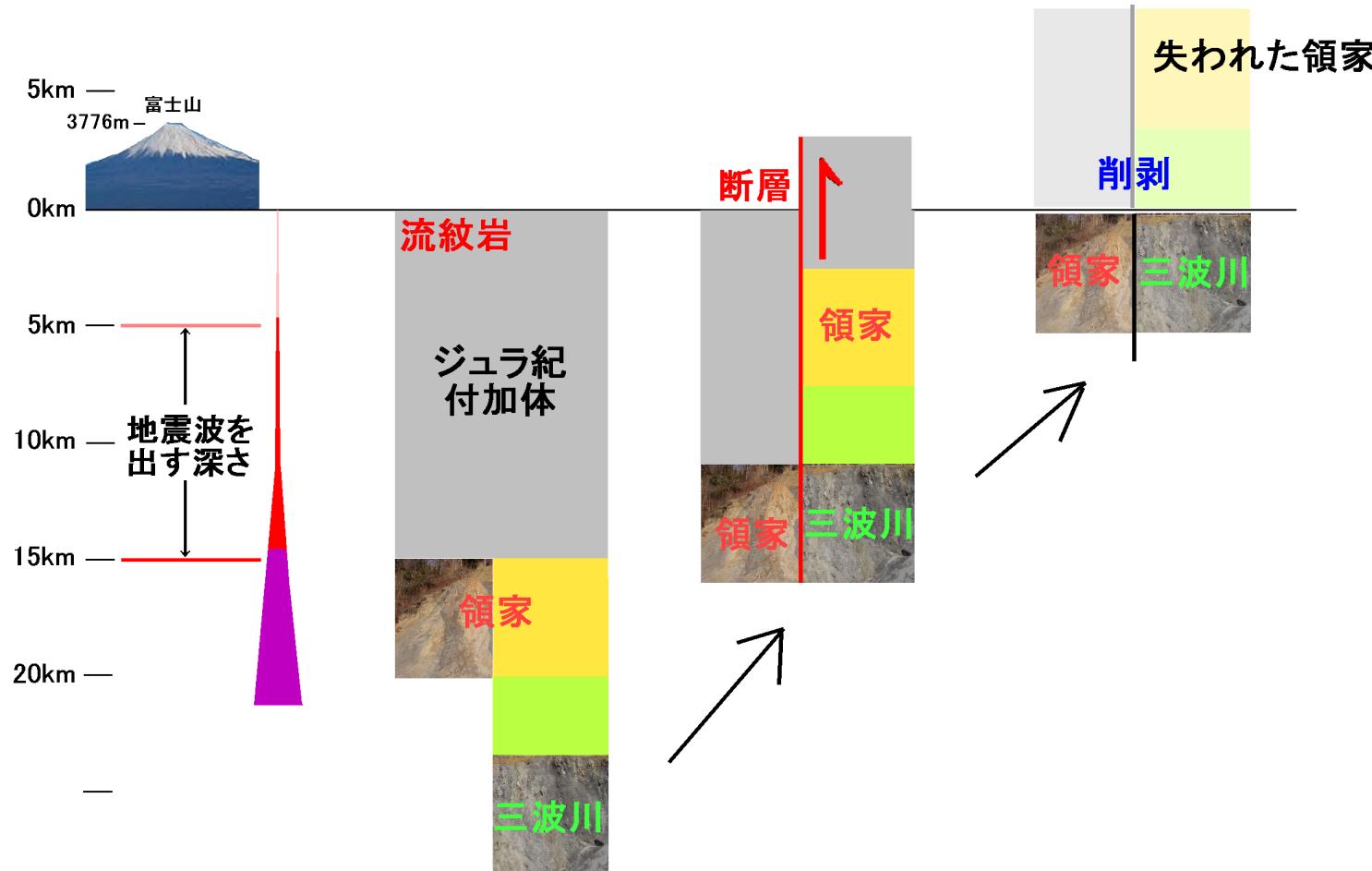
綠色片岩(苦鉄質片岩)愛知県新城市桜淵豊川河床



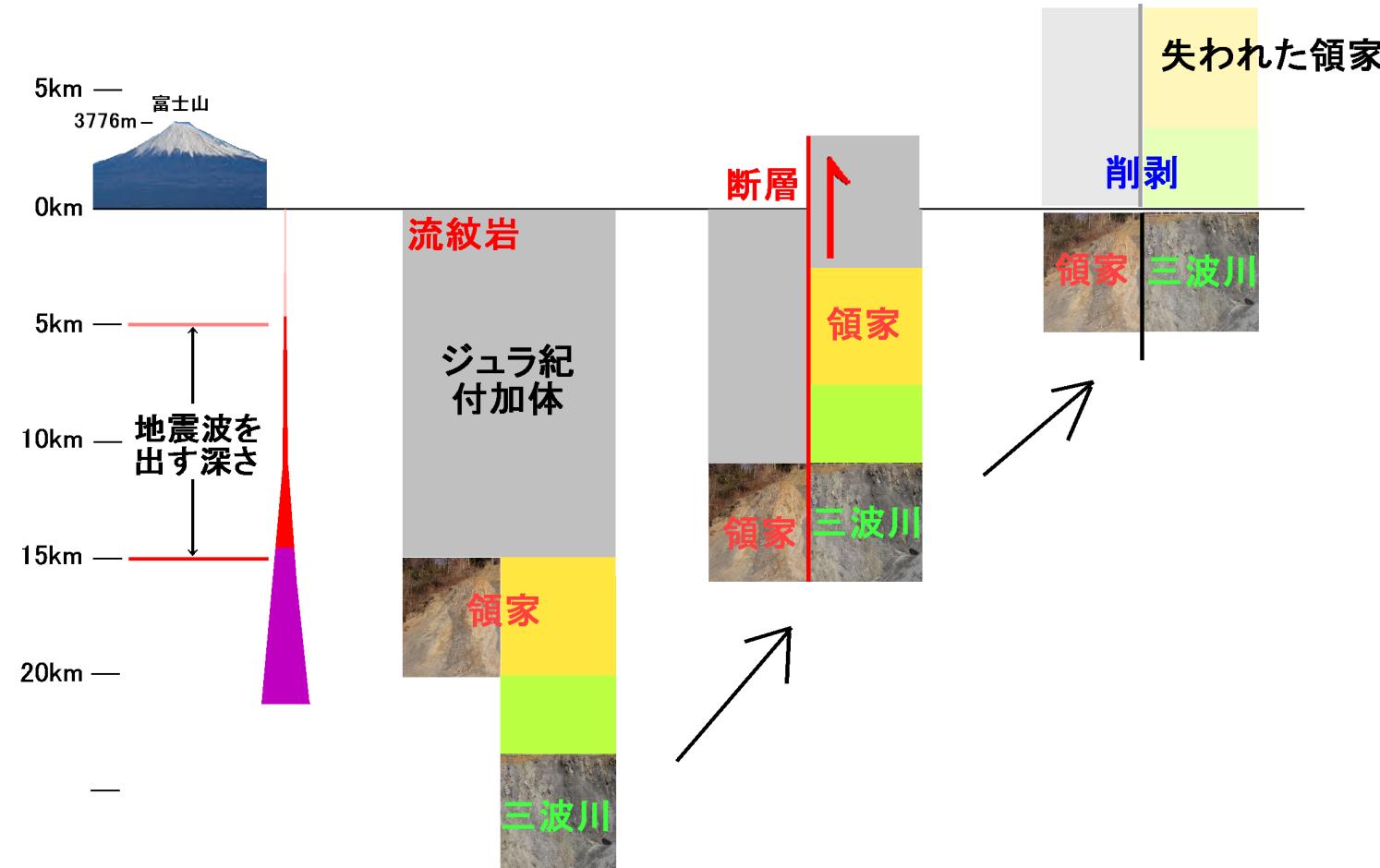
10-3, 砂質片岩のジルコン粒子の年代から、三波川変成帯の源岩が、白亜紀付加体だと判明



10-4, 三波川変成帯が領家変成帯と接するには、領家変成帯を切り、秩父帯との間に上昇する必要

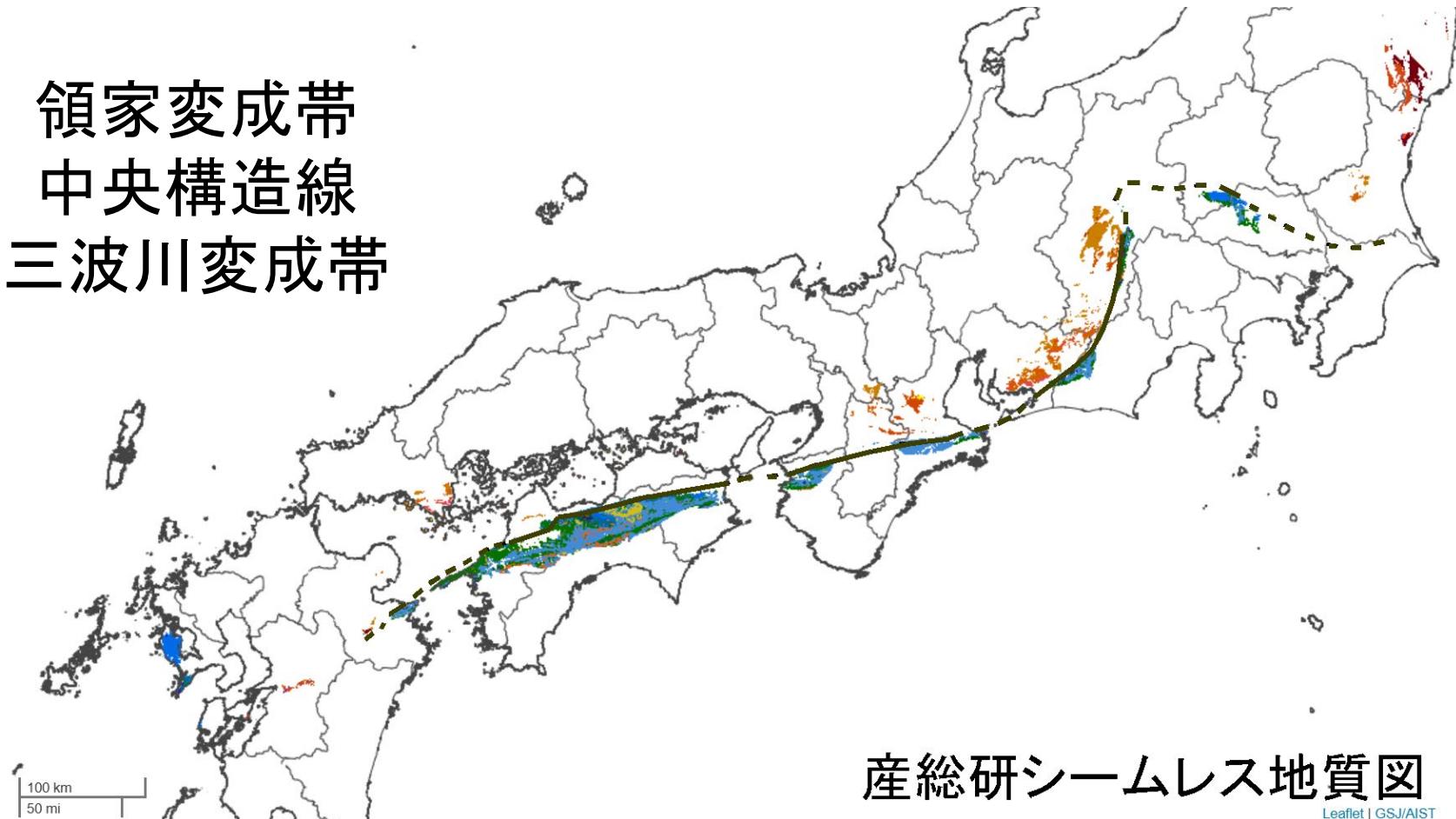


領家變成帯の外縁は、マイロナイトを含め上昇削剥で失われたと。考えられる。



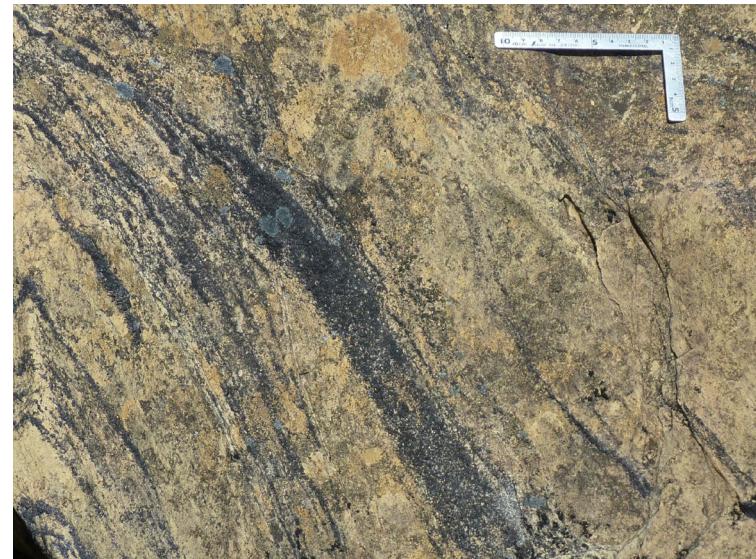
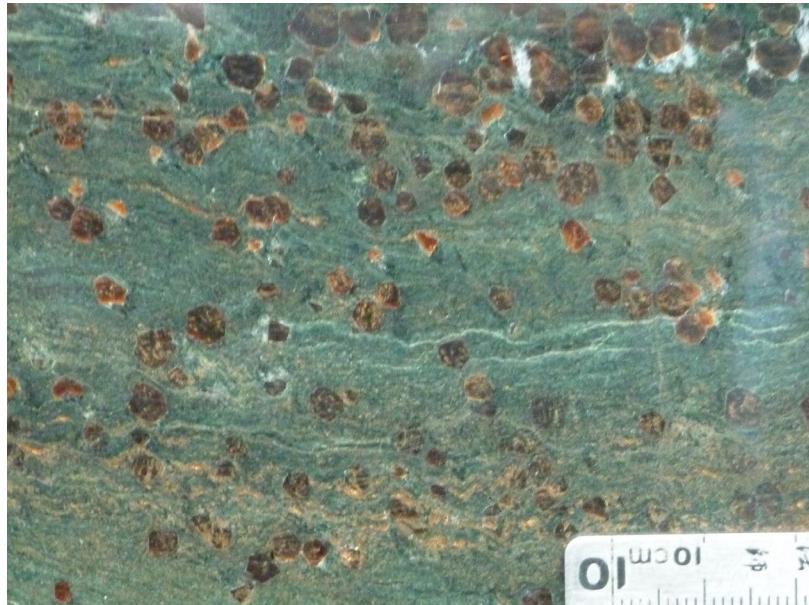
10-5, 領家変成帯と三波川変成帯が、
いつ、どのように接したのかは未解決

領家変成帯
中央構造線
三波川変成帯



10-6, 三波川変成岩の地下の道筋をたどる

四国で超高压変成岩のエクロジャイトが発見。深さ60km以上引きずりこまれて変成、そこから上昇削剥で露出。東赤石山のかんらん岩は、大陸プレートのマントルを取り込んだものらしい。



10-7, 課題

領家変成帯 上昇史

三波川変成帯 上昇史

沈み込んでいた海洋プレートの変遷
(とりわけ中央海嶺の沈み込み)

諸説提起 未解決

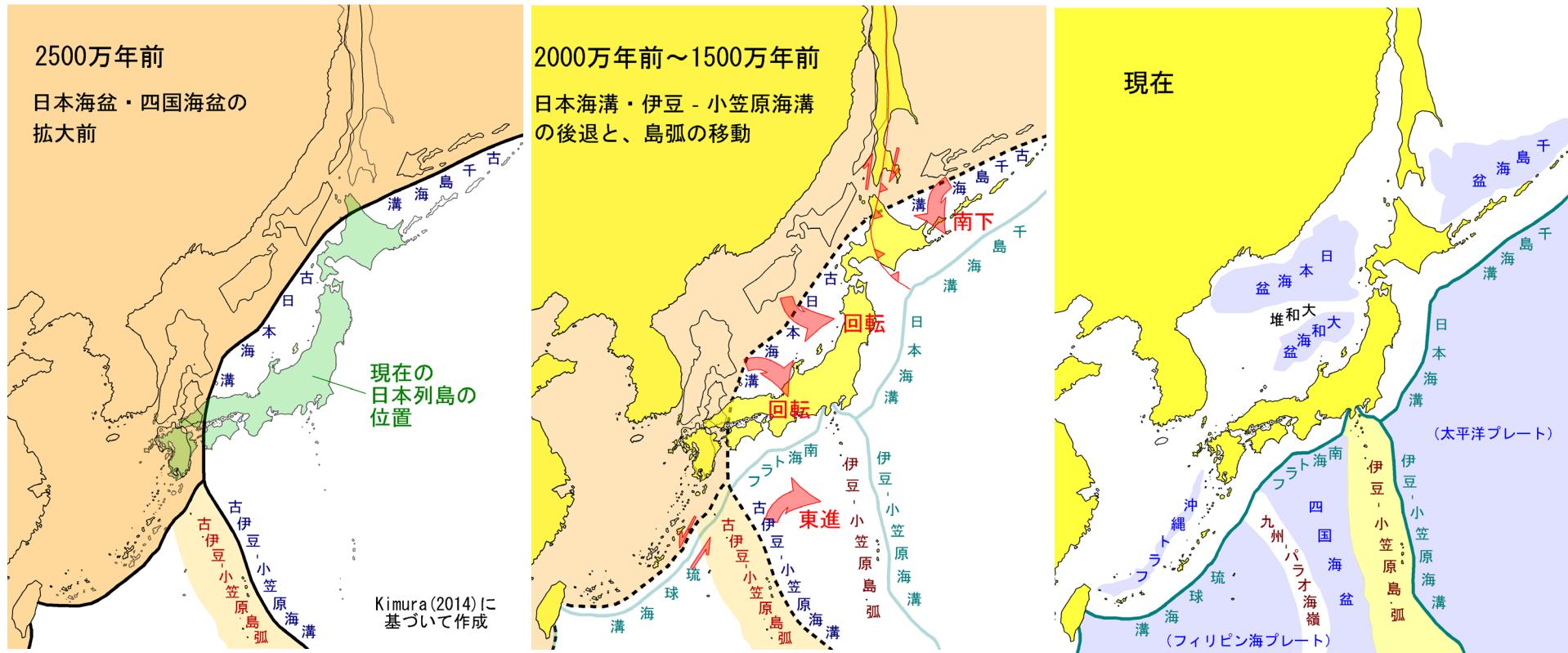
11章、日本海と四国海盆の拡大

11章1節

2000万年前～1500万年前
日本海盆・大和海盆の拡大

本州の折れ曲がり
折れ目が沈降(北部フォッサマグナ)

11-1. 日本海と四国海盆の拡大



2500万年前以前
後の日本列島の土台は
大陸の一部だった
伊豆島弧は九州沖

2000万年前～1500万年前
海溝と、大陸の東縁と、
伊豆・小笠原島弧が移動

1500万年前～現在
西南日本にフィリピン海
プレートが沈み込み
伊豆島弧が本州に衝突

11-2. 本州の折れ目 北部フォッサマグナ



2000万年前
～1500万年前
に沈降

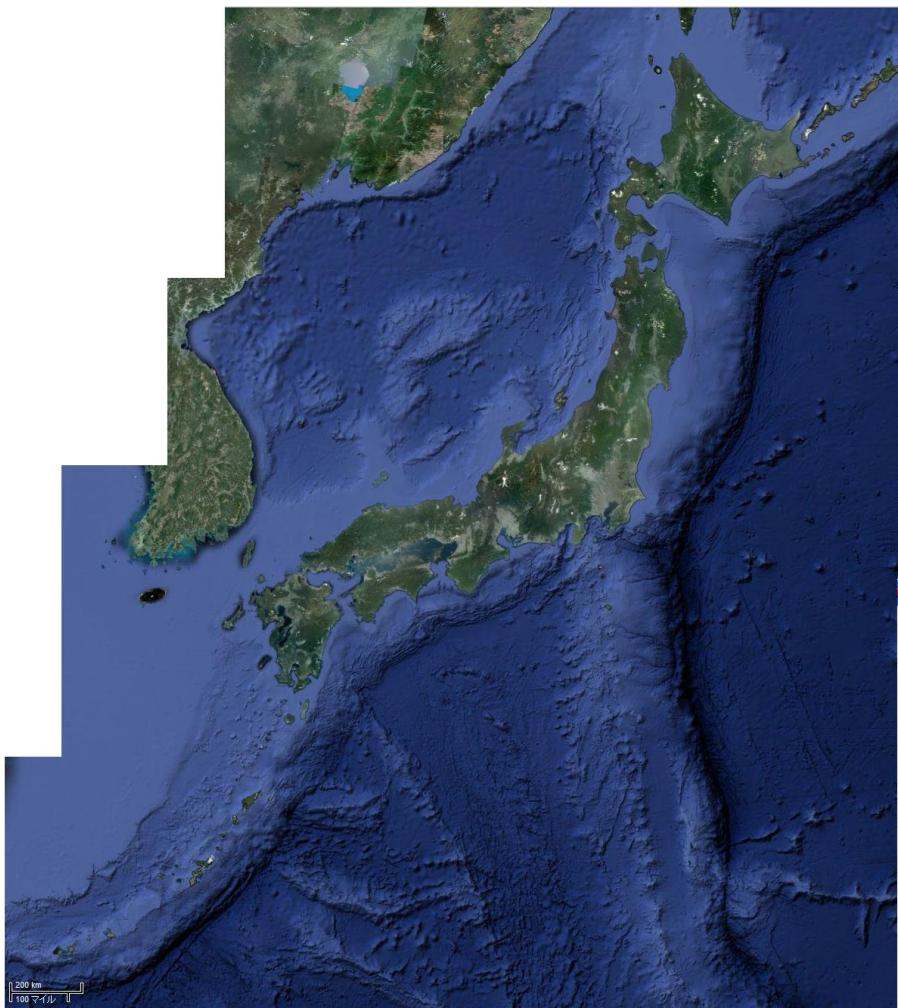
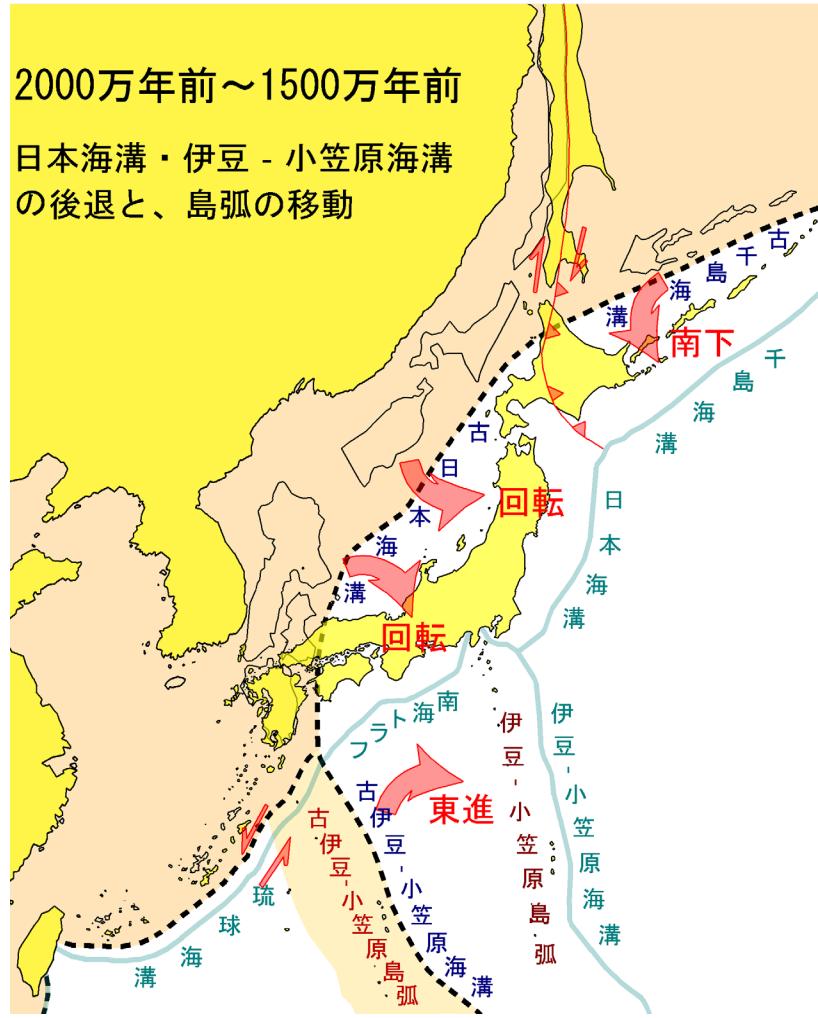
信州では
500万年前
までに埋積

11章2節

伊豆-小笠原海溝の東進と 四国海盆の拡大

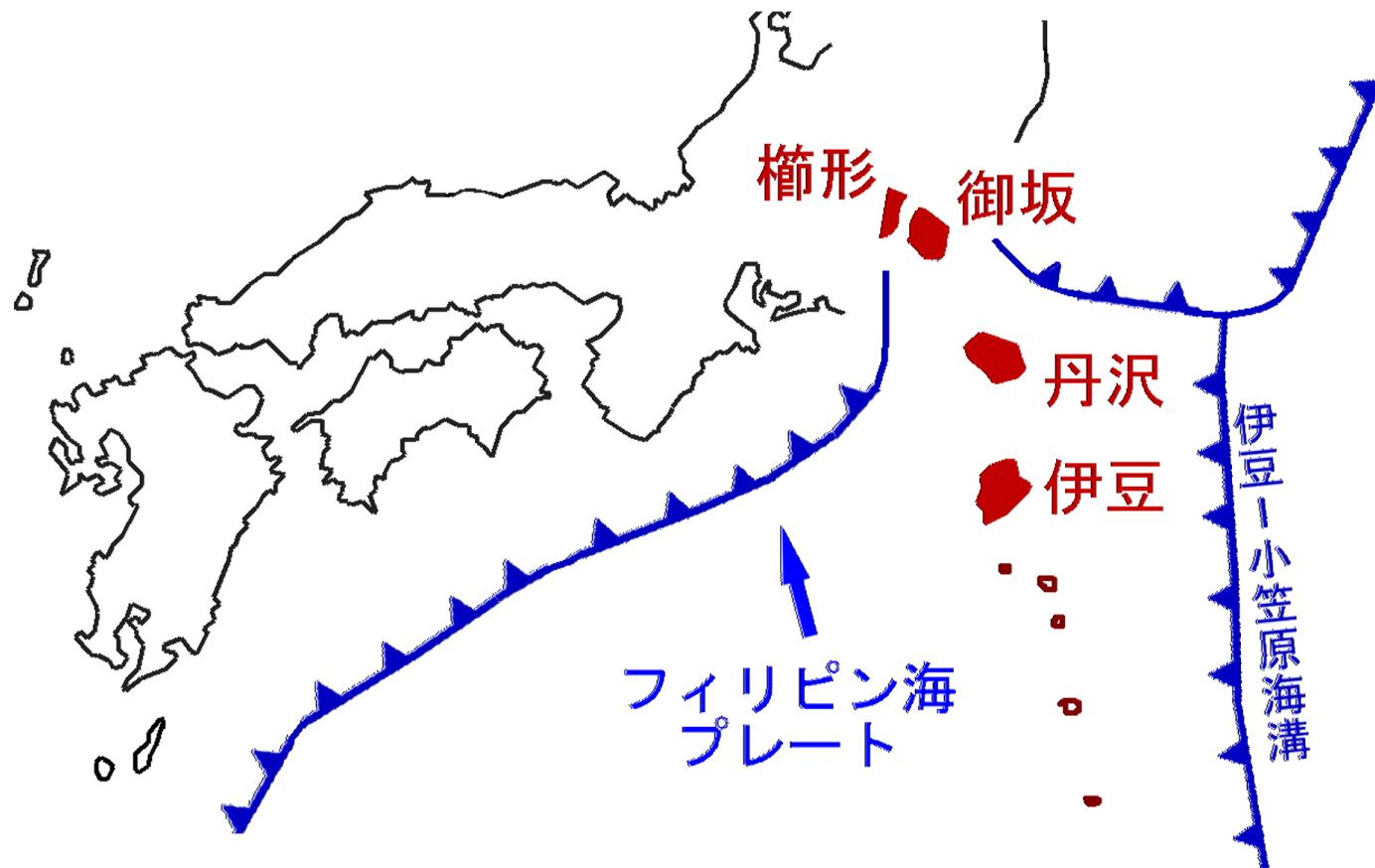
1500万年前ごろ以降
伊豆-小笠原島弧の多重衝突
・櫛形地塊・御坂地塊・丹沢地塊
・伊豆地塊

11-3. 四国海盆も拡大



11-4 伊豆 - 小笠原島弧の多重衝突

1500万年前～現在



11-5, 伊豆島弧の多重衝突帯 南部フォッサマグナ

櫛形地塊

↑
御坂地塊

↑
丹沢地塊

↑
伊豆地塊

南部フォッサマグナ：
衝突地塊群と
間を埋めたトラフ
堆積物



12章、砥部時階・赤石時階

愛媛県砥部町「砥部衝上断層」露頭

12章1節

中央構造線砥部時階

日本海拡大時の四国

内帯の和泉層群が三波川変成帯に

押しがぶさった逆断層

12-1, 愛媛県砥部町 中央構造線砥部露頭

底部時階：三波川変成岩を覆う明神れき層に、北から和泉層群が覆いかぶさった逆断層





左:和泉層群の砂岩
←下右:明神礫層
(1600万年前)
和泉層群が明神礫層に
押しかぶさる逆断層

逆断層の南200m
に露出する三波川→
变成岩(奥)
明神れき層(手前)
が不整合に堆積
(断層関係説もあり)



12章2節

中央構造線石鎚時階

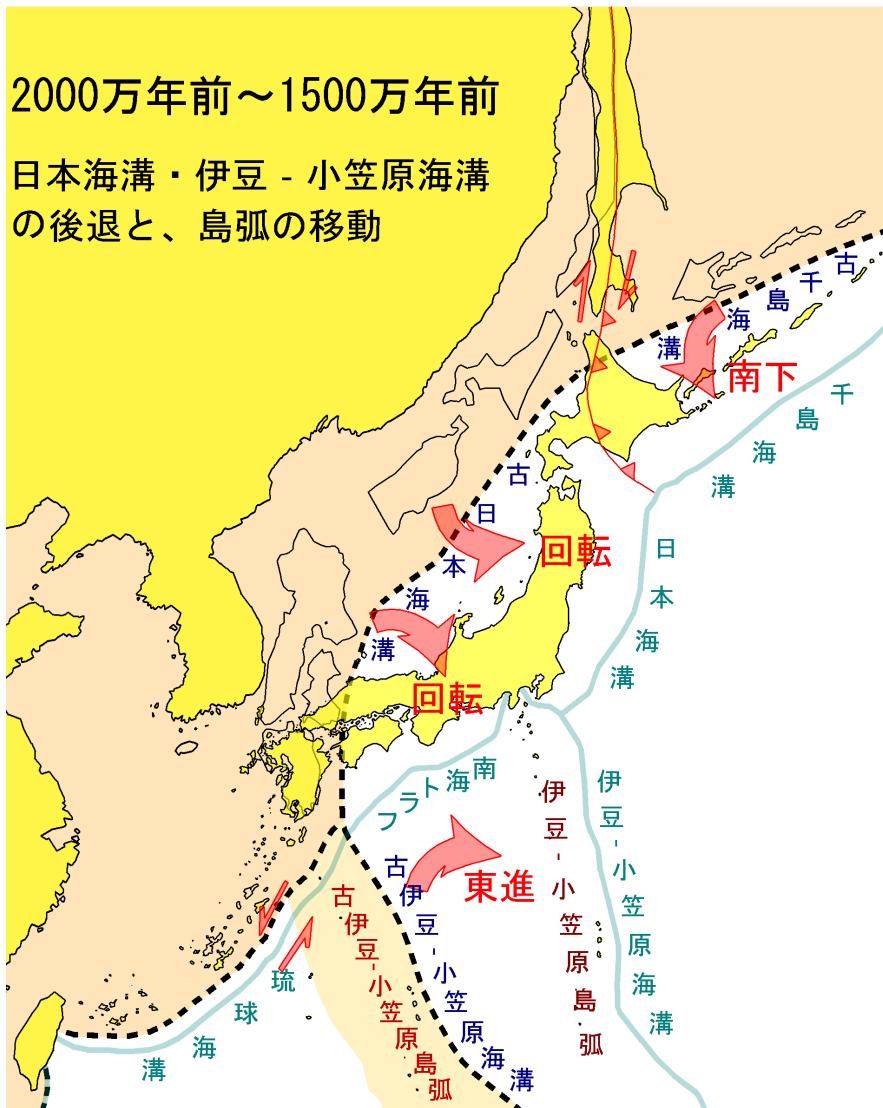
日本海拡大終了直後の四国
内帯側がずり落ちた正断層

12-2, 石鎚時階 日本海拡大終了後、正断層

貫入岩脈(下)に接する和泉層群(上)に見られる
カタクレーサイト。南へずり落ちる正断層を示す



12-3. 四国的新第三紀の中央構造線



四国では、

日本海拡大中に 南北圧縮による逆断層 (1600万年前の底部階)

日本海拡大終了後に 南北引っ張りによる正断層 (1400万年前の石鎚時階)

逆断層から正断層へ 運動方向が逆転

13章、赤石時階(赤石構造帯)

13章1節

日本海拡大後の伊豆島弧の衝突

中央構造線赤石時階

(赤石構造帯がオーバーラップ)

日本海拡大末～直後の赤石山地地域

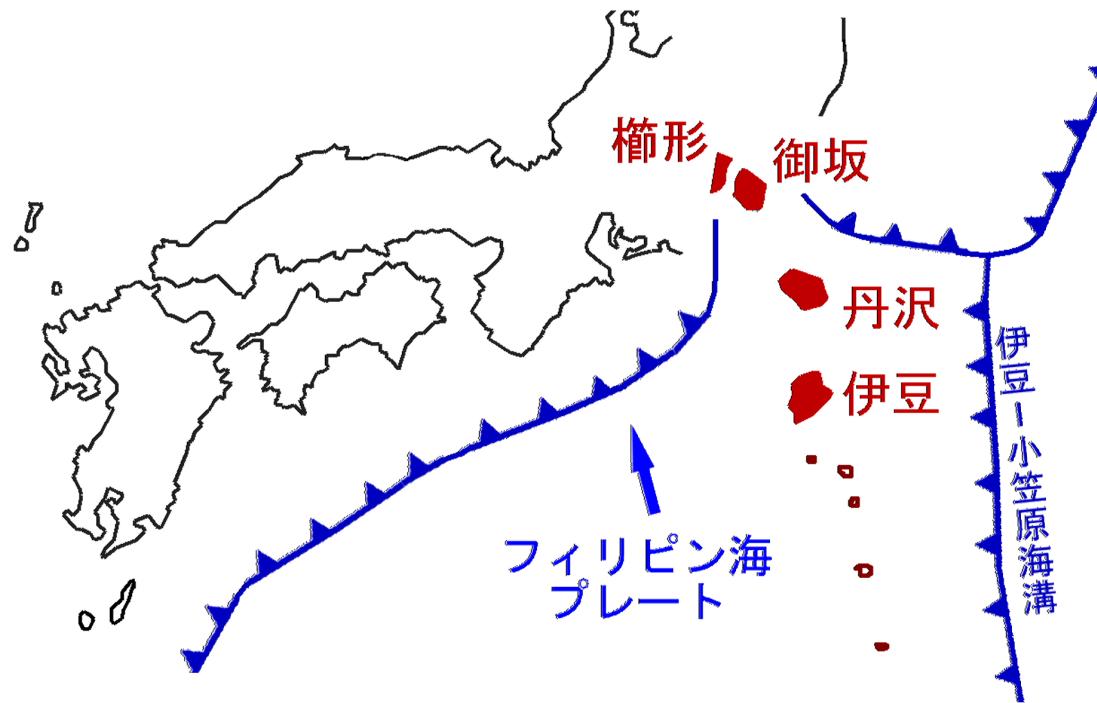
櫛形地塊の衝突

北方への押し曲げと60kmの左横ずれ

13-1, 櫛形地塊の衝突と 本州側の地質構造の北方屈曲

伊豆 - 小笠原島弧の多重衝突

1500万年前～現在

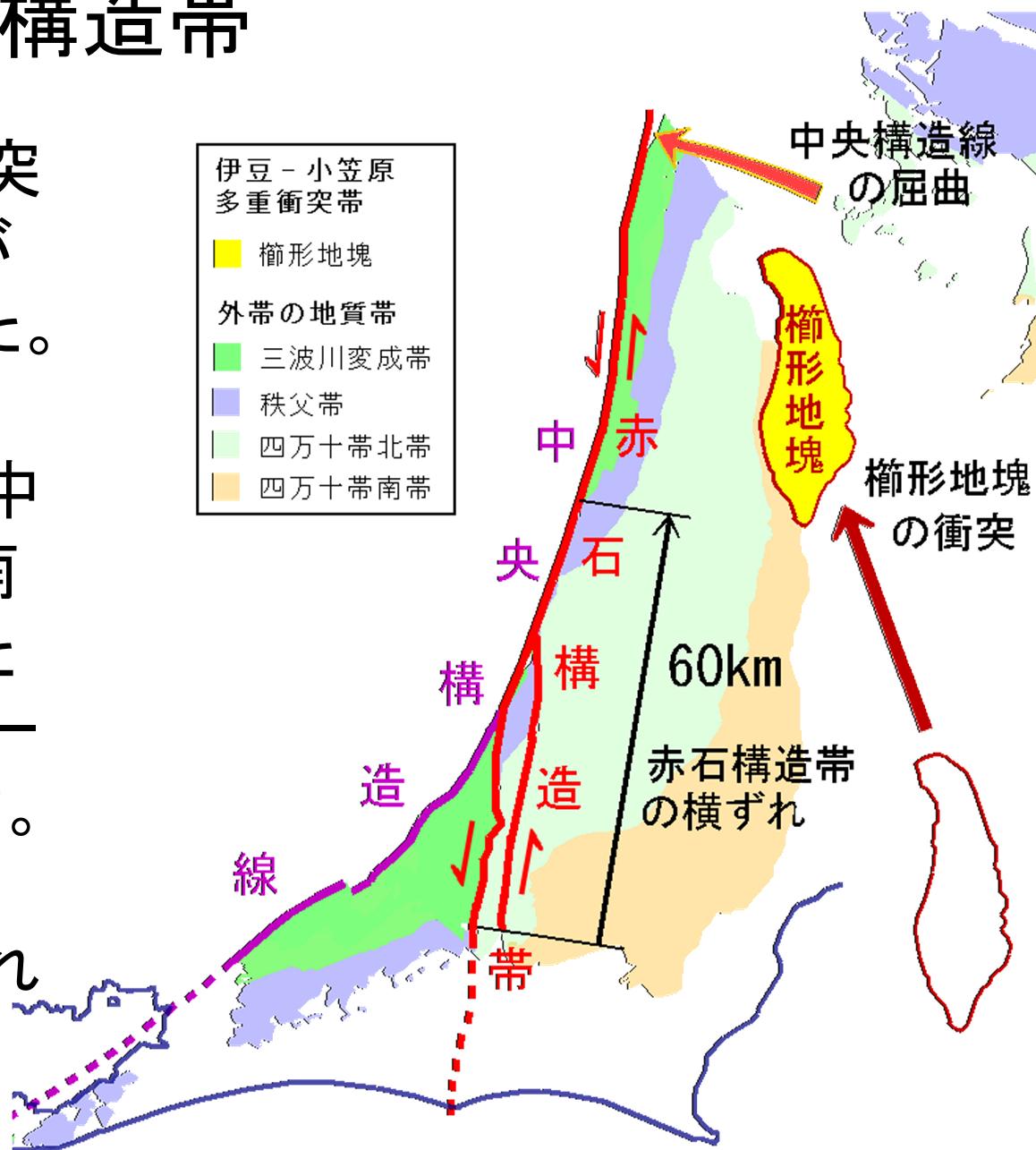


13-2, 赤石構造帯

櫛形地塊の衝突で、地質構造が北方へ曲げられた。

茅野～水窪の中央構造線は、南北方向に生じた赤石構造帯の一部として再活動。

60kmの左横ずれが生じた。



13-3, 赤石山地の中央構造線は
赤石構造帯で上書き
(左横ずれカタクレーサイト)

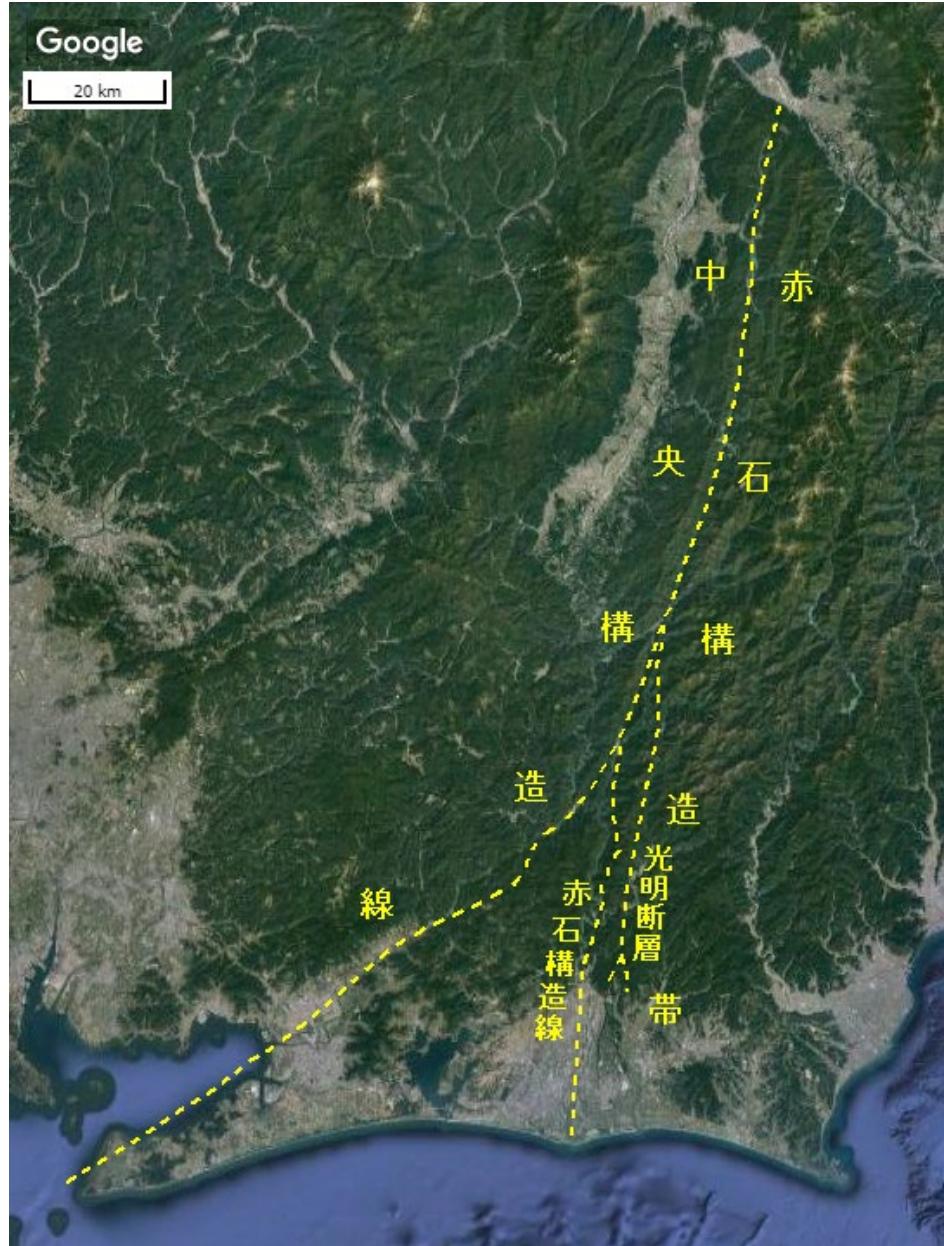


13-4, 逆Y字断層線谷

断層線谷：断層の弱線
が川に浸食されてでき
る谷

中央構造線と赤石構造
帯の断層が浸食された
断層線谷

三遠南信(三河・遠州・
南信濃)地方を特徴づ
ける、宇宙から見て逆Y
字形の谷。南朝の道、
諏訪-秋葉街道。



13-5, 日本海拡大以降

四国の中央構造線と
赤石山地の中央構造線は、
別々の断層になった

四国の中央構造線

砥部時階・石鎚時階は終了、
現在はA級右横ずれ活断層

赤石山地の中央構造線

赤石時階は終了、
現在はC級右横ずれ活断層

14章、現在の日本列島の変動

14章1節

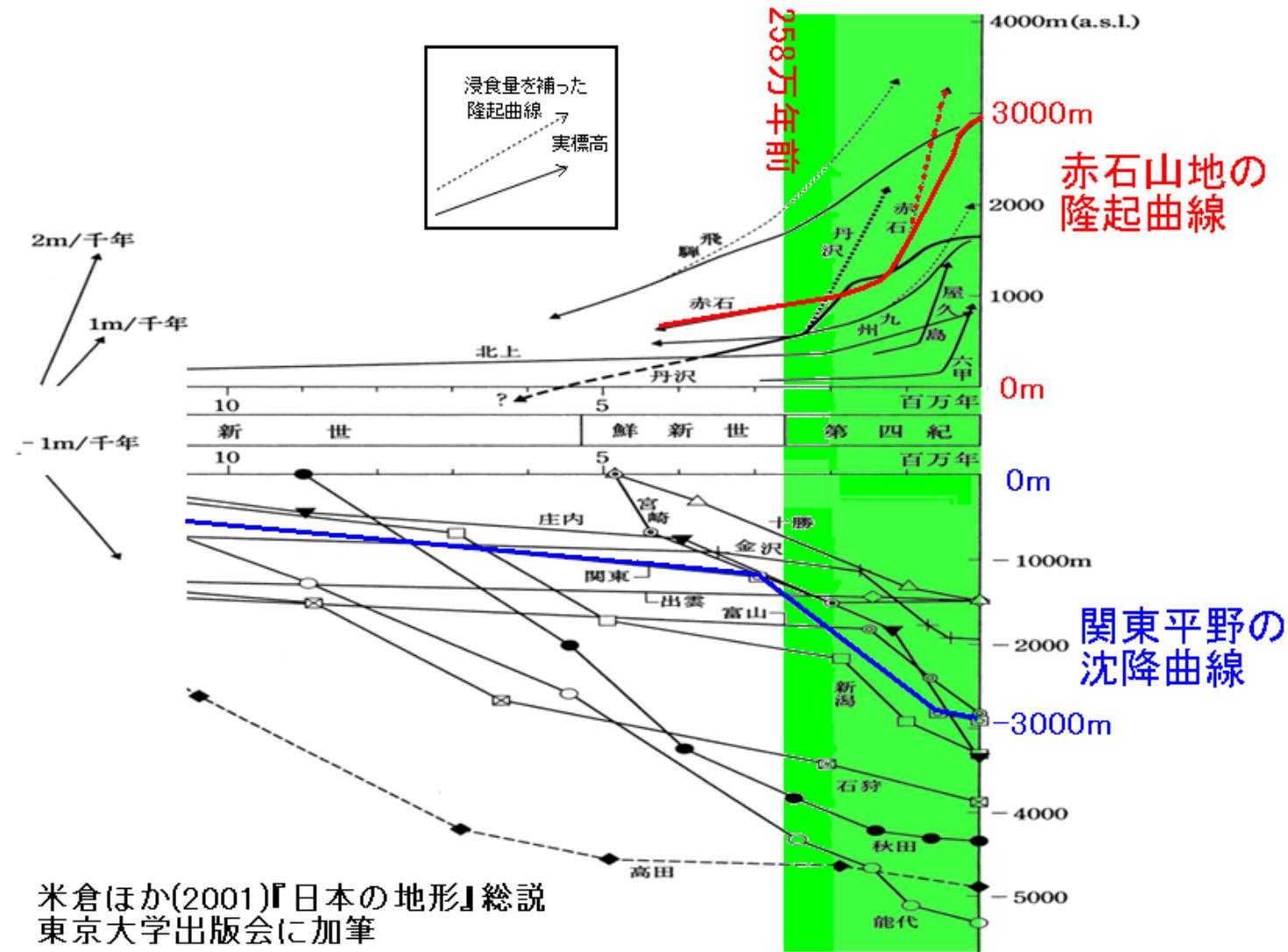
第四紀(258万年前～現在)変動

山地の隆起・平野の沈降

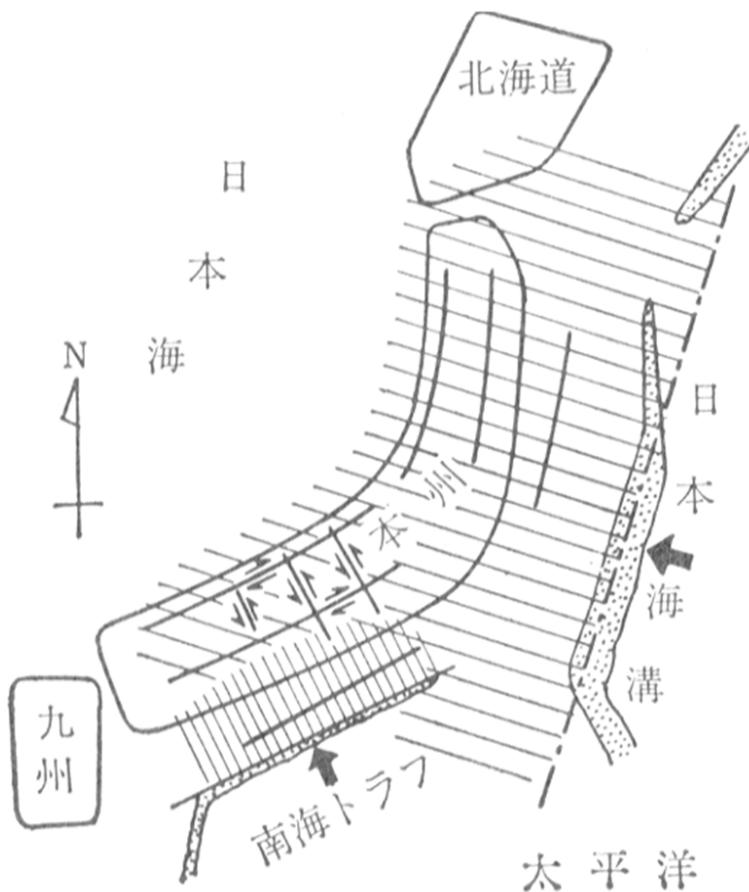
日本海溝の西進が始まった
フィリピン海プレートの進行方向が北西向きに
琉球海溝は後退

九州・中国・四国の変動と活断層

14-1, およそ250万年前、日本列島の現在の変動が始まる



14-2, 日本海溝の西進が始まった 本州の大部分は東西圧縮の場になった



図IX-4 日本列島の
圧縮構造(茂木清夫)

藤田和夫
『変動する日本列島』
p131
岩波新書 (1985)

14-3, フィリピン海プレートの進行方向が北西向きに変化 南四国が西向きに引きずられるようになった

なみふる 2016.10 No. 107 西日本のひずみ集中帯 京都大学防災研究所 西村 卓也

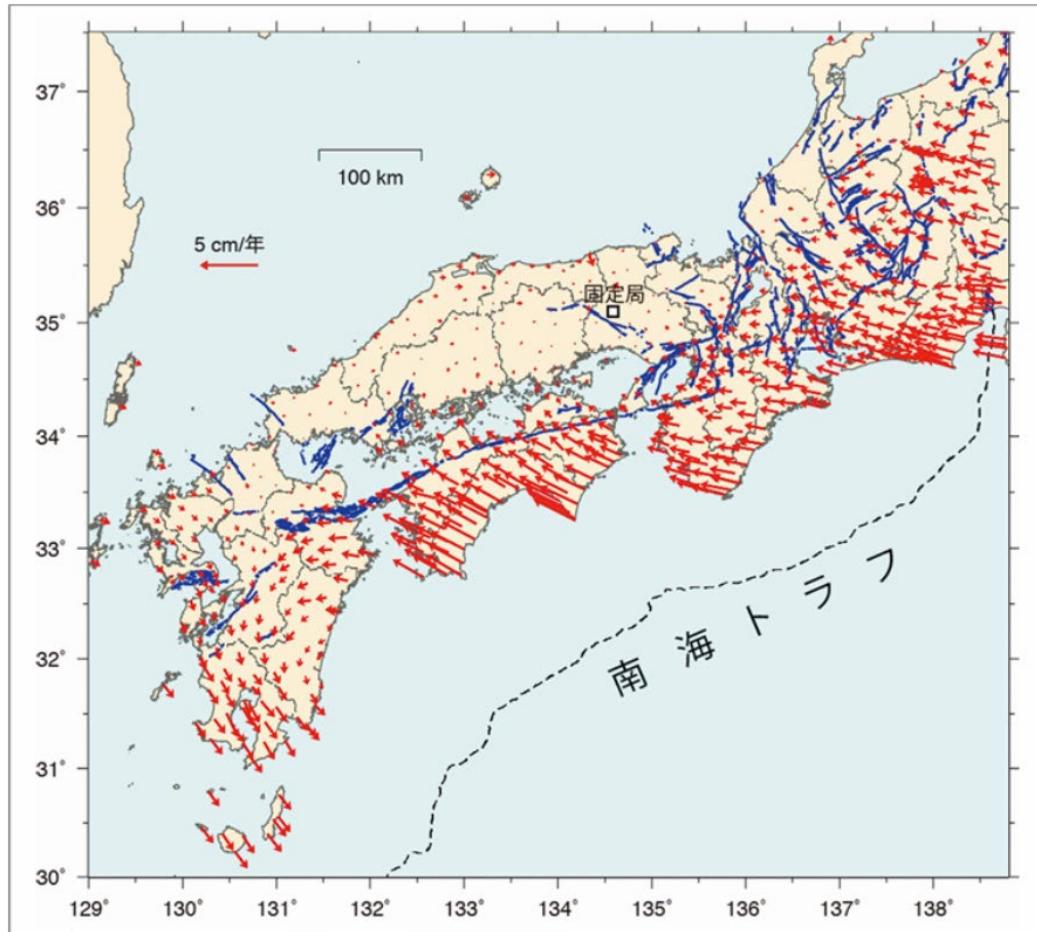


図1 GNSS連続観測点における水平変位速度分布。GEONET兵庫一宮観測点(図中の固定局)に対する2005年4月から2009年12月までの平均変位速度を表す。青線は地震調査研究推進本部による主要活断層分布。

14-4, 琉球海溝の後退

南西諸島-南九州が引き出され、沖縄トラフ-九州中部が拡大



北九州：
日本海溝からの押
しによる東西圧縮

中部九州：
南北の引っ張り

南九州：
南方へ移動
南東からはフィリピ
ン海プレートの沈
み込み

14-5, 九州・中国・四国の変動と活断層

なみふる 2016.10
日本地質学会
石川県

No. 107

西日本のひずみ集中帯

京都大学防災研究所 西村 卓也

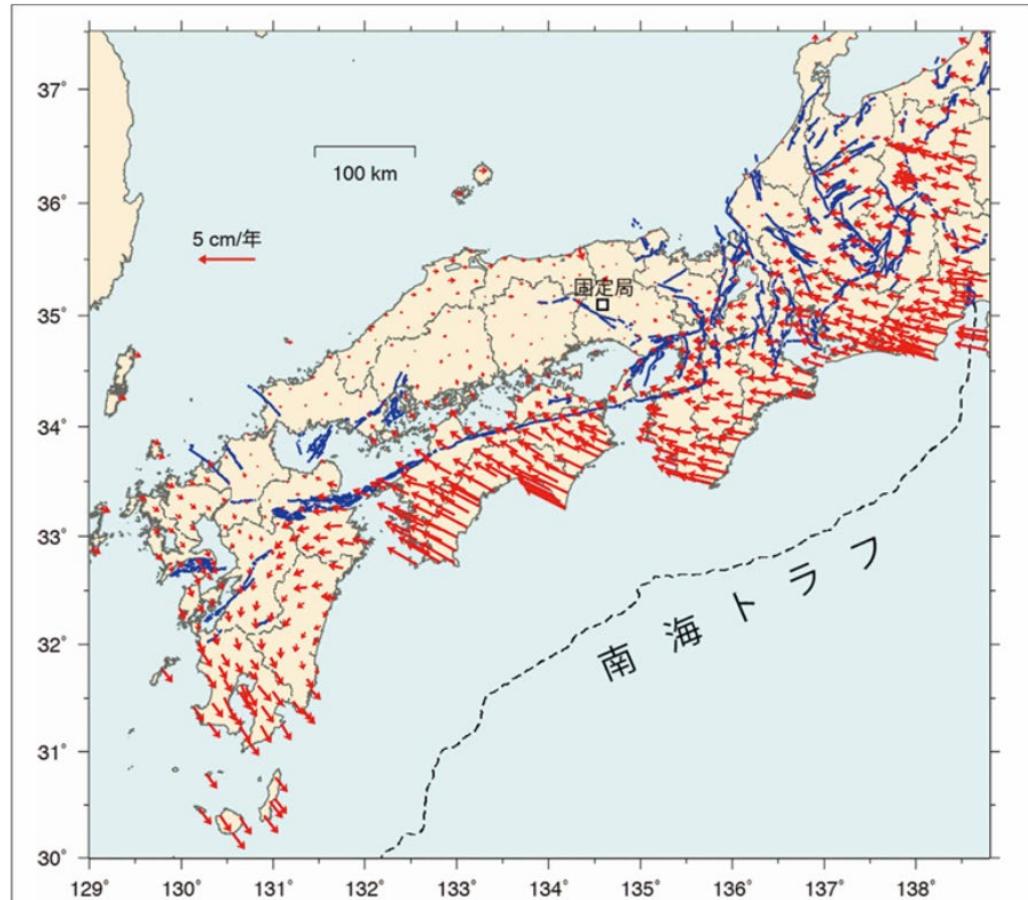


図1 GNSS連続観測点における水平変位速度分布。GEONET 兵庫一宮観測点(図中の固定局)に対する2005年4月から2009年12月までの平均変位速度を表す。青線は地震調査研究推進本部による主要活断層分布。

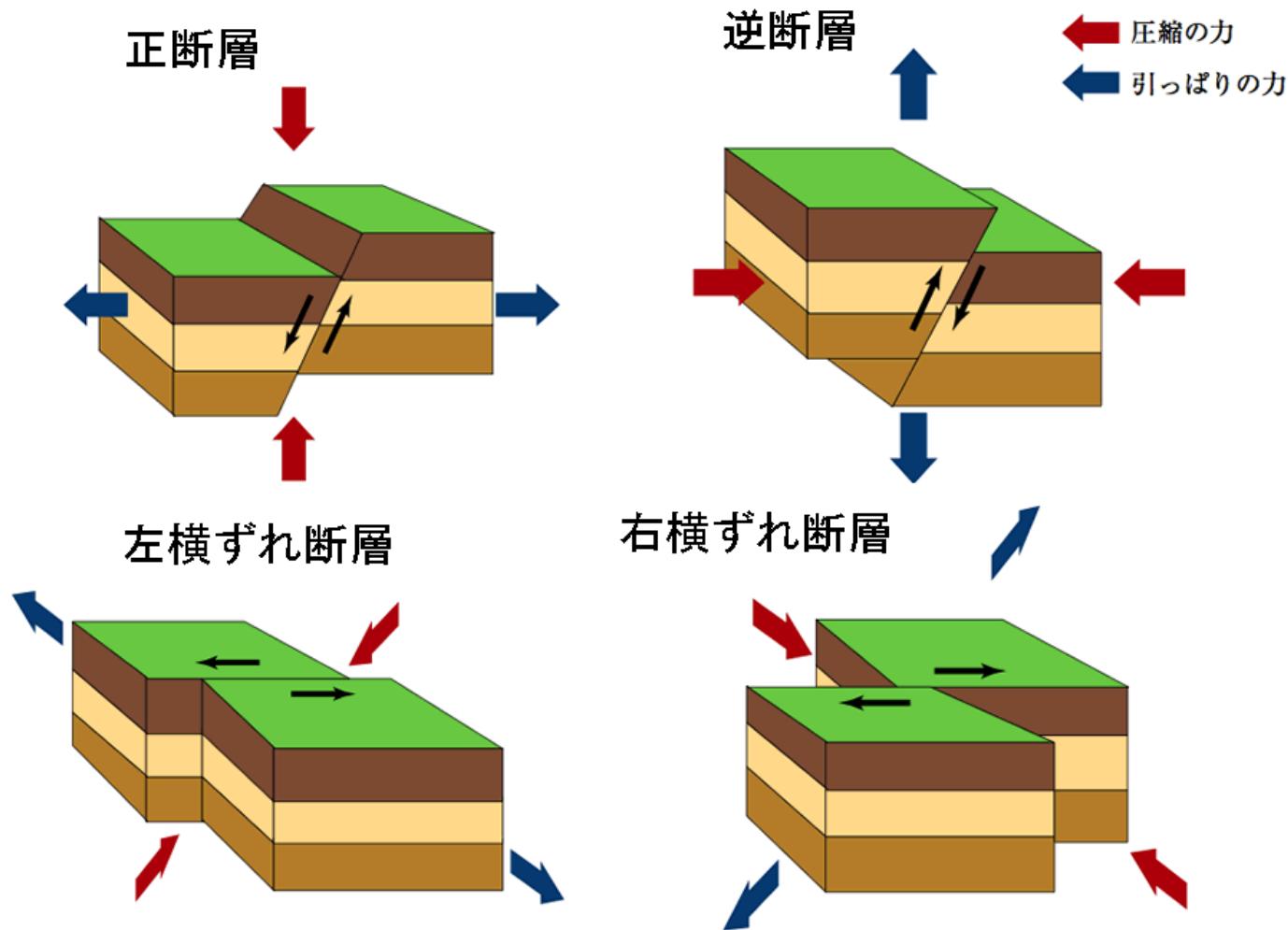
南四国：

フィリピン海プレートの南海トラフに斜交する沈み込みにより西へ引きずり

愛媛県～奈良県の中央構造線の古傷が利用され、A級の右横ずれ活断層

熊野灘～遠州灘で南海トラフが屈曲し、三重県以東では引きずりは生じない

14-6. 断層は、力の向きに対し斜めに生じる



図は文部科学省小冊子「地震の発生メカニズムを探る」より

14-7, 活断層として古傷が利用される場合

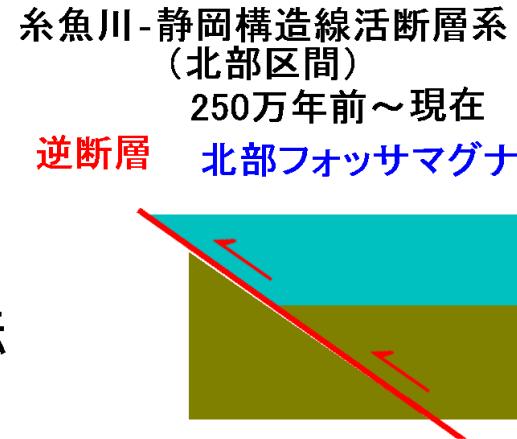
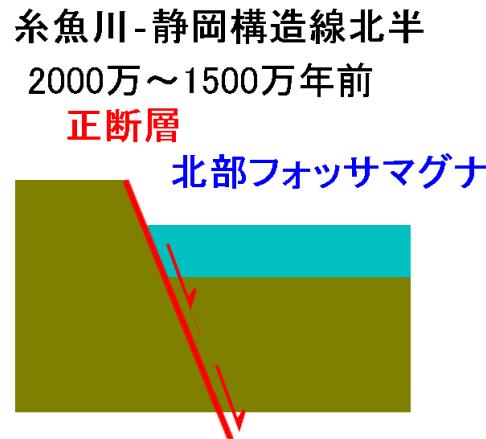
今の日本列島の各地方にかかっている力で、
断層ができやすい位置に古傷があると
→古傷が利用されて活断層に

断層ができやすい位置に古傷が無いと
→新しい活断層が生じる

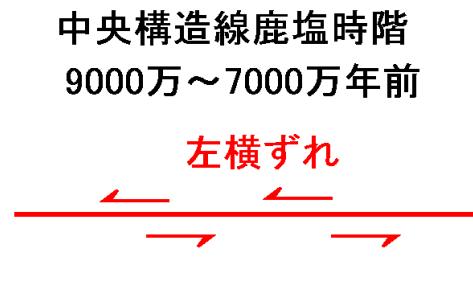
古傷があっても、ずれやすい向きでないと
→その古傷は利用されない。

古傷から見れば、「第四紀の再活動」
活断層から見れば、「古傷を利用した活断層」

14-8, 古傷が利用されても、ずれの向きは異なる

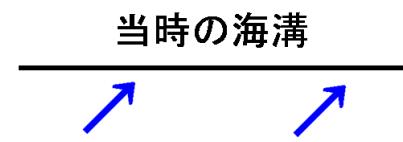


→ 逆転



→ 逆転

四国の中央構造線活断層系
250万年前～現在



14章2節

中部地方は南岸をのぞき東西圧縮

250万年前ごろから山地の隆起・平野の沈降

日本海溝の西進が始まった
フィリピン海プレートの進行方向が北西向きに
琉球海溝は後退

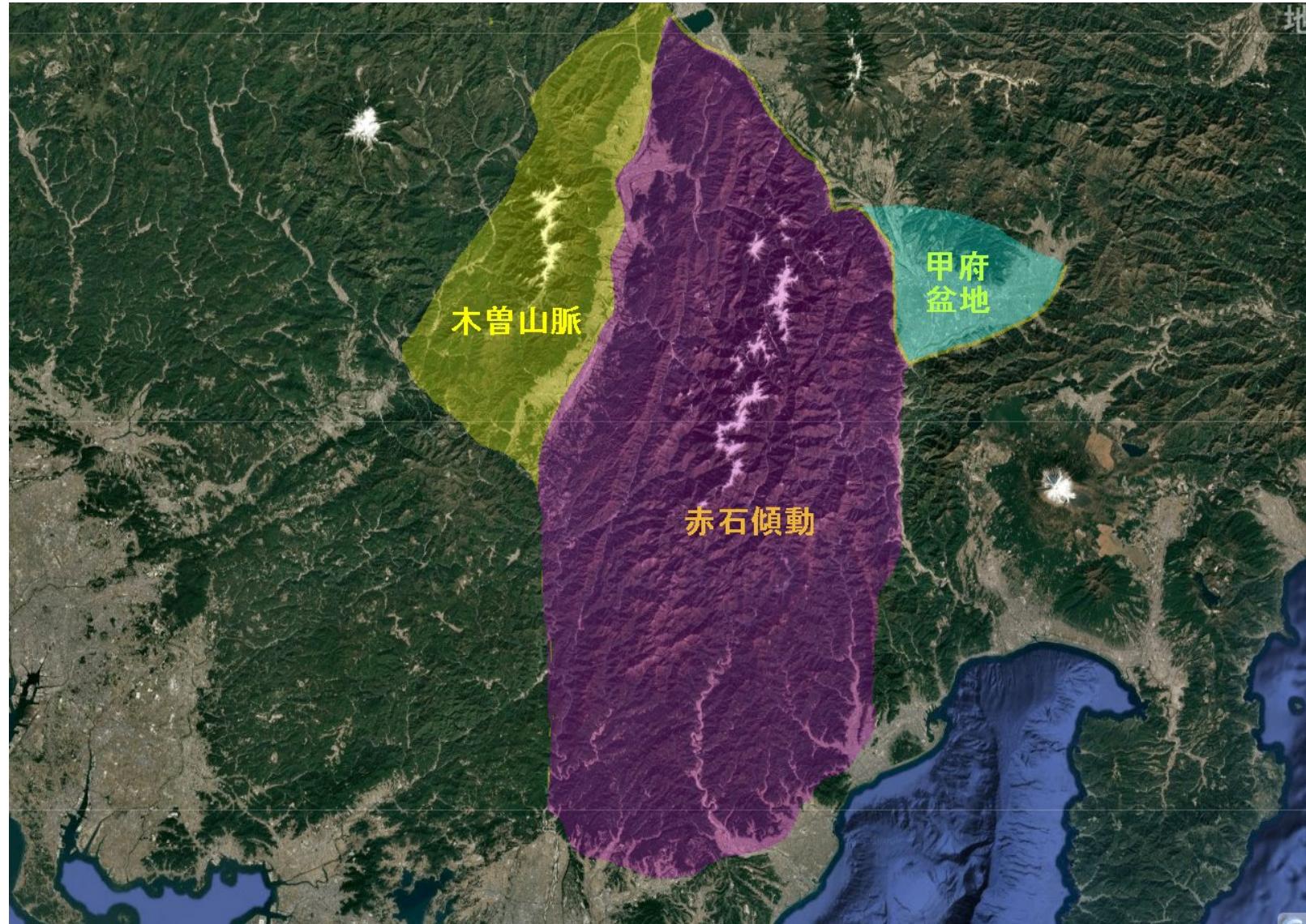
14-9, 中部地方は南岸をのぞき東西圧縮



14-10, 変動地塊の境界に活動度が高い活断層

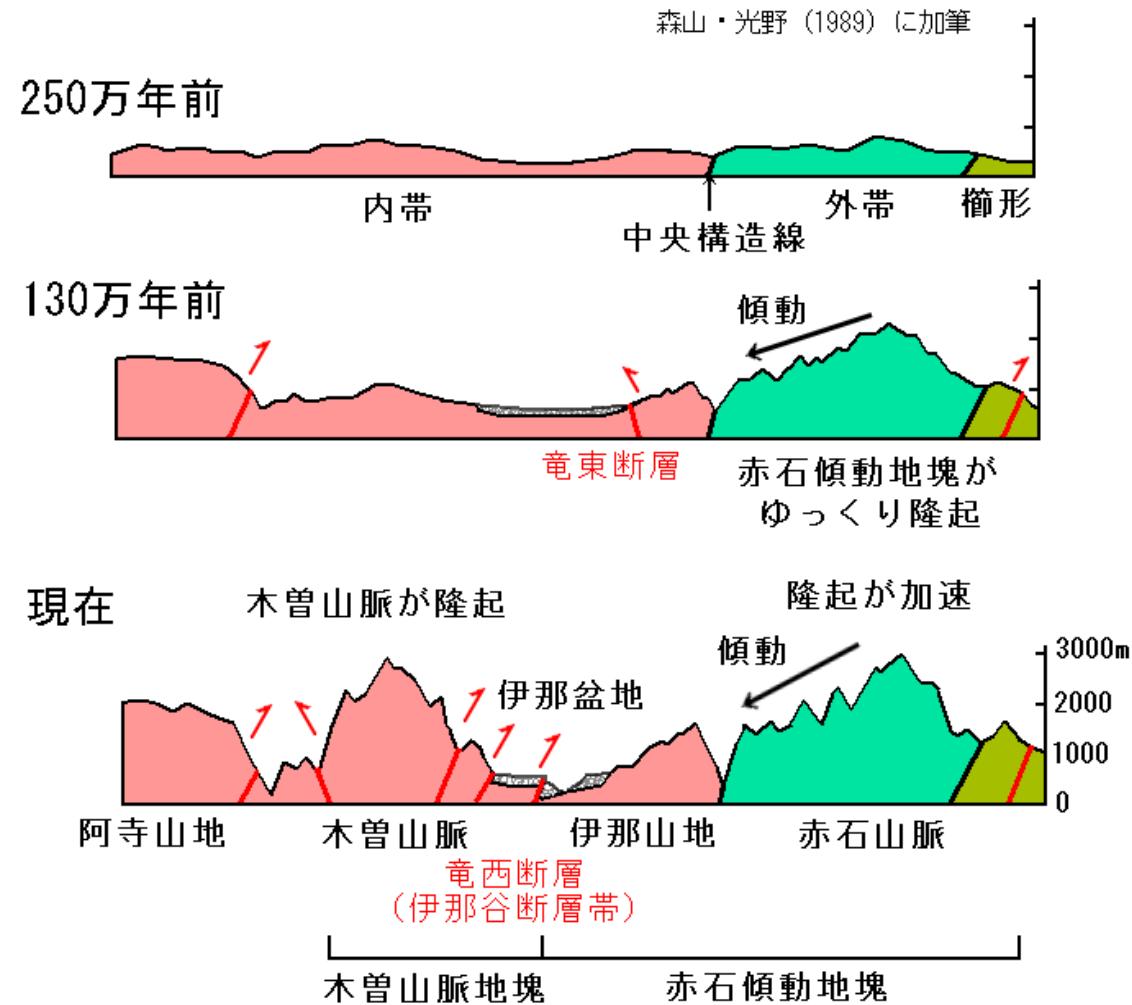


14-11, 木曾山脈地塊-伊那谷(活)斷層帶-赤石傾動地塊



14-12, 伊那盆地は伊那谷(活)断層帯が造る断層角盆地

南アルプス・中央アルプスの隆起と伊那盆地の誕生

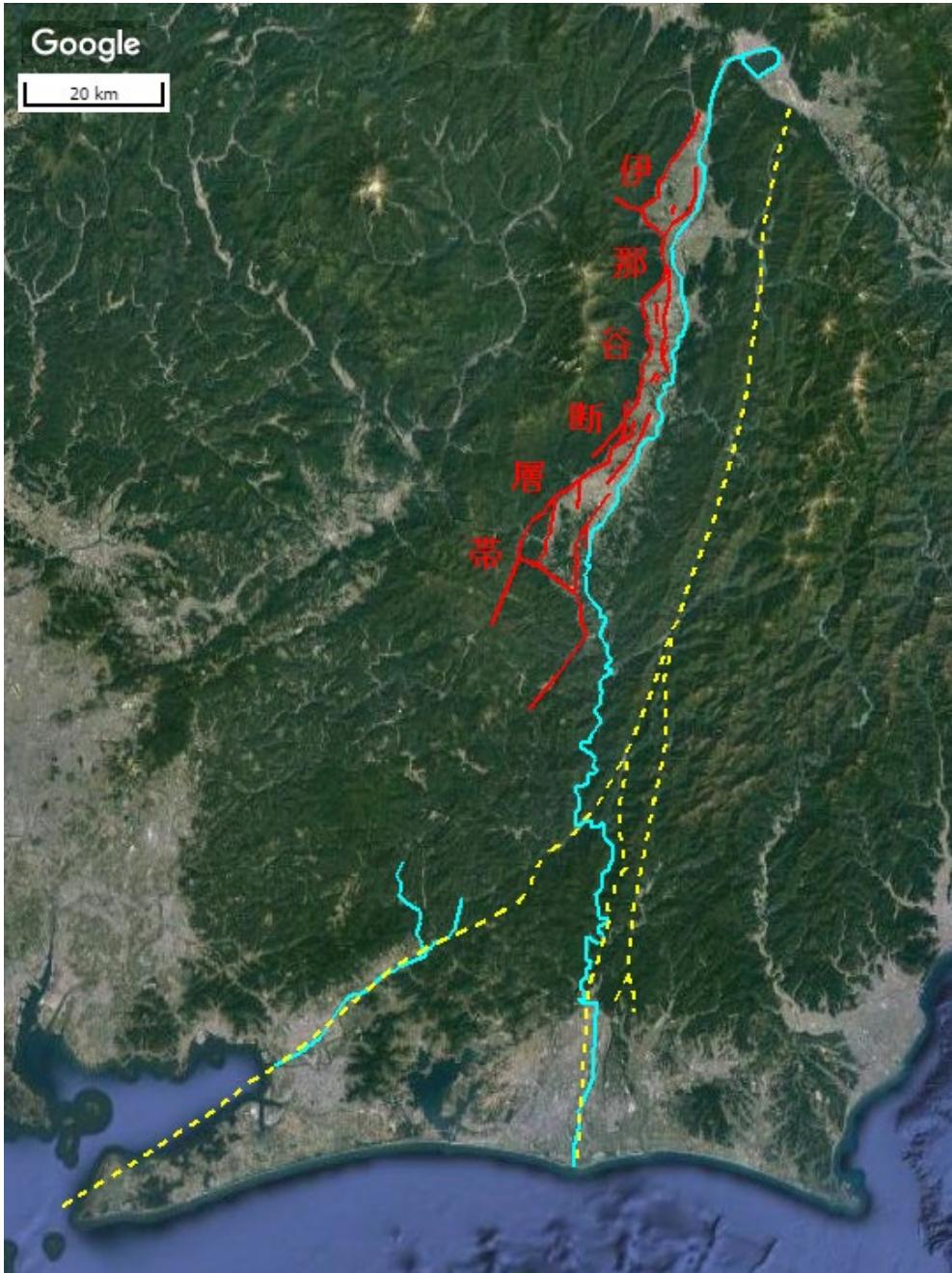


およそ300万年前から赤石傾動地塊が西へ傾きながら隆起。

およそ100万年前からスピードアップ。

そのころから木曽山脈地塊も隆起。

赤石傾動地塊の西縁に、木曽山脈の地塊が**活断層の伊那谷断層帯**で押しかぶさり伊那盆地が造られてきた。



変動ブロック境界の、主要な活断層は伊那谷断層帯

中央構造線はブロック内の古傷→川に下刻され、深く直線的な谷地形

赤石山地地域の、活断層としての中央構造線は、右横ずれのC級活断層

四国の中構造線とは、断層の走向もかかる力の向きも異なる、まったく別の断層。

15章、安康西露頭の調査

増水で河床礫が流出し現れた露頭
地質境界から内帯側におよそ40m

領家変成帯側のカタクレーサイト帯に
幅約1.5mのガウジ帯

三波川変成岩起源の断層ガウジ・角礫帯が
はさみこまれている

カタクレーサイトは左横ずれ(おそらく赤石時階)、
断層ガウジは、新しい右横ずれを記録

15-1, 安康西露頭調査

天然記念物指定地域内のため文化庁の許可を得て行った



15-2, 地質境界から内帯側へ約40m

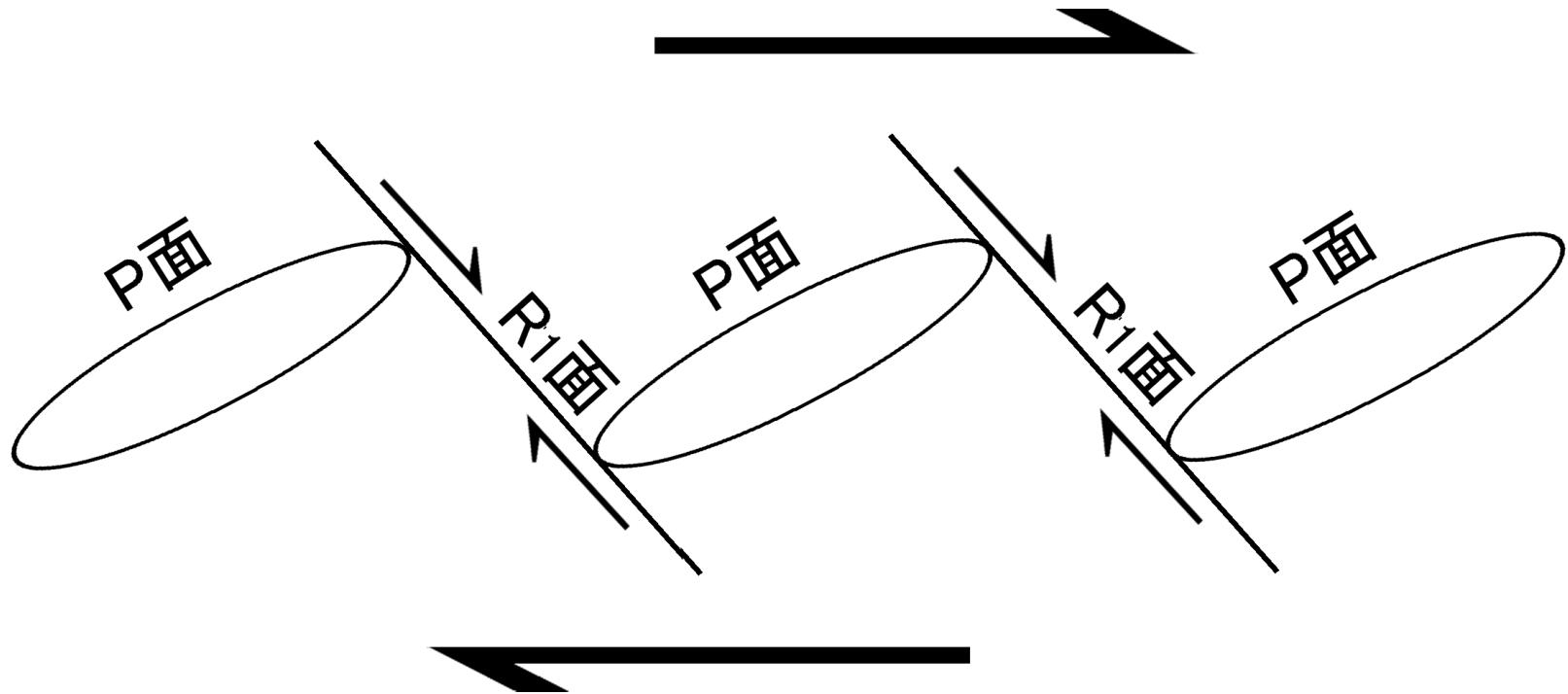


15-3, カタクレーサイトのブロックを切る直線的な断層。
断層の右側には、かんらん岩片を含む三波川变成岩
起源の幅約50cmの断層ガウジ帯が挟み込まれている。

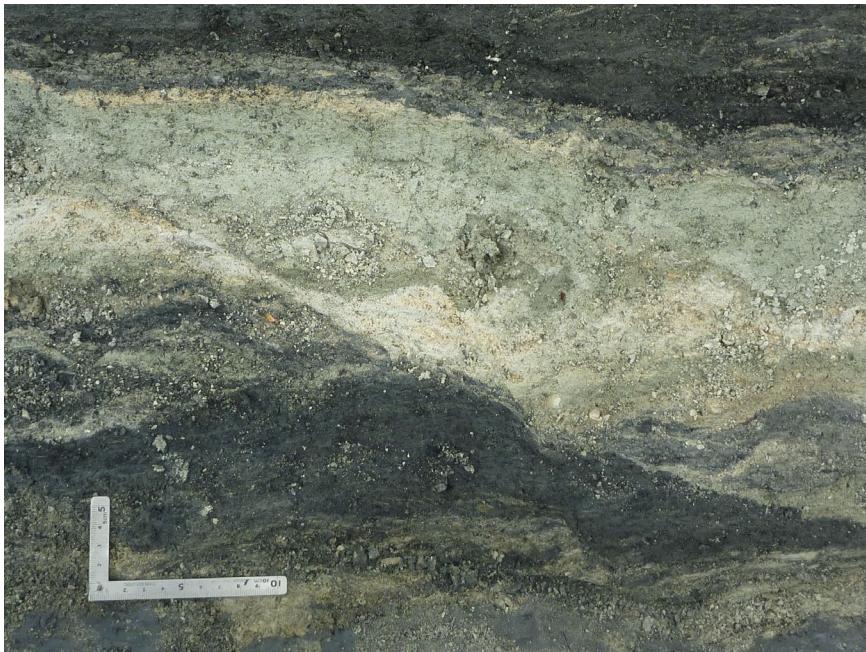


15-4, 断層帯の内部構造から、 ずれた向きを読み取る

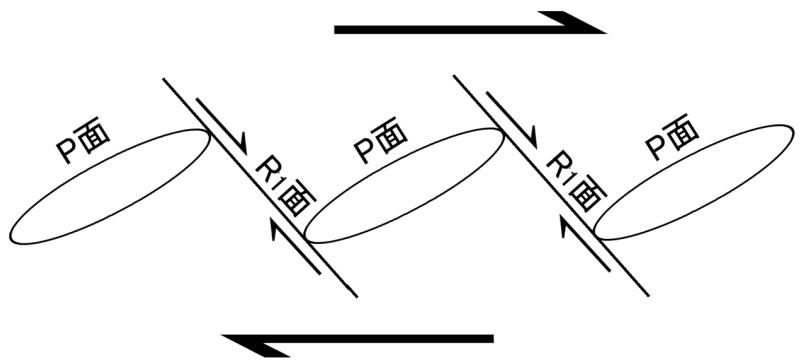
右横ずれを示す複合剪断面(リーデル剪断面)



15-5, 右横ずれ複合面構造



右横ずれを示す複合剪断面(リーデル剪断面)



15-6, カタクレーサイト(右上)は左横ずれ、
断層ガウジ(左下)は右横ずれを示す。



赤石時階(左横ずれ)から活断層(右横ずれ)
への移り変わりを示すと考えられる。

15-7, 走向に直交する断面も調査



15-8, 三波川変成岩源ガウジ帯の西側の
断層沿いに、川砂の巻き込みが見られる



最近の時代のずれ動きの状況証拠か？

15-9, 全景。

現在は、その後の増水で再び埋没し、調査は中断。



16, 高遠町板山露頭付近から地形を見る

断層線が川で下刻されてできる断層線谷。
谷を横切る遠方の尾根は180万年前ごろの塩嶺溶岩。
四国へ続く谷は、その裾から始まる。

谷の両側で、斜面の角度が異なる。
谷底に向って谷沿い斜面が崩れて谷が成長
領家変成帯側は、固く崩れにくく急傾斜
→崩れるときは一気に崩落
三波川変成帯側は、風化すると片理面ではげやすい
→地滑りしやすく、緩傾斜

16-1, 伊那市高遠町 板山露頭

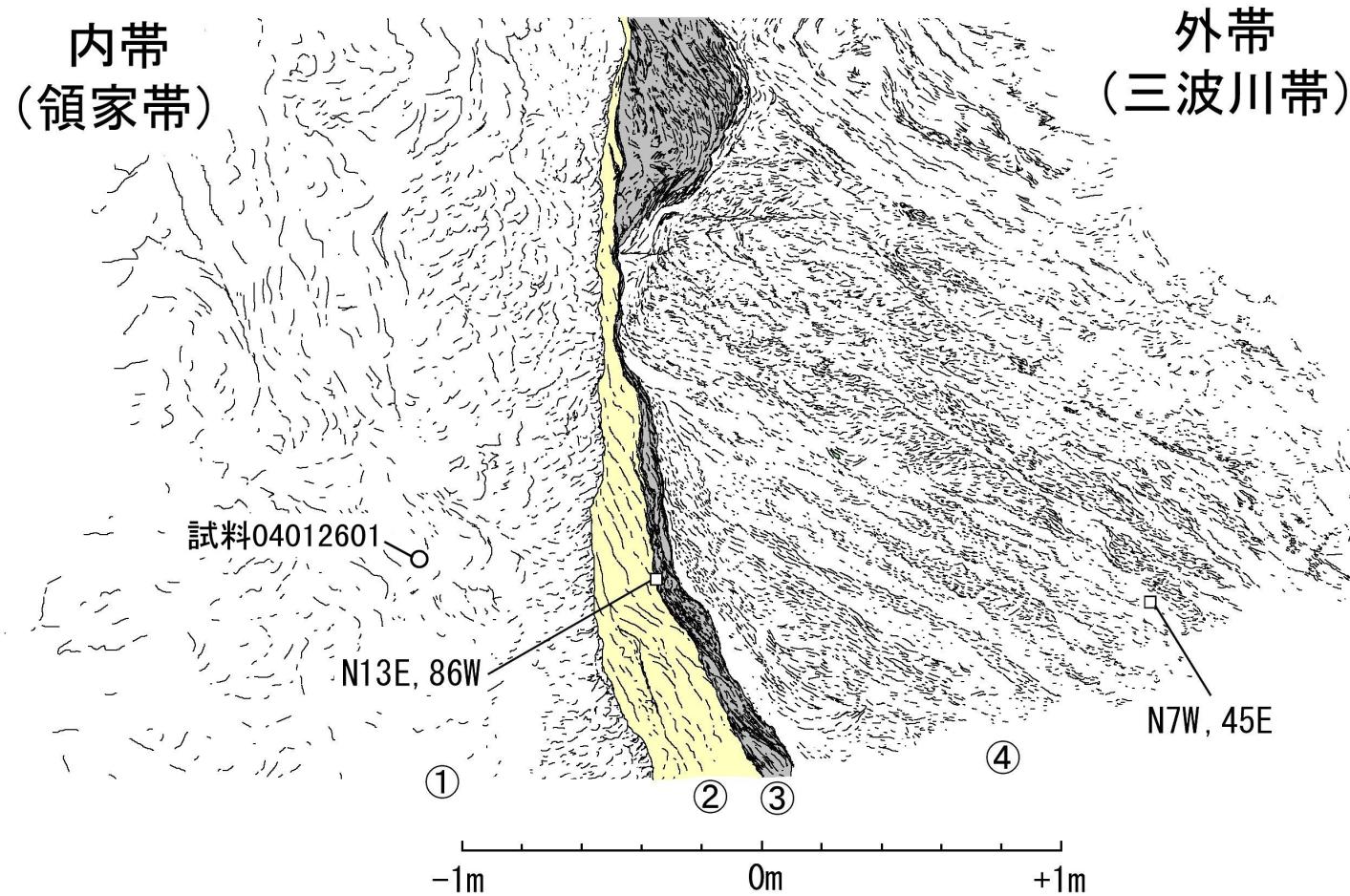


花崗岩マイロナイト
源力タクレーサイト

断層ガウジ

泥質片岩源
力タクレーサイト

A 地点 中央構造線高遠町板山露頭 スケッチ



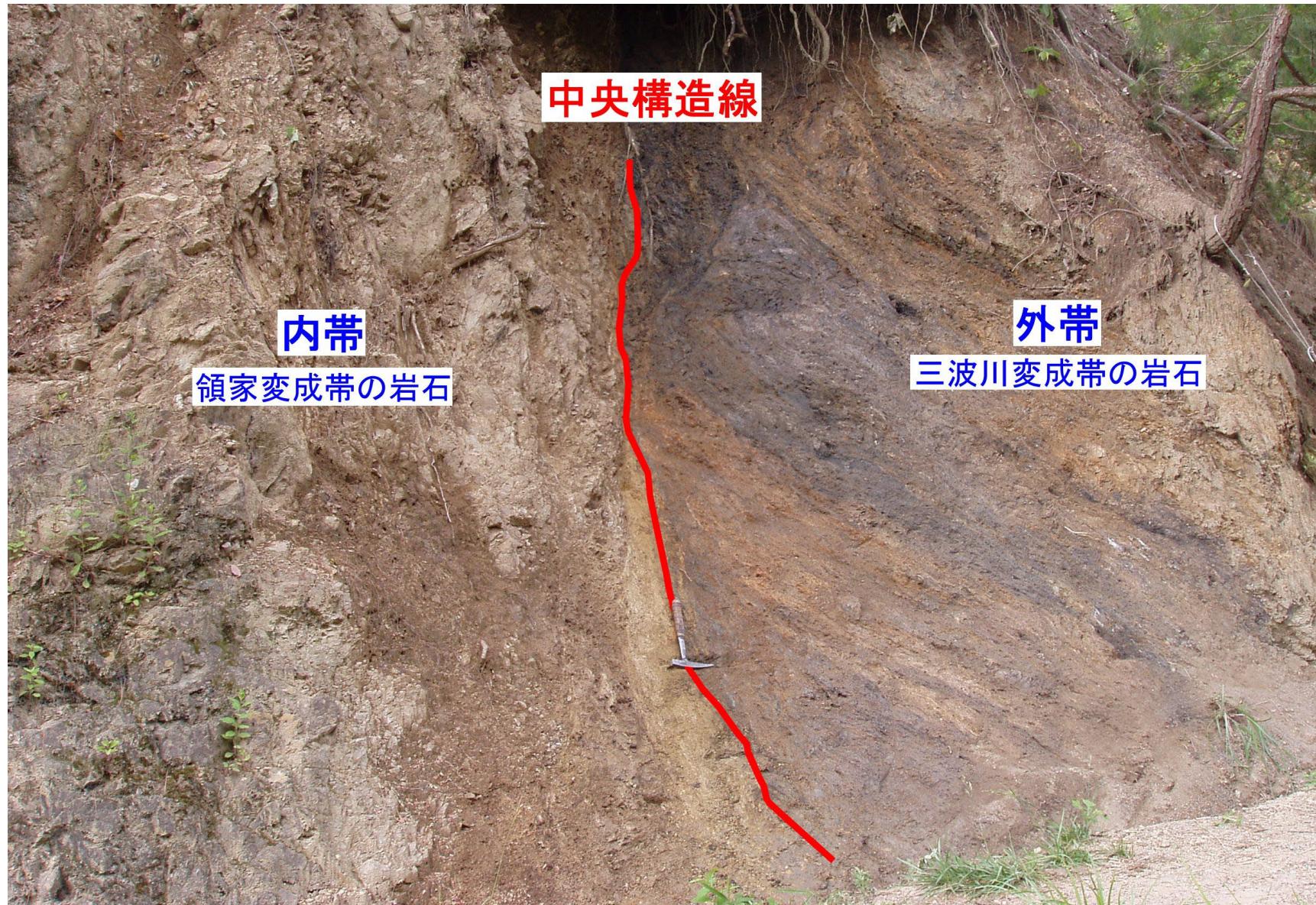
領家帶

- ① ポーフィロクラスティックマイロナイト源
カタクレーサイト
- ② 淡褐色断層ガウジ

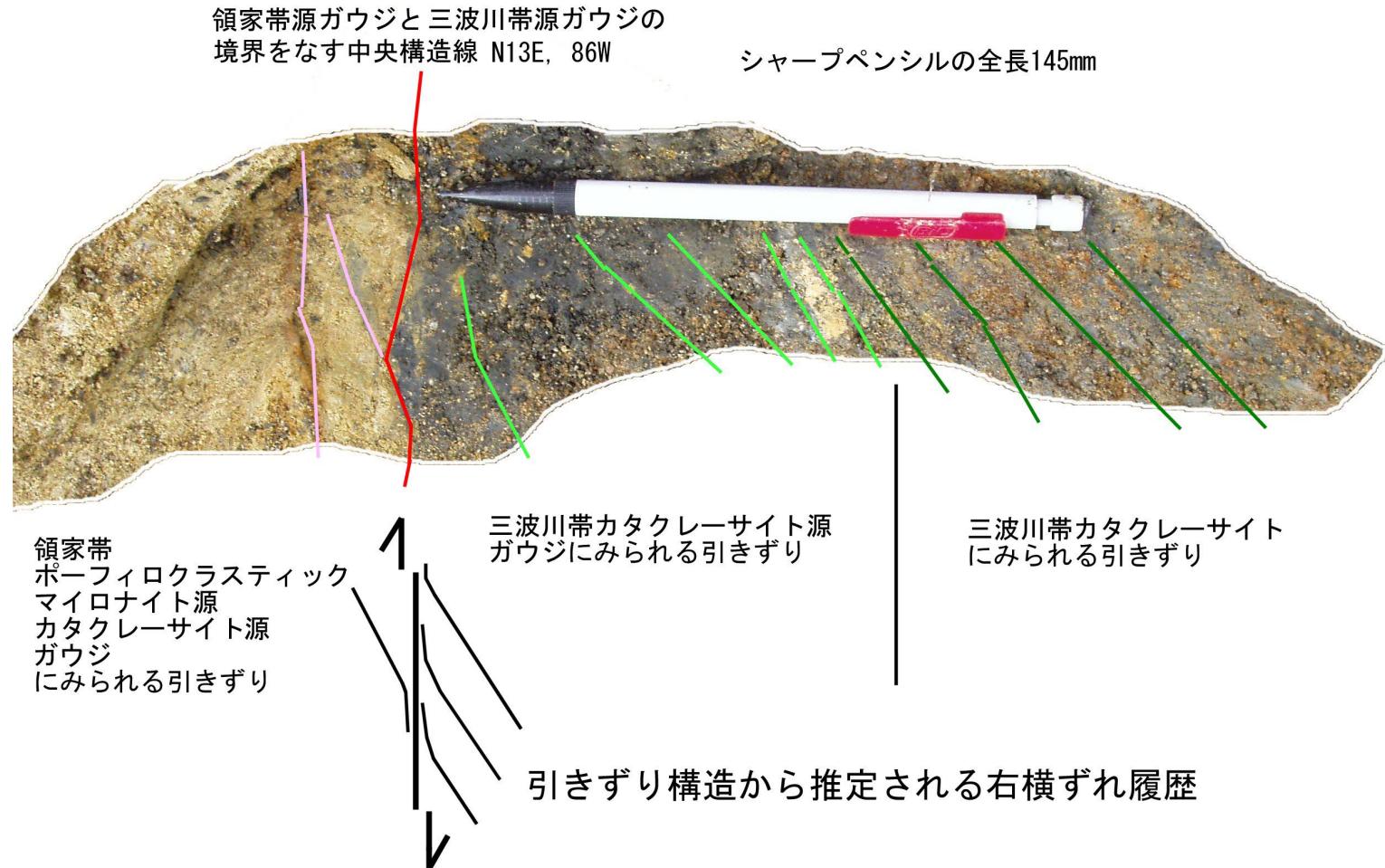
三波川帶

- ③ 黒色断層ガウジ
- ④ 黒色片岩および珪質片岩源
カタクレーサイト

2004/6/23 河本和朗(大鹿村中央構造線博物館)



露頭を階段状にカットした水平面（中央構造線板山露頭 2004/6/23 河本和朗）



水平断面の、断層ガウジの変形は右横ずれを示す

中央構造線高遠町板山露頭付近の ルートマップ



(2004/6/9計測, 作図, 河本和朗)

断層線谷(弱線が下刻されている地形)。遠方の尾根は塩嶺溶岩に覆われて中央構造線は露出せず、下刻は働かない。その手前から、四国への大きな谷が始まる。

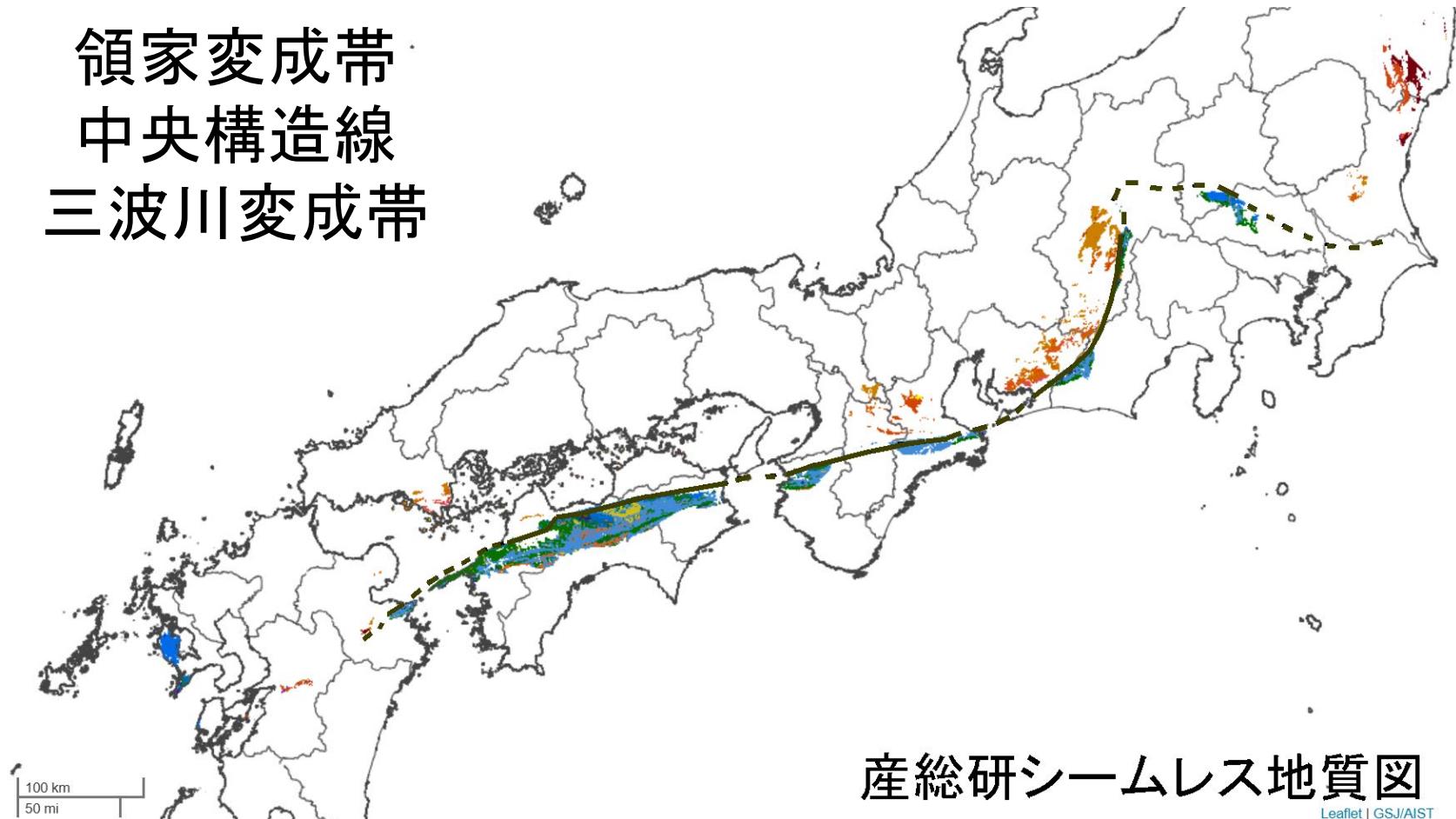


岩石の性質による崩れ方のちがいが斜面の傾斜に現われている。

左の固い領家側は急、右の地すべり性の三波川側の傾斜はゆるい。

17、中央構造線をたどる方のために

領家変成帯
中央構造線
三波川変成帯



産総研シームレス地質図

Leaflet | GSJ/AIST

17-1, 三波川変成帯と中央構造線



三波石の板碑

東京都大田区の寺院

17-2, 埼玉県長瀬町





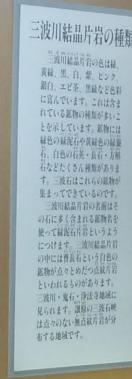
17-3, 群馬県藤岡市 道の駅上州おにし



三波石のふるさと



道の駅内 三波川変成岩類の展示(無料)



17-4, 群馬県下仁田町 中央構造線川井露頭
左:緑色片岩源カタクレーサイト
右:新第三紀下仁田層海成砂岩～シルト岩



17-5, 群馬県下仁田町 青岩公園 緑色片岩



17-6, 長野県岡谷市横河川上流 緑色片岩



17-7, 長野県飯田市南信濃 浜松市水窪町 青崩峠

中央構造線谷中分水界



モニュメント
左:花崗岩 右:緑色岩



北方を見る
信州側の断層線谷

17-8, 浜松市佐久間町二本杉峠 中央構造線断層線谷



17-9, 愛知県新城市 桜淵公園



17-10, 愛知県新城市 長篠城露頭



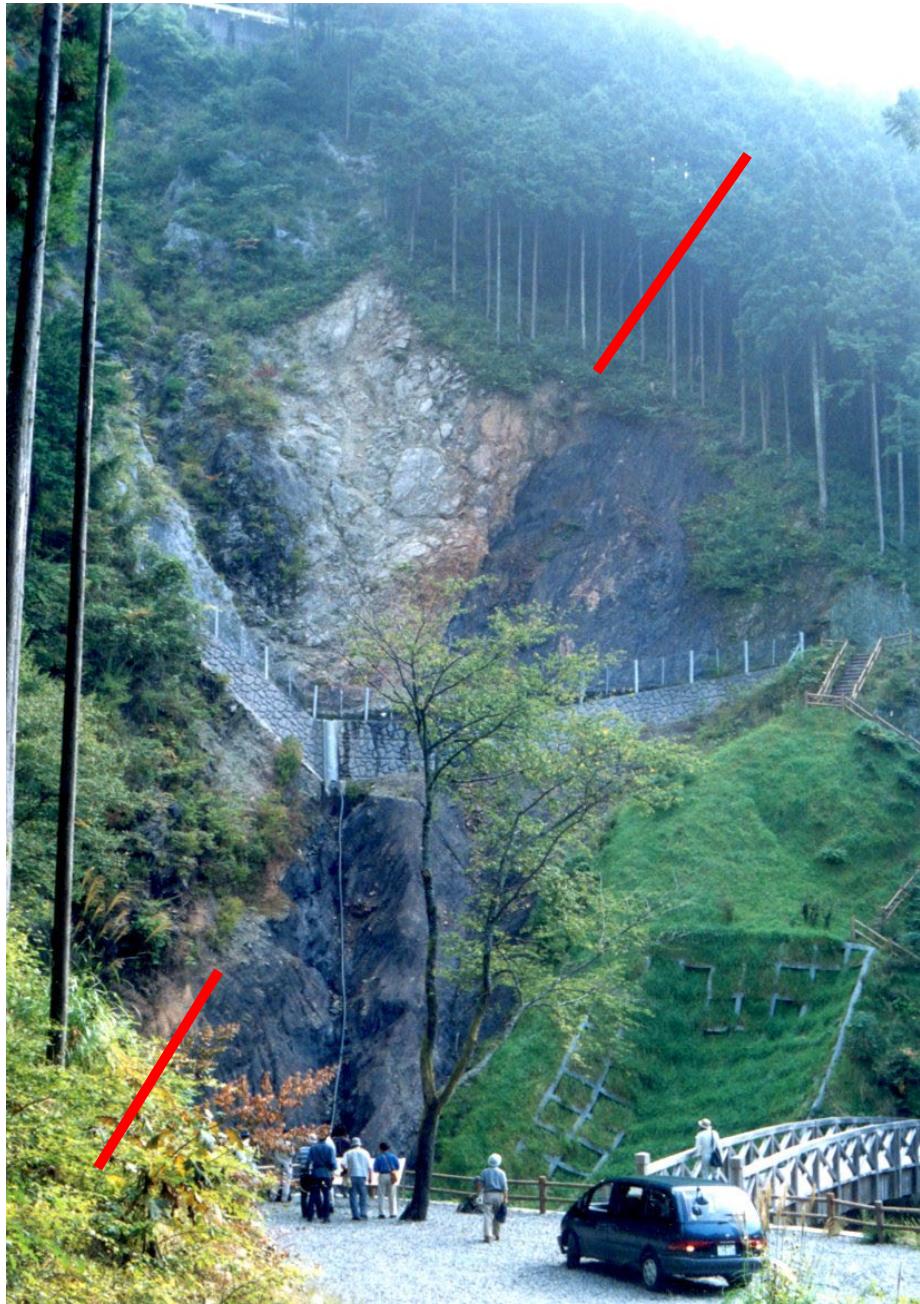
17-10, 中央構造線長篠城露頭
左:花崗岩マイロナイト源力タクレーサイト
右:泥質片岩源力タクレーサイト



17-11, 三重県伊勢市 二見浦夫婦岩 緑色片岩







17-12,
三重県松阪市飯高町

中央構造線月出露頭
左:花崗岩マイロナイト源
カタクレーサイト
右:泥質片岩源
カタクレーサイト



17-14, 和歌山市 新和歌浦 砂泥質片岩





17-15, 和歌山市 浪早崎 緑色片岩



17-16, 徳島県三次市 祖谷(いや)谷 高所の集落



西祖谷 かずら橋 緑色片岩



17-17, 徳島県三次市 大歩危(おおぼけ) 砂質片岩



17-18, 愛媛県西条市丹原町 中央構造線湯谷口露頭



←左:泥質片岩源カタクレーサイト
右:和泉層群源カタクレーサイト
中央:新第三紀安山岩質貫入岩脈



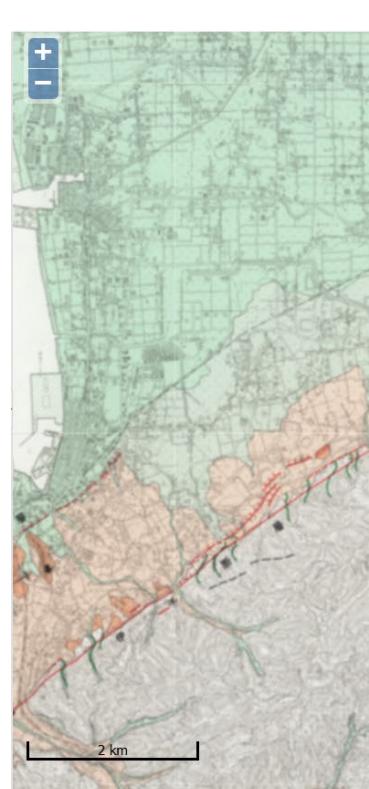
17-19, 愛媛県砥部町 衝上断層公園

地質境界。砥部時階・石鎚時階の露頭
活断層は地表では6km北方の松山市域に現われている

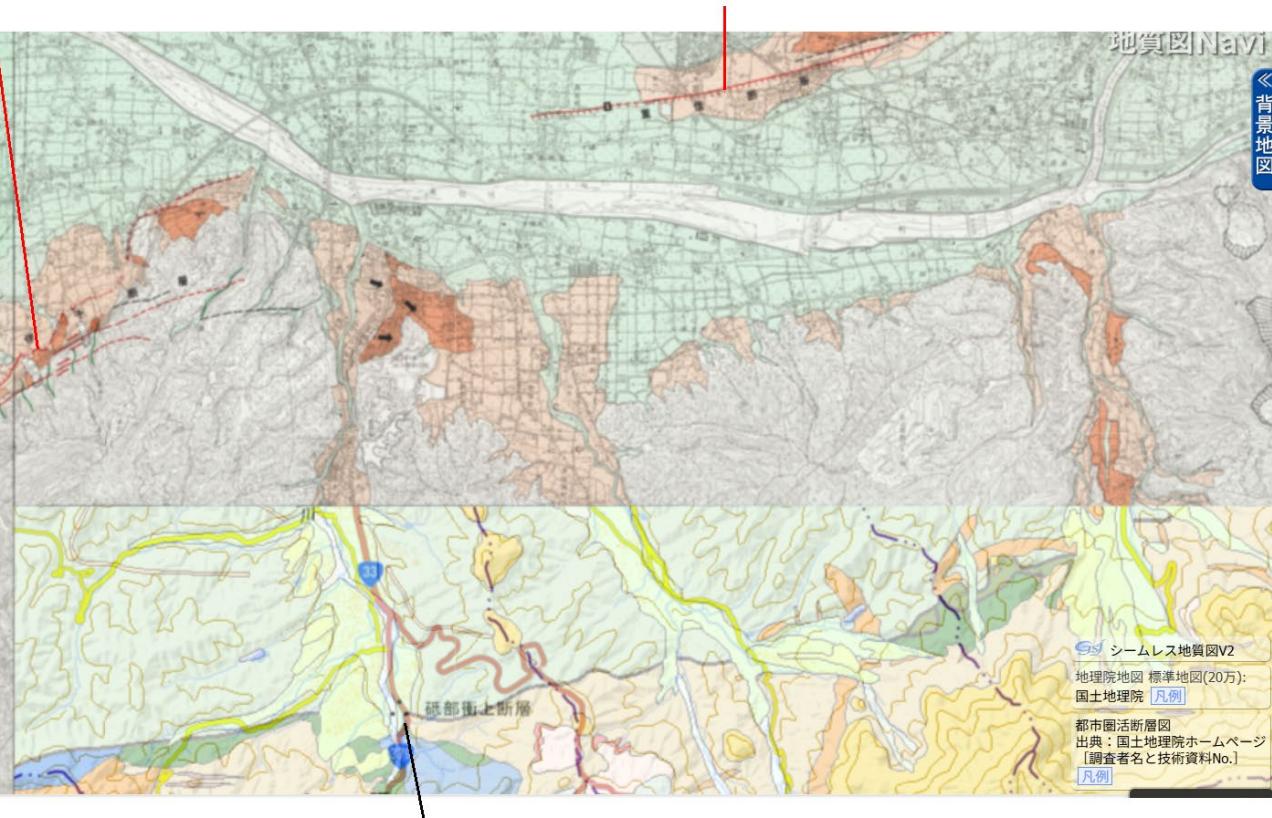


中央構造線(地質境界)は北傾斜、活断層はほぼ垂直
地表ではおよそ6km離れた位置に出現

中央構造線活断層系伊予断層



中央構造線活断層系重信断層



中央構造線砥部衝上断層(地質境界・砥部時階・石鎚時階)

産総研地質図NAVIでシームレス地質図に国土地理院都市圏活断層図を重ねて表示、断層名を加筆

<https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php#13.33.74936,132.78811>

17-20, 愛媛県伊方町 三崎港 緑色片岩



17-21, 大分市佐賀関 砂泥質片岩



18-1, 領家変成帯



さいたま市岩槻区 防災科研地殻活動
観測施設 深さ3510mボーリングコア

トーナル岩源マイロナイト



18-2, 中央アルプス与田切川 砂泥質片麻岩



18-3, 長野県飯田市天竜峡 花崗閃綠岩



18-4, 長野県天龍村中井侍(なかいさむらい)
砂泥質片麻岩



長野県天龍村中井侍(なかいさむらい) 天竜川



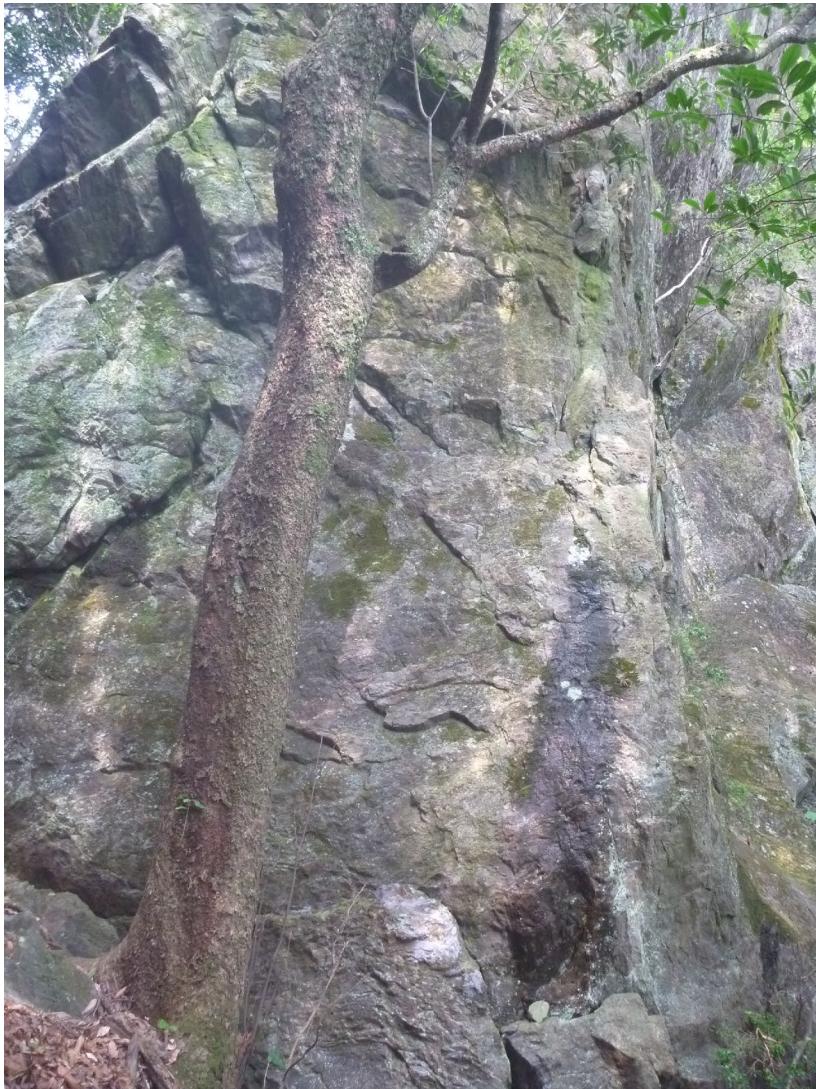
18-5, 静岡県浜松市水窪町・佐久間町奥領家



18-6, 静岡県浜松市佐久間町 佐久間ダム 花崗閃綠岩



18-7, 愛知県新城市本宮山



奥の院岩戸神社国見岩下

本宮山の地質

本宮山の地質は、主として領家变成岩の縞状片麻岩から成ります。領家とは天竜川の支流、水窪川沿いにある「奥領家」の地名からとった名称です。登山道の途中にある「馬背岩」や「山姥の足跡」は、この岩が露出したもので、その他の「蛙岩」や「天狗岩」など特徴のある形をした岩にも名前が付けられています。どこにあるか見逃さないで歩いて見て下さい。



砥鹿神社奥宮本殿下

18-8, 三重県伊勢市辻久留 宮川河畔(右岸)

このあたりを日本最長の断層 中央構造線が通っています

伊勢神宮外宮を横切る中央構造線、平岩の1800万年前のれき岩

白亜紀の対の変成帯を接合させた中央構造線

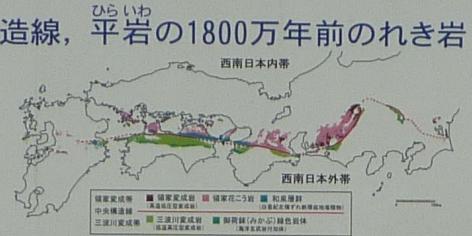
中央構造線は、およそ1億年前の日本列島がアジア大陸の一部だったころに発生した日本最古の断層で、その長さはおよそ1000kmにおよびます。中央構造線の日本海側を内陸、太平洋側を外帯といいます。

その全区間で、白亜紀に形成された高溫低圧でできた頸家成帯と中温高圧でできた三波川成帯が中央構造線で接しています。このような異なる温度・圧力条件で形成された変成岩の一つが平岩で、日本海に分布している地帯を「三波川成帯」(下図)と呼びます。対の変成帯の間に位置したばねの数10kmの幅の地帯が中央構造線の大規模な断層運動で失われたこととされています。

どちらもしまっておいた中央構造線は、中部～近畿は、およそ1900～1500万年前の日本海の拡大と、それにひきづく伊豆・小笠原・海底火山群の衝突で、本州側の古い青い組みとともに大きく「ハ」の字に曲げられました。



だん そう ちゅう おう こう ぞう せん



三重県と伊勢市内の中央構造線

奈良県境の高見峠から東へ向かって松阪市飯高町月出・荒瀬・宮前・飯南町駒見・多気町の跡と多気インター付近・三波川変成帯に断層が見える露頭があります。五柱柱から橋ヶ池は直線的な构造のふもとで中央構造線が通っています。そこから東は露出がありませんが、玉城町の美和田・ツク工場の構内を走っていることがボーリング調査の分析で分かりました。

二・辻久留二丁目には積善町成帯の岩上の上に複数したと見られるれき岩がみられ、三丁目の辻久留町内には三波川変成帯が露出しているので、その場のどこかで中央構造線が通っています。市内では矢作正木前・一色役所の下を通っていると推定されます。

伊勢神宮境内は浮石・磐島・大瀬戸島・小瀬戸島が並ぶ島の北側を走っています(真右)。その位置を追っていくと、開拓の中央構造線の大屈曲は伊勢市内から始まっていることが分かります。

三重県内に中央構造線が走っているところは、将来地震が起ります。地表の地形や第四紀後期の地層をざらしたところは、将来地震が起ります。地表の地形や第四紀後期の地層をざらしたところは、将来地震が起ります。



伊勢湾口の北側の断層的配列。中央構造線はこの付近で北側に曲がっています。

日本海の拡大と「平岩」のれき岩の堆積

大陸の一部だった日本列島の地殻は、新生代第三紀に東北日本は反時計まわりに回転しながら太平洋に向かって移動し、大陸との間が深く割れて日本海がなきました。東北日本や、東北日本と西南日本の間の折れ目になってしまった部分は引っ張られて大きくなっています。海底の地層が厚く堆積しました。

1800万年前 1600万年前 1500万年前 1400万年前



日本海の拡大と、西南日本の時計まわりの回転

目的の伊勢市辻久留の宮川の河口「平岩」は、1800万年前ごろの浅い海に堆積した一志瀬群高層帯と呼ばれる地層の一部です。高層帯は伊勢市の中央構造線の北側の丘陵でみられます。

「平岩」は砂岩とれき岩が混ざっています。れき岩の

れきは、遠くから運ばれながら角が取れた丸いれきがなく、大きさは不ぞろいです。このから川が砂やれきを運ぶ力が変化する河口近くの深い海に堆積した地層と考えられます。

高層帯の平岩のれき岩のれきには、花こう岩は、はんいろ岩、高温型変成岩の片麻岩やホルンフェルス、中央構造線そいで変形したマヨナイトなどの領家変成帯からのれきがたくさん見られます。一部には三波川変成帯から運ばれた結晶片岩れきも見つかります。砂岩れきやチートれきもあります。これらのれきは中央構造線をまわっていた川が運んできただのでしょう。花こう岩のなには1cm以上の大きなピンクの色の「花こう岩」をふくむ綈状花こう岩があり、松阪市飯南町植野の桟田川ぞいの花こう岩によく似ています。

伊勢市教育委員会
監修:高木秀雄・河本和朗・中村祐治(2010/03/12)

みんなで観察・探索してみよう

課題1 中央構造線の位置を探ろう

平野から東へ至る丘陵(徳川山・宇治山・田原山周辺)ではここにまで、領家変成帯と三波川変成帯の境界岩層が露出しています。その岩層が見えていたり岩層を覗いてみよう。

新しい堆積物に包まれた場所での中央構造線の位置は、地下に存在する領家変成帯と三波川変成帯の境界としての断層面を地表にまで延ばす位置になります。

課題2 れき岩を観察してみよう

観察1 どんな岩石が「れき」となっていますか?

観察2 「れき」の大きさや形などはどうですか?

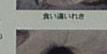
観察3 最大の「れき」はどんな岩石でしょ?

観察4 食い違いを探してみよう。

観察5 ポットホール(貯水穴)を探してみよう。

真いれきはれき:れき岩層には新舊が発達していますが、れきにはしばしば削り目が見遁してあります。その削り目に「てつてつれき」が付くれきのことを、食い違いと呼びます。このような食い違いがれきが存在すること、中央構造線からいっておこっています。

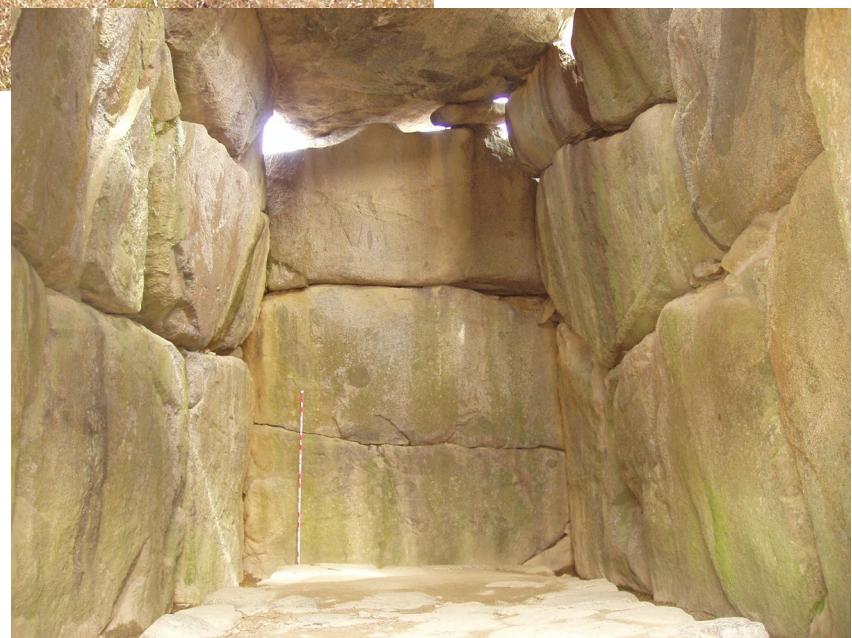
たとえば愛知県新城市の中央構造線にいき向寺の七瀬にも、食い違い有名な「阿寺れき」が見遁してあります。また、河口付近の穴開けたれきを「ボットホール」(貯水穴)と呼びます。



18-9, 三重県松阪市飯南町粥見 花崗閃綠岩



18-10, 奈良県明日香村 石舞台 花崗閃綠岩



18-11, 大阪府泉南市 和泉層群砂岩泥岩互層

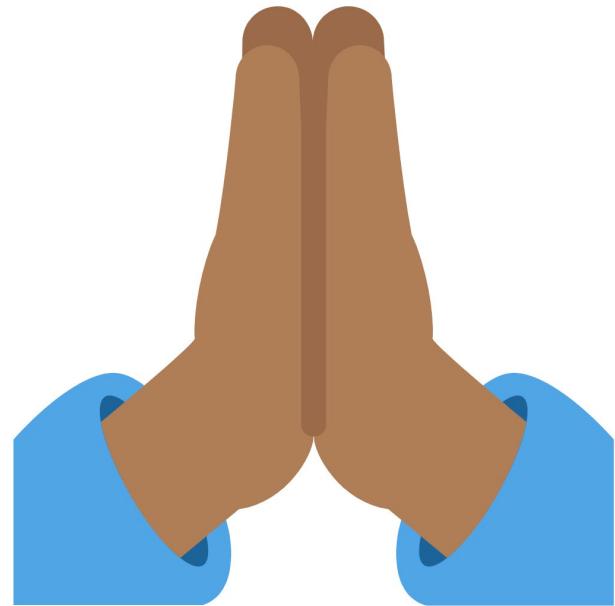


18-12, 山口県上関町千葉崎(せんばさき) 花崗閃綠岩



18-13, 山口県柳井市黒崎 泥質片麻岩





ご聴講 ありがとうございました