

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

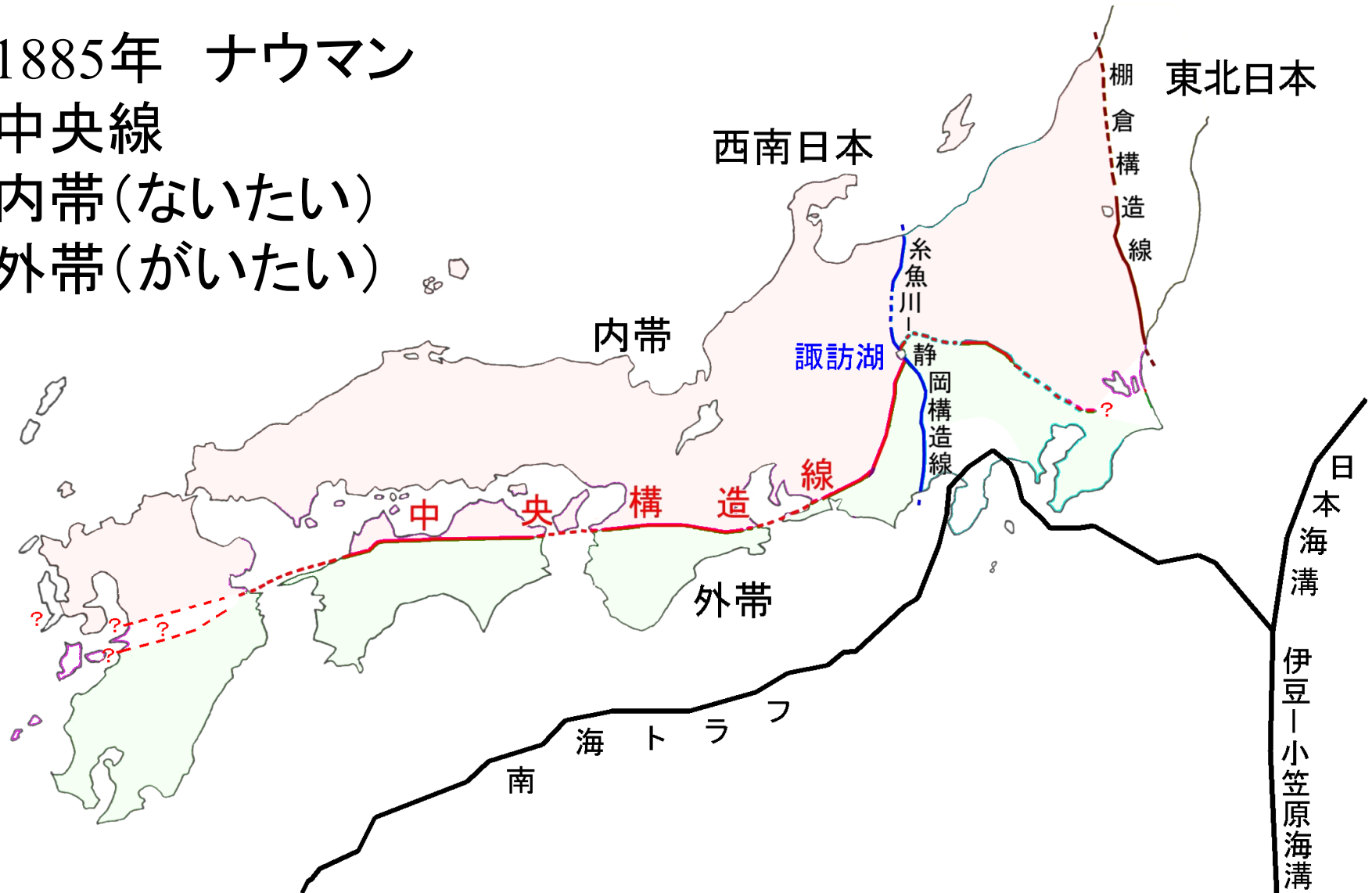
1-2, 中央構造線はどこにある？

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

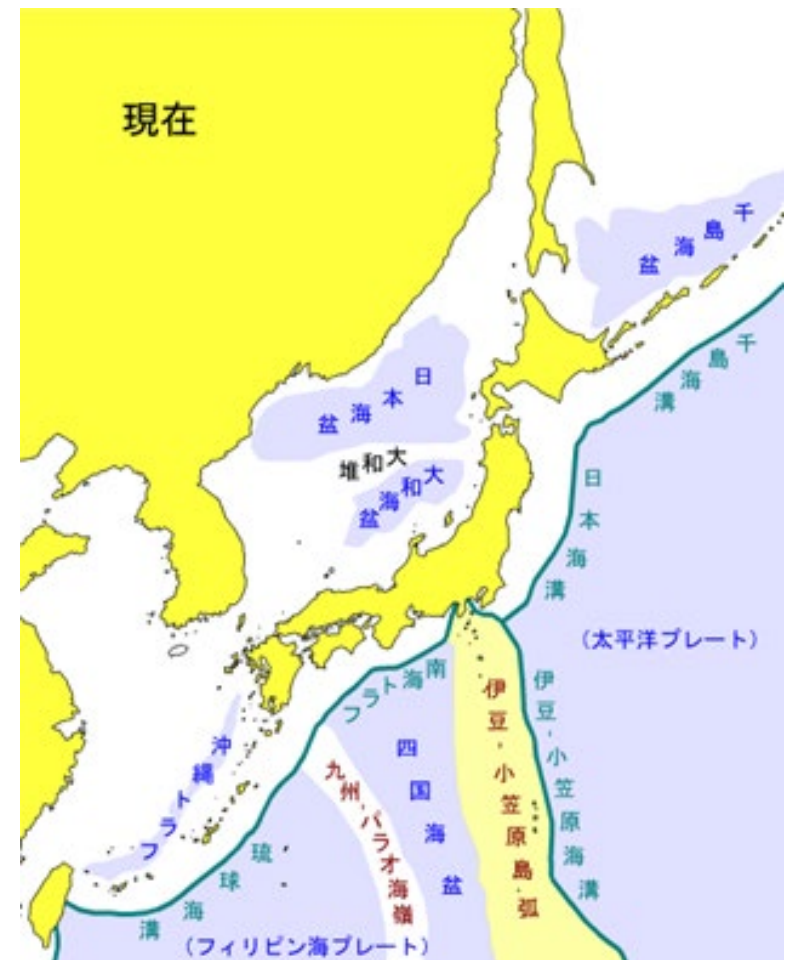
2000万年前～1500万年前に大陸から離れて
現在の位置へ移動

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	1億年前	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(四万十帯北帯)
	ジュラ紀	1億4300万年前		
				ジュラ紀付加体(丹波-美濃-足尾帯と秩父帯)
古生代	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
	ペルム紀	2億5200万年前		
	石炭紀	2億9900万年前		古中国大陸の東縁の沈み込み帯で 日本列島の土台(付加体)ができ始める
		3億5900万年前	3億5000万年前ごろ	シベリア・北中国・南中国大陸が合体 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

低温高圧型の三波川変成帯

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**変成岩**」

変成岩:地下で固体のまま鉱物が変わった岩石

変成作用: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。

変成鉱物:鉱物間の成分の移動で鉱物種が変わる。

再結晶:変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):変成岩に変わる前のものの岩石

1-7, 変成の場合

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

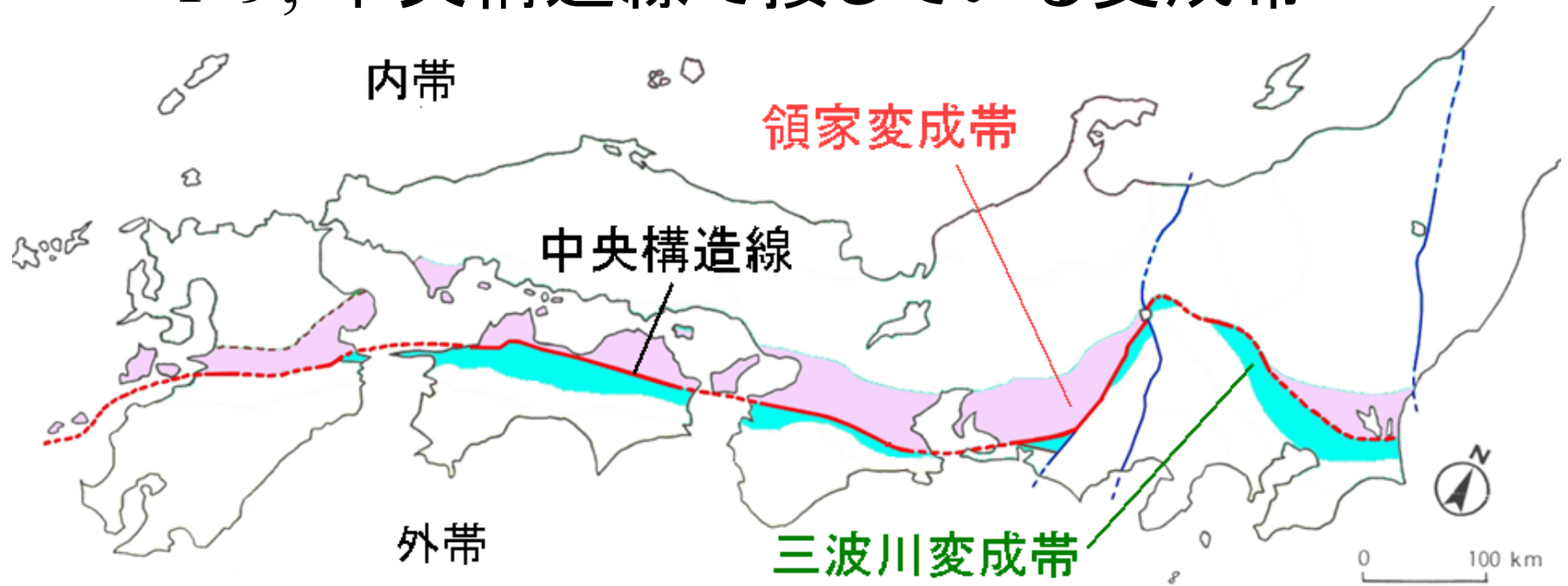
地温が低い浅部で、マグマの上昇などで局所的に
高温になると、マグマの周辺の源岩だけが変成。

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(浅いわりに高温)

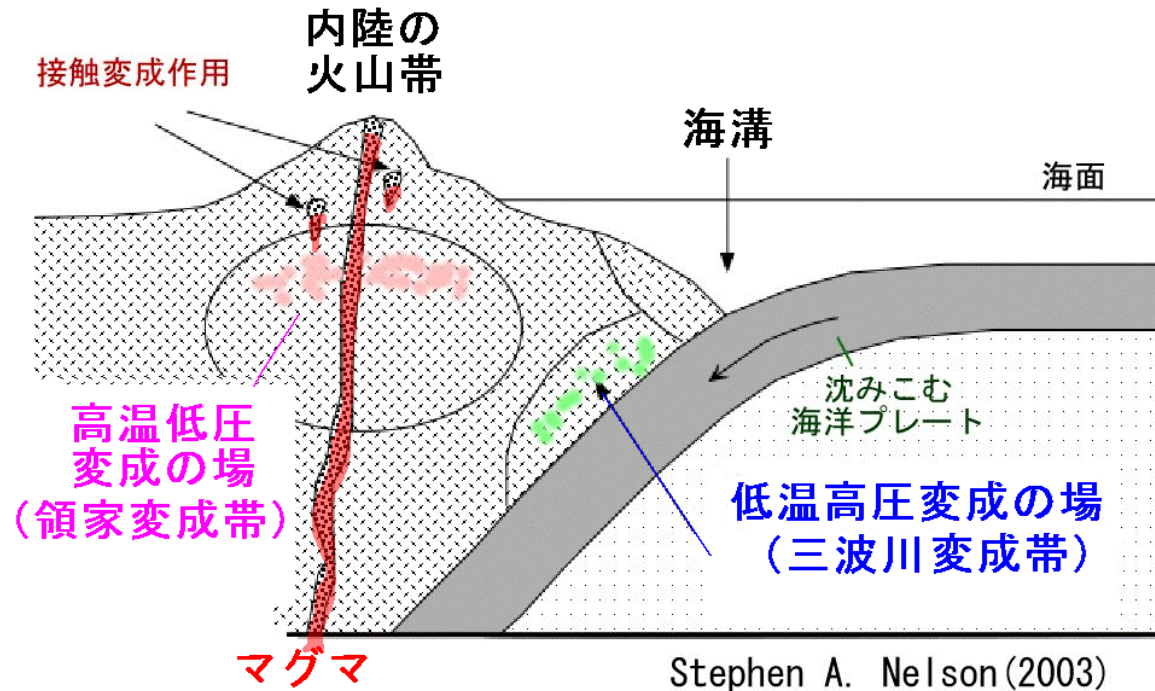
深さ15~25km、温度500~700°C

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℃

三波川変成作用

深さ30km、温度300～400℃

海洋プレート沈み込み帯の大陸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 KAlSi_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 $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH,F})_2$

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 $(\text{Mg,Fe}) \text{SiO}_3$

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

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



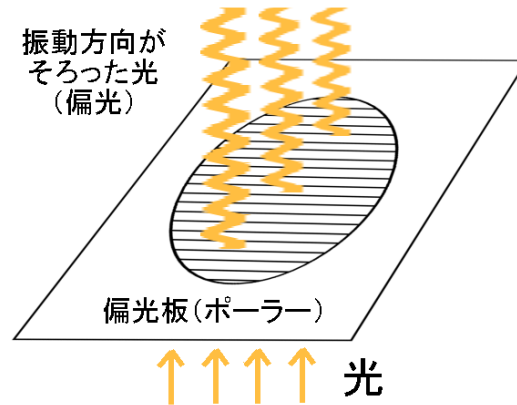
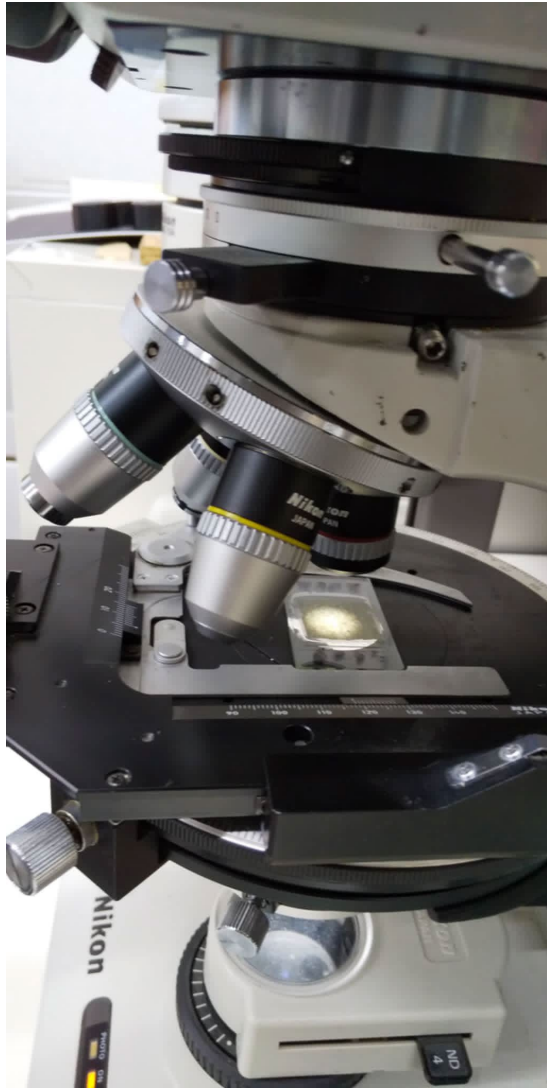
岩石→チップ切り出し→研磨→手研磨→スライドガラスに接着→



1mm厚程度に切断→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

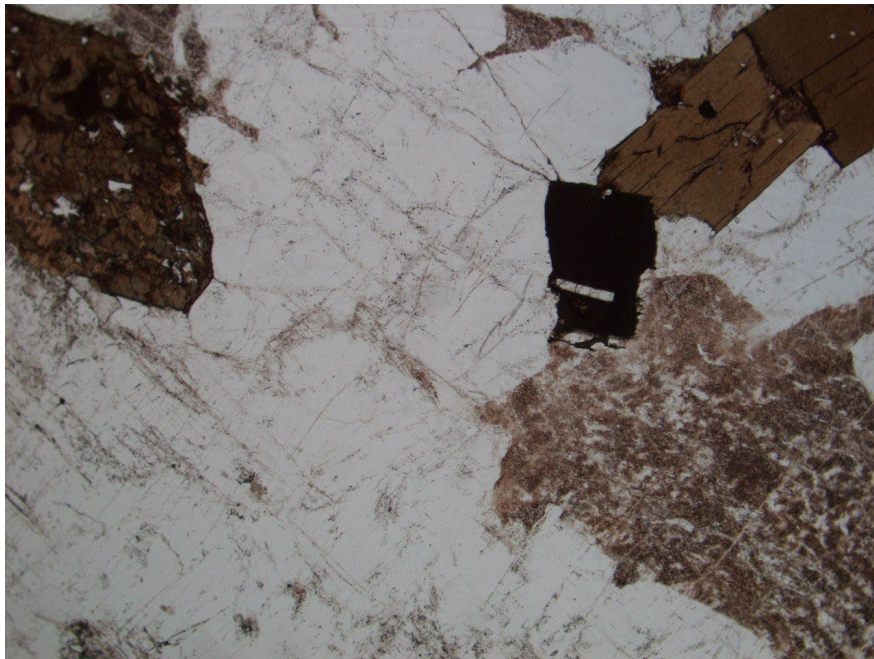


花崗岩類(深成岩)

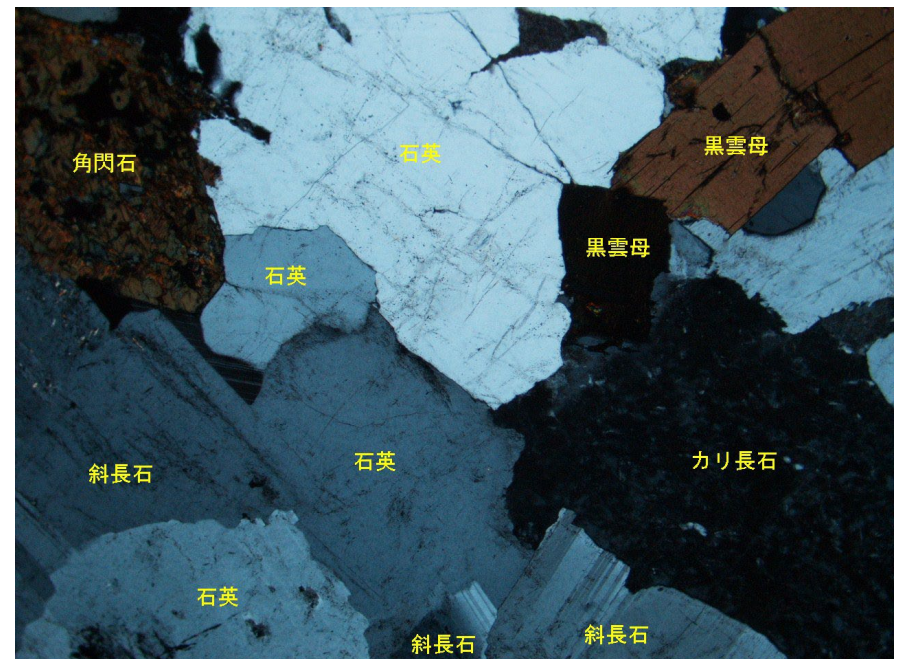
←飯田市弁天岩の花崗閃緑岩

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



クロスポーラー

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。
結晶にならなかった火山ガラスを含むものもある。

2-5, 火成岩の分類

造岩鉱物 Minerals							
	産状						
火山岩 (噴出岩) Volcanic rock (Effusive rock)	流紋岩 Rhyolite 石英安山岩 Dacite		安山岩 Andesite	玄武岩 Basalt	コマチアイト Komatiite		
	花崗岩 Granite 花崗閃緑岩 Granodiorite		閃緑岩 Diorite	斑れい岩 Gabblo	かんらん岩 Peridotite		
珪酸含有率 SiO ₂ (%)	酸性 Asidic (珪長質 Felsic)	66%	中性 Intermediate	52%	塩基性 Basic (苦鉄質 Mafic)	45%	超塩基性 Ultrabasic (超苦鉄質 Ultramafic)
色指数 (有色鉱物量) Color index	10%		30%	40%	60%	70%	
	優白質 Leucocratic		中色 Mesocratic		優黒質 Melanocratic		

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

主な造岩鉱物

石英 SiO_2

カリ長石 KAlSi_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 $(\text{Mg,Fe}) \text{SiO}_3$

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

かんらん石 $(\text{Mg,Fe}) 2\text{SiO}_4$ $\rightarrow \text{MgO} + \text{FeO} + \text{SiO}_2$



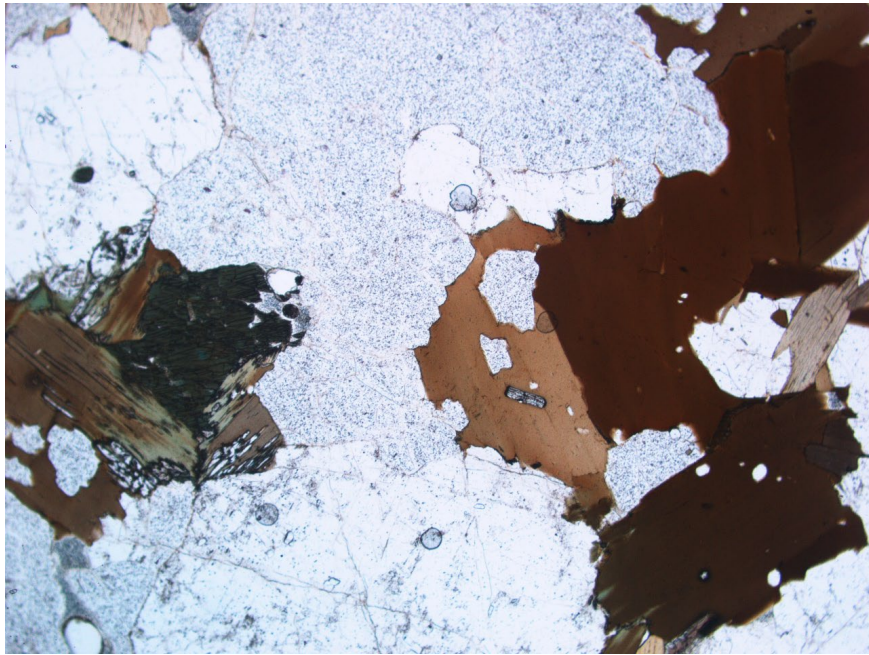
花崗岩類(深成岩)

←大鹿村桶谷

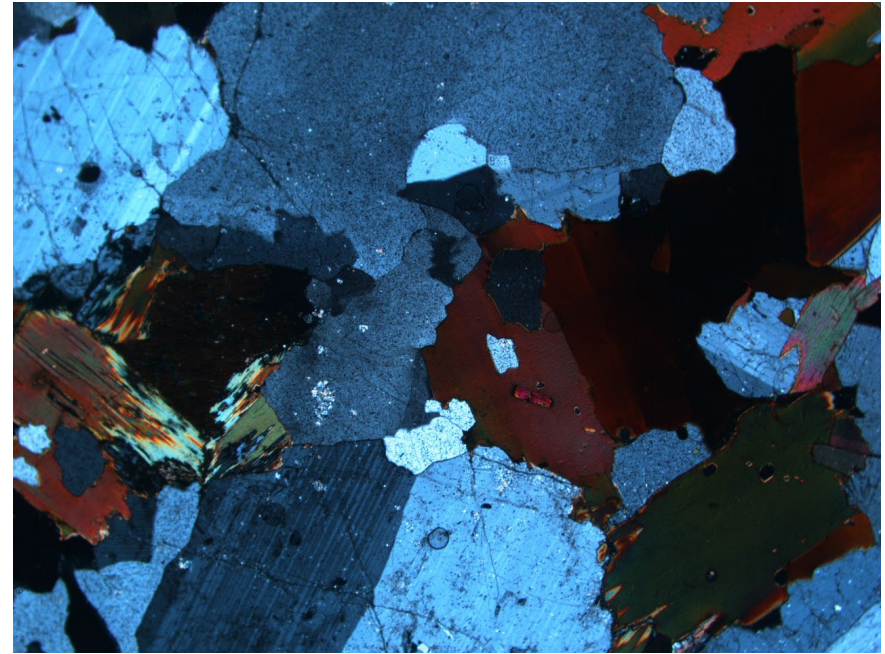
↓豊丘村野田平の花崗閃緑岩

薄片の偏光顕微鏡画像

画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



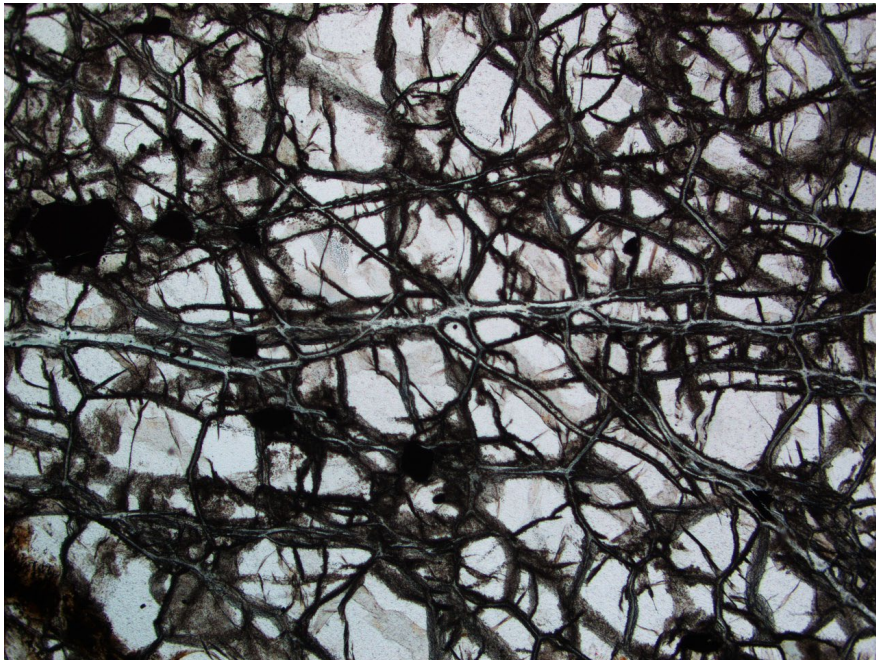
クロスポーラー



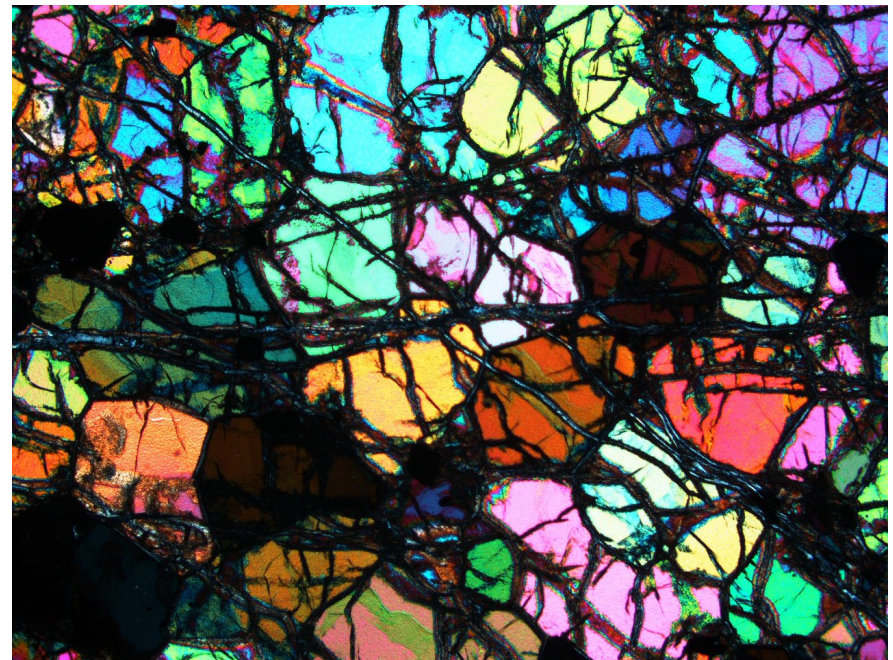
かんらん岩(深成岩)

←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



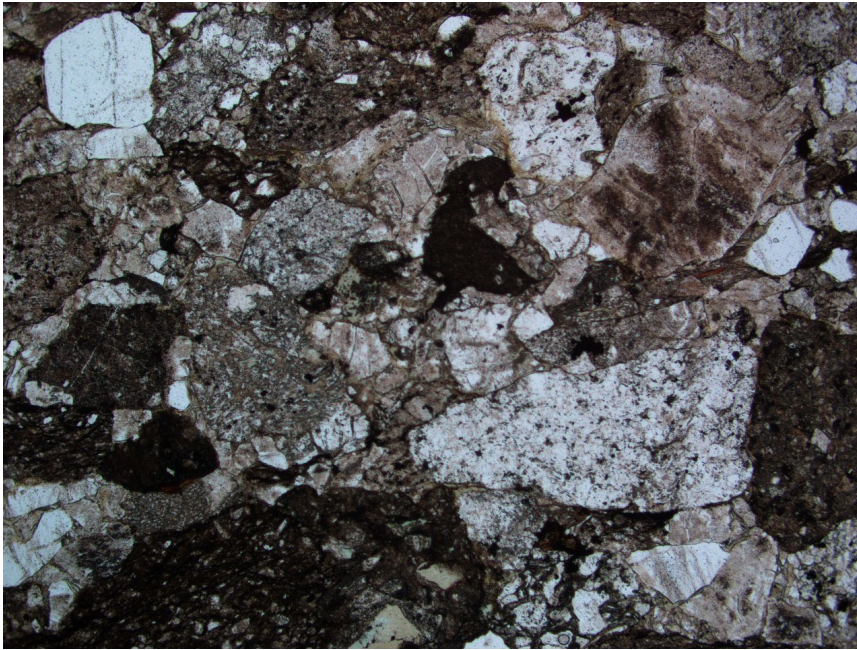
クロスポーラー

2-6, 堆積岩

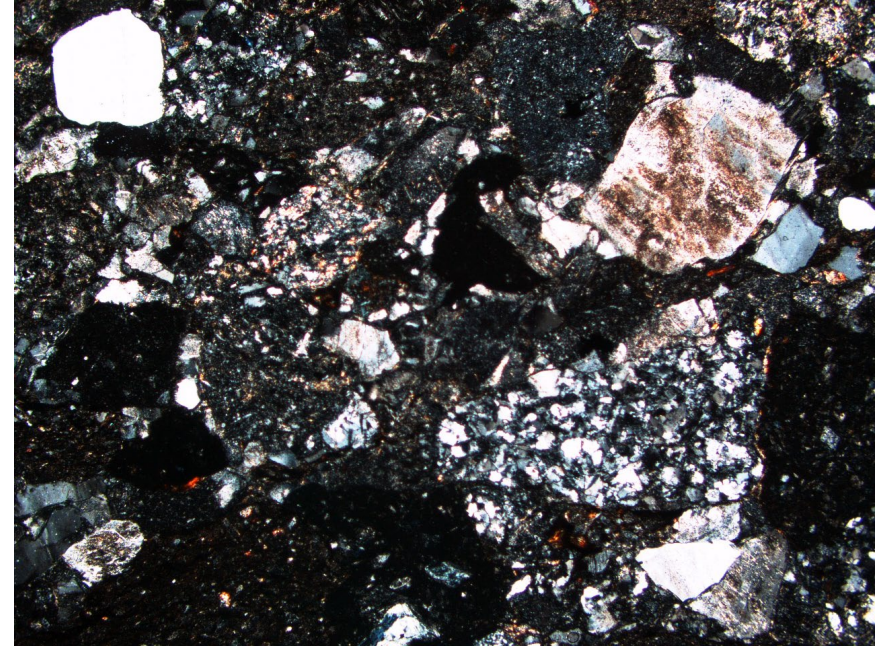
岩片・粘土・生物遺骸などが堆積・固結

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

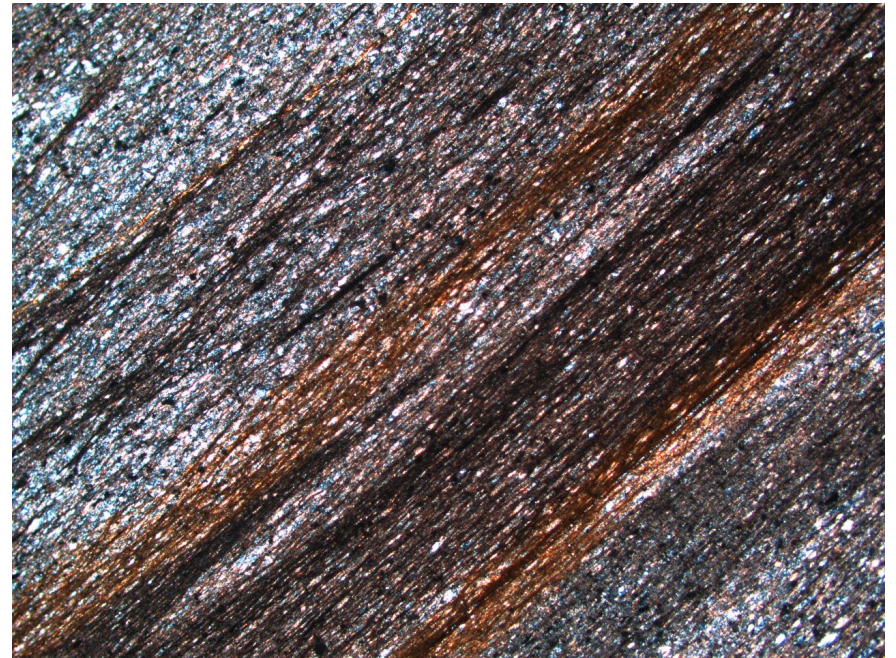
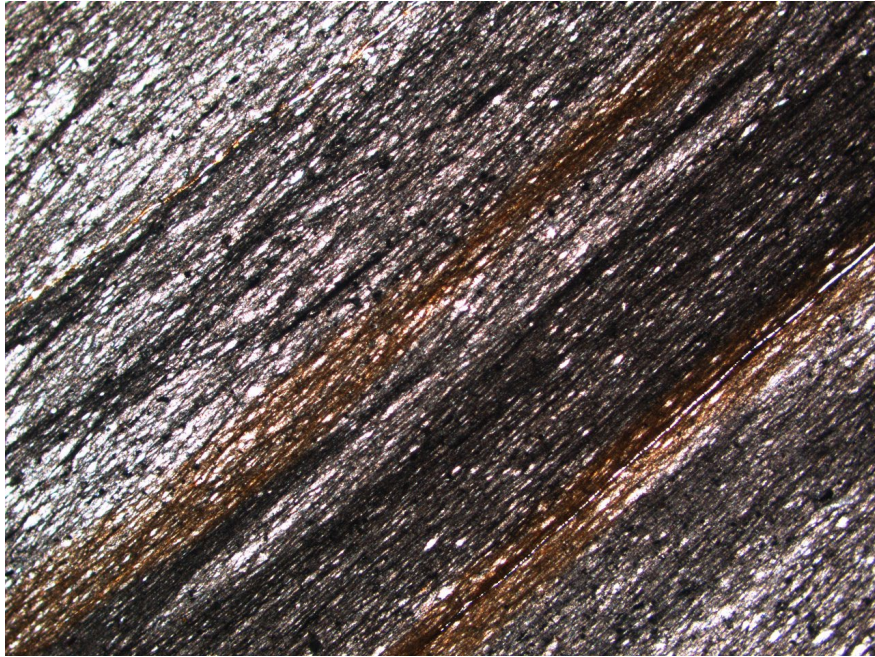


粘板岩(弱く変成した泥岩)

圧密と弱い変成作用で、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)

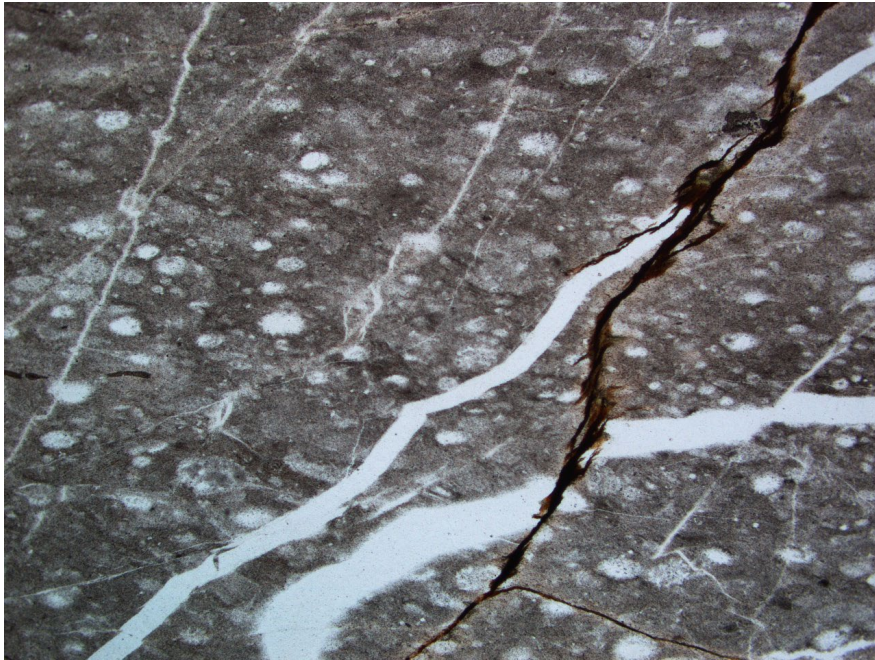


←チャート(塩川上流)

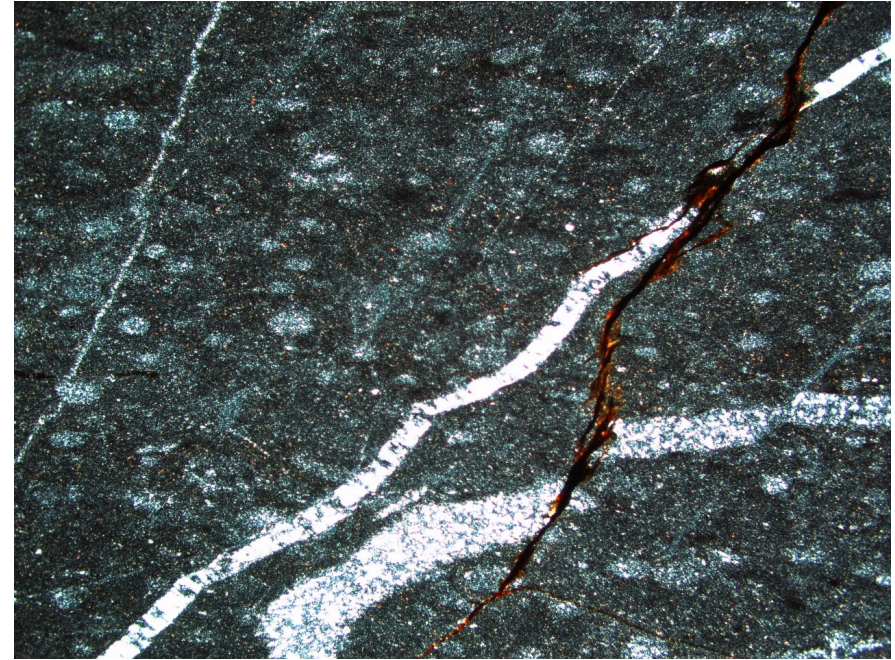
赤色チャート(釜沢)→

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



クロスポーラー

画像の長辺=3.6mm

石灰岩(石灰質生物遺骸の堆積岩)

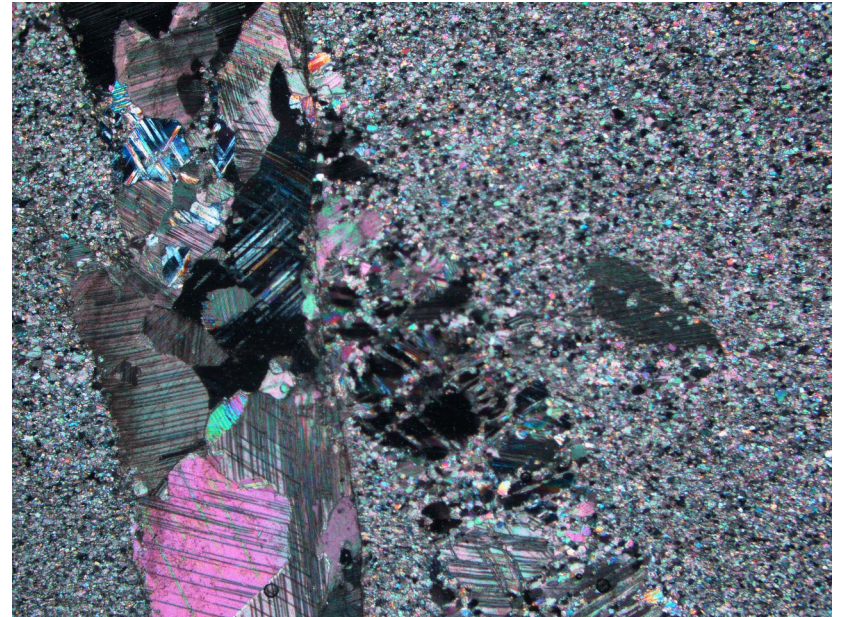
大鹿村豊口山転石



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

変成条件により異なる変成岩
ができる

温度と圧力（深さ）の組み合わせ

2-7, 変成岩

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×変成条件のちがい
により、さまざまな変成岩ができる

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

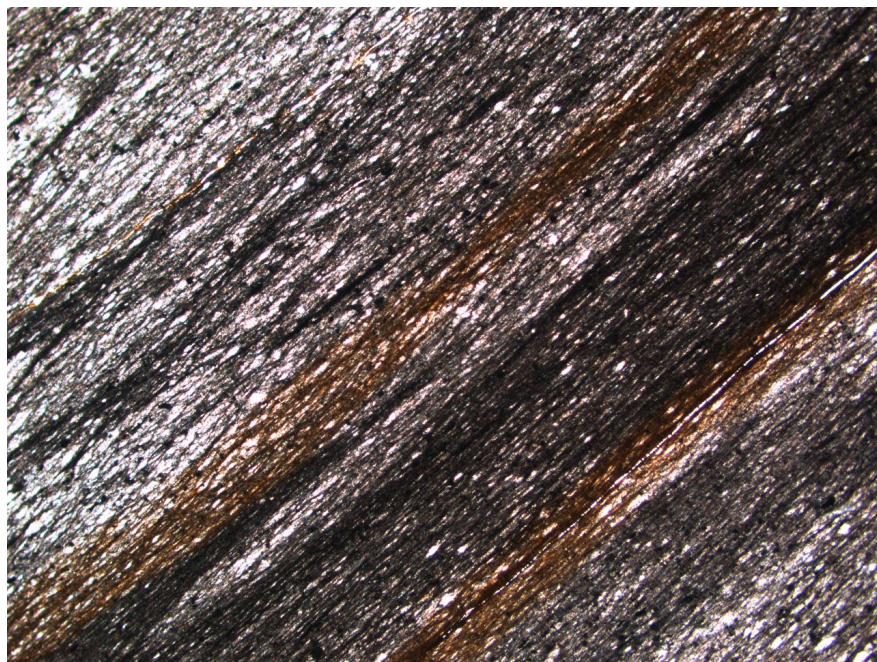


粘板岩(弱く変成した泥岩)

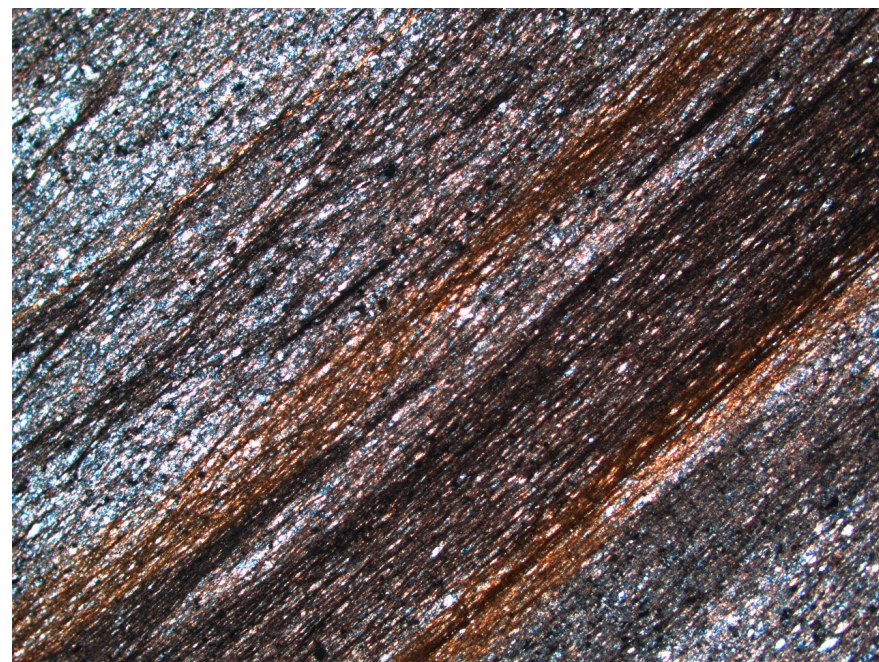
←大鹿村七釜(四万十帯北帯)

圧密と弱い変成作用で、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(秩父帯)

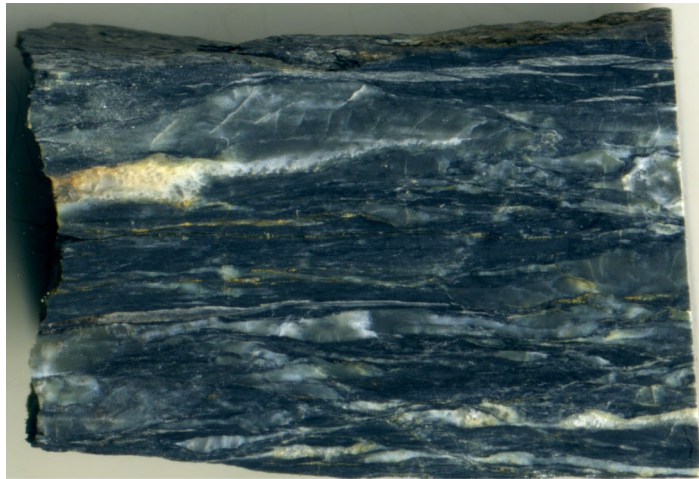


下方ポーラー



クロスポーラー

画像の長辺=3.6mm

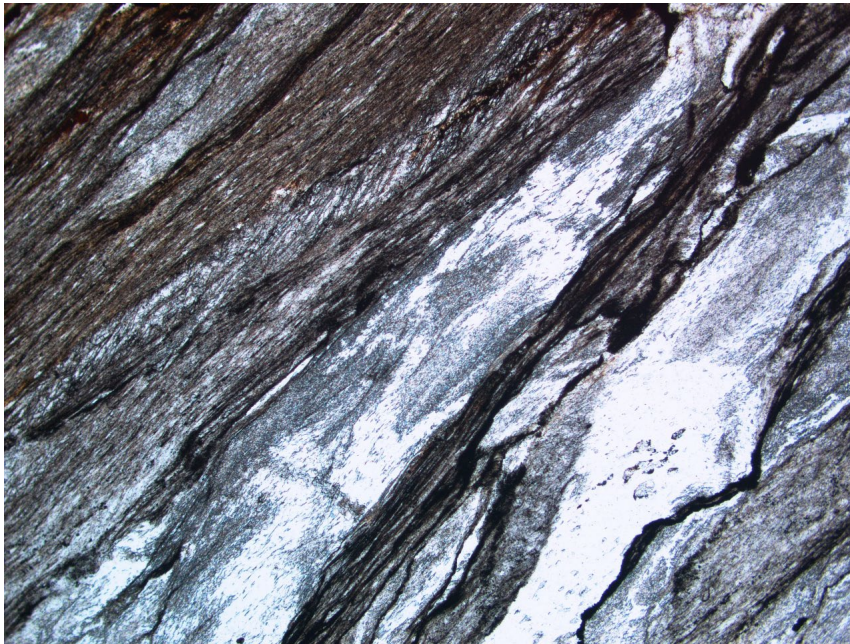


1 cm

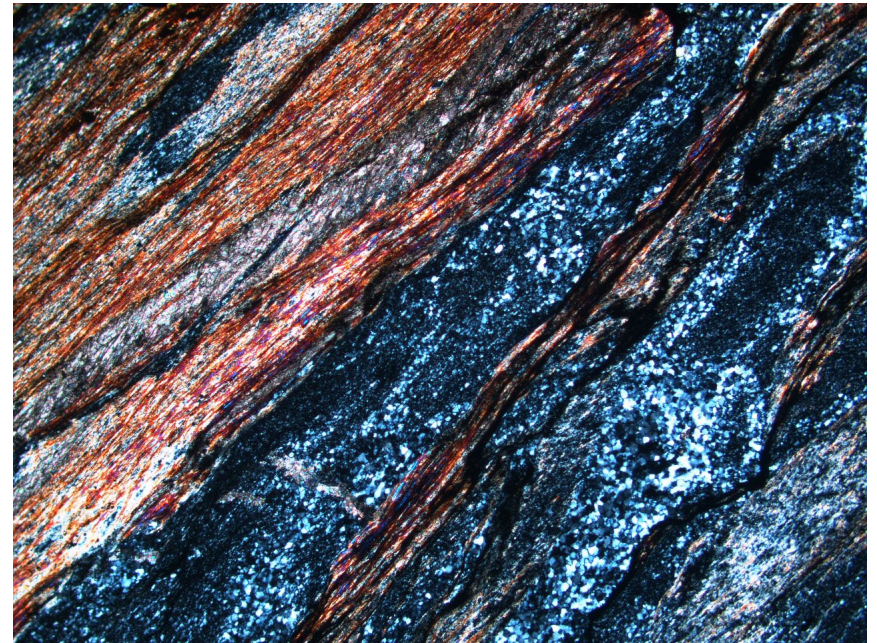
泥質千枚岩

変成鉱物による黒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



クロスポーラー

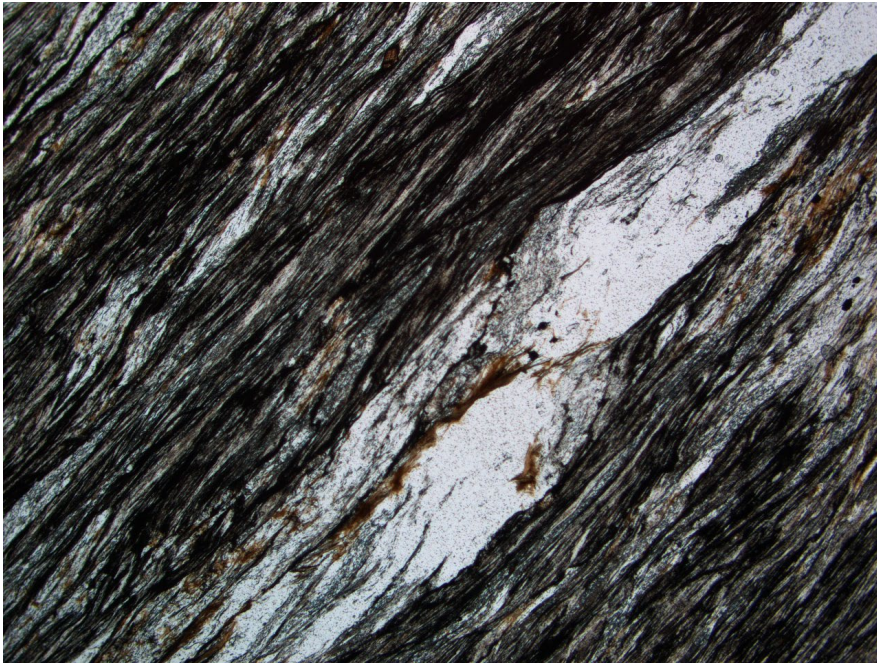
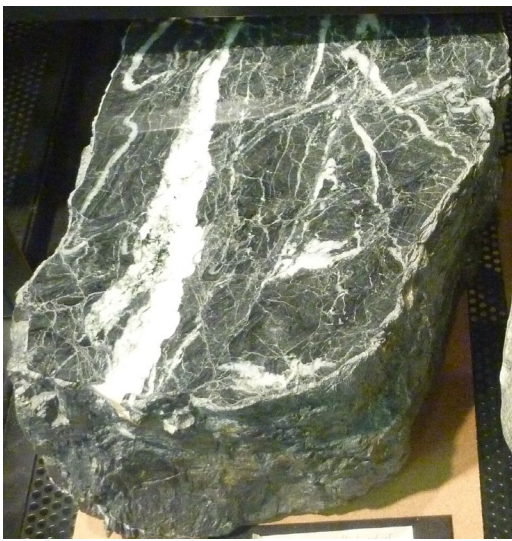
画像の長辺=3.6mm

泥質片岩

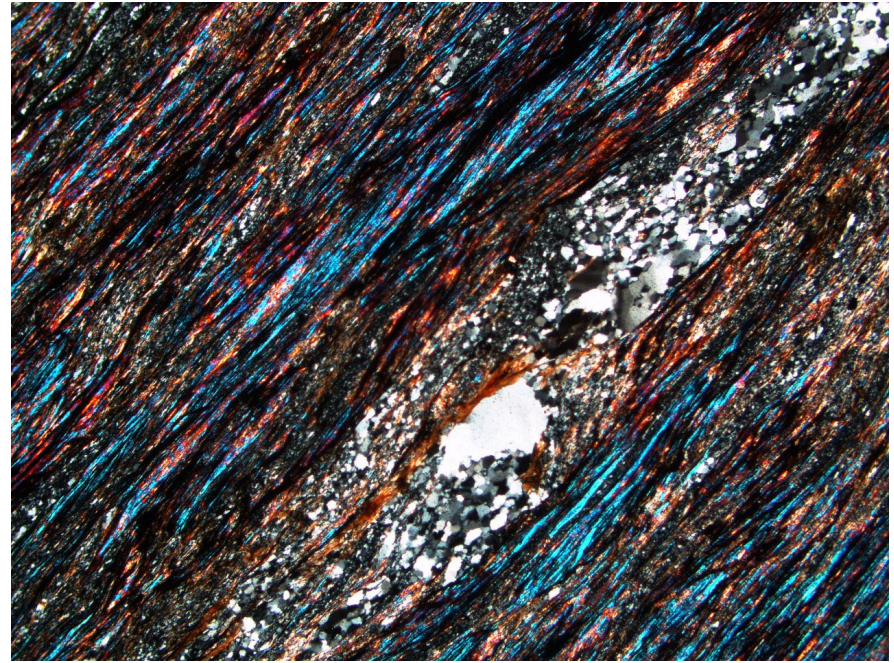
変成鉱物が方向性をもって配列した面を「片理(へんり)面」といい、片岩では板状や柱状の鉱物が薄い面を造り、風化すると剥げやすい。

←大鹿村安康(三波川変成帯)

大鹿村柳島鹿塩川転石(三波川変成帯)



下方ポーラー



クロスポーラー

画像の長辺=3.6mm



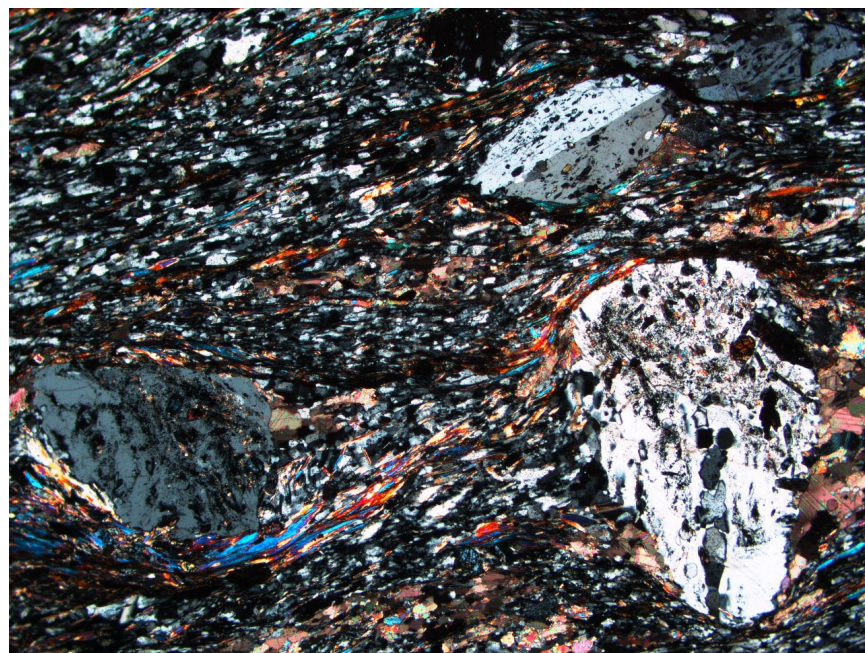
泥質片岩

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。

大鹿村分杭峠(三波川変成帯)



下方ポーラー

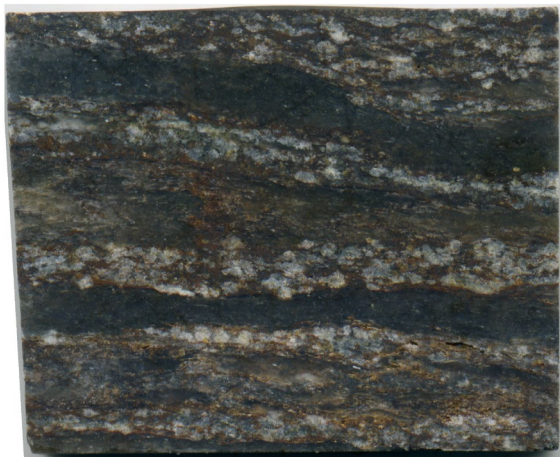


クロスポーラー

画像の長辺=3.6mm

石英質泥質片岩

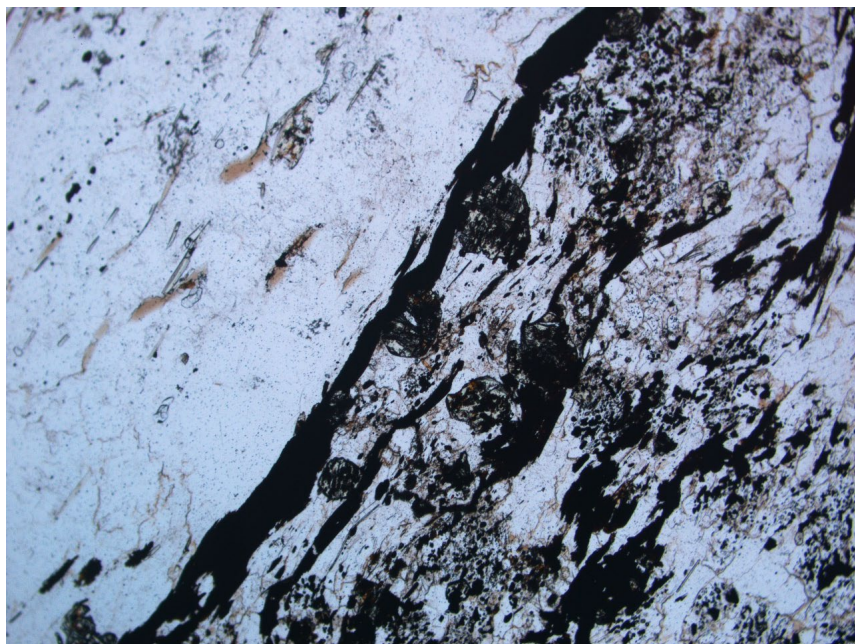
群馬県三波川周辺地域では変成度が高い
神流川東岸の変成岩。薄片で無色の部分
はほとんど石英で微細な黒雲母が見える。
暗色部にはざくろ石(ガーネット)生じている。



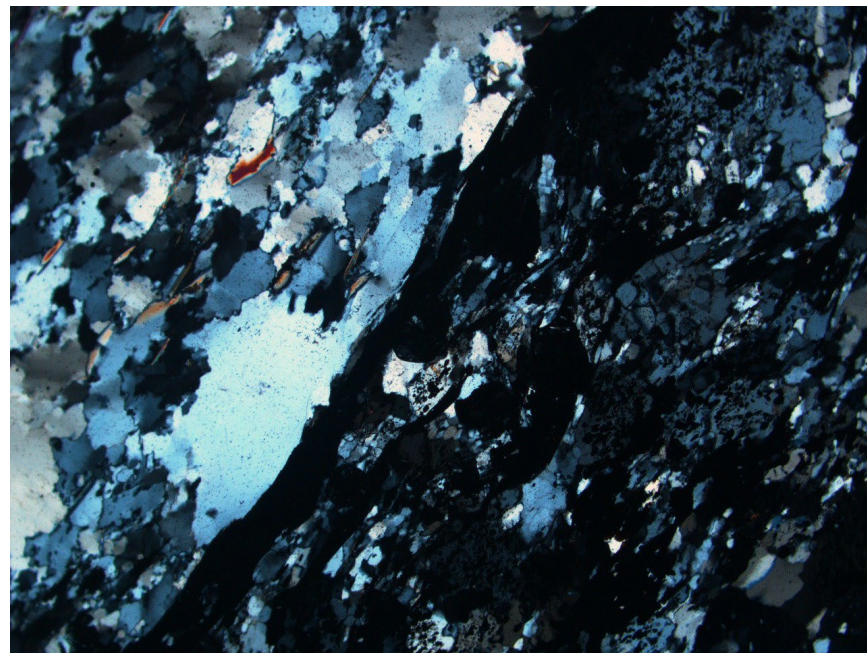
XZ面

1 cm

埼玉県神川町転石(三波川変成帯)



下方ポーラー



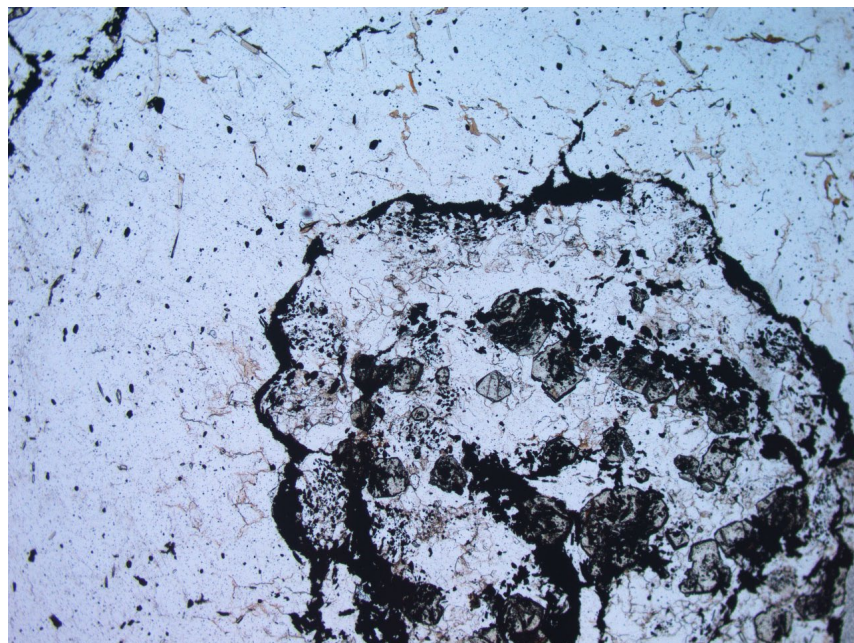
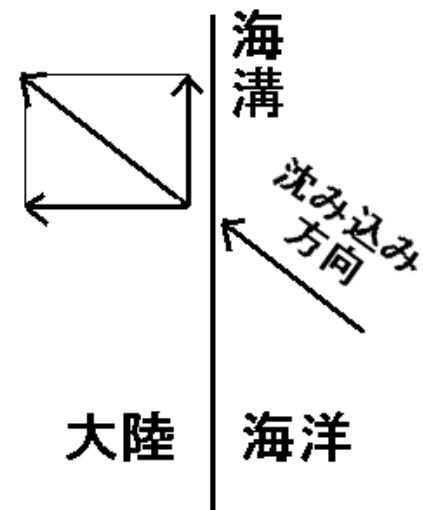
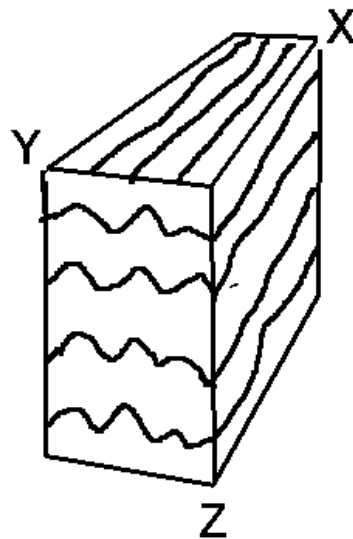
画像の長辺=3.6mm

クロスポーラー



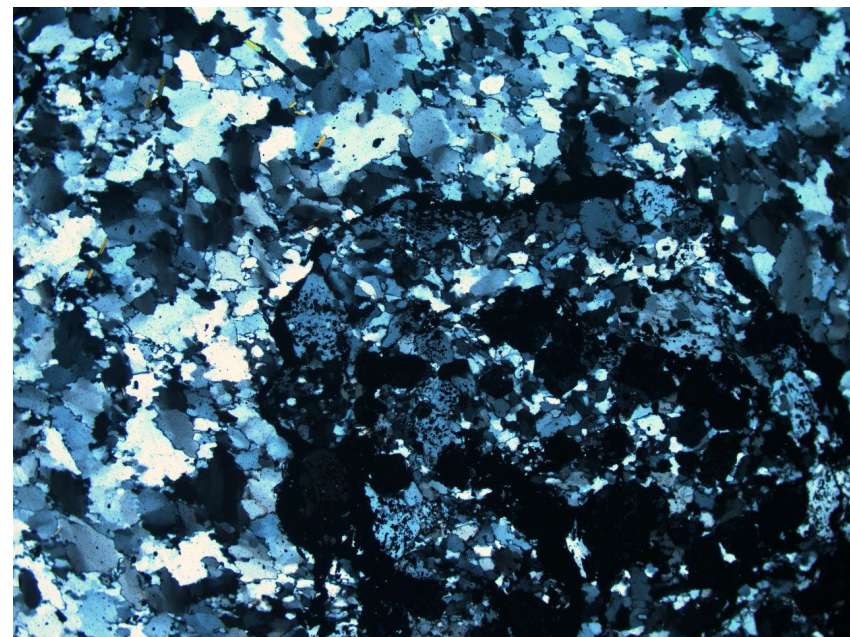
YZ面

1 cm



下方ポーラー

画像の長辺 = 3.6mm



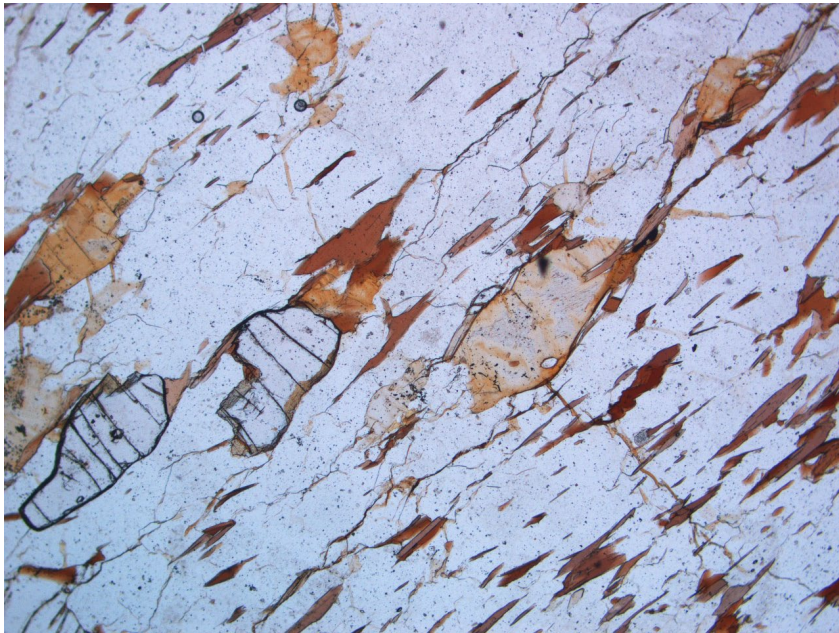
クロスポーラー

砂泥質片麻岩

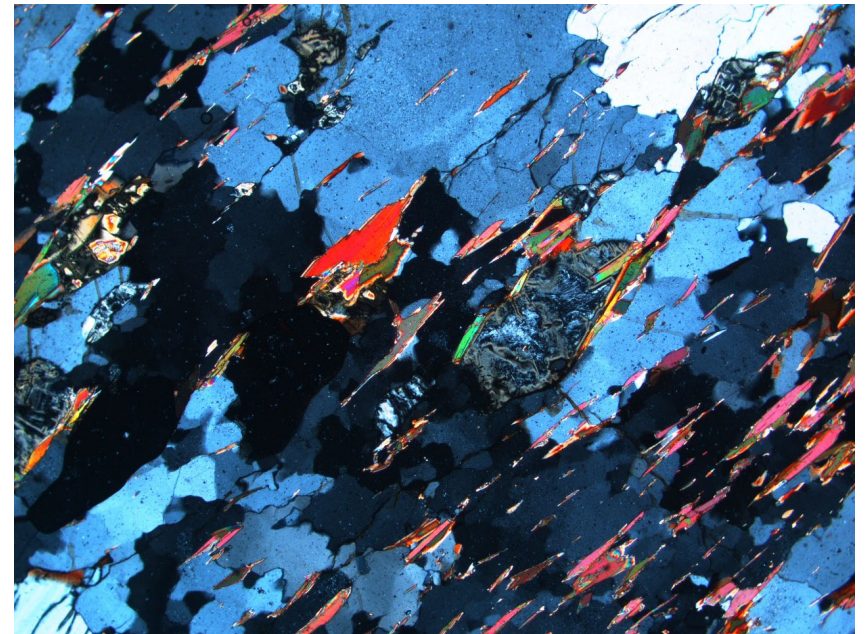
「片麻(へんま)」とは縞々のこと。黒雲母などの有色鉱物を多く含む部分は暗色の縞に見える。ざくろ石(ガーネット)と堇青石(きんせいせき)が生じている。

← 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)



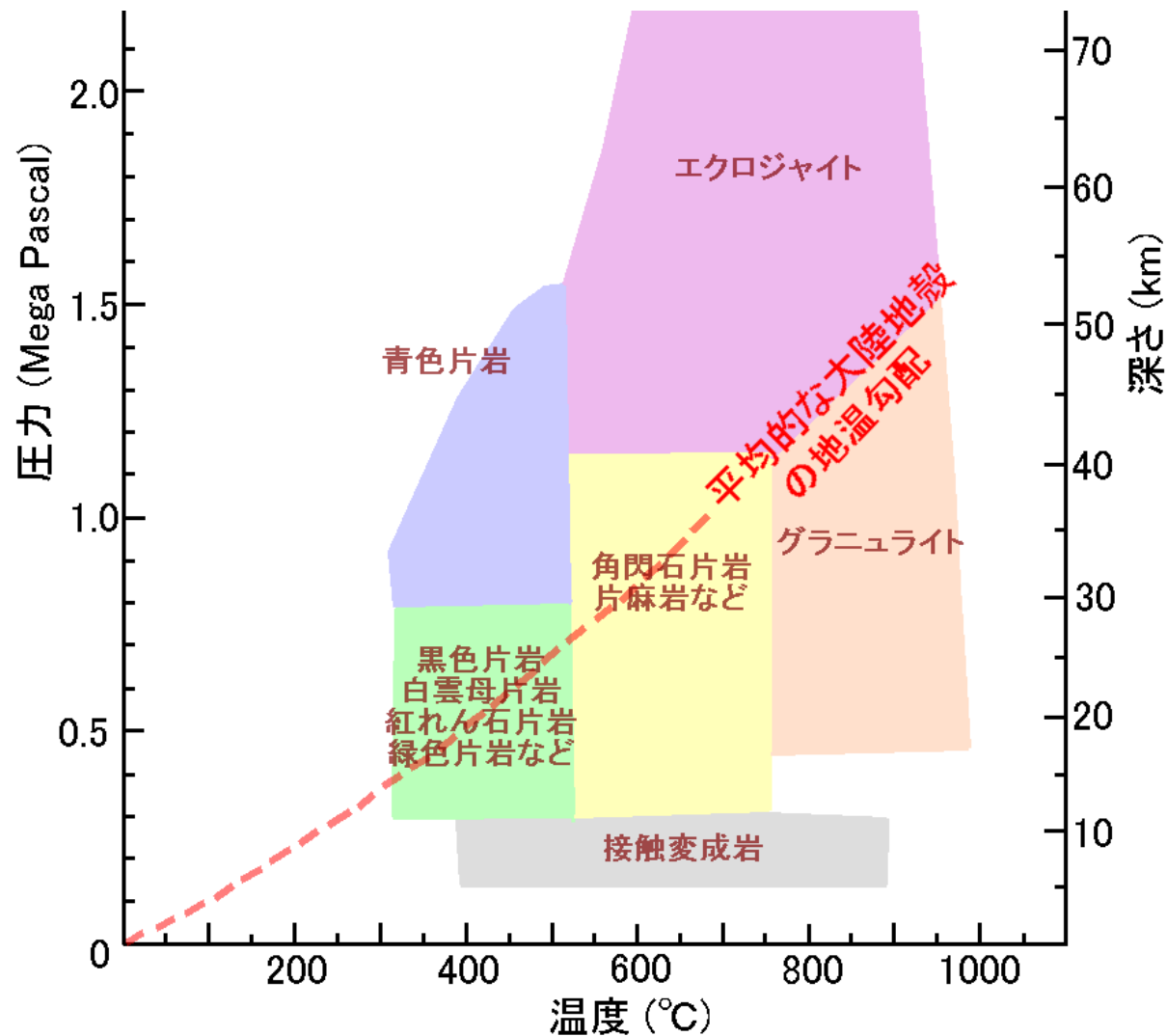
下方ポーラー



画像の長辺=3.6mm

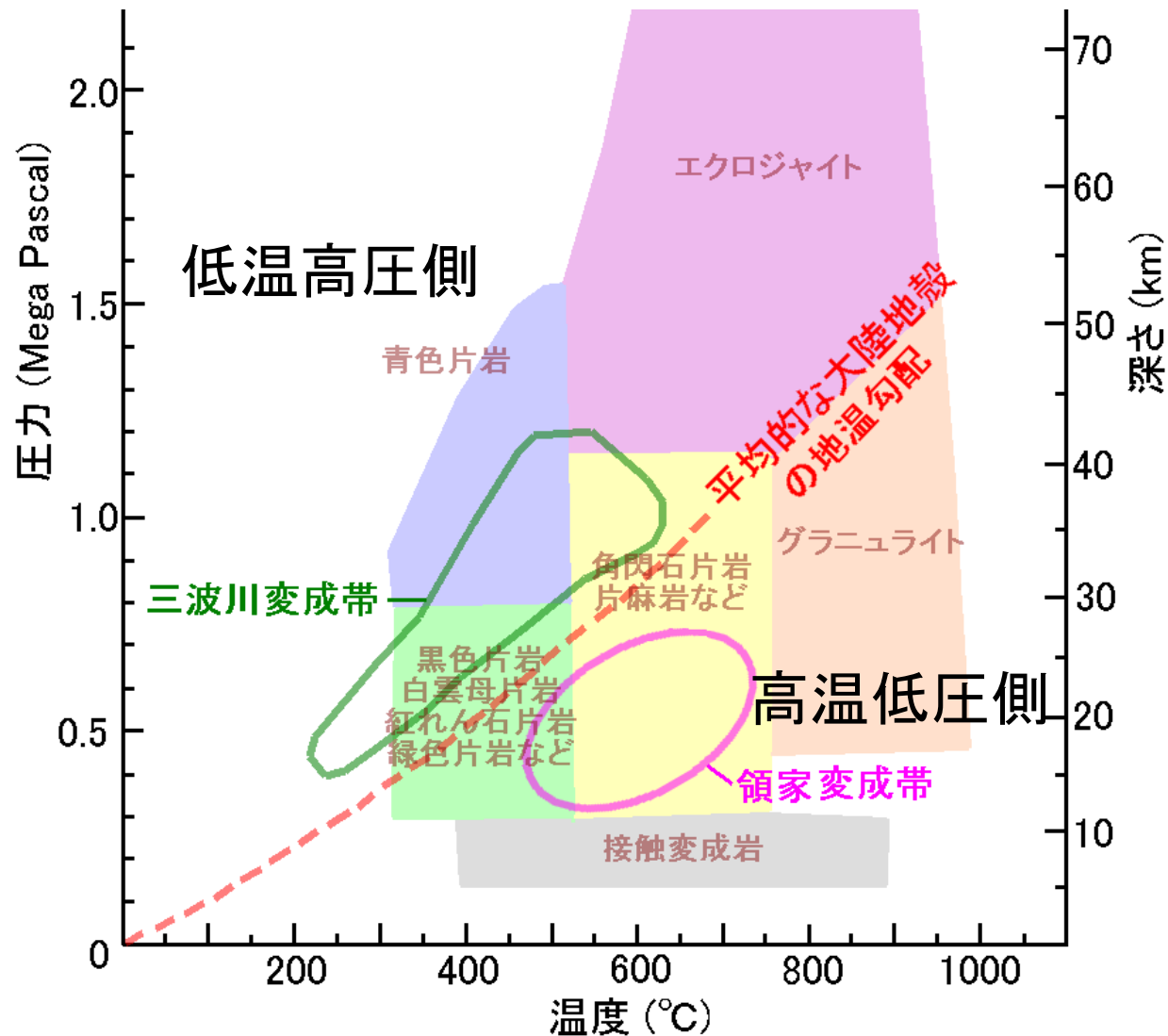
クロスポーラー

2-8, 広域変成岩ができる温度と圧力(深さ)



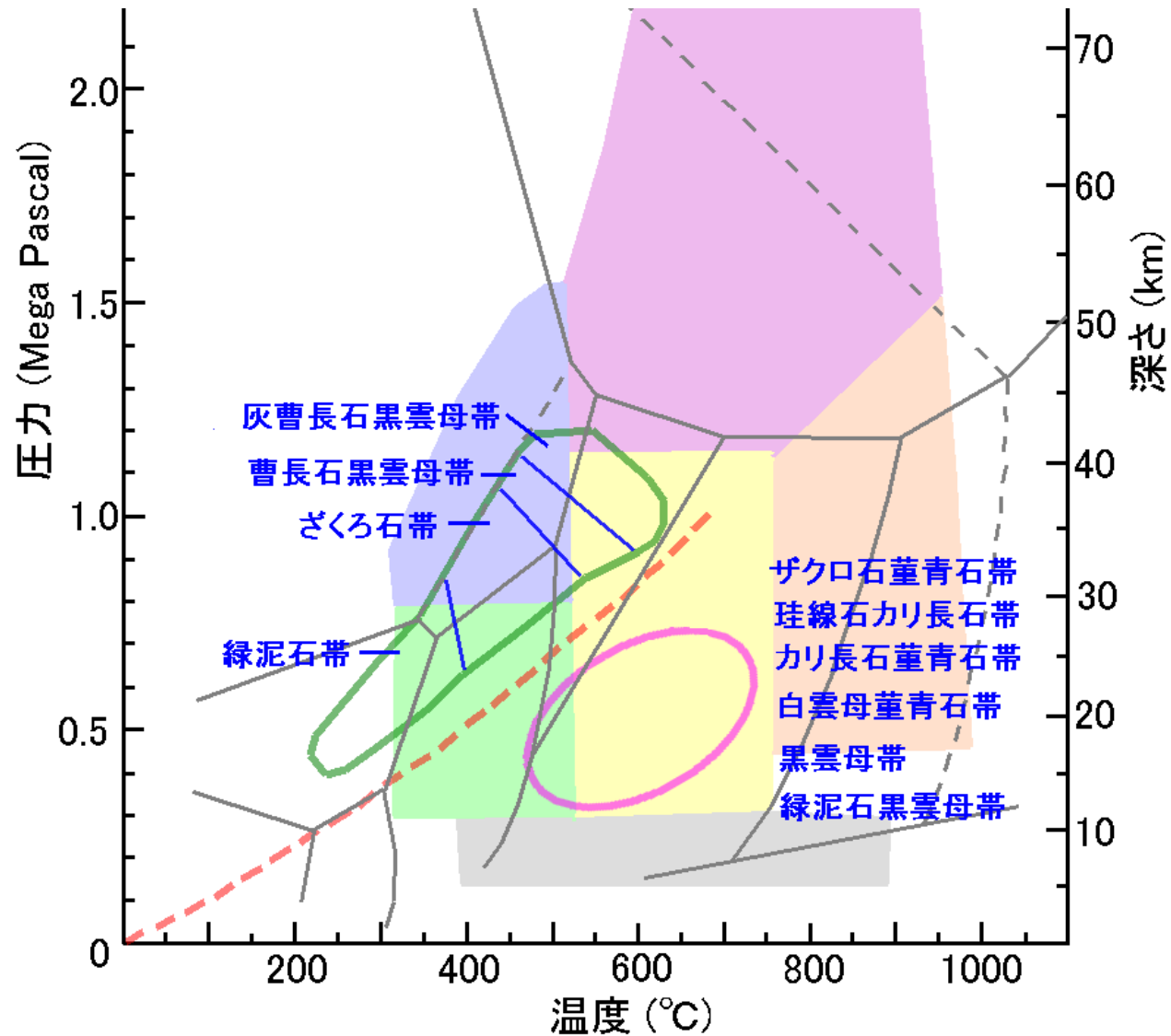
変成条件は青矢・遠藤(2017)、変成岩は倉敷市立博物館による

2-9, 三波川変成帯と領家変成帯の変成条件



変成条件は青矢・遠藤(2017)、変成岩は倉敷市立博物館による

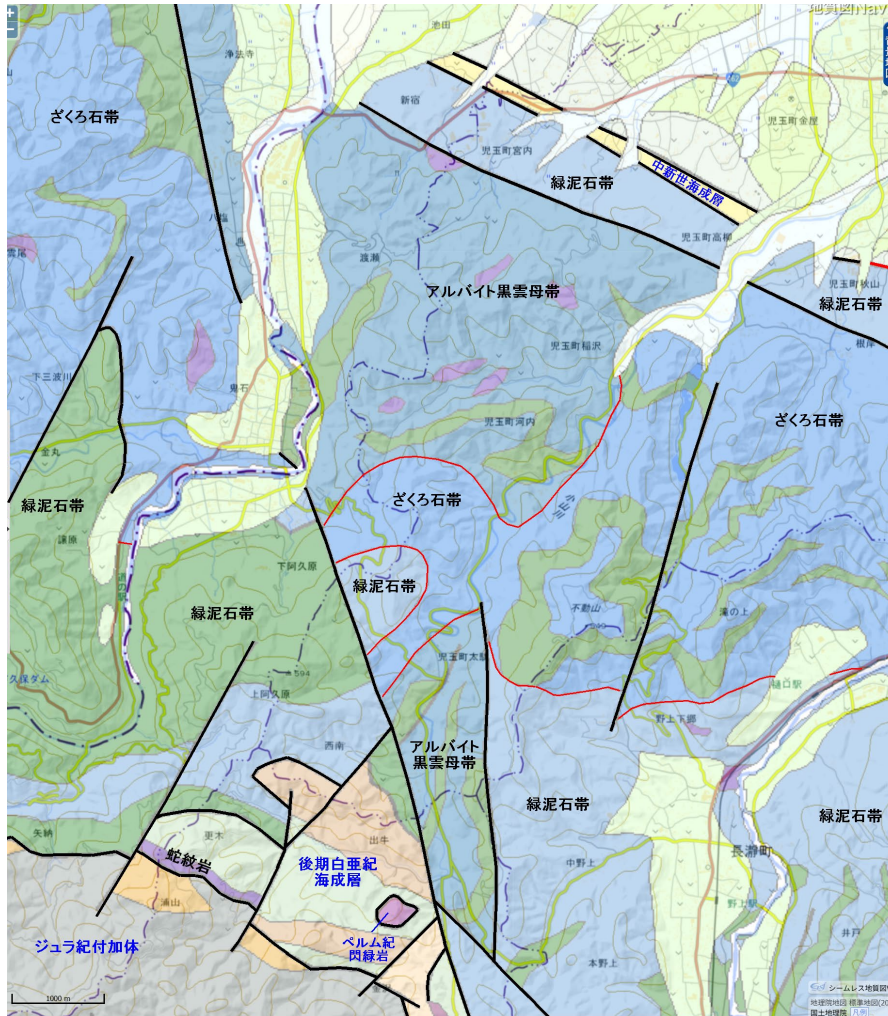
2-10, 変成帯の中をさらに変成条件で区分(変成分帯)



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

群馬県藤岡市三波川と埼玉県の隣接地域



関東山地三波川変成域の変成分帯の基準

	緑泥石帯	ざくろ石帯	曹長石 黒雲母帯
	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⁾

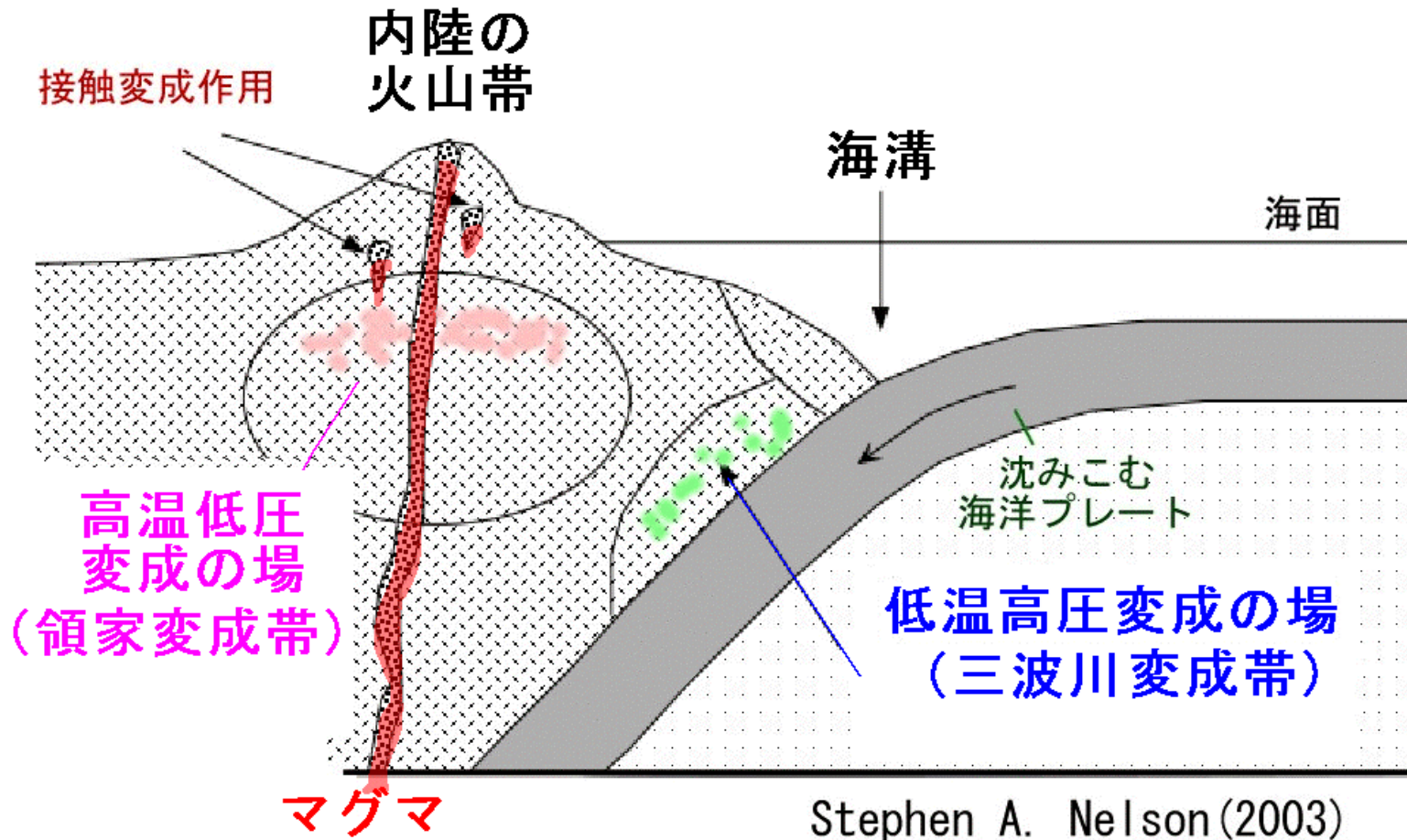
地質ニュース 459号 (1992)

3章、沈み込み帯では
「対の変成作用」が生じる

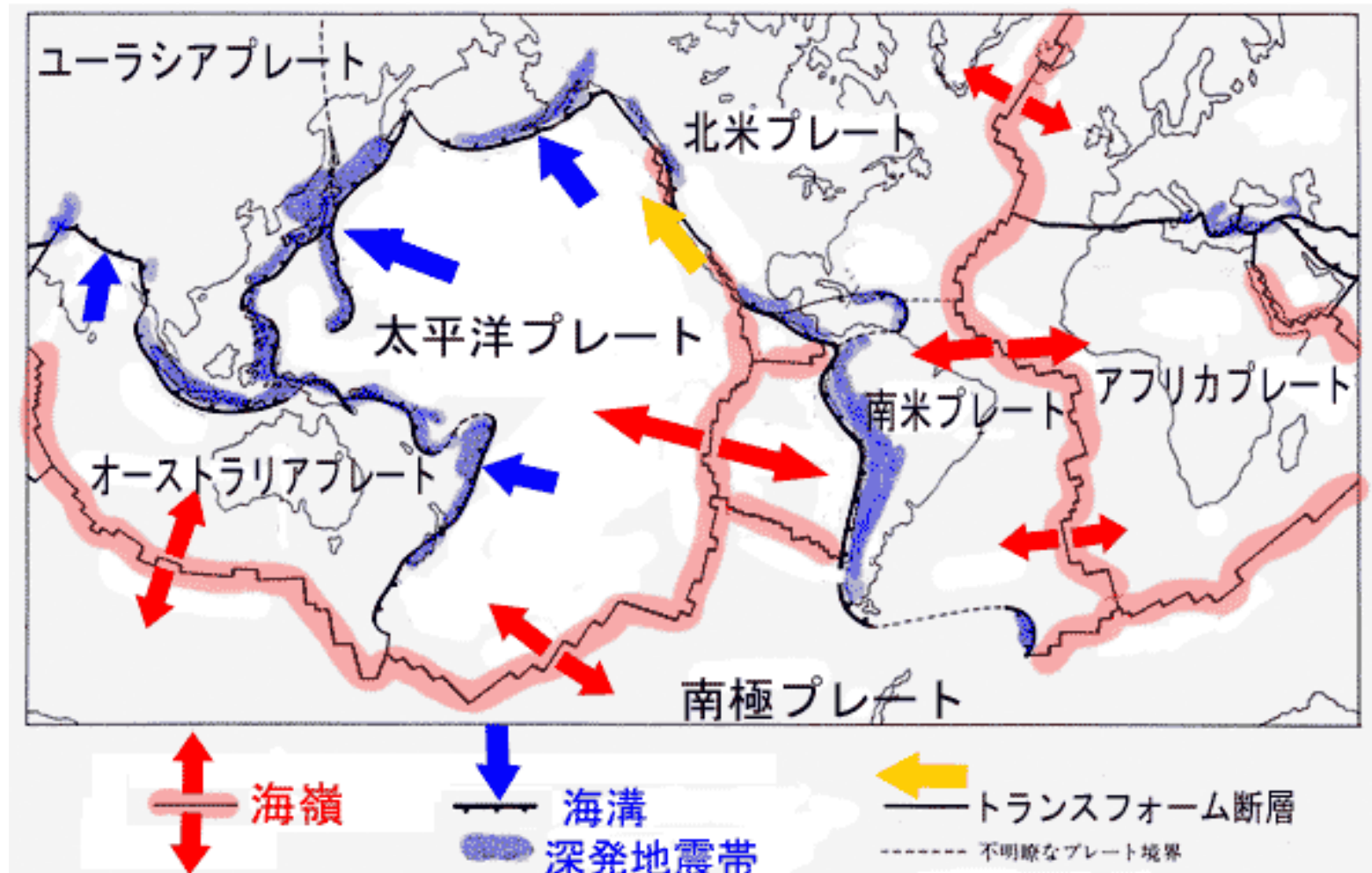
3章1節

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

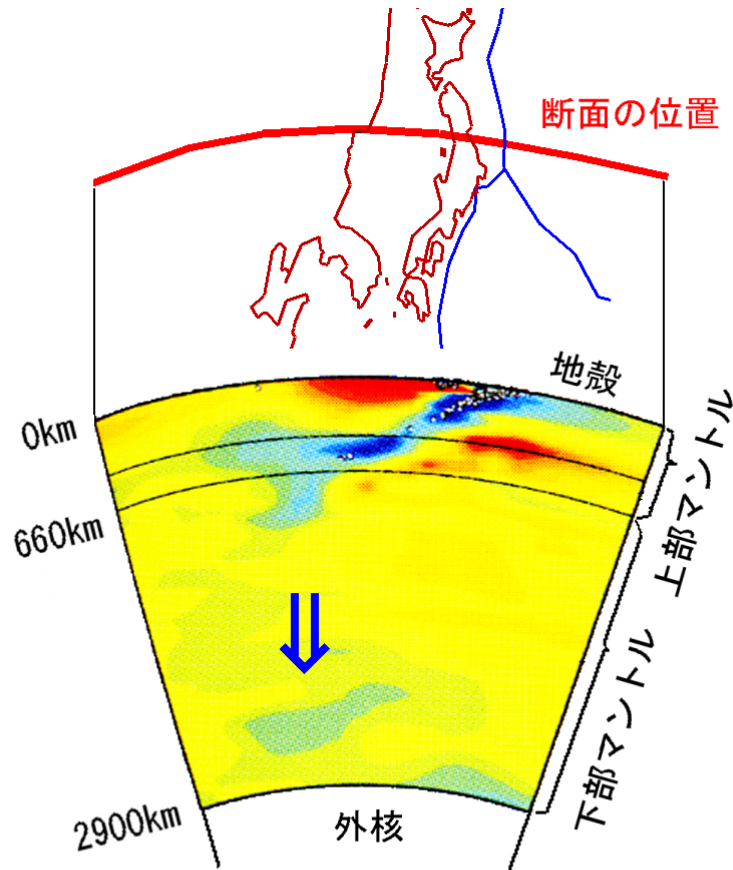


3-2, 現在の沈み込み帯



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？



-2.0%

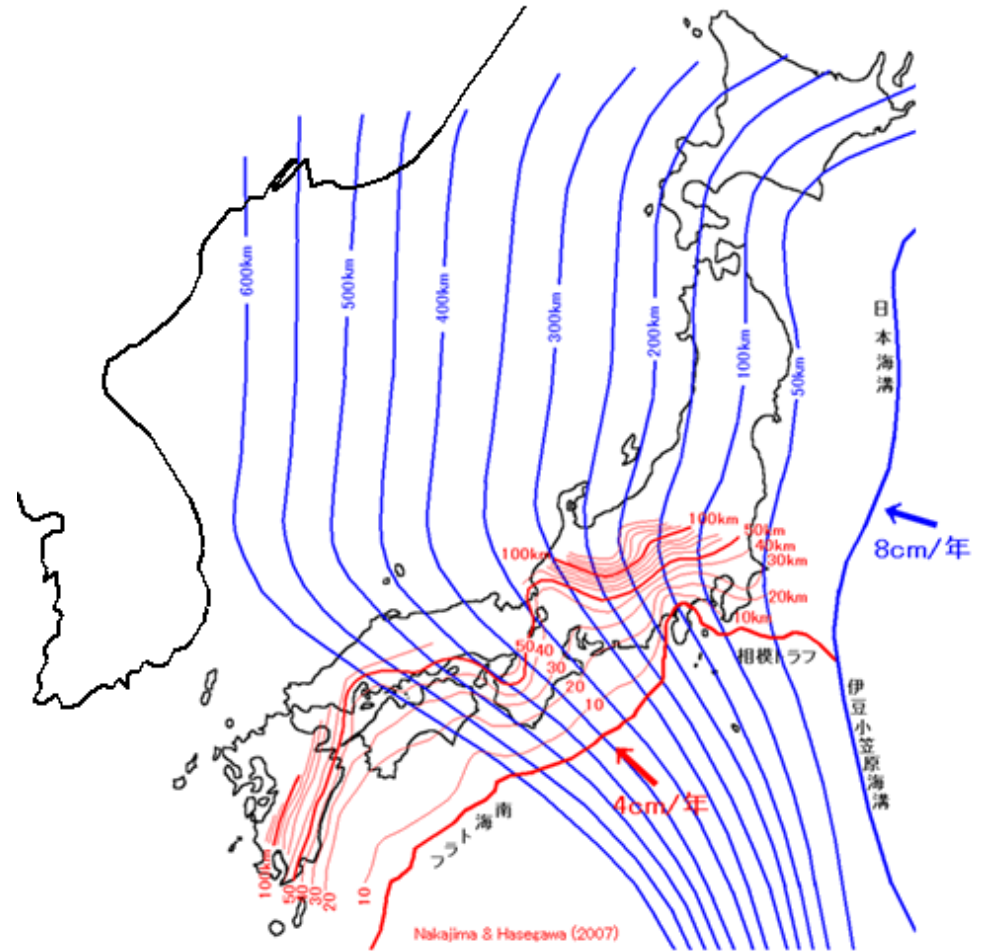
+2.0%

深さに対応した
地震波平均速度
からの増減

地震波は、冷たく固い
岩石の中は 速く伝わる

(Fukao et. al, 2001 から作成)

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

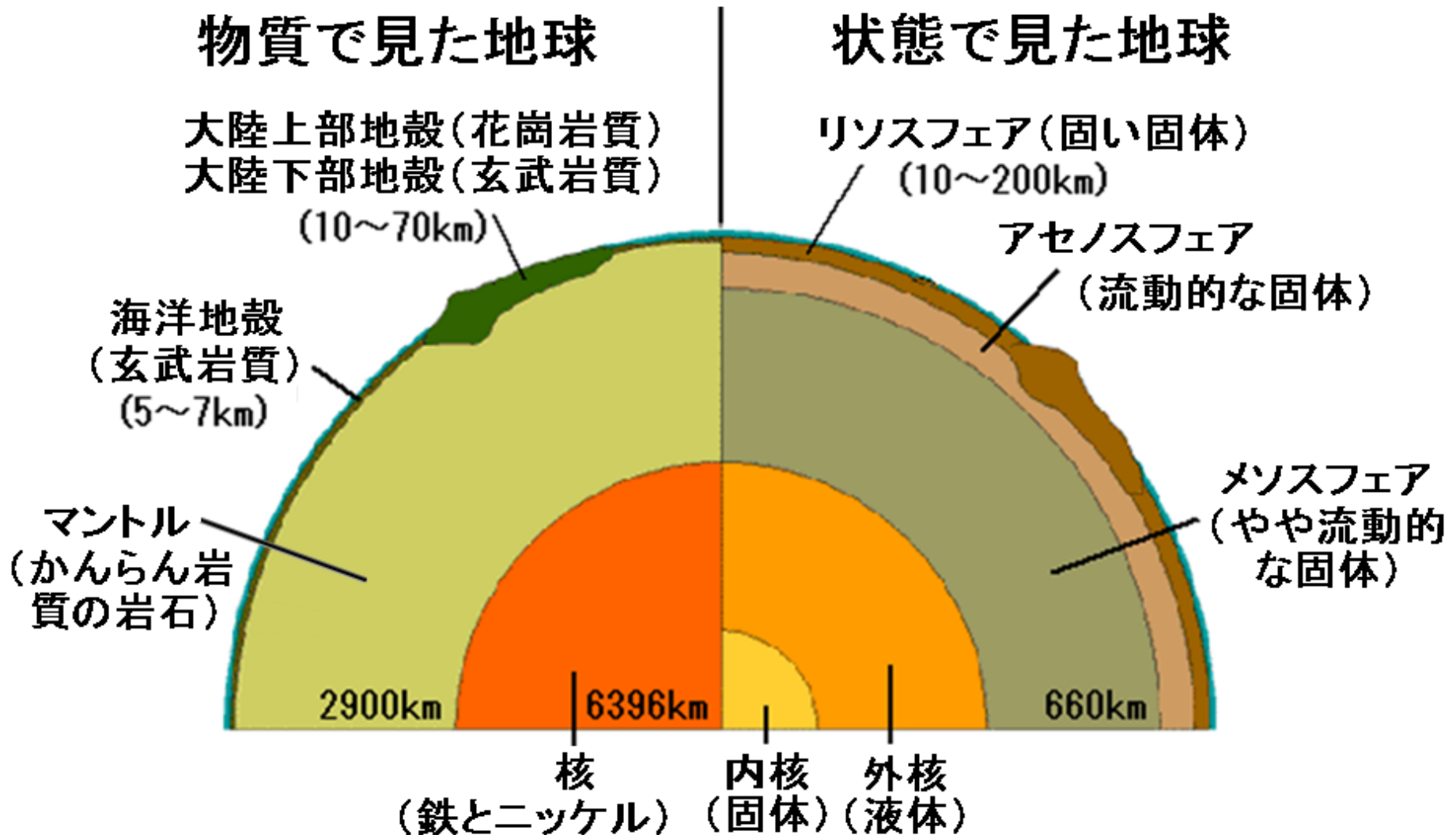
3-4, プレートとその移動 そもそもプレートって何？

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。

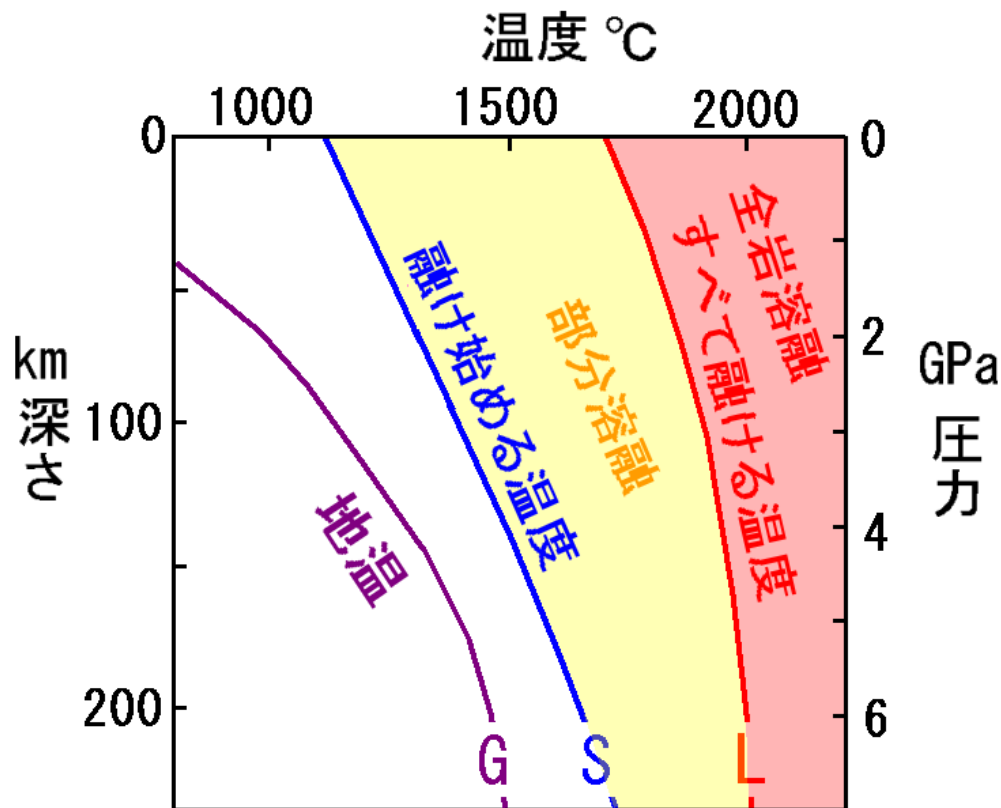
マントルは、地球中心核（鉄とニッケル）を包む
かんらん岩質の岩石の部分（「マント」の意味）

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

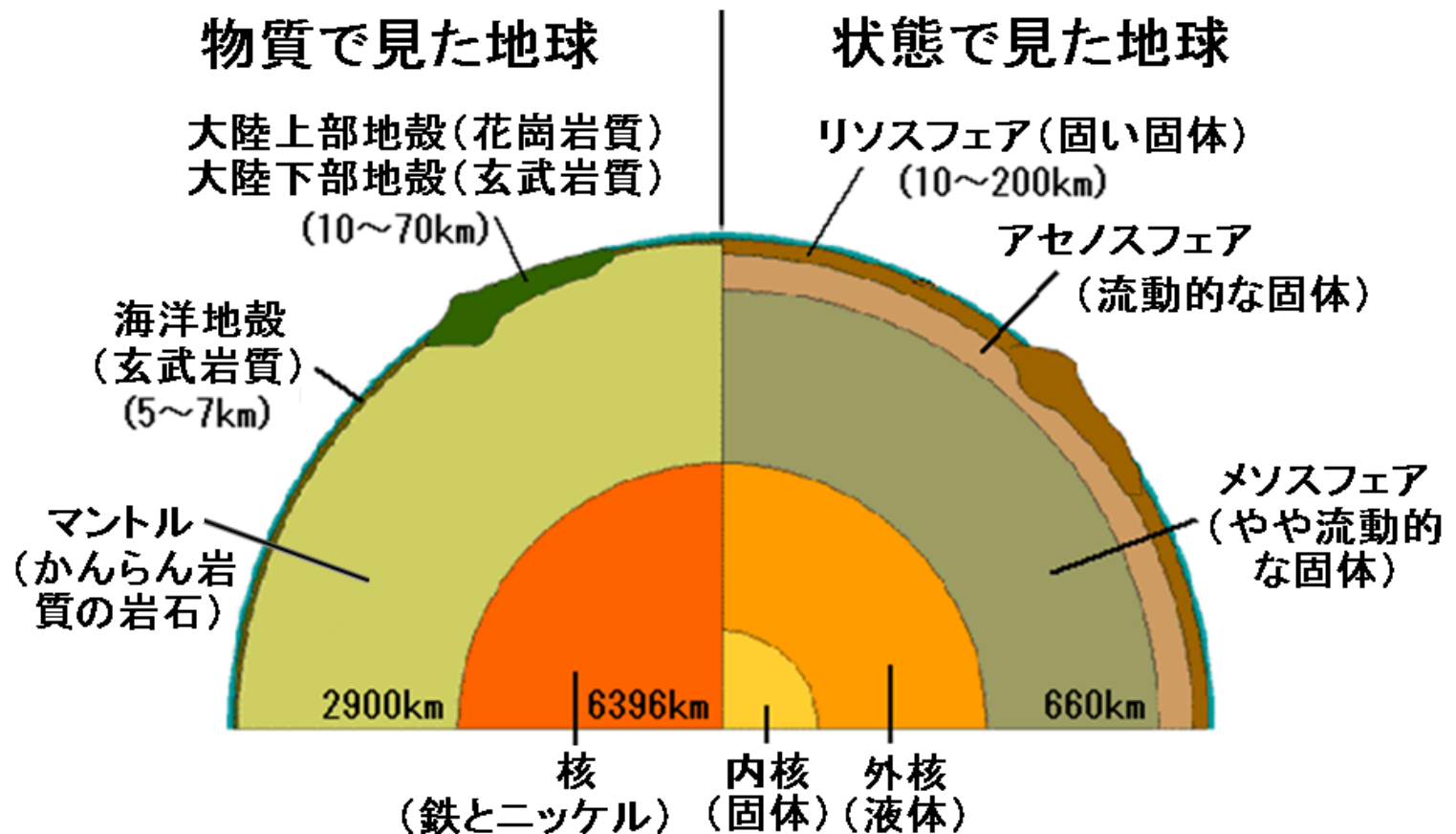
マントルかんらん岩の融点



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

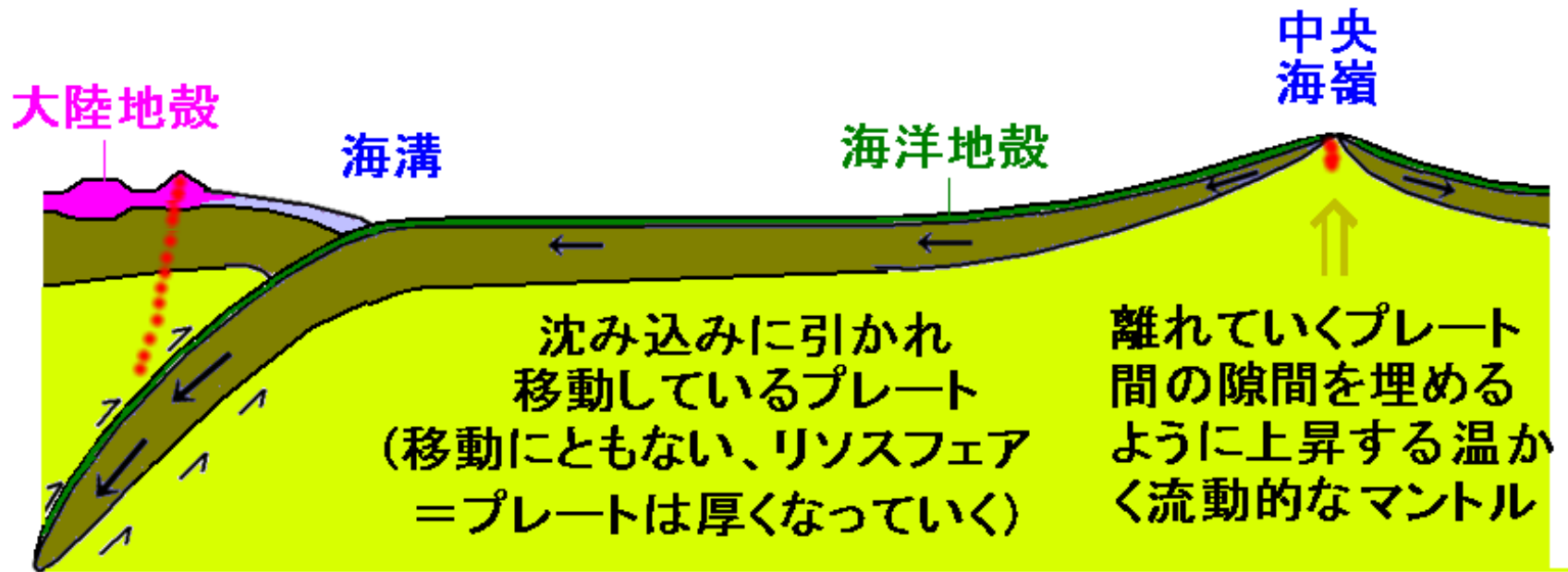
3-8, 中央海嶺: 離れていくプレート間の割れ目

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

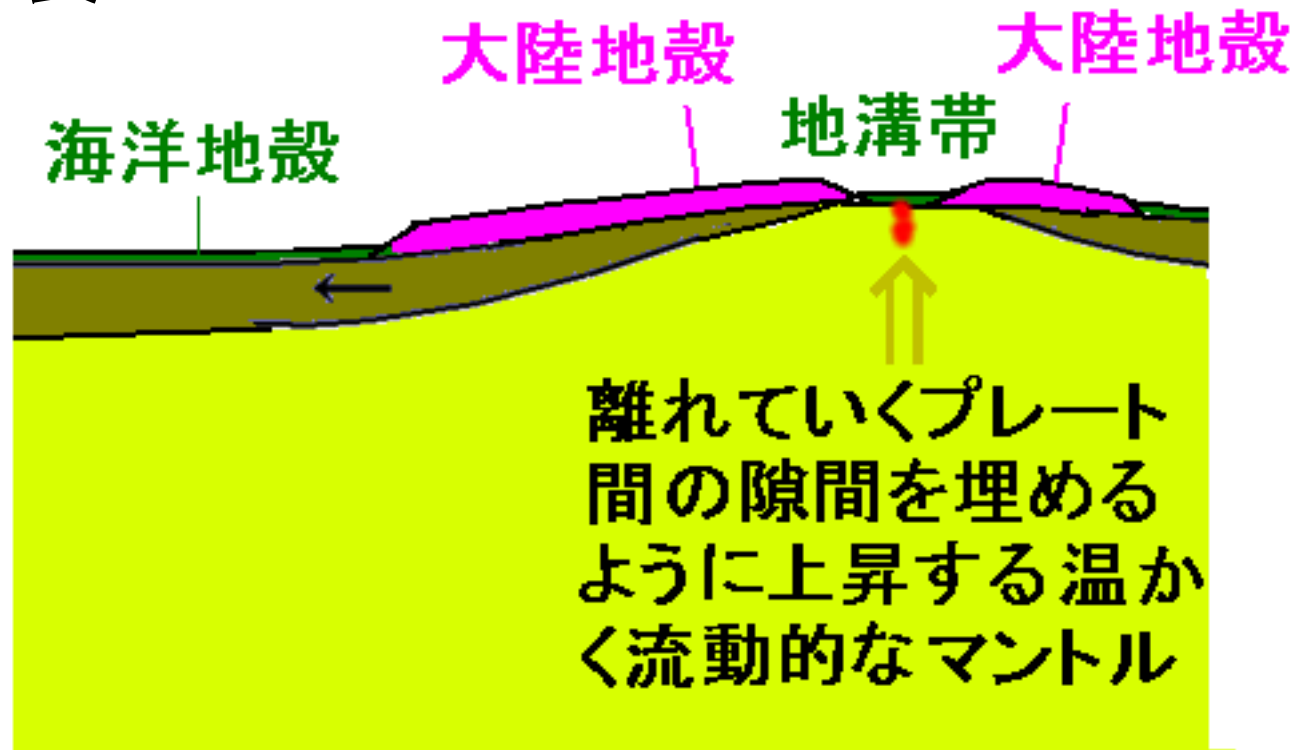
大陸プレート：大陸地殻を載せたプレート

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

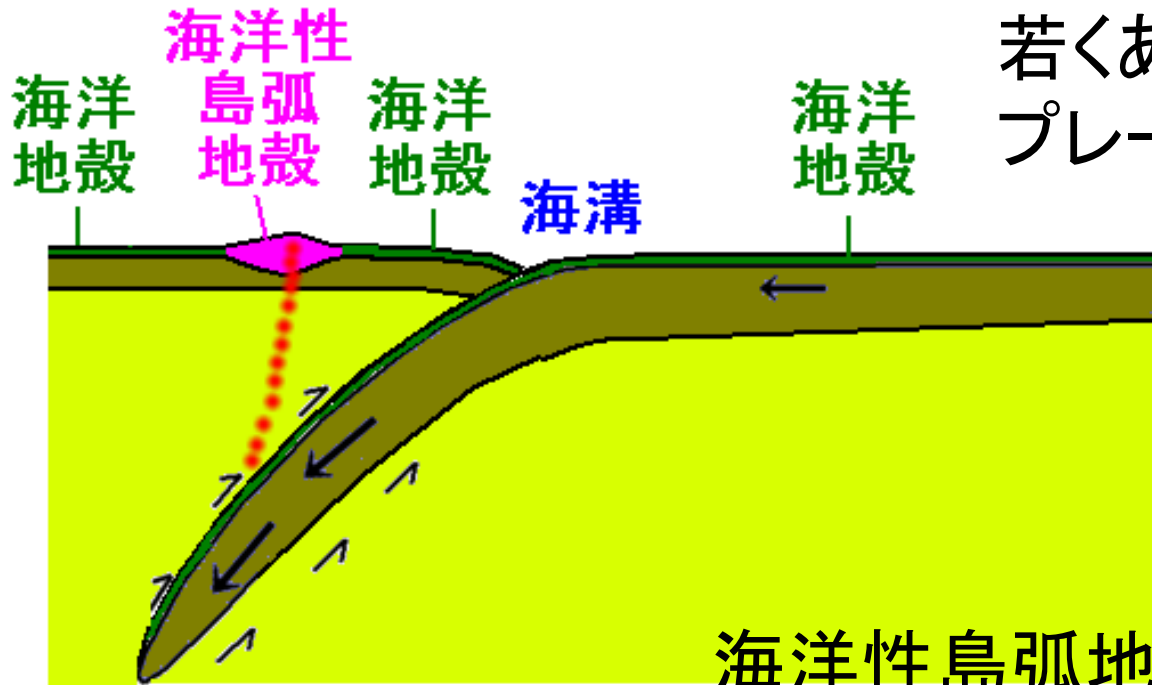
離れていくプレート境界に大陸地殻がある場合

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。



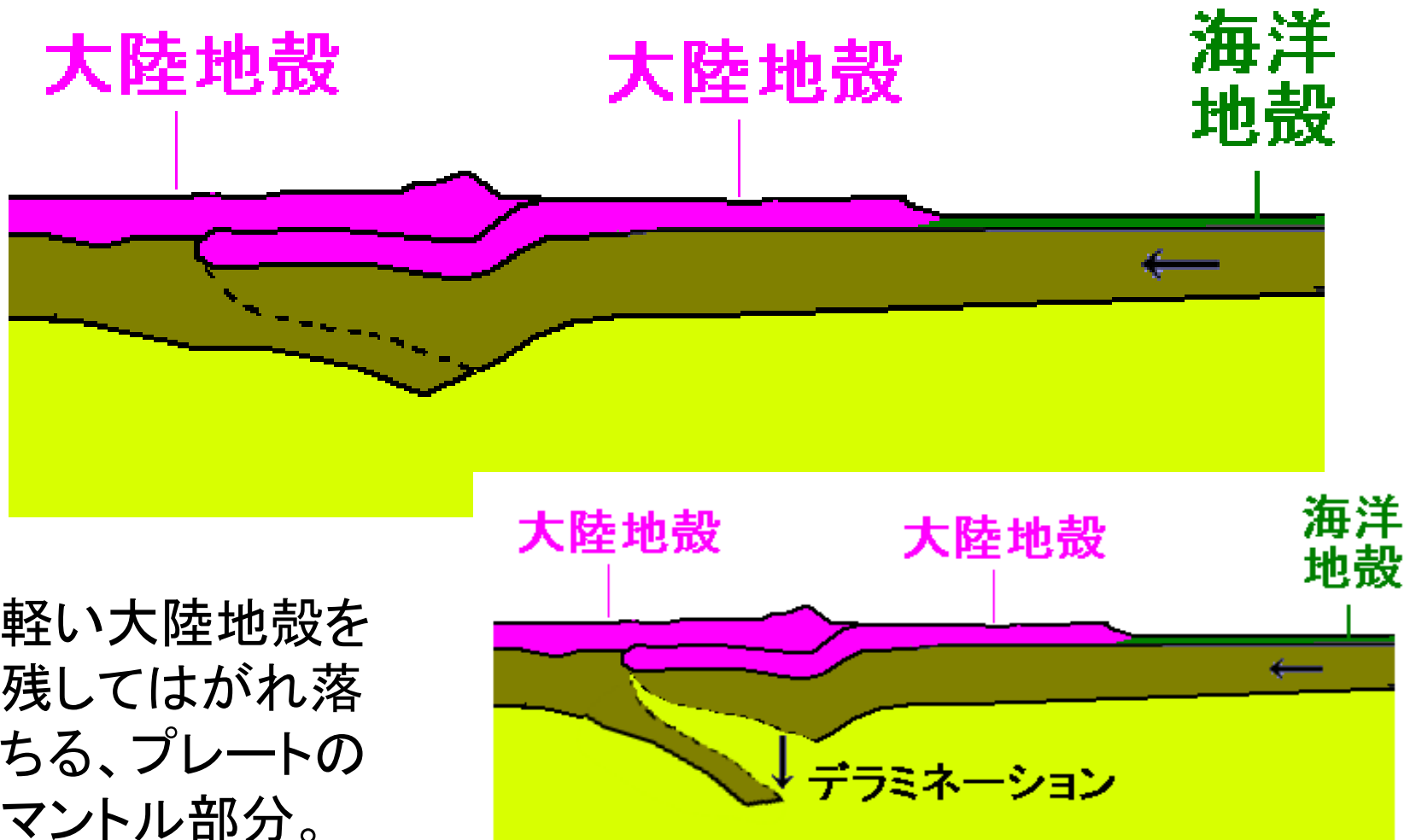
冷え縮まって重くなり
沈み込んでいく
海洋プレート

海洋性島弧地殻:

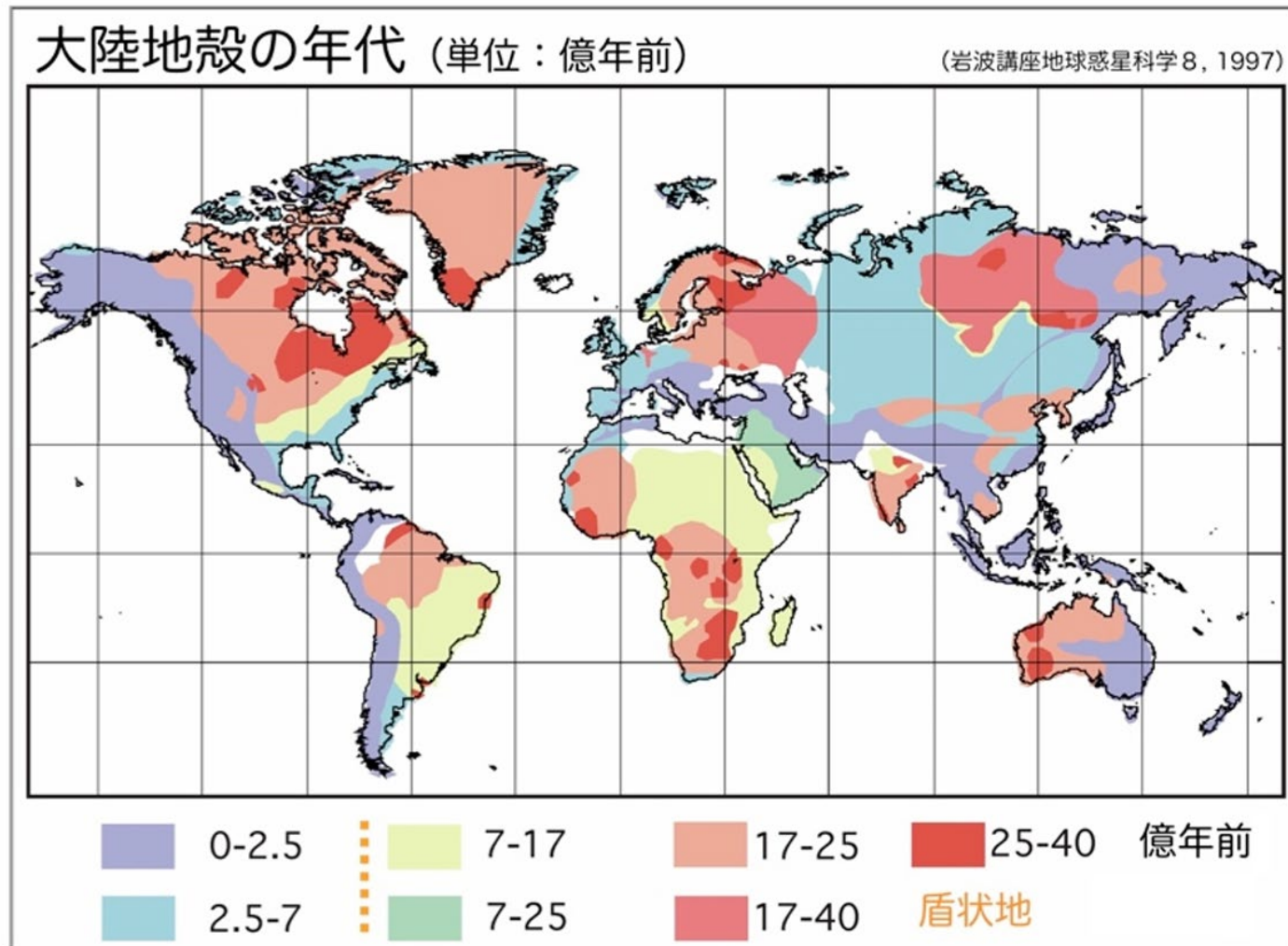
上部地殻と下部地殻に分かれて
いない安山岩質の地殻(未分化
の大陸地殻)ができる。

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。

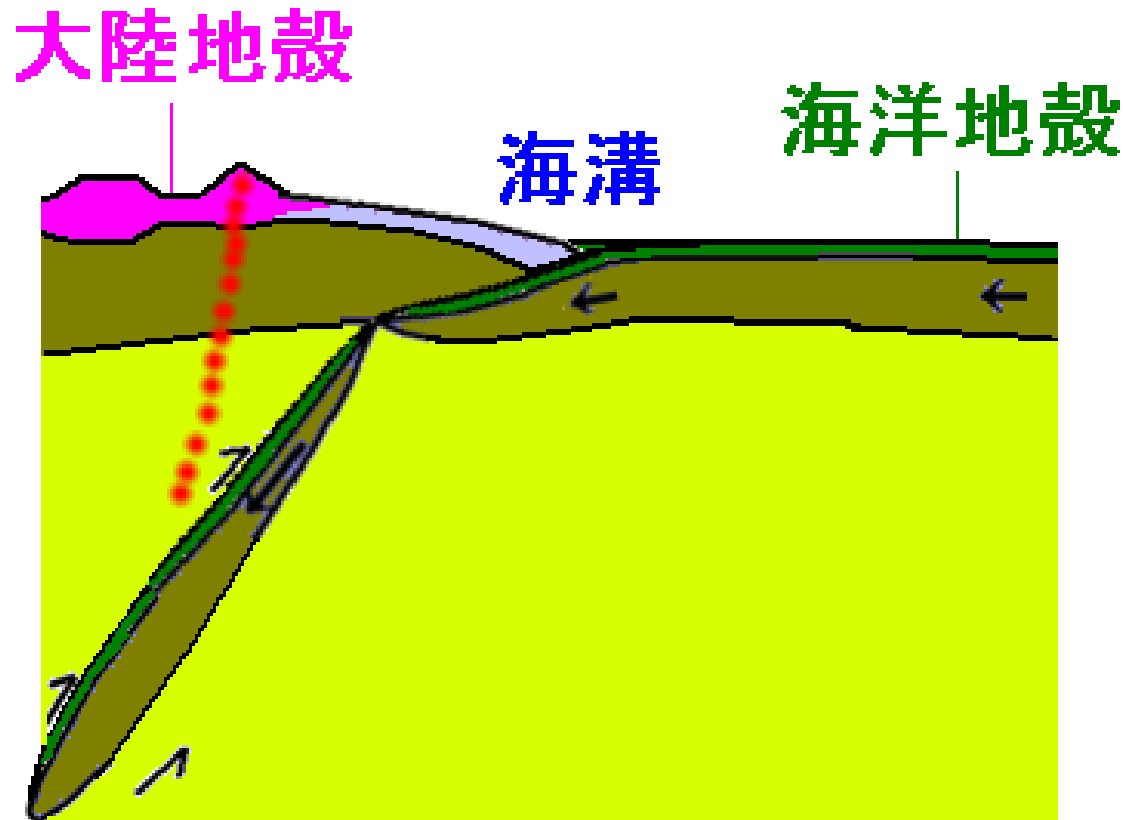


軽い大陸地殻は地球表面に残る→大陸地殻の成長



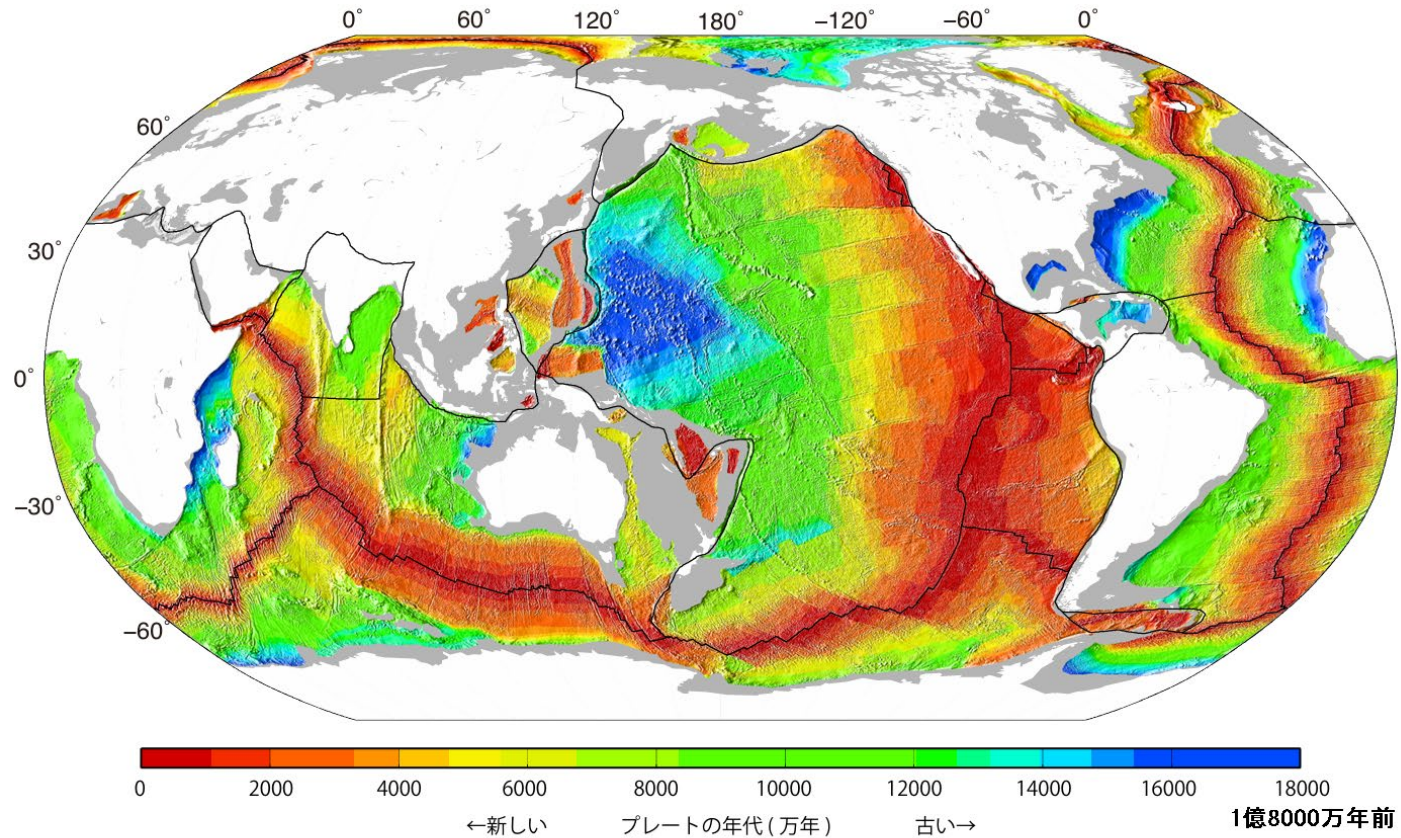
3-12, 中央海嶺の沈み込み

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。



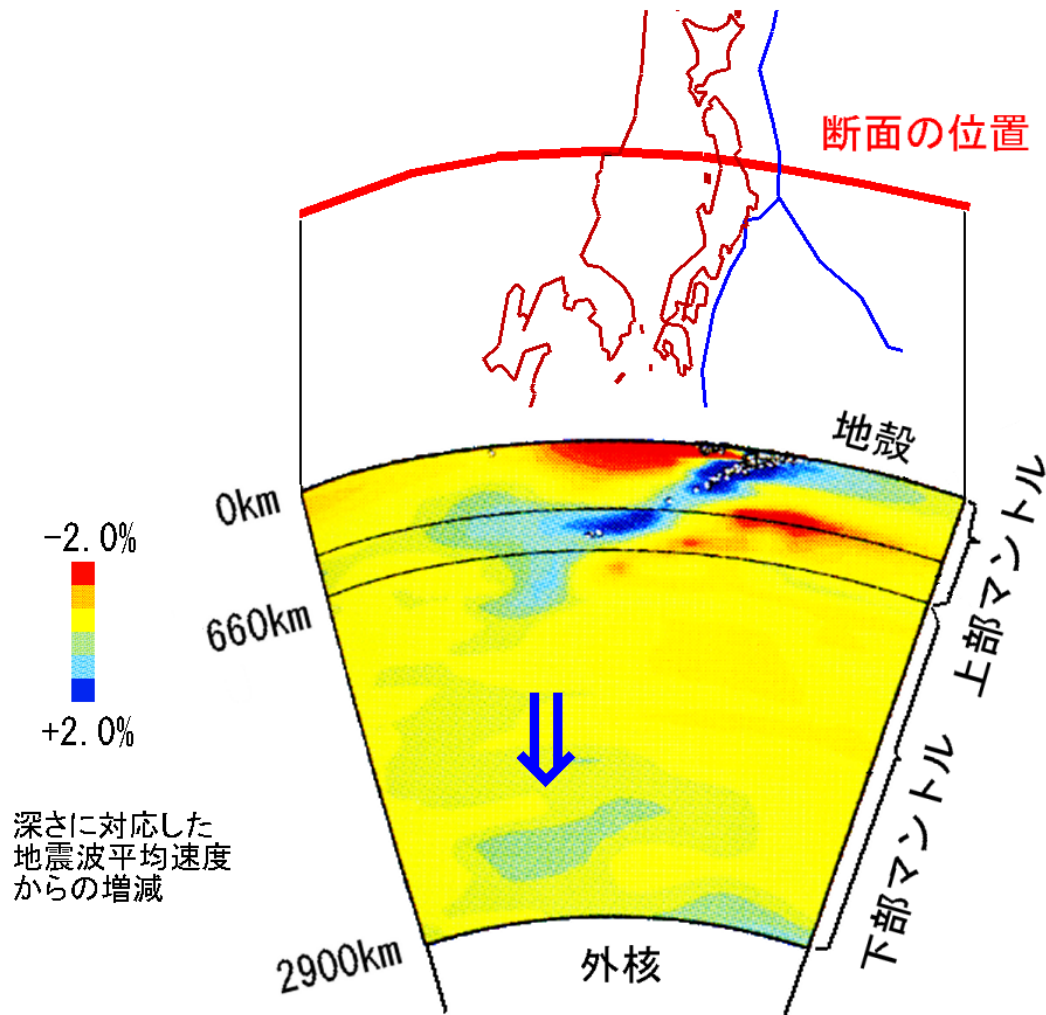
大洋底の年代

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



(Fukao et. al, 2001 から作成)

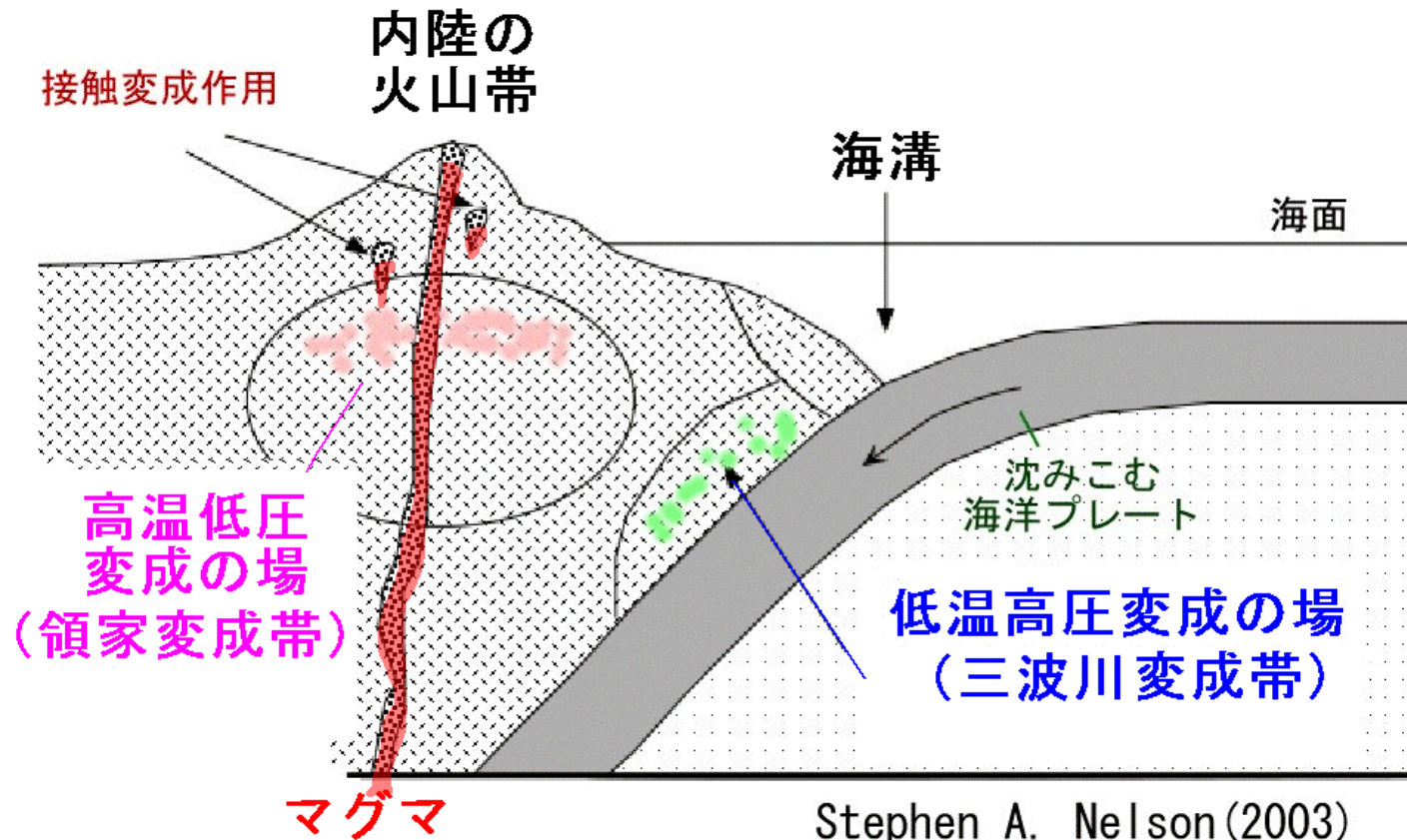
沈み込んだ海洋プレートは深さ660kmで停滞。高圧でかんらん岩質ペロブスカイトに変わる。

温まって流動的になるが、周囲より冷たい下降流(コールドプルーム)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合

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

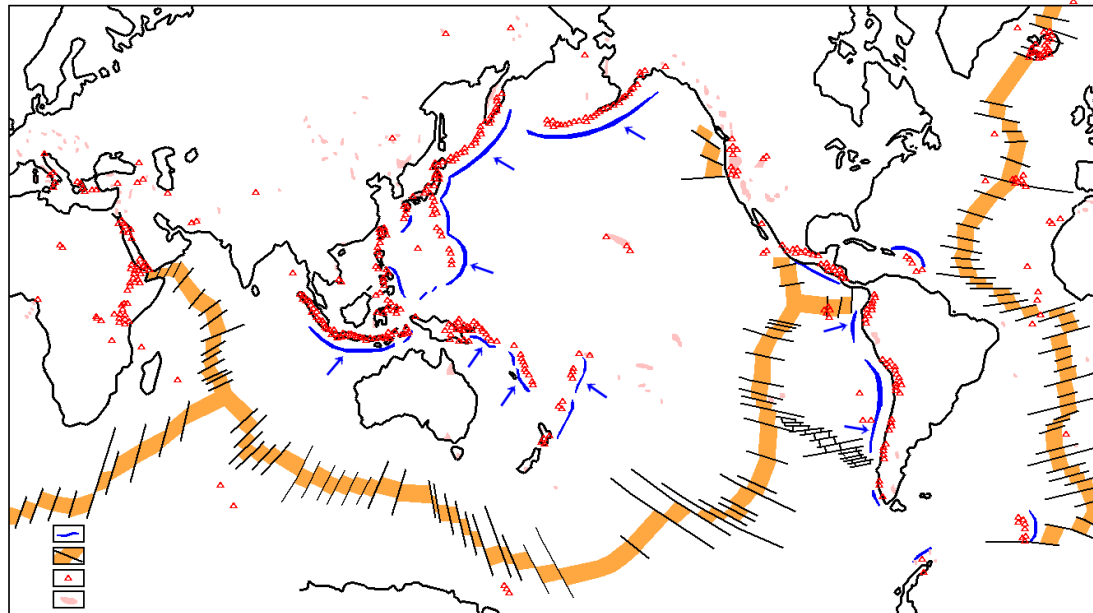
玄武岩質海洋地殻の誕生

中央海嶺

ホットスポット

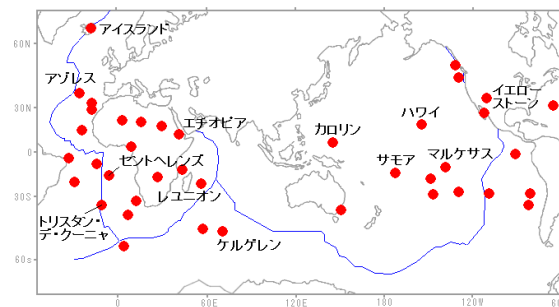
4-1, マグマの発生

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

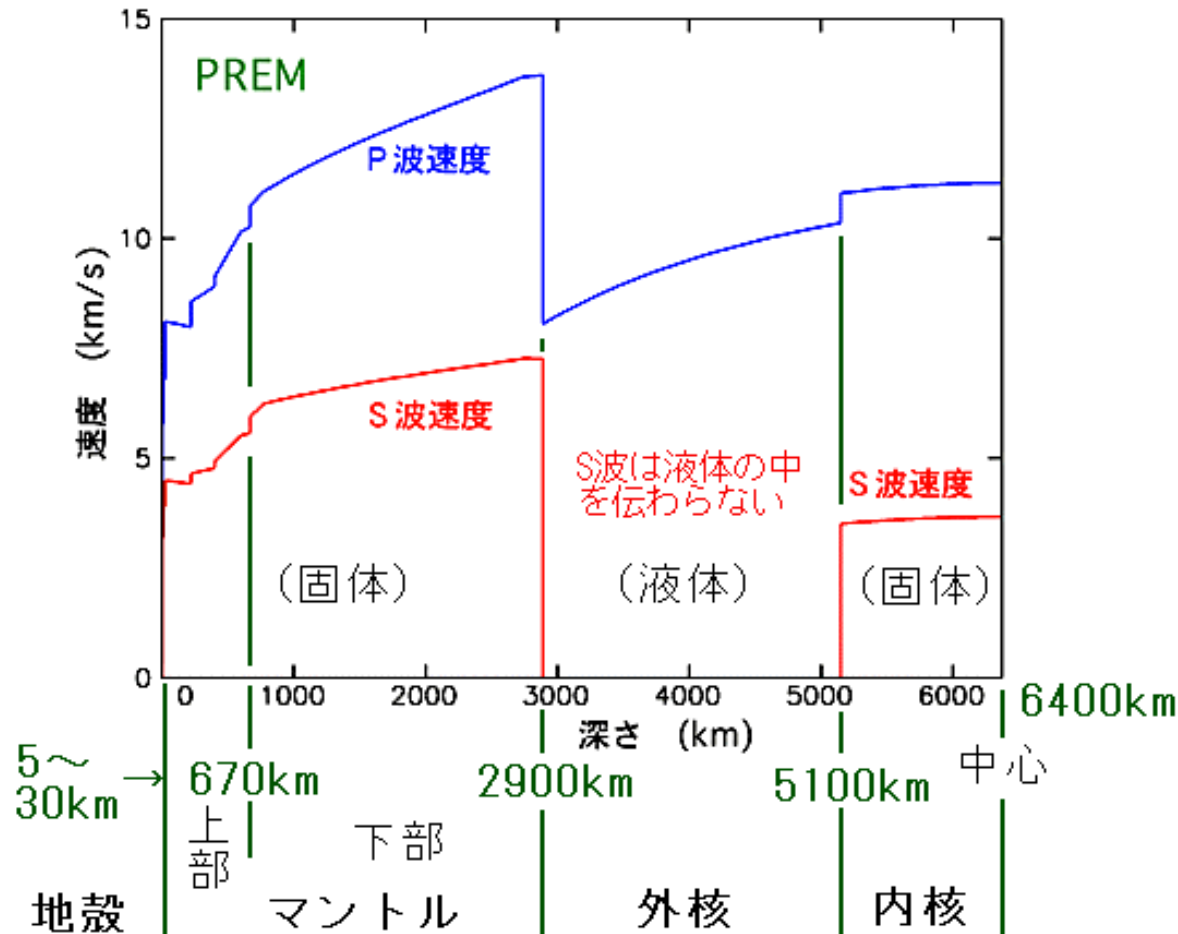
- 中央海嶺
- △ 活火山
- 鮮新世～第四紀
火山地域
- 海溝
- ← 海洋プレート
沈み込み方向



ホットスポットの分布 (Crough, 1983)

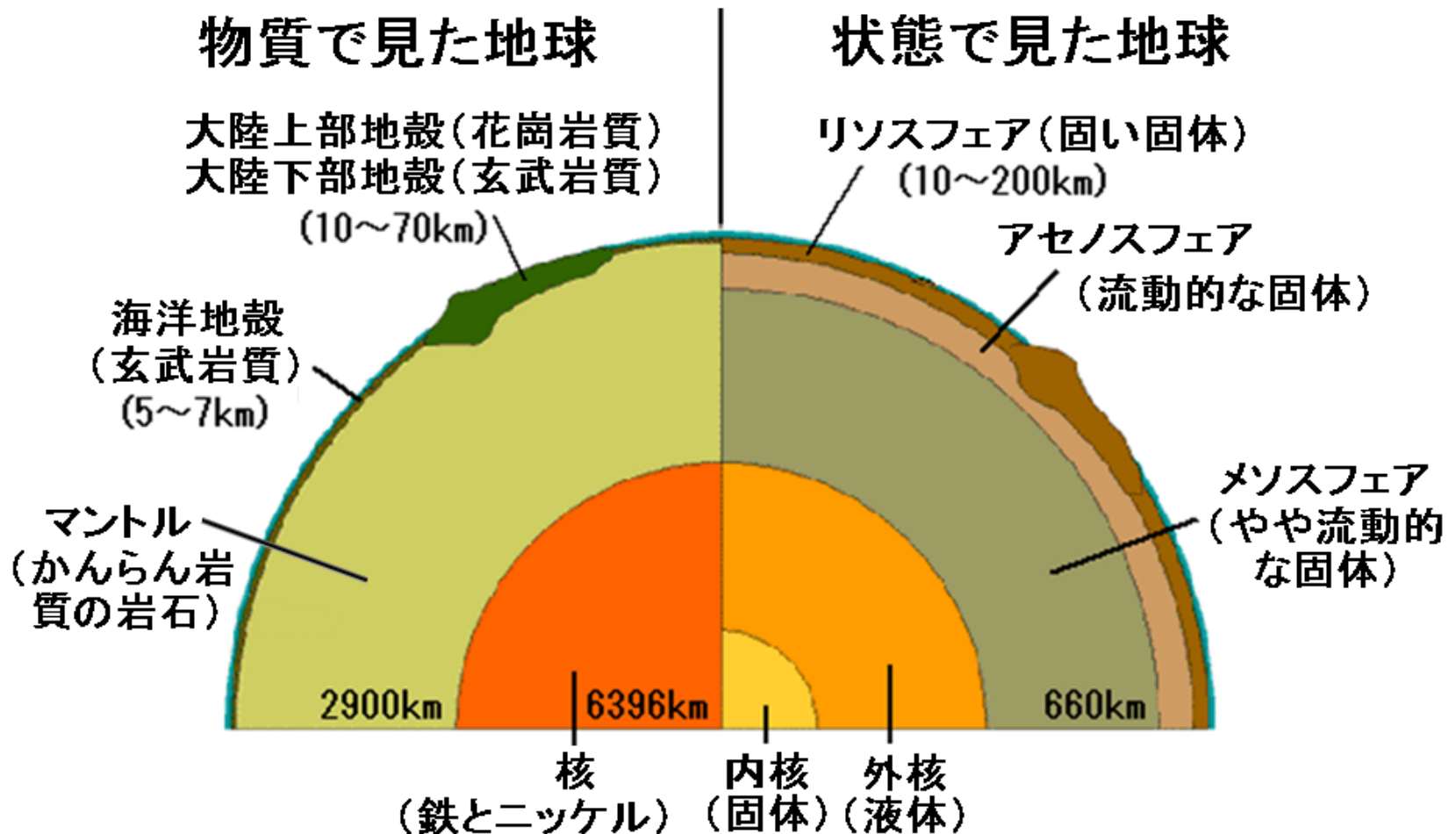
4-2, マントルは固体

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。

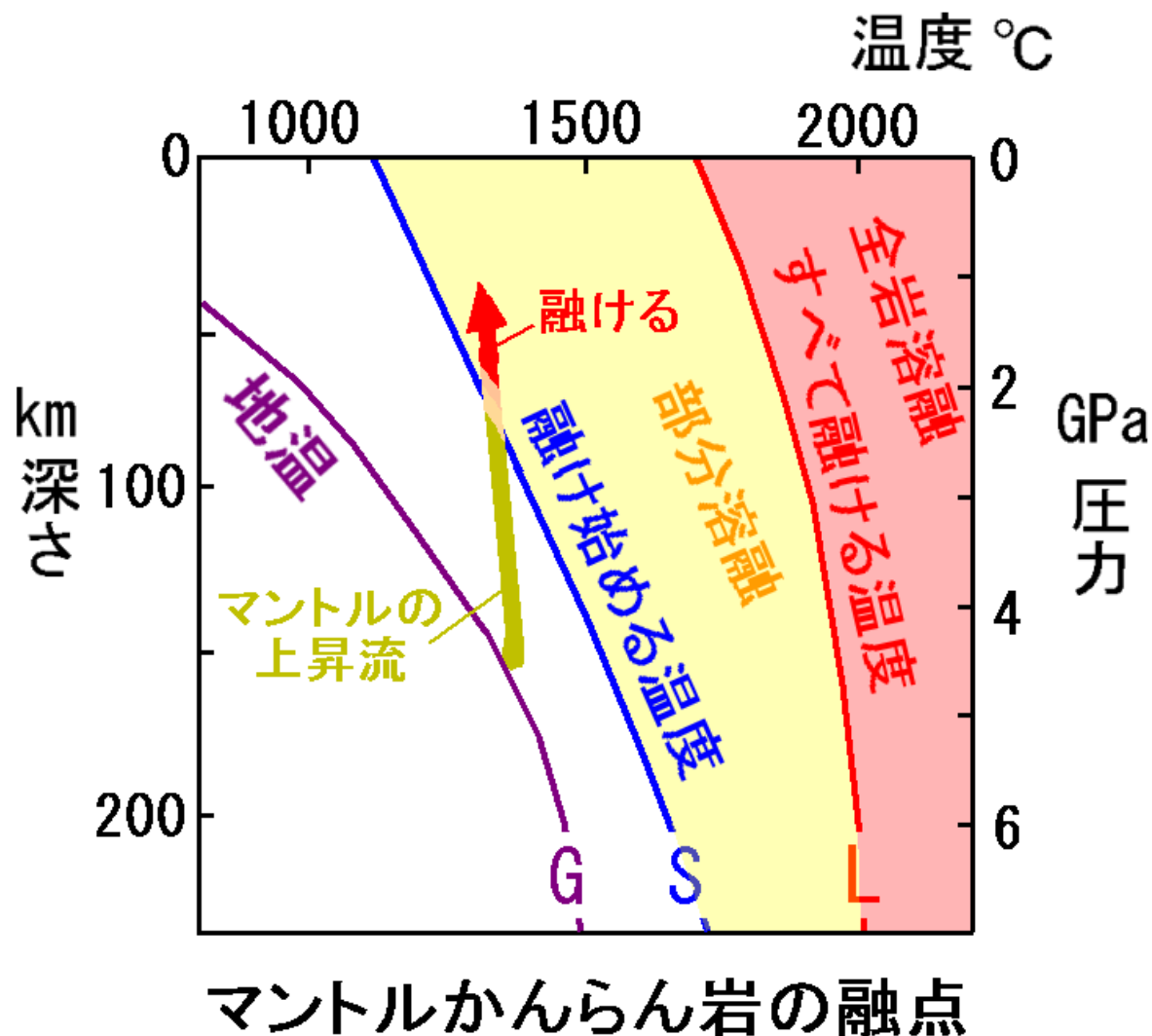


4-4, 減圧融解

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
融点が高い浅さ
まで達すると、

マントルの一部
が融けてマグマ
が生じる。

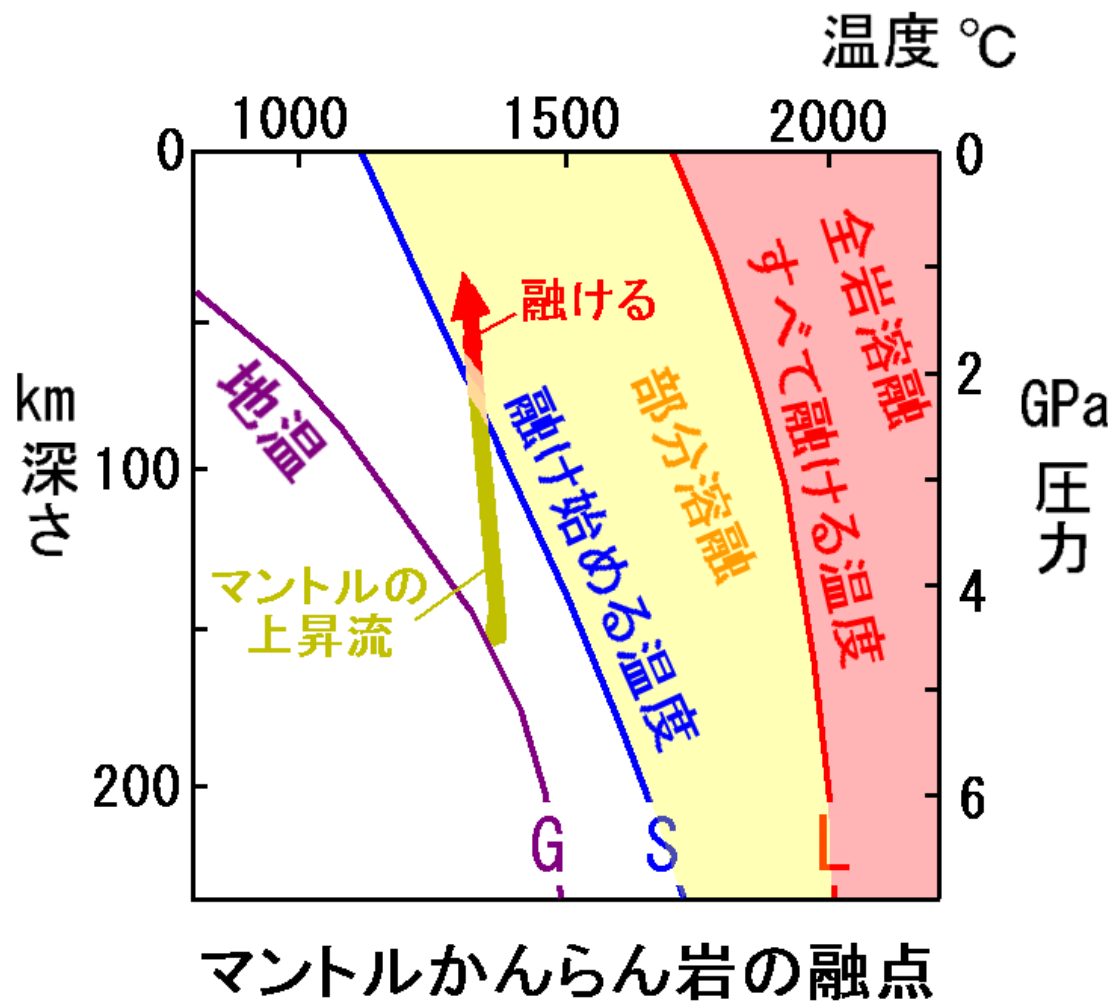


融点には、融けやすい成分が融け始める温度(ソリダス)と、全岩がすべて融ける温度(リキダス)がある。

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)。

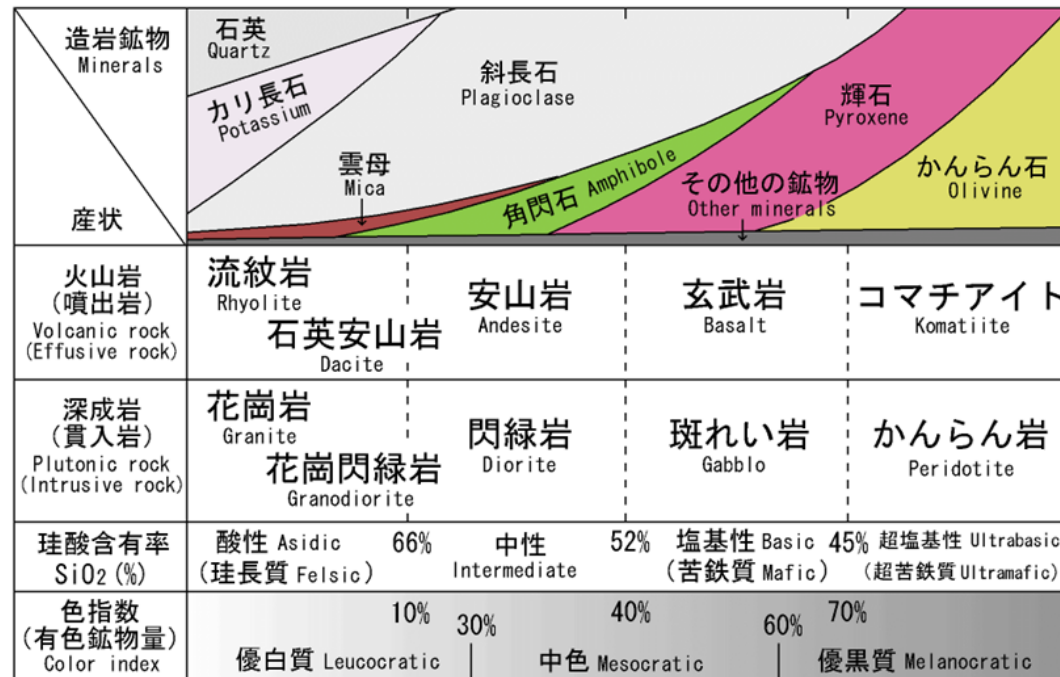
マグマの成分は、もとのかんらん岩とは異なる玄武岩質になる。

4-5, 部分溶融



4-6, 玄武岩質マグマ

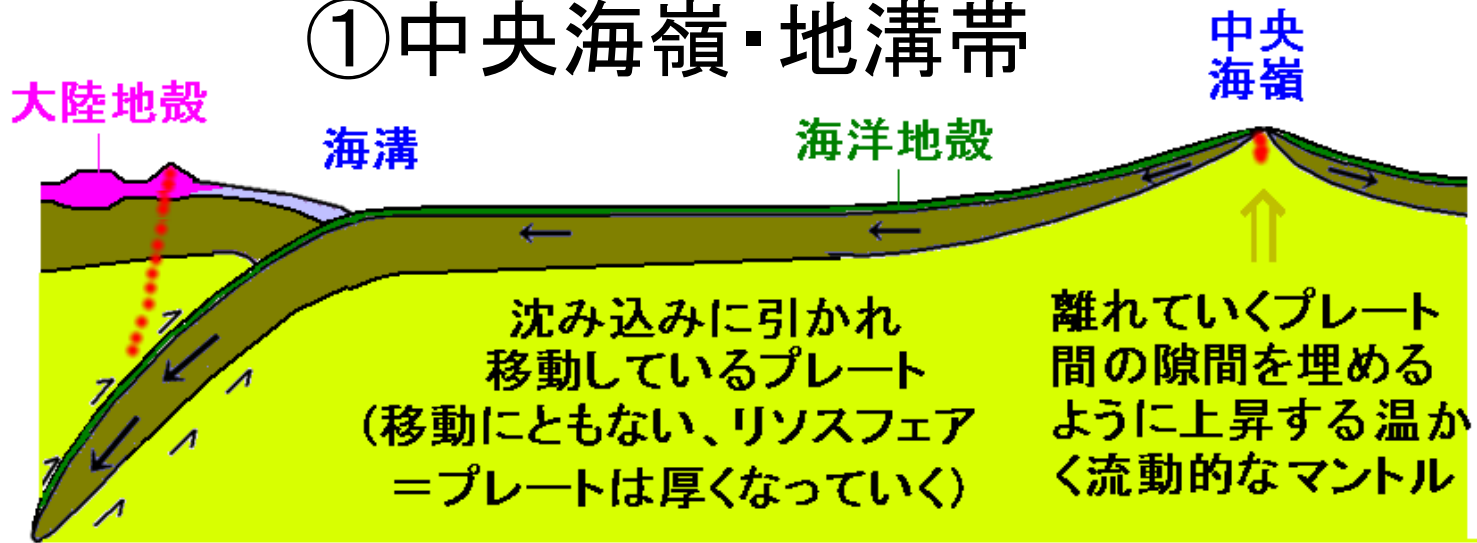
玄武岩質のマグマが、地下でゆっくり冷えると
深成岩の斑れい岩になり、地表（海底を含む）
に湧くと火山岩の玄武岩になる。



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

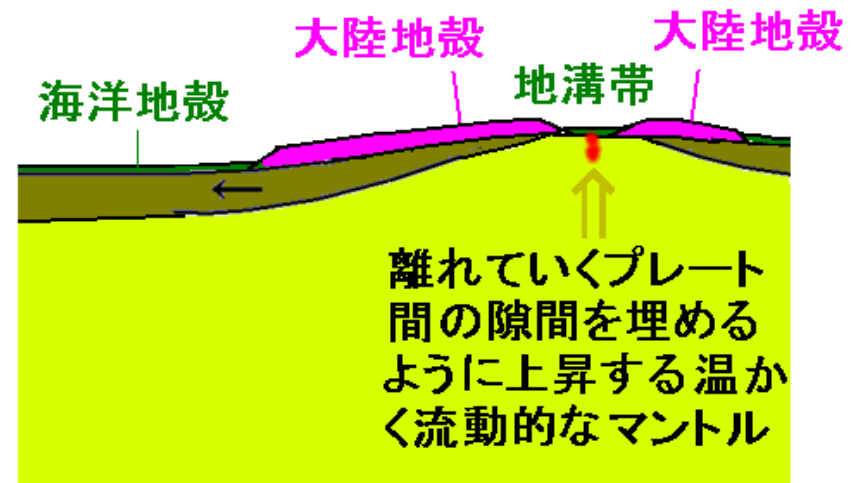
4-7, 温かいマントルが上昇している場所

①中央海嶺・地溝帯



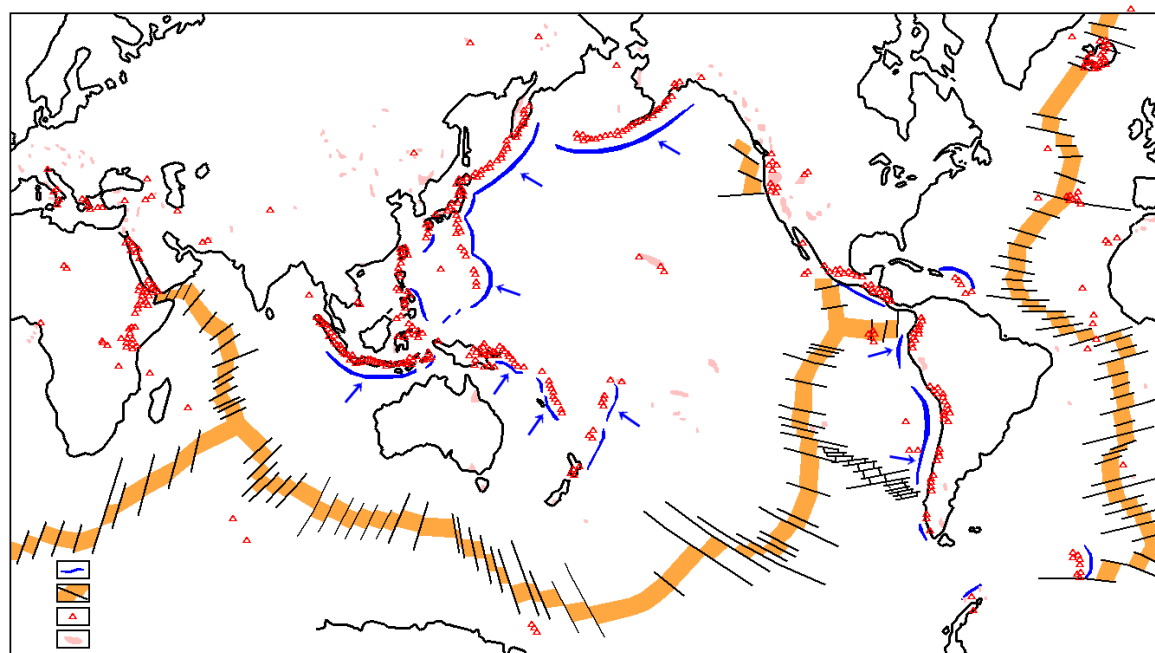
冷え縮まって重くなり
沈み込んでいく
海洋プレート

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。



— 海溝 ← 海洋プレート 沈み込み方向 中央海嶺

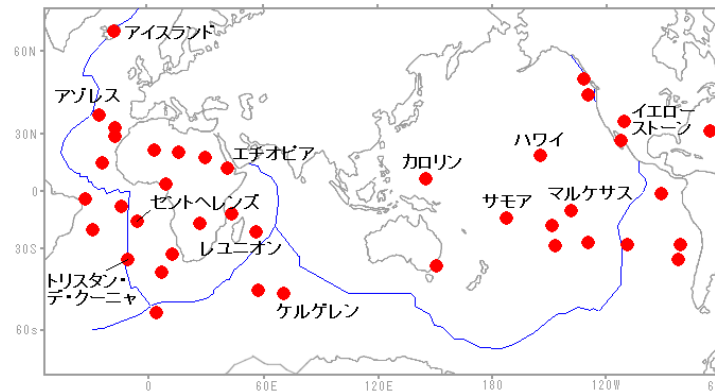
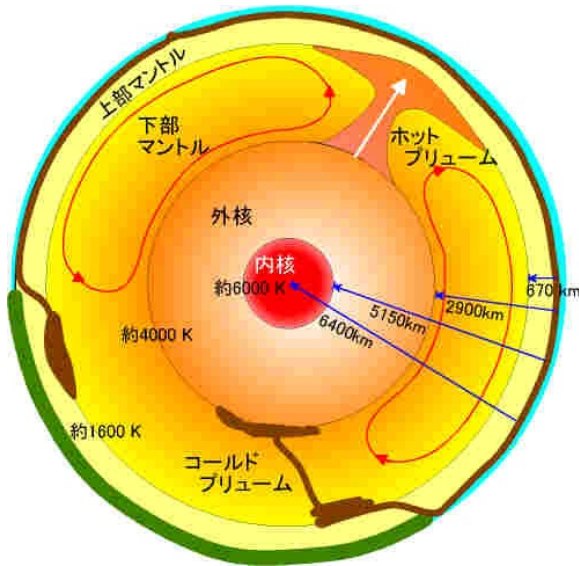
△ 活火山 ● 鮮新世～第四紀火山地域 IAVCEI, 世界の活火山カタログ
に沈み込み方向を加筆

4-9, 温かいマントルが上昇している場所

②ホットスポット

ホットプルーム: マントルの深部からの上昇流

ホットスポット: ホットプルームの上端が
地表近くまで達している地点

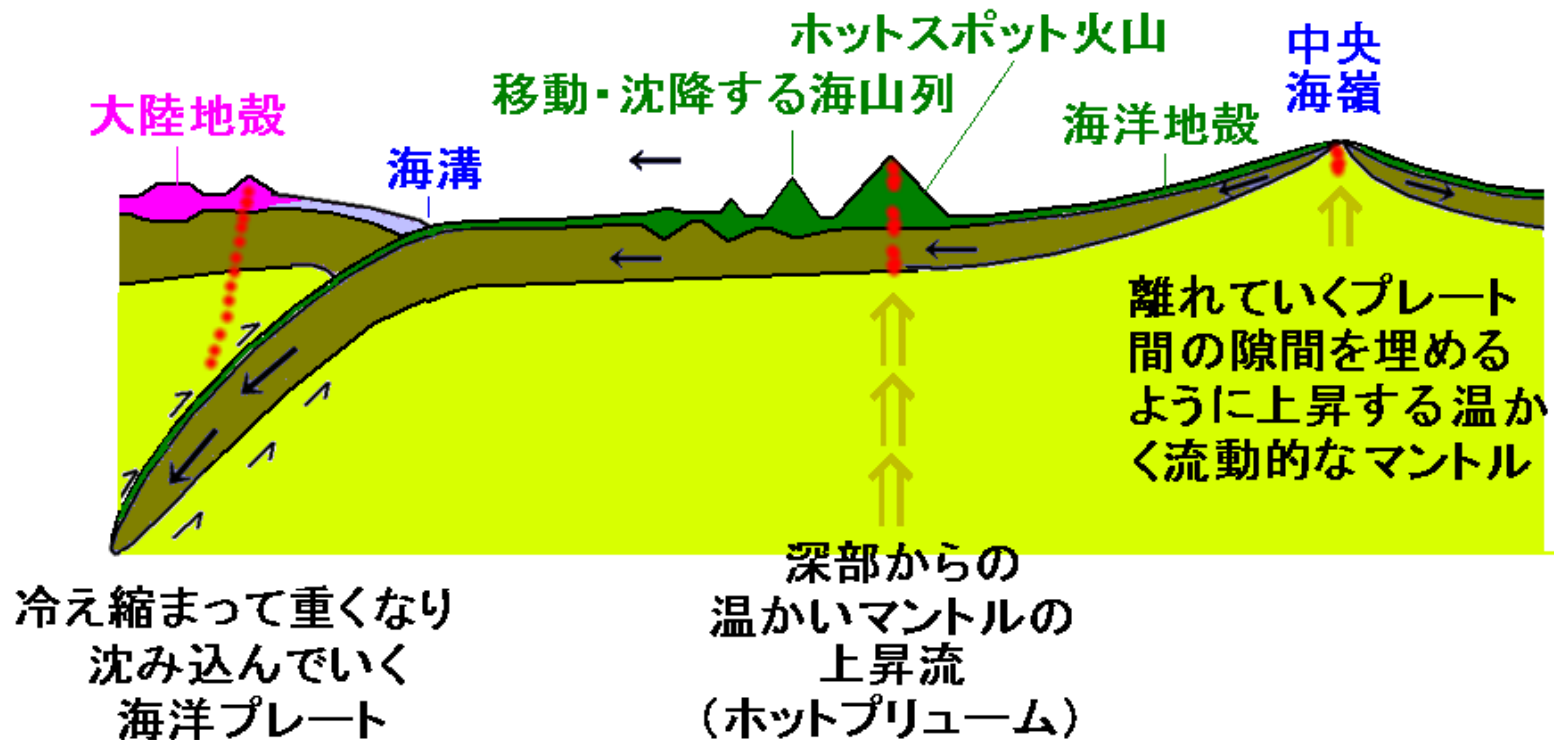


ホットスポットの分布 (Crough, 1983)

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

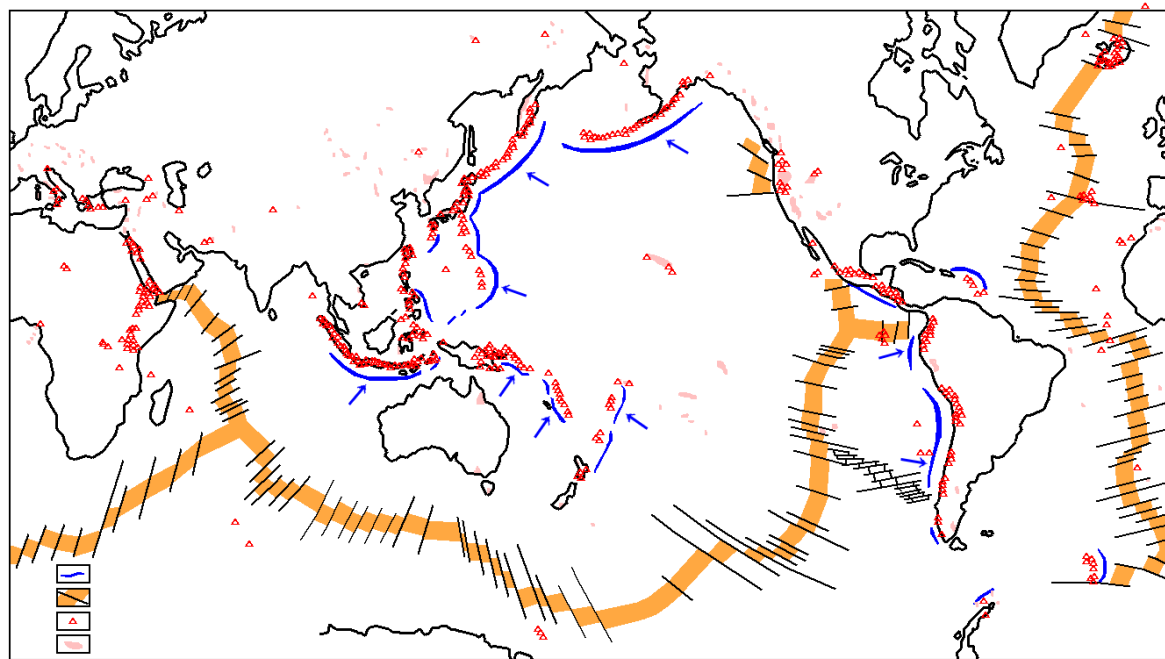
大陸地殻の誕生

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

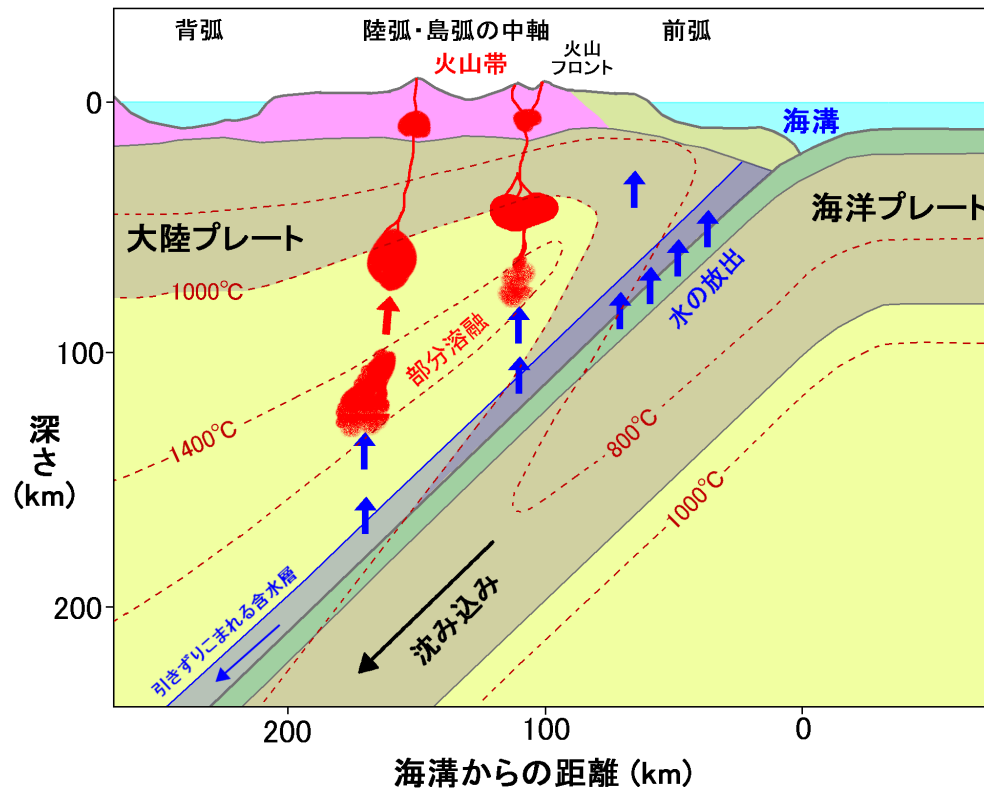
海洋プレートが沈み込んでいる「沈み込み帯」には、沈み込み口に溝状の地形(海溝・トラフ)があり、沈み込まれる側に、海溝と平行に火山帯が造られる。



- 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。その第一の原因は、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

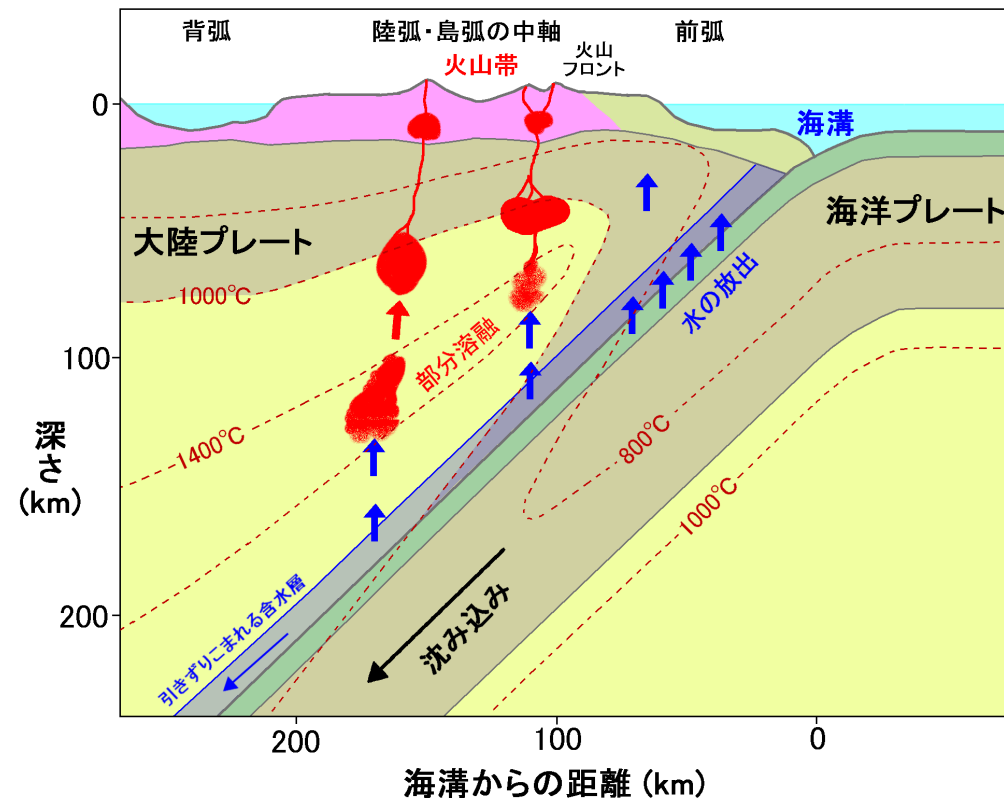
→ 沈み込まれる側のマントルかんらん岩が水により蛇紋岩化

→ 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



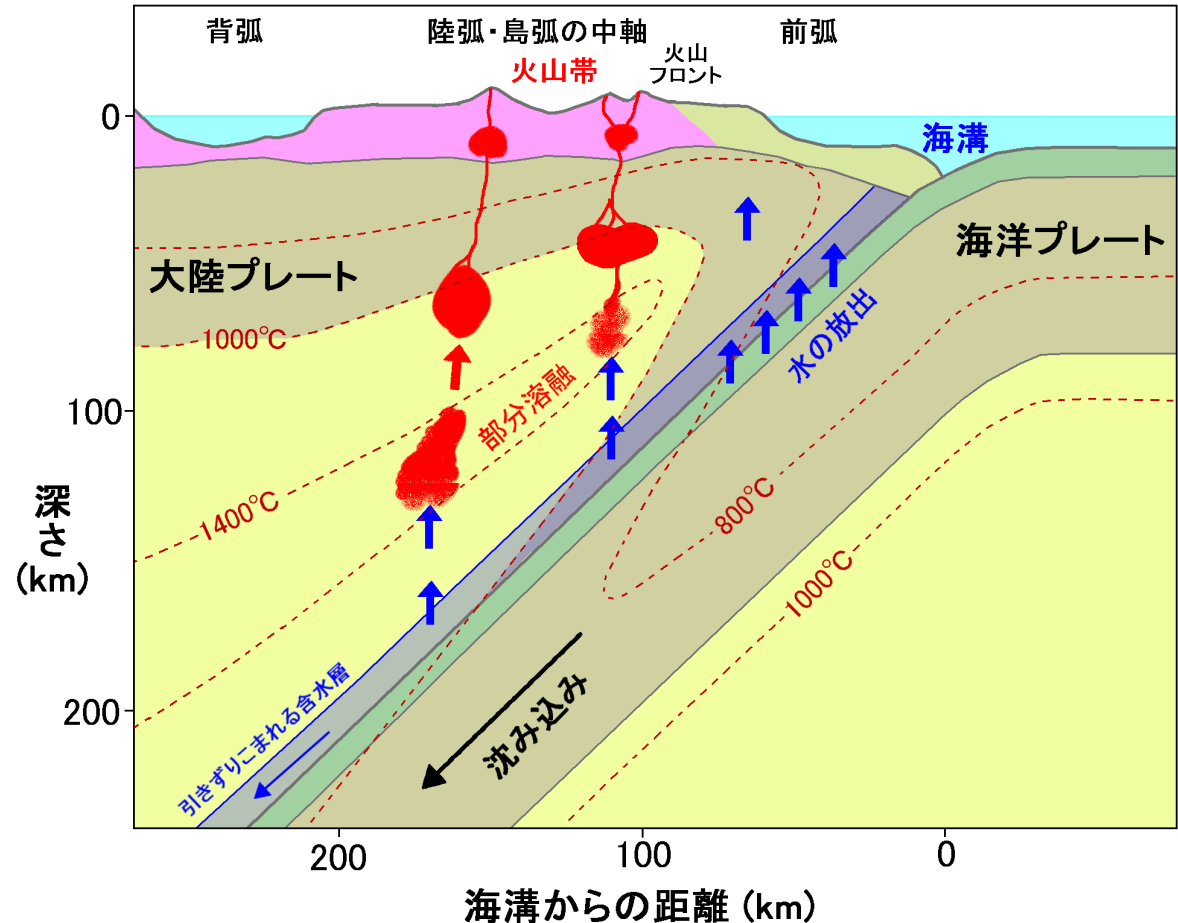
沈み込み帯のマグマ上昇についての考えのひとつ

→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

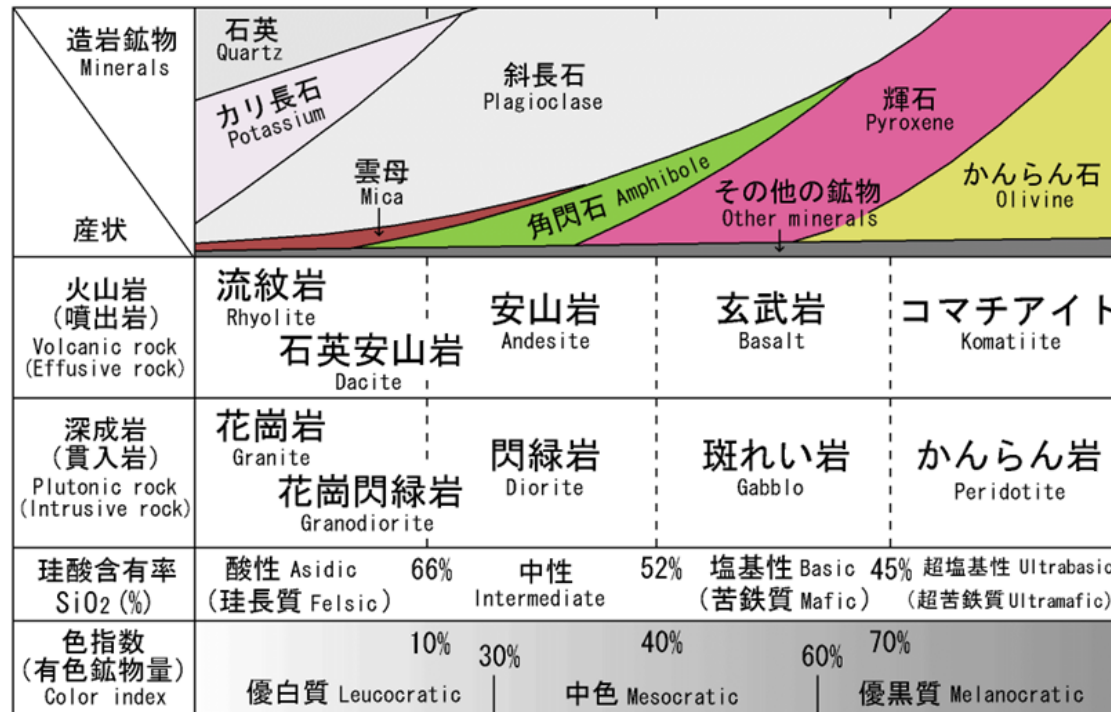
→花崗岩質マグマが上昇し、花崗岩質の大陸上部地殻になる



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

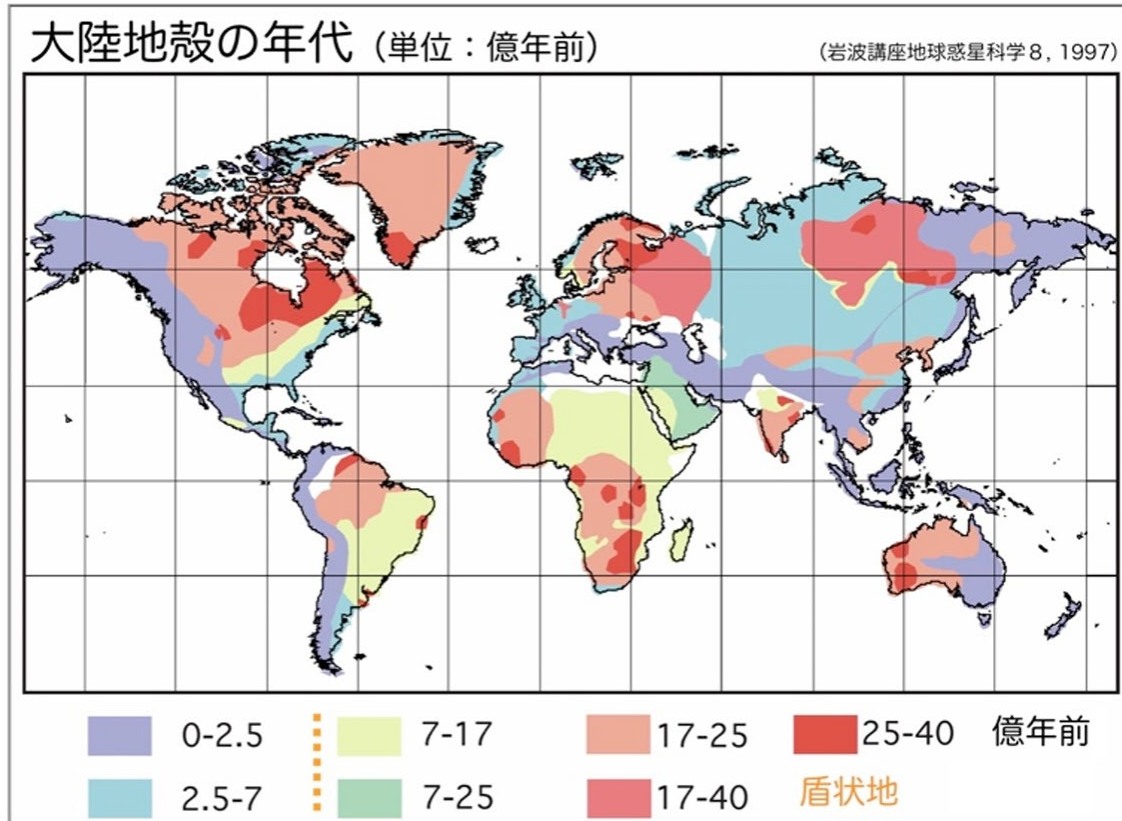
沈み込み帯の水による融点降下で玄武岩質～安山岩質～花崗岩質の多様なマグマ→火成岩が造られる



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

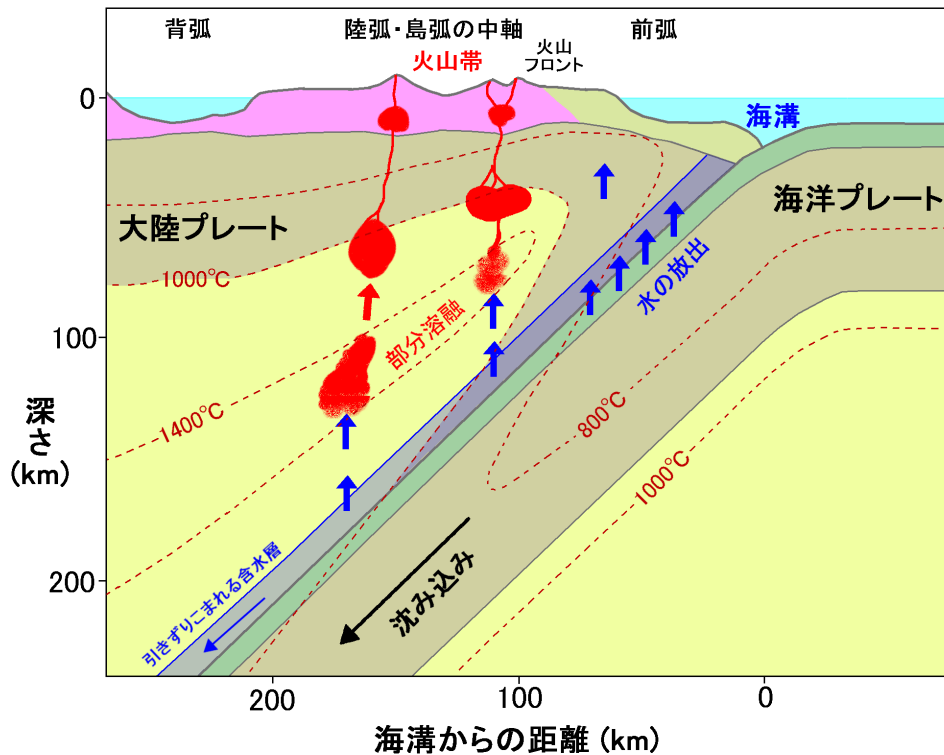
背弧-中軸-前弧

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。

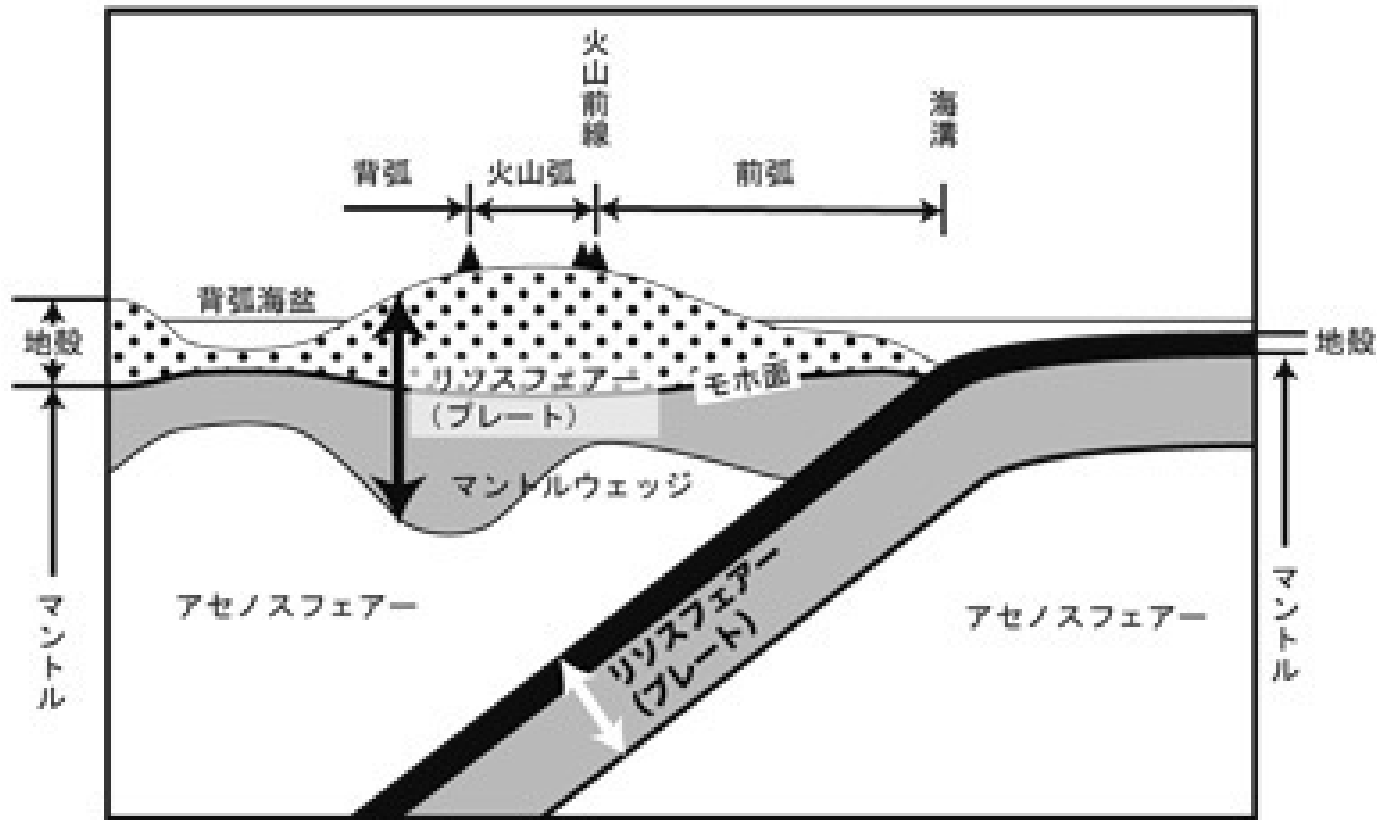
そのため、地表でも海溝寄りには火山が分布しない。

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。

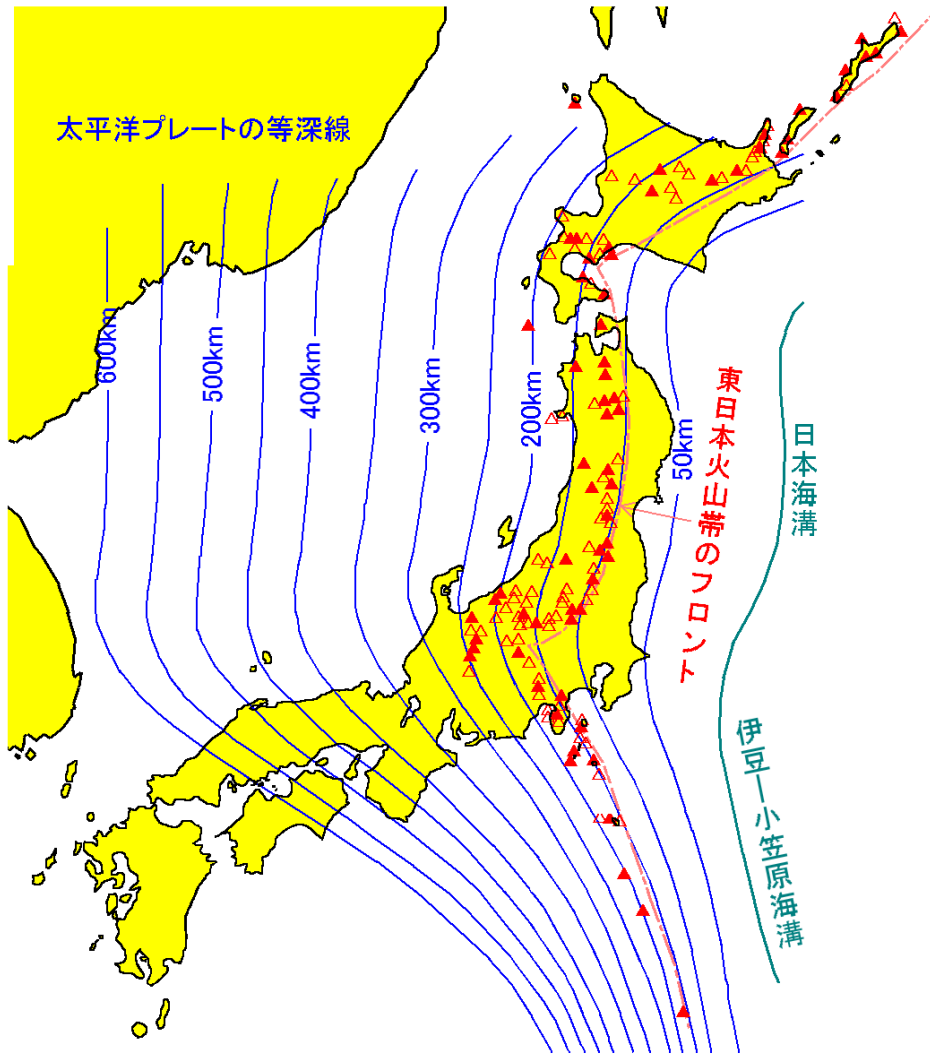
4-17, 陸弧(りくこ)・島弧(とうこ)-海溝系の基本構造

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



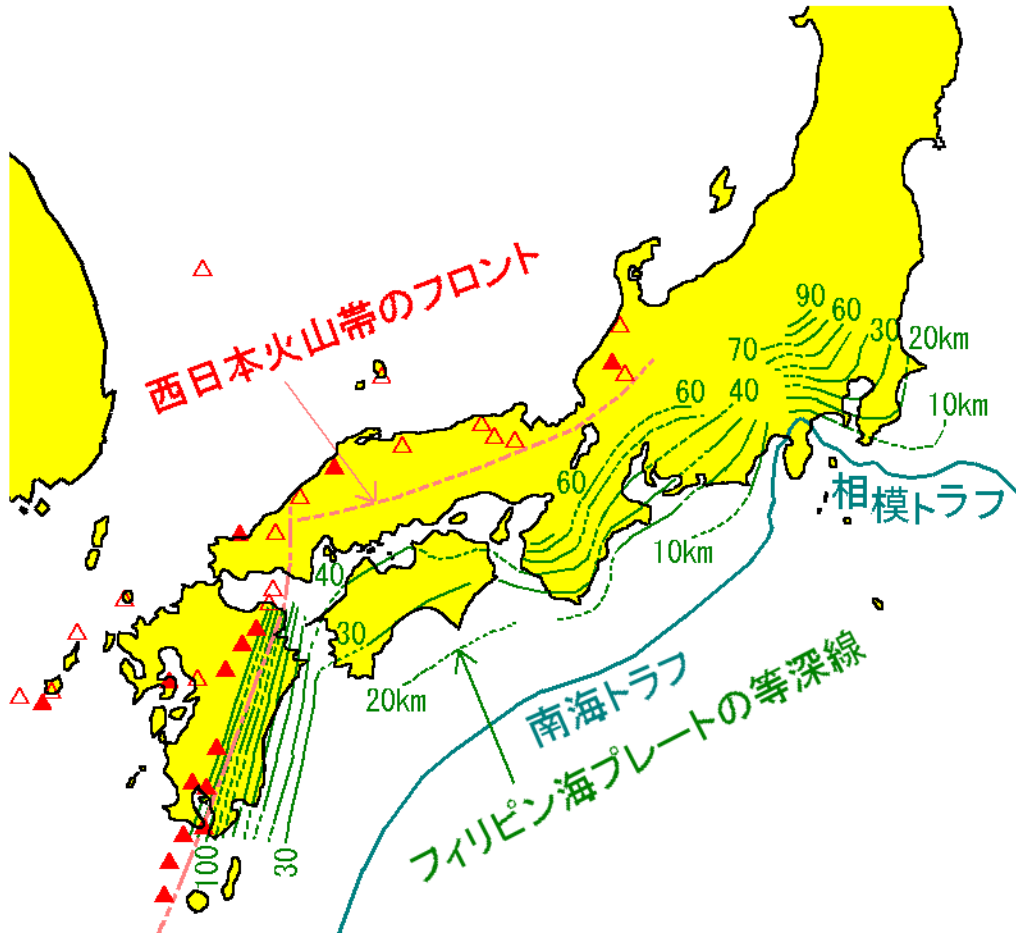
太平洋プレートが
造っている火山帯

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

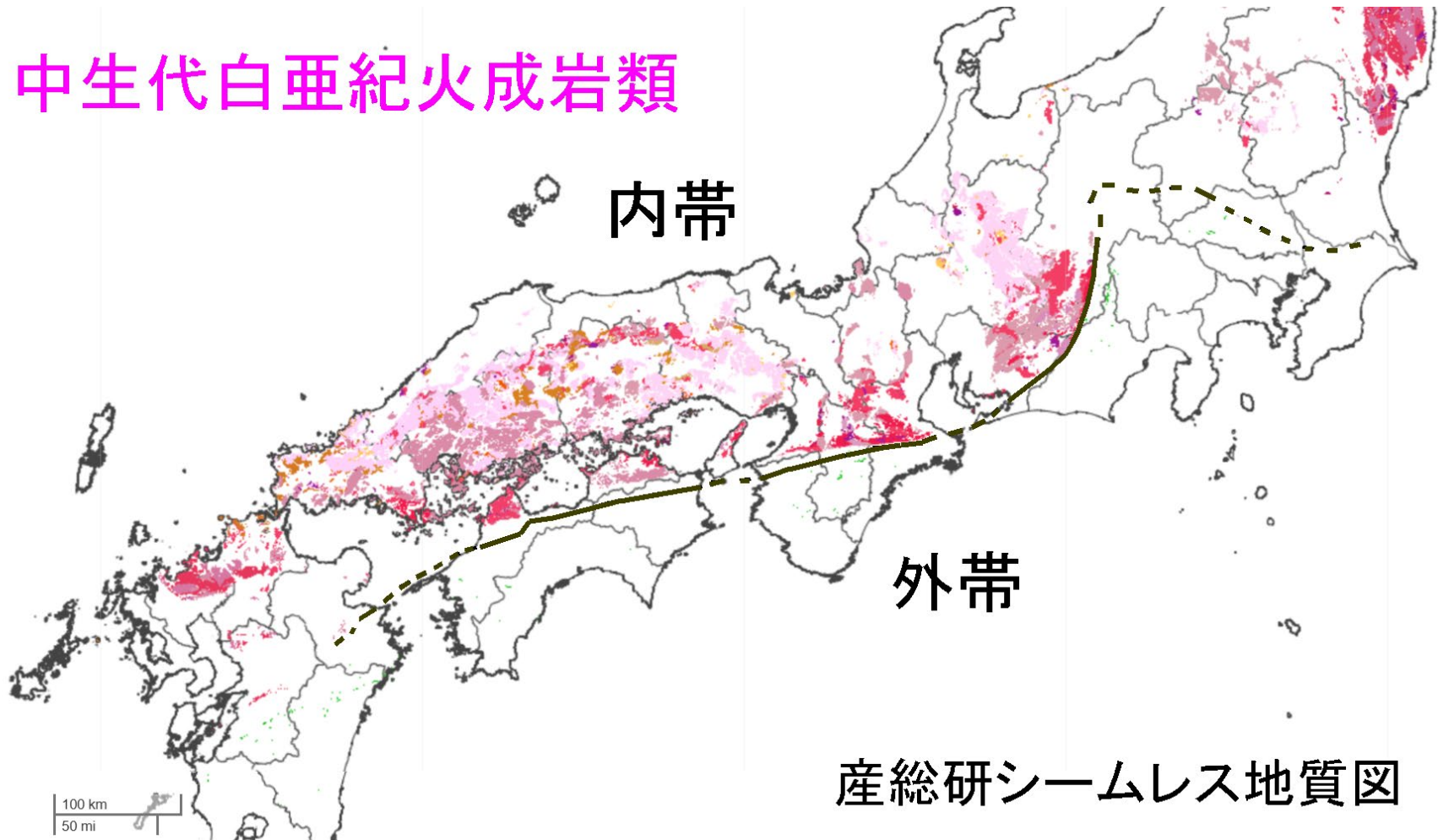


白山-大山-阿蘇-
霧島-トカラ列島の
火山帯

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

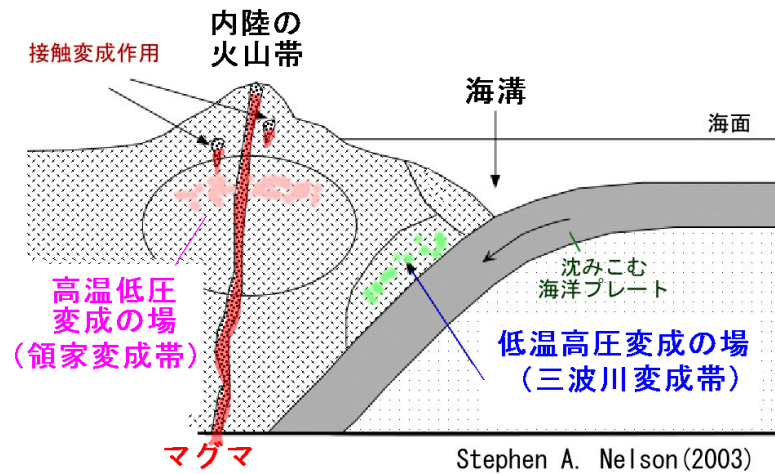
遠洋性岩石と海溝堆積物

日本列島の土台

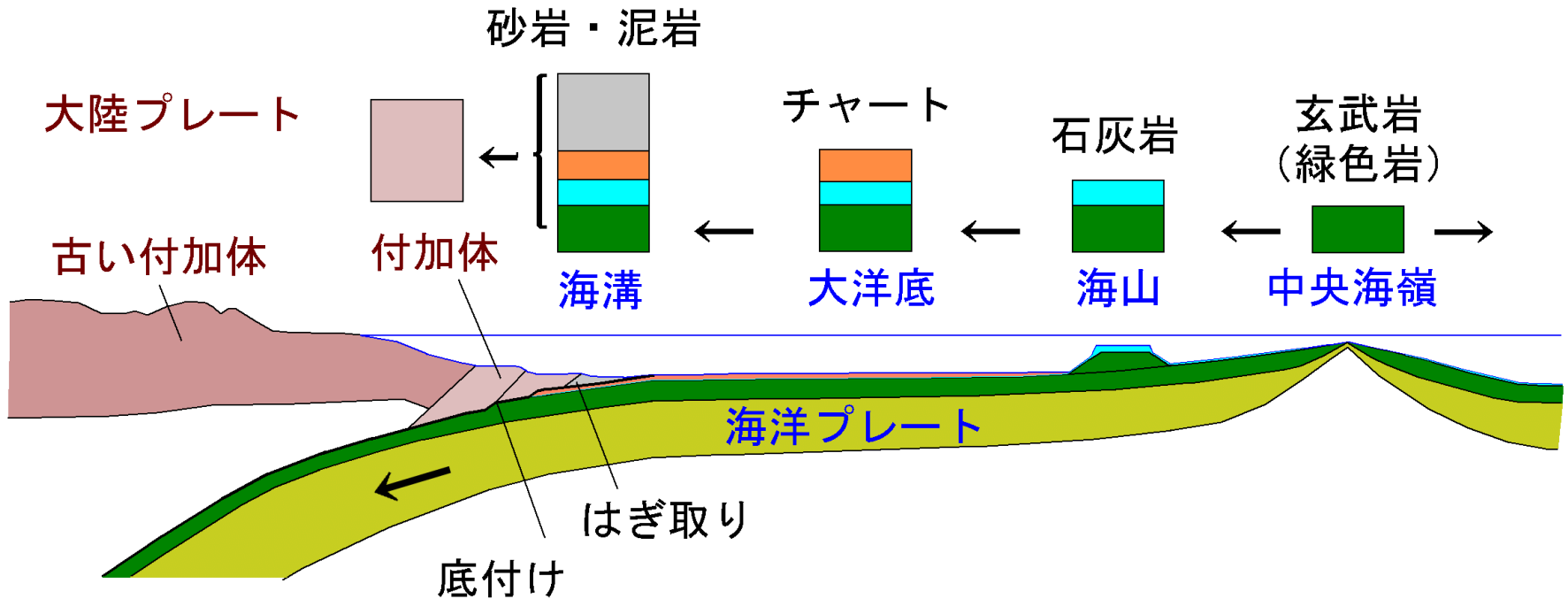
付加体の年代とは

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

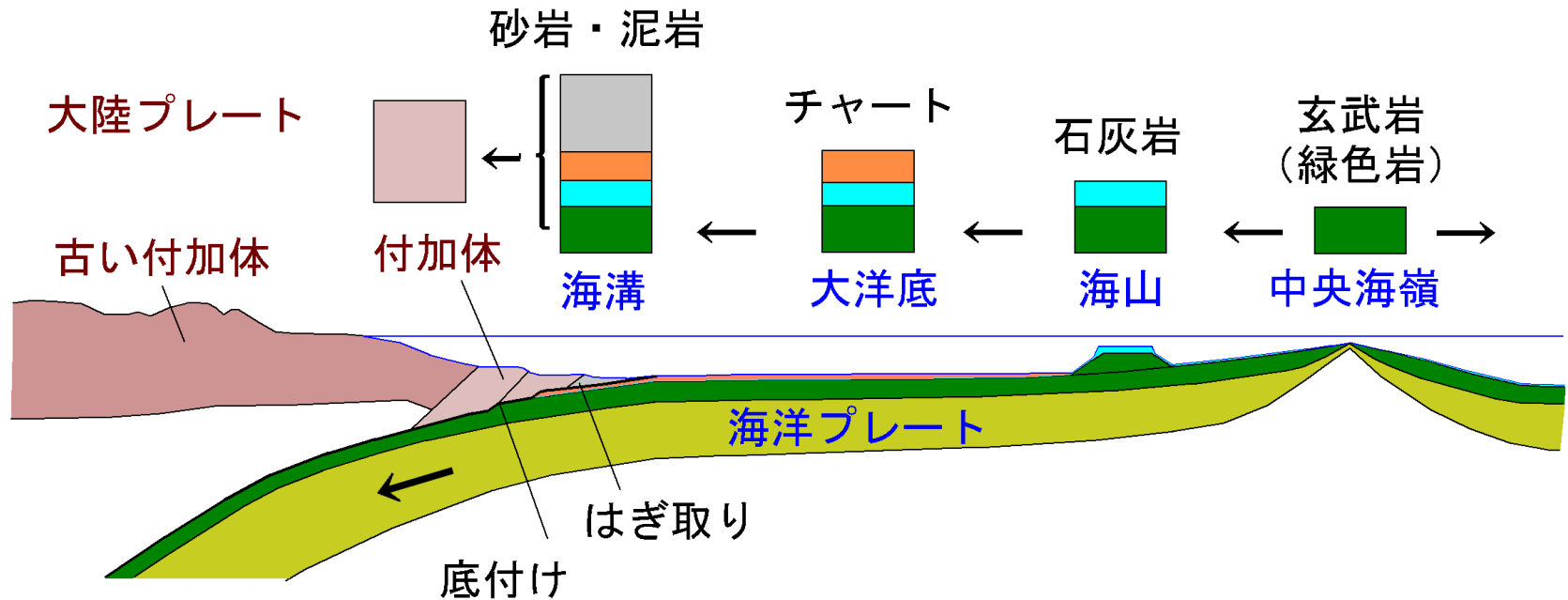


5-2, 付加体



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



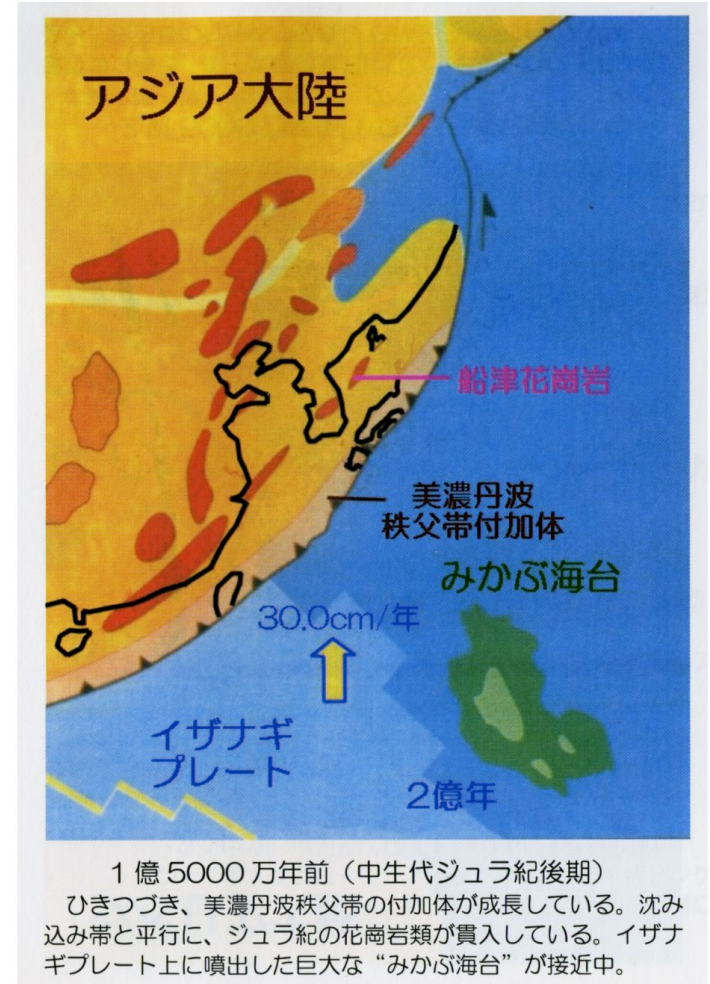
遠洋性 海洋地殻 緑色岩・はんれい岩・かんらん岩
太平洋底堆積物 石灰岩(火山島のサンゴを含む)
チャート
海溝堆積物 泥岩(粘板岩)・砂岩

海洋地殻の 緑色岩(弱変成玄武岩)・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。それらが弱い変成を受けた変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。



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

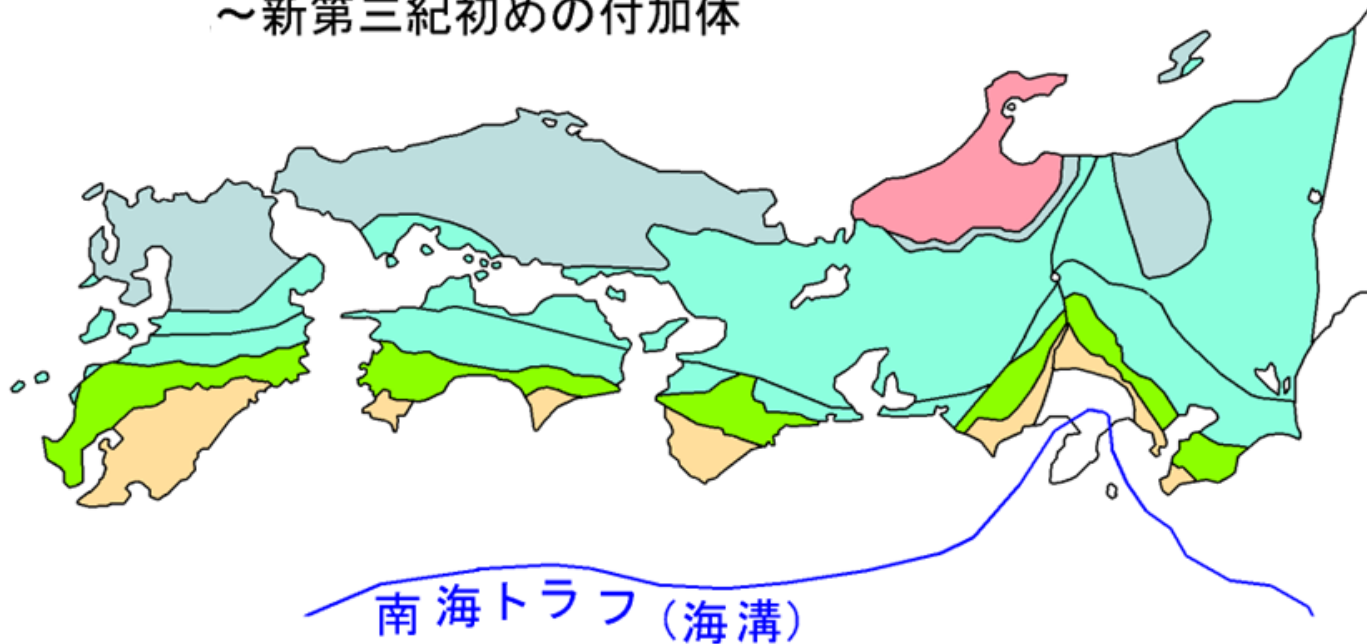


砂岩：海底土石流で、砂と泥が混ざった混濁流が
海溝に流れ下り、一気に堆積。

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。

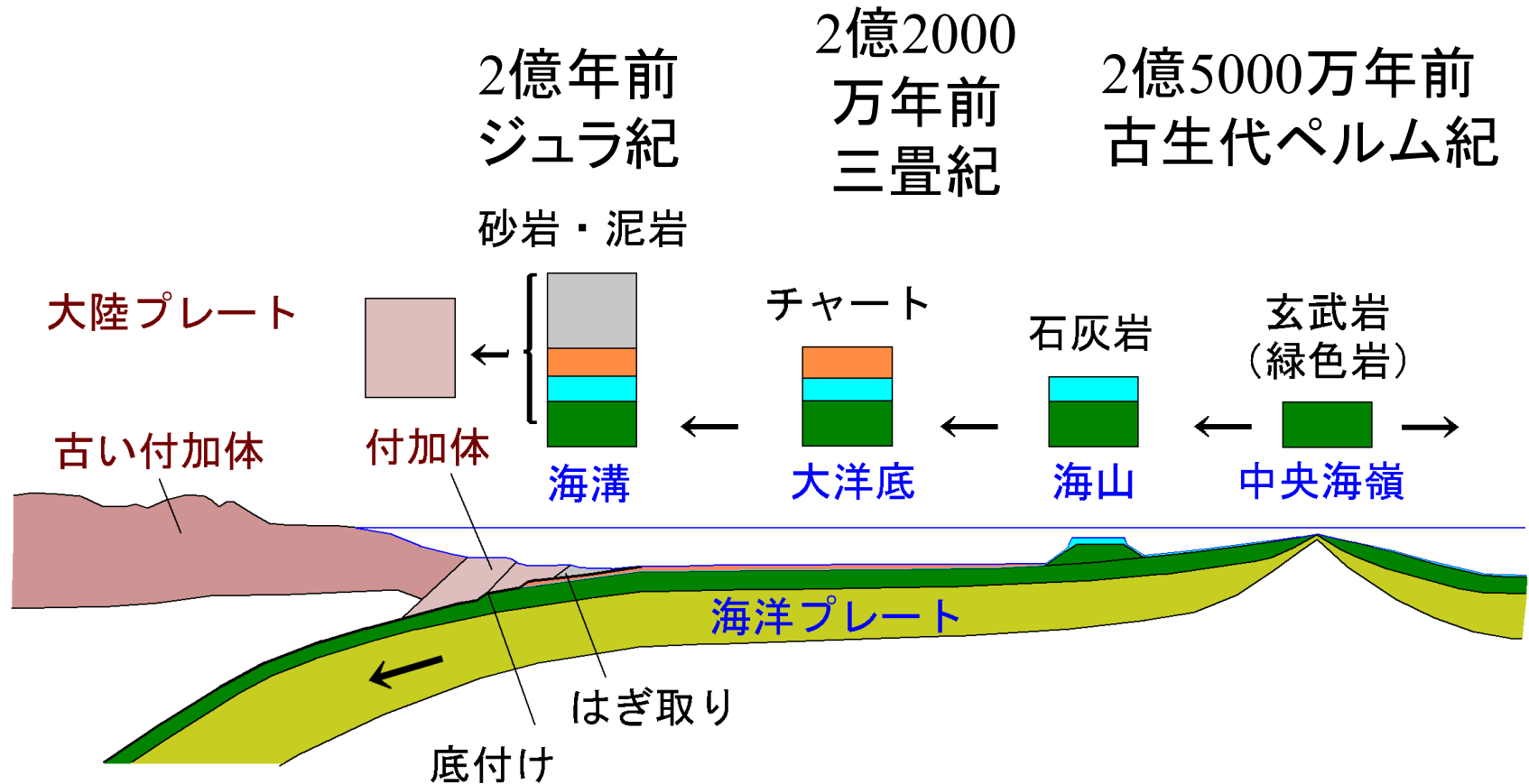
- 古生代以前の大陸地殻
- 古生代末～中生代三畳紀の付加体 3億～2億年前
- 中生代ジュラ紀の付加体 2億～1億4300年前
- 中生代白亜紀の付加体 1億4300万～6600万年前
- 新生代古第三紀 6600万～1500万年前
～新第三紀初めの付加体



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

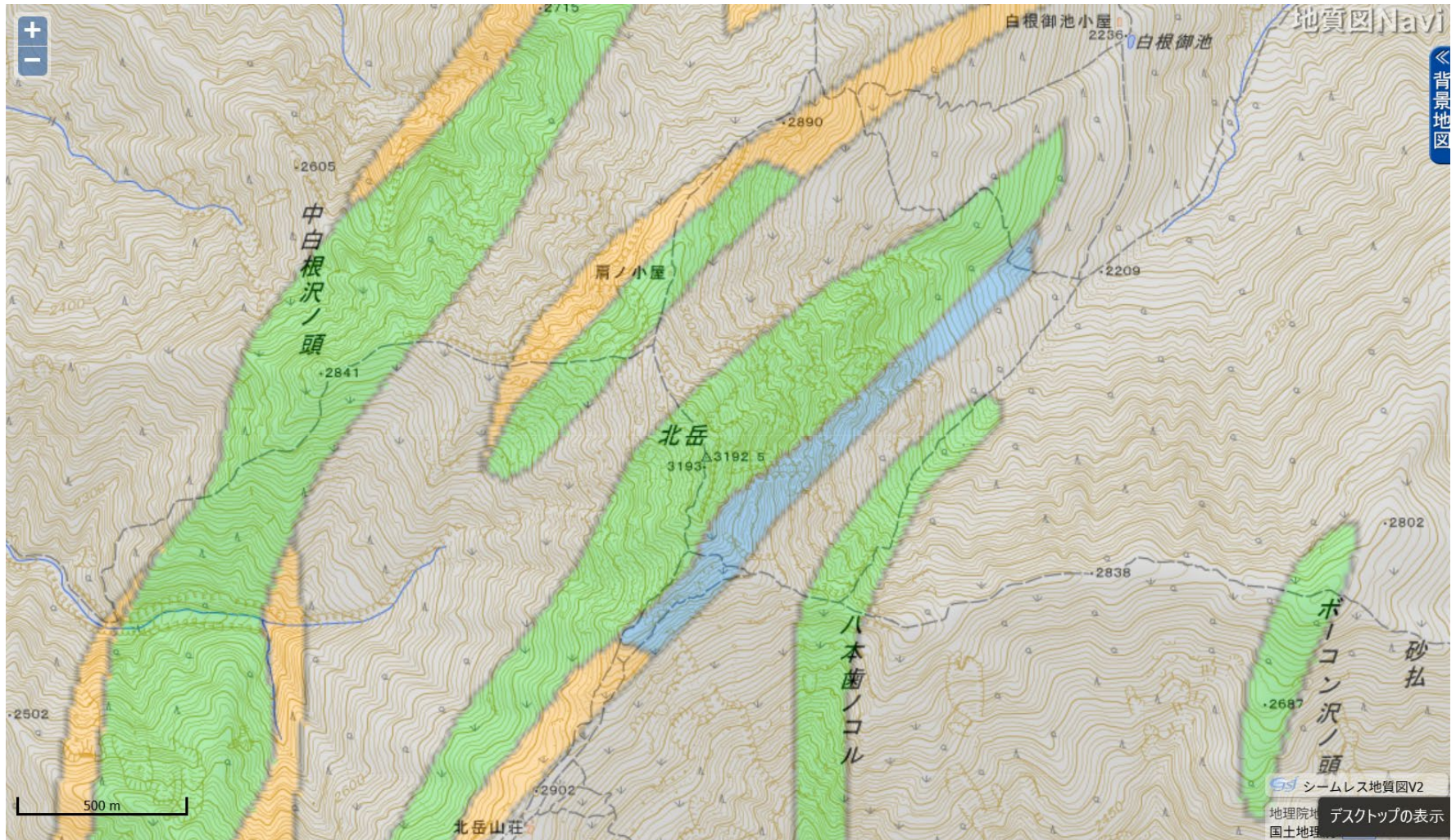
海洋プレートからはぎとられ大陸プレートに付加する
ときに、さまざまな岩石のブロックが、変形し混合



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



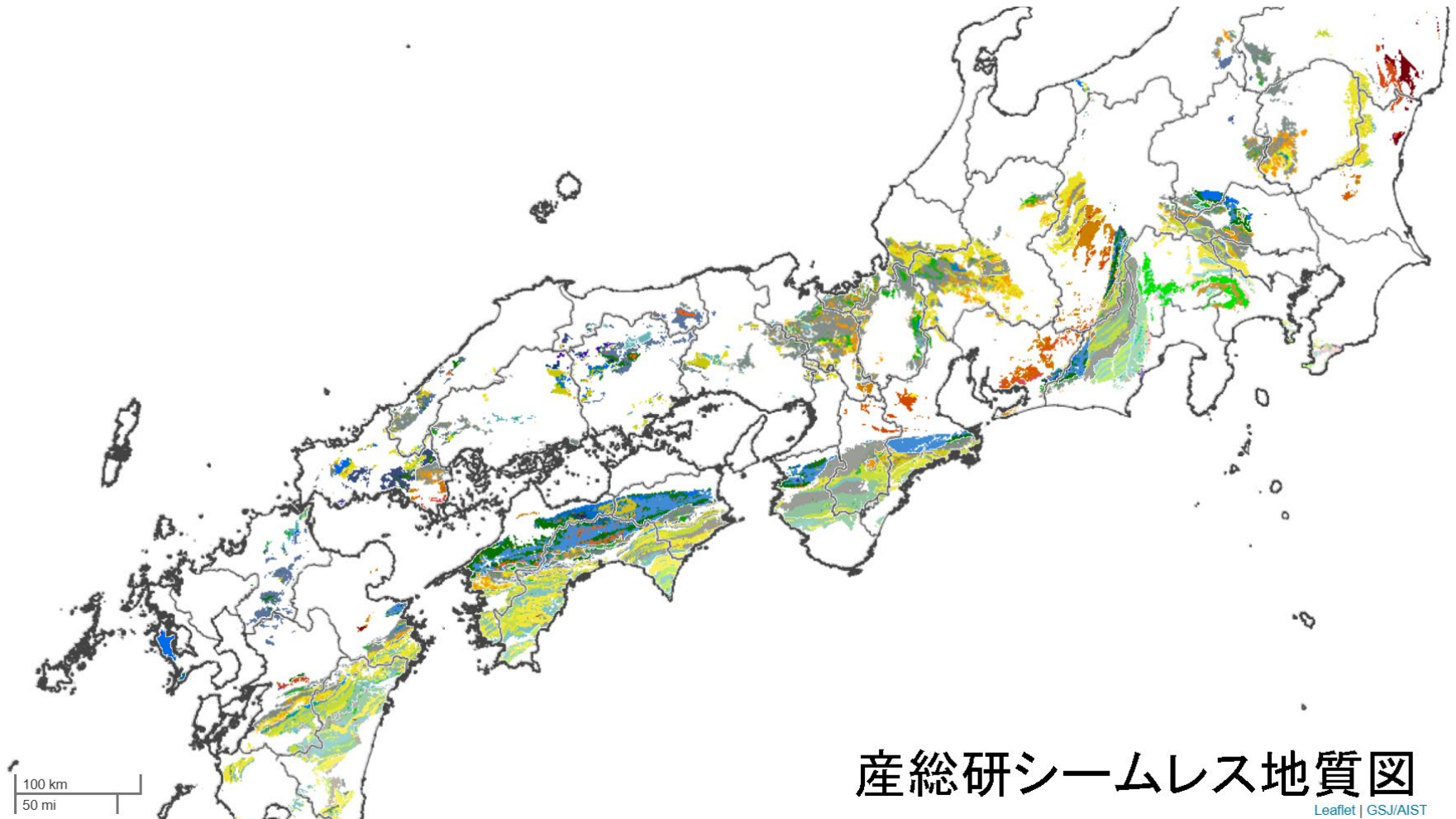
大樺沢
砂岩・粘板岩・凝灰岩

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変成岩

飛騨変成帯を除く



6章、ジュラ紀付加体に貫入した 白亜紀後期の花崗岩

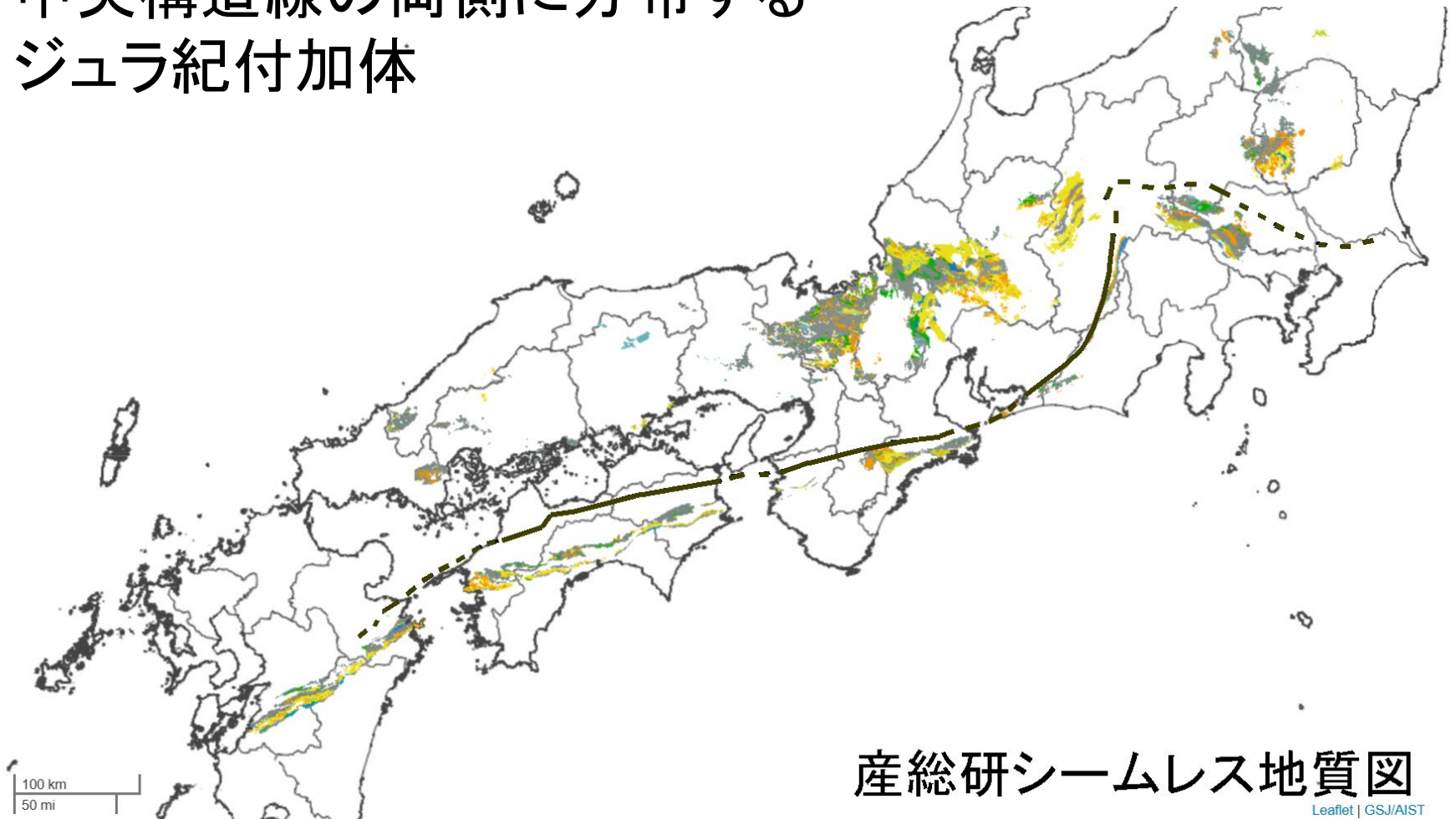
6章1節

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



美濃帯



岐阜城 チャート

藤原岳 石灰岩

秩父帯



伊良湖岬 チャート

二川岩屋観音 チャート

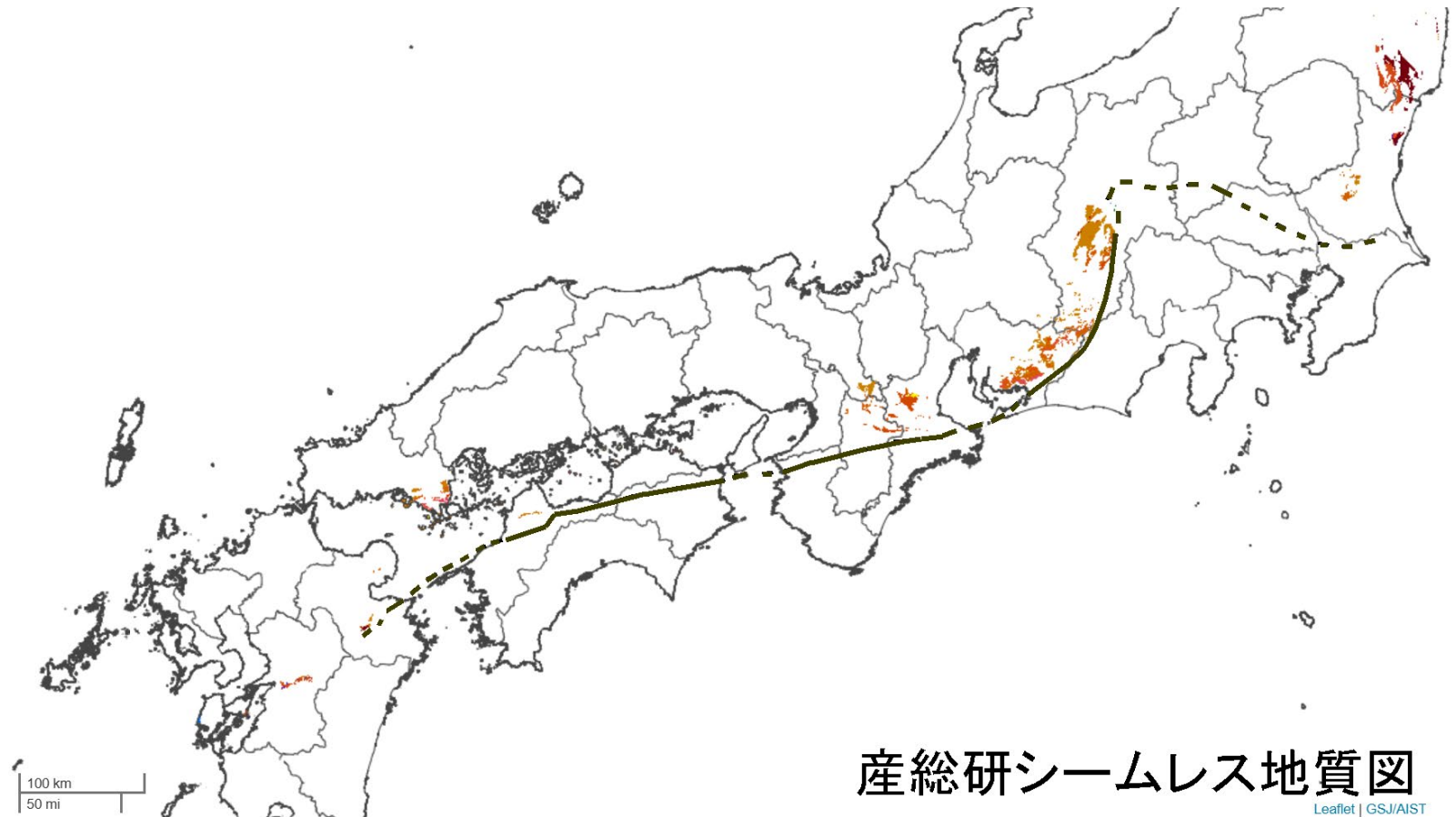
豊橋石巻山 石灰岩

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)

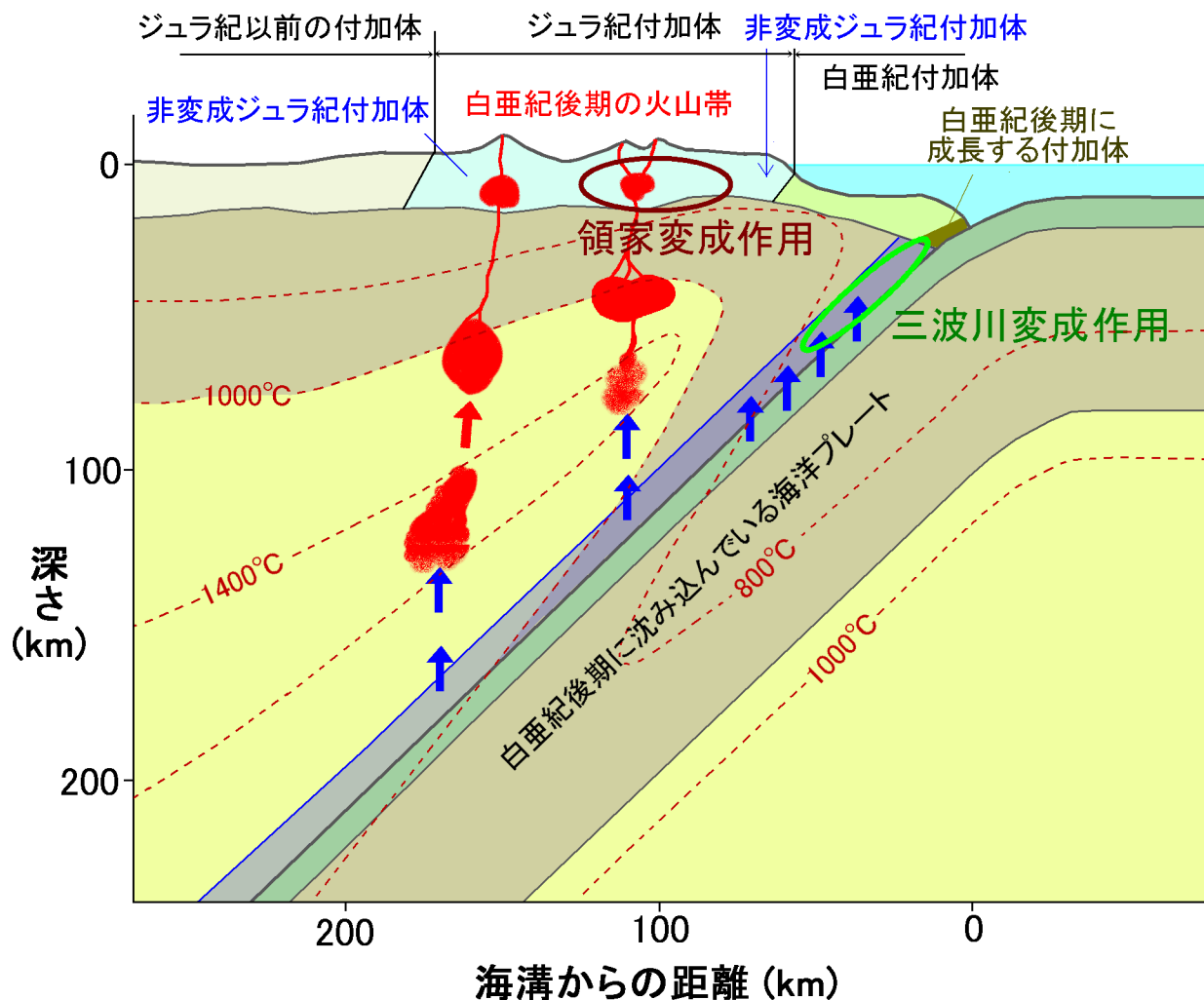
6-2, 領家変成帯(源岩はジュラ紀付加体) 白亜紀後期に高温低圧型変成



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。

概念图

変成岩



三河湾篠島泥質片麻岩
花崗岩類



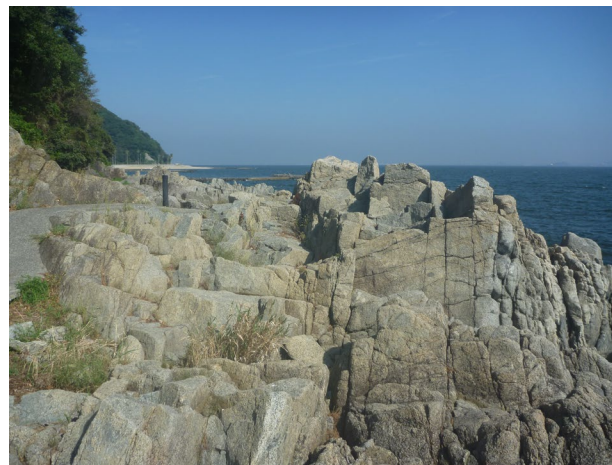
西尾市平原の滝
珪質片麻岩



設楽町田峯珪質片麻岩



三河湾篠島花崗閃緑岩



蒲郡市西浦花崗閃緑岩



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緑岩



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

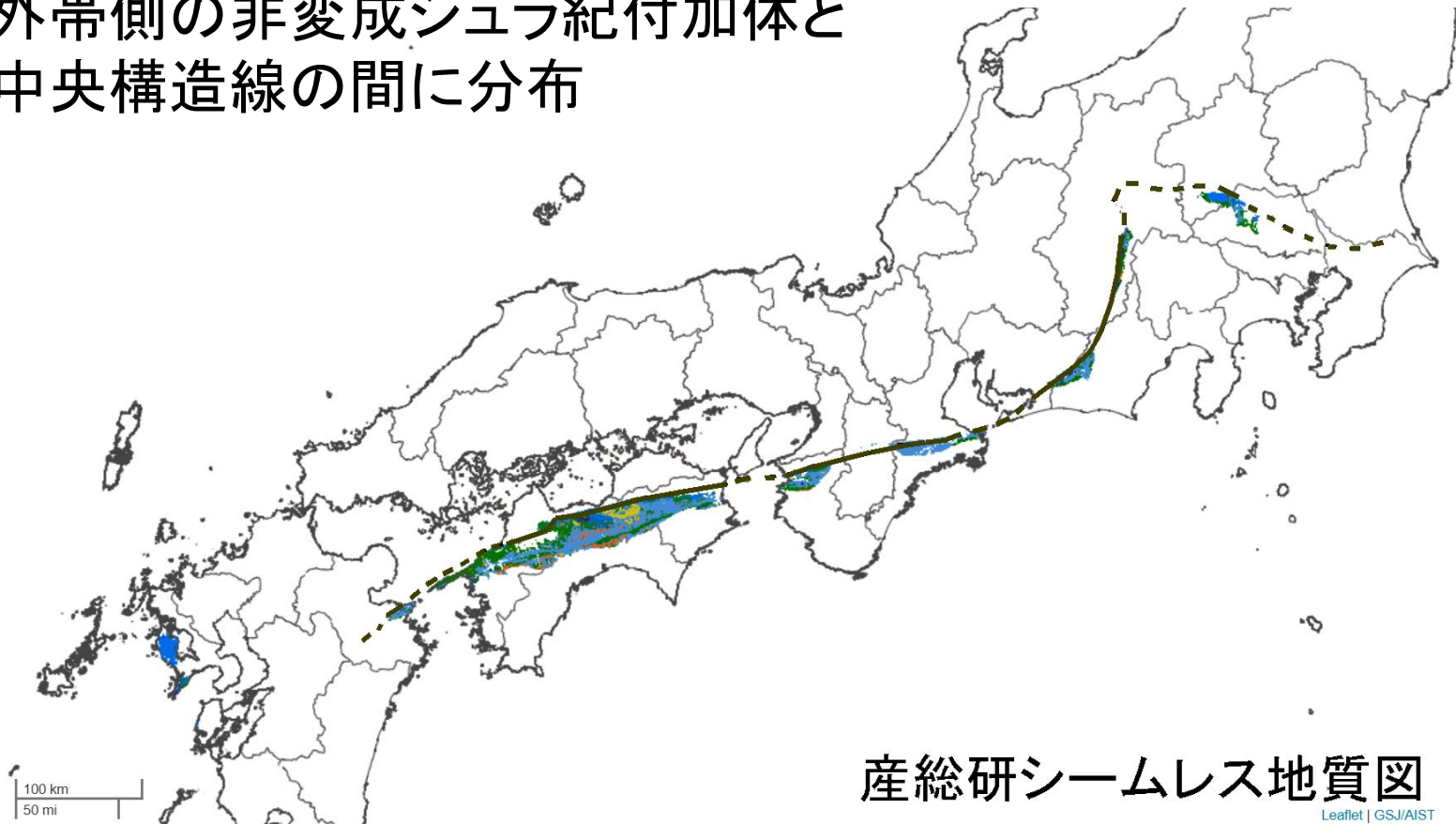
三波川変成帯

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
中央構造線の間分布

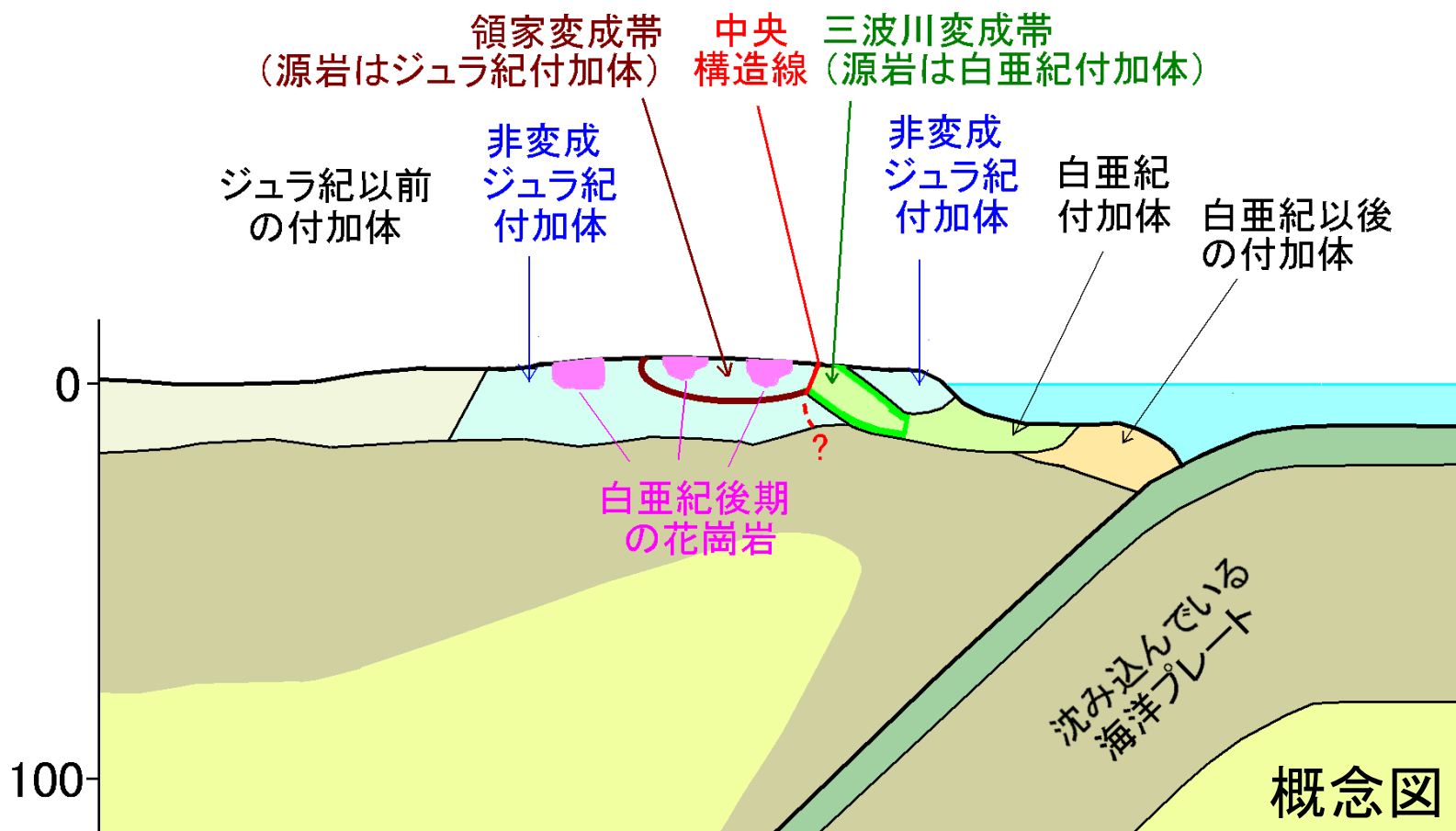


産総研シームレス地質図

Leaflet | GSJ/AIST

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

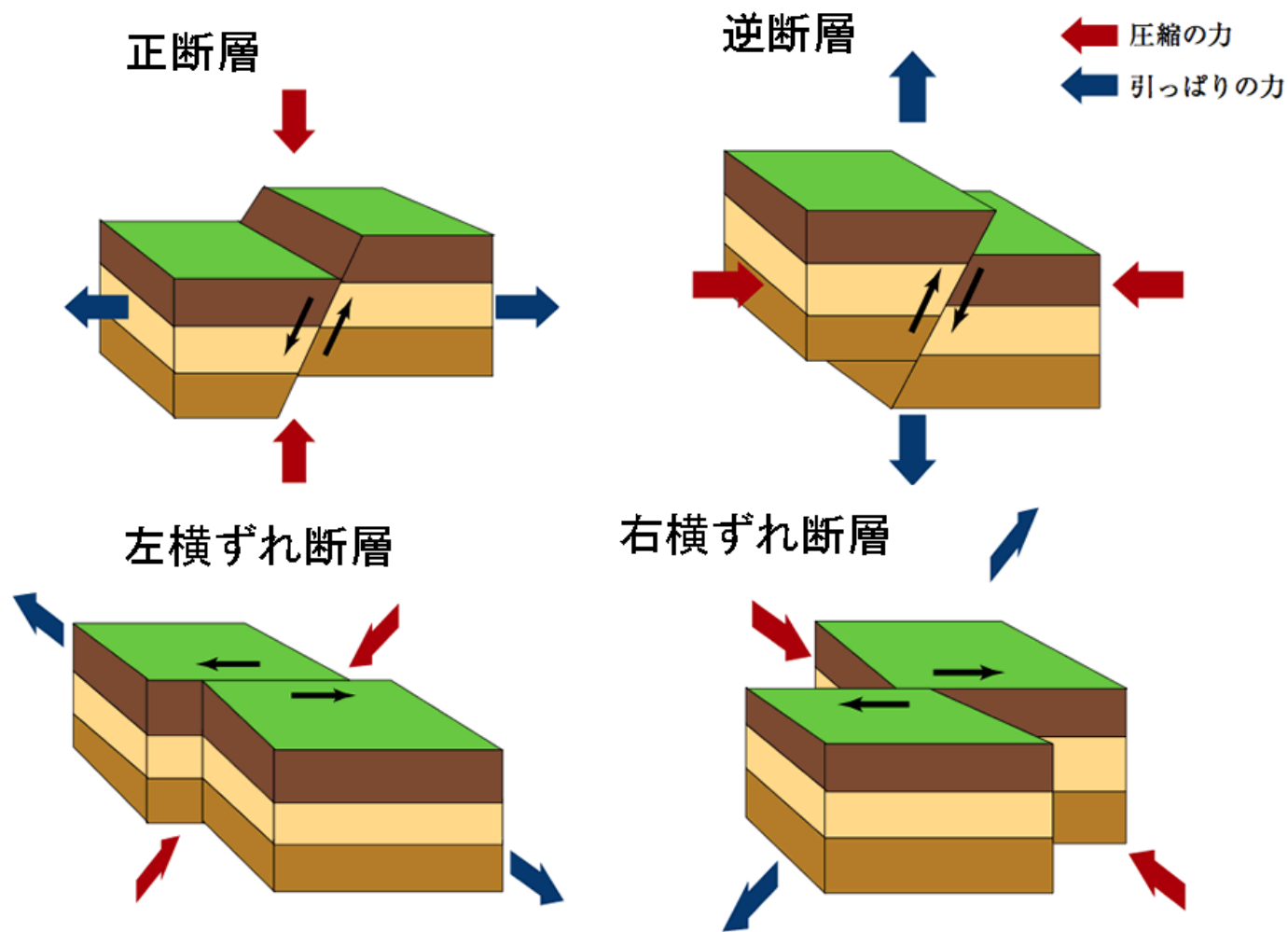
7章1節

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



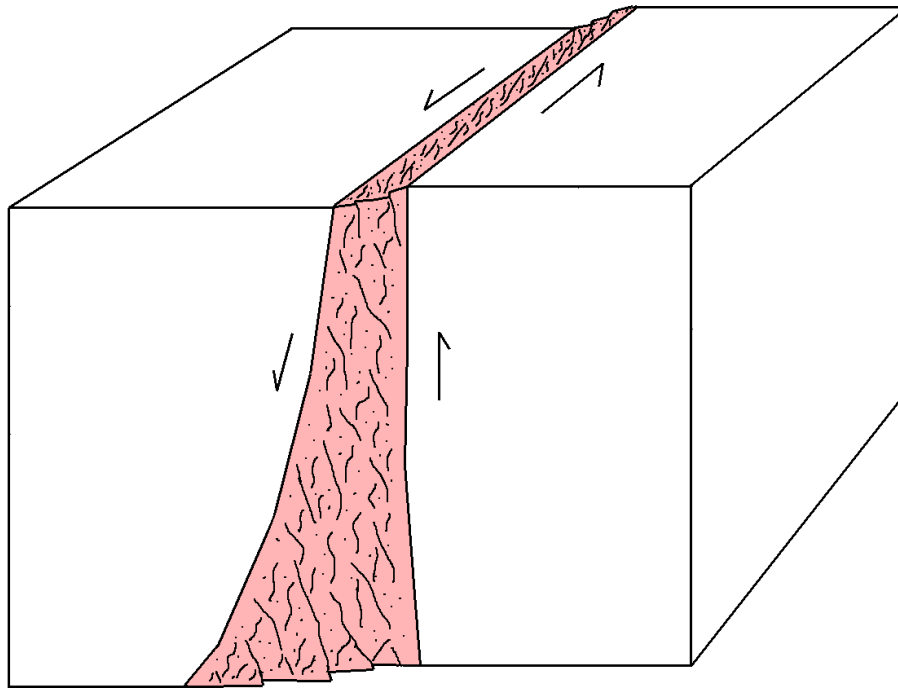
図は文部科学省小冊子「地震の発生メカニズムを探る」より

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」

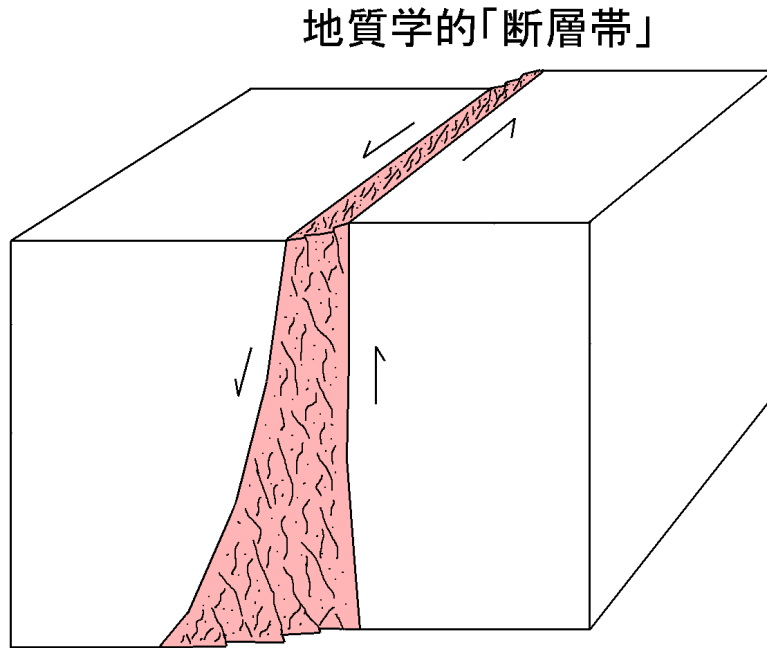


断層岩 断層帯の中で変形を受けた岩石
変形の仕方で区分(岩種は問わない)



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
変形の仕方では区分(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

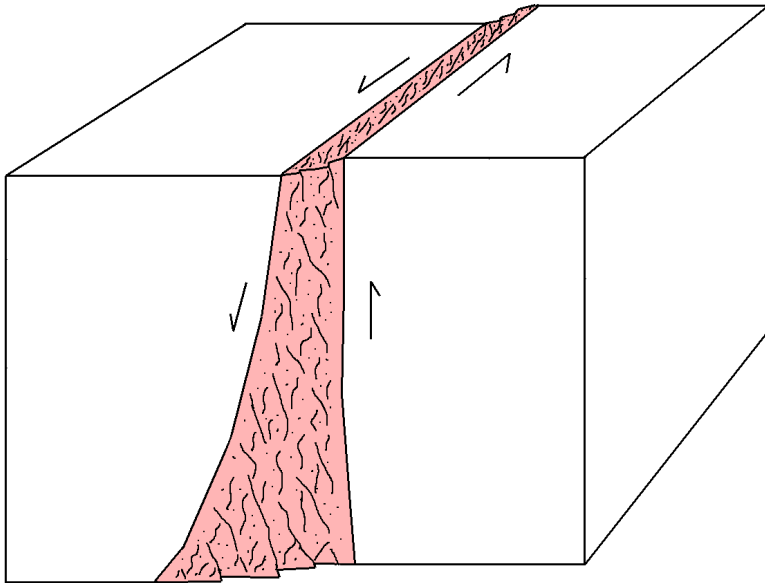
ほとんど粉碎物

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

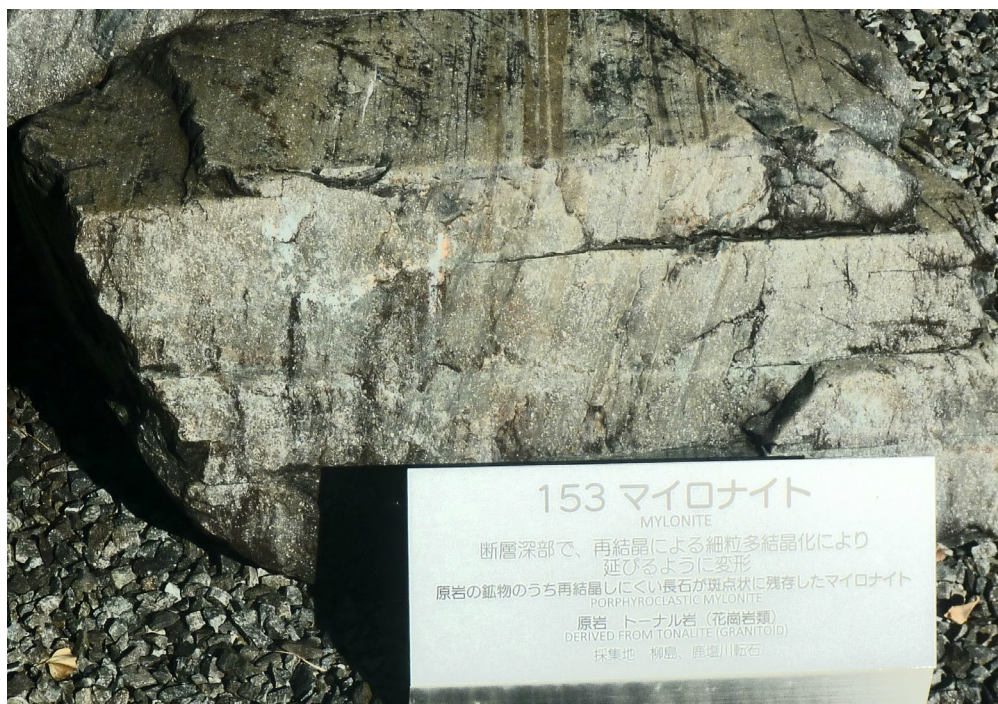
深さ 5km～15km 高圧

カタクレーサイト
破砕されているが
固結した岩石(破砕岩)

ひずみが大きくなって
一気に破砕し、ずれ動いた
→地震波を発生した

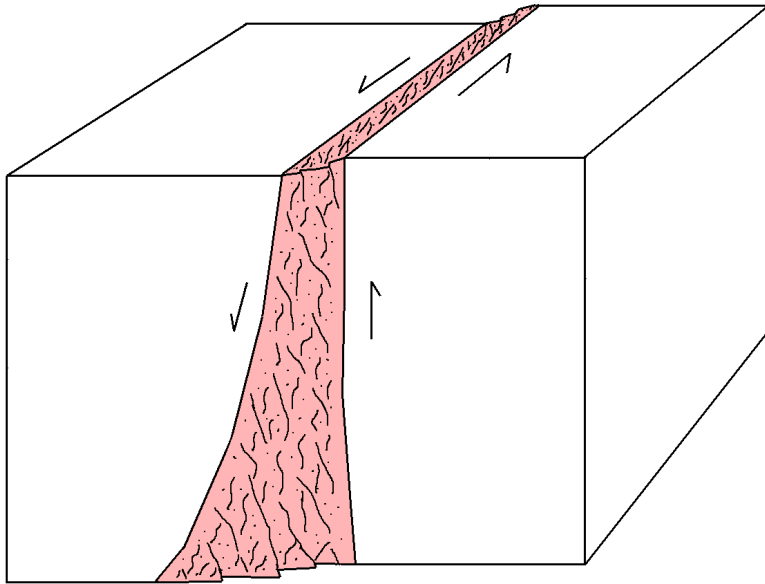
左:カタクレーサイト(破碎岩)

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

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 15km以深 高温

変成作用が生じる温度

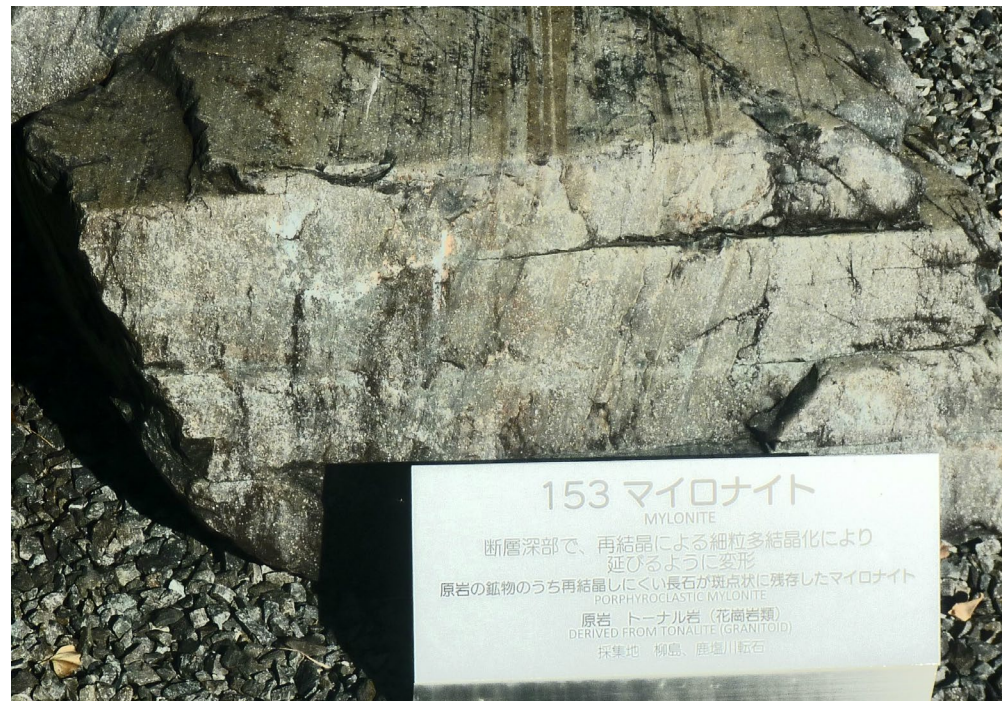
マイロナイト

再結晶しながらゆっくり延びた
→地震波は発生しない

変成岩としては「動力変成岩」

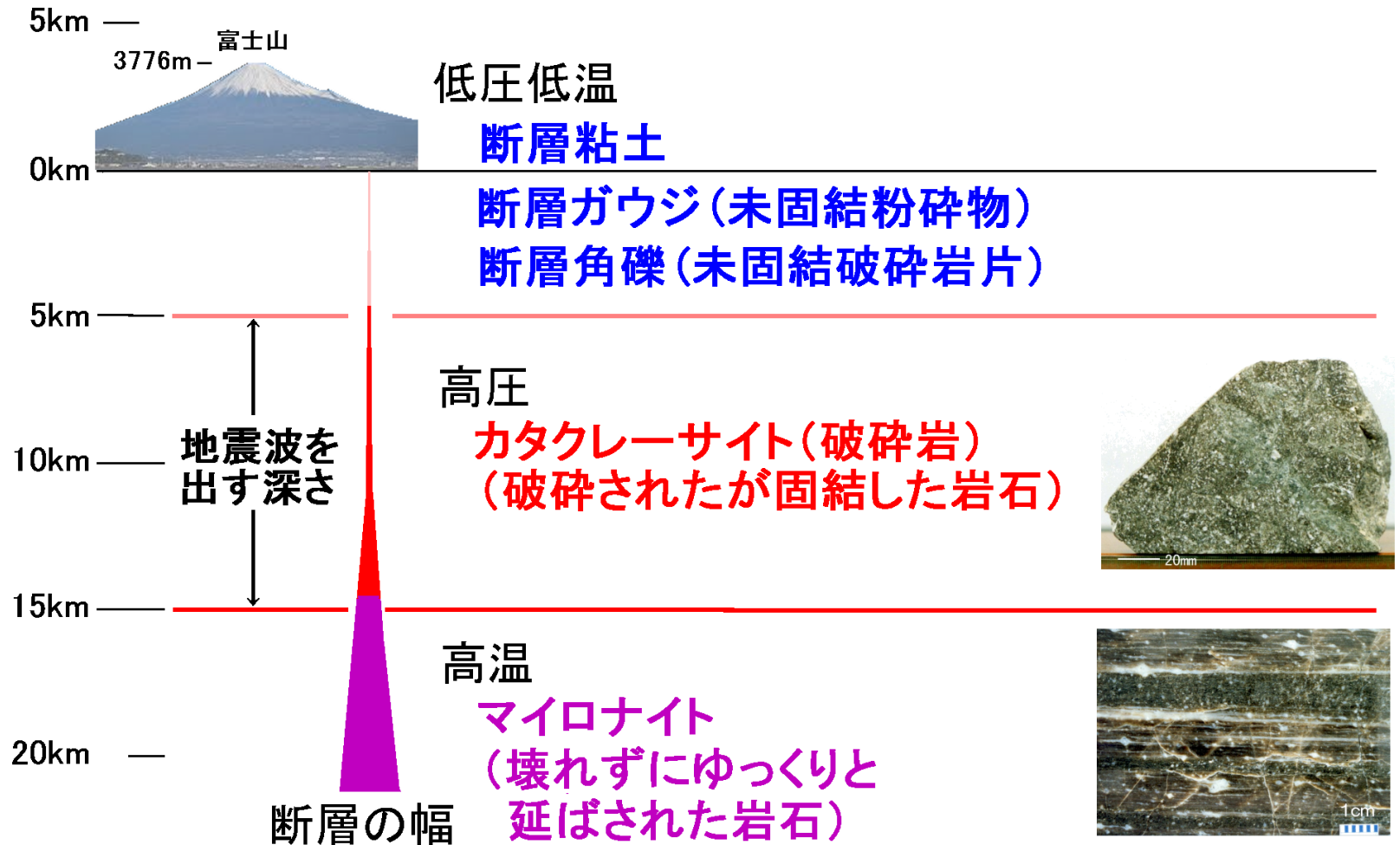
右: マイロナイト

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 × +

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

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ボ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

大鹿村中央構造線博物館 > 学習資料 > 断層岩類 > 断層岩ってなに？

断層岩ってなに？

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もとまって形成される、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まれます。
※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」



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

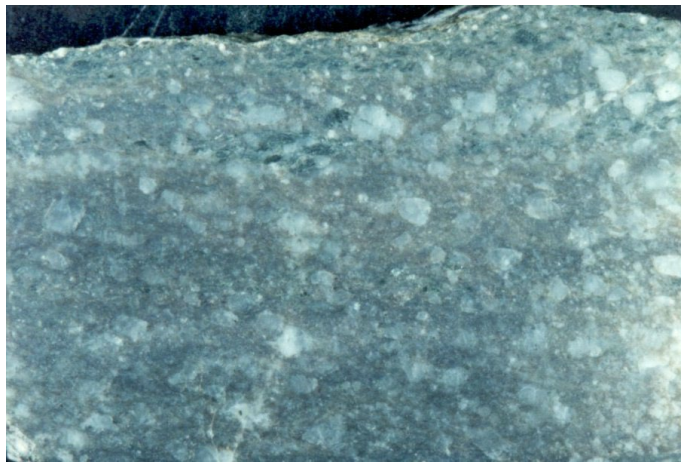
ポーフィロクラスト

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

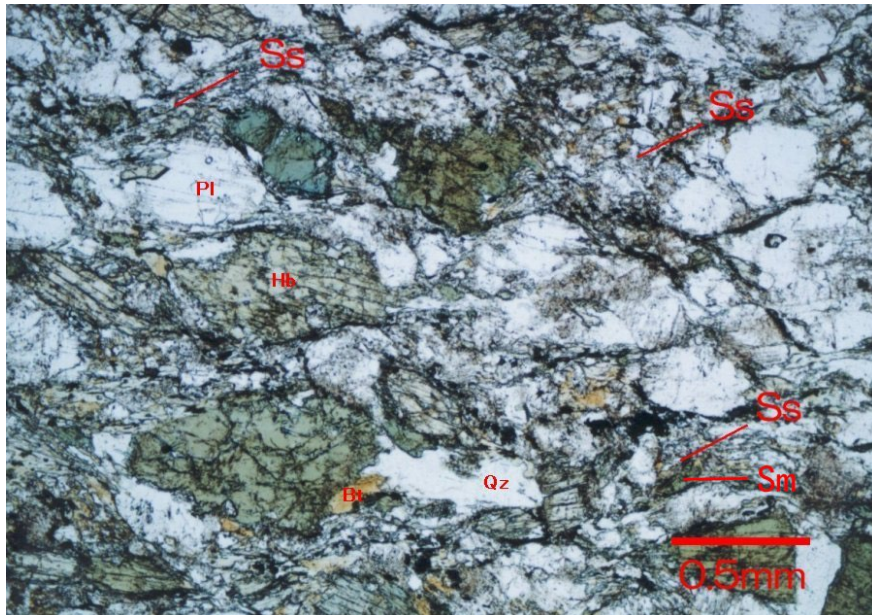




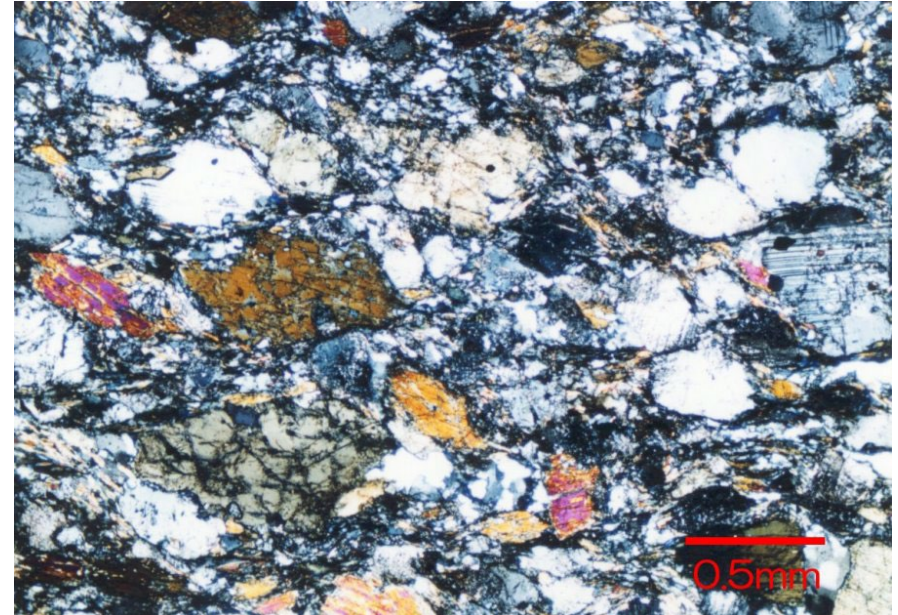
マイロナイト 源岩: トーナル岩 (花崗岩類)

← 大鹿村大西公園

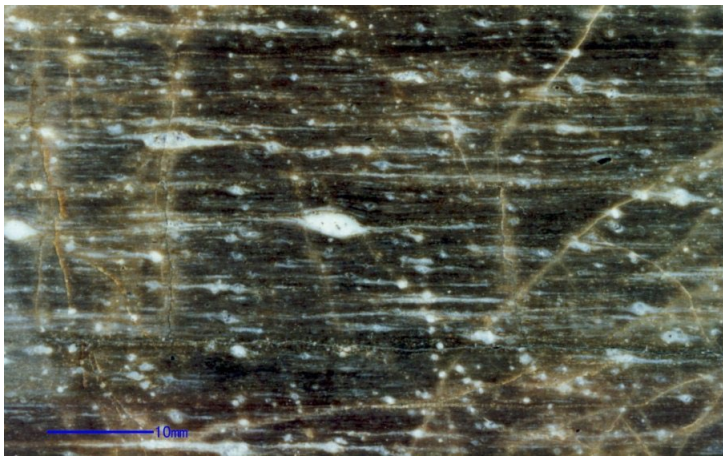
薄片の偏光顕微鏡画像 画像の長辺=3.6mm



下方ポーラー



クロスポーラー



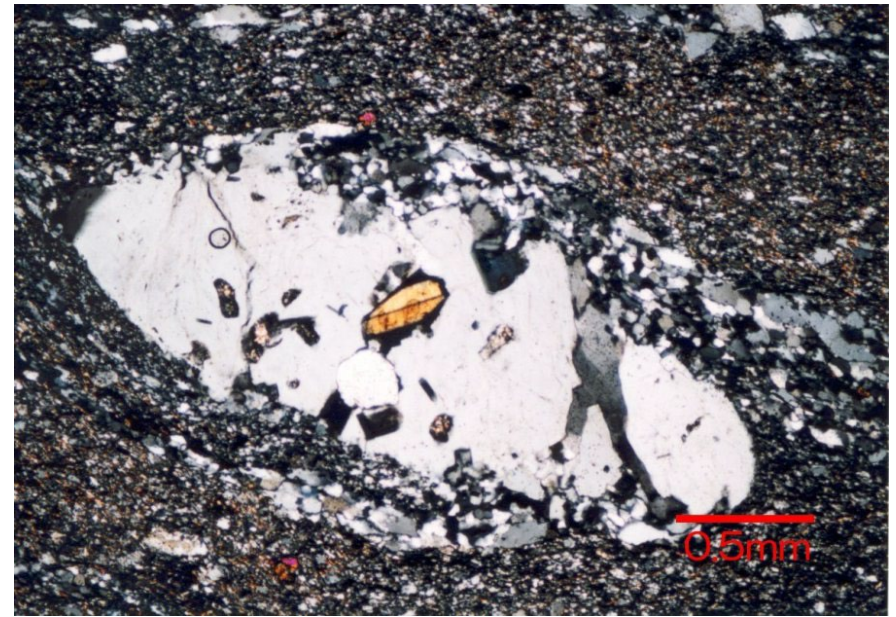
マイロナイト 源岩：トータル岩（花崗岩類）

←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



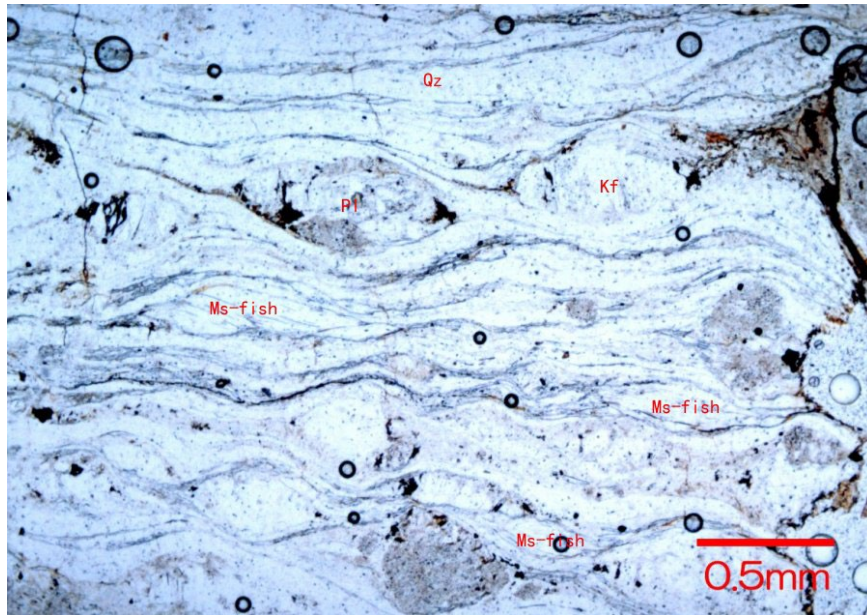
クロスポーラー

マイロナイト

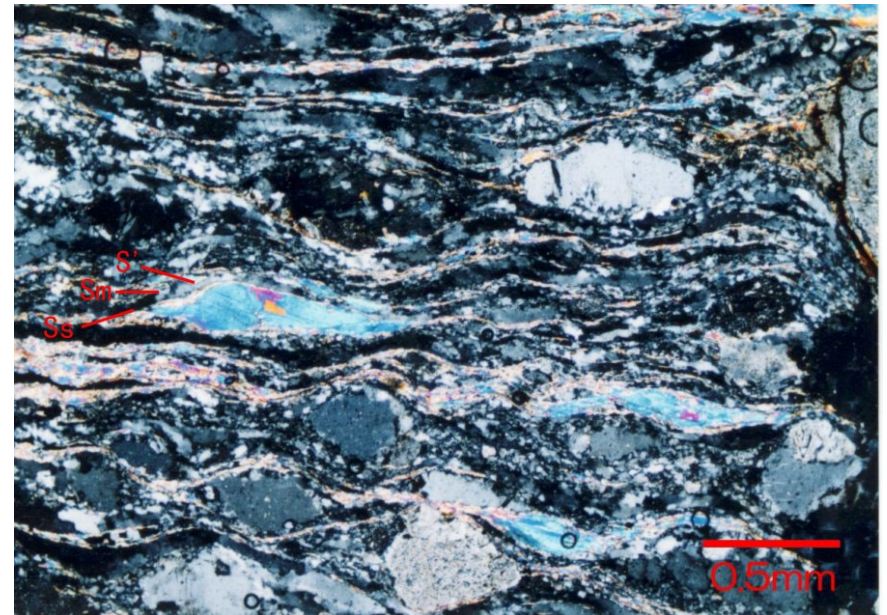
源岩：泥質片麻岩

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



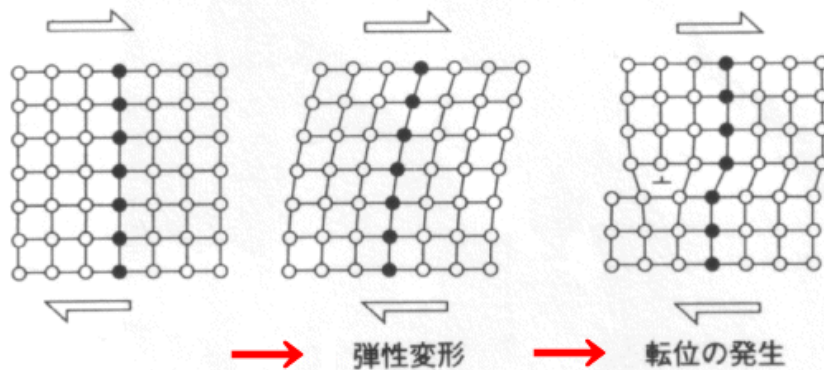
下方ポーラー



クロスポーラー

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くみ
結晶レベルで見る歪(ひずみ)の蓄積



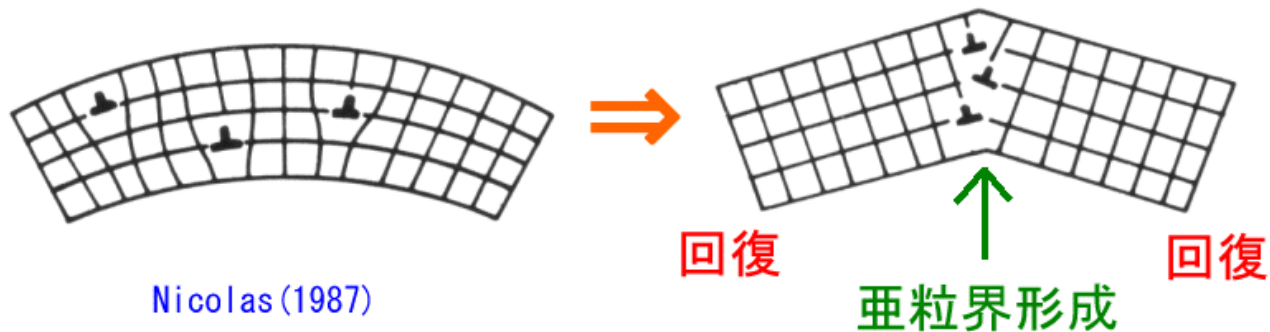
低温→破断

高温→再結晶

Passchier, C. and Trouw, R (1996)

変成作用(再結晶)による歪の解消

多結晶細粒化

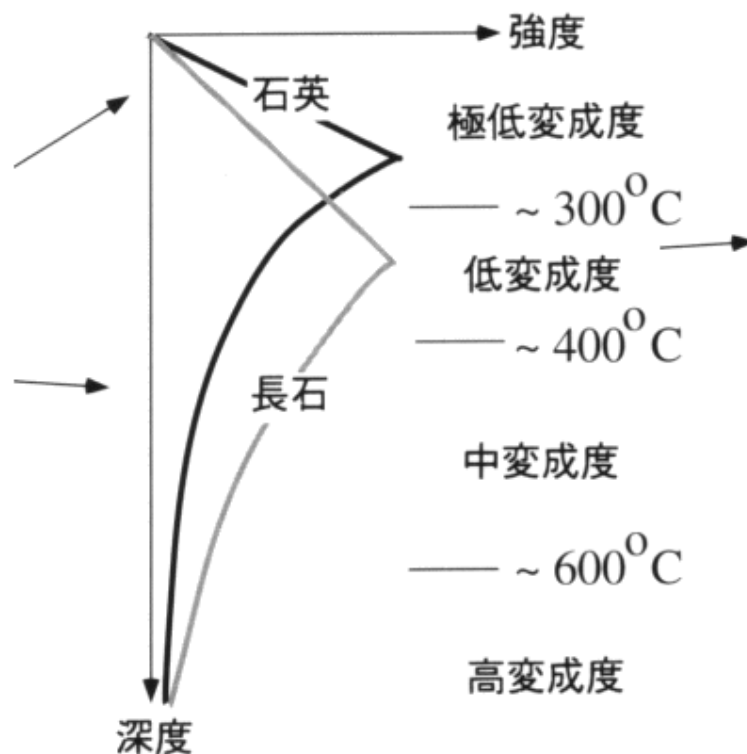


Nicolas(1987)

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



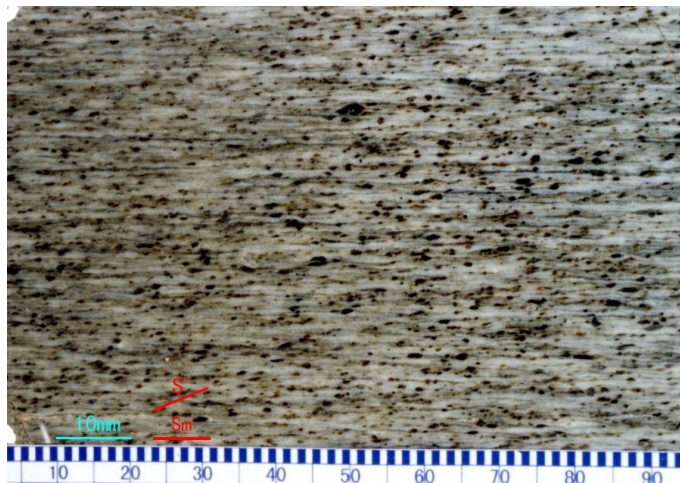
花崗岩源
マイロナイト

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

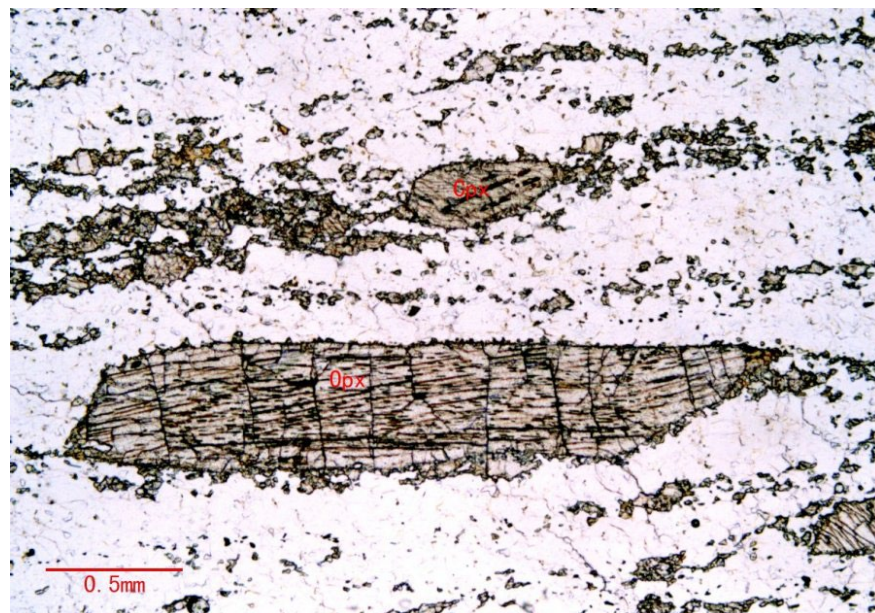
7-10,



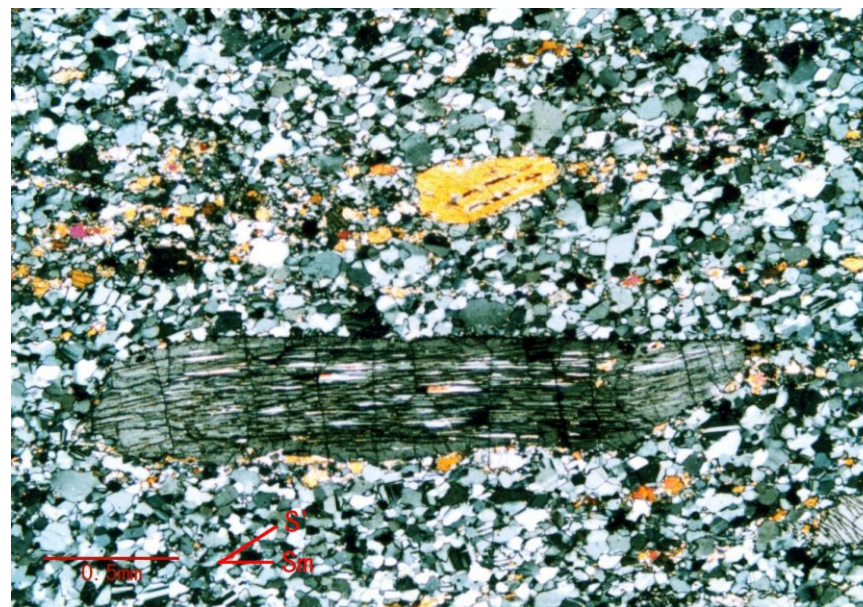
マイロナイト
源岩：はんれい岩

←日高山脈
パンケヌーシ川

薄片の偏光顕微鏡画像 画像の長辺=3.6mm

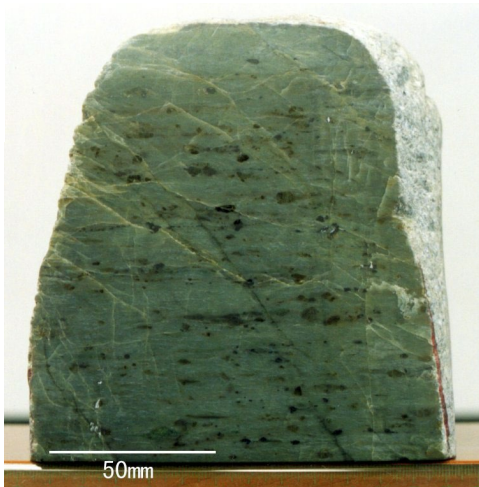


下方ポーラー



クロスポーラー

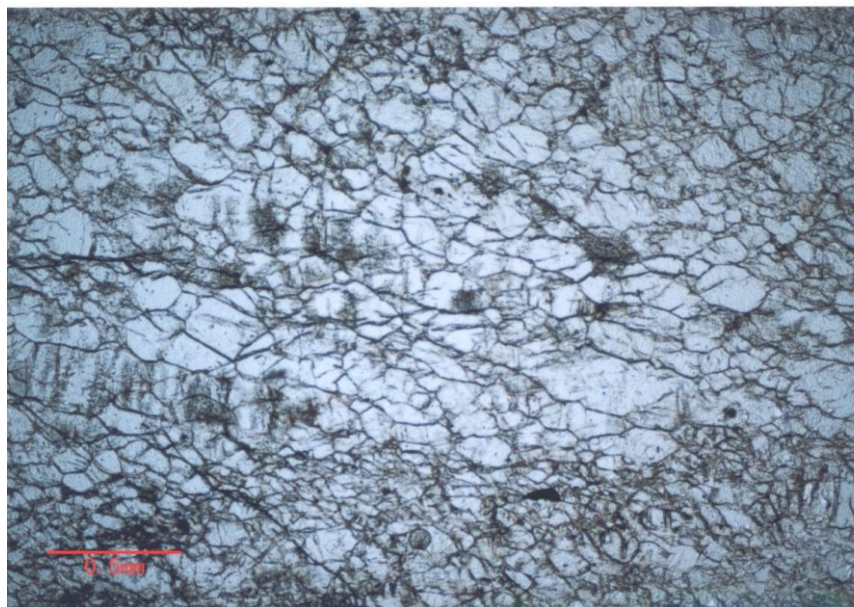
7-11,



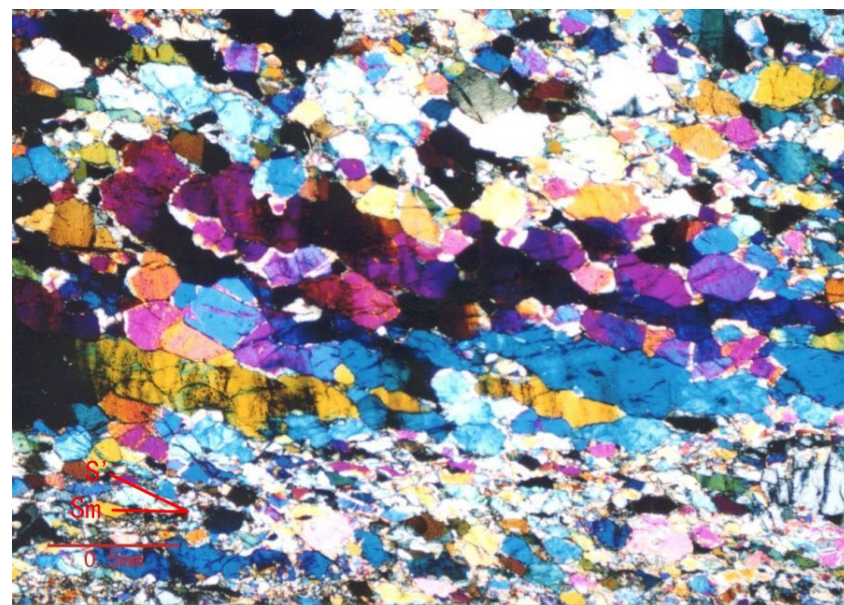
マイロナイト
源岩: かんらん岩

←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

マイロナイト源カタクレーサイト

マイロナイトが上昇と削剥で浅部に
→断層の再活動でカタクレーサイトに

岩石全体では破砕されているが、
岩片内にマイロナイトの組織が残っている

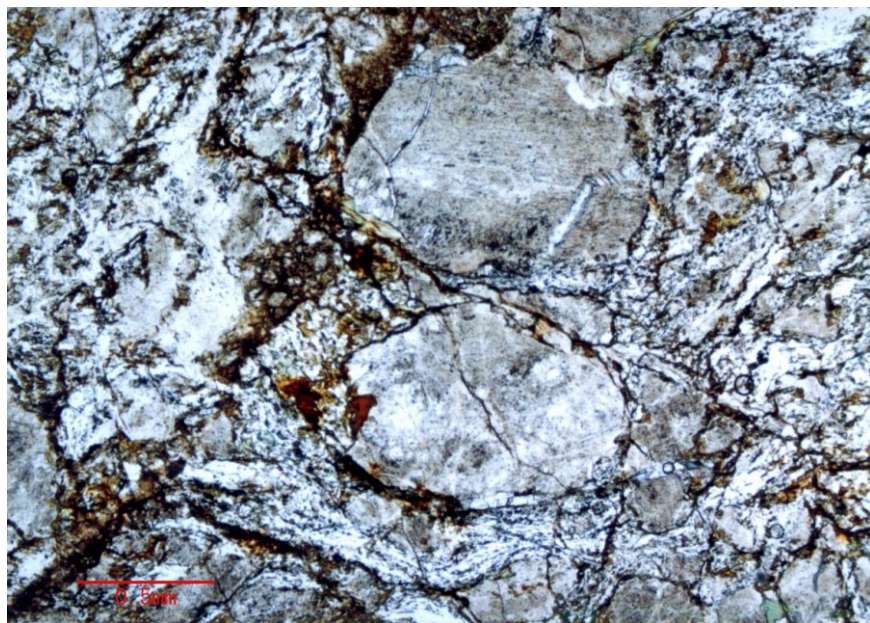
7-12,



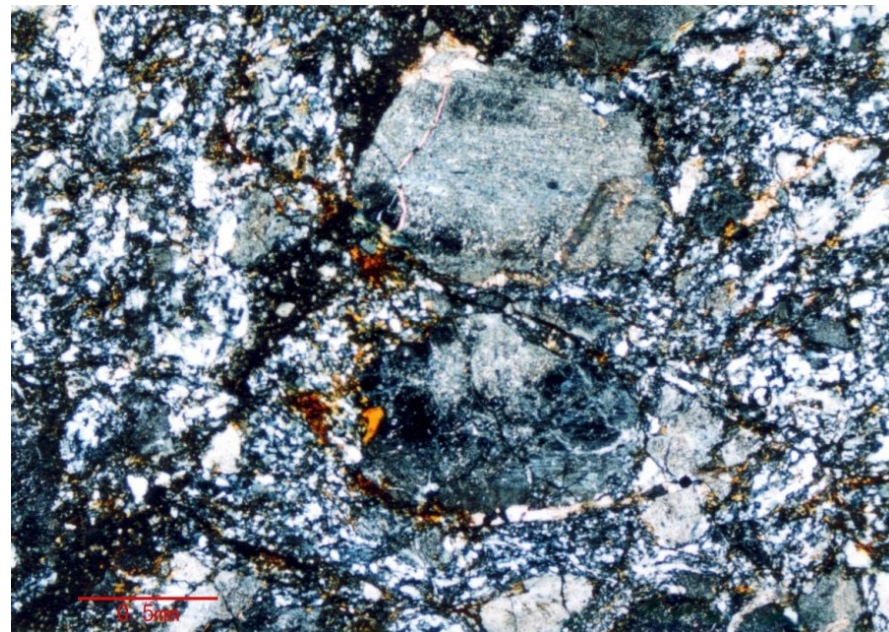
カタクレーサイト(破碎岩)
源岩:花崗岩源マイロナイト

←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



クロスポーラー

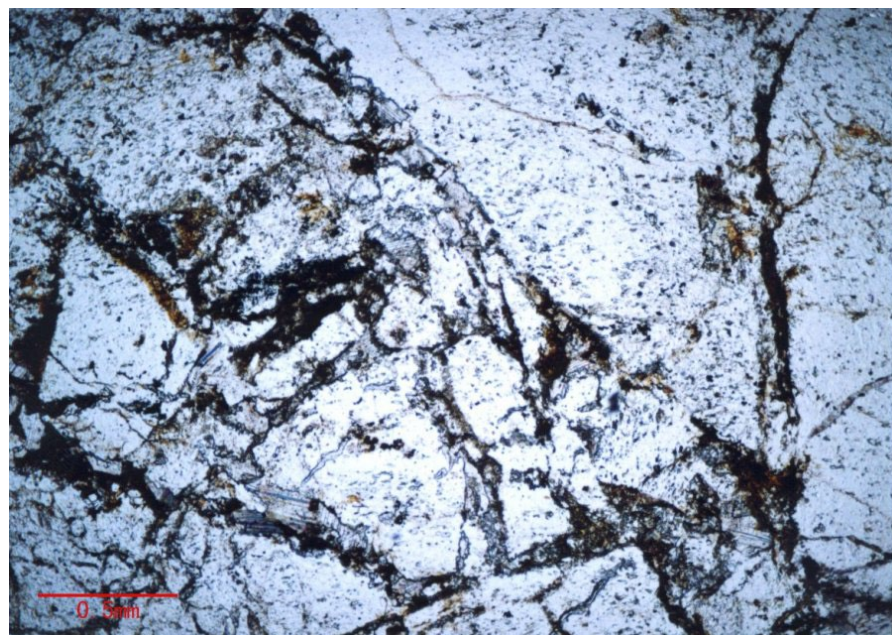
7-13,



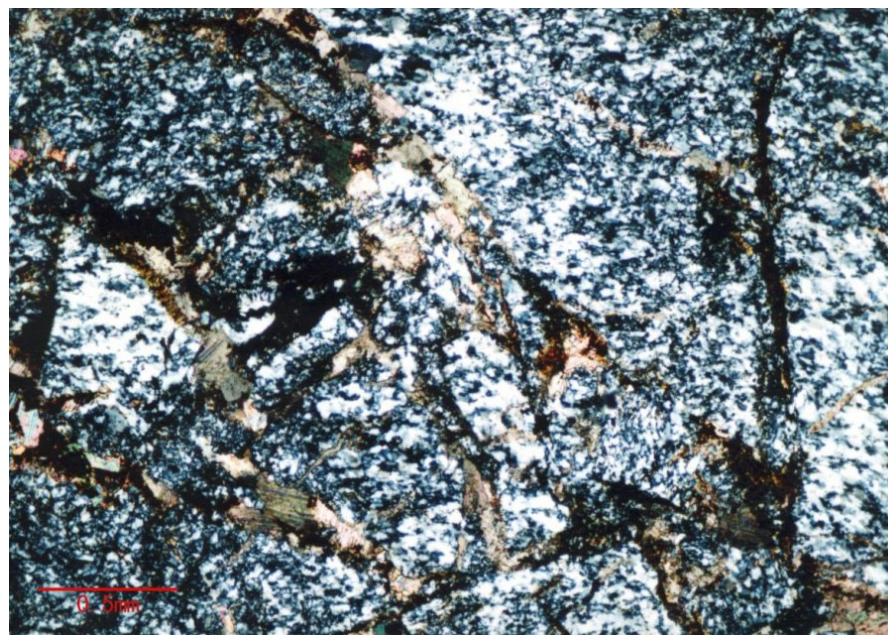
カタクレーサイト(破碎岩)
源岩:珪質マイロナイト

←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

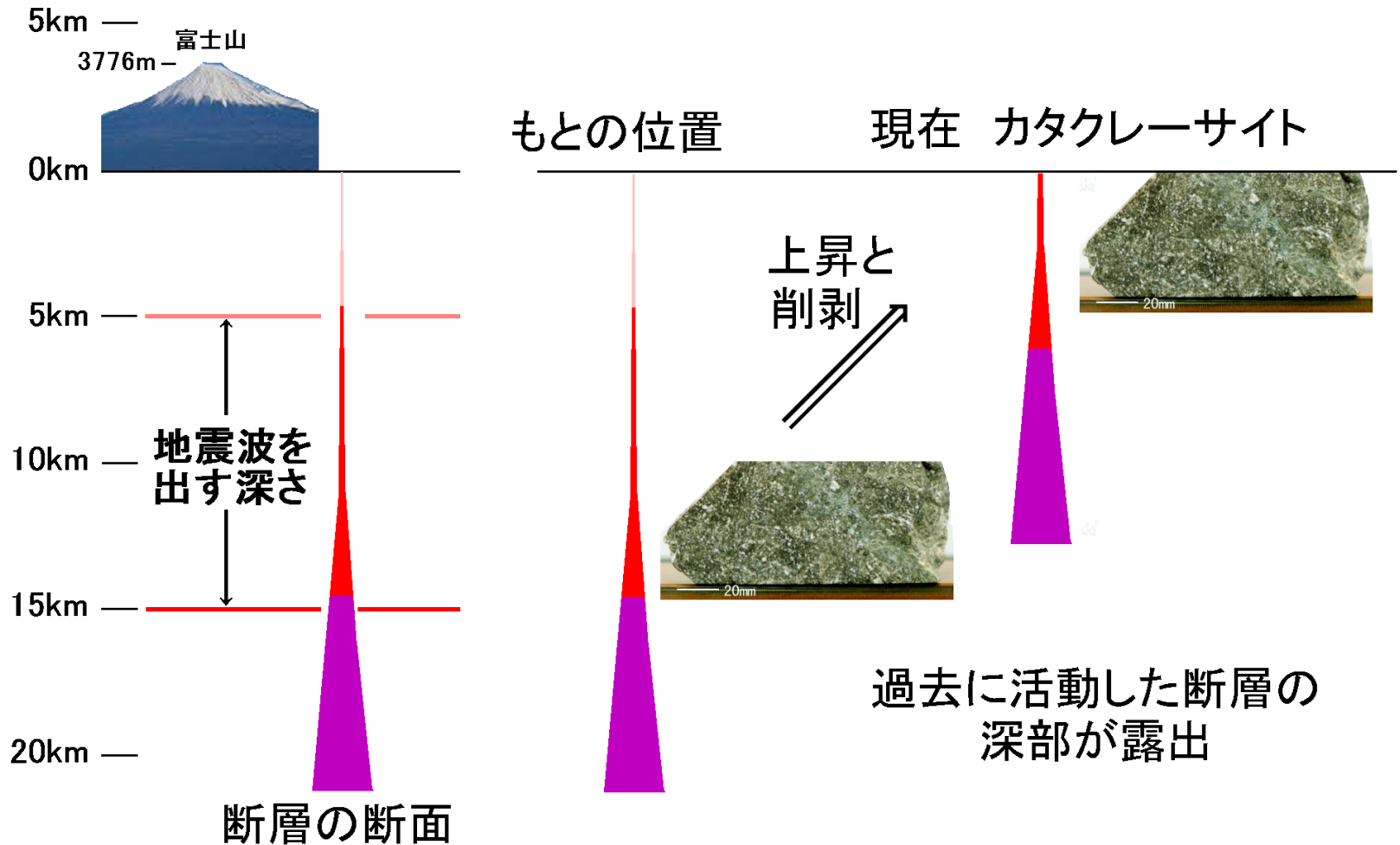
破碎岩

破碎岩

破碎を受けた時の深さは目やす

7-15, 上昇と削剥(さくはく)

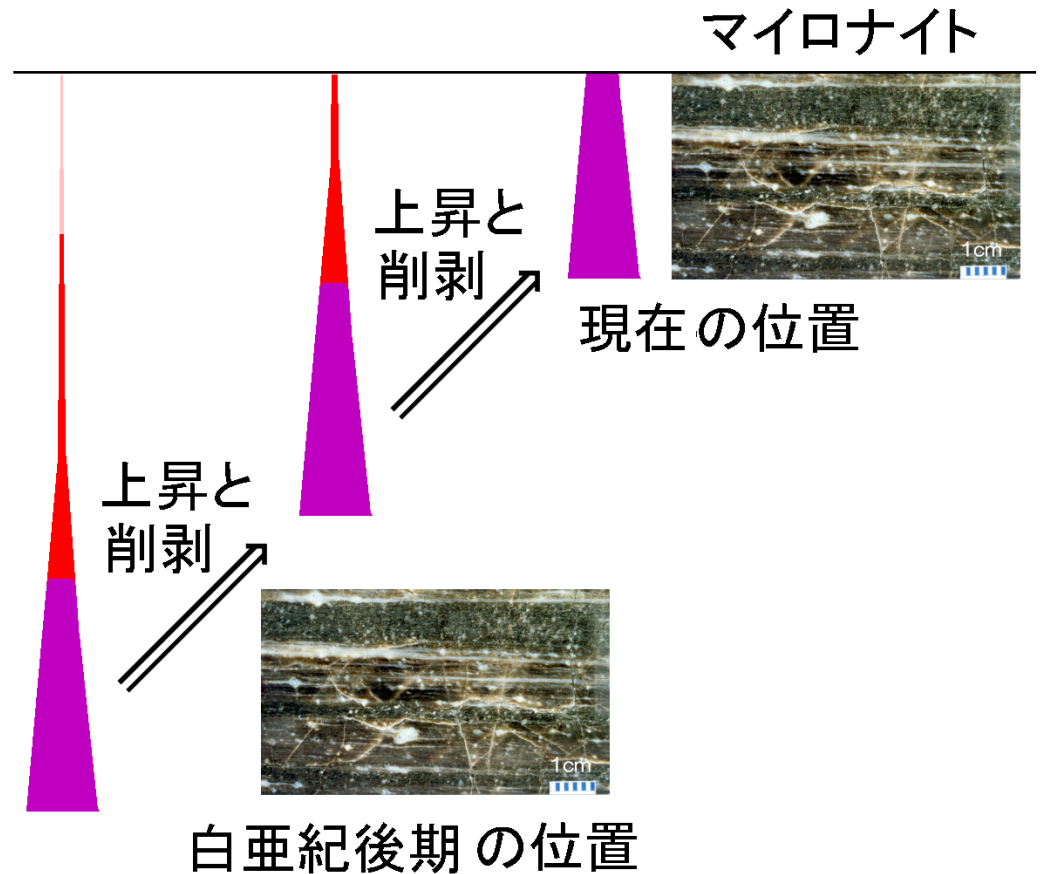
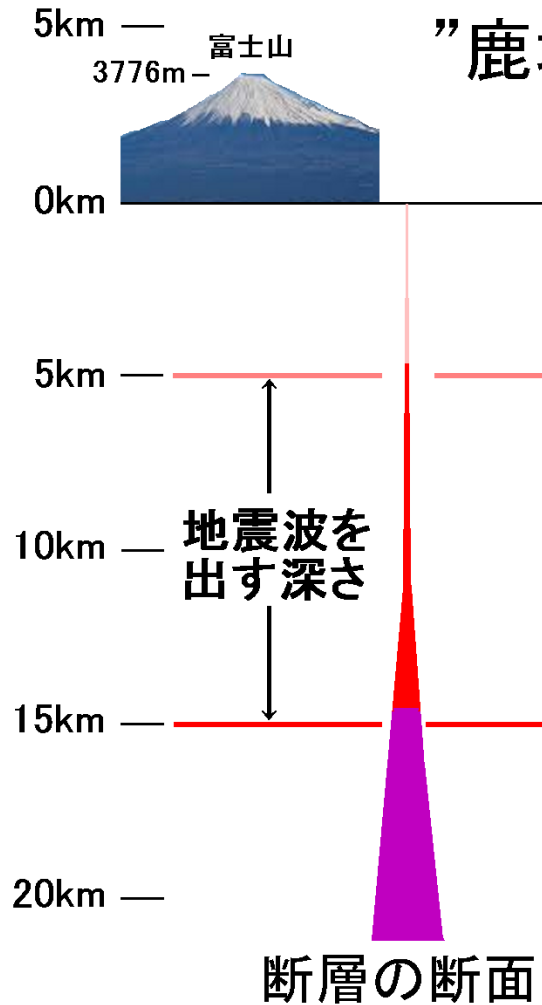
断層の深い部分が見えている理由



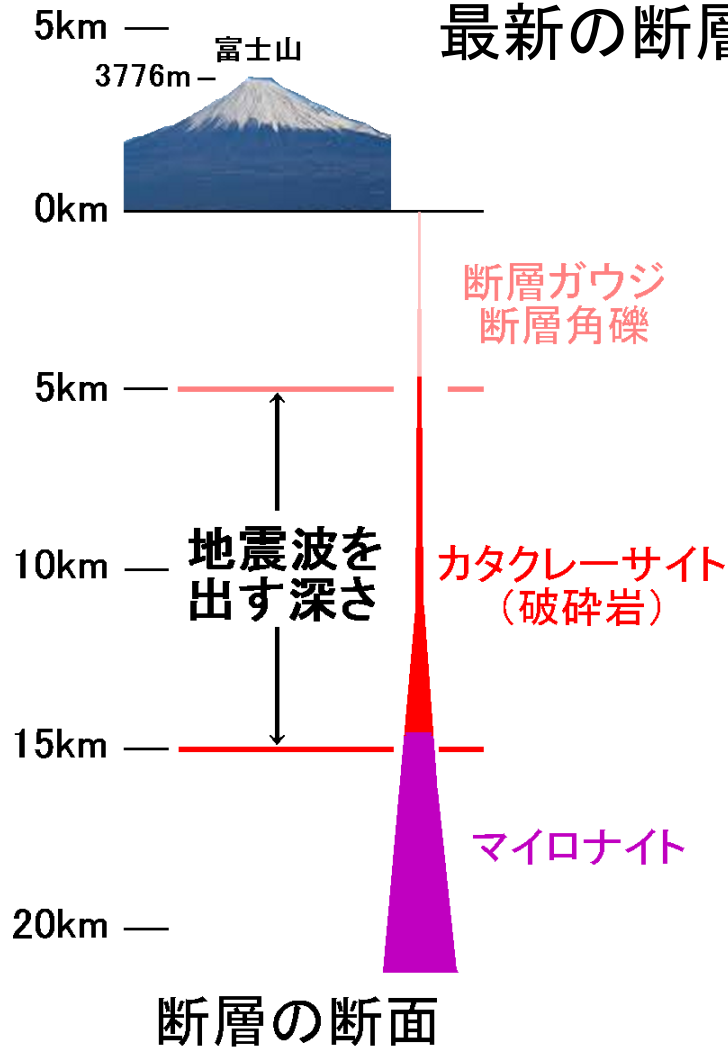
7-16, マイロナイトも露出

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

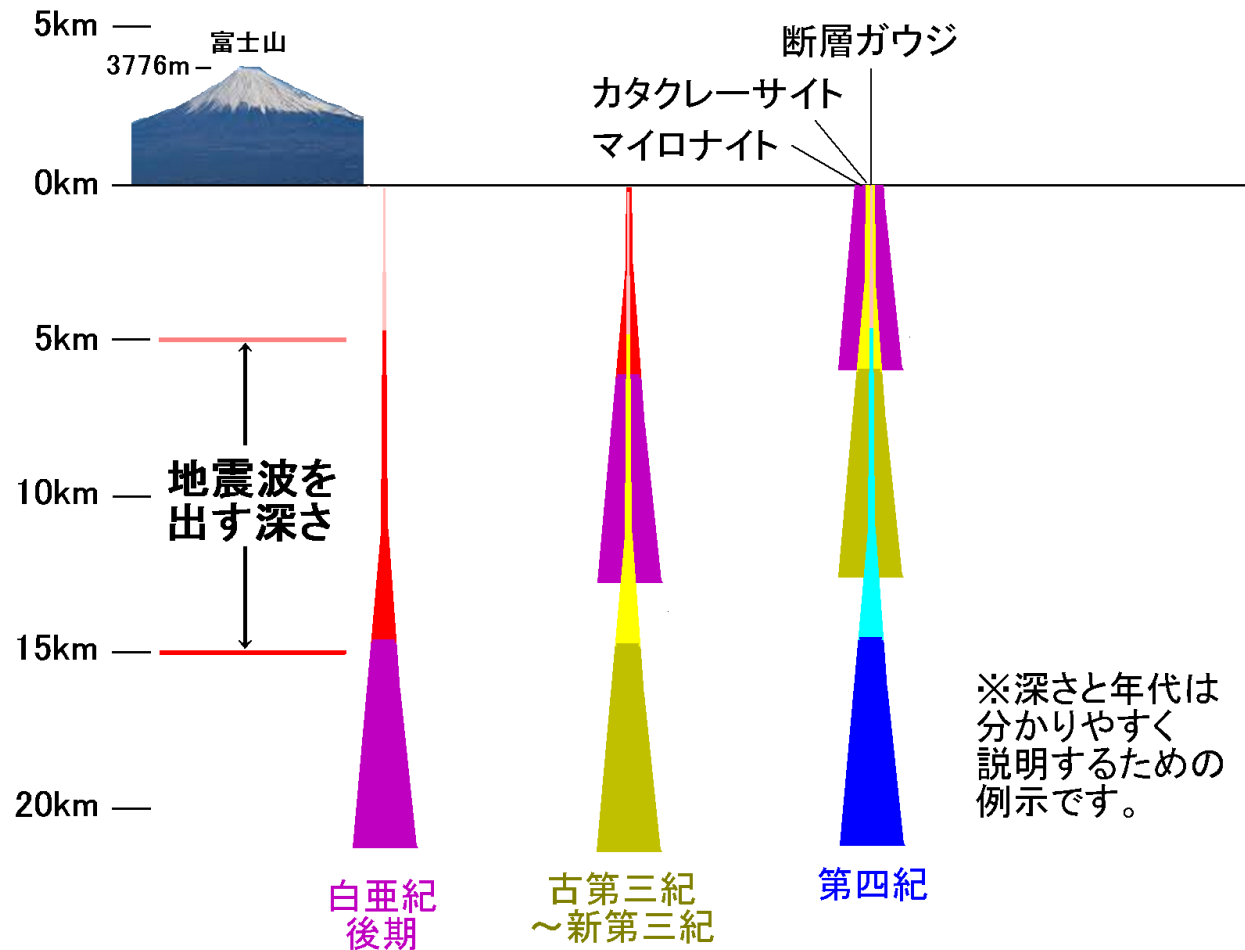


白亜紀後期のマイロナイト

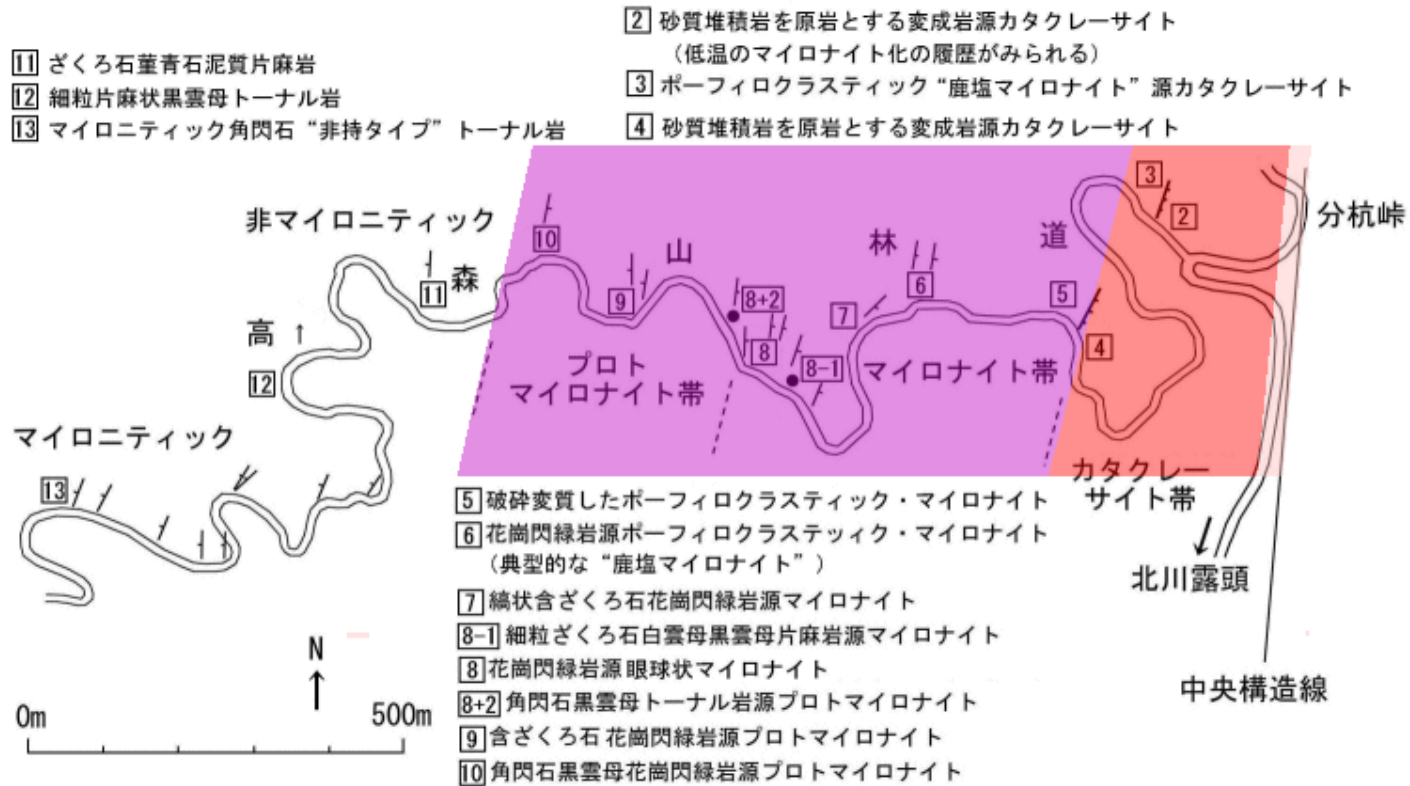
7-18, 深い変形ほど断層帯の幅が広い

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



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・傾斜とプレンジ(ずれた向き)

8-1, 鹿塩(かしお)マイロナイト



縞状角閃石黒雲母トータル岩(または花崗閃緑岩)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変成岩と考えた

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。

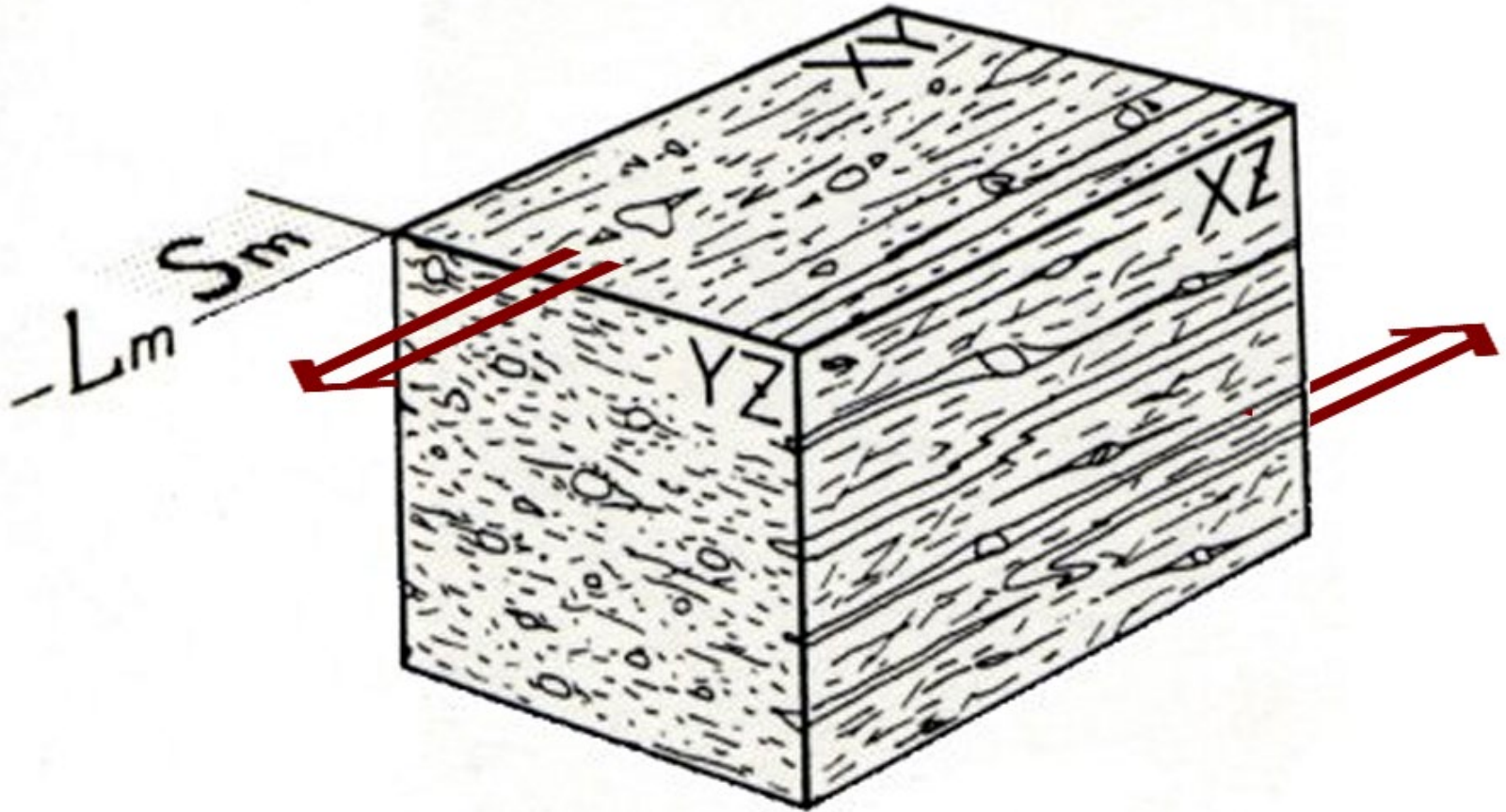
鹿塩時階(じかい) 小林貞一(1941)

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。



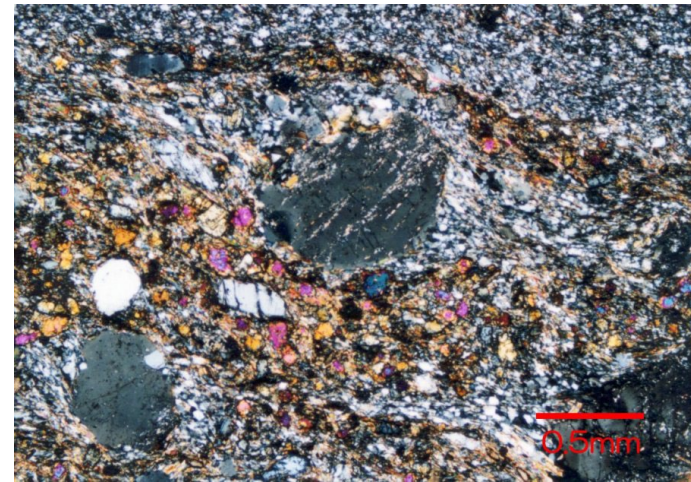
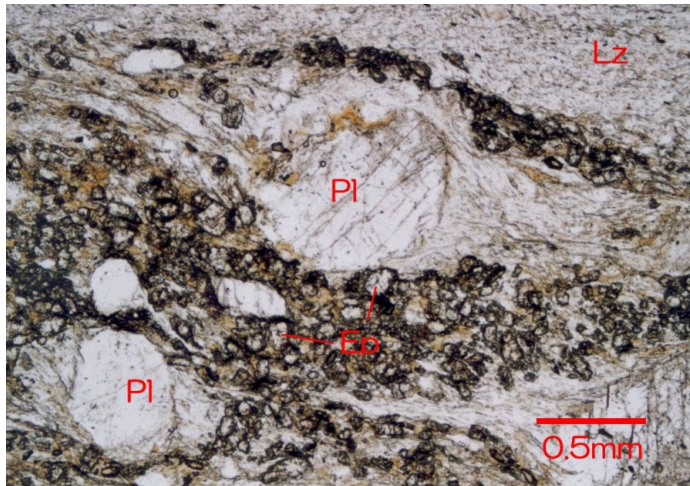
原田豊吉

8-2, マイロナイトから読み取れる、断層のずれ方 面構造 S_m と線構造 L_m



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延び

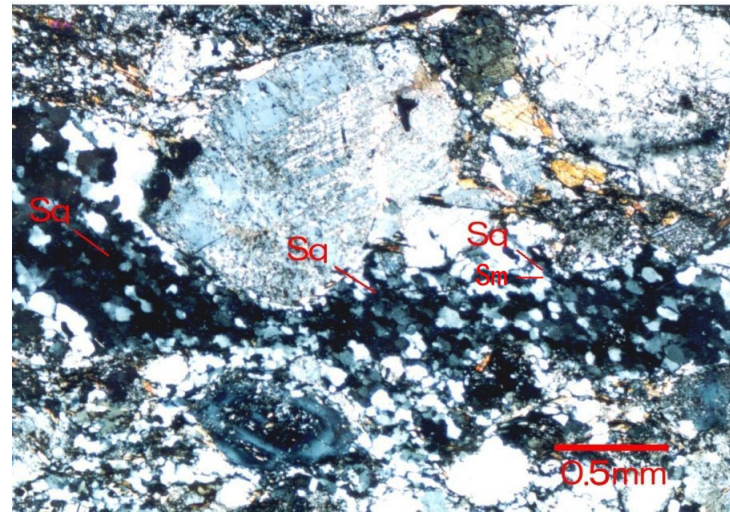
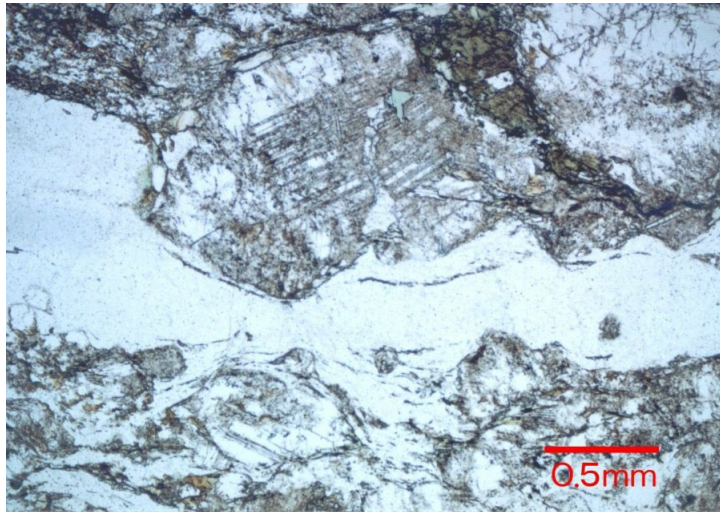


ポーフィロクラストの回転

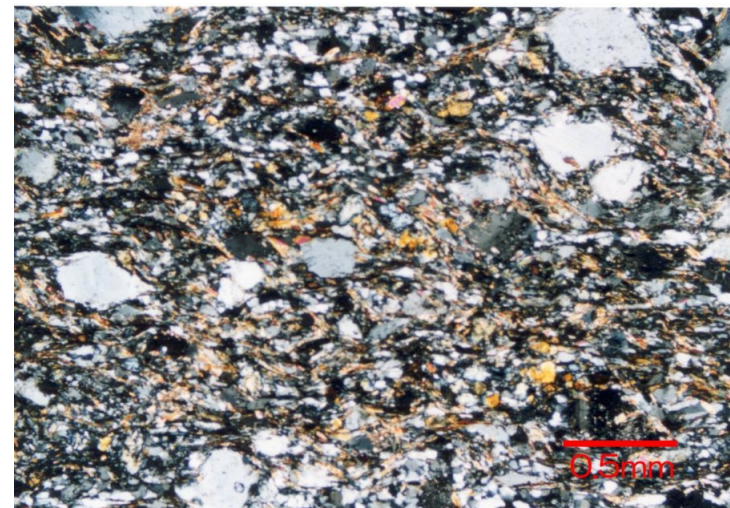
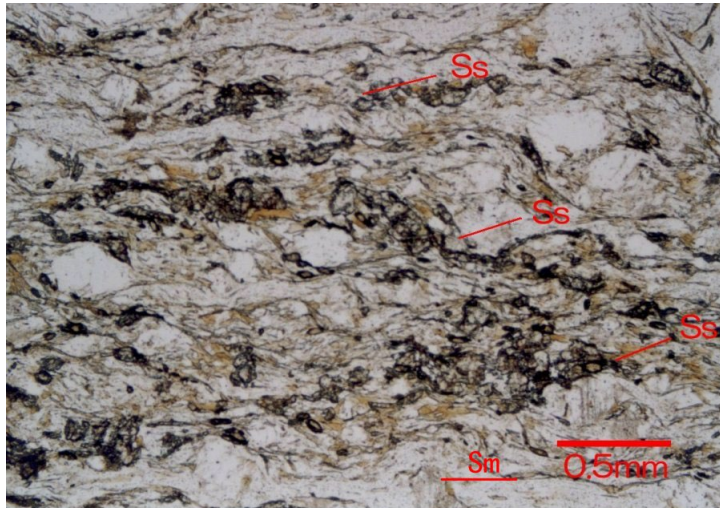


下方ポーラー 画像の長辺3.6mm クロスポーラー

再結晶石英の将棋倒し



小剪断面の角度



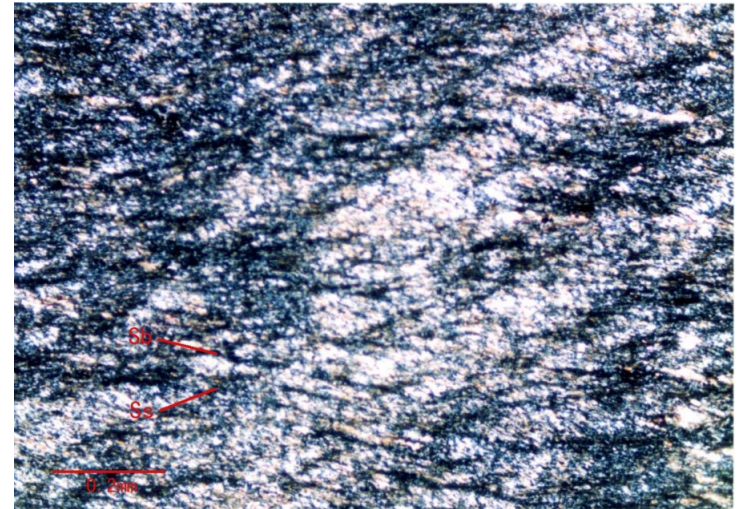
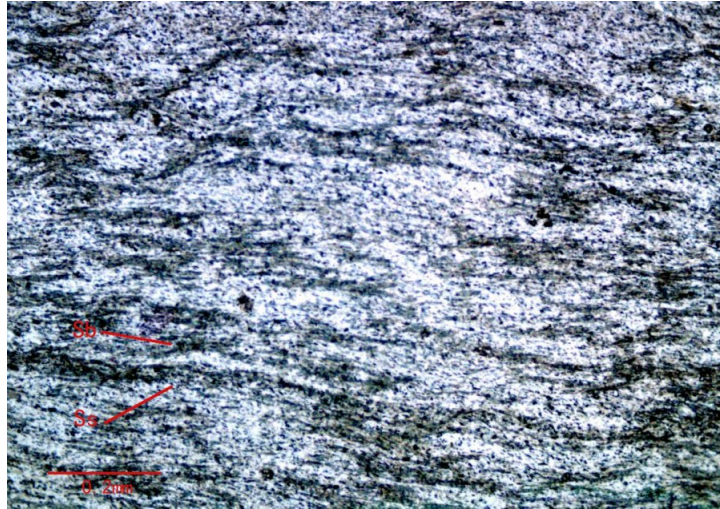
下方ポーラー 画像の長辺3.6mm クロスポーラー



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

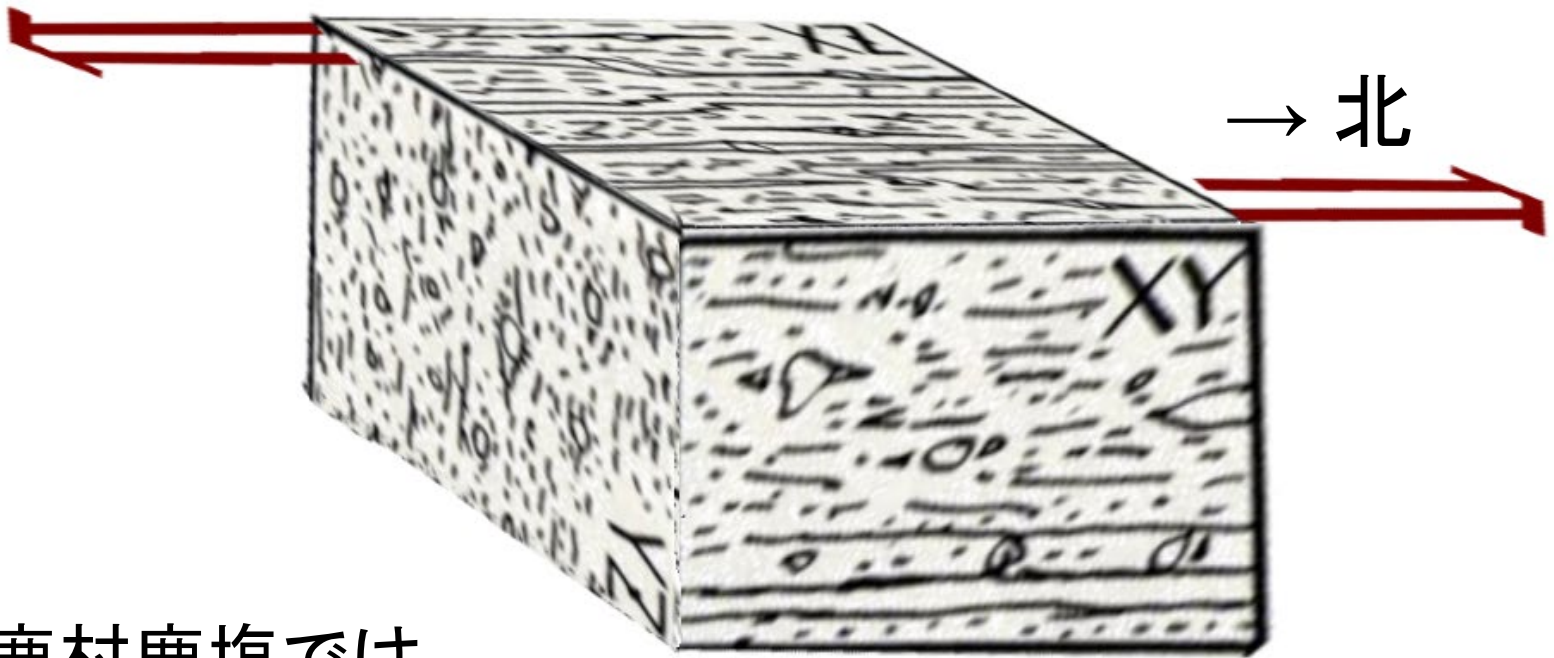
小剪断面の角度から左ずれを読み取れる



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

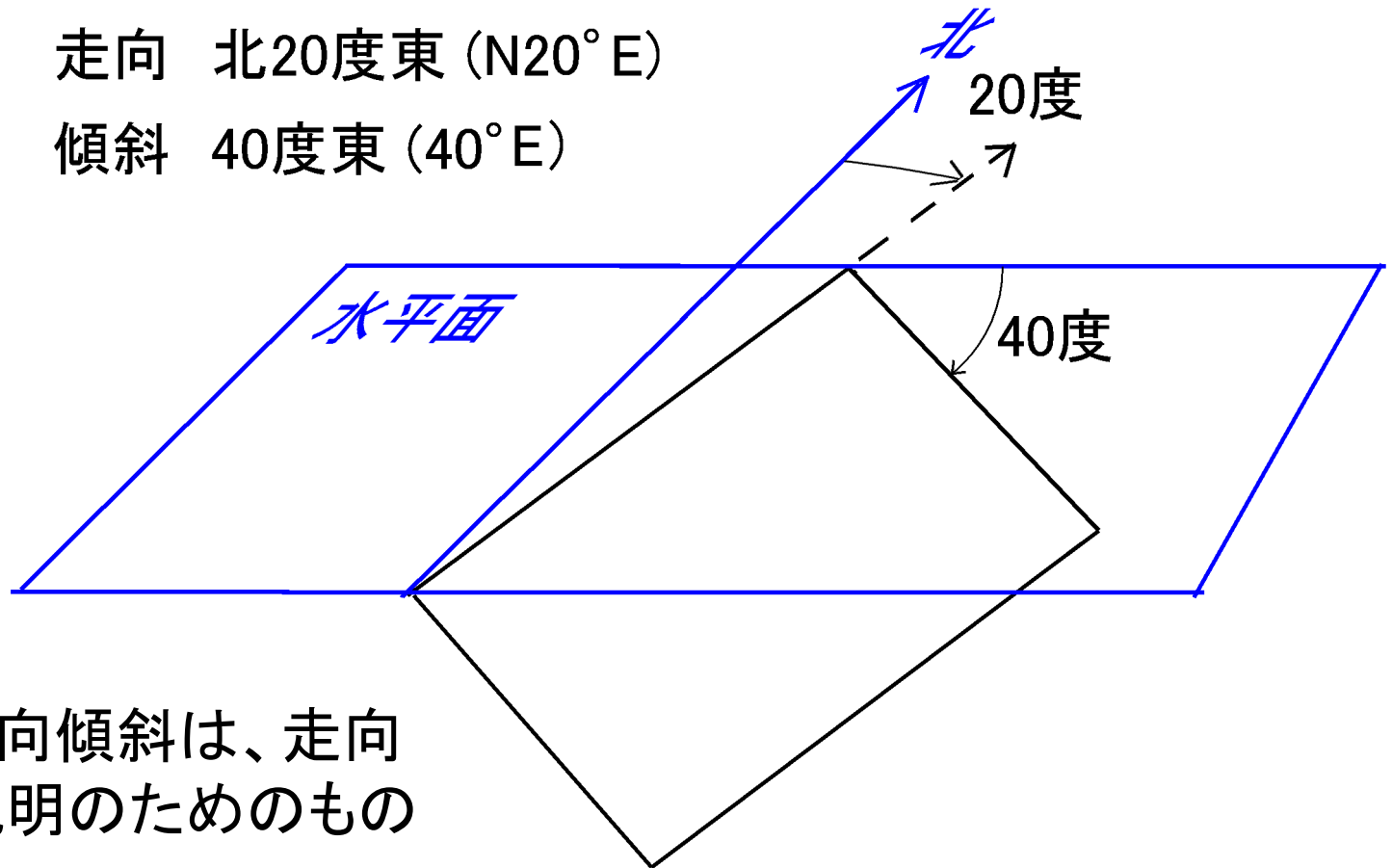


大鹿村鹿塩では、
走向：ほぼ南北、傾斜：ほぼ垂直、
プランジ（断層のすべりの方向）：ほぼ水平

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

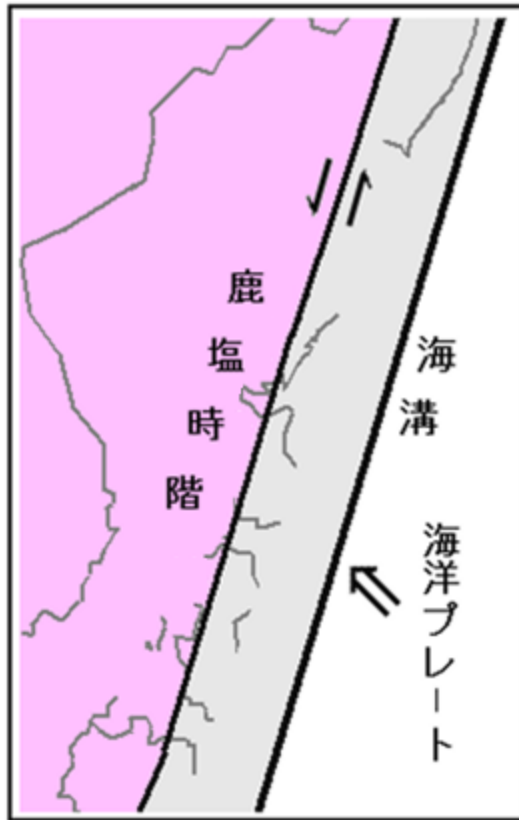
海洋プレートと海溝に斜交する沈み込み
前弧の引きずり

火山フロント付近に大規模横ずれ断層

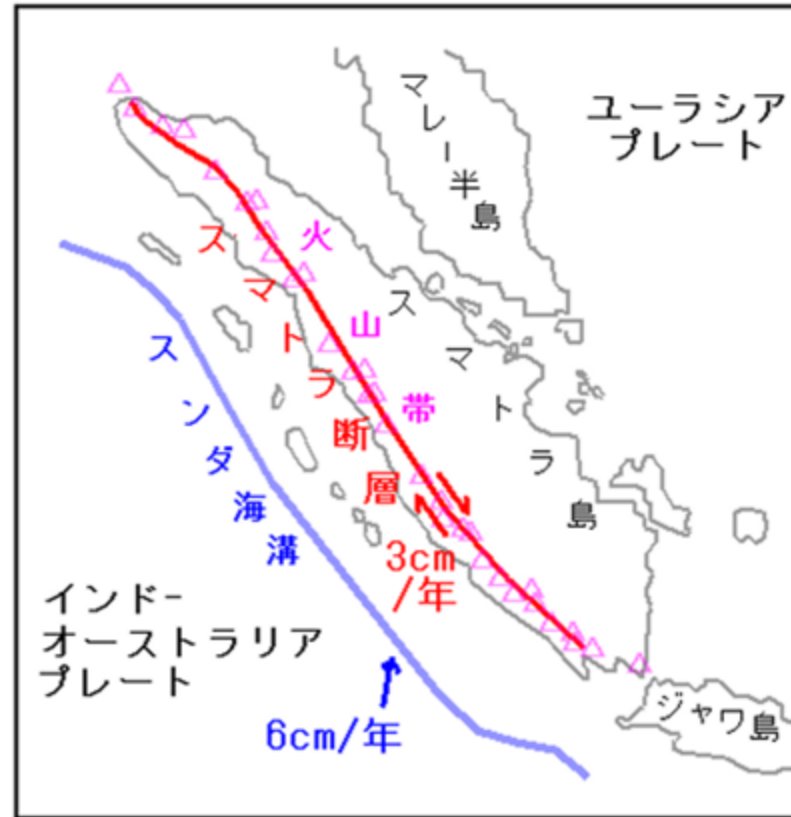
現在のスマトラ-サガイン断層

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

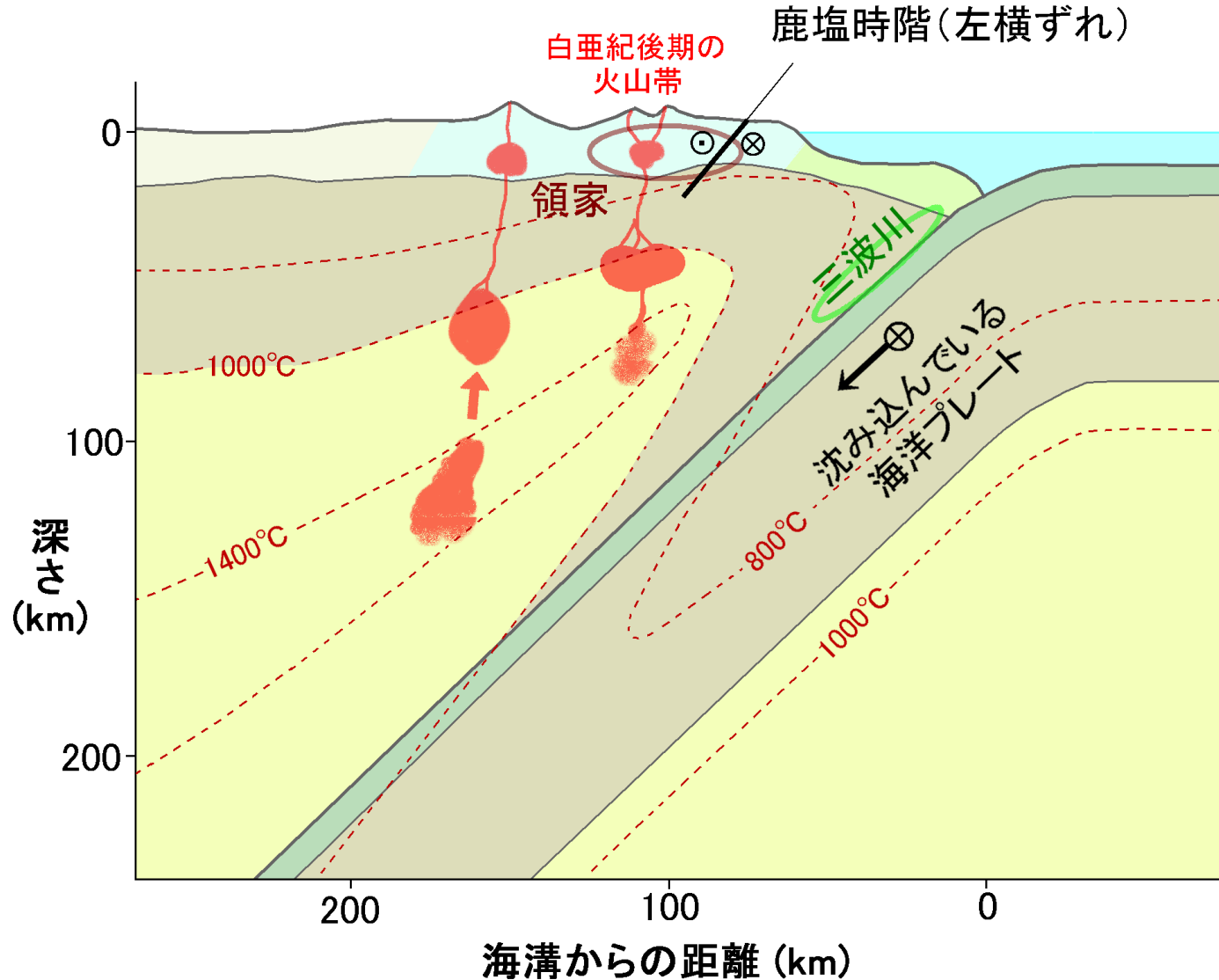


白亜紀後期の東アジア

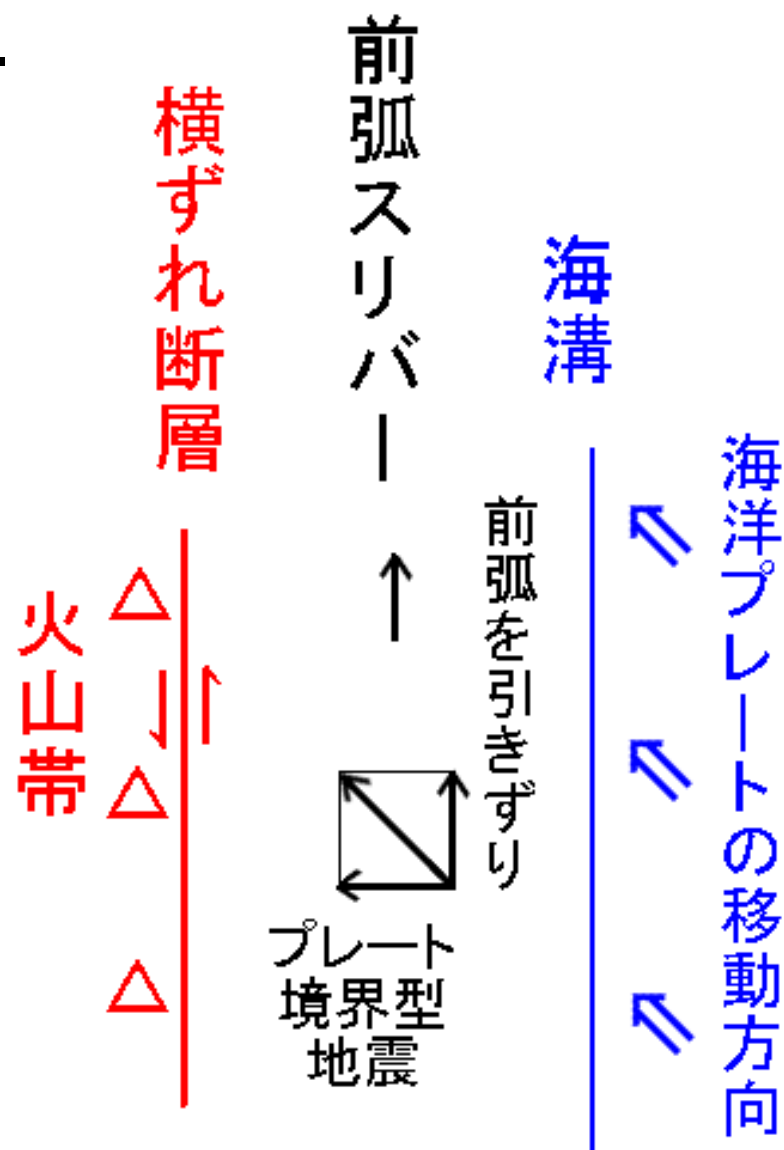


現在のスマトラ島

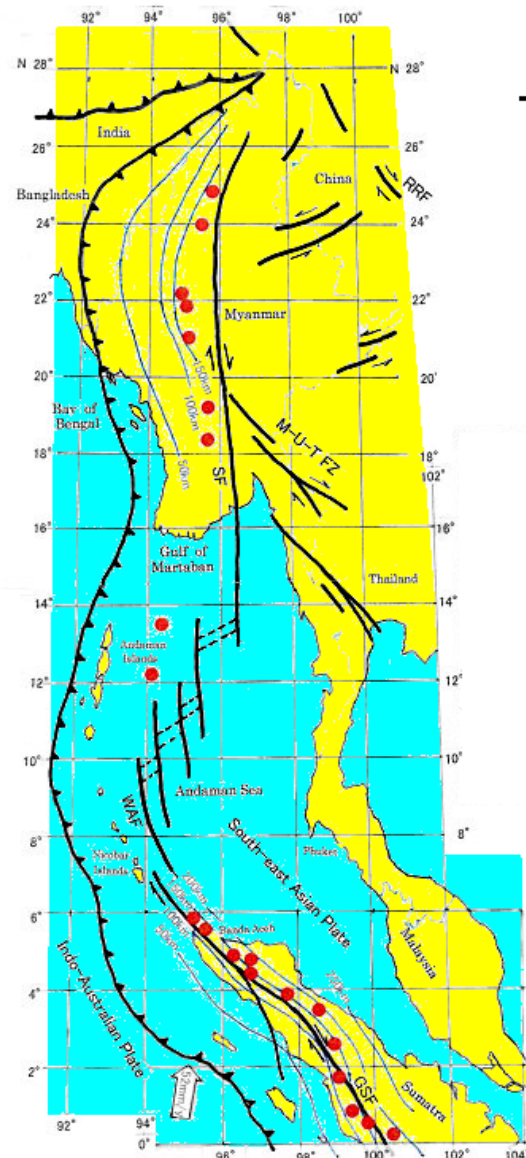
8-6, 火山帯の地下では、冷たく固い地殻が薄い →火山フロント付近に前弧を引きずる断層



8-7, 前弧スリバー

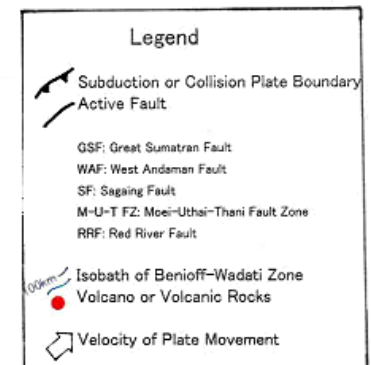


8-8, サガイン-スマトラ断層



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

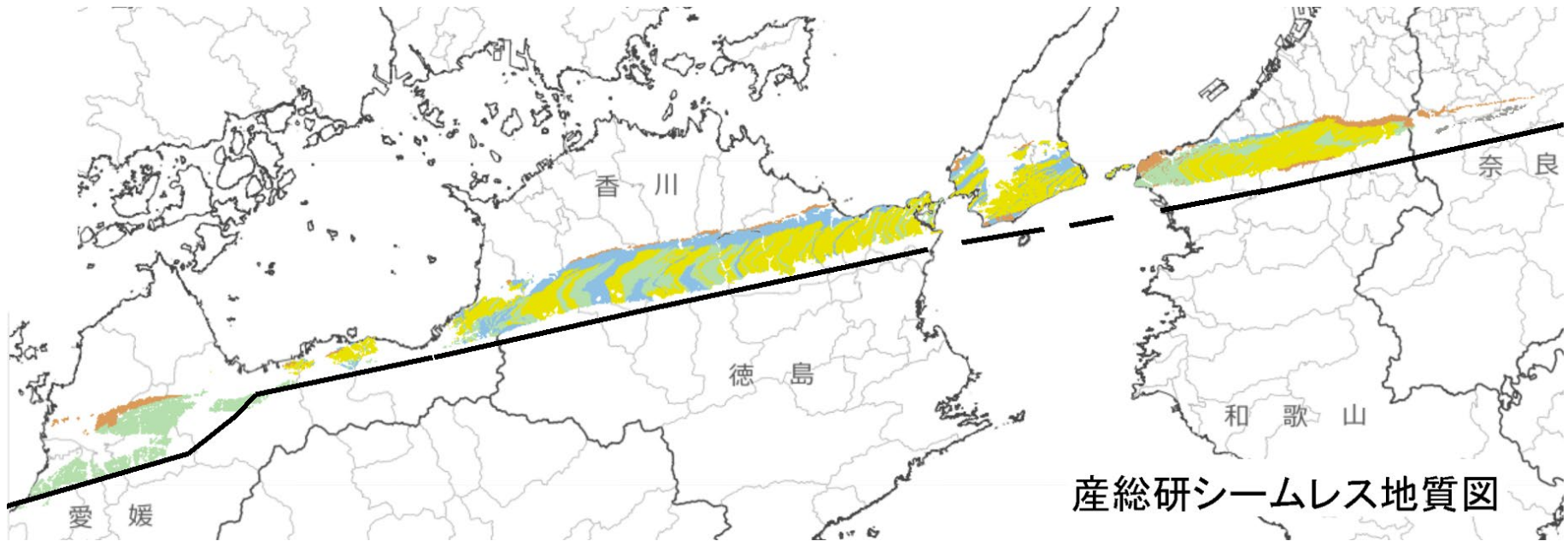
9章1節

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

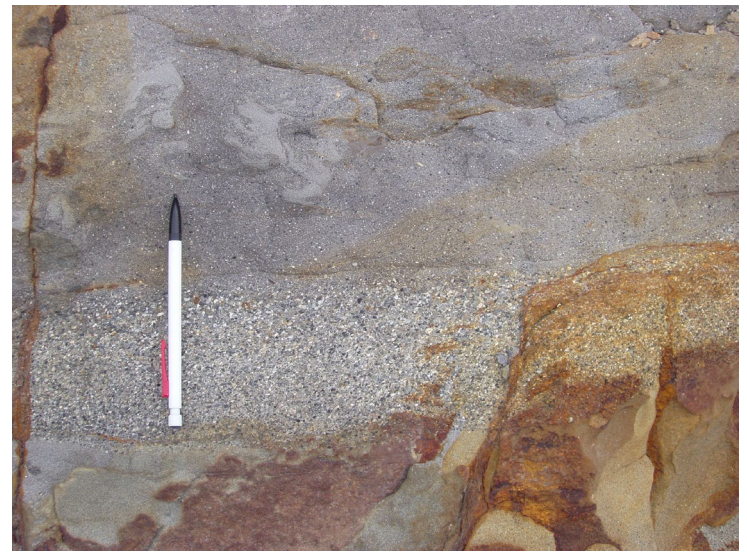


愛媛県～奈良県では、
三波川変成帯に接するのは和泉層群

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）

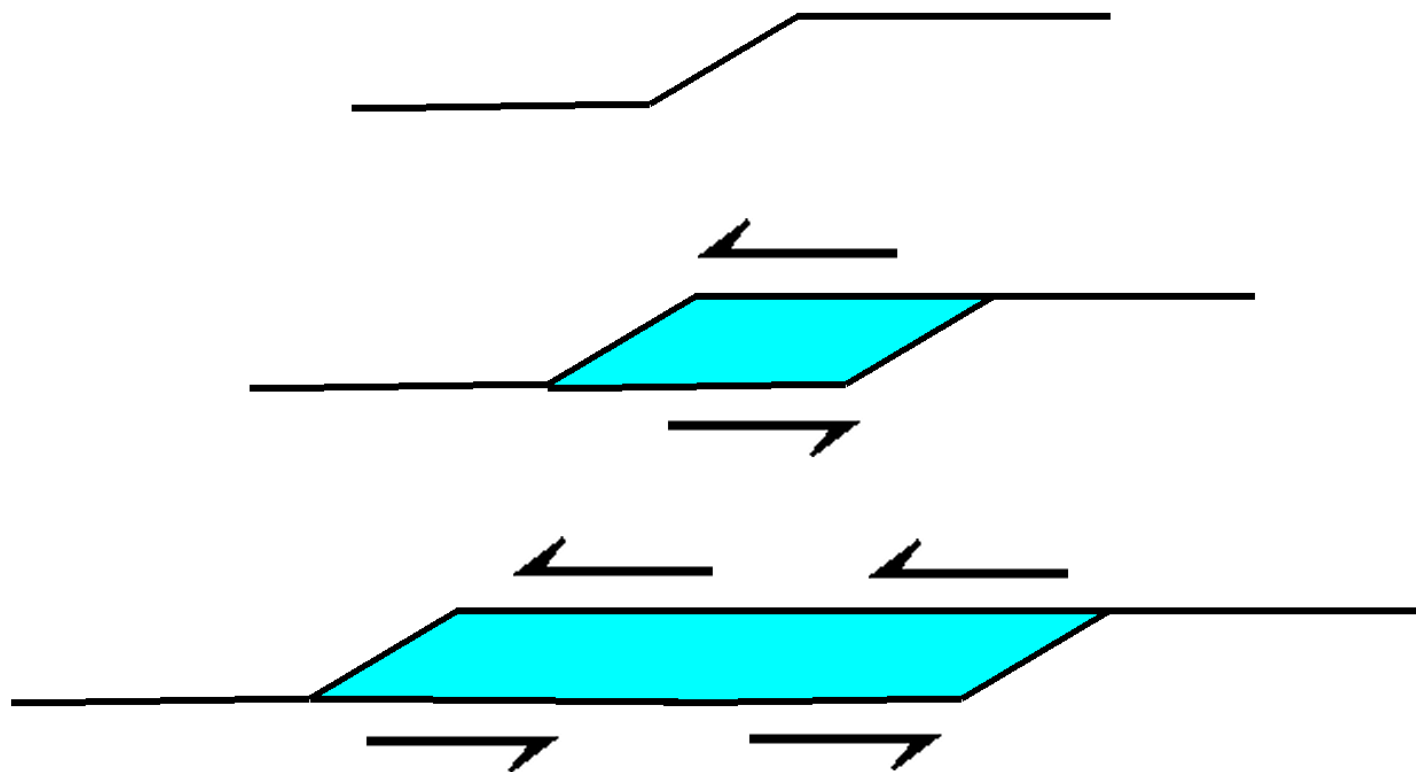
大阪府の露頭では流紋岩を覆って堆積

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



奥水間霊園

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（御荷鉾緑色岩体を除く）
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℃

三波川変成帯

低温高圧型変成岩
深さ30km温度300～400℃

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

領家變成帶

三波川

伊那市長谷、溝口露頭

伊那市長谷、溝口露頭

伊那市長谷、溝口露頭

三波川變成帶

伊那市長谷、溝口露頭

10-2, 三波川変成岩の源岩は付加体



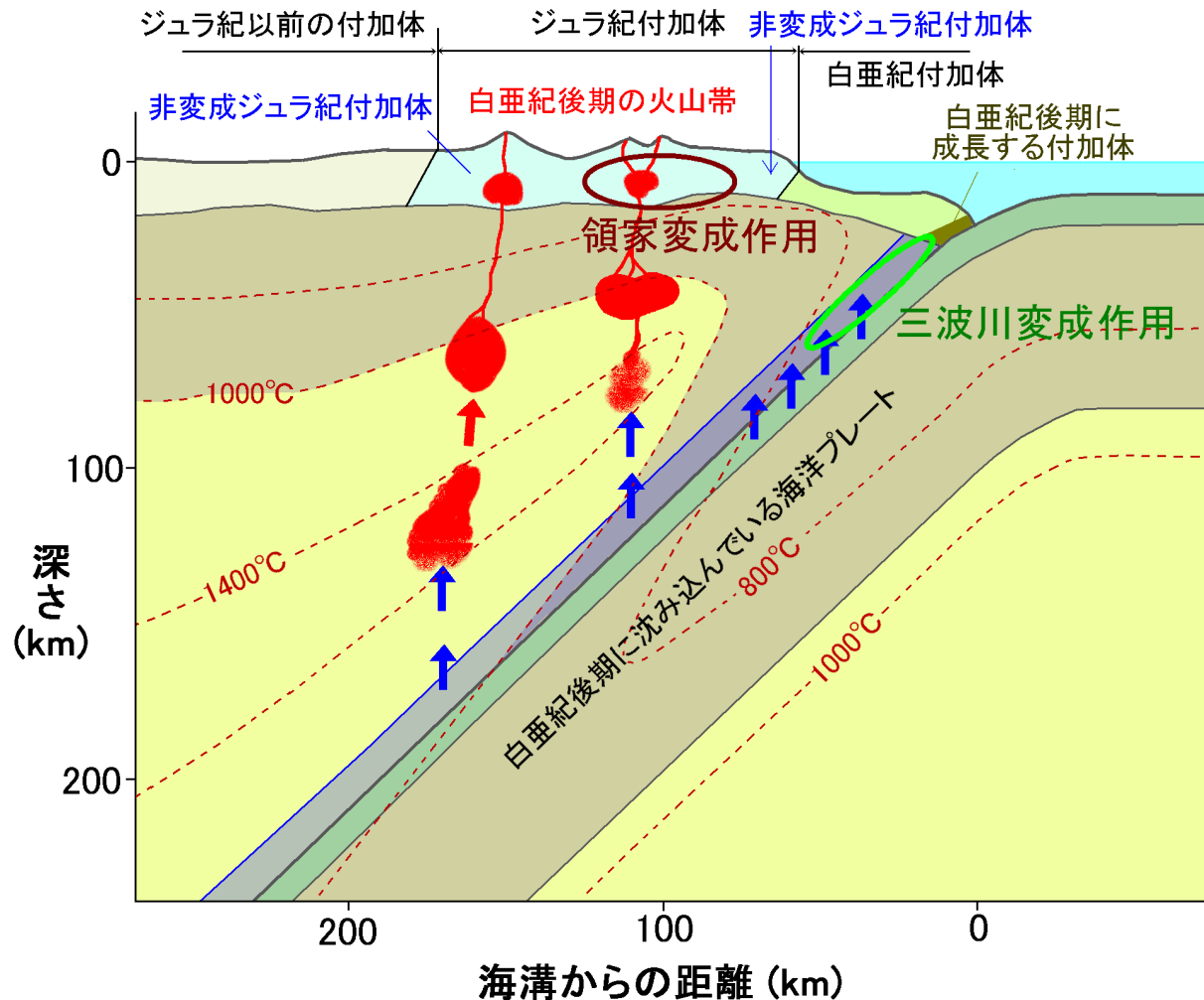
緑色片岩(苦鉄質片岩) 源岩: 海洋地殻の玄武岩



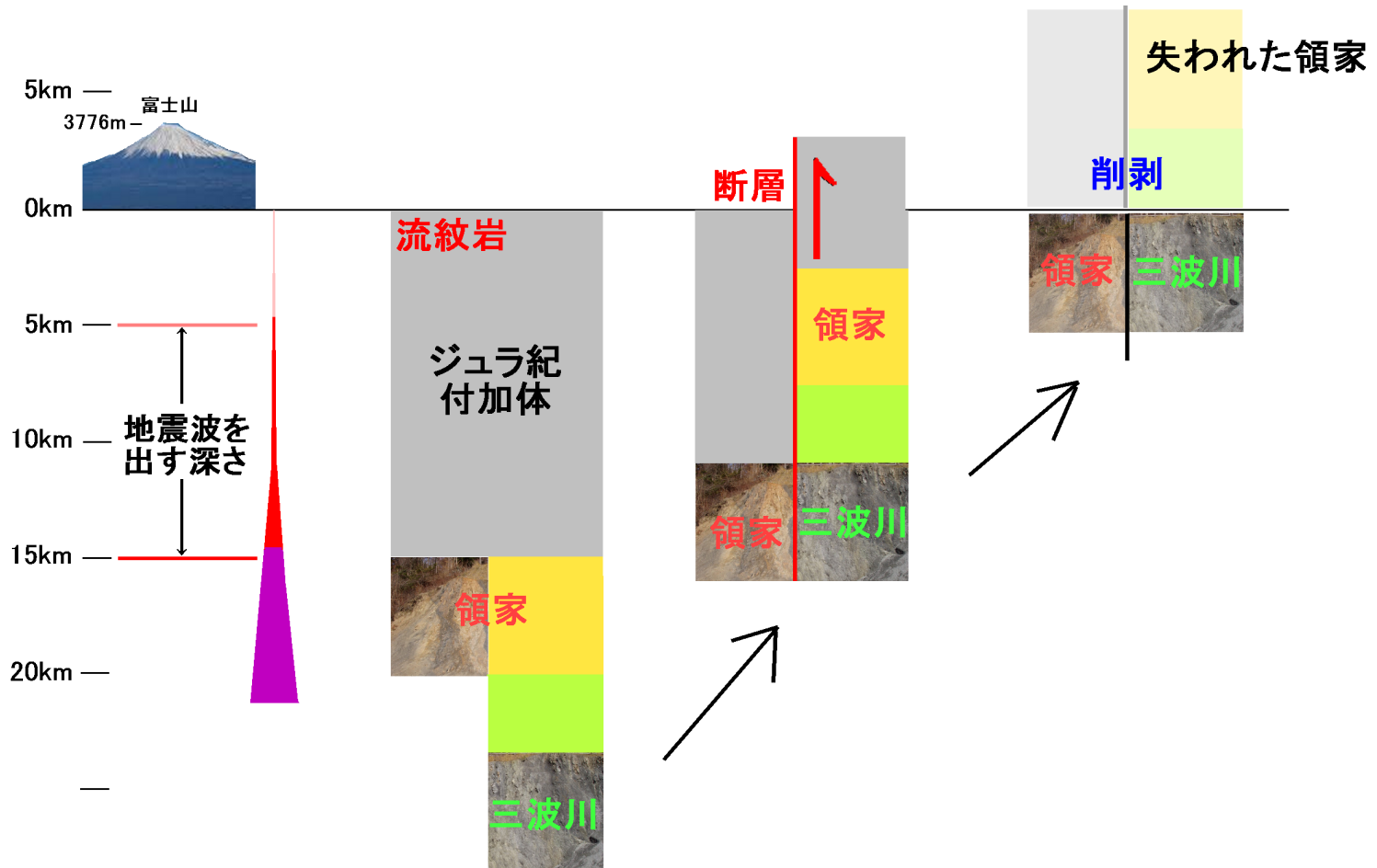
綠色片岩(苦鉄質片岩)愛知県新城市桜淵豊川河床



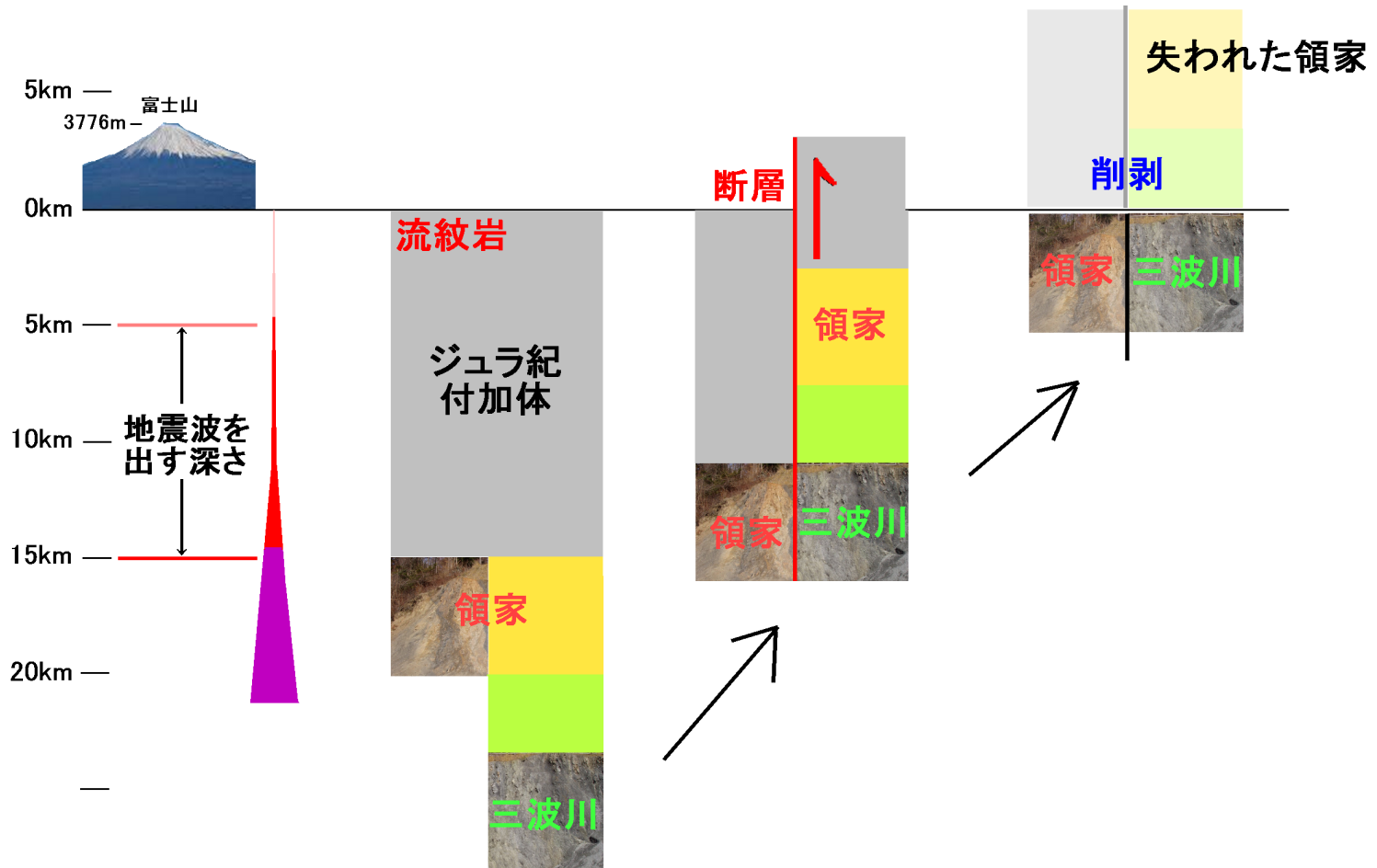
10-3, 砂質片岩のジルコン粒子の年代から、 三波川変成帯の源岩が、白亜紀付加体だと判明



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

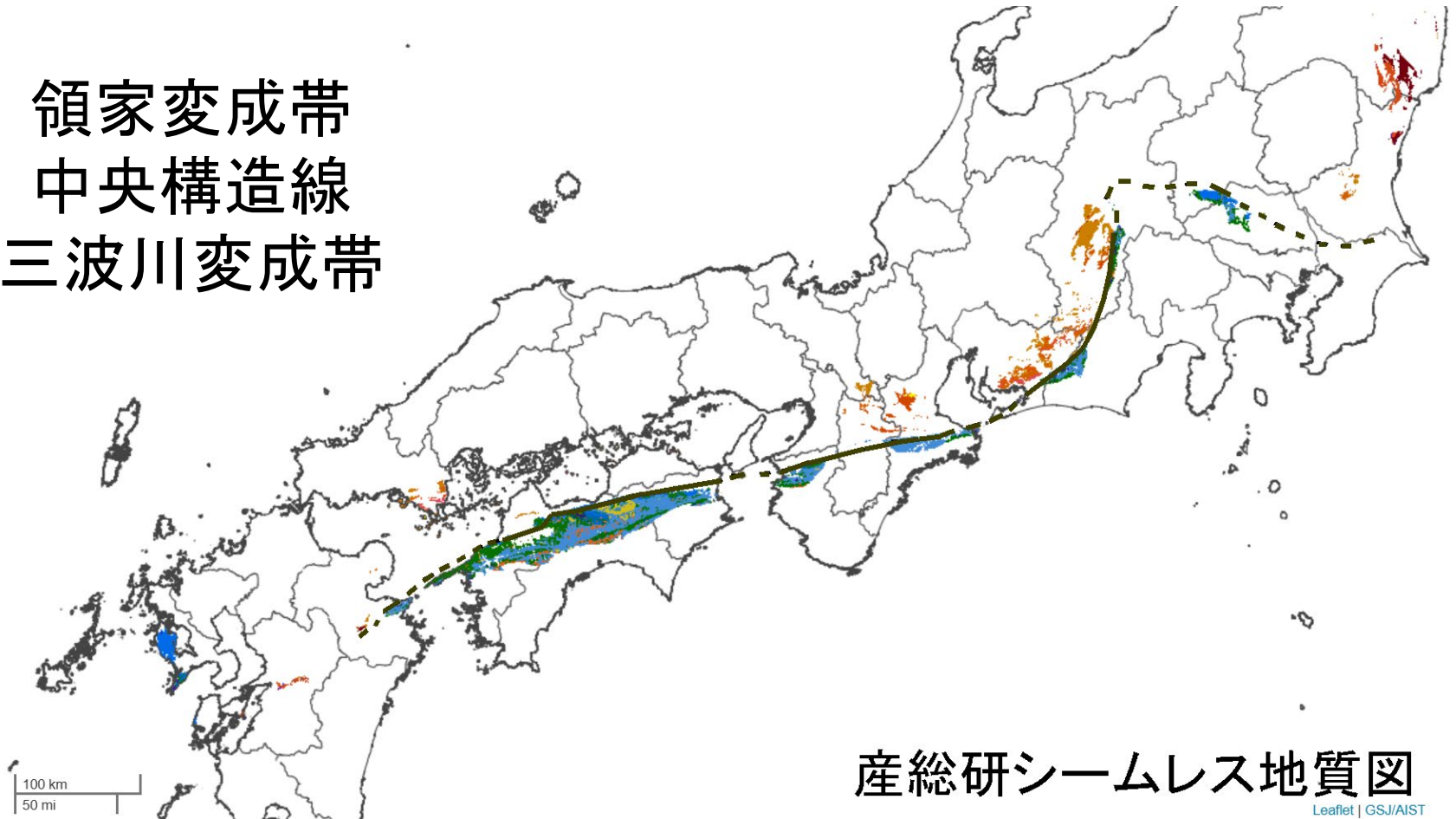


領家変成帯の外縁は、マイロナイトを含め
上昇削剥で失われたと。考えられる。



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

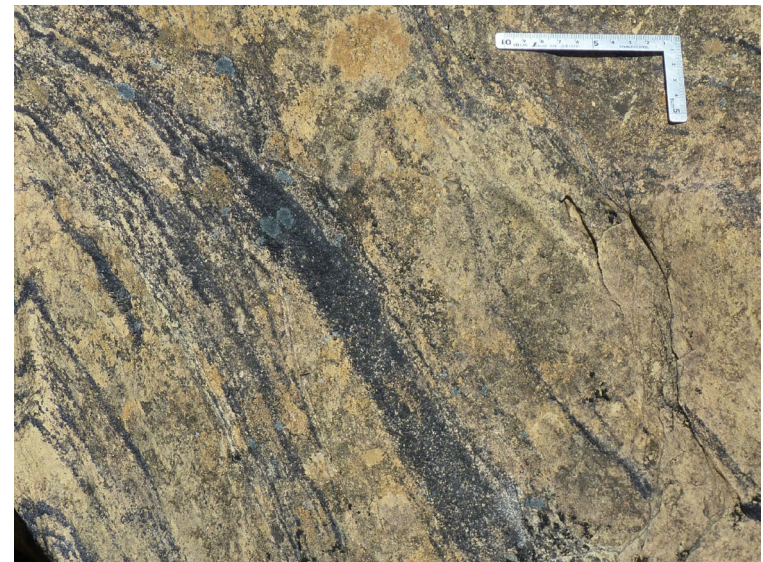
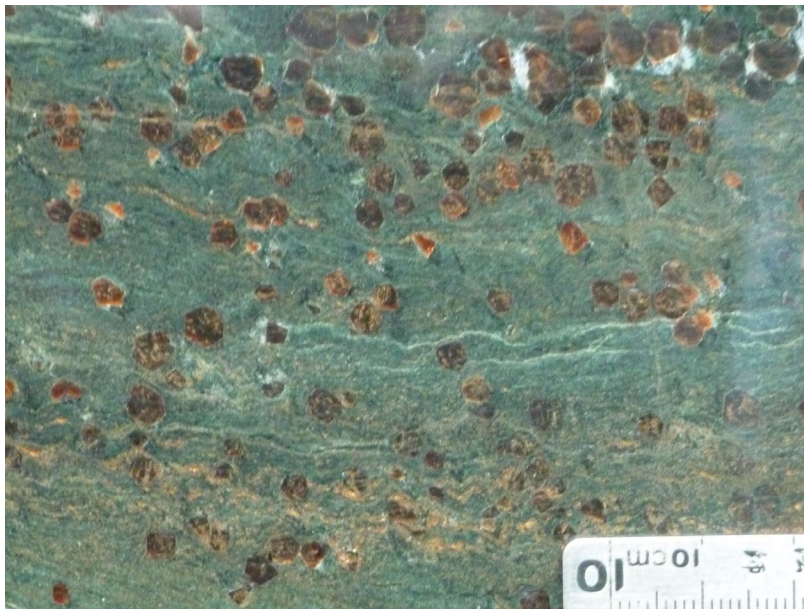


産総研シームレス地質図

Leaflet | GSJ/AIST

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

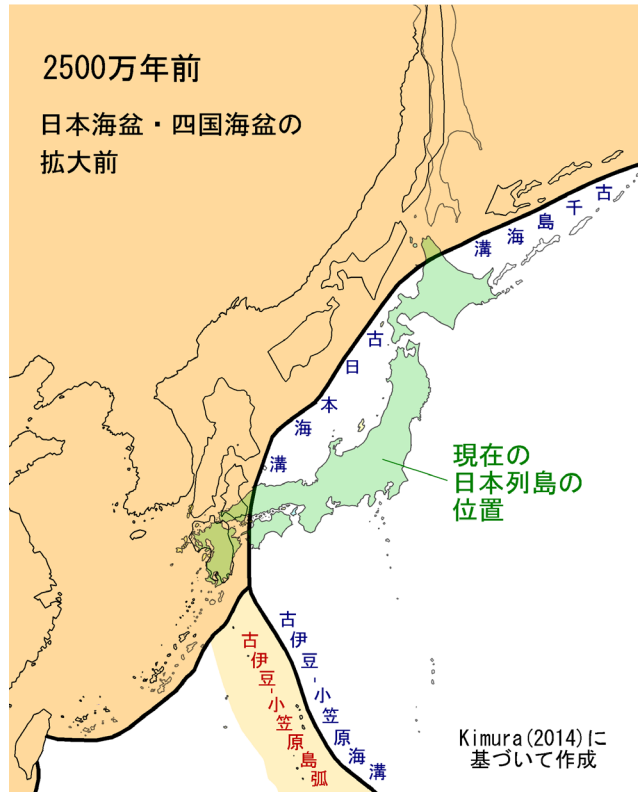
2000万年前～1500万年前
日本海盆・大和海盆の拡大

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

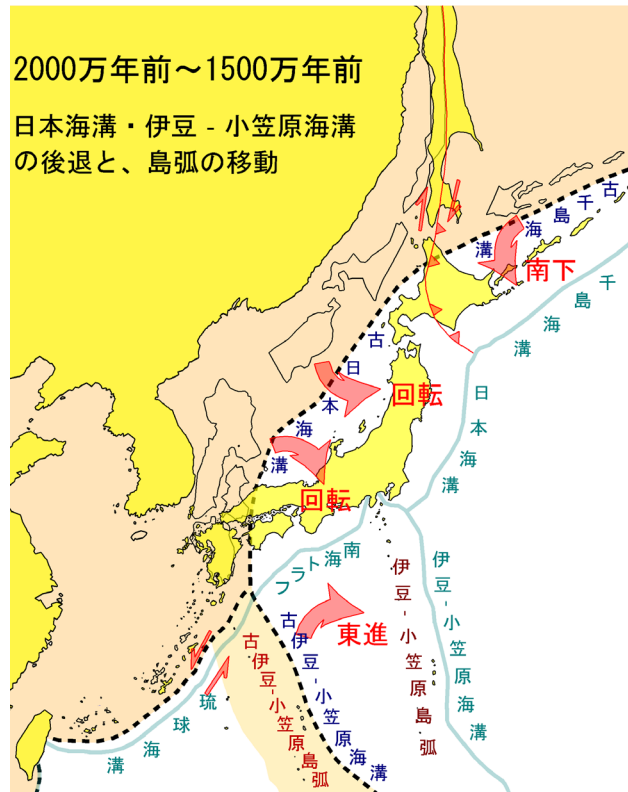
2500万年前

日本海盆・四国海盆の
拡大前

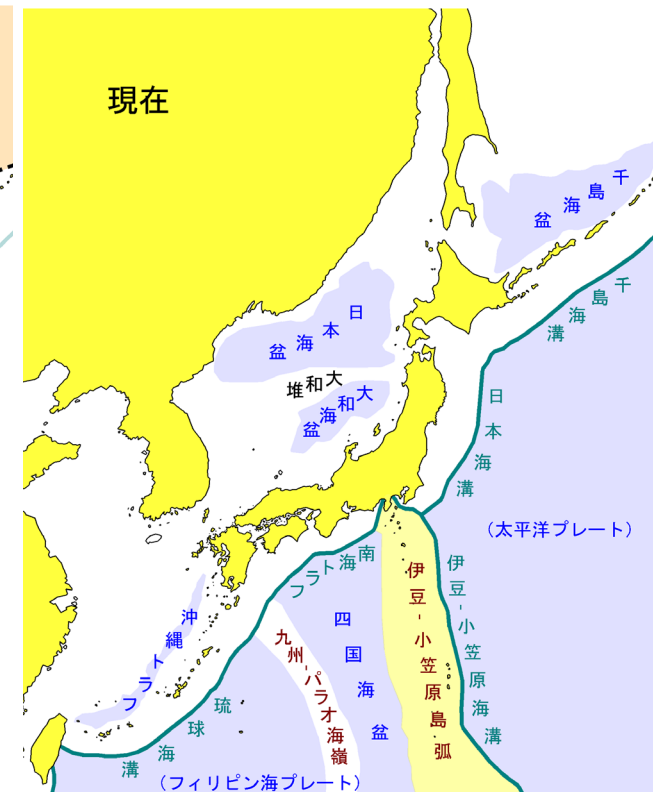


2000万年前～1500万年前

日本海溝・伊豆・小笠原海溝
の後退と、島弧の移動



現在



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

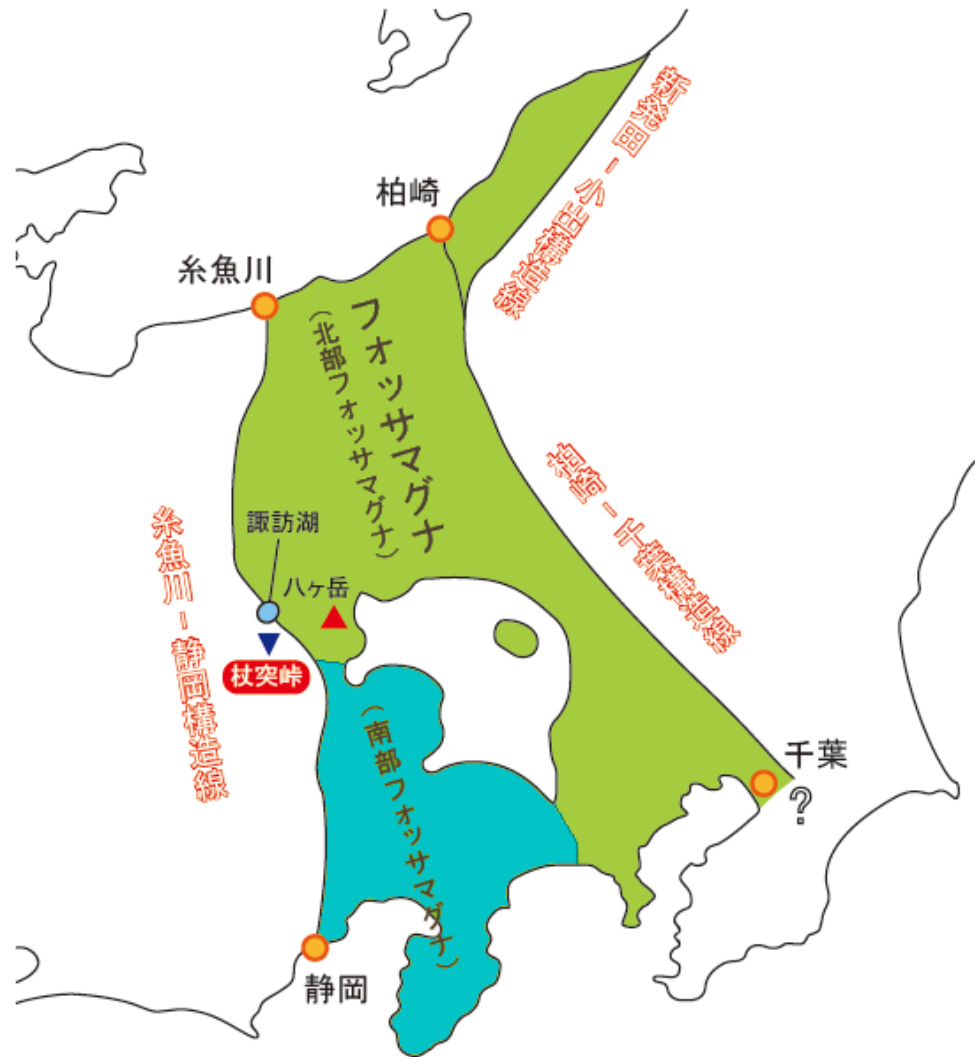
2000万年前～1500万年前

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

1 1 章2節

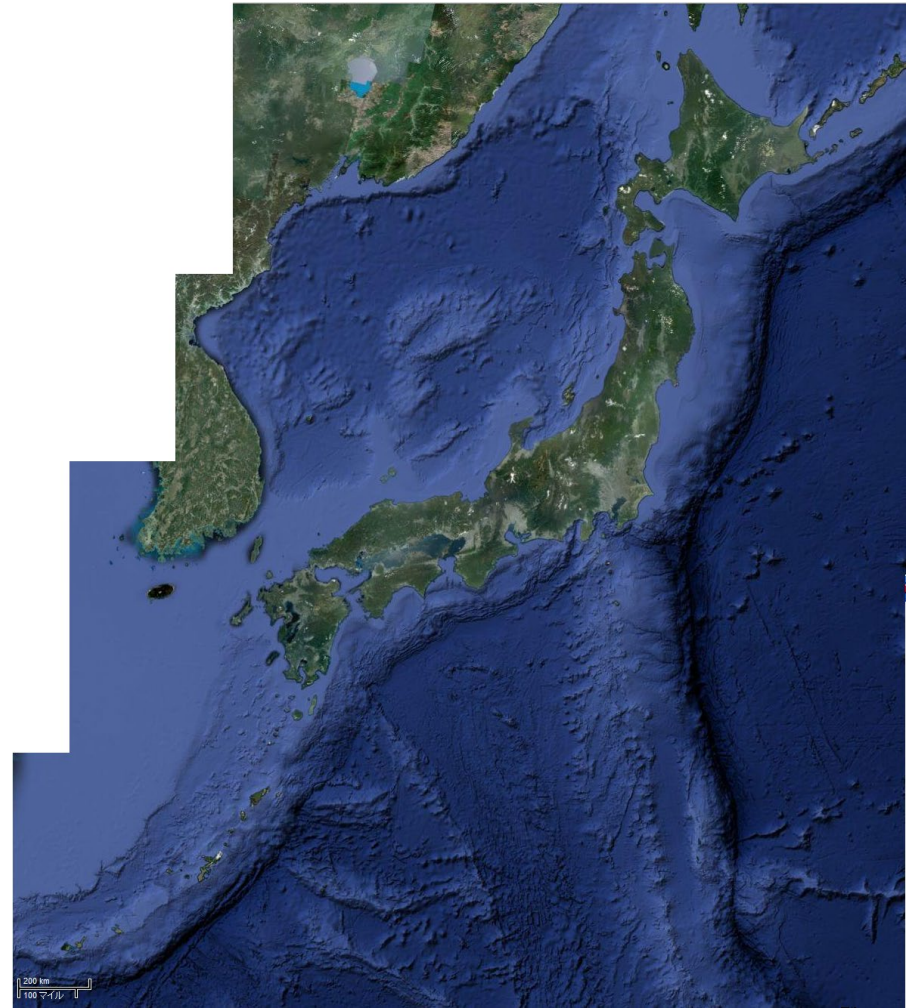
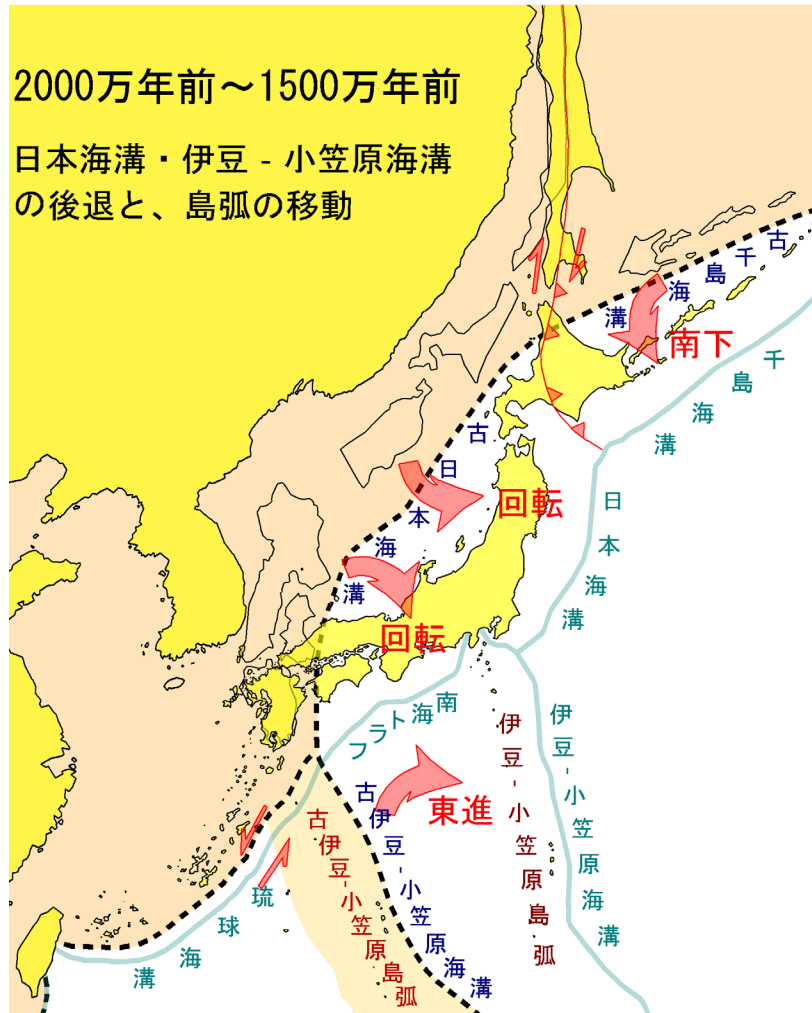
伊豆-小笠原海溝の東進と
四国海盆の拡大

1500万年前ごろ以降

伊豆-小笠原島弧の多重衝突

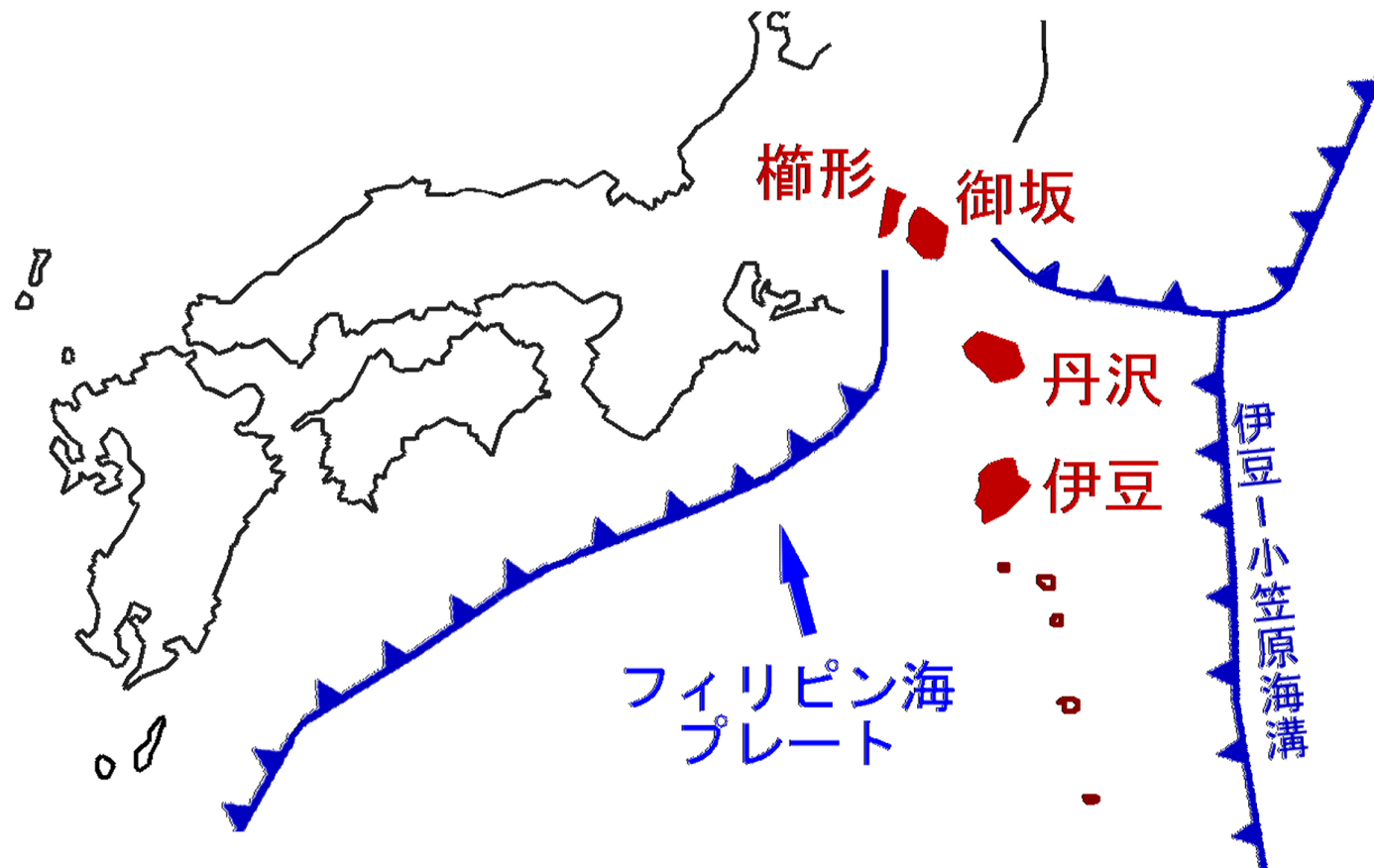
楕形地塊・御坂地塊・丹沢地塊
・伊豆地塊

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

楕形地塊



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

砥部時階：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→
 変成岩（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

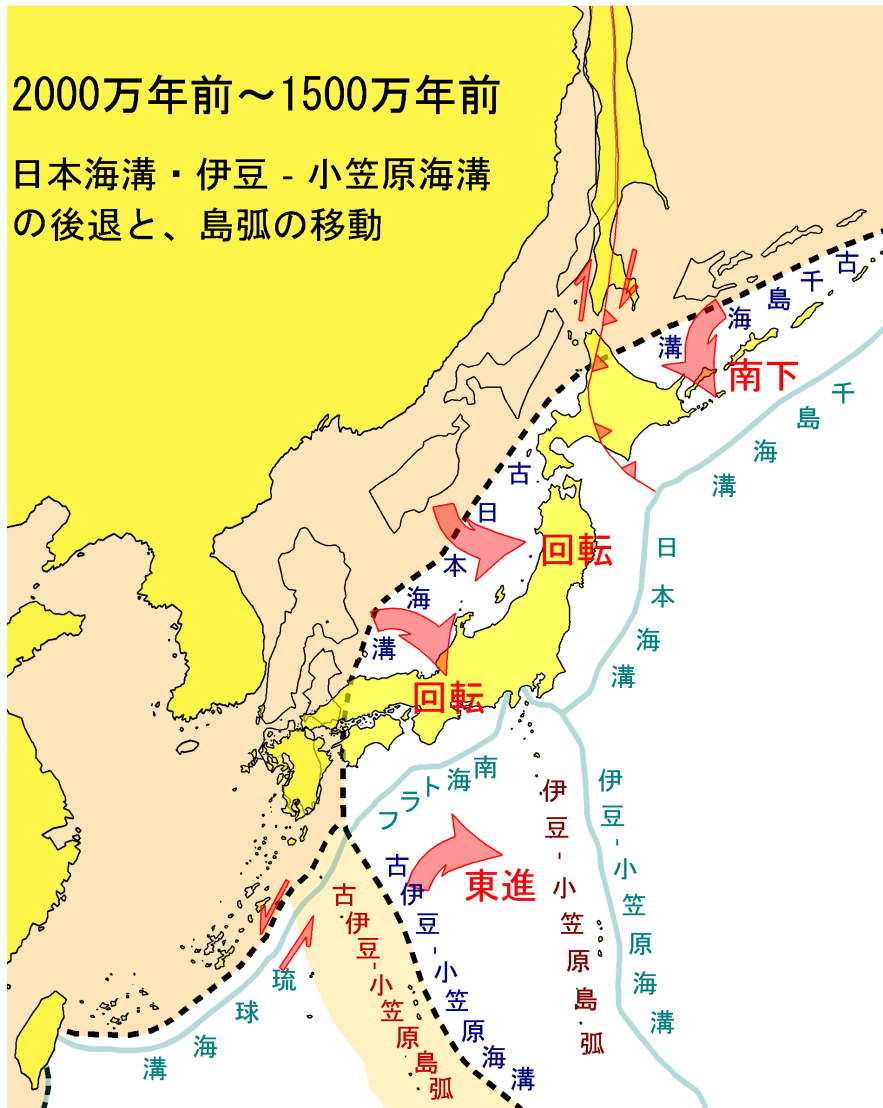
中央構造線石鎚時階

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, 四国の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
(1600万年前の砥部時階)

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）

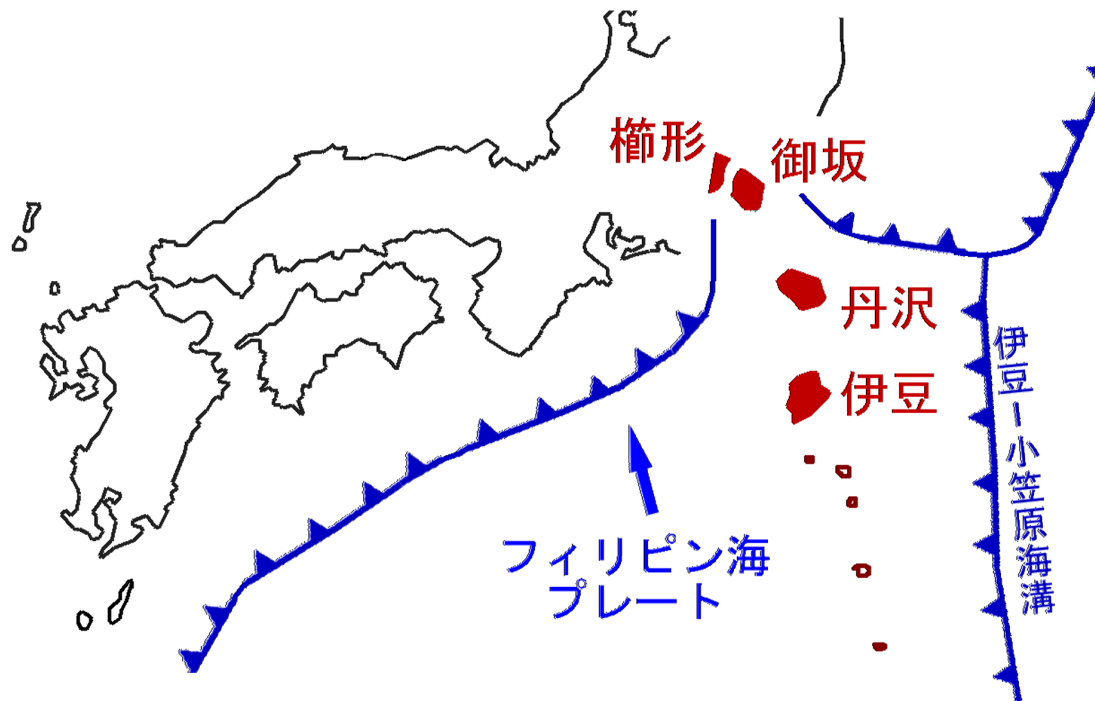
日本海拡大末～直後の赤石山地地域
楕形地塊の衝突

北方への押し曲げと60kmの左横ずれ

13-1, 楕形地塊の衝突と 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

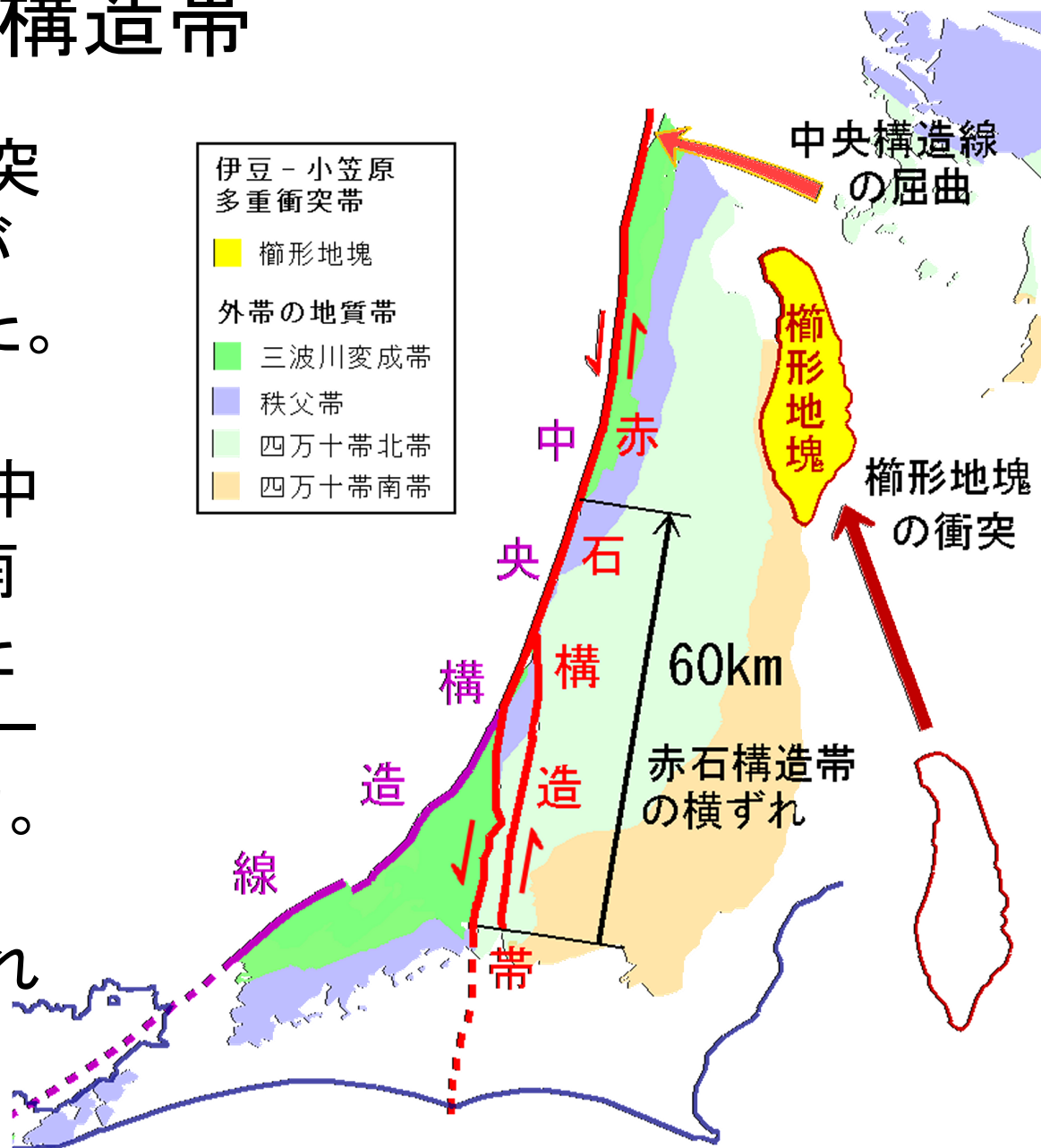


13-2, 赤石構造帯

楕形地塊の衝突
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)

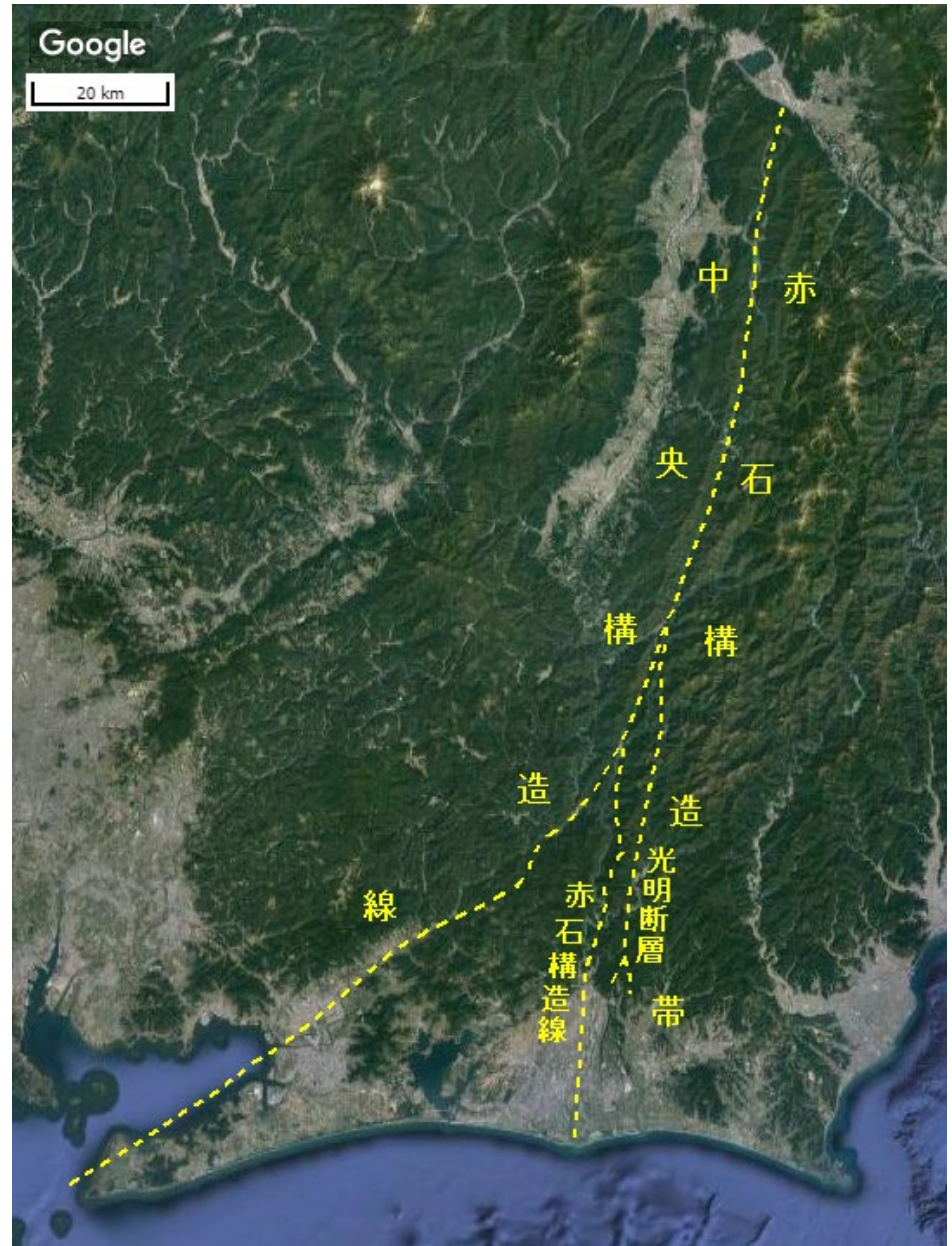


13-4, 逆Y字断層線谷

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

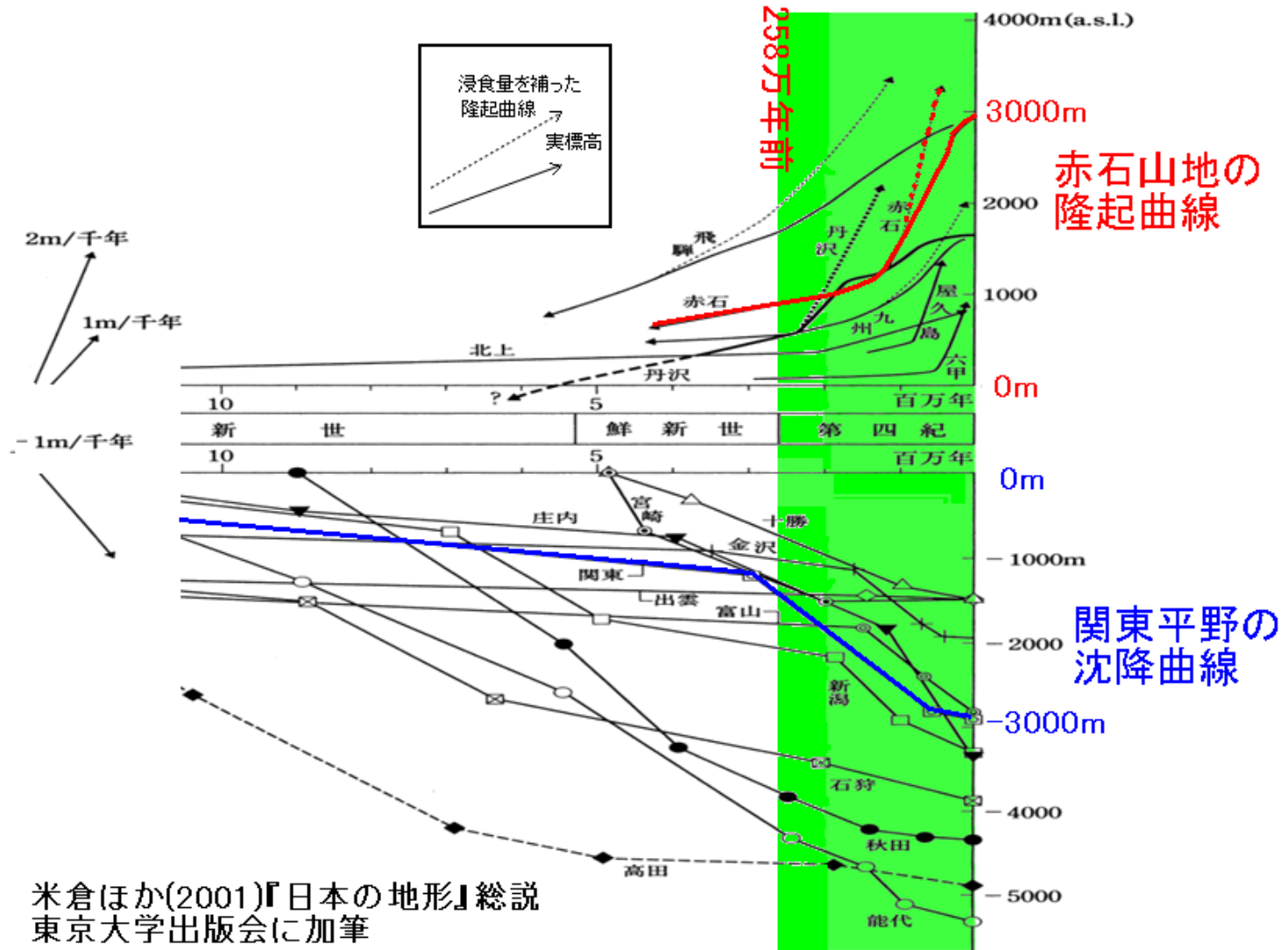
第四紀(258万年前～現在)変動

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



米倉ほか(2001)『日本の地形』総説
東京大学出版会に加筆

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

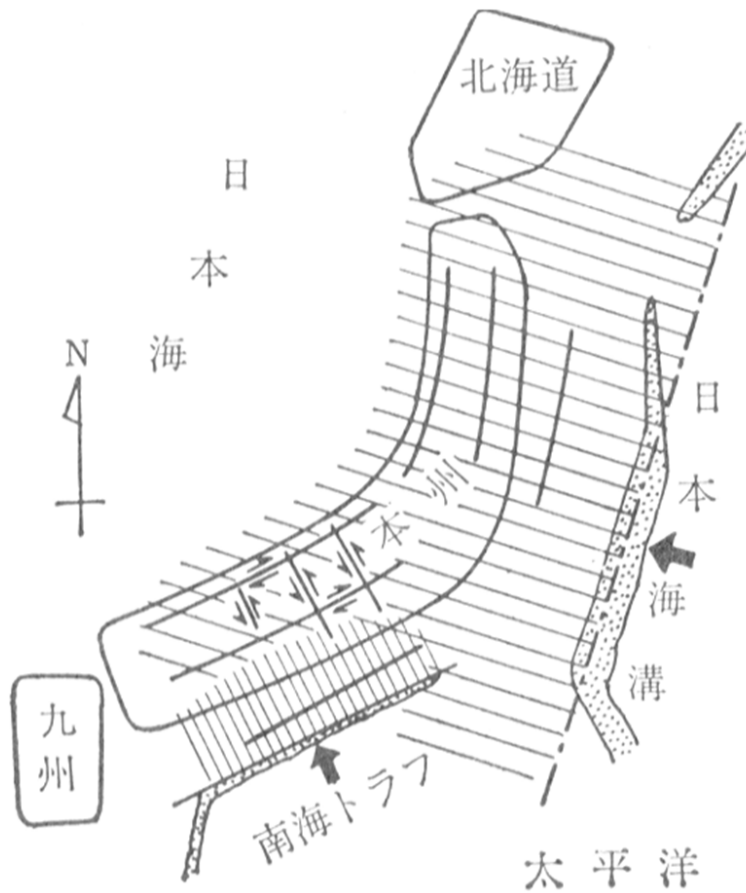


図 IX-4 日本列島の
圧縮構造(茂木清夫)

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 2010. 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

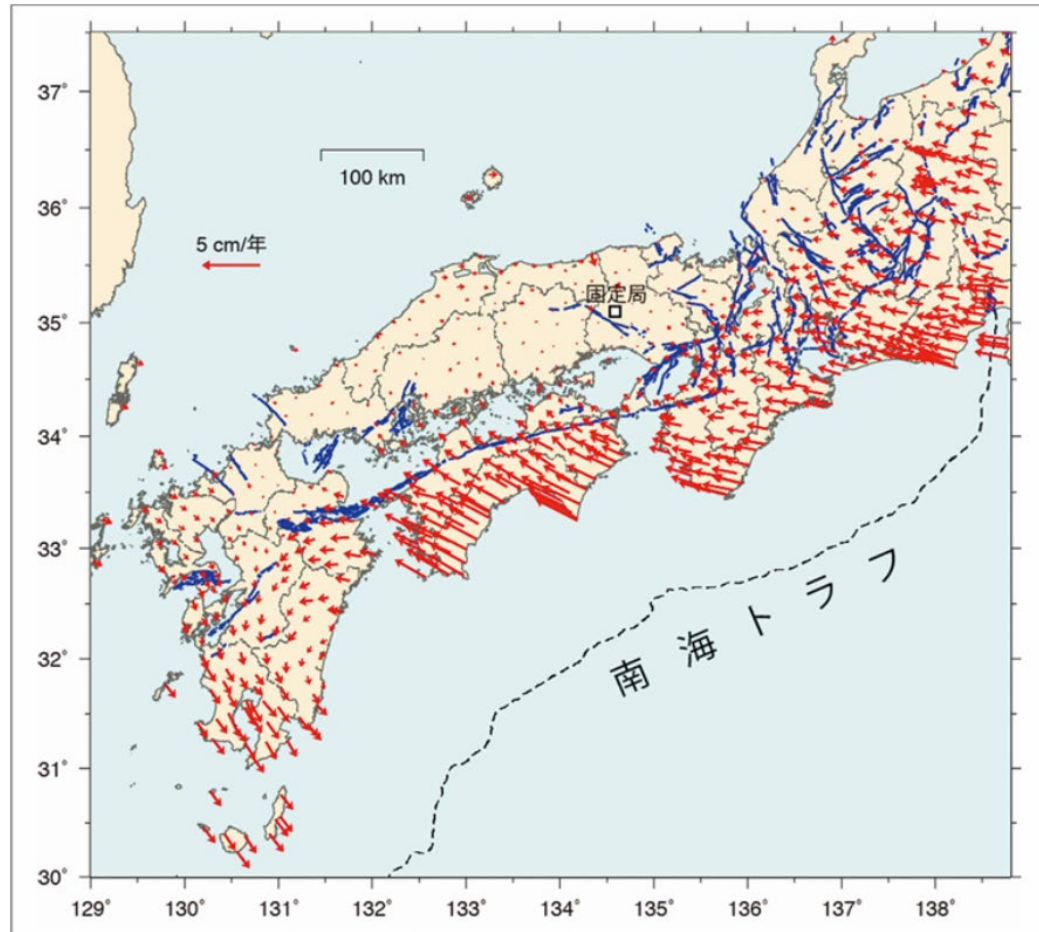
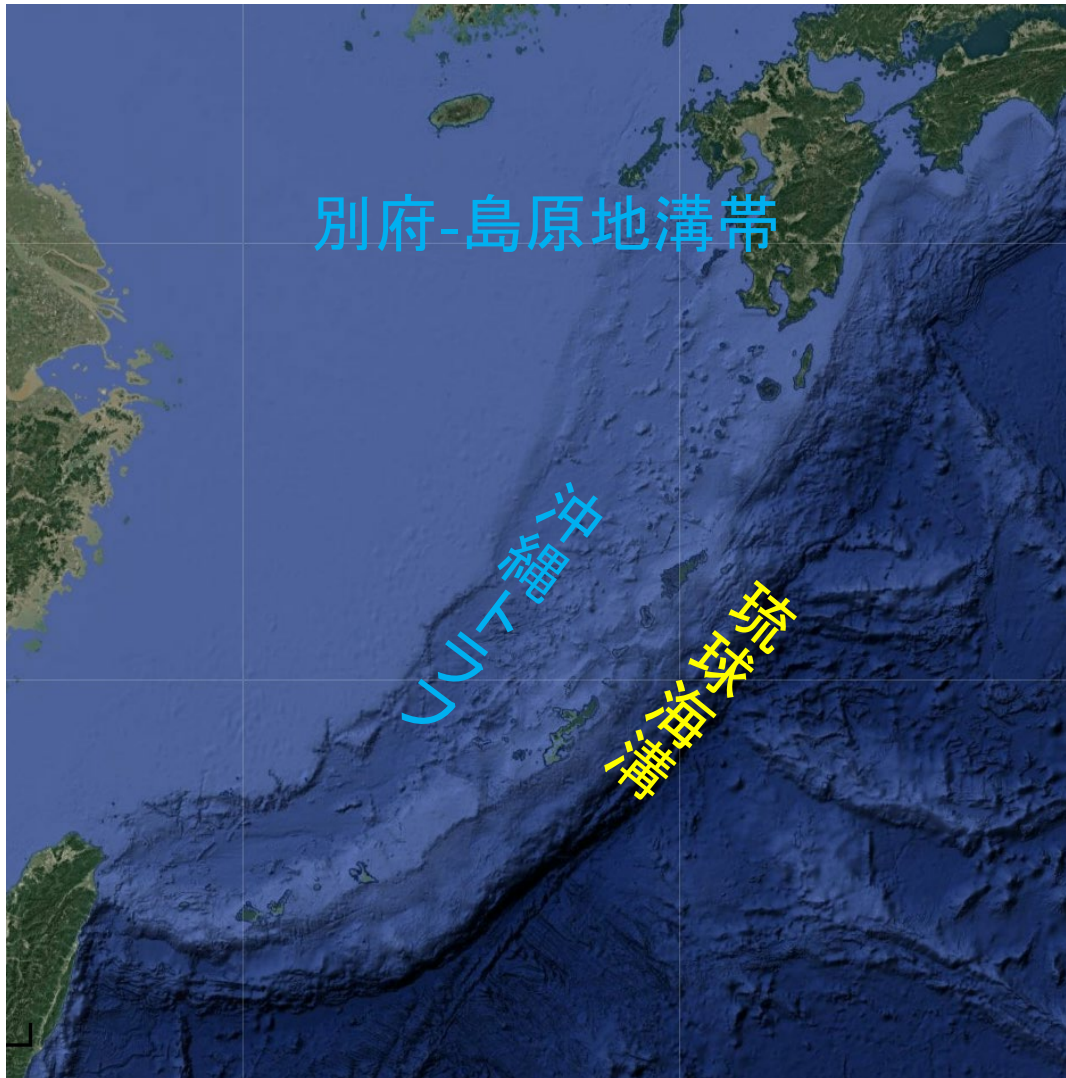


図1 GNSS連続観測点における水平変位速度分布。GEONET兵庫一宮観測点(図中の固定局)に対する2005年4月から2009年12月までの平均変位速度を表す。青線は地震調査研究推進本部による主要活断層分布。

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が沈み込み

14-5, 九州・中国・四国の変動と活断層

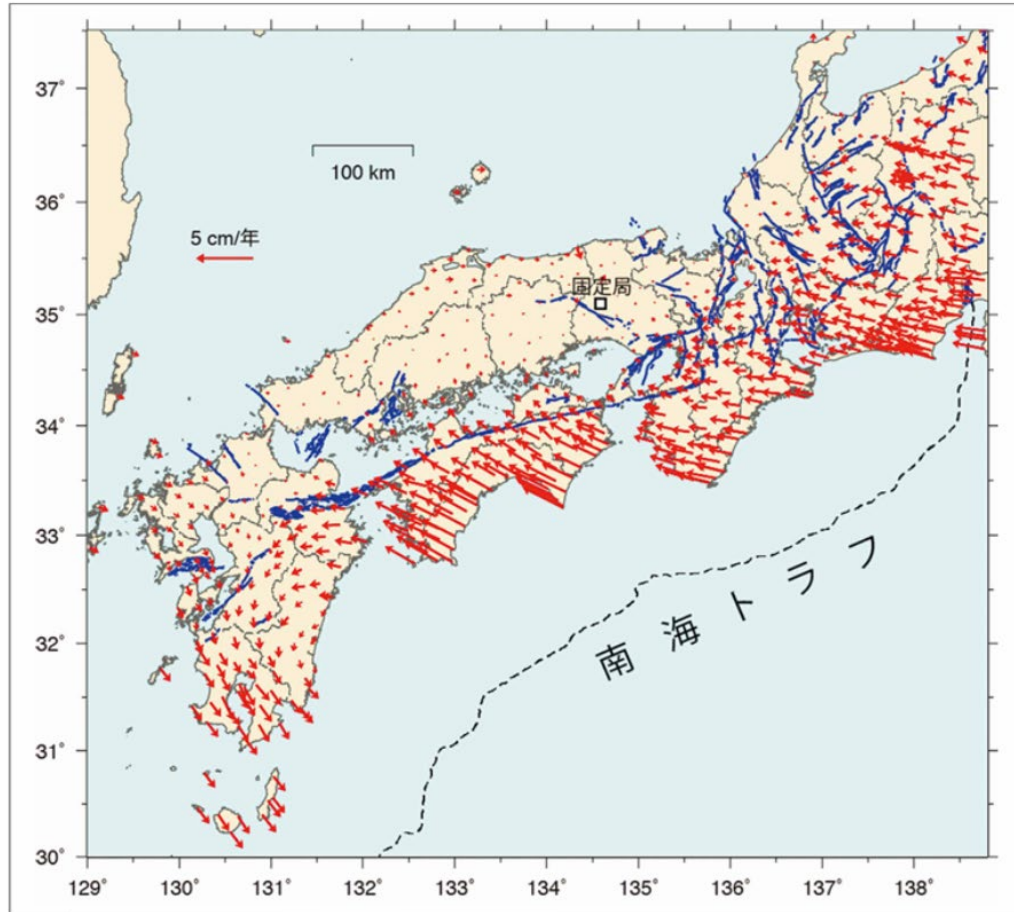


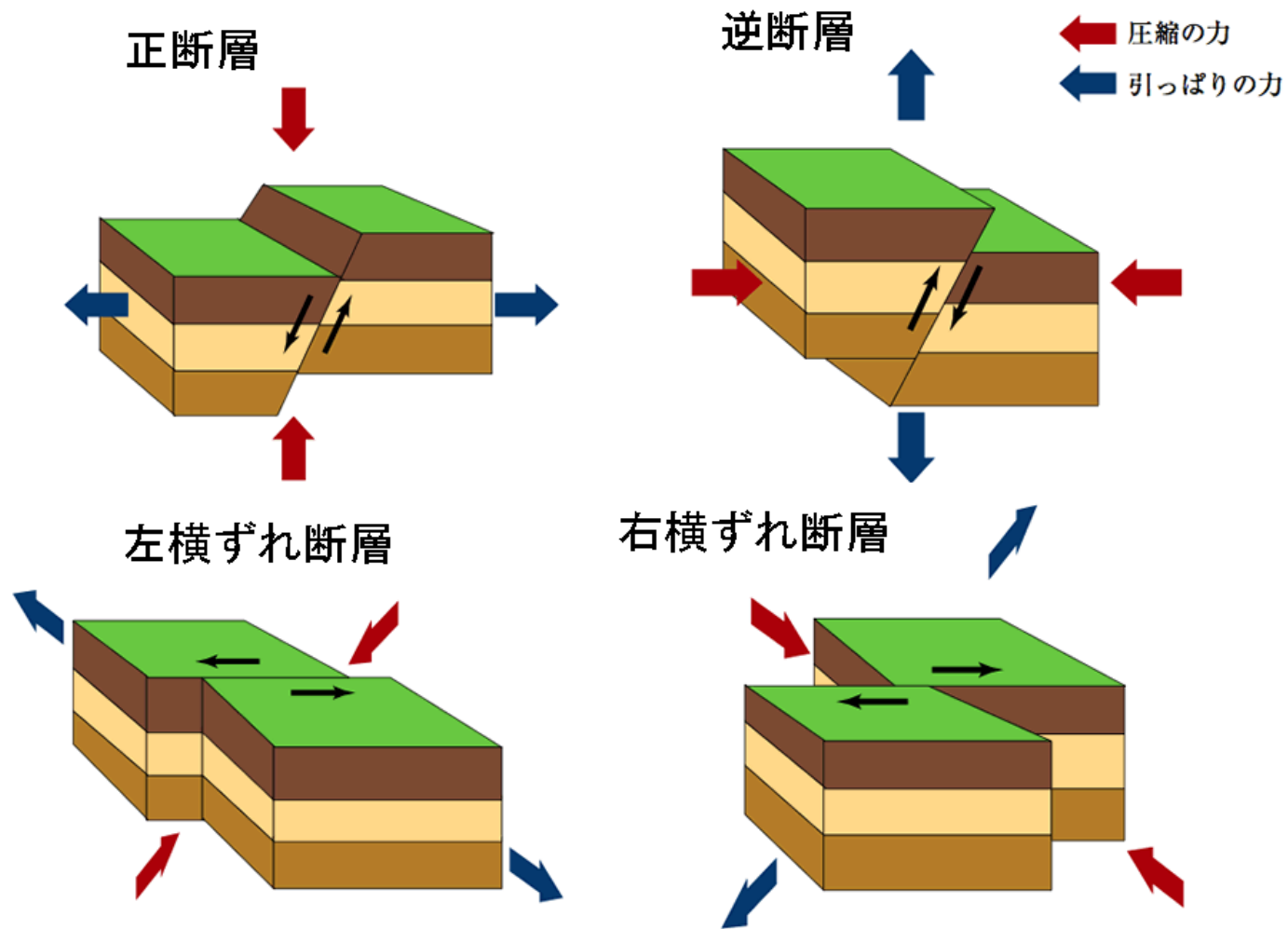
図1 GNSS連続観測点における水平変位速度分布。GEONET兵庫一宮観測点(図中の固定局)に対する2005年4月から2009年12月までの平均変位速度を表す。青線は地震調査研究推進本部による主要活断層分布。

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
央構造線の新傷が利
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」

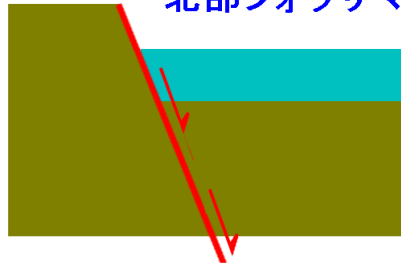
14-8, 古傷が利用されても、ずれの向きは異なる

糸魚川-静岡構造線北半

2000万～1500万年前

正断層

北部フォッサマグナ



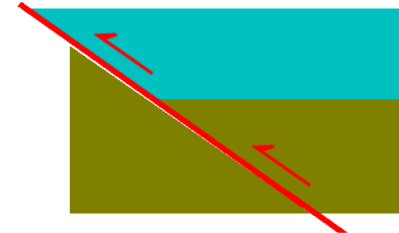
糸魚川-静岡構造線活断層系
(北部区間)

250万年前～現在

逆断層

北部フォッサマグナ

→
逆転



中央構造線鹿塩時階

9000万～7000万年前

左横ずれ



→
逆転

四国の中央構造線活断層系

250万年前～現在

右横ずれ



当時の海溝



南海トラフ



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

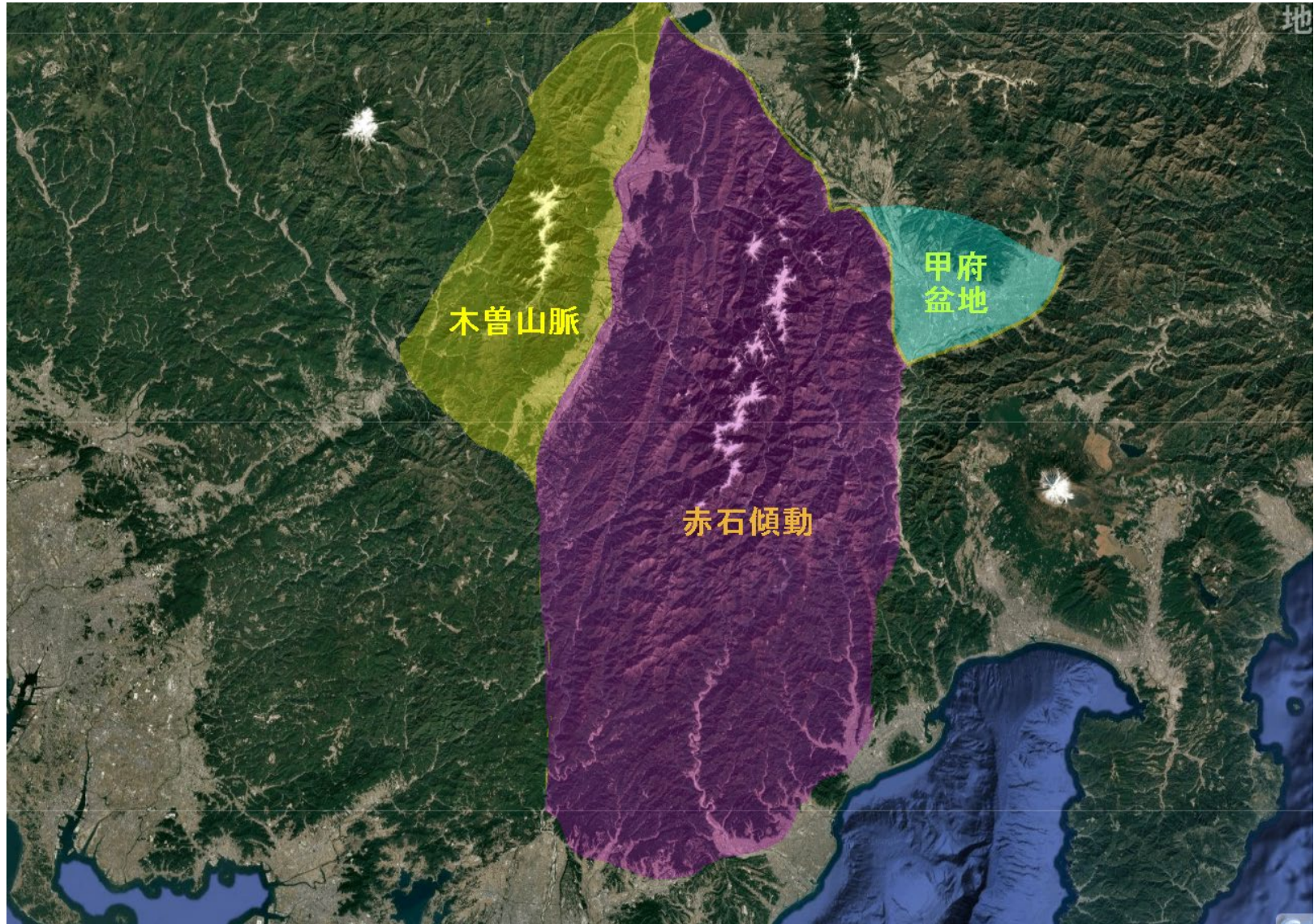
14-9, 中部地方は南岸をのぞき東西圧縮



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)断層帶-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

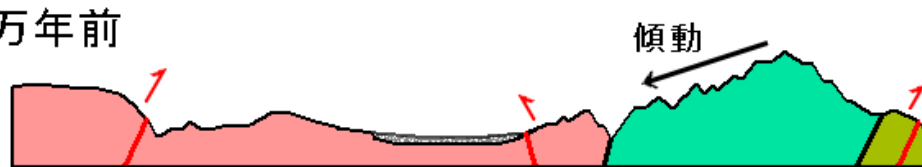
南アルプス・中央アルプスの隆起と伊那盆地の誕生

森山・光野 (1989) に加筆

250万年前



130万年前



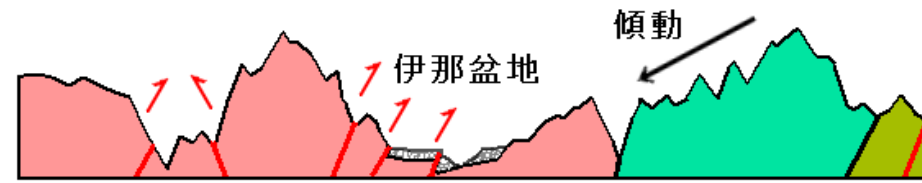
竜東断層

赤石傾動地塊が
ゆっくり隆起

現在

木曽山脈が隆起

隆起が加速



阿寺山地

木曽山脈

伊那盆地

竜西断層

(伊那谷断層帯)

伊那山地

赤石山脈

木曽山脈地塊

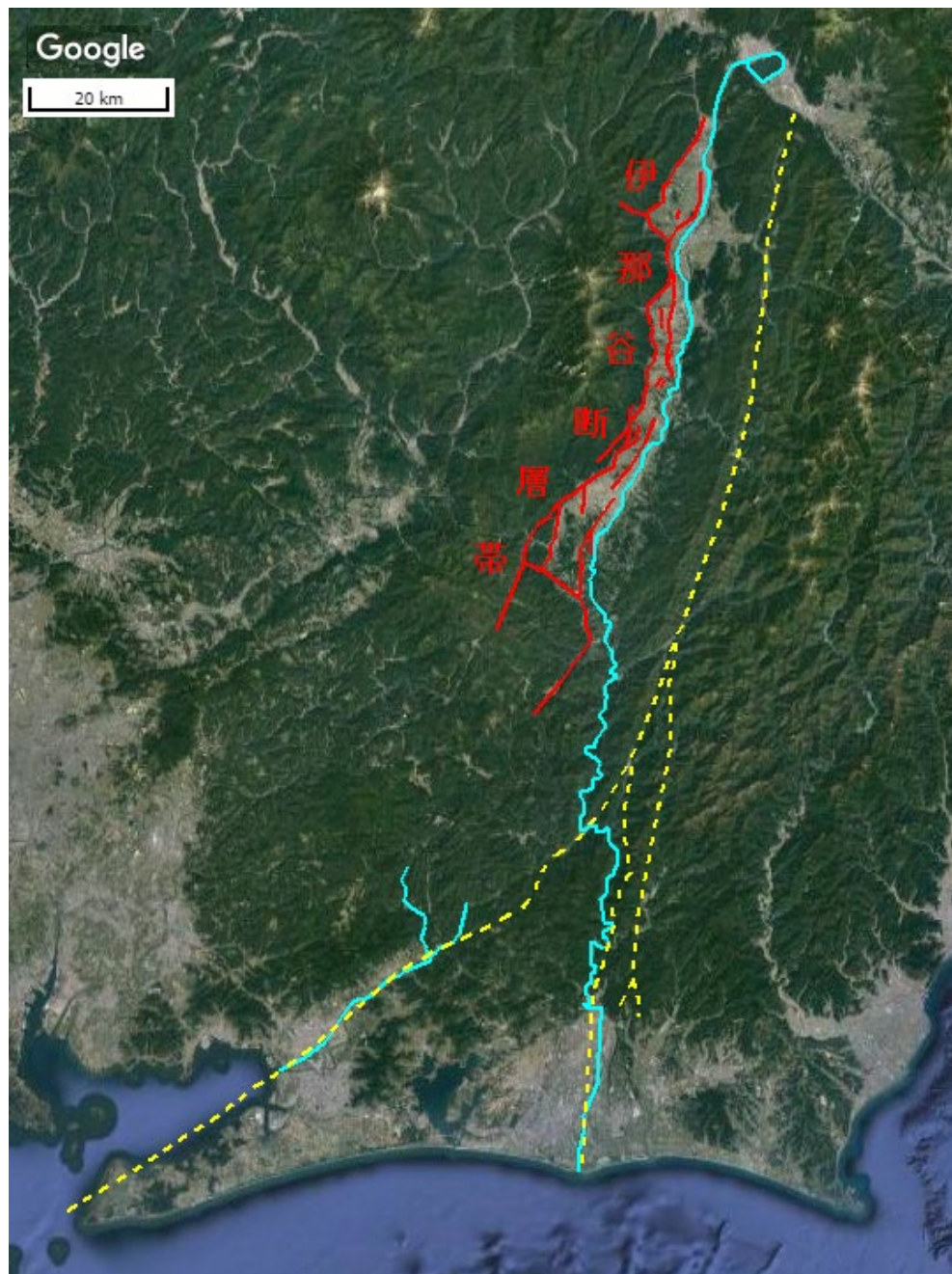
赤石傾動地塊

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

四国の中央構造線とは、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

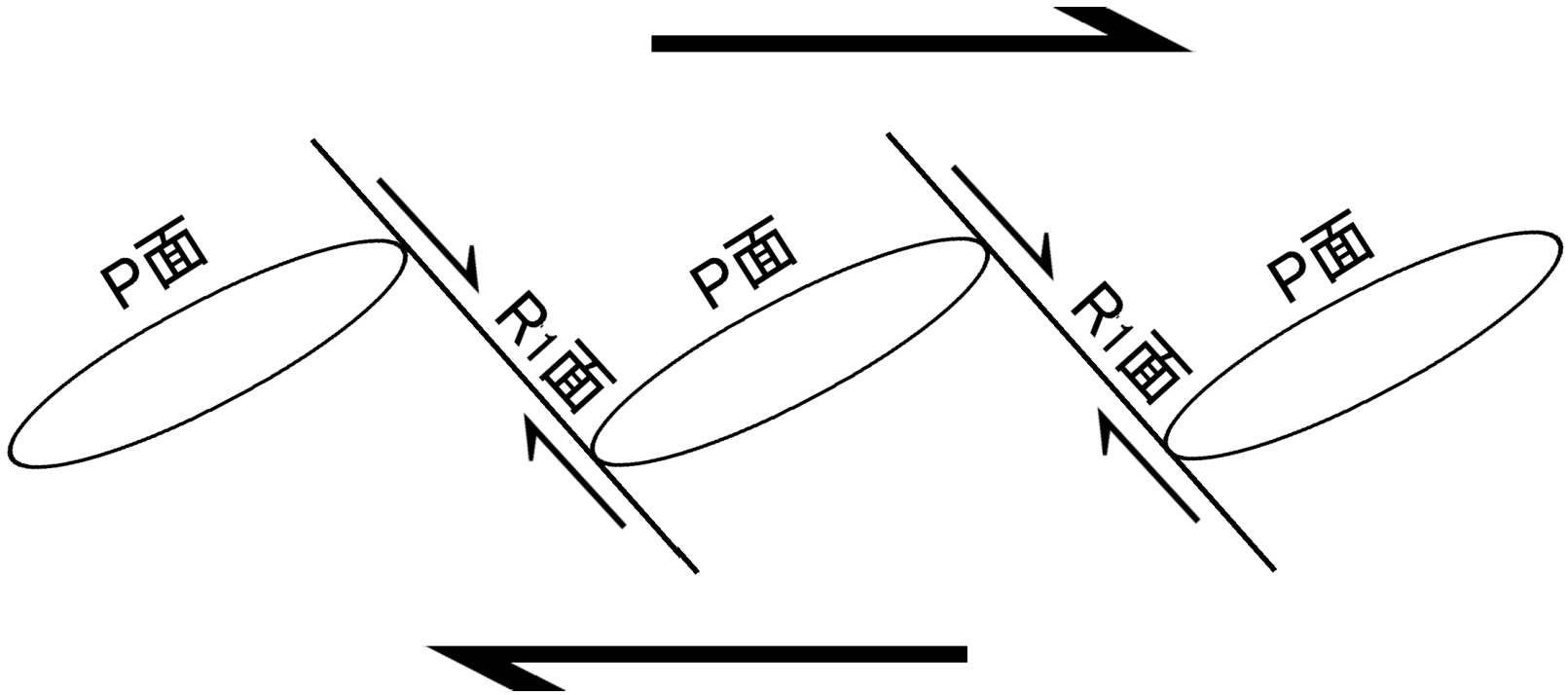


15-3, カタクレーサイトのブロックを切る直線的な断層。
断層の右側には、かんらん岩片を含む三波川変成岩
起源の幅約50cmの断層ガウジ帯が挟み込まれている。

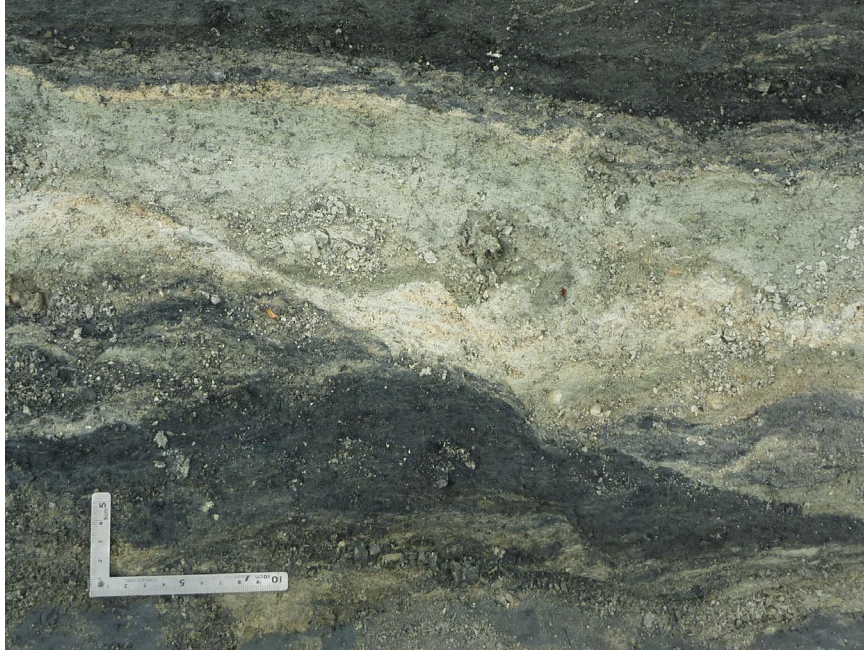


15-4, 断層帯の内部構造から、 ずれた向きを読み取る

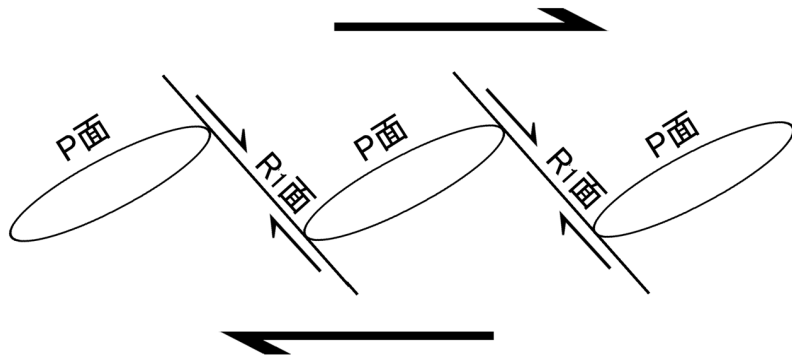
右横ずれを示す複合剪断面（リーデル剪断面）



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
源カタクレーサイト

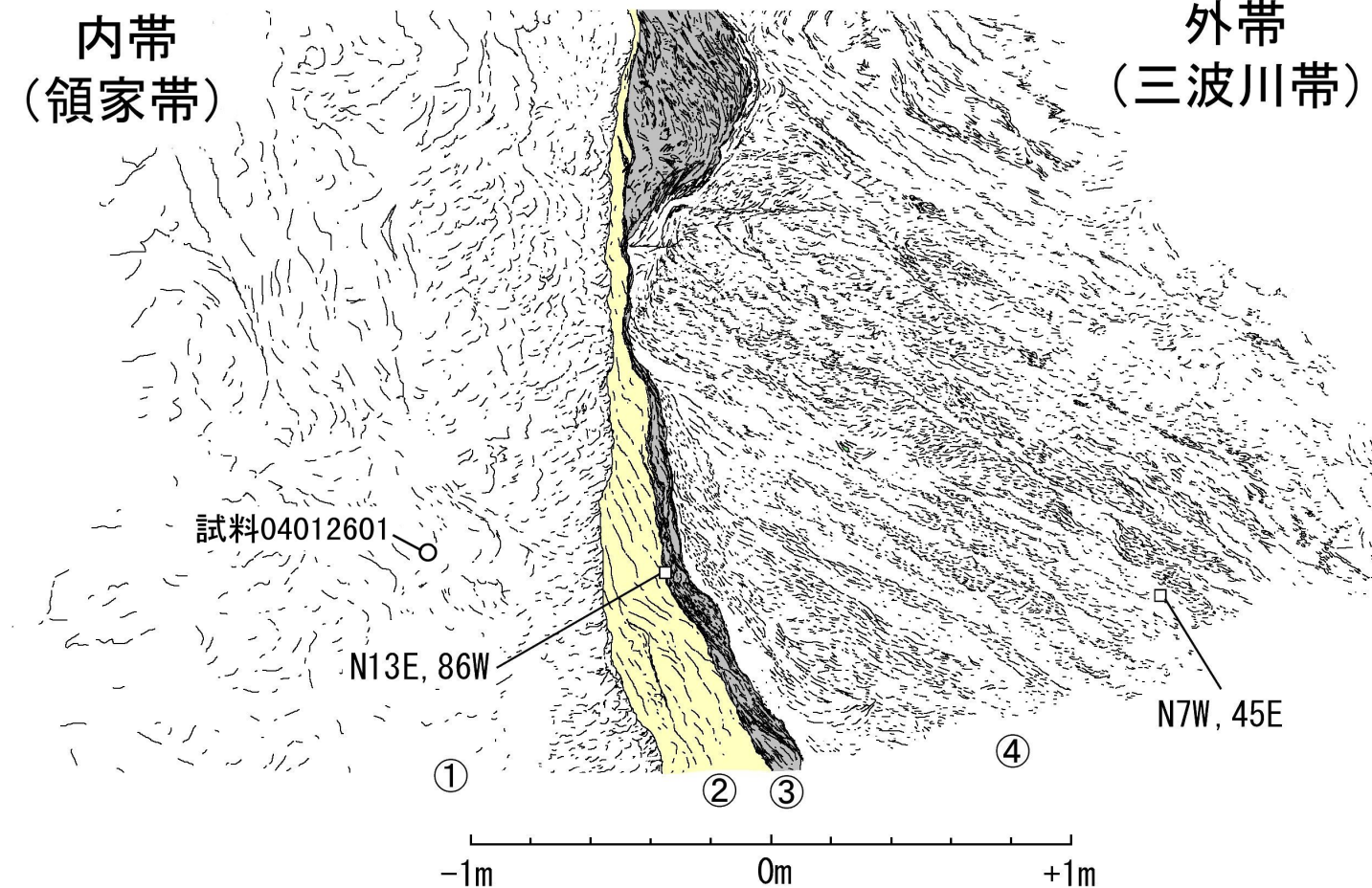
断層ガウジ

泥質片岩源
カタクレーサイト

A地点 中央構造線高遠町板山露頭 スケッチ

内帯
(領家帯)

外帯
(三波川帯)



領家帯

- ① ポーフ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

三波川帯

- 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)

中央構造線

内帯

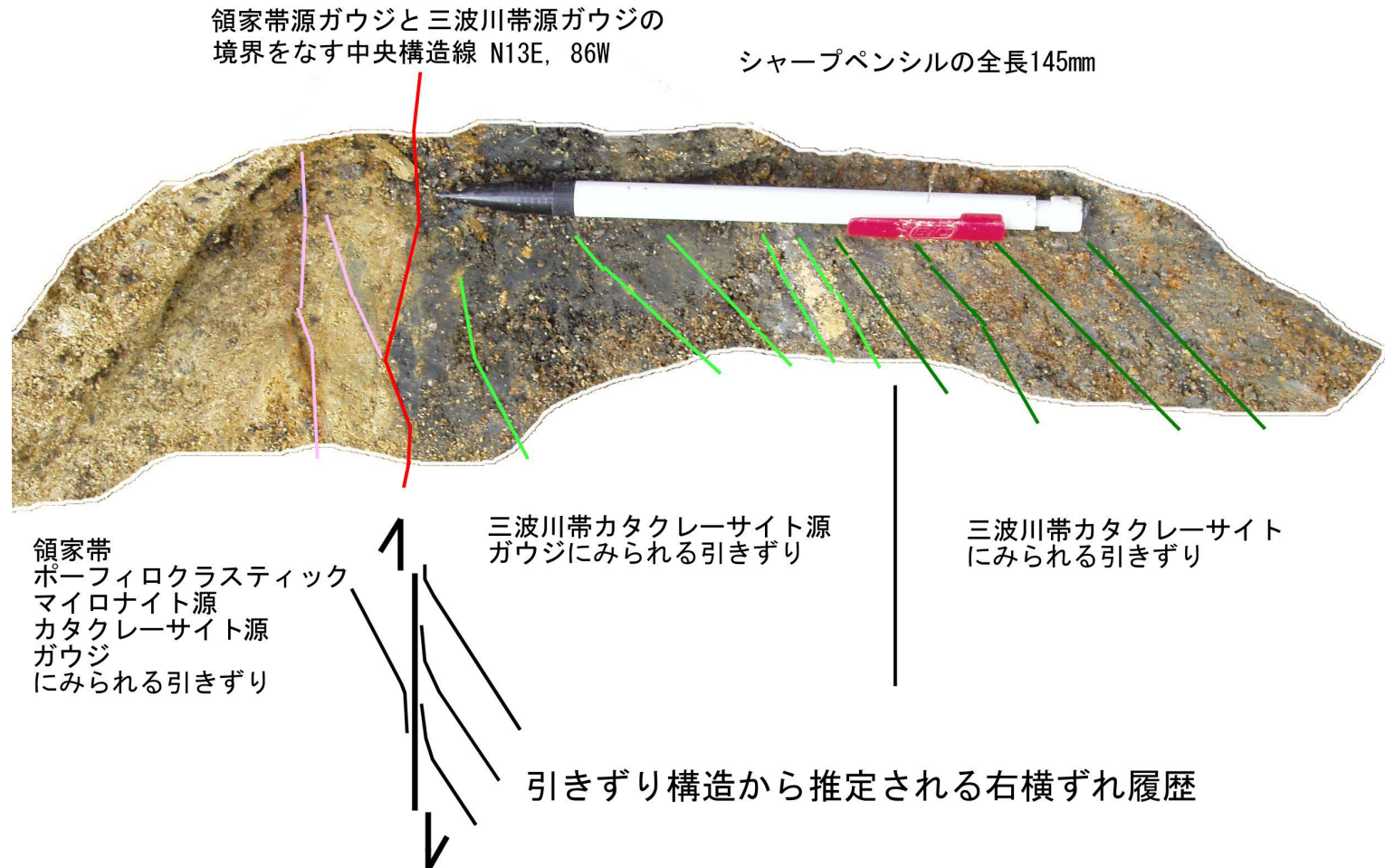
領家変成帯の岩石

外帯

三波川変成帯の岩石



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。

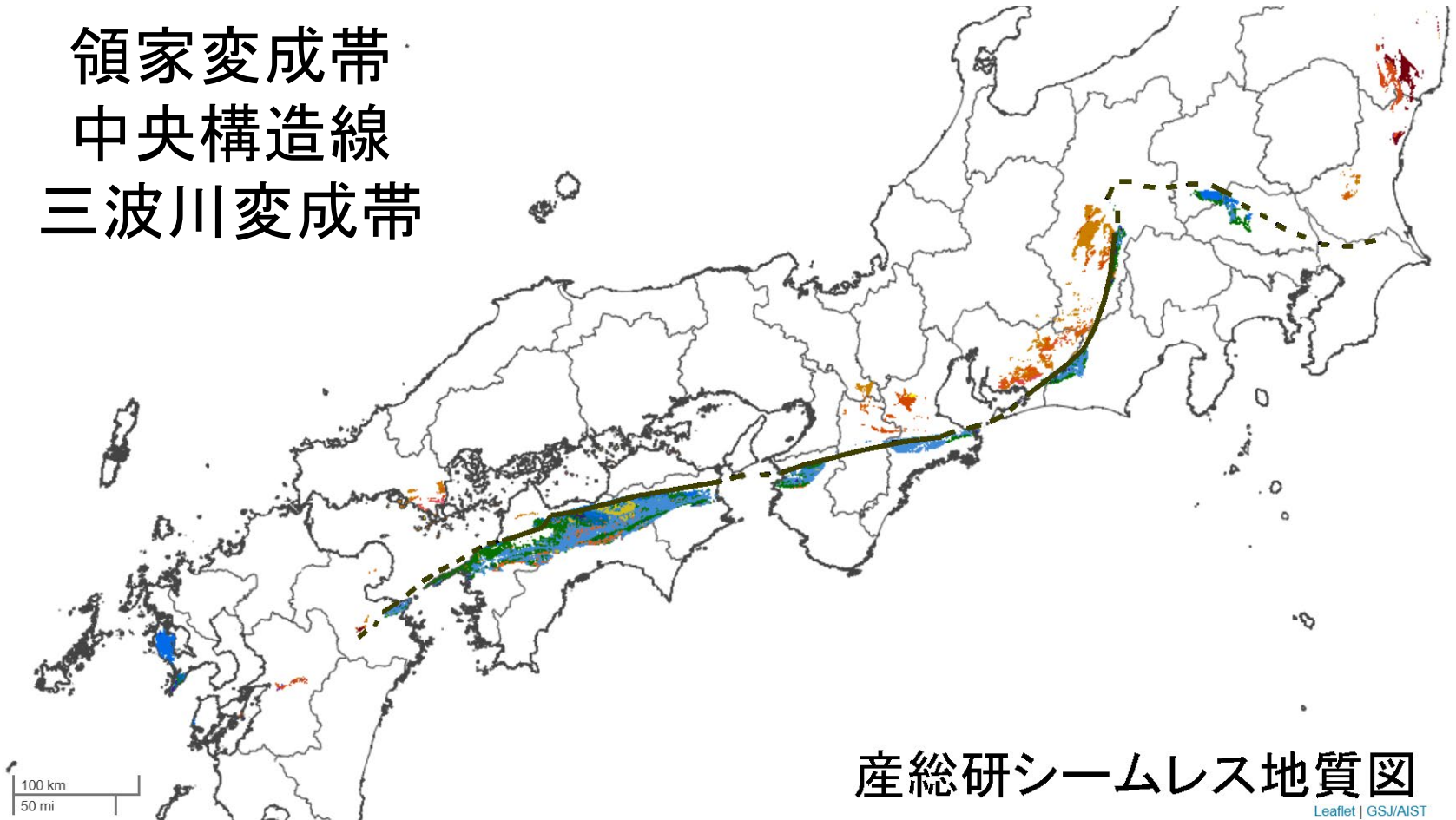


岩石の性質による崩れ方のちがいが斜面の傾斜に現われている・

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



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)



三波川結晶片岩の種類

三波川流域の石の色は緑、黄緑、黒、白、紫、ヒョウ、黒斑、斑、黒帯など色彩に富んでいる。これは含まれている鉱物の種類が異なることと示している。鉱物には緑色の結晶質の黄緑色の緑輝石、白色の石英、玉石、白色のたたくさ種輝石があります。三波石といわれる鉱物が豊富でこれらでできている。三波川流域の石の名前をその石に多く含まれる鉱物名を使ってつけられているようにしています。三波川流域の石の中には普通見られるような鉱物が占めてくつた色合いといわれるものがあります。三波川・竜ヶ谷は寺域地に見られる。蓮の石・三波石は点の多い無色結晶質が少なくする地域です。



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



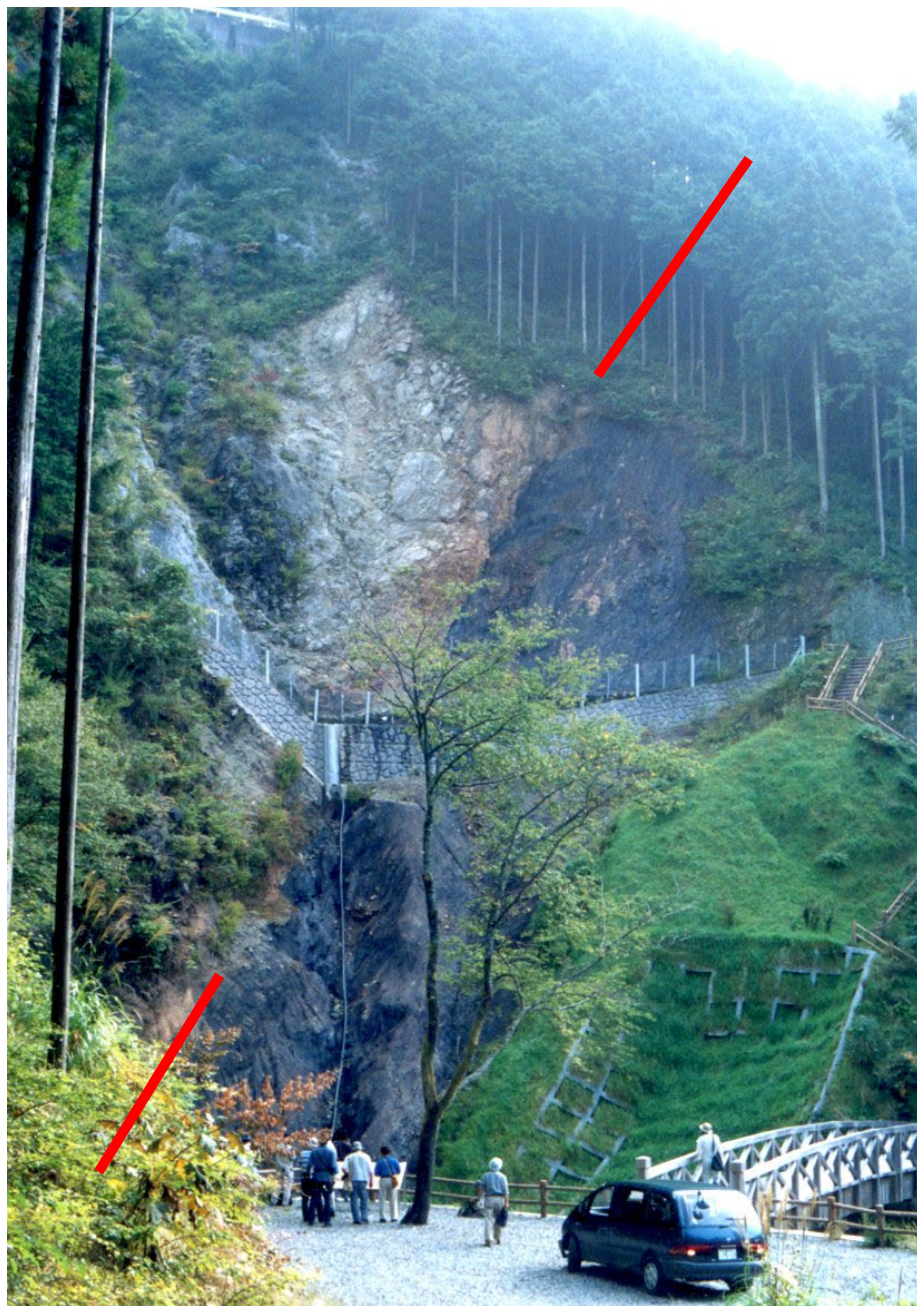
17-10, 中央構造線長篠城露頭
左:花崗岩マイロナイト源カタクレーサイト
右;泥質片岩源カタクレーサイト



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 浪早埼 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

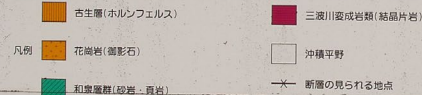
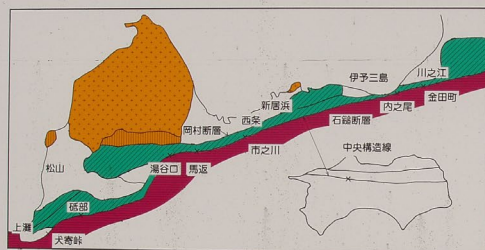


← 左: 泥質片岩源カタクレーサイト
右: 和泉層群源カタクレーサイト
中央: 新第三紀安山岩質貫入岩脈

←
北岸
→
南岸



西南日本中央構造線の湯谷口断層



西南日本中央構造線の湯谷口衝上断層

西南日本の中央構造線は長野県諏訪湖付近から九州熊本県八代付近まで続く日本最大の断層である。この断層が湯谷口にきれいに露出している。ここでは下流側にある約七千万年昔に海のそこに堆積して出来た和泉層群の岩が(左のうすい緑色の部分)、上流側の一億年昔に地下深所で変成岩になった結晶片岩の(左の紫色の部分)上に乗り上がった形の断層である。(衝上断層)この断層の走行はN80°WNへ40°傾斜している。この断層の間に安山岩が貫入している。この安山岩は石鎚山の火山活動の時に出来たものである。

この断層は二〜三千万年昔に活動したものである。本露頭は、結晶片岩の上に和泉層群が乗っているのだから素直に解釈すれば正断層と判断されるが、西の砥部や犬奇など、また東の西条市市之川での事実から、この間にある湯谷口も衝上断層と考えられている。

17-19, 愛媛県砥部町 衝上断層公園

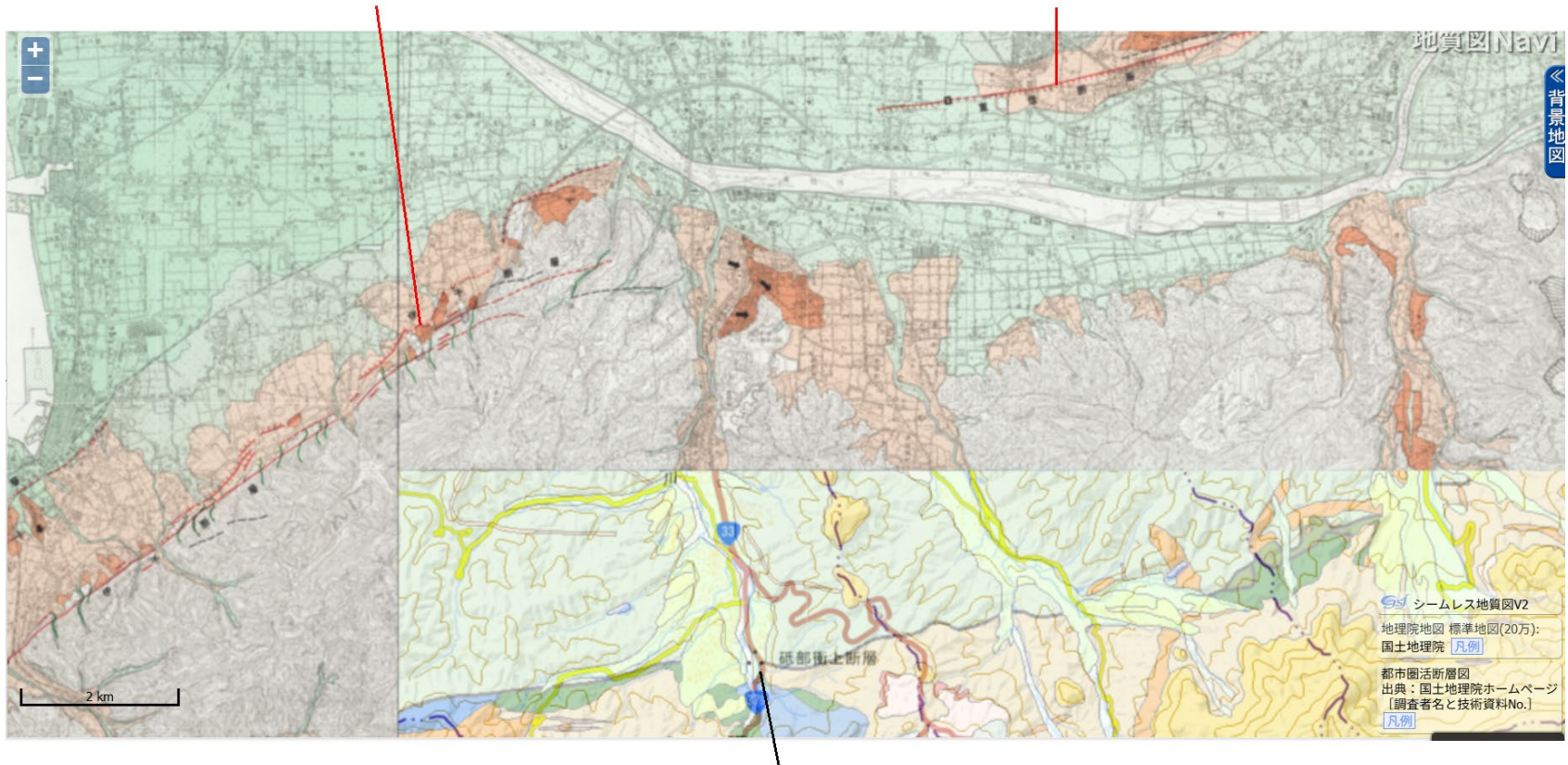
地質境界。砥部時階・石鎚時階の露頭
活断層は地表では6km北方の松山市域に現われている



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

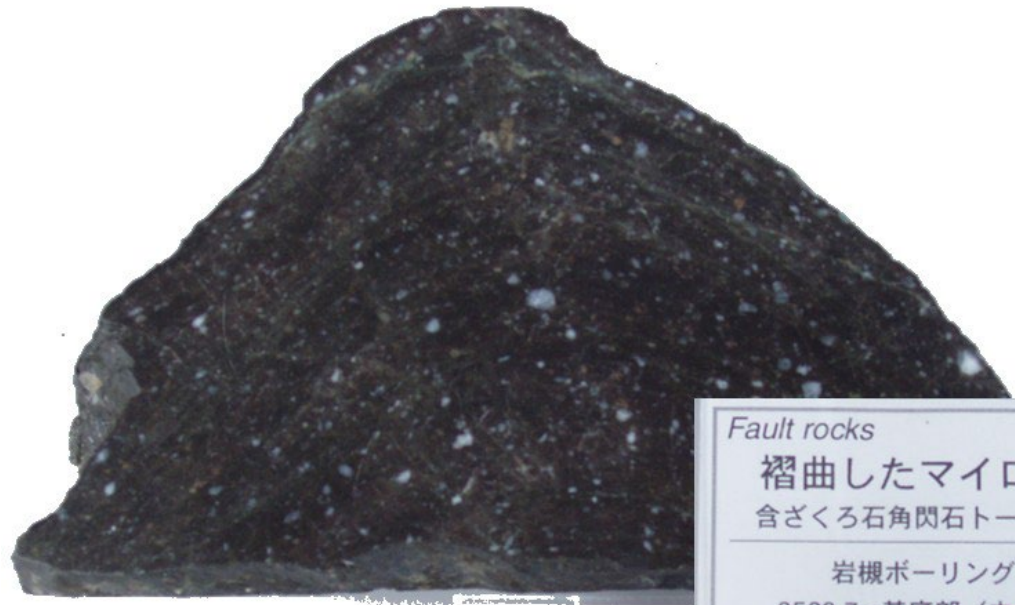


18-1, 領家変成帯



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



Fault rocks

褶曲したマイロナイト

含ざくろ石角閃石トーナル岩由来

岩槻ボーリングコア

3509.7m基底部（中央構造線）

防災科学技術研究所提供

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 花崗閃緑岩



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 花崗閃緑岩



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、主として領家変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

18-9, 三重県松阪市飯南町粥見 花崗閃緑岩



18-10, 奈良県明日香村 石舞台 花崗閃緑岩



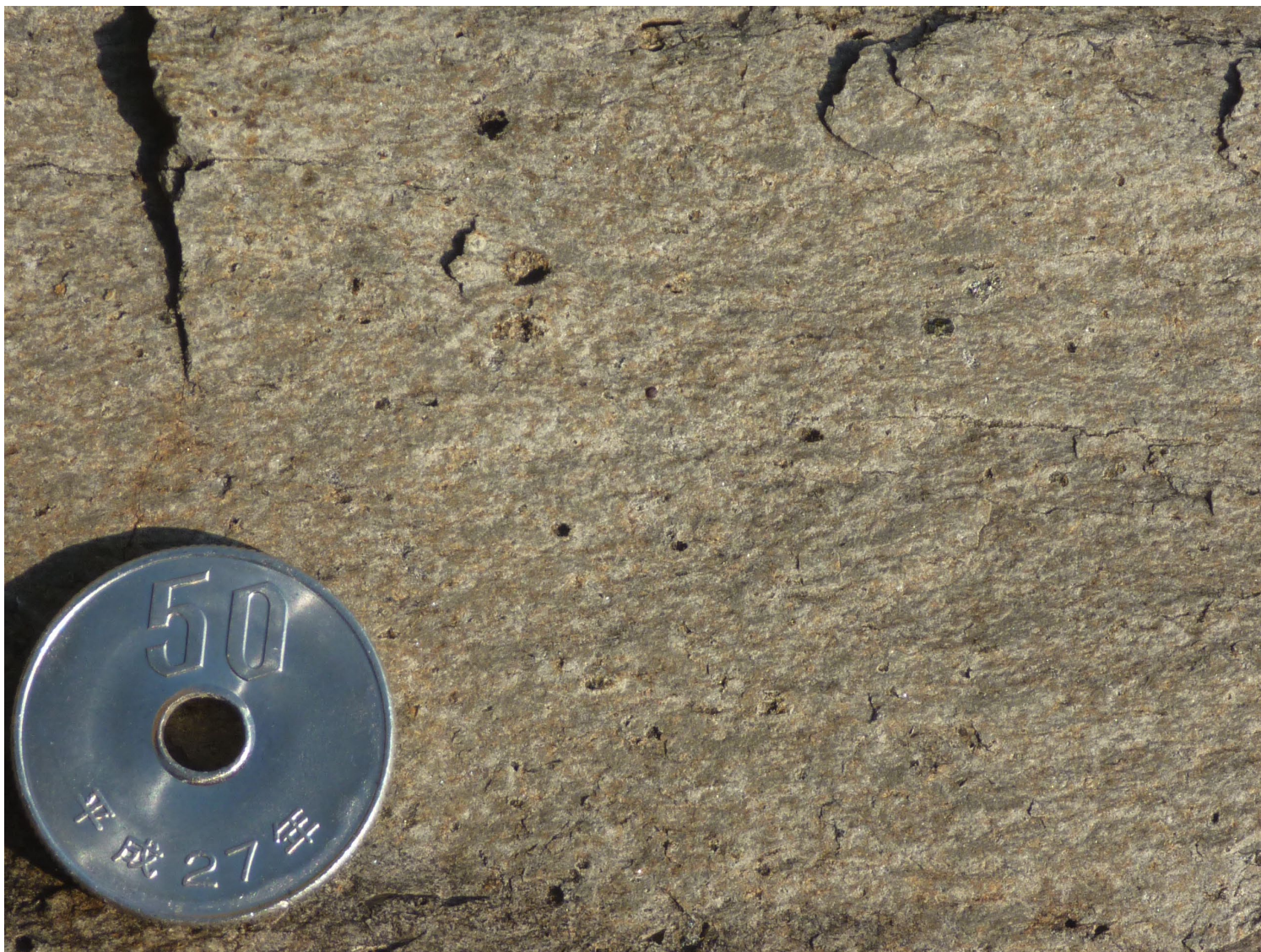
18-11, 大阪府泉南市 和泉層群砂岩泥岩互層

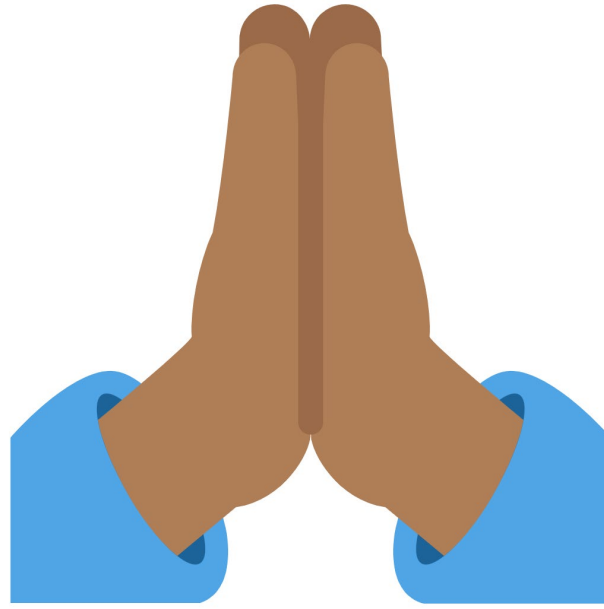


18-12, 山口県上関町千葉埼(せんばさき) 花崗閃緑岩



18-13, 山口県柳井市黒埼 泥質片麻岩





ご聴講 ありがとうございました