

総合地質

General Geology

Vol. 5 No. 1

アイディア

日本海の拡大と中新世瀬戸内火山帯の高 Mg 安山岩火成活動とを関連づける造構モデル：君波和雄
 A plausible tectonic model linking the opening of the Sea of Japan with high-Mg andesite magmatism in the Miocene Setouchi volcanic belt, SW Japan: Kazuo Kiminami 1-12

論説

北海道石狩湾沿岸の分部越観測井の火山灰分析と埋没地形の検討：嵯峨山 積・藤原与志樹・井島行夫・岡村 聡
 Analysis of volcanic ash in the Bunbegoe observation well and investigation of buried landforms at the Ishikari Bay area, Hokkaido, Japan: Tsumoru Sagayama, Yoshiki Fujiwara, Yukio Izima and Satoshi Okamura . . . 13-18

札幌扇状地で掘削された更新統 SCH ボーリングコアの層序：嵯峨山 積・佐藤 明・井島行夫・岡村 聡
 Stratigraphy of the Pleistocene SCH boring core drilled in the Sapporo fan, Hokkaido, Japan: Tsumoru Sagayama, Akira Sato, Yukio Izima and Satoshi Okamura 19-23

神居古潭帯周辺における蛇紋石の沈澱現象と低温蛇紋岩化作用：加藤孝幸・水落幸広・二ノ宮 淳・岡本 征雄・矢島達哉・齊藤晃生・徂徠正夫
 Serpentine precipitation and low-temperature serpentinization around the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido: Takayuki Katoh, Yukihiro Mizuochi, Atsuo Ninomiya, Ikuo Okamoto, Tatsuya Yajima, Koki Saito and Masao Sorai 25-48

最終氷期後期の有珠成層火山の形成で生じた長流川の堰き止め湖：岡 孝雄・星野フサ・関根達夫・米道 博・近藤 務・若松幹男
 The lake formed by the damming of Osaru river related to the formation of Usu stratovolcano in the late stage of the Last glacial period : Takao Oka, Fusa Hoshino, Tatsuo Sekine, Hiroshi Yonemichi, Tsutomu Kondou and Mikio Wakamatsu 49-70

古倶知安湖の検証ーその2ー：北海道倶知安町の上部更新統真狩別層の¹⁴C年代値，火山灰，花粉および珪藻の分析：嵯峨山 積・星野フサ・井島行夫・近藤玲介・関根達夫・小田桐 亮・宮入陽介・横山 祐典
 Investigation of the Paleo-Lake Kutchan (part 2): ¹⁴C dating, volcanic ash, pollen and diatom analyses of the late Pleistocene Makkarihetsu Formation in the Kutchan, Hokkaido, Japan: Tsumoru Sagayama, Fusa Hoshino, Yukio Izima, Reisuke Kondo, Tatsuo Sekine, Ryo Odagiri, Yosuke Miyairi and Yusuke Yokoyama 71-80

自由投稿

樽前山1874年火口を見たイザベラ・バード：宮坂省吾 81-88

報告・資料

室蘭・絵鞆半島に 1,000 万年前の海底火山の活動の跡を見る：松田義章・山岸宏光 89-98

論文紹介 99-106

追悼 山岸宏光会員 107-116

特定非営利活動法人 北海道総合地質学研究センター Hokkaido Research Center of Geology

理事長：前田仁一郎 President: Jinichiro Maeda
副理事長：嵯峨山 積 Vice President: Tsumoru Sagayama

総合地質 General Geology

編集委員会 Editorial Committee

委員長：宮下純夫 Chief Editor: Sumio Miyashita
副委員長：岡 孝雄 Editor: Takao Oka
委員：君波和雄 Editor: Kazuo Kiminami
委員：松田義章 Editor: Yoshiaki Matsuda
委員：岡村 聡 Editor: Satoshi Okamura
委員：柳下文夫 Editor: Fumio Yagishita

< アイディア >

日本海の拡大と中新世瀬戸内火山帯の高 Mg 安山岩火成活動とを 関連づける造構モデル

君波 和雄¹⁾

A plausible tectonic model linking the opening of the Sea of Japan with high-Mg andesite magmatism in the Miocene Setouchi volcanic belt, SW Japan

Kazuo Kiminami¹⁾

2021年5月04日受付
2021年6月22日受理

1) 北海道総合地質学研究センター

Hokkaido Research Center of Geology,
連絡先: 753-0851 山口市黒川 807-3
Address: 807-3, Kurokawa, Yamaguchi 753-0851, Japan

† Corresponding author: kimi@c-able.ne.jp

Keywords: Miocene, high-Mg andesite, Setouchi volcanic belt, cold nose, forearc magmatism, opening of the Sea of Japan

要旨

中新世の瀬戸内火山帯は、高 Mg 安山岩 (HMA) で特徴づけられる。従来の研究結果は、HMA の形成環境として、次の束縛条件を要求している: 1) 前弧域での火成活動, 2) 急激な温度上昇, 3) 通常よりも多くの H₂O。HMA は、現在のマントル・ウエッジ (以下、ウエッジ) の海溝側末端の上に位置する。日本海の拡大終了後 2-3 my 経過して HMA が噴出した。日本海下で上昇したアセノスフェアは、コーナー流に乗って海溝側に移動し、ウエッジを高温化した。ウエッジの海溝側末端には、一般に加水したマントルが存在する。ウエッジの末端も加熱され、蛇紋岩中の緑泥石やアンチゴライトが分解して多くの H₂O が放出されたことにより、カンラン岩の含水融解開始温度が低下して部分熔融した。沈み込んだ堆積物も熔融し、熔融したマントルと混合して、HMA マグマが形成された。紀伊半島西部で HMA が中央構造線の南側まで分布しているのは、フィリピン海スラブのシンフォームが関係していると推定される。

はじめに

西南日本弧の伸張方向におよそ 600 km 連続する中新世瀬戸内火山帯 (Fig. 1) は、高 Mg 安山岩の産出で特徴づけられる。高 Mg 安山岩の成因には、ホットなフィリピン海プレートの沈み込みと日本海の拡大の関与が指摘されている (例えば、Tatsumi and Maruyama, 1989; Shimoda *et al.*, 1998; Kimura *et al.*, 2005)。高 Mg 安山岩の地球化学的特徴が堆積物メルトの関与を示唆していることから、ホットなフィリピン海スラブとともに沈み込んだ堆積物の熔融が推定されている (例えば、

Shimoda *et al.*, 1998)。Tatsumi and Maruyama (1989) や Kimura *et al.* (2005)、川本 (2015) は、活動場が前弧域のマントル・ウエッジ浅部であったことを指摘している。巽 (2003) は、通常よりも H₂O に富む条件下で上部マントルの部分熔融が起こったとしている。また、川本 (2015) は、通常マグマができない低圧力・低温度の前弧域で急激な温度上昇と加水があり、高 Mg 安山岩が形成されたとしている。

以上の諸見解を整理すると、高 Mg 安山岩形成の制約条件として以下が要求される: 1) 前弧域での火成活動, 2) 急激な温度上昇, 3) 通常よりも多くの H₂O。

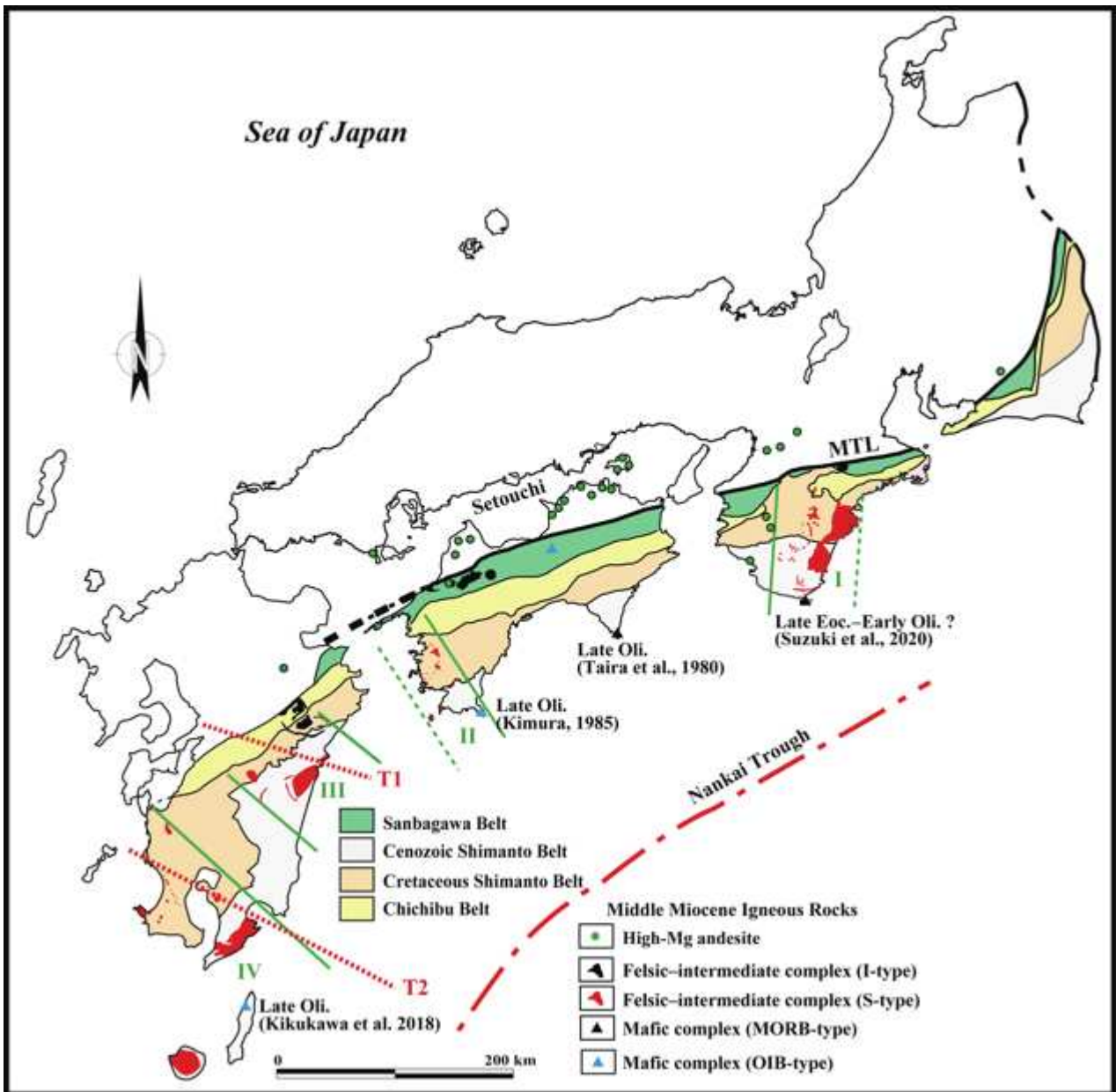


Fig. 1. Map showing the occurrences of Middle Miocene igneous rocks in the Outer Zone and Setouchi area (compiled from Tanaka, 1977; Momoi *et al.*, 1991; Geological Survey of Japan, 1992; Uto *et al.*, 1997 and Kimura *et al.*, 2005), as well as the geotectonic divisions of the Outer Zone. Ages of Shimanto accretionary complex intruded by the Miocene mafic igneous rocks are also shown. MTL = Median Tectonic Line. T1 and T2=Tear faults in the Philippine Sea Slab beneath Kyushu (Nagamune and Tashiro, 1989; Kakuta *et al.*, 1991).

本論では従来の研究成果を参考にしながら，これらを満足する造構環境・テクトニクスを考察し，高 Mg 安山岩形成の新たなシナリオを提案する．

フィリピン海スラブの変形と瀬戸内火山岩

現在の西南日本内帯の地殻の厚さは，およそ 35-30 km (Shiomi *et al.*, 2006; Katsumata, 2010) である．この事実は，フィリピン海スラブが深さ 35-30 km 沈み込んだ付近でマントル・ウェッジと接することを示唆する．フィリピン海スラブ上面の等深度線 (Fig. 2) は，沈み込むスラブの傾斜角が九州下をのぞいて概して低角

で，四国北部から紀伊半島北部の下でスラブがマントル・ウェッジと接触し始めることを示す．しかし，四国から東海地方にかけて沈み込むフィリピン海スラブは，変形しており，海溝にほぼ直交する方向の軸をもったシンフォームとアンチフォームの繰り返しからなる (Hirose *et al.*, 2008; Shiomi *et al.*, 2008)．顕著なシンフォームは紀伊半島西部-大阪府の下，および愛知県から長野県西部，富山県へと続く地域の下，顕著なアンチフォームは伊勢湾-若狭湾東部の下に認められる (Fig. 2)．

高 Mg 安山岩は，その多くが中央構造線の北側に分布するが，紀伊半島の西部では例外的に四万十帯南帯まで

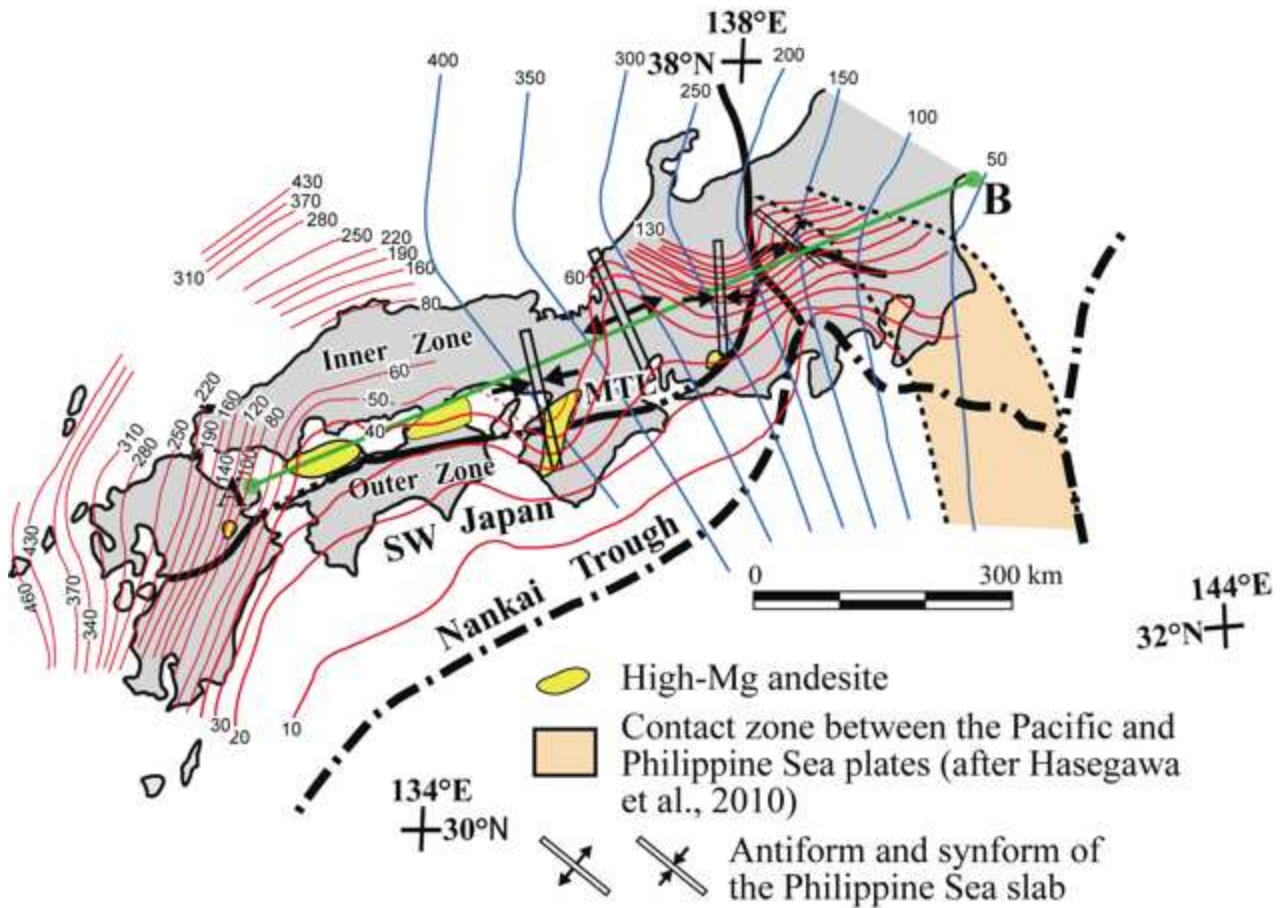


Fig. 2. Map showing iso-depth contours of tops of the Pacific plate and the Philippine Sea plate (Hirose *et al.*, 2008; Huang *et al.*, 2013; Hasegawa *et al.*, 2010), and contact zone between the Pacific and Philippine Sea plates (Hasegawa *et al.*, 2010). Red lines and blue lines denote iso-depth contours of tops of the Pacific plate and of the Philippine Sea plate, respectively. Green line A B indicates the location of vertical cross-section (Figure 4).

分布する (Fig. 1). 多くの高 Mg 安山岩の下のフィリピン海スラブ上面の深さは、30-40 km である。現世の火山フロントの下にあるスラブまでの深さは、平均で 108 km (Tatsumi, 1986) もしくは 105 km (Syracuse and Abers, 2006) であり、火山フロント-スラブ上面の中位 50% の深さは 85-119 km である (Syracuse and Abers, 2006)。高 Mg 安山岩-スラブ上面の深さは、現世の火山弧に比較して異常に小さい。これは、多くの研究者が指摘するように、その火成活動が前弧域で行われたためと考えられる。

高 Mg 安山岩は、現在のマンテル・ウェッジの海溝側末端部の上におもに分布している。中央構造線を越えずずっと南側まで高 Mg 安山岩が分布する紀伊半島西部は、ほかの地域の高 Mg 安山岩とは異なった造構環境にあったと推定され、高 Mg 安山岩の成因を考える上で重要な鍵になるだろう。紀伊半島西部は、フィリピン海スラブがシンフォームを示すところであり、その軸に沿ってマンテル・ウェッジが南側に舌状に張り出していると

推定される。一方、フィリピン海スラブのアンチフォームは、伊勢湾-若狭湾東部の下で最も顕著であり、この上には高 Mg 安山岩の分布が認められない。また、愛知県の設定楽付近に分布する高 Mg 安山岩は、富山県下から続くシンフォームの上に位置する。

フィリピン海スラブが変形して、マンテル・ウェッジが南側に張り出した部分に高 Mg 安山岩が分布するといった事実は、高 Mg 安山岩の貫入時期にはフィリピン海スラブがすでに変形しており、その位置が現在に至るまであまり大きく移動していない可能性を示唆する。

日本海の拡大とマンテル・ウェッジの高温化

背弧海盆の拡大に起因して、マンテル・ウェッジが高温化すると予想される。Kimura *et al.* (2005) は、諸岩石の年代を整理して、日本海の主要な拡大期を 17-12 Ma と推定した。Hoshi *et al.* (2015) は、古地磁気データから、西南日本の時計回りの回転が 17.5-15.8 Ma と推定した。この結論は、Sawada *et al.* (2013) による出

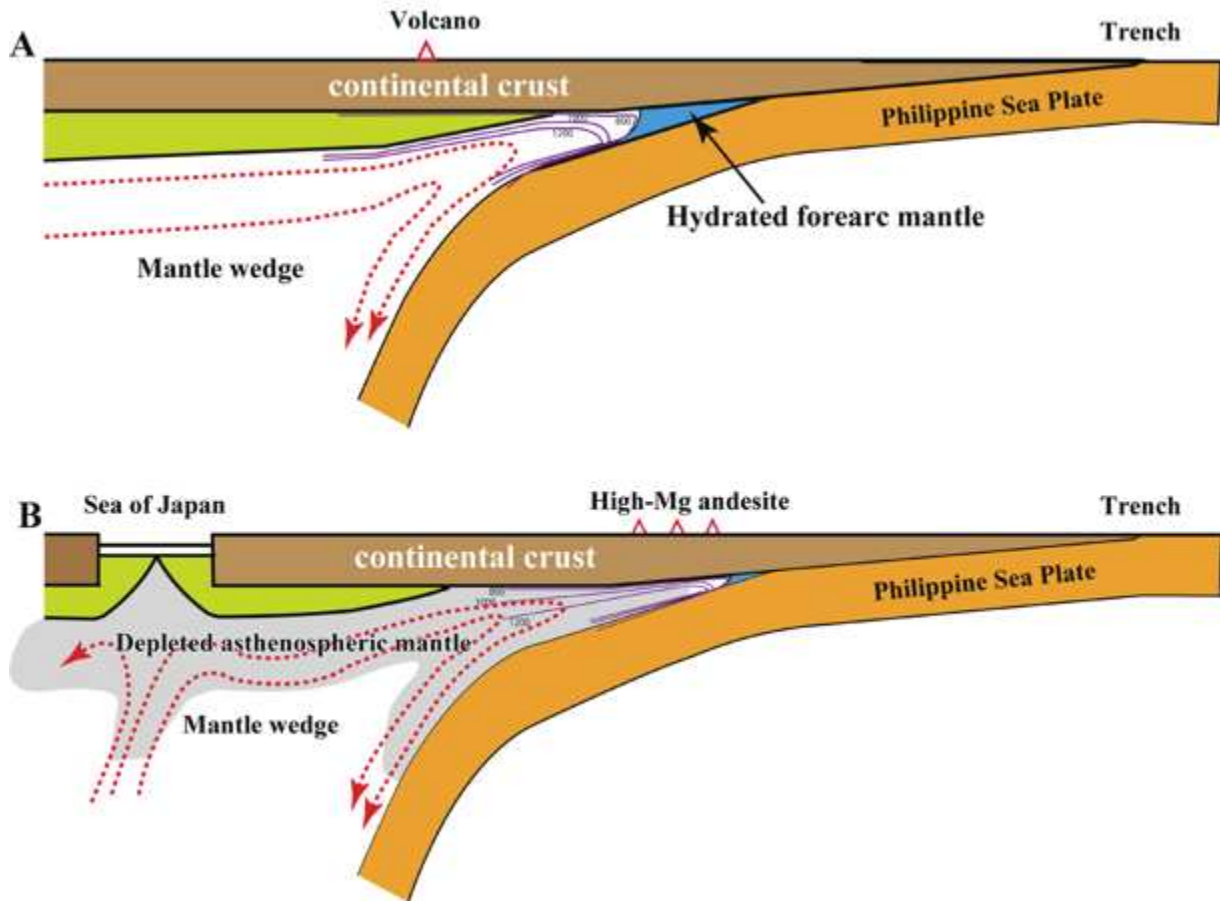


Fig. 3. Schematic cross-sections along a SE NW trend from the Miocene trench of SW Japan to the Sea of Japan at the pre-opening stage (A) and syn-opening stage (B). Red dashed arrows are streamlines in the mantle wedge. Purple lines denote expected isothermal lines. Not to scale.

雲地域の中新世の年代学および古地磁気データと調和的である。Shinjoe *et al.* (2018) は、西南日本外帯の中新世火成岩類のジルコン U-Pb 年代に基づき、日本海の拡大が 16 Ma には終了するとともに、中新世の諸火成活動が拡大終了後すぐに起こったと結論した。中嶋ほか (2021) は、日本海周辺の地質構造と堆積盆の解析から、日本海の主要な拡大期を 18-15 Ma とした。本論では、日本海の主要な拡大時期と西南日本の回転を Hoshi *et al.* (2015) に従い 17.5-15.8 Ma とする。Tatsumi *et al.* (2001) は、新たな K-Ar 年代と既存の K-Ar 年代に基づき、高 Mg 安山岩が ca. 13.2 Ma の短期間に形成されたとした。Tatsumi (2006) ではこの値を ca. 13.7 Ma としている。この事実は、高 Mg 安山岩が日本海拡大終了後 2-3 my 程度で活動したことを示唆する。

Conder *et al.* (2002) や Kincaid and Hall (2003), Hall *et al.* (2012), Magni (2019) は、計算モデルに基づき、背弧海盆の拡大によって上昇したアセノスフェアがマンテル・ウエッジ中のコーナー流に乗って前弧方向に移動し、マンテル・ウエッジのとくに浅部が高温化する

るとともに、弧から前弧の下のマンテルが不適合元素に枯渇したマンテルに置き換えられることを指摘している (Fig. 3A, B)。Conder *et al.* (2002) は、そのために弧の火成活動が停止、もしくは不活発化としている。Kincaid *et al.* (2013) によるアナログ実験や Cooper *et al.* (2010) によるトンガ弧の高 Ca ポニナイトの地球化学的研究もこれを支持している。Tatsumi (2008) は、日本海の拡大によって西南日本下のマンテル・ウエッジが高温化した可能性を指摘している。Hall *et al.* (2012) は、背弧海盆の拡大後 2-4 my に弧 (nominal arc) の下の深さ 50-60 km およびスラブの直上のマンテルが最も顕著に枯渇することを示した。白木 (1991) や Shimoda *et al.* (1998) は、瀬戸内火山帯の火成岩類の給源となったオリジナルなマンテルが不適合元素に枯渇していた可能性を指摘している。

前弧マンテルの蛇紋岩化とその分解

マンテル・ウエッジの海溝側端部には、コーナーフローから切り離された cold nose (もしくは forearc nose,

cold wedge) と呼ばれる加水マントルが存在する (Fig. 3A). Cold nose は、沈み込むスラブとマントル・ウエッジとの結合-非結合の境界 (深さおよそ 80 km: Wada and Wang, 2009; Cooper *et al.*, 2012) よりも浅い領域のウエッジ端部である。沈み込むスラブ上の堆積物やスラブから放出された H₂O が上にあるマントル・ウエッジのかんらん岩を加水することによって蛇紋岩を形成する (Hyndman and Peacock, 2003; DeShon and Schwartz, 2004; Rüpke *et al.*, 2004; Reynard, 2013; Guillot, *et al.*, 2015). van Keken *et al.* (2011) に従えば、スラブとともに沈み込む堆積物は、マントル・ウエッジが出現する深さ 30 km 程度の温度 (ca. 250 °C) からアンチゴライトの分解温度 ca. 650-700 °C (Wunder and Schreyer, 1997; Harvey *et al.*, 2014) までの間におよそ 4 重量 % の H₂O を放出できる。沈み込むスラブのエクロジヤイト化も前弧マントルの蛇紋岩化に寄与するだろう (例えば, Bostock, 2013; Reynard, 2013). 地震波の解析から、コスタリカの前弧マントルでは 15-25 % (DeShon and Schwartz, 2004), 北部カスケードの前弧では 30 % 程度 (Ramachandran and Hyndman, 2012), 九州では 20-30 % (Xia *et al.*, 2008), マリアナでは 30-50 % (Tibi *et al.*, 2008) が蛇紋岩化していると推定されている。また, Nagaya *et al.* (2016) は、琉球弧の前弧マントルの 54 % 以上がアンチゴライトからなるとしている。以上のとおり、前弧マントルの蛇紋岩化は、沈み込み帯で一般的に認められる。ホットなスラブの沈み込み帯では蛇紋岩化した cold nose がよく発達するとされている (Hyndman and Peacock, 2003; Reynard, 2013). また, Perrin *et al.* (2018) による 2D 計算モデルは、スラブの沈み込み角度が低角になると cold nose の面積がより大きくなり、マントル・ウエッジの平均温度が高くなることを示している。アンチゴライトとともに緑泥石も H₂O を貯留する重要な鉱物である。両鉱物は、約 13 重量 % の H₂O を貯留しうる (Bromiley and Pawley, 2003). 前弧マントルのかんらん岩は、急立した等温度線に沿って、海溝側にアンチゴライトを主体としたかんらん岩が、島弧側に緑泥石を主体としたかんらん岩が配置すると推定されている (Grove *et al.*, 2012; Mookherjee and Mainprice, 2014). 深さ数 10 km から 100 km において、アンチゴライトが分解する温度は 650-700 °C (Wunder and Schreyer, 1997; Bromiley and Pawley, 2003), 緑泥石が分解する温度は約 800 °C (Grove *et al.*, 2009) である。

Hall *et al.* (2012) の 2D 計算モデル (海溝に直交する

方向の沈みこみ速度 10 cm/y) によれば、背弧海盆の拡大開始後にマントル・ウエッジの温度は急上昇する。島弧下の深さ 50 km では背弧海盆の拡大開始後 2 my に温度が急上昇し、最高温度が 1250 °C に達する。そして、その後ゆっくりと温度が低下していく。また、前弧マントルの深さ 50 km では最高温度がおよそ 1300 °C になると見積もられている。背弧海盆の拡大によって温度上昇したコーナフローがマントル・ウエッジ端部に到達することにより、加水した cold nose も加熱され、緑泥石やアンチゴライトが分解して多くの H₂O が放出されたと予想される。それにとまって、cold nose は縮小する。Hall *et al.* (2012) は、これによって前弧域で火成活動 (例えば、マリアナ弧のポニナイト) が起こる可能性を指摘している。四国西部の中央構造線に近接した三波川帯には、中期中新世 (ca. 15 Ma) の高温流体に起因する変質岩・変成岩の産出が多く報告されている (榊原ほか, 1993; 磯部ほか, 1997; 榊原ほか, 2005; 千葉ほか, 2006)。この高温流体は、cold nose をつくる蛇紋岩の分解に由来する可能性がある。

一方, Hirose (1997) は、含水カンラン岩の溶融実験 (1GPa) から、1000 °C と 1050 °C では安山岩組成のメルトをつくるが、1100 °C では玄武岩組成になることを明らかにし、加水上部マントルの比較的低温状態における部分溶融で高 Mg 安山岩ができることを指摘した。西南日本の中新世における海溝-背弧海盆距離は、400 km 以上あったと推定されるが、Hall *et al.* (2012) の計算モデルにおける海溝-背弧海盆距離は、それよりかなり小さい。そのため、瀬戸内地域下のマントルウエッジは、Hall *et al.* (2012) の見積もりよりも低温であった可能性が高い。それでも 700 °C 以上に加熱されれば蛇紋岩中のアンチゴライトが、800 °C 以上になれば緑泥石が分解し、H₂O を放出する。また、深さ数 10 km のウエットな環境では堆積物も 600-700 °C で溶融を開始する (Nichols *et al.*, 1994; Schmidt *et al.*, 2004; Spandler *et al.*, 2007; Herman and Spandler, 2008)。高 Mg 安山岩が形成された当時のフィリピン海プレートの海溝に直交する方向の沈みこみ速度は、10 cm/y 以下であったと推定されるので (Maruyama and Seno, 1986; Mahony *et al.*, 2011; Zahirovic *et al.*, 2014), 背弧海盆のアセノスフェアが cold nose に達し、cold nose が高温化するのには 2 my 以上を要した。

通常よりも H₂O に富む環境で上部マントルが部分溶融し、堆積物メルトと混合して高 Mg 安山岩が形成されたと推定されている (Shimoda *et al.*, 1998; 巽, 2013; 川本, 2015)。カンラン岩の含水融解開始温度は、

深さ数 10 km でおよそ 1000 とされている (Green *et al.*, 2010). Hall *et al.* (2012) の計算モデルは、背弧海盆の拡大によって前弧マントルが 1000 を十分に超えることを示しており、前弧マントルの部分溶融が起こったと予想される (Fig. 3B). 白木ほか (1991) は、高 Mg 安山岩の生成に関与した流体相に含まれる微量元素の濃度が、蛇紋石の脱水過程における微量元素の移動のし易さの順序 (Tatsumi *et al.*, 1986) とほぼ一致することを指摘している。

福島県北東部に分布する^{りょうぜん}霊山層は、中期中新世 (16-14 Ma) の高 Mg 安山岩やアダカイト、玄武岩から構成され、瀬戸内火山帯に対比されている (八島, 1963; Shuto *et al.*, 2013). Shuto *et al.* (2013) は、日本海の拡大によって上昇したホットな枯渇アセノスフェアが前弧域に到達し、マントルを部分溶融して霊前層を構成する火山岩類を形成したと推定した。このときに沈み込んでいたプレートは、古く冷たい太平洋プレートだったと考えられる。これは瀬戸内火山帯の形成にとって若くホットなプレートの沈み込みが重要な役割を演じてはいなかったことを示唆する。

フィリピン海スラブの変形

前述したように、フィリピン海スラブは変形し、シンフォームとアンチフォームを繰り返している。フィリピン海スラブの上面の深さ 30-40 km 付近における九州東端から太平洋スラブとの接触域までのフィリピン海スラブの短縮率 (de Sitter, 1956) はおよそ 5% である (Fig. 4)。これらのシンフォームとアンチフォームが一部の高 Mg 安山岩の分布と密接に関連しているので、スラブの変形開始は、少なくとも高 Mg 安山岩活動期までさかのぼり、その変形領域が現在に至るまであまり移動していないと推定される。この推測の妥当性を高 Mg 安山岩の形成時から現在に至るまでのフィリピン海プレートの運動から検証する必要がある。

長谷川ほか (2010) は、東側から沈み込む太平洋スラブにフィリピン海スラブの東端が接触しているため

に、フィリピン海スラブが沈み込みにもなって西側に押されるので、東西方向に短縮変形した可能性を提示した。ここではもう一つの可能性を提示する。およそ 50 Ma に赤道付近に位置したフィリピン海プレートが、その後時計回りの回転をしながら北上し、現在の位置に至ったとするシナリオは、大方のコンセンサスを得ている (Seno and Maruyama, 1984; Hall, 2002; Miller *et al.*, 2006; Zahirovic *et al.*, 2014)。しかし、その回転の歴史の細部に関しては、見解が一致していない。Yamazaki *et al.* (2010) は、フィリピン海北部から得られた古地磁気データに基づき、50 Ma 以降のフィリピン海プレートの北上の量を見積もった。彼らの結論は次の通りである：1) フィリピン海プレートは 50 Ma に赤道付近に位置し、時計回りの回転をしながら北上した、2) 25 Ma には現在の緯度のおよそ 10° 南に到着した、3) 15 Ma 以降にはほとんど北側に移動していない。これらの結論に従えば、25 Ma から 15 Ma の間に緯度にして約 10° の時計回りの回転をしたことになる。

Mahony *et al.* (2011) は、15 Ma 以降のフィリピン海プレートの移動速度を次のように見積もった：15-10 Ma が 8 cm/y, 10-5 Ma が 7 cm/y, 5-2 Ma が 5 cm/y, 2 Ma - 現在が 7 cm/y。沈み込みの方向を考慮して、海溝に直交する成分と平行する成分に分けると、直交成分の積算沈み込み量は、15 Ma から現在までに約 750 km、平行成分の積算移動量は東に約 540 km になる。しかし、10-6 Ma に沈み込みが停止していたとする見解 (Kamata and Kodama, 1994; Shinjo *et al.*, 2000) や 12-4 Ma に沈みこみ速度が非常に小さかった (1 cm/y) とする見解 (Kimura *et al.*, 2005) がある。10-6 Ma に沈み込みが停止していたとすると、直交成分の積算沈み込み量は約 500 km、平行成分の積算移動量は東に 150 km になる。トモグラフィーから、フィリピン海プレートは、深さ約 430 km (Zhao *et al.*, 2012; Huang *et al.*, 2013) もしくは約 410 km (Cao *et al.*, 2014) まで沈み込んでいると推定される。この沈み込み深度は、10-6 Ma に沈み込みが停止していたとする

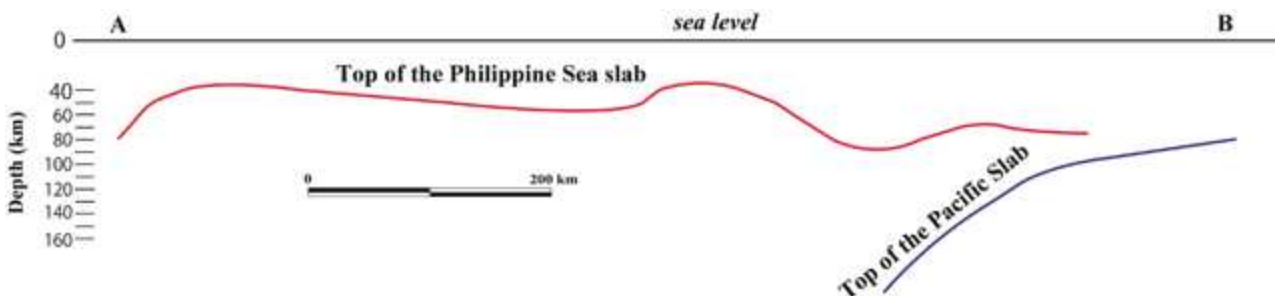


Fig. 4. Depths of tops of the Philippine Sea slab and the Pacific slab between A and B shown in the Figure 2.

見解によってよりよく説明される。

一方, Takahashi and Saito (1999) は, 地質学的データから伊豆-ボニン弧が中期中新世に西南日本弧に衝突を開始し, その衝突域が現在まであまり移動していないとした。また, Hoshi and Sano (2013) の古地磁気データは, 伊豆-ボニン弧の西南日本への衝突が 15 Ma 以前にはほぼ現在の衝突域で始まったことを示している。すなわち, フィリピン海プレートと西南日本との現在のような位置関係は, 15 Ma にはほぼできあがり, フィリピン海プレートの海溝に沿う方向の移動成分が 15 Ma 以降には非常に小さかったことを示す。Yamazaki *et al.* (2010) は, 沈み込んだフィリピン海スラブの長さを 380 km と仮定し, 緯度に換算して約 3.5° の移動と見積もった。そして, 15 Ma 以降のフィリピン海プレートの北上が非常に小さいことを示す古地磁気データと整合的であるとしている。以上のとおり, 15 Ma 以降のフィリピン海プレートの沈み込み量に関する見解は, 収束していないが, Takahashi and Saito (1999) や Yamazaki (2010), Hoshi and Sano (2013) の検討結果に従えば, 沈み込み量と海溝に平行な移動成分は, かなり小さかったことになる。高 Mg 安山岩形成時のフィリピン海スラブの形状は, 大きく移動することなく, 現在に至るまで保存されているかもしれない。

フィリピン海スラブの東端と太平洋スラブとがいつ接触を開始したのか明らかではないが, 25 Ma から 15 Ma の間に接触したと仮定すると, 時計回りの回転をしながら北上したフィリピン海スラブは, その東側で太平洋スラブに衝突することになる。太平洋プレートは古く, 厚いのに対して, フィリピン海プレートは若く, 薄かったと推定され, この衝突がフィリピン海スラブを変形させた可能性が考えられる。フィリピン海スラブの太平洋スラブへの衝突は, スラブの褶曲とともにスラブの断裂とセグメント化を引き起こした可能性がある。

フィリピン海スラブの変形と外帯の中新世火成活動

外帯の中新世火成活動は, 本論のテーマから外れるが, フィリピン海スラブの変形がその形成に関わっている可能性があるため, 最後に言及しておく。Kiminami *et al.* (2017) は, 外帯の OIB 組成の中新世火成岩の成因として, スラブの断裂とそれに沿うアセノスフェアの上昇を提案した。外帯の MORB 組成の中新世火成岩も同じ成因である可能性が高い。これらの苦鉄質岩は, 四万十帯の最も若い漸新世の付加体に貫入している。これらの苦鉄質岩が分布する潮岬, 室戸岬, 足摺岬, 種子島などは厚さ 20 km 以下の薄い地殻(付加体)からな

る。より厚い付加体に貫入した苦鉄質岩は, 地表には露出していない可能性が高い。外帯の中新世花こう岩は, 東から I-IV のグループに区分できる (Fig. 1)。それぞれのグループは, 幅数 10 km で海溝とほぼ直交に分布する。そして, I や II, IV ではその南端部分に MORB や OIB 組成の苦鉄質岩が分布する。現在のフィリピン海スラブが海溝にほぼ直交する方向の断裂によってセグメント化しているとする報告が多数ある (長宗・田代, 1989; 角田ほか, 1991; 石原・吉田, 1992; Miyoshi and Ishibashi, 2005; Nakajima and Hasegawa, 2007; Shiomi and Park., 2008; Ishise *et al.*, 2009; Obara, 2011; Huang *et al.*, 2013)。とくに紀伊半島 (Miyoshi and Ishibashi, 2005; Nakajima and Hasegawa, 2007; Shiomi and Park., 2008; Ishise *et al.*, 2009) および九州と四国の間 (Obara, 2011) の断裂は, それぞれ I と II のグループの下にある。紀伊半島のは, 顕著なシンフォームとアンチフォームの境界部分の上にあたる。また, 四国西端部の II は, 低角の沈み込み(四国の下)と高角の沈み込み(九州の下)との境界部でフィリピン海スラブがねじれている部分の上に位置する。

一方, 長宗・田代 (1989) と角田ほか (1991) は, 九州の下に沈み込むフィリピン海スラブが北西-南東方向の断裂 (Fig. 1 の T1 と T2) によりブロック化していることを震源の空間分布から示した。そして, スラブの断裂がさらに浅部の地殻にまで及んでいると推定した。断裂 T1 と T2 は, それぞれ III と IV の中新世外帯火成岩類の分布と重なる。前述したようにフィリピン海スラブの変形は少なくとも中期中新世にまでさかのぼり, 15 Ma 以降には海溝に平行な方向の移動も小さかったと推定される。こう考えると, 現世のスラブの構造を中新世にまで適用できる可能性があるが, スラブの変形の歴史とその地質学的な影響をさらに検討する必要がある。本論ではスラブの断裂に沿ってアセノスフェアが上昇し, 上の四万十付加体を溶融して, 外帯の S タイプ花こう岩を形成した可能性を提唱する。瀬戸内火山帯の高 Mg 安山岩と外帯の S タイプの花こう岩・苦鉄質岩の形成に関与した造構運動およびそれぞれの火成活動を誘引した熱源は, 分けて考えるべきだろう。

ま と め

従来の研究結果から, 日本海の拡大と西南日本の時計回りの回転は, 17.5-15.8 Ma に起こったと考えられる。これとほぼ同時もしくは一部重複して西南日本外帯の S タイプ花こう岩や苦鉄質岩が形成された。これに続いて (一部重複) 瀬戸内火山帯の高 Mg 安山岩が活動した。

外帯の苦鉄質岩は、フィリピン海スラブの変形に起因するスラブ断裂に沿ってスラブ下から供給された。その貫入によって付加体が溶融し、外帯のSタイプ花こう岩が形成された。日本海の拡大とともに上昇したアセノスフェアは、コーナーフローに乗ってマントル・ウエッジ端部の cold nose に到達し(到達までに3-4 myを要したと推定される), cold nose を急速に加熱した。そのため, cold nose を構成する加水マントル(蛇紋岩)が分解して多くの水を放出し、マントルの部分溶融を引き起こした。沈み込んだ堆積物も同時に溶融したと推定される。溶融したマントルと堆積物メルトが混合し, cold nose 中に高 Mg 安山岩マグマが形成された。

謝辞：査読者の池田保夫氏には貴重なコメントをいただき、本稿は大幅に改善された。記して感謝する。

引用文献

- Bostock, M.G., 2013, The Moho in subduction zones. *Tectonophys.*, 609, 547-557.
- Bromiley, C.D. and Pawley, A.R., 2003, The stability of antigorite in the systems MgO-SiO₂-H₂O (MSH) and MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (MASH): The effects of Al³⁺ substitution on high-pressure stability. *Amer. Mineral.*, 88, 99-108.
- Cao, L., Wang, Z., Wu, S., Gao, X., 2014, A new model of slab tear of the subducting Philippine Sea Plate associated with Kyushu Palau Ridge subduction. *Tectonophys.*, 636, 158-169.
- 千葉悦子・榊原正幸・佐野 栄, 2006, 愛媛県砥部町の万年変質安山岩に貫入する高マグネシア安山岩. 愛媛大学理学部紀要, 12, 1-9.
- Conder, J.A., Wiens, D.A. and Morris, J., 2002, On the decompression melting structure at volcanic arcs and back-arc spreading centers. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 10.1029/2002GL015390.
- Cooper, L.B., Plank, T., Arculus, R.D., Hauri, E.H., Hall, P.S. and Parman, S.W., 2010, High-Ca boninites from the active Tonga Arc. *Jour. Geophys. Res.*, 115, B10206, doi:10.1029/2009JB006367.
- Cooper, L.B., Ruscitto, D.M., Plank, T., Wallance, P.J., Syracuse, E.M. and Manning, 2012, Global variations in H₂O/Ce: 1. Slab surface temperatures beneath volcanic arcs. *Geochem. Geophys. Geosystem.*, 13, doi:10.1029/2011GC003902.
- DeShon, H.R. and Schwartz, S.Y., 2004, Evidence for serpentinization of the forearc mantle wedge along the Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L21611, doi:10.1029/2004GL021179.
- de Sitter, L.U., 1956, Structural geology. McGraw-Hill, New York, 552p.
- Geological Survey of Japan, 1992, Geological Map of Japan 1:1,000,000. Geol. Surv. Japan.
- Green, D.H., Hibberson, W.O., Kovács, I. and Rosenthal, A., 2010, Water and its influence on the lithosphere asthenosphere boundary. *Nature*, 467, doi:10.1038/nature09369.
- Grove, T.L., Till, C.B. and Krawczynski, M.I., 2012, The role of H₂O in subduction zone magmatism. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 40, 413-439.
- Grove, T.L., Till, C.B., Lev, E., Chatterjee, N. and Medard, E., 2009, Kinematic variables and water transport control the formation and location of arc volcanoes. *Nature*, 459, 694-697.
- Guillot, S., Schwartz, S., Reynard, B., Agard, P. and Prigent, C., 2015, Tectonic significance of serpentinites. *Tectonophys.*, 646, 1-19.
- Hall, R., 2002, Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. *Jour. Asian Earth Sci.*, 20, 353-431.
- Hall, P.S., Cooper, L.B. and Plank, T., 2012, Thermochemical evolution of the sub-arc mantle due to back-arc spreading. *Jour. Geophys. Res.*, 117, B02201, doi:10.1029/2011JB008507.
- Harvey, J., Garrido, C.J., Savov, I., Agostini, S., Padrón-Navarta, J.A., Marchesi, C., Sánchez-Vizcaíno, V.L. and Gómez-Pugnaire, M.T., 2014, 11B-rich fluids in subduction zones: The role of antigorite dehydration in subducting slabs and boron isotope heterogeneity in the mantle. *Chem. Geol.*, 376, 20-30.
- 長谷川 昭・中島淳一・内田直希・弘瀬冬樹・北 佐枝子・松澤 暢, 2010, 日本列島下のスラブの三次元構造と地震活動. 地学雑誌, 119, 190-204.
- Herman, J. and Spandler, C.J., 2008, Sediment melts at sub-arc depths: an experimental study. *Jour. Petrol.*, 49, 717-740.
- Hirose, K., 1997, Melting experiments on lherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts. *Geology*, 25, 42-44.
- Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A., 2008, Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography. *Jour. Geophys. Res.*, 13, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
- Hoshi, H., Kato, D., Ando, Y. and Nakashima, K., 2015,

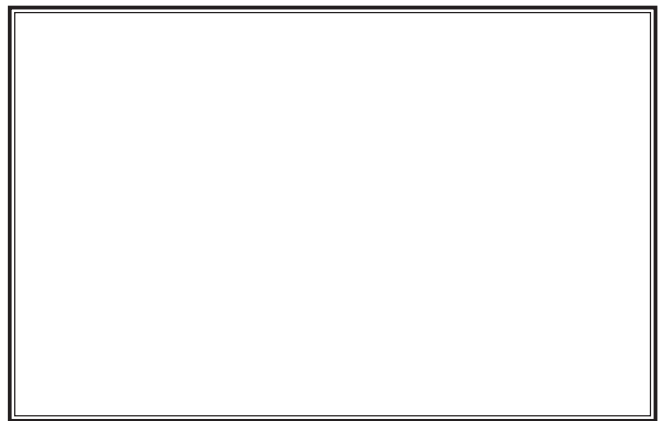
- Timing of clockwise rotation of Southwest Japan: constraints from new middle Miocene paleomagnetic results. *Earth, Planets, Space*, 67, doi: 10.1186/s40623-015-0266-3.
- Hoshi, H. and Sano, M. 2013, Paleomagnetic constraints on Miocene rotation in the central Japan Arc. *Island Arc*, 22, 197-213.
- Huang, Z., Zhao, D., Hasegawa, A., Umino, N., Park, J.-H. and Kang, I.-B., 2013, Aseismic deep subduction of the Philippine Sea plate and slab window. *Jour. Asian Earth Sci.*, 75, 82-94.
- Hyndman, R.D. and Peacock, S.M., 2003, Serpentinization of the forearc mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 212, 417-432.
- 石原和彦・吉田明夫, 1992, 九州下フィリピン海スラブの形状と地震活動. 地震, 第2輯, 45, 45-51.
- Ishise, M., Koketsu, K., Miyake, H., 2009, Slab segmentation revealed by anisotropic P-wave tomography. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L08308, doi:10.1029/2009GL037749.
- 磯部陽子・榊原正幸・Cartwright, I.・高橋美千代, 1997, 四国中央部面河ホルンフェルスの変成岩石学的研究. 地質雑, 103, 47-66.
- 角田寿喜・宮町宏樹・高木章雄, 1991. 九州-琉球弧北部域の稍深発地震. 地震, 第2輯, 44, 63-74.
- Kamata, H. and Kodama, K., 1994, Tectonics of an arc-arc junction: An example from Kyushu Island at the junction of the Southwest Japan Arc and the Ryukyu Arc. *Tectonophys.*, 233, 69-81.
- Katsumata, A., 2010, Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by travelttime analysis. *Jour. Geophys. Res.*, 115, doi:10.1029/2008JB005864.
- 川本竜彦, 2015, マントルウエッジ流体の化学組成. 地学雑誌, 124, doi: 10.5026/jgeography.124.0000.
- 菊川照英・相田吉昭・亀尾浩司・小竹信宏, 2018, 鹿児島県種子島北部, 熊毛層群西之表層の地質. 地質雑, 124, 313-329.
- Kiminami, K., Imaoka, T., Ogura, K., Kawabata, H., Ishizuka, H. and Mori, Y., 2017, Tectonic implications of Early Miocene OIB magmatism in a near-trench setting: The Outer Zone of SW Japan and the northernmost Ryukyu Islands. *Jour. Asian Earth Sci.*, 135, 291-302.
- 木村公志, 1985, 四国南西部の第三系清水層および三崎層の層序および堆積相. 地質雑, 91, 815-831.
- Kimura, J.-I., Stern, R.J. and Yoshida, T., 2005, Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 117, 969-986.
- Kincaid, C., Druken, K.A., Gri ths, R.W. and Stegman, D.R., 2013, Bifurcation of the Yellowstone plume driven by subduction-induced mantle flow. *Nature Geosci.*, 6, 395-399.
- Kincaid, C. and Hall, P.S., 2003, Role of back arc spreading in circulation and melting at subduction zones. *Jour. Geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2001JB001174.
- Magni, V., 2019, The effects of back-arc spreading on arc magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 519, 141-151.
- Mahony, S.H., Wallace, L.M., Miyoshi, M., Villamori, P., Sparks, R.S.J. and Hasenaka, T., 2011, Volcano-tectonic interactions during rapid plate-boundary evolution in the Kyushu region, SW Japan. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, doi: 10.1130/B30408.1.
- Maruyama, S. and Seno, T., 1986, Orogeny and relative plate motions: Example of the Japanese Islands, *Tectonophys.*, 127, 305-329.
- Miller, M.S., Kennett, B.L.N. and Toy, V.G., 2006, Spatial and temporal evolution of the subducting Pacific plate structure along the western Pacific margin. *Jour. Geophys. Res.*, 111, doi:10.1029/2005JB003705.
- Miyoshi, T. and Ishibashi, K., 2005, A tectonic interpretation of NW-SE strike-slip faulting during the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, Japan: Probable tear of the Philippine Sea plate. *Earth, Planet, Space*, 57, 1115-1120.
- 桃井 齋・鹿島愛彦・高橋治郎, 1991, 愛媛県地質図1: 200,000. トモエヤ商事.
- Mookherjee, M. and Mainprice, D., 2014, Unusually large shear wave anisotropy for chlorite in subduction zone settings. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 1506-1513.
- 長宗留男・田代秀樹, 1989, 九州下における和達 ベニオフゾーンの形状. 地震第2輯, 42, 13-19.
- Nagaya, T., Walker, A.M., Wookey, J., Wallis, S.R., Ishii, K. and Kendall, J.-M., 2016, Seismic evidence for flow in the hydrated mantle wedge of the Ryukyu subduction zone. *Sci. Rep.*, 6, DOI: 10.1038/srep29981.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A., 2007, Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 254, 90-105.
- 中嶋 健・吉川幸佑・興津 修, 2021, 富山トラフと周辺日本海の地質構造と堆積盆形成テクトニクス. 地質雑, 127, 165-188.
- Nichols, G.T., Wyllie, P.J. and Stern, C.R., 1994, Subduction zone melting of pelagic sediments

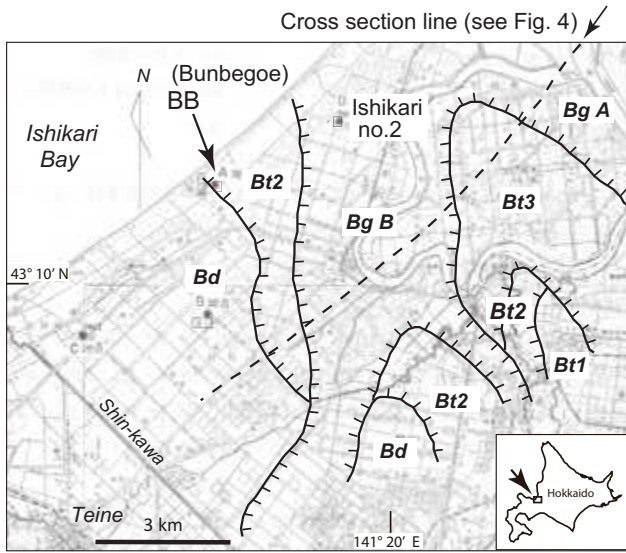
- constrained by melting experiments. *Nature*, 371, 785-788.
- Obara, K., 2011, Characteristics and interactions between non-volcanic tremor and related slow earthquakes in the Nankai subduction zone, southwest Japan. *Jour. Geodynam.*, 52, 229-248.
- Perrin, A., Goes, S., Prytulak, J., Rondenay, S. and Davies, D.R., 2018, Mantle wedge temperatures and their potential relation to volcanic arc location. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 501, 67-77.
- Ramachandran, K. and Hyndman, R.D., 2012, The fate of fluids released from subducting slab in northern Cascadia. *Solid Earth*, 3, 121-129.
- Reynard, B., 2013, Serpentine in active subduction zones. *Lithos*, 178, 171-185.
- Rüpke, L.H., Morgana, J.P., Hortb, M. and Connolly, J.A.D., *et al.*, 2004, Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 223, 17-34.
- 榊原正幸・千葉悦子・近石紗知子・中井芳恵, 2005, 愛媛県砥部町における万年安山岩周辺の地質および熱水変質. 愛媛大学理学部紀要, 11, 19-26.
- 榊原正幸・小松正幸・高橋美千代・小山内康人・板谷徹丸, 1993, 四国西部三波川変成帯における中期中新世の熱変成作用. 地質学論集, 42, 279-296.
- 沢田順弘・三代喜弘・今岡照喜・吉田聖典・稲田理沙・久井和徳・近藤 仁・兵藤政幸, 2013, 島根県出雲市南方地域における中新世の K-Ar 年代と古地磁気方位. 地質雑, 119, 267-284.
- Schmidt, M.W., Vielzeuf, D. and Auzanneau, E., 2004, Melting and dissolution of subducting crust at high pressures: the key role of white mica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228, 65-84.
- Seno, T. and Maruyama, S., 1984, Paleogeographic reconstructions and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, 102, 53-84.
- Shimoda, G., Tatsumi, Y., Nohda, S., Ishizaka, K., and Jahn, B.M., 1998, Setouchi high-Mg andesites revisited: Geochemical evidence for melting of subducting sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160, 479-492.
- Shinjo, R., Woodhead, J.D. and Hergt, J.M., 2000, Geochemical variation within the northern Ryukyu Arc: magma source compositions and geodynamic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 140, 263-282.
- Shinjoe, H., Orihashi, Y. and Anma, R., 2018, U-Pb ages of Miocene near-trench granitic rocks of the Southwest Japan arc: implications for magmatism related to hot subduction. *Geol. Mag.*, doi.org/10.1017/S0016756819000785.
- Shiomi, K., Matsubara, M., Ito, Y. and Obara, K., 2008, Simple relationship between seismic activity along Philippine Sea slab and geometry of oceanic Moho beneath southwest Japan. *Geophys. Jour. Internat.*, 173, 1018-1029.
- Shiomi, K., Obata, K. and Sato, H., 2006, Moho depth variation beneath southwestern Japan revealed from the velocity structure based on receiver function inversion. *Tectonophysics*, 420, 205-221.
- Shiomi, K. and Park, J., 2008, Structural features of the subducting slab beneath the Kii Peninsula, central Japan: Seismic evidence of slab segmentation, dehydration, and anisotropy. *Jour. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2007JB005535.
- 白木敬一・長尾憲治・永尾隆志・松本輝夫, 1991, 瀬戸内海西部産瀬戸内火山岩の微量元素の特徴. 岩鉱, 86, 459-472.
- Shuto, K., Sato, M., Kawabata, H., Osanai, Y., Nakano, N. and Yashima, R., 2013, Petrogenesis of Middle Miocene primitive basalt, andesite and garnet-bearing adakitic rhyodacite from the Ryozen Formation: Implications for the tectono-magmatic evolution of the NE Japan Arc. *Jour. Petrol.*, 54, 2413-2454.
- Spandler, C., Mavrogenes, J. and Hermann, J., 2007, Experimental constraints on element mobility from subducted sediments using high-P synthetic fluid/melt inclusions. *Chem. Geol.*, 239, 228-249.
- 鈴木博之・山本俊哉・別所孝範, 2020, 紀伊半島四万十帯の古第三系牟婁層群佐本川層から発見された放射虫化石. 大阪自然史博研究報告, 74号, 95-102.
- Syracuse, E.M. and Abers, G.A., 2006, Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 7, Q05017. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GC001045>.
- 平 朝彦・田代正之・岡村 真・甲籾次郎, 1980, 高知県四万十帯の地質とその起源. 四万十帯の地質学と古生物学 甲籾次郎教授還暦記念論文集, 319-389.
- Takahashi, M. and Saito, K., 1999, Miocene intra-arc bending at an arc-arc collision zone, central Japan: Reply, *Island Arc*, 8, 117-123.
- 田中啓策, 1977, 四国南西部宿毛地域の四万十帯層群. 地質調査所月報, 28, 461-476.
- Tatsumi, Y., 1986, Formation of volcanic front in subduction zones. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 717-720.
- 巽 好幸, 2003, 安山岩と大陸の起源. 東京大学出版会, 213 p.
- Tatsumi Y., 2006, High-Mg andesites in the Setouchi volcanic belt, Southwestern Japan: Analogy to

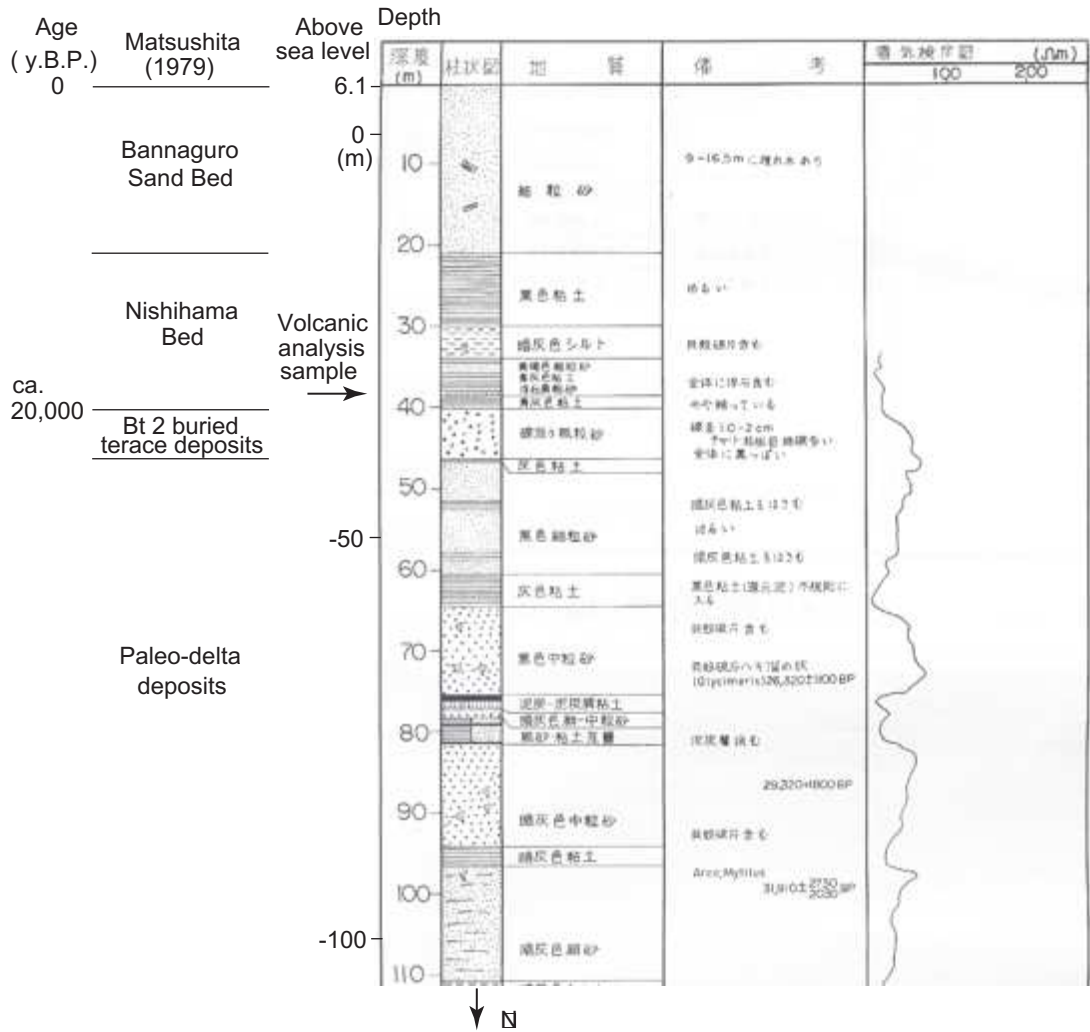
- Archean magmatism and continental crust formation? *Annu Rev Earth Planet Sci*, 34, 467-499.
- Tatsumi, Y., 2008, Making continental crust: The sanukitoid connection. *Chinese Sci. Bull.*, 53, 1620-1633.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and Nesbitt, R. W., 1986, Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from highpressure experiments and natural rocks. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, 293-309.
- Tatsumi, Y., Ishikawa, N., Anno, K., Ishizawa, K. and Itaya, T., 2001, Tectonic setting of high-Mg andesite magmatism in the SW Japan arc: K-Ar chronology of the Setouchi volcanic belt. *Geophys. Jour. Internat.*, 144, 625-631.
- Tatsumi, Y. and Maruyama, S., 1989, Boninite and high-magnesian andesite: tectonics and petrogenesis. In Crawford, A.J., ed., *Boninite and Related Rocks*. Allen and Unwin, New York, pp. 50-71.
- Tibi, R., Wiens, D.A. and Yuan, X., 2008, Seismic evidence for widespread serpentinized forearc mantle along the Mariana convergence margin. *Geophys. Res. Lett.*, 35, doi:10.1029/2008GL034163.
- 宇都浩三・阪口圭一・寺岡易司・奥村公男・駒澤正夫, 1997, 20万分の1地質図幅「鹿児島」. 地質調査所.
- van Keken, P.E., Hacker, B.R., Syracuse, E.M. and Abers, G.A., 2011, Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide. *Jour. Geophys. Res.*, 116, B01401, doi:10.1029/2010JB007922.
- Wada, I. and Wang, K., 2009, Common depth of slab-mantle decoupling: Reconciling diversity and uniformity of subduction zones. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, doi:10.1029/2009GC002570.
- Wunder, B. and Schreyer, W., 1997, Antigorite: High-pressure stability in the system MgO-SiO₂-H₂O (MSH). *Lithos*, 41, 213-227.
- Xia, S., Zhao, D. and Qiu, X., 2008, Tomographic evidence for the subducting oceanic crust and forearc mantle serpentinization under Kyushu, Japan. *Tectonophys.*, 449, 85-96.
- Yamazaki, T., Takahashi, M., Iryu, Y., Sato, T., Oda, M., Takayanagi, H., Chiyonobu, S., Nishimura, A., Nakazawa, T. and Ooka, T., 2010, Philippine Sea Plate motion since the Eocene estimated from paleomagnetism of seafloor drill cores and gravity cores. *Earth, Planets, Space*, 62, 495-502.
- 八島隆一, 1963, 霊山およびその周辺の第三紀火山岩類の化学成分(予報). *岩鉱*, 50, 135-141.
- Zahirovic, S., Seton, M. and Müller, R.D., 2014, The Cretaceous and Cenozoic tectonic evolution of Southeast Asia. *Solid Earth*, 5, 227-273.
- Zhao, D., Yanada, T., Hasegawa, A., Umino, N. and Wei, W., 2012, Imaging the subducting slabs and mantle upwelling under the Japan Islands. *Geophys. Jour. Internat.*, 190, 816-828.

Abstract

The Miocene Setouchi volcanic belt is characterized by the occurrences of High-Mg andesites distributing on the north side of the Median Tectonic Line, excluding the western part of the Kii Peninsula. Previous works demand the following key constraints for the genesis of high-Mg andesite magmas: 1) magmatism beneath the forearc region, 2) abruptly increasing thermal condition, and 3) unusually high concentration of H₂O. These constraints have been required. Most high-Mg andesites are situated above the tip of the Sea of Japan. Opening of a backarc basin is expected to lead to elevated geothermal gradient in a mantle wedge. The opening of the Sea of Japan resulted in upwelling of hotter asthenospheric mantle. This led to the formation of a cold forearc nose. Cold forearc nose is generally made up of hydrated mantle (serpentinite). The opening of the Sea of Japan is presumed to lead to a temperature increase of the cold forearc nose, resulting in breakdown of hydrous minerals in the serpentinite such as chlorite and antigorite. This induced partial melting of the forearc mantle at the vapor-saturated solidus. Sediment-derived melt also contributed to formation of the high-Mg andesite magmas. Distribution of high-Mg andesite in the western part of the Kii Peninsula exceptionally expands southward into the Cenozoic Shimanto Belt. The Philippine Sea slab beneath the western part of the Kii Peninsula is folded into a NS-trending synform, suggesting the mantle in this region extends southward.







z, "t ÷ wüæý^awP•fÿsq'...•wU|

Abstract

In order to elucidate the volcanic ash correlation, we carried out volcanic ash analysis of

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

y yy y

□

y

A

s b w t
t s s w
m w s a
w b
□
t w s
w w
w

Keywords: □ □ □ □ □ □ □ □ □ □

□

at

t s w t t

t

b w t b s

□

ab

s t

s s r b

t s w

w t s

t s

w s a

s w

b s

s r s

a b w

w

o s w

s

o w

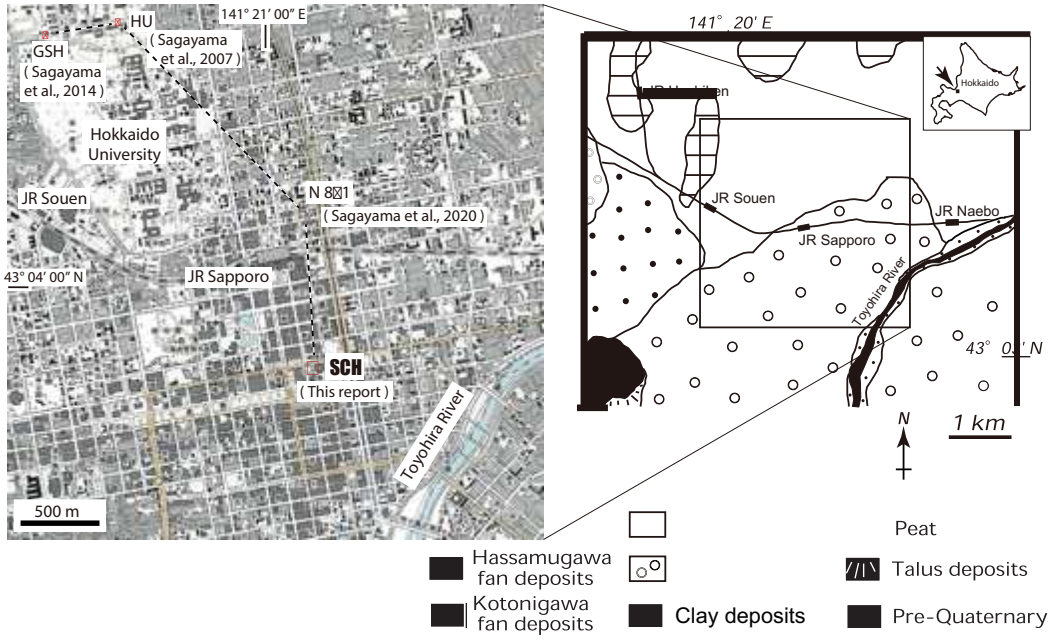
w t w t

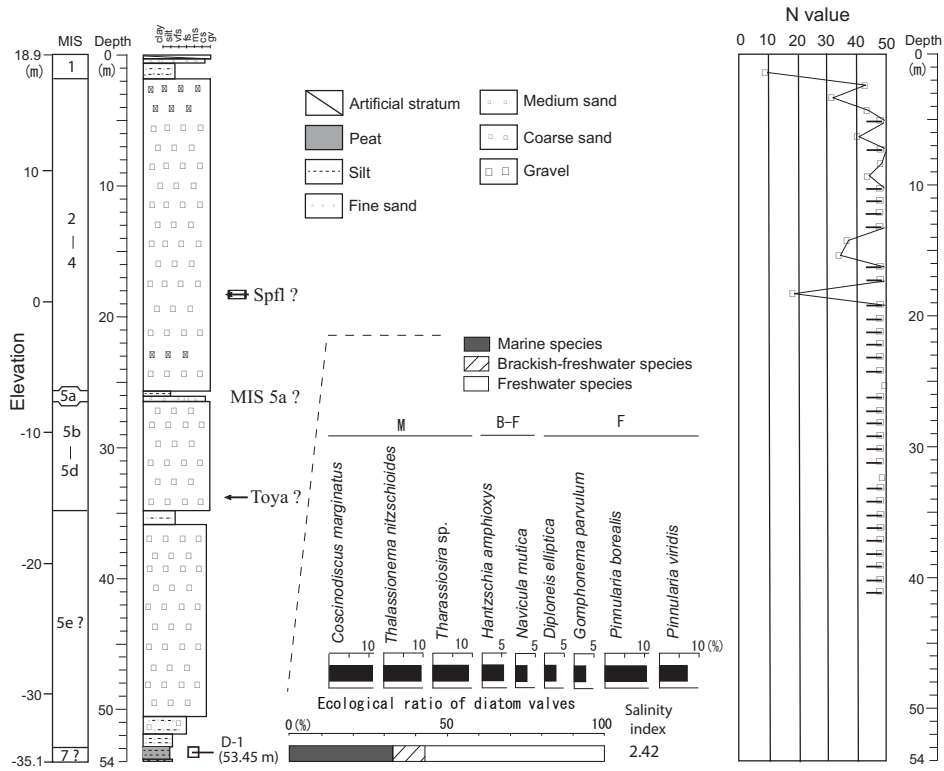
by

w

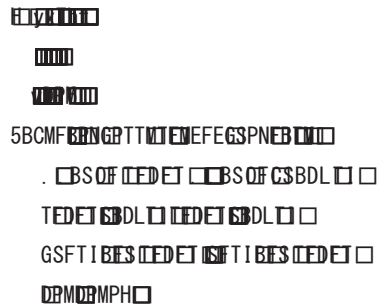
t w

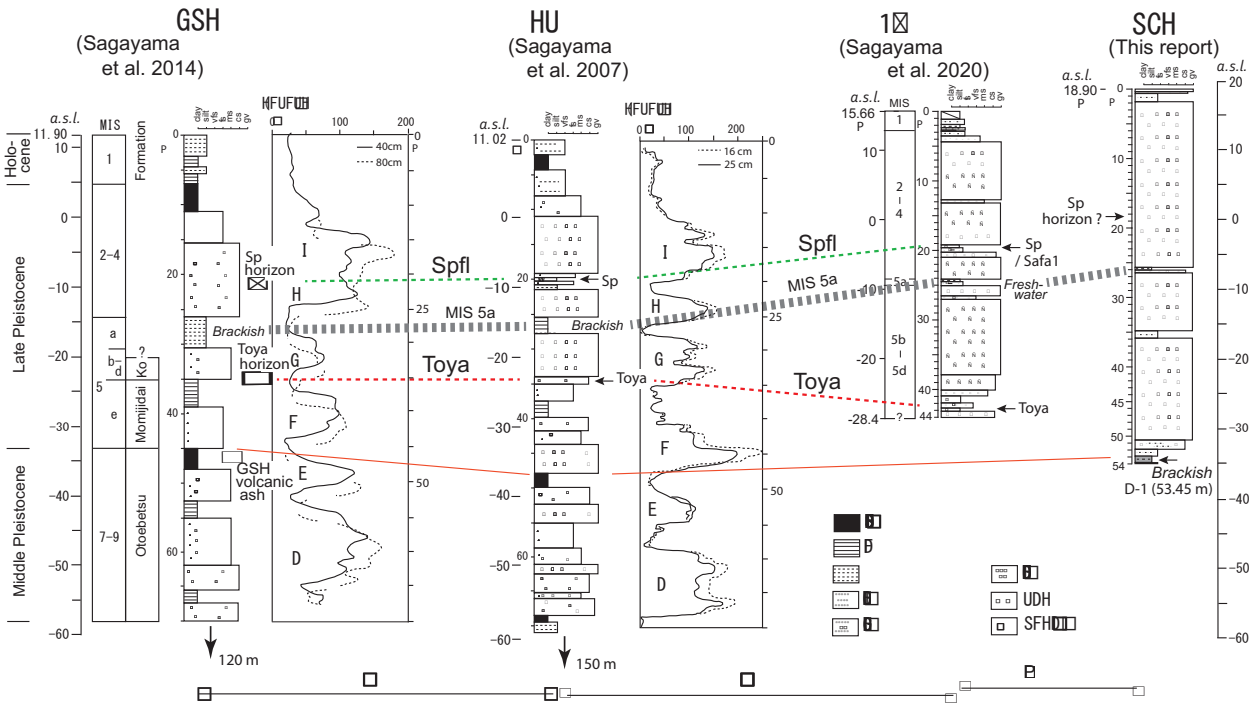
b w w d e





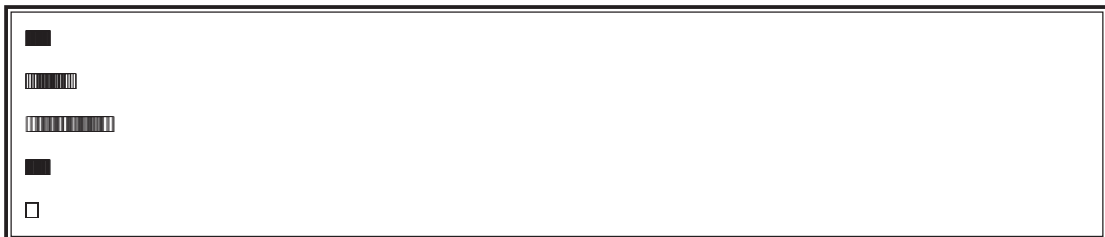
Name of species /	Geologic sample	Ecol.	53.45 m
<i>Amphora libyca</i> Ehr.		F	1
<i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehr.		M	12
<i>Cymbella proxima</i> Reimer		F	2
<i>C. silensiacae</i> Bleisch		F	3
<i>Diploneis elliptica</i> (Kütz.) Grun.		F	4
<i>Eunotia faba</i> (Ehr.) Grun.		F	3
<i>E. glacialis</i> Meister		F	1
<i>E. triodon</i> Ehr.		F	1
<i>E. spp.</i>		F	3
<i>Fragilaria arcus</i> (Ehr.) Cleve		F	2
<i>F. construens</i> var. <i>venter</i> (Ehr.) Grun.		F	1
<i>Gomphonema acuminatum</i> Ehr.		F	1
<i>G. parvulum</i> (Kütz.) Grun.		F	4
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) W. Smith		B-F	6
<i>Navicula mutica</i> Kütz.		B-F	4
<i>N. pupula</i> Kütz.		F	1
<i>Nitzschia palea</i> (Kütz.) W. Smith		F	1
<i>Odontella aurita</i> (Lyngbye) Agard		M	2
<i>Pinnularia borealis</i> Ehr.		F	11
<i>P. gibba</i> Ehr.		F	3
<i>P. lagenstedtii</i> (Cleve) Cleve-Euler		F	1
<i>P. viridis</i> (Nitzsch.) Ehr.		F	7
<i>P. spp.</i>		F	3
<i>Stauroneis phoenicenteron</i> (Nitzsch) Ehr.		F	1
<i>Stephanopsis</i> spp.		M	1
<i>Synedra ulna</i> (Nitzsch) Ehr.		F	3
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grun.) H. et M. Peragallo		M	9
<i>Thalassiosira eccentrica</i> (Ehr.) Cleve		M	1
<i>T. spp.</i>		M	8
Total valves counted			100
	□	M	33
	□	M-B	0
	□	B	0
	□	B-F	10
	□	F	57
Total			100
Index (mean value)			2.42

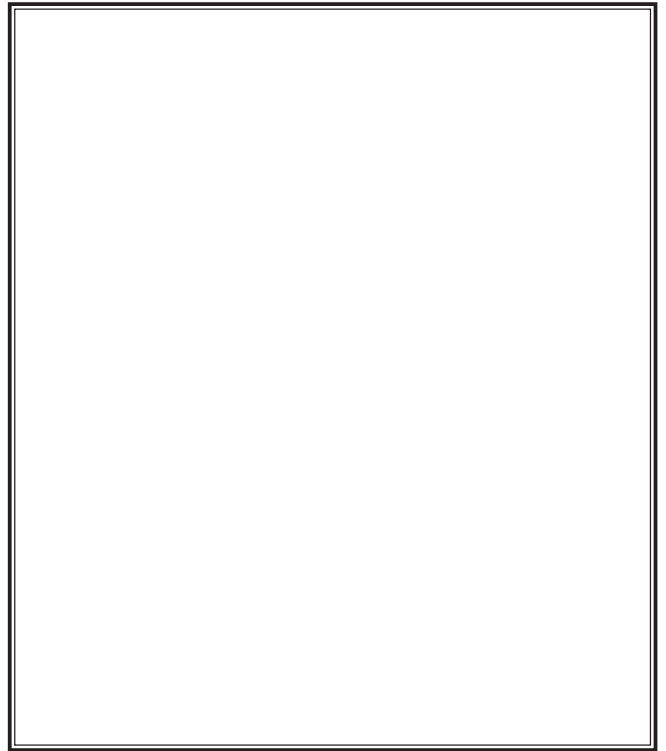




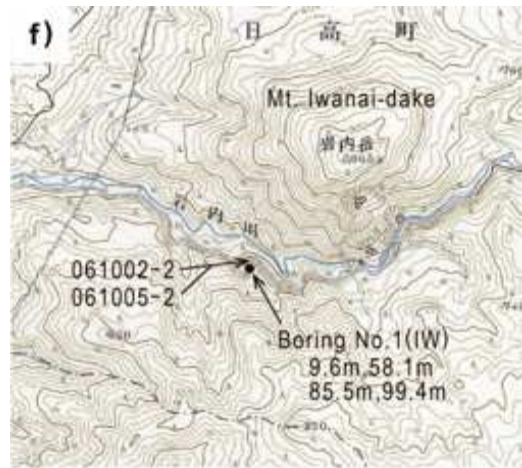
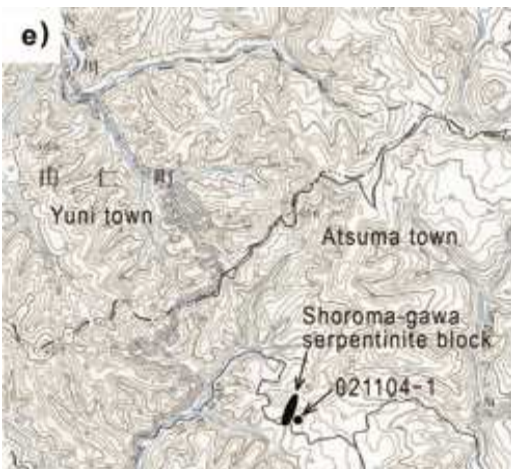
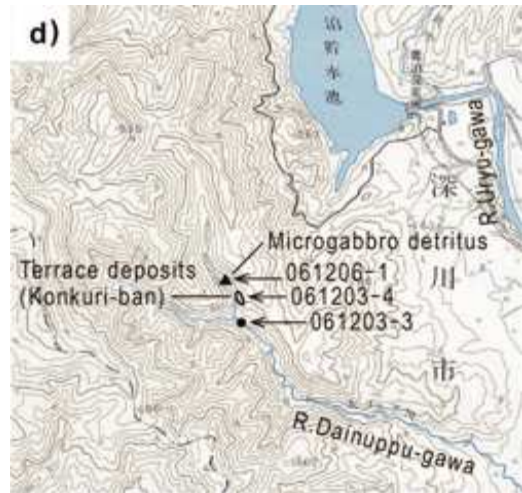
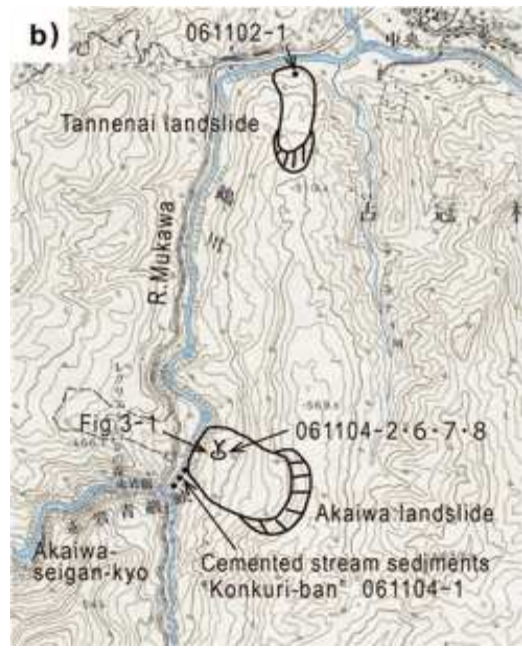
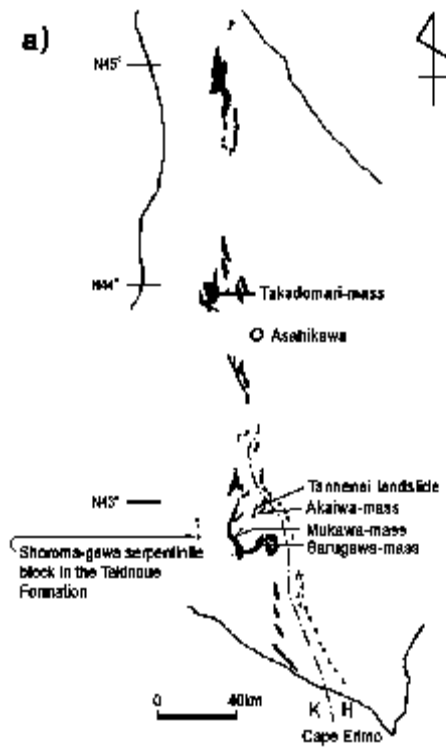
s^"Ý•p÷_^•hËýw 4\$) Ø"æĩ-žwÚ,

Abstract





%y‡3*%tSZ” òtwÜ=qÅqÿ9 ò =^;

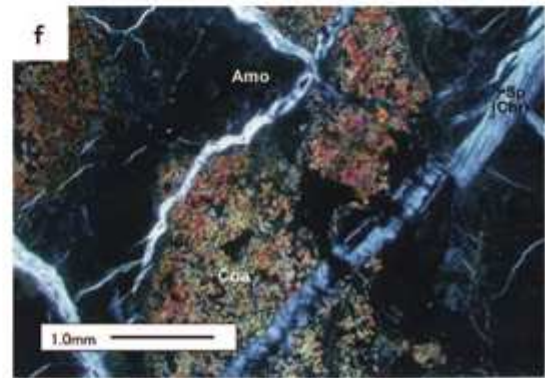
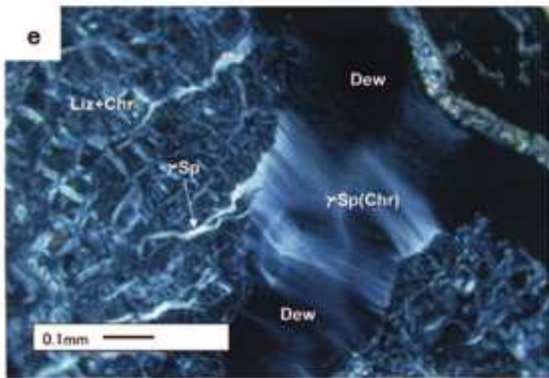
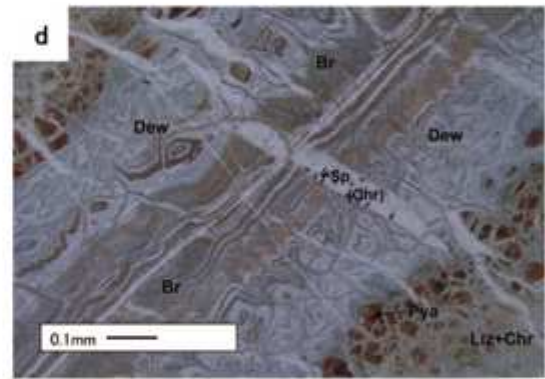
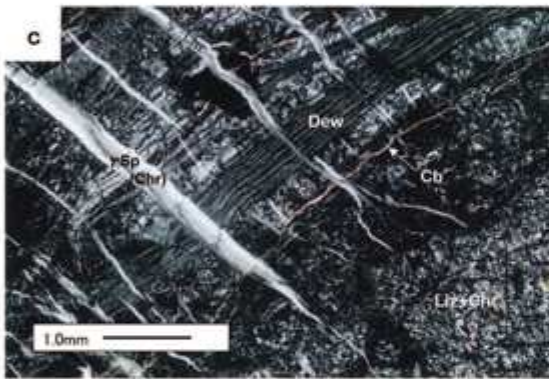
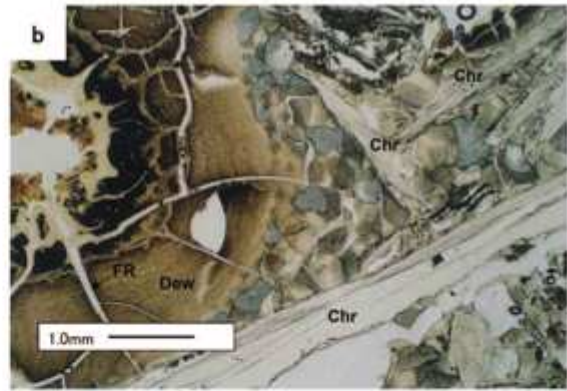
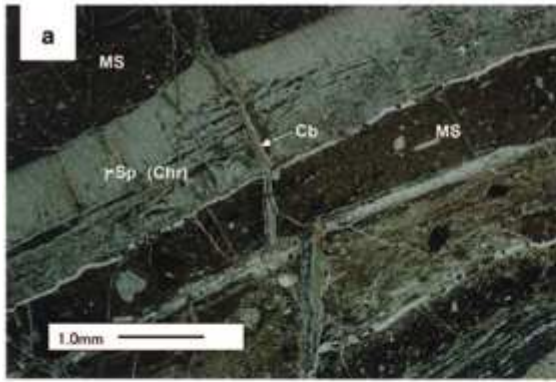


1km

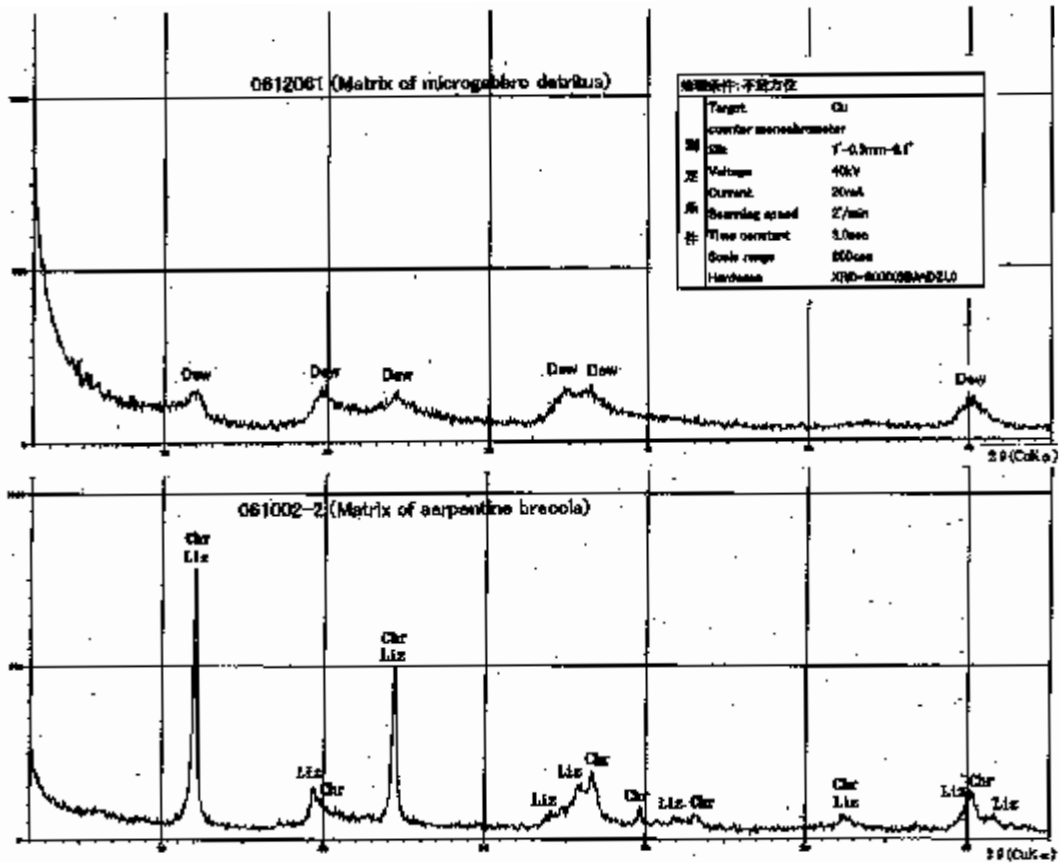
%y‡3*%tSZ” òtwÜ=qÅqÿ9 ò =^;



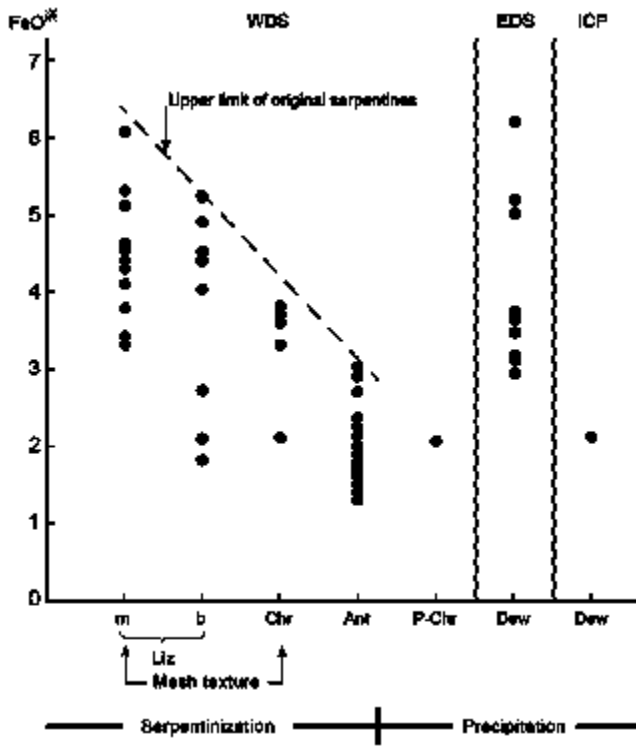
%y‡3*%tSZ” òtwÜ=qÅqÿ9 ò =^;



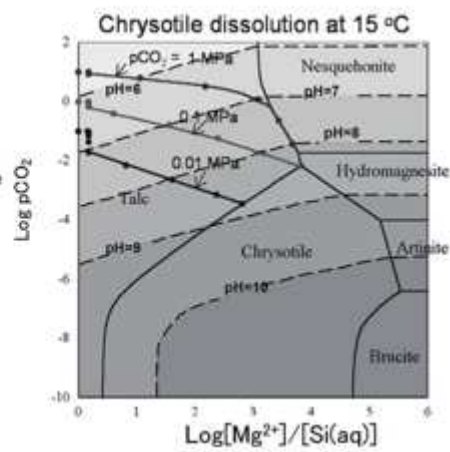
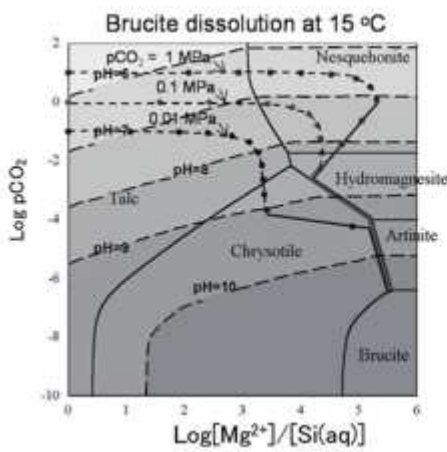
%y±3*%tSZ" òtwÜ=qÅqÿ9 ò =^;

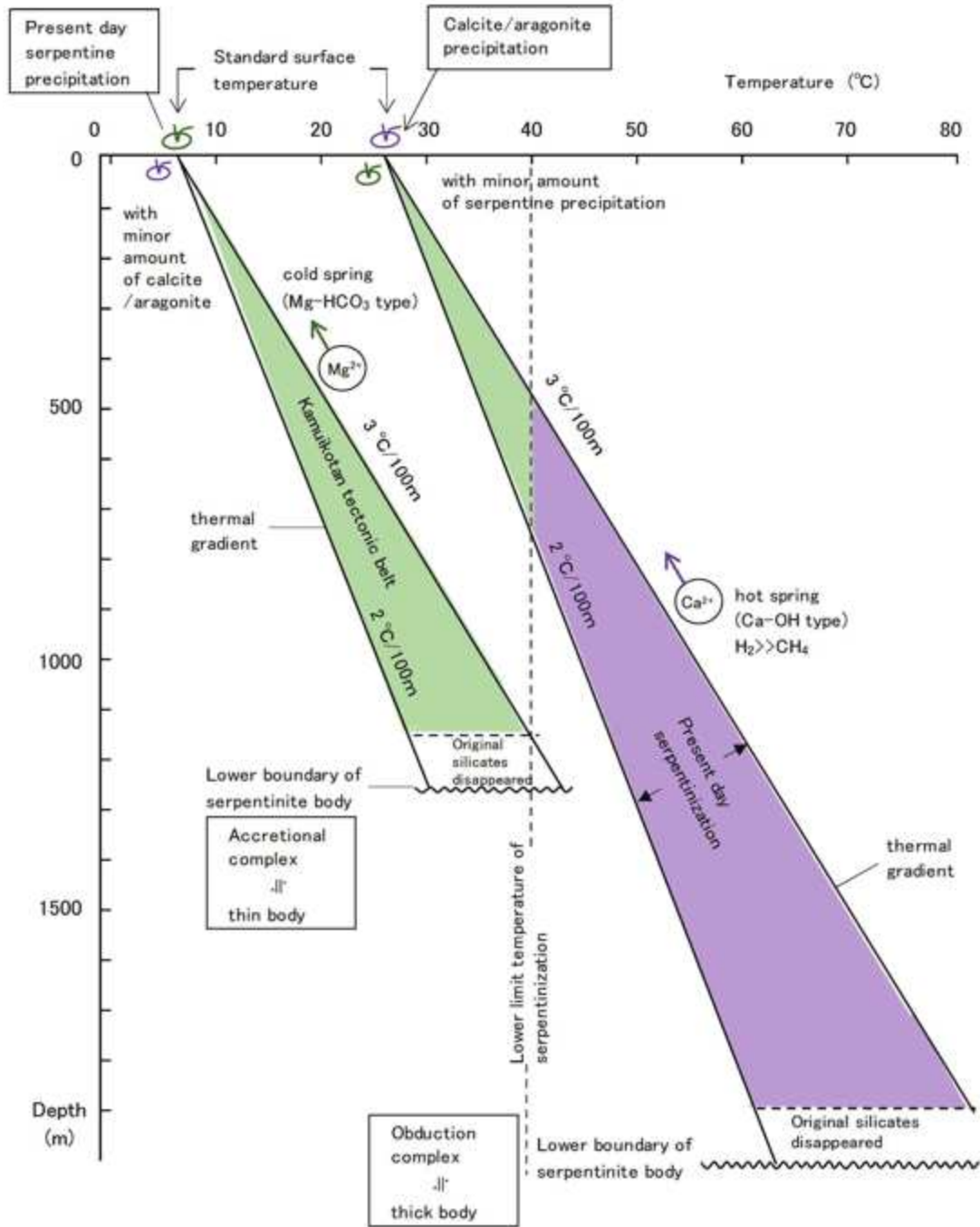


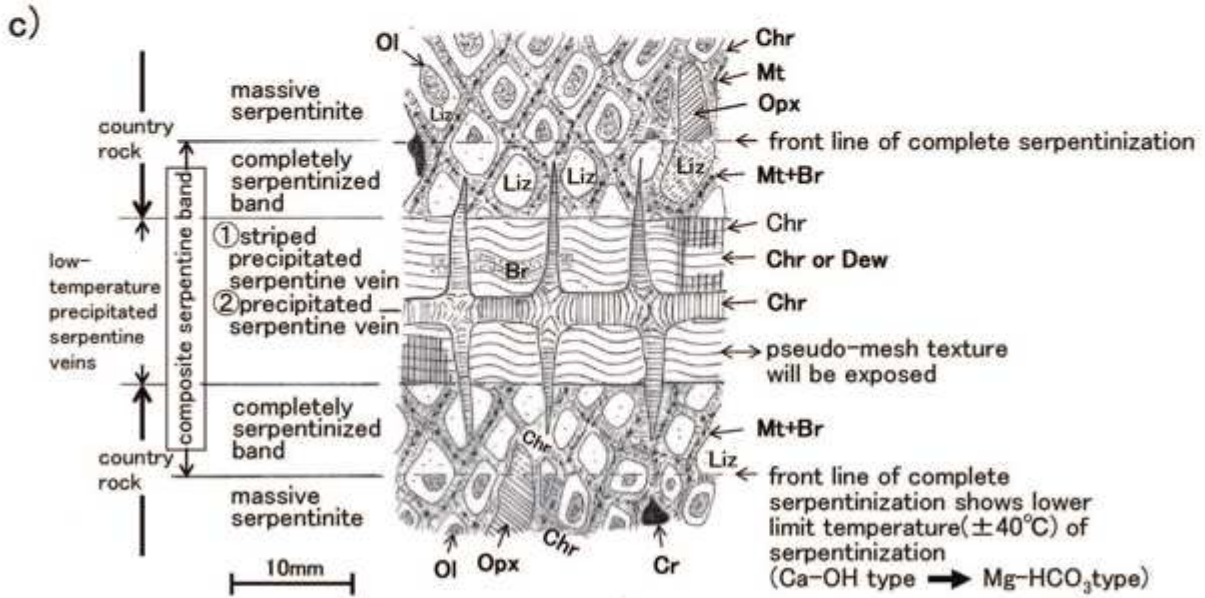
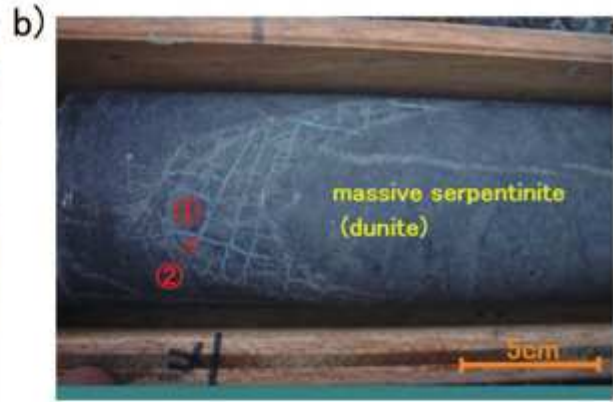
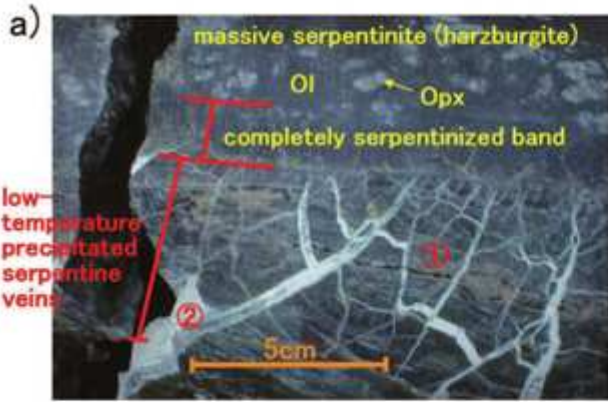
--	--	--	--	--



‰ y ‡ 3 * % t S Z ” ò t w Ü = q Å q ÿ 9 ò = ^ ;



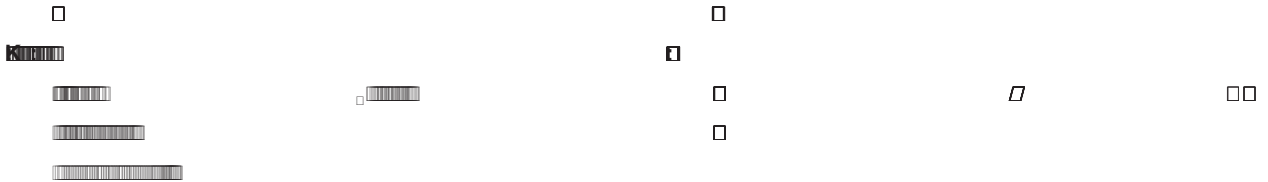




Ol: olivine Opx: orthopyroxene Cr: chrom-spinel Mt: magnetite
Liz: lizardite Chl: chrysotile Br: brucite Dew: deweylite

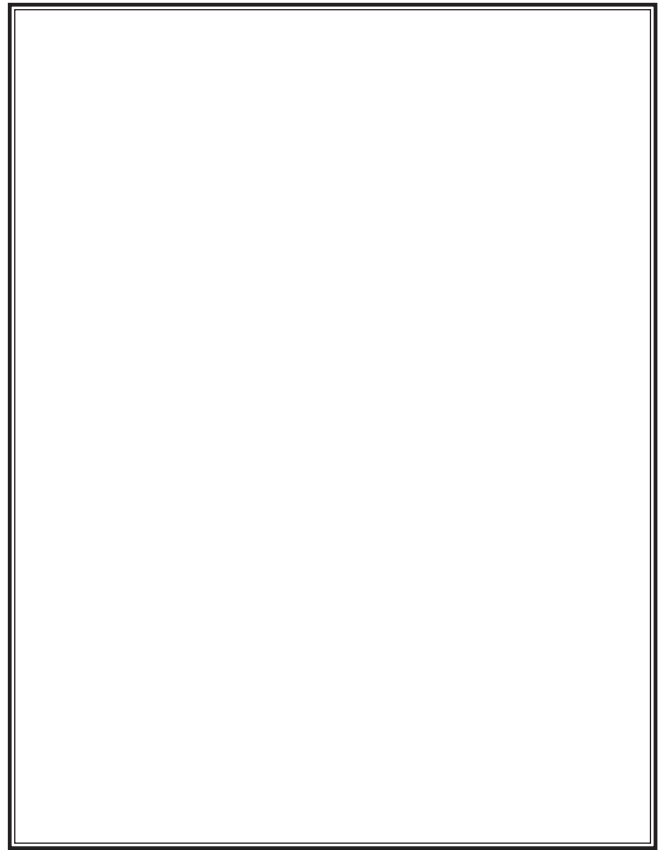
%y‡3*%tSZ” òtwÜ=qÅqÿ9 ò =^;

%y‡3*%tSZ” òtwÜ=qÅqÿ9 ò =^;



Abstract

A product of precipitation of serpentine under the present-day low-temperature conditions, has been discovered from the cold springs (Mg^{2+} - HCO_3^- type; pH = 9-10) within the landslides of the Akaiwa and other serpentinite masses, which belong to around the Kamuikotan tectonic belt of Hokkaido, Japan. In the same area, such supergene serpentine occurs in various modes, within or adjacent to several serpentinite masses, either as (i) a constituent of the matrix of the consolidated debris flow deposits derived from the mudstone adjacent to the serpentinites. In the absence of signs of replacement of the primary minerals, such as olivine and pyroxenes, the observed serpentine is not a product of serpentinization. Instead, it is the result of precipitation from groundwater or spring water. These types of serpentine and brucite, derived from precipitation at near-atmospheric conditions, are estimated to be 10-15% of total serpentine in the studied areas. Unlike the process of formation of low-temperature precipitated serpentine, described above, serpentinization as a mineral transformation process may occur under near-atmospheric conditions only if (i) presence of relatively high temperature, exceeding the lower limit (ca. 40 °C) required for serpentinization; (ii) existence of deep-seated groundwater as a promoter of serpentinization; and (iii) presence of relatively high local geothermal gradient; (d) presence of olivine and pyroxenes as relict minerals; and (e) presence of groundwater at appropriate depth as a source of the hot spring (Ca^{2+} -OH⁻ type; pH 11-12).

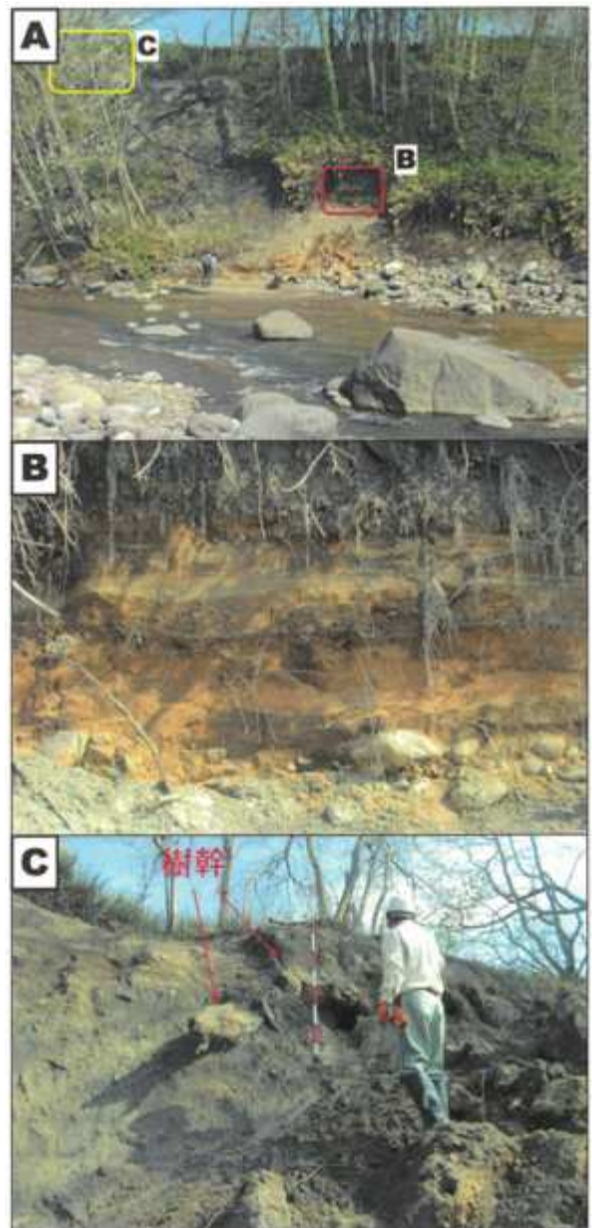


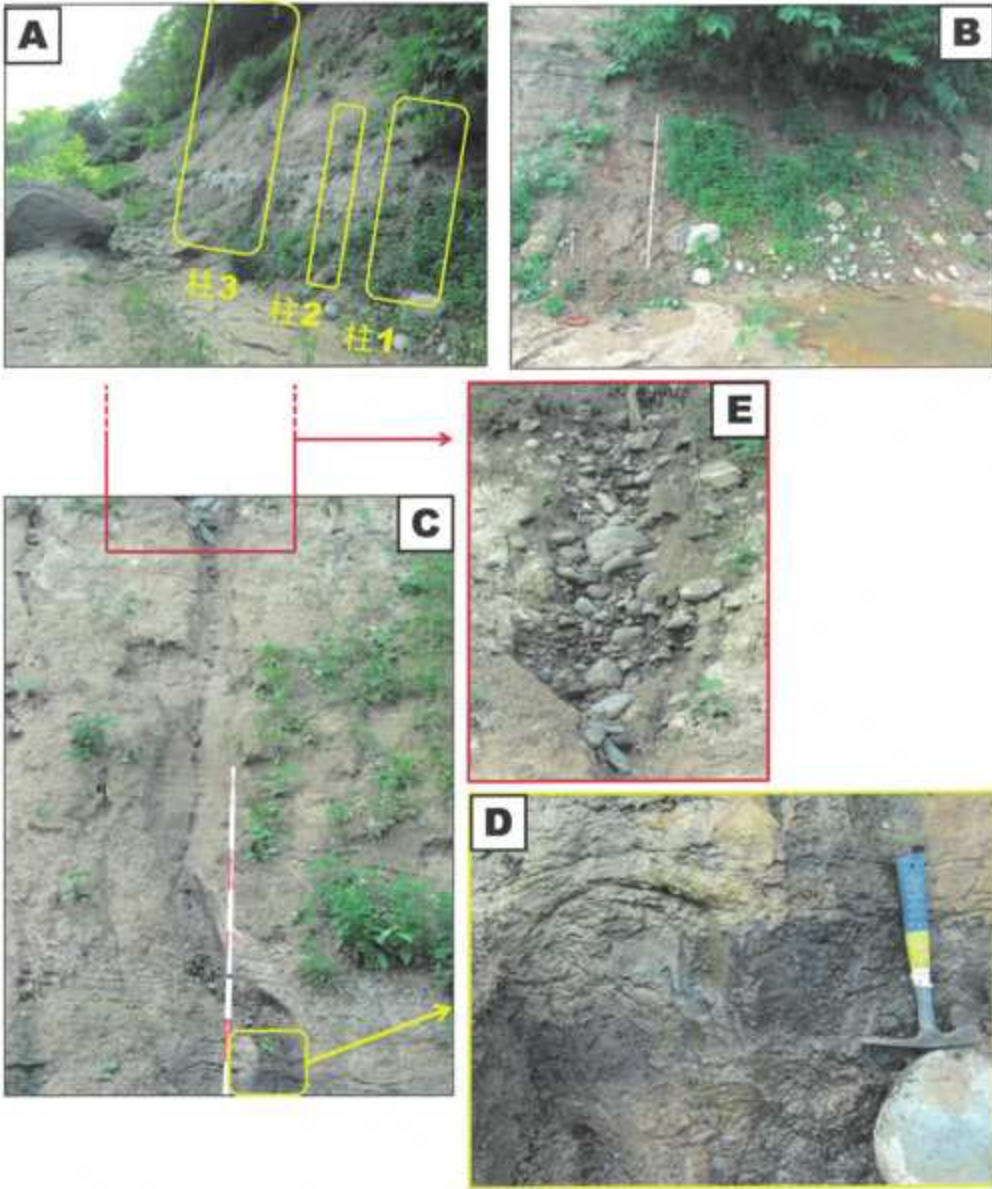


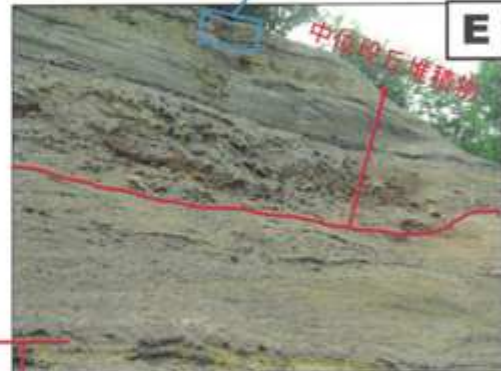
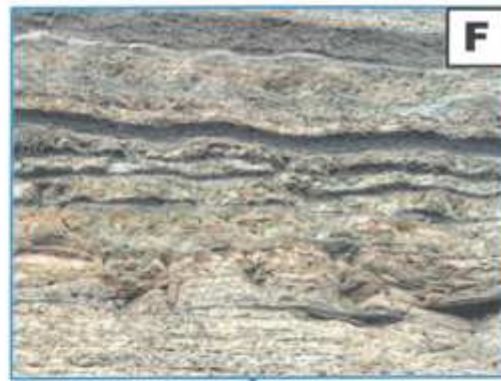






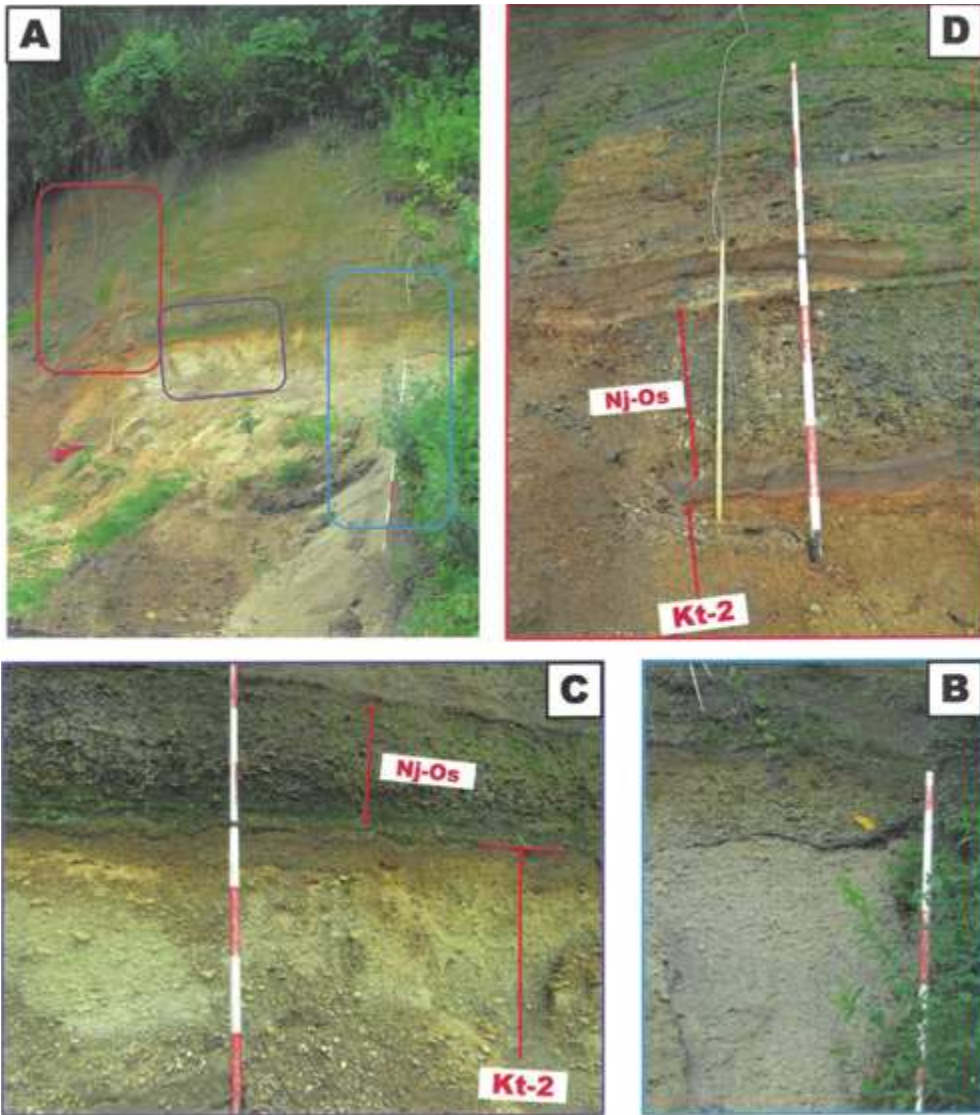


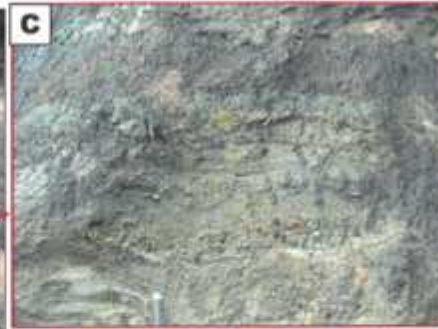
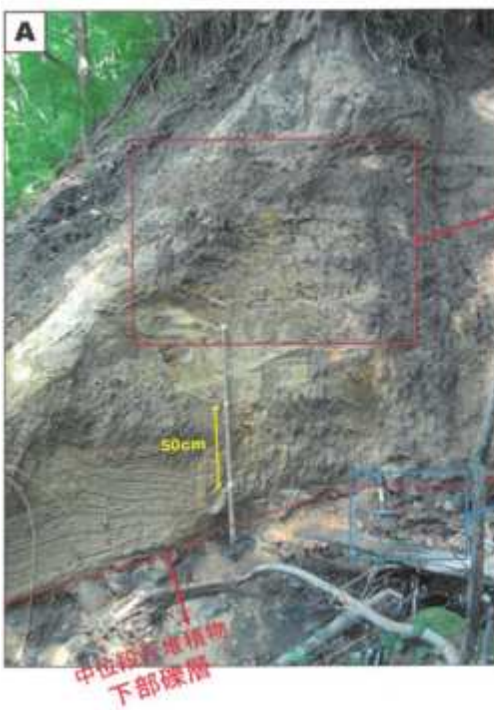




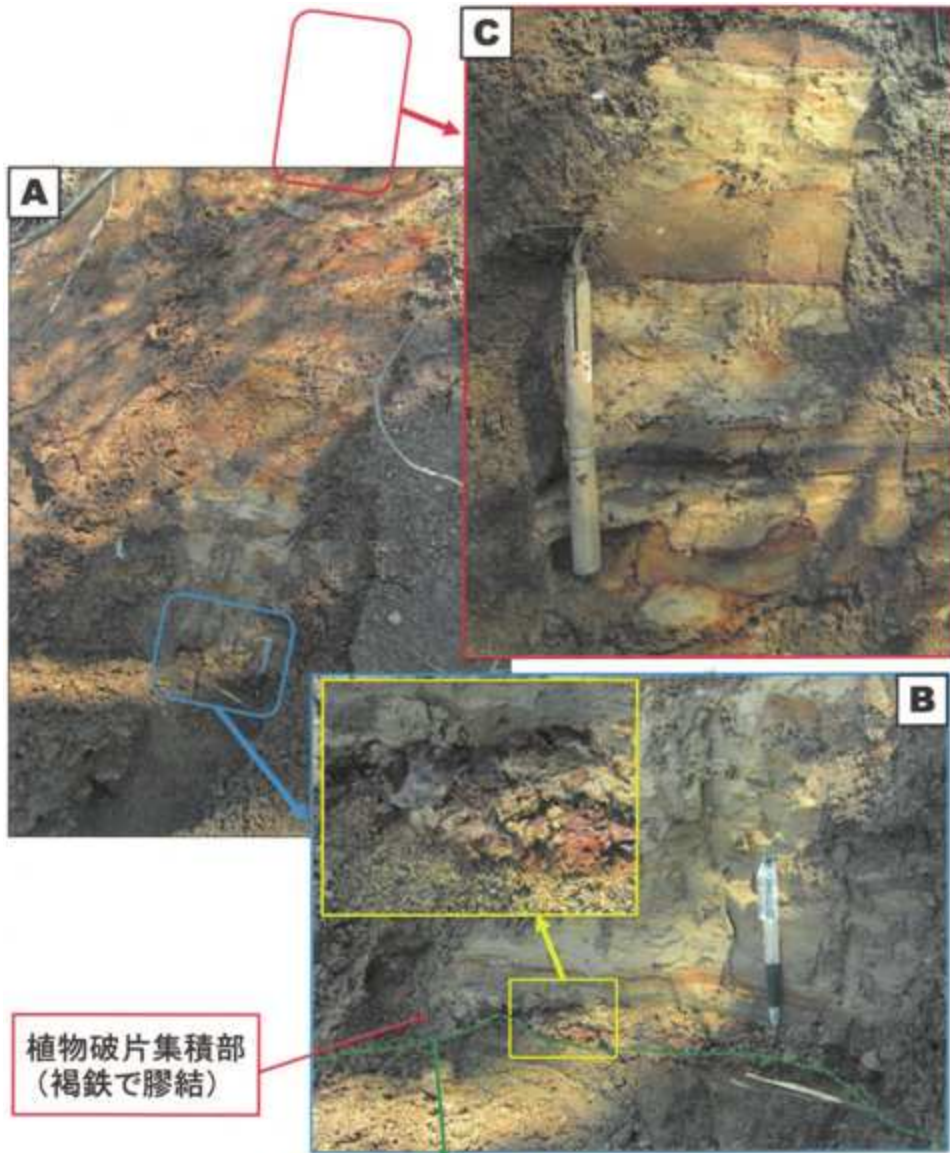
Kt-2











植物破片集積部
(褐鉄で膠結)

中位段丘堆積物上部の粗~極粗粒砂層





BetaCal 3.9

Calibration of Radiocarbon Age to Calendar Years

(High Probability Density Range Method (HPD): INTCAL13)

(Variables: $\delta^{13}C = -26.6$ ‰)

Laboratory number **Beta-480247**

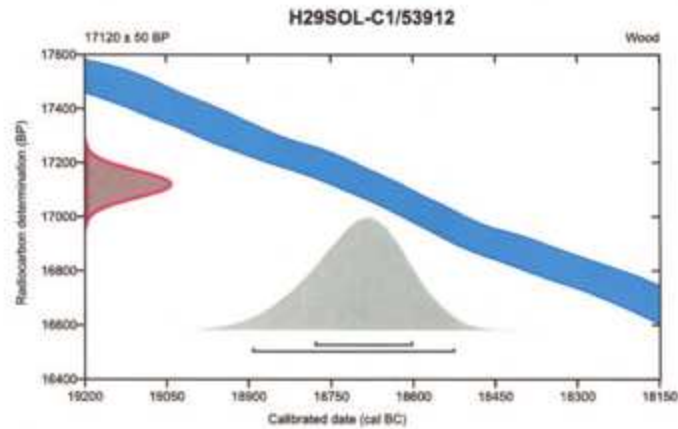
Conventional radiocarbon age **17120 ± 50 BP**

95.4% probability

(95.4%) 18895 - 18526 cal BC (20844 - 20475 cal BP)

68.2% probability

(68.2%) 18782 - 18603 cal BC (20731 - 20552 cal BP)



Database used
INTCAL13

References

References to Probability Method

Bronk Ramesey, C. (2000). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337-360.

References to Database INTCAL13

Reimer, et al., 2013, *Radiocarbon* 55(4).

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • Email: beta@radiocarbon.com

Abstract

There is the middle terrace whose surface is 25 to 45 meters in height from riverbed, southwest of Soubetsu town area in the Osaru valley, western Iburi in Hokkaido. The deposits of middle terrace, 20±meters in thickness, consists of lower, upper and uppermost parts. The lower part constitutes gravel layer which indicates river ~~part~~ part indicates submarine fan or delta and the latter part indicates lake. The uppermost part consists of volcanic ashy loam bed and humus soil bed. The succession as shown above express the process from start of lake to end of it, after the stage of river valley. The authors conducted AMS ¹⁴~~part~~ layered mud facies of the upper part and obtained the measurement age of 20.6ka and the results of cold climate shown by sub arctic coniferous forest mainly. Those results reveal that the damming of Osaru river related to the formation of Usu stratovolcano in the late stage of the Last glacial Period.

y yy y

o

y

A

y w b t t

o

w s

s

t

w s w

s

f

w t w s

w t k

s w

y w

c w b A K

Keywords

at

y w

t b t b b

y w

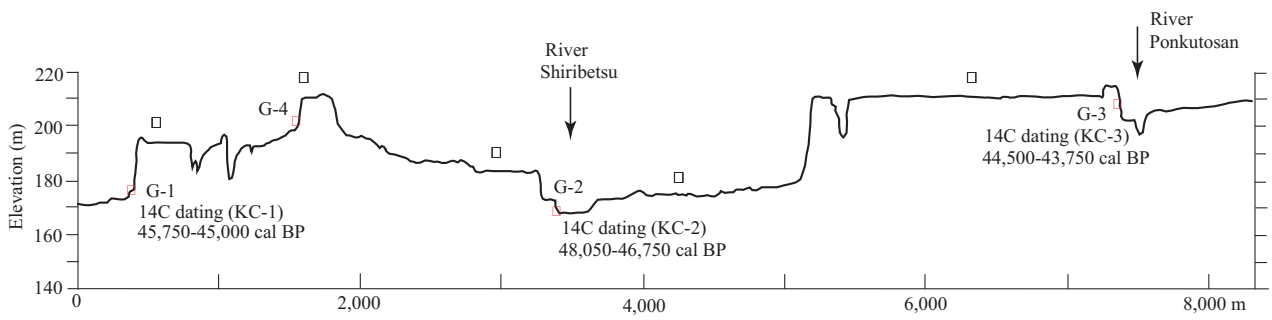
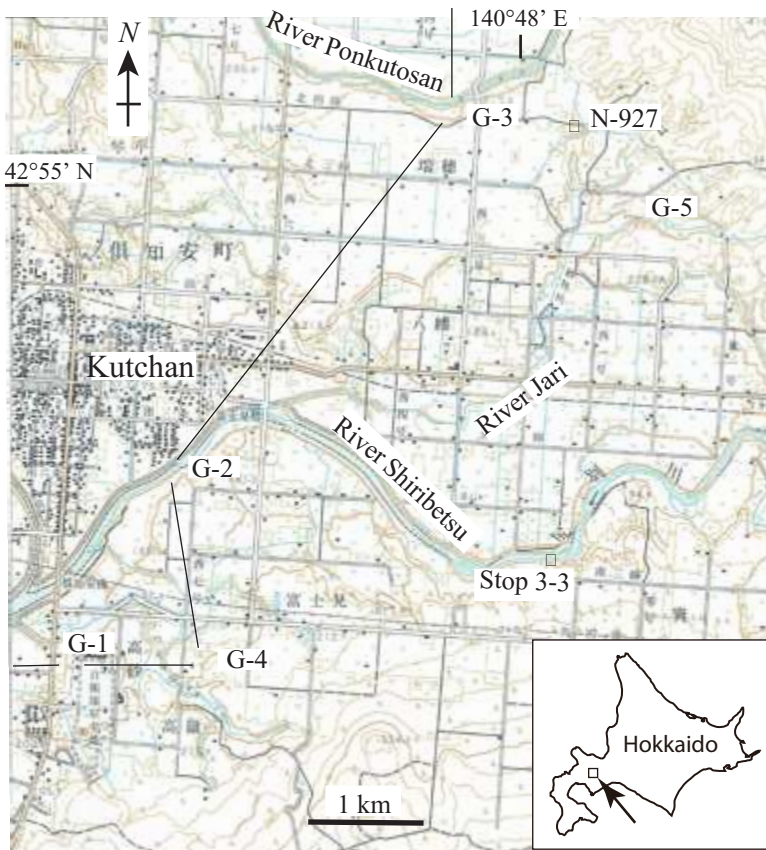
aj

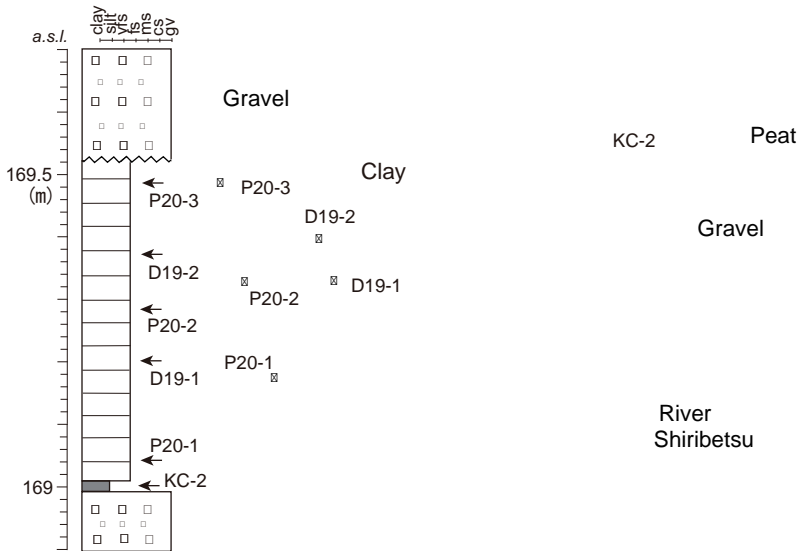
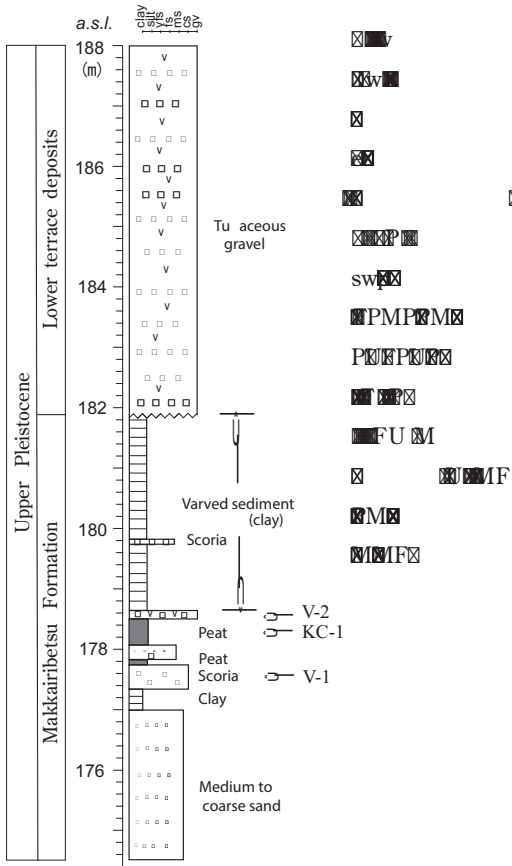
s r t b o

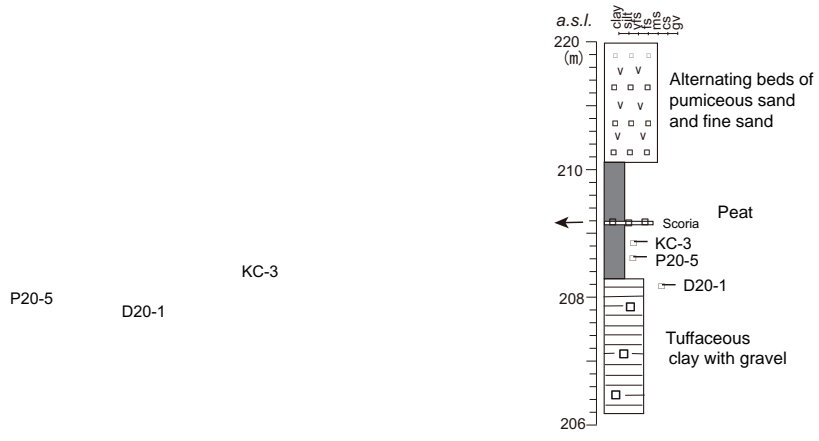
w t

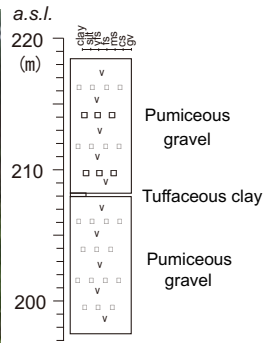
w w t

b o t t









5B

Outcrop name	Sample name	Above sea level (m)	Materials	radio carbon age (y BP)	(cal BP)	(cal BP)
G-3	KC-3	208.9	Wood	40,578 ± 336	44,500 - 43,750	44,850 - 43,350
G-2	KC-2	169	Wood	44,175 ± 472	48,050 - 46,750	48,650 - 46,250
G-1	KC-1	178.3	Wood	42,042 ± 385	45,750 - 45,000	46,150 - 44,650

H yEH

5CMZMOTIOMT□

All mineral component (%) (Total count: 200)

Outcrop name	Sample name	Materials	Volcanic glass		Light mineral	Heavy mineral	Rock fragment and weathering particle
			bw	pm			
G-1	V-2	Ash & pumice	25.0	25.5	19.0	3.5	27.0
			Heavy mineral component (%)				
			Orthopyroxene		Clinopyroxene	Amphibole	Iron mineral
			42.8	0.0	57.2	0.0	

All mineral component (%) (Total count: 200)

Outcrop name	Sample name	Materials	Volcanic glass		Light mineral	Heavy mineral	Rock fragment and weathering particle
			bw	pm			
G-1	V-1	Scoria	3.0	0.5	44.0	8.0	44.5
			Heavy mineral component (%)				
			Orthopyroxene		Clinopyroxene	Amphibole	Iron mineral
			56.3	25.0	18.7	0.0	

All mineral component (%) (Total count: 200)

Outcrop name	Sample name	Materials	Volcanic glass		Light mineral	Heavy mineral	Rock fragment and weathering particle
			bw	pm			
G-4	V-3	Ash & pumice	34.5	44.5	5.5	0.0	15.5
			Heavy mineral component (%)				
			Orthopyroxene		Clinopyroxene	Amphibole	Iron mineral
			0.0	0.0	0.0	0.0	

H yEH

5BCMF7PMMFOGPTTMTMEFEFGSPNUIFMBUF1MFTUPDFOFTFENFOUT□

Outcrop name	Sample number	Materials																	Total count number	Pollen zone												
		<i>Sphagnum</i>	LYCOPODIACEAE	Trilete spore	Monolete spore	<i>Abies</i>	<i>Larix</i>	<i>Picea</i>	<i>Pinus (Hap.)</i>	<i>Tsuga</i>	CYPERACEAE	POACEAE	RANUNCULACEAE	<i>Thalictrum</i>	<i>Sanguisorba</i>	<i>Ulmus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Quercus</i>			<i>Myrica gale</i>	<i>Alnus</i>	<i>Betula</i>	<i>Corylus</i>	CARYOPHYLLACEAE	ERICACEAE	<i>Menyanthes</i>	ASTERACEAE	<i>Artemisia</i>	<i>Cirsium</i>	APIACEAE	
This report	G-3	P20-5					8	9	57	5		14						1		1	2	7	1	1							100	E
Sagayama et al., 2020	A	G-1	P14	1	4	4	18	1		48	7		3		1			1		1	2	7		1	1						100	D
			P9				2	7	86				1									3	1									
	C	P6	1	2		1	4	29			35	2		2							4	15						1	2	2	100	
		P4				2	6	48	2		8	1	1	7							2	4					7	2	10		100	
This report	G-2	P20-3					1	4	29	2	1	35	3	2		7					3	3					4	4			100	B
		P20-2					1			9	84	1									1	4									100	
		P20-1							24	74												2										

Order of plant name is by Yonekura (2012)

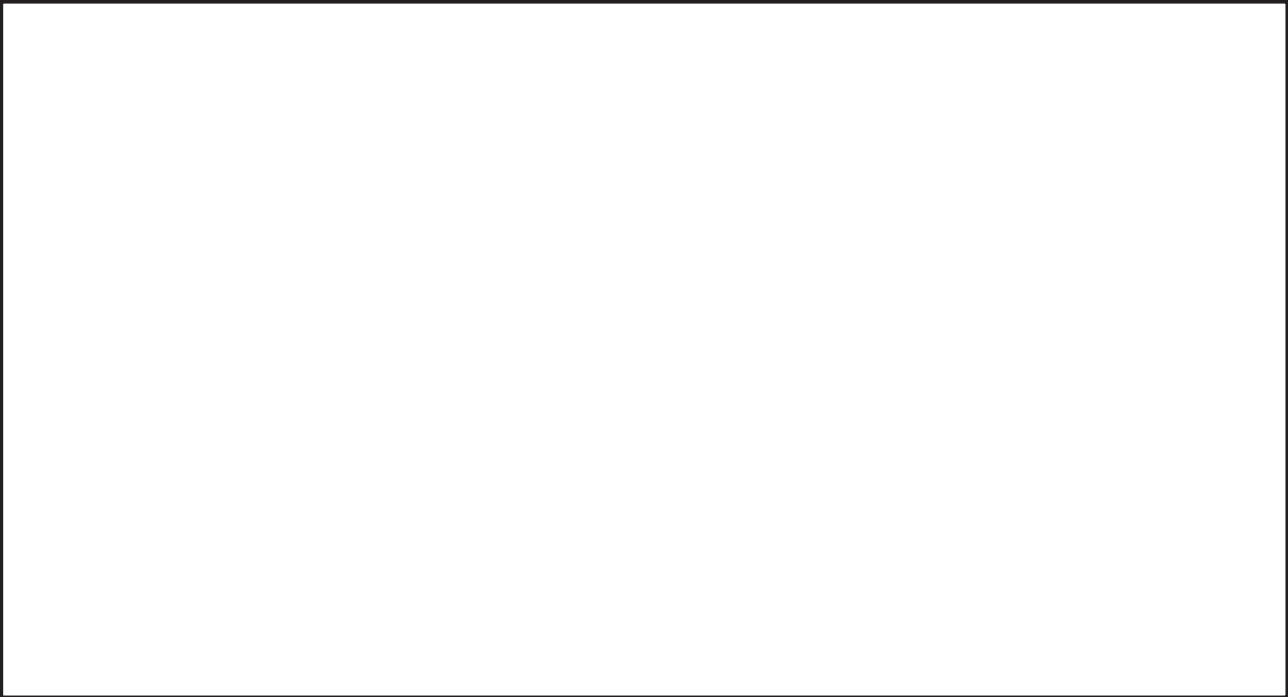
Outcrop name		G-2		G-3	G-5	Fujiwara's sample			
Name of species /	Geologic sample	Ecol.	D19-1	D19-2	D20-1	D20-2	Izm	Imw	Rsn
<i>Achnanthes lanceolata</i> Bréb.		F	10	7	9	2	1	7	
<i>Amphora libyca</i> Ehr.		F		1	1	2			
<i>Aulacoseira ambigua</i> (Grun.) Simonsen		F	59	43	2		87	2	
<i>A. granulata</i> (Ehr.) Simonsen		F						2	
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> (Ehr.) Cleve		F	1	5	3				
<i>Cyclotella comta</i> (Ehr.) Kütz.		F		3					
<i>C. stelligera</i> Cleve & Grun.		F	5						
<i>Cymbella naviculiformis</i> Auerswald		F		1	2	2			
<i>C. silensiaca</i> Bleisch		F	1	3	4	10		7	
<i>C. tumida</i> (Bréb.) Van Heurck		F		1	2	1			
<i>C. turgida</i> (Greg.) Cleve		F		1					
<i>Diatoma hyemalis</i> (Roth) Heiberg		F			6	1			
<i>D. mesodon</i> (Ehr.) Kütz.		F	1		8		1		
<i>Diploneis elliptica</i> (Kütz.) Grun.		F			1	8			
<i>Epithemia adnata</i> (Kütz.) Bréb.		F		1				1	5
<i>E. sorex</i> Kütz.		F							2
<i>Eunotia bilunaris</i> (Ehr.) Mills		F		1		3		5	
<i>E. gracialis</i> Meister		F			3	5		3	
<i>Fragilaria arcus</i> var. <i>recta</i> Cleve		F		4	15				
<i>F. bicapitata</i> Mayer		F					1		
<i>F. brevistriata</i> Grun.		F				2		1	
<i>F. capucina</i> var. <i>vaucheriae</i> Kütz.		F	2	2	6				1
<i>F. construens</i> (Ehr.) Grun.		F	1	2					
<i>F. construens</i> var. <i>venter</i> (Ehr.) Grun.		F				1	4	5	81
<i>F. exigua</i> Grun.		F					2	7	
<i>F. leptostauron</i> (Ehr.) Hust.		F	1						
<i>F. pinnata</i> Ehr.		F	11	11	2	3			1
<i>Frustulia vulgaris</i> Thwaites		F				1			3
<i>Gomphonema angustatum</i> (Kütz.) Rabh.		F				1			
<i>G. minuta</i> (Agardh) Agardh		F		1					
<i>G. parvulum</i> (Kütz.) Grun.		F		4	1			23	
<i>G. truncatum</i> Ehr.		F	1						
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) W. Smith		B-F				1		2	
<i>Meridion circulare</i> (Graville) Agardh		F			1		3		
<i>M. circulare</i> var. <i>constricta</i> (Ralfs) Van Heurck		F		1	1	2		8	
<i>Navicula contenta</i> Grun.		F			1				
<i>N. cryptocephala</i> Kütz.		F			1				
<i>N. eidrigiana</i> Carter		B				1			
<i>N. elginensis</i> (Greg.) Ralfs		F				3			
<i>N. halophila</i> (Grun.) Cleve		F			2				
<i>N. lanceolata</i> (C. Ag.) Cleve		B-F			1				
<i>N. meniscula</i> Schumann		F			1	1			
<i>N. minima</i> Grun.		F						1	
<i>N. oppugnata</i> Hust.		F			1				
<i>N. pupula</i> Kütz.		F	1					5	
<i>N. stroemii</i> Hust.		F			9				
<i>N. ventralis</i> Krasske		F	2						
<i>Neidium ampliatum</i> (Ehr.) Krammer		F			1	1			
<i>Nitzschia amphibia</i> Grun.		F							1
<i>N. linealis</i> W. Smith		F			1				
<i>N. palea</i> (Kütz.) W. Smith		F		1	1				
<i>Pinnularia borealis</i> Ehr.		F		1	3	1		1	
<i>P. gibba</i> Ehr.		F			1	11		4	
<i>P. ignobilis</i> (Krasske) Cleve-Euler		F						6	
<i>P. nodosa</i> (Ehr.) W. Smith		F				5			
<i>P. pulchra</i> Østrup		F						1	
<i>P. subcapitata</i> (Ehr.) Greg.		F			3			4	
<i>P. viridis</i> (Nitzsch.) Ehr.		F			1	12		5	
<i>Reimeria sinuata</i> (Greg.) Koc. et Stoerm		F	1	1	1				
<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehr.) O. Müll.		F	1						
<i>R. gibberula</i> (Ehr.) O. Müll.		B-F			1	17			
<i>Stauroneis lapidicola</i> Petersen		F			1				
<i>S. smithii</i> Grun.		F		1					
<i>Surirella angusta</i> Kütz.		F			1				
<i>S. robusta</i> Ehr.		F		1					
<i>Synedra ulna</i> (Nitzsch.) Ehr.		F	2	3	2	3			6
<i>Tabellaria fenestrata</i> (Lyngb.) Kütz.		F					1		
Total valves counted			100	100	100	100	100	100	100
×5	M		0	0	0	0	0	0	0
×4	M-B		0	0	0	0	0	0	0
×3	B		0	0	0	1	0	0	0
×2	B-F		0	0	2	18	0	2	0
×1	F		100	100	98	81	100	98	100
Total			100	100	100	100	100	100	100
Index (mean value)			1.00	1.00	1.02	1.20	1.00	1.02	1.00

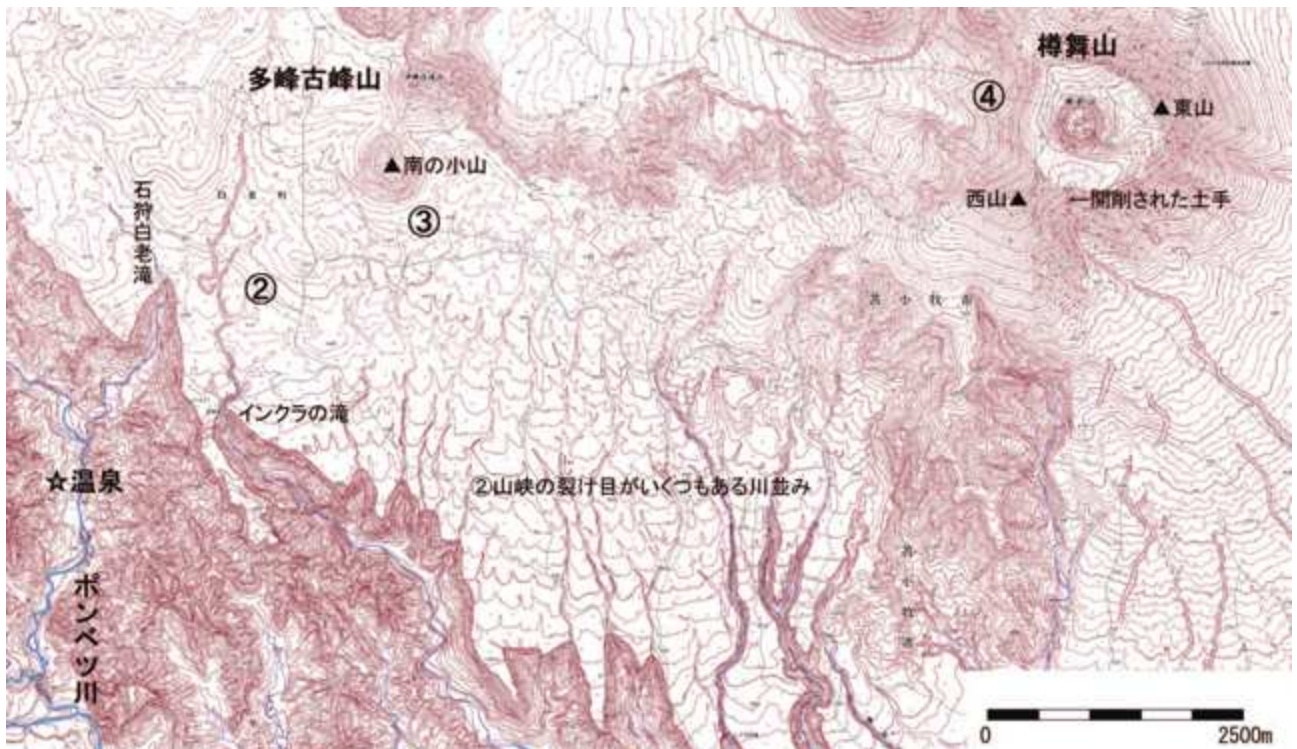
yþœ†„wUÂµfw µ•z,“þœ†ÊwíæËýw Úwüs

Abstract

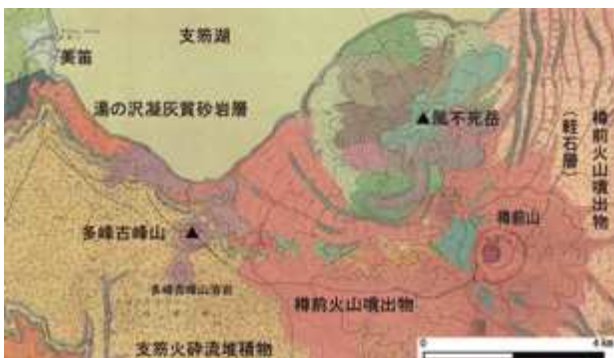
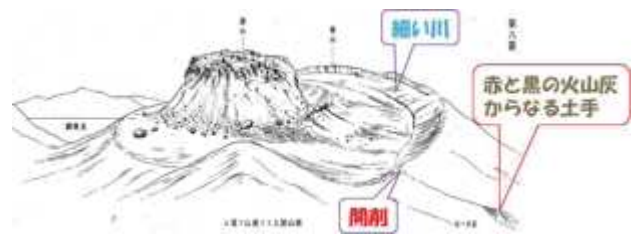
To investigate the Paleo-Lake Kutchan, which was situated in the Kutchan area during the late Pleistocene, analyses of geologic samples were carried out using radiocarbon dating, volcanic ash, pollen and diatom analyses. The samples originate from the late Pleistocene sediments that outcrop in the Kutchan area. Radiocarbon dating indicates 48,050-46,750 cal BP in the G-2 geologic outcrop, 45,750-45,000 cal BP in the G-1 and 44,500-43,750 cal BP in the G-3. Volcanic ash analysis shows that the sample from the G-4 geologic outcrop is a redeposit of the Shikotsu Pumice Flow deposits. The results of pollen analysis in the G-2 and G-3 geologic outcrops reveal 5 pollen zones, A to E, and estimate that the area experienced lower temperatures and drier air when compared with the present day. Diatom analysis indicates considerable planktonic freshwater species yielded from the G-2 geologic outcrop and epiphytic freshwater species yielded primarily from the G-3 and G-5 outcrops.

The authors believe that the lake was born before ca 48 ka, the oldest dating in this paper, and the debris avalanche of the Yotei in ca 38 ka did not cause the lake's genesis. To fully understand this late Pleistocene lake's beginning, additional data regarding other geologic phenomena is required.



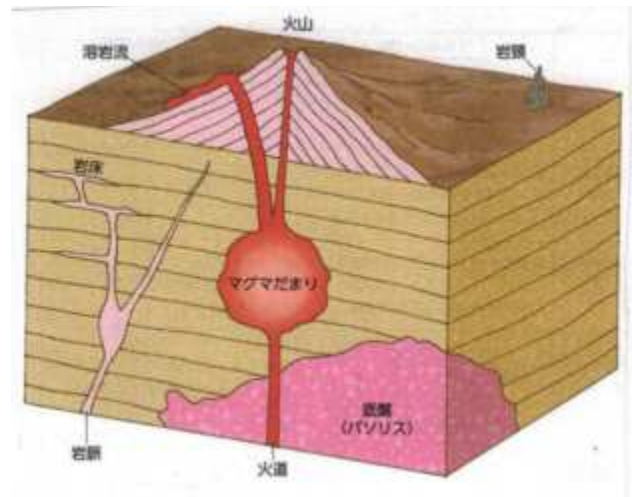




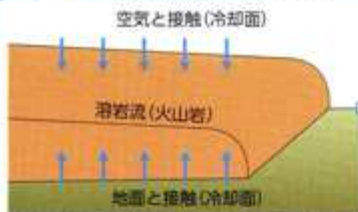




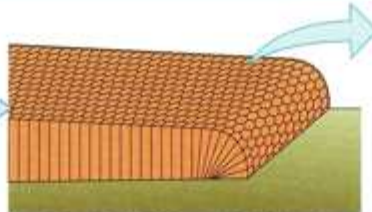
12 • ă P ± › _ h ² Ō ă ~ ì " Å



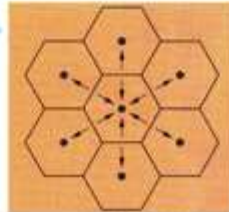
参考 柱状節理のでき方



流れ出た高温の溶岩が、地面と空気に触れて、冷却される。貫入岩体では、まわりの地層と接する面が冷却面となる。







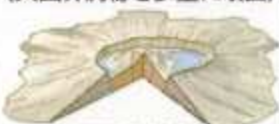
高温の溶岩が冷えると体積が少し小さくなるため、冷却面に対して直角に亀裂が入り、柱状節理ができる。



冷却面全体がかたよりなく冷えたとすると、冷却面では、図のように等間隔に分布する点を中心として各領域で溶岩が縮むため、正六角形の亀裂が生じる。この亀裂が内部へ広がって柱状節理になる。

ゆっくり冷えると大きな柱、比較的速やかに冷えると小さな柱になるといわれている。

*実際には四角形、五角形の柱も形成される。

マグマの粘性	低(SiO ₂ 少ない) ←————→ 高(SiO ₂ 多い)			
マグマの温度	1100℃ ←————→ 900℃			
噴火のようす	穏やかに噴火 ←————→ 爆発的に噴火			マグマ水蒸気爆発
火山の形	<p>溶岩台地・盾状火山 (溶岩を大量に噴出)</p>  <p>溶岩台地(溶岩原)(数百km~数千kmの広がり)ほかの火山と比べると、規模大</p>  <p>盾状火山(数km~数百kmの広がり)</p>	<p>成層火山 (溶岩や火山砕屑物をくり返し噴出)</p>  <p>成層火山(数km~数十kmの広がり)</p>	<p>溶岩ドーム (溶岩が流れにくく、ドーム状に押し上げられる)</p>  <p>溶岩ドーム(1km程度の広がり)</p> <p>大規模なカルデラ火山 (火山砕屑物を多量に噴出)</p>  <p>カルデラ火山(数km~数十kmの広がり)</p>	マール
マグマの性質	玄武岩質 ←————→ 安山岩質 —————→ デーサイト質~流紋岩質			
代表的な火山	デカン高原 キラウエア	浅間山 富士山	阿蘇カルデラ 支笏カルデラ	スルツエイ 波浮(伊豆大島)

海底の溶岩と水冷破碎岩 (ハイアロクラスタイト)
(水底)





火山の噴出物と噴火の様子

① 溶岩を流す噴火



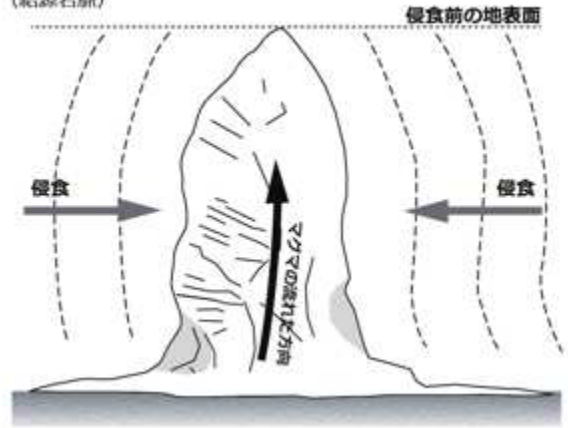
② 軽石や火山灰を出す噴火



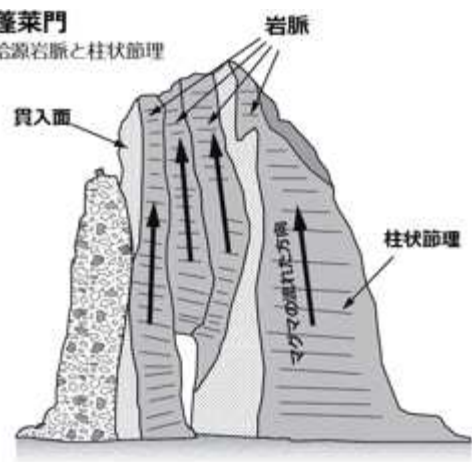


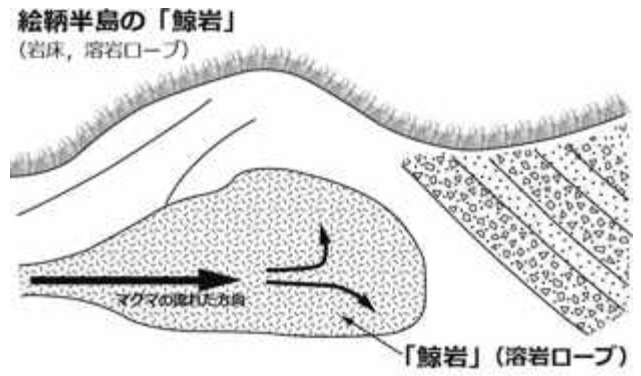


室蘭 ろうそく岩
(給源岩脈)



蓬萊門
給源岩脈と柱状節理







è`K†öRat ¢ã²w, P•wÆ^w{›_”



A glance at interesting

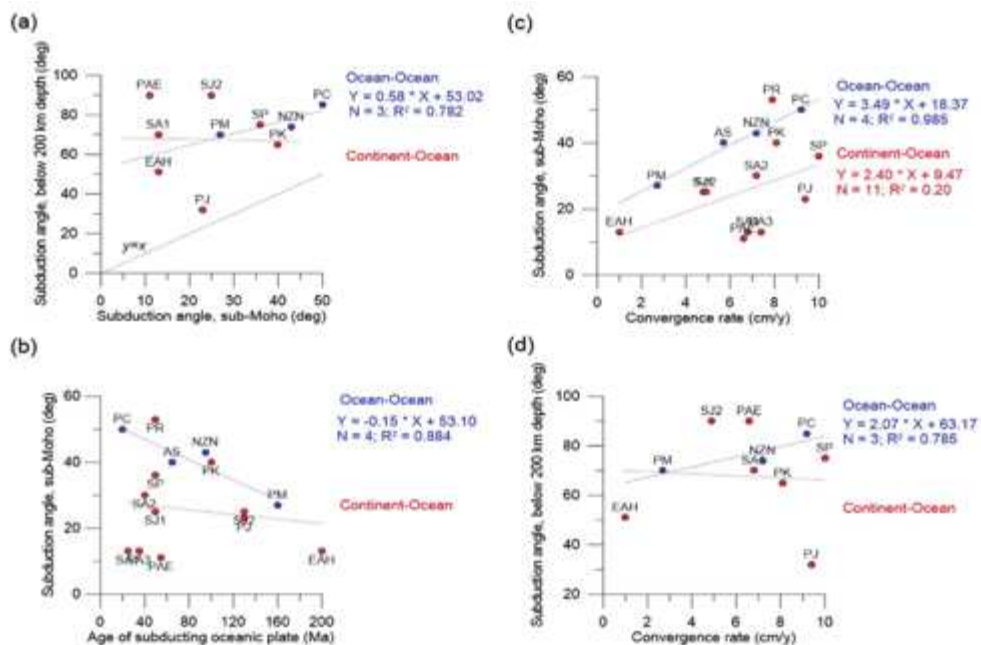
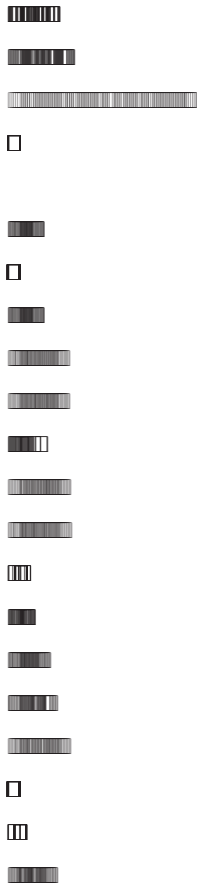


Fig. 11. Subduction dip at different convergent margins (see Fig. 3 for profile names and locations; Table 1 and Fig. 4 for details). Correlations between: (a) slab dip angle at sub-Moho depth and dip angle at depths below ca. 200 km; (b) age of subducting oceanic plate and slab dip angle at sub-Moho depth; (c) convergence rate and slab dip angle at sub-Moho depth; (d) convergence rate and dip angle at depth below ca. 200 km. Blue colors – for ocean-ocean convergence; red colors – for continent-ocean convergence; labels refer to profile codes in Figs. 3–4 and Table 1. Red and blue lines – bet linear fit; R^2 is coefficient of determination. Strong correlations are observed for ocean-ocean convergence margins, but no correlations exist when continental plates are involved in convergence.

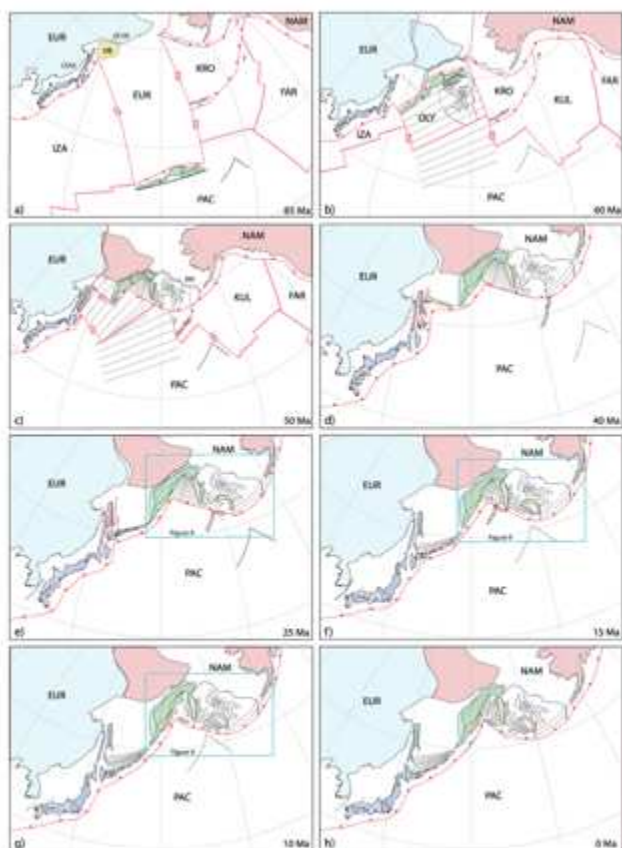


Figure 10. Plate boundary configurations of the northwest Pacific region between 85 Ma and present, shown at (a) 85, (b) 60, (c) 50, (d) 40, (e) 25, (f) 15, (g) 10, and (h) 0 Ma, relative to a fixed Eurasian plate. Plate boundaries are shown in red, with filled triangles, arrows and double lines indicating subduction zones, transforms, and spreading ridges, respectively. Straight, black lines indicate oceanic crust formed at the Olyutorsky-Pacific spreading ridge and the approximate orientation of associated magnetic anomalies. The dashed black line represents the reconstructed location of the edge of Pacific plate lithosphere that is presently subducting below the Kuril-Kamchatka and Aleutian Trenches southeast of Kamchatka. Abbreviations: EUR = Eurasian plate; FAR = Farallon plate; BM = Beringian margin; ESAA = East Sikhote-Alin arc; EZA = Izanagi plate; KRO = Kronotsky plate; KUL = Kula plate; NAM = North American plate; OCVB = Okhotsk-Chukotka volcanic belt; PAC = Pacific plate.

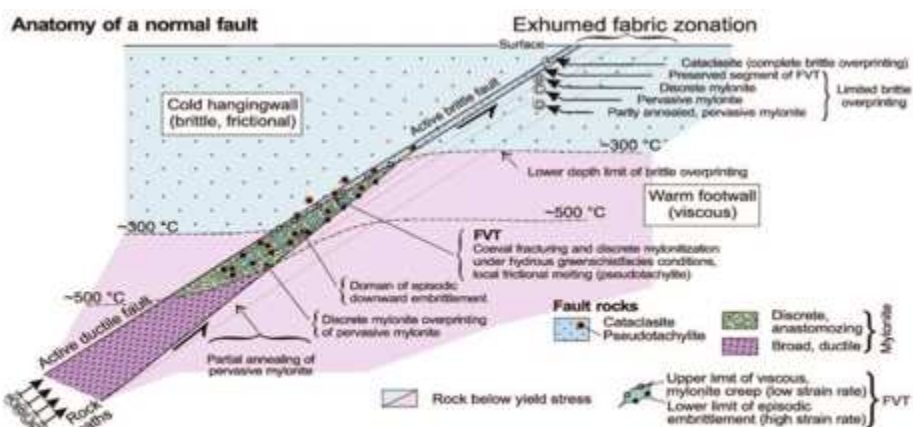


Fig. 3. Anatomy of a normal fault from Handy et al. (2007). This figure illustrates the changes in mechanical behavior/deformation mechanism and microstructure/fault rock type within a crustal scale normal fault. Besides the variations due to the initial thermal gradient within the crust, the progressive exhumation of the footwall involves cooling of the rocks, changes in deformation mechanisms and further strain localization, resulting in a fabric zonation. This evolution is also valid for the lithospheric mantle as supported by zonation observed in normal faults in peridotite mantle (e.g. Kaczmarek and Tammasi, 2011). FVT is for frictional-to-viscous transition.

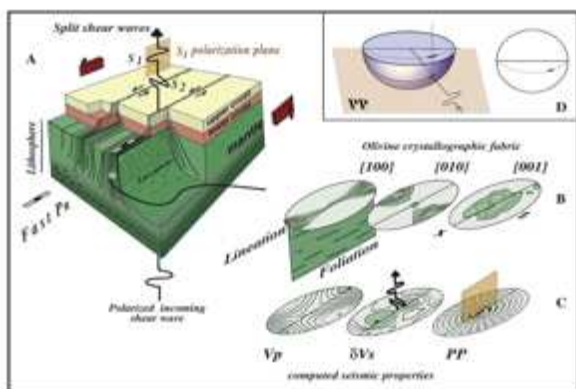


Fig. 10. Shear wave splitting in a transversely isotropic mantle affecting the whole lithospheric mantle (Hager et al., 1984). In this figure, a vertically isotropic polarized S₁ wave propagates through a lithospheric domain with a vertical foliation towards a horizontal direction. The measured double-shear shows the development of an oblique P₁ (P) with V₁ (V) close to the direction, V₂ (V) close to the normal to the foliation plane, and P₂ (P) orthogonal to the direction in the foliation plane (orthorhombic symmetry). Panel (E) shows in the same strain field a different (S₂) seismic properties compared to this oblique P₁. The S₂ diagram shows the highest P-wave velocity close to the maximum concentration of [100] with the S₂ diagram shows the velocity difference between the fast and slow split S-waves for all propagation directions, the measured horizontality in the S-waves propagating in a direction almost normal to the direction, i.e., with a subvertical direction in the case shown in (E). The P₂ diagram shows the orientation of the plane in which the fast S-wave is polarized; this plane is consistently defined by the fast S-wave propagation direction and the direction of the maximum concentration of [100] axes (horizontal). Panel (D) shows how the polarization plane is represented in a stereographic projection; its maximum stability only a small segment of the intersection between the polarization plane and the lower hemisphere projected on the equatorial plane is shown.

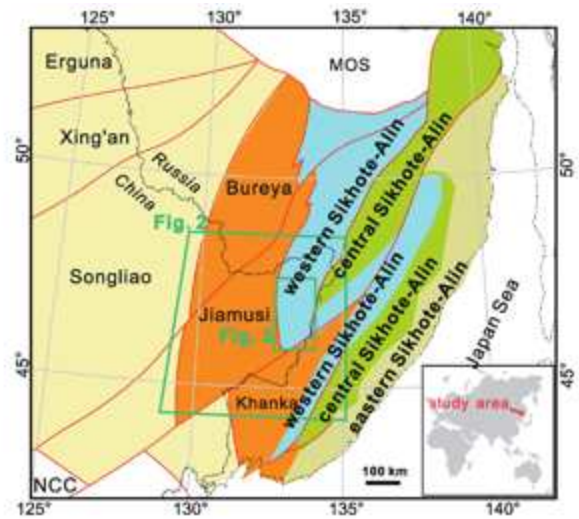


Figure 1. Tectonic framework of eastern NE China and Russian Primorye (after Khanchuk et al., 2016; Sun et al., 2013). The MOS and NCC are abbreviations for Mongol-Okhotsk suture and North China Craton, respectively. The locations of the maps in Figures 2 and 3 are also shown.

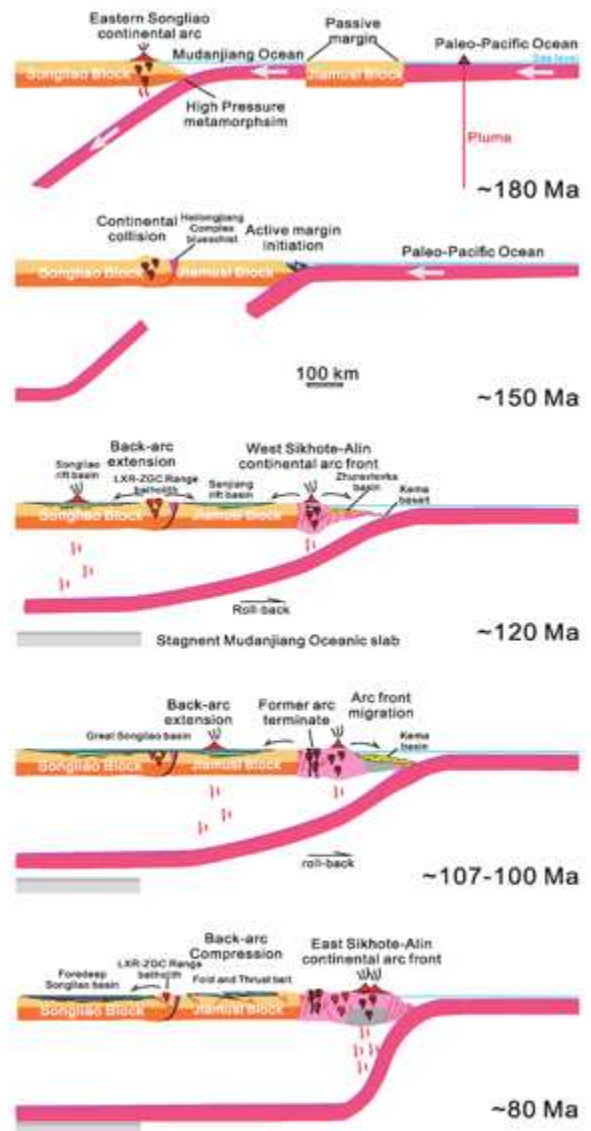


Figure 11. Proposed tectonic evolution model interpreting the magmatism migration trends. Synthesized and improved based on Sun et al. (2013) and Sun et al. (2015) by emphasizing the location of the arc front and its migration and also the role of the Mudanjiang Ocean.

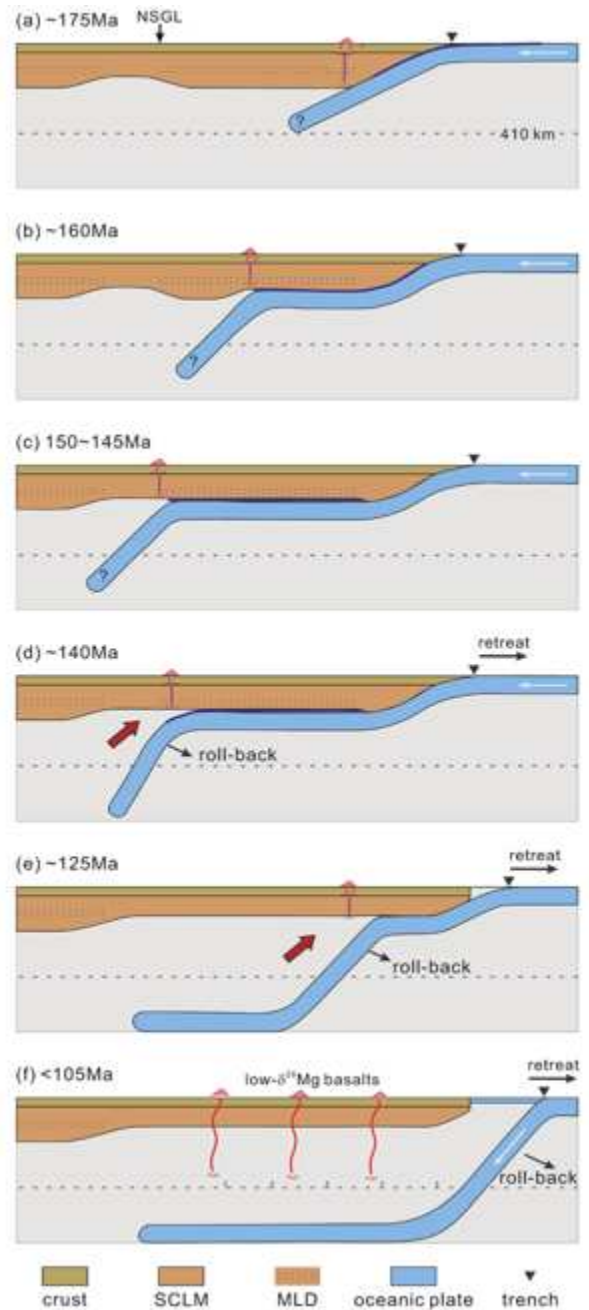


Fig. 9. The possible scenarios for subduction of Paleo-Pacific plate and initiation of the BMW in East Asia.

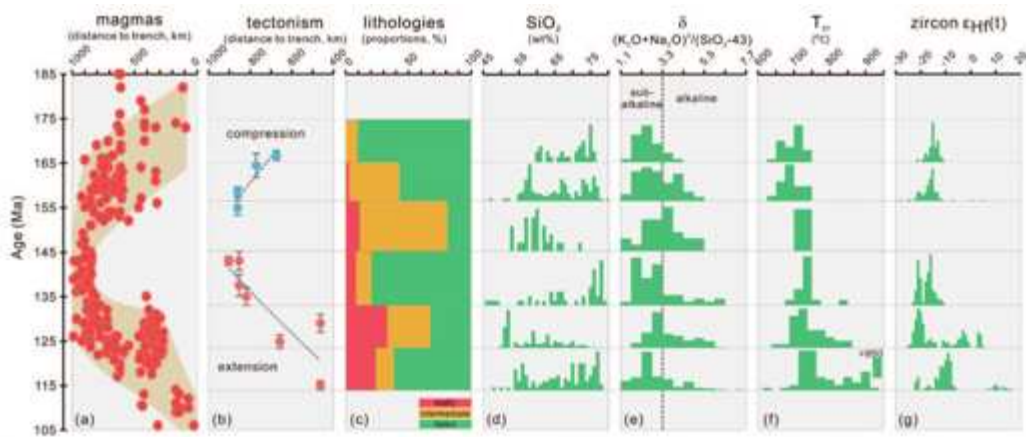


Fig. 8. Summary of spatial and temporal variations in magmas (a), tectonism (b), lithologies (c), geochemistry of igneous rocks (d-e), zircon saturation temperatures of felsic rocks (f) and zircon Hf isotopes of felsic rocks (g) in the Sino-Korean craton during 185-105 Ma.

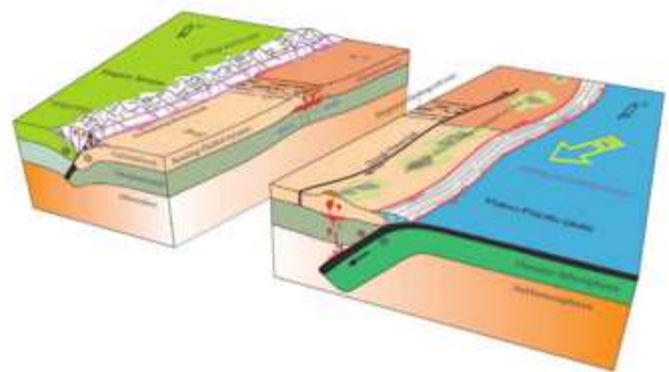


Figure 1b. A cartoon showing an early Jurassic subduction-related architecture of East Asian continental margin.

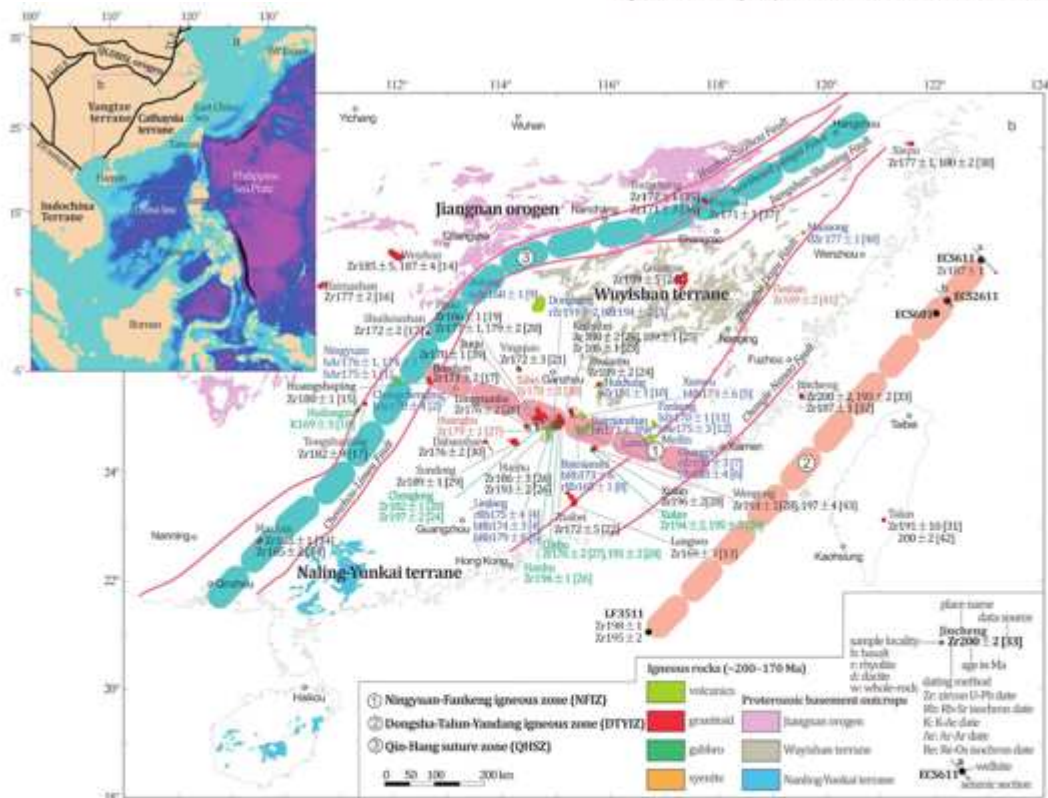


Figure 1. (a) Simplified tectonic outline of South China block, South to East China Seas and adjacent areas, with bathymetric data in the base map from <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global>. QldbSL orogen: Qinling-Dabie-Sulu orogen, LMS F: Longmenshan fault, JSJ suture F: Jinshajiang suture fault. (b) Our sample localities from wells LF3511 and EC5611, together with ages from igneous rocks (~200–170 Ma) outcropping in South China. Supporting information Table S1 lists information of these plutonic igneous rocks. The Qin-Hang suture zone (QHSZ) between Yangtze and Cathaysia terranes is modified from Mao et al. [2011] and Yang et al. [2009]. The division of Precambrian Wuyishan and Naling-Yunkai terranes follows J. H. Yu et al. [2010]. Age data sources: [1] Li et al. [2004], [2] Zhao et al. [1998], [3] Xiang and Wu [2012], [4] Zhang et al. [2002], [5] Chen et al. [2002], [6] Xu et al. [2011], [7] Ji and Wu [2010], [8] Chen et al. [1999], [9] Wang et al. [2008], [10] He et al. [2008], [11] Deng et al. [2004], [12] J. C. Zhou et al. [2006], [13] Qiu et al. [2004], [14] Ding et al. [2006], [15] Quan et al. [2012], [16] Chen et al. [2007], [17] Wang et al. [2003a], [18] Wang et al. [2003b], [19] Chen et al. [2005], [20] He et al. [2010], [21] Guo et al. [2010], [22] Li et al. [2003], [23] Huang et al. [2014], [24] Jiang et al. [2015], [25] Li and Li [2007], [26] X. Q. Yu et al. [2010], [27] He et al. [2007], [28] Zhu et al. [2010], [29] Ling et al. [2004], [30] L. Wang et al. [2010], [31] Yu et al. [2009], [32] Q. Liu et al. [2012], [33] Feng [2011], [34] Wang et al. [2013], [35] Zhou et al. [2012], [36] Guo et al. [2013], [37] Wang et al. [2006], [38] Li et al. [2012], [39] Zhao et al. [2013], [40] L. Liu et al. [2012], [41] Xu et al. [2010], [42] Yu et al. [2016], and [43] Gan et al. [2016].

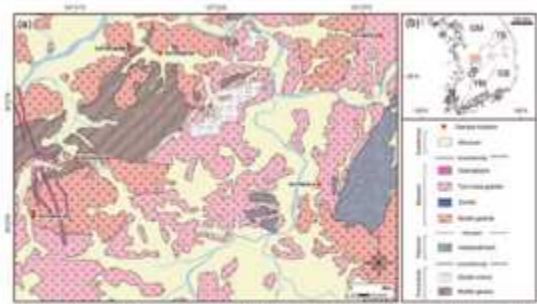
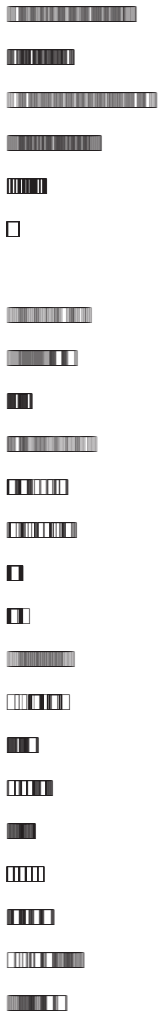


Figure 1. (a) Geological map of the Yuseong area (after Park and Lee, [26]). (b) Simplified tectonic map of the southern Korean Peninsula. Abbreviations are as follows: GM: Gyeonggi Massif; YM: Yeongnam Massif; IB: Imjingang Belt; OB: Okcheon Belt; TB: Taebaeksan Basin; CB: Cyeongsang Basin.

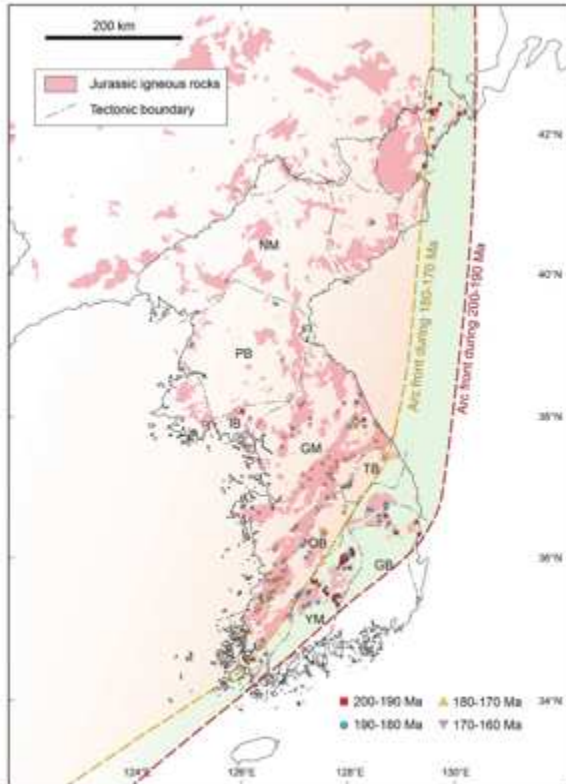
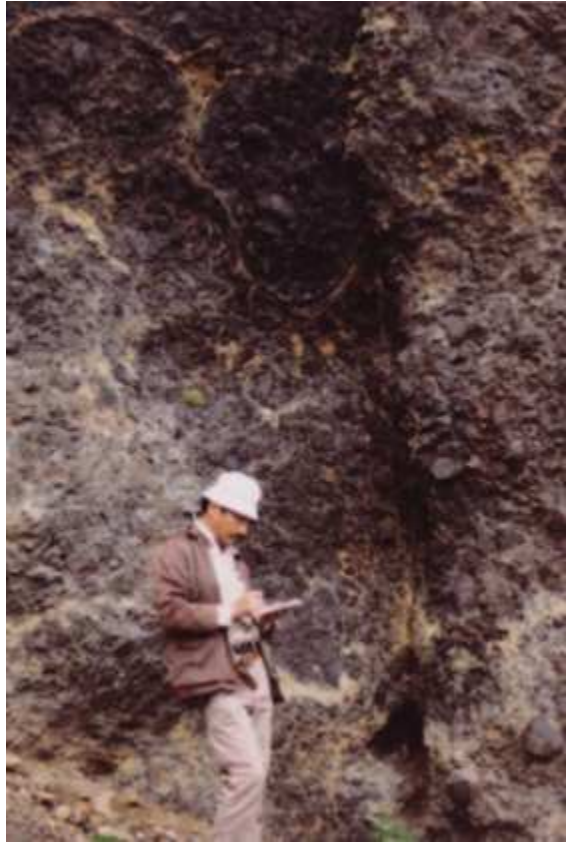


Figure 9. The map showing spatial distribution of the Jurassic igneous rocks in the Korean peninsula and northeastern China. Data sources are from [1-4,12]. The arc front was located in the YM during Early Jurassic (ca. 200-180 Ma) and moved northward to the southern margin of the Okcheon Belt during ca. 180-170 Ma, and then to the northern margin of the Okcheon Belt during ca. 170-160 Ma. NM: Nangrim Massif; PB: Pyeongsan Basin; IB: Imjingang Belt; GM: Gyeonggi Massif; OB: Okcheon Belt; TB: Taebaeksan Basin; YM: Yeongnam Massif; CB: Cyeongsang Basin.

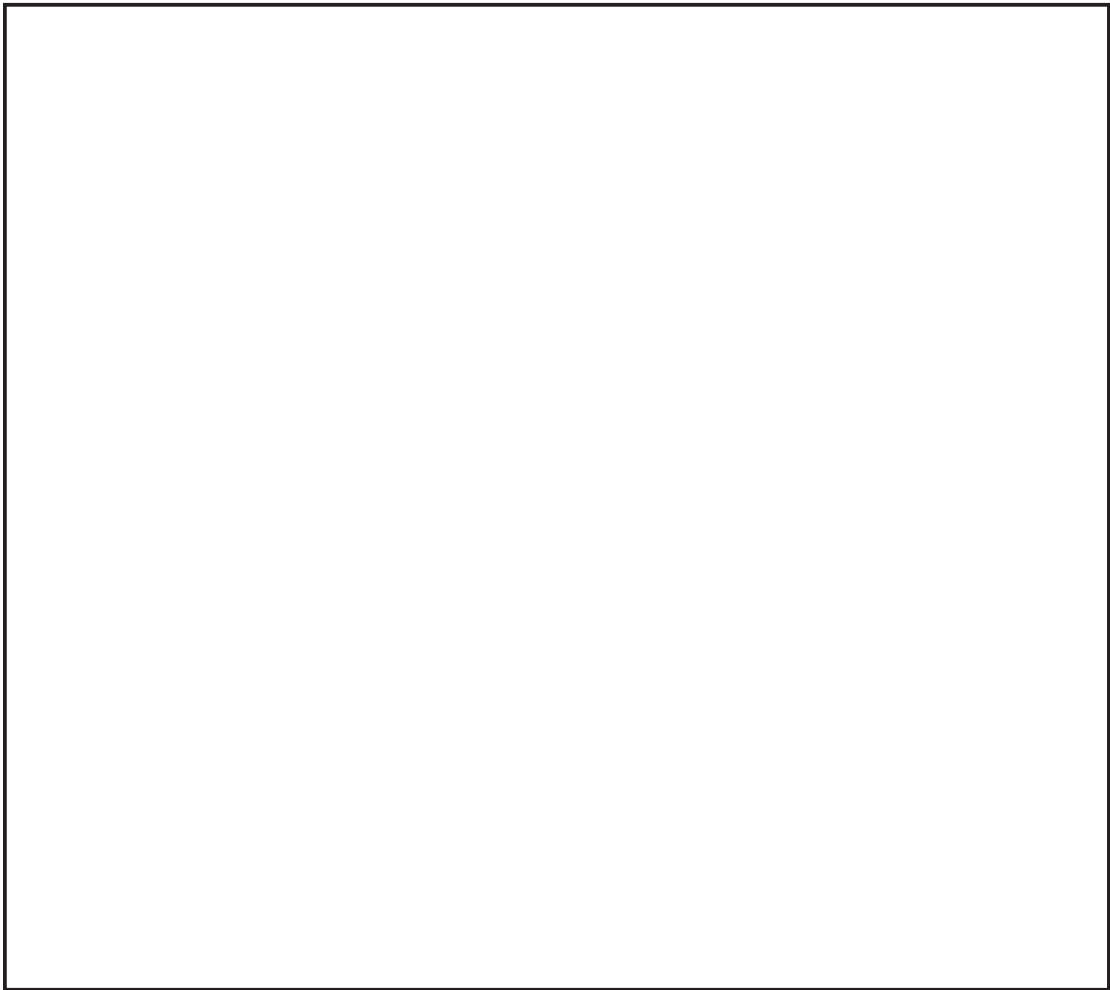












「総合地質」出版・投稿規定

1. 発行時期と回数 年1回10月発行を基本とするが、原稿の集まり状況により複数回の発行もあり得る。原稿受付の締め切りは、10月発行については5月末とする。なお、発行がこれに依らない場合には、ホームページに締め切り期日をその都度掲載する。

2. 投稿資格 北海道総合地質学研究センターの会員とともに、同センターの編集委員会が執筆を依頼した非会員、および同センター編集委員会が承諾した非会員が投稿資格を有する。なお、投稿を希望する非会員は、その旨、編集委員会に連絡する。

3. 「総合地質」の内容

<論文・報告：1名以上の査読者による査読をへて編集委員会が掲載の可否を決定する>

- 1) 論説：研究論文としての体裁と内容を備えた報告記事
- 2) 総説：特定の分野に関する総括・解説
- 3) アイデア：ある課題に対する着想や問題提起、提案を簡潔に記述した論説
内容的に十分にサイエンティフィックであることを要する。本文（タイトルや和英要旨、キャプション、文献リストを除く）の文字数を8,000字以内とする。
- 4) ノート：技術・手法の紹介
- 5) 報告・資料：データや地質、産状などに関する議論を含まない報告記事
- 6) 討論：上記の報告・解説・紹介記事に対する学術的な討論

<自由投稿欄：編集委員会による体裁のチェックをへて掲載> 提言やアイデア、回想、評伝などの自由投稿文

<論文紹介・書評>

4. 投稿原稿の提出

- a. 提出先：journaledit@hrcg.jp
- b. 随時受け付ける。
- c. 本文と図表類を以下の7と8に従って、投稿カードとともに提出する。提出方法は、基本的に電子メールの添付ファイルとする。添付ファイルの場合、全ファイルの容量が30MBを超えるときには、30MB以下の複数のメールに分割して提出する。ファイル転送サービス（例えば、宅ふあいる便など）を利用して提出することもできるが、その場合には予め編集委員会に連絡する。

5. 投稿原稿の審査・査読と採否

<論文・報告>

- a. 編集委員会は、受け付けた原稿を審査・査読し、掲載の可否を速やかに決める。
- b. 編集委員会は、査読を編集委員以外の同センター会員もしくは外部の第三者に依頼することがある。
- c. 編集委員会は、投稿原稿に対して著者に修正を求めることがある。
- d. 著者は査読結果を受け取ってから1ヶ月以内に修正原稿を提出する。

<自由投稿欄および論文紹介・書評>

- a. 編集委員会が掲載にふさわしいと判断したものについて受理する。

b. 表現および体裁について修正を求めることがある。

6. 原稿のスタイルと構成

<論文・報告>

- a. 本文(日本語要旨, 文献リスト, 図表のキャプションを含む)は, 日本語もしくは英語とし, 電子ファイル(ワード)で提出する。文字サイズは12ポイント, 行間はシングルスペースとする。
- b. 句読点は, それぞれ全角の(.)と(,)を用いる。ローマ字と数字は, 半角文字とする。
- c. 原稿にはすべて英語の表題と著者名のローマ字書きを添える。
- d. 論説, 総説およびアイデアには, 400字以内の日本語要旨をつける。ノート, 報告・資料および討論に関しては, 内容に応じて日本語要旨をつけることができる。なお, 日本語要旨とともに, 英語要旨の掲載を希望する場合には, 要旨の長さを300語以内とする。
- e. 英語原稿の場合には, 日本語のタイトルと著者名, および日本語要旨を不要とする。
- f. 論説, 総説およびアイデアには, 英語のKeywords(6件以内)をつける。
- g. 論説(日本語原稿)の構成の一例 和文タイトル, 英文タイトル, 著者名, ローマ字の著者名, 所属(和文と英文), Corresponding authorのメールアドレス, 日本語要旨, Keywords, はじめに, 地質, 概説, 結果, 考察, まとめ, 謝辞, 文献, キャプション(日本語もしくは英語), (英文要旨)
- h. 見出しの階層
記号無し→1.→1).→ a.
- i. 文献リストは, 基本的に地質学雑誌の文献リストに従うが, 和文論文の著者名のローマ字書き, 雑誌等の英字表記は不要。
- j. 体裁の統一および割り付けのために, 編集委員会で原稿に手を加えることがある。

<自由投稿欄>

- a. 本文は基本的に<論文・報告>に従う。英語の表題と著者名のローマ字書きは不要。
- b. 図表とそれらの説明および文献リストは, <論文・報告>に従う。

<論文紹介・書評>

- a. 本文は基本的に<論文・報告>に従う。英語の表題と著者名のローマ字書きは不要。

7. 図表

- a. 図は, 図ごとに別ファイルを作成し, 通し番号をつけて, 画像ファイル(jpg, tif, pngなど)で提出する。
- b. 表は, 電子ファイル(エクセルもしくは画像ファイル)で提出する。

8. 著作権について「総合地質」に掲載された論説・解説・資料・紹介記事の著作権は, 著者にある。

9. 掲載された論説・解説・資料・紹介記事の商業的利用に関して「総合地質」に掲載された諸記事もしくはその一部の商業的な利用に関しては, 編集委員会に利用申請をおこなう。編集委員会は, 著者の意向を確認し, 利用の可否と利用条件を利用申請者に伝える。

10. 本規定は, 必要に応じて編集委員会によって改定される。

11. 本規定は, 2020年6月14日から施行する。