

# 対馬市内山花崗岩体のルーフ直下の柱状節理とその下位の塊状部

千木良雅弘

深田地質研究所

## The columnar-jointed portion below the roof and the underlying massive portion of the Uchiyama granitic pluton in Tsushima

CHIGIRA Masahiro

Fukada Geological Institute

要旨：一つの花崗岩体の節理の多寡は、花崗岩体内の相対的位置によって変わってくるはずであるが、花崗岩体の頂部、つまりルーフから岩体内部に向けてどのように節理構造が変化するか研究した例は今までに報告されていない。本論では、対馬南部に分布する内山花崗岩体を対象として、そのルーフから深部に向けてどのように節理が変化するか、現地踏査と UAV 撮影画像を用いた 3 次元モデル解析によって調査した。その結果、内山花崗岩体は、そのルーフとなっている対州層群のホルンフェルスの尾根に囲まれた盆地内に分布し、ルーフから直交方向に 400m 程度まで柱状節理が発達し、その下には一部に平行節理を含む塊状部分があることがわかった。ルーフ直下の花崗岩が速く冷却し、その結果柱状節理が発達したと考えられる。この構造は、内山花崗岩体の帯磁率が中心部から縁辺部に向けて小さくなることと整合的である。

キーワード：内山花崗岩、節理、柱状節理

Abstract: Joint densities are expected to change within a granitic pluton, but its change from the roof of a pluton to its interior has never been reported before. We studied the change of joints within the Uchiyama Granite pluton in the south of Tsushima Island from its roof to the interior by a field investigation and observing the 3D model made from the images captured by an UAV. We found that the Uchiyama Granite pluton is exposed within a basin surrounded by the ridge of the Taishu Group, which became hornfels due to the contact metamorphism caused by the granite pluton, and that columnar joints are developed from the roof to the distance of 400 m. Granite farther downward is massive with local parallel joints. The columnar joints likely developed during rapid cooling down near the roof. This joint structure is consistent with the fact that the magnetic susceptibility decreases from the center of the pluton toward the roof.

Keywords: Uchiyama Granite, joints, columnar joints

### 1. はじめに

花崗岩の典型的な節理は、Cloos (1922) のバイオニア的研究以来、方状であると長いこと信じられてきたが、岩体の縁辺部、特にルーフの下では柱状節理が発達すると考えられるようになってきた。Chigira (2021), Chigira (2022) は、甲府花

崗岩体の瑞牆山および地藏ヶ岳の岩塔が柱状節理によって形作られたことを明らかにした。Chigira and Kato (2023) は、広島花崗岩の天狗岩と周辺の調査から、花崗岩体の下部に塊状部分があり、上部に共役節理が発達していることを見出し、共役節理は花崗岩の冷却時に岩体上部、ルーフ直下の速く冷却した部分に形成されたと推定した。

しかしながら、上記のいずれの研究においても、花崗岩体の中の節理構造の調査に基づいており、花崗岩体と周囲の岩体との境界からの相対的位置、例えばルーフ直下から岩体中心部にかけて節理構造がどのように変化するのか、明らかにした例はない。

本研究では、花崗岩のルーフから花崗岩体内部にかけて、節理構造がどのように変化するのか明らかにすることを目的とした。

調査地域は、長崎県対馬南部の内山花崗岩体分布域である（図 1）。

内山花崗岩は、中新世の花崗岩体であり、古第三系の対州層群に貫入している（Shimada, et al., 2000）。その貫入の結果、対州層群は広くホルンフェルス化している。

内山花崗岩は、瀬川沿いに東西 5km、南北 2km の楕円形状の範囲に分布し、周囲をホルンフェルスからなる山稜に囲まれている。内山花崗岩の一部は、ホルンフェルスからなる山稜よりも南側の浅藻、内院、久和にも分布する（図 1）。

## 2. 方法

調査は、地質踏査、地形観察、および UAV を用いた画像解析によった。地質踏査は、瀬川沿いおよび道路沿いで行った。用いた UAV は、Chigira and Kato (2023) で用いたのと同じ DJI 社の Mavic 2 pro である。グラウンドコントロールポイントは設置せず、機体に搭載されている GPS を用いた。1 か所につき、飛行高度 13m ~ 41m で重複する画像を 30 枚から 150 枚撮影し、Agisoft 社の Metashape version 1.6.3 によって 3 次元モデルを作成した。解像度は 2.7mm/pix から 8mm/pix であった。

上記の 3 次元モデルからオルソ画像を作成し、

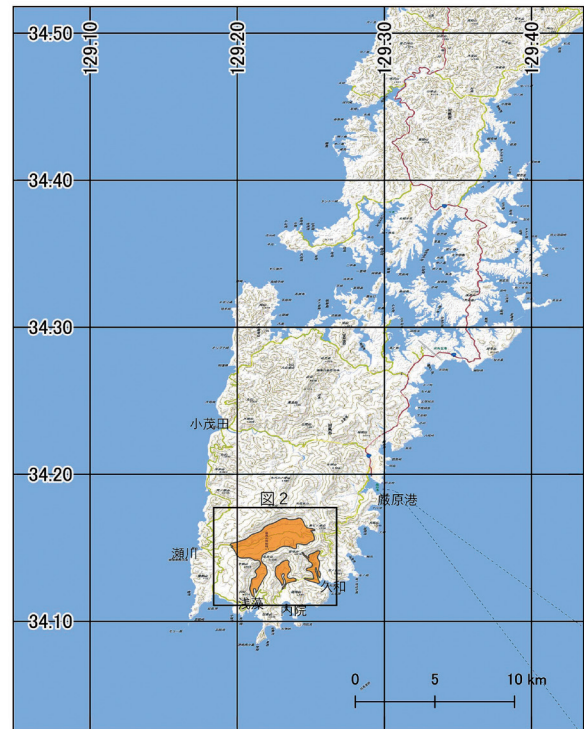


図 1 位置図. オレンジ色が内山花崗岩体. 基図は地理院地図.

オープンソースの地理情報システム QGIS 3.22 に取り込み、データ処理を行った。調査地域周辺の地形分析には、10m メッシュの数値標高モデルを国土地理院の基盤地図情報サイトからダウンロードして用いた。地形観察には、Google Earth 画像も用いた。

花崗岩の分布の把握には、産業技術総合研究所地質調査総合センター (2022) のシームレス地質図 V2 を用いた。

現地調査にあたっては、Midland Valley Inc. の Fieldmove Clino を iPhone 12 Pro Max にインストールして用いた。Fieldmove Clino を用いて、節理の方向を測定するとともに、写真も撮影し、それらのデータを QGIS 上で処理した。iPhone のコンパスは、Allmendinger et al. (2017) によって調査に十分な精度を持つことが示されている。節理の方向の分析には、Allmendinger et al. (2011) による Stereonet v.11 を用いた。



対馬市内山花崗岩体のルーフ直下の柱状節理とその下位の塊状部

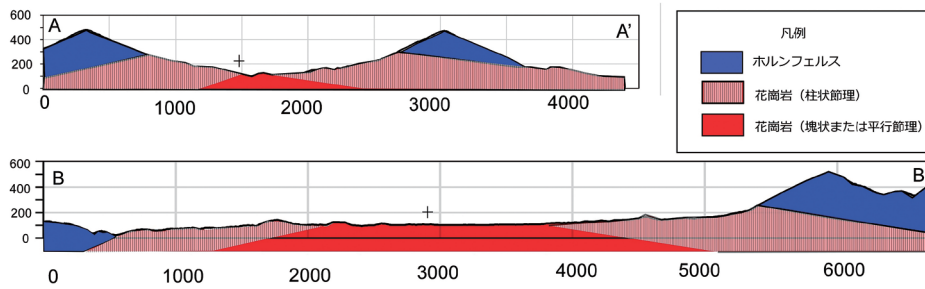
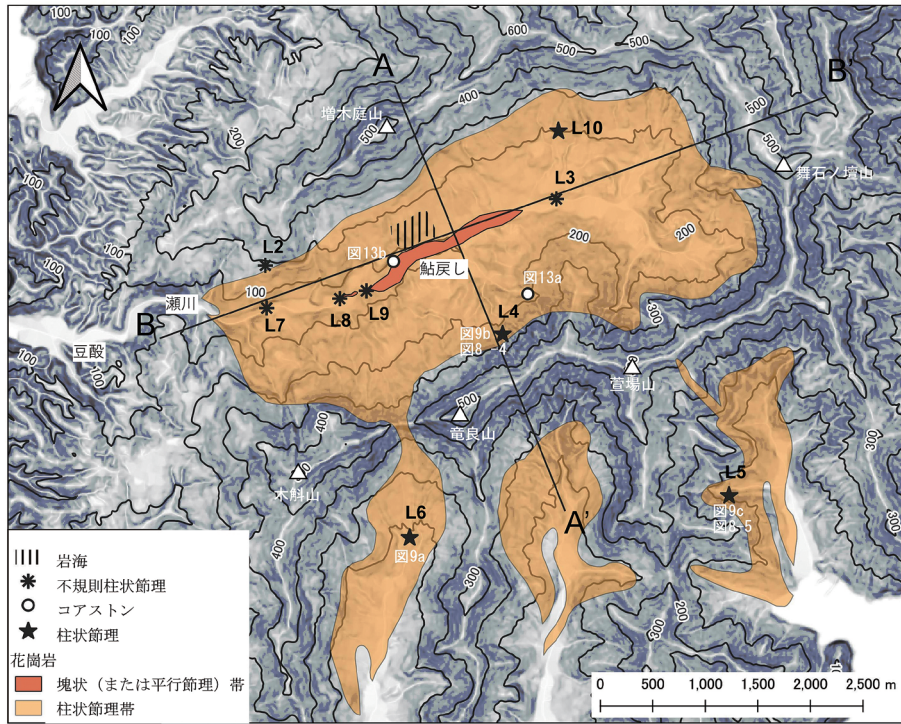


図2 調査地の地形と節理観察位置。花崗岩は盆地の中央部を構成し、その周囲はホルンフェルスからなる山稜に取り囲まれている。花崗岩のルーフをなすホルンフェルスの下に柱状節理の領域があり、その下に塊状、あるいは平行節理を持つ花崗岩が分布する。鮎戻しの北側の岩海の衛星画像は、図12に示す。

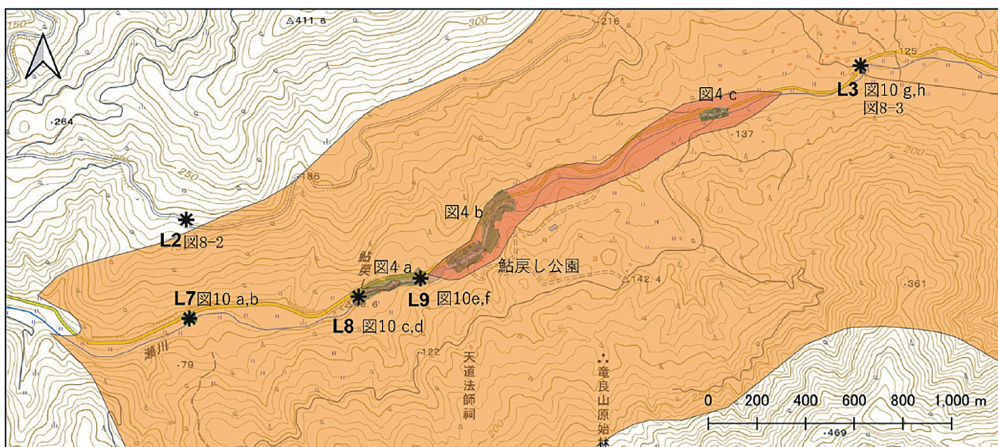


図3 節理調査箇所。図4a, b, cは、UAVを用いた節理調査箇所。L2, 3, 7, 8, 9は、不規則形状の柱状節理の観察箇所。



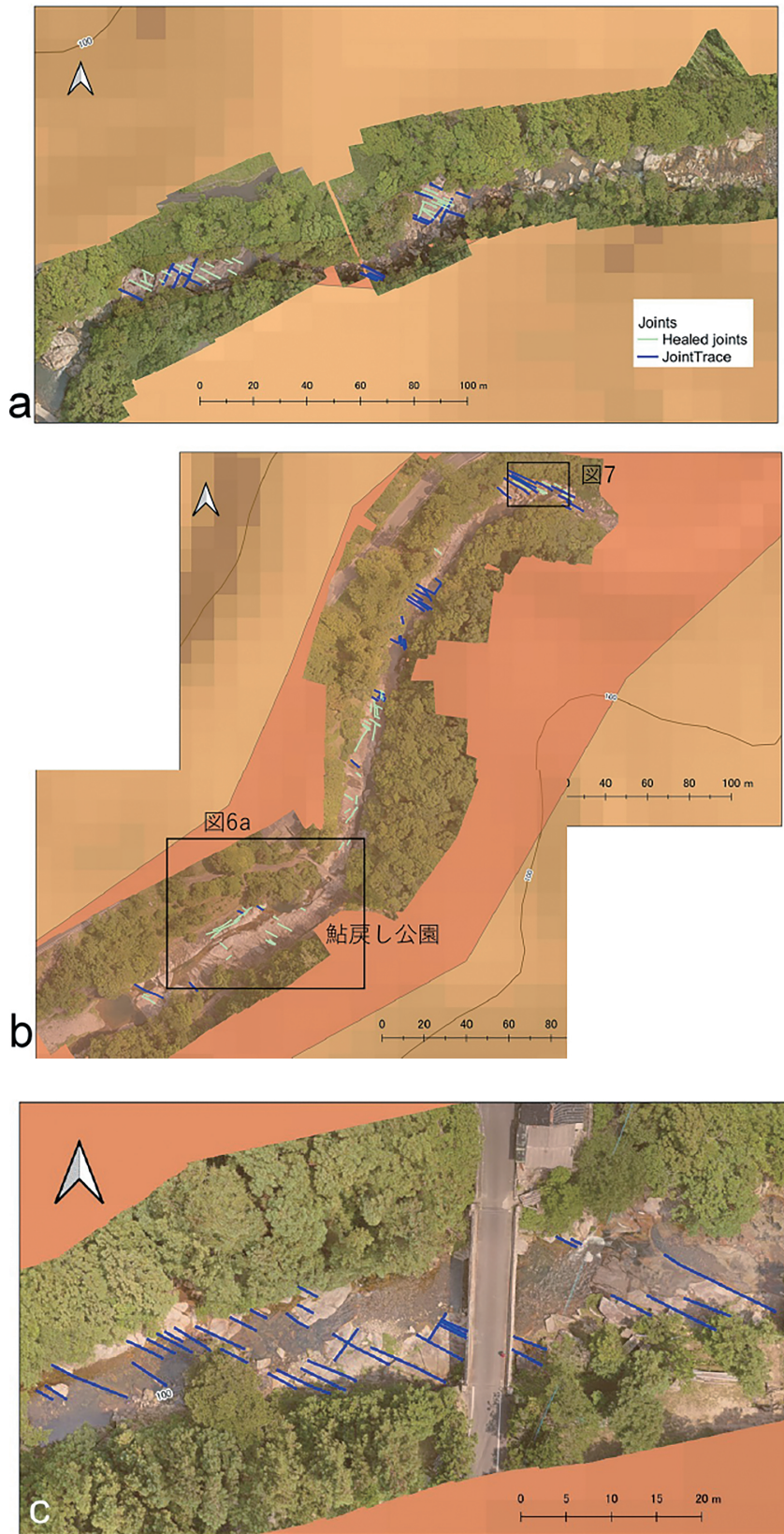


図4 節理の分布. 開離した節理と癒合した節理とが認められるが, 両者ともに WNW-ESE 方向. a, b, c の位置は, 図3 参照.



### 3. 結果

内山花崗岩体を取り囲む山稜は、標高 300m から 600m であり、対州層群のホルンフェルスからなっている (図 2)。内山花崗岩体中央部を東北東から西南西に横切って瀬川が緩やかに流れている。瀬川の中央部には鮎戻し公園があり、花崗岩が広く露出している。この標高は約 70m から 80m である。瀬川沿いにはこのほかにも花

崗岩が点々と露出している。

内山花崗岩は、細粒から中粒の角閃石-黒雲母花崗閃緑岩と黒雲母花崗岩からなる。瀬川沿いの 3 か所で UAV を用いて節理の連続的調査を行った (図 3, 図 4a, 4b, 4c)。また、そのほかにも図 3 の瀬川沿い L3, L7, L8, L9 において、UAV を用いてスポット調査を行った。

観察された節理には、節理面が癒合した癒合節理と、開離した開離節理とがあった (図 5, 図 7)。

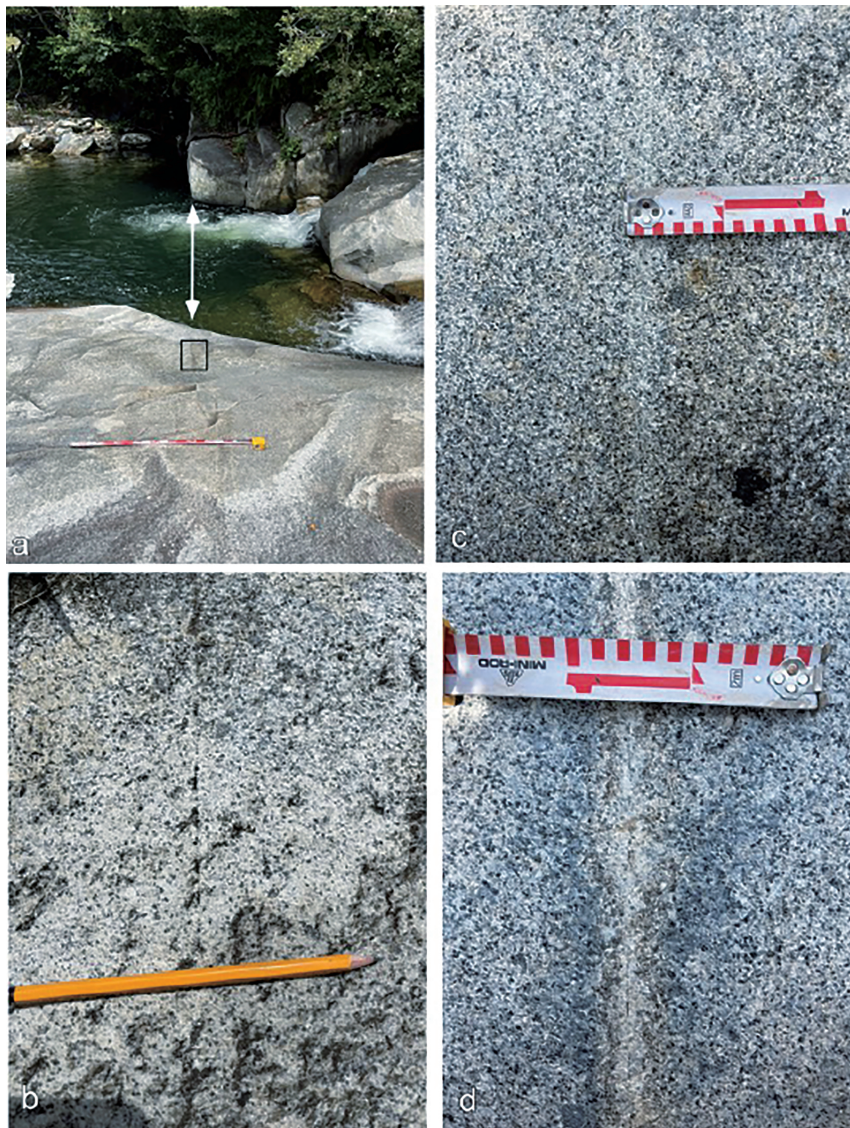


図 5 癒合節理。節理面は完全に癒合している。a : 癒合節理の対岸延長部で片側の岩盤が剥離して節理面が露出。b : 面に沿う変質は認められない。c : 節理面の両側 1cm 程度がやや白色化。d : 節理面の両側 1cm が白色化し、その外側ではおそらく黒雲母が緑泥石化している。



癒合節理には、節理面が密着しているだけのもの（図 5b）、節理面の両側 1cm 程度が白色化しているもの（図 5c）、この白色化した部分の外側が薄緑色になっているもの（図 5d、おそらく黒雲母が緑泥石化）があった。いずれも、節理面は癒合しており、それ沿いの段差は認められなかった。一方、この癒合節理面沿いに両側の岩石が引き離

されている個所も認められた（図 5a）。調査した限りでは、節理を充填する鉱物脈は認められなかった。

癒合節理と開離節理とは、両者が交互に繰り返し出現したり、側方に移り変わったりする個所があることから（図 6, 7）、おそらく癒合節理が地表近くで開離したものと考えられる。これらの

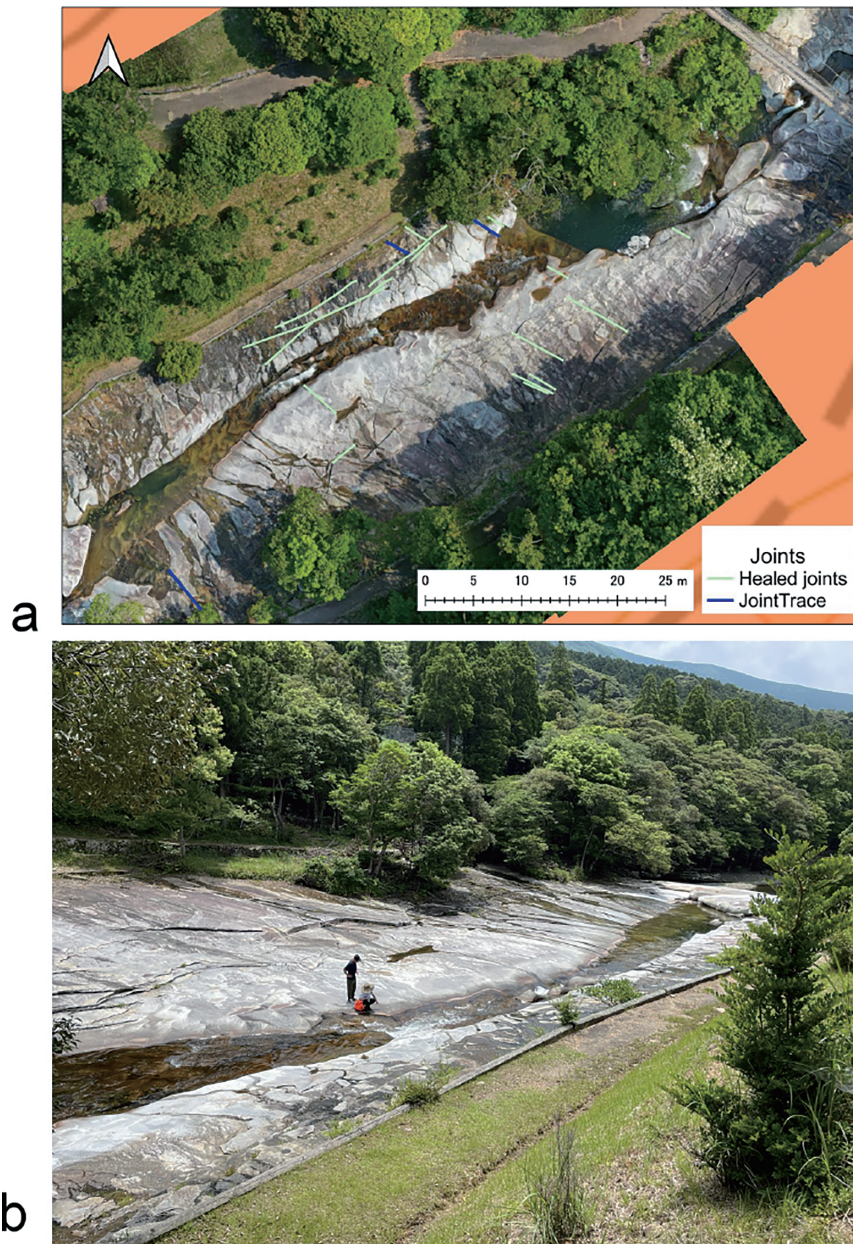


図 6 鮎戻し公園の花崗岩。開離した節理が極めて少ない。a: 真上からの画像。b: 俯瞰写真。シーティング節理が認められる。



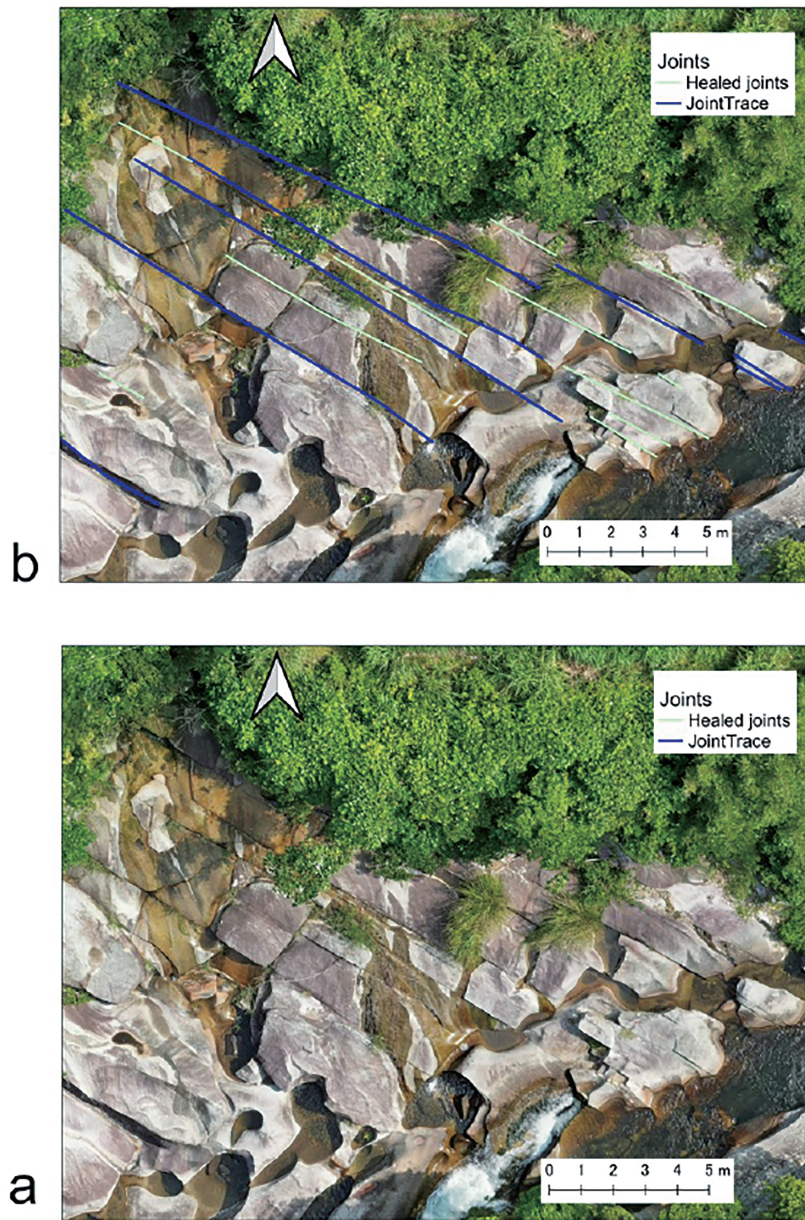


図7 開離節理と癒合節理. 上下とも同じ範囲の画像で, 上は節理をトレースしたものの. 両者は平行で, 互いに移り変わる.

節理は, 極めてそろった方向を向いており, 癒合節理も開離節理も WNW-ESE 方向が卓越していた (図 8a, 8b, 8c, 8d).

開離節理の間隔は, 鮎戻し公園ではほぼ 170m. 約 15m の区間に 1-2m 間隔の節理密集帯が現れる個所もあった (図 4c, 図 7).

鮎戻し公園の露頭には開離節理は極めて少な

く (図 6), 川側に  $5^{\circ}$  から  $15^{\circ}$  と緩く傾斜するシーティング節理が発達していた.

瀬川沿いの広い露頭に露出する平行節理群の他に, 柱状節理, あるいは柱状節理と思われる不規則な節理が複数個所で認められた (図 2). 明らかに柱状節理と認められるものは, 図 2 の L4 と L5 の 2 か所で認められた. L4 と L5 の節理は,

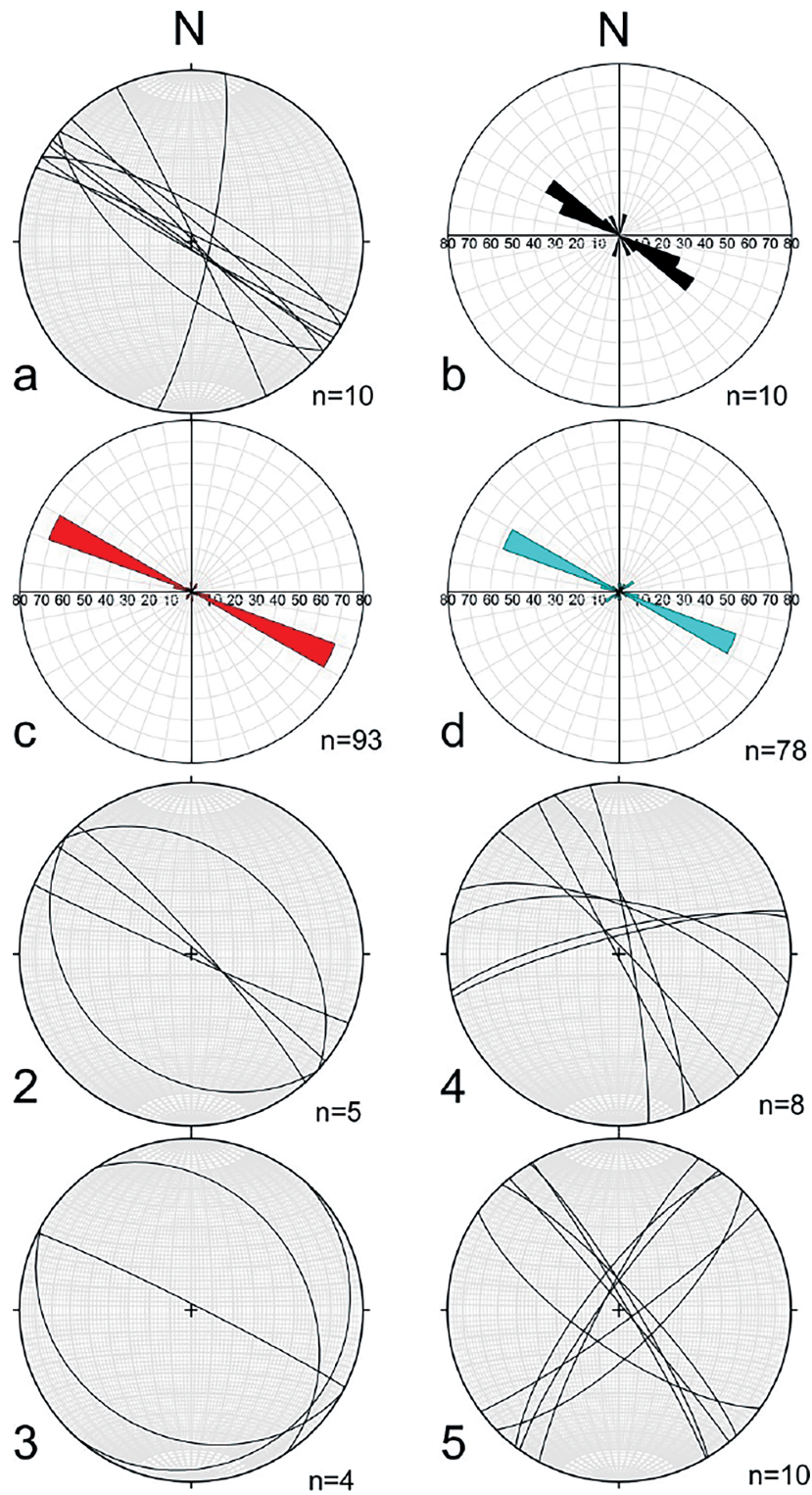


図8 節理面のステレオネット投影. b, c, d 以外は等積投影, 下半球. a: 計測した節理で柱状節理以外のもの. b: aと同じデータのローズダイアグラム. c: UAV画像から判読した開離型節理. d: UAV画像から判読した癒合型節理. 2: ほぼ水平な軸を持つ柱状節理 (位置は図3), 3: 緩く南東にプランジした軸を持つ柱状節理 (位置は図3, 写真は図10g, 10h). 4: 高角の軸を持つ柱状節理 (位置は図2, 写真は図9b). 5: 高角の軸を持つ柱状節理 (位置は図2, 写真は図9c).



高角で鉛直方向に長い石柱を形成していた（図 9b, 9c）. いずれも、断面は不規則な四角形から六角形で、断面の 1 辺は 50 cm から 100 cm, 縦の長さは 2m 以上あった. このうち L4 の石柱は、シーティング節理に分断され、また、ずらされていた（図 9b）. このずれは、地表付近で重力によって生じたものと推定される. また、柱状節理に分断されたとみられる石柱が L6 周辺で認められた. 図 9a に示したものは、断面の 1 辺が 20 cm から 40 cm で、長さ 60 cm であった. L4 と L5 の柱状節理のステレオネット投影を図 8 の 4 と 5 に示す.

明瞭な柱状節理の形態は示さないものの、系統的な節理群ではなく、岩柱中に岩柱の中心から放射状に延びる節理も認められた（図 10a, 10b, 10c, 10d）. 図 10b では、左側に直径約 6m の岩柱があり、それを放射状の節理が分断している様子が見える. また、図 10d では、直径約 12m の高角の岩柱を放射状節理が分断している様子がわかる. このように岩柱を放射状節理が分断する構造は、甲府深成岩体の瑞牆花崗岩の岩塔に認められ（Chigira, 2021）、柱状節理に囲まれた岩柱が分離していく過程を示していると考えられる.

節理の形態は柱状であるが、その軸が水平に近いものも認められた（図 3 の L3, 図 10g, 10h）. その軸は、図 8-3 に示すように、南東に緩くブランチしている. これと類似したものは、図 3 の L2 で認められたが、藪の中のため見やすい写真は撮影できなかった. その節理のステレオネット投影は、図 8-2 である.

湾曲した節理で、細長い形状の岩柱群を作っているものが 2 か所で認められ、これも柱状節理に類似したものと考えられる（図 3 の L7, 図 10b 右; 図 3 の L9, 図 10f 下部）.

鮎戻し公園の北東側には 300m 四方程度の伐採地があり、花崗岩の岩塊が散在する岩海となっ

ている（図 2）. この岩海は、標高 80m の鮎戻し公園近傍の標高 100m から 180m まで分布している. その斜面上方では、岩海上縁から 50m 高い標高 230m にルーフがある（図 2）. この伐採

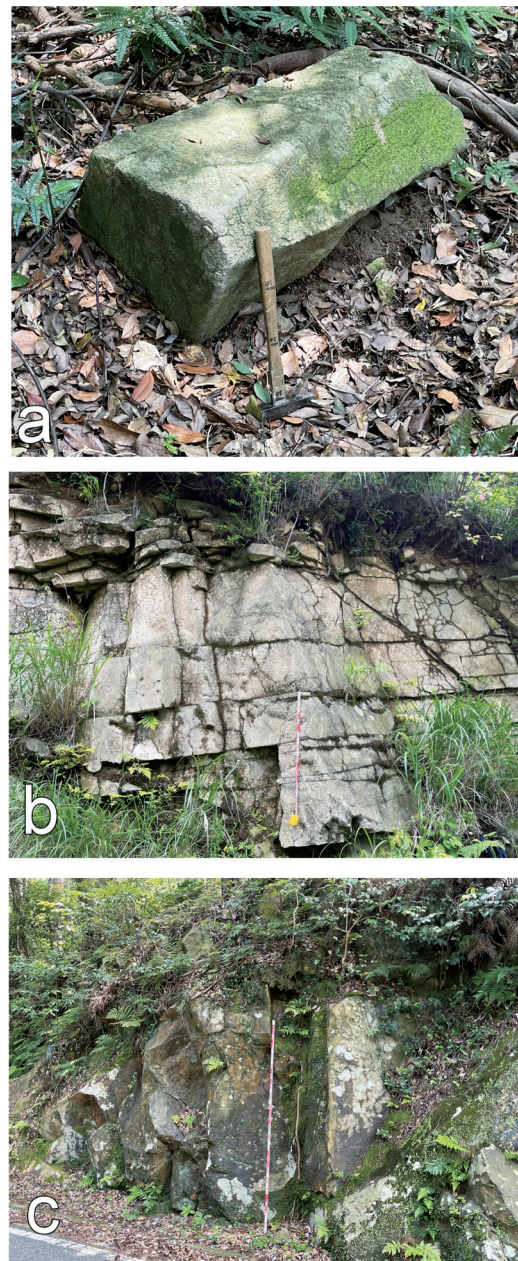


図 9 高角で規則的な形状の柱状節理. a: 五角形の断面の石柱の転石. b: 多角形断面の柱状節理. これらの節理はシーティング節理によってずらされているが、これは地表での現象. スケールは 1m. 節理面のステレオネット投影は、図 8-4. c: 多角形断面の柱状節理. スケールは 2m. 節理面のステレオネット投影は、図 8-5.



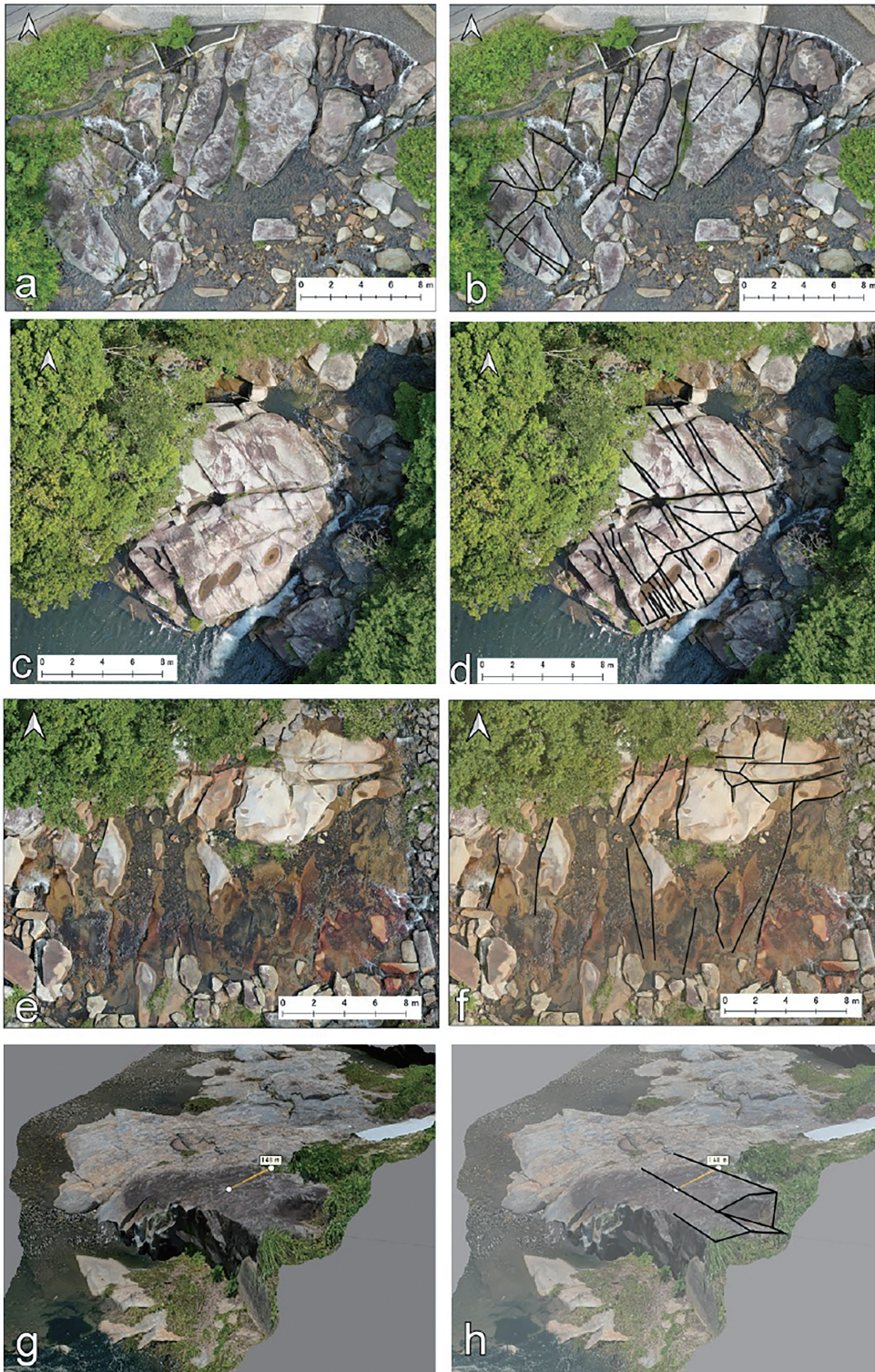


図10 不規則形状の柱状節理. 位置は, 図3参照. 真上からの画像と画像上で節理をトレースしたものの2枚がセット. a-b: 左下に放射状の節理があり, 中央右上はNNE-SSWに伸びて膨縮する石柱が認められる. 左下のは高角の軸を持つ柱状節理, 右上のは低角の軸を持つ柱状節理と考えられる. c-d: NNW-SSE方向の節理とともに, 放射状節理が認められる. 直径12mの丸みを帯びた石柱がさらに細分化する過程のものと考えられる. e-f: 南北に伸びて膨縮する石柱と, 右上の一部に放射状節理が認められる. g-h: 左奥に緩く傾斜する柱状節理. hはgのスケッチ. 節理面のステレオネット投影は, 図8-3.





図 11 塊状花崗岩と岩海（遠景）. 鮎戻し公園から北東を望む.

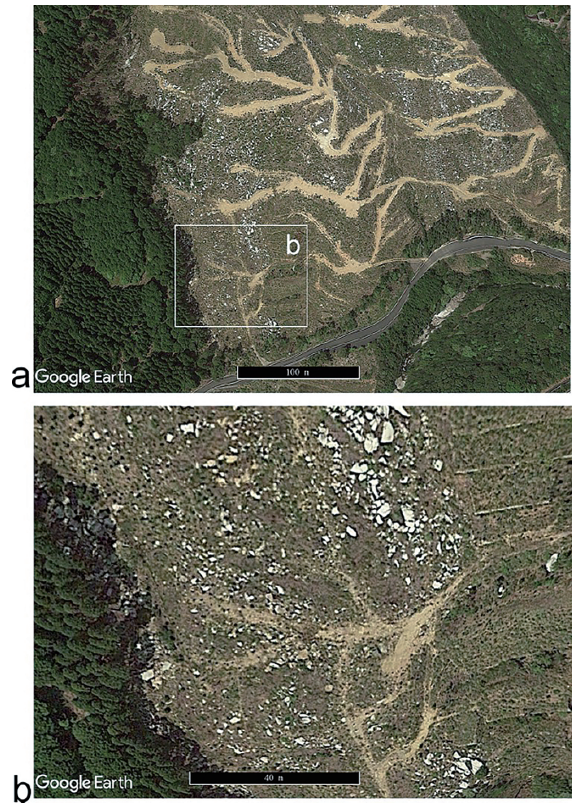


図 12 岩海. Google Earth 画像. a: 伐採地全景. スケールは 100m. b: a の四角内の拡大. スケールは 40m.

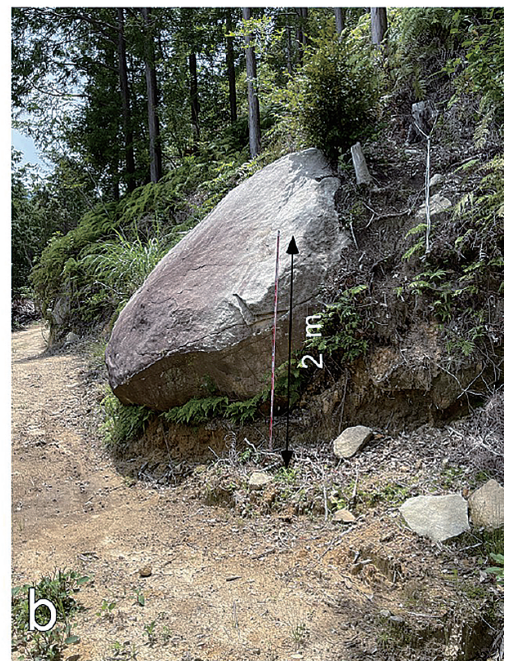


図 13 コアストーン. a: コアストーンが縦 3 列に並んでおり, おそらく柱状節理に囲まれた石柱起源. b: 岩海近く. 位置は図 2 参照.



地の他の斜面は山林や畑となっていて、伐採地のように露出はないが、そこにも岩海は存在するものと思われる。岩海は、位置的には、塊状の花崗岩の上にある（図 2, 11）。遠望と Google Earth による観察結果であるが、この岩海は、不規則形状の角柱と丸みを帯びた岩塊からなり、岩塊は差し渡し最大数 m であった（図 12）

竜良山北東と鮎戻し公園の北側の岩海近くでコアストーンが認められた（図 2）。前者では、直径約 1m で、鉛直に配列したコアストーンが 3 列認められた（図 13a）。これは、柱状節理に囲まれた石柱から形成された可能性を示唆している。後者は、やや扁平で直径約 2m であった（図 13b）。

#### 4. 議論

岩海の分布と散点的に認められた柱状節理の分布は、内山花崗岩体の上部、ルーフ直下に柱状節理が存在することを示している。本調査地域の岩海は、花崗岩に割れ目が多いために形成されたと考えられるが、それを作ったのは、方向性のある節理ではなく、柱状節理で深部には続かないものと考えられる。その理由は、岩海は柱状節理の発達する範囲にあり、コアストーンも含まれることである。Chigira and Hirata (2021) は、広島県の久井の岩海の調査を行い、それが柱状節理によって分離された石柱の破片および、それが球状風化を受けたものであることを明らかにした。本調査地域の岩海も同様であると考えられる。

この岩海が、鮎戻し公園の塊状花崗岩近傍から標高差で 80m 高いレベルまでの範囲に分布し、さらにその上縁から 50m 上にルーフが位置している。

鮎戻し公園とその近傍では、水平距離で 170m 間に開離節理がなく、また、瀬川沿いに約 1.3 km

には柱状節理は認められず、その上流側あるいは下流側、つまり、ルーフあるいはウォールに近い方に不規則形状の柱状節理が認められた。鉛直方向では、鮎戻し公園から約 20m 上から岩海が始まるので、この間に柱状節理帯と塊状帯との境界があることになる。

花崗岩の塊状部には、癒合節理と開離節理とが認められたが、両者は混在し、また、側方に移り変わるので、癒合節理が地表付近で開離した可能性がある。

上述のように、内山花崗岩の場合、柱状節理はルーフ下底付近に発達する。その発達範囲は、ルーフの形状が明確でないため、正確には見積もれないが、図 2 に示した断面図では、ルーフから直交方向に約 400m までである。この距離は、花崗岩体のサイズや冷却速度にも支配されると考えられる。内山花崗岩体の正確なサイズはわからないが、露出している範囲からすると、幅・長さともに 5km 以上のサイズである。

Shimada et al. (2000) によれば、内山花崗岩体には帯磁率の累帯分布があり、岩体の中心部で帯磁率が高く、縁辺部に向けて帯磁率が小さくなる。Shimada et al. (2000) は、この理由は、花崗岩の化学組成から、周辺堆積岩が深部で同化したためではないと考えた。そして、岩体周辺のホルンフェルス化している堆積岩では炭素が著しく減少していることから、花崗岩体の縁辺部の酸素フュガシティが、後マグマティックからサブソリダスステージで、外部の揮発性緩衝システム  $\text{CH}_4$ - $\text{CO}_2$  にコントロールされて低くなっていたためだと考えた。この帯磁率の低い範囲は、本研究で明らかになった柱状節理の分布範囲にほぼ重なっている。このことは、岩体周辺からの揮発性物質が柱状節理に沿って岩体に浸透したために縁辺部の帯磁率が下がったことを示唆している。

## 5. 結論

内山花崗岩体の節理構造を調査した結果、次のことが明らかになった。

花崗岩に貫入された対州層群はホルンフェルス化して山稜をなし、その内側の盆地に分布する内山花崗岩体のルーフをなす。ルーフ直下から約400m 下方まで柱状節理の発達した領域があり、このことはルーフ直下の花崗岩が速く冷却し、その結果柱状節理が発達したことを示唆する。

内山花崗岩体の帯磁率はルーフに近い部分で低く、中心部で高いことが知られており、これは、花崗岩周囲の堆積岩からの還元的な流体が花崗岩の柱状節理を伝って浸透したことを示唆している。

岩体中心部には柱状節理はなく、WNW-ESE 方向の癒合節理、および開離節理がある。両者は混在しており、また、側方に移り変わることから、もともと癒合節理として形成された節理が地表付近で開離した可能性がある。

## 謝辞

本研究には、科学研究費補助金 22K03740 (研究代表者、千木良雅弘) を用いた。ステレオ投影には、Allmendinger による Stereonet 9.5 を用いた (Allmendinger et al., 2011)。

## 文献

Allmendinger, R. W., Cardozo, N. and Fisher, D. M. (2011): *Structural geology algorithms: Vectors and tensors*, Cambridge University Press.

Allmendinger, R. W., Siron, C. R. and Scott, C. P. (2017): Structural data collection with mobile

devices: Accuracy, redundancy, and best practices. *Journal of Structural Geology*, **102**, 98–112, doi:10.1016/j.jsg.2017.07.011.

Chigira, M. (2021): Rock pillars shaped by columnar joints in granite at Mt. Mizugaki, Central Japan. *Island Arc*, **30**(1), e12424, doi:10.1111/iar.12424.

Chigira, M. (2022): An obelisk-shaped granitoid tower at Mt. Jizogadake in the Southern Alps of Japan: A 3-D morphological study. *Island Arc*, **31**(1), doi:10.1111/iar.12449.

千木良雅弘 (2021) : 私にとって画期的なクリノメーター : Fieldmove Clino. 深田地質研究所年報, **22**, 89–97.

Chigira, M. and Hirata, Y. (2021): The Kui boulder fields: Formation processes controlled by columnar joints of granodiorite. *Catena*, **207**(105683), doi:10.1016/j.catena.2021.105683.

Chigira, M. and Kato, H. (2023): Granite rock towers shaped by mesh-like joint sets, which formed in the shallower portion of a granite body during cooling at depth. *Island Arc*, **32**(1), e12484, doi:10.1111/iar.12484.

Cloos, H. (1922): Über Ausbau und Anwendung der granit-tektonischen Methode. Abh Preuss Geol Landesanstalt, **89**, 1–18.

産業技術総合研究所地質調査総合センター (2022), 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2 (地質図更新日 : 2022 年 3 月 11 日), <https://gbank.gsj.jp/seamless>.

Shimada, N., Ohyama, Y. and Ikemi, H. (2000): Characterization of Magnetically Zoned Pluton, Tsushima, Japan. *Resource Geology*, **50**(1), 65–73, doi:10.1111/j.1751–3928.2000.tb00056.x.

## 付録

## Fieldmove Clino を用いた節理の調査方法

多数の節理面の測定・分析を行うには、従来型のクリノメーターを用いるのでは、多大な時間を要するが、電子的に測定することではるかに効率化を図ることができる。また、節理調査では、広い範囲のデータを総合的に見たい場合と、特定露頭のデータを見たい場合とが出てくるが、その場合、Fieldmove Clino の Locality 機能を使うと便利である。Fieldmove Clino の使い方については、千木良雅弘 (2021) に述べた。

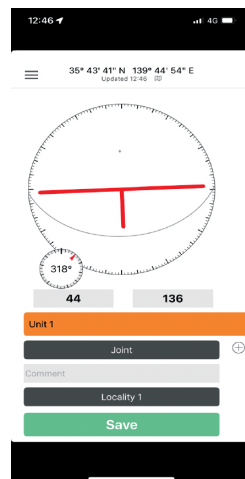
Fieldmove Clino で測定した走向傾斜や写真、メモは、Project 番号と Locality 番号とともに記録される。一つの Project に複数の Locality を設定できる。層理面や節理面を1か所で多数測定して、それを複数個所で行う場合には、1か所の測定結果を一つの Locality 番号にそろえた方が便利である。

Fieldmove Clino のコンパスの画面で緑の Save のラベルの上の Locality ラベルをタップすると、新しい画面が現れて、Locality 番号を選択することができる (図附1)。最初 Locality は1つのみであるが、この画面で+をタップすると、新しい Locality 番号を作ることができる。必要な Locality 番号を作った後は、測定時に適切な Locality 番号を選択すればよい。

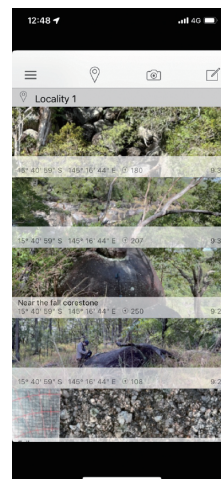
私の場合、ある地域を調査に行って、場所にとらわれずに一般的な測定とする場合には、まず、測定開始時からの Locality1 を選び、特定場所の測定に限りたときにはそこに Locality 番号を振ることになっている。

そうすると、メモと写真のページに行って、下

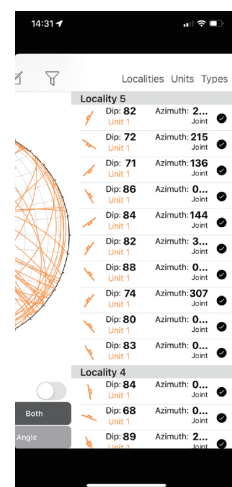
に尖った◎マークをタップすると、Locality 選択画面が現れるので、ここで Locality 番号を選択すると、その Locality のメモと写真を見ることができる (図附2)。



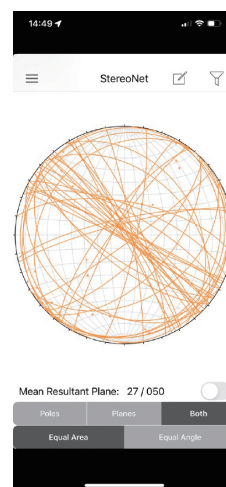
図附 1



図附 2



図附 3

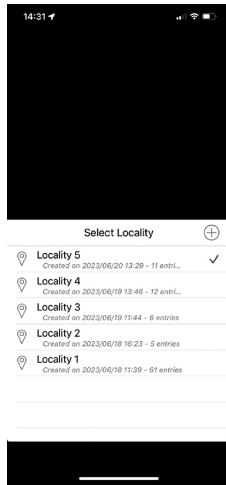


図附 4

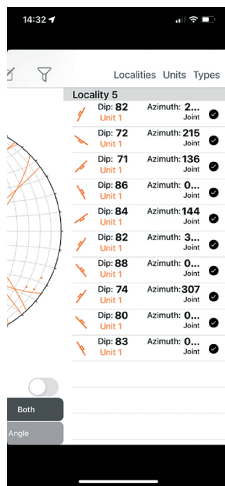
また、Stereonet のページでは、Locality でソートすることができるので、1か所だけの Stereo 投影結果を瞬時に見ることができる。図附3, 4は、本報告の調査域のすべての節理のステレオ投影結果である。また、それから Locality 5 のデータのみを図附5のように選択して抽出したものが図附6と7である。



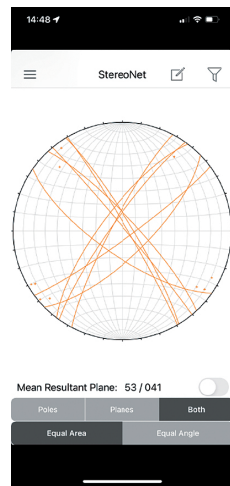
対馬市内山花崗岩体のルーフ直下の柱状節理とその下位の塊状部



図附 5



図附 6



図附 7

こうすると、後で GIS にデータを移す時に間違いが起こらない。データを csv ファイルとしてエクスポートした後、エクセルで Locality 毎に整理することができるからである。また、室内でパソコンを使って節理をステレオ投影して加工する場合にも、データを扱うのに便利である。