滝ヶ原碧玉原産地周辺地質
解析業務報告書

2021 . 3

石川県小松市
（小松市埋蔵文化財センター）

滝ヶ原碧玉原産地周辺地質
解析業務報告書

2021．3

石川県小松市
（小松市埋蔵文化財センター）

序　　文

本書は，「碧玉原産地周辺地質解析業務報告書」としているが，本文中では碧玉露頭や産出地の明示はおこなっていない。産出地を包括する広い範囲を滝ヶ原碧玉原産地遺跡として周知の埋蔵文化財包蔵地に登録しており，その遺跡範囲の提示にとどめた。

本来，地質調査の報告では産状の記録や解析についての位置情報を明確にしなければならないことは承知している。本文中でも述べるが，本市で確認された碧玉原産地は弥生時代の土器を伴い，散布する碧玉は人為的に割られた遺物である可能性がある。そのため，興味本位で碧玉を持ち去ることは文化財保護法上の問題が生ずる。

遺跡として周知したことに加え，本書の刊行によって遺跡の所在地がより明確にされることは非常に悩ましい。重要性に理解が進むほど興味を持つことは自然なことである。是非お願いしたいことは，現在の産状を保護することである。原産地採集の碧玉サンプルは公的に収蔵・管理されており，もし研究上のサンプルの資料提供が必要な場合は問い合わせていただければ幸いである。研究の深化に寄与するのであれば，研究データの公開を前提に協力を惜しまない。

弥生時代や古墳時代に用いられた「碧玉」の多くは，現代人にとっては「宝石」と呼べる質のものではなく，岩石学的には確かに碧玉も含まれるが，細粒凝灰岩や凝灰質泥岩，流紋岩質凝灰岩など様々な分類がなされる。玉つくりを行った古代人が岩石名称にこだわるわけもなく，目的とする製品に応じて石材は選別された。考古学では、そうした石材選択を含めた変遷過程を解明するために、使用された緑色の石による製品を「碧玉製品」と総称して分析対象とする場合がある。それでも，古代人を魅了した石となると，パワーストーンの様に感じ，興味本位で持ち帰ったり，あるいは販売目的で収集し，さらには商品開発に用いたりと，わが国各地の碧玉原産地では本来の産状が失われ，立ち入り禁止区域としたところもある。

平成 28（2016）年 4 月，「『珠玉と歩む物語』小松　～時の流れの中で磨き上げた石の文化～」が日本遺産に認定された。そのストーリー名称に登場する「珠玉」,「磨き上げた」という言葉にはストーリーの起点とした弥生時代の玉つくりが意識されている。弥生時代中期の八日市地方遺跡は，北陸を代表する広域交流拠点都市となるが，その原動力が小松で産出する良質な碧玉を使った管玉生産であった。碧玉原産地としての観光活用と文化財保護の両立が課題である。

小松市は広大なグリーンタフ地帯の中の一都市であり，構成要素の一つ一つを取りあげれば，多かれ少なかれ他地域にも共通要素があり，小松だけの特別のものはない。しかし，多様な地下資源が時の要請に応じてものづくりやまちづくりに利用され，それらが時を超えて数奇な結びつきを持つなど，そこには小松しかないストーリーが確かに存在する。石の持つ魅力は，原材料からそれ自体を愛でる精神世界にまで及ぶ変幻自在の不思議なおもしろさにある。しかし，もう一つ加えるならば，その石文化をもたらした石自体の成因にも，私たちが思いつく時間尺度を超えた悠久の大地の営み＝ストーリーが息づいている。その一端を新たな魅力として発信する糧に本書が役立つことを願っている。

例　　言

1．本書は、小松市（小松市埋蔵文化財センター）が平成 30 年度～令和 2 年度にかけて実施した「滝ヶ原碧玉周辺地質解析業務」の成果報告書である。

2．滝ヶ原碧玉周辺地質解析業務は，小松市埋蔵文化財センターが考古学・地理学・地質学の 3 つの観点で計画した「八日市地方遺跡ならび石の文化調査」における地質学部門にあたり,「こまつの石文化・地下資源の成り立ち調査」の一環として実施した。

3．本業務を進めるにあたり、金沢大学環日本海域環境研究センター 教授 塚脇真二氏に指導及び監修をお願いした。

4．本業務は、民間の地質調査会社に委託して実施した。期間・調査地・内容・現地調査の担当者は下記のとおりである。

第 1 次調査

期　間　平成 30（2018）年 10 月 29 日～平成 31（2019）年 3 月 18 日

調査地　小松市滝ヶ原町地内（面積 4km^2）

内　容　調査地の地表地質調査及び地質図の作成，碧玉調査

担当者　岡田隆司・田知清英（中部地質株式会社）

第 2 次調査

期　間　令和元（2019）年 11 月 25 日～令和 2（2020）年 3 月 16 日

調査地　小松市丘陵部（面積 92km^2）

内　容　調査地の地表地質調査及び広域地質図の作成，石切り場壁面における詳細柱状図の作成，岩石・石材の薄片作製及び鑑定

担当者　岡田隆司・平澤　聡（中部地質株式会社）

第 3 次調査

期　間　令和 2（2020）年 9 月 2 日～令和 3（2021）年 3 月 16 日

調査地　小松市丘陵部 15 地点，大杉町地内

内　容　第 1 ・2 次調査の補足的調査，大杉石石切り場における詳細柱状図の作成

担当者　谷下哲郎・金井章雄・細川圭太・村松祐太（株式会社ホクコク地水）

5．第 2 次調査の岩石・石材の薄片作成及び鑑定は，中部地質株式会社を通じてパリノ・サーヴェイ株式会社に委託した。

6．本書の執筆は，中部地質株式会社による第 1 次・ 2 次の調査成果に、株式会社ホクコク地水による 3 次調査の補足調査成果を加え、株式会社ホクコク地水が全体を取りまとめて報告書原案を執筆・作成した。

原案に対して、第 1 ・ 2 次調査担当の岡田・平澤の現地調査意見を踏まえ、塚脇真二氏が精査・検討および加筆・修正を行い、その指導と監修のもと、埋蔵文化財センター嘱託調査員の作本達也が再精査・校正して最終稿とし、埋蔵文化財センター主幹宮田明が刊行物としての体裁を編集した。

尚、調査解析業務範囲以外の執筆は以下のとおり。

序　文　：樫田　誠（小松市埋蔵文化財センター専門官）

第Ⅰ章　：樫田　誠・作本達也

結　語　：塚脇真二（金沢大学環日本海域環境研究センター教授）

7．第２次調査の岩石・石材の薄片鑑定結果，および平成 27（2015）年に小松市がパリノ・サーヴェイ株式会社に委託して未公表資料となっていた碧玉の薄片鑑定結果について、巻末資料として掲載した。

8．本書で示す方位はすべて真北である。なお本書で使用した地形図は国土地理院の基盤地図情報（基本項目：543623，543624，543633，543634，543643，543644，543653，543654）を使用した。使用にあたっては国土地理院の許可を得た（「測量法に基づく国土地理院長承認（使用）R2JHs　896」）。

9．本調査における分析試料，写真，報告書等の資料は小松市埋蔵文化財センターが保管している。

10．現地調査から報告書刊行に至るまで，以下の機関，団体，個人よりご協力，ご指導を賜った。記して感謝の意を表します（五十音順敬称略）。

【機関・団体】

石材荒谷商店，観音下石材店，観音下石の保存会，宗教法人那谷寺，滝ヶ原町町内会，那谷町町内会，ハニベ巌窟院，菩提町町内会

【個人】

荒谷 薫・荒谷雄己（石材荒谷商店），伊藤雅文（石川県埋蔵文化財センター），奥野正幸（金沢大学理工学域教授），河原 透（鵜川町），河村好光（石川考古学研究会），木崎馨山（宗教法人那谷寺），酒寄淳史（金沢大学人間社会学域教授），高 酋外（河田町），都賀田明美（ハニベ巌窟院），戸根比呂子（金沢学院大学），中谷 篁（石材工芸彫刻），西田昌弘（石川県埋蔵文化財センター），橋本康容（観音下石材），濵田麻希（金沢大学理工学域助教），東 修二（滝ヶ原町），福士圭介（金沢大学環日本海域環境研究センター教授），二股 裕（二股製土所），宮 英里（宮石材店），山下 豊（里山自然学校こまつ滝ヶ原），米一征二（有限会社八幡土建）

目　　次

第Ⅰ章　調査の目的と経過 …… 1

第１節　小松の石文化と碧玉 …… 1

１．小松の石文化を育んだ舞台 …… 1

２．小松の石文化と日本遺産認定 …… 2

３．八日市地方遺跡と碧玉原産地遺跡 …… 3

第２節　調査の目的 …… 8

１．現状の問題点と課題 …… 8

２．調査に至る経過と目的 …… 9

第３節　調査概要 …… 10

１．滝ヶ原碧玉原産地遺跡における碧玉の産状 …… 10

２．第１次調査 …… 12

３．第２次調査 …… 12

４．第３次調査 …… 13

第Ⅱ章　小松市の丘陵・山地部の地質 …… 16

第１節　小松市の丘陵・山地および周辺地域の地形 …… 16

１．地形概説 …… 16

２．地形各説 …… 17

３．リニアメント …… 18

第２節　小松市の丘陵の地質 …… 20

１．地質概説 …… 20

２．層序区分 …… 23

３．地質構造 …… 24

第３節　地質各説 …… 26

１．赤穂谷層 …… 26

２．舘 層 …… 29

３．辰口層 …… 31

４．沖積層 …… 32

第４節　本調査による新知見 －赤穂谷層の流紋岩類－ …… 33

１．流紋岩の分布 …… 33

２．流紋岩の岩相変化 …… 36

第Ⅲ章　滝ヶ原碧玉原産地周辺の地質と碧玉 …… 38
第１節　滝ヶ原碧玉原産地の調査 …… 38
1．滝ヶ原碧玉原産地の地質学的研究の必要性 …… 38
2．調査地域・調査手法 …… 39
第２節　滝ヶ原碧玉原産地の地質 …… 41
1．地質概説 …… 41
2．地質各論 …… 41
第３節　滝ヶ原碧玉原産地の碧玉 …… 48
1．碧玉の初生的産状 …… 48
2．碧玉脈の形成過程の検討 …… 53

第Ⅳ章　小松市内の石切り場の地質 …… 55
第１節　小松市内の石切り場の概要 …… 55
1．市内の石切り場に関する文献資料 …… 55
2．平成 27 年度実施の市内の石切り場および石材調査 …… 56
第２節　本調査で確認した石切り場 …… 59
1．五国寺石 …… 59
2．大野石 …… 60
3．那谷石 …… 60
4．滝ヶ原石 …… 61
5．津波倉石（仮称） …… 62
6．大杉石 …… 63
7．菩提石 …… 64
第３節　石切り場の地質層序 …… 65
1．石切り場の地理的位置と採掘層序 …… 65
2．石切り場の層位的分布 …… 65

第Ⅴ章　石切り場の詳細調査 …… 68
第１節　石切り場の詳細調査の内容 …… 68
第２節　石切り場の詳細調査の結果 …… 69
1．「鵜川石」石切り場の詳細調査 …… 69
2．「大野石」石切り場の詳細調査 …… 79
3．「大谷石」石切り場の詳細調査 …… 93
4．「観音下石」石切り場の詳細調査 …… 96
5．「那谷石」石切り場の詳細調査 …… 114

6.「菩提石」石切り場の詳細調査 …… 125
7.「滝ヶ原石」石切り場の詳細調査 …… 134
8.「大杉石」石切り場の詳細調査 …… 162

結　　語 …… 168

参考文献 …… 170
難読な地名・地層名・石材名等の対照表 …… 172

巻末資料 1　八日市地方遺跡出土碧玉の岩石薄片作製鑑定 …… 174

巻末資料 2　小松市内に分布する中新統の岩石薄片作製鑑定 …… 191

図　　版（1 ～ 10）…… 209

第 I 章　調査の目的と経過

第 1 節　小松の石文化と碧玉

1．小松の石文化を育んだ舞台

小松市は石川県南西部に位置し，市域は南北に約 33km と長く，日本海に面した平野部から市域の大半を占める丘陵，山地をへて，南端の大日山（標高 1,368m）を境に福井県勝山市と接している（図 1-1）。平野部には潟湖の木場潟があり，そこから見る県内最高峰の白山（標高 2,702m）とその前面に横たわる緑の山々は本市を象徴する自然景観となっている（図 1-2）。

図 1-1　小松市の位置

本市域の地質を概観すると南に行くほど古い地質となる傾向がある。例外的に大日山の標高 1,000m 以上の部分は鮮新世の火山噴出物が覆っているが（尾崎ほか，1989），市域の大半を占める丘陵部・山地部では，新第三紀前期～中期中新世に発生したグリーンタフ変動によって厚く堆積した凝灰岩や火山岩を見ることができる。

グリーンタフ変動は，ユーラシア大陸東縁の一部が分離して現在の位置まで移動し，日本列島や日本海の原形をつくった日本列島形成史における一大イベントである。この時の堆積物は日本海側に広く分布し，グリーンタフ地帯とも呼ばれている。そこでは大量の火山噴出物と，地下の熱水などの影響による様々な変質作用が見られることが特徴である。当然のことながら小松市もグリーンタフ地帯に含まれ，丘陵・山地部で見られる地層の多くはグリーンタフ変動期のものと言っても過言ではない。

図 1-2　木場潟から望む白山

2．小松の石文化と日本遺産認定

グリーンタフ変動が生み出した地層は，私たちの暮らしに役立つ様々な地下資源という恩恵をもたらしてくれた。例えば石蔵や石塀，神社の灯籠や小学校の校門など，現在も目にする多くの石造物には地元産の凝灰岩が用いられており，丘陵部にはかつての凝灰岩石切り場が 100 ヶ所以上残されている。また，凝灰岩や火山岩は金，銀，銅，亜鉛などの鉱石を胚胎することがあり，近世には金平金山，近代には尾小屋鉱山，遊泉寺銅山などが開坑されて活況を呈していた。わけても遊泉寺銅山の鉱山機械修理部門が世界的建機メーカーコマツの母体となったことはよく知られており，現在の暮らしを支える身近な基幹産業の起源にも地下資源が深く関わっていたことになる。さらに加賀地方の伝統工芸のひとつ九谷焼は，流紋岩が変質した小松市の花坂陶石を唯一の原料として素地がつくられている。一方，こうしたものづくりの資源だけでなく，奥の細道風景地として国の名勝指定されている那谷寺境内の奇岩遊仙境，市民が憩いを求めて訪れる赤瀬荒俣峡や布橋十二ヶ滝など，大地の活動がもたらした石の風景もまた，信仰あるいは観光という側面で一つの大切な資源といえる。このように，小松市は身近な風景や暮らしの中に，市民にとって特に意識することなく石文化が息づいていたのである（図 1-3）。

図 1-3　現代に息づく石文化（左からコマツ 930E，滝ヶ原八幡神社，那谷寺奇岩遊仙境，九谷焼）

こうした現代の暮らしにも息づいている石文化の源流を原始にまで遡れば，2 万年前の旧石器時代から縄文時代にかけては流紋岩が石器石材として活用され，弥生時代から古墳時代前期にかけては碧玉や瑪瑙といった石英鉱物からアクセサリーが盛んに作られ，さらに古墳時代後期には凝灰岩切石を用いた精美な石室が構築された。その後，中世の墓塔や日用品の行火や石臼，小松城石垣など，時代の要請に応じて石材利用が展開されてきた長い歴史も埋もれていたのである。

平成 28（2016）年 4 月 25 日，「『珠玉と歩む物語』小松　～時の流れの中で磨き上げた石の文化～」と題して日本遺産に認定された。これまで市民が意識することなく親しんできた身近な風景，基幹産業や伝統工芸などを石を通して現在と昔をつなげた石物語のことである。グリーン

図 1-4　原始からつづく石文化（左から縄文時代の流紋岩製石器，古墳時代の切石積石室，近世の小松城石垣）

タフ変動による凝灰岩と流紋岩，そして熱水変質作用を受けて二次的に産した鉱石，陶石，碧玉，瑪瑙など，それらに考古学的な研究成果を織り交ぜて，最終的には九谷焼や世界的建機メーカーの誕生，自然景観から生まれた信仰や俳諧・庭園文化にまでつなげた 2 万年のストーリーとしてこの物語は描かれた。

その発想の出発点は，原始時代の石器と工芸の九谷焼が 2 万年の時を超えて流紋岩でつながることへの驚きからだった。それがグリーンタフ地帯というキーワードでさらに物語が展開をはじめたのが，次項で詳述する弥生時代中期の大規模拠点集落「八日市地方遺跡」の存在であった。JR 小松駅の東側に広がる八日市地方遺跡では，小松産の良質な碧玉をもちいたアクセサリー生産が大規模に行われ，高度なものづくり技術と列島規模の広域交流を開花させた。

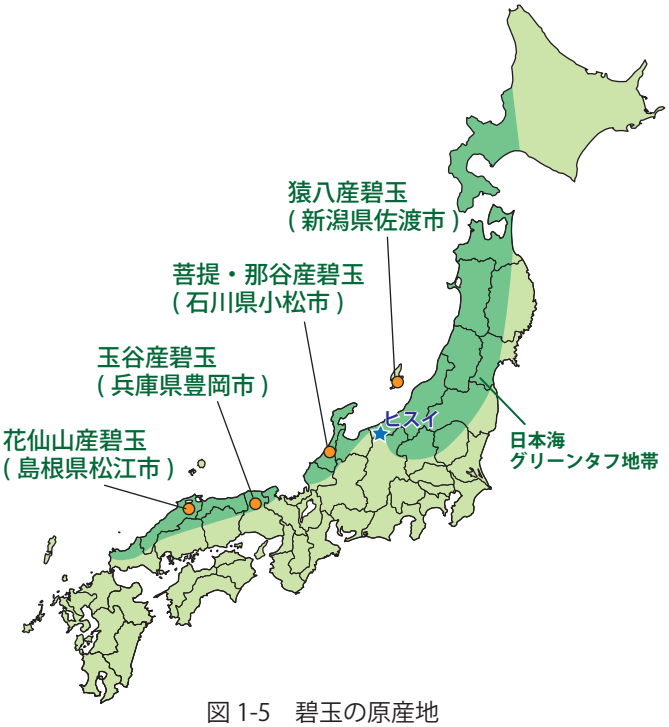


図 1-5　碧玉の原産地
（島根県立古代出雲歴史博物館，2009 から作成）

管玉の材料となるような良質な碧玉の原産地は，日本海グリーンタフ地帯の 4 ヶ所に限られている（図 1-5）。この八日市地方遺跡の地は，遊泉寺銅山を母体として本市の基幹産業に発展したコマツ創業の地でもある。

地下資源をもとにものづくりと交流のまちづくりを行った原点が，2 千年の時を超えて同じ場所でつながったことになる。単に石材利用の時系列変遷ではなく，時を超えてつながる小松にしかない石の物語として紡がれた。

3. 八日市地方遺跡と碧玉原産地遺跡

（1）八日市地方遺跡の調査

八日市地方遺跡は，紀元前 350 年～紀元前 50 年頃までのおよそ 300 年間という長きにわたって存続した弥生時代中期の集落である。遺跡面積は 18ha に及ぶと考えられており，北陸を代表する拠点集落として，出土遺物 1,020 点が国の重要文化財指定された。集落内では木製品や石製品，土製品など新たな稲作社会を支えるためのものづくりが盛んに行われており，また遠隔地からの搬入品が伴うことから，列島規模の広域交流が繰り広げられた実態が明らかとなった。その原動力となったのが管玉の大量生産である。

図 1-6　八日市地方遺跡の範囲

碧玉を原材料とする管玉は，弥生時代の始まりとともに大陸から伝えられた新しいアクセサリーである。よく知られている勾玉は，列島の人々が縄文時代から伝統的に好んで用いていた新潟県糸魚川産の翡翠を原材料としており，伝統の翡翠製勾玉と新来の碧玉製管玉のセットは，西日本から拡がりを見せていた新しい弥生社会の人々にとって羨望の奢侈品であった。碧玉製の管玉は，直径２㎜の円筒形に直径 1㎜の孔を穿つという究極の細かさが追求され，そうした付加価値を高める高度な技術が発達した（図 1-7~9）。管玉と勾玉は「日本海を行き交う弥生の宝石」（鳥取県埋蔵文化財センター，2013）として，西の世界が手に入れた大陸の鉄器など先進物との交換財として広域流通し，八日市地方遺跡は東西文化の結節点となった。

図 1-7　翡翠製勾玉と碧玉製管玉

図 1-8　管玉の大きさ

図 1-9　八日市地方遺跡出土の管玉製作工程品

実は加賀地域では，八日市地方遺跡よりも 400 年以上後となる古墳時代前期に碧玉製の腕輪形石製品などの玉器が集中的に生産され，畿内のヤマト王権中枢部や，各地の有力首長に流通したことが知られていた。特に加賀市片山津玉造遺跡は学史的にももっとも著名な遺跡で，その報告で石材の産出地に関する考察を担当した紿野（1963）は，緑色凝灰質頁岩あるいは緑色細粒凝灰岩として，地質学的に舟見岳（鞍掛山）周辺の新第三紀層中からの産出との見通しを示していた。ただ，片山津玉造遺跡の調査以後は大規模な遺跡の発見や調査は途絶え，石材産出地の積極的な探索は行われてこなかったのである。この八日市地方遺跡の調査を契機として，碧玉原産地の探索が本格化する。

（２）滝ヶ原碧玉原産地の発見

小松産の碧玉を示す記録は江戸時代まで遡ることができる，奇石収集家で有名な木内石亭の著書『百石図（安政６年：1777 年）』に碧玉と思しき「青玉髄　加州江沼郡那谷山産」の記述があり，碧玉は当時の好事家の収集や愛玩の対象であったことがうかがえる。また江戸時代文政期～大正初期にかけては，当時の那谷・菩提・馬場で玉髄，蛋白石などとともに宝石・標本として採掘されていた時期があることが『石川県能美郡誌（日置，1923）』，『石川県江沼郡誌（日置，1925）』などの地方史に記されている。

八日市地方遺跡の大規模な発掘調査を契機とした碧玉原産地の探索については，当時，藁科が蛍光Ｘ線分析と電子スピン共鳴法を併用した碧玉原産地推定を精力的に進めており（たとえば，藁科 ,1993），八日市地方遺跡から出土した碧玉に対しても分析を行った（藁科，2003）。その

結果,兵庫県豊岡市の女代南神社遺跡で確認した原石群「女代南 B 遺物群」に近いと判断された。実は，その女代南 B 遺物群というのは，西日本を中心にもっとも多く分布する原石群であるにもかかわらず，原産地が不明の一群だったのである。藁科は，この分析結果から女代南 B 遺物群は南加賀で産出する碧玉ではないかとの見通しを立て，小松市が那谷・菩提地区で採集した同類石材と，藁科自身も独自に踏査・採集した試料も加えて分析し，全国に分布が展開する女代南 B 遺物群の原石産地となる可能性が高い一群として「那谷・菩提産碧玉」が設定された。

一方，この八日市地方遺跡からの一連の流れとは別に，出雲地方で出土する碧玉に地元の花仙山産以外のものがある点に注目していた三浦・渡辺（1988）は,X 線解析法により加賀市二子塚（東田）遺跡の碧玉との類似性に着目した。そして独自に加賀地域で碧玉原石探索を行い「小松市滝ヶ原産碧玉」を見出している（三浦ほか，1992）。

藁科の那谷・菩提，三浦らの滝ヶ原，いずれの地も露頭と河床分布を報告しているものの，その詳細な場所については不明瞭なままであった。平成 23（2011）年 3 月 26 日，三浦らが原石探査を行った当時，その案内役を務めた方に案内をお願いし，北陸の玉研究有志で碧玉散布地を踏査する機会を得た（踏査グループ，2011）。その河床の散布状況はまさに衝撃的で，少なくとも片山津玉造遺跡出土の碧玉とは識別困難なほどの類似性も確かめられた（図 1-10~12）。また，この案内とは別に，小松市の元学芸員が把握した別の河床散布地があり，良好な散布地は 2 ヶ所となった。これまでの那谷・菩提産地の散布状況とは異なり，滝ヶ原の河床散布は非常に密集度の高いものであった。この産地については藁科も現地を確認し，以後，小松産碧玉の総称としては,「菩提 - 那谷 - 滝ヶ原地域」という産地名称を用いるようになっている。

碧玉の産地推定については，分析対象があくまでも貴重な遺物であることから非破壊で行うことが求められる。また，遺物の多くは，長年地下に埋もれていたこともあって表面が風化し，肉眼観察による対比も難しいという側面もある。

図 1-10　河床の碧玉散布状況

図 1-11 滝ヶ原採集の碧玉

図 1-12　片山津玉造遺跡出土品

（3）碧玉原産地遺跡として

図 1-13　滝ヶ原の碧玉と弥生土器

散布地確認後は小松市埋蔵文化財センターが踏査を継続しており，実際に碧玉を産する露頭を発見したのは平成 27（2015）年３月である。散布地である河床を上流に遡ると，比較的多くの碧玉チップ（破片）や剥片が散布する区域に到達した。チップの散布は左岸の急峻な斜面上方へと広がっており，その散布を追跡したところ，尾根頂上に近い斜面崖地の流紋岩に垂直に伸びた碧玉の岩脈を発見した。

図 1-14　滝ヶ原の碧玉チップ散布状況

図 1-15　チップ散布地で確認した碧玉岩脈

これまでの藁科による原産地玉研究の有志で河床散布地確認した当初から，散布する石材が人為的に割られたものかどうか議論となっていた。人為的に割られたものが散布しているとなれば，すなわちそれは遺跡であるが，実際には人為的剥離の認定は非常に難しい。ところが，露頭が確認された地点に何度か踏査で訪れているうちに，チップが散布する斜面で弥生時代後期の土器片が採集された（図 1-13~15）。この採集地点は，平野部を中心とする弥生時代の人々の生活域とは大きく異なるもので，偶然はあり得ない。あきらかに弥生時代の人々が碧玉を入手するために訪れていた場所であり，チップの散布ともつながることから，遺跡（埋蔵文化財包蔵地）であると判断された。残念ながら弥生時代中期の土器が採集されたわけではないので，八日市地方遺跡への搬入を主張するのは難しいが，弥生時代後期の二子塚東田遺跡に直結する谷であり，宇谷川から動橋川を経て柴山潟に至れば片山津玉造遺跡や額見町西遺跡などへ原石供給はほぼ確実と考えられる。日本で明確な遺物が伴った碧玉産地は無く，考古学的には非常に重要な発見となった。

全国的にも数少ない碧玉原産地では，一部の愛好家による収集や商品化，考古資料との比較サンプル採取などによって産状が失われつつある。小松産の碧玉も日本遺産認定によって知名度が上がったこともあ

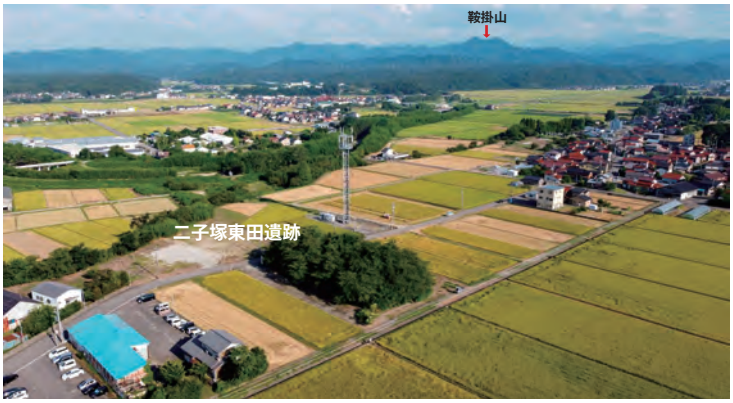


図 1-16　二子塚東田遺跡上空から滝ヶ原鞍掛山方向を望む

り，わずかな期間で状況が一変するほど散布する石材が失われた。土器が確認された地点のみを遺跡とすることは，散布地の特定につながり逆効果となる可能性があることから，分散する産出地点を包括した山塊の広い範囲に対して周知の埋蔵文化財包蔵地とすることとした。そして平成28（2016）年 1 月に遺跡発見届を提出し，「滝ヶ原碧玉原産地遺跡（石川県遺跡 No.3388000）」の名称で埋蔵文化財包蔵地の登録を行った。また，同年の 12 月には市内の地質鉱物を不法に持ち出すことを禁ずる小松市「珠玉と歩む物語」保護条例が制定され，文化財保護法だけでなく，条例上も碧玉岩脈や散布地に対する当面の保護対策が講じられた。

図 1-17　片山津玉造遺跡上空から滝ヶ原鞍掛山方向を望む

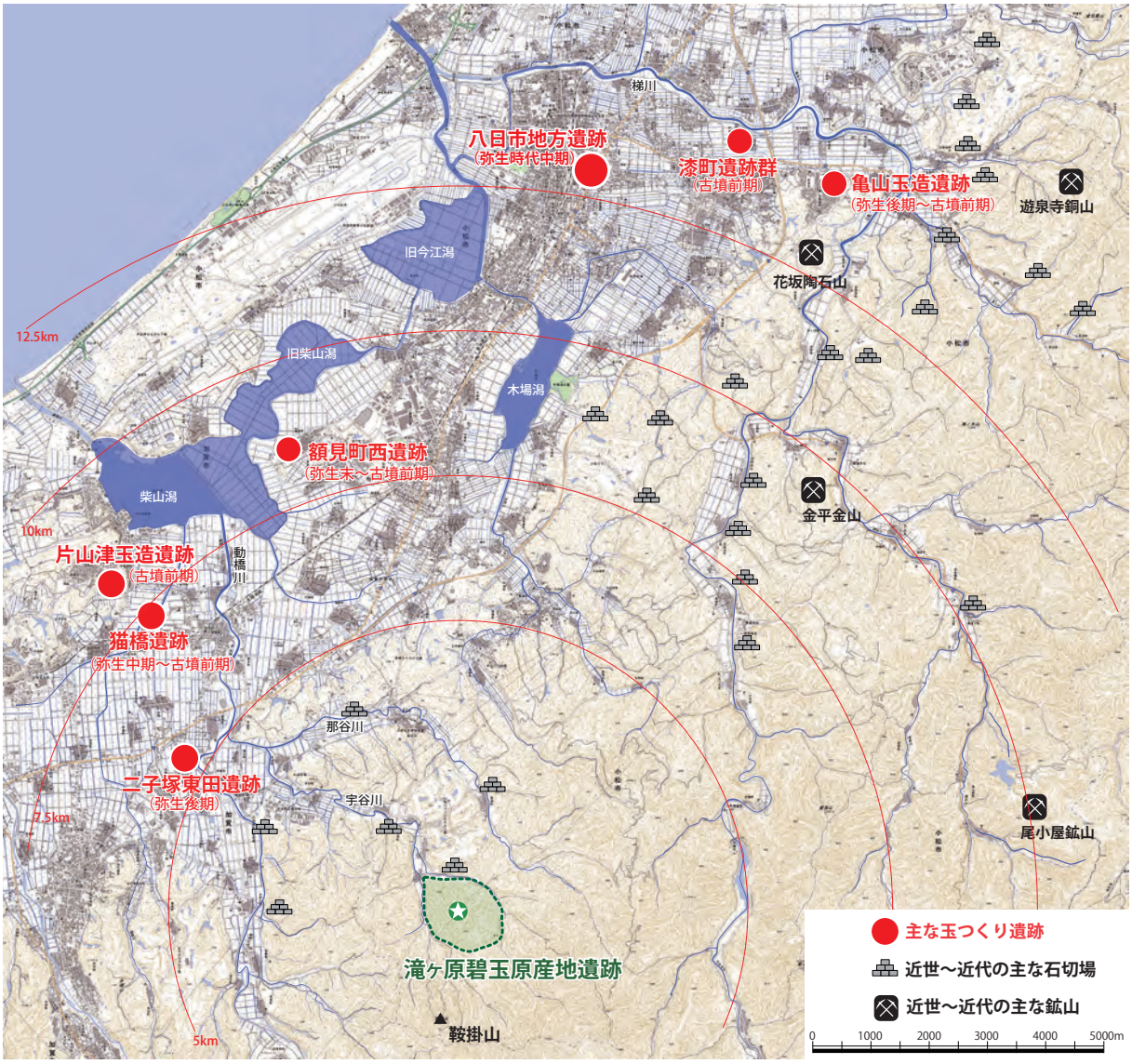


図 1-18　滝ヶ原碧玉原産地遺跡の主な玉つくり遺跡

第２節　調査の目的

１．現状の問題点と課題

小松の石文化が日本遺産の認定を受けたことにより，今後はそれを広く市民に知ってもらうための施策が必要となった。その場合，講演会を催したり，小冊子を配布したりするなどの普及活動が考えられるが，実際には話題の裏づけとなる基礎資料が乏しいという問題に直面した。特に小松の地質や石文化を構成する地下資源の特徴やその成因などについてあきらかになっていない事が多い。

小松の地質に関しては，石文化に関連する基本的な情報にもかかわらず，小松市全域，あるいは石文化に関わる丘陵部の大縮尺の地質図は作成されていない。現在発行されているものは縮尺の小さい 1/10 万スケールであったり（紿野，1977，1993 など），縮尺が大きくても古いものであったり（薗部，1939），範囲が狭かったり（北村，1989，冨井ほか，2002）と，石文化の理解へつなげるには情報不足といえる。

地下資源の成因については，例えば九谷焼の原料となる花坂陶石は小松の大地の成り立ちの過程でどのように出来上がったのか，という興味を持った人物がいたとしても，現地を調査して陶石の成因を考察したような研究がないため，現状では陶石の一般的な成因論を用いて説明する手段しかない。これは他の地下資源でもほぼ同様で，石材となる凝灰岩がどのような環境で火山灰が堆積して形成されたのか正確には分かっていない。その弊害なのか，様々な媒体で出典の定かでない誤解した説明や記述を見かけることがある。一例をあげると，観音下石（日華石）あるいは小松の石材は白山の火山灰からできているという趣旨の説明である。これはおもにインターネット上や市民との会話の中で散見された事例である。小松産の石材は概ねグリーンタフ変動期の堆積物なので，それ以降の第四紀更新世に誕生した白山の火山灰は小松市の石材にはなりえない。正確な情報を発信することが，長期的な視野で観光資源にする上で重要である。

また，石文化の根幹をなす八日市地方遺跡の碧玉については，上述とは別の観点で正確な情報が求められている。前節で述べたように，滝ヶ原の渓床では碧玉の転石が散在し，碧玉を産出する露頭も発見されている。さらに人為的剥離痕のある碧玉片とともに土器も見出されたことから，現地の広い範囲（約 4km^2）が遺跡として登録された。日本遺産認定を契機に観光や普及啓発に

図 1-19　小松市埋蔵文化財センターの石文化展示

図 1-20　小松市発行の石文化普及冊子

伴う現地への立入りが増えると予想され，文化財保護との均衡を保ちながら観光面への活用を図る必要が出てきた。これには様々な基準を設けなくてはならず，活用の前提として考古学的な調査を経た上で史跡指定することがもっとも効果的である。活用や考古学的な学術調査等の大前提として碧玉の産出状況や周辺の地質などの正確な情報が不可欠である。

碧玉は質や産出規模を問わなければ比較的よく目にする鉱物ではあるが，国内には考古学上重要とされる碧玉産地があり，滝ヶ原をはじめ猿八（新潟県佐渡市），玉谷（兵庫県豊岡市），花仙山（島根県松江市）など，いずれもグリーンタフ地帯に位置している（図 1-5）。これらの産地の碧玉がどのような産状を示すのか，現地調査にもとづく資料はほとんどなく，花仙山の碧玉について三浦ほか（1992）が「安山岩マグマ活動の最終残液が安山岩溶岩を脈状に貫らぬいて生成されたものである」と若干の記述をしているくらいである。つまり，玉材となる碧玉の地質学的な特徴や傾向を知るためには，あらためて資料の蓄積をはかる必要があるといえる。

２．調査に至る経過と目的

日本遺産認定の翌年となる平成 29（2017）年，小松市埋蔵文化財センターでは本市まちづくりの原点と位置づけた八日市地方遺跡を柱として，学術的な裏付けを強化するため「八日市地方遺跡ならびに石の文化調査費」を予算化して事業に着手した。考古学，地理学，地質学の各分野からアプローチする総合調査で，考古学としては大学の考古学専攻生の育成を兼ねた八日市地方遺跡の確認調査，地理学としては八日市地方遺跡の立地を探る「こまつ潟湖の地形成り立ち調査」，そして地質学分野としては「こまつの石文化資源成り立ち調査」を設定し，それぞれ概ね３年間の調査期間を設定して取り組んだ。

地質学分野の本調査では，先に掲げた現状の問題点と課題を踏まえ，地質関係者に委託して行う「滝ヶ原碧玉原産地解析業務」を平成 30（2018）年度から令和２年（2020）度までの３ヵ年計画で調査を実施することにした。その際，埋蔵文化財センターとしては地質調査業務に関する専門的な知見が不足し，業務の指導監督が難しいと判断されたことから，金沢大学環日本海域環境研究センターの塚脇真二教授に事業全体の指導･監修をお願いし，事業を進めることとした。

調査の目的は既述の問題点や課題を踏まえたもので，碧玉原産地の保護計画策定の基本にすることを含め，小松の石文化をわかりやすく内外に伝えるための学術的に信頼のある基礎資料の整備である。しかしながら現実的には，行政主体で行う学術調査で，さらに３ヵ年という短い期間では，多くの課題や問題点を解決するのは難しい。そのため，調査では広域的な視点での地表地質調査を中心に，石文化の構成資産をなす地下資源の成因解明に向けた資料の蓄積を図ることにした。対象にした地下資源は，滝ヶ原の碧玉と凝灰岩を中心とした石材である。

石材を選んだ理由は，市内には住宅の塀や小学校の校門，石蔵など地元石材の石造物が多く，市民にとってもっとも身近な石文化であること。また，まさにグリーンタフ変動期の主体となる産物であり，市内の広範囲にわたって多くの石切り場が今でも開口していることから，岩相把握の調査対象としても有効であること，そして，最近まで稼働していた観音下石切り場や，現在稼働中の滝ヶ原本山の石切り場などは観光資源としての活用が進んでおり，近年ブームとなりつつあるエコツーリズムでは，学術的な説明や他地域との比較などのいわゆる「うんちく」がもたらす満足度は高く，観光面への貢献も考慮して選定をおこなった。

第３節　調査概要

本調査は民間の地質調査会社に委託して平成 30（2018）年度～令和２（2020）年度の３ヵ年実施した。その概要を以下に示す。

１．滝ケ原碧玉産地遺跡における碧玉の産状

本調査の概要を説明するに先立って，滝ヶ原碧玉原産地遺跡において碧玉がどのような状態でみつかるのか，いわゆる碧玉の産状について記述する。詳しくは後述するが，碧玉を産出する露頭の調査を今回は優先し，地表などに散布する碧玉の詳しい調査は見送った。露頭調査により得られる成果への期待だけでなく，崩落や破壊などによる露頭消滅の懸念があったからである。したがって，現地における碧玉の産状については，従来の観察結果をもとに以下に記述し，調査結果の章ではなく本項で紹介する。

同遺跡は開析の進んだ比高約 190m の丘陵地である。周囲は宇谷川の上流にあたる東口川および西口川に囲まれている。背後（南方）には鞍掛山（標高 477.7m）があり，丘陵地とはいえ険しく，傾斜 30°以上の急傾斜地がほとんどであり，そこにはいくつもの小谷が発達する。さらに地すべりや斜面崩壊地形，雪崩の侵食による筋状地形（関口，1994）（図 1-21）が散見されるのも特徴である。

図 1-21　筋状地形

現地で目にする碧玉のほとんどは転石である。本報告書における転石とは，元々の地層（岩体）から離脱した岩石（礫）のことを指し，その形状（円磨度・球形度）や大きさ（礫径）を限定するものではない。研究分野や専門書によっては「転石」の定義や解釈が異なる例がある（赤井, 2016）ので, 誤解を避ける意味で明記しておく。

碧玉の転石は同遺跡内の二つの小谷に分布がみられる。これらの谷は丘陵を囲む河川へつながり，いずれも水の流れはあるものの水量は少ない沢である。河床は砂礫で被覆されているが，上流に向かうにつれて所々で河床に岩盤が露出する。

図 1-22　岩盤の露出した河床と崩壊土

碧玉の転石は河床礫に混在していることが多く，それ以外では谷を埋積する崩壊土中に含まれていたり，谷底や斜面の崩壊土の表面に散らばっていたりする。谷底に堆積した崩壊土は，沢の水の営力で削られている。通常の水量は少ないが，豪雨や融雪などによる増水で侵食されたものであろう。そのような場所では沢の両側に崩壊土の断面が露出し（図 1-22），その中から碧玉の転石がみいだされる（図 1-23）。

河床礫を構成するのは，おもに変質した凝灰岩や流紋

図 1-23　崩壊土中の碧玉転石

岩，黒曜岩である。また碧玉とともに瑪瑙が発見されることがある（図 1-24）。瑪瑙は白色半透明で，縞模様の発達は不完全なものが多い。それらには流紋岩に脈状に含まれているものや，裂かを充填するもの（図 1-25），球顆を形成するものなどいくつかのタイプがみられる。

碧玉の色調はほとんどが緑色系で濃淡は一定していない。緑色系の碧玉は水に濡れると目立つので，水の流れのある河床での発見は容易である。緑色系以外では暗褐色や暗紫色のものがあり，赤色はまれである。いずれも円磨度の低い角礫で，サイズは中礫（4 ～ 64㎜）から大礫（64 ～ 256㎜）と様々なものが存在する。大型のものは他の礫とかみ合って掘り出すのが困難な場合が少なくない。

碧玉の転石を観察すると，色調のみならず岩相もさまざまであることがわかる。例えば凝灰岩質や泥質なもの，珪質化の進んだ硬質で緻密なものなどがある。また同じ岩相でも塊状のものや，縞状構造が発達するものなど，変化に富んでいる。なかには流紋岩が緑色に変質しただけで，碧玉とは呼べないものが混じることもある。

平成 27（2015）年，小松市は外部に委託して同遺跡内の河床で採取した碧玉礫 2 点の薄片観察を行い（巻末資料Ⅰ），それぞれ流紋岩質凝灰岩，凝灰質泥岩と識別された。両者の構成物は類似しており，いずれも火山ガラス仮像や微量の炭質物・植物片を含み，微細な細脈（縞状構造）が発達する。さらに，同時に観察した八日市地方遺跡出土の碧玉玉材との類似性が指摘された。この事実は碧玉玉材が転石に由来する可能性を示唆しており，現地の碧玉礫の分布状況からもうなずける結果といえる。しかしながら，碧玉が転石となる前にはなんらかの岩石中に含まれ，そこでは初生的な産状を示していたはずである。それが何らかの原因により崩壊し，水や土砂の流れにのって谷底部に集積し，場合によってはさらに下流へと運搬されるケースもあったと考えられる。また，碧玉礫の岩相や特徴の多様性をみる限り，その産状は単一ではなく，それぞれに異なる過程で生成された可能性が考えられる。

図 1-24　碧玉と瑪瑙（左下）の転石

図 1-25　裂か充填型の瑪瑙転石

平成 27（2015）年春に複数回にわたって実施された現地調査では初生的な産状を示す碧玉の露頭が 2 ヵ所で発見され，うち 1 ヵ所は碧玉の転石を追跡した結果としての発見であった。いずれも凝灰角礫岩や流紋岩中に碧玉が鉛直方向に伸びる岩脈状の産状を示すものであった。これらの露頭は碧玉の初生的な産状のひとつを確認できただけでなく，大地の営みのなかで碧玉がどのように生成され，それがどのような過程を経て人が手にするに至ったのか，その一連の流れを再現できるかもしれない重要な発見でもある。したがって，本調査では初生的な産状の記録とその生成過程に重点をおくことにした。

2. 第 1 次調査

調査期間：平成 30（2018）年 10 月 29 日～同 31（2019）年 3 月 16 日
調査地域：滝ヶ原碧玉原産地遺跡を中心とした 2km × 2km の範囲（4km^2）（図 1-29）
調査内容：調査地域で産出する碧玉の地質学的な位置づけをおこない，碧玉の成因を解明するために必要な基礎データを収集することを目的に現地踏査を実施した（図 1-26）。

調査地域では平成 27（2015）年に碧玉の露頭が 2 ヵ所発見されており，いずれも岩脈状の様相を呈している。しかし周辺の地質が不明であるため，碧玉を胚胎する地質やその生成時期なども同様であった。従来の研究（紺野，1977，1993 など）から，現地には新第三紀中新世の凝灰岩や流紋岩の分布が予想されるが，それ以上の情報はあらたな地質調査の実施以外には得られないと判断した。ゆえに第 1 次調査では，調査地域の地質図作成を第一の目的としてすすめた。しかしながら，調査地域では露頭の連続性は悪く，ルートマップ作成は困難が予想された。そのため 1/10,000 スケールで可能な限り多くの露頭を記録し，岩相区分や変質帯の把握に重点を置いてすすめた。

また踏査と平行して，新たな碧玉産地を発見すべく，渓床の碧玉転石の分布を手がかりに探索をおこなった。

図 1-26　滝ヶ原での調査風景

3. 第 2 次調査

調査期間：令和元（2019）年 11 月 25 日～同 2（2020）年 3 月 16 日
調査地域：小松市丘陵北東部～南西部（図 1-29）および 8 ヵ所の石切り場
調査内容：第 1 次調査で明らかになった碧玉原産地の地質が市内に分布するいずれの地層（累層）に相当するのかを確認すること。さらに，小松の石文化の構成資産にあたる市内各所の石切り場とその周辺の地質を把握し，石切り場の層位的分布を知ること。すなわち石切り場で採掘される石材は，いずれの地層のどの層準から採掘しているのかを知ることである。これには前述した市

内の凝灰岩質石材は白山が噴出した火山灰に由来するという誤解を解消する目的も含んでいる。

以上を目的に小松市丘陵部の 1/25,000 スケールの地表地質図および地質断面図の作成を目指して現地踏査を実施した（図 1-27）。ただし調査地域は広範囲におよぶため，既存の層序学的な研究（北村，1989，冨井ほか，2002 など）を基礎にして，これらが図示していない地域を重点的に調査した。

図 1-27　中海での調査風景

また石材の岩相の多様性や地質学的な成因を解明するための基礎資料とすべく，代表的な石切り場（鵜川石，大谷石，大野石，観音下石，滝ヶ原石本山，滝ヶ原西山，那谷石，菩提石）の調査も実施した。調査は石切り場の壁面において 1/100 スケールの柱状図を作成し，岩相変化や堆積構造などを詳しく記載した。同時に石切り場の壁面に残る採掘痕などをおもに写真撮影にて記録した。

現地踏査のほかには，滝ヶ原石，観音下石，菩提石などの石材，滝ヶ原碧玉原産地周辺の岩石などの薄片を作成し，偏光顕微鏡による鏡下観察をおこなった。これは地質調査の参考とするほか，石材や碧玉の成因解析の基礎資料とするための分析である。特に菩提町に産する菩提石（蜂ノ巣石）は蜂の巣のような多数の穴があいた石材であるが，凝灰岩質の石材と紹介している文献（小山，1931）がある一方，多孔質流紋岩としているものもある（石川県地方開発事務局，1953，関戸，1965）。地質調査所編（1956）にいたっては，菩提石には凝灰岩質と流紋岩質の両方が存在すると解釈できるような説明があり，菩提石の種類は混乱をきたしている。この問題の解消を図るためにも，野外観察だけでなく鏡下観察の結果を踏まえて判断することにした。

なお石切り場の調査にあたっては，平成 27（2015）年度に小松市が実施した市内石切り場の悉皆調査（「珠玉と石の文化」活用事業支援業務報告書）であきらかとなった位置や坑口数を参考にしてすすめた。

4. 第 3 次調査

調査期間：令和 2（2020）年 9 月 2 日～令和 3（2021）年 3 月 16 日
調査地域：小松市丘陵部 15 ヵ所および大杉石の石切り場（図 1-29）
調査内容：第 1 次・2 次調査の結果に対して補足調査が必要と判断された地域・露頭（滝ヶ原町，津波倉町，中海町，正蓮寺町など）について再踏査をおこなった。例えば，滝ヶ原碧玉原産地の碧玉露頭は詳細な観察にもとづく産状の記載が不足していたので，あらためて碧玉の産出状況，周囲の岩相，変質の程度を記録し，露頭のスケッチをおこなった。また，津波倉町，中海町，正蓮寺町では第 2 次調査で記録した露頭を巡り，地層の分布や岩相の確認をおこなった。

石切り場調査については，現在生産が続けられている石材のなかで大杉石の石切り場が未調査であったため，第 2 次調査と同様の精度で柱状図の作成，岩相の記載を実施した（図 1-28）。大杉石は「大杉の里石」とも呼ばれ，他の石材に比べると硬いことで知られている。石切り場は

大杉町の標高 200m 附近の山地にあり，他の石切り場のほとんどが丘陵部にあることに比べると，著しく南方に位置している。小松市は南方ほどより古い地質となる傾向があるため，それが石材の特徴に表われているのか，その確認も含めた調査をおこなった。

図 1-28　大杉石切場内部での調査風景

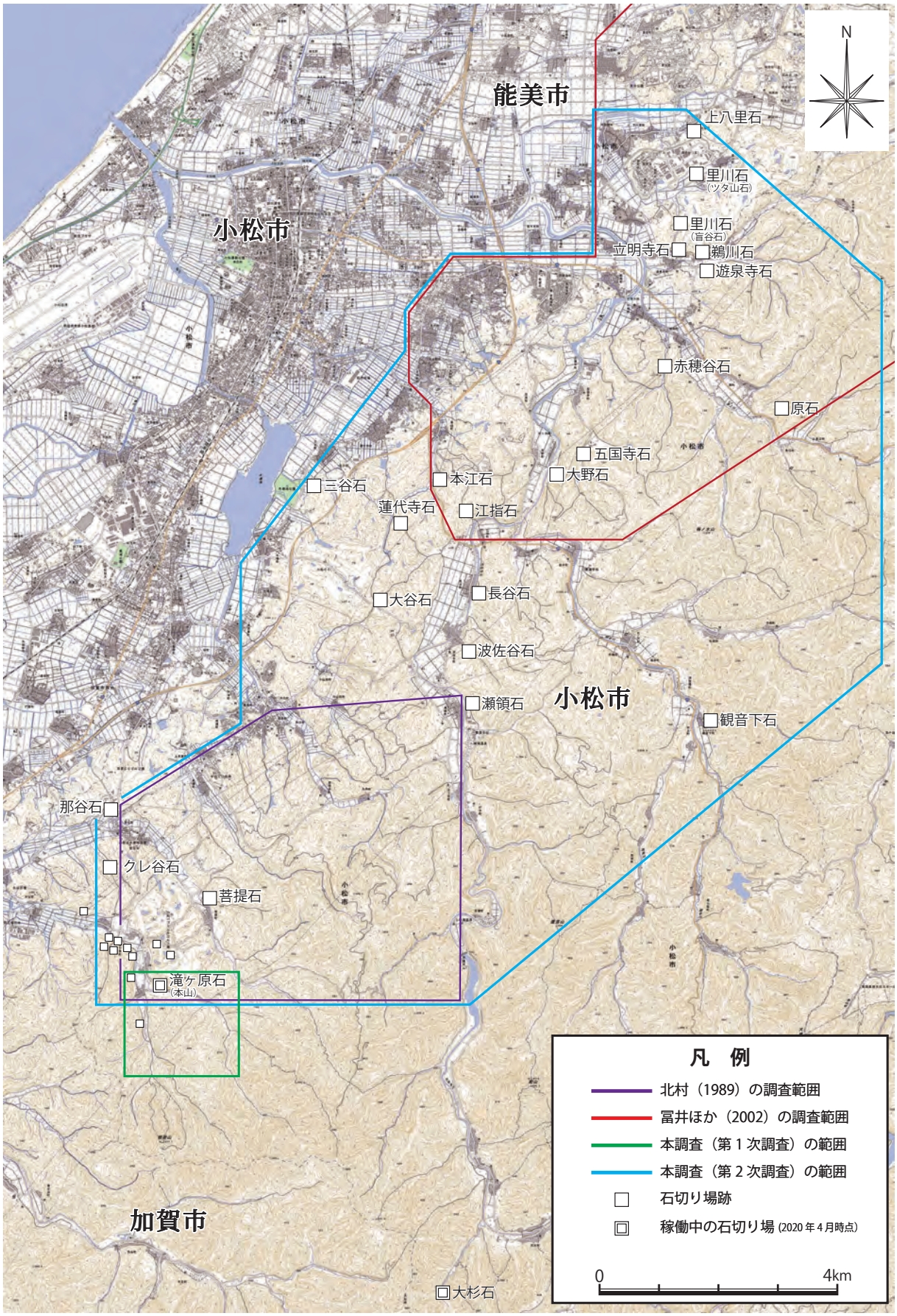


図 1-29　調査範囲および市内石切り場の位置

第Ⅱ章　小松市の丘陵・山地部の地質

第１節　小松市の丘陵・山地および周辺地域の地形

１．地形概説

調査地を含む小松市域でみられる地形は，両白山地に含まれる加越山地，能美丘陵および低地の３つに大別される。山地は石川県南部と隣接する福井県や岐阜県とにまたがって広く発達する加越山地の北西部を占めており，その標高や起伏量および分布地域の違いに基づいて，加越山地は中～高山性の加賀山地と低山性の能美山地とに二分される。また，手取川と動橋川に挟まれた能美山地の北西側には最大幅約 6km に達する能美丘陵が発達する。さらに，能美丘陵の西縁沿いには北東－北西方向の狭小な台地が断続的に続き，その西端では低地の中央に突き出た形の月津台地が位置する。低地には潟埋積性あるいは後背湿地とみられる小松平野が広がり，海岸沿いには北東－南西方向に延びる海岸砂丘（小松砂丘）が発達するが，現在の砂丘の主要部分は人工的に改変され，その一部に小松空港が位置する。また，湖沼には加賀三湖とかつては称された柴山潟，今江潟，木場潟があった。近年の干拓事業で柴山潟の北東側半分と今江潟全域の湛水域は失われ，木場潟のみが自然が残された湖沼として昔の姿を留

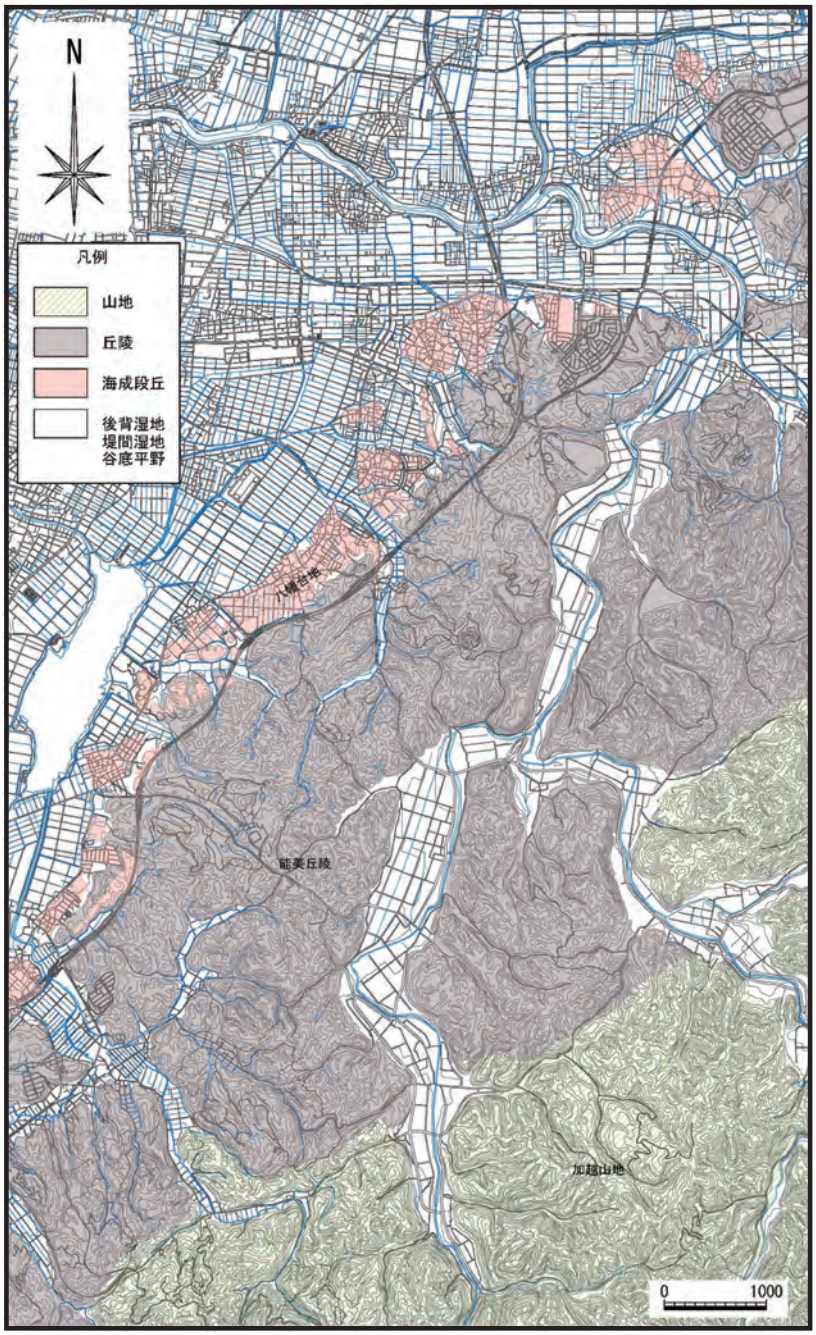


図 2-1　調査地および周辺の地形区分
小岩ほか（2020）より引用・加筆.

めている。

小松市の大部分は梯川の流域となっている。梯川は，加賀山地の鈴ヶ岳（標高 1,175m）に源を発して山間部を北流し，東から郷谷川が合流する大野町までは大杉谷川と称される。ここから梯川となってさらに北流し，軽海町で東より滓上川，仏大寺川と合流して西に流れを転じ小松平野に流入する。また，千代町では鍋谷川と，河口近くでは前川とそれぞれ合流し，安宅町で日本海に注ぐ。ただし，調査地の南西縁部は 2 級河川の動橋川の支流流域となっており，滝ヶ原地域は動橋川の流域に含まれる。

2．地形各説

上述したように，小松市域には加越山地，丘陵および低地が分布するが，本調査の範囲には加越山地のなかの加賀山地と低地の小松平野とは含まないことから，ここでの記載を省略する。また，図 2-1 は小岩ほか（2002）より引用・加筆した地形区分を示す。

（1）山地

能美山地は，主として中新世の流紋岩溶岩や同質火砕岩から構成される山地で，大日山（1,368m）の北西側に広がる標高 100 ～ 700m の低山性の山地として区分される（図 2-2）。ただし，標高 600 ～ 1,000m の中山性の加賀山地との間には特に明瞭な境界を引けるものではなく，標高以外の地形的な特徴においても著しい違いはない。しかしながら，能美山地は加賀山地に比べて緩やかな山腹斜面が多くなることや，大杉谷川などによる開析を受け，谷底平野の発達が比較的良いことが地形的な特徴として指摘されている（紿野，1986；紿野・山田，1988）。

図 2-2　小松市南西部の滝ケ原町上空より北東方向にみた山地と能美丘陵（令和元 [2019] 年 10 月 31 日撮影）
写真右側が山地，左側が丘陵.

（2）丘陵

能美山地から北西側に続く丘陵は能美・江沼丘陵と称されるが，紿野・山田（1988）や国土地理院（2008）では，動橋川を境に東側の丘陵を能美丘陵，西側のものを江沼丘陵として区分している。能美丘陵は，能美山地の北西側に 3 ～ 4km の幅をもって位置する標高約 20 ～ 100m の丘陵で (図 2-2，3)，西に向かって緩やかに標高を減じる傾向がみられるほか，梯川や動橋川の支流に開析され，河川に沿っての段丘を伴う。また，丘陵は中新世の流紋岩溶岩や同質火砕岩を基盤とし，これを不整合に覆う更新世の弱固結堆積物（砂岩，礫岩，

図 2-3　小松市中央部の長谷町上空より北西方向にみた能美丘陵（令和 2 [2020] 年 1 月 27 日撮影）
写真上部，丘陵の遠方に木場潟がみえる.

泥岩）の被覆で特徴づけられており，弱固結堆積物に覆われる丘陵は 15 ～ 30°の傾斜を示す斜面が卓越する（紿野，1986）。近年はこの丘陵斜面において，ゴルフ場や宅地造成等の開発が進んでいる。

（3）低地

調査地では，梯川や動橋川が加越山地や能美丘陵を下刻して形成した谷底平野のみが低地といえる（図 2-4）。おもに砂や泥からなる未固結堆積物から構成されると考えられるが，谷底平野の幅に比べて丘陵地の下刻が浅いことから，その層厚は薄いと想定される。

図 2-4　小松市南西部の菩提町上空より北西方向にみた能美丘陵 と谷底低地
（令和 2 [2020] 年 12 月 24 日撮影）

3．リニアメント

調査地を対象とした地質構造などに係わる公表文献はほとんど無く，リニアメントの判読がおこなわれた文献資料等もみられないことから，本調査では調査地域内の能美丘陵の全てと，これに接する能美山地の一部を対象にリニアメントの判読作業をおこなった。リニアメントの判読に使用した資料は，国土地理院 HP の『地図・空中写真閲覧サービス』で公表される空中写真を用いた。また，リニアメントは，空中写真等の映像のうえで，直接・間接に地下の地質や構造等を反映しているとみられる線状に配列した地形とされるが，活断層を含む変動地形以外は特に決められた判読基準がないことから，リニアメントの判読にあたっては，変位地形の有無に係わらず，谷，鞍部，傾斜変換線，山麓などに認められる線状地形のうち，その延長がおおむね 1km を超えるものをリニアメントとして抽出した。

リニアメントの判読結果を図 2-5 に示す。また，同図中には松多ほか（2016）による推定活断層位置および冨井ほか（2002）で存在が推定されている東北東－西南西走向の衝上断層の位置を延長して併記した。主要なリニアメントの方向性をみると，山地と丘陵とに共通して北北東－南南西方向のリニアメントが断続的に認められるほか，能美丘陵の縁辺部では北東－南西，または東北東－西南西方向のリニアメントが優先的に出現する傾向がみられる。また，丘陵ではおもに北東－南西方向のリニアメントに直交するような北西－南東方向の短いリニアメントが複数認められ，特に丘陵の南部で特徴的に現れる傾向にある。その他に，丘陵の北部で北北西－南南東方向のリニアメントが，一方，山地で南北性のリニアメントがそれぞれ認められるが，それらは連続性に乏しい。このようなリニアメントの判読結果から，丘陵では北東－南西方向あるいは北北東－南南西方向の地質構造を有している可能性が考えられる。

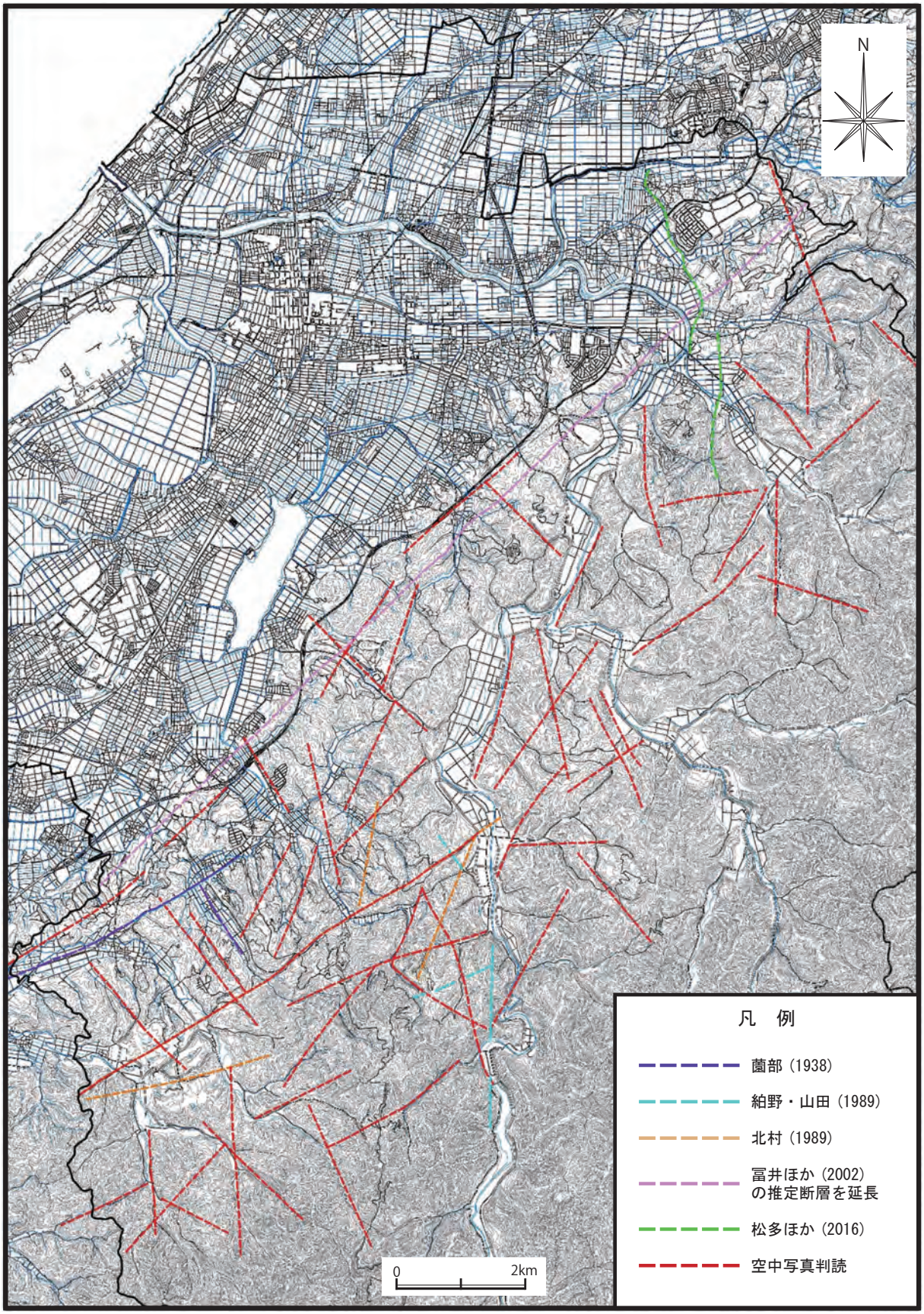


図 2-5　リニアメント判読結果

第２節　小松市の丘陵の地質

小松市街地の南東方に広がる丘陵での地質調査・研究は，地質調査所の図幅調査事業で公刊された７万５千分の１地質図幅『大聖寺』（薗部，1938）にはじまる。この図幅には大杉谷川から西側の丘陵部にかけての範囲に流紋岩と緑色凝灰岩が分布することが示されているが，大杉谷川から東側は図幅の範囲外となる。その後，主として鉱物・鉱床に関する報告（和田・山田，1951）や，粟津温泉の地質に関する報告（佐藤，1959）が公表されているものの，いずれも丘陵の一部地域を調査対象としているにすぎず，10 万分の１石川県地質図（紿野，1977）が公刊されるまで丘陵全域の地質の委細は不明のままであった。1980 年代に入ると石川県による５万分の１土地分類基本調査が進められ（紿野，1986；紿野・山田，1988，1989），小松市南東部の丘陵地の大部分に前期中新世の流紋岩溶岩・火砕岩が分布することが示され，能美丘陵のおもに北西側では，これらの基盤の一部を後期更新世の高位段丘堆積物や扇状地堆積物が被覆することが示された。また，新版・石川県地質図（10 万分の 1）（紿野，1993）や鹿野ほか（1999）の 20 万分の１地質図『金沢』が刊行されたことで，丘陵全域の地質にかかわる基礎情報は蓄積されてきたが，いずれの地域でも詳細な地質調査がなされていないことから，これらは詳細な報告とはいえず，地層分布などの概要を図示・記述するにすぎないものとなっている。

その一方で，本調査地域南西部の西荒谷町を中心とした東西 6km，南北 5km の範囲の丘陵地を調査した北村（1989）は，下位の火砕岩類と上位の流紋岩の２層とされてきた従来の地層区分を再検討し，下位から流紋岩類Ⅰ，火砕岩類Ⅰ，流紋岩類Ⅱ，火砕岩類Ⅱの４層に再区分したうえで，それぞれが金沢市域の医王山累層に対比されることを述べている。その後，石川県能美郡辰口町（現能美市南部）地域，小松市北部地域の地質学的研究をおこなった冨井ほか（2002）は，従来の前期中新世の流紋岩溶岩・火砕岩という岩相区分を，含角礫緑灰色凝灰岩を主体とする地層とおもに灰白色の細粒～中粒凝灰岩からなる地層とに二区分し，前者を赤穂谷層，後者を舘層と命名したうえで，赤穂谷層を下部中新統医王山層に対比するとともに，舘層は中部中新統として赤穂谷層と区別した。さらに，金沢市域に分布する礫岩・砂岩・泥岩とその互層からなる卯辰山層や高位含礫砂岩層と，調査地域に分布する垂直・水平方向の岩相変化が著しい，おもに含礫黄褐色細粒砂岩からなる地層とを対比して辰口層の名称を与え，辰口層の地質時代を後期更新世としている。また，塚脇ほか（2021）は小松市滝ケ原遺跡地域の地質調査をおこない，ここに分布する地層が下部中新統赤穂谷層と沖積層であることを示している (表 2-1)。

このように調査地域南東部の丘陵地の北部と南部とではいくつかの調査研究報告がこれまでになされているものの，冨井ほか（2002）以前には地層命名規約にのっとって地層を命名し，模式地などを定義した報告はない。また，冨井ほか（2002）が研究範囲とした小松市北部丘陵地域に隣接する丘陵南部地域においても同様の地質状況が想定されることから，本調査では冨井ほか（2002）の岩相や層序区分を用いて，北村（1989）および塚脇ほか（2021）の調査範囲との間を補完するように地質調査をおこない，小松市の丘陵地全般の地質をとりまとめた。

１．地質概説

小松市の丘陵の地質は，冨井ほか（2002）にもとづき，下位から下部中新統赤穂谷層，中部

表 2-1　既存資料における岩相区分と本調査における岩相・層序区分の対照表

本調査における地層区分	土地分類基本調査（※）	北村（1989）	冨井ほか（2002）	塚脇ほか（2021）
辰口層	・泥 ・砂 ・礫		辰口層 ・暗灰色泥岩 ・含礫黄褐色細粒砂岩 ・礫岩 ・含軽石白色凝灰岩	沖積層
舘 層			舘 層 ・成層緑灰色凝灰岩 ・灰白～白色粗粒凝灰岩 ・灰白色細～中粒凝灰岩 ・白色溶結凝灰岩	
赤穂谷層（凝灰岩類）	・流紋岩質火砕岩（堆積岩をはさむ） ・流紋岩質火砕岩	・凝灰質泥岩等 ・火砕岩類Ⅱ（滝ヶ原凝灰岩類） ・火砕岩類Ⅰ	赤穂谷層 ・含円礫灰白凝灰岩 ・含角礫緑色凝灰岩 ・緑灰～灰白色泥質凝灰岩 ・凝灰角礫岩	赤穂谷層 ・凝灰岩類
赤穂谷層（流紋岩類）	・流紋岩	・岩脈（流紋岩） ・岩脈（破砕岩） ・流紋岩Ⅱ ・流紋岩Ⅰ	赤穂谷層 ・火山岩類	赤穂谷層 ・流紋岩類 ・黒曜岩

※：紬野（1986），紬野・山田（1988，1989），紬野ほか（1998）

中新統舘層，上部更新統辰口層，および完新統に区分される。また，最下位の赤穂谷層は凝灰岩類と流紋岩類の岩相に二分される。

赤穂谷層は調査地域全域に広く分布し，そのほとんどが凝灰岩類である。岩相は地域によって大きく異なるが，おもに火山礫凝灰岩からなり，これらは熱水変質や続成作用を受け，淡緑色から濃緑色の色調を呈することが特徴的である。また，本層の凝灰岩からは，珪化木の産出がしばしば認められる。これまでに，調査地域中央部の瀬領町ならびに同南西部の滝ヶ原町より産出が報告されている（Watari，1956；北村，1989）。一方，流紋岩類は調査地域南部の赤瀬町周辺で広範囲に，そのほかの地域では局所的に分布し，調査地域西部の粟津町，湯上町，調査地域北部の正蓮寺町では北東―南西方向に流紋岩の露頭が断続的に分布する。

舘層は凝灰質砂岩・凝灰質泥岩を主体とし，赤穂谷層と比較してやや固結度が低いことやスランプ構造の発達が認められることを特徴とするが，その分布は下位の赤穂谷層と上位の辰口層との間の局所的なものに限られる。調査地域西部の小山田町に分布する凝灰質泥岩・凝灰質砂岩互層で測定された本層の層理面の走向は N40°W, 傾斜は 10°NE である。ただし, 冨井ほか（2002）は舘層が下位の赤穂谷層を不整合に覆うとしているが，その地層境界は本調査では未確認である。また，本調査では化石は確認されていないが，調査地域西部の三谷町では，大型底性有孔虫の *Operculina complanata japonica* Hanzawa の産出が報告されている（杉本・谷，1982）。

辰口層は丘陵の西縁部に広く分布しており，亜円礫状の風化礫を多量に含む含礫砂岩，淘汰の良い砂岩，半固結状の泥岩などから構成される。本調査では辰口層の地質構造についての情報は得られなかったが，冨井ほか（2002）は北東―南西走向で北西に８～13°傾斜すると報告している。

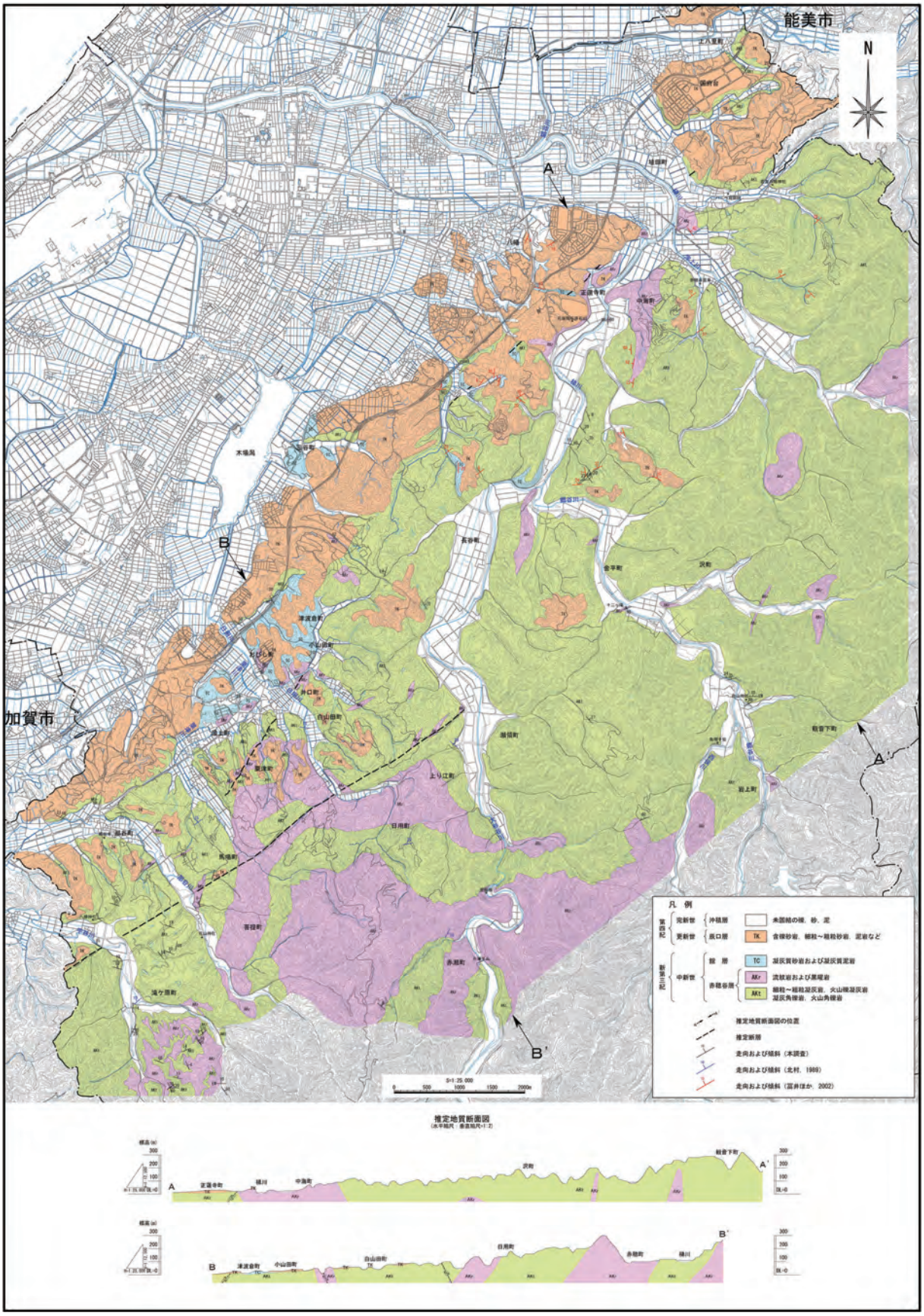


図 2-6　小松市丘陵部の表層地質図・断面図（縮小版）　電子地形図 1/25,000（国土地理院）に加筆して作成.

そのほかに調査地域中央部を流れる梯川や日用川などの河川沿いに広がる低地，その支流が形成する谷底平野には沖積層が分布し，これらは未固結の礫・砂・泥から構成される。

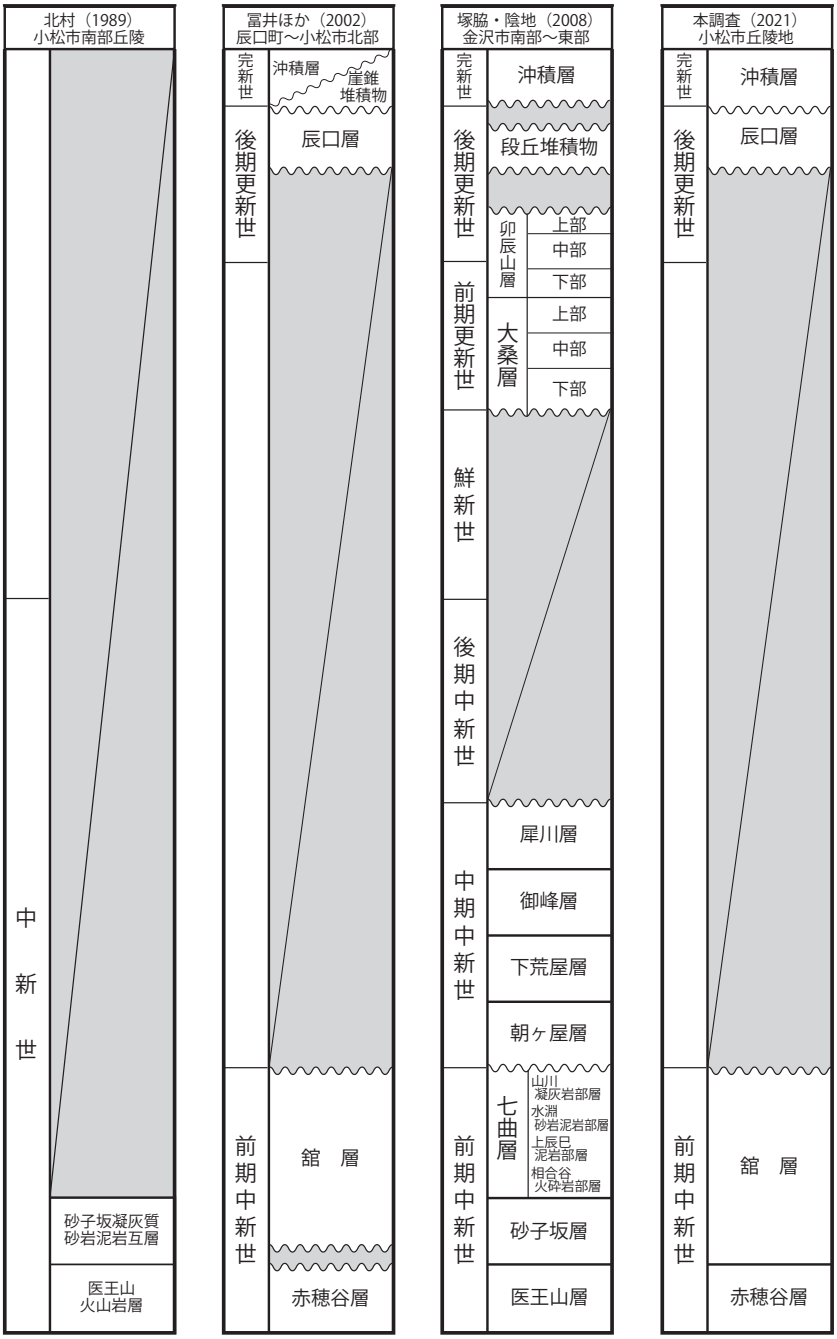
なお，図 2-6 には既に公表されている表層地質図（紿野，1986；紿野・山田，1988，1989；北村ほか，1989；冨井ほか，2002；塚脇ほか，2021）と，本調査でおこなった地質調査の結果を反映して作成した表層地質図および推定地質断面図の縮小版を示す。また，B2 版２万５千分の１地質図および断面図は巻末に添付する。

２．層序区分

本調査では，冨井ほか（2002）が石川県能美郡辰口町（現能美市南部）地域から，小松市北部地域にかけての調査で報告した赤穂谷層，舘層，辰口層，沖積層の層序区分を調査地域全域に適用した。上述の通り，本調査地域では，北村（1989）や塚脇ほか（2021），石川県土地分類基本調査などによる表層地質図が作成されているが，本調査ではこれらに記載された岩相を下位から赤穂谷層，舘層，辰口層，沖積層に分類した。

調査地域以北となる地域の既往調査では，塚脇・陰地（2008）が石川県金沢市ならびにその周辺地域の地質調査結果をまとめており，金沢市南部から東部（山科，大桑，上辰巳，平栗）にかけての地層を，下位から医王山層，砂子坂層，七曲層（相合谷火砕岩部層，上辰巳泥岩部層，水淵砂岩泥岩部層，山川凝灰岩部層），朝ヶ屋層，下荒屋層，

表 2-2　石川県小松市丘陵部の層序とその周辺地域における代表的研究結果との対比



御峰層，犀川層，大桑層，卯辰山層，段丘堆積物，沖積層の 11 層に区分している。これらの地層のなかで，岩相が小松市域に分布する赤穂谷層および舘層に類似し，これらに対比される医王山層，砂子坂層，七曲層について，その分布と岩相を塚脇・陰地（2008）にしたがい以下に記述する。

下部中新統医王山層は，金沢市南部の内川や平沢川の上流部，犀川ならびに浅野川の上流部から同市東部にかけて広く分布する。堅硬かつ緻密で灰白色から緑灰色を呈する極細粒から細粒の凝灰岩を主体とし，角礫凝灰岩，泥質凝灰岩，凝灰質砂岩，泥岩が挟在するほか，細～粗粒砂や泥岩角礫を含むことがある。

下部中新統砂子坂層は，金沢市南部と同市北東部，ならびに富山県南砺市北西部に分布する。暗灰色凝灰質泥岩と暗灰色凝灰質細粒砂岩とのおおまかな互層からおもに構成され，黒色泥岩や灰白色凝灰岩などが挟在する。暗灰色凝灰質泥岩は堅硬かつ緻密であり植物片が散在することを特徴とし，一部層準には斜交葉理が発達する。一方，暗灰色凝灰質細粒砂岩は固結度がきわめて高く緻密であり，斜交葉理が全体に著しく発達する。

下部中新統七曲層は，金沢市南部の坪野から同市東市瀬にかけての広い範囲に分布する。本層は岩相によって下位から相合谷火砕岩部層，上辰巳泥岩部層，水淵砂岩・泥岩部層，山川凝灰岩部層の 4 層に区分される。最下位の相合谷火砕岩部層は砂質泥岩，含礫細粒砂岩，含礫泥岩，黒色玄武岩質火砕岩からなる。その上位の上辰巳泥岩部層は凝灰質泥岩を主体とする。水淵砂岩・泥岩部層は下半分の砂質泥岩および上半分の凝灰質細粒砂岩と泥岩との不規則な互層からなる。最上位の山川凝灰岩部層は細～粗粒凝灰岩を主体とする。

金沢地域に分布するこれらの地層が示す岩相と，本調査地域に分布する赤穂谷層，ならびに舘層の岩相（詳細は第 3 節で述べる）との類似性にもとづき，赤穂谷層と医王山層，そして舘層と砂子坂層および七曲層とが対比されると岩相層位学的に判断される。一方，辰口層は岩相および地質構造（詳細は第 3 節で述べる）から金沢地域に分布する段丘堆積物に対比されると判断される。本調査での層序とこれまでの代表的研究結果の層序との対比を表 2-2 に示す。

3．地質構造

小松市の丘陵では，主要なリニアメントの方向性として，北東－南西方向あるいは北北東－南南西方向のリニアメントが判読されたが，丘陵のほぼ全域に分布する赤穂谷層のうち，凝灰岩類のほとんどの層理面は，リニアメントに直交する西北西－東南東方向の走向で北北東に傾斜する。一方，調査地域南東部の観音下町や北西部の上八里町および国府台での本層の層理面は東北東―西南西方向で北北西に傾斜する。

舘層は分布域が限られるため，その地質構造には明らかでない点も多いが，調査地域中央部の小山田町に分布する本層の凝灰質砂岩・泥岩互層の層理面の走向は N40°W，傾斜は 10°NE である。これらの事実から，丘陵の主要部分を占める赤穂谷層および舘層の凝灰岩類は北西－南東走向の単斜構造を，調査地域の東部に分布する赤穂谷層の凝灰岩類は東北東―西南西走向の単斜構造をもつといえる。さらに，鹿野ほか（1999）は，流紋岩を主体とする火山体や貫入した岩脈が東北東－西南西方向であることを述べており，判読されたリニアメントの主要な方向性とあわせ考えると，赤穂谷層の流紋岩類は，おおまかに北東－南西方向の単斜構造をもつ可能性が指摘

される。

一方，小松市の丘陵には『日本の活断層』（活断層研究会編，1991）に収録された活断層の存在はなく，ほぼ全域で北西に８～13°傾斜する単斜構造を呈する辰口層を変形させるような褶曲，撓曲，傾動などの活構造は確認されていない。また，冨井ほか（2002）は，丘陵北部の西縁付近に東北東－西南西走向で，北北西側が南南東側に衝上する断層の存在を推定しているが，本調査では未確認である。

しかしながら，断層露頭の記載が位置とともに報告され，さらに空中写真からリニアメントが判読できることを要件とした場合，佐藤（1959）の「小山田断層」および北村（1989）の「F_1断層」のふたつが調査地域の丘陵地に存在する可能性が高い断層といえる．

（１）小山田断層（佐藤，1959）

粟津温泉地域を調べた佐藤（1959）は，小松市小山田町から白山田町にかけて北北東－南南西方向に延びる断層の存在を報告した。この断層は，南となる白山田町西方では，石英粗面岩（本報告では赤穂谷層の流紋岩）と粟津凝灰岩層上部の凝灰質頁岩（本報告では舘層）とを境し，北となる小山田町では粟津凝灰岩層上部の凝灰質頁岩中にみいだされたもので，走向・傾斜はN20°E・60°E程度で東落ちと報告されている。

本調査で行ったリニアメントの判読結果では，小山田町から馬場町にいたる丘陵地に，北北東－南南西方向のリニアメントが判読される。また，小山田町から南南西方向に約2km離れた湯上町の露頭では，赤穂谷層の流紋岩中に幅約3mで，走向・傾斜がN35°E・50°Sの破砕帯の存在が確認され，この破砕帯は断層活動の結果として生じたものと判断される。

このような証拠にもとづき小山田断層の存在はほぼ確実なものと考えられるが，その変位量は明らかではなく，佐藤（1959）も報告していない。しかしながら，この付近の地層分布や佐藤（1959）の記載などにもとづき，この断層は，北北東－南南西方向に延びる総延長約2.5kmの東落ちの正断層と推定される。

（２）F_1断層（北村，1989）

本報告の調査地域の中央・南部・南西部に相当する瀬領町，赤瀬町，那谷町，菩提町，滝ヶ原町を含んだ東西約6km，南北約5kmの範囲を調べた北村（1989）は，この範囲内にF_1～F_5の５つの断層の存在を推定し，もっとも注目すべきものとしてF_1断層の委細を記載している．

この断層は，瀬領町から日用町，菩提町をとおって滝ヶ原町北部へ達する東北東―西南西方向に約7.5km延びるもので，北村（1989）は瀬領町北部，日用町北部，菩提町から滝ヶ原町にいたる道路沿いの３ヶ所で断層露頭の存在を報告するとともに，破砕帯の存在や付随する小断層群の存在といった断層の状況を記載し，落差は不明としながらも，南南東側が落ちた正断層としている。

この断層は地形図上でもその存在が推定されるものであり，本調査で行ったリニアメントの判読結果からも比較的明瞭なものとして認識される。したがって，地形の特徴と北村（1989）の記載にもとづき，F_1断層は存在がほぼ確実なものと考えられる。なお，F_2～F_5断層については，落差が不明あるいは1m以下であることや，特定の層準のみがこれらの断層で切断されていることから，北村が推定したとおり，構造的なものではなく，堆積時あるいは堆積直後の変形構造である可能性が高いといえよう。

第３節　地質各論

赤穂谷層，舘層，辰口層および沖積層の命名，層厚，分布，層位関係，岩相，地質時代，地質構造，化石について以下に述べるとともに，代表的な露頭について記載する。

１．赤穂谷層

[命名]

小松市の北部から旧能美郡辰口町（現能美市南部）にかけて地質調査をおこなった冨井ほか（2002）は，調査地域の東半分に分布する地層が，白色軽石や濃緑～緑灰色泥岩の亜角礫が散在する堅硬な含角礫緑灰色凝灰岩類を主体とすることやそれらの下位層準に暗灰色凝灰角礫岩や黒雲母に富む緑灰～灰白色泥質凝灰岩が挟在することなど，金沢地域に分布する医王山層と岩相上の類似点が多いことを述べ，一方で両層の分布域が地理的に離れていることから，医王山層と区別してこれを「赤穂谷層」と命名した。

[層厚]

本調査では赤穂谷層の上限および下限は確認されていない。塚脇ほか（2021）は，本層の推定層厚を 900m 以上と見積もっている。

[模式地・分布]

小松市北東部を流れる滓上川の支流である赤穂谷川（赤穂谷温泉の東に位置する）沿いを模式地とする。調査地域の丘陵部一帯に広く分布する。調査地域の赤穂谷層はおもに凝灰岩類から構成され，調査地域南部の赤瀬町周辺では広範囲に，そのほかの地域では局所的に流紋岩類が分布する。また，調査地域北部の正蓮寺町ならびに同南西部の粟津町，湯上町付近では，北東―南西方向に流紋岩が断続的に分布する。

[層位関係]

調査地域では本層の下限が確認されていないため，下位層との層位関係は不明である。一方，上位層は舘層，辰口層，および沖積層である。正蓮寺町の露頭では自破砕状を呈する本層の流紋岩の上位に辰口層が位置する様子が確認され，固結度や含有礫の風化度など，両層の岩相が著しく異なっていることから，時代に大きな差があるものと容易に判断される。

[地質時代]

本調査では赤穂谷層の地質時代を検討していない。冨井ほか（2002）が本層に対比した金沢地域の医王山層の地質時代が，K-Ar 年代測定の結果から約 14Ma（柴田，1973），フィッション・トラック年代測定の結果から約 15 ～ 16Ma（雁沢，1983）と報告されており，赤穂谷層も同時時代と推測される。したがって，対比結果にもとづき，赤穂谷層の地質時代を前期中新世とする。

[岩相]

赤穂谷層は凝灰岩類を主岩相とし，調査地域南部から南西部の広い範囲にわたって，それ以外の地域では局所的に流紋岩類も認められる。後述する地質構造とあわせて考えると，調査地域の赤穂谷層は下位からおおまかに，1）広域に分布する流紋岩類，2）濃緑～淡緑色火山礫凝灰岩または凝灰角礫岩，3）一部に凝灰質砂岩層を挟む淡緑～灰白色火山礫凝灰岩，4）流紋岩の岩脈または岩床，5）灰～灰白色火山礫凝灰岩，と区分される。以下にそれぞれの岩相ごとに詳細

を述べる。

（１）火山礫凝灰岩

火山礫凝灰岩は調査地域全体に分布し，赤穂谷層を代表する岩相である。礫種はおもに流紋岩，黒曜岩，軽石，スコリア，泥岩であり，これらの礫径はおおむね２～ 70mm 程度である。層準によっては軽石質となるところもしばしば認められる。また，５章で述べる「鵜川石」，「大野石」，「那谷石」といった各石切り場では，この火山礫凝灰岩の間に凝灰質砂岩層が挟在する。以下に，火山礫凝灰岩の代表的な露頭について，その岩相を記載する。

調査地域北東部の上八里町には，径２～ 10mm 程度の黒曜岩角礫および流紋岩角礫を含む灰色火山礫凝灰岩が分布する。黒曜岩礫に配列構造はみられない（図版 1- 写真 1，2）。この露頭に隣接して辰口層の黄褐色含礫砂岩の露頭が位置する（図版 10 － 写真 1，2）。

調査地域中央部の長谷町には淡緑灰色または淡黄褐色軽石を多量に含む暗緑灰色軽石質火山礫中粒凝灰岩が分布する。含まれる軽石は径２～ 5mm 程度のものがもっとも多く，径 20mm 程度のものも混在する。また，軽石以外にも径 5mm 程度の黒曜岩亜角礫がわずかにまじる（図版 2- 写真 3，4）。

調査地域南東部の岩上町にある岩上神社の西部には，「烏帽子岩」と呼ばれる高さが約 27m の火山礫粗粒凝灰岩の露頭がある。この火山礫粗粒凝灰岩は基質部が強く固結しており，径１～ 5mm 程度の軽石またはスコリアが溶脱したものと思われる空隙が全体に多数認められる。含まれる礫は径２～ 10mm 程度の泥岩質角礫～亜角礫である（図版 4- 写真 7，8）。

調査地域南西部の滝ケ原町には，５章で述べるように複数の石切り場があり，軽石凝灰岩や火山礫凝灰岩が分布する。本調査ではその中でも「本山」と「西山」の石切り場において，壁面の詳細観察をおこなった。これらの石切り場には淡赤紫色火山礫凝灰岩が分布しており，同凝灰岩は成層構造をなすことが特徴的である（詳細は５章で述べる）。

（２）凝灰角礫岩

凝灰角礫岩は流紋岩の分布域に付随するように分布しており，熱水によるものと思われる変質作用を受けている場合が多い。調査地域北東部の国府台などに分布する同角礫岩は灰白～淡緑色を呈し，調査地域南部の赤瀬町や上り江町などに分布する同角礫岩は全体が濃緑色を呈する。以下に，代表的な露頭について，その岩相を記載する。

調査地域北東部の国府台南西側斜面には径 10mm の火山礫から径 500mm の火山岩塊まで礫径の不揃いな流紋岩亜角礫を主体とする暗灰色凝灰角礫岩が分布する。基質部は暗灰～灰白色中粒凝灰岩である（図版 1- 写真 3，4）。

（３）流紋岩類

調査地域に分布する流紋岩は，球晶を伴うものや流理構造の発達したもの，自破砕状を示すもの，黒曜岩相や真珠岩相を呈するもの，変質し白色化するものなどさまざまな岩相を呈する。以下に，代表的な露頭について岩相を記載する。

調査地域北部の正蓮寺町には自破砕流紋岩が分布する。この露頭は礫径が５～ 50cm 程度に破砕された流紋岩亜角礫主体の赤褐色を呈する部分と，流紋岩や黒曜岩，軽石などの礫を含む中粒凝灰岩主体の暗緑灰色を呈する部分とに分かれる（図版 1- 写真 5，6）。この露頭は基質部が風化・侵食を受け，露頭表面に礫部分が浮かび上がっている。また，この露頭の南部では黒曜岩

の露頭が地表面に露出する（図版 1- 写真 7）。

調査地域東部の沢町を流れる郷谷川には「十二ヶ滝」と呼ばれる落差 6m，幅 36m のおもに赤紫灰色流紋岩からなる滝がある（図版 2- 写真 5）。この滝の左岸側河床には径 1 ～ 5mm 程度の黄褐色球晶をともなう流紋岩が分布する（図版 2- 写真 6）。この周辺には軽石凝灰岩や火山礫凝灰岩が分布するが，さらに約 1.5km 下流では郷谷川の河床に流紋岩の露頭が再び現れる。この流紋岩は節理が発達するが，節理面は河川の侵食作用を強く受けている（図版 2- 写真 7）。

調査地域南西部の粟津町北部には径 1 ～ 3mm 程度の石英斑晶が目立つ濃赤色流紋岩が分布する。この流紋岩には流理構造や斑晶鉱物の配列構造は認められない（図版 3- 写真 1，2）。一方，粟津町西部には節理が発達しブロック状の暗灰色流紋岩が分布する。この流紋岩には明瞭な境界をもつ幅約 3m の破砕帯が確認される（図版 3- 写真 3，4）。

調査地域中央部の瀬領町には，赤紫灰色流紋岩が林道沿いに断続的に露出する。東に分布する流紋岩ほど径 1 ～ 2mm 程度の石英粒がつくる杏仁状組織が発達し（図版 3- 写真 5，6），西に向かうにつれ，この石英粒の大きさが小さくなり，やがて組織は消失する（図版 3- 写真 7，8）。一方，西に分布する流紋岩ほど層厚 2 ～ 5mm 程度の赤紫灰色の層と暗灰色の層とから構成される流理構造が発達する（図版 4- 写真 1，2）。これらの流紋岩分布域の間には，緑色に変質した軽石を含む軽石粗粒凝灰岩または全体が濃緑色に変質した細粒凝灰岩が分布する。含まれる軽石は径 1 ～ 6mm 程度の亜角礫で，淘汰が悪い（図版 4- 写真 3 ～ 6）。調査地域南部の赤瀬町には，濃赤紫色の層と黒色の層とが流理構造をなす流紋岩が分布する。この流紋岩に斑晶サイズの結晶はほとんど存在せず，径 1mm に満たない白色鉱物が全体に散在するのみである（図版 5- 写真 5）。

調査地域南西部の菩提町には，「菩提石」と呼ばれる多孔質の珪化した流紋岩（詳細は 5 章で述べる）や，層厚 1 ～ 8mm 程度の赤紫色の層，灰白色の層，黄褐色の層が流理構造をなす流紋岩が分布する（図版 5- 写真 6）。

調査地域南西部の馬場町には，北北西―南南東方向にのびる道路（上荒屋西荒谷線）に沿って切土法面が連続する。その一部に径 1 ～ 4mm 程度の石英粒を多数含む黒曜岩が露出する（図版 5- 写真 1，2）。

調査地域南西部の滝ヶ原町三ッ屋地区から約 1.3km 南南東の地点には，多数の赤紫灰色球晶をともない節理が発達する球顆流紋岩が分布する。球晶は径 2 ～ 50mm 程度で，節理方向に沿って配列する傾向がある（図版 6- 写真 1，2）。

[地質構造]

調査地域に分布する凝灰岩類の層理面は，おおむね西北西―東南東走向で北北東に傾斜し，傾斜角度はおおむね 10°～ 35°である。一方，流紋岩類の地質構造は周辺の凝灰岩類の地質構造と必ずしも一致しない。そのため，流紋岩の分布，流理および節理の方向といった情報がある程度得られ，地質構造の概要が理解されると考えられる。調査地域西部の井口町での事例を以下に記載する。

井口町で確認される流紋岩には流理および節理構造が発達しており，これらの走向，傾斜はともに東北東―西南西走向で北北西に約 50°傾斜する（図版 6- 写真 3，4）。ここから南南西に 2km 程度離れた湯上町では，北西―南東走向で南西に約 50°傾斜する破砕帯が認められ（図版 3- 写真 3，4），その走向方向は本調査でおこなったリニアメントの判読結果とも合致する。佐

藤（1959）は，調査地域西部の小山田町および白山田町において，北北東―南南西走向で東南東に約 60°傾斜する断層の存在を報告しており（小山田断層），この報告は本調査の結果と整合的である。北村（2002）は，調査地域中央部の瀬領町ならびに同南西部の日用町，菩提町の３ヶ所で明瞭な断層がみられると報告しており，それとともにこの断層（F1 断層）は東北東―西南西方向に伸び，断層の落差は不明であるが，南側が落ちる正断層であると推定している。また，冨井ほか（2002）は調査地域北東部の埴田町において，東北東―西南西方向で北北西側が南南東側に約 500m 衝上する断層の存在を推定している。

[化石]

今回の調査では調査地域南西部の滝ヶ原町の本山および西山の丁場で化石の産出が確認された。

本山丁場では，坑道入口附近で樹種不明ながらも樹幹化石を２点確認した（図版 6- 写真 5，6）。いずれも幹の最大直径が約 30cm におよび，炭化が進んで黒色を呈する。層理面に対してほぼ直立した状態であるが，根の部分が確認されないため立ち木のまま埋没しているかどうかは定かではない。なお，市内の樹木化石としては，瀬領町でアブラギリ属の広葉樹（Watari，1956），本山丁場から南西へ約 300m の地点で樹種不明の樹木化石（北村，1989）がそれぞれ報告されている。産出位置や化石包含層の岩相から，いずれも赤穂谷層からの産出と判断される。

今回の調査において，滝ヶ原町の西山丁場では，滝ヶ原石を採掘した壁面から凝灰岩より海生底生生物の生痕化石が発見され，赤穂谷層中の海成層の存在があきらかとなった。詳細は平澤・塚脇（2021）の報告の通りである。

２．舘層

[命名]

冨井ほか（2002）は，小松市東山町付近に分布する灰白色細～中粒凝灰岩を主体とし，径３～ 5mm の白色軽石からなる白色軽石質粗粒凝灰岩薄層が多数挟在する地層，および能美市舘町（旧辰口町舘）付近に分布する北西―南東走向で南西方向に約 30°傾斜するスランプ構造が観察される同じ岩相の地層を記載し，これらの地層には赤穂谷層のような顕著な節理の発達がなく，固結度も明らかに低くなることから赤穂谷層と区別して「舘層」と命名した。

[層厚]

本調査では上下位層との直接の境界が認められなかったため，正確な層厚は不明である。冨井ほか（2002）は，推定層厚を 40m 以上としている。

[分布]

調査地域北西部の三谷町，同西部の津波倉町，小山田町などに分布する。模式地は調査地域より北方の旧辰口町舘（現能美市舘町）である。

[層位関係]

冨井ほか（2002）は下位の赤穂谷層と本層とが不整合関係にあると確認した。本調査では，下位の赤穂谷層との地層境界は未確認である。また，調査地域北部の八幡の露頭では上位となる辰口層との境界が確認され，本層の岩相および地質構造が辰口層とは著しく異なることから，両者は不整合関係にあると判断される。

[地質時代]

本調査では舘層の地質時代について検討していないが，舘層と対比される金沢地域の砂子坂層および七曲層の地質時代が，塚脇・陰地（2008）によって中期中新世と再定義されている。したがって，本報告ではこの対比結果にしたがい，舘層の地質時代は下部中新統赤穂谷層の堆積後の中期中新世と推定する。

[岩相]

調査地域に分布する舘層は，下位から順に，1）灰白色細粒凝灰質砂岩および黄褐色粗粒凝灰質砂岩の互層，2）均質無層理の淡黄褐色中粒凝灰質砂岩，3）弱い葉理構造をもつ灰白色細粒凝灰質砂岩，4）淡黄褐色凝灰質泥岩に区分される。以下に，代表的な露頭について，岩相を記載する。

調査地域北部の八幡に分布する本層は，固結度の低い灰白色凝灰質粗粒凝灰岩を主体とし，一部の層準には層厚 2cm 程度の灰白色凝灰質細粒凝灰岩が挟在する。主部となる凝灰質粗粒凝灰岩の淘汰は全層準をとおして良好であるが，弱い逆級化構造を呈する層準もみうけられる。一方の凝灰質細粒砂岩の薄層は均質無層理であり，この薄層を含む層厚 30cm ほどの層準は，おおきく湾曲したスランプ構造を呈するのが特徴的である（図版 7- 写真 1，2）。なお，この露頭は辰口層の弱固結の黄褐色含礫砂岩に一部で被覆されている。

木場潟東方となる調査地域西部の三谷町の丘陵北西部には，淡黄褐色凝灰質泥岩の分布が確認される（図版 7- 写真 3，4）。ここから東南東に約 300m 離れた地点には弱い葉理構造を呈する灰白色細粒凝灰質砂岩（図版 7- 写真 5，6）が，さらに東南東には均質無層理の淡黄褐色中粒凝灰質砂岩（図版 7- 写真 7，8）が位置する。また，ここから東にさらに約 200m 離れた地点では，単層の層厚 10 ～ 30mm 程度の灰白色細粒凝灰質砂岩および黄褐色粗粒凝灰質砂岩が互層をなす（図版 8- 写真 1，2）。粗粒凝灰質砂岩には径 2 ～ 8mm 程度の火山岩礫が混入する。

調査地域西部の津波倉町から小山田町に通じる林道沿いにはわずかに珪化した黄褐色凝灰質砂岩泥岩が分布する。林道沿いの一連の露頭ながらも，北西（津波倉町方面）から南東（小山田町方面）に進むにつれて黄褐色凝灰質泥岩（図版 8- 写真 3，4），黄褐色中粒凝灰質砂岩（図版 8- 写真 5，6），黄褐色粗粒凝灰質砂岩（図版 8- 写真 7，8）と粗粒化する傾向にある。黄褐色凝灰質泥岩には層厚 1mm 以下の葉理構造の発達が認められる。また，黄褐色中粒凝灰質砂岩は塊状無層理で礫の混入もないが，黄褐色粗粒凝灰質砂岩には軽石などの火山礫がわずかに混入する。林道をさらに南東に進んだ小山田町付近では，灰白色凝灰質泥岩および灰白色中粒凝灰質砂岩が互層をなすのが観察される（図版 9- 写真 1 － 4）。

[地質構造]

小山田町に分布する凝灰質泥岩•砂岩互層の層理面の走向•傾斜は N40°W•10°NE であった（図版 9- 写真 3，4）。一方，小松市北部から旧能美郡辰口町にかけて地質調査をおこなった冨井ほか（2002）は，舘層の地質構造を西北西―東南東走向で北北東に約 40°傾斜すると報告している。

[化石]

本調査において本層からの産出化石は未発見である。今回，舘層が分布する三谷町では，杉本・谷（1982）が大型底生有孔虫の *Operculina complanata japonica* Hanzawa の産出を報告している（図 2-7）。この有孔虫は，熱帯から亜熱帯の浅海に生息し，前期中新世末～中期中新

世初頭を示すものと考えられている（松本・瀬戸，1994）。この事実は層序対比により推定した舘層の地質時代とも整合的である。

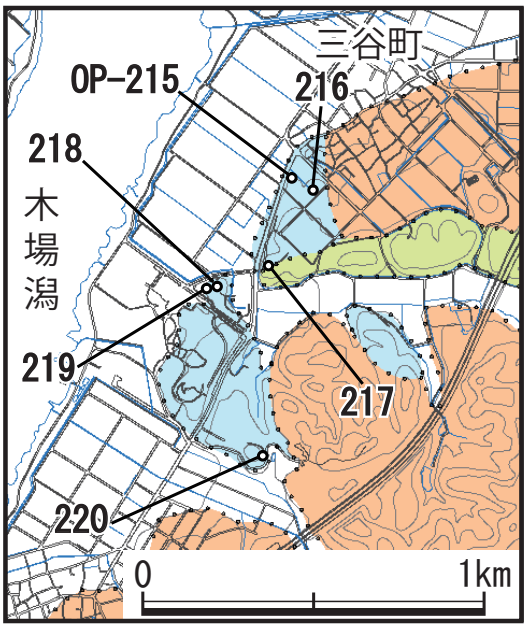


図 2-7　三谷町のオパキュリナ化石産出位置図
杉本・谷（1982）の図 1 をもとに作成.

３．辰口層

[命名]

冨井ほか（2002）は，能美丘陵西縁部に分布し，垂直・水平方向の岩相変化が著しく，おもに含礫黄褐色細粒砂岩からなる地層を，橋本（1987，未公表）の「木場層」や鹿野ほか（1999）の高位段丘層や扇状地堆積物と区別して「辰口層」と命名した。

[層厚]

本調査では辰口層の層厚に関する情報は得られていない。冨井ほか（2002）は，本層の層厚を 120m 以上と見積もっている。

[分布]

小松市丘陵地帯の西縁部に広く分布する。模式地は能美市の辰口丘陵公園南方にある和気である（冨井ほか，2002）。

[層位関係]

調査地域北部の正蓮寺町の露頭では，自破砕状を呈する赤穂谷層の流紋岩の上位に本層の礫岩が直接するのが確認される。赤穂谷層の自破砕状流紋岩は角礫～亜角礫主体であり，やや固結しているのに対して，本層の礫岩は風化の進んだ円礫主体であり，基質部は未固結である。

[地質時代]

本調査では，辰口層の地質時代の検討をおこなっていない。冨井ほか（2002）は，金沢市地域に分布する卯辰山層や高位砂礫層と本層とを対比し，前者に比べて後者の固結度が明らかに低いことや卯辰山層に特徴的な大きな変位を本層が被っていないことから，卯辰山層の堆積後に辰口層が堆積したものと判断し，辰口層の堆積時期を後期更新世であるとした。

[岩相]

本調査地域の辰口層は風化が進んだ礫を多量に含む含礫砂岩または礫岩を主体とする。

調査地域北東部の上八里町には黄褐色礫岩と黄褐色凝灰質含礫砂岩の互層が分布する（図版 10- 写真 1，2）。単層の層厚は 50 ～ 150cm 程度である。礫岩に含まれる礫は岩芯まで風化しており，きわめてもろい。これらの礫の円磨度は高いが，球形度は低く，扁平な形状を呈する。礫の配列には規則性が認められ，長軸方向が層理方向と平行になる傾向にある。礫種は軽石や緑色凝灰岩，流紋岩などである。含礫砂岩は基質部が細粒の層と粗粒の層とによる互層であり，コンボリュート葉理がその内部に発達する。この露頭に隣接して赤穂谷層の灰白色火山礫凝灰岩が分布する（図版 1- 写真 1，2）が，両者の境界は崖錐に覆われており不明である。

調査地域北部の正蓮寺町には褐色礫岩が分布する。この礫岩に含まれる礫は円磨度が高く，球形度が低い扁平な形状を示す。礫の長軸方向はおおむね層理に平行して配列するが，局所的に礫

が直立するところがある。礫種は軽石を主体とするが，流紋岩礫や安山岩礫が認められる（図版10- 写真 3，4）。

調査地域北西部の三谷町には，未風化の淡青灰色礫を多数含む礫岩と砂岩との互層が分布する。礫岩の礫は円磨度および球形度がともに高く，配列には規則性がない。礫は径 5mm ～ 50mm 程度とばらつきが大きく，その分布にも規則性がない（図版 10- 写真 5，6）。

調査地域中央部の長谷町には褐色礫岩が分布する。この礫岩の礫は，円磨度および球形度がともに高く，配列の方向に規則性はない。礫径は 20 ～ 60mm 程度であり，その分布にも規則性が認められない。また，この礫岩中にはコンボリュート葉理が発達する淡黄褐色砂岩が挟在する（図版 10- 写真 7，8）。

[地質構造]

本調査では辰口層の地質構造についての情報は得られなかったが，冨井ほか（2002）は，本層が北東―南西走向で北西に 8 ～ 13°傾斜すると報告している。

[化石]

本調査では化石は未確認であるが，冨井ほか（2002）は，径 2 ～ 3cm 程度の巣穴痕を主体とする生痕化石や二枚貝の印象化石がわずかに確認されることを報告している。

4．沖積層

[層厚]

一般に公開されている周辺のボーリングデータによると，本調査地域の沖積層の層厚は 5 ～ 10m 程度である。

[分布]

調査地域中央部を流れる梯川やその支流が形成する谷底平野に分布する。そのほか，調査地域西部を流れる日用川や那谷川，調査地域東部を流れる郷谷川や西俣川沿いにも同様の分布がある。

[岩相]

未固結の泥・砂・礫から構成される。

第４節　本調査による新知見　－赤穂谷層の流紋岩類－

1. 流紋岩の分布

調査地域に分布する赤穂谷層には，既述のように大きく分けて凝灰岩類と流紋岩類との２種類がある。凝灰岩類が調査地域のほぼ全域に分布するのに対して，流紋岩類の分布は局所的なものである。

凝灰岩類は火山の噴火活動にともなって噴出した火砕物が広域に広がり，それらが堆積することによって形成される。特に火山灰の場合は，その分布は広域になりやすい。広範囲に降り積もった火山灰は，河川堆積物などと同様の侵食，運搬，堆積作用を受けるため，火口に近いほど基質部が粗粒または大きな礫が含まれるという一般的な傾向を示す。火山学ではこの特徴を応用して火山灰の運搬方向を考察する試みがしばしばおこなわれる。しかしながら，本調査地域の凝灰岩類は著しく変質しており，粒径が明確でない場合や，風化・変質した流紋岩を凝灰岩と区別することが困難である場合があるため，凝灰岩類による噴火活動様式の検討はおこなわない。

その一方で，流紋岩類は，溶岩がケイ酸分に富み粘性が大きいという性質から，火山灰はもちろんのこと安山岩質の溶岩などと比較しても，地表に流出後火口から広がりにくい。したがって，流紋岩の分布は噴出孔付近に限定され，噴火時のエネルギーに強く依存する（爆発的な噴火か，小規模な噴火か）といえる。これらの性質を考慮すると，本調査地域の流紋岩類はその分布の傾向から大きく分けて２種類のグループに大別することができる（図 2-8）。

ひとつは，調査地域中央部の瀬領町や同南部の赤瀬町周辺において広域に分布する流紋岩類のグループである（流紋岩類①）。もう一つは調査地域北部の正蓮寺町周辺，ならびに調査地域西部から南西部に相当する小山田町，粟津町周辺に局所的に分布する流紋岩に代表される流紋岩のグループである（流紋岩類②）。

赤瀬町に分布する流紋岩類①は，おもに黒曜岩または真珠岩，あるいは赤灰色の流紋岩からなる。この流紋岩には，厚さ２～ 15mm 程度の赤紫灰色の層と灰白色の層，黄褐色の層が流理構造を形成しているものや，塊状かつ鉱物粒が微小で肉眼でほとんど確認できない潜晶質のもの，石英粒による杏仁状組織が発達するものなどがある。いずれの場合においても節理の発達が顕著である。

流紋岩類①の露頭がかなりの広がりを持って分布するという事実から，この流紋岩類は大規模な溶岩流または溶岩ドーム起源である可能性が高い。北村（1989）は，赤瀬町の流紋岩を流紋岩類Ⅰ，その周りを取り囲むように分布する凝灰岩類および流紋岩類を内側から順に火砕岩類Ⅰ，流紋岩類Ⅱ，火砕岩類Ⅱと分類し，流紋岩類Ⅰを溶岩ドーム起源とした。本調査結果はこの考え方を支持するものである。

一方，流紋岩類②の流紋岩は露頭の分布域が狭いことや，特定の方向に連続するように配列する傾向があること，さらに構造上の特徴から貫入岩であると推測される。そこで，複数の露頭が確認でき，貫入岩の存在が確かと判断される正蓮寺町と小山田町－粟津町の流紋岩について以下に詳細な露頭記載をおこなう。

正蓮寺町では梯川沿いに流紋岩の露頭群がある。これらの露頭は南北方向に伸びた狭い範囲に

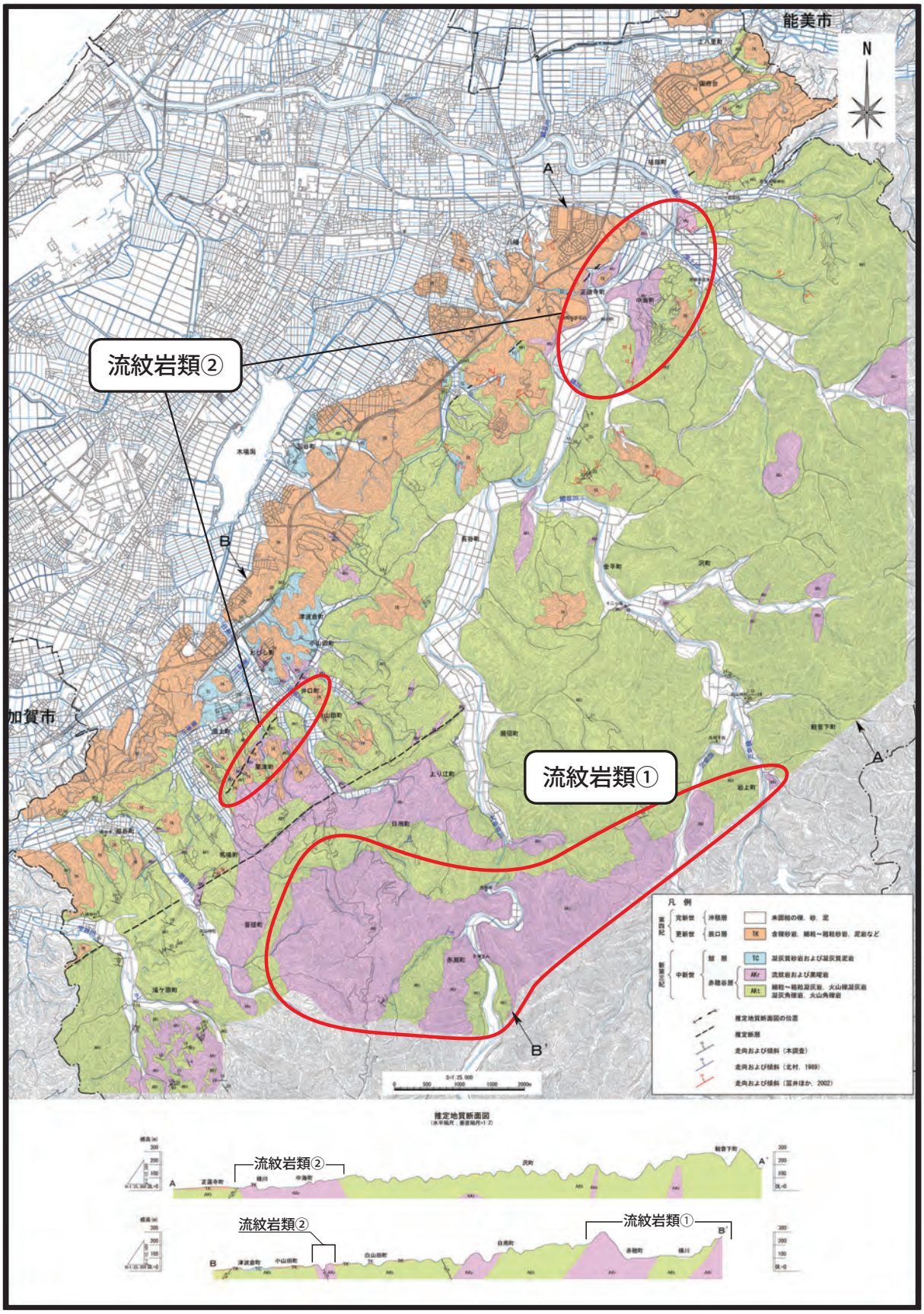


図 2-8　流紋岩類の分布とその分類

集中する傾向がある。ここでの流紋岩は，節理が発達した黄褐色流紋岩を主体とし，流紋岩の多くは珪化しており，珪質に富む白色部分と有色鉱物が風化した黄褐色部分とがある。この分布域の周辺には「花坂陶石」の採石場が複数あり，白土化した流紋岩（陶石）を採取している。また，正蓮寺町の南方約 10km の金野村では，ほぼ南北走向を有する金属鉱床の鉱脈の存在が報告されている（和田・山田，1951）。

正蓮寺町に分布する流紋岩は，梯川を挟んで分布域が分断されているが，岩相的特徴は梯川の両岸で共通しており，同時期に貫入したマグマであると推測される。なお，正蓮寺町の中央付近，ならびに梯川の左岸にある小丘において岩相が大きく異なる自破砕流紋岩が分布するが，自破砕流紋岩と珪化流紋岩との岩相の違いは，後述するように流紋岩の岩相の多様性に起因するものであり，貫入時期の違いを示すものではないことから，この自破砕流紋岩を含めて一連のものと考えることに矛盾はない。

これらの露頭を 1 つの貫入岩体と考えた場合，次に考察すべきは貫入の方向である。この岩体の貫入前の形成と推測される凝灰岩とこの岩体との境界部分が露頭で確認されないため，この貫入岩体の貫入方向を確実に証明できる根拠はないが，1 つの可能性を示唆するものとして流紋岩の節理の方向がある。流紋岩に限らず溶岩の節理は冷却方向と垂直な方向に生じるという性質があるため，溶岩流の先端付近を除いては溶岩の流動方向と平行になりやすい。正蓮寺町の流紋岩の節理は著しく褶曲しており，正確な走向・傾斜を測定することは困難であるが，平均するとおおむね南北走向で，東に 60°程度傾斜する。この走向は，正蓮寺町の北東方向にある埴田町および東方向にある遊泉寺町において，松多ほか（2016）が空中写真判読により推定した活断層の走向方向および和田・山田（1951）が報告した金野村（現金平町）の金属鉱床の鉱脈の走向にほぼ一致する。

一方，粟津町付近の地形をみると，山地では北西―南東方向に 5 条の谷筋が入っており，それぞれの谷筋沿いで露頭が確認される。これらの谷筋沿いには凝灰岩がおもに分布しており，局所的に黒曜岩および濃紫赤色流紋岩が分布する。各谷筋の流紋岩類の露頭位置は北東―南西方向に並んでおり，それらの周辺はおもに凝灰岩類である。この北東―南西方向に並んだ流紋岩を一連の岩体としてとらえた場合，その南側には径 1mm 程度の白色鉱物粒を含む黒曜岩が分布し，一方の北側には同様の鉱物粒を含む濃赤紫色流紋岩が分布することになる。また，この岩体の南端となる凝灰岩類と流紋岩類との境界には幅約 3m の破砕帯が存在する。この破砕帯の走向は N35°E，傾斜は 50°S であり，この走向方向は流紋岩露頭の分布の傾向と一致する。また，この傾向は図 2-5 に示したリニアメントの判読結果とも合致する。以上のことから，粟津町に分布する北東―南西方向に並んだ流紋岩類は一連の貫入岩体であると考えられる。

粟津町の貫入岩体の露頭は北東―南西方向に長さ約 1km 程度で途絶えるが，北東方向にさらに 1km 程度離れた小山田町では再び流紋岩の露頭が確認される。ここには，粟津町の流紋岩と同様に径 1mm 程度の白色鉱物粒を含んだ流紋岩が分布するが，粟津町のものよりもより強い風化作用を受けており，石基部分は淡赤紫色から淡赤灰色を呈する。粟津町の流紋岩とこの小山田町の流紋岩との連続性は不明であるが，岩相の類似性および分布傾向の一致から，両者はほぼ同時期に貫入したものである可能性が高い。以上のように，流紋岩類②の露頭は狭い範囲で特定の方向に伸長した分布傾向を示すこと，その伸長方向がリニアメントと一致する反面，周辺の凝灰

岩類の地質構造と一致しないことから，これらの溶岩は貫入岩であることはほぼ確実と考えられる。

本調査地域で認められた流紋岩類の地質構造と一般的な火山の噴火モデルとからこれらの流紋岩の噴出の順番を考察すると，流紋岩類①の流出を伴う大規模な噴火ののち，地下に残留していたマグマが貫入岩としてその後に噴出したもの（流紋岩類②）と推定される。今後，各流紋岩の組成分析や流体包有物の分析などの詳細を調べることで，噴出時期や噴出様式などを明確にすることが望まれる。

2．流紋岩の岩相変化

流紋岩はケイ酸分が多く含まれた火山岩であり，そのマグマは粘性が高いことで知られている。この特性のために，流紋岩はしばしば溶岩ドームを形成し，その内部構造がこれまで注目を集めてきた。溶岩ドームの中心部では，結晶質な流紋岩が流動方向に平行な流理構造をもつ。マグマの先端部分では流理構造は流動方向に垂直になる。そこから表層に向かってその結晶度が低下するとともに，岩相が黒曜岩，軽石凝灰岩，角礫凝灰岩状へと変化していく（図 2-9）。また，黒曜岩と結晶質の流紋岩との間にはしばしば球晶が節理に沿って配列するバンドが認められる。

図 2-10 に示す小松市正蓮寺町にみられる露頭では，これらの構造の一部を確認することができる。この地点は，花坂町周辺に分布する東西方向に伸びた幅 600m，長さ 3km 程度の流紋岩の推定帯状分布帯と辰口層の境界付近に位置しており，流紋岩の貫入岩体の外縁部にあたる。ここでは径 2 ～ 50cm 程度の黒曜岩，流紋岩，そして軽石礫を主とする火山砕屑物がみられ，露頭の南部には黒曜岩が露出している。このことから，この地域は貫入してきた流紋岩（帯状岩体）の一部が地表面に噴出した際の表層付近にあたるものと考えられる。

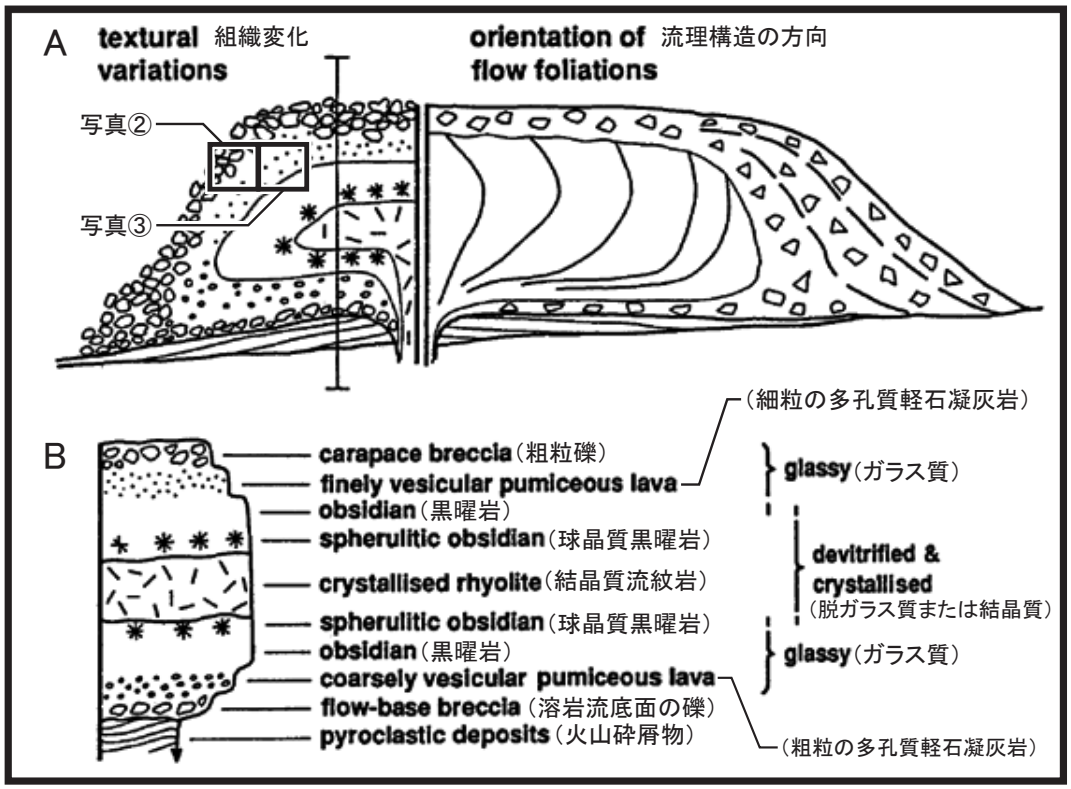


図 2-9　流紋岩の岩相　Rotella and George（2010）に加筆.
写真②と写真③は図 2-10 の写真番号にそれぞれ対応

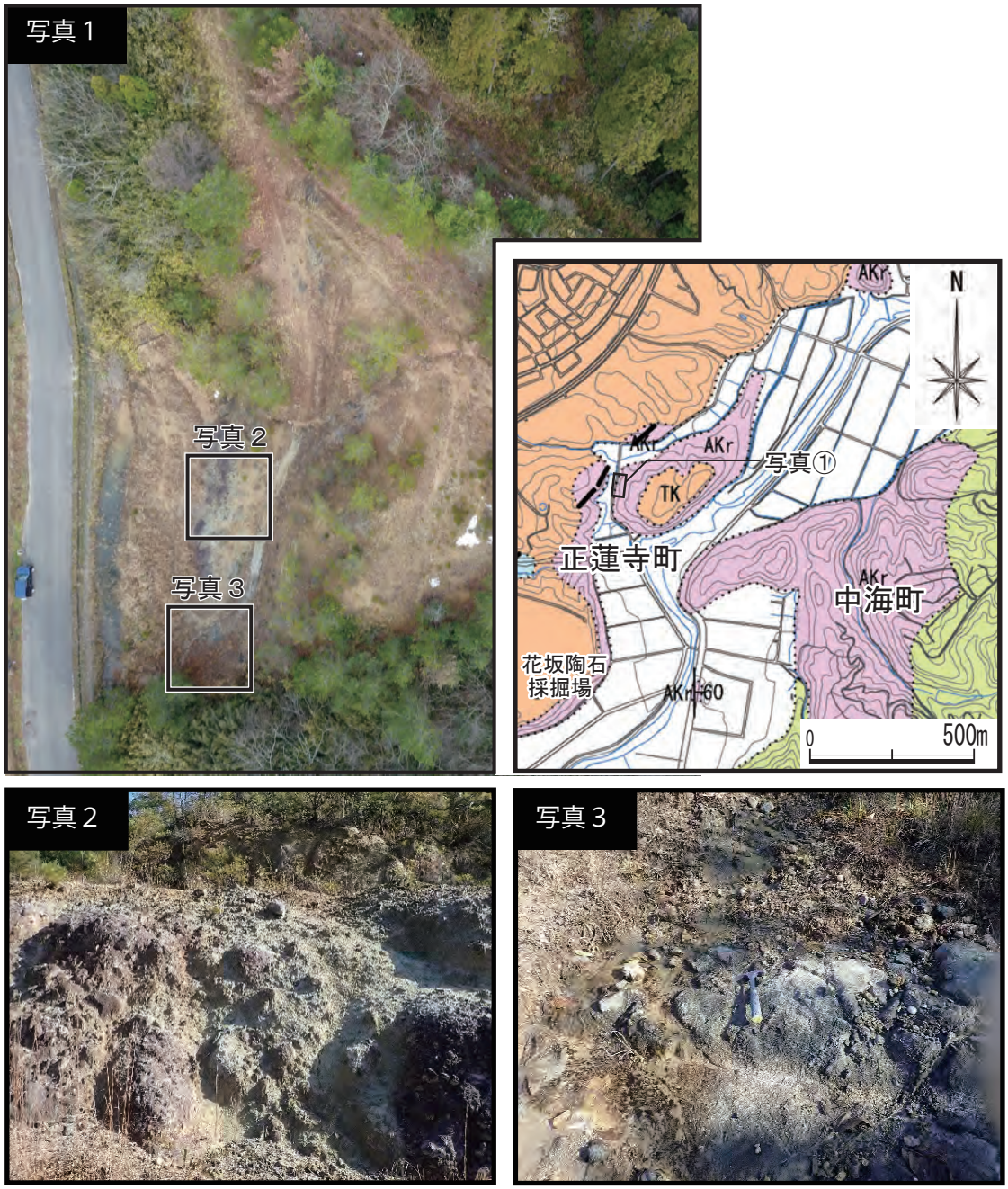


図 2-10　正蓮寺町周辺にみられる流紋岩の岩相

写真 1：自破砕流紋岩の露頭空撮写真．写真 2：黒曜岩や流紋岩の礫，軽石を主体とする火山砕屑物．

写真 3：露出した黒曜岩．ハンマーの長さは 30cm.

第Ⅲ章　滝ヶ原碧玉原産地の地質と碧玉

第 1 節　滝ヶ原碧玉原産地の調査

1．滝ヶ原碧玉原産地の地質学的研究の必要性

本章では，滝ヶ原の碧玉産地の地質調査および碧玉の産状調査の結果を述べる。碧玉の玉材としての重要性や発見の経緯などは既述のとおりであり，滝ヶ原の碧玉産地は，国内に 4 ヶ所しか発見されていない碧玉産地（図 1-5 参照）のひとつであることからその希少性は高い。これに加えて，人為的剝離痕のある碧玉片にともなって弥生時代後期の土器片が発見された唯一の産地ということから，考古学的にみてきわめて重要な場所でもある。さらに，当産地の 10km 圏内には，原石の供給地と目される片山津玉造遺跡や二子塚東田遺跡などの玉つくり遺跡が存在する点も特筆される（図 1-18 参照）。

滝ヶ原の碧玉産地は現在，「滝ヶ原碧玉原産地遺跡」の名称で埋蔵文化財包蔵地の登録を受けている。また，小松市内の地質鉱物の不法な持ち出しを禁ずる“小松市「珠玉と歩む物語」保護条例”の制定によって当面の保護対策が講じられている。しかしながら，小松の石文化が日本遺産に認定されたことによって，文化財保護への配慮を十分にとりながらの観光振興への活用をも図る必要に迫られている。そこで，活用のための絶対的な前提条件として，考古学的な学術調査を経たうえで史跡指定をすることが効果的であり，そのためには碧玉の産出状況や周辺の地質などの正確な情報が不可欠といえる。

「滝ヶ原碧玉原産地遺跡」を含む地域の地質調査は，薗部（1938）の 7 万 5 千分の 1 地質図幅『大聖寺』にはじまる。この地質図幅における滝ヶ原碧玉原産地遺跡付近をみると，走向傾斜といった地質構造の具体的な記述はないものの，同遺跡地域の南東部には広範囲にわたる流紋岩の分布が，また北西部には緑色凝灰岩の狭小な分布がそれぞれ示されている。紹野・山田（1989）は，同遺跡地域付近の北西部に角礫凝灰岩と軽石凝灰岩とを主体とする流紋岩質火砕岩の分布を示し，南東部に流紋岩溶岩の分布を示したうえで，両者を下部中新統山中累層（紹野，1955）に対比するとともに，流紋岩溶岩は火砕岩類の上位あるいは火砕岩類中に挟在するとした。さらに，同地域周辺に分布する火砕岩類の走向がほぼ北東―南西であり北西に約 10° 傾斜することを示している。

一方，小松市南部丘陵地域を調査した北村（1989）は，滝ヶ原碧玉原産地遺跡地域は調査範囲外ながらも，同地域のすぐ北に接する滝ヶ原から菩提にかけて，下位の流紋岩類Ⅱならびに上位の火砕岩類Ⅱ（滝ヶ原凝灰岩類）の分布を示し，両者を中新世前期から中期にかけての時代に形成されたものと推定するとともに，金沢地方に分布する医王山層（池邉，1949）に対比した。

鹿野ほか（1999）の 20 万分の 1 地質図『金沢』には，同遺跡地域の南東半に前期中新世の流紋岩溶岩・火砕岩，北西半に同時代の流紋岩火砕岩・溶岩の分布がそれぞれ描かれているが，それぞれの岩相や地質構造などの情報はない。

したがって，滝ヶ原碧玉原産地遺跡地域におけるこれまでに公表された地質調査の結果は，滝

ヶ原の碧玉がもつ考古学的な重要性や，原産地の現状を保ちながらの日本遺産としての位置づけや今後の活用を考えると，十分な情報があるとはいえない状況にある。そこで，上記の目的にかなうだけの情報をまとめあげることを目的として，現地踏査にもとづいての滝ヶ原碧玉原産地遺跡ならびにその周辺地域における地質図の整備と碧玉の産状調査とを実施した。以下にその結果を述べる。

2．調査地域・調査手法

調査地域は滝ヶ原碧玉原産地遺跡を含む東西約 1.8km ×南北約 1.5km の範囲である（図 3-1,2）。同遺跡は，その東縁～北縁を東口川，西縁を西口川，そして南縁を水谷と大口とを結ぶ線で区切られた丘陵地である。平坦面は東口川，西口川などの関連小河川沿いにわずかに分布するのみで，そのほとんどは 30° 以上の急傾斜地からなる。同遺跡の中央やや南よりに標高 264m の最高点が位置し，その周辺はやや緩傾斜となる。また，同地域北部の東口や同南部の水谷には地すべりによるものと推定される緩傾斜面がみられる。谷の発達は調査地全域を通し良好で，その北西半部ではエカタゼに代表されるように北西～北北西方向に向かって谷幅の狭い直線的な谷を形成する。一方，南東半部ではツバイ谷や首切谷のように南西方向に延びながら支谷を発達させる傾向がある。

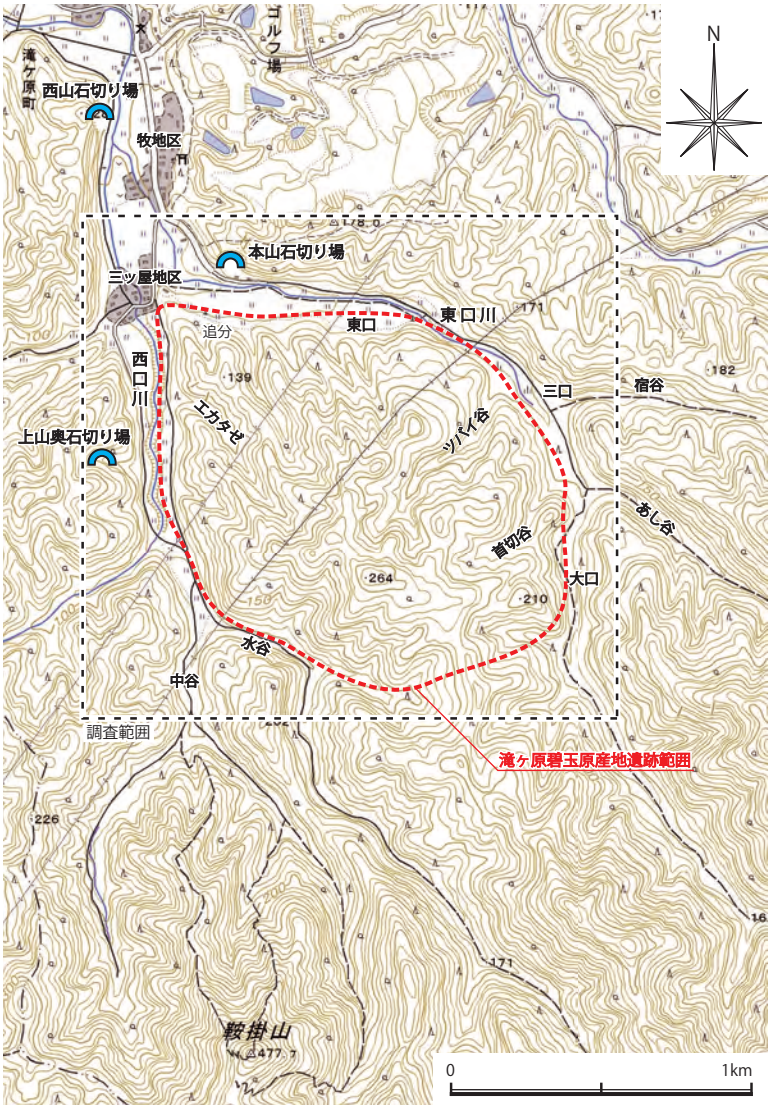


図 3-1　滝ヶ原碧玉原産地遺跡の範囲および地質調査の範囲
（国土地理院発行２万５千分の一地形図「大聖寺」に加筆）

なお，調査地域には，本山，上山奥と呼ばれる滝ヶ原石（凝灰岩）の石切り場が存在し，本山は現在も石材の切り出しを続けている石切り場である。

調査にあたっては，調査地域の詳細な地質図を作成するため，1/10,000 地形図を基本地形図として用いた。しかし，本調査地域は全域にわたって露頭の連続性に乏しく，通常の地質調査でおこなうようなルートマップの作成は困難であった。そのため，主要河川や沢沿いの露頭を可能な限り拾い出し，それぞれの露頭で岩相を記載しなが

ら，それらの層位的位置の対比にもとづいて地質図および地質断面図を作成した。

地質調査と並行しつつ，河床や谷底における碧玉の転石分布状況を確認しながら新たな碧玉露頭の探索をあわせておこなった。そして，現地で確認することができた碧玉露頭の岩相や地質構造などを記載し，露頭スケッチをもとに碧玉の産状を記録した。

図 3-2　滝ケ原碧玉原産地遺跡の全景
（令和２ [2020] 年９月滝ケ原町牧地区上空より撮影）

第２節　滝ヶ原碧玉原産地の地質

１．地質概説

調査の結果にもとづいて作成した，露頭分布図（図 3-3），総合模式層序（図 3-4）そして岩相地質図・推定地質断面図（図 3-5）を示す。調査地域のほぼ全域に下部中新統の赤穂谷層（冨井ほか，2002）が分布し，主要河川沿いにのみ沖積層の分布がわずかにみられる。

本地域の赤穂谷層は，凝灰岩類および流紋岩類からなり，凝灰岩類は緑色凝灰岩類（凝灰岩，火山礫凝灰岩，凝灰角礫岩），ならびに弱変質凝灰岩からなり，流紋岩類は流紋岩溶岩，自破砕流紋岩溶岩，黒曜岩から構成される。その他に，凝灰岩類や流紋岩類が熱水変質作用を強く受けた強変質凝灰岩・流紋岩が認められる。地質構造は全体的に東北東－西南西の走向で北北西へ 10 ～ 18° 傾斜する単斜構造と推定され，下限は確認されないものの最大層厚は約 900m に達する。

沖積層については，調査地域の主要河川である東口川ならびに西口川，および両者に関連する水系沿いに狭小な分布が認められる。未固結の泥，砂，礫からなり，その層厚は最大 5m である。

２．地質各論

調査地域の赤穂谷層を構成する凝灰岩類，弱変質凝灰岩，流紋岩溶岩，自破砕流紋岩溶岩，黒曜岩，強変質凝灰岩・流紋岩について，以下に分布，岩相，地質構造などの記載をおこなう。

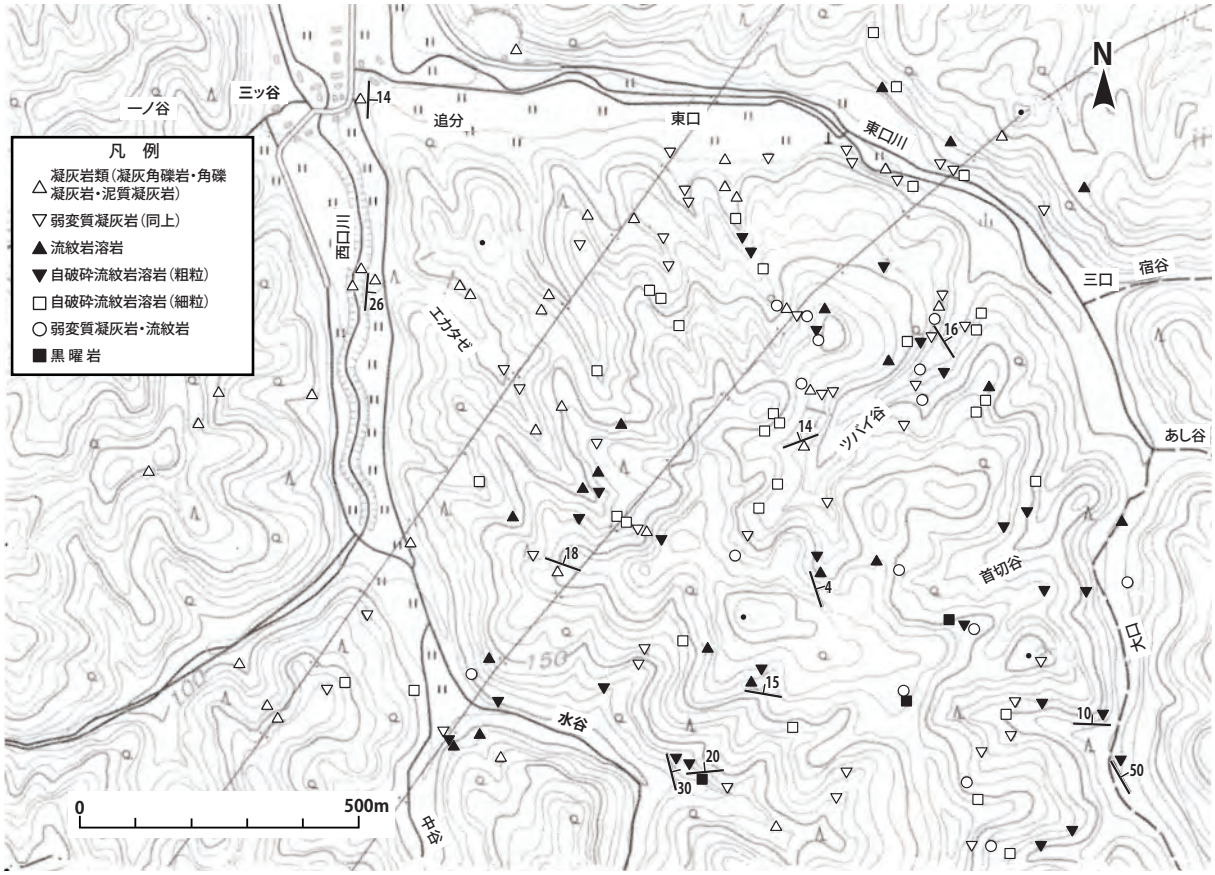


図 3-3　調査地域の露頭分布図（国土地理院発行２万５千分の一地形図「大聖寺」に加筆）

地質時代	地層名	岩　相・層　序	
完新世	沖積層		未固結の砂，泥，礫からなり，層厚最大 5m.
前期中新世	赤穂谷層		凝灰岩類および流紋岩類におおきく区分される．凝灰岩類は 凝灰角礫岩，角礫凝灰岩，泥質凝灰岩，およびこれらが弱変質したものからなる．一方の流紋岩類は，流紋岩溶岩，自破砕流紋岩溶岩からなり、後者にはさまざまな程度のものが認められる．凝灰岩類と流紋岩類は指交関係にあると推定される．碧玉はこれらに貫入する岩脈として存在する．層厚 900m以上．

図 3-4　調査地域の模式層序図

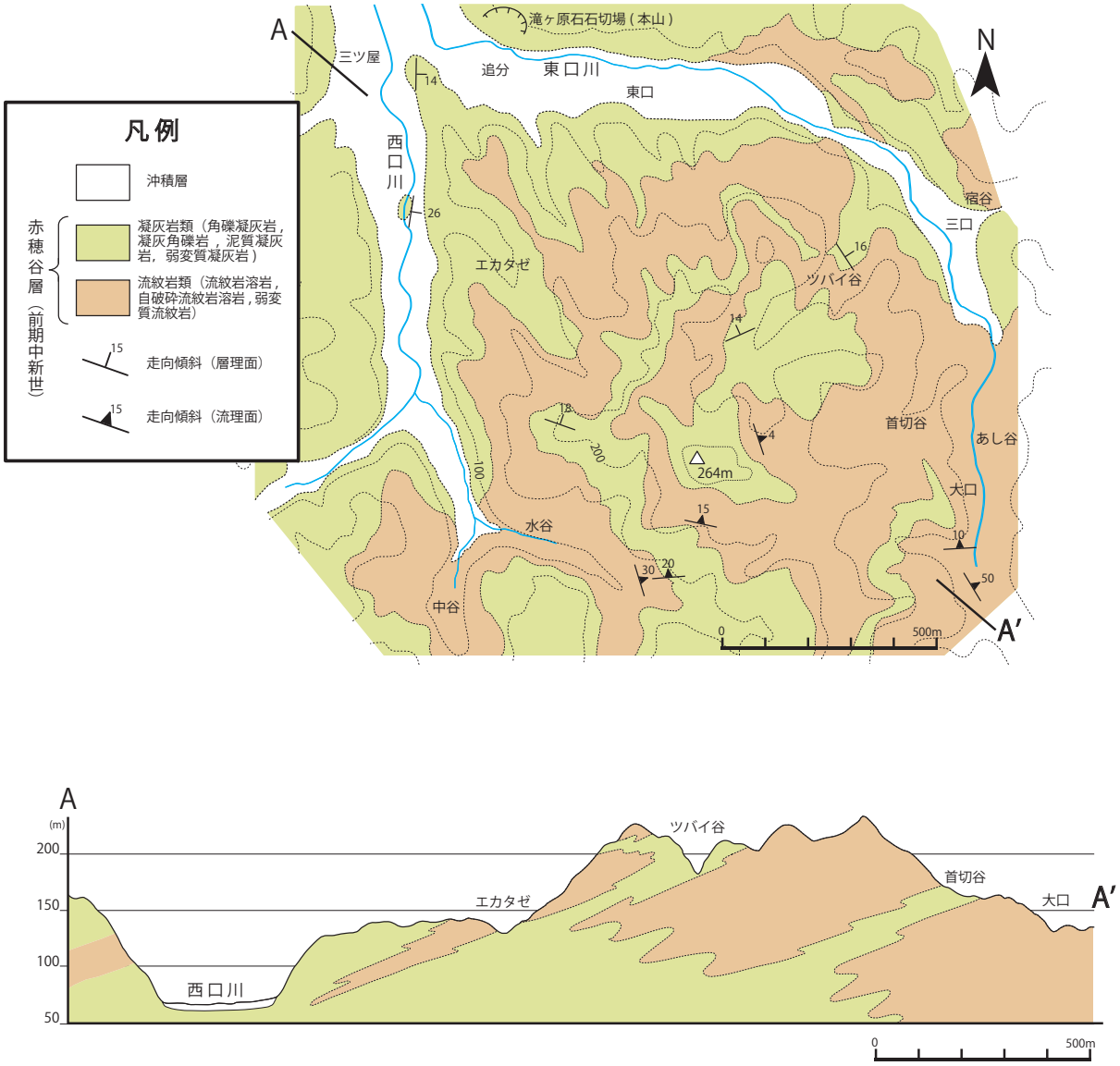
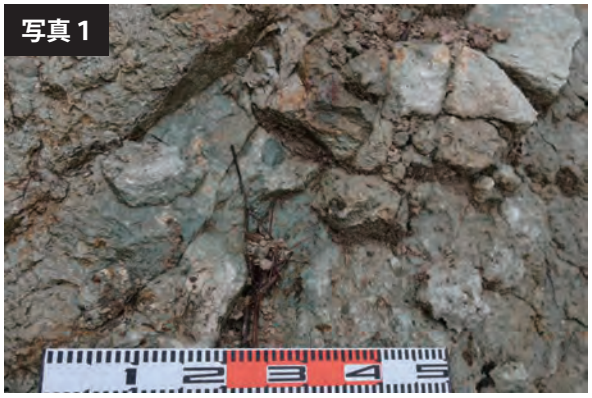


図 3-5　調査地域の岩相地質図（上）および推定地質断面図（下）

（１）凝灰岩類

[分布]　調査地域の北西部におもに分布する。

[岩相]　続成変質作用の影響で緑色を呈するいわゆるグリーンタフと呼ばれる凝灰岩類である。凝灰岩，火山礫凝灰岩，凝灰角礫岩など多様な岩相を呈するが，全体的には火山礫凝灰岩の割合が多い（図 3-6，写真 1）。主な色調は灰白色，淡青灰色で，一部の凝灰角礫岩では黒灰色のものがある。基質は凝灰質で，灰白～淡青灰色を呈することが多いが，一部の凝灰角礫岩の基質は黒灰色を呈する（図 3-6，写真 2）。含有する礫は粒径 3 ～ 5cm 程度の角礫を主とし，礫種は流紋岩や安山岩である。本山石切り場などの凝灰岩類には軽石が多く含まれる。なお，本山石切り場での岩相の詳細については第 5 章で後述する。



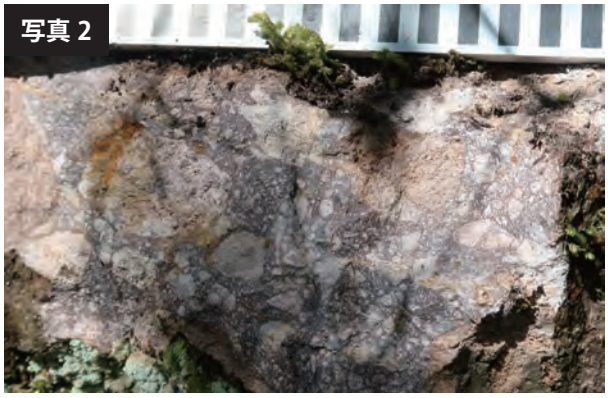


図 3-6　調査地域に分布する凝灰岩類の露頭写真

写真 1：ツバイ谷上流域に分布する火山礫凝灰岩（緑色）．写真 2：東口川右岸斜面に分布する凝灰角礫岩（黒灰色）．写真 3：本山石切り場の壁面に見られる珪化木（標尺 =1m）．写真 4：本山石切り場の廃石から発見された珪化木片．

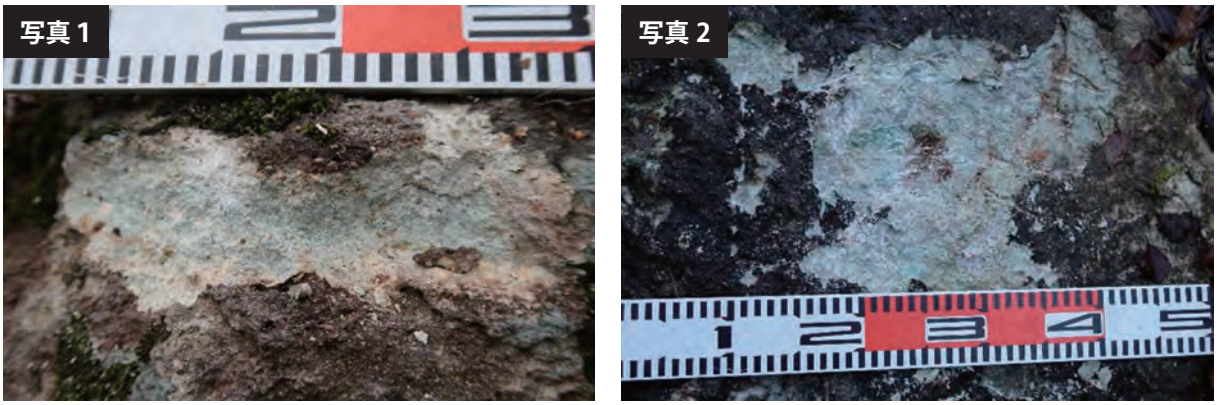


図 3-7　調査地域に分布する弱変質凝灰岩の露頭写真

写真 1：調査地域南東部に分布する弱変質凝灰岩．写真 2：水谷上流域に分布する弱変質火山礫凝灰角礫岩.

[地質構造]　走向・傾斜の測定可能な露頭はごく一部であり，場所により測定値にばらつきがある。ツバイ谷上流部では東北東－西南西走向で北北西に 14° の傾斜，同下流部では北西－南東走向で北東へ 16° 傾斜，エカタゼ上流部では西北西－東南東走向で北北東に 18° 傾斜，そして西口川下流部ではおおむね南北走向で東に 14° あるいは 26° 傾斜の測定値が得られている。

[化石]　本山石切り場の壁面に幹径約 30cm の樹幹化石（珪化木）が認められる（図 3-6, 写真 3）。また，同石切り場のズリ場では大小様々な珪化木が発見される（図 3-6，写真 4）。

（2）弱変質凝灰岩

[分布]　調査地域の北西部を除く全域に分布する。

[岩相]　前述の凝灰岩類が熱水変質作用の影響を受けたものである。灰白色や淡緑色を呈し，岩石組織は肉眼で確認できるものの，変質作用により基質および含有礫はシリカや粘土鉱物に交代し，両者の境界は不明瞭となっている（図 3-7）。

[地質構造]　前述の凝灰岩類に準ずる。

[化石]　今回の調査では発見されなかった。

（3）流紋岩溶岩

[分布]　調査地域中央部および水谷中流域，エカタゼ最上流域，ツバイ谷中流域，東口川中流域に点在する。

[岩相]　赤灰色あるいは淡灰色を呈し，きわめて硬質で差別侵食によって周囲よりも突出している。内部には水平方向に連続性を保つ流理構造が発達し，1 ～ 2mm の半自形から他形の石英斑晶が肉眼で表面に確認できる。その他に径約 1mm の他形の黒雲母がわずかに認められる（図 3-8）。

[地質構造]　一部の露頭で測定される流理の走向・傾斜は，水谷の右岸斜面上方でおおむね西北西－東南東方向の走向で北へ 15° 傾斜である。

（4）自破砕流紋岩溶岩

[分布]　調査地域の中央部～南東部に広く分布する。

[岩相]　角礫を主体とする「粗粒」と，細かく破砕され基質の割合が多い「細粒」とに区分される。粗粒のものは赤灰～淡灰色を呈し，細～中礫大の自破砕状角礫を主体とする。これらの角礫には内部に流理構造が認められことがある。水谷上流の右岸では球顆流紋岩が認められ（図 3-9，写

図 3-8　調査地域に分布する流紋岩の露頭写真

写真 1：首切谷上流域に分布する流紋岩溶岩．写真 2，3：水谷上流域の右岸側頂上付近に分布する流紋岩溶岩．写真 4：エカタゼ上流域に分布する流紋岩溶岩．

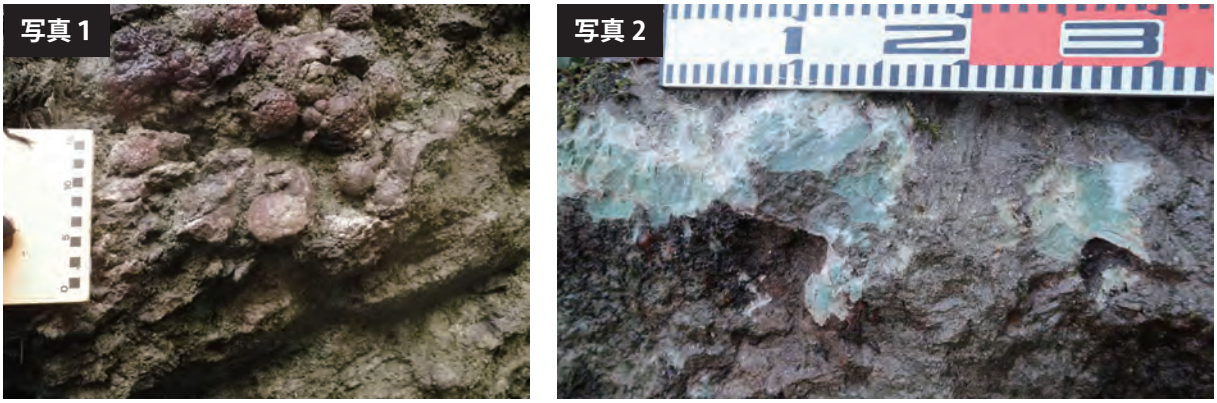


図 3-9　調査地域に分布する自破砕流紋岩溶岩の露頭写真

写真 1：水谷上流域に分布する粗粒自破砕流紋岩溶岩（球顆流紋岩）．写真 2：ツバイ谷下流域の右岸斜面に分布する細粒自破砕流紋岩溶岩．

真 1)，球顆の直径は 5 ～ 50mm で淡桃色を呈し，ガラス質の部分は濃赤色となる。肉眼観察では，斑晶として全体に 1 ～ 2mm の半自形から他形の石英が確認できるほか，約 1mm の他形の黒雲母や角閃石がわずかに認められる。

細粒のものは凝灰質の基質を主体とし，淡緑～濃緑色を呈する（図 3-9，写真 2)。濃緑色の部分は珪質できわめて硬質である。角礫内部の流理構造は不明瞭である。肉眼観察では，斑晶と

して 1 ～ 3mm の半自形から他形の石英や長石類が認められる。

[地質構造]　流理構造が示す走向は，北北西－南南東から北西－南東方向，あるいはおおむね東西方向であり，いずれも北方へ傾斜し，傾斜角は 4 ～ 50° と変化が大きい。

（5）黒曜岩

[分布]　水谷上流から首切谷上流にかけての狭い範囲に点在する。

[岩相]　黒曜岩はガラス質で黒色を呈し，光沢のある潜晶質な真珠岩状のもの（図 3-10，写真 1，2）と，表層が自破砕状で粗粒なもの（図 3-10，写真 3，4）とがみられる。両者はしばしば隣接するが，両者の境界は漸移的である。両者を比較すると，自破砕状のものは表層の風化が進行していることがあり，ハンマーの打撃で容易に崩れる。一方の真珠岩状のものはよりガラス質で硬く，打撃により鋭利に割れることがある。

黒曜岩の基質は火山ガラスを主体とし，斑晶は 2mm 以下の微細な長石が主で，その他に微細な石英粒や角閃石あるいは黒雲母と思われる有色鉱物が含まれる。

[地質構造]　水谷上流の黒曜岩は北東－南西方向の走向で，南東へ約 80° 傾斜する。

図 3-10　調査地域に分布する黒曜岩の露頭写真

写真 1：水谷上流域に分布する真珠岩状黒曜岩．写真 2：写真 1 の拡大．写真 3：首切谷上流域の山頂尾根付近に分布する粗粒な自破砕状黒曜岩．写真 4：写真 3 の拡大．

（6）強変質凝灰岩・流紋岩

[分布]　調査地域の中央部から南東部にかけて局所的に分布する。

[岩相]　凝灰岩類や流紋岩類が熱水変質作用により白色粘土化したもので，明灰色あるいは灰白色を呈し，非常に軟質である。弱変質のものには原岩の堆積構造や流理構造がみられるものの，著しく変質したものには原岩の組織や構造はほとんど残っておらず塊状を呈する。基質は白色の粘土鉱物に交代され，斑晶は長石類が溶脱して石英のみが残存する。凝灰岩類中の礫は粘土鉱物に交代されて基質との境界は不明瞭となるが，変質の程度によっては未変質の礫となる（図3-11）。

[地質構造]　鉛直方向の帯状に分布する傾向があり，これは熱水の貫入方向を示すものと推定される。また，碧玉脈を中心とした変質分帯の外縁部をなすことがある。

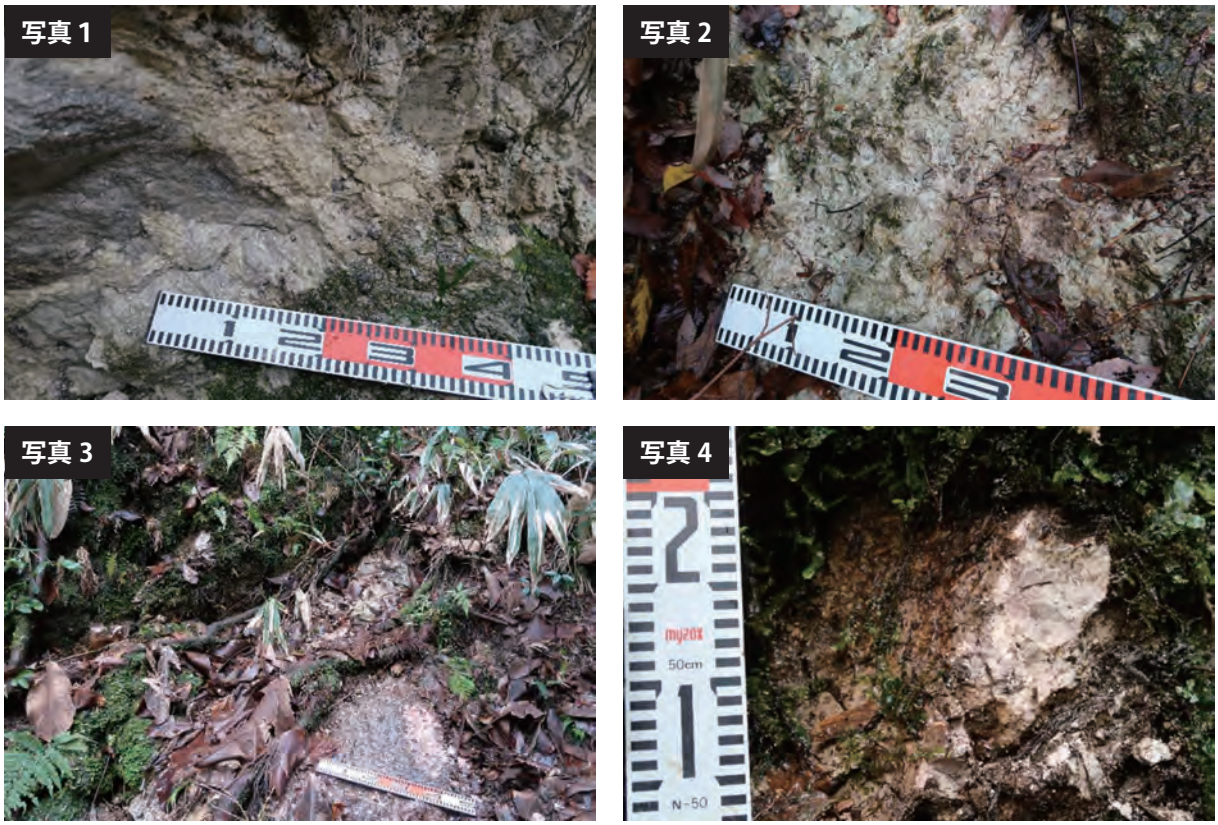


図 3-11　調査地域に分布する強変質凝灰岩・流紋岩の露頭写真

写真 1：ツバイ谷下流域の右岸に分布する強変質凝灰岩．写真 2：写真 1 の拡大．写真 3：首切谷上流域に分布する粗粒な強変質流紋岩．写真 4：写真 3 の拡大．

第３節　滝ヶ原碧玉原産地の碧玉

１．碧玉の初生的産状

今回の調査の結果，平成 27（2015）年に発見された２ヶ所の露頭を含め，「滝ヶ原碧玉原産地遺跡」内の計５ヶ所において碧玉の初生的産状を示す露頭を確認した（表 3-1）。これらのすべてが遺跡の範囲内に存在するが，序文で述べたように，遺跡および碧玉の保護を考慮して露頭の具体的な位置は明記しない。

表 3-1　碧玉の産出地一覧

産出地点	色　調	産　状	母　岩	脈の走向・傾斜	発見時期
Loc.1	暗褐色	脈状(板状面構造)	流紋岩	N60° W・90°	平成27年3月
Loc.2	濃緑色、緑色、一部黒灰色	脈状(板状面構造)	凝灰角礫岩	N35° E・75° W	平成27年4月
Loc.3	濃緑色	脈状(板状面構造)	凝灰角礫岩	N60° W・90°	本調査
Loc.4	緑色	脈状(板状面構造)	凝灰角礫岩	N40° W・80° W	本調査
Loc.5	赤色	火砕岩中の角礫	自破砕流紋岩溶岩	―	本調査

このうちの４ヶ所（Loc.1 ～ 4）の碧玉は凝灰角礫岩あるいは流紋岩の母岩中に産出し，母岩中に鉛直方向に延びる岩脈状を示す。これらの碧玉は緑色または褐色を呈し，著しく珪質化して硬質なのが特徴である。また，脈と接する周囲の母岩は変質作用を受けている傾向がみられる。Loc.5 の碧玉のみは自破砕流紋岩溶岩中に礫として含まれ，赤色を呈するなど，他の碧玉の特徴とは異なっている。これらの碧玉を含む凝灰角礫岩，流紋岩などは赤穂谷層に属するものであり，したがって碧玉は赤穂谷層に胚胎されていることは明らかである。

また，第１章で説明したように本調査地域の河床や崖錐斜面では，碧玉の転石がしばしば発見される。Loc.1 はこのような転石を追跡する過程で発見されていることから，転石の散布状況は碧玉露頭の発見につながる手がかりとなる。今回の調査ではふたつの谷において転石を調べた（図 3-12）。一方の谷では Loc.1 よりもさらに上流にまで碧玉の転石の存在が確認された。もう一方の谷には碧玉の露頭はなく，碧玉が確認された上述のどの露頭とも地理的に離れている。つまり，今回確認されたもの以外にも碧玉の露頭が存在する可能性があるといえる。

図 3-12　谷底で発見された碧玉脈のみられる転石

以下に各碧玉露頭の岩相記載，露頭写真および露頭スケッチなどの詳細を示す。

（１）Loc.1（図 3-13）

平成 27（2015）年３月に最初に発見された露頭である。丘陵斜面に幅約 8cm の岩脈状の碧玉がみられる。碧玉脈は流紋岩に貫入し，両者の境界が示す走向・傾斜は N60°W・90° である。碧玉の表面は風化に

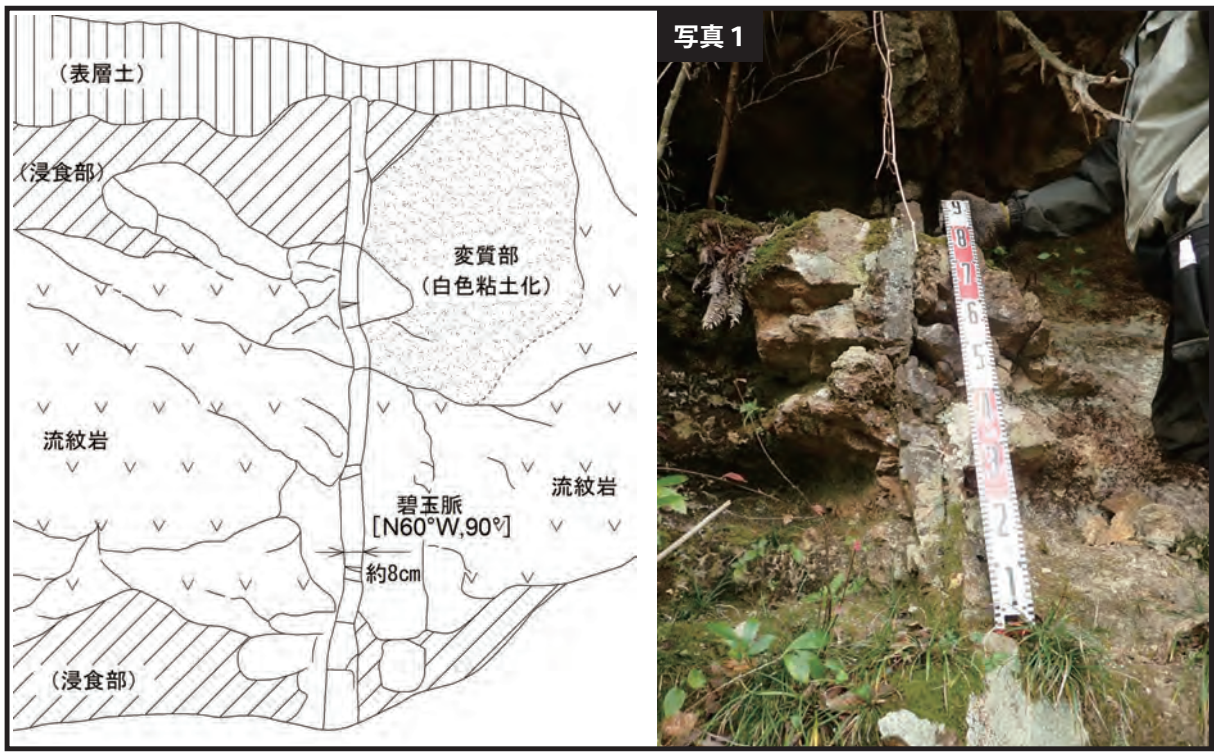


図 3-13　Loc.1 の露頭スケッチおよび露頭写真

写真 1：露頭外観.

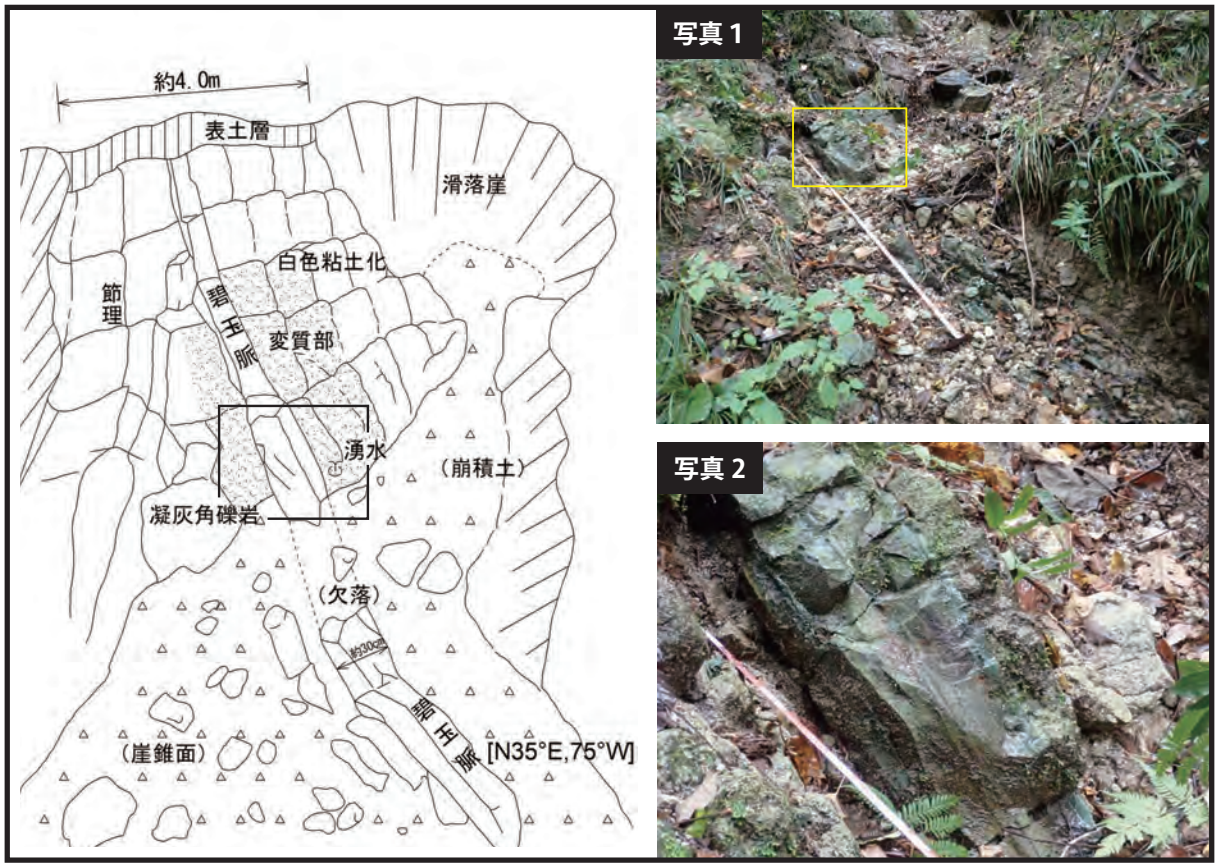


図 3-14　Loc.2 の露頭スケッチおよび露頭写真

写真 1：露頭外観．写真 2：碧玉脈（スケッチおよび写真 1 の黄枠内拡大）.

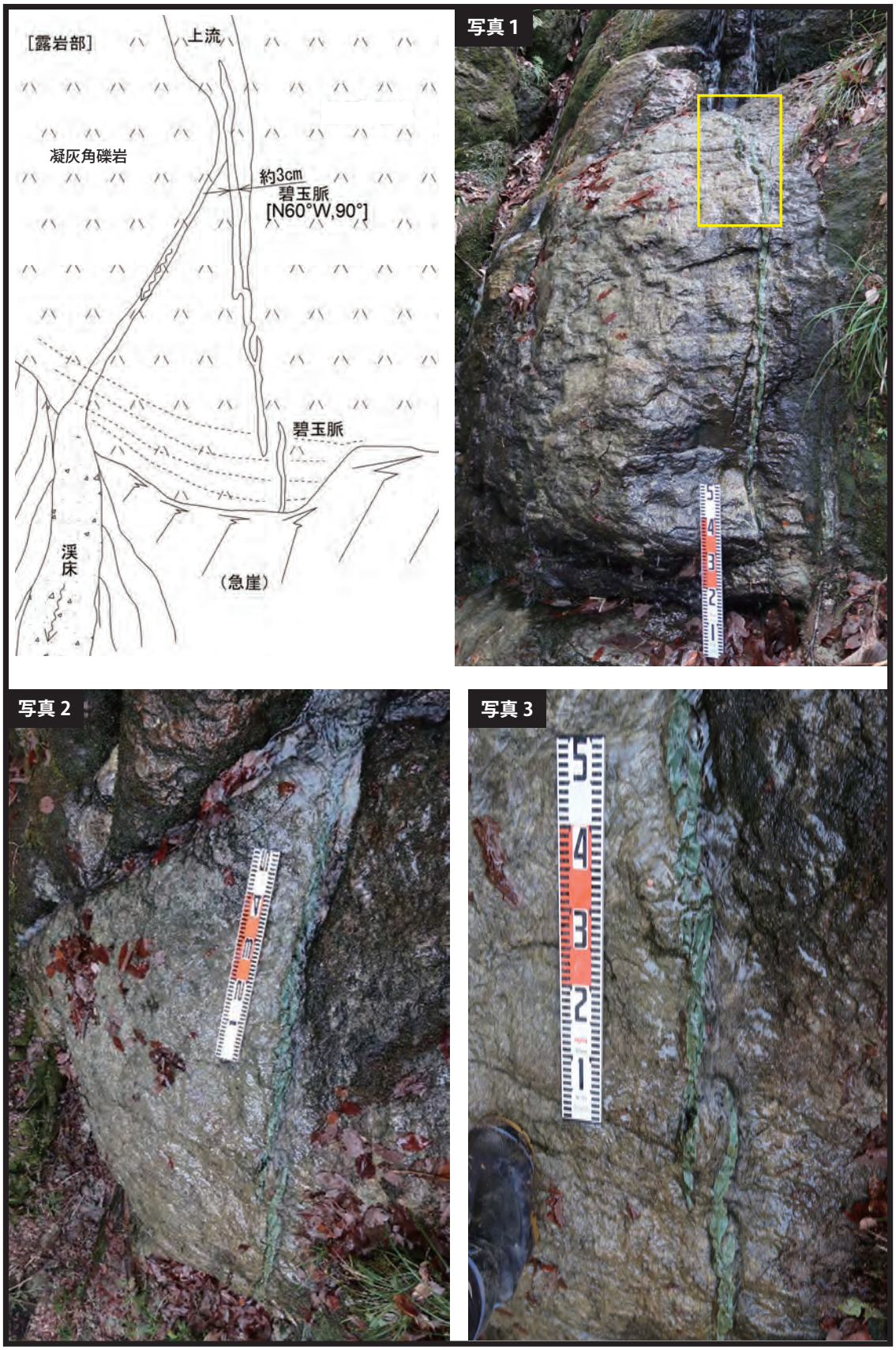


図 3-15　Loc.3 の露頭スケッチおよび露頭写真

写真 1：露頭外観．写真 2：碧玉脈（写真 1 の黄枠内拡大）．写真 3：写真 2 下部の拡大．

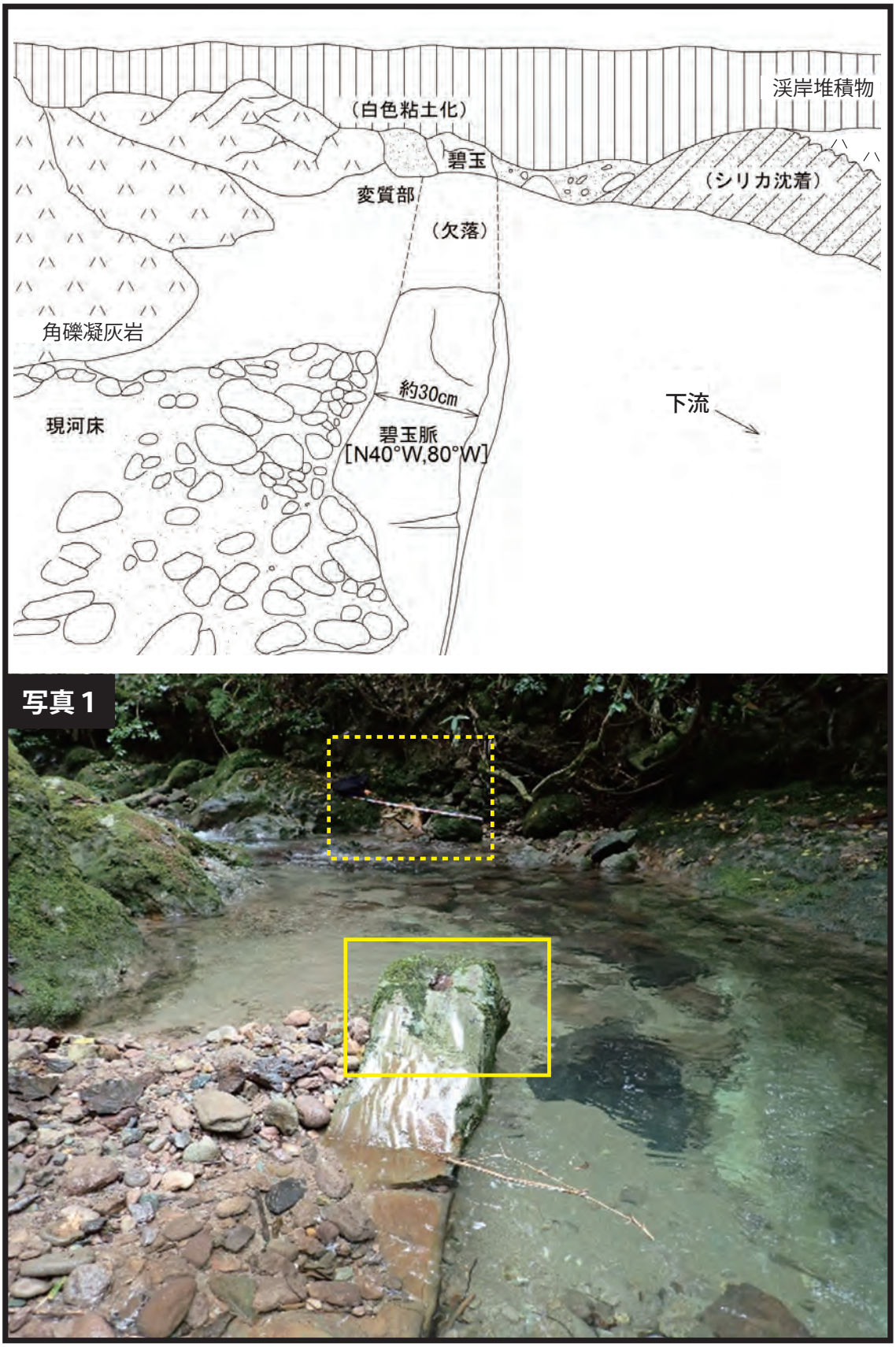


図 3-16　Loc.4 の露頭スケッチおよび露頭写真

写真 1：露頭外観.

図 3-17　Loc.4 の露頭写真

写真 1：碧玉脈（図 3-16 写真 1 の黄枠内）．写真 2：露頭周辺の白色粘土化した凝灰角礫岩（図 3-16 写真 1 の黄点線枠内）．

より暗褐色を呈する。

母岩の流紋岩には水平方向の流理構造が発達する。露頭の上部の流紋岩は熱水変質により白色粘土化し軟弱になっており，選択的な侵食がこの部分では進行している。一方，硬質な碧玉はこの侵食からとり残され露頭では突出する。

（2）Loc.2（図 3-14）

平成 27（2015）年 4 月に発見された露頭である。丘陵斜面の滑落崖に幅約 30cm の岩脈状の碧玉がみられる。碧玉脈は凝灰角礫岩に貫入し，走向・傾斜は N35˚E・75˚W である。濃緑色あるいは緑色を呈するが，一部は黒灰色となる。脈の内部には走向方向と平行に縞状構造が発達し，それぞれの縞の間隔は数 mm ～数 cm である。縞状構造は母岩との境界部では波打つような構造となる。

母岩の凝灰角礫岩には碧玉脈を中心とした熱水変質による変質分帯がみられる。碧玉脈に近い部分では珪化作用を受け，脈から離れた部分では白色粘土化作用を受けている。母岩には走向に直交する節理が発達し，ここで崩壊しやすくなっている。露頭下方の斜面には碧玉の転石が崩積土とともに散在する。

（3）Loc.3（図 3-15）

Loc.2 近傍の支谷の河床にあって幅約 3cm の複数の碧玉脈がみられる露頭である。碧玉脈は面構造を形成し，一部は並行配列しながら凝灰角礫岩に貫入する。母岩との境界面で測定される走向・傾斜は N60˚W・90˚ である。濃緑色を呈する碧玉脈の内部には走行方向に平行な縞状構造がみられる。また，ひとつの脈のなかに雁行配列あるいはブーディン構造のような断続した構造を示す部分もみられる。

母岩の凝灰角礫岩については，他の露頭とは異なり白色粘土化などの熱水変質の痕跡がみられない。

（4）Loc.4（図 3-16，17）

幅約 30 ～ 40cm の岩脈状の碧玉がみられる河床の露頭である（図 3-16，3-17）。碧玉脈は河床の凝灰角礫岩に貫入し，崩壊により一部が失われているものの，川を横断するように伸長する。

母岩との境界面で測定される走向・傾斜はN40°W･80°Wである。碧玉脈は緑色を呈し，堅硬である。内部には走行方向に平行な縞状構造がみられる。ただし，Loc.1の碧玉脈に比べると縞状構造は不明瞭となる。

母岩の凝灰角礫岩は，河床の左岸側で白色粘土化が進行しており，碧玉脈よりも下流側では母岩表面に厚さ１～2mmの層状のシリカ層がみられる。

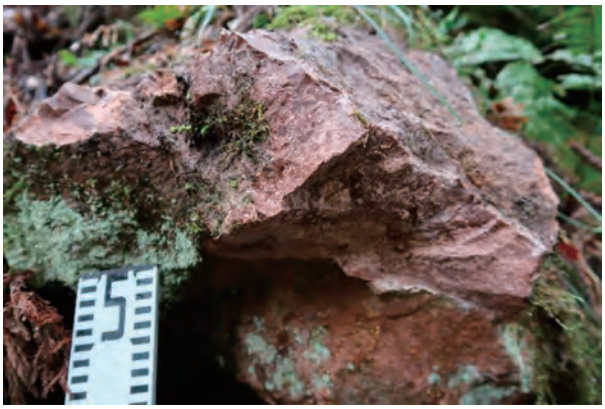


図 3-18　Loc.5 の赤色碧玉の礫

（５）Loc.5（図 3-18）

丘陵斜面に露出する粗粒の自破砕流紋岩溶岩中に，赤色の碧玉が径約15cmの礫として存在する。本調査で赤色の碧玉が確認されたのは本地点のみである。

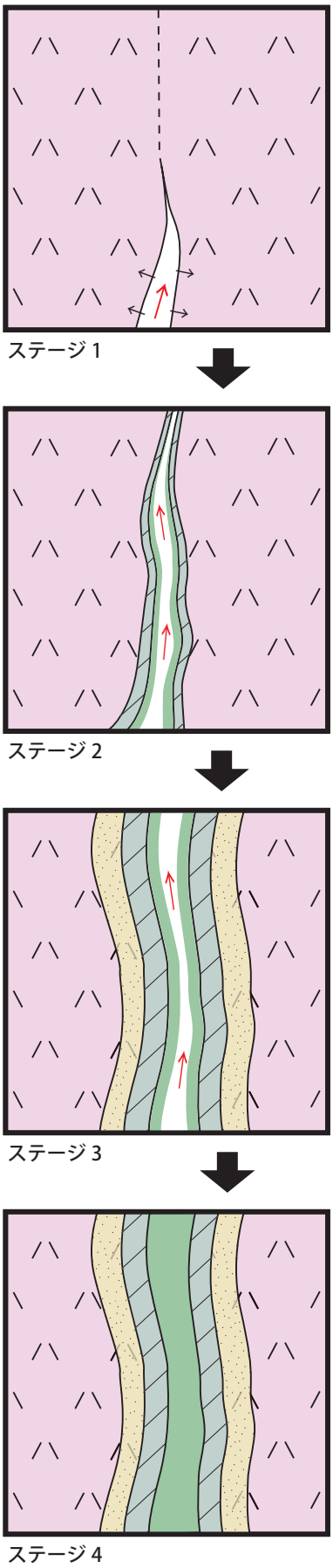
２．碧玉脈の形成過程の検討

「滝ヶ原碧玉原産地遺跡」の調査で判明した碧玉脈の産状観察の結果をもとに，その形成過程の考察を試みる。ただし，本調査では碧玉脈の薄片観察や化学組成分析，母岩中の変質鉱物などの委細を検討していないため，碧玉脈の成因論を展開するだけの情報が得られているとはいいがたい。したがって，以下については現時点での仮説として記す。

碧玉脈の産状をまず概観すると，母岩となるのは変質した凝灰角礫岩や流紋岩がほとんどである。凝灰角礫岩は碧玉脈に近いほど珪質となり，遠ざかるにつれて白色粘土化が進行する。この事実は，熱水変質作用による碧玉脈を中心とする変質分帯を示している可能性が考えられる。つまり，碧玉脈に近い部分では高温熱水による，一方の離れた部分では低温熱水による変質作用が，それぞれ進行したことを示唆する。また，碧玉脈内部の縞状構造は脈の走向方向におおむね平行となるが，母岩との境界部では波打つような形状を呈することがある。これは高温熱水の侵入により母岩の一部が溶解されたものと推定される。

以上を踏まえて本遺跡での碧玉脈の形成過程を整理すると，グリーンタフ期の火山活動により潜在的な弱線に沿ってシリカ成分の多い熱水溶液が裂罅（れっか）系を拡大・溶解しながら侵入する（図 3-19，ステージ 1）。熱水溶液のシリカの溶解度積が限界に達したとき，脈壁に初期の沈殿物（碧玉）が生成する（図 3-19，ステージ 2）。これと同時に熱水溶液は微細な亀裂や空隙から母岩全体へと浸透し，脈本体の近くでは珪化作用が，離れた部分では白色粘土化作用が進行する（図 3-19，ステージ 3）。さらに，化学組成に偏りのある碧玉の薄層が何重にも形成されながら熱水脈を充填していくとともに，やがて熱水溶液の侵入が減衰期を迎え，碧玉によって脈が充填・閉塞されることで一連の現象が収束し，碧玉脈が形成される（図 3-19，ステージ 4）。

なお碧玉脈の形成時期は母岩の凝灰角礫岩や流紋岩の形成後，つまり赤穂谷層堆積期以降であるのは確実だが，正確な形成時期は不明である。



ステージ 1

母岩の亀裂や潜在的な弱部へ熱水が貫入することで裂か系が拡大し、熱水の通り道 (熱水脈) が形成される。

ステージ 2

熱水が過飽和状態に達すると、脈壁付近で碧玉が生成され、脈周辺では熱水変質により母岩の珪化が進む。

ステージ 3

碧玉は成長しながら脈を充填し、脈から離れた部分では熱水変質の影響により母岩の白色粘土化が進む。

ステージ 4

熱水の貫入がピークを迎え、勢いが減衰すると、碧玉の生成および熱水変質が収束し、一連の熱水変質イベントが終了する。

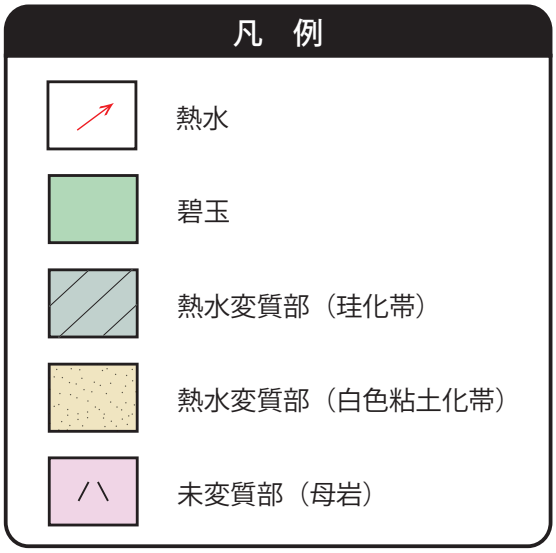


図 3-19　碧玉生成過程の概念図

第Ⅳ章　小松市内の石切り場の地質

第１節　小松市内の石切り場の概要

小松市の石材産地の古いものは江戸時代からの採掘開始を伝承するが，石材の利用自体は古墳時代や中世にまで遡るとされる（樫田，2016）。また，近代では，日華石と称した石材（観音下石）が旧甲子園ホテル（現武庫川女子大学甲子園会館）や東京都の旧前田家本邸洋館に使用されるなど，小松市は良質の石材産地として知られていた。

このように小松市の石材にかかる歴史は古く，市内の山地および丘陵地には，石材となる新第三紀中新世の凝灰岩および流紋岩といった一連の火山活動期に形成された岩石が広く分布することから，かつては丘陵地に小規模な石切り場が数多く存在していたと考えられる。また，当地の石材の多くは，それぞれの産地の地名を石材名として名付けた名残から，多くの石材名が存在することも特徴である。しかしながら，過去に石材を生産したほとんどの石切り場は既に閉鎖されていることもあり，それぞれの石材に関連する資料や情報はきわめて乏しい。

１．市内の石切り場に関する文献資料

小松市内の石材にかかわる文献の一部をあげると，大正～昭和初期に小松市内の石材が紹介されるようになる。例えば，小山（1913）をはじめ『日本産土木建築石材（小山，1921）』，『本邦産建築石材（臨時議院建築局編，1921）』，『日本産石材精義（小山，1931）』などでは，滝ヶ原石や菩提石などの石材が紹介されている。これらは国会議事堂建設に用いる石材を選定する過程でまとめられた資料であり，あくまで当時生産されていた石材が対象であった。

また，当時の地方史，『石川縣能美郡誌（日置，1923）』，『石川縣江沼郡誌（日置，1925）』は，各集落の石切り場に関する記述が散見されるものの，その種類や特徴についてはほとんど触れられていない。昭和８年に『石川縣史 第五編（石川縣，1933）』が刊行され，ようやく石材の種類や色調などが網羅的に紹介されるようになった。

その後に刊行された『石川懸地質鑛産誌（鈴木，1953）』，『日本鉱産誌（B Ⅶ）土木建築材料（地質調査所編，1956）』，『小松市史（4）風土・民俗編（関戸，1965）』などは，従来よりも詳しい記述がみられるが（表 4-1），石切り場の正確な位置を記したものではない。比較的最近の資料となる『石川県地質誌（紺野，1993）』は，『日本鉱産誌（B Ⅶ）土木建築材料』の記述を引用して県内の石切り場や石材を紹介していることから，本書からの知見は乏しい。

以上のことから，小松市内にある石切り場の正確な位置や石材の種類，採掘方法，採掘規模などを知るには，文献調査のみでは限界があり，現地調査が必要不可欠といえる。

２．平成 27 年度実施の市内の石切り場および石材調査

平成 27（2015）年度に一般社団法人こまつ観光物産ネットワークが，文献調査とあわせて石切り場の悉皆調査を実施している（未公表資料）。その結果は，市内に 35 ヶ所の石切り場を確認し，そのうちの 15 ヶ所は横穴式の坑内掘り，13 ヶ所が露天掘り，そして両者を併用した石切り場

表 4-1　小松市史（4）風土・民俗編（川，1965）に示された市内産石材の種類と用途

石材名	産地	岩石の種類	用途
那谷石	那谷町	細粒浮石質凝灰岩	土台石
滝ヶ原石	滝ヶ原町	緑色凝灰岩	墓石・灯ろう・庭石・土台石
クレ谷石	那谷町	細粒浮石質凝灰岩	土台石
蜂ノ巣石	菩提町	多孔質流紋岩	灯ろう・庭石・装飾用
瀬領石	瀬領町	凝灰岩	土台石
波佐谷石	波佐谷町	緑色凝灰岩	土台石・板石
観音下石（日華石）	観音下町	浮石質凝灰岩	土台石
三谷石	三谷町	角礫質凝灰岩	土台石
蓮代寺石	蓮代寺町	細粒浮石質凝灰岩	土台石
江指石	江指町	緑色凝灰岩	土台石
大野石	大野町	緑色凝灰岩	土台石
立明寺石	立明寺町	角礫質凝灰岩	土台石
ツタ山石	鵜川町	角礫質凝灰岩	土台石
遊泉寺石	遊泉寺町	角礫質凝灰岩	土台石

※ 岩石の種類は出典のまま表記した.

が 7 ヶ所あるとしている（図 4-1，表 4-2）。さらに，ひとつの石切り場に複数の採掘跡が存在するケースも多く，採掘跡を細かく数えると，その数は 154 地点にものぼる。

また，市内の村史や町史などの文献を参考にした，石材の用途に関する調査もおこなっている。明治期～昭和前期に採掘されていた石材の多くは，家屋の土台石，墓石，石垣石，かまどなど，身近な用途に利用されていた。観音下石や菩提石（蜂ノ巣石）は用途が限定的な石材で，前者は石蔵や外壁材に用いられる機会が多く，後者はもっぱら装飾用として石灯籠や庭石に加工されていた石材としている。一方，里川石，鵜川石，立明寺石，遊泉寺石，原石，滝ヶ原石，大杉石は，建築用材だけでなく，石灯籠や彫刻にも利用されるなど，幅広い用途で用いられていたようである。

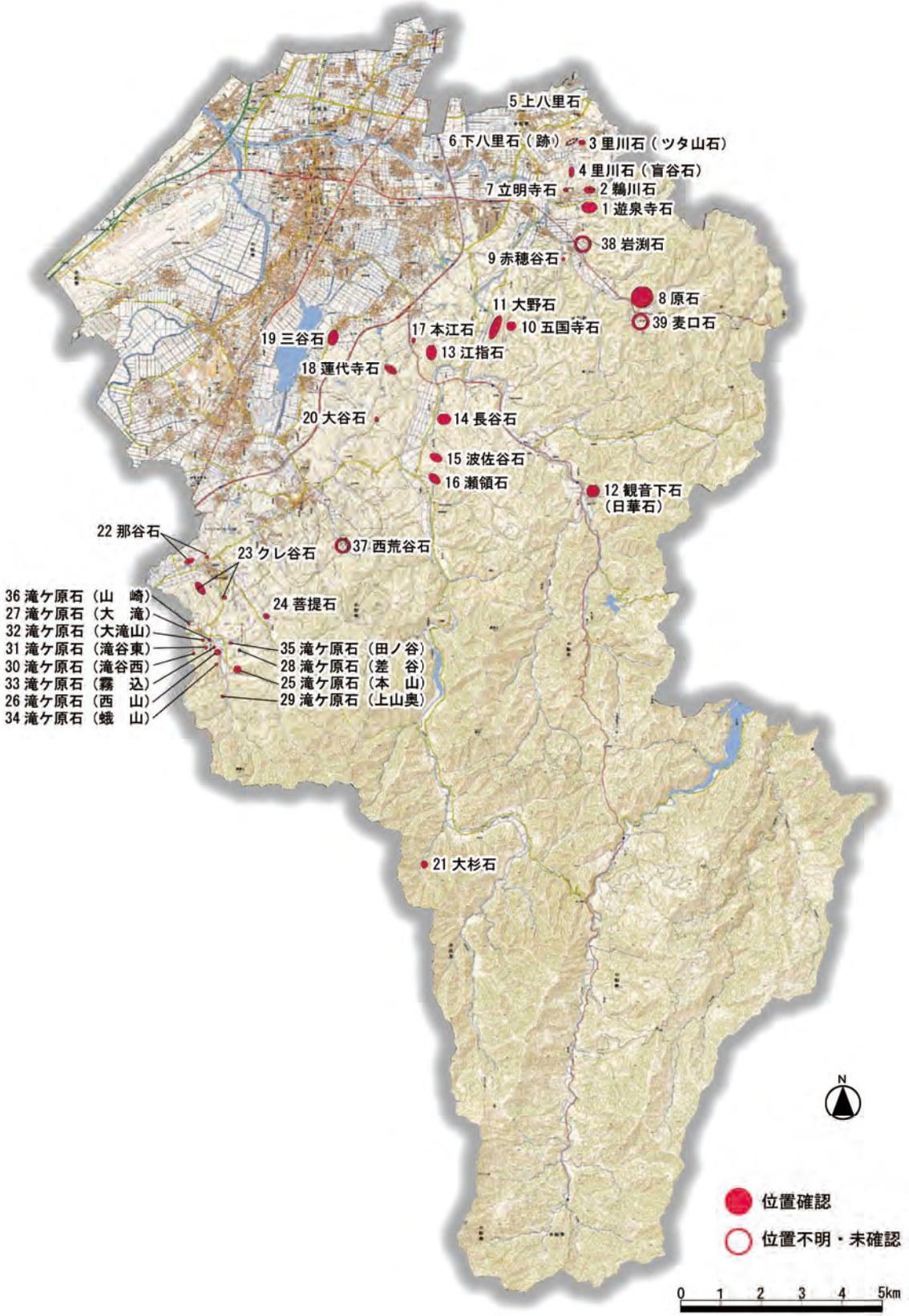


図 4-1　平成 27（2015）年度の調査で確認された石切り場の位置
（一般社団法人こまつ観光物産ネットワーク，2015）

表 4-2　平成 27（2015）年度の調査で確認された石切り場一覧
（一般社団法人こまつ観光物産ネットワーク，2015）

No.	石材名	所在地	採掘跡数	採掘法	現 状
1	遊泉寺石	遊泉寺町	3	横穴	閉鎖
2	鵜川石	鵜川町	2	横穴	閉鎖
3	里川石（ツタ山石）	里川町	2	横穴	閉鎖
4	里川石	里川町	4	横穴	閉鎖
5	上八里石	上八里町	1	横穴	閉鎖
6	下八里石	下八里町	不明	不明	閉鎖
7	立明寺石	立明寺町	1	横穴	閉鎖
8	原石	原町	36	露天／横穴	閉鎖
9	赤穂谷石	赤穂谷町	2	横穴	閉鎖
10	五国寺石	五国寺町	5	横穴	閉鎖
11	大野石	大野町	16	露天／横穴	閉鎖
12	観音下石（日華石）	観音下町	2	露天	閉鎖
13	江指石	江指町	4	露天／横穴	閉鎖
14	長谷石	長谷町	16	露天／横穴	閉鎖
15	波佐谷石	波佐谷町	4	横穴	閉鎖
16	瀬領石	瀬領町	7	横穴	閉鎖
17	本江石	本江町	7	横穴	閉鎖
18	蓮代寺石	蓮代寺町	7	露天	閉鎖
19	三谷石	三谷町	4	露天	閉鎖
20	大谷石	大谷町	1	露天	閉鎖
21	大杉石	大杉町	1	露天／横穴	稼働中
22	那谷石	那谷町	7	露天／横穴	閉鎖
23	クレ谷石	クレ谷町	4	露天／横穴	閉鎖
24	菩提石（蜂ノ巣石）	菩提町	2	露天	閉鎖
25	滝ヶ原石（本山）	滝ヶ原町	2	横穴	稼働中
26	滝ヶ原石（西山）	滝ヶ原町	1	横穴	閉鎖
27	滝ヶ原石（大滝）	滝ヶ原町	2	露天	閉鎖
28	滝ヶ原石（差谷）	滝ヶ原町	1	露天	閉鎖
29	滝ヶ原石（上山奥）	滝ヶ原町	1	露天	閉鎖
30	滝ヶ原石（滝谷西）	滝ヶ原町	1	露天	閉鎖
31	滝ヶ原石（滝谷東）	滝ヶ原町	1	横穴	閉鎖
32	滝ヶ原石（大滝山）	滝ヶ原町	3	横穴	閉鎖
33	滝ヶ原石（霧込）	滝ヶ原町	1	露天	閉鎖
34	滝ヶ原石（蛾山）	滝ヶ原町	1	露天	閉鎖
35	滝ヶ原石（田ノ谷）	滝ヶ原町	1	露天	閉鎖
36	滝ヶ原石（山崎）	滝ヶ原町	1	露天	閉鎖
37	西荒谷石	西荒谷町	不明	不明	閉鎖
38	岩渕石	岩渕町	不明	不明	閉鎖
39	麦口石	麦口町	不明	不明	閉鎖

第２節　本調査で確認した石切り場

本調査の過程で，新たに 13 地点の採掘跡を確認した（表 4-3）。これらの採掘期間や用途など，詳細の把握には至っていないが，概略を以下に説明する。なお大野石，大杉石，那谷石，菩提石そして滝ヶ原石の岩相や堆積構造などの詳細については第Ⅴ章で詳述する。

表 4-3　本調査で新たに確認した石切り場一覧

No.	石材名	所在地	岩石の種類	採掘跡数			新規の採掘法
				既知	新規	計	
10	五国寺石	五国寺町	軽石火山礫凝灰岩	5	2	7	露天
11	大野石	大野石	火山礫凝灰岩	16	1	17	露天
21	大杉石	大杉町	軽石火山礫凝灰岩	1	2	3	露天
22	那谷石	那谷町	粗粒凝灰岩・軽石凝灰岩	7	1	8	露天
24	菩提石	菩提町	球顆流紋岩	2	1	3	露天
30	滝ヶ原石（滝谷西）	滝ヶ原町	軽石凝灰岩	1	2	3	露天
31	滝ヶ原石（滝谷東）	滝ヶ原町	軽石凝灰岩	1	3	4	横穴 / 露天
41	津波倉石 [仮称]	津波倉町	火山礫凝灰岩	―	1	1	露天

１. 五国寺石

五国寺石は大正２（1913）年から採掘が始まったとされ（日置，1923），これまで採掘跡は５地点が確認されていた。

本調査では，これらに隣接する市道の法面で，新たに２地点において採掘跡を確認した（図 4-2）。両者の壁面状態は不明瞭であるものの，高さ２～3m 程度の壁面が連続していることから，露天掘りで小規模な採掘がおこなわれていたと考えられる。また，いずれも下部中新統赤穂谷層の軽石質火山礫凝灰岩を採掘している。

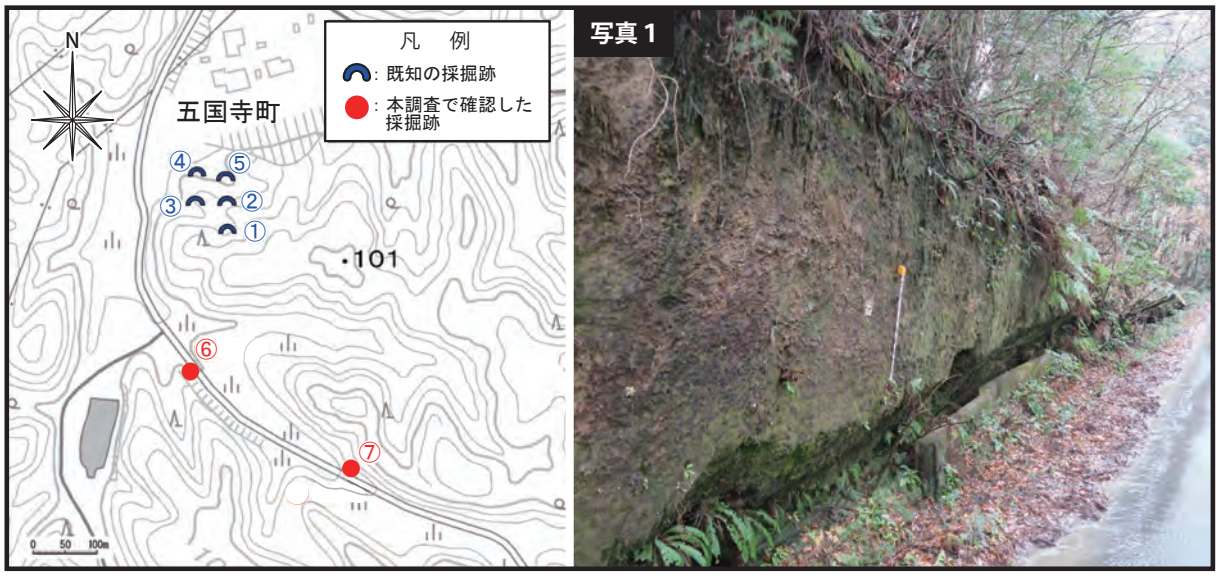


図 4-2　確認された五国寺石の石切り場の位置および写真

写真１：⑦採掘跡の外観.

2．大野石

従来の調査で，大野石の石切り場には，横穴式坑内掘りの採掘跡が 16 地点確認されている。⑭採掘跡から北北東の方向に約 150m 離れた丘陵斜面の中腹部で新たに露天掘りの採掘跡を確認した（図 4-3）。この採掘跡の岩相から，石材は赤穂谷層の火山礫凝灰岩がおもな採掘対象と考えられるが，灰白色～濃灰色の火山礫凝灰岩と凝灰質砂岩が互層する層準がみられ，既知の大野石の石切り場の岩相と異なる特徴が認められた。

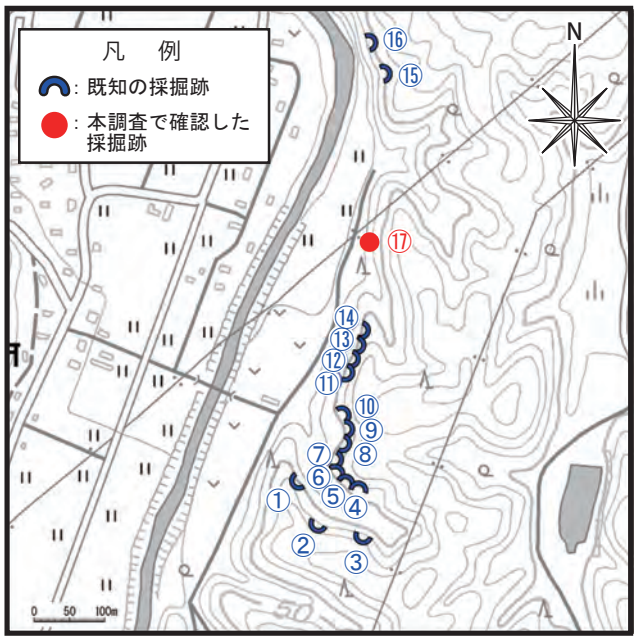


図 4-3　確認された大野石の石切り場の位置

3．那谷石

那谷町の通称「北山」に採掘跡を 1 地点確認した。「北山」の周辺ではこれまで 7 地点の採掘跡が見つかっており，今回確認されたものは⑤採掘跡の南西側に隣接する露天掘り跡であった（図 4-4）。那谷町の町史『奈多谷風土記（紺谷編，1989）』には，「北山」では明治期～昭和 30 年頃に耐火性のある石材を産出していたことが記されている。

露天掘り跡の壁面には灰色の粗粒凝灰岩と軽石質凝灰岩が互層する岩相が観察され，赤穂谷層に対比される凝灰岩類を採掘していたと考えられる。

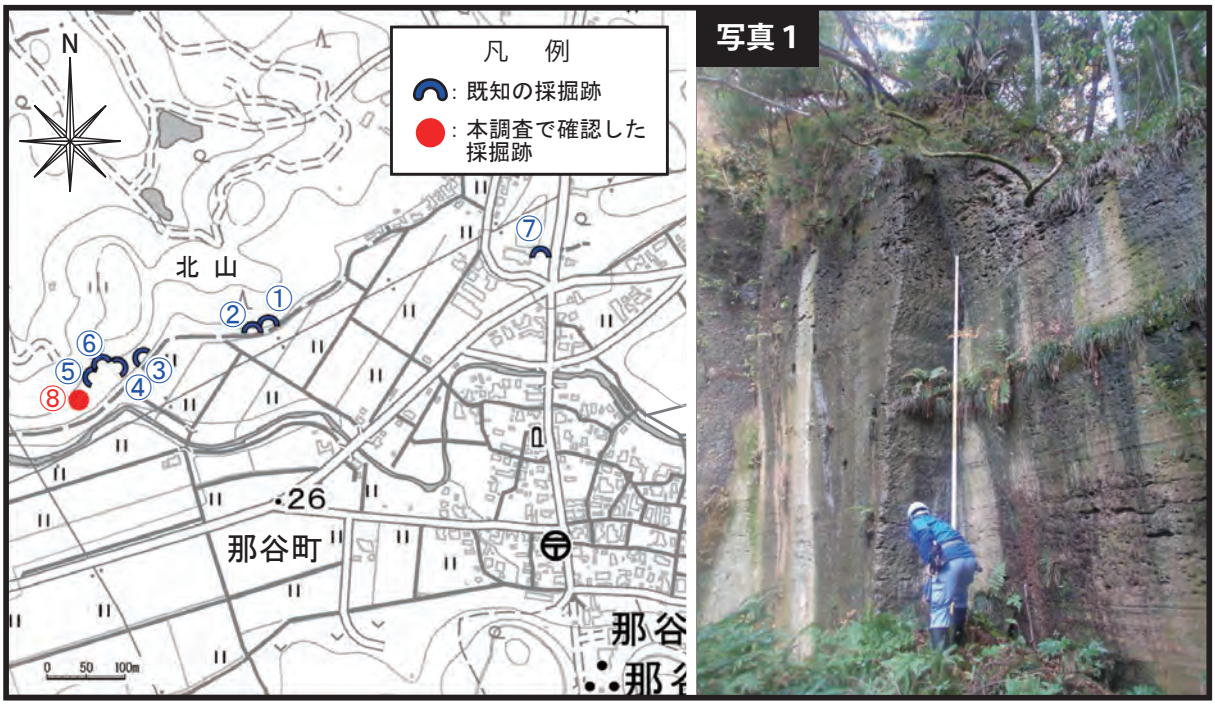


図 4-4　確認された那谷石の石切り場の位置および写真

写真 1：⑧採掘跡の外観.

4. 滝ヶ原石

滝ヶ原石の石切り場は，従来その採掘跡の位置する地名（小字または小名）にちなみ，12 ヶ所（例：西山，蛾山，霧込）に細分されている。本調査で滝ヶ原町の地質調査をおこない，滝谷東の石切り場から滝谷西の石切り場に至る丘陵斜面で採掘跡を 5 地点確認した（図 4-5）。①，②採掘跡は滝谷東の石切り場，③，④，⑤採掘跡は滝谷西の石切り場に便宜的に含めることにする。これらはいずれも露天掘りであった状況を示すが，①採掘跡は露天掘りから坑道掘りに移行した様子がみてとれる。

壁面の岩相はいずれも淡緑灰色～緑色の軽石質凝灰岩で，露天掘りの壁面では径 3 ～ 12mm の白色軽石が，坑内掘りの壁面では緑色の軽石がそれぞれ特徴的に観察される。いずれも赤穂谷層の軽石質凝灰岩を採掘対象としている。

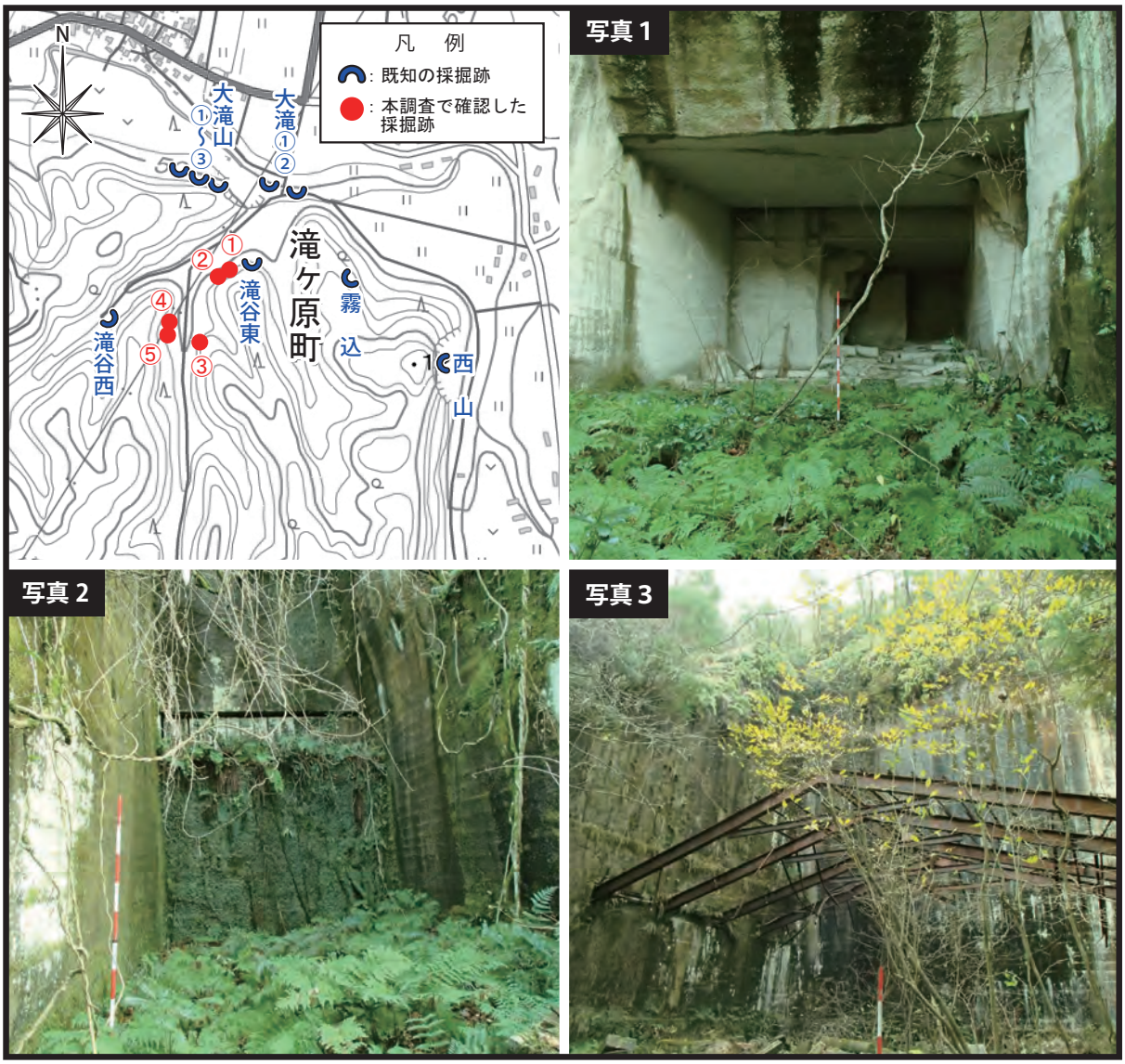


図 4-5　確認された滝ヶ原石の石切り場の位置および写真
写真 1：①採掘跡の外観．写真 2：②採掘跡の外観．写真 3：④採掘跡の外観．

5. 津波倉石（仮称）

波倉町地内の丘陵南側斜面に小規模な露天掘り跡を 1 ヶ所確認した（図 4-6）。従来同町では採掘跡は見つかっておらず，これが初めての確認となった。

この周辺は，赤穂谷層の火山礫凝灰岩が上部更新統辰口層の弱固結堆積岩に不整合に覆われ，近傍には凝灰質砂岩～泥岩を主体とする中部中新統舘層の分布がみられる。石材は赤穂谷層の火山礫凝灰岩を採掘しているものの，より軟質な舘層が分布する地質条件に制約されて，小規模な採掘に留まったものと推察される。

なお津波倉町における石材採掘の様子を記した文献や資料が見あたらないことから，石材名や採掘期間などの詳細は不明である。石材名については，産出地の地名をあてる先例にならい，本報告書では津波倉石と仮称して記載をすすめる。

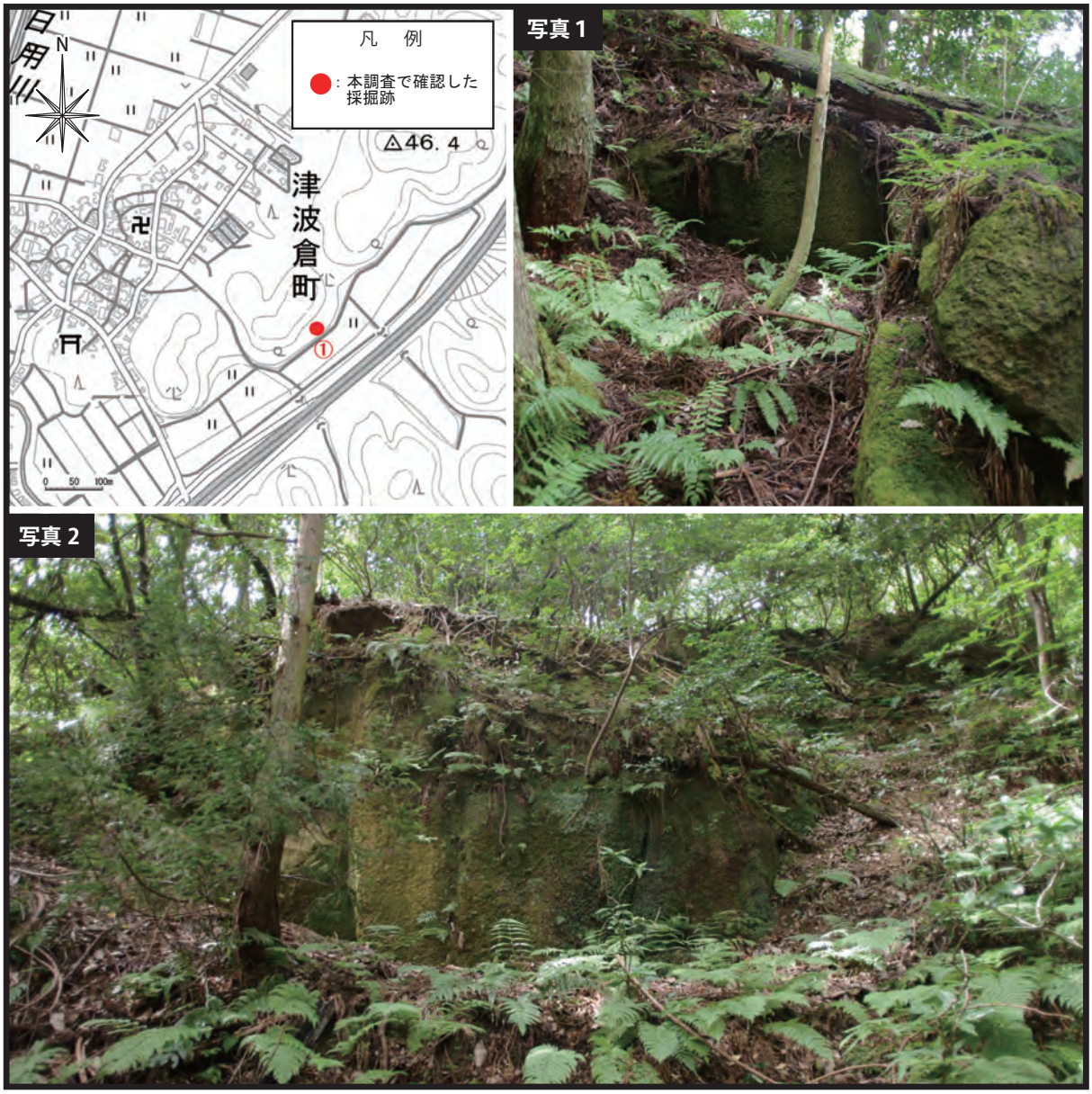


図 4-6　確認された津波倉石の石切り場の位置および写真

写真 1：①採掘跡の外観.

６．大杉石

現在も採掘が続けられている坑内掘りの坑道が既知の石切り場として確認されていた。ここから下流側の同一斜面において，幅 12m（②採掘跡）と幅 7.5m（③採掘跡）の採掘跡を新たに確認した（図 4-7）。いずれも露天掘りで，壁面には機械掘削したカッター痕があり，壁面上部にはドリルで連続穿孔した痕跡が残されていた。石切り場の所有者によると，かつてドリルを用いて採掘をしていた時期があったとのことである。いずれにしても他では見られない特異な採掘方法といえる。石材はいずれも赤穂谷層の軽石質火山礫凝灰岩を採掘の対象としている。

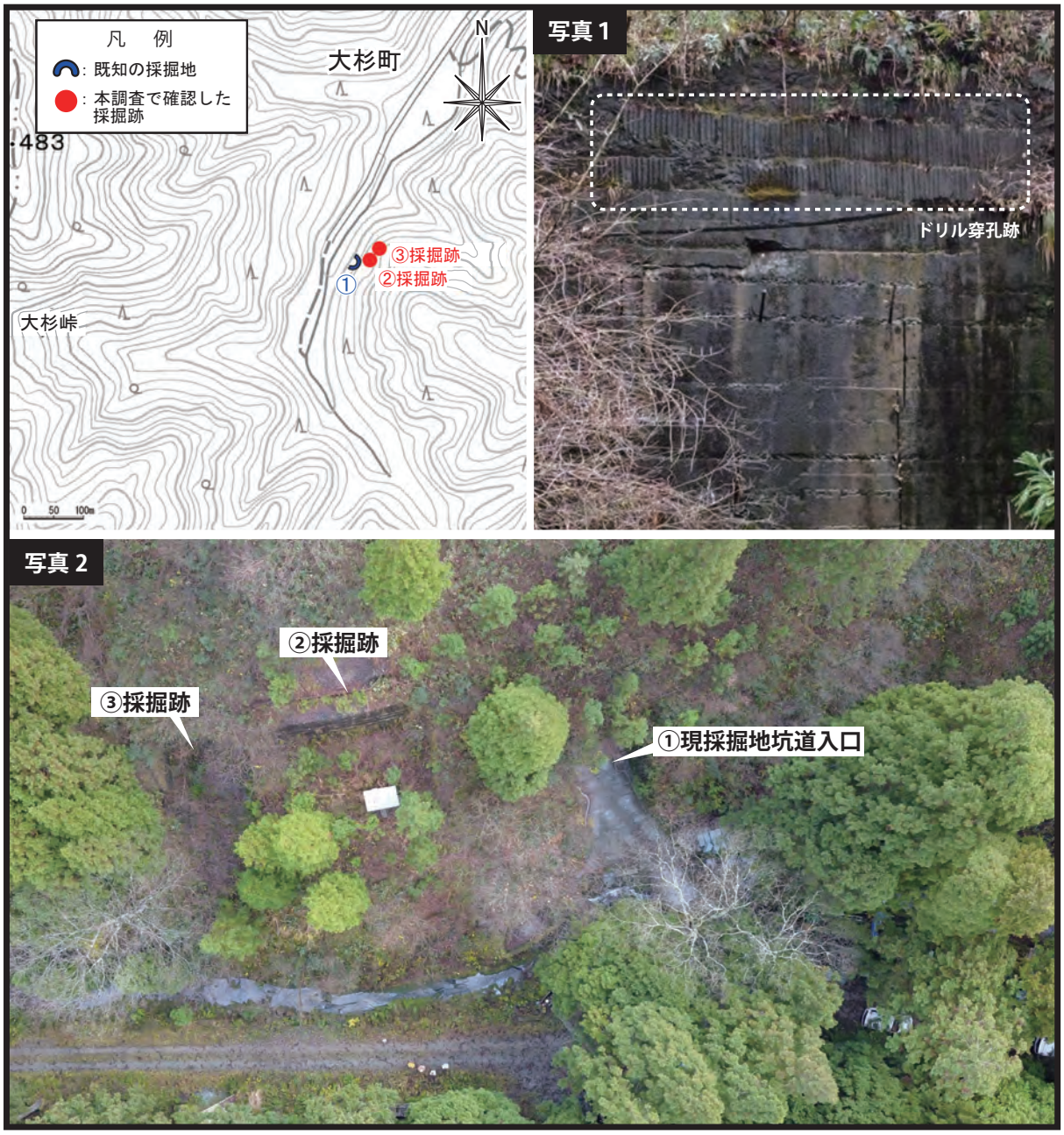


図 4-7　確認された大杉石の石切り場の位置および写真

写真１：②採掘跡のドリル穿孔跡（白点線枠内）．写真２：石切り場の空中写真．

7. 菩提石

青谷入口付近の②採掘跡から北へ約 100m 離れた斜面で新たな採掘跡を確認した（図 4-8）。その形状から露天掘りで石材を採掘していたと考えられる。この採掘跡は，平成 28（2016）年 9 月に石工の中谷篁氏（滝ヶ原町）の案内でその存在を知り，本調査であらためてそれを記録した。

ここでみられる岩相は，球顆流紋岩がおもに観察されることから，流紋岩の流理構造の外殻組織にあたる層準を採掘対象としていたと考えられ，赤穂谷層の流紋岩類に対比される。

図 4-8　確認された菩提石の石切り場の位置および写真
写真 1：③採掘跡周辺にみられる転石群.

第３節　石切り場の地質層序

１．石切り場の地理的位置と採掘層準

小松市内の石切り場の数は，新たに確認された津波倉石を含めると，累計 36 ヶ所にのぼる。さらに，それらの石切り場に存在する採掘跡や稼働中の採掘地は 167 地点を数える。これを受けて，第Ⅱ章で述べた小松市の丘陵部の表層地質図に，前出の表 4-2 および表 4-3 に示した石切り場の位置を落としたものが図 4-10 である。

位置が確認された石切り場について，表層地質と対比しながら，その採掘層準を以下に考察する。上部更新統辰口層が広く分布する丘陵地では，丘陵地の北東から南西に向かって上八里石，里川石，立明寺石，三谷石，津波倉石，那谷石の石切り場が点在する。今回の地質調査で把握した石切り場の地質や既往資料から判断すると，これらの石切り場では，不整合関係にある上位の辰口層直下の下部中新統赤穂谷層の凝灰岩類を，横穴式の坑内掘りあるいは露天掘りによって石材を得ていたとみられる（図 4-9）。

一方，この丘陵地の西縁部には石材に適さない軟質な中部中新統舘層が分布している。良質の石材を効率よく大規模に採掘するという石切り場の当時の選定にあたっては，小松市のこのような地質条件による地域的な制約があり，石切り場の地理的分布はこれを反映するものといえる。したがって，小松市内に存在する石切り場では，そのすべてが赤穂谷層から石材を採掘していたと断定される。

図 4-9　那谷石の⑧採掘跡にみられる不整合（白点線）
不整合面上には弱固結堆積岩（辰口層）が重なる.

２．石切り場の層位的分布

本調査では赤穂谷層の明確な層序の確立までは至っていないものの，第Ⅱ章で述べたとおり，赤穂谷層は下位より順に広域に分布する流紋岩類，火山礫凝灰岩または凝灰角礫岩類，局所的に分布する流紋岩類の貫入岩，そして成層構造または細粒層を挟む火山礫凝灰岩類に大別される傾向が認められる。

調査地南部の赤瀬町や瀬領町付近では，明瞭な流理構造をともなう流紋岩溶岩が広域かつ連続的に分布し，これらは大規模な溶岩流あるいは溶岩ドームである可能性が高く，これを赤穂谷層の下部にあたる流紋岩類①とした。流紋岩類①の周りには，これを取り囲むように火山礫凝灰岩を主体とする凝灰岩類が分布し，その特徴は，成層構造がほとんど認められないことや，細粒層

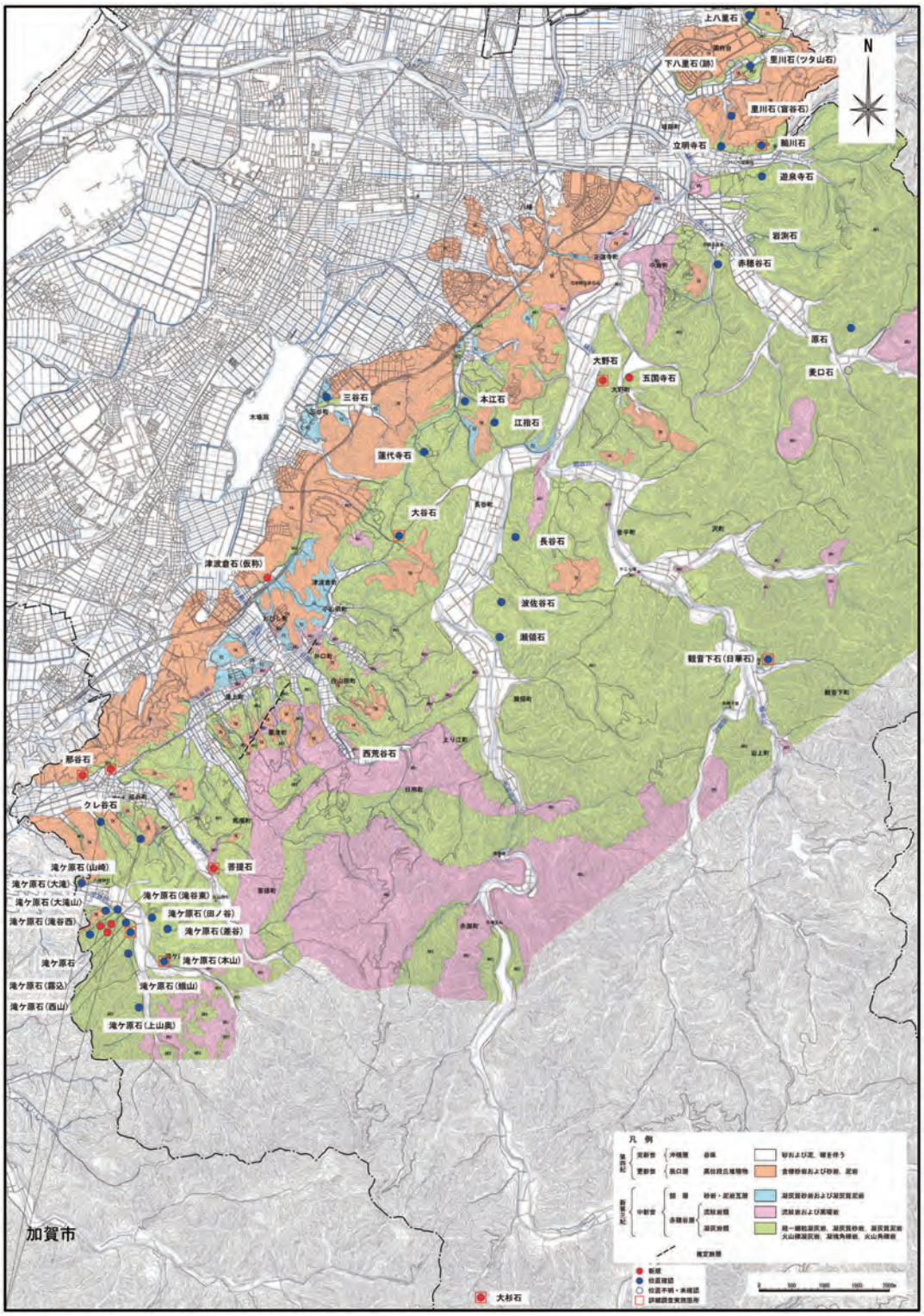


図 4-10　丘陵地の表層地質と石切り場の位置

が挟在しないこと，含まれる軽石が溶脱している傾向がみられることである。このような凝灰岩類を流紋岩類①の上位となる凝灰岩類①とした。凝灰岩類①の堆積後に貫入したと考えられる流紋岩類②は，流理構造がみられる流紋岩溶岩を主体し，その分布範囲は局所的である。また，その地質構造は周辺の凝灰岩類の地質構造とは一致しないことも特徴のひとつである。流紋岩類②の周囲には，凝灰質砂岩などの細粒層が挟在する火山礫凝灰岩や成層構造を有する火山礫凝灰岩の分布がみられ，このような岩相上の特徴をもつ凝灰岩類を凝灰岩類②とした。

以上のように，赤穂谷層を下位から流紋岩類①，凝灰岩類①，流紋岩類②，凝灰岩類②と大別したうえで，壁面の岩相を詳しく観察した９ヶ所の石切り場（鵜川石，大谷石，大野石，観音下石，滝ヶ原石本山，滝ヶ原西山，那谷石，菩提石，大杉石の石切り場，第５章で詳述する）および岩石薄片を作成して顕微鏡観察をおこなった遊泉寺石と原石の層序を整理した（表 4-4）。

表 4-4　石切り場の地質層序

採掘対象層		岩相区分	石切り場の名称
赤穂谷層	上部	凝灰岩類②	鵜川，大谷，大野，滝ヶ原（西山）
			滝ヶ原（本山），那谷，遊泉寺
	下部	流紋岩類②	菩提
		凝灰岩類①	観音下，原，大杉（?）
		流紋岩類①	該当なし

市内の流紋岩質の石材は，多孔質で珪化のすすんだ菩提石のみに限られ，分布域から判断して流紋岩類②に相当する。菩提石以外の石材はすべて凝灰岩質であるが，西荒谷石については文献から流紋岩質の可能性が残されている。西荒谷石は文献に記されているものの，石切り場が確認されてない石材のひとつで，石川懸地質鑛産誌（鈴木，1953）には石英粗面岩，粟津温泉商工協同組合 25 周年誌（粟津温泉商工協同組合，1985）には黒戸室の俗称で呼ばれていたことが記されている。したがって，流紋岩質であっても菩提石とは違った外観の石材であろうと考えられる。

凝灰岩質石材を採掘している石切り場については，層位学的にみて観音下石と原石は凝灰岩類①と考えられる。大杉石は石切り場周辺の表層地質が捉えられていないため，その位置は判然としないが，採掘跡の壁面に成層構造がみられないことや細粒層が狭在しないという岩相から凝灰岩類①に含めた。これら以外の鵜川石，大谷石，大野石，滝ヶ原石（本山・西山），那谷石，遊泉寺石の石切り場は，壁面の岩相の特徴から凝灰岩類②を採掘の対象としていると考えられる。

今回の調査では観音下石，滝ヶ原石（本山），原石，菩提石，遊泉寺石の岩石薄片を作成して顕微鏡観察をおこなった。観音下石，原石，遊泉寺石は軽石質火山礫凝灰岩，菩提石は角閃石流紋岩，滝ヶ原石（本山）は玄武岩質の礫を含む火山礫凝灰岩にそれぞれ識別された。このうち凝灰岩類②に含めた遊泉寺石と滝ヶ原石（本山）は玄武岩片を含み，凝灰岩類①に区分した原石と観音下石は玄武岩片を含んでいないことから，玄武岩片の有無が石切り場の層序を確立する一助となる可能性が指摘される。

第Ⅴ章　石切り場の詳細調査

第 1 節　石切り場の詳細調査の内容

小松市内には 38 ヶ所の石切り場と 167 ヶ所の採掘跡が存在している。この結果をふまえて本詳細調査では，石材の多様性や地質学的な成因を解明するための基礎資料として，石切り場の採掘壁面で観察される岩相の変化や堆積構造，地質構造，産出化石などを詳しく記載した。また，壁面の状態が良好で，連続的な観察が可能な場所では詳細な柱状図も作成した。

今回の調査では，8 種類の石材を調査対象とし（図 4-1 参照），それらの採掘地である 9 ヶ所の石切り場の合計 21 地点で観察をおこなった（表 5-1）。

調査対象の石切り場を選定した基準は，1）小松市を代表する石材，2）こまつの石文化の構成資産となっている石材，3）歴史資料に記されている石材，4）地質的・地理的に特徴のある石材，であり，このいずれかに該当し，かつ，調査可能な状態の石切場を選んだ。4）については、石切り場の周辺に鉱山や陶石採掘場が分布する大野石，赤穂谷層（下部中新統）と辰口層（更新統）の分布域に石切り場が位置する那谷石，市内ではもっとも南方で採掘されている大杉石があげられる。また，菩提石は，1) ～ 3）のそれぞれに該当するだけでなく，石材の種類が凝灰岩質なのか，流紋岩質なのかを確定する目的（詳細は第Ⅰ章の「第 2 次調査」を参照）もある。なお，これについては同石材の薄片の鏡下観察の結果も参考にした。

現地での岩相などの観察にあたっては，地質調査の基本にのっとっての肉眼での観察を中心とするが、観音下石の石切り場のように、規模が大きく，壁面が高所に及んでいる場合は，ドローンで撮影した壁面写真も参考にした。

表 5-1　詳細調査対象の石切り場

石 材 名	所在地	調査地
鵜 川 石	鵜 川 町	2 地点
大 野 石	大 野 町	3 地点
大 谷 石	長 谷 町	1 地点
観音下石	観音下町	2 地点
那 谷 石	那 谷 町	5 地点
菩 提 石	菩 提 町	2 地点
滝ケ原石	滝ケ原町	5 地点
大 杉 石	大 杉 町	1 地点

第 2 節　石切り場の詳細調査の結果

詳細調査を実施した 8 種類の石材の石切り場について，以下，石切り場ごとにその結果を記す。

1．「鵜川石」石切り場の詳細調査

鵜川石は，『能美郡地誌（福畠，1889）』によると，鵜川村（現鵜川町）の東部で産する淡青色の石材の名称とされている。その歴史は市内産の石材のなかでは古く，『能美郡誌（日置，1923）』には，小松城築城の頃かそれ以前から切り出しが始まり，鵜川本山（ほんやま）の採掘跡からの石材を建築用，墓石，短木呂（たんころ），井戸側，胴桶，炬燵石，かまど等に加工していたと記されている。若宮八幡神社（鵜川町）には鵜川石製とされる鳥居や常夜灯があり，埴田町に残る虫塚も同石材と伝わっている（図 5-1）。

図 5-1　鵜川石の使用例

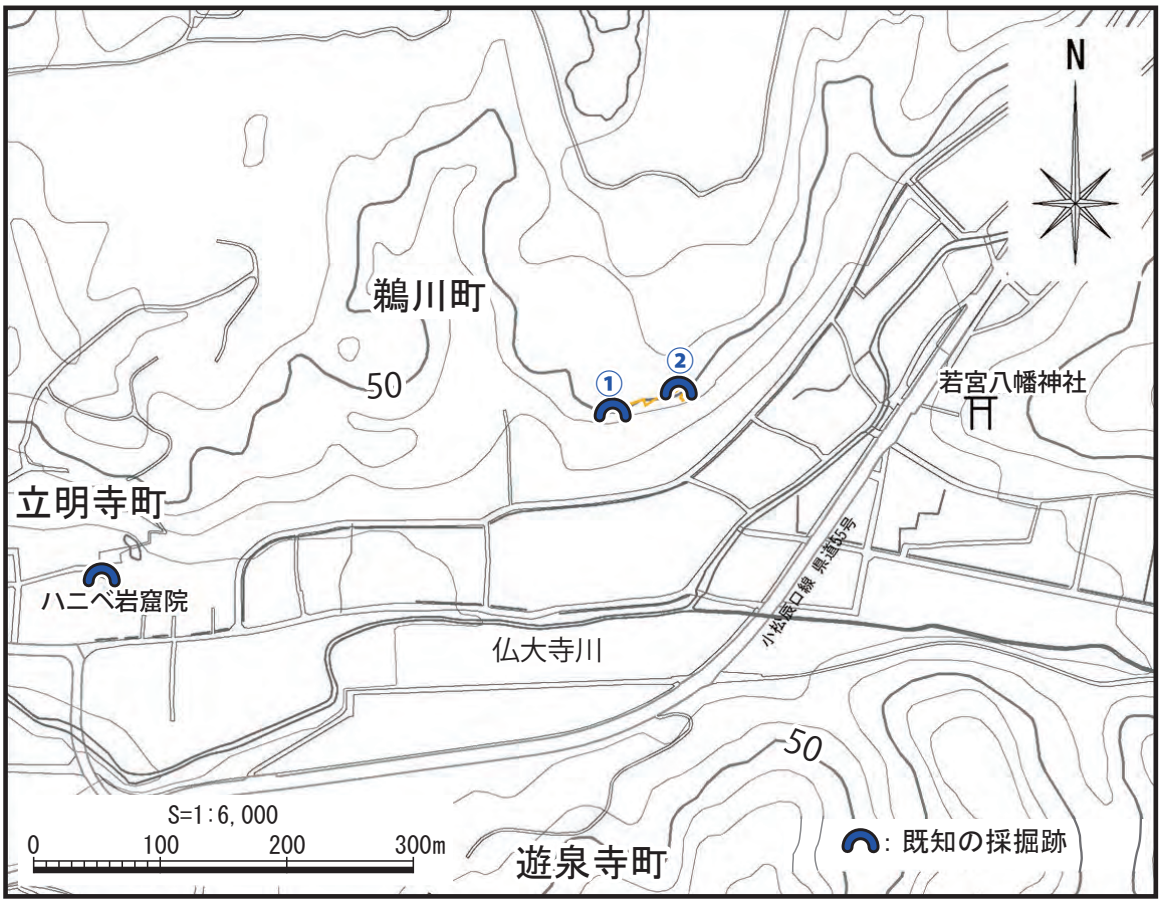
写真 1：小松城本丸櫓台の石垣（丸内町）．写真 2：埴田の虫塚（埴田町，天保 10 [1839] 年建立）．写真 3a，b：若宮八幡神社の鳥居（鵜川町，天保 15 [1844] 年建立）．写真 4a，b：同神社の常夜灯（嘉永 5 [1852] 年建立）．

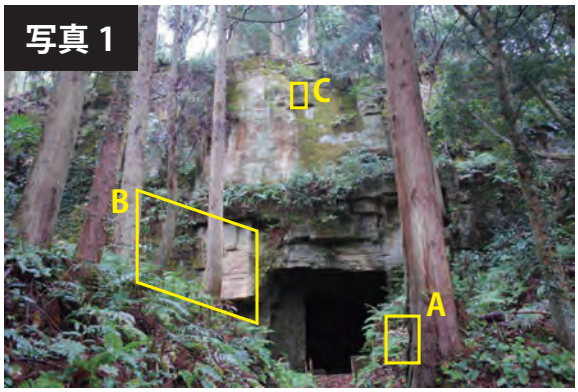
一方，『国府村史（国府村史編纂委員会編，1956）』は，地元の伝承として，約 350 年前に能登から移り住んだ石工が始めた，あるいは能登で石切りの技術を習得した鵜川出身者が始めたとし，最初に石材を切り出したのは，鵜川町地内を流れる仏大寺川の川底だったと記している。

そのほかには，小松城の修復や金沢城の再建に関する江戸時代の文書にその名が散見される石材でもある。加賀藩穴生方の後藤彦三郎が著した『落葉集』には，寛永 16（1639）年にはじまった小松城の修復で「宇川石（鵜川石）」を用いたことが記されている。小松城の本丸櫓台石垣（図 5-1）は，凝灰岩石材と安山岩石材の戸室石（金沢市産）を組み合わせて造営されており，その凝灰岩石材

のひとつには鵜川産の可能性が示唆されている（犬丸・三浦，1999）。また，金沢城の二ノ丸御殿再建の様子を記録した『御造営方日並記』には，使用石材として「鵜川石」，「鵜川本山炉石」の名が文化６（1804）年の記述に認められる。

これらの鵜川石を採掘していた採掘跡の所在は詳しく伝わっていないが，『御造営方日並記』の記述にある鵜川本山炉石は，鵜川町に現存する本山の採掘跡の可能性がある。その一方で，鵜川町およびその周辺の遊泉寺町，立明寺町，里川町には，数多くの採掘跡がみつかっており（田中，1990），複数の石切り場で切り出したものの総称として鵜川石と当時は呼んでいた可能性が指摘されている（樫田，2016）。例えば，『能美郡小松案内（大田，1913）』で紹介されている鵜川石は，現在の遊泉寺町，里川町，中海町，原町などで産出する石材の総称とされ，その産出地は広い範





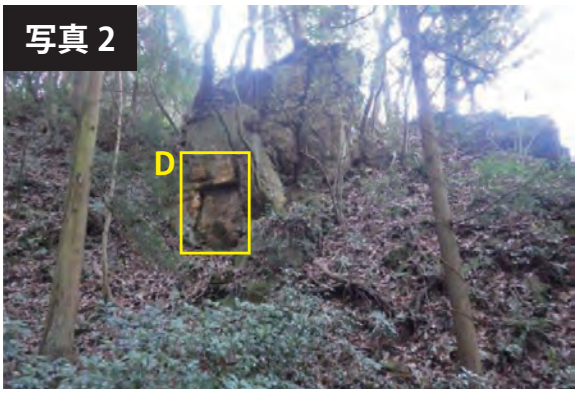


図 5-2　鵜川石石切り場の位置と①，②採掘跡の外観

写真１：①採掘跡．写真２：②採掘跡（黄枠内は柱状図作成範囲）．

囲におよんでいる。したがって，鵜川石の産出地は採掘の時期に応じて異なり，その岩相も採掘地に応じての多様性を有する可能性が高い。

鵜川石の採掘は昭和 30 年代で途絶えたとされ（樫田，2016），田中（1990）が確認した採掘跡の大半はその後の開発などで失われている。現存する大規模な採掘跡としては，立明寺町の「ハニベ岩窟院」や遊泉寺町のものがあげられる。前者は地下に広がる採掘坑を観光目的に転用した施設である。一方の後者は，第二次大戦末期に飛行機の地下工場が建設されたこともある地下採掘坑後で，その総面積は約 214,000 平方フィート（約 19,881㎡）にもおよんでいる（USSBS Aircraft Division，1947）。

今回の調査は，前述の文献にも記され，鵜川石の代表的な採掘地とされる本山を中心におこなった。平成 27（2015）年度に実施された市内石切り場調査（一般社団法人こまつ観光物産ネットワーク，2015）では，鵜川町で２地点の採掘跡が確認されており（図 5-2），その一方が本山の採掘跡である。本調査では，これらの採掘跡において岩相記載と壁面柱状図の作成とをおこなった。

[鵜川石石切り場の概要]

鵜川石①採掘跡：ここは通称「本山」と呼ばれ，鵜川町の住宅密集地の北に広がる山林のなかに位置している。標高約 35m の丘陵斜面の南側にあたり，木々に隠れるように露天掘り跡と横穴坑道跡が認められる。住宅地区からの比高が約 10m あることに加えてこれらはやや奥まった位置にあるため，平地から採掘跡を視認するのは難しい。

この採掘跡は，高さ約 12m の垂直の南東を向いた岩壁で，その前面には現在は樹木が繁茂するものの開けた空間となっている。この岩壁には，人力による石材の切り出し痕が残っていることから，丘陵斜面を切り下げた露天掘りの跡と判断される。岩壁の下部には高さ約 4m，幅約 3m の方形の横穴坑道が開口する。坑道内部の空間は入ってすぐに側方へ広がり，そこからやや斜め下方へ掘進している。坑道内部は複雑に入り組んでおり，壁面にみられる採掘痕は人力によるものがほとんどである（図 5-2- 写真 1）。

柱状図の作成とそれにともなう岩相の観察は，図 5-2- 写真 1 に示した A ～ C の範囲でおこなった。A は観察範囲における最下位層準と位置づけ，B は下位～中位層準とした。これらよりも上位となる層準の観察は，高所となるので困難と判断し，C の層準に相当する②採掘跡の観察結果で対応した。

鵜川石②採掘跡：①採掘跡から東北東へ約 60m 離れた斜面（標高約 40m）に位置する。ここには西向きおよび南向きのふたつの壁面があり，いずれも露天掘りの跡と考えられる。西向きの壁面の高さは約 5m，幅は約 5m である。一方，南向きの壁面の高さは約 5m，幅は約 10m である（図 5-2- 写真 2）。

[鵜川石石切り場　全体の岩相]

火山礫凝灰岩を主体とし，細粒凝灰岩，凝灰質泥岩，および凝灰質砂岩が一部の層準に挟在する。火山礫凝灰岩は全体に淘汰が悪く塊状で，含まれる礫は流紋岩や泥岩の角礫～亜角礫，そして凝灰岩および凝灰質泥岩の扁平化した偽礫である。

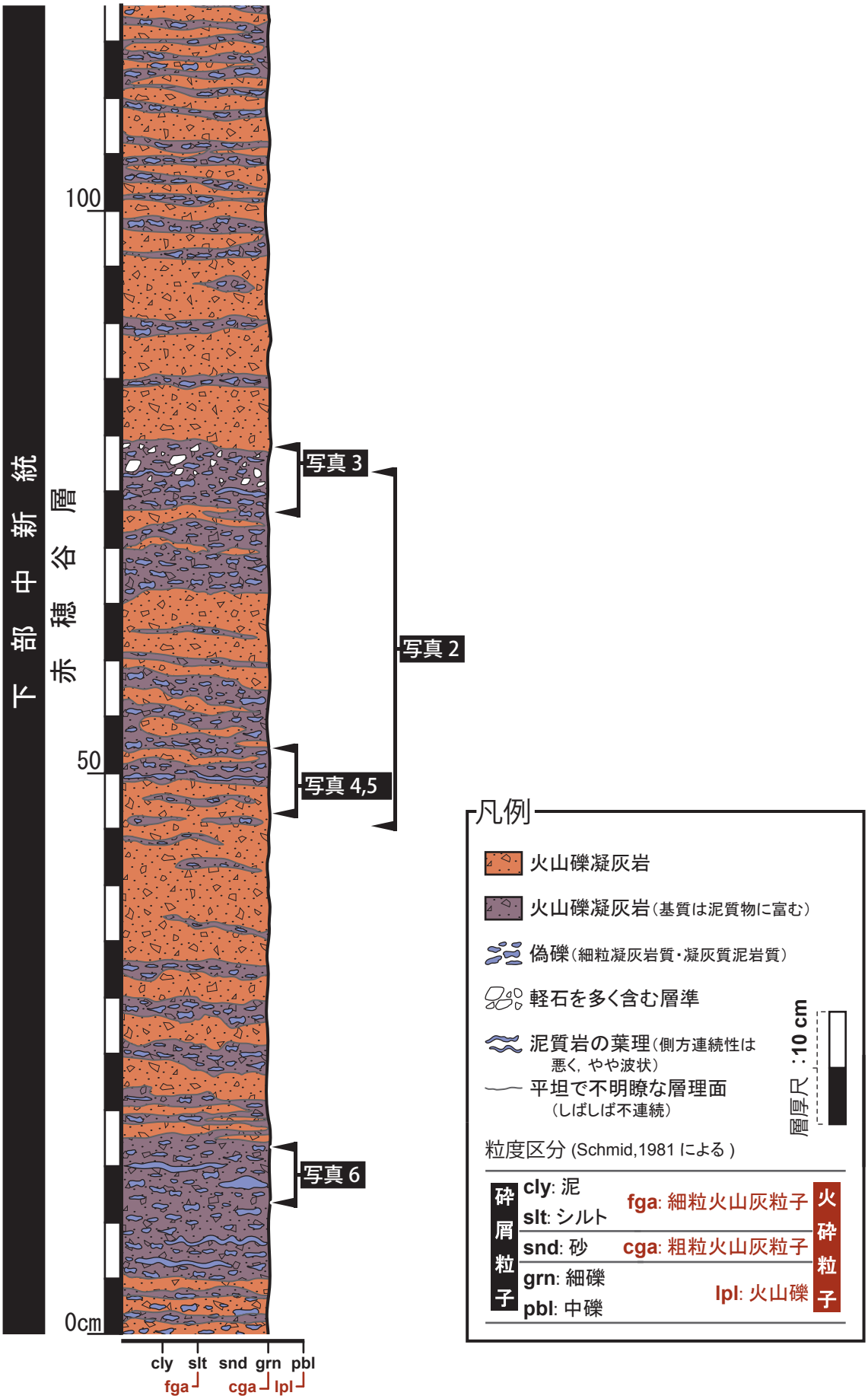


図 5-3　鵜川石①採掘跡の最下位層準の柱状図（図 5-2-A の範囲，各写真は図 5-4 参照）

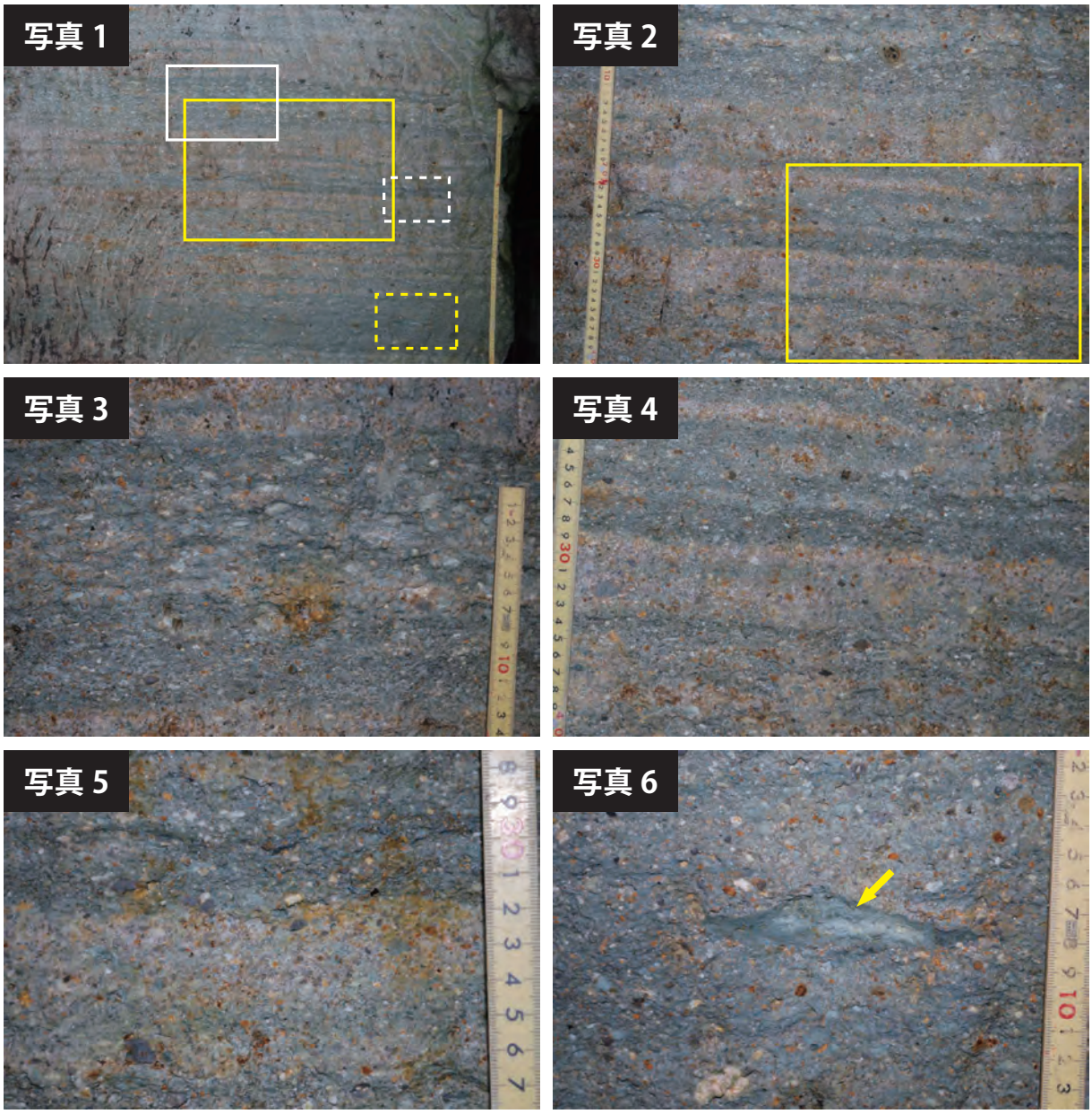


図 5-4　鵜川石①採掘跡の最下位層準の岩相

写真 1：灰白色と濃灰色火山礫凝灰岩の互層（黄枠内：写真 2，白枠内：写真 3，白点線枠内：写真 4，黄色点線枠内：写真 6）．写真 2：互層の拡大（黄枠内：写真 5）．写真 3：軽石と暗色泥岩偽礫に富む濃灰色火山礫凝灰岩．写真 4，5：互層の境界部分の拡大．写真 6：濃灰色火山礫凝灰岩層に含まれる泥岩偽礫（矢印）．

挟在する細粒凝灰岩，凝灰質泥岩，そして凝灰質砂岩は，この石切り場の中位から上位にかけての層準で確認される。いずれも側方への連続性に乏しく，側方に尖滅するためしばしばレンズ状となる。細粒凝灰岩と凝灰質泥岩はともに塊状であり，凝灰質砂岩には低角の斜交層理の存在が認められる。

［鵜川石①採掘跡　最下位層準の岩相］

横穴坑道内部の入口付近の壁面で層厚 1.2m の柱状図（図 5-3）を作成した。灰白色と濃灰色との火山礫凝灰岩の互層から構成されるが，それぞれの凝灰岩の層厚は不規則で一定しない。両

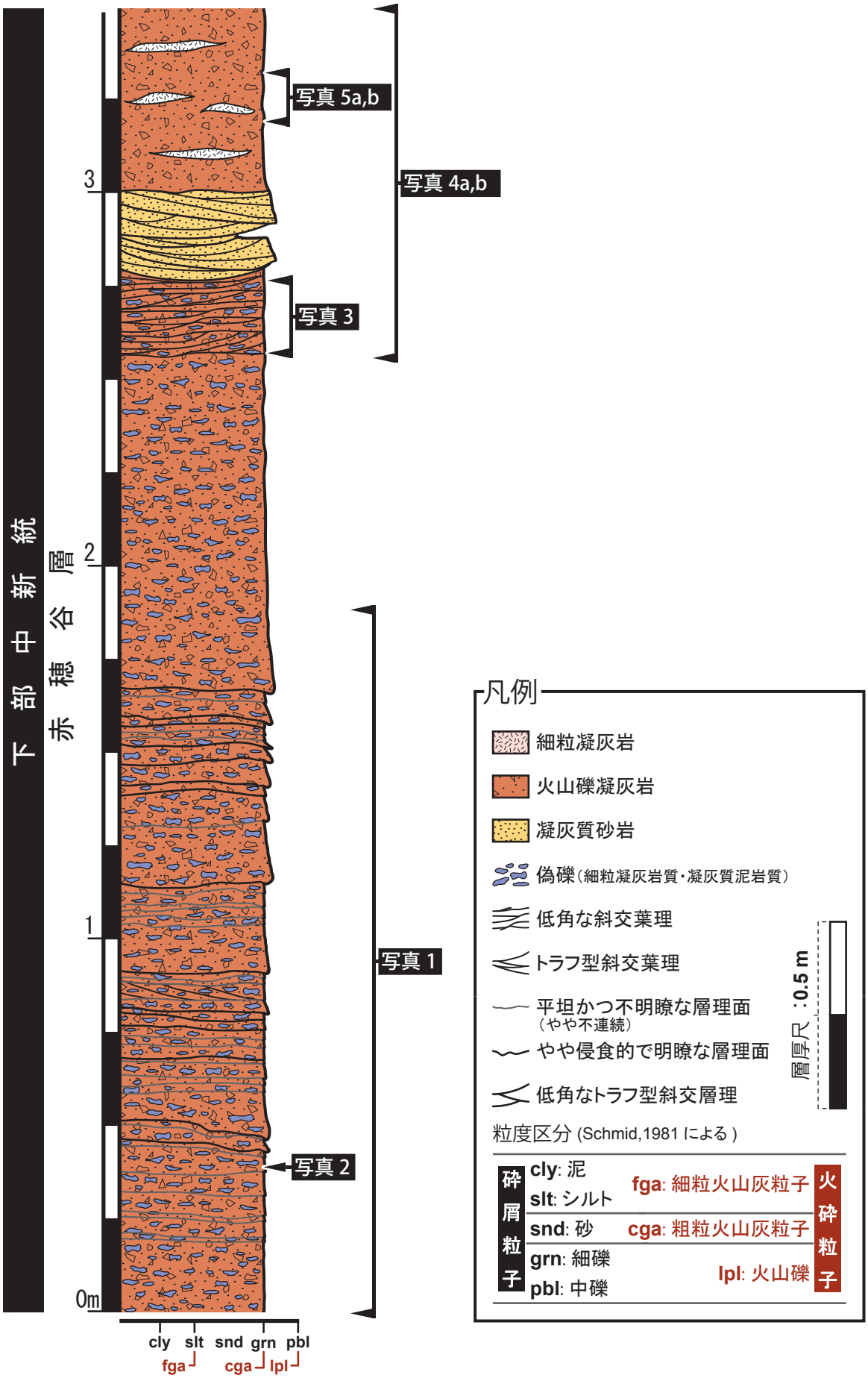


図 5-5　鵜川石①採掘跡の下位～中位層準の柱状図（図 5-2-B の範囲，各写真は図 5-6 参照）

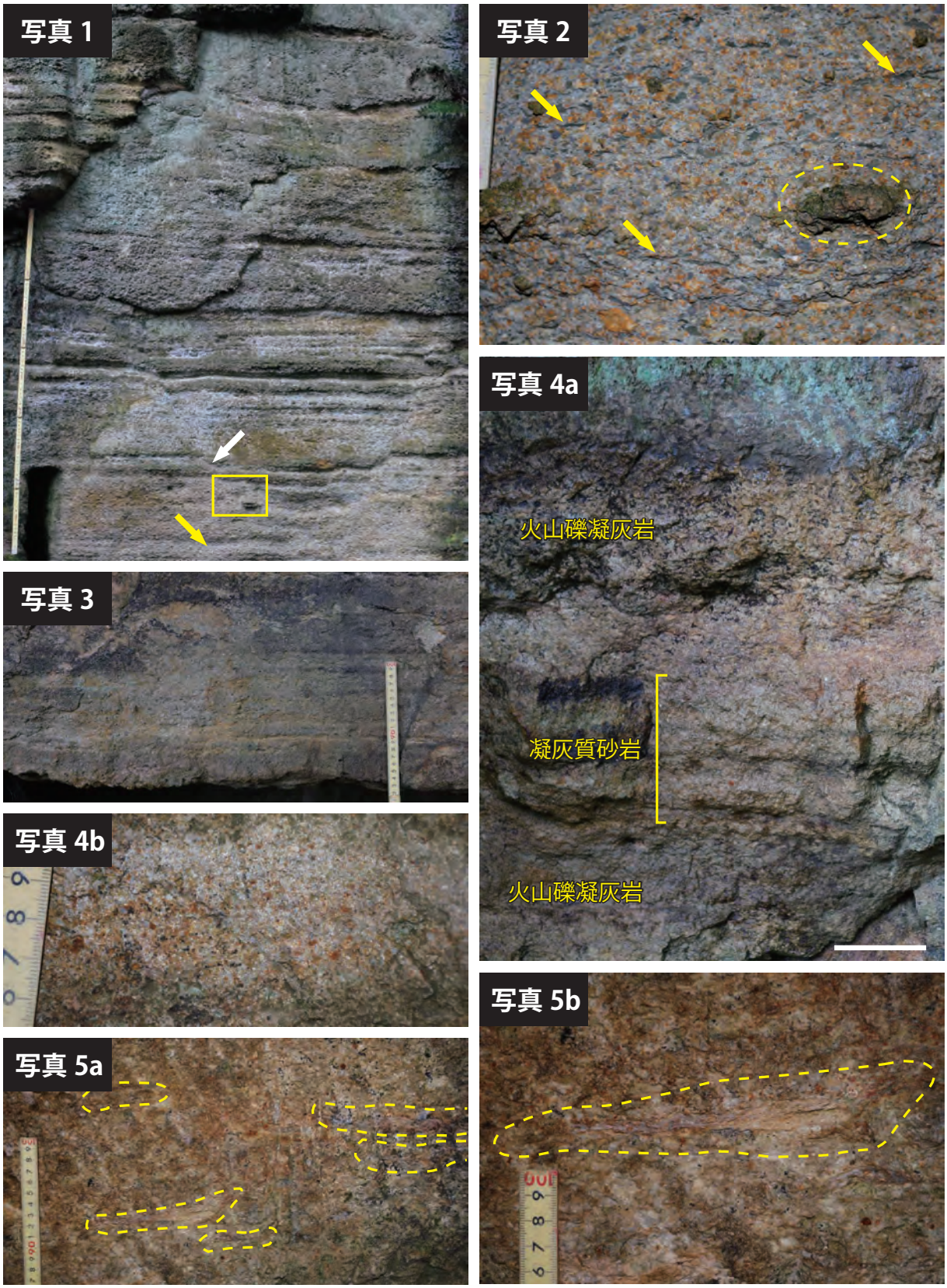


図 5-6　鵜川石①採掘跡の下位～中位層準の岩相

写真 1：平行層理の発達する火山礫凝灰岩（白矢印：侵食作用を受けた層理面，黄矢印：不明瞭な平行層理，黄枠内：写真 2）．写真 2：火山礫凝灰岩に含まれる火山礫（黄点線内）および偽礫（黄矢印）．写真 3：葉理の発達する火山礫凝灰岩，写真 4a：火山礫凝灰岩に挟在する凝灰質砂岩．写真 4b：凝灰質砂岩の拡大．写真 5a：火山礫凝灰岩に含まれるレンズ状の細粒凝灰岩薄層．写真 5b：レンズ状の細粒凝灰岩薄層の拡大．

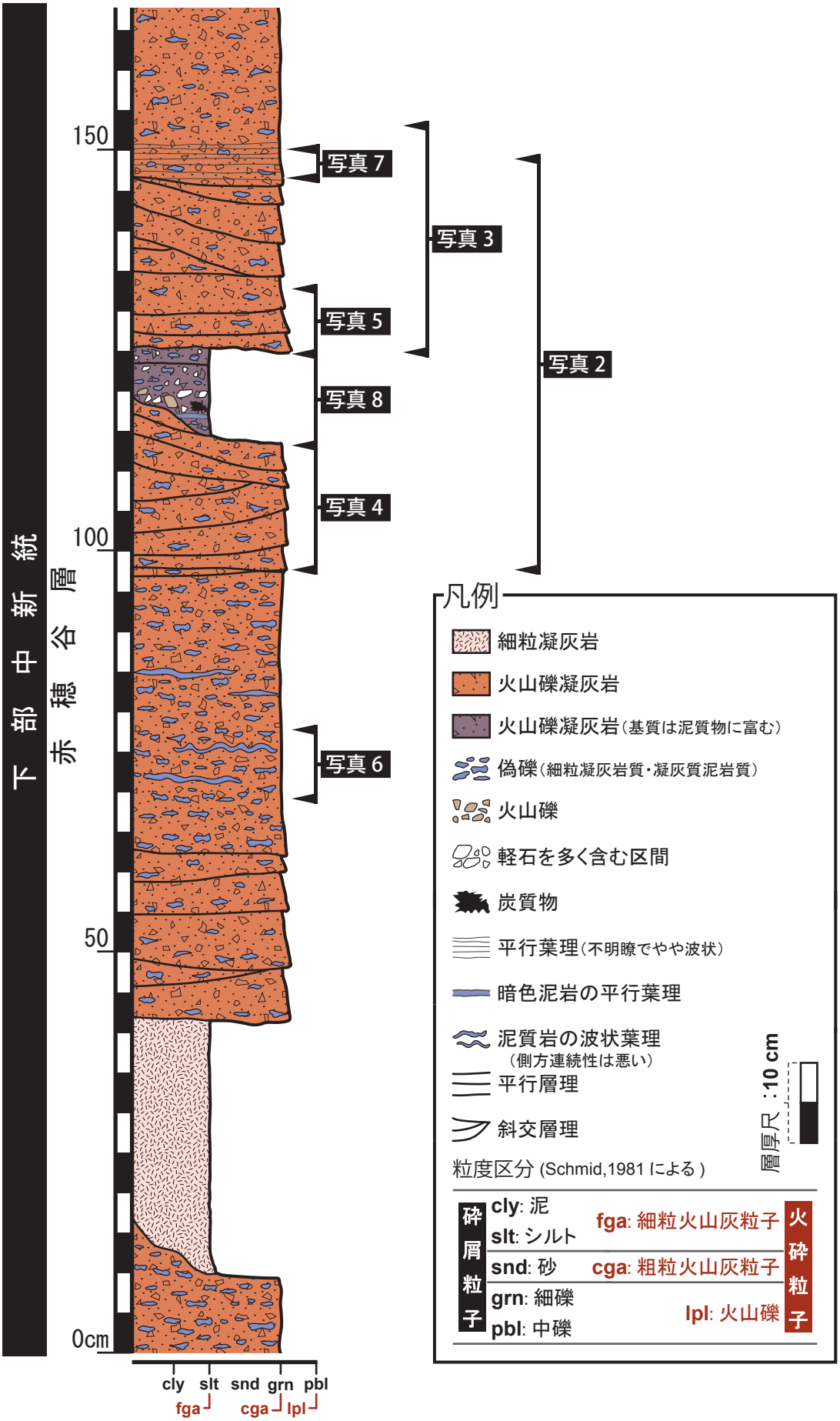


図 5-7：鵜川石②採掘跡の柱状図（図 5-2-D の範囲，図 5-2-C の層準に相当，各写真は図 5-8，9 参照）

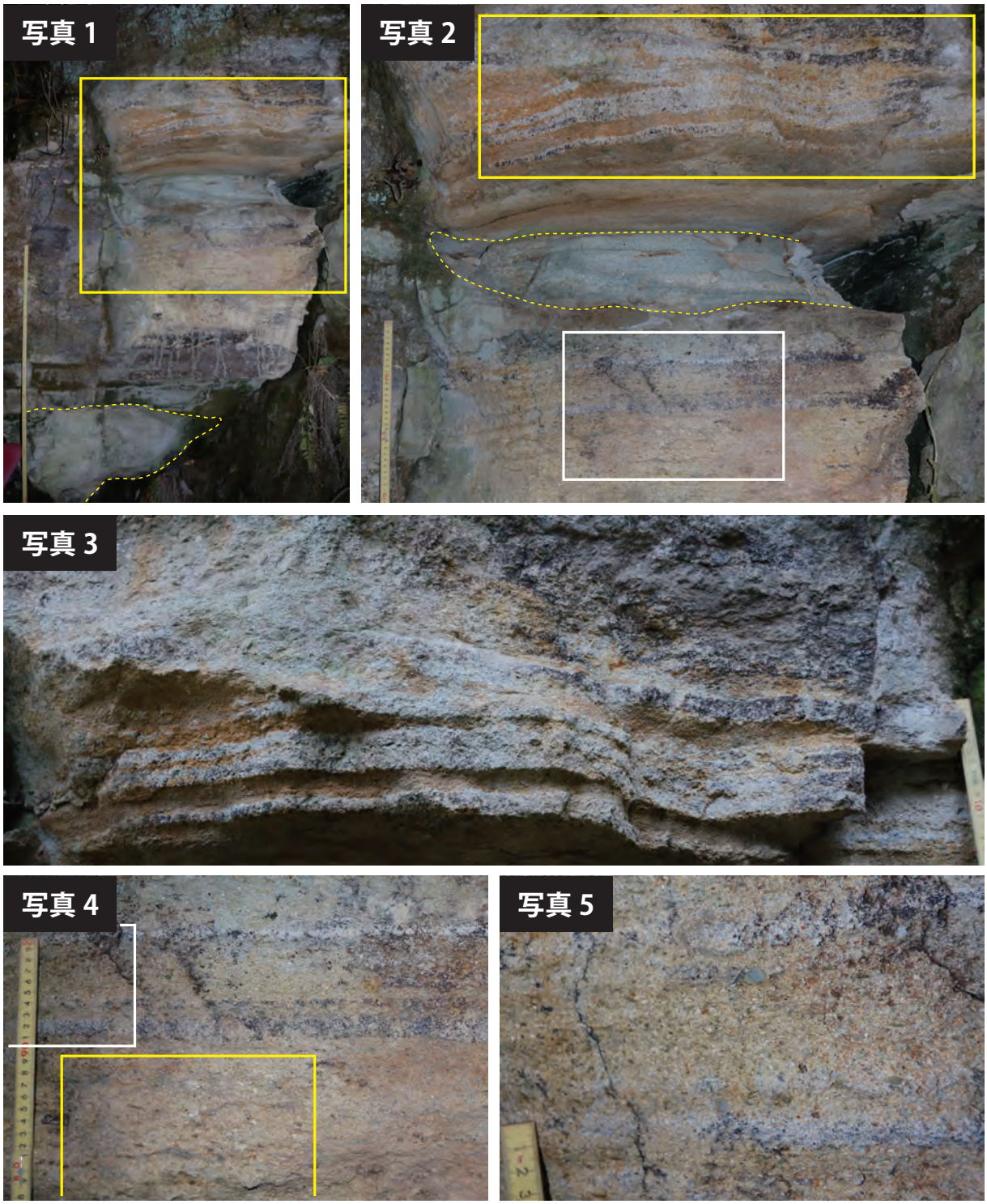


図 5-8　鵜川石②採掘跡の岩相 1

写真 1：柱状図作成範囲の露頭外観（白枠内：写真 2，黄点線内：レンズ状の細粒砂岩）．写真 2：火山礫凝灰岩およびそれに挟在する泥質な火山礫凝灰岩（黄枠内：写真 5，白枠内：写真 4，黄点線内：レンズ状の泥質な火山礫凝灰岩）．写真 3：平行層理および低角な斜交層理の発達した火山礫凝灰岩．写真 4：低角な斜交層理のみられる火山礫凝灰岩（白枠内：写真 5，黄枠内：写真 6）．写真 5：平行層理のみられる火山礫凝灰岩

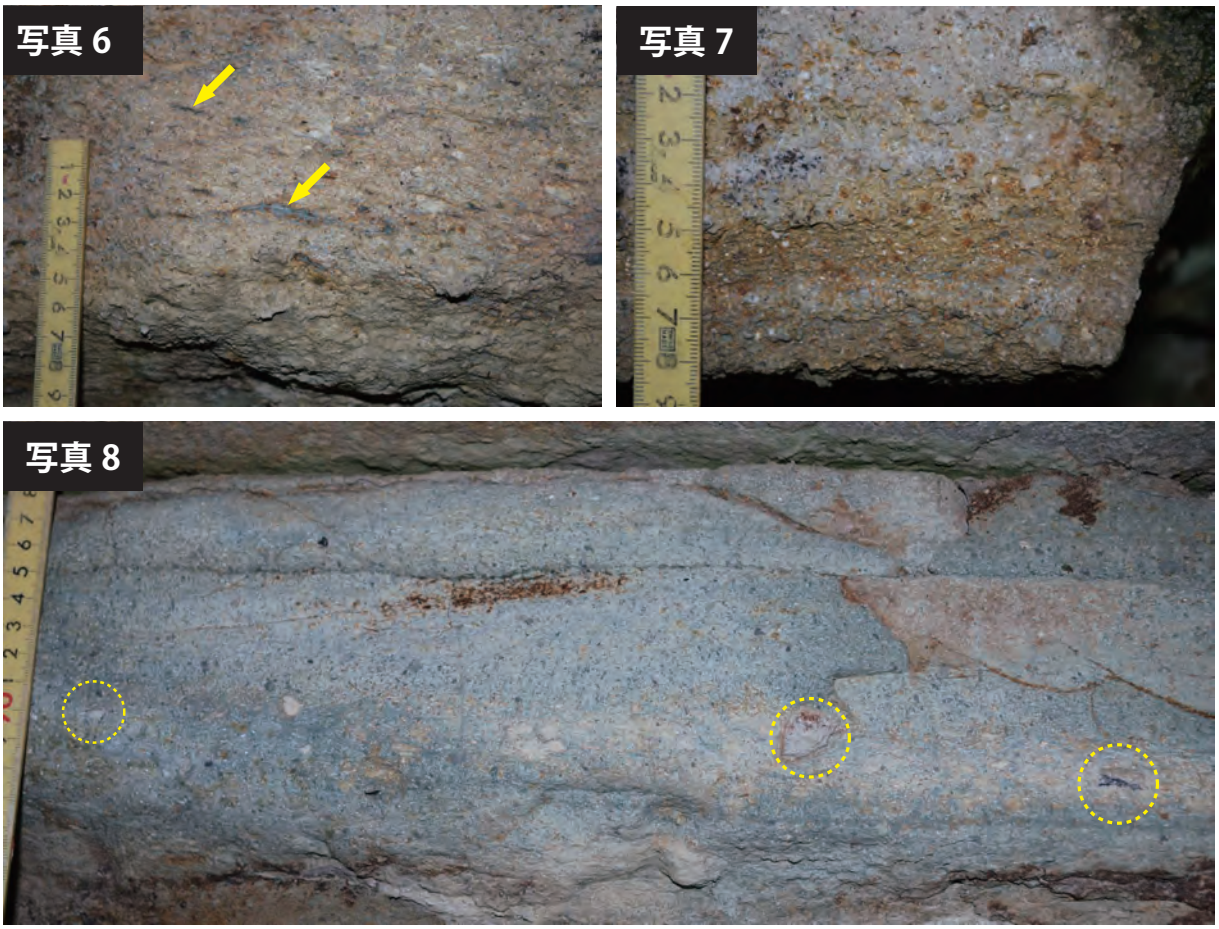


図 5-9　鵜川石②採掘跡の岩相 2

写真 6：火山礫凝灰岩中の波状の断面を示す偽礫（黄矢印）．写真 7：不明瞭な平行葉理のみられる火山礫凝灰岩．
写真 8：泥質な火山礫凝灰岩（黄点線内：右から炭質物，火山礫，軽石）．

者は不明瞭ながらも側方連続性のよい平行な層理面をもって互層することが多いが，レンズ状の断面を示したり，側方に尖滅したりすることもしばしばである。とくに灰白色の火山礫凝灰岩にその傾向が認められる（図 5-4- 写真 1，2）。

灰白色の火山礫凝灰岩は塊状である。一方，濃灰色の火山礫凝灰岩は，側方連続性が悪く，波状の断面を示す泥質岩の葉理がみられる。両者の基質はともに淘汰の悪い粗粒凝灰岩からなるが，濃灰色の火山礫凝灰岩の基質はより泥質となり，局所的に凝灰質泥岩となる（図 5-4- 写真 4，5）。

両者に含まれる火山礫は，いずれも淘汰がきわめて悪く，亜角礫～亜円礫の軽石や泥質岩片を主体とする。礫の大きさは，最大径約 10cm に達するものがみられる（図 5-4- 写真 6）。また，濃灰色の火山礫凝灰岩は，細粒凝灰岩や凝灰質泥岩の偽礫を多く含み，これらの偽礫には礫支持の傾向も認められる（図 5-4- 写真 3）。偽礫のほとんどの長軸は層理面と平行である。

［鵜川石①採掘跡　下位～中位層準の岩相］

横穴坑道入口付近の壁面で層厚 3.5m の柱状図（図 5-5）を作成した。ここでは下位から，塊状火山礫凝灰岩，凝灰質砂岩，そして細粒砂岩薄層が挟在する火山礫凝灰岩の順に重なるが，最下位の塊状火山礫凝灰岩がほぼ全層準を占める。

塊状火山礫凝灰岩には，平坦で不明瞭な層理面をなすものと，下位層と明瞭な侵食面をもって接するものとがあり，両者は 10 数 cm ～ 50cm 間隔で互層する。このような互層が発達する層準では，選択的風化により，壁面には水平方向に伸びる波板状の凹凸が顕著となる（図 5-6- 写真 1）。

また，本層の最上位には低角な斜交葉理（図 5-6- 写真 3）が認められるものの，そのほかの層準では堆積構造はほとんど発達しない。下位～上位層準は，層理方向に扁平化した長軸径 2mm ～ 1cm の火山礫（細粒凝灰岩，凝灰質泥岩の偽礫や岩片）に富み，まれに中礫大の火山岩礫を含む（図 5-6- 写真 2）。

この上位の凝灰質砂岩は，中粒～粗粒砂を主体とし，低角なトラフ型斜交層理あるいは斜交葉理が発達する。凝灰質な基質は少なめで，他の層準よりも堅硬な砂岩である（図 5-6- 写真 4a, b）。

最上位の火山礫凝灰岩は，下位層準のように偽礫は含まず，レンズ状の細粒凝灰岩の薄層の挟在が複数層準でみられる（図 5-6- 写真 5a，b）。

［鵜川石②採掘跡の岩相］

①採掘跡において，上述の層準よりもさらに上位に相当する層準は，壁面の高所に露出するため，ここでの肉眼観察は不可能と判断した。そこで，図 5-B- 写真 2-C とほぼ同じ層準がみられる②採掘跡において岩相の観察と層厚 1.7m の柱状図（図 5-7）の作成とをおこなった。

ここは粗粒火山礫凝灰岩を主体とし，これに塊状細粒凝灰岩および泥質火山礫凝灰岩が，明瞭な境界をもって挟在する。両者ともに側方への連続性が悪く，下方が膨らんだ平凸レンズ状の断面を示す（図 5-8- 写真 1，2）。

主体となる粗粒火山礫凝灰岩は，黄灰色から黄褐色を呈し，構成粒子の淘汰は悪く，細粒凝灰岩や凝灰質泥岩からなる暗色の偽礫を含む。また，平行層理あるいは低角な斜交層理が発達する層準（図 5-8- 写真 3 ～ 5，図 5-9- 写真 7）と，無層理な層準とがみられ，それぞれが交互に繰り返してかさなり互層のようにみえる。無層理層準の偽礫は，水平方向につぶれて，全体として波状の断面を示す特徴がある（図 5-9- 写真 6）。

塊状細粒凝灰岩は灰色で，淘汰は良い。一方，泥質火山礫凝灰岩は，青灰色を呈し，淘汰はきわめて悪く，軽石，火山岩の亜角礫～角礫，そして偽礫や炭質物などが含まれる（図 5-9- 写真 8）。

２．「大野石」石切り場の詳細調査

大野石の石切り場は，大野町地内を北流する梯川の東方の丘陵部に分布している（図 5-10）。『金野乃郷土史（川，1975）』によると，採掘跡の分布する一帯はかつては「石切山」と呼ばれていた。ここでの採掘は，江戸時代末期にはじまったとされ，最盛期には 10 人以上の石工が作業にあたっていた。切り出される石材は全般的に軟らかく，土台石，井戸側，墓石などに用いられている。戦後の一時期は土台石の需要が高まったものの，セメントの普及に押され，昭和 44（1969）年には採掘を終了した。大野石を用いた現存の建築物や石造物などは資料不足のため不明である。

一方，『能美郡誌（日置，1923）』の記述では，大正 2（1913）年に小規模な採掘からはじまり，大正 8（1919）年頃からは活況を呈するようになり，販路が富山や福井などの県外へ拡大したとある。採掘開始時期は，前述の『金野乃郷土史（川，1975）』と異なっているが，一度休止し

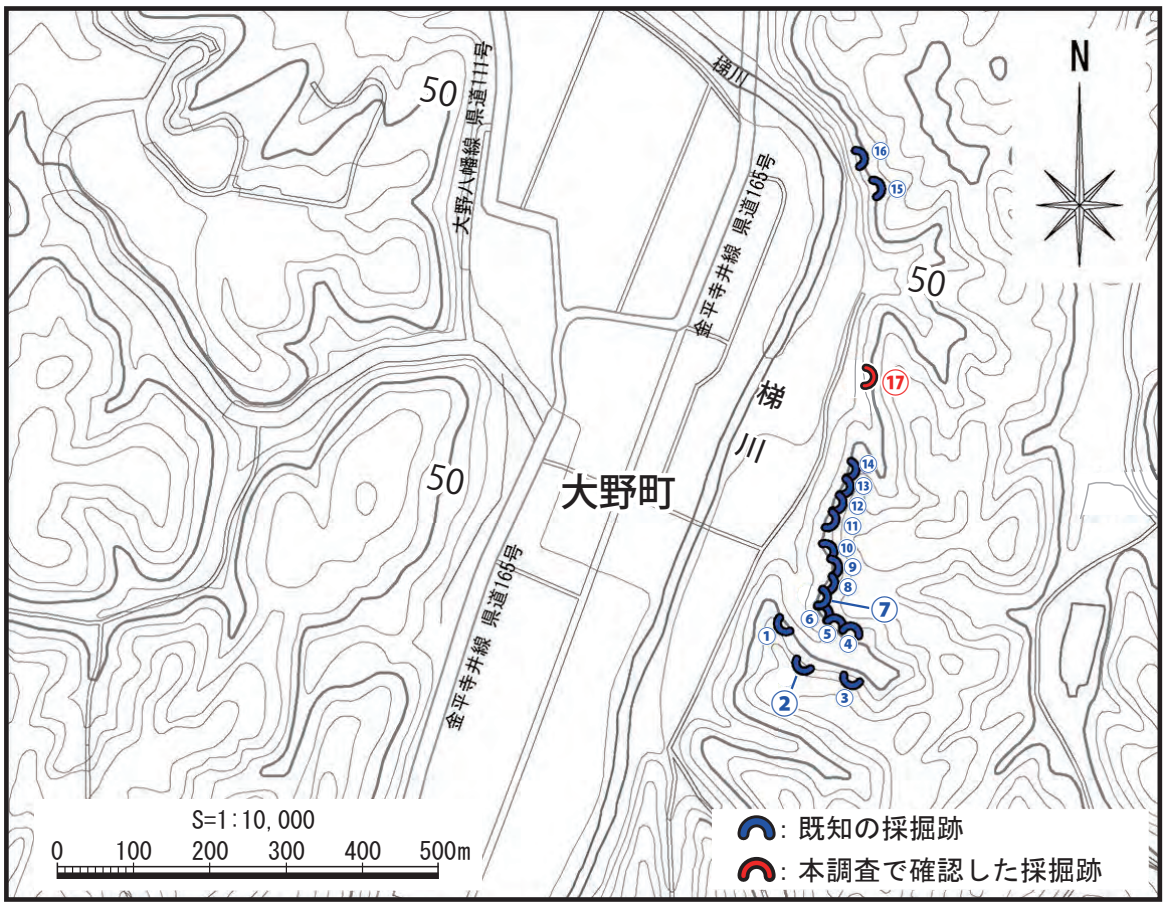


図 5-10　大野石石切り場位置図と②，⑦，⑰採掘跡外観

写真 1a，1b：②採掘跡（黄枠内：柱状図を作成した坑道）．写真 2：⑦採掘跡．写真 3：⑰採掘跡（黄枠内：柱状図の作成範囲）．

ていた採掘を大正期に入って再開した可能性も考えられる。

上述の「石切山」では，一般社団法人こまつ観光物産ネットワーク（2015）の調査および本調査により，17 地点の採掘跡が確認されている。これらが分布するのは，傾斜 30° ～ 40° の急斜面がほとんどで，いずれも標高 50 ～ 65m（比高 25 ～ 40m）に位置している。そのため，採掘跡に到達するには急斜面を現地で登る必要がある。また，①～⑭採掘跡のように，比較的狭い範囲（約 160m ×約 300m）に採掘跡が密集しているのも特徴的である（図 5-10）。

その他にも，「石切山」を中心とする半径 1km の範囲には，金平金山や金野鉱山，尾小屋鉱山大谷支山などの銅山が存在し，とくに「石切山」周辺の地下には金野脈，大谷脈，赤目脈と呼ばれる鉱脈が南北方向の走向で伸長している（和田・山田，1951）。また「石切山」からみて約 1.5km 北北西には，九谷焼原料の陶石を埋蔵する花坂陶石採掘場が位置している。これらは，いずれも熱水変質作用により形成された鉱床であり，すなわち大野石の石切り場はこのような熱水変質帯に近接していることが，他の石切り場にない特徴といえよう。

本調査では，17 地点の採掘跡のうち②，⑦，⑰採掘跡において，岩相の観察および柱状図の作成をおこなった。

図 5-11　大野石の放置石材および石材片

写真 1：⑦採掘跡に残された石材 34 本．写真 2，3：斜面裾部に堆積した石材片．

［大野石石切り場の概要］

大野石②採掘跡：本採掘跡は標高約 65m の丘陵斜面位置する。切り下げられた斜面には，高さ約 10m，幅約 30m の北東に向いた壁面が存在し，そこに坑道入口が少なくとも 4 ヶ所並んで開口する。坑道内部の詳細は不明であるが，奥行きは約 20m 近くあり，南西方向へと採掘されている。また，坑道内部の床面が入口よりも低い位置にあることから，下方へ向かって掘り下げながらの採掘がここでは確認される。なお，採掘の方法はいずれも手掘りによるものである（図 5-10- 写真 1a，b）。

大野石⑦採掘跡：本採掘跡は標高約 50m の丘陵斜面位置する。採掘坑は，高さ約 5m の北向きの壁面に開口し，坑口より南東方向に向かって，幅約 5m，奥行き約 5 ～ 10m の範囲に手掘りで採掘された跡がある。ここでも，②採掘跡と同じく，坑道入口よりも低い位置まで採掘しているのが確認される（図 5-10- 写真 2）。

また，本調査中，本採掘跡の一画には，成形済みの石材が 34 本残されているのが確認された。それらの寸法（幅×厚さ×長さ）の平均値は 30.2 × 15.1 × 93.9cm で，これはおおむね一尺×五寸×三尺一寸に相当する（図 5-11- 写真 1）。

さらに，採掘跡の下方（斜面裾部）には，採掘跡の凝灰岩と同質の角礫が大量に堆積した地形の盛り上がりが存在し，これらの角礫は石材の破片と考えられる。角礫は数 cm ～ 20cm 大のものがほとんどで，それぞれ礫の間には充填物は乏しく，空隙となっているのが特徴である。同様のものが周辺の採掘跡でも複数みつかることから，これらは採掘や石材の成形で生じた破片（ズリ）を，斜面下方へ廃棄していた痕跡だと推測される（図 5-11- 写真 2，3）。

大野石⑰採掘跡：本採掘跡は，西向きの斜面の標高約 50m の高さに位置し，幅約 5m，高さ約 5m，奥行き約 5m の範囲にわたって斜面を切り下げた小規模な露天掘り跡がみられる。壁面には手掘りの採掘痕が残るが，壁面にはいくつもの亀裂も同時に存在する。さらに，この壁面に露出する凝灰岩は，礫の多量の含有や葉理の発達が顕著であるといった点で，②，⑦採掘跡の凝灰岩の岩相とはあきらかに異なっている。壁面で確認される凝灰岩のこのような岩相や，1）小規模であること，2）亀裂があって石が割れてしまう可能性があること，3）大野石の石切り場では斜面を切り下げでできた壁面から本格的に石材を採掘（横穴坑道）すること，などを考えると，ここで切り出されたものが石材としてはたして利用されのかどうかは不確かであり，良材の存在する層まで斜面を切り下げている途中の痕跡とも考えられる。しかしながら，ここで観察される岩相は，大野石の成因を知る手がかりのひとつになることは確実であるため，本採掘跡でも岩相観察および柱状図の作成をおこなった。

［大野石②採掘跡の岩相］

本採掘跡では，4 ヶ所の並んだ坑道のうち，向かって右端の坑道（図 5-10- 写真 1a，1b の黄色枠内の坑道）の内部を中心に観察し，層厚約 15m の柱状図を作成した（図 5-12）。ここでは塊状無層理の軽石質凝灰岩がほぼ全層準を占め，その上位にある淘汰がきわめて悪く塊状の火山礫凝灰岩には侵食面をもって被われる。両者は，観音下石や滝ヶ原石などに比較すると明らかに軟質で，ねじり鎌の刃での表層部の削剥や，ハンマーの軽い振りおろしでの破壊も容易である。

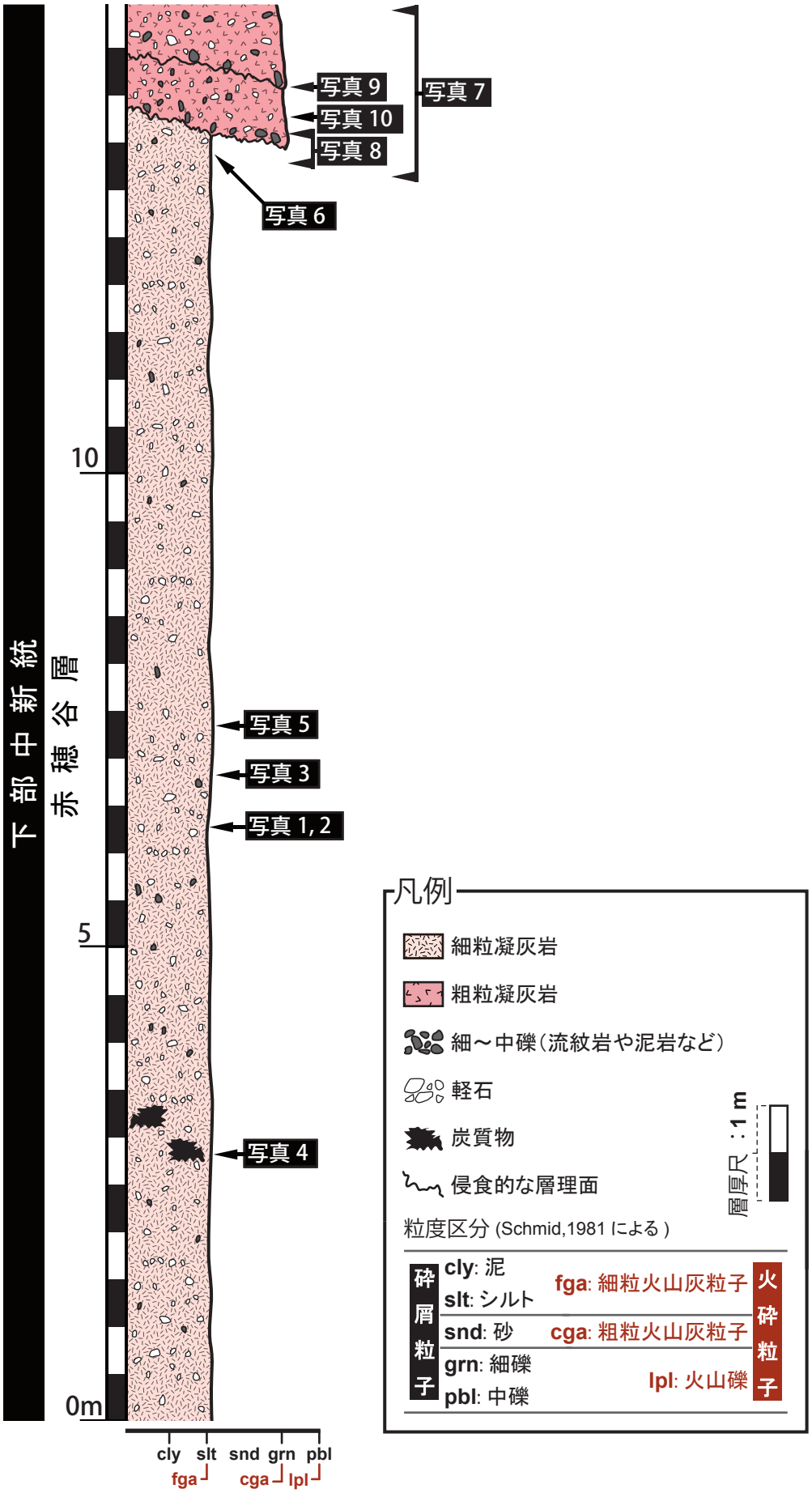


図 5-12　大野石②採掘跡柱状図（写真は図 5-13，14 を参照）

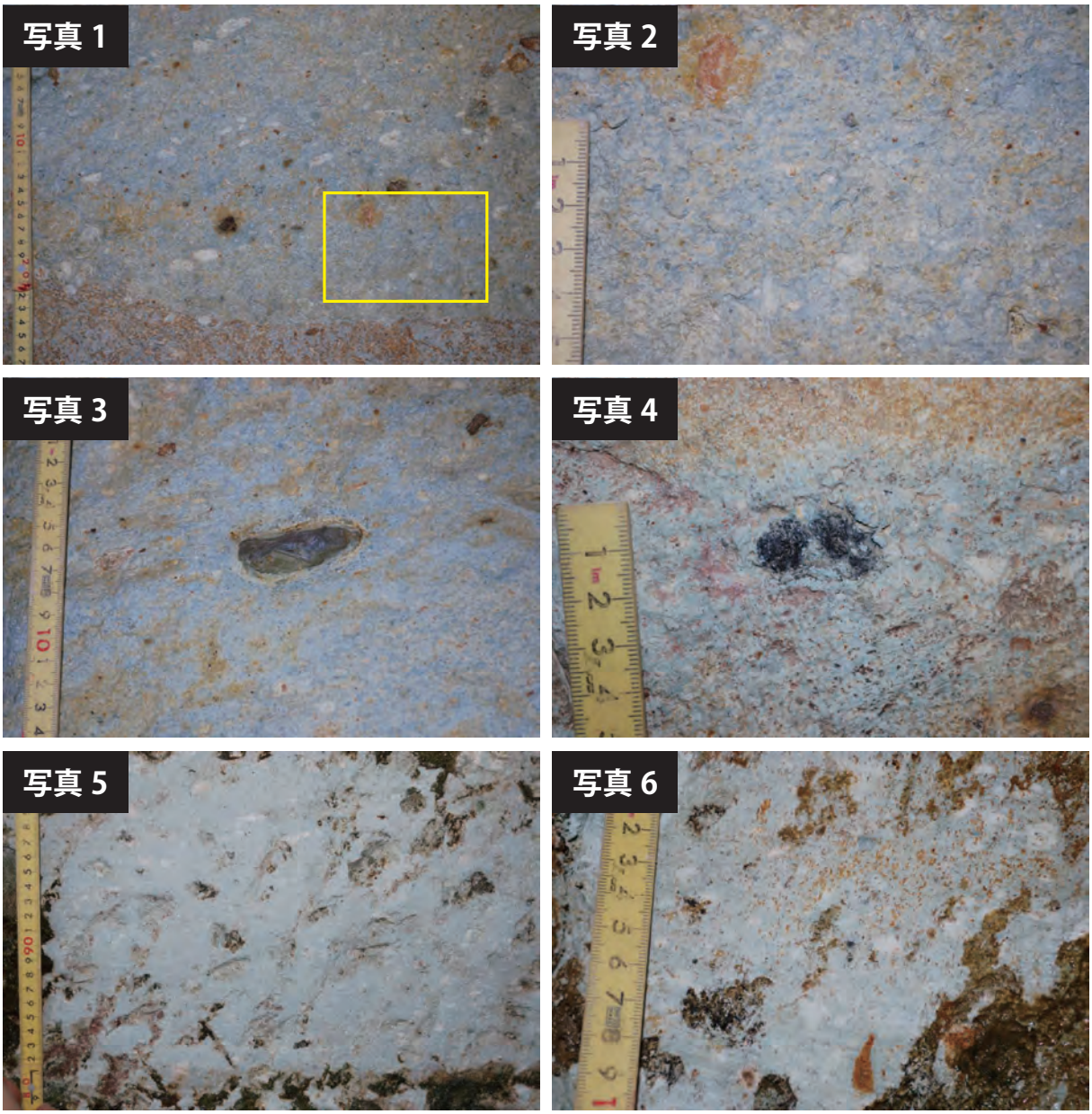


図 5-13　大野石②採掘跡の岩相 1

写真 1：淡青灰色の軽石を含んだ細粒凝灰岩（黄枠内：写真 2）．写真 2：細粒凝灰岩の基質．写真 3：細粒凝灰岩中の中礫大の火山岩礫．写真 4：細粒凝灰岩中の炭質物片．写真 5：中位層準の細粒凝灰岩．写真 6：上位層準の細粒凝灰岩．

この採掘跡での主体となる軽石質凝灰岩は，塊状で淘汰の悪い淡青灰色の細粒凝灰岩の基質からなり，この基質の部分には粘土鉱物化が認められる。また，亜角～亜円礫状の軽石や火山礫（流紋岩），泥岩片を含み（図 5-13- 写真 1 ～ 3，5，6），軽石質凝灰岩自体は一般に基質支持構造ながらも，一部の層準では礫支持に近い構造を示すことがある。含有する礫は流紋岩や泥岩からなるが，軽石にくらべるとその量は少ない。また，軽石と基質との境界が不明瞭であることも特徴といえる。なお，本凝灰岩層の下位層準では，まれに炭質物（図 5-13- 写真 4）がみつかるが，きわめてもろくて木材組織の有無が確認できないため材化石であるかどうかは不明である。

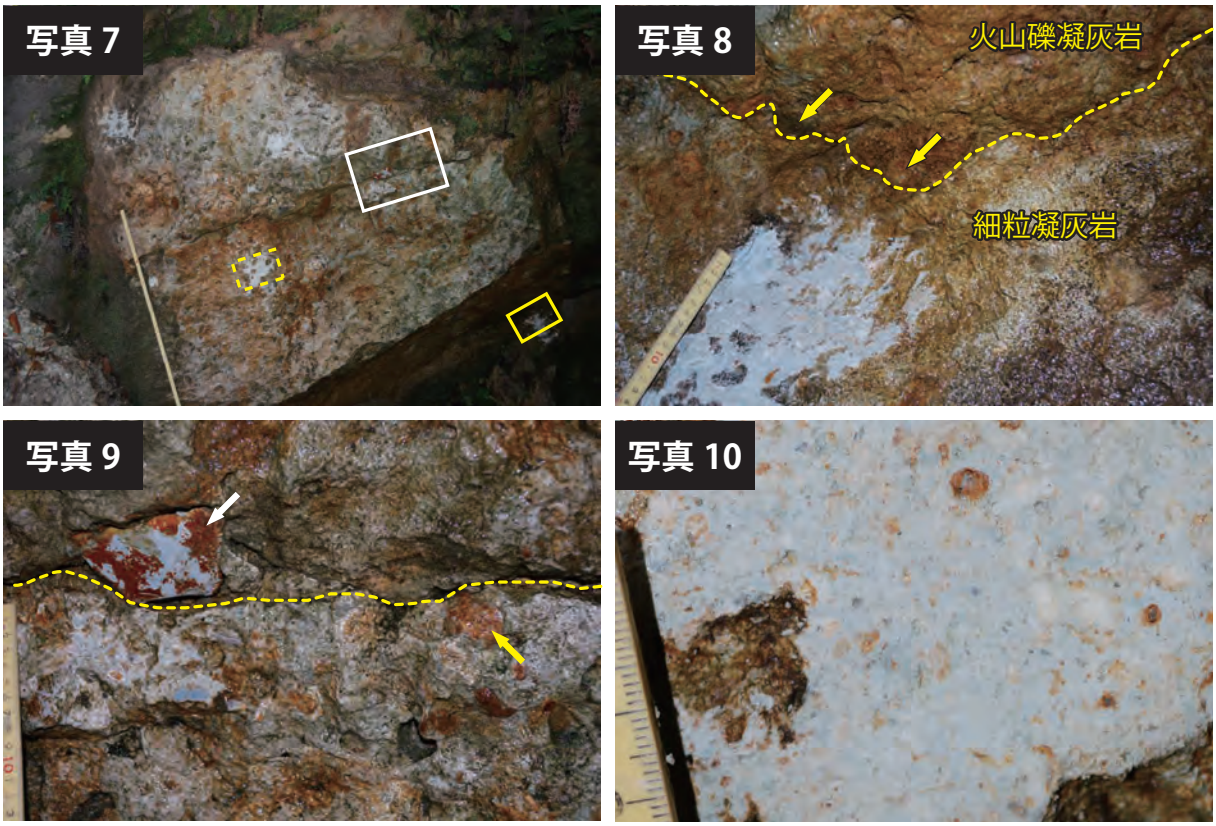


図 5-14　大野石②採掘跡の岩相 2

写真 7：最上位層準の火山礫凝灰岩（黄枠内：写真 8，白枠内：写真 9，黄点線枠内：写真 10）．写真 8：細粒凝灰岩と火山礫凝灰岩との層理面（黄点線:層理面, 黄矢印:火山礫）．写真 9:火山礫凝灰岩の岩相および層理面（黄点線：層理面，黄矢印：円礫，白矢印：角礫）．写真 10：火山礫凝灰岩の基質（淡青灰色粗粒凝灰岩）．

上位の火山礫凝灰岩にも，下位の軽石質凝灰岩と同様の基質の粘土鉱物化が認められる。この火山礫凝灰岩は，細礫～中礫大の円礫あるいは角礫を含み，内部には不明瞭ながらも級化構造が認められる（図 5-14- 写真 7 ～ 10）。下位の軽石質凝灰岩との侵食面以外にも，層内に明瞭な侵食面の存在が認められる。なお，下位の軽石質凝灰岩との侵食面では，N42˚W，35˚NE の走向傾斜（見通し）が得られている。

［大野石⑦採掘跡の岩相］

本採掘跡では層厚約 6.5m の柱状図を作成した（図 5-15）。この採掘跡では，淡青灰色で塊状の粗粒凝灰岩が全体を占め（図 5-16- 写真 1，2，7），この粗粒凝灰岩は②採掘跡と同様に軟質である。中粒砂大以上の粗粒な粒子に富む基質に，最大粒径 3cm 程度の軽石や流紋岩の亜角～円礫を含み，全体として基質支持の構造を示す（図 5-16- 写真 8）。ただし，基質は粘土鉱物化が顕著で，一見すると細粒凝灰岩のようにもみえる。

この粗粒凝灰岩中の下位層準には，平行葉理が発達する褐色細粒凝灰岩の薄層（図 5-16- 写真 5，6）や中礫を含むきわめて淘汰が悪い凝灰質中粒～極粗粒砂岩（図 5-16- 写真 3，4）が挟在する。いずれも上位の粗粒凝灰岩によって侵食的に被覆され，側方連続性に乏しい。

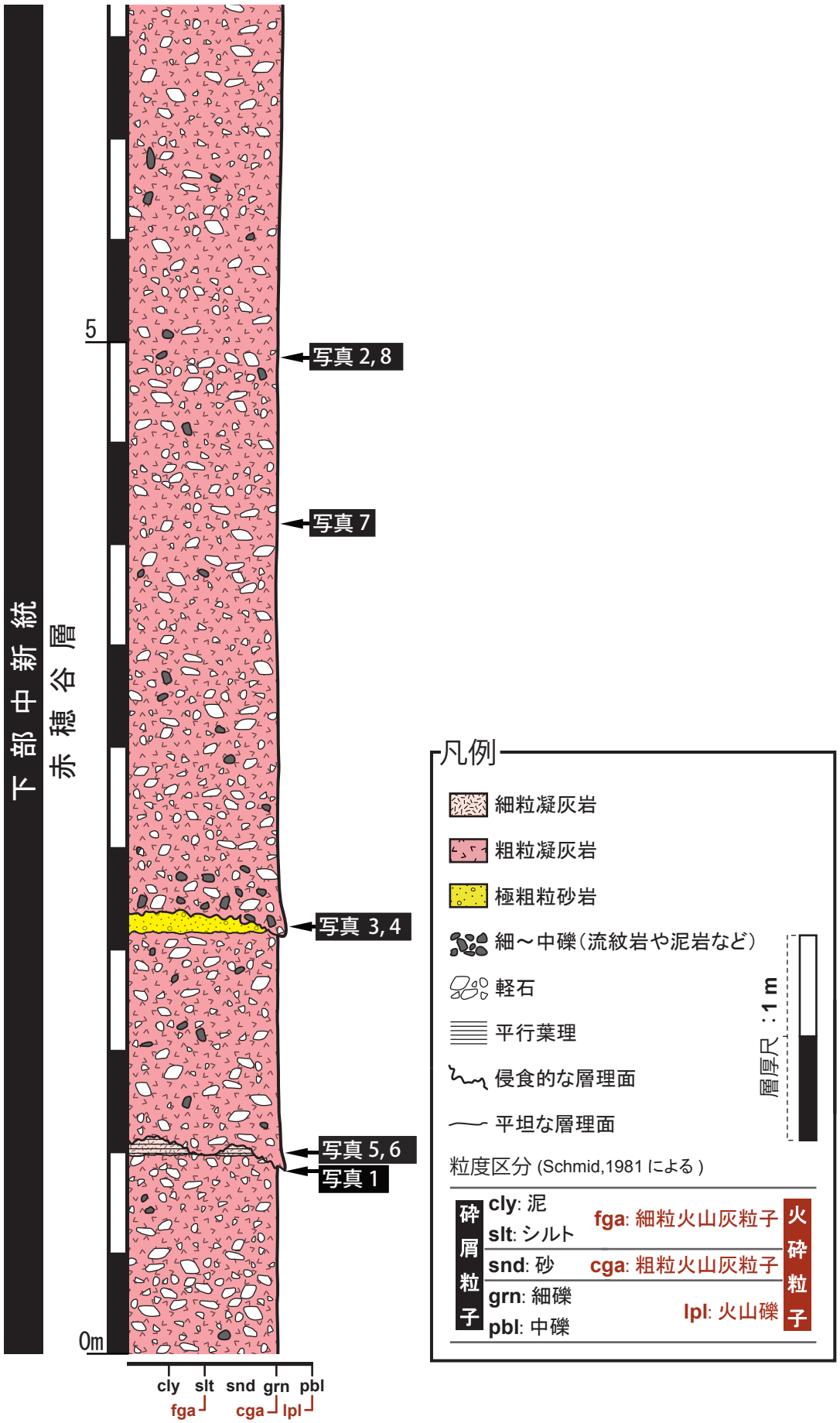


図 5-15　大野石⑦採掘跡柱状図（写真は図 5-16 を参照）

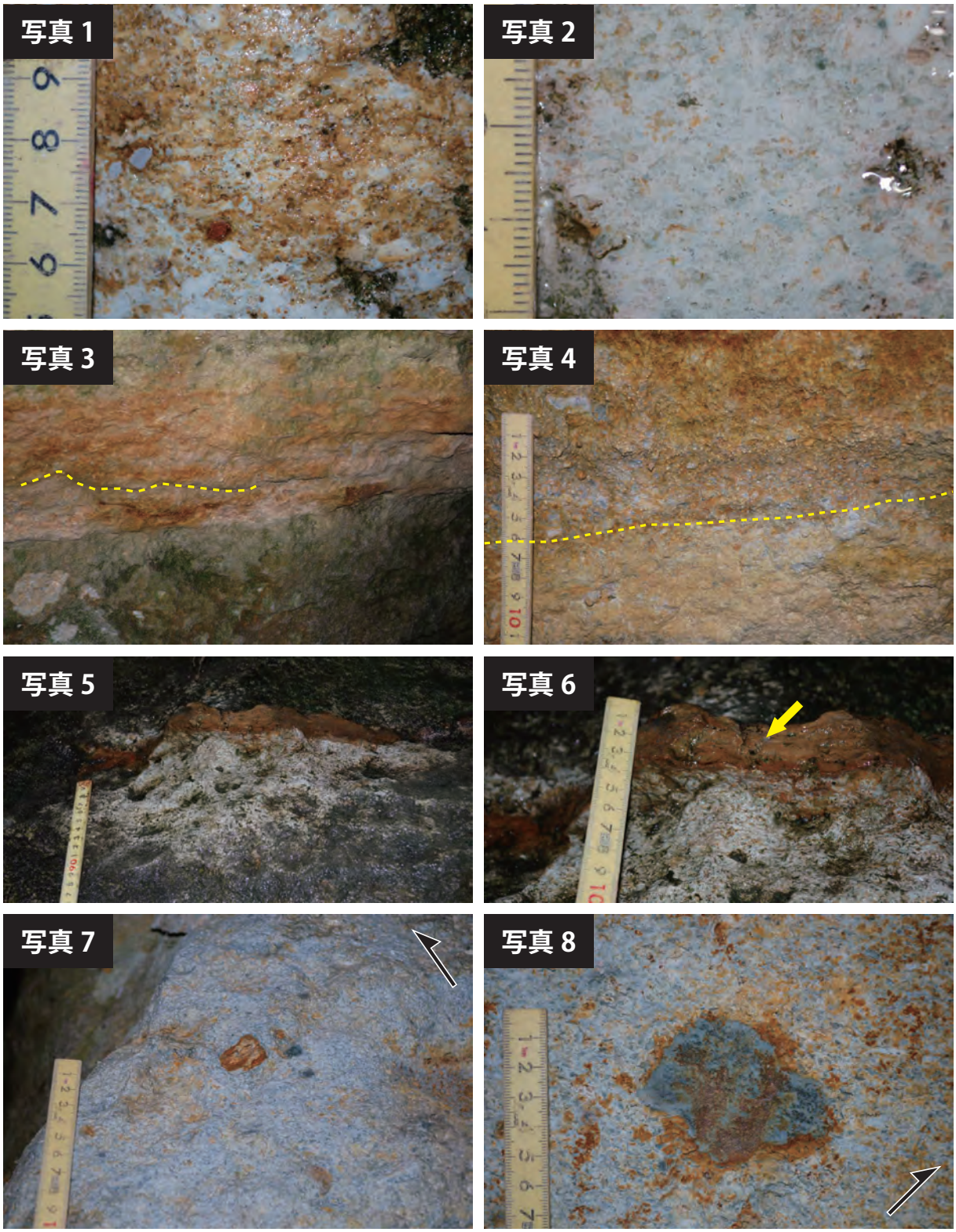


図 5-16　大野石⑦採掘跡の岩相

写真 1：下位層準の粗粒凝灰岩．写真 2：上位層準の粗粒凝灰岩．写真 3：粗粒凝灰岩に侵食的に被覆される極粗粒砂岩（黄点線：侵食的な層理面）．写真 4：極粗粒砂岩の岩相（黄点線よりも下位）．写真 5：細粒凝灰岩のレンズ状の薄層．写真 6：細粒凝灰岩中の平行葉理（黄矢印）．写真 7：上位層準の粗粒凝灰岩（黒矢印：上位方向）．写真 8：粗粒凝灰岩に含まれる火山岩礫（黒矢印：上位方向）．

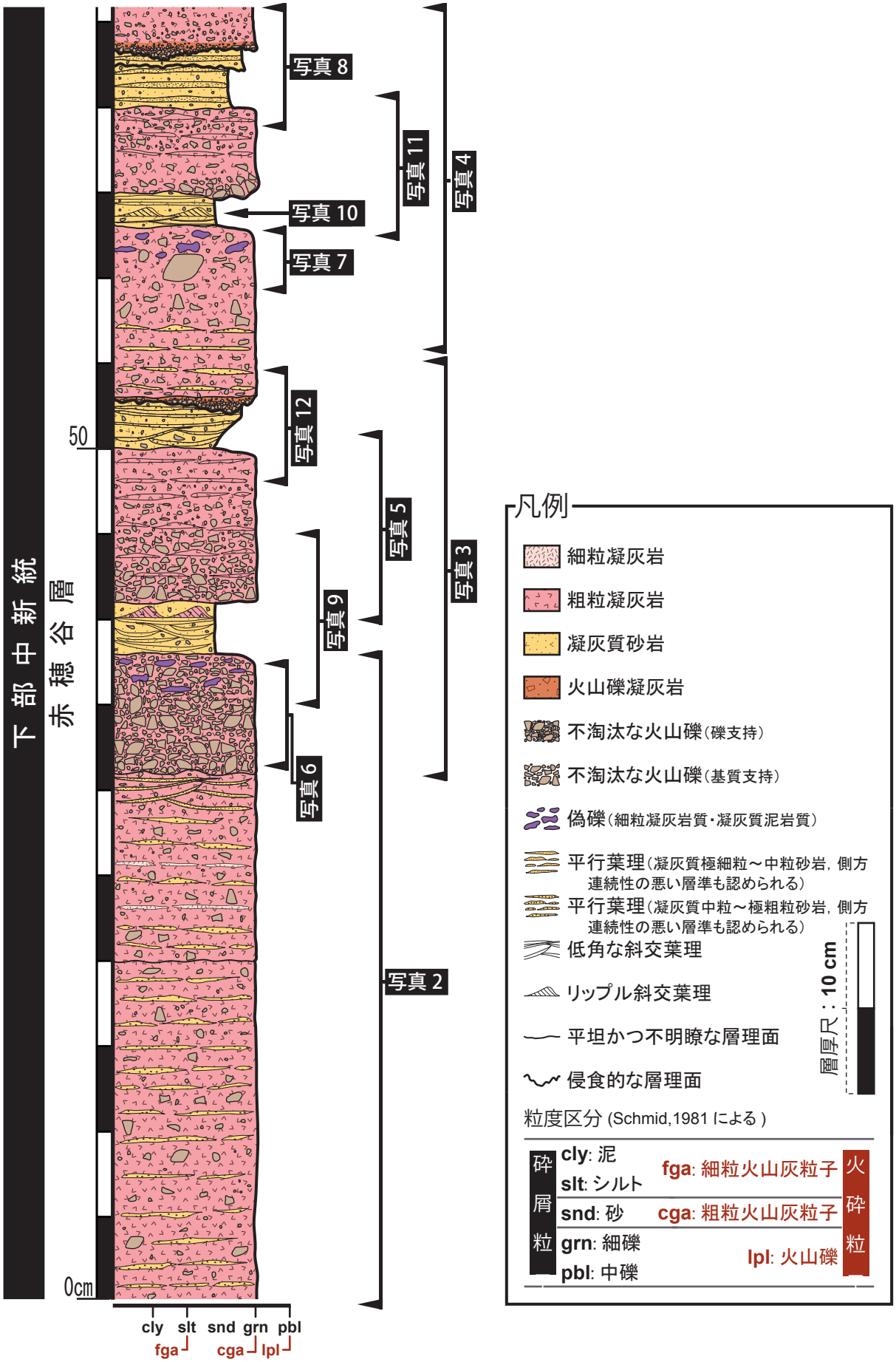


図 5-17　大野石⑰採掘跡柱状図（写真は図 5-18，19 を参照）

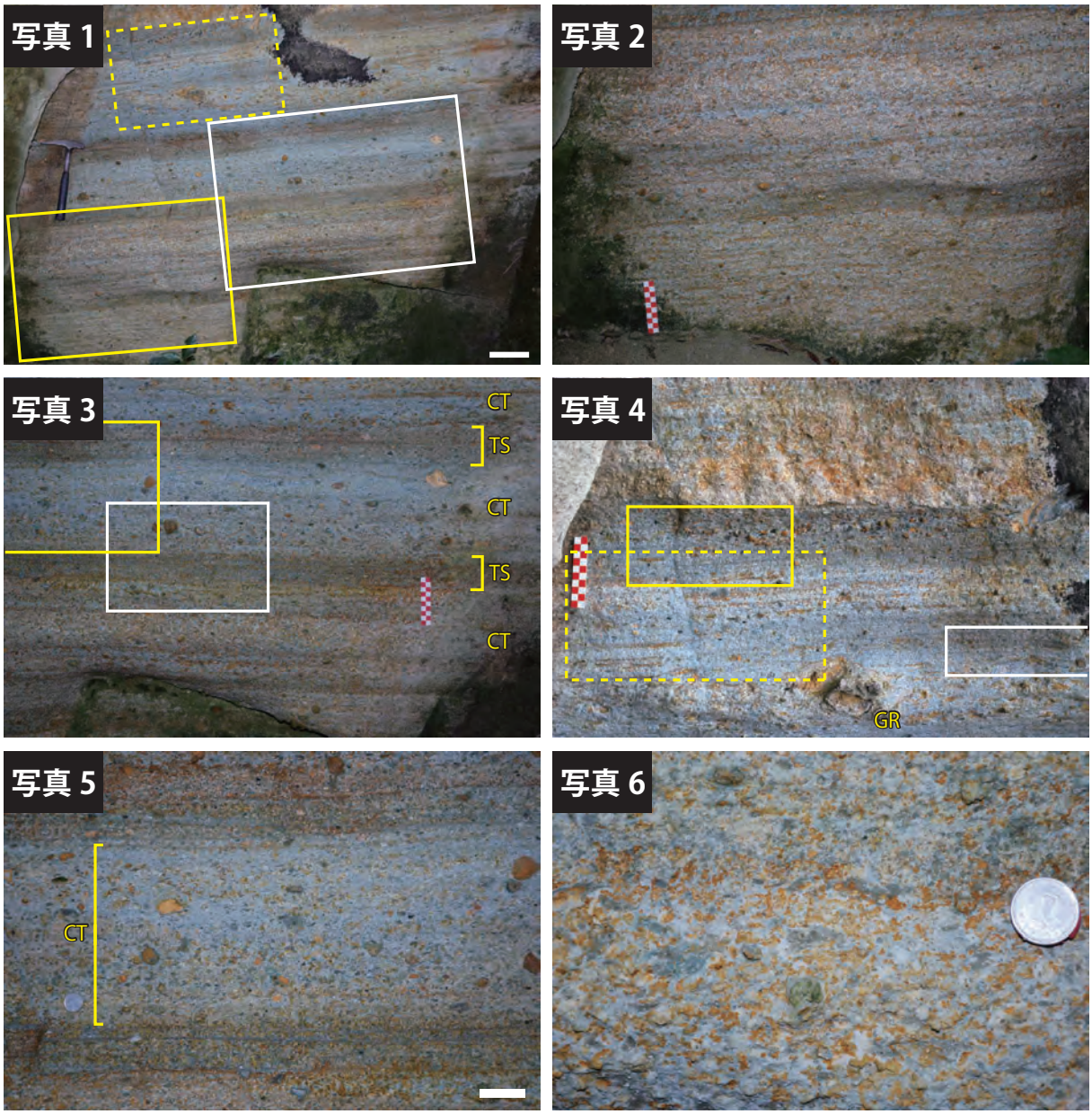


図 5-18　大野石⑰採掘跡の岩相 1

写真 1：柱状図作成範囲の壁面（黄枠内：写真 2，白枠内：写真 3，黄点線枠内：写真 4）．写真 2：下位層準の塊状な粗粒凝灰岩．写真 3：中位層準の粗粒凝灰岩（CT）と凝灰質砂岩（TS）の互層（黄枠内：写真 5，白枠内：写真 9）．写真 4：上位層準の粗粒凝灰岩と凝灰質砂岩の互層（黄枠内：写真 8，白枠内：写真 10，黄点線枠内：写真 11）．写真 5：中位層準の粗粒凝灰岩（CT）上方へと基質が増加する．写真 6：礫支持構造を示す粗粒凝灰岩．写真 1 のスケールバー＝ 10cm，写真 2 ～ 4 の標尺・写真 5 のスケールバー＝ 5cm.

［大野石⑰採掘跡の岩相］

本採掘跡では，堆積構造や岩相変化が顕著にみられる西向きの壁面（図 5-10- 写真 3 の黄色枠内）で柱状図を作成した（図 5-17）。

ここでは，塊状の粗粒凝灰岩と葉理が発達する凝灰質砂岩との不明瞭な互層が観察される。両者の色調はともに青灰色あるいは黄褐色を呈し，基質支持構造の場合は青灰色の傾向があり，そ

の一方で，葉理の発達が認められたり，あるいは礫質となる層準は黄褐色となる（図 5-18- 写真 1）。

下位の層準は，塊状の粗粒凝灰岩からなり，礫径 2 ～ 5mm 大の火山岩礫が散在する。これらの礫の配列には明瞭な級化構造は認められないが，平行葉理あるいは低角な斜交葉理が認められる（図 5-18- 写真 2）。

中位から上位層準にかけては，塊状の粗粒凝灰岩が卓越するようになるとともに，凝灰質砂岩と有律的な互層を形成するようになる（図 5-18- 写真 3，4）。粗粒凝灰岩は，下位層準のそれよりも火山礫に富むようになり，基質および火山礫ともに淘汰が悪く，火山礫凝灰岩とも呼べる岩相になる（図 5-18- 写真 5）。含有される火山礫の礫径は 5mm ～ 2cm で，最大のものは径 10cm である。おもに亜角礫である。また，この粗粒凝灰岩の岩相は層準によってさまざまに変

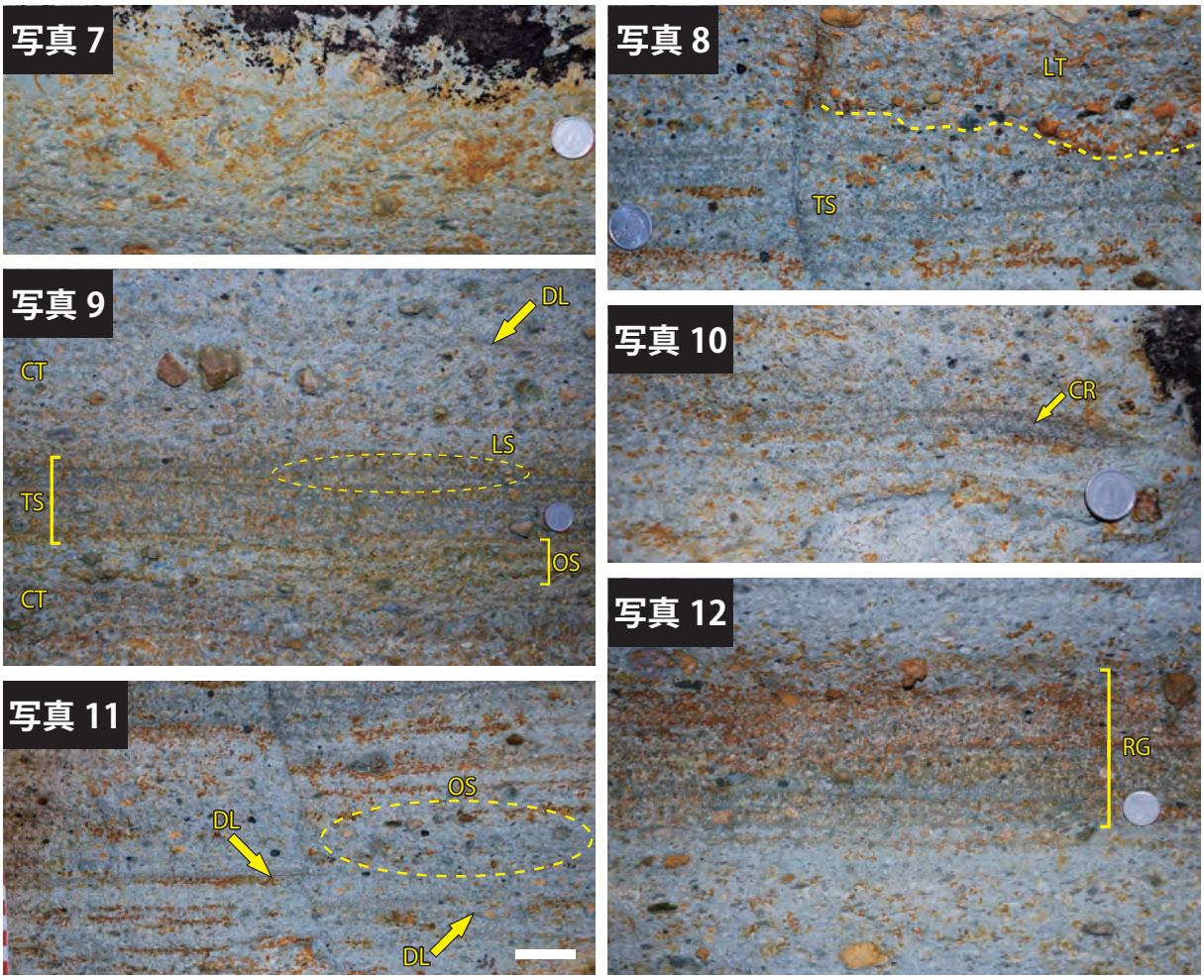


図 5-19　大野石⑰採掘跡の岩相 2

写真 7：上位層準の粗粒凝灰岩に含まれる偽礫．写真 8：凝灰質砂岩（TS）を侵食的（黄点線）に覆う火山礫凝灰岩（LT）．写真 9：粗粒凝灰岩（CT）中の不明瞭な成層構造（OS）および側方連続性の悪い葉理（DL）・凝灰質砂岩（TS）中のレンズ状薄層（LS）．写真 10：凝灰質砂岩にみられる斜交層理（CR）．写真 11：粗粒凝灰岩中の不明瞭な成層構造（OS）および低角な斜交葉理（DL），スケールバー＝ 2cm．写真 12：逆級化（RG）する粗粒凝灰岩．

化し，凝灰岩や凝灰質泥岩の偽礫を含む層準がある（図 5-19- 写真 7）一方では，側方連続性の悪い平行葉理が認められる層準もある。さらには，礫支持構造（図 5-18- 写真 6）や級化構造の認められる層準も存在する。また，粗粒凝灰岩の基底に密集した礫が下位層の凝灰質砂岩を削りこむこともある（図 5-19- 写真 8）。

一方の凝灰質砂岩は，層厚 3cm 前後と一定し，側方連続性の悪い平行葉理や低角な斜交葉理が認められる（図 5-19- 写真 9 ～ 11）。一部の層準では逆級化構造が確認される（図 5-19- 写真 12）。

図 5-20　大谷石石切り場位置図および採掘跡（谷名称は『長谷の歴史』による）

写真 1：採掘跡の全景．写真 2：採掘跡の北東にある露頭（黄点線枠内：写真 1 の壁面．黄枠内：柱状図の中位層準の露頭.

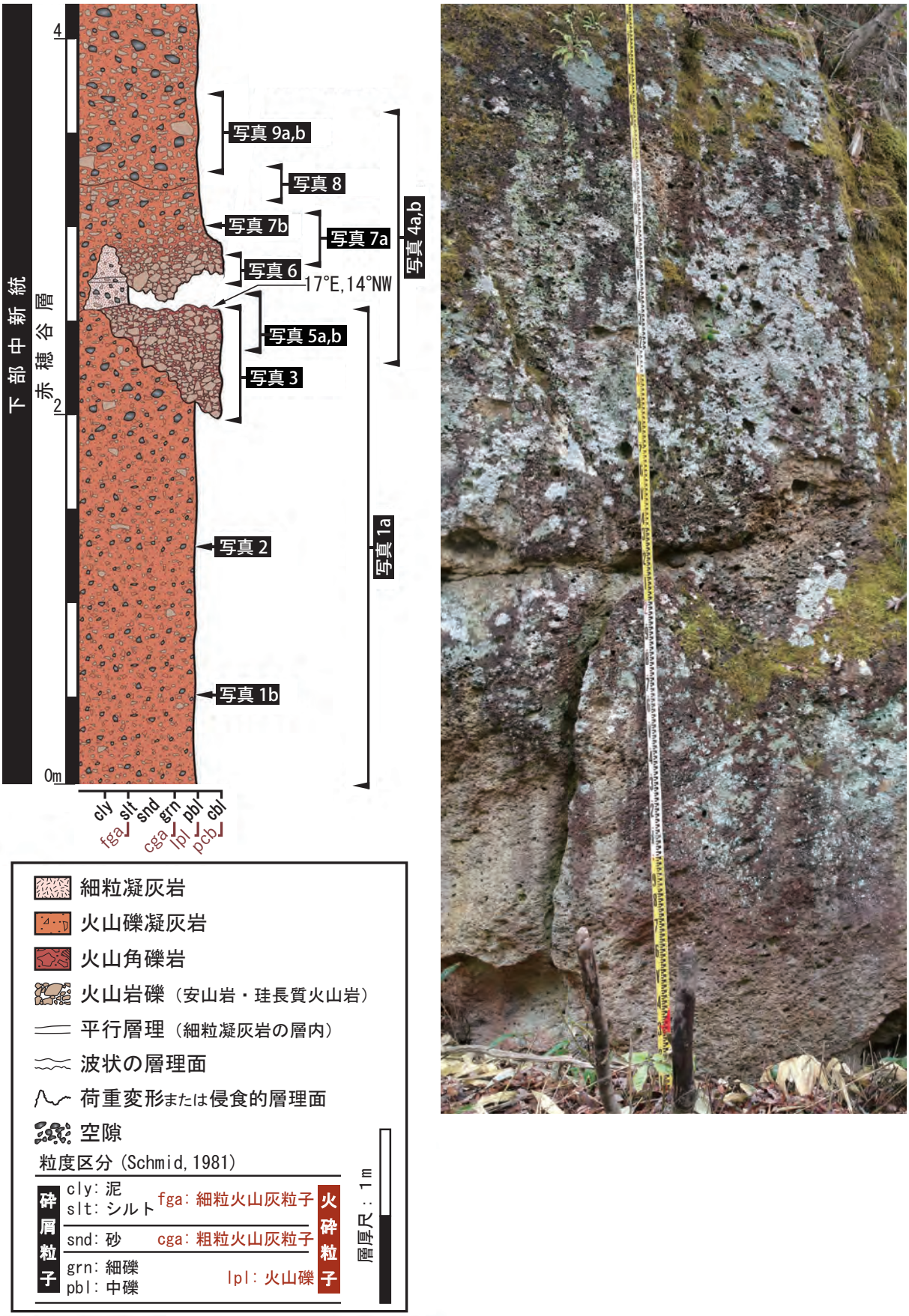


図 5-21　大谷石採掘跡の柱状図および壁面写真（標尺＝ 5m）

3．「大谷石」石切り場の詳細調査

大谷石は，小松城の築城に用いられた石材のひとつとして，長谷町にその伝承が残っている。「長谷の歴史（長谷町史編集委員会編，1976）」にみられる大谷石に関する記述は，「大谷の奥にある岩石」，「直径ニ糎内外の無数の穴がある」，「石切場に近いしんがい谷の入口附近には、切出しに使った石切用具を利いだ場所があって、そこから錆びた鉄片や鉄粉を発見している」，「小松城の礎石となった岩石があるが穴が無数にあって美観を欠き、細工に困る固さのため、今は需要がないが、寒暑に強く，又風格もあり、庭石としては好適と思われる」などである。これ以外の資料は乏しく，採掘時期や規模，運搬方法などの詳細は不明である。

[大谷石石切り場の概要]

平成 27（2015）年度に実施された小松市内石切り場調査（一般社団法人こまつ観光物産ネットワーク，2015）では，長谷町の大谷の奥，岩谷入口で町史の記述に該当する露頭がみつかり，大谷石の採掘跡のひとつとされた。そこは，長谷町西端の丘陵斜面（標高 55m）に露出するほぼ垂直の岩壁（高さ 5m ×幅 8m）で南南東に面している（図 5-20）。この岩壁は堅牢で，表面には多数の穴が開いている。明瞭な採掘痕は認められないが，露天掘りで採掘していたと考えられる。

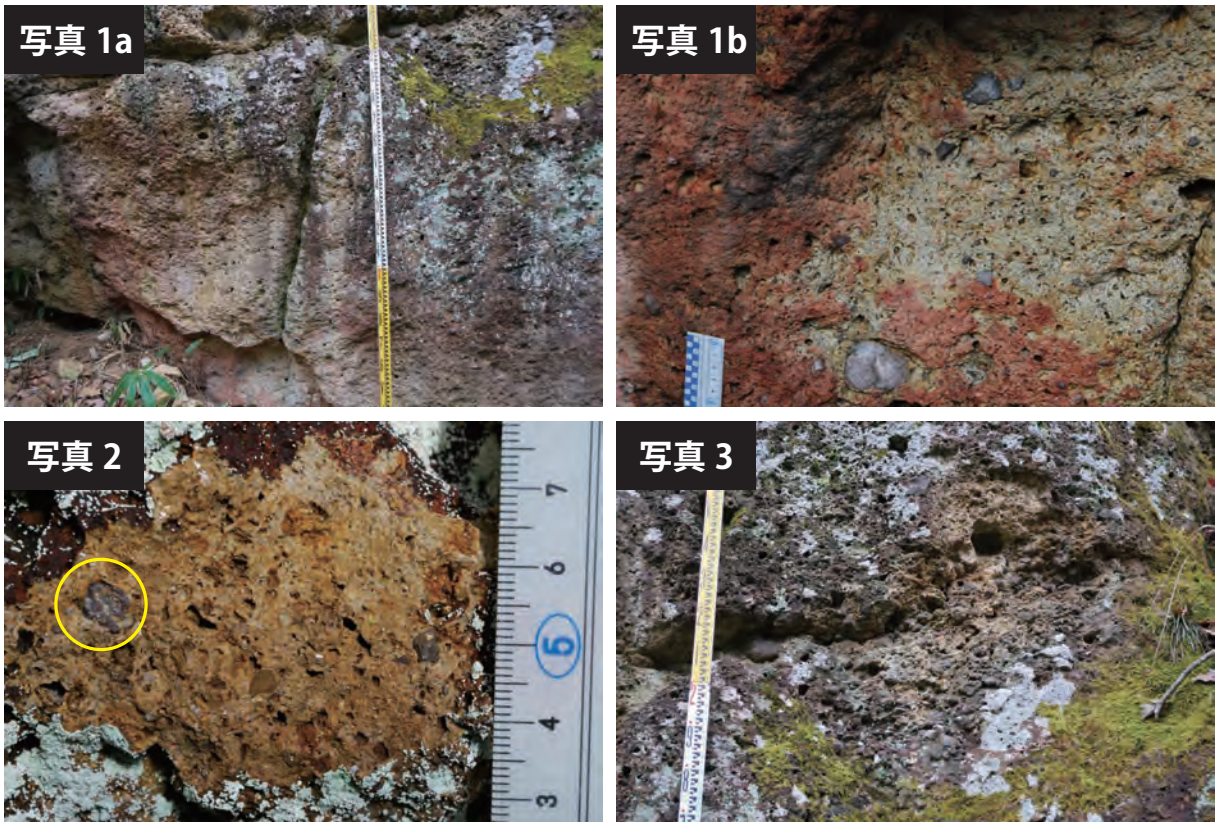


図 5-22　大谷石採掘跡の下～中部（下半部）の岩相

写真 1a：下～中部（下半部）全景．写真 1b：火山礫凝灰岩の拡大．写真 2：火山礫凝灰岩の拡大 軽石やスコリアの一部を残した空隙，左中央は杏仁状組織を示す安山岩質円礫（円内）．写真 3：下位の火山礫凝灰岩を削り込んだ火山角礫岩．

［大谷石採掘跡の岩相］

本調査では，岩壁壁面の高さ 5m の範囲（図 5-20- 写真 1），および岩壁の北東にある露頭（図 5-20- 写真 2）を対象に岩相記載を実施した。この岩壁や露頭は，全体をとおして火山礫凝灰岩を主体とし，中ほどに挟在する火山角礫岩・細粒凝灰岩により上半部と下半部とに二分される（図 5-21）。

火山礫凝灰岩は，塊状で灰白色を呈し，風化した部分は黄褐色あるいは赤紫色となる。基質は，淘汰の悪い細粒凝灰岩で，石英粒の含有が顕著である。また，表面には多数の空隙が認められる。

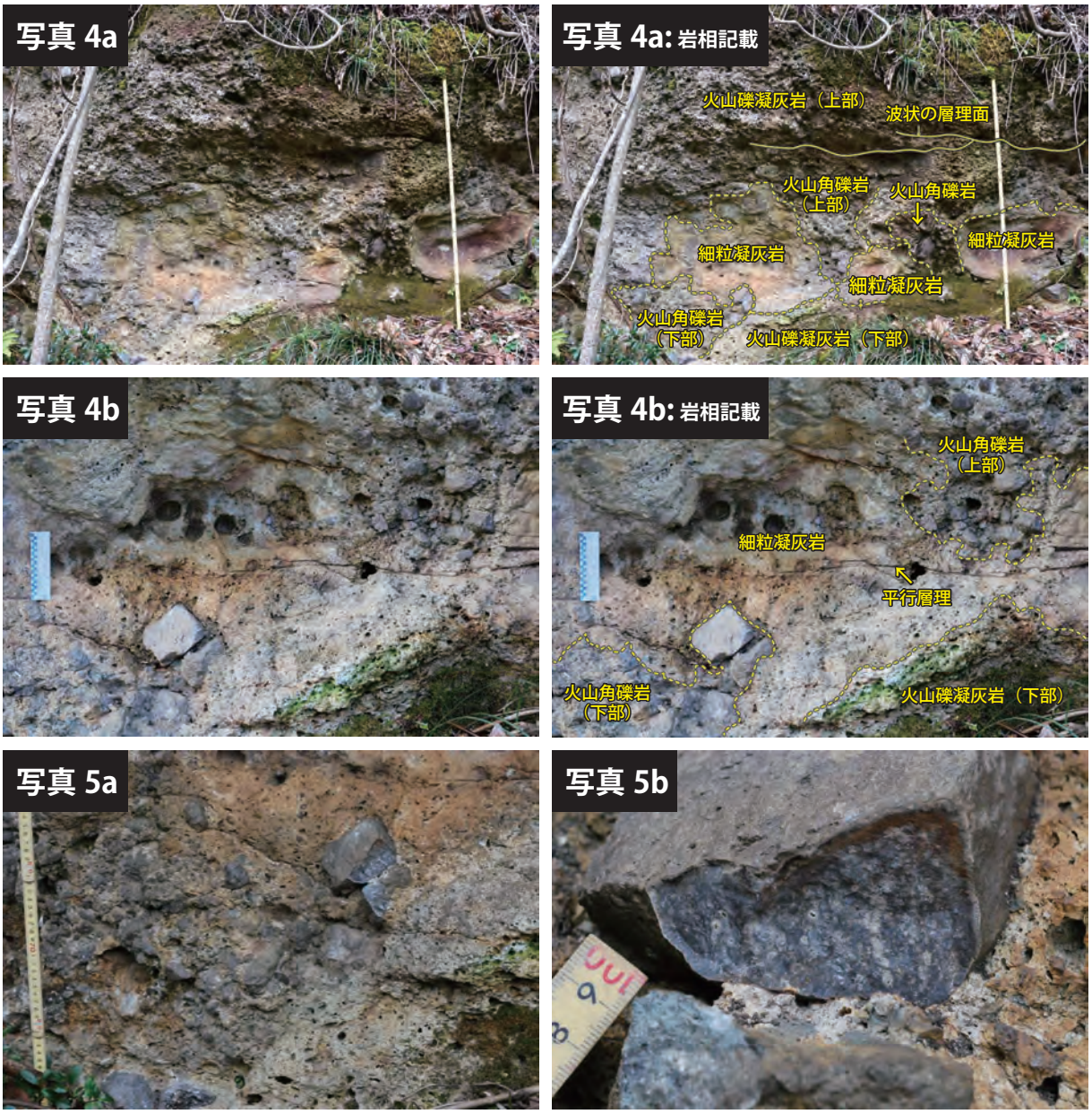


図 5-23　大谷石採掘跡の中～上部（上半部）の岩相 1

写真 4a：火山礫凝灰岩と細粒凝灰岩との境界，火山礫凝灰岩上半部と細粒凝灰岩の境界は複雑に湾入する．写真 4b：細粒凝灰岩と火山礫凝灰岩との境界，両者の境界も互いに湾入する．写真 5a：火山角礫岩，写真 5b：火山角礫岩に含まれる安山岩礫の拡大．

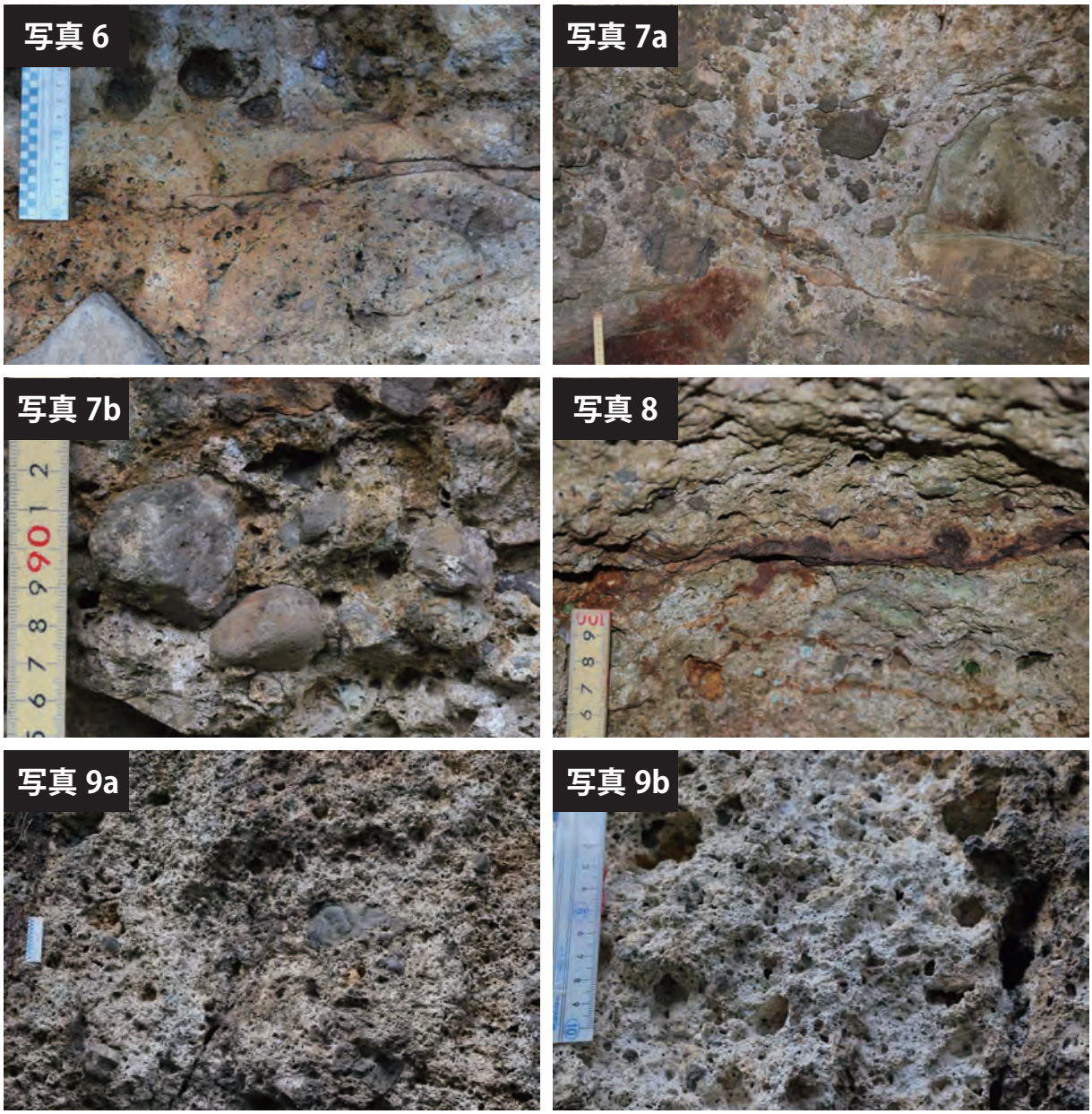


図 5-24　大谷石採掘跡の中～上部（上半部）の岩相 2

写真 6：細粒砂岩．写真 7a：火山礫凝灰岩の下位層侵食．写真 7b：火山角礫岩中の亜角礫～亜円礫．写真 8：細粒凝灰岩にみられる層理面の拡大，赤褐色から赤紫色の鉄鉱物の沈着がみられる．写真 9a：上部の火山礫凝灰岩．写真 9b：写真 9a の拡大，多孔質である．

火山礫凝灰岩の下半部は，基質支持構造となり，含まれる礫は径 1 ～ 4cm の亜角～亜円形の安山岩を主体とし（図 5-22- 写真 1a, b），また杏仁状組織を示す径 5mm 大の円礫がまれにみられる。表面の空隙は，含有する礫径と同程度の大きさである。空隙のなかに，繊維状に変質した軽石の一部が空隙内壁に残っていることがあることから，空隙はそれらの溶脱痕であると考えられる（図 5-22- 写真 2）。

一方，火山礫凝灰岩の上半部は，下半部よりも含まれる礫が多く，礫径 3 ～ 15cm の黒色無斑晶質安山岩の亜角礫からおもになり，これらの礫の淘汰はきわめて悪い。さらに空隙の径も下半部よりも大きくなり，下半部よりも多孔質となる（図 5-24- 写真 9a，b）。

挟在する火山角礫岩は，塊状であるとともに礫支持構造で側方連続性が悪く，下位層には荷重変形構造や下方侵食がみられる（図 5-22- 写真 3，図 5-24- 写真 7a，b）。基質は明褐色で粘土化した火山灰からなる。この火山角礫岩の主体となる礫は，最大径約 20cm のものがあるものの，径 3 ～ 4cm の亜角礫～亜円礫の安山岩質礫がほとんどである（図 5-23- 写真 5a）。それらの礫は，内部に不明瞭な杏仁状組織がみられ，緻密かつ硬質である（図 5-23- 写真 5b）。

上述の火山礫凝灰岩や火山角礫岩に挟在する細粒凝灰岩（図 5-24- 写真 6）は，石英粒や有色鉱物粒を含む淘汰不良で塊状の岩相を呈するが，中礫大の安山岩の亜角礫の散在も確認される。層厚約 20cm ながらも岩壁壁面では西に向かうにつれて尖滅する。さらに，上位の火山礫凝灰岩や火山角礫岩による下方侵食や荷重変形を受けていることで，上位層との境界は不規則な凹凸をなしている（図 5-23- 写真 4a，b）。また，細粒凝灰岩中ならびに下位の火山礫凝灰岩との境界には層理面が存在し（図 5-24- 写真 8），後者の走向傾斜は N17°E，14°NW である（図 5-21）。

4．「観音下石」石切り場の詳細調査

観音下石は，観音下町地内で近年まで採掘されていた石材である。あたたかみのある黄色系で多孔質な外観が特徴的で，かつては「日華石」の名称で流通していた。『西尾村史（川編，1958）』によると，観音下石の採掘のはじまりは大正初期とされ，大正 6（1917）年には地元有志で石材会社を設立して採掘にあたっていた。一方，ここでの石材の切り出しの嚆矢については，中世まで遡る可能性が考古学的資料から指摘されている（樫田，2019）。

この石材会社の経営者が大正 7（1918）年に変わり，当初は日華石の名称を用いていたようであるが，昭和の改元を機に社名を「昭和石材商會」，石材名を「千歳石」にそれぞれあらため，東京に本店および大阪に支店を構え，小松駅前に加工場を建設して販路を国内で拡大していった（樫田，2016）。

『建築土木資料集覧（建築土木資料集覧刊行會編，1929，1931，1933，1939）』には，昭和石材商會の広告とともに石材の使用実績が掲載されている。国会議事堂をはじめ，北海道から九州にいたる全国各地の著名な近代建築にこの石材が用いられていることが理解される。ただし，昭和石材商會が販売していた千歳石には，観音下石以外の石材を含んでいることには注意が必要である。同社の石材は A，B，C，D，K 号などの名称で分けられ，それぞれに異なる産地の石材であり，樫田（2016）は千歳石 K 号が観音下石に相当すると指摘している。なお，この石材を使用した著名な建築物として，兵庫県西宮市の旧甲子園ホテル（現武庫川女子大学甲子園会館）や東京都の旧前田家本邸洋館が現存する。

その後，観音下石の採掘は，昭和 15（1940）年までには昭和石材商會の手を離れ，経営者の交代や採掘体制の変更を経ながらも（川編，1958），平成 30（2018）年まで続けられた。その間にもさまざまな建築物に用いられ，小松市内では，国登録有形文化財（建築物）の指定を受けた東酒造場の東蔵・中蔵（野田町）や錦窯展示館（徳田八十吉の旧居兼陶房）の石蔵（大門寺町）が代表例である。また，奈良県にある平城宮の整備事業では，第二次大極殿の基壇に用いられている（田中・渡辺，1974）。

その一方で，観音下石は，上述のような著名な建築物への使用だけでなく，地域社会を身近に支える石材でもあり，石蔵や住宅の門柱，石塀などに観音下石を使用した例が小松市や近隣の市

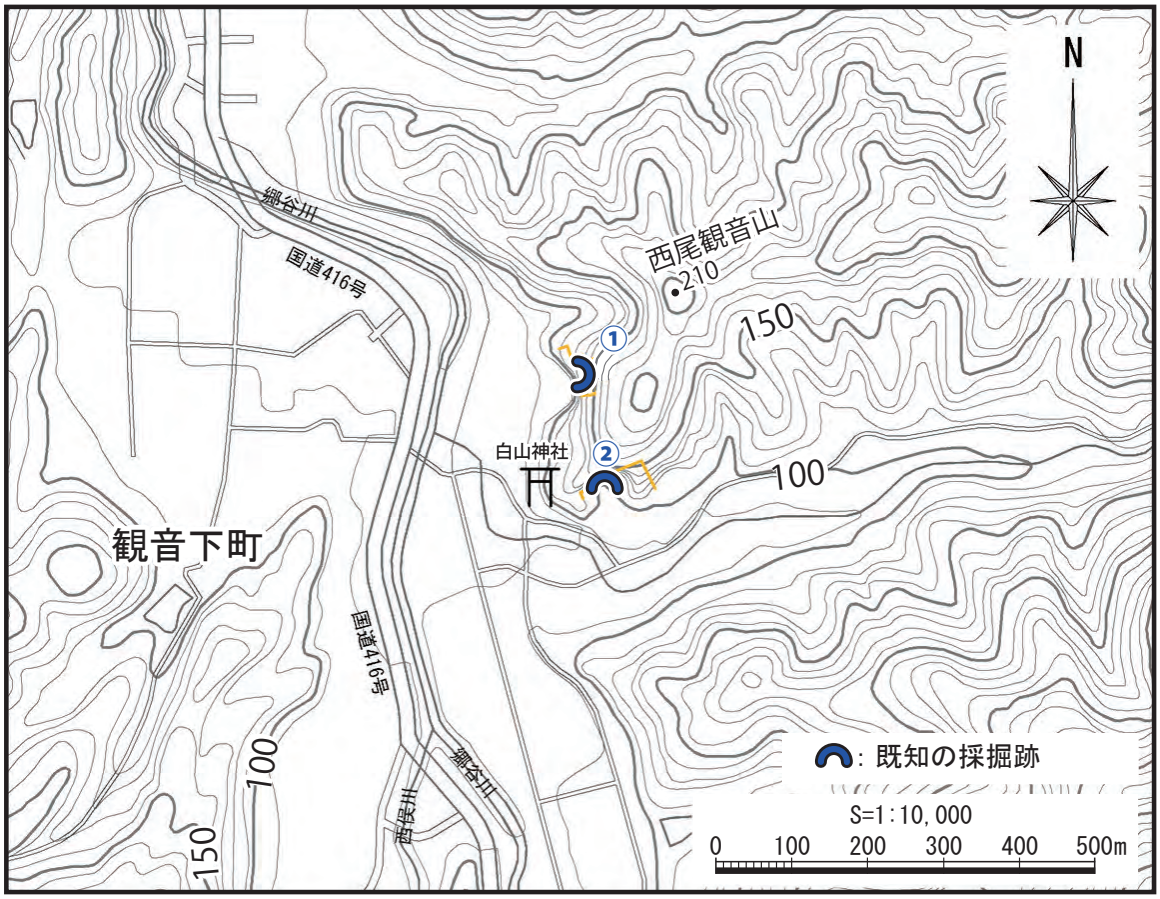


図 5-25　観音下石石切り場の位置と採掘跡の遠景

写真１：西尾観音山と観音下石石切り場（写真中央下の赤屋根は白山神社）.

町村に多数存在する。火に強いといわれる性質に着目し，ピザ窯の製造にも最近では用いられている。市内のほとんどの小学校は，正門門柱に観音下石あるいは滝ヶ原石を使用している。他の石材とは異なり観音下石は，黄色い色調を特徴とするが，市内にある江戸期の石造物のなかには，黄色い石材だが岩相の異なるものが散見され，色調だけで観音下石と判断するには注意が必要である。

観音下石の石切り場について，平成 27（2015）年度に実施された市内石切り場調査（一般社団法人こまつ観光物産ネットワーク，2015）は，今回調査をおこなった①および②採掘跡（図 5-25）を同調査報告で記載している。いずれの採掘跡も，西尾観音山（標高 210m）の山腹や山裾部をおもに露天掘りで採掘したもので，市内ではきわめて大規模な石切り場といえる。これら以外にも，西尾観音山や観音下町地内には小規模な採掘跡の散在が知られる（観音下石保存会設置の案内板「昭和 40 年ごろの丁場位置」より）。

ふたつの採掘跡のうち，①採掘跡は採掘を終えてからかなりの期間が経過している。一方の②採掘跡は最近まで採掘が続けられていた観音下石最後の石切り場であったが，平成 30（2018）年に採掘を終了し，現在（令和 3［2021］年 3 月時点）は，採掘済みの石材の加工や販売のみをおこなっているようである。

石切り場の詳細調査については，①，②の採掘跡を調査対象としたが，いずれも高い壁面が連続することから，高所での調査にあたっては，ドローンで壁面の静止画や動画の撮影をおこない，それをもとに岩相の記載や壁面の状態を観察した。柱状図の作成は，①採掘跡および②採掘跡の西側の採掘跡でおこなった。また②採掘跡の石材の薄片観察もあわせておこなった。

［観音下石石切り場の概要］

観音下石①採掘跡：西尾観音山の西麓に位置する，高さ約 40m，幅約 72m，奥行き約 40m（写真計測）の露天掘り跡である（図 5-25，図 5-26- 写真 1）。

この採掘跡を上空からみると，西に開いた屏風折りのような形状をなしており，西向きの壁面には，縦長の横穴坑道が開口する（図 5-26- 写真 2）。壁面全体に鉛直方向のカッター痕が残り（図 5-26- 写真 5），カッター痕以外には，坑道入口周辺の壁面に木杭を差し込んだ楕円形の穴が規則的に並んでいるのが確認される（図 5-26- 写真 3，4）。

観音下石②採掘跡：西尾観音山の南麓に位置するこの採掘跡は，幅約 80m（写真計測），奥行き約 43m（実測）の露天掘り跡である。南向きおよび西向きの高い壁面が L 字型をなす形状が特徴的である（図 5-25, 図 5-27）。南向きの壁面は, きわめて平坦な鉛直方向の採掘跡であり（図 5-28- 写真 1），一方の後者は一部の平坦面を除き，自然の急崖のような外観を呈する（図 5-28- 写真 2）。石切り場の西側は，長年の採掘によって山麓部は消失しており，そこには階段状の採掘跡がのこされている（図 5-27- 写真 1）。目視による岩相の観察および柱状図の作成は，その壁面でおこなった（図 5-28- 写真 3）。

壁面の表面には, 機械を用いた採掘によるカッター痕が無数にある（図 5-28- 写真 5）。調査中，採掘跡に置いてあった採掘機械は，水平に敷かれたレール上を移動しながら二連のチェーンソーで石材を切断するタイプであった（図 5-29- 写真 2，3）。

壁面の高い位置に「平成元年一月」,「62.12」「11 月」,「48・5」,「495」,「50.5」などの文

図 5-26　観音下石①採掘跡の外観

写真 1：採掘跡正面，中央右側の縦長の穴は横穴坑道の入口（黄枠内：図 5-32- 写真 1a，黄点線枠内：図 5-32- 写真 2a）．写真 2：採掘跡直上からの空中写真（黄枠内：図 5-32- 写真 3a）．写真 3：横穴坑道入口周辺の壁面，規則的に並ぶ黒点は木杭を固定した穴．写真 4：木杭の穴（長径 20cm ×短径 15cm）．写真 5：壁面に並ぶ規則的なカッター痕．

図 5-27　観音下石②採掘跡の外観 1

写真 1：採掘跡の空中写真（黄枠内：柱状図作成ルート，黄点線枠内，通称「古丁場」の位置）．写真 2：南向き壁面の正面全景（白枠内：文字や数字の刻印の位置），白矢印：「平成元年一月」の刻印の位置，直下の地表より高さ 19m）．

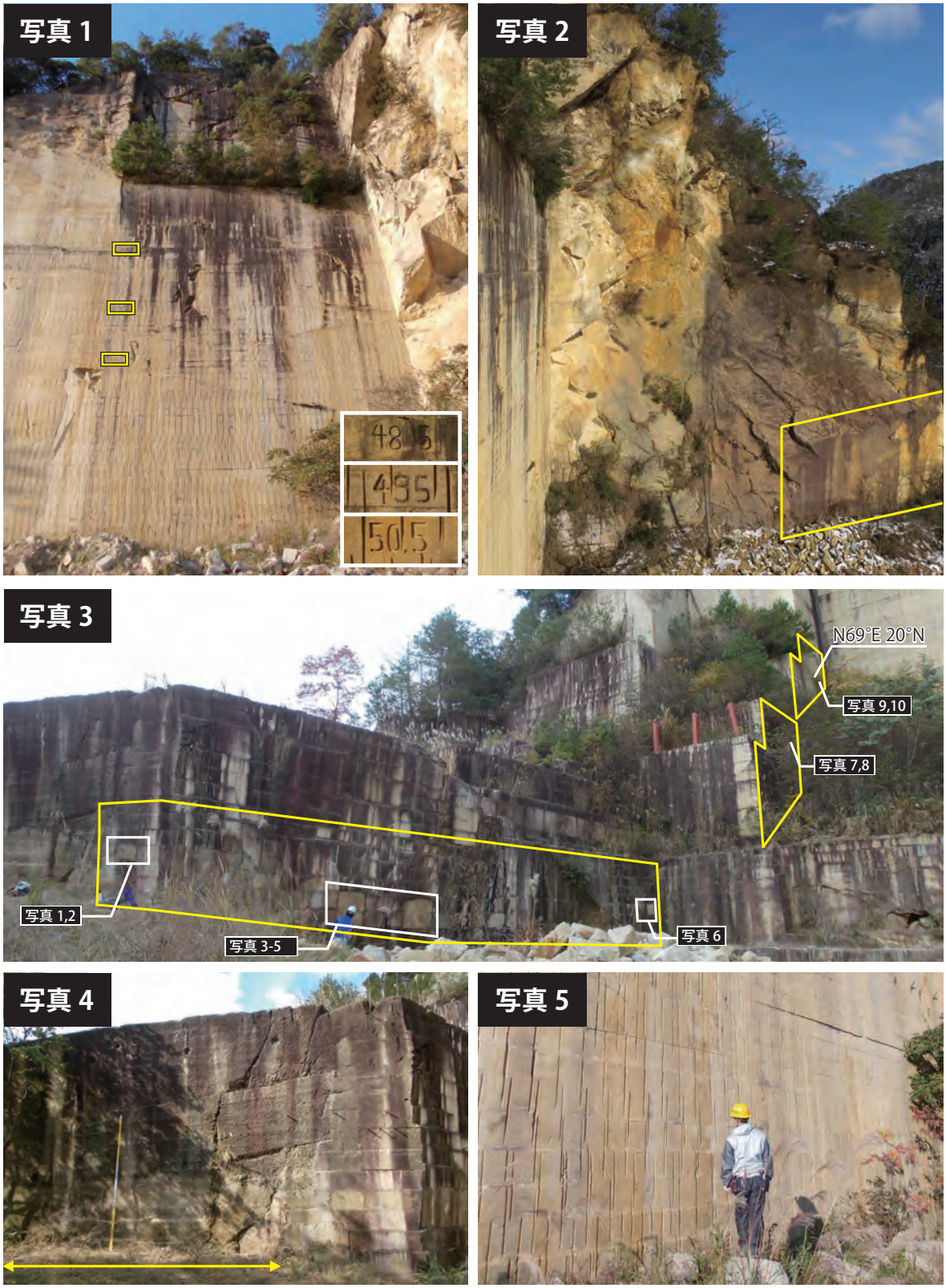


図 5-28　観音下石②採掘跡の外観 2 および柱状図作成ルート

写真 1：写真 1：南向き壁面と西向き壁面の入隅部（黄枠内：写真右下白枠内の刻印の位置）．写真 2：西向き壁面（黄枠内：壁面の平坦面）．写真 3：東向き壁面（黄枠内：柱状図作成ルート，白枠で示す写真撮影位置番号は柱状図に対応）．写真 4：写真 3 の左端の壁面，手掘り痕（黄矢印の範囲）と機械掘り痕．写真 5：南向き壁面に残る多数のカッター痕（縦筋）．

字や数字がドリルの掘削により水平に刻まれているのが目視される（図 5-27- 写真 2，図 5-29- 写真 1）。後の三者は，この順番で上から下へ向かって縦に並んでいることから（図 5-28- 写真 1），その位置における採掘時期の和暦と月を記録したものと推察される。

また，採掘跡の西側の壁面の一部には，手掘りで採掘された痕跡が確認され（図 5-28- 写真 4），ここよりさらに西方にあって「古丁場」と呼ばれる採掘跡には，大正期から昭和期にかけての露

図 5-29　観音下石②採掘跡の採掘痕および古丁場の外観

写真 1：南向き壁面の「平成元年一月」刻印．写真 2：ブロック単位の採石途中過程が残る（令和元 [2019] 年 12 月）．写真 3：採石用カッターと移動用のレール．写真 4：古丁場の外観，壁面の下部に横穴坑道が開口する（黄矢印）．写真 5：古丁場の壁面上部，上方へ緩やかにオーバーハングする．写真 6：白山神社背後の露頭，観音下石と類似する岩相が観察される．

天掘りと横穴坑道の跡が残されている（観音下石保存会設置の案内板「昭和40年ごろの丁場位置」より）。これらでは，石材はいずれも手掘りで採掘されており，西側壁面の一部に残された手掘り跡は，古丁場から連続するものではないかと考えられる（図 5-29- 写真 4，5）。

今回の調査では，岩相の観察のほかに，南向きの壁面の高さを，レーザー距離計（BOSCH 社製 GLM150C）およびドローン（DJI 社製 Phantom3 Professional）を用いて調べた。図 5-30 に示した，A（露天掘り跡の底面）と B（壁面の最高点），および A と B’（平成元年一月の刻印）の比高をレーザー距離計で測定したところ，前者は 60m，後者は 32m であった。また，A’（壁面下端）から B’ までの鉛直方向の高さは，ドローンによる測定で 19m であった。これらの測定値をもとに，A’（壁面下端）から B（壁面の最高点）までの鉛直方向の高さは 47m となる。

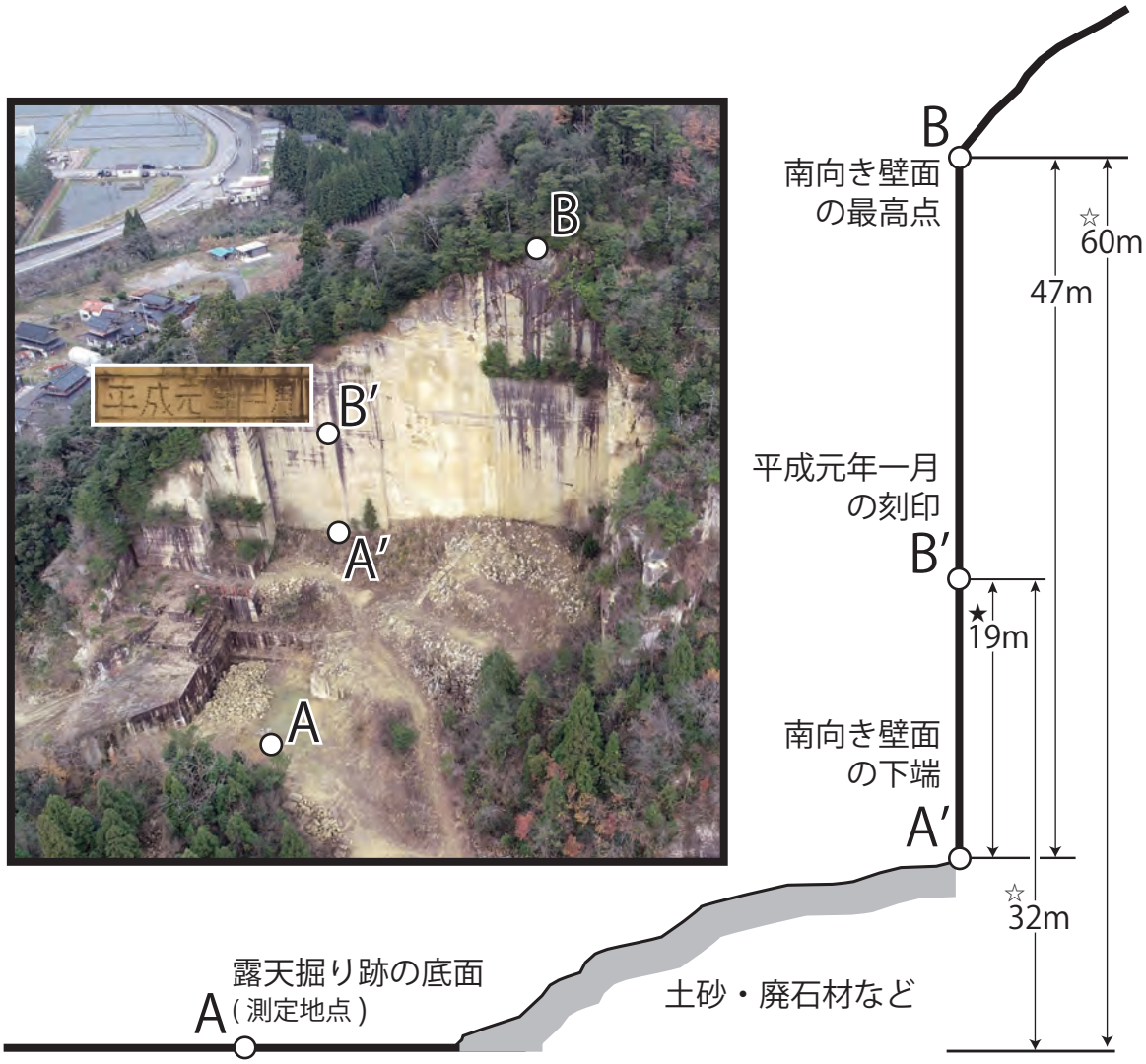


図 5-30　観音下石②採掘跡の南向き壁面の高さおよび測定地点の概略図
☆：レーザー距離計による測定，★：ドローンによる測定.

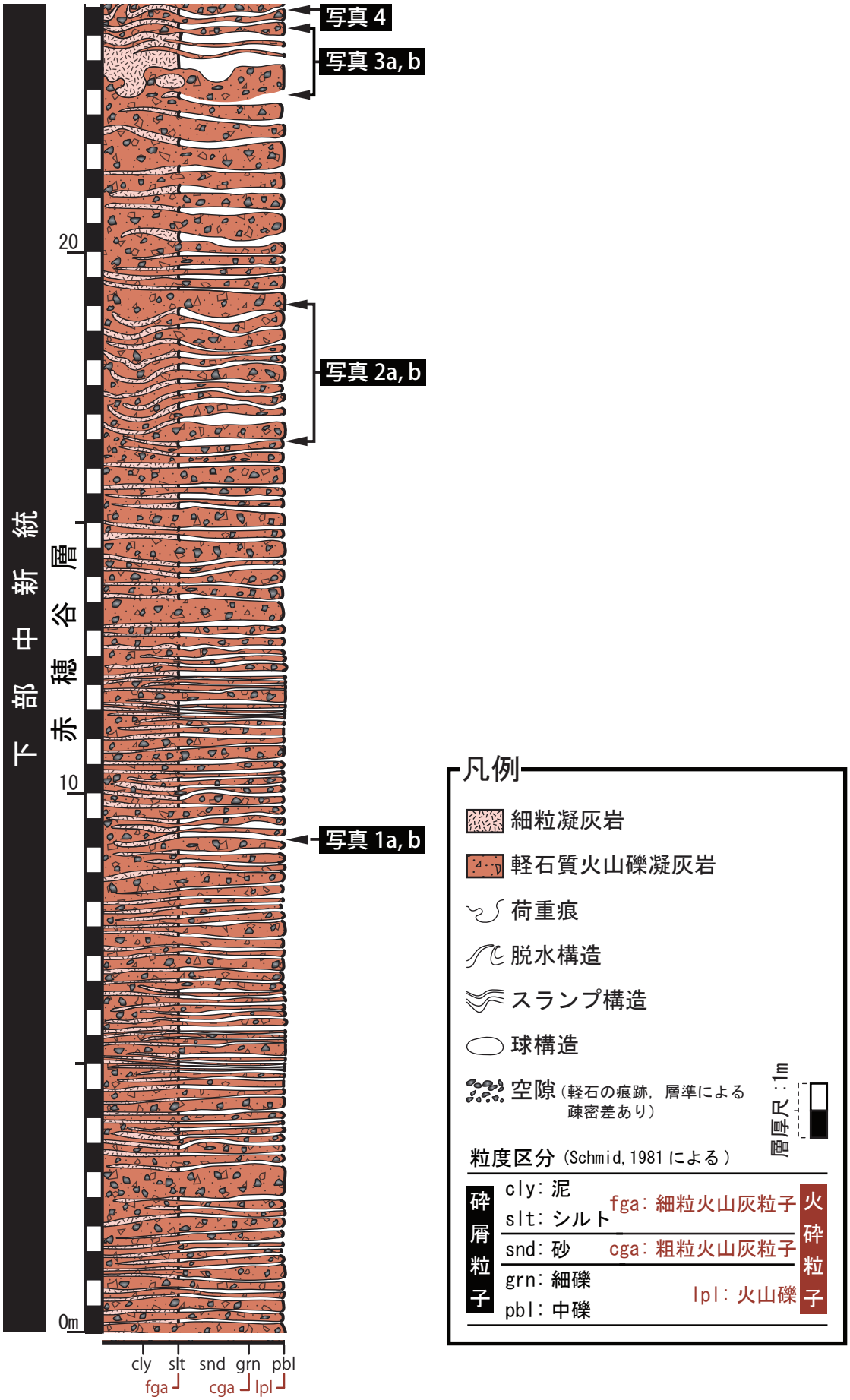


図 5-31　観音下石①採掘跡の柱状図（写真は図 5-32，33 参照）

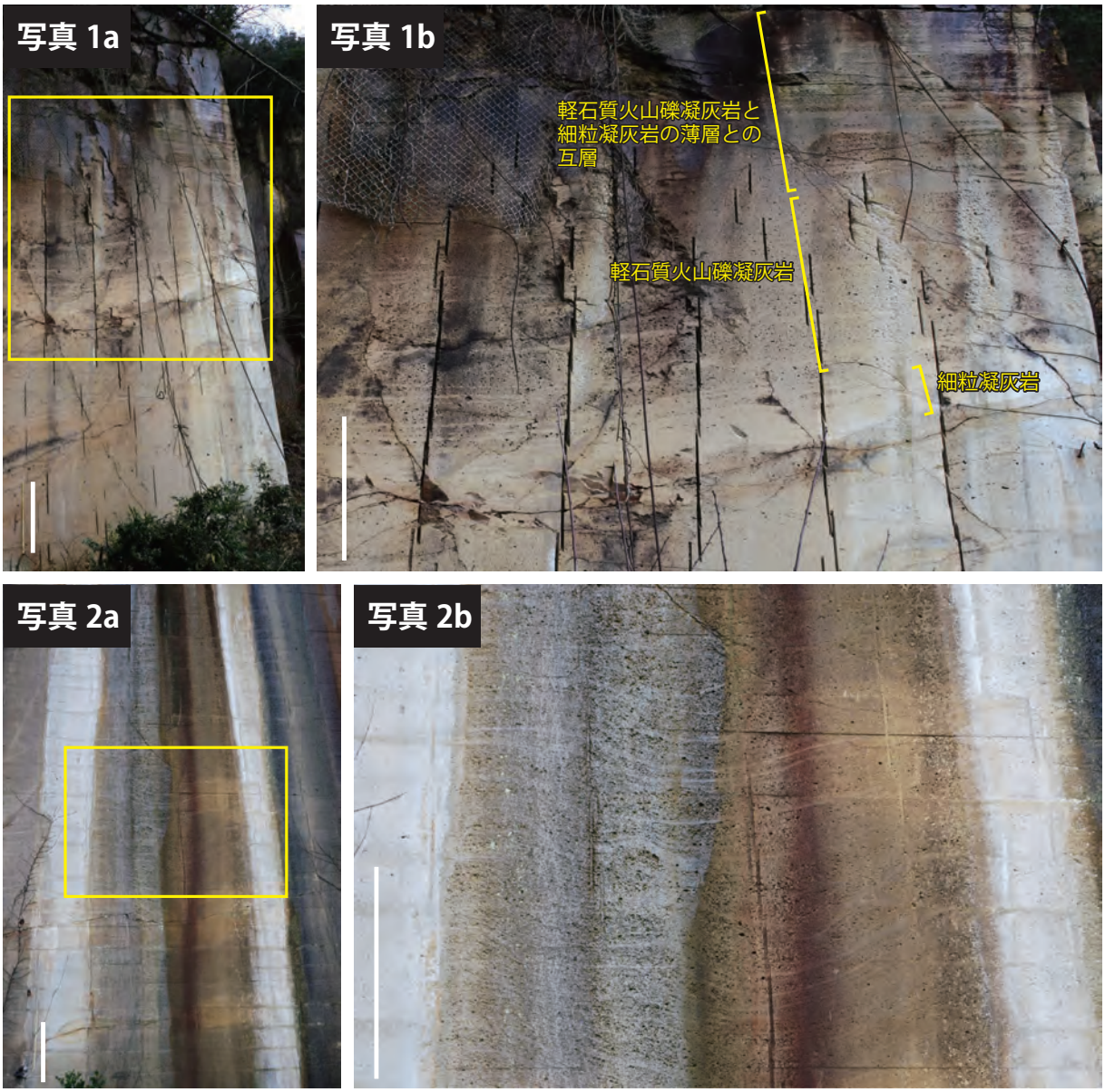


図 5-32　観音下石①採掘跡の岩相 1

写真 1a：軽石質火山礫凝灰岩を優勢とする細粒凝灰岩との互層（西向きの壁面）．写真 1b：写真 1a 黄枠内の拡大．写真 2a：軽石質火山礫凝灰岩と細粒凝灰岩との細互層（西向きの壁面），スランプ構造が観察される．写真 2b：黄枠内の拡大．全スケールバー＝ 1m.

[観音下石①石切り場の岩相]

①採掘跡は，淡黄灰色～淡灰色の軽石質火山礫凝灰岩と細粒凝灰岩との互層を主体とする（図 5-31）。②採掘跡とくらべると，色調は淡灰色を帯びる傾向があり，炭質物（材化石）や偽礫といった，軽石以外の礫は含まれない。互層をなす両者それぞれの単層の層厚は数 cm ～数 10cm と一定せず，層準によっては細互層となる（図 5-32）。また，スランプ構造や脱水構造が一部の層準で認められる（図 5-33- 写真 3a，b）。

軽石質火山礫凝灰岩は，淘汰の悪い軽石を多量に含む塊状の粗粒凝灰岩であり基質支持構造である。含まれる軽石のほとんどは溶脱し，そのため全体として多孔質となる。

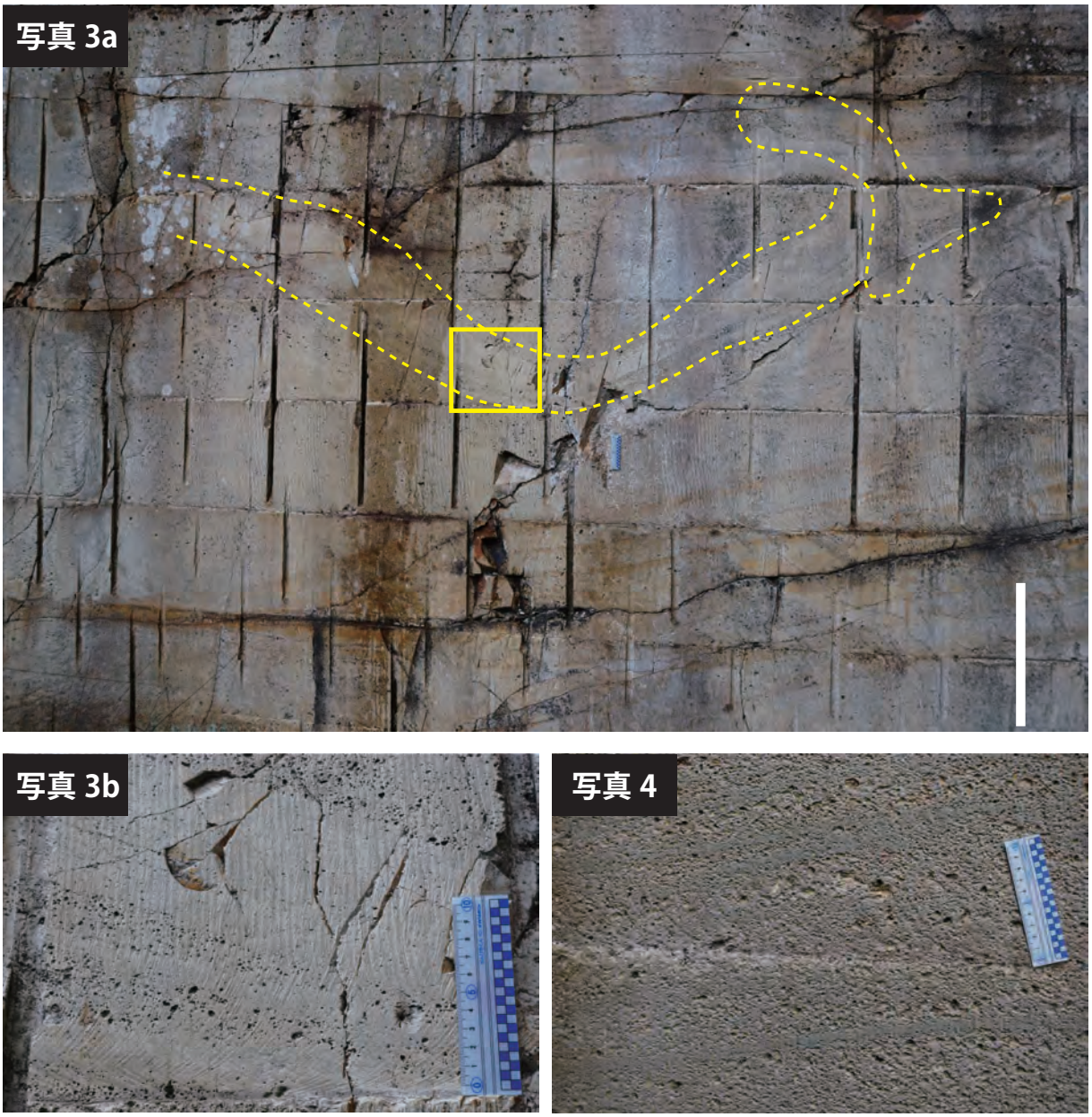


図 5-33　観音下石①採掘跡の岩相 2

写真 3a：スランプ構造（黄点線内）が確認される細粒凝灰岩の成層した薄層とそれを切る脱水構造（南向きの壁面，スケールバー＝ 50cm）．写真 3b：写真 3a 黄枠内の拡大，層厚数 cm で互層をなす軽石質火山礫凝灰岩と細粒凝灰岩．写真 4：①採掘跡の代表的な岩相，細粒凝灰岩の薄層が挟在する軽石質凝灰岩．

一方の細粒凝灰岩は，塊状で淘汰良好である。層厚はおおむね 1cm ほどであるが，層準によっては数 10cm と厚くなる（図 5-33- 写真 4）。西向きの壁面の 2 ヶ所でみられる細粒凝灰岩の走向傾斜は，見通しで N77˚E，22˚N および E-W，18˚N であった。両者の走向は西向きの壁面とほぼ直交し，傾斜はいずれも 20˚ 前後とほぼ同じである。西向き壁面の幅は約 72m あるので，傾斜を 20˚ と仮定し，本採掘跡で観察した範囲の層厚は約 25m と算出した（図 5-34）。ここでの全体の層厚については，壁面の高さを考慮すると，少なくとも 60m に達すると推測される。

［観音下石②石切り場の岩相］

①採掘跡に類似した岩相であり，淡黄灰色～淡灰色軽石質火山礫凝灰岩を主体とし，淘汰の悪い細粒凝灰岩が挟在する (図 5-35)。層準によってはこの両者が互層をなす。スランプ構造がみられることや，炭質物（材化石）を含まないといった点も①採掘跡と共通するものである。

この採掘跡の下位層準では，軽石質火山礫凝灰岩が卓越し，細粒凝灰岩の挟在の頻度は低くなる。主体をなす軽石質火山礫凝灰岩は，多数の空隙により多孔質となるが，層準によっては空隙の密度やその大きさに変化が認められる。空隙の大きさは，それらが密集する場合は大きくなる傾向にあり，最大のものでは径 2cm になる。その一方で，空隙の密度がまばらな場合には，径 2cm 未満のものが多数を占めるようになる（図 5-36- 写真 1，2a，2b）。また，細粒凝灰岩の偽礫や珪長質火山岩の岩脈が確認され，偽礫の形状や大きさはさまざまで，軽石質火山礫凝灰岩との境界は，基質が類似するため不明瞭となる（図 5-37- 写真 3，4a，4b）。

中位層準には下位層準とは異なり岩相の顕著な変化が確認される。軽石質火山礫凝灰岩が主体であるものの，細粒凝灰岩の挟在がより高い頻度で認められる。一部の層準では，両者は細互層をなすようになる。また，スランプ構造や礫を含む層準も認められ（図 5-38- 写真 7a），細粒凝灰岩で観察されるスランプ構造は，他の層準のものよりも構成粒子がより細粒である傾向にあるとともに淘汰もよい傾向にある。また，スランプ構造の下面は，下方に向かって凸状に変形する（図 5-38- 写真 7b）。スランプ構造の上位には，層厚約 1m の塊状細粒凝灰岩が重なり，その内部には径 1cm ほどの火山岩礫や径 4cm 未満の変質した軽石が散在する。また，この細粒凝灰岩には軽石質火山礫凝灰岩がパッチ状ながらも挟在する。さらに，火山岩礫を特徴的に含む層厚 20 ～ 30cm の層準があり，この層準に含まれる礫は，径 5mm ～ 6cm 大で，安山岩や珪長質岩，変質した軽石の角礫～亜円礫からなる。これらの礫は基質となる細粒凝灰岩に支持されており，全体として礫岩とはいえないもの

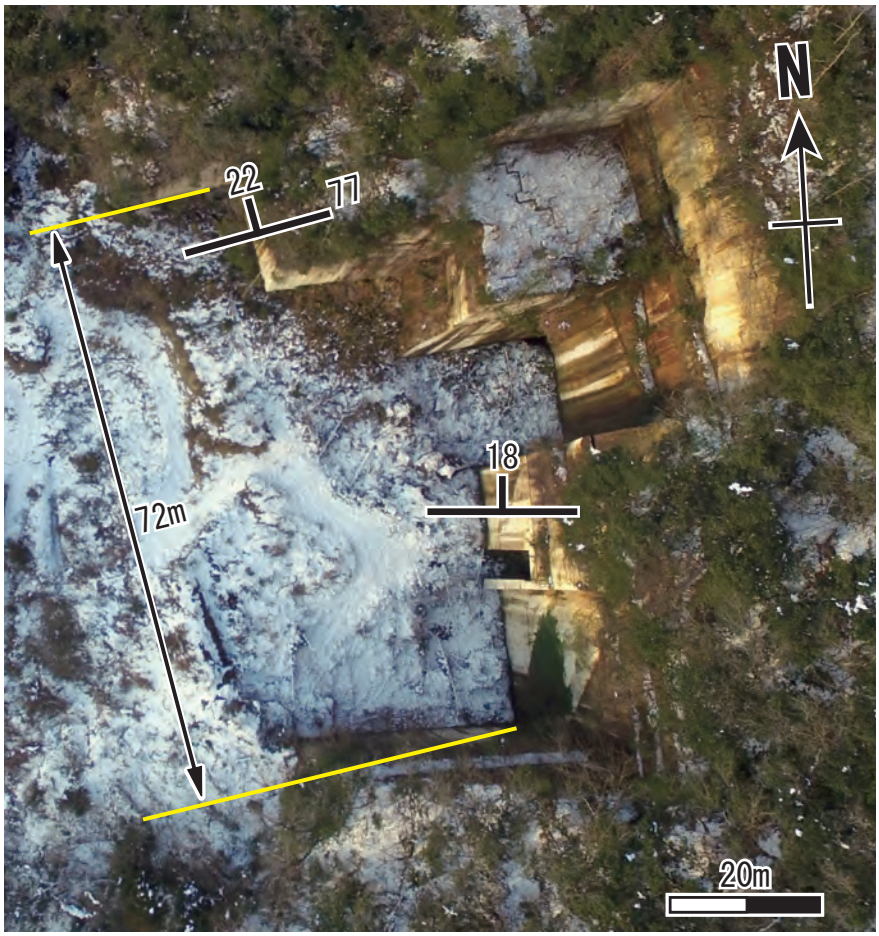


図 5-34　観音下石①採掘跡西向き壁面の走向傾斜

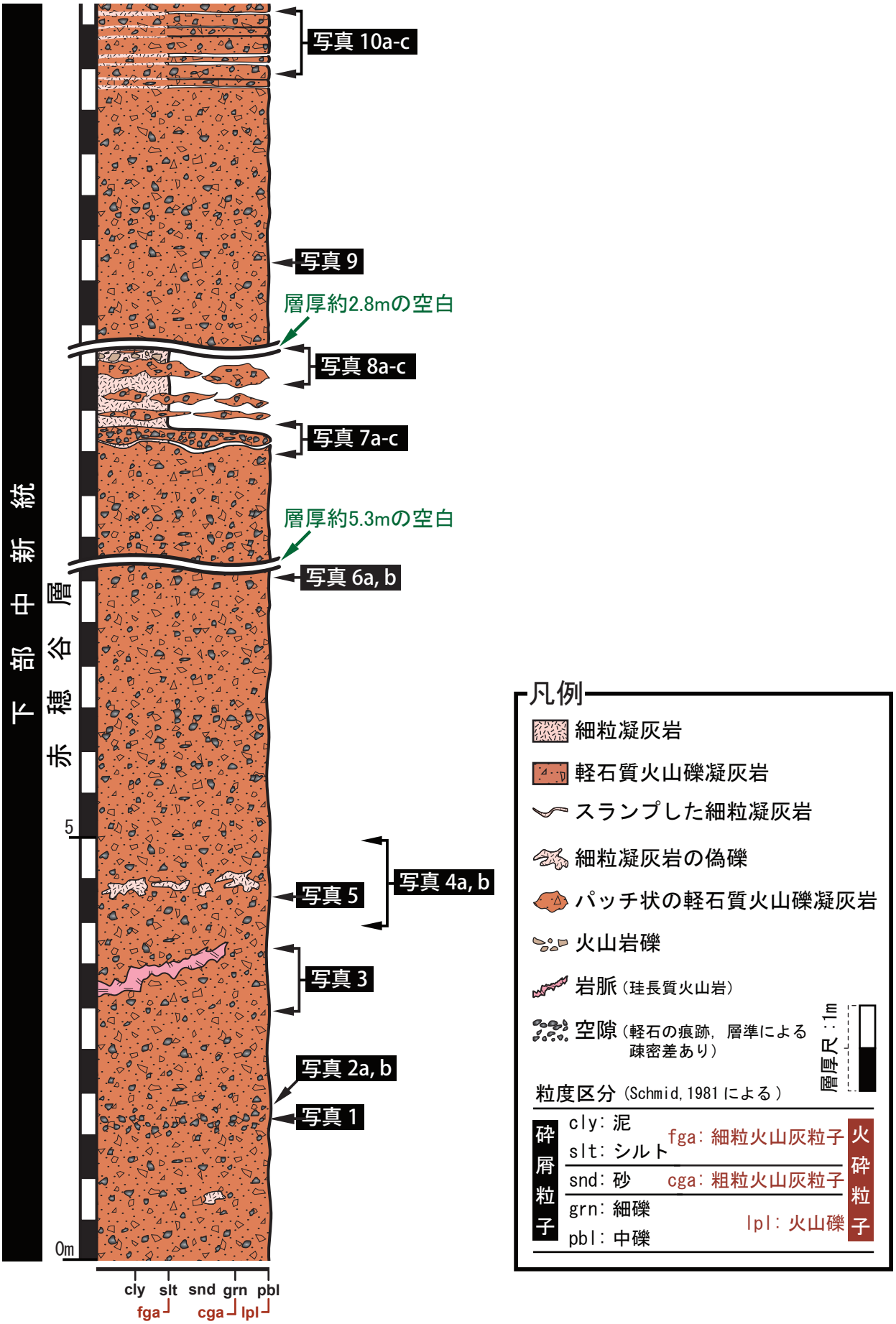


図 5-35　観音下石②採掘跡東向き壁面の柱状図（写真は図 5-36 ～ 39 参照）

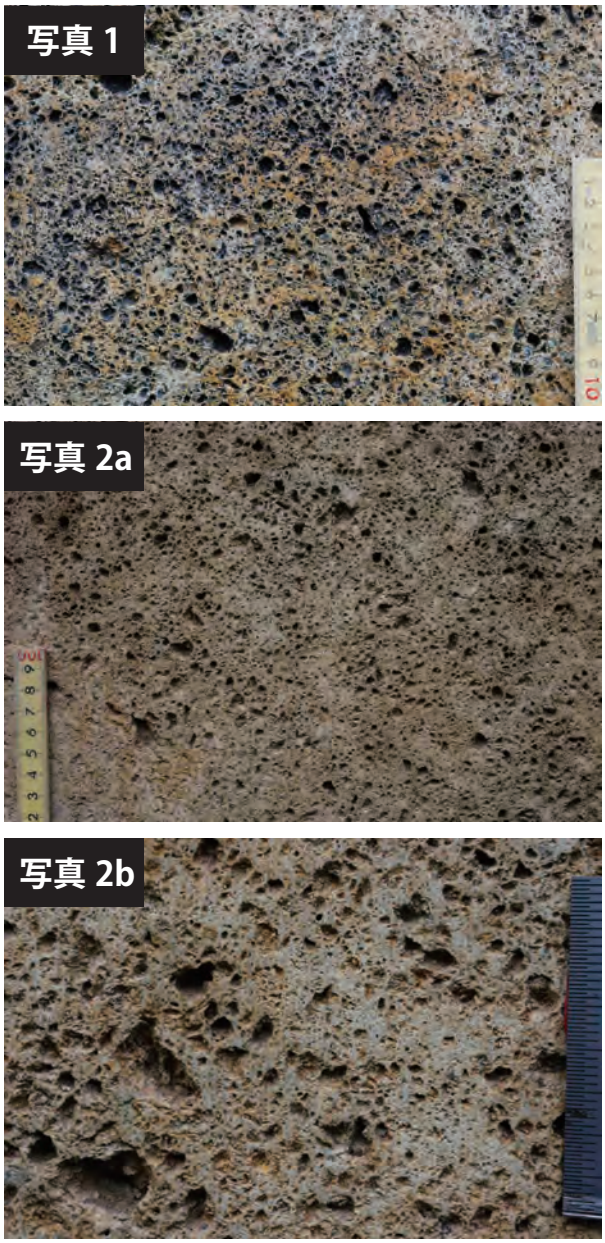


図 5-36　観音下石②採掘跡の下位層準の軽石質火山礫凝灰岩

写真 1：空隙が密集する部分（空隙の径は最大約 2cm）.
写真 2a：空隙がまばらな部分（空隙の径は 2cm 未満）.
写真 2b：軽石質火山礫凝灰岩の基質，淘汰の悪い細粒凝灰岩.

の，この層準での礫の密集層は顕著な特徴といえる。この層準での走向傾斜は N21˚W，20˚N である（図 5-39- 写真 8a ～ c）。なお，この礫を顕著に含む層準も石材として切り出されており（図 5-39- 写真 11），代表的な観音下石とは見た目が大きく異なることから「模様石」と呼ばれている（観音下石保存会，私信）。

上位層準では，層厚約 3m の軽石質火山礫凝灰岩（図 5-39- 写真 9）が最下位にまず位置し，その上位に軽石質火山礫凝灰岩と細粒凝灰岩との互層が重なる（図 5-39- 写真 10a，b）。この互層は，軽石質火山礫凝灰岩が優勢で，単層の層厚は 10cm 以上となる。一方の細粒凝灰岩は単層の層厚が数 mm ～ 1.5cm と明らかに薄く，側方への連続性も乏しい。軽石質火山礫凝灰岩で観察される空隙の大きさや密度には一定の傾向がなく，層準によってさまざまである。細粒凝灰岩は，塊状かつ構成粒子の淘汰が不良で，径 2 ～ 4mm の空隙が全体にみられる。なお，軽石質火山礫凝灰岩ならびに細粒凝灰岩の基質はほぼ同質であるため，互層をなす両者の境界は不明瞭となるが，比較的明瞭な層理面での走向傾斜は N69˚E，20˚N であった。この値から判断すると，南向きの壁面は，柱状図に描いた上位層準よりもさらに上位の層準に相当することになる。

ドローンで撮影した画像や動画による南向きの壁面の岩相は，軽石質火山礫凝灰岩と細粒凝灰岩との細互層の連続と判断される（図 5-40- 写真 1，2）。細互層一組の平均的な層厚は 10 ～数 10cm で，軽石質火山礫凝灰岩が細粒凝灰岩よりも相対的に厚い傾向がある。それぞれの岩相ともに単層内は塊状であり葉理などの堆積構造は認められないが，細粒凝灰岩にはスランプ構造を呈する層準が一部で確認される。また，この細互層と岩相上の類似点が高い岩相は，南向きの壁面だけでなく，西向きの壁面でも観察され，同壁面の下部では，細互層の存在を遠くからでも視認することができるほどである（図 5-40- 写真 3a，b）。

①および②採掘跡の地質学的な位置関係については，両者の走向傾斜および岩相上の類似性から，②採掘跡の南向きの壁面で確認される地層はそのまま①採掘跡へ連続していると判断される。

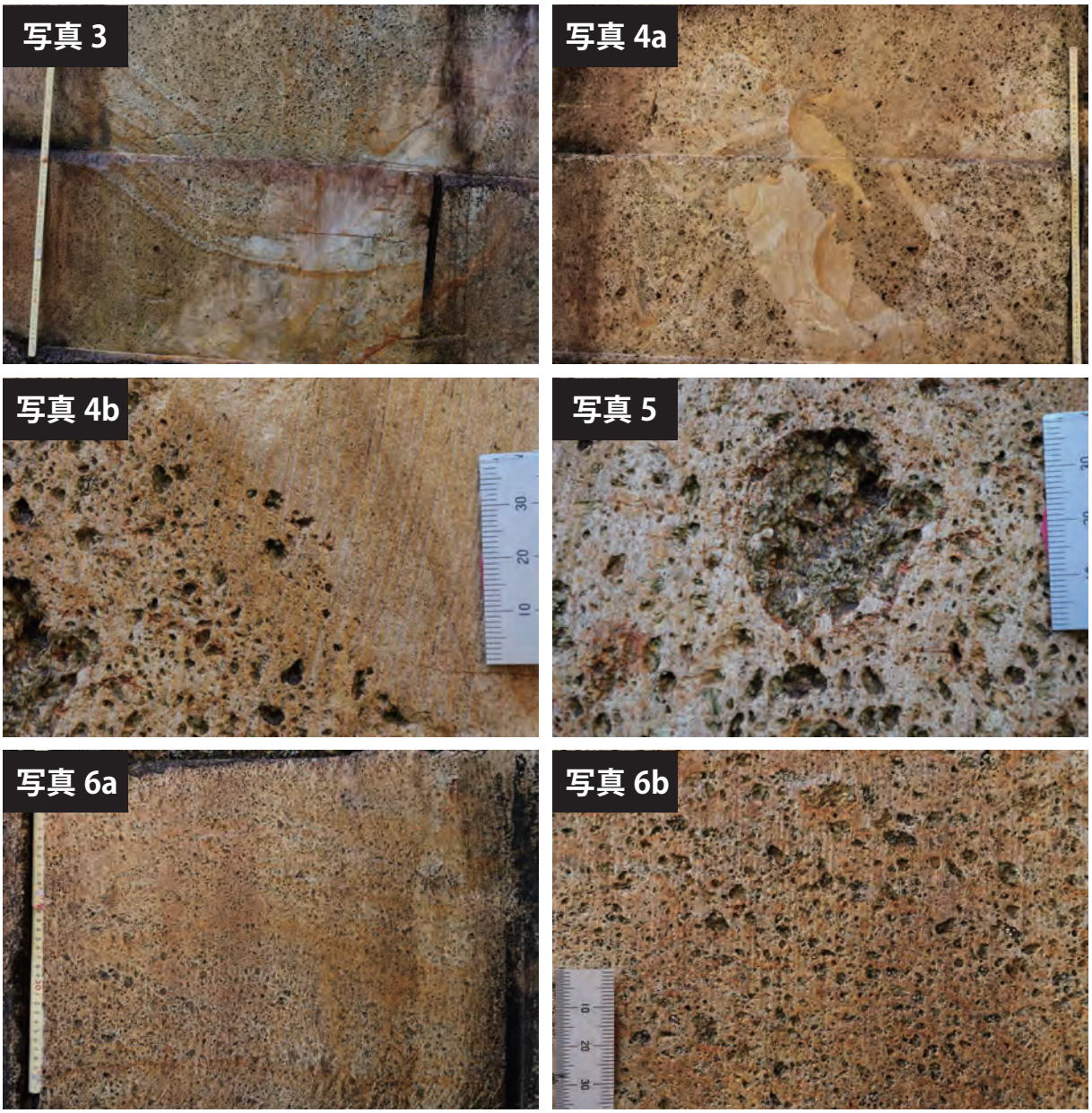


図 5-37　観音下石②採掘跡の下位層準の岩相

写真 3：スランプ構造．写真 4a：細粒凝灰岩の偽礫．写真 4b：細粒凝灰岩の偽礫と軽石質火山礫凝灰岩との不明瞭な境界．写真 5：溶脱の途中段階にある変質した軽石（径約 4cm）．写真 6a：軽石質火山礫凝灰岩と細粒凝灰岩との細互層．写真 6b：写真 6a の軽石質火山礫凝灰岩の拡大．

このような地質構造をあらかじめ考慮して採掘を始めたのかどうかは不明であるが，ふたつの採掘跡はともに軽石質火山礫凝灰岩と細粒凝灰岩との互層を観音下石として採掘していたことになる。全層準をとおして岩相の変化に乏しいこの互層の特徴は，ここでの一定の質の石材の切り出しを保証したものと推定され，これに加えてこの互層が全体として厚層をなすことや，比較的ゆるやかな傾斜で 1 ヶ所での採掘が容易だったことから，最終的には現在みられるような巨大な崖状の採掘跡となったのであろう。

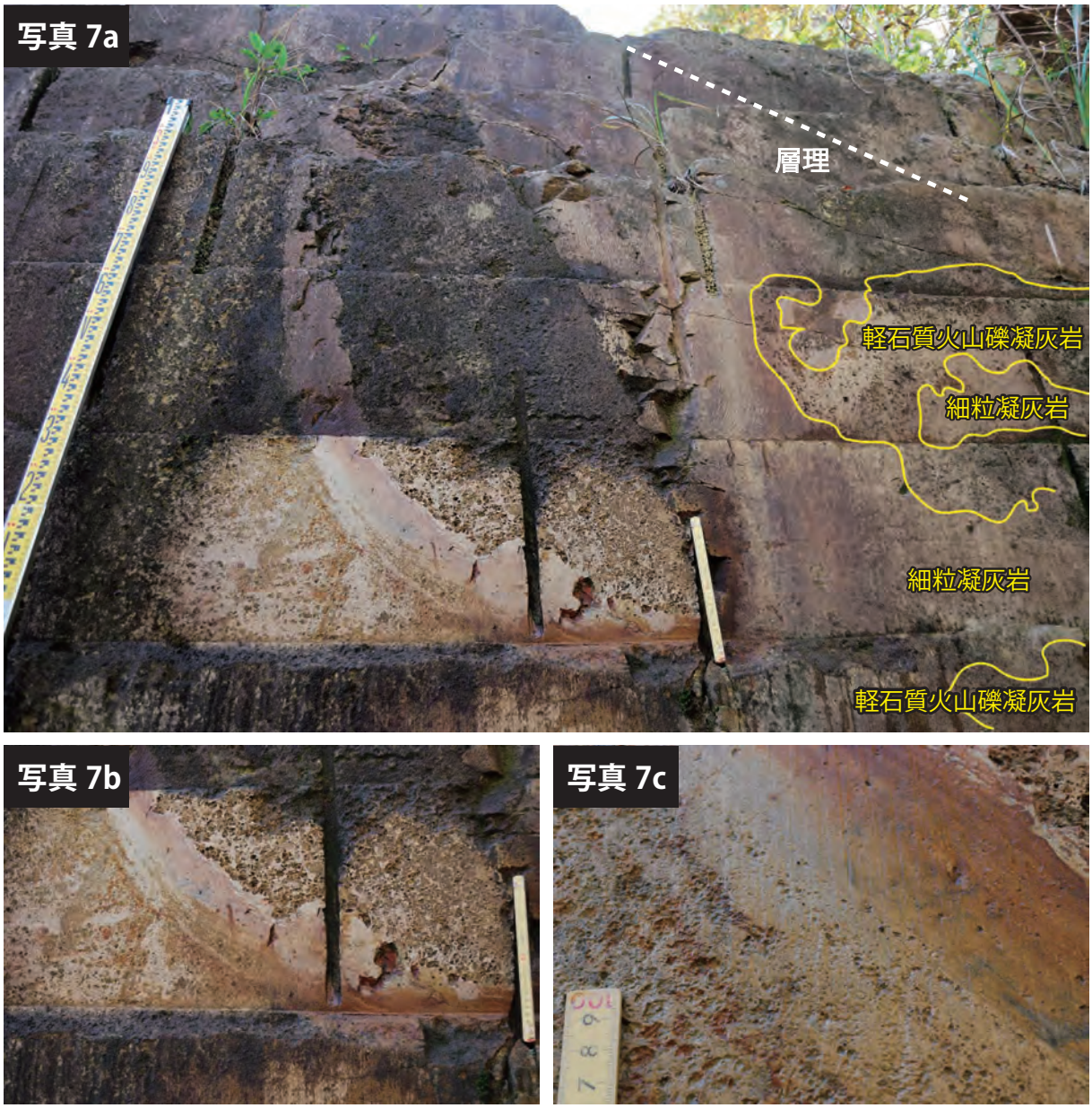


図 5-38　観音下石②採掘跡の中位層準の岩層

写真 7a，b：スランプ構造が発達する細粒凝灰岩（写真の右上が上位），スランプ層の基底面は下方に大きく湾曲する．写真 7c：スランプ層上部の拡大，軽石質火山礫凝灰岩との境界は明瞭．

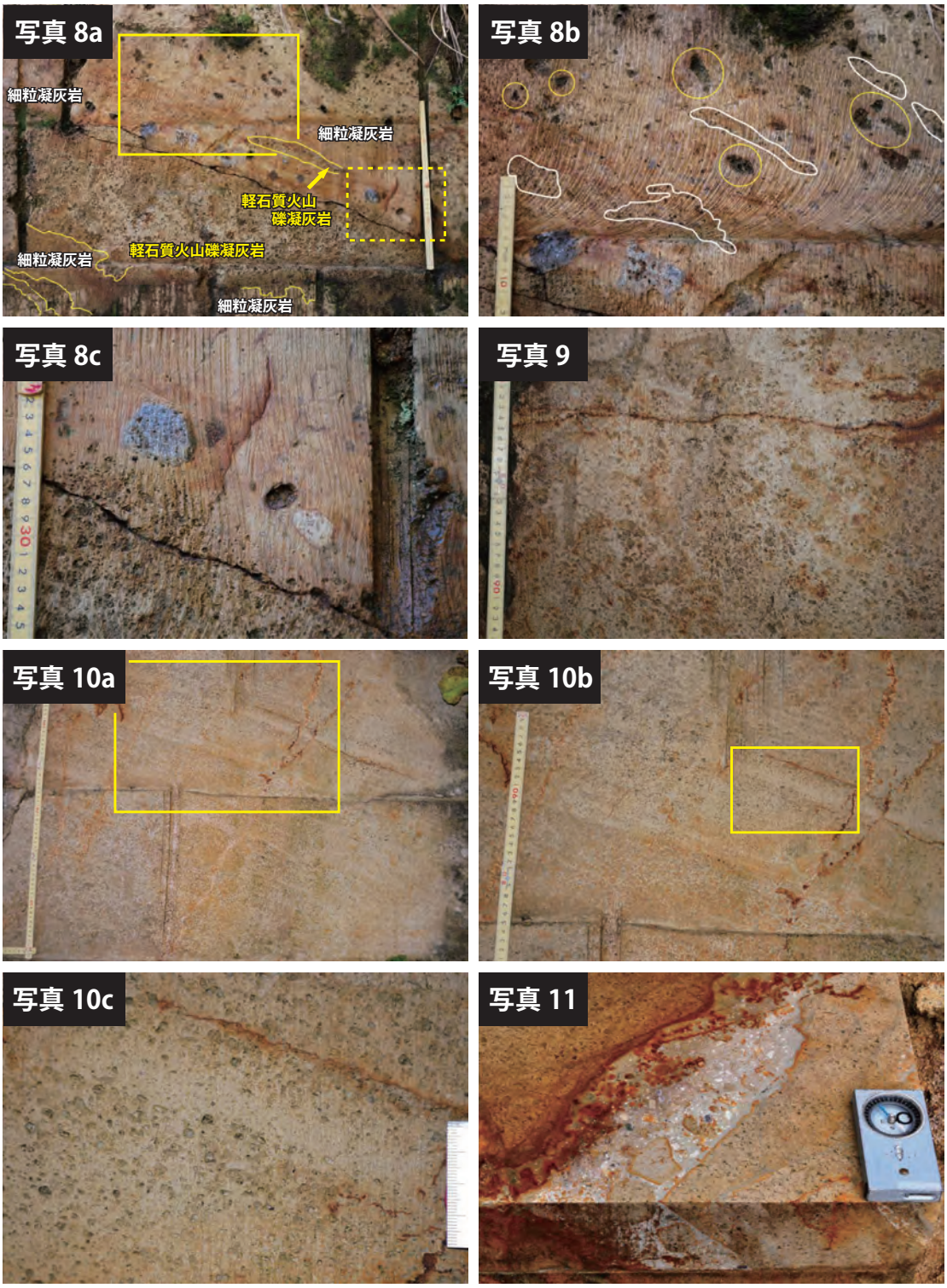


図 5-39　観音下石②採掘跡の中位～上位層準の岩相

写真 8a：中位層準の火山岩礫を含む細粒凝灰岩およびパッチ状の軽石質火山礫凝灰岩．写真 8b：写真 8a の黄枠内の拡大，礫層準の上位に見られる変質した軽石（白線内）・火山岩礫・パッチ状の軽石質火山礫凝灰岩（黄線内）．写真 8c：写真 8a の黄点線枠内の礫の拡大，安山岩礫・珪長質岩礫・変質した軽石などのさまざまな礫を含む．写真 9：上位層準の軽石質火山礫凝灰岩，下位層準よりも基質に富む．写真 10a：上位層準の軽石質火山礫凝灰岩と細粒凝灰岩との平行に成層した互層．写真 10b：写真 10a の互層部分（黄枠内）の拡大，細粒凝灰岩は側方への連続性が悪い，軽石質火山礫凝灰岩の空隙の大きさや密度は層準によって異なる．写真 10c：写真 10b の黄枠内の拡大，不明瞭な互層の境界部分．写真 11：礫を含む石材．

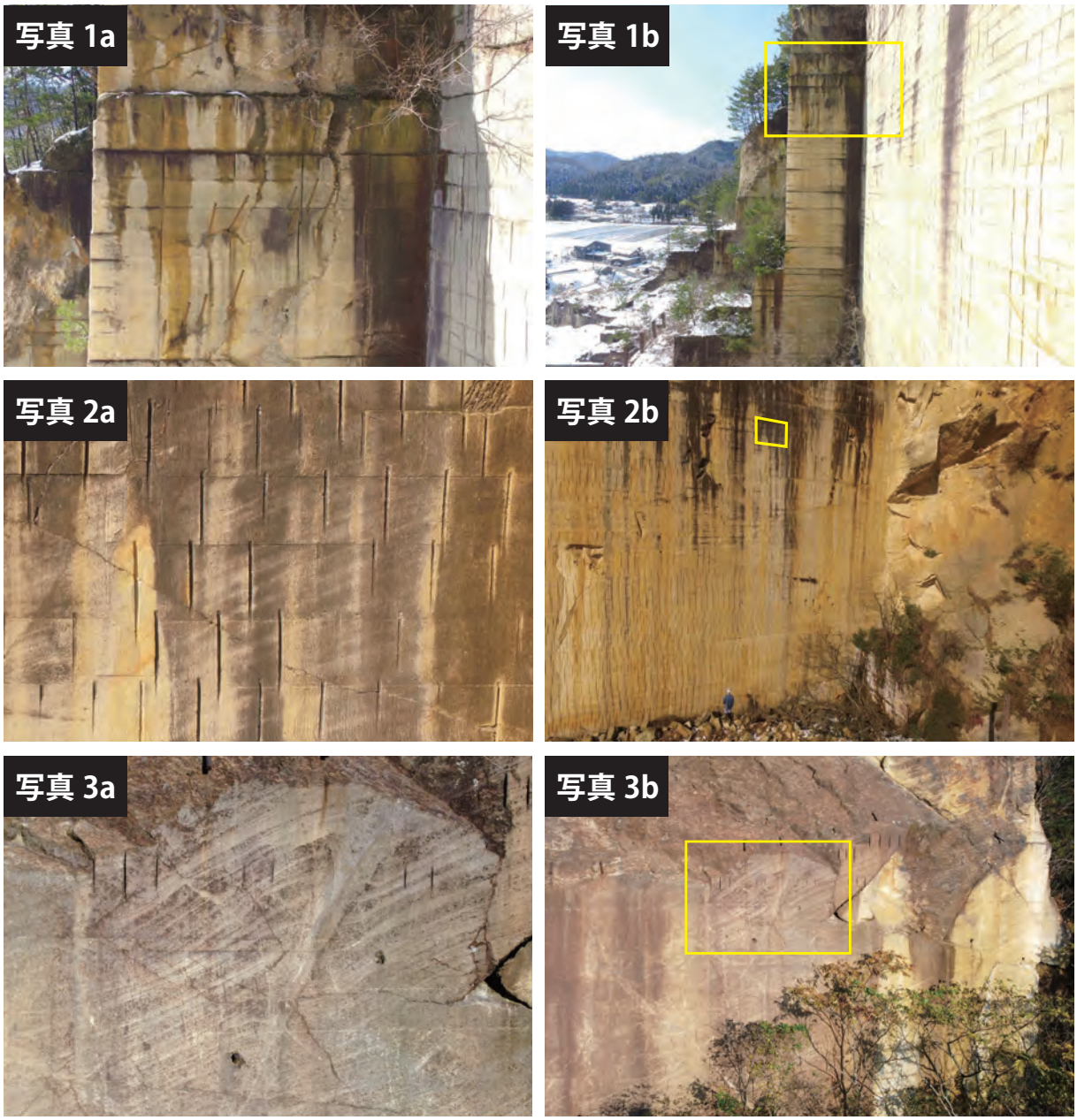


写真 5-40　観音下石②採掘跡の上位層準の細互層

写真 1a：南向きの壁面と東向き壁面の入隅部にみられる細互層．写真 1b：写真 1a の撮影範囲（黄枠内）．写真 2a：南向きの壁面上部にみられる細互層．写真 2b：写真 2a の撮影範囲（黄枠内）．写真 3a：西向きの壁面にみられる細互層．写真 3b：写真 3a の撮影範囲（黄枠内）．

5．「那谷石」石切り場の詳細調査

那谷石は那谷町の丘陵部に産する凝灰岩石材である。那谷石に関する資料には，石川縣（1953），石川県地方開発事務局（1953），関戸（1965）などがあるが，いずれも石材の種類と土台石としての用途を示しているのみである。

一方，那谷町の町史『奈多谷風土記（紺谷編，1989）』には，那谷石の採掘にたずさわっていた人物による詳しい記述がみられる。それによると，同町の北山，暮谷，ほろヶ谷，與常坊，山坂の地名を持つ場所で那谷石は採掘されていたようである。採掘が始まった時期は正確には記されていないが，北山と山坂での採掘は明治期にはすでにはじまっている。また，ほとんどが昭和

図 5-41　那谷石石切り場の位置と②，③採掘跡の外観
写真 1：②採掘跡．写真 2：③採掘跡．

30 年代には採掘を終了していたとある。

那谷石の特徴については，火に強く，加工が容易な石材とされているが，「黒くやわらかい糞」を含むので見栄えがしないと記されている。そのため，建物の基礎，倉庫，護岸材料などがおもな用途で，北山産，暮谷産の石材は囲炉裏やかまどなどにも加工されていたようである（紺谷編，1989）。「黒くやわらかい糞」とは，岩相記載の項で後述する，繊維状物質（図 5-48- 写真 5）を指していると考えられる。

那谷石を使った建造物や石造物としては，昭和 17（1942）年頃に那谷町に建てられた小松市農業協同組合那谷支所の倉庫が唯一正確な情報として記録されているものである（紺谷編，1989）。この倉庫は大型の 2 階建てで，外壁は石材の積石によるものである。現在，この倉庫は取り壊されていて，奈多谷風土記（紺谷編，1989）に掲載された写真からのみその外観を知ることができる。

平成 27（2015）年度に実施された市内石切り場調査（一般社団法人こまつ観光物産ネットワーク，2015）では，上述の北山，暮谷，山坂にあたる場所で採掘跡を確認している。ただ，この調査では暮谷産のものはクレ谷石と呼称し，別の石材として記録している（第Ⅳ章図 4-1 参照）。また，ほろヶ谷，與常坊については，前者は那谷寺から北東へ約 500m，後者は南東へ約 1km の辺りであるが，それらの場所では本調査も含めて採掘跡は未発見である。

本調査の結果も含めると，北山で 7 地点，山坂で 1 地点の計 8 地点の採掘跡がこれまでに確認されている（図 5-41）。北山は，那谷寺からみて北西に位置する丘陵で，露天掘りや坑内掘りの採掘跡が隣接し，それぞれの壁面（高さ 3 ～ 8m）はいずれも複雑な形状を呈している。山坂の採掘跡は，北山から東方へ約 300m 離れた，山坂公園（山坂遊園地）の南側に位置し，現在そこは「那谷町会館」の構内となっている。

ほぼすべての採掘跡の壁面状態は比較的良好で，以下に記載するとおり②～⑧の採掘跡において岩相観察をおこなった。さらに，これらにはほぼ同様の岩相が連続して確認されることから，壁面の状態がもっとも良好な⑧採掘跡を選んで柱状図を作成した。

［那谷石石切り場の概要］

那谷石②採掘跡：北山の丘陵に南南東方向に開いたコの字型の露天掘り跡（標高約 30m）で，幅約 5m，奥行き約 5m，高さ約 7m の小規模な採掘跡である。壁面には，明瞭な機械掘りの跡がみられないことから，手掘りでの採掘であったと考えられる。（図 5-41- 写真 1）。

那谷石③採掘跡：②採掘跡と同様のコの字型形状をした小規模な露天掘り跡である（標高約 30m）。南東方向に開口し，幅約 10m，奥行き約 5m，高さ約 4m ある。（図 5-41- 写真 2）。

那谷石④～⑥採掘跡：これらの 3 地点の採掘跡（標高約 30 ～ 35m）は，北山の谷間にたがいに隣接しており，いずれも谷の内側に壁面が向くように位置している（図 5-42- 写真 1 ～ 3）。また，それぞれの壁面が側方へほぼ連続しており，全体としてひとつの露天掘り跡のようにもみえる。これらには，幅が約 5 ～ 8m，高さ約 5 ～ 8m，奥行約 5 ～ 15m の規模で採掘した壁面がそれぞれ残っており，④採掘跡（図 5-42- 写真 1a，b）および⑥採掘跡（図 5-42- 写真 3a，b）では，現在では水の溜まった横穴坑道跡も存在する。これらの横穴坑道やそれに近い採掘跡では，天井と奥の壁面とが連続しオーバーハングするような曲面がみられる（図 5-42- 写真 4）。本調

図 5-42　那谷石④～⑦採掘跡の外観

写真 1a：④採掘跡．写真 1b：④採掘跡の横穴坑道．写真 2a：⑤採掘跡，壁面の向こう側に⑧採掘跡が位置する．写真 2b：⑤採掘跡，右側方に⑥採掘跡がある（黄丸印：写真 3a の黄丸印と同じ樹木）．写真 3a：⑥採掘跡の入口．写真 3b：⑥採掘跡の横穴坑道．写真 4：オーバーハングした壁面上部（黄矢印）．写真 5：⑦採掘跡の南向き壁面．

査における他の石切り場（鵜川，大杉，大野，滝ヶ原）の横穴坑道では，天井と奥の壁面は直角に近い角度をなして接していることから，那谷石の石切り場での採掘方法の違いを示しているものといえよう。

那谷石⑦採掘跡：本採掘跡は，山坂公園のある丘陵の南側に位置する（標高約 35m）。壁面は南側に向き，その幅は約 80m におよぶ（図 5-42- 写真 5）。この壁面は，過去の調査（一般社団法人こまつ観光物産ネットワーク，2015）で那谷石の露天掘り跡とされたもので，これが『奈多谷風土記（紺谷編，1989）』に記された「山坂の石切り場」に該当するのかもしれない。

図 5-43　那谷石⑧採掘跡の外観

写真 1：西向き壁面（写真中央から右側）および南向き壁面（同左側）．写真 2：柱状図を作成した西向き壁面，壁面の向こう側に⑤採掘跡の壁面がある．写真 3：南向き壁面，写真 1 の壁面から連続する．写真 4：⑧採掘跡内の石積および放置された石材.

一方で，本採掘跡の壁面は傾斜約 35° の斜面となっており，壁面がほぼ垂直となる一般的な露天掘り跡とは異なっている。また，壁面の表面には，明瞭な採掘痕がみあたらないため，石切り場ではない可能性も残される。しかしながら，山坂公園近辺での石切り場の存在は上述の資料から明白であることから，この⑦採掘跡と岩相が大きく異なることはないと判断される。

那谷石⑧採掘跡：本調査で初めて確認された那谷石の採掘跡（標高 30 ～ 35m）である（図 5-43- 写真 1 ～ 4）。④～⑥採掘跡の南西約 10m に位置する。この採掘跡は，南東方向に開いたコの字型に近い平面形状の露天掘り跡で，幅約 20m，奥行き約 20m，高さ約 5 ～ 10m の範囲内で採掘しており，北山では比較的規模の大きな採掘跡といえる。明らかな機械掘りの跡が壁面にみられないことから，手掘りでの採掘であったと考えられる。

なお，本調査では，この西方にも大小 10 地点ほどの露天掘り跡の存在を確認した。しかしながら，時間的な制約から十分な調査をおこなうことができなかったため，これらについての詳細の記載は別の機会としたい。

［那谷石②採掘跡の岩相］

本採掘跡の壁面でみられる岩相について略述する。下～中位層準は，火山礫凝灰岩を主体とし粗粒凝灰岩が挟在する。一方の上位層準は，成層した粗粒凝灰岩からなる（図 5-44- 写真 1）。

図 5-44　那谷石②採掘跡の岩相

写真 1：②採掘跡の岩相，粗粒凝灰岩を挟む火山礫凝灰岩およびそれらを被覆する成層した粗粒凝灰岩，標尺＝1m．写真 2：淘汰が極めて悪い火山礫凝灰岩，青緑色の火山岩礫（黄矢印）が散在する．

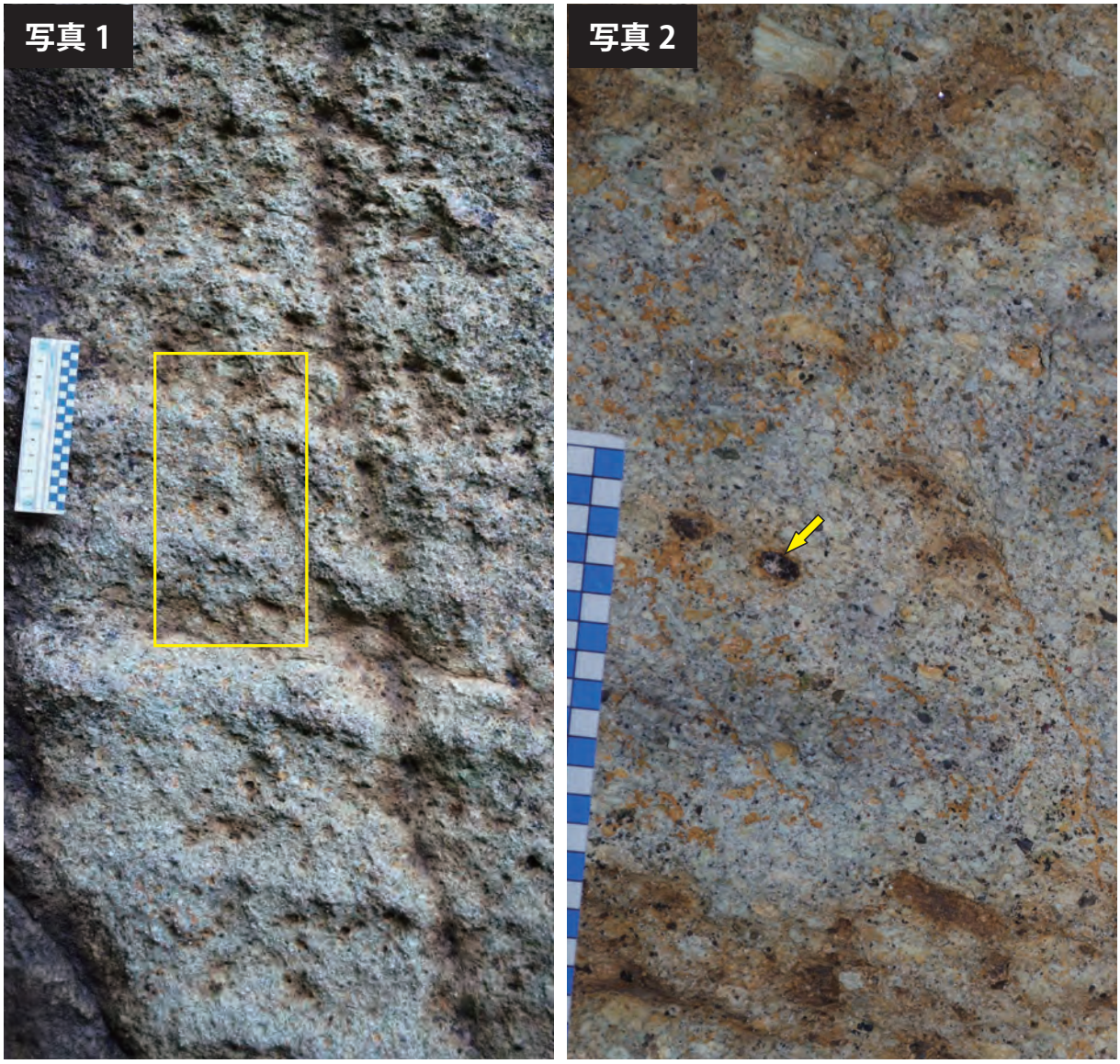


図 5-45　那谷石③採掘跡の岩相

写真 1：灰白色軽石質凝灰岩（黄枠内：写真 2），写真下半部の層理面は不明瞭．写真 2：塊状で淘汰の悪い軽石質凝灰岩.

下～中位層準の火山礫凝灰岩は塊状で，淘汰の悪い粗粒凝灰質粒子の基質に，細礫～中礫大（まれに大礫大）の安山岩や青緑色の火山岩礫などが散在する（図 5-44- 写真 2）。上位層準の粗粒凝灰岩は全体に淘汰が悪く，平行な層理面の存在が不明瞭ながらも確認される。

［那谷石③採掘跡の岩相］

本採掘跡の壁面で確認される岩相は，灰白色の軽石質火山礫凝灰岩のみであり，②，④～⑥採掘跡で観察されるような粗粒凝灰岩との互層は認められない。

この軽石質火山礫凝灰岩には，不明瞭な層理面の存在が認められ，これらの層理面で上下を境される単層内は塊状となる（図 5-45- 写真 1）。基質は，淘汰が不良の粗粒凝灰質粒子からなる。含まれる軽石は，細礫～中礫大で淘汰が悪く礫支持構造を示す。軽石の他には，黒色の岩片や有

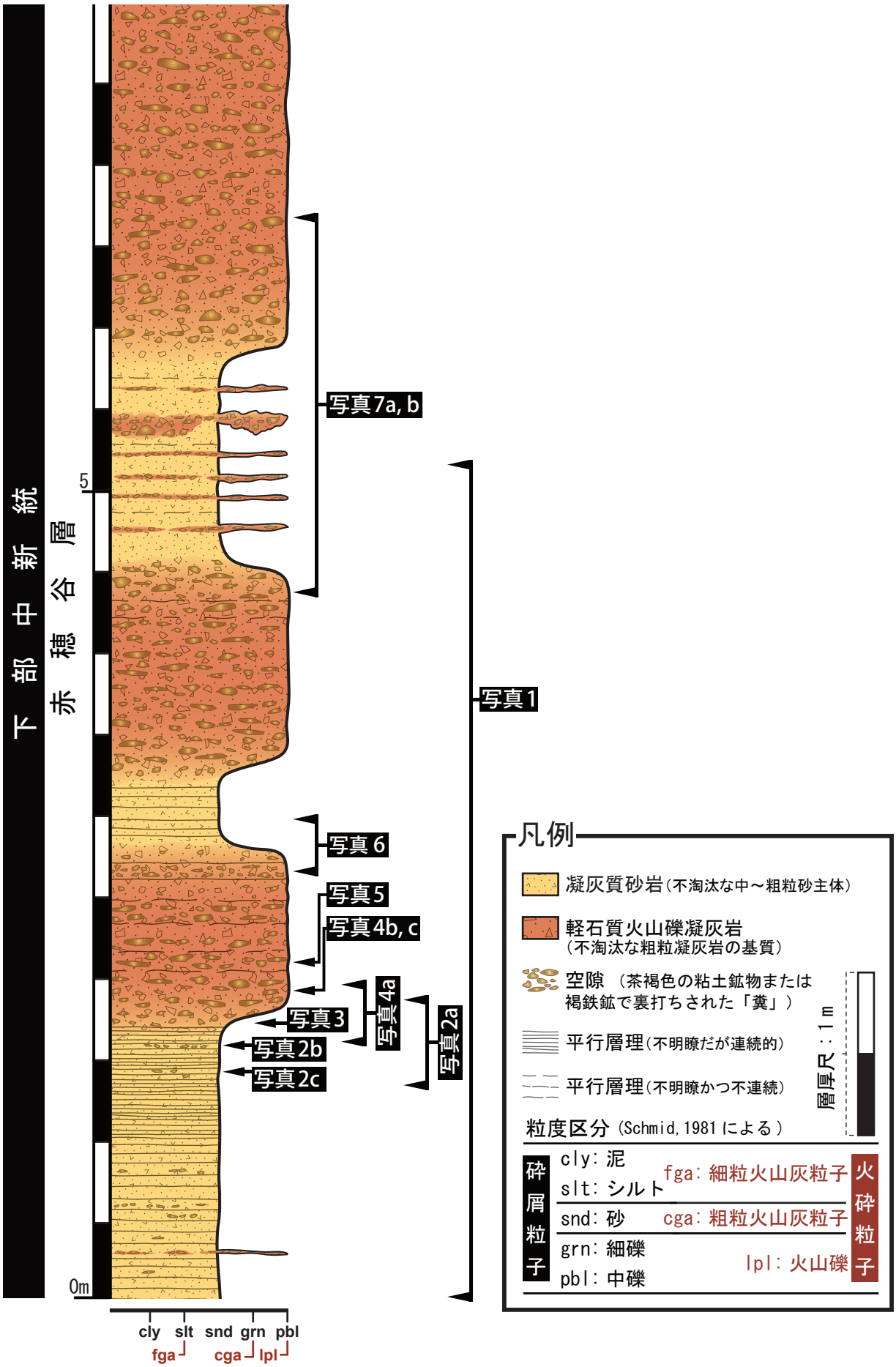


図 5-46　那谷石⑧採掘跡の柱状図（各写真は図 5-47 ～ 49 を参照）

図 5-47　那谷石⑧採掘跡の岩相 1

写真 1：柱状図下位～中位層準の凝灰質砂岩と軽石質火山礫凝灰岩との互層（黄枠内：写真 2a），標尺＝ 1m. 写真 2a：凝灰質砂岩と軽石質火山礫凝灰岩との漸移的な境界部，スケール＝ 4cm. 写真 2b：凝灰質砂岩にみられる不明瞭な細互層，褐色層は粗粒砂が主体，灰色層はシルト～細粒砂が主体. 写真 2c：凝灰質砂岩に散在する空隙（黄矢印），スケール＝ 4cm.

色鉱物粒子が少量ながらも含まれる。なお，壁面に散在する軽石の溶脱痕のため，壁面の表面は著しく凹凸する（図 5-45- 写真 2）。

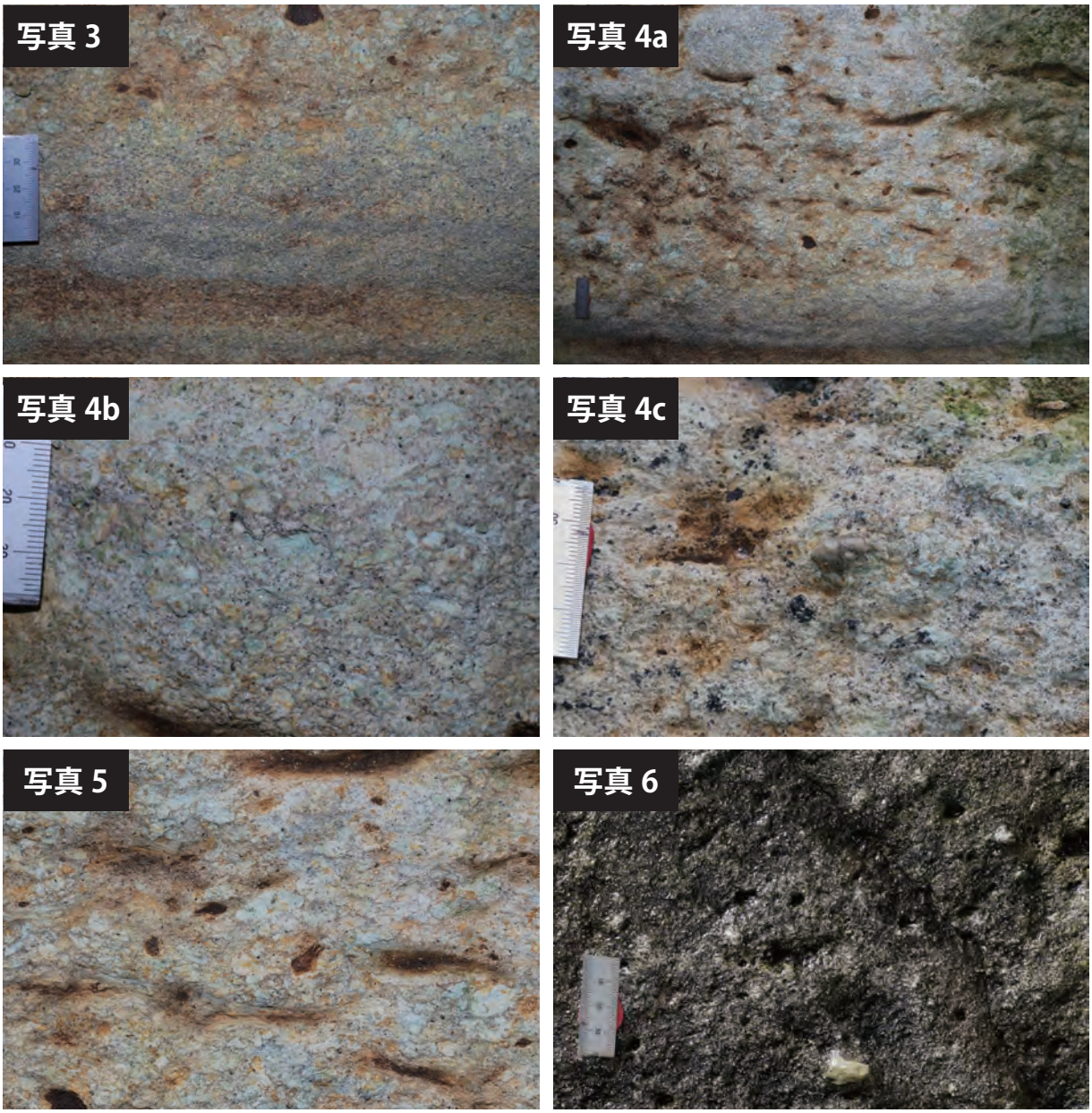


図 5-48　那谷石⑧採掘跡の岩相 2

写真 3：凝灰質砂岩（下位）と軽石質火山礫凝灰岩（上位）との境界，逆級化しながら漸移するため層理面は不明瞭となる．写真 4a：軽石質火山礫凝灰岩に散在する空隙（長軸 3 ～ 10cm）．写真 4b，c：軽石質火山礫凝灰岩の拡大 変質した軽石や火山礫などが呈する斑状の模様．写真 5：溶脱痕（空隙）の拡大，内側に繊維状の組織が残存する．写真 6:軽石質火山礫凝灰岩（下位）と凝灰質砂岩（上位）の境界, 級化しながら漸移する, スケール= 4cm.

［那谷石④～⑥・⑧採掘跡の岩相］

④～⑥・⑧採掘跡は，それぞれがたがいに隣接するため，同じ層準の地層が連続することになる。したがって，壁面の状態がもっとも良好な⑧採掘跡において柱状図（図 5-46）を作成した。

⑧採掘跡の壁面は，淡黄色から褐灰色の凝灰質砂岩と灰白色の軽石質火山礫凝灰岩との互層からなるが（図 5-47- 写真 1), それぞれの層厚は数 10cm ～ 2m と一定せず, 不規則な互層をなす。

図 5-49　那谷石⑧採掘跡の岩相 3

写真 7a：柱状図の上位層準の粗粒凝灰岩，側方連続性の悪い軽石質火山礫凝灰岩の薄層が複数挟在する．写真 7b：柱状図の最上位層準の軽石質火山礫凝灰岩，溶脱痕（空隙）は下位の層準より大きく扁平形のものが顕著である．

また，両者の境界となる層理面は平坦ではあるものの不明瞭で（図 5-47- 写真 2a），下位の凝灰質砂岩から上位の軽石質火山礫凝灰岩へは逆級化で漸移する（図 5-48- 写真 3）が，その逆の場合には級化構造を呈する（図 5-48- 写真 6）。

凝灰質砂岩および軽石質火山礫凝灰岩の表面には，径約 1cm の空隙が散在し，これらの空隙は軽石質火山礫凝灰岩に多くみられる傾向にある（図 5-47- 写真 2c，図 5-48- 写真 4a）。空隙の内側には，黄褐色から黒褐色の繊維状の物質が残存していることがあり（図 5-48- 写真 5），これが那谷石の「糞」に相当するものと考えられる。なお，これらの空隙は繊維状物質が溶脱した痕跡で，その形状は円形や楕円形であり，最大のものは径 20cm に達する。

凝灰質砂岩には，粗粒砂が主体の褐色の層と，比較的淘汰のよいシルト～細粒砂が主体の灰色の層とがあり，両者は層厚数 cm ～ 10cm で細互層をなすが，両者の境界面はいずれも漸移的で不明瞭である（図 5-47- 写真 2b）。

軽石質火山礫凝灰岩は，全体に塊状で淘汰が悪く，軽石を主体とする礫支持構造の層準と，基質を主体とする基質支持構造の層準とがある。基質となるのはきわめて淘汰が悪い粗粒凝灰質粒

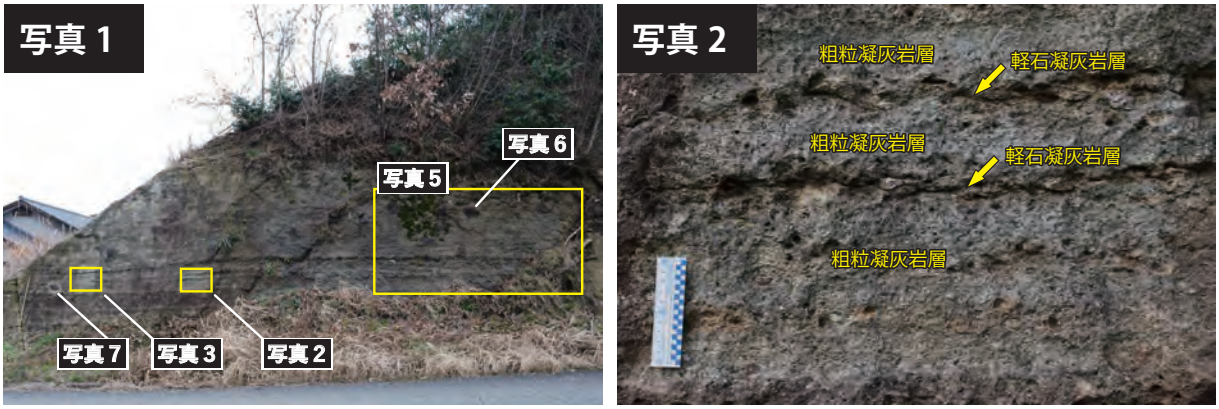


図 5-50　那谷石⑦採掘跡の東側に位置する露頭の岩相

写真 1：露頭の外観，標尺＝ 1m．写真 2：軽石質火山礫凝灰岩の層理面は平坦ながらも不明瞭である，スケール＝ 10cm.

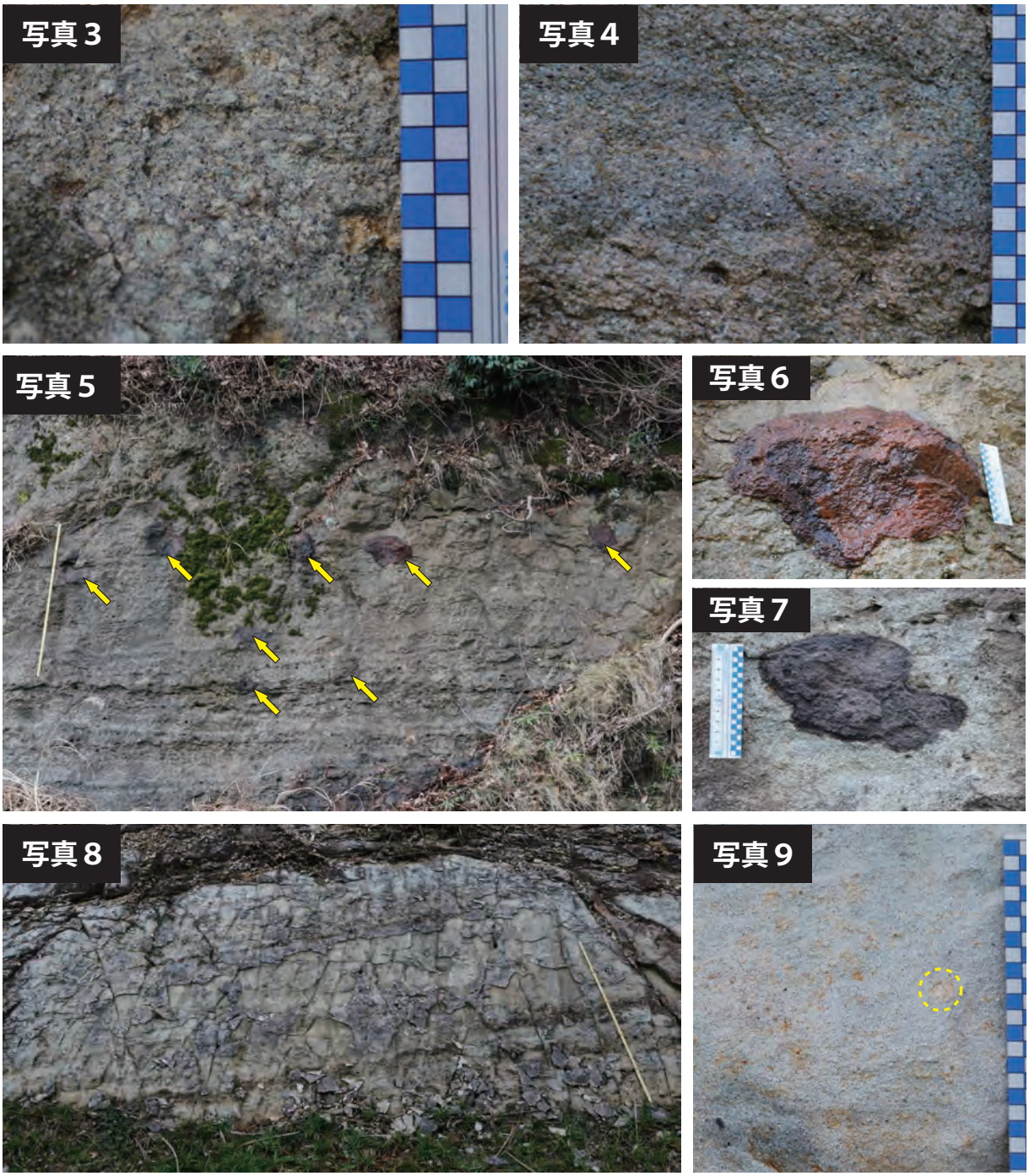


図 5-51　那谷石⑦採掘跡の岩相

写真 3：粗粒凝灰岩，極細粒砂～細礫大粒子からなる塊状な層準．写真 4：粗粒凝灰岩，極細粒砂～中粒砂大粒子からなる層準．写真 5：安山岩質の火山岩礫（黄矢印）を散在的にふくむ層準，写真 6，7：安山岩質の火山岩塊（拡大）．写真 8：⑦採掘跡の上位層準の粗粒凝灰岩．写真 9：写真 8 の粗粒凝灰岩（拡大）径 1cm 大の軽石をまれに含む（黄点線内）．写真 3，4，6，7，9 のスケール 1 目盛＝ 1cm．写真 5，8 の標尺＝ 1m.

子である。いずれも変質が著しく有色鉱物や暗色の火山礫をのぞいては，白色や明緑灰色あるいは淡青緑色の鉱物に置換され，これらは径 1mm ～ 5cm の不定形な斑状模様を呈する（図 5-47-写真 4b，c）。

壁面の上位層準となる凝灰質砂岩には，側方連続性の悪い軽石質火山礫凝灰岩の薄層が複数挟在し（図 5-49- 写真 7a），上位の軽石質火山礫凝灰岩には，多数の大きな空隙（溶脱痕）が確認される（図 5-49- 写真 7b）。

⑧採掘跡の岩相は，これまでに述べてきたように，軽石質火山礫凝灰岩および凝灰質砂岩からなり，②～⑥採掘跡でもほぼ同様の岩相が認められる。しかしながら，両者とも石材として採掘されていたのかどうかは定かでない。糞を含むとされる那谷石（紺谷編，1989）の特徴に該当するのは前者である。また，⑧採掘跡に放置されていた切石（図 5-43- 写真 4）は前者であった。したがって，この採掘跡の軽石質火山礫凝灰岩が那谷石として採掘されていたことは明らかであるものの，後者となる凝灰質砂岩も採掘されていたのかどうかの判断は，現時点では保留とせざるを得ない。

［那谷石⑦採掘跡の岩相］

本採掘跡の観察は，採掘跡の壁面（図 5-51- 写真 8）およびその東側に近接する道路法面の露頭（図 5-50- 写真 1）でおこなった。

法面の露頭は，灰緑色の粗粒凝灰岩を主体とするものの，軽石質火山礫凝灰岩が挟在することから両者のおおまかな互層ともよべるものである（図 5-50- 写真 2）。粗粒凝灰岩は変質作用により構成粒子同士の境界が不明瞭であり，構成粒子が斑状にみえる層準（図 5-51- 写真 3）と，細～中粒砂大の構成粒子が丸い粒状となって石英粒が目だつようになる層準（図 5-51- 写真 4）とがある。一方の軽石質火山礫凝灰岩の表面には，軽石の溶脱による空隙が多数みられる。

さらに，これらの上位には，径 10cm ～人頭大の安山岩質の亜円礫が散在する灰色粗粒凝灰岩（図 5-51- 写真 5 ～ 7），成層した灰色～灰白色の粗粒凝灰岩の順でかさなる。後者は，採掘跡の壁面でおもにみられ，ここでの最上位の層準に相当する。本層は，側方連続性の悪い不明瞭な葉理が認められ，径 1cm 大の軽石が散在するが，火山岩礫は含まない（図 5-51- 写真 8，9）。

６．「菩提石」石切り場の詳細調査

菩提石は，かつて小松市菩提町の青谷周辺で産していた赤色や黄色の硬質かつ多孔質な石材の総称である（図 5-52- 写真 3b）。その外見から，別名「蜂ノ巣石」とも呼ばれている。『江沼郡誌（日置，1925）』によると，天正年間（1573 ～ 1593 年）に石材が発見され，明治 15（1882）年に採掘が再び始まったことが記されている。ただ，発見時期については，同書の別項で「発見年代は詳らかにならず」とも記されている。天明 4（1784）年頃に底本が録された『秘要雑集（日置校訂，1932）』には，大聖寺藩三代藩主前田利直が幕府に献上するため，菩提石の切り出しを命じ，御留山にして採掘を禁じたことが書かれている。このことから，おそくとも江戸期には採掘されていたようである。

明治 43（1910）年からの 5 ヶ年にわたる全国の石材調査の結果を刊行した『本邦産建築石材（臨時議院建築局編，1921）』には，当時の菩提石採掘の様子が詳しく記録されている。それによると，3 ヶ所ほどの採掘地があり，石工 4，5 人が作業に従事し，年間 700 ～ 800 切を生産していた。そして，そのうちの少量を東京，大阪方面に搬出していたようである。同書には，滝ヶ原石の採掘状況も示され，それと比較すると職人数（滝ヶ原石：石工 60 人），年間産出量（滝ヶ

原石：3 万切余）はともに少なく，菩提石の採掘は小規模だったことが分かる。大正期に建築家のフランク・ロイド・ライトが旧帝国ホテル本館の設計を手掛けた際，菩提石を建築石材として最初に選んだものの，必要量の確保が見込めず，かわりに栃木県産の大谷石に変更した経緯（谷川，2003）を裏づける資料といえる。

菩提石の採掘が終了した時期の詳細は不明であるが，那谷町史『奈多谷風土記（紺谷編，1989）』には「現在も採掘が続けられている」との記述があることから，平成元（1989）年頃まで採掘がおこなわれていたようである。

菩提石の用途については，建築材料というよりは，もっぱら墓碑や灯籠などの装飾用・観賞用だったといわれ（臨時議院建築局編，1921，日置，1925，石川縣，1933 など），市内産の石材では変わり種である。したがって，市内には菩提石製の建造物はみられないが，そのかわりに灯籠や石碑などは各所に残っている（図 5-52, 53）。図で示したもの以外にも，長崎白山神社（長崎町），不焼宮（日末町），正八幡神社（串茶屋町），串八幡神社（串町），白山神社（月津町），今江春日神社（今江町），八幡神社（本江町），津波倉神社（津波倉町），若宮白山神社（那谷町）などに，明治期～昭和初期に建立された灯籠，多層塔，石祠，石碑などが残っている。

図 5-52　小松市内で見られる菩提石石造物 1

写真 1：花山神社の社号碑（菩提町，時期不明）．写真 2：気多御子神社の常夜灯（額見町，大正 15 [1926] 年建立）．写真 3a：千木野神社の春日灯籠（千木野町，大正 11 [1922] 年建立）．写真 3b：写真 3a 灯籠の火袋拡大．

菩提石の石切り場については，青谷の入口付近に採掘跡を 3 地点確認している（図 5-54）。そのうちの①および②採掘跡は平成 27（2015）年度の石切り場調査で確認されたもので，③採掘跡は平成 28（2014）年秋に石工の中谷篁氏（滝ヶ原町）の案内で確認したものである（第Ⅳ章参照）。

本調査では，岩相の観察は②および③採掘跡でおこない，柱状図は露頭状況が良好な③採掘跡で作成し

た。また，菩提石の岩石学的な種類については，凝灰岩質とする資料（小山，1931）や流紋岩質とする資料（石川県地方開発事務局，1953，関戸，1965）があるなど，若干の混乱が認められる。そのため，現地での肉眼観察だけでなく，採集した石材の薄片観察の結果（巻末資料２参照）もあわせ，菩提石は球顆（多孔質）流紋岩と決定した。

図 5-53　小松市内でみられる菩提石石造物 2

写真 1：芦城公園のジャカード隆盛記念塔（丸の内公園町，明治 42 [1909] 年建立）．写真 2：芦城公園の黄色の菩提石製の多層塔（時期不明）．写真 3：磯前神社の日独講和記念灯籠（波佐谷町，大正 8 [1919] 年建立）．写真 4：地蔵像の台座（串茶屋町，時期不明，「串茶屋遊女の墓」政尾とふじゑの墓の間にある，元は別の墓石の台座だったと考えられる）．

［菩提石石切り場の概要］

菩提石②採掘跡：青谷からみて南西側の丘陵斜面基部に位置する，高さ約 10m，幅約 5m，奥行き約 5m の採掘跡（標高約 60m）である。この採掘跡は，北向きに開いたコの字型形状の露天掘り跡である。その周囲にはササや下草などが茂り，林道からはみつけにくい現状となっている。採掘跡の壁面は，風化の進行や蘚苔類の繁茂，そして落ち葉の堆積により観察しづらい状態であるが，壁面はきわめて平坦な面をなしており，これが採掘跡であろうと判断される（図 5-54- 写真 1，2）。

菩提石③採掘跡：青谷からみて北東側の丘陵斜面（標高約 70m）に馬蹄形の凹地がある。この凹地の幅は約 30m であり，南側は開いた崖地となっている。ここでの崖の高さは，もっとも高いところでは 20m 近くに達する。壁面はほぼ垂直であるが，一般的な石切り場のような平坦面の採掘跡はみられない。この採掘跡全体が，崩落した崖のような様相を呈しており，崖下には径 1m を超す転石が積み重なっている（図 5-55- 写真 1 ～ 5）。

また，この凹地の周辺やそこに至る斜面には，数 10cm 大の転石が多数みられる（図 5-55- 写真 6）。これらの転石は，その色調や岩相から菩提石で間違いないが，多孔質の穴の存在が不明瞭な転石や，その一部分が同様の岩相を呈するものがみられる。このことは，凹地の崖を崩して出した岩塊から，良質な部分をその場で選別して石材としていた痕跡であろう。『本邦産建築石材（臨時議院建築局編，1921）』に記された菩提石の採掘に関する記述に，「切割をなす」とあることもこの考えを支持するものといえる。

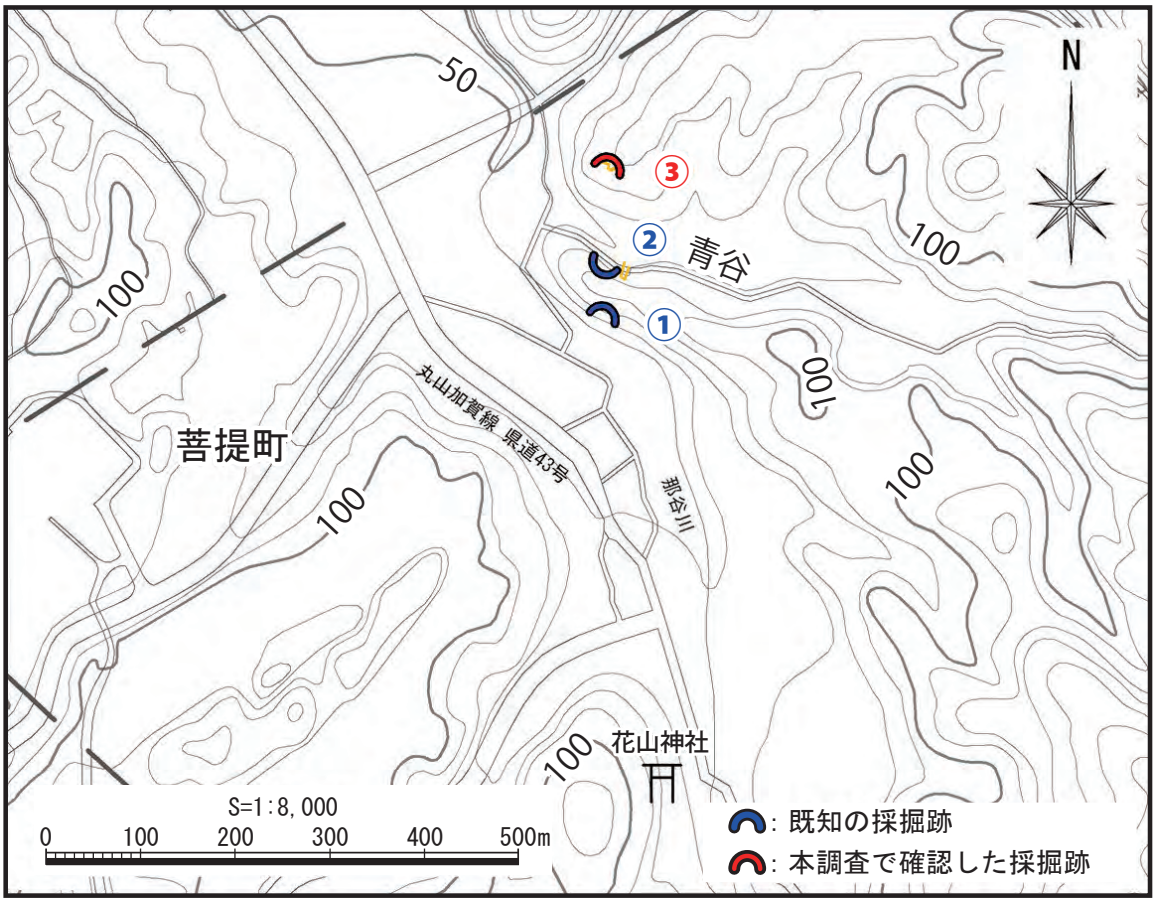


図 5-54　菩提石石切り場の位置図および②採掘跡の写真

写真 1：平坦な採掘跡が残る壁面．写真 2：採掘跡の壁面，黄○印は写真 1 の人物のいる場所．

図 5-55　菩提石③採掘跡の写真

写真 1：採掘跡上部（写真 2 の左側, 写真 3 の上方）．写真 2：採掘跡上部（写真 4 の上方）．写真 3：採掘跡下部（馬蹄形凹地の底部，写真 4 の左側）．写真 4：採掘跡下部（凹地の底部）．写真 5：崖下でみられた転石（一部では穴が不明瞭）．写真 6：採掘跡の周囲に散在する転石.

［菩提石②採掘跡の岩相］

採掘跡の観察および岩相の記載は，高さ約 10m の壁面のうち，崩落岩塊や土壌，落ち葉などで被覆されていない範囲に限っておこなった（図 5-56- 写真 1）。ここで観察されたのは，おもに熱水変質を受けた多孔質流紋岩である。この流紋岩には，1 ～ 5mm の小晶洞が一様に分布し，石基の色調は変質の程度により灰白色，青灰色，淡紫赤色などに変化する。黒から暗紫赤色で径 2 ～ 4mm の斑晶鉱物が全体に含まれるが，強い変質のため肉眼観察による鉱物同定は困難である（図 5-56- 写真 2，3）。また，壁面下部には，斑状または脈状の鉄石英（赤色の碧玉）が認め

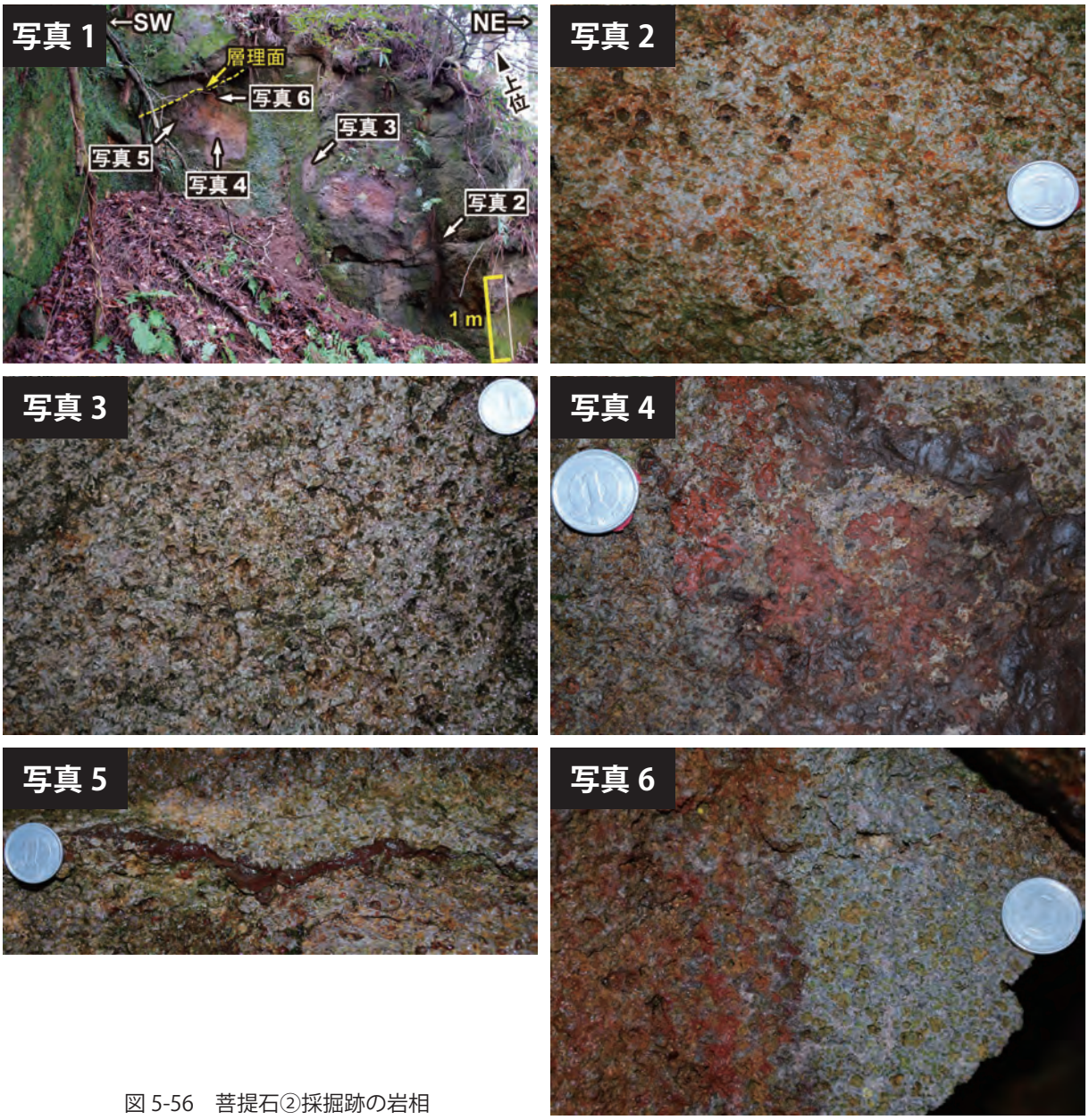


図 5-56　菩提石②採掘跡の岩相

写真 1：採掘跡西側壁面．写真 2：多孔質流紋岩（斑晶に乏しい部分）．写真 3：多孔質流紋岩（写真 2 より斑晶に富み，径 2 ～ 4mm の有色鉱物を有する部分）．写真 4：被膜状あるいは小晶洞を充填する鉄石英．写真 5：流紋岩にレンズ状に含まれる鉄石英．写真 6：脈状の鉄石英，小晶洞を充填する黄緑色物質は藻類．

られ，これは熱水変質の影響と考えられる（図 5-56- 写真 4 ～ 6）。

［菩提石③採掘跡の岩相］

採掘跡の観察および岩相の記載は，もっとも高い壁面において，露頭の高さ約 14m までの範囲でおこなった (図 5-57)。露頭の下位～中位層準は球顆流紋岩からなり，その表面には径 5 ～ 20mm の球顆状組織が一様に分布する。風化の進んでいない部分では，石基は赤灰色から赤褐色を呈し，斑晶として径 1 ～ 2mm の有色鉱物や杏仁状組織を示す白色鉱物が確認できるものの肉眼観察による鉱物の同定は困難である（図 5-58- 写真 3a，b)。

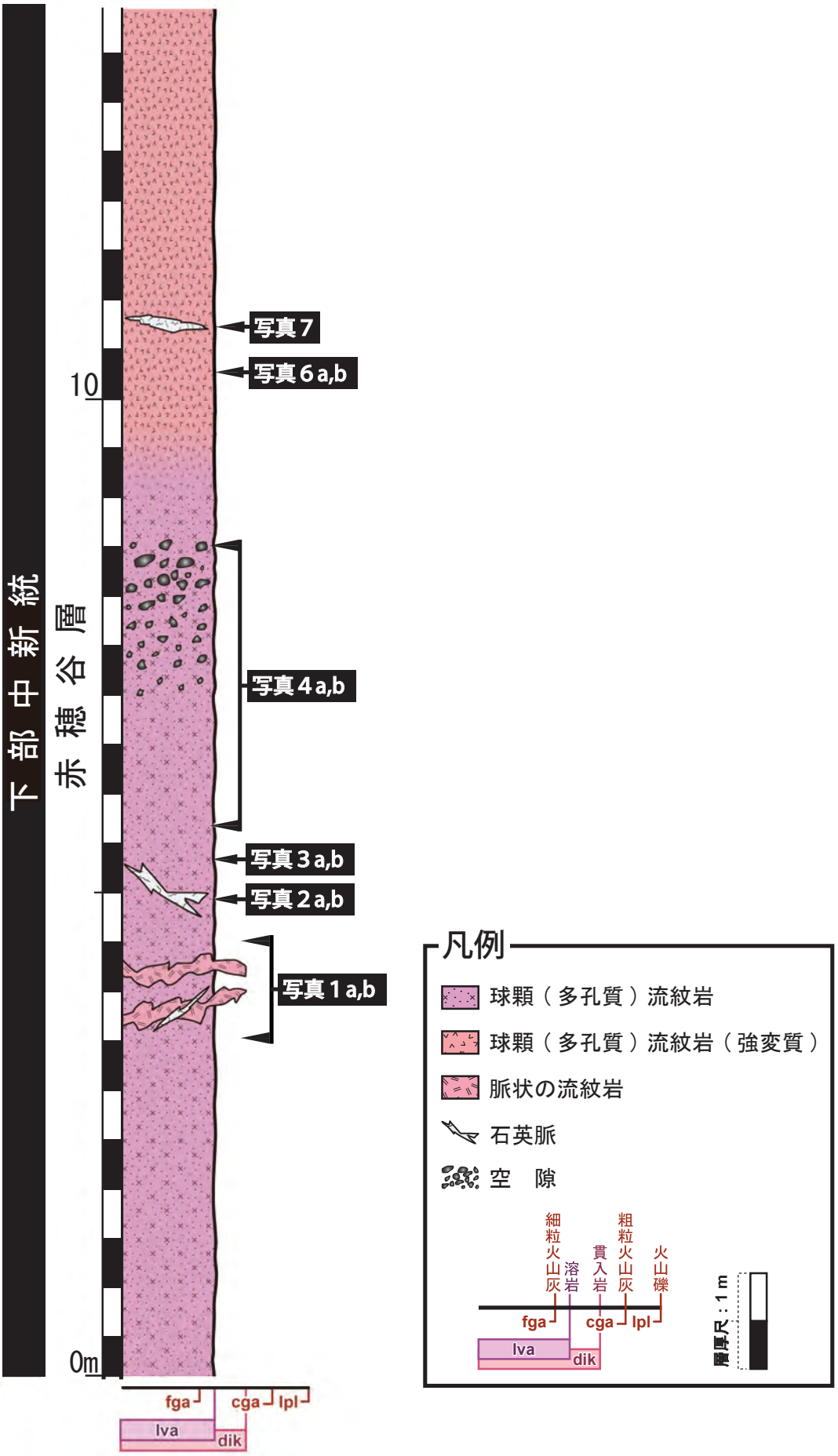


図 5-57　菩提石③採掘跡の柱状図（写真は図 5-58，59 参照）

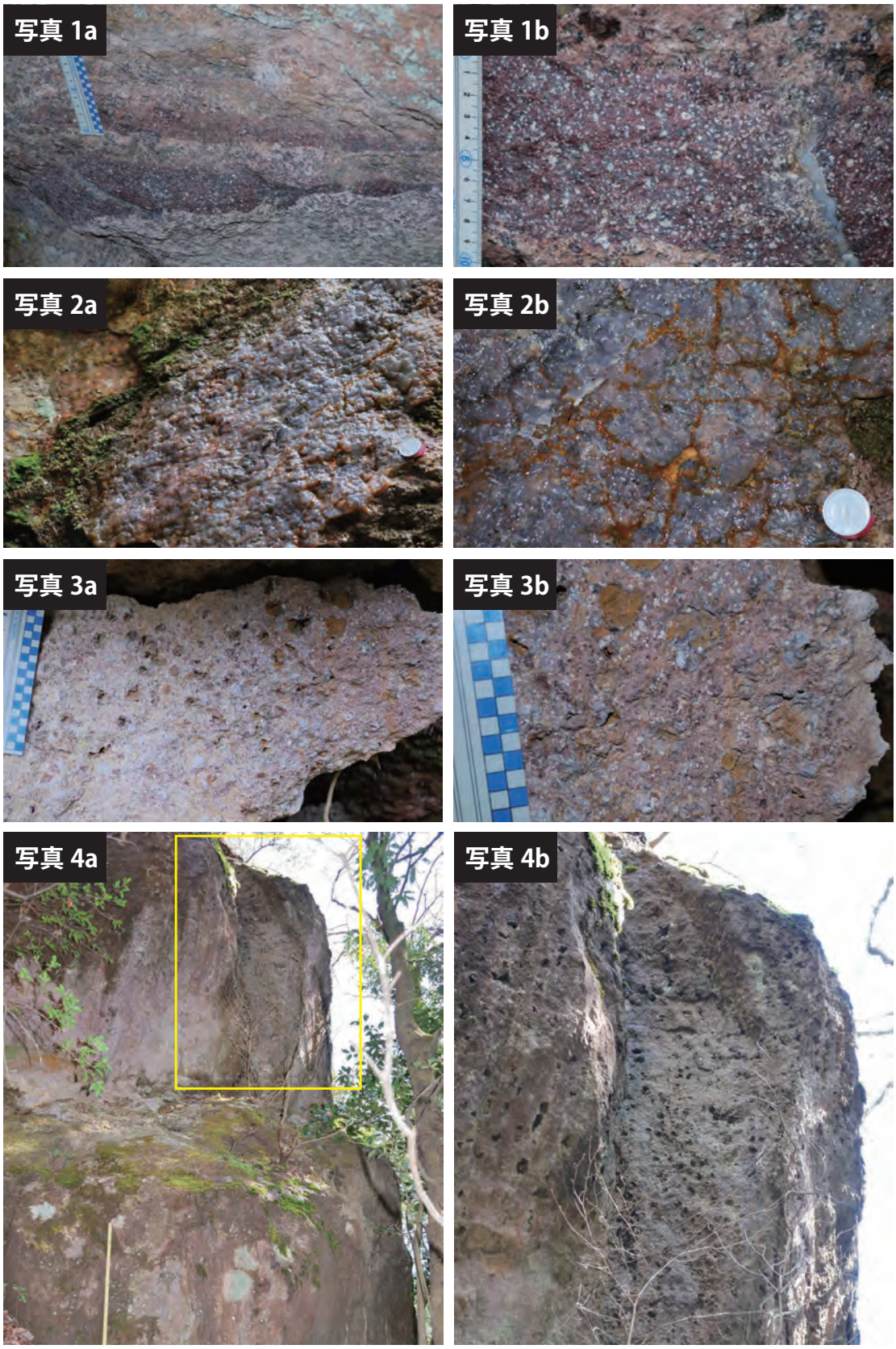


図 5-58　菩提石③採掘跡の下位～中位層準の岩相

写真 1a：球顆流紋岩中（明褐色）にみられる脈状の杏仁状組織（暗紫赤色）．写真 1b：写真 1a の拡大．写真 2a, b：表面がブドウ状となった石英脈．写真 3a，b：球顆流紋岩の代表的な岩相．写真 4a：柱状図中位層準（黄枠内：写真 4b）．写真 4b：球顆流紋岩中の大型空隙．

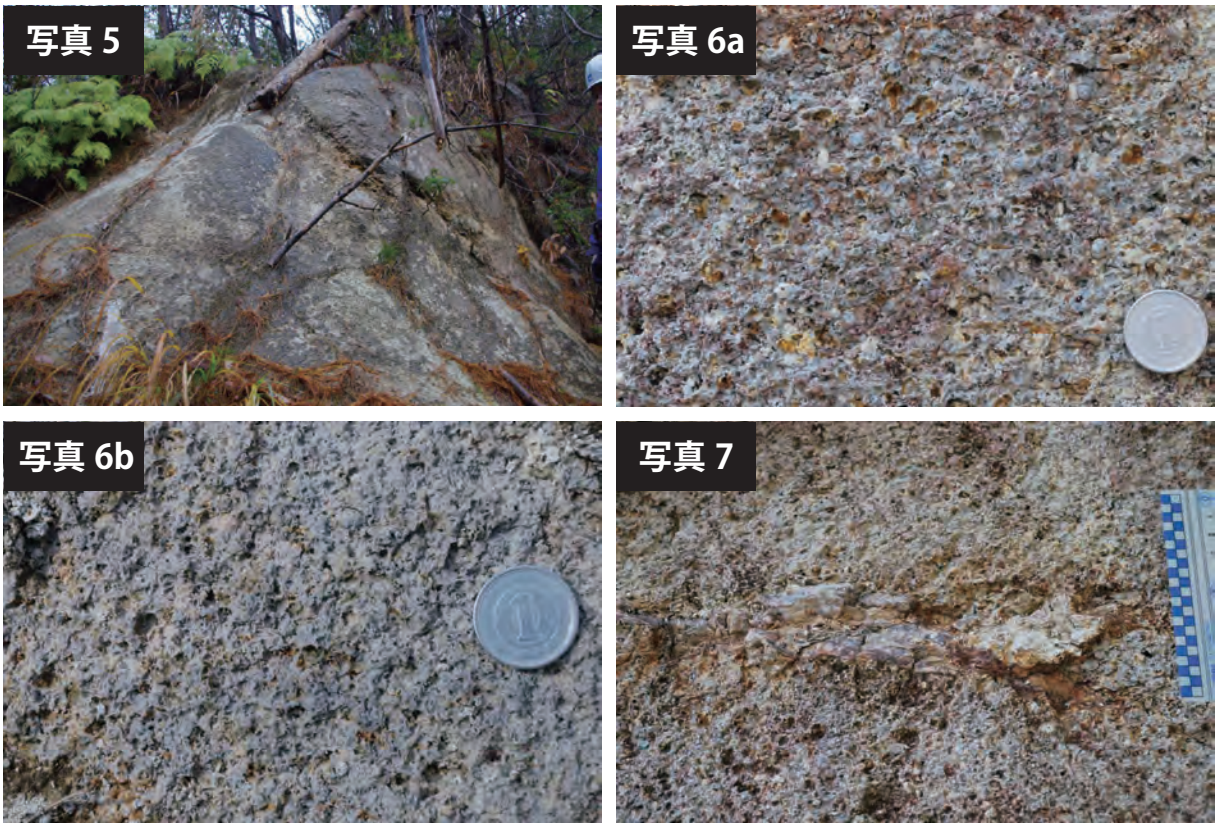


図 5-59　菩提石③採掘跡の上位層準の岩相

写真 5：柱状図上位層準の露頭．写真 6a：強変質を受けた球顆流紋岩（球顆や多孔質などの元の組織を残す部分）．写真 6b：強変質を受けた球顆流紋岩（元の組織が不明瞭な部分）．写真 7：レンズ状の石英脈，一部は鉄石英となる．

下位層準の流紋岩には，1 ～ 2mm 大の杏仁状組織をもつ脈状の流紋岩がみられる（図 5-58- 写真 1a）。この脈状流紋岩と周囲の球顆流紋岩との境界部分は，互いに不定形に湾入する形状を示すものの急冷縁や接触変成の痕跡は認められない（図 5-58- 写真 1b）。一方，中位層準では，球顆は上方に向かって大径化し，その多くが脱落して空隙となっている（図 5-58- 写真 4a，4b）。また，この層準では石英脈の貫入が所々にみられるが，それらの配列には規則性はなく，最長のものでも 50cm 程度で尖滅する（図 5-58- 写真 2a，b）。

上位層準の流紋岩は，白色から淡黄色を呈し，岩石ハンマーのピック部分で削れるほど軟質である。その表面には，球顆状組織や多孔質組織が残る部分がみられることから，下位・中位層準と同様に流紋岩が強く変質をうけたものと考えられる（図 5-59- 写真 5 ～ 7）。

7．「滝ヶ原石」石切り場の詳細調査

滝ヶ原石は，滝ヶ原町で生産されている凝灰岩石材の総称である。かつては町内の複数の石切り場で採掘がおこなわれていた。『小松市滝ヶ原町史（中川，1971）』は，地元に伝わる 12 ヶ所の石切り場の名称をあげており，昭和 44（1969）年時点では 6 ヶ所が稼働中と記している。現在は本山（ほんやま）と呼ばれる石切り場でのみ採掘が続けられている。

本山の滝ヶ原石は，淡緑青色の火山礫凝灰岩である。その特徴は，堅牢緻密で切断面は滑らかであり，市内の他の石材よりも一般に重量感がある。また，赤みを帯びた色調のものが切り出されることもある。吉澤（2016）は滝ヶ原石のこのような特徴を的確に記しており，「切り口のエッジが鋭く，長年経過しても石材の角や稜が崩れることがない．石材の色は，採掘直後は淡緑青色であるが，風化が進むと淡黄褐色に変化する」としている。

過去に稼働していた石切り場の石材は，本山産とは色調や硬さに若干の違いがあり，色調には，淡青，淡褐，淡灰，褐灰色，淡紅があり，硬さは本山がもっとも硬質とされるが，一部には軟質の石材もあったようである（中川，1971）。

採掘のはじまりは，江戸中期頃の河岸や河床からの切り出しといわれている。文政年間（1818 ～ 1831 年）になると本山および大滝が，天保年間（1831 ～ 1845 年）には西山の石切り場が開かれた。その後，明治から昭和初期にかけて石切り場の数を増やし，最盛期の昭和 24 ～ 35 年（1949 ～ 1960）頃には 10 ヶ所以上の石切り場が稼働していた。昭和 30 年代には採掘の機械化が始まり，石切り場で働く労働者の数は 200 人を超えていた（北野・山口，1970）。昭和 31（1956）年発行の『日本鉱産誌（B Ⅶ）土木建築材料（地質調査所編，1956）』には石川県下最大産地と記されている。しかし，昭和 40 年代に入ると労働者数は激減してしまう。その要因は多分に漏れずコンクリート材の普及といわれている（中川，1971）。以上のように，記録に残された石

図 5-60　滝ヶ原石の使用例

写真 1：滝ヶ原八幡神社の石造多層塔（滝ヶ原町，市指定文化財）．写真 2：滝ヶ原八幡神社の大鳥居（滝ヶ原町，昭和 19 [1944] 年建立）．写真 3：坂本竹次郎像（滝ヶ原町，昭和 23 [1948] 年建立）．写真 4：大宮神社の石馬（河田町，昭和 18 [1943] 年建立）．写真 5：丸竹橋（滝ヶ原町，昭和 10 [1935] 年架橋）．

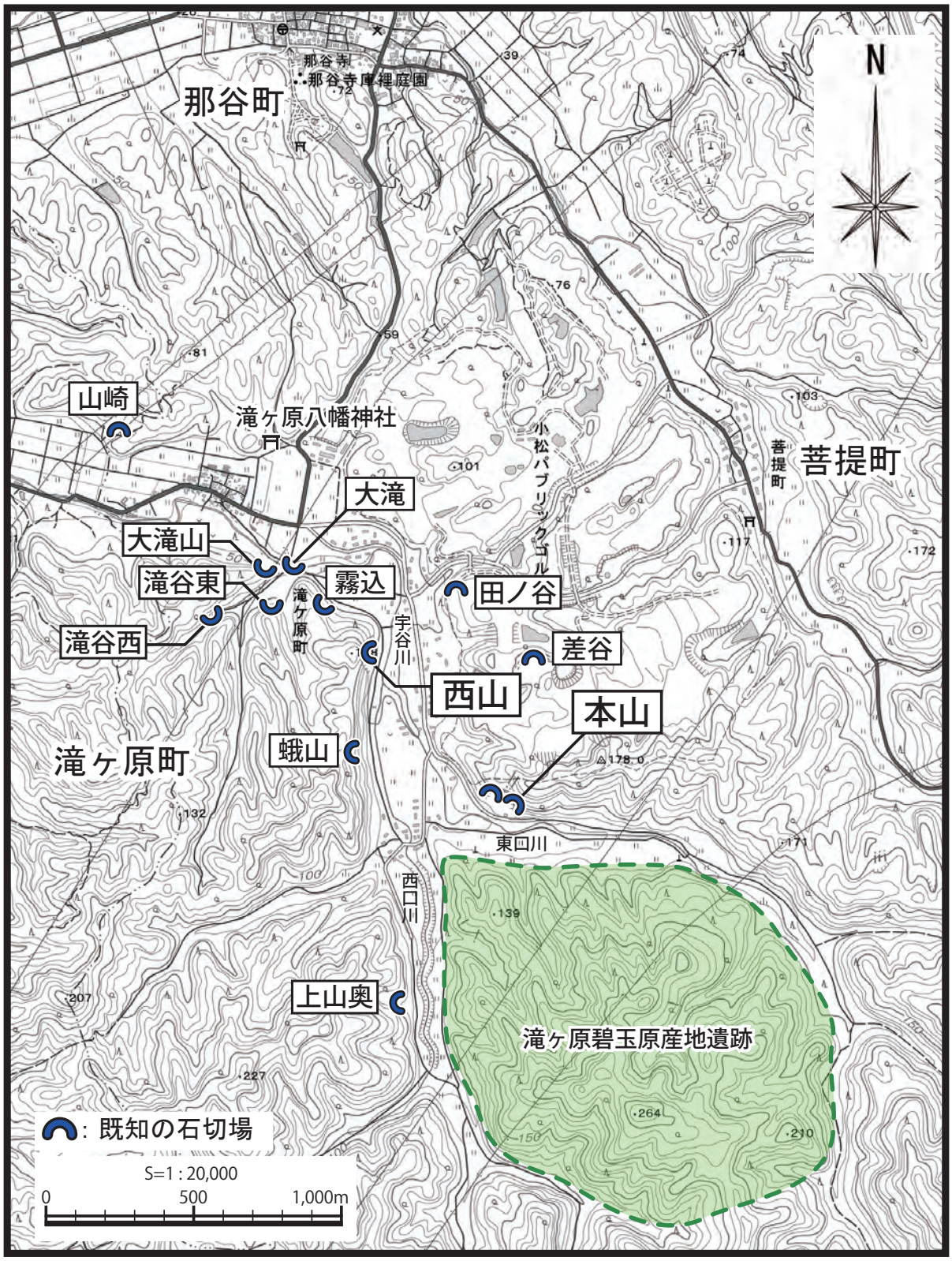


図 5-61　滝ヶ原石石切り場 12 ヶ所の位置と滝ケ原碧玉原産地遺跡

材の生産は江戸時代にはじまる石切り場ではあるが，この石材の利用は中世まで遡る可能性が指摘されており，その一例として，滝ヶ原八幡神社（滝ヶ原町）には，14 世紀初頭すなわち鎌倉時代末の造立と考えられる石造多層塔（小松市指定文化財）があり（図 5-60- 写真 1），滝ヶ原

図 5-62　滝ヶ原石本山石切り場の外観および坑道内

写真 1：同石切り場上空からの写真（黄矢印：本調査対象の坑道入口，白矢印：旧採掘跡の坑道入口）．写真 2：本調査対象の坑道入口外観．写真 3：東側坑道起点から 10m 地点（終点方向を撮影）．写真 4：東側坑道起点から 150m 地点（起点方向を撮影）．

石製の可能性が高いと指摘されている（宮本・古川・小坂・加藤，2009）。

滝ヶ原石の一般的な利用については，堅硬で耐熱，耐寒に優れることから（地質調査所編，1956），土台石，棟石，間知石などの建築材のみならず，墓石，灯籠，石像，鳥居などの彫刻を必要とする石造物（図 5-60- 写真 3，4）にも加工され使用されていた（北野・山口，1970；小山，1931；中川，1971；臨時議院建築局編，1921）。このように利用の範囲が広いだけでなく，鳥居にも用いることができるような長尺材の生産が可能だったことも特筆できる。滝ヶ原八幡神社の大鳥居（高さ約 6m）はその代表例である（図 5-60- 写真 2）。

その他にも，同町の宇谷川，西口川には「滝ヶ原アーチ石橋群」と呼ばれる滝ヶ原石を用いた

図 5-63　滝ヶ原石本山石切り場の坑道内

写真 1：東側坑道最奥部．写真 2：西側坑道の採掘現場．写真 3：坑道入口西側壁面のカッター痕．写真 4：坑道入口西側壁面の採掘痕（黄矢印：手掘り，白矢印：機械掘り）．写真 5：坑道入口天井入隅部の垣根掘り跡（黄枠内）．写真 6：本山旧採掘跡内部の残柱．

5 基の石橋が架かっている。それらの架橋は明治後期～昭和初期とされ，その一部はいまでも現役の橋として利用されている（図 5-60- 写真 5）。また，平城宮朱雀門（奈良県）の整備事業（奈良国立文化財研究所庶務部・平城宮跡発掘調査部，1991）や丸岡城（福井県）の石瓦の修復などの，国内での大規模な文化財修復事業にも滝ヶ原の石材が用いられている。

中川（1971）によって名称があげられた前述の 12 ヶ所の石切り場は，市内石切り場調査（一般社団法人こまつ観光物産ネットワーク，2015）により，それらの場所はおおむね特定されている（図 5-61）。なかには 1 ヶ所に複数の採掘跡が存在することもあって，計 16 地点の採掘跡が確認されている。これに本調査で新たに確認した 5 地点（第Ⅳ章）を追加すると合計 21 地点となる。

［滝ヶ原石石切り場概要］

滝ヶ原石本山石切り場：現在も滝ヶ原石の採掘を継続している石切り場である。本山（ほんやま）と呼ばれるが，文献資料によっては上山（中川, 1971）あるいは上丁場（北野・山口，1970）とも呼ばれているようである。

本石切り場は，第Ⅲ章で述べた「滝ヶ原碧玉原産地遺跡」に近接し，東口川の対岸に位置する（図 5-61）。標高 178m（比高 113m）の山頂から西方に標高を徐々に減じながらのびる尾根の南側斜面の，標高約 75m（比高約 10m）の位置に横穴坑道が開口する。坑道入口の前面は，斜面の切土により平坦面となり，石材の加工場や石材置き場などが立地している（図 5-62- 写真 1）。現在稼働中の坑道の入口は，幅 6.3m，高さ 10.7m の縦長の形状を示し（図 5-62- 写真 2），入口から北方向に 13.5m 進んだ地点で坑道は 2 本に分岐する（図 5-64）。分岐した坑道は東西にほぼ平行に並び，両者ともに N30°E の方向へのびている。東側の坑道は，幅 5.7m，高さ約 8.6m で，ほぼ水平にのびており，その奥行きは 182m（実測値）であった（図 5-62- 写真 3, 4, 図 5-63- 写真 1）。一方の西側坑道は，入口部分は幅 5.8m，高さ約 5.4m であるが，坑道内部は採掘中のため階段状になっており，その奥行きは 42m であった（図 5-63- 写真 2）。

両坑道は機械採掘によって掘進されているため，内部の壁面にはカッター痕が多数認められる（図 5-63- 写真 3）。チェーン式の採掘機械とセリ矢（鉄楔）をおもに使用して壁面から石材を切り出す方式である。しかしながら，坑道入口付近の壁面は手掘りによる採掘痕で占められている（図 5-63- 写真 4）。また，西側坑道入口の天井直下の壁面には，坑道掘り初期に用いる「垣根掘り」の跡が残されている（図 5-64- 写真 5）。

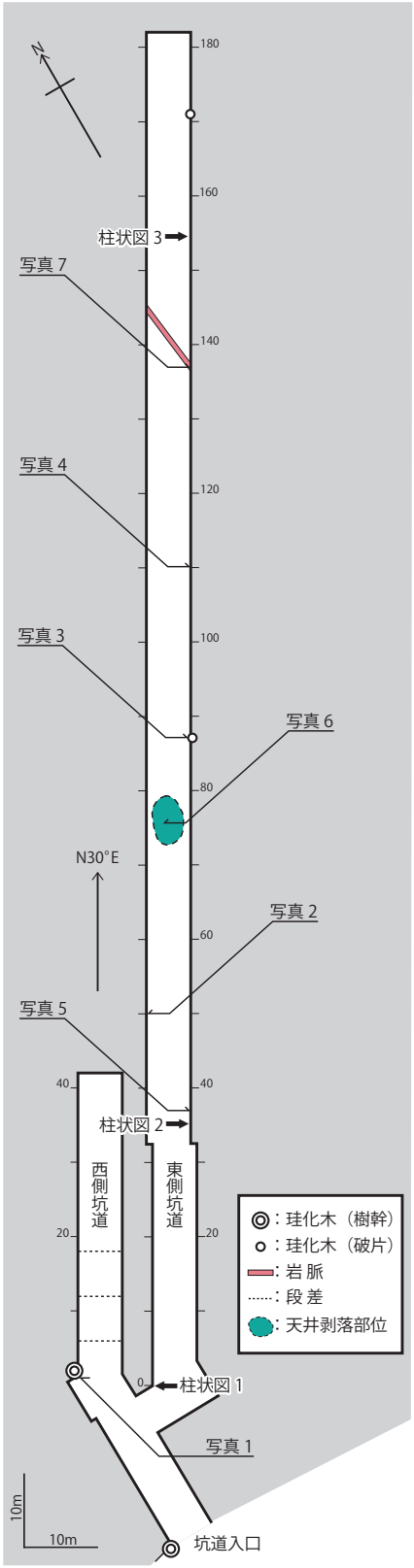


図 5-64　滝ヶ原石本山石切り場の坑道見取り図および柱状図作成地点（写真 1 ～ 7 は図 5-68 ～ 70 に対応）

図 5-65　滝ヶ原石西山石切り場の外観

写真 1：外観および周辺地形．写真 2：横穴坑道入口および露天掘り跡（黄点線内）．写真 3：北坑入口外観．写真 4：北坑内奥部．

本石切り場の，入口に向かって左側（北西側）には，すでに採掘を終了した旧採掘跡が存在し，幅 90m の範囲に少なくとも 6 ヶ所の坑口が開口する（図 5-62- 写真 1）。それらの一部は内部で繋がり，広い空間を形成している。採掘には手掘りによる残柱（柱房）式採掘法が用いられたようで，内部には天井部分を支える石柱が林立する（図 5-64- 写真 6）。本山は文政期に開かれたと伝わっている（北野・山口，1970；中川，1971）ことから，この旧採掘跡がこの時代のものに該当するものと考えられる。

滝ヶ原石西山石切り場：本石切り場は，本山石切り場から北西へ約 700m の位置にあり，「西

図 5-66　滝ヶ原石西山石切り場の 6 列（①～⑥）の横穴坑道入口（各坑名称は本調査のための便宜的な呼称）

山丁場」の名称でも知られている。滝ヶ原石の石切り場では規模がもっとも大きく，道路から見通せる位置にあるため，滝ヶ原町のランドマーク的な存在でもある。宇谷川の西方となる標高 128m（比高 75m）の山の東側斜面に露天掘りで切り下げた跡があり，その際に形成された急崖の標高約 70m（比高 17m）の位置に横穴坑道が 6 列開口する（図 5-65- 写真 1）。切り下げた跡の底面は斜面をなし，坑道入口付近には大量の土石が堆積しているが，このような土石の無いところには，露天掘り跡の一部が露出している（図 5-65- 写真 2）。昭和 23（1948）年頃に，この石切り場で大規模な崩落があり（北野・山口，1970），この坑道入口付近の土石はその時の崩落物の可能性がある。

6 ヶ所の横穴坑道入口はいずれも縦長の形状を示し，それぞれの幅は 8 ～ 12m，高さは 20m 前後に及ぶ（図 5-65- 写真 3，図 5-66）。また，それらの内部はさらに 2 ないし 3 つの坑道（区画）に分かれることがあり，それぞれは隔壁のような石壁でへだてられている（図 5-65- 写真 4，図 5-67- 写真 1）。残柱式採掘のようにみえるが，本山の旧採掘跡のような典型的なものとは異なっている。石壁のなかには極めて薄いものも存在することから（図 5-67- 写真 2），それぞれの坑道ごとに所有者が存在し，採掘境界を石壁で仕切っていた可能性も考えられる。

石材の採掘は手掘りによるものがほとんどで（図 5-67- 写真 3），後述する中央抗の壁面には，22 ～ 26cm 厚の石材を採掘した跡が多く残っている。また，同坑道では，機械掘りによる採掘跡が一部認められ（図 5-67- 写真 4），坑内に残されている当時の採掘機械は，観音下石②採掘跡でみられるような，水平に敷かれたレール上を移動しながら二連のチェーンソーで石材を切断するタイプである（図 5-67- 写真 5）。現在の本山での採掘法とは異なり，底面から石材を起こしながら切り出していたようである。

本調査では，向かって左側から 1 番目および 2 番目と，4 番目の坑道とを観察対象として柱状図を作成した。便宜的に前 2 者を南坑，後者を中央坑と呼称して以下に記載をすすめる（図 5-66）。

なお，中央坑の最奥部においては，とくに詳細な岩相観察をおこなっている。この結果は，本報告書の発刊に先んじて平澤・塚脇（2021：2020 年 12 月受理）で公表している。

図 5-67　滝ヶ原石西山石切り場の坑道内（写真 1 ～ 3：北坑，写真 4，5：中央坑）
写真 1:隔壁状の石壁．写真 2:一部が剥落した石壁．写真 3:手掘り痕の広がる壁面．写真 4:壁面に残る多数のカッター痕．写真 5：放置された採掘機械．

［滝ヶ原石本山石切り場 全体の岩相］

本調査では，現在稼働している坑道 2 本のうち，東側となる延長 182m の坑道内で岩相記載をおこなった。坑道内でみられる岩相は，細粒凝灰岩が挟在する火山礫凝灰岩を主体とする。ここでの地層は，きわめて緩やかに傾斜し，東側坑道の壁面での見かけの傾斜は約 2°N であり（図 5-69- 写真 5, 図 5-76- 写真 1), 走向は坑道の伸長方向（N30°E）とほぼ直交する N60°W である。したがって，この坑道では，入口となる起点から坑道末端となる終点へ向かうにつれて，より上位の層準が壁面に現れてくることになる。なお，実際の調査にあたっては，下位層準から上位層

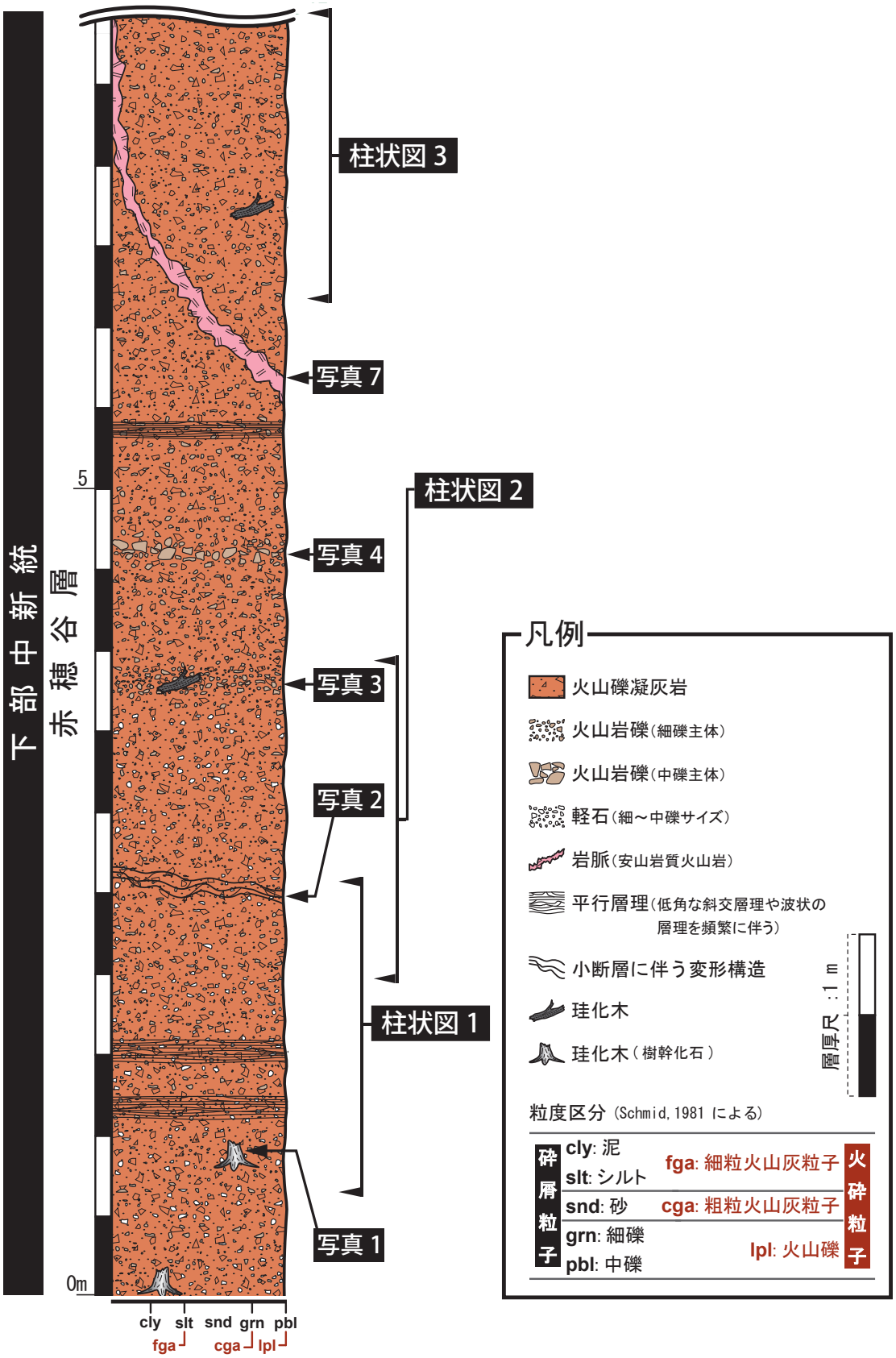


図 5-68　滝ヶ原石本山石切り場全体の柱状図（写真は図 5-69，70，柱状図は図 5-71，73，75 を参照）

図 5-69　滝ケ原石本山石切り場の特徴的な岩相 1

写真 1：西側坑道入口付近の珪化木（樹幹化石）と周囲の変質部（黄褐色・黒褐色部）．写真 2：小断層に伴う変形構造（起点から 80m 地点）．写真 3：黒色の珪化木片（起点から 87m 地点）．写真 4：黒灰色・淡赤紫色の亜角～亜円礫が集中する層準（起点から 10m 地点），スケールバー＝ 10cm．写真 5：起点から 37m 地点の見かけの傾斜（黄点線：約 2° N）．

準に向かって記載するため，1）起点 0m 地点，2）起点から 35m の地点，3）起点から 155m の地点で柱状図を作成した（図 5-64）。また，それぞれの柱状図作成地点の間にある壁面や本山の坑道入口付近でも必要に応じた岩相記載をおこない，以上の結果を総合して本山石切り場の柱状図（図 5-68）としてまとめた。

柱状図を作成した層厚約 8m を概観すると，本山の坑道の岩相は，火山礫凝灰岩あるいは火山礫を含む粗粒凝灰岩を主体とする。両者はともに塊状で明瞭な堆積構造は認められないが，両者は不明瞭ながらも成層構造をなしていると判断される。含まれる火山礫は，おもに安山岩片，凝

図 5-70　滝ヶ原石本山石切り場の特徴的な岩相 2

写真 6a：剥落により天井部に露出した濃緑色の火山礫凝灰岩（黄矢印の箇所に本層を 2 層確認）．写真 6b：濃緑色の火山礫凝灰岩，スケールバー＝ 10cm．写真 7：東側坑道起点から 137m 地点の岩脈（黒矢印：終点方向）．

凝灰質岩片，軽石であり，淘汰は悪く，一部の層準をのぞいて細礫大（2 ～ 4mm）のものがほとんどである。また，数 mm ～数 cm 大の黒色の珪化木片がまれにみつかる（図 5-69- 写真 3）。中位層準にある粗粒凝灰岩には，平行葉理あるいは斜交葉理が発達する緑色凝灰岩の薄層が挟在する。また，中位～上位層準の火山礫凝灰岩や粗粒凝灰岩には，暗褐色，暗紫色，暗赤紫色を帯びた薄層がしばしば挟在し，この薄層は上下の層よりも細粒な基質からなり，荷重変形構造をともなうなどの特徴的な岩相を呈する。ただし，これらの薄層は，いずれも層厚 10cm 未満であるため本柱状図には図示していない。そのため，委細は各柱状図の記載のところで述べる。また，顕著な断層や変形構造などは全層準をとおして認められず，変位が数 cm ～ 20cm の面なしの小断層が確認されるのみである（図 5-69- 写真 2）。

なお，上述の岩相記載以外で特筆されるのは，層理に対してほぼ直立した樹幹化石（珪化木）が最下位層準に，また，火山岩脈の貫入が上位層準にそれぞれ認められることである。

最下位層準の樹幹化石は，坑口および西側坑道入口付近（坑口から約 25m 地点）にそれぞれ 1 本ずつ認められる。いずれも黒色から黒褐色を呈する炭質化が強い珪化木である。幹の最大径は約 30cm で，枝はなく，根の有無は不明であり，樹種もまた不明である。西側坑道入口付近のものは石材の切り出しにともなっての産出のため，樹幹化石の縦断面が壁面に露出した状態である（図 5-69- 写真 1）。この樹幹化石の周囲では，母岩が淡黄褐色から濃黄褐色に変色し，その範囲は上部から下方へ末広がりとなるとともに外縁部は黒褐色を呈するようになる。

東側坑道の起点から 75m 付近では，天井の一部が剥落し，その部分には緑色の岩盤が露出している（図 5-70- 写真 6a）。その直下あたりとなる坑道の床には，剥落した岩塊の一部と判断される，厚さ 10cm 未満の濃緑色火山礫凝灰岩薄層が挟在する粗粒凝灰岩の存在が確認される。挟在する濃緑色火山礫凝灰岩には，灰白色や淡褐色を呈する淘汰の悪い径 1 ～ 5cm 大の軽石や火山岩の角礫～亜角礫が大量に含まれ，全体として礫支持に近い構造を示す（図 5-70- 写真 6b）。また，このあたりの天井には，火山礫凝灰岩の薄層が少なくとも 2 層確認され，岩盤が全体的にかつ一様に緑色を呈するのは，この薄層に沿って岩盤が剥落したためであることは明らかである。なお，本石切り場の西側坑道入口の上部（高さ約 8m）にも緑色凝灰岩の薄層の挟在が認められる（図 5-62- 写真 2，図 5-63- 写真 5）。坑道内で確認される地層の見かけ傾斜から判断すると，これらの薄層は坑道内で確認される緑色凝灰岩と連続する可能性がある。さらに，本調査では剥落した火山礫凝灰岩の薄片観察をおこない（巻末資料 2），そのうえで，濃緑色の基質を粉末 X 線回折装置（Rigaku Ultima Ⅳ）によって X 線回折図形を測定し鉱物種の同定を試みた（X 線は 40kV, 30mA の CuK α線 [波長 1.5404 Å] を用いた。測定範囲は 2 ≦ 2 θ ≦ 65 に設定し，1°/1min の時間間隔で測定）。その結果，この濃緑色の層からは海緑石ならびに石英が検出された（分析：金沢大学環日本海域環境研究センター福士圭介教授）。

一方の，上位層準に相当する起点から 137 ～ 144m の位置で確認される安山岩質の岩脈（図 5-70- 写真 7）は，坑道を横断するように左右の壁面から天井へと連続し，南北走向でほぼ垂直である。岩脈の色調は，新鮮な面は鮮やかな青灰色を呈するが，風化面は淡褐色から暗褐色となり，母岩の風化面の色調とよく似ている。岩脈の内部には母岩由来と考えられる火山礫凝灰岩の捕獲岩片が散在し，岩脈の周縁部は接触変成作用により，幅 2 ～ 3cm で黒褐色から暗青灰色に変色している。さらに，接触変成部の外縁の一部は，白色物質で充填されている。

［滝ヶ原石本山石切り場　東側坑道の岩相 1］

東側坑道の起点 0m（入口）の壁面において岩相を観察し，層厚約 2m の柱状図を作成した（図 5-71）。主体となるのは，淘汰が悪く基質支持の火山礫凝灰岩および挟在する粗粒凝灰岩である（図 5-72- 写真 1）。両者の境界となる層理面は不明瞭で，一部では波状を呈する場合がある。また，挟在する粗粒凝灰岩は側方連続性に乏しく，斜交葉理や平行葉理が不明瞭ながらも層内にみられることがある。

本柱状図下位層準の火山礫凝灰岩は塊状で，含まれる火山礫は角礫～亜角礫の火山岩や長径 1 ～ 2cm の軽石で前者の割合が多い（図 5-72- 写真 2）。この火山礫凝灰岩に挟在する粗粒凝灰岩の薄層には不明瞭な平行葉理が認められる（図 5-72- 写真 3）。

中位から上位層準にかけては，火山礫凝灰岩と粗粒凝灰岩とは互層をなすようになり（図 5-72- 写真 4），前者に含まれる火山礫の特徴は下位層準とほぼ同じである。しかし，火山礫凝灰岩の上部には軽石が集中するようになり，長径 3 ～ 5cm とより大きくなる傾向がみられる（図 5-72- 写真 5a，b）。また，内部に不明瞭な斜交層理が認められることもある（図 5-72- 写真 6）。

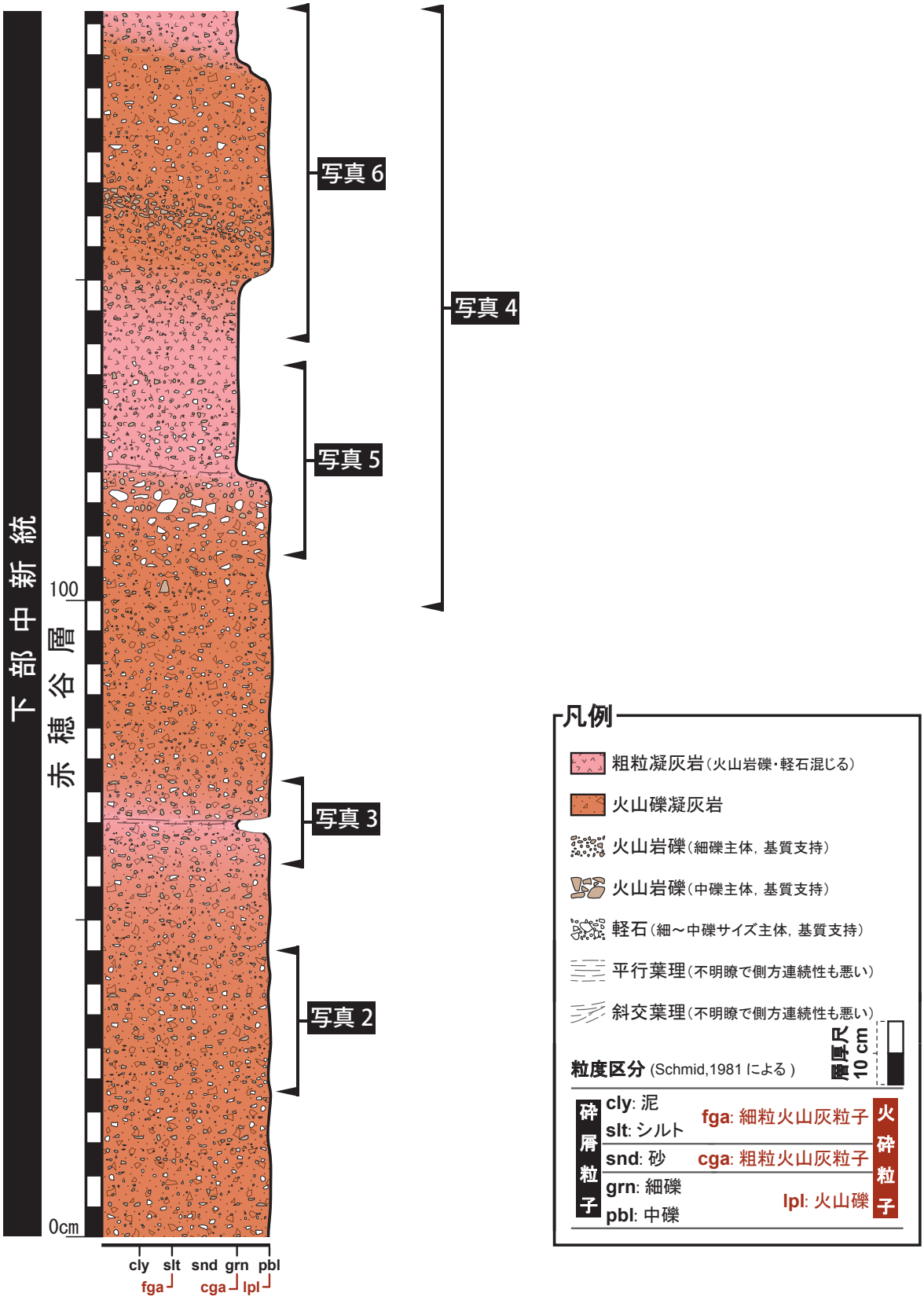


図 5-71　滝ヶ原石本山石切り場柱状図 1（東側坑道起点で作成，写真は図 5-72 を参照）

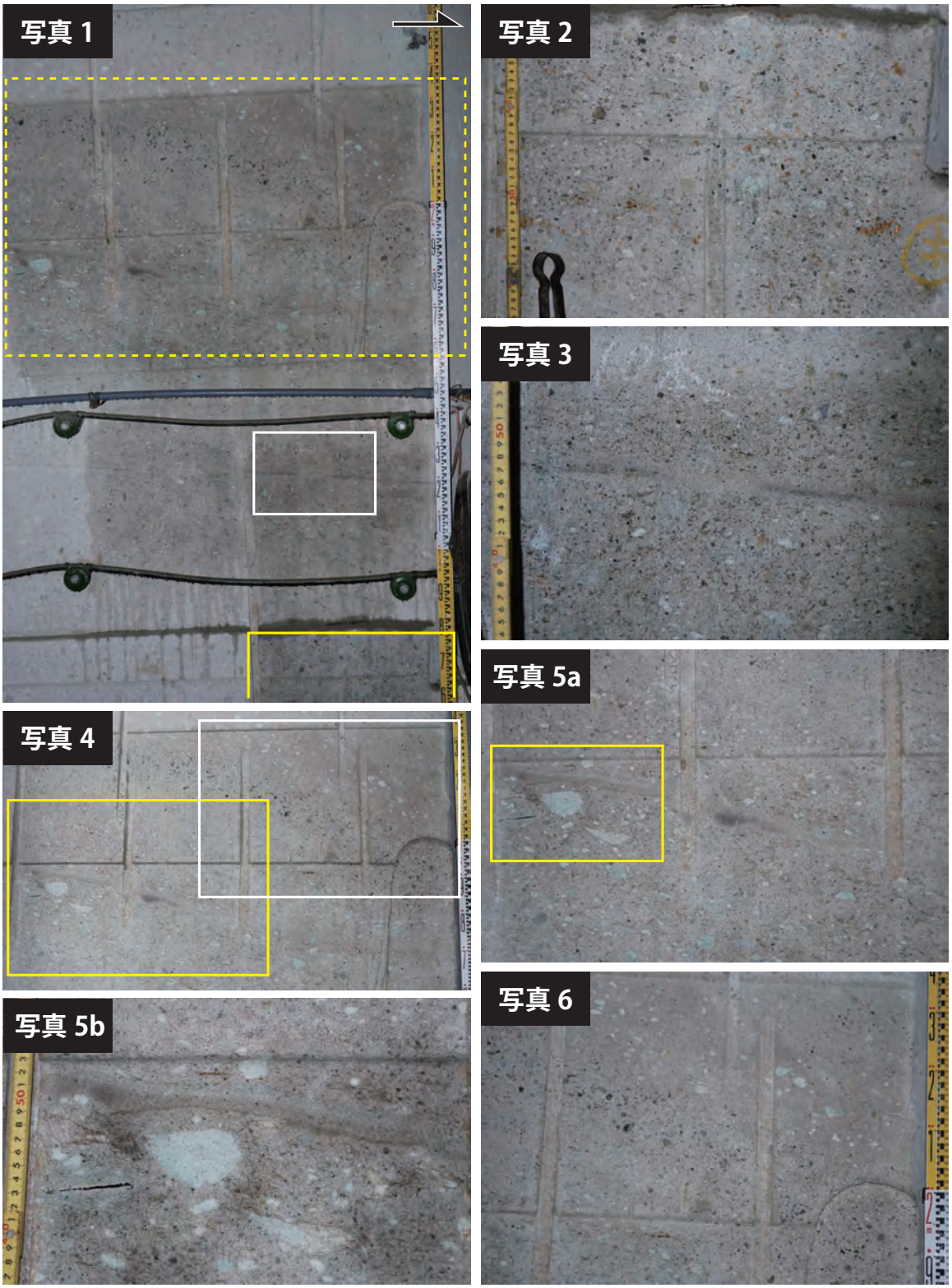


図 5-72　滝ヶ原石本山石切り場柱状図 1 の岩相

写真 1：図 5-71 柱状図 1 作成範囲（黒矢印：終点方向，黄枠内：写真 2，白枠内：写真 3，黄点線枠内：写真 4）．写真 2：柱状図下位層準の塊状かつ淘汰の悪い火山礫凝灰岩（軽石より火山岩礫が多い）．写真 3：柱状図中位層準の粗粒凝灰岩の薄層．写真 4：中位～上位層準の火山礫凝灰岩および粗粒凝灰岩（黄枠内：写真 5a，白枠内：写真 5b，黄点線枠内：写真 6）．写真 5a，b：火山礫凝灰岩中の軽石および火山岩礫（火山岩礫より軽石が多い）．写真 6：斜交層理の認められる火山礫凝灰岩．

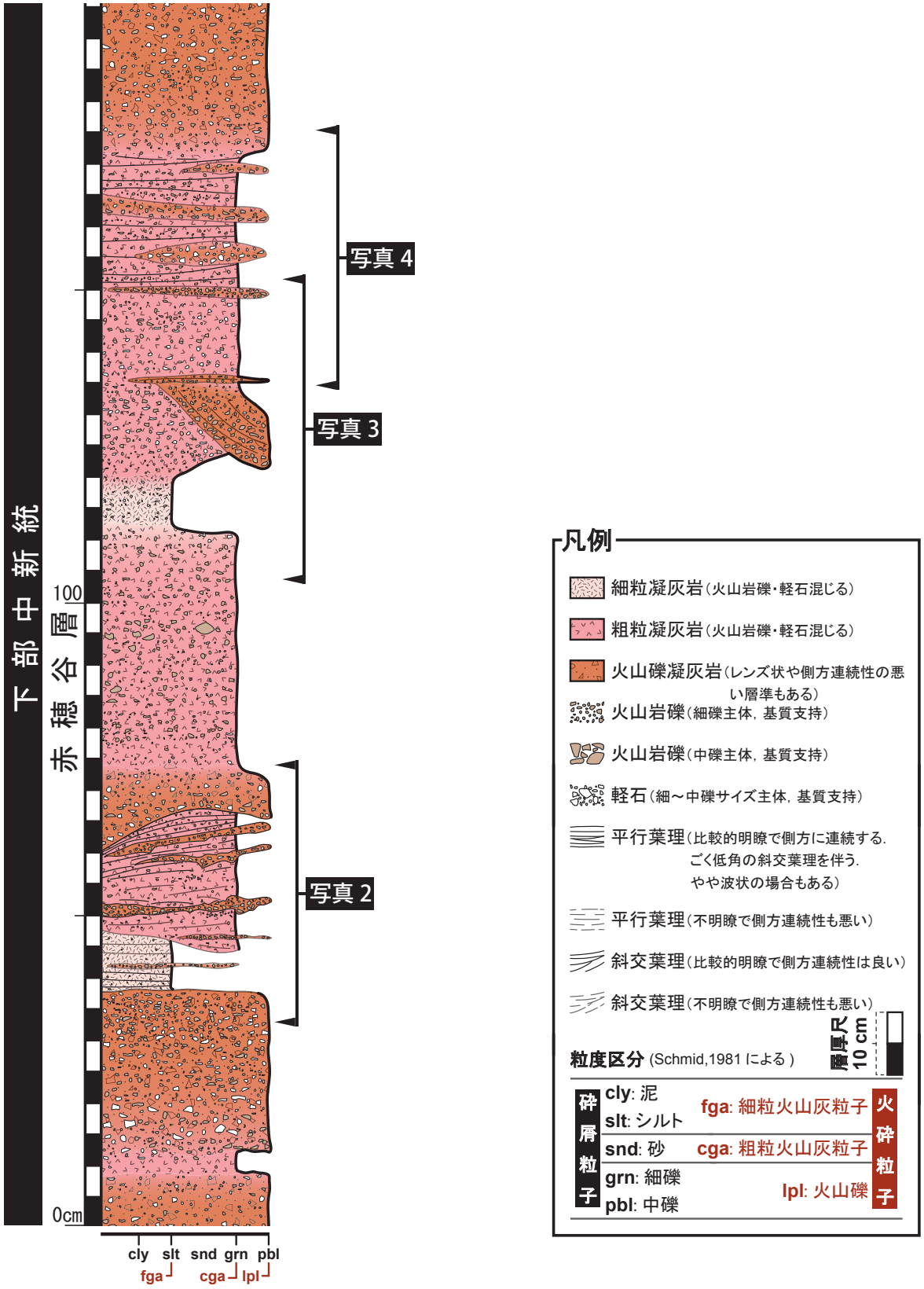


図 5-73　滝ヶ原石本山石切り場柱状図 2（東側坑道の起点から 35m 地点で作成，写真は図 5-74 を参照）

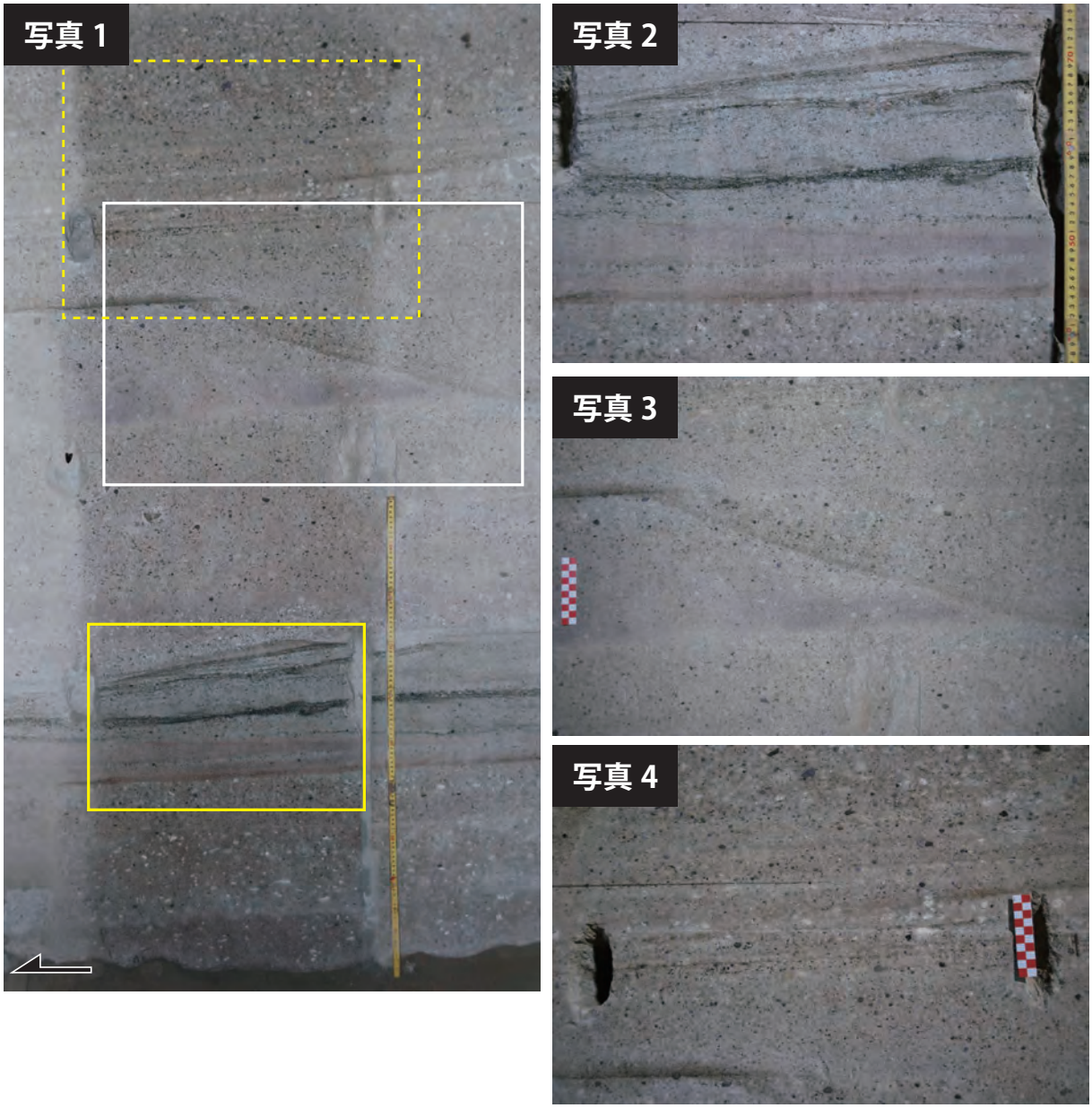


図 5-74　滝ヶ原石本山石切り場柱状図 2 の岩相

写真 1：図 5-73 柱状図 2 作成範囲（黒矢印：終点方向，黄枠内：写真 2，白枠内：写真 3，黄点線枠内：写真 4）．写真 2：柱状図下位層準の細粒凝灰岩に斜交成層する粗粒凝灰岩・火山礫凝灰岩の互層．写真 3：中位～上位層準の粗粒凝灰岩・火山礫凝灰岩の互層に斜交成層する火山礫凝灰岩．写真 4：上位層準の粗粒凝灰岩と火山礫凝灰岩の互層および塊状な火山礫凝灰岩．

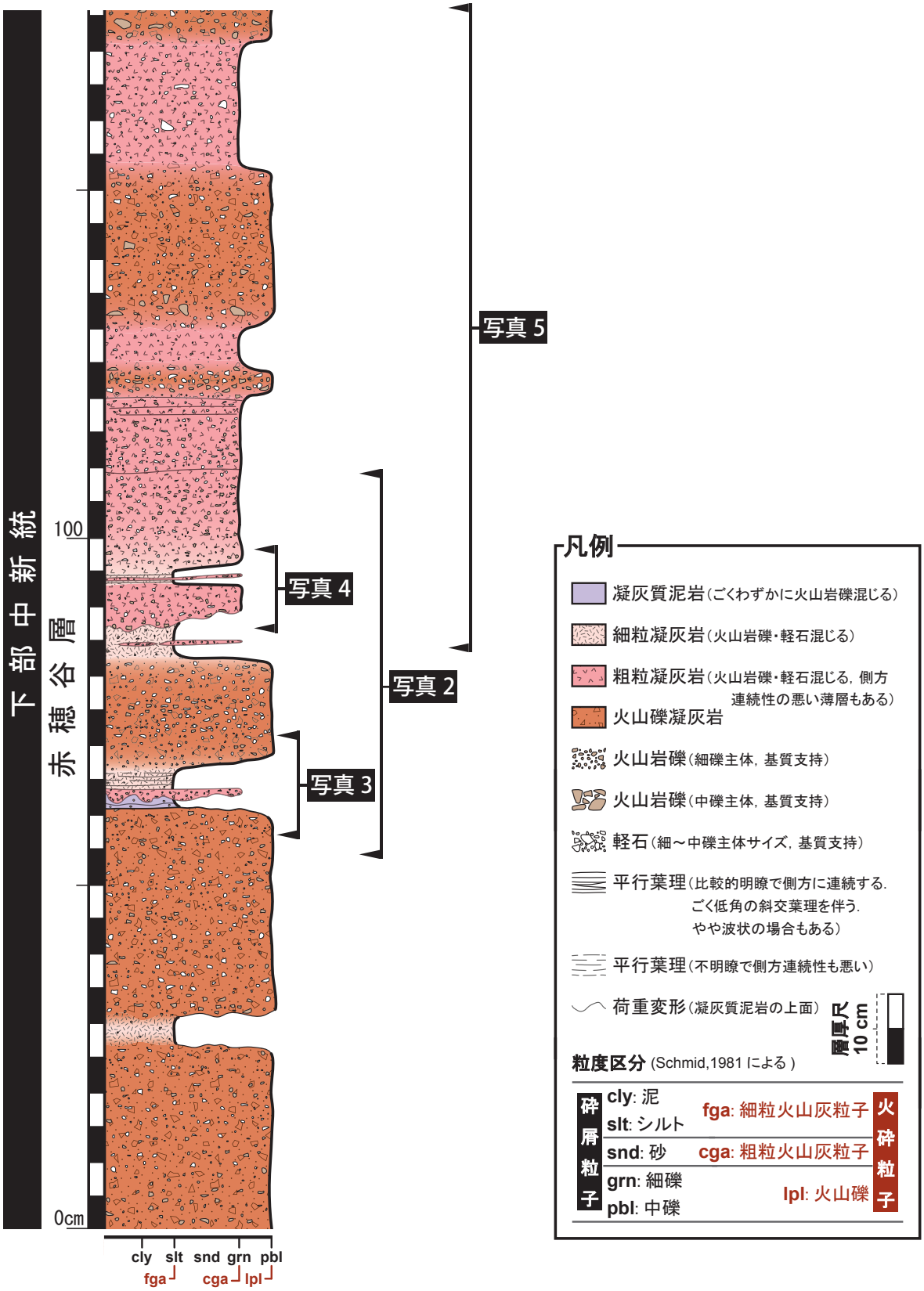


図 5-75　滝ヶ原石本山石切り場柱状図 3（東側坑道の起点から 155m 地点で作成，写真は図 5-76 を参照）

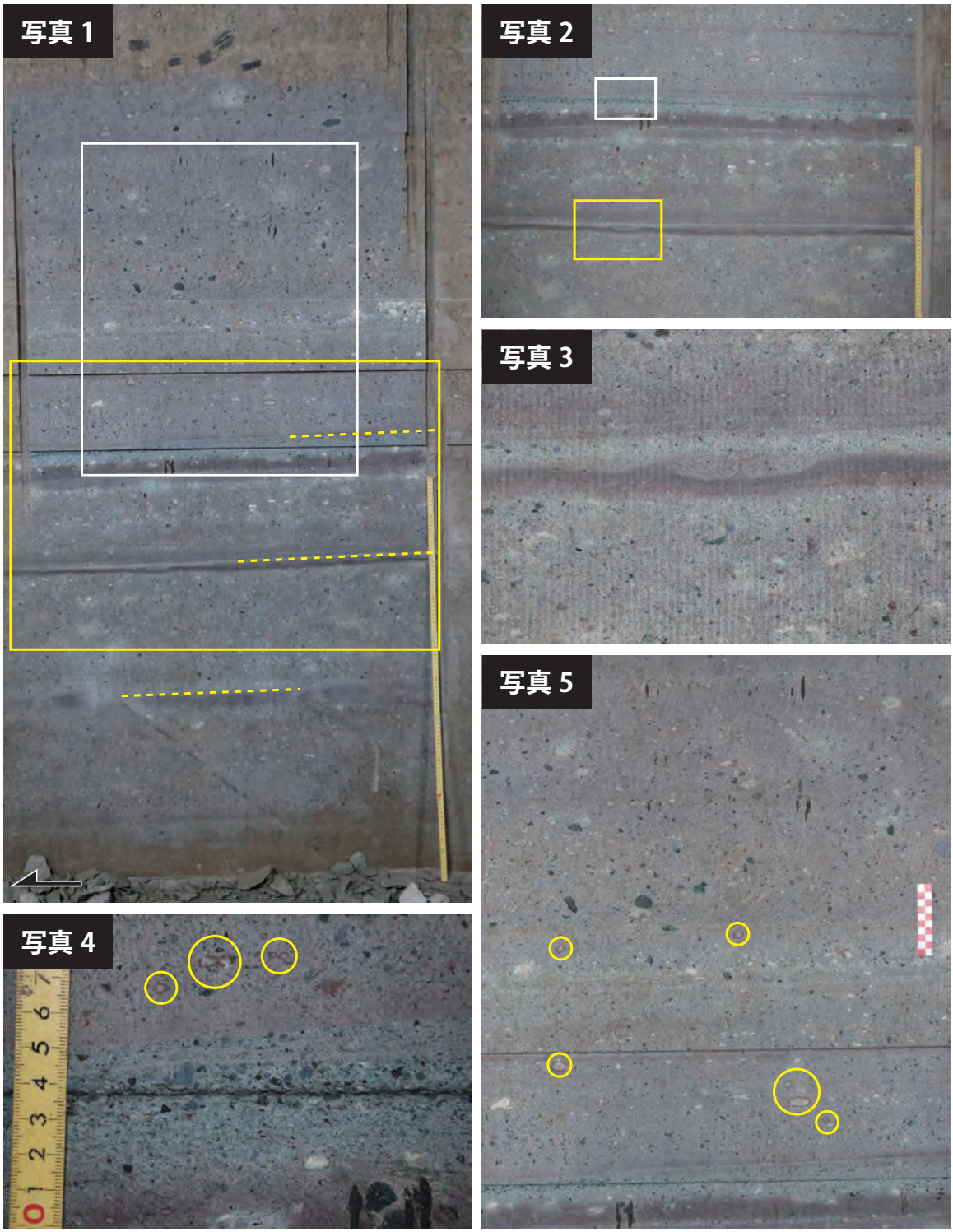


図 5-76　滝ヶ原石本山石切り場柱状図 3 の岩相

写真 1：図 5-75 柱状図 3 作成範囲（黒矢印：終点方向，黄枠内：写真 2，白枠内：写真 5，黄点線：みかけの走向傾斜の測定層準）．写真 2：中位層準の岩相，火山礫凝灰岩の上下に位置する黒紫色の泥質凝灰岩・暗紫色の細粒凝灰岩（黄枠内：写真 3，白枠内：写真 4）．写真 3：火山礫凝灰岩に挟在する暗紫色の凝灰質泥岩（粗粒凝灰岩および細粒凝灰岩，凝灰質泥岩は上下層による荷重変形が認められる）．写真 4：細粒凝灰岩を侵食して重なる粗粒凝灰岩（黄円内：火山豆石）．写真 5：中位～最上位相準の火山礫凝灰岩と粗粒凝灰岩の互層（黄円内：粗粒凝灰岩中に散在する火山豆石）．

［滝ヶ原石本山石切り場　東側坑道の岩相 2］

東側坑道の起点から 35m 地点の壁面で岩相を観察し，その観察結果にもとづいて層厚約 2m の柱状図を作成した（図 5-73）。火山礫を含む粗粒凝灰岩および淘汰が悪く基質支持の火山礫凝灰岩から全体が構成される（図 5-74- 写真 1）が，前述の起点 0m 地点とは異なり，粗粒凝灰岩が卓越するようになる。粗粒凝灰岩には平行葉理や斜交葉理などの堆積構造が発達し，この粗粒凝灰岩は火山礫凝灰岩と細互層をなす場合がある。また，細粒凝灰岩を挟むなど，より細粒となる岩相が認められるのもこの層準で特筆される点である。

本柱状図の下位層準は，塊状で軽石が目立つ火山礫凝灰岩，淡紫色の細粒凝灰岩，そして暗緑色火山礫凝灰岩と灰白色粗粒凝灰岩との細互層の順に重なる。下位層準最上位の細互層を構成する暗緑色火山礫凝灰岩は側方連続性に乏しく，一方の灰白色粗粒凝灰岩は連続性がよいことに加えて平行葉理が発達し火山礫の含有は少ない。また，この細互層は，下位の細粒凝灰岩とは斜交するように上位に重なり，上位の火山礫凝灰岩の削りこみによる侵食面がみられる（図 5-74- 写真 2）。

中位～上位層準にかけては，火山礫を含む粗粒凝灰岩が卓越し，火山礫は軽石より火山岩礫が主体となる。また，粗粒凝灰岩には，斜交成層した火山礫凝灰岩（図 5-74- 写真 3）や，火山礫凝灰岩の薄層が複数枚挟在し，全体として細互層をなす層準（図 5-74- 写真 4）がみられるが，いずれも側方連続性に乏しい。細互層をなす粗粒凝灰岩には淡褐色の平行葉理が発達することがある。最上位層準は塊状な火山礫凝灰岩である。

［滝ヶ原石本山石切り場　東側坑道の岩相 3］

東側坑道最奥部に近い，起点から 155m 地点の壁面において岩相を観察し，層厚約 2m の柱状図を作成した（図 5-75）。全体をとおしてみると，ここでは塊状の火山礫凝灰岩，火山礫を含む粗粒凝灰岩，そして暗紫色の細粒凝灰岩が不規則ながらも成層し，黒紫色の泥質凝灰岩が一部の層準に挟在する。それぞれの岩相境界となる層理面はいずれも不明瞭となる傾向にあり，たとえば細粒凝灰岩が上位層へ級化したり，火山礫凝灰岩や粗粒凝灰岩が逆級化して細粒凝灰岩へ漸移したりする（図 5-76- 写真 1）。また粗粒凝灰岩については，下位層と侵食面で接したり，あるいは荷重変形によって境界が波状となることも認められる（図 5-76- 写真 3）。

ここでの下位～中位層準は，塊状の火山礫凝灰岩と暗紫色の細粒凝灰岩とが不規則な互層をなし，中位層準には粗粒凝灰岩や暗紫色の泥質凝灰岩の薄層が認められる。細粒凝灰岩および泥質凝灰岩は，いずれも層厚 5cm 未満であるが，いずれも特徴的な色調のためよく目立つ薄層である。細粒凝灰岩上面で測定した見かけの傾斜は，いずれも 2°N に近似する（図 5-76- 写真 1 の黄色点線）。塊状の火山礫凝灰岩は，淡緑灰色を呈し，淘汰の悪い粗粒凝灰岩を基質とする。含まれる火山礫は，礫径数 mm ～ 1cm の軽石，暗色の安山岩，緑灰色の細粒凝灰岩を主体とする（図 5-76- 写真 2）。

上位層準では，塊状の火山礫凝灰岩と側方連続性の良い粗粒凝灰岩とが不規則な互層をなす。両者の境界となる層理面は不明瞭ながらも，両者には成層構造が認められる。前者は下位層準の火山礫凝灰岩とおおむね同じ岩相を呈するが，中礫大の火山礫を含み，全体として淘汰が悪い。

一方の後者は淡灰紫色を呈し火山岩礫や軽石を含むことを特徴とする。その割合は層準によって異なり，火山礫を含まない粗粒凝灰岩も存在する。また，粗粒凝灰岩には，暗赤褐色のリムをもつ直径 5mm 前後の火山豆石が散在するのが特徴的である（図 5-76- 写真 4，5）。

［滝ヶ原石西山石切り場　中央抗の岩相］

西山石切り場中央坑の内部は，底面から天井までの高さが約 20m あり，隔壁により北側と南側の２区画に分かれるが，最奥部で両区画は連絡している。北側区画では手掘り主体の採掘跡がほとんどであるが，南側区画ではカッターを用いた切り出しで壁面は平滑となるため詳細な岩相観察が可能である。そのため，また，南側区画の最奥部壁面下部に特徴的な岩相が認められたこともあって，この特徴的な岩相を中心に柱状図（図 5-77) を作成した（図 5-78- 写真 1）。

中央抗で観察される岩相は３種類に大別される。灰色から淡緑灰色を呈する塊状火山礫凝灰岩（MLT），緑灰色で斜交層理の発達する火山礫凝灰岩（XLT），そして淡紫から赤褐色の火山礫を含む細粒～粗粒凝灰岩（HRT）である（図 5-78- 写真 3a）。とくに塊状な火山礫凝灰岩（MLT）が本坑の大半を占め，これが典型的な「滝ヶ原石」の様相を呈している（図 5-78- 写真 2a，b）。他の二者は層厚 30cm 未満の比較的薄い層であるが，細粒～粗粒凝灰岩（HRT）の赤みを帯びた色調はよく目立ち，本坑壁面の下部および中部に２層が認められる。

塊状火山礫凝灰岩（MLT）には，粗粒凝灰岩の基質に支持される最大径 3cm ほどの亜円礫～角礫が含まれる。これらの礫は，軽石や，黒緑色，暗灰色，赤褐色などを呈する安山岩や流紋岩，そして凝灰岩類からなる。この凝灰岩類の火山礫は，灰色から褐色の細粒凝灰岩および泥質凝灰岩，緑色の細粒～粗粒凝灰岩に分けられる。火山礫のほかには，数 cm 大の黒色の珪化木片をしばしば含む。

細粒～粗粒凝灰岩（HRT）は内部での岩相変化が著しく，その岩相はさらに細分される。さらに，斜交層理の発達する火山礫凝灰岩（XLT）をこれらに加えることで，下位より上位に向かって以下の９種の岩相が確認される（図 5-79- 写真 4a）。すなわち，①斜交層理の発達する火山礫凝灰岩（XLT），②火山豆石を含む細粒凝灰岩（FTA），③細粒～粗粒凝灰岩・凝灰岩質泥岩互層（ATM），④赤褐色細粒凝灰岩（RFT），⑤赤褐色火山礫凝灰岩（RLT），⑥淡紫色細粒凝灰岩（PFT），⑦灰白色～淡桃色粗粒凝灰岩（LCT），⑧濃灰色泥質細粒凝灰岩（MFT），⑨灰白色粗粒凝灰岩（CTF）である。

最下位層となる①斜交層理の発達する火山礫凝灰岩（XLT）は，緑灰色の XLT（l）と灰色の XLT（u）とからなり，いずれも粗粒凝灰岩の基質の割合の多い単層と，極粗粒砂大の火山岩片や火山岩礫に富む単層が，やや舟状で低角な斜交層理を形成する。ただし，XLT（u）は XLT（l）よりも礫が少なく，側方へ次第に尖滅する傾向にある（図 5-78- 写真 3b，c）。

その上位となる②火山豆石を含む細粒凝灰岩（FTA）は，淘汰が全体に悪く塊状で，多数の火山豆石を含み，これらの火山豆石は一部では互いに接触する。また，火山豆石には，桃色，暗赤褐色，黒紫色のものがあり，コアとリムの区別のつくもの，あるいは無構造なものが確認される。火山豆石の粒径はさまざまで，最大径は約 5mm である（図 5-80- 写真 5a，b）。

そのさらに上位となる③細粒～粗粒凝灰岩・凝灰岩質泥岩互層（ATM）は，灰白色の細～粗粒凝灰岩，暗赤紫色の細粒凝灰岩，および灰色の凝灰質泥岩の薄層が，不明瞭ながらも平行な層

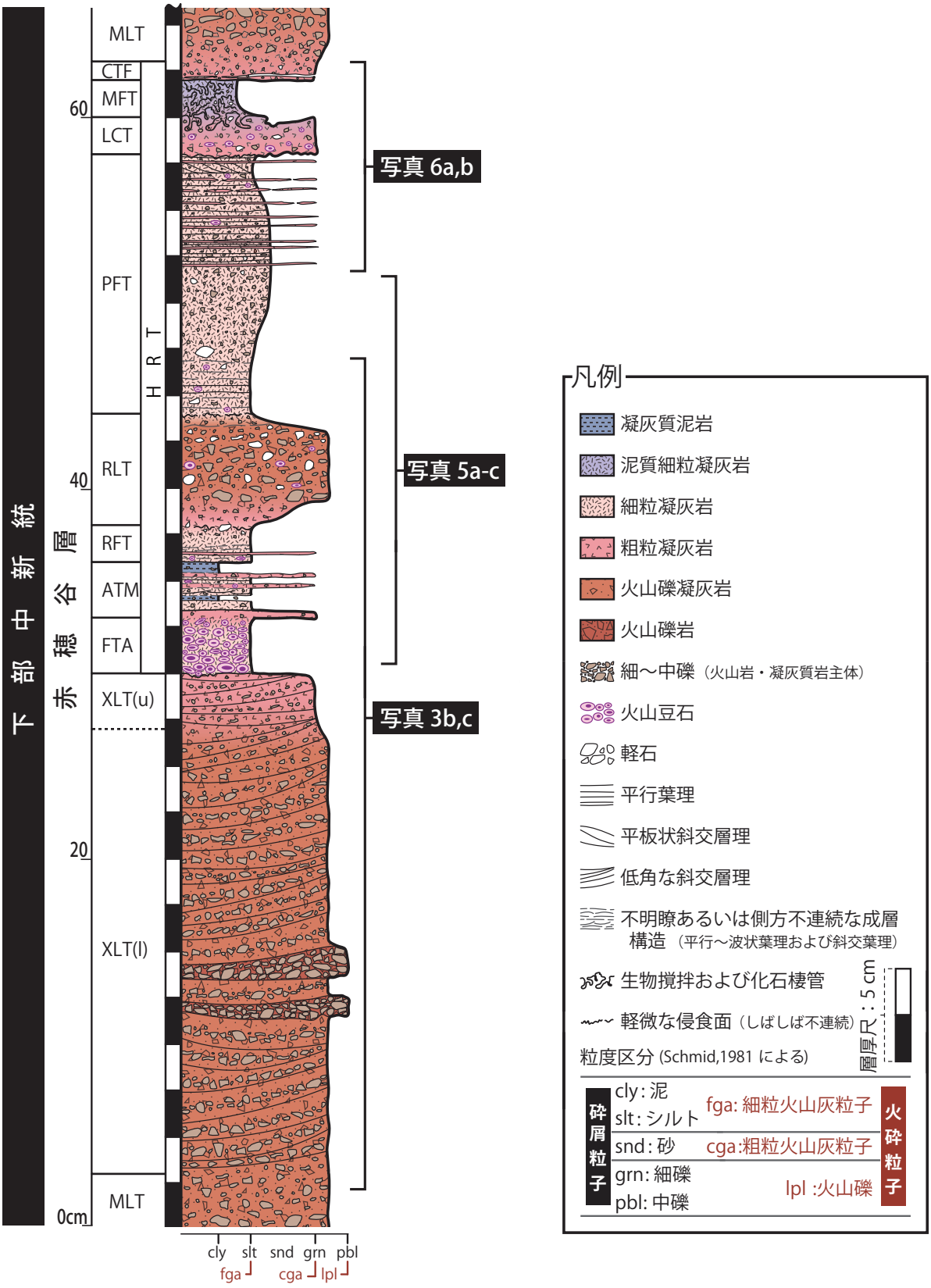


図 5-77　滝ヶ原石西山石切り場柱状図 1（中央坑の南側区画最奥部で作成，写真は図 5-78，80，81 を参照）

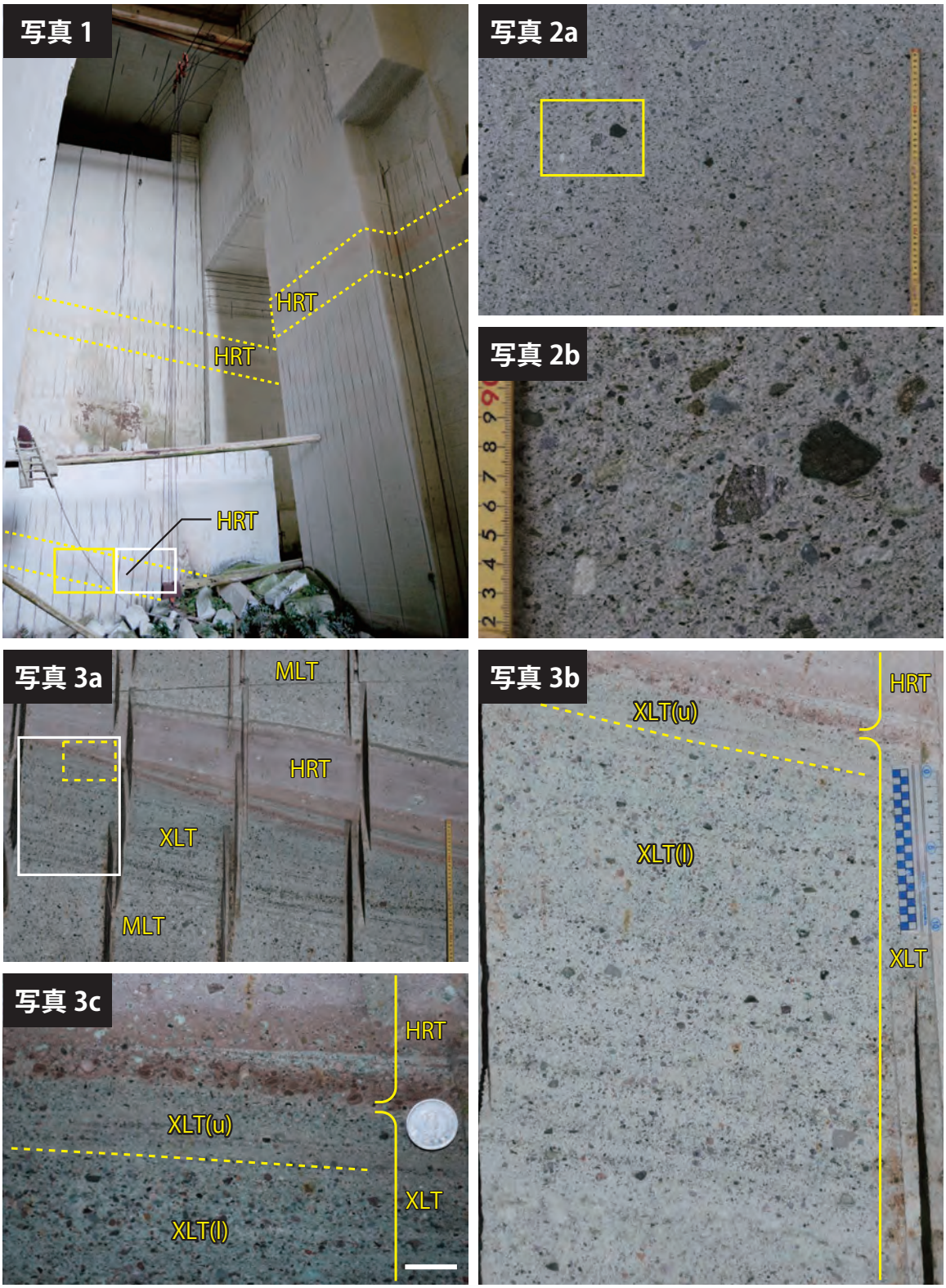


図 5-78　滝ヶ原石西山石切り場柱状図 1 の岩相 1

写真 1：中央坑の南側区画最奥部の外観（入口側から撮影）赤みを帯びた細粒～粗粒凝灰岩（HRT）が上下に 2 層準存在する，柱状図は黄枠内（写真 3a，4a）および白枠内（写真 4b）で作成．写真 2a：赤みを帯びた細粒～粗粒凝灰岩（HRT）の上位の塊状な火山礫凝灰岩（MLT）（黄枠内：写真 2b）．写真 2b：MLT に含まれる火山礫．写真 3a：塊状な火山礫凝灰岩（MLT）に挟在する斜交層理の発達する火山礫凝灰岩（XLT）および HRT（白枠内：写真 3b，黄点線枠内：写真 3c）．写真 3b，c：XLT と HRT との境界部，写真 3c のスケールバー＝ 2cm.

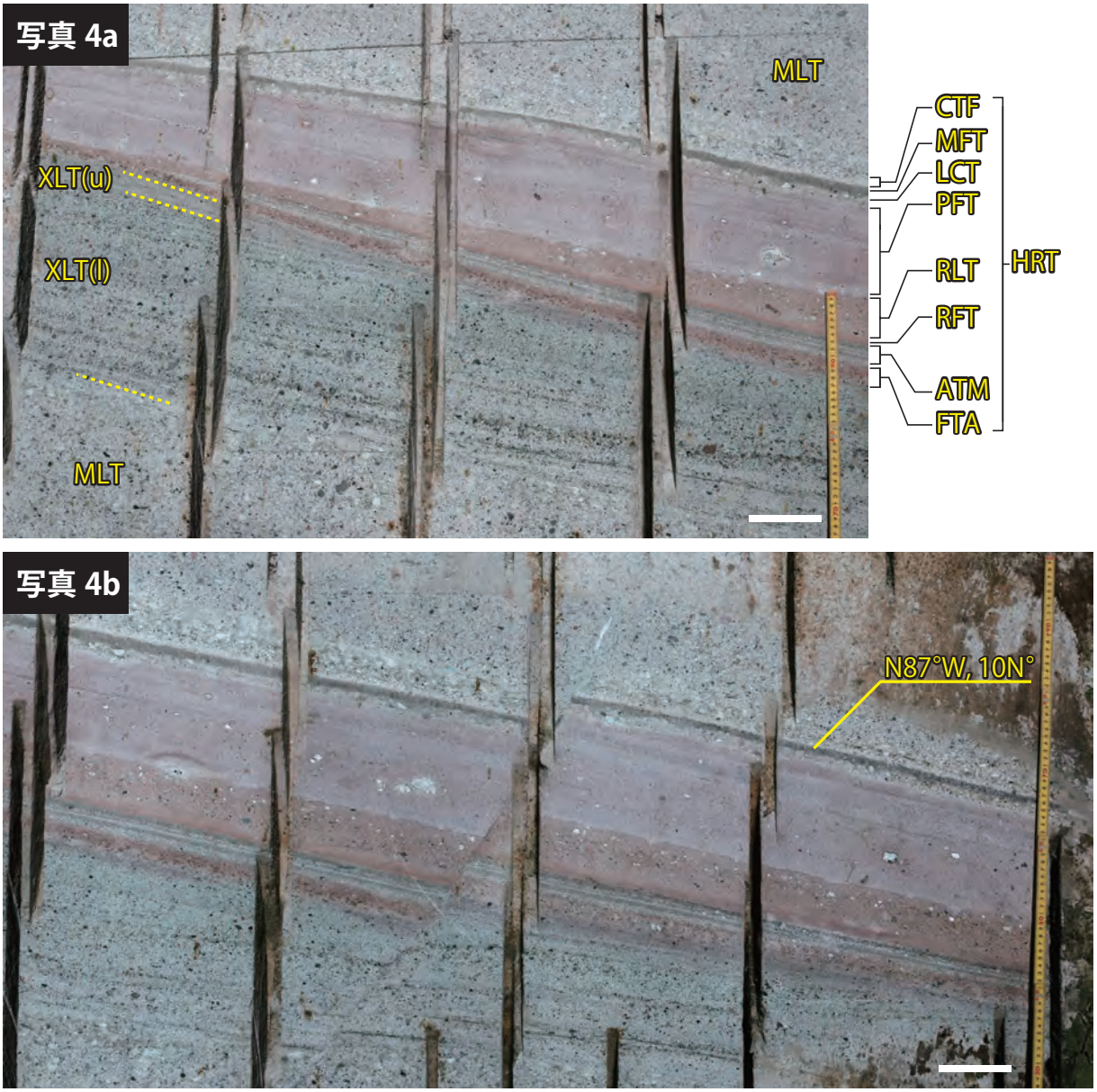


図 5-79　滝ヶ原石西山石切り場柱状図 1 の岩相 2

写真 4a，b：赤みを帯びた細粒～粗粒凝灰岩（HRT）の岩相区分，略記号は本文および柱状図（図 5-77）を参照，走向傾斜は LCT と MFT の境界において見通しで測定，スケールバー＝ 10cm.

理面をもって互層しつつも側方へ尖滅する（図 5-80- 写真 5b）。

④赤褐色細粒凝灰岩（RFT）は，濃赤褐色から淡赤褐色を呈する細粒凝灰岩であり，不明瞭ながらも成層する。下部では淘汰が良いものの，上部では鉱物粒や岩片，まれに中礫大の軽石を含み，逆級化しつつ上位の赤褐色火山礫凝灰岩に漸移する。本層も側方へ層厚を減じながら尖滅する（図 5-80- 写真 5b，c）。

中位層準となる⑤赤褐色火山礫凝灰岩（RLT）では，含まれる火山礫は淘汰の悪い細粒凝灰岩の基質に支持され，下部から中・上部へ向かって逆級化するものの，そこから最上部へ向かっては級化する。本層の中・上部は，細～中礫大の軽石や細粒凝灰岩および黒色岩片などを含み，わずかに火山豆石もみられる。本層は層厚の変化は認められるが，側方への連続性は良好である（図

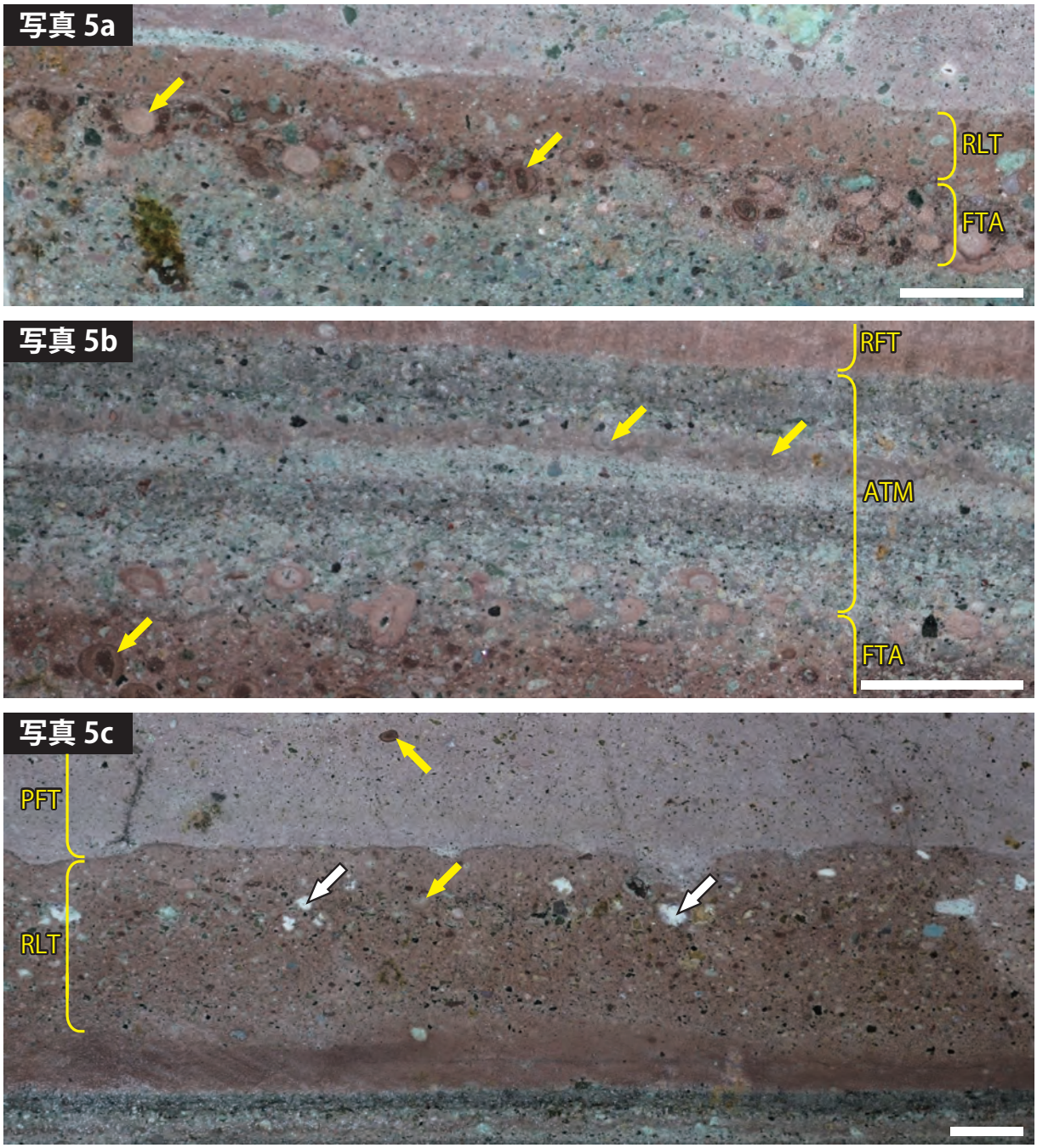


図 5-80　滝ヶ原石西山石切り場柱状図 1 の岩相 3

写真 5a：火山豆石を含む細粒凝灰岩（FTA）および赤褐色火山礫凝灰岩（RLT）火山豆石は無構造のものとリムを持つものの両方が存在する．写真 5b：FTA から漸移する細粒～粗粒凝灰岩・凝灰岩質泥岩互層（ATM）および赤褐色細粒凝灰岩（RFT）．写真 5c：赤褐色火山礫凝灰岩（RLT）および淡紫色細粒凝灰岩（RFT）の基底部（黄矢印：火山豆石，白矢印：軽石）．スケールバー＝ 2cm.

5-80- 写真 5a，c)。

⑥淡紫色細粒凝灰岩（PFT）は，塊状であるが不明瞭に成層し，中・上位層準では平行葉理が断続的ながらも認められる。基底部は，有色鉱物粒子や暗色岩片に加え，細礫大の火山豆石や中礫大の軽石をわずかに含み，軽石によるサグ構造が一部で認められる。本層は層厚を変じること

なく側方に連続する（図 5-80- 写真 5c，図 5-81- 写真 6a）。

その上位となる⑦灰白色～淡桃色粗粒凝灰岩（LCT）は，全体に塊状で淘汰がきわめて悪く，中粒砂～中礫大の軽石，暗色の細粒凝灰質岩，緑色凝灰岩の岩片，そして火山豆石などが散在する。上位層との境界付近には，生物擾拌の痕跡といった生痕化石が認められる。このような生物擾乱によって，上位の泥質細粒凝灰岩と一部で混合され，全体として灰色の凝灰質岩となっている（図 5-81- 写真 6a，b）。

⑧濃灰色泥質細粒凝灰岩（MFT）は，全体に塊状で，中粒砂～細礫大の岩片が散在し，これらの岩片の淘汰は悪い。生物擾拌を全体に受けており，そのため層厚が大きく変化したり基底面が不明瞭または不定形だったりする。生物擾拌の著しい部分では，基底部とその直下（LCT の最上部）とに明瞭な形状の生痕化石が認められる（図 5-81- 写真 6a，b）。

最上位の⑨灰白色粗粒凝灰岩（CTF）は，塊状かつ淘汰が悪く，粗粒砂～細礫大の暗灰色から緑灰色の岩片や軽石を含む。逆級化しつつ上位の MLT へ漸移する。また，本層基底において N87°W，10°N の走向傾斜（見通し）が測定された（図 5-79，図 5-81- 写真 6a，b）。

これらのなかで特筆されるのが，② FTA，⑤ RLT，⑥ RFT，⑦ LCT で確認される火山豆石，および⑦ LCT，⑧ MFT の生痕化石である。なかでも② FTA のように火山豆石が密集するような岩相は調査対象とした他の石切り場にはなく，きわめて特徴的である。一方の，生痕化石については，平澤・塚脇（2021）で詳細に記述されているが，堆積物食者痕の Phycosiphoniform と *Planolites* をおもな要素とする生痕化石群集であり，前者の発見は赤穂谷層において海成層の存在を示唆するものである。

［滝ヶ原西山石切り場　南抗の岩相］

南坑とは，前述したように 6 列の坑口のうち，向かって左側（南側）から 1 ～ 2 列目のものを便宜的にそう呼称しているものである。2 ヶ所の坑口があるものの，隔壁の一部が途切れているため，両者は内部では連絡している。しかし，坑道の底面は奥から入口に向かって傾斜し，大量の土石が堆積して起伏に富んでいる。そのため，坑道の外から内部の見通しは悪く，さらには，坑口から差し込む外光は奥まで届かない。したがって，中央抗に比べると南坑の内部はきわめて暗い環境となっている。観察や柱状図の作成はかろうじて可能であったが，内部構造や壁面外観の写真撮影は，障害物に遮られたり，光量不足のため困難であった。

本坑の最奥部および隔壁の壁面で岩相を観察し，層厚約 8.5m の柱状図を作成した（図 5-82）。全体をとおして灰色から淡緑灰色を呈する塊状な火山礫凝灰岩が卓越する（図 5-83- 写真 5）。本層は全体に淘汰が悪く，これに含まれる火山礫は細礫大で，軽石および暗色から紫色の安山岩を主体とし，暗紫色の珪長質火山岩や淡褐色の細粒凝灰岩をともなう。

この火山礫凝灰岩には，細粒凝灰岩の薄層や火山礫の集中する層準が認められる。前者は層厚 3 ～ 4cm ときわめて薄いものの，暗紫～淡紫色を呈するため区別しやすい。下位に低角な斜交葉理が発達する層，そして上位に塊状の層が重なる。本層の基底部は明瞭かつ平坦であるが，浅いソールマーク（sole mark：底痕）がしばしば観察される。一方，本層を被覆する火山礫凝灰岩との境界は不明瞭で，凹凸のある層理面を示す（図 5-83- 写真 3）。

一方の火山礫が集中する層準は 3 層が認められる。層厚は 10 ～ 30cm で，いずれもレンズ状

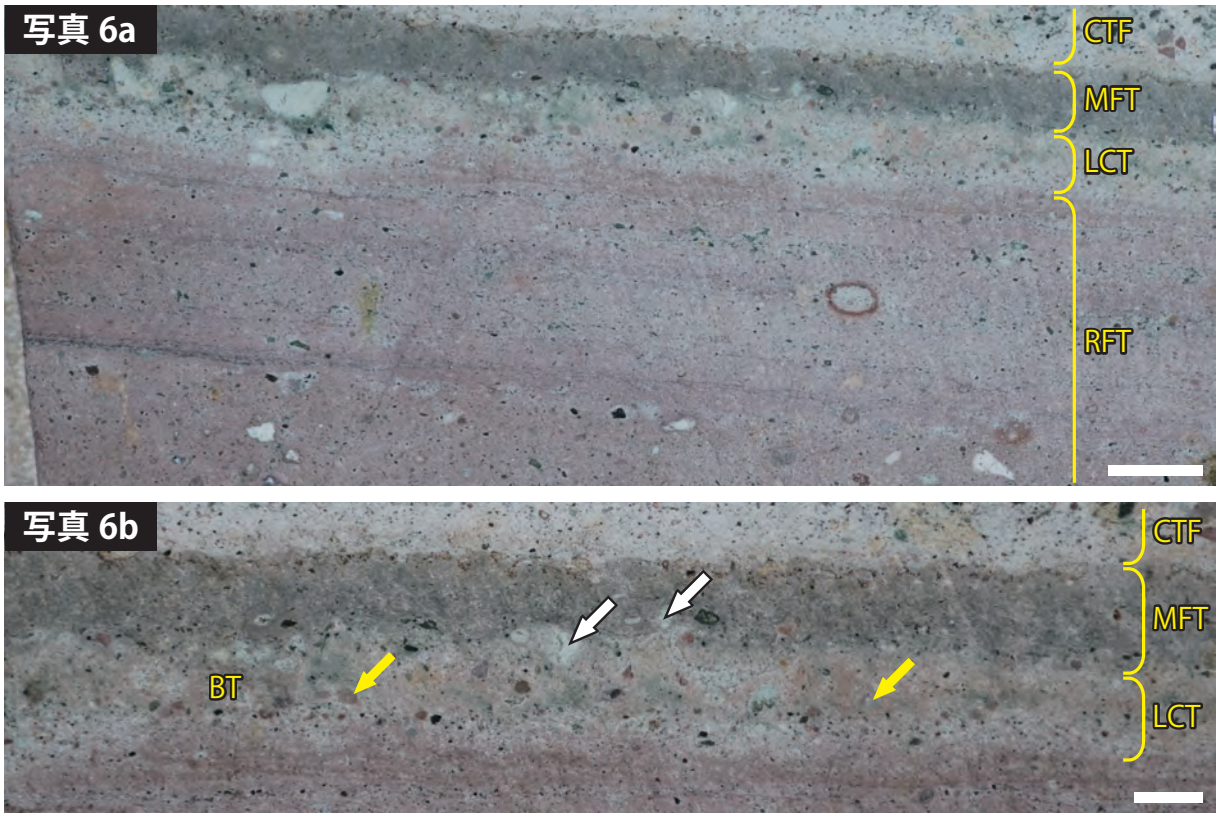


図 5-81　滝ヶ原石西山石切り場柱状図 1 の岩相 4

写真 6a：成層した淡紫色細粒凝灰岩（RFT）の上部，灰白色～淡桃色粗粒凝灰岩（LCT）および濃灰色泥質細粒凝灰岩（MFT）（黄枠内：写真 6b）．写真 6b：LCT と MFT の境界は生物擾乱（BT）により乱される（黄矢印：火山豆石，白矢印：軽石）．スケールバー＝ 2cm.

の断面形状をなし側方連続性に乏しく，明瞭な層理面は観察されない（図 5-83- 写真 1，2a，4）。これに含まれる礫は細礫～中礫大のものがおもで，暗色から紫色の安山岩，珪長質火山岩，淡褐色の細粒凝灰岩などが認められる。また，安山岩礫の一部は，変質により周囲の基質が濃緑色となっている（図 5-83- 写真 2b）。

本坑と中央抗との層位関係については，本坑は中央抗の約 40m 南方に位置し，中央抗では N87˚W，10˚N の走向傾斜が得られている。これらのことから，本坑の岩相は中央抗のものよりは相対的に下位に相当すると判断される。

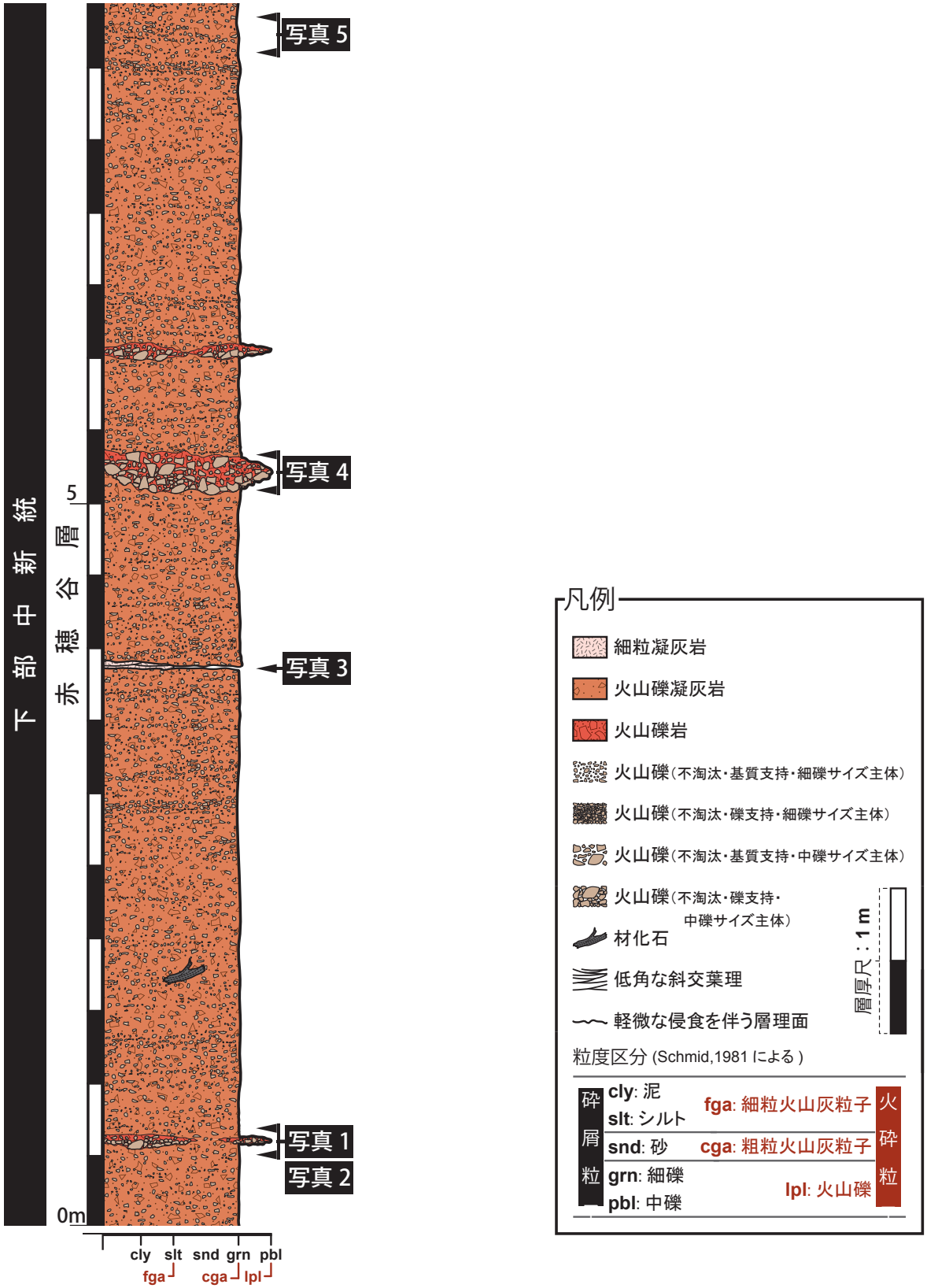


図 5-82　滝ヶ原石西山石切り場柱状図 2（南坑の最奥部および隔壁で作成，写真は図 5-83 を参照）

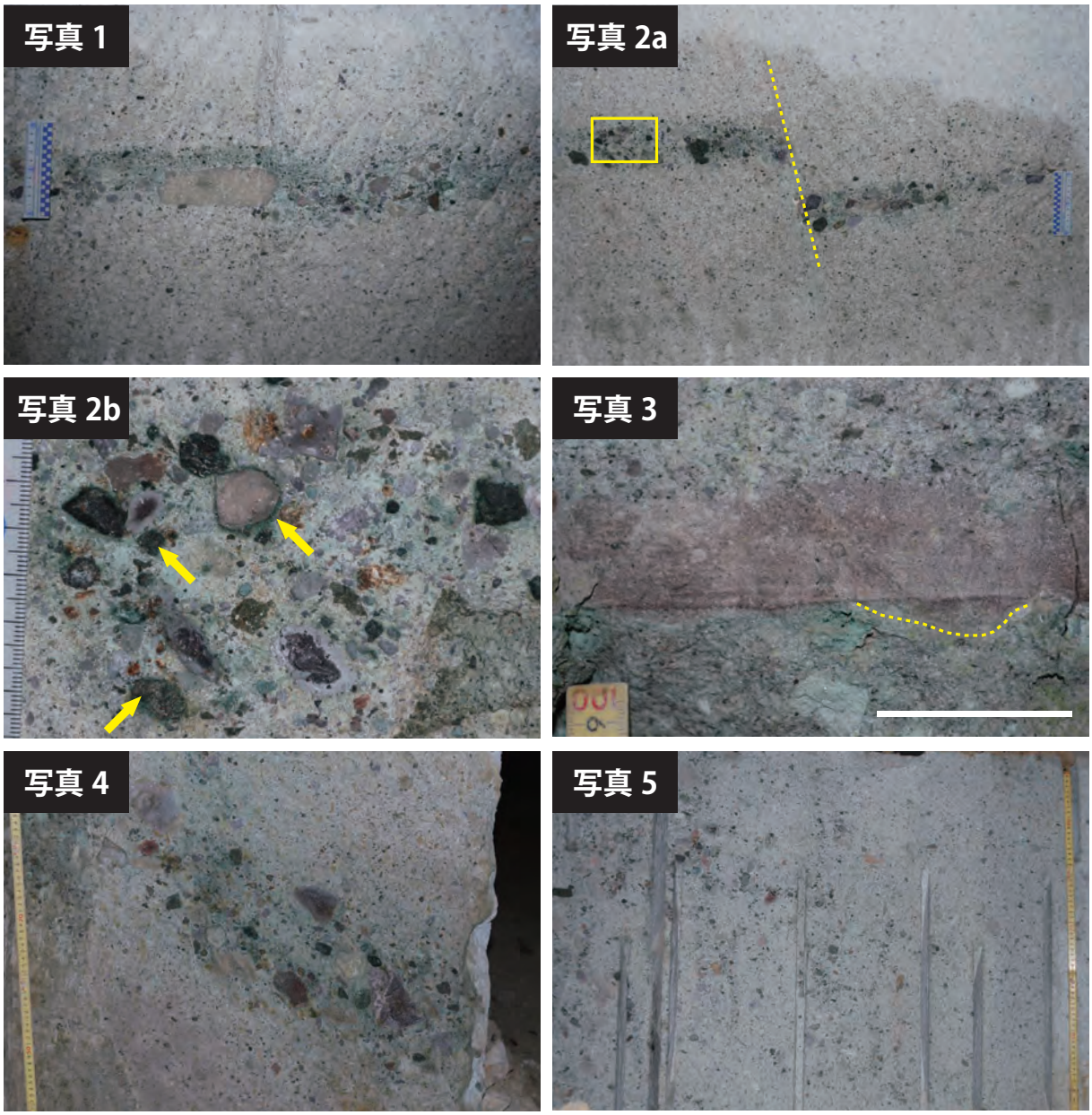


図 5-83　滝ヶ原石西山石切り場柱状図 2 の岩相

写真 1：火山礫が集まりレンズ状の断面を示す層準．写真 2a：小断層（黄点線）で切られた火山礫集中層（黄枠内：写真 2b）．写真 2b：おもに安山岩・細粒凝灰岩からなる中礫大の火山礫（黄矢印：濃緑色に変質した礫）．写真 3：暗紫色細粒凝灰岩の薄層（黄点線：ソールマーク）．写真 4：安山岩礫を主体とした火山礫集中層．写真 5：最上位層準の火山礫凝灰岩．

８．「大杉石」石切り場の詳細調査

大杉石の石切り場は，小松市内の石切り場のなかではもっとも南方かつ標高の高い場所にあり，県道 43 号線から林道北谷線を約 1.8km 南南西へ進んだ林道沿いの斜面に位置する（図 5-84，図 5-86- 写真 5）。第Ⅳ章ですでに述べているが，ここには現在稼働中の 1 地点（①採掘地）のほかに，すでに採掘を終えた 2 地点（②採掘跡，③採掘跡）が存在する（図 5-85- 写真 1）。

大杉石の採掘は，市内の石材の中では後発で，昭和 40 年代に始まり，昭和 61（1986）あるいは 62（1987）年頃に本格的な採掘を開始している（宮石材 宮英里氏私信）。そのため，大杉石を使用した歴史的建造物などは存在しないが，現在の住宅や建造物などの建築材料として利用されており，里山自然学校大杉みどりの里（大杉町：旧小松市立少年自然の家）では浴室の浴槽と床材にこれが用いられている。なお，宮石材では，大杉石を「大杉の里石」と呼んで営業しているとのことであった。

[大杉石石切り場の概要]

①採掘地は，山地斜面に開口した横穴坑道（標高 190m）である。坑道の入口付近には壁面の高さが約 12m の露天掘りの跡がみられ，そこから高さ約 5m，幅約 5m の坑道が南東方向に奥行き約 27m のびている（図 5-85- 写真 2）。この坑道では，淡青灰色の軽石質火山礫凝灰岩が石材としておもに採掘されている。坑内での採掘は，チェーン式（タングステン刃）や丸ノコ式（ダイヤモンド刃）の採掘機を用いた機械掘りが中心である（図 5-86- 写真 1，2）。

他 2 地点の採掘地は，①採掘地からみて北東の 5 ～ 10m 標高の高い斜面にある露天掘り跡で，①採掘地の採掘以前に稼働していたものである。②採掘地は高さ約 4m，幅約 12m で，③採掘地は高さ約 10m，幅約 7.5m である（図 5-85- 写真 3，4）。

本調査では，これら 3 地点のうち，①の坑道壁面の状態が良好であったことから，壁面の岩相記載および壁面柱状図の作成はここでおこなった。

[大杉石石切り場の岩相]

岩相記載および柱状図の作成は，坑口から坑道内へ 12.5m 進んだところの北側壁面（高さ 5m）でおこなった（図 5-87，図 5-88- 写真 1）。

この壁面は，塊状で堆積構造のみられない，淡青灰色を呈する軽石質火山礫凝灰岩で構成されており，これを石材として切り出している（図 5-86- 写真 3，4）。全体に空隙が少なく，
緻密かつ硬質で，含水すると色調の青みがより鮮やかとなるのが特徴である。基質は淡青灰色を呈する細粒凝灰岩であり，これに含まれる火山礫は径 2 ～ 10mm の角礫～亜角礫のデイサイト岩片，および径 10 ～ 20mm の軽石などである（図 5-88- 写真 2）。デイサイト岩片と軽石の含有比率には層準による違いがあり，一部には火山礫の含有に乏しく細粒凝灰岩ともいえる岩相を示す層準もみられる。

地質構造については，調査した全層準にわたって明瞭な層理面が認められないため，走向傾斜の測定はできなかったが，含まれる火山礫の配列状況から，ここでの傾斜は 10° を超えない緩やかなものと判断される。

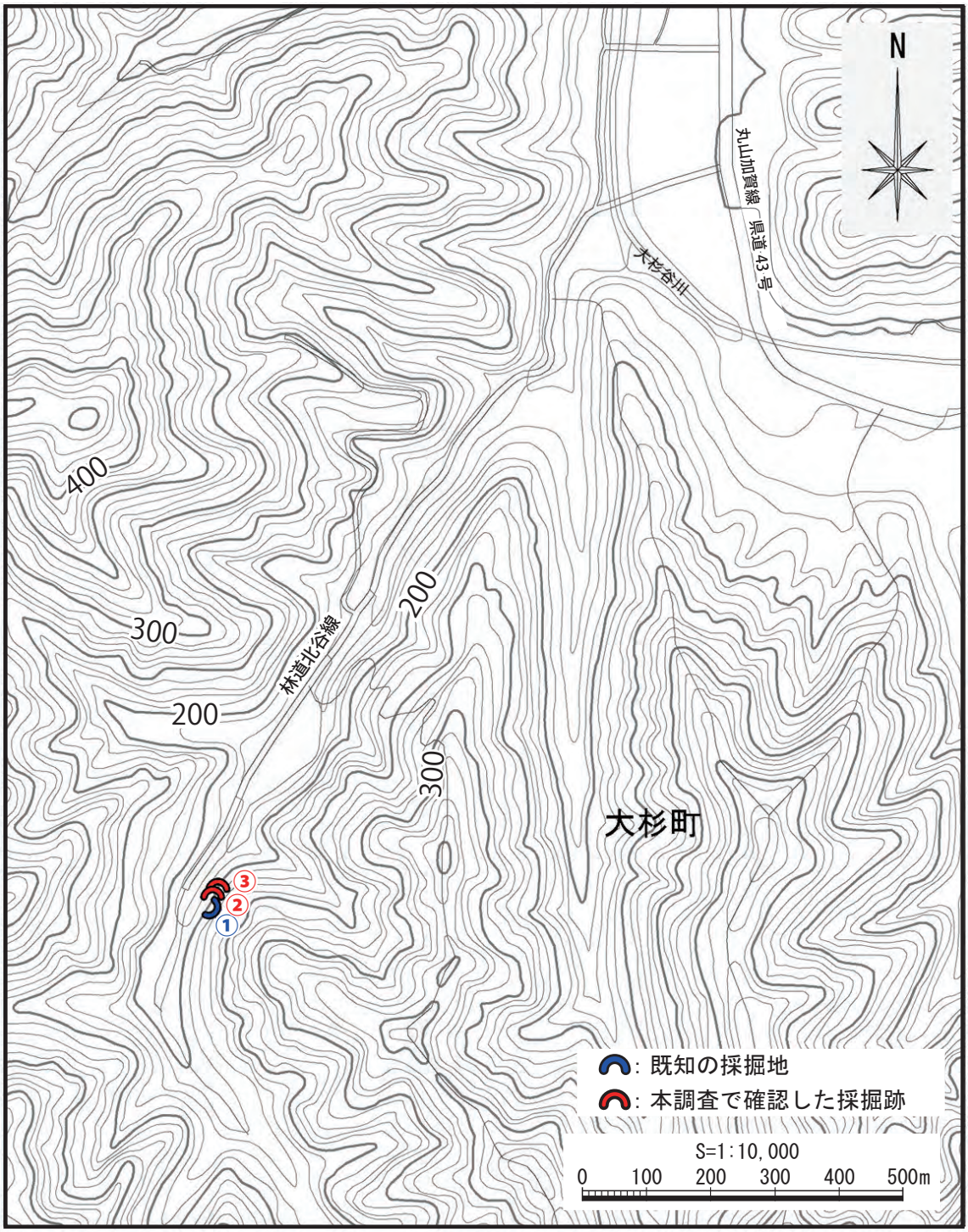


図 5-84　大杉石石切り場位置図

坑道の所々で幅２～ 5cm の黒色を呈する岩脈の貫入がみられる（図 5-88- 写真 3)。この岩脈の構造や貫入の状況といった委細は検討中であるが，炭質物あるいは粘土鉱物の集合体のような岩脈であり，灰色あるいはまれに橙色の径１～ 2mm の斑晶鉱物やデイサイトの岩片がみられる。岩脈から採取した試料を粉末 X 線回折装置（Rigaku Ultima Ⅳ）を用いて X 線回折図形を測定し，鉱物種を同定した。この測定にあたっては，X 線は 40kV，30mA の CuK α線 [波長 1.5404 Å] を用い，測定範囲は $2 \leqq 2\theta \leqq 65$ に設定し 1°/1min の時間間隔で測定した。その結果，海緑石，

図 5-85　大杉石石切り場の外観

写真 1：採掘跡・採掘地の位置関係．写真 2：現在稼働中の①現採掘地の坑道入口，壁面の最大高さ約 12m．
写真 3：②採掘跡の外観．写真 4：③採掘跡の外観．

石英，緑泥石の 3 種が検出された（分析：金沢大学環日本海域環境研究センター 福士圭介教授）。なお，これらの岩脈は，母岩の軽石質火山礫凝灰岩との境界部分が脆弱で，岩脈周縁の厚さ 2 ～ 5mm が欠落して空隙となっていることがある。柱状図に示した岩脈の走向傾斜は，N17˚W，58˚S である。

図 5-86　大杉石石切り場の周辺と坑内および大杉石

写真 1：石材採掘用のチェーン式採掘機．写真 2：壁面に見られるカッター痕（幅 35cm 間隔）．写真 3：切り出された大杉石（35cm × 45cm × 95cm）．写真 4：大杉石の切断面．写真 5：石切り場（黄矢印）周辺の地形（県道側上空より林道北谷線上流方向を撮影）．

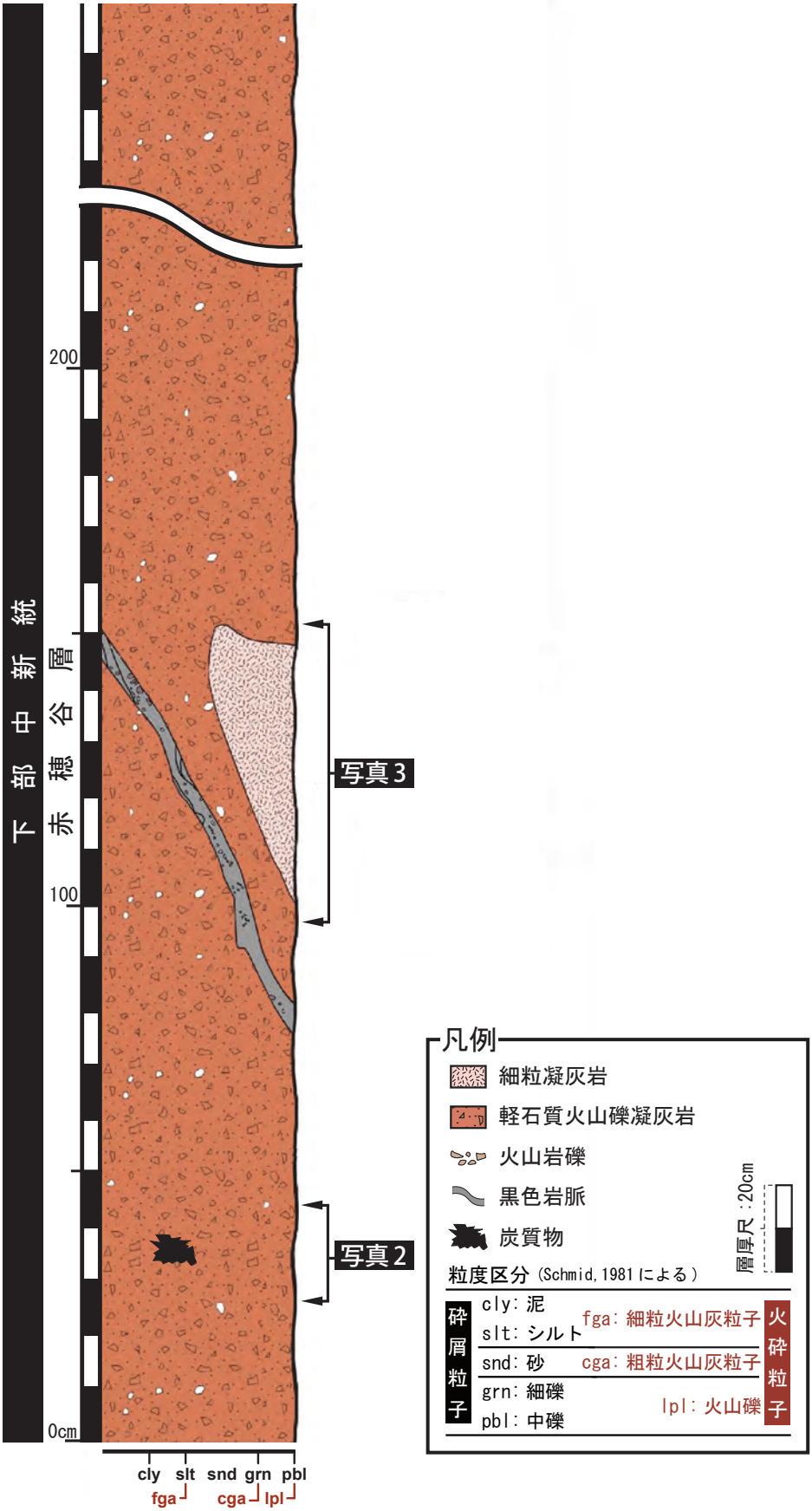


図 5-87　大杉石①現採掘地の壁面柱状図

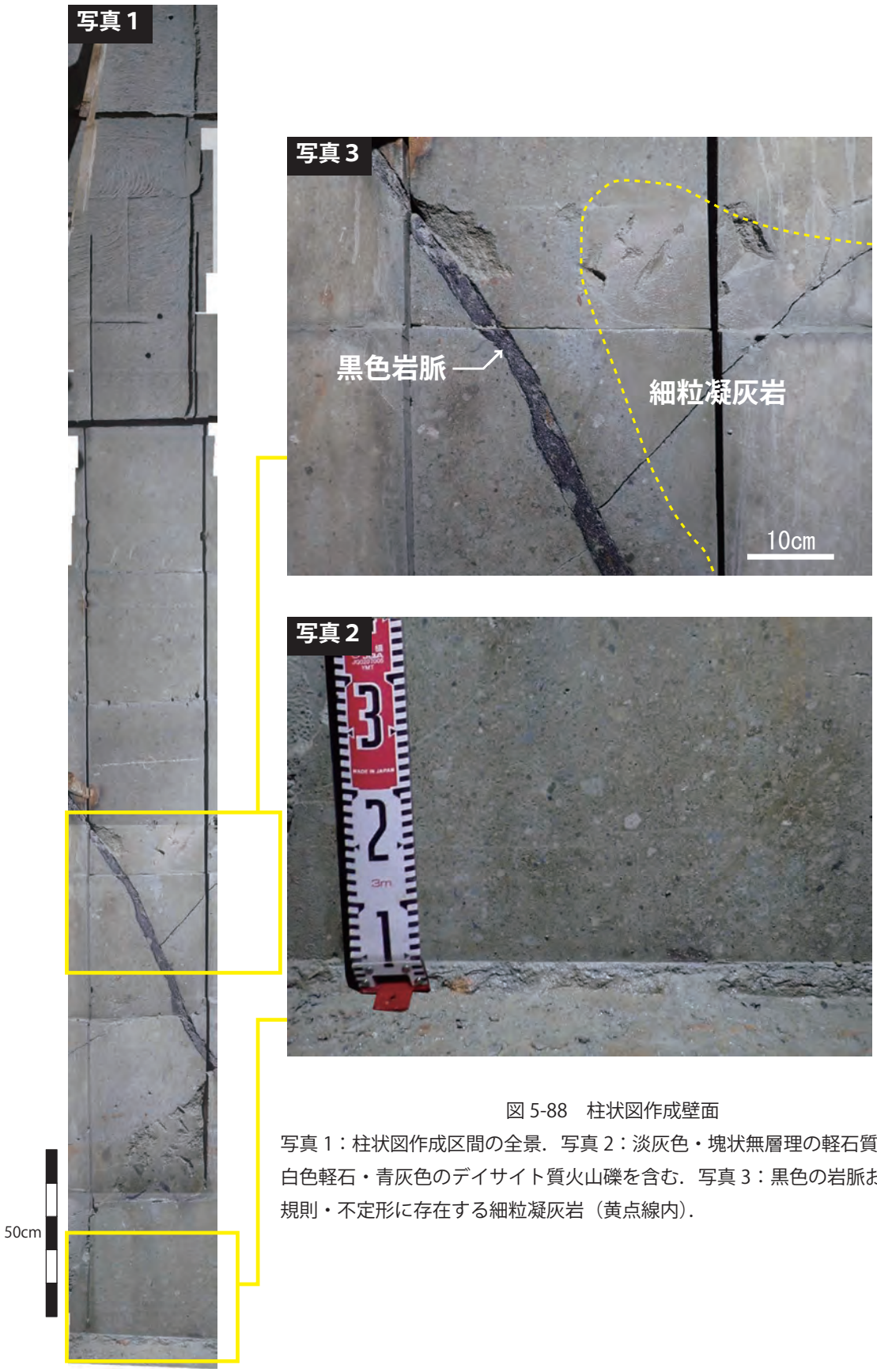


図 5-88　柱状図作成壁面

写真 1：柱状図作成区間の全景．写真 2：淡灰色・塊状無層理の軽石質凝灰岩．白色軽石・青灰色のデイサイト質火山礫を含む．写真 3：黒色の岩脈および不規則・不定形に存在する細粒凝灰岩（黄点線内）．

結　　語

金沢大学環日本海域環境研究センター　塚脇真二

平成 30 年度から令和 2 年度にかけて行われた小松市滝ヶ原碧玉産地周辺地域の地質調査によって，小松市滝ヶ原で発見された碧玉の産状やその層位学的な位置が解明されたのみならず，小松市の各地に存在する石切り場の詳細な位置やそれぞれの石切り場での岩相，そしてそれぞれの石切場の歴史的な背景などの大要を明らかにすることができた。碧玉の成因についてはまだわずかばかりの検討にとどまっており，また，それぞれの石切り場で採掘されていた石材の岩石学的な解析については今後の研究に期すところが少なくないが，碧玉の露頭での産状の記載はもちろんのこと，小松市の石切り場をここまで包括的に検討した調査はこれまでにない。この成果によって，小松市埋蔵文化財センターが中心となって進めている小松市産碧玉にかかる基礎情報の収集と解析とともに，小松市北部一帯に存在する多数の石切り場の地質学的な背景，さらには，これらの情報を総括しての小松市の地質学的な歴史の解明にも資する情報を得ることができた。それぞれについての要点や今後に残された課題について以下にとりまとめておきたい。

まず，滝ヶ原の碧玉原産地のみならず，小松市北半部の広い範囲にわたって分布する数多くの石切り場のすべてを包括するような詳細な地質図が作成されたことは，副産物ながらもこの調査のもっとも大きな成果のひとつといえる。さまざまな岩相の石材を産出する数多くの石切り場の存在とともに，遊泉寺や尾小屋といった数多くの金属鉱山がかつて存在したこと，世界的に有名な九谷焼の陶土の産地があること，といった鉱床学的な重要性で小松市は知られていたが，学術的に十分な精度をもった地質図はごく一部の地域で作成されていたのみであり，精密な地質図が存在しないための層位学的な混乱がこれまでしばしば見うけられた。この問題は，小松市における地質学的な学術研究の発展を阻害するものにとどまらず，考古学分野や生涯教育，防災，環境保全といった応用的・発展的な分野の展開への障害ともなっていた。さらには，能登半島地域や金沢市地域での地質図の整備が進んでいることを考えると，小松市を含めた南加賀地域での地質図の整備と層序の整理は急務ともいえるものであり，この調査によって得られた小松市北半部での地質学的な成果は，石川県全域における地質図の将来的な整備に向けての大きな一歩となる。

今回の広域地質調査の結果によって，2002 年に冨井ほかが公表した小松市北端部から能美市辰口地域にかけての層序が小松市北半部地域にも適用されることが明らかになった。小松市北半部の丘陵地や山地のほとんどに中新世の凝灰岩類や流紋岩類からなる赤穂谷層が分布し，その上位となる中新統舘層の分布は丘陵地のごく一部であることが判明した。さらに，凝灰岩類とともに赤穂谷層を構成する流紋岩類が，その岩相や地質構造，分布様式から溶岩ドームと貫入岩とに大別されることが明らかになった。小松市北半部の地質にかかるこれらの情報は，この地域において今後の展開が期待される地質学的あるいは考古学的な研究のみならず，防災や環境保全といった社会基盤整備や生涯教育などの事業に向けての貴重な基礎資料となりうるものといえる。

次に小松市産の碧玉については，滝ヶ原の碧玉原産地遺跡の地質が中新統赤穂谷層の凝灰岩類ならびに流紋岩類からなることや，同遺跡における両者の分布や地質構造が明らかになるととも

に，碧玉の岩脈状露頭が同遺跡内の 4 ヶ所で確認された。それぞれの露頭での碧玉の産状がいずれも類似していることから，これらの碧玉の成因は同一のものであると推定され，また，同遺跡内に散布されている碧玉片の一部はこれらの碧玉岩脈に由来するものと考えられる。これらの岩脈の産状の観察から，碧玉の成因としてシリカ成分に富む熱水の裂罅系への浸入による碧玉の形成が考えられるが，その時期については不明であり。碧玉の形成機構の詳細の解明とともにその研究が待たれるものといえよう。

そして，この調査で記載された小松市内における数多くの石切り場の岩相地質，ならびにそれぞれの石切り場での石材の岩石学的な特徴について，まず，小松市産の石材はそのすべてが中新統赤穂谷層から採掘されていることが明らかとなり，石材のほとんどが凝灰岩類からの採掘であるものの独特の色調で知られる菩提石のみは流紋岩類であることが判明した。また，粒度組成や内部堆積構造，軽石の含有量，色調，多孔性などで特徴づけられる凝灰岩石材の岩相にはきわめて高い多様性が確認された。この事実は，それぞれの石材が採掘された凝灰岩類の成因がまた多岐にわたることを示唆しているが，今回の調査では，凝灰岩類の成因論に踏み込んでの検討までは実施していない。したがって，小松市産の凝灰岩石材を特徴づける岩相上の高い多様性が，初生的な成因によるものなのか，あるいは続成作用の違いによるものなのかは今後の検討課題であり，さらには，異なる岩相の凝灰岩類の層位的な位置関係などの問題の解明も今後の課題として残されている。

これまでに述べてきたように，小松市滝ヶ原碧玉産地遺跡地域の地質調査によって，同地域で発見された碧玉の産状などの記載に加えて，小松市に数多く存在する石切り場の位置やそれぞれの石材の岩相といった情報をとりまとめることができた。小松市産の碧玉がもつ考古学的な重要性はこれまで多くの文献や資料によって述べられているとおりであり，小松市産の石材がもつ歴史的な意義や魅力もさまざまな資料で目にすることができる。このような魅力ある碧玉や石材について，地質学的な位置づけを行うことができたことはこの調査のもっとも大きな成果といえる。また，石材としての凝灰岩類の活用は，栃木県の大谷石や福井県の笏谷石のようにわが国の各地で見うけられるが，小松市産の凝灰岩石材は，これらの凝灰岩石材とはちがって，石切り場ごとに石材の色調や岩相が大きく異なっており，このような石材の多様性が小松産石材の大きな魅力となっている。今回の調査では多様性の原因の解明にまでは至らなかったものの，それぞれの石材の産状や岩相記載がなされたこともまたみごとな成果といえよう。さらには，これらの分布域を包括するような小松市北半部の地質図を作成することができたことは，小松市域のみならず，石川県全域における地質図の将来的な整備に向けての一歩となるものである。

小松市滝ヶ原における碧玉露頭の発見とその調査をきっかけとして，地質学的にみてもきわめて大きな成果が得られたことは，地質学の一研究者として望外の喜びである。今後は，残された課題の解明に取り組むとともに，この成果を小松市の一般の方々にわかりやすく還元する取り組みが必要といえよう。

参考文献

赤井静夫，2016：地質学と土木工学における転石．温泉科学，**65**，246-249.

粟津温泉商工協同組合，1985：「あゆみ」粟津温泉商工協同組合 25 周年誌，小松，186p.

地質調査所編，1956：日本鉱産誌（B Ⅶ）土木建築材料．東京地学協会，東京，293p.

福畠栄太郎編，1889：能美郡地誌．宇都宮書房，小松，34p.

雁沢好博，1983：フィッション・トラック法によるグリーン・タフ変動の年代区分 その 2 －富山県太美山地域－．地質学雑誌，89，271-286.

橋本雄吾，1987，未公表：小松市南東部丘陵地の第四系．金沢大学理学部地学科卒業論文 .

日置　謙，1923：石川縣能美郡誌．石川縣能美郡役所，金沢，1590p.

日置　謙，1925：石川縣江沼郡誌．石川縣江沼郡役所，金沢，1088p.

日置　謙校訂，1932：秘要雑集．石川県図書館協会，金沢，64p.

平澤　聡・塚脇真二，2021：石川県小松市西部「滝ヶ原石」石切り場跡の下部中新統赤穂谷層から産出した生痕化石群集（予報）．日本海域研究，**52**，81-92.

池邉展生，1949：富山県西部及び石川県東部の第三紀層（富山県及び石川県の地質学的研究Ⅰ）．地学，**1**，14-26.

犬丸博雄・三浦純夫，1999：今に残る城の姿．新修小松市史資料編 1 小松城，小松市，413-421.

一般社団法人こまつ観光物産ネットワーク，2016，未公表：「珠玉と石の文化」活用事業支援事業報告書．小松市，439p.

石川縣，1933：石川縣史 第五編．石川県，1229p.

石川県地方開発事務局，1953：石川縣地質鉱産誌．石川県，130p.

鹿野和彦，2018：グリーンタフの層序学的枠組みと地質学的事象．地質学雑誌，**124**，781-803.

鹿野和彦・原山　智・山本博文・竹内　誠・宇都浩三・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久，1999：20 万分の 1 地質図幅「金沢」．地質調査所 .

紺野義夫，1955：石川県南西部の地質．石川県の地質，日本地質学会北陸部会，44-48.

紺野義夫，1963：石製品の原材料について．加賀片山津玉造遺跡の研究，加賀市教育委員会，107-111.

紺野義夫，1977：『石川県の自然環境，第 1 分冊，地形・地質』．石川県，128p.

紺野義夫，1986：5 万分の 1 土地分類基本調査「小松」および同説明書，表層地質図 . 石川県，24-28.

紺野義夫，1993：石川県地質誌．石川県・北陸地質研究所，石川県，321p.

紺野義夫・山田一雄，1988：5 万分の 1 土地分類基本調査「鶴来」地質図および同説明書，表層地質図 . 石川県，19-26.

紺野義夫・山田一雄，1989：土地分類基本調査「大聖寺，永平寺，三国（石川県分）」5 万分の 1 地質図および同説明書，表層地質図 . 石川県，22-33.

紺野義夫・山田一雄・東野外志男，1998：5 万分の 1 土地分類基本調査「白峰，白川村」地質図および同説明書，表層地質図 . 石川県，22-33.

樫田　誠，2016：石川県小松市域の凝灰岩石切場．遺跡学研究，**13**，100-105.

樫田　誠，2019：目からウロコの石文化　日本遺産『珠玉と歩む物語』小松　～時の流れの中で磨き上げた石の文化～．金谷・石のまちシンポジウム実行委員会篇，房州石の歴史を探る，**10**，5-24.

活断層研究会編，1991：新編日本の活断層．東京大学出版会，東京，437p.

川　良雄，1975：金野乃郷土史．金野の郷土史編集委員会，金沢，641p.

川　良雄編，1958：西尾村史．小松市役所西尾出張所，金沢，572p.

建築土木資料集覧刊行會編，1929：建築土木資料集覧 昭和 4 年版．建築土木資料集覧刊行會，東京，756p.

建築土木資料集覧刊行會編，1931：建築土木資料集覧 昭和 6 年版．建築土木資料集覧刊行會，東京，527p.

建築土木資料集覧刊行會編，1933：建築土木資料集覧 昭和 8 年版．建築土木資料集覧刊行會，東京，457p.
建築土木資料集覧刊行會編，1939：建築土木資料集覧 昭和 12 年版．建築土木資料集覧刊行會，東京，634p.
北村栄一，1989：小松市南部丘陵の地質．石川の自然（地学編 6），石川県教育センター，**13**，1-14.
北野勝次・山口重義，1970：滝ヶ原石の変遷．小松市滝ヶ原町調査報告書，小松市立博物館，29-31.
小岩直人・山本直人・横幕　真，2020：第一章 歴史の舞台－小松の地形とその成り立ち－．新修小松市史編集委員会編，新修小松市史 資料編 17 考古，石川県小松市，1-55.
国府村史編纂員会編，1956：国府村史．国府村役場，小松，810p.
紺谷市次編，1989：奈多谷風土記．紺谷市次，小松，490p.
小山一郎，1913：安山岩及其他の石材．地質学雑誌，**20**，No.240，448p.
小山一郎，1921：日本産土木建築石材．日本鑛業新聞社，東京，215p.
小山一郎，1931：日本産石材精義．竜吟社，東京，298p.
松本俊雄・瀬戸浩二，1994：鳥取層群からの *Operculina* の産出とその生層序学的・古生物地理学的意義．島根大学地質学研究報告，**13**，47-56.
松多信尚・岡田篤正・岡田真介・澤　祥・平川一臣・廣内大助・八木浩司，2016：1:25,000 都市圏活断層図「鶴来」．国土地理院技術資料 D・1-No.742.
三浦　清・渡辺貞幸，1988：山陰地方における弥生墳丘墓出土の玉材について－西谷 3 号墓出土品を中心に－．島根県考古学会誌，**5**，45-63.
三浦　清・渡邊貞幸・平野芳英，1992：出雲地方の弥生および古墳時代の遺跡から出土した碧玉について－特にその原産地をめぐって－．島根大学教育学部紀要 (人文・社会科学)，**26**，167-188.
宮本哲郎・古川　登・小阪　大・加藤克郎，白山信仰と温谷寺跡－加賀市宇谷町・栄谷町及び滝ヶ原町・那谷町丘陵部の考古学的調査報告－．石川考古学研究会々誌，**52**，101-132.
長谷町史編集委員会編，1976：長谷の歴史．長谷町公民館，小松，312p.
中川富士郎，1971：小松市滝ヶ原町史．滝ヶ原町々内会，小松，277p.
奈良国立文化財研究所庶務部・平城宮跡発掘調査部，1991：平城宮跡の整備．奈良国立文化財研究所年報，1991，66-68.
大田耕治編，1913：能美郡小松案内．小松商工會，小松，32p.
尾崎裕司・和田政宏・東野外志男・山崎正男，1987：大日山地域の鮮新世火山岩類の地質．石川県白山自然保護センター研究報告，**14**，13-23.
臨時議院建築局編，1921：本邦産建築石材．三菱鑛業株式会社，東京，281p.
Rotella, M and Simandl, G.J., 2010：Marilla Perlite–Volcanic Glass Occurrence, British Columbia, Canada. in Simandl, G.J., McMillan, W.J., and Robinson, N.D., eds., Industrial minerals with emphasis on Western North America,37th Forum on the Geology of Industrial Minerals, May 23-25, 2001, Victoria, B.C., Canada: British Columbia Ministry of Energy and Mines, Geological Survey Branch, Paper 2004-2, 263-272.
佐藤幸二，1959：石川県粟津温泉の地質と温泉，付石川県内温泉の考察．地質学雑誌，**65**，740-749.
関戸信次，1965：第一篇 自然史篇．川　良雄編，小松市史（4）風土・民俗篇，小松市教育委員会，1-55.
関口辰夫，1994：全層雪崩発生斜面における筋状地形の特徴．雪氷，**56**，145-157.
柴田　賢，1973：北陸層群中の火山岩類の K-Ar 年代．地質学論集，**8**，143-149.
島根県立古代出雲歴史博物館編，2009：輝く出雲ブランド　古代出雲の玉作り，島根県立古代出雲歴史博物館，松江市，93p
薗部竜一，1938：7 万 5 千分の 1 地質図幅「大聖寺」および同説明書（1939），地質調査所，65p.
杉本幹博・谷　真良，1982：石川県能美－小松丘陵の中新統からの Operculina の発見とその意義．地質学雑誌，**88**，769-772.
鈴木達夫，1953：石川縣地質鑛産誌，石川県地方開発局，石川県，130p.

田中　稔，1990：国府地区の石材産業．加南地方史研究，**37**，102-112.
田中哲雄・渡辺康史，1974：平城宮跡の整備．造園雑誌，**38**，38-44.
谷川正己，2003：フランク・ロイド・ライトが帝国ホテルの建築石材として希求した『蜂の巣石』について（2003年度大会研究発表会報告）．建築史学，**41**，108.
冨井康博・前田崇志・塚脇真二，2002：石川県辰口町～小松市北部地域における地質学的研究．日本海域研究，**33**，1-22.
鳥取県埋蔵文化財センター編，2013：日本海を行き交う弥生の宝石～青谷上寺地遺跡の交流をさぐる～．鳥取県埋蔵文化財センター，鳥取市，57p
塚脇真二・陰地章仁，2008：石川県金沢市ならびにその周辺の上部新生界層序．日本海域研究，**39**，17-30.
塚脇真二・岡田隆司・田知清英・作本達也・樫田　誠，2021：石川県小松市滝ヶ原碧玉原産地遺跡周辺地域の地質．日本海域研究，**52**，1-11.
USSB(The United States Strategic Bombing Survey) Aircraft Division, 1947：Underground Production of Japanese Aircraft, Report No.20. U.S.Government Printing Office, Washington D.C.,71p.
和田利雄・山田正春，1951：石川県能美郡金野村附近地質鉱床調査報告．石川県地方開発事務局編，昭和25年度地下資源調査報告書，石川県，1-12.
藁科哲男，1993：岡ノ平、長尾・沖田遺跡出土の蛍光X線分析法および電子スピン共鳴法による原材産地分析．長尾・沖田遺跡（Ⅱ）岡ノ平遺跡，兵庫県文化財調査報告第120冊，兵庫県教育委員会，67-75.
藁科哲男，2003：八日市地方遺跡出土の玉材片の産地分析．八日市地方遺跡Ⅰ，小松市教育委員会，第1分冊，85-108.
Watari, S., 1956：A Large Silicified Wood of Aleurites from the Miocene of Ishikawa Prefecture, Honsyu. Botanical Magazine, Tokyo, 69, 468-473.
吉澤康暢，2016：笏谷石と緑色凝灰岩類の化学組成．福井市自然史博物館研究報告，**63**，17-26.

難読な地名・地層名・石材名等の対照表（五十音順）

名　称	読　み	報告書内での使用例
青谷	あおだん	青谷
赤瀬	あかぜ	赤瀬町
赤穂谷	あかほたに	赤穂谷層
上り江	あがりえ	上り江町
安宅	あたか	安宅町
粟津	あわづ	粟津温泉・粟津凝灰岩・粟津町
医王山	いおうぜん	医王山層
井口	いのくち	井口町
動橋川	いぶりはしがわ	動橋川
岩上	いわがみ	岩上町
鵜川	うがわ	鵜川石・鵜川町
宇谷川	うたにがわ	宇谷川
江指	えさし	江指町
江沼	えぬま	江沼丘陵・江沼郡
大杉	おおすぎ	大杉石・大杉町
大谷	おおたに	大谷石
尾小屋	おごや	尾小屋鉱山
梯川	かけはしがわ	梯川
花山	かざん	花山神社
滓上川	かすかみがわ	滓上川
観音下	かながそ	観音下石・観音下町

名　称	読　み	報告書内での使用例
金平	かなひら	金平金山・金平町
金野	かねの	金野鉱山・金野村
上八里	かみやさと	上八里町
軽海	かるみ	軽海町
木場潟	きばがた	木場潟
暮谷	くれたに	暮谷
鞍掛山	くらかけやま	鞍掛山
郷谷川	ごうたにがわ	郷谷川
国府台	こくふだい	国府台
五国寺	ごこうじ	五国寺石・五国寺町
小山田	こやまだ	小山田断層・小山田町
里川	さとかわ	里川町
三谷	さんだに	三谷町
柴山潟	しばやまがた	柴山潟
十二ヶ滝	じゅうにがたき	十二ヶ滝
正蓮寺	しょうれんじ	正蓮寺町
白山田	しらやまだ	白山田町
瀬領	せりょう	瀬領町
千代	せんだい	千代町
大聖寺	だいしょうじ	大聖寺・大聖寺藩
舘	たち	舘層・舘町
辰口	たつのくち	辰口層・辰口町
津波倉	つばくら	津波倉石・津波倉神社・津波倉町
中海	なかうみ	中海町
長谷	ながたに	長谷町
那谷	なた	那谷石・那谷川・那谷寺・那谷町
鍋谷川	なべたにがわ	鍋谷川
西荒谷	にしあらや	西荒谷石・西荒谷町
日華石	にっかいし	日華石
能美	のみ	能美丘陵・能美郡・能美山地・能美市
八幡	はちまん	滝ヶ原八幡神社・若宮八幡神社
花坂	はなさか	花坂陶石・花坂町
埴田	はねだ	埴田町
原	はら	原石・原町
馬場	ばんば	馬場町
東口川	ひがしくちがわ	東口川
東山	ひがしやま	東山町
日用	ひよう	日用川・日用町
仏大寺川	ぶつだいじがわ	仏大寺川
菩提	ぼだい	菩提石・菩提町
本山	ほんやま	本山
八幡	やわた	八幡
遊泉寺	ゆうせんじ	遊泉寺石・遊泉寺銅山・遊泉寺町
湯上	ゆのかみ	湯上町
八日市地方	ようかいちじかた	八日市地方遺跡
與常坊	よじょうぼう	與常坊
立明寺	りゅうみょうじ	立明寺町
芦城	ろじょう	芦城公園
和気	わけ	和気

巻末資料１　八日市地方遺跡出土碧玉の岩石薄片作製鑑定[1]

パリノ・サーヴェイ株式会社

１．はじめに

八日市地方遺跡（石川県小松市日の出町・八日市町地方地内）は，地形分類図（山田 ,1986）などを参考とすると，小松砂丘の後背の低地に立地しており，小松市街が載る砂堆と推定されている微高地東側に位置する。本遺跡は，これまでの発掘調査により，弥生時代中期の環濠集落であることが明らかとされているほか，土器や石器，木製品などの多岐に渡る遺物が出土している。とくに出土遺物には，玉作に関連する遺物（未成品（製作工程品），石針・石鋸などの工具）が多く確認されており，これらの遺物は本遺跡が玉作りの拠点であったことを示すとともに，玉作りの製作方法や工程を明らかとする貴重な資料となっている。

本報告では，八日市地方遺跡より出土した製玉工程品と考えられる碧玉製の資料および小松市や加賀市などより産出する碧玉の原石を対象として岩石薄片作製鑑定を実施し，各試料の構成鉱物および組織の特性を明らかとするとともに，上記した各原石試料との比較検討を行った。

2. 試料

試料は，八日市地方遺跡より出土した製玉工程品と考えられる碧玉製の石材 7 点と，碧玉の原産地石材 3 点（滝ヶ原町（小松市）2 点，山中温泉九谷町（加賀市）1 点）の計 10 点である。これらの試料については，後述する分析処理前に肉眼による観察および写真撮影を実施し，試料の外観を図版 1-5 に示した。

3. 分析方法

薄片観察は，岩石を 0.03mm の厚さに研磨した薄片を顕微鏡下で観察すると，岩石を構成する鉱物の大部分は透光性となり，鉱物の性質・組織などが観察できるようになるという特性を利用している。

薄片用の岩石チップは，ダイヤモンドカッターにより切断・整形する。チップの片面を＃ 180 ～ #800 の研磨剤を用いて研磨機上で研磨した後，プレパラートに貼り付ける。プレパラートに貼り付けたチップは，ダイヤモンドカッターにより薄く切断する。プレパラート上のチップは，＃ 180 ～＃ 800 の研磨剤を用い，研磨機上で厚さ 0.05mm 以下になるまで研磨する。さらに，メノウ板上で＃ 2500 の研磨剤を用いて研磨し，正確に 0.03mm の厚さに調整する。プレパラート上で薄くなった薄膜状の岩石片の上にカバーガラスを貼り付け，観察用の薄片とする。薄片は偏光顕微鏡下において観察記載を行う。

1　本資料は平成 27 年に小松市がパリノ・サーヴェイ株式会社に分析を委託し，これまで未公表だったものである。

4. 結果

偏光顕微鏡下における観察から構成物および組織の特徴を明らかにした。構成物の量比は，観察面全体に対して多量（＞ 50％），中量（20 ～ 50％），少量（5 ～ 20％），微量（＜ 5％）および極めて微量（＜ 1％）という基準で目視により判定した。各試料の構成物の量比を表 1 に示す。また，顕微鏡観察に際しては下方ポーラーおよび直交ポーラー下において代表的な箇所を撮影し，写真図版 1-5 に示した。以下に，鏡下観察結果を記す。

【試料 1　44361】

①　岩石名　流紋岩質凝灰岩（変質凝灰岩）

②　岩石の組織　火砕状組織（pyroclastic texture）

③　鉱物片

石英：微量存在し，粒径最大 0.17mm の他形で破片状を呈して点在する。清澄であり，極細粒砂～細粒砂サイズのものが中心となっている。

斜長石：極めて微量存在し，粒径最大 0.16mm の他形で破片板状を呈し，集片双晶を示すものが多い。

黒雲母：極めて微量存在し，粒径最大 0.03mm の他形で不定形板状を呈し，淡褐色～淡緑褐色の多色性を示す。

不透明鉱物：極めて微量存在し，粒径最大 0.05mm の他形で不定形粒状を呈して点在する。

④　岩片

デイサイト：極めて微量存在し，粒径最大 0.10mm で亜円礫状を呈する。石基斜長石を含むが，周囲を埋める火山ガラスは粘土鉱物やシリカ鉱物によって交代されている。

⑤　その他砕屑片

火山ガラス片仮像：少量存在し，粒径最大 0.35mm でシリカ鉱物，緑色粘土鉱物によって完全に交代されている。形態は非常に不明瞭であるが，軽石型およびバブルウォール型が認められる。

海綿骨針：極めて微量存在し，粒径最大 0.08mm で柱状を呈する。結晶化しており，直交ポーラー下において低い干渉色を示す。

⑥　基質

粘土：多量存在し，粒径最大 0.004mm で粘土鉱物，珪長質鉱物などからなり，基質の大部分を構成する。

石英：少量存在し，粒径最大 0.10mm の他形で微細不定形状を呈し，火山ガラスを交代するものや，径 0.1 ～ 0.2mm 大で濃集して点在するものが認められる。

緑色粘土鉱物：微量存在し，粒径最大 0.005mm の他形で微細不定形状を呈し，淡緑色を示す。石英と共生して火山ガラスを交代するものや，基質を構成するものが認められる。

炭質物：微量存在し，粒径最大 0.03mm で不定形粒状～不定形状を呈し，黒色～褐色を示して広範に散在する。

水酸化鉄：極めて微量存在し，隠微晶質で微細不定形状を呈し，褐色を示す。局所的に基質を汚染する。

【試料２　44617】

①　岩石名　凝灰質泥岩

②　岩石の組織　砕屑状組織（clastic texture）

③　鉱物片

石英：極めて微量存在し，粒径最大 0.11mm の他形で破片状を呈し，清澄である。粗粒シルト～極細粒砂サイズの粒径が主体となっている。

斜長石：極めて微量存在し，粒径最大 0.13mm の他形で破片板状を呈する。清澄であり，集片双晶を示すものが散見される。

黒雲母：極めて微量存在し，粒径最大 0.17mm の他形で不定形板状を呈し，淡褐色～淡褐緑色の多色性を示す。

電気石：極めて微量存在し，粒径最大 0.04mm の半自形で柱状を呈し，淡褐色～淡緑褐色の多色性を示す。

不透明鉱物：極めて微量存在し，粒径最大 0.03mm の他形で不定形粒状を呈して点在する。

④　その他砕屑片

火山ガラス片仮像：微量存在し，粒径最大 0.15mm で石英や粘土鉱物によって完全に交代されている。外形は不明瞭であるが，バブルウォール型を呈するものが主体となっている。

⑤　基質

粘土：多量存在し，粒径最大 0.004mm で粘土鉱物，珪長質鉱物などからなり，淡褐色～淡緑色を示して基質の大部分を構成する。縞状の葉理が発達し，一部，斜交葉理となっている部分も認められる。

石英：少量存在し，粒径最大 0.05mm の他形で六角柱状～微細不定形状を呈し，基質を構成するものや，細脈を構成するものが認められる。

炭質物：微量存在し，粒径最大 0.03mm で不定形粒状～不定形状を呈し，黒色～褐色を示して広範に散在する。

水酸化鉄：微量存在し，粒径最大 0.03mm の他形で不定形板状～不定形状を呈し，黒褐色～褐色を示して基質中に散在する。

⑥　細脈

極めて微量存在し，脈幅 0.15mm 以下で薄片上に 10 条程度認められ，二次的な石英から構成される。ユータキシティック組織に並行または斜交し，レンズ状となっている部分が散見される。

【試料３　45112】

①　岩石名　流紋岩質ガラス質凝灰岩（変質凝灰岩）

②　岩石の組織　火砕状組織（pyroclastic texture）

③　鉱物片

石英:微量存在し,粒径最大0.30mmの他形で破片状を呈して散在する。円磨度は著しく低い。
斜長石:極めて微量存在し,粒径最大0.33mmの他形で破片板状を呈し,集片双晶が発達する。
燐灰石：極めて微量存在し，粒径最大0.06mmの半自形で柱状を呈する。
不透明鉱物：極めて微量存在し，粒径最大0.10mmの他形で粒状～不定形粒状を呈して散在する。

④　岩片

デイサイト：極めて微量存在し，粒径最大0.29mmで亜円礫状を呈する。石基は細粒な珪長質鉱物，水酸化鉄などから構成されるものや，板状の斜長石を含むものがある。石基は，非常に弱いユータキシティック組織が発達するものや，ガラス質なものが認められる。

⑤　その他砕屑片

火山ガラス:中量存在し，粒径最大1.70mmで軽石型を呈し，発泡組織が明瞭に認められる。一部，バブルウォール型も認められる。シリカ鉱物や粘土鉱物によって交代され，仮像状となっているものが少量程度認められる。

⑥　基質

粘土：中量存在し，粒径最大0.004mmで粘土鉱物，珪長質鉱物などから構成され，基質を構成するものや，火山ガラスを交代するものが認められる。
石英：中量存在し，粒径最大0.07mmの他形で不定形状を呈し，火山ガラスを交代するものや，基質を構成するものが認められる。また，一部では細脈を構成している。
セラドナイト：微量存在し，粒径最大0.03mmの他形で繊維束状～微細不定形状を呈し，明緑色～緑色を示す。火山ガラス片を交代して散在する。
水酸化鉄：極めて微量存在し，粒径最大0.03mmの他形で微細不定形状を呈し，褐色～黒褐色を示して点在する。

⑦　細脈

極めて微量存在し，脈幅0.07mm以下で薄片上に4条程度認められ，二次的な石英から構成される。火山ガラス片の仮像を切って分布し，連続性は良好である。

【試料4　45585】

①　岩石名　凝灰質泥岩
②　岩石の組織　砕屑状組織（clastic texture）
③　鉱物片

石英：極めて微量存在し，粒径最大0.06mmの他形で破片状を呈して点在する。
斜長石：極めて微量存在し，粒径最大0.07mmの他形で破片板状を呈する。清澄であり，集片双晶を示すものが散見される。
白雲母：極めて微量存在し，粒径最大0.03mmの他形で不定形板状を呈する。
黒雲母：極めて微量存在し，粒径最大0.06mmの他形で不定形板状を呈し，淡褐色～暗褐色の多色性を示す。
電気石：極めて微量存在し，粒径最大0.03mmの他形で柱状を呈し，淡褐色～淡緑褐色の多色性を示す。

不透明鉱物：極めて微量存在し，粒径最大 0.03mm の他形で不定形粒状を呈して点在する。

④　その他砕屑片

火山ガラス片仮像：少量存在し，粒径最大 0.08mm で石英や粘土鉱物によって完全に交代されている。外形を残すものは少なく，大部分は基質と同化して不明瞭となっている。

⑤　基質

粘土：多量存在し，粒径最大 0.004mm で粘土鉱物，珪長質鉱物などからなる。淡褐色～淡緑色を示して基質の大部分を構成し，縞状の葉理が発達する。一部，斜交葉理となっている部分も認められる。

石英：少量存在し，粒径最大 0.03mm の他形で微細不定形状を呈し，基質を構成するもの，火山ガラスを交代するもの，細脈を構成するものなどが認められる。

炭質物：微量存在し，粒径最大 0.03mm で不定形粒状～不定形状を呈し，黒色～褐色を示して広範に散在する。

水酸化鉄：微量存在し，粒径最大 0.03mm の他形で不定形板状～不定形状を呈し，黒褐色～褐色を示して基質中に散在する。

⑥　細脈

極めて微量存在し，脈幅 0.07mm 以下で薄片上に 1 条認められ，二次的な石英からなる。連続性が良く，葉理にやや斜交して分布する。

【試料 5　46090】

①　岩石名　凝灰質泥岩

②　岩石の組織　砕屑状組織（clastic texture）

③　鉱物片

石英：極めて微量存在し，粒径最大 0.15mm の他形で破片状を呈し，円磨度の低いものが多い。斜長石：極めて微量存在し，粒径最大 0.10mm の他形で破片板状を呈する。清澄であり，集片双晶が発達する。

黒雲母：極めて微量存在し，粒径最大 0.12mm の他形で不定形板状を呈し，淡褐色～暗褐色の多色性を示す。

角閃石：極めて微量存在し，粒径最大 0.12mm の他形で破片板状を呈し，淡褐色～褐色の多色性を示す。

緑簾石:極めて微量存在し，粒径最大 0.05mm の他形で柱状を呈し，淡黄色～淡緑色を示す。

電気石：極めて微量存在し，粒径最大 0.04mm の半自形で短柱状を呈し，淡褐色～淡緑褐色の弱い多色性を示す。

燐灰石：極めて微量存在し，粒径最大 0.04mm の半自形で柱状を呈する。

不透明鉱物：極めて微量存在し，粒径最大 0.05mm の他形で不定形粒状を呈して点在する。

④　その他砕屑片

火山ガラス片仮像：微量存在し，粒径最大 0.12mm で石英や粘土鉱物によって完全に交代されている。初生的な外形を示すものは少なく，基質に同化しているものが多い。

海綿骨針：極めて微量存在し，粒径最大 0.06mm で柱状を呈し，結晶化している。

⑤　基質

粘土：多量存在し，粒径最大 0.004mm で粘土鉱物，珪長質鉱物などからなり，淡褐色～淡緑色を示す。基質の大部分を構成し，弱い縞状の葉理が発達する。

石英：少量存在し，粒径最大 0.05mm の他形で微細不定形状を呈し，基質を構成するもの，火山ガラスを交代するもの，細脈を構成するものなどが認められる。

沸石：極めて微量存在し，粒径最大 0.03mm の他形で放射繊維束状を呈し，石英と共に細脈を構成する。

炭質物：微量存在し，粒径最大 0.03mm で不定形粒状～不定形状を呈する。黒色～褐色を示し，基質中に広く散在する。

水酸化鉄：微量存在し，粒径最大 0.005mm の他形で微細不定形状を呈し，褐色を示して基質中に点在する。

⑥　細脈

極めて微量存在し，脈幅 0.12mm 以下で薄片上に 1 条認められ，二次的な石英からなる。連続性が良く，葉理にやや斜交して分布する。

【試料 6　47973】

①　岩石名　凝灰質泥岩

②　岩石の組織　砕屑状組織（clastic texture）

③　鉱物片

石英：極めて微量存在し，粒径最大 0.11mm の他形で破片状を呈し，多くは粗粒シルトサイズで点在する。

斜長石：極めて微量存在し，粒径最大 0.06mm の他形で破片板状を呈し，細粒で無双晶のものが多い。

黒雲母：極めて微量存在し，粒径最大 0.12mm の他形で不定形板状を呈し，淡褐色～淡緑色の多色性を示す。

角閃石：極めて微量存在し，粒径最大 0.06mm の他形で破片板状を呈し，淡褐色～褐色の多色性を示す。

不透明鉱物：極めて微量存在し，粒径最大 0.05mm の他形で不定形粒状を呈して点在する。

④　その他砕屑片

火山ガラス片仮像：微量存在し，粒径最大 0.08mm で石英や粘土鉱物によって完全に交代さており，バブルウォール型を呈する仮像が認められる。大部分は基質と同化しており，初生的な外形を示すものは少ない。

海綿骨針：極めて微量存在し，粒径最大 0.04mm で柱状を呈し，結晶化している。

⑤　基質

粘土：多量存在し，粒径最大 0.004mm で粘土鉱物，珪長質鉱物などからなり，基質の大部分を構成している。淡褐色～淡緑色を示し，弱い縞状の葉理を形成している。

石英：少量存在し，粒径最大 0.12mm の他形で微細不定形状を呈し，基質を構成するもの，火山ガラスを交代するもの，濃集してレンズを構成するものなどが認められる。

炭酸塩鉱物：極めて微量存在し，粒径最大 0.35mm の他形で不定形板状を呈し，石英レンズ中に分布する。

炭質物：極めて微量存在し，粒径最大 0.03mm で不定形粒状～不定形状を呈する。黒色～褐色を示し，基質中に広く散在する。

水酸化鉄：少量存在し，粒径最大 0.03mm の他形で微細不定形状を呈し，褐色を示して基質中に点在する。

⑥　石英レンズ

極めて微量存在し，長さ最大 1.4mm，幅最大 0.4mm で石英および炭酸塩鉱物から構成される。葉理と斜交する伸びを示し，非対称な形態をなして点在する。

【試料７　48499】

①　岩石名　流紋岩質ガラス質凝灰岩（変質凝灰岩）

②　岩石の組織　火砕状組織（pyroclastic texture）

③　鉱物片

石英：微量存在し，粒径最大 0.20mm の他形で破片状を呈して散在する。円磨度は低く，清澄である。

斜長石：極めて微量存在し，粒径最大 0.22mm の他形で破片板状を呈し，集片双晶が発達する。

黒雲母：極めて微量存在し，粒径最大 0.12mm の他形で不定形板状を呈し，淡褐色～褐色の多色性を示す。

不透明鉱物：極めて微量存在し，粒径最大 0.14mm の他形で粒状～不定形粒状を呈して散在する。

④　岩片

デイサイト：極めて微量存在し，粒径最大 0.22mm で亜円礫状を呈する。石基の火山ガラスは脱ガラス化しており，細粒な斜長石を微量含む。

凝灰岩：極めて微量存在し，粒径最大 0.34mm で亜円礫状を呈する。鉱物片は認められず，基質は珪長質鉱物，水酸化鉄などから構成される。

⑤　その他砕屑片

火山ガラス：中量存在し，粒径最大 1.2mm で軽石型を呈し，発泡組織が発達する。一部，バブルウォール型も認められる。シリカ鉱物や粘土鉱物によって交代され，仮像状となっているものが少量程度認められる。

⑥　基質

粘土：中量存在し，粒径最大 0.004mm で粘土鉱物，珪長質鉱物などから構成され，基質を構成するものや，火山ガラスを交代するものが認められる。

石英：中量存在し，粒径最大 0.10mm の他形で不定形状を呈し，火山ガラスを交代するものや，基質を構成するものが認められる。一部では径 0.1 ～ 0.2mm 大で濃集するものも認められる。

セラドナイト：微量存在し，粒径最大 0.03mm の他形で繊維束状～微細不定形状を呈し，明緑色～緑色を示す。火山ガラス片を交代して散在する。

水酸化鉄：極めて微量存在し，粒径最大 0.005mm の他形で微細不定形状を呈し，褐色を示して点在する。

【試料 8　滝ヶ原町】

①　岩石名　流紋岩質凝灰岩（変質凝灰岩）

②　岩石の組織　ユータキシティック組織（eutaxitic texture）

③　鉱物片

石英：極めて微量存在し，粒径最大 0.12mm の他形で不定形粒状～破片状を呈して点在する。

斜長石：極めて微量存在し，粒径最大 0.09mm の半自形～他形で厚板状～破片板状を呈し，弱い集片双晶が発達する。

黒雲母：極めて微量存在し，粒径最大 0.15mm の他形で不定形板状を呈し，暗褐色～緑色の多色性を示す。

不透明鉱物：極めて微量存在し，粒径最大 0.23mm の他形で不定形粒状を呈する。

④　その他砕屑片

軽石・火山ガラス仮像：少量存在し，粒径最大 4.0mm で発泡組織が僅かに残存するものが認められる。細粒なものはバブルウォール型を呈するものが主体となっている。石英や粘土鉱物によって完全に置換されている。

植物片：極めて微量存在し，粒径最大 0.20mm で黒褐色柱状を呈し，筋状の組織が認められる。

⑤　基質

粘土：多量存在し，粒径最大 0.004mm で非晶質物質，珪長質鉱物などから構成され，火山ガラスの粒間を埋めるものや，軽石，火山ガラス片を交代するものが認められる。また，縞状のユータキシティック組織を形成している。

石英：少量存在し，粒径最大 0.10mm の半自形～他形で六角柱状～不定形状を呈し，軽石や火山ガラス片を交代するものや，細脈を構成するものが認められる。

雲母粘土鉱物：微量存在し，粒径最大 0.06mm の他形で放射板状～微細不定形板状を呈し，主に軽石を交代して淡褐色を示す。

緑色粘土鉱物：極めて微量存在し，粒径最大 0.03mm の他形で微細繊維束状を呈し，淡緑色を示す。有色鉱物を交代して点在する。

炭質物：微量存在し，粒径最大 0.03mm で不定形粒状～不定形状を呈して基質中に散在する。

水酸化鉄：微量存在し，隠微晶質で微細不定形状を呈し，褐色を示す。軽石や火山ガラス片を汚染するものや，脈状に分布するものが認められる。

⑥　細脈

微量存在し，脈幅 0.4mm 以下で薄片上に 20 条以上認められ，主に石英からなり，雲母鉱物などを伴っている。基質のユータキシティック組織や軽石片を切っており，連続性は良好である。

【試料 9　山中温泉九谷町】

①　岩石名　凝灰質泥岩

②　岩石の組織　砕屑状組織（clastic texture）

③　鉱物片

カリ長石：極めて微量存在し，粒径最大 0.05mm の他形で破片板状を呈し，斜長石：少量存在し，粒径最大 0.09mm の他形で破片板状を呈し，多くは無双晶であるが，一部，集片双晶を有するものが認められる。

緑簾石：極めて微量存在し，粒径最大 0.07mm の他形で不定形柱状を呈し，淡黄色を示す。

不透明鉱物：極めて微量存在し，粒径最大 0.06mm の他形で不定形粒状を呈して点在する。

④　その他砕屑片

火山ガラス片仮像：微量存在し，粒径最大 0.08mm でシリカ鉱物や粘土鉱物によって完全に交代されており，バブルウォール型の仮像を残すものが点在する。

⑤　基質

粘土：多量存在し，粒径最大 0.004mm で粘土鉱物，珪長質鉱物などからなり，基質の大部分を構成している。

シリカ鉱物：微量存在し，粒径最大 0.02mm の他形で微細不定形状を呈し，基質を構成するものや，火山ガラスを交代するものが認められる。

緑泥石：少量存在し，粒径最大 0.01mm の他形微細繊維束状～微細不定形状を呈し，淡緑褐色を示す。

炭酸塩鉱物：微量存在し，粒径最大 0.15mm の他形で不定形状を呈し，基質中に点在する。

【試料 10　滝ヶ原町（東口）】

①　岩石名　凝灰質泥岩

②　岩石の組織　砕屑状組織（clastic texture）

③　鉱物片

石英：極めて微量存在し，粒径最大 0.03mm の他形で不定形粒状～破片状を呈する。

斜長石：極めて微量存在し，粒径最大 0.05mm の他形で不定形粒状～厚板状を呈し，粘土鉱物化を免れて残存する。

黒雲母：極めて微量存在し，粒径最大 0.08mm の他形で不定形板状を呈し，褐色～緑褐色の多色性を示す。変質により非晶質化が進んでおり，結晶度は不良である。

不透明鉱物：極めて微量存在し，粒径最大 0.05mm の他形で不定形粒状を呈する。

④　その他砕屑片

火山ガラス仮像：少量存在し，粒径最大 0.65mm で軽石型およびバブルウォール型を呈するものが認められる。石英や粘土鉱物によって完全に置換されており，外形が不明瞭となっているものが多い。

植物片：極めて微量存在し，粒径最大 0.27mm で柱状～板状を呈し，褐色～黒褐色を示す。

⑤　基質

粘土：多量存在し，粒径最大 0.004mm で非晶質物質，珪長質鉱物などから構成される。基質の大部分を構成し，縞状の葉理を形成している。

石英：少量存在し，粒径最大 0.05mm の他形で不定形状を呈し，火山ガラス片を交代するも

のや，細脈を構成するものが認められる。

雲母粘土鉱物：微量存在し，粒径最大 0.05mm の他形で微細不定形板状を呈する。石英と共生して細脈を構成するものや，基質中に点在するものが認められる。

緑色粘土鉱物：極めて微量存在し，粒径最大 0.02mm の他形で微細繊維束状を呈し，緑色～緑褐色を示す。基質を構成するものや，径 0.1 ～ 0.2mm 大で濃集するものが認められる。

緑簾石：極めて微量存在し，粒径最大 0.07mm の他形で不定形柱状を呈し，無色～淡緑色を示す。細脈の中央部に分布する。

炭質物：微量存在し，粒径最大 0.04mm で不定形粒状～不定形状を呈し，黒色～暗褐色を示して基質中に散在する。

水酸化鉄：極めて微量存在し，粒径最大 0.02mm の他形で微細不定形状を呈し，褐色を示す。石英と共に細脈を構成する。

⑥　細脈

微量存在し，脈幅 0.3mm 以下で薄片上に 10 条以上認められ，主に石英からなり，雲母粘土鉱物，緑簾石，水酸化鉄などを伴う。基質に発達する葉理と並行な分布を示すものが多い。

5. 考察

小松市の南東部に広がる山地には，飛騨帯，手取層群，後期白亜紀～古第三紀の火山岩類などの基盤岩類を覆って下部中新統が広く分布している。この下部中新統は，主に流紋岩～デイサイト質の凝灰岩類，流紋岩溶岩などから構成される糸生累層上部層相当層であり，白山市鶴来町から加賀市南部にかけて広範囲に分布している。碧玉の原産地試料が採取された滝ヶ原町周辺（小松市）および山中温泉九谷町周辺（加賀市）もこの糸生累層上部層相当層の分布域にあり，碧玉はこれらの酸性岩類に由来しているとみることができる。

鏡下観察を行った試料のうち八日市地方遺跡の出土試料は，表 1 に示したように凝灰質泥岩，流紋岩質凝灰岩および流紋岩質ガラス質凝灰岩の 3 種に鑑定された。このうち，凝灰質泥岩および流紋岩質凝灰岩は，互いに含まれる砕屑片や基質の構成物が類似しており，漸移的な岩相を示すが，流紋岩質凝灰岩は凝灰質泥岩と比べて火山ガラス仮像が多く含まれるという傾向が確認された。一方，流紋岩質ガラス質凝灰岩は，細粒～粗粒砂サイズの火山ガラス片を多含しており，流紋岩質凝灰岩よりもガラス質な性格を有している。これに含まれる火山ガラスは，脱ガラス化しており，クリストバライト等のシリカ鉱物により置換されているとみられる。また，これらの試料は，肉眼的に砂粒粒子が散含されており（図版 2-3，4-7），一般的な碧玉に比べて粗晶質な性格を示している。

一方の原産地より採取された碧玉原石試料は，滝ヶ原町の 2 試料が流紋岩質凝灰岩と凝灰質泥岩，山中温泉九谷町の試料が凝灰質泥岩と鑑定された。滝ヶ原町の流紋岩質凝灰岩と凝灰質泥岩は，褐色の細粒基質に石英の細脈が分布し，石英に置換された火山ガラス仮像が散含されるという特徴を示す（図版 4-8, 5-10）。また，変質により結晶度が不良となっている黒雲母を含むことや，基質に葉理が発達し，炭質物が散在するなどの特徴も認められる。さらに，滝ヶ原町の流紋岩質凝灰岩と凝灰質泥岩は，互いに漸移的な岩相を示すが，流紋岩質凝灰岩においては軽石や火山ガラスの仮像が多く含まれる傾向を示す。このような滝ヶ原町より採取された碧玉原石試料と同様

な岩相を示す試料は，凝灰質泥岩と鑑定された４試料（44617，45585，46090，47973）が該当する。これらには原石試料にみられるような石英に置換された粗粒な火山ガラス仮像は含まれていないが，石英の細脈やレンズを含むことや，結晶度の悪い黒雲母を含むこと，基質に葉理が発達し，炭質物が散在することなどの特徴が酷似しており，滝ヶ原町産と判断するのが妥当と考える。

なお，滝ヶ原町の原産地石材を対象とした薄片観察による分析事例は，桜田・示野中遺跡（金沢市）の調査報告（パリノ・サーヴェイ ,2013）にも示されている。このことから，本報告ではこの調査報告における滝ヶ原町および二俣町（金沢市）試料の岩石薄片鑑定結果（構成物量比）も表１に併記した。凝灰質泥岩と岩相が漸移的な 44361 の流紋岩質凝灰岩は，上記した調査報告における滝ヶ原町試料（KM-1）に類似している。44361 は，他の凝灰質泥岩と比べて，石英細脈がなく，火山岩岩片（デイサイト）を含み，火山ガラス仮像をやや多く含む傾向がある。KM-1 も同様であり，石英細脈がなく，火山岩岩片（安山岩）を含み，火山ガラス仮像をやや多く含んでいることから，44361 も滝ヶ原町産と判断することができる。ただし，表１に示される二俣町産の試料は，砕屑片や基質の構成物の傾向は大きくみると滝ヶ原町産の試料と類似している。二俣町には糸生累層上部層相当層の医王山層が分布しており，凝灰岩を原石とする類似した碧玉が産出するため，さらに詳細に判定するには蛍光Ｘ線分析等による化学組成からの検討も必要と考える。

もう一つの原産地より採取された山中温泉九谷町（加賀市）の碧玉原石試料は，鉱物片として斜長石を多く含み，バブルウォール型を呈する火山ガラス仮像を散含している。基質は緑泥石質であり，滝ヶ原町の碧玉原石試料にみられるような葉理は発達していない。また，基質には結晶度の不良な炭酸塩鉱物が散点状に分布するという特徴も認められる（図版 5-9）。今回の分析に供された八日市地方遺跡出土試料にはこのような特徴を示す石材は認められなかったが，砕屑片や基質の構成物が滝ヶ原町や二俣町の碧玉原石試料とは明らかに異なっていることから，この産地に該当する遺物が出土した場合は薄片観察において判別することも可能と考えられる。

さらに，滝ヶ原町（小松市）および山中温泉九谷町（加賀市）の碧玉原石試料のいずれにも該当しない，流紋岩質ガラス質凝灰岩とした２試料（45112, 48499）は，表１に示した二俣町（金沢市）試料とも異なる性状を示している。すなわち，軽石型の火山ガラスが多く含まれ，一部の火山ガラスには明緑色～緑色を呈するセラドナイトが変質鉱物として生じており（図版 2-3, 4-7），非常に特徴のある凝灰岩と言える。ただし，砕屑片の種類や基質の変質の程度などおいては滝ヶ原町や二俣町の原石試料と類似している点もあるため，全く異なる地質に由来することは想定できず，他の出土試料と同様に糸生累層上部層相当層に由来する可能性がある。この点については今後の課題であり，滝ヶ原町や二俣町に産する碧玉の岩相変化の一部を示すものであるかを明らかとするため，さらに碧玉の原産地試料に関わる調査事例の蓄積による検証が望まれる。

＜引用文献＞

山田一雄，1986：5 万分の 1 土地分類基本調査「小松」および 同説明書，地形分類図 . 石川県，19-23.

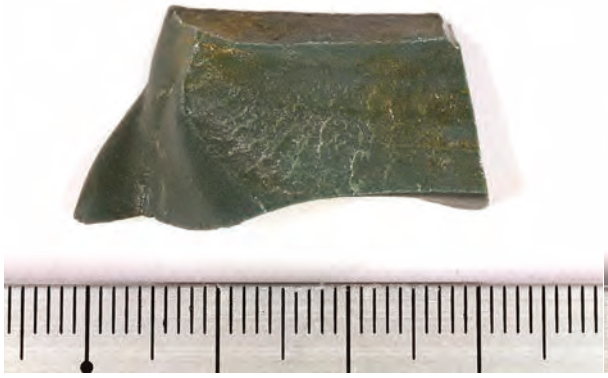
パリノ・サーヴェイ株式会社，2013：第 4 章 自然科学分析 . 桜田・示野中遺跡Ⅳ，金沢市文化財紀要，287，44-59.

表1. 岩石薄片鑑定結果(構成物量比)

試料名	岩石名	鉱物片													岩片・その他砕屑片								基質													その他				備考
		石英	カリ長石	斜長石	白雲母	黒雲母	角閃石	酸化角閃石	単斜輝石	緑簾石	ジルコン	電気石	燐灰石	不透明鉱物	安山岩	デイサイト	凝灰岩	珪化岩	火山ガラス	軽石・火山ガラス仮像	海綿骨針	植物片	粘土	石英	カルセドニー	シリカ鉱物	沸石	セラドナイト	雲母粘土鉱物	緑色粘土鉱物	緑泥石	緑簾石	石膏?	炭質物	炭酸塩鉱物	水酸化鉄	細脈	石英レンズ	クラック	孔隙	
44361	流紋岩質凝灰岩	+		±		±								±		±				△	±		◎	△						+				+		±					(滝ヶ原町)
44617	凝灰質泥岩	±		±		±								±						+			◎	△										+		+	±				(滝ヶ原町)
45112	流紋岩質ガラス質凝灰岩	+		±									±	±		±			○	△			○	○				+								±	±				(石川県内)
45585	凝灰質泥岩	±		±	±	±						±		±						△			◎	△										+		+	±				(滝ヶ原町)
46090	凝灰質泥岩	±		±		±	±			±		±	±	±						±	±		◎	△			±							+		+	±				(滝ヶ原町)
47973	凝灰質泥岩	±		±		±	±							±						+	±		◎	△										±	±	△		+			(滝ヶ原町)
48499	流紋岩質ガラス質凝灰岩	+		±		±								±		±	±		○	△			○	○				+								±					(石川県内)
滝ヶ原町	流紋岩質凝灰岩	±		±		±								±						△		±	◎	△					+	±				+		+	+				-
山中温泉九谷町	凝灰質泥岩		±	△						±				±						+			◎			+					△				+						-
滝ヶ原町(東口)	凝灰質泥岩	±		±		±								±						△		±	◎	△					+	±		±		+	+	±	+				-
FM-1(二俣町)	流紋岩質ガラス質凝灰岩	±		+		±	±		±		±			±						◎			○	○					±	△						±					桜田・示野中遺跡(金沢市)
FM-2(二俣町)	流紋岩質ガラス質凝灰岩	±		+		±								±						△			◎	○						±			±				+		±		
XM-1(滝ヶ原町)	流紋岩質ガラス質凝灰岩	±		+		±					±			±	±			±		△			◎	○			±		+	±						±				+	

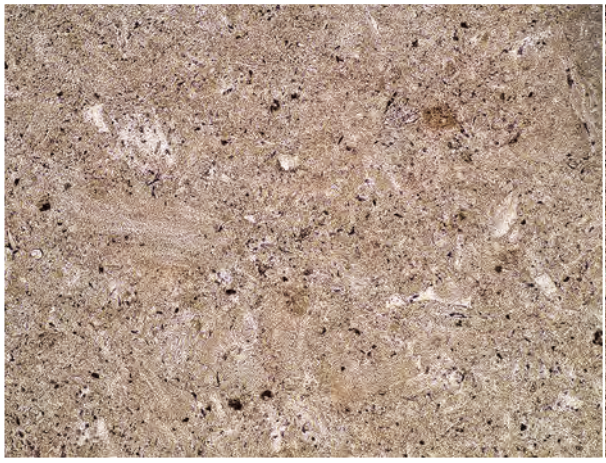
<量比> ◎:多量, ○:中量, △:少量, +:微量, ±:極めて微量,

図版１　試料および薄片①



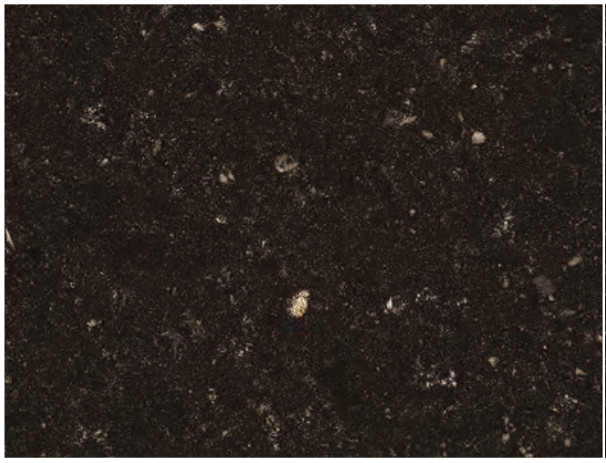
1a. 試料 44361（流紋岩質凝灰岩）

2a. 試料 44617（凝灰質泥岩）

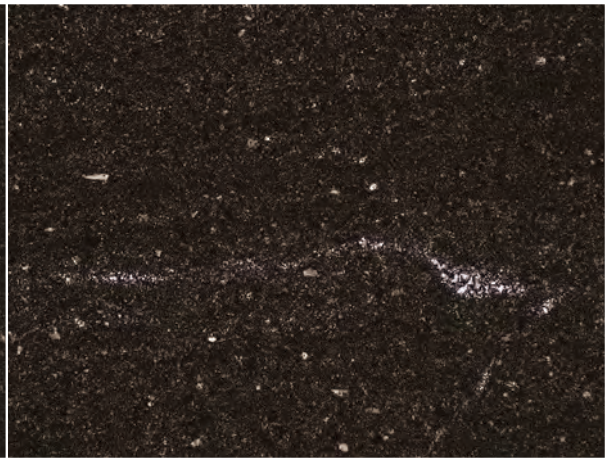


1b. 試料 44361（薄片 下方ポーラー）

2b. 試料 44617（薄片 下方ポーラー）



1c. 試料 44361（薄片 直交ポーラー）



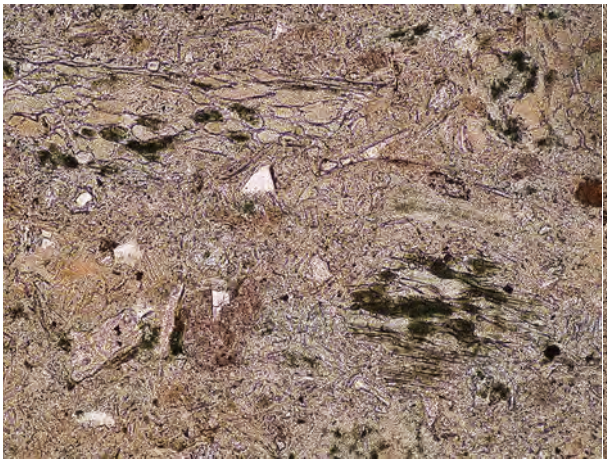
2c. 試料 44617（薄片 直交ポーラー）

Qtz：石英 . Pl：斜長石 . Bt：黒雲母 . VgP：火山ガラス仮像 . Vein：細脈 . Scale bars ＝ 0.2mm.

図版 2　試料および薄片②

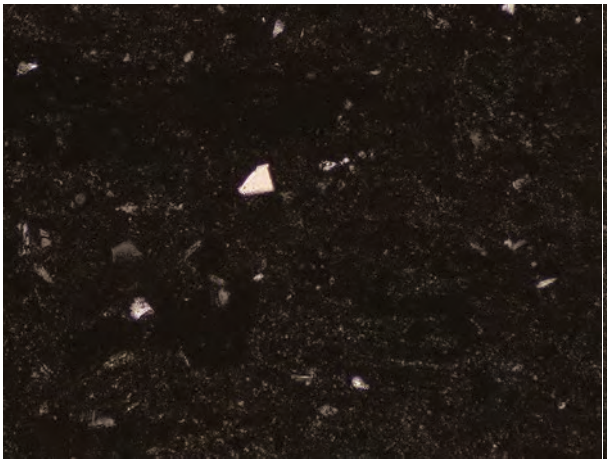
3a. 試料 45112（流紋岩質ガラス質凝灰岩）

4a. 試料 45585（凝灰質泥岩）



3b. 試料 45112（薄片 下方ポーラー）

4b. 試料 45585（薄片 下方ポーラー）

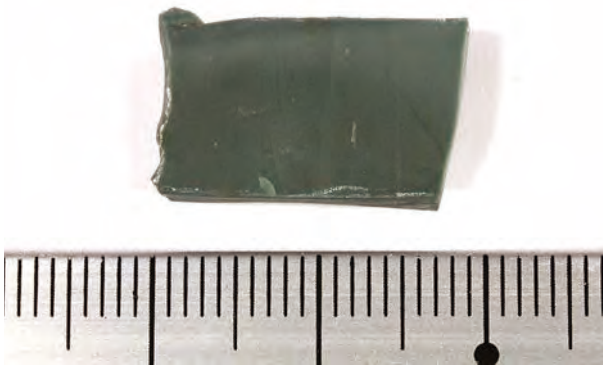


3c. 試料 45112（薄片 直交ポーラー）

4c. 試料 45585（薄片 直交ポーラー）

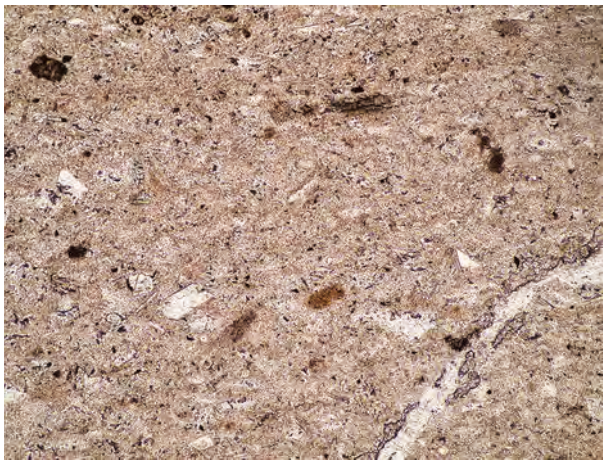
Qtz：石英 . Pl：斜長石 . Bt：黒雲母 . Cel：セラドナイト . Da：デイサイト . Vg：火山ガラス . Vein：細脈 . Scale bars ＝ 0.5mm.

図版３　試料および薄片③



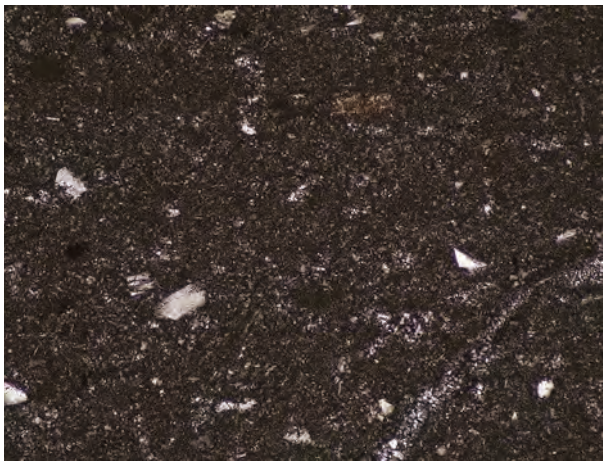
5a. 試料 46090（凝灰岩質泥岩）

6a. 試料 47973（凝灰質泥岩）

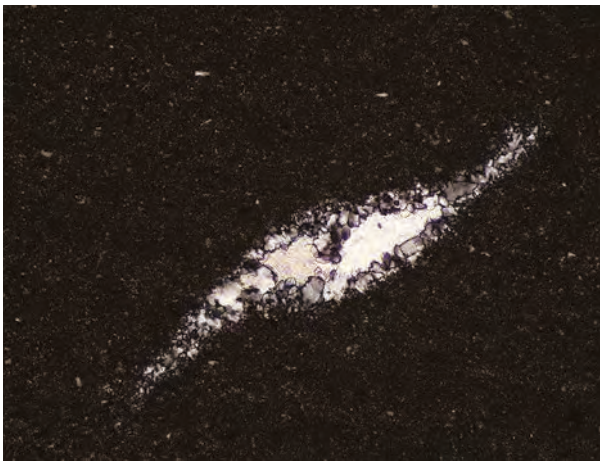


5b. 試料 46090（薄片 下方ポーラー）

6b. 試料 47973（薄片 下方ポーラー）



5c. 試料 46090（薄片 直交ポーラー）

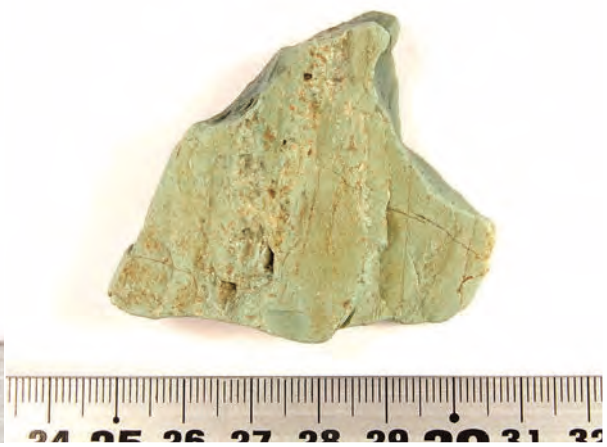


6c. 試料 47973（薄片 直交ポーラー）

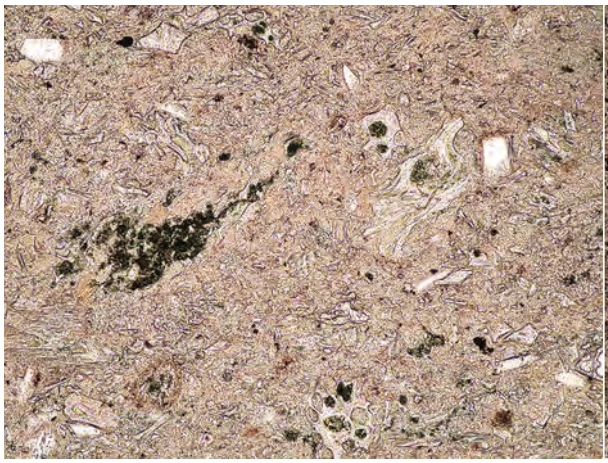
Qtz：石英 . Pl：斜長石 . Bt：黒雲母 . Cb：炭酸塩鉱物 . Vein：細脈 . Scale bars ＝ 0.2mm.

図版 4　試料および薄片④

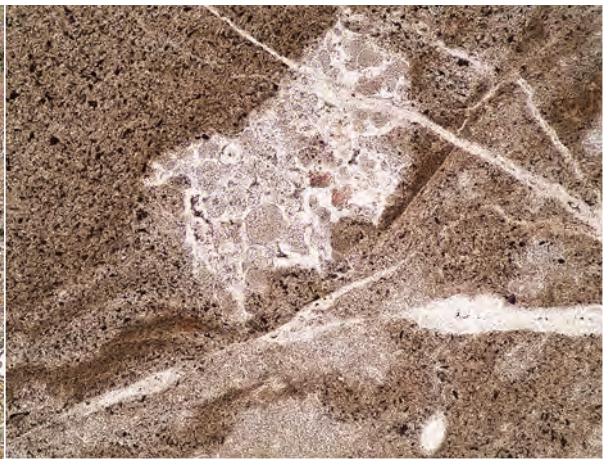
7a. 試料 48499（流紋岩質ガラス質凝灰岩）



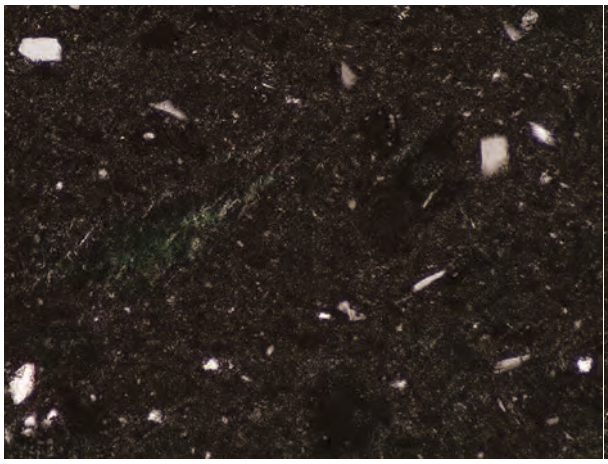
8a. 試料滝ヶ原町（流紋岩質凝灰岩）



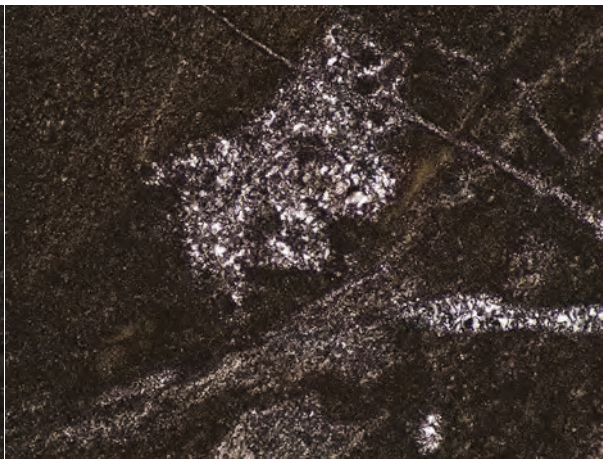
7b. 試料 48499（薄片 下方ポーラー）



8b. 試料滝ヶ原町（薄片 下方ポーラー）



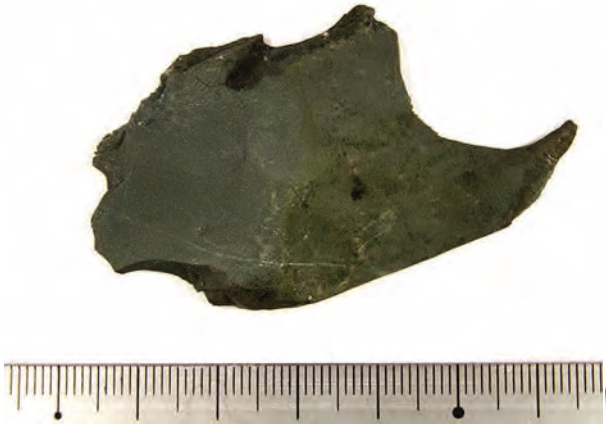
7c. 試料 48499（薄片 直交ポーラー）



8c. 試料滝ヶ原町（薄片 直交ポーラー）

Qtz：石英 . Pl：斜長石 . Bt：黒雲母 . Cel：セラドナイト . Vg：火山ガラス . VgP：火山ガラス仮像 . Vein：細脈 . Scale bars ＝ 0.2mm.

図版５　試料および薄片⑤

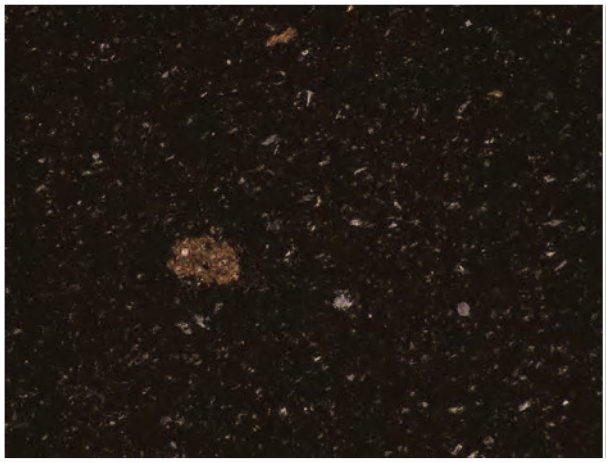


9a. 試料山中温泉九谷町（凝灰質泥岩）

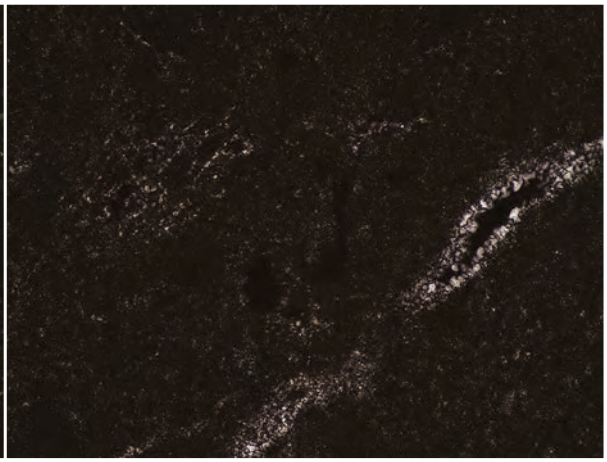
10a. 試料滝ヶ原町東口（凝灰質泥岩）

9b. 試料山中温泉九谷町（薄片 下方ポーラー）

10b. 試料滝ヶ原町東口（薄片 下方ポーラー）



9c. 試料山中温泉九谷町（薄片 直交ポーラー）



10c. 試料滝ヶ原町東口（薄片 直交ポーラー）

Pl：斜長石 . Cb：炭酸塩鉱物 . Qpq：不透明鉱物 . C：炭質物 . Pl：植物片 . VgP：火山ガラス仮像 . Vein：細脈 . Scale bars ＝ 0.2mm.

巻末資料２　小松市内に分布する中新統の岩石薄片作製鑑定

パリノ・サーヴェイ株式会社

１．はじめに

岩石試料 10 点について，岩石薄片作製鑑定を実施した。以下に，その結果を報告する。

2. 試料

分析試料は，石川県小松市内で採取された岩石（石材含む）10 点（図 1a，1b）である。

3. 分析方法

薄片作製は，試料 2 については指定された二箇所についてそれぞれ薄片を作製した。また，試料 6，9 を除く 8 試料は，写真図版に示した撮影面に平行に岩石を切断して薄片を作製した。試料 6 は横断面が作成された試料の提供を受け，図版中に示す作成済み横断面（研磨面）で薄片を作製し，試料 9 は指示された顕微鏡写真撮影箇所を結ぶ図版中に示した波線で岩石を切断し，その横断面で薄片を作製した。試料 2，3，9 については指示された顕微鏡写真撮影箇所を図版中に示した。

薄片の作成は，ダイヤモンドカッターにより試料をおよそ 30 × 20 × 10mm の直方体に切断して薄片用のチップとする（一次切断）。チップの片面を #180 ～ #2500 の研磨剤を用いて研磨し（一次研磨），プレパラートに接着剤を用いて貼り付ける。プレパラートに貼り付いたチップを厚さ 5mm 程度に薄く切断する（二次切断）。#180 ～ #800 の研磨剤を用いて研磨機上で厚さ 0.1mm 以下まで研磨する。さらに，メノウ板上で #2500 の研磨剤を用いて正確に 0.03mm の厚さに調整する（二次研磨）。プレパラート上で薄くなった岩石薄片の上にカバーガラスを貼り付け，観察用の薄片とする。

薄片の観察は，偏光顕微鏡を用い，下方ポーラーおよび直交ポーラー下において観察して記載をおこなった。

4. 結果

偏光顕微鏡下における観察に際しては，各構成物の量比を薄片上の観察面全体に対して，多量（＞ 50%），中量（20 ～ 50%），少量（5 ～ 20%），微量（＜ 5%）およびきわめて微量（＜ 1%）という基準で目視により判定した。観察結果は，顕微鏡観察記載カードにまとめ，代表的な箇所については下方ポーラーおよび直交ポーラー下で写真撮影を行い，顕微鏡観察記載カードに掲載した。

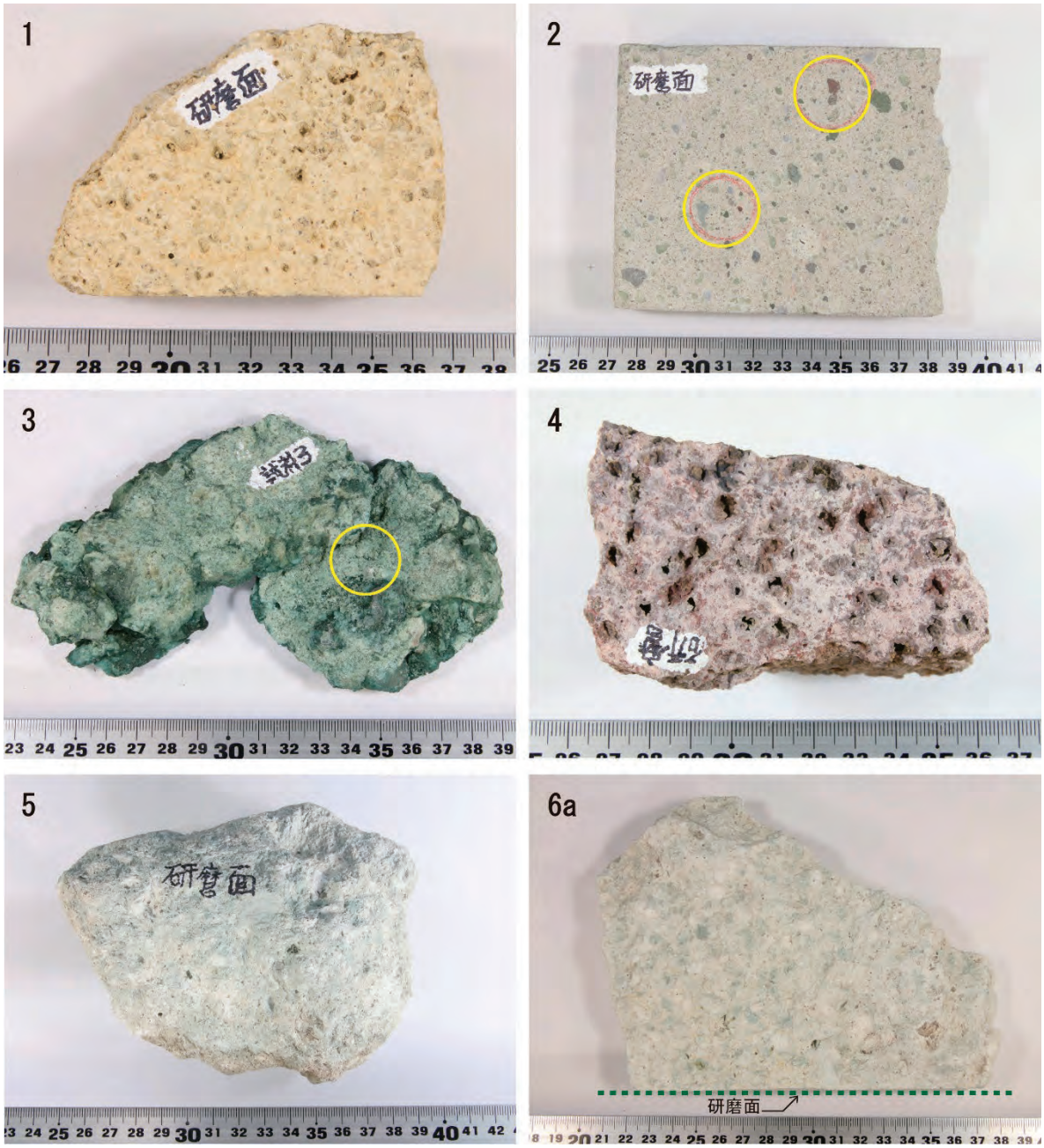


図 1a 薄片用試料写真 . 写真 1：観音下石（観音下町石切り場）, 写真 2：滝ヶ原石（滝ヶ原町本山石切り場）, 写真 3：滝ヶ原石中の緑色薄層（滝ヶ原町本山石切り場）, 写真 4：菩提石（菩提町青谷石切り場）, 写真 5：原石（原町上石原石切り場）, 写真 6a：遊泉寺石（遊泉寺町火函山石切り場）. 黄色円内：薄片作成位置.

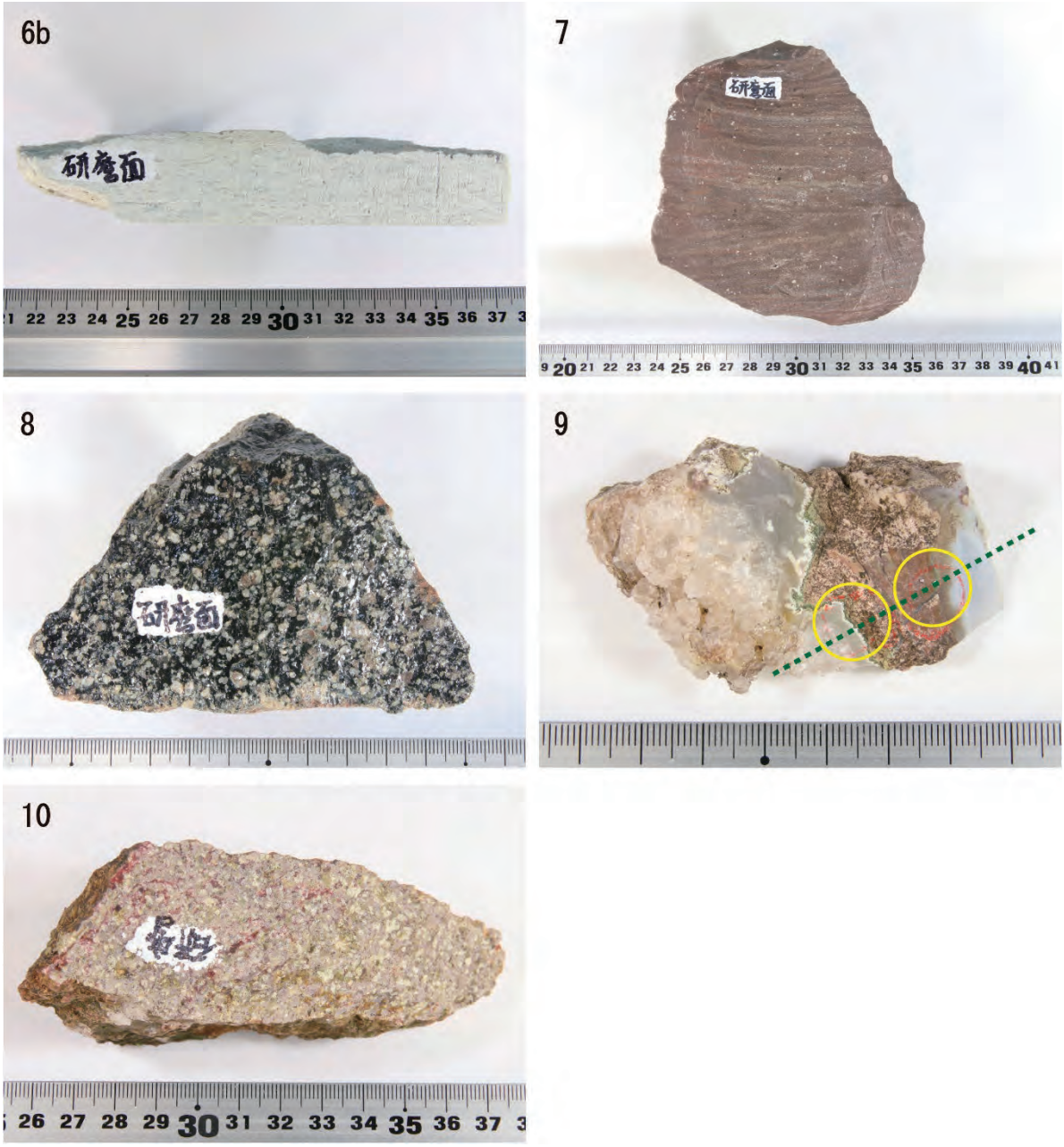
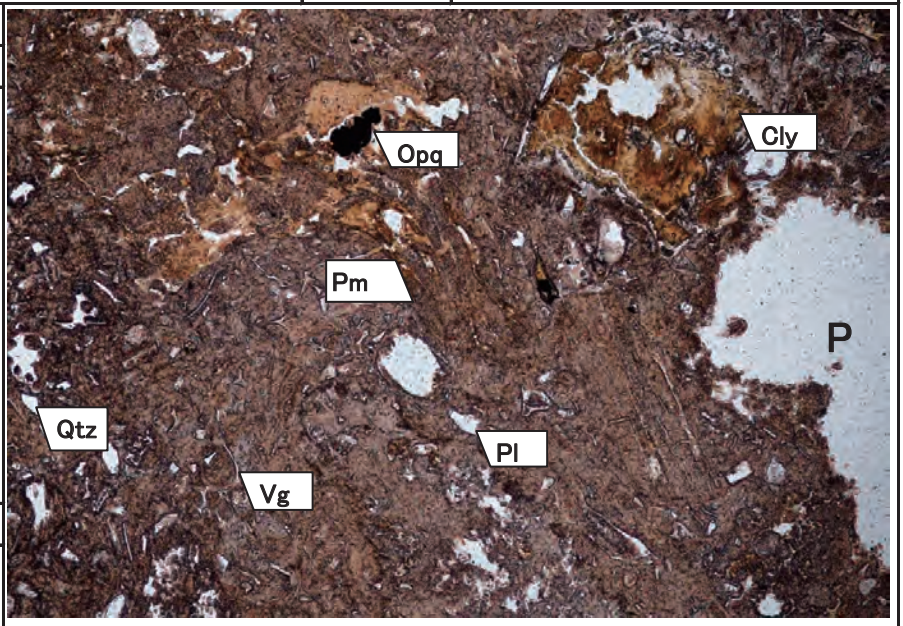


図 1b 薄片用試料写真 . 写真 6b:6a の研磨面（層理面に対して垂直断面）, 写真 7:流紋岩（赤瀬町）, 写真 8：黒曜岩（馬場町）, 写真 9：メノウを含んだ流紋岩（菩提町墓地公園）, 写真 10：斑晶質な流紋岩（粟津町）. 黄色円内：薄片作成位置 , 緑点線：研磨面.

顕微鏡観察記載１

試料名	試料1　観音下石	試料採取地	観音下町石切り場
岩石名	軽石質火山礫凝灰岩	組　織	火砕状組織

構成物		
鉱物片	略号	量
石英	Qtz	±
斜長石	Pl	±
角閃石	Hbl	±
不透明鉱物	Opq	±
岩片	略号	量
軽石(仮像)	Pm	○
基質・変質鉱物	略号	量
火山ガラス(仮像)	Vg	◎
褐色粘土鉱物	Cly	◎
その他	略号	量
孔隙	P	○



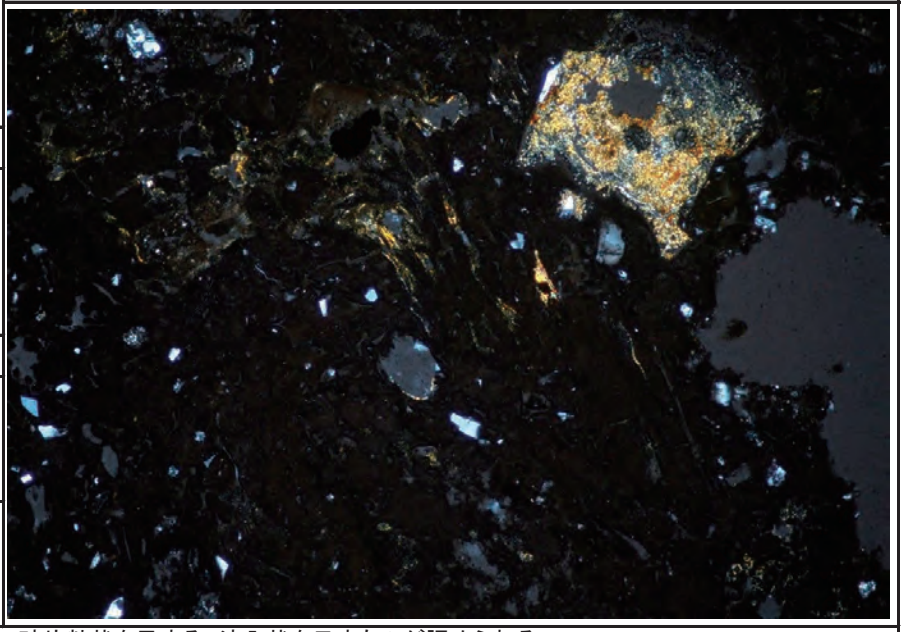


写真　上：下方ポーラー
　　下：直交ポーラー
0.5mm

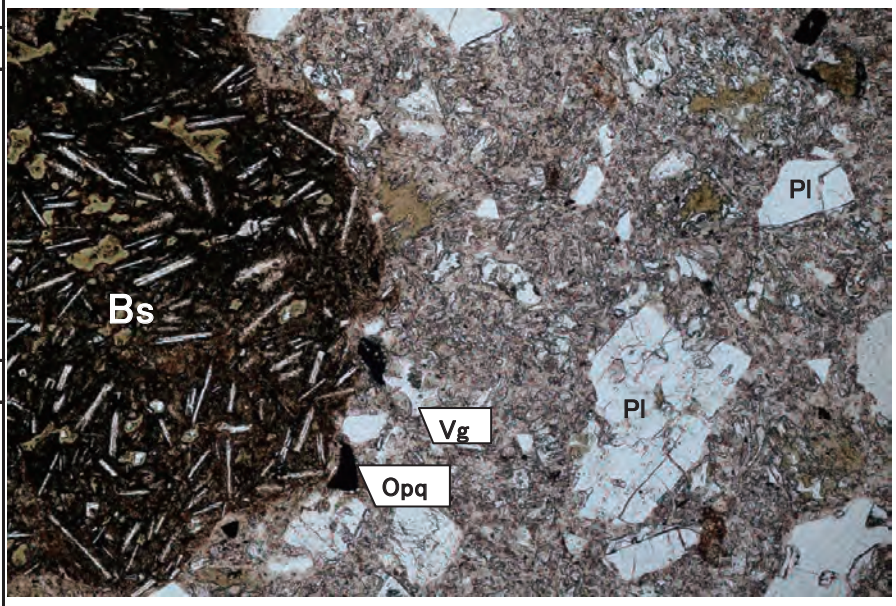
石英：粒径0.41mm以下，他形，破片粒状を呈する．湾入状を示すものが認められる．
斜長石：粒径0.90mm以下，半自形～他形，破片板状を呈する．集片双晶が発達する．
角閃石：粒径0.95mm以下，半自形，長柱状を呈する．淡褐色～緑色の多色性を示す．
不透明鉱物：粒径0.39mm以下，他形，粒状～不定形粒状を呈する．
軽石(仮像)：粒径1～4.25mm以下，他形，亜角礫状を呈する．繊維束状を呈し，孔隙を有する．
火山ガラス(仮像)：粒径0.04～1.0mm，他形，バブル型～軽石型を呈する．
褐色粘土鉱物：粒径0.003mm以下，他形，不定形状を呈する．火山ガラスや軽石を交代する．
孔隙：孔径3.75mm以下，不定形状を呈し，内部に充填鉱物は認められない．

◎多量（＞50%）　○中量（20～50%）　△少量（5～20%）　＋微量（＜5%）　±きわめて微量（＜1%）

顕微鏡観察記載2-1

試料名	試料2-1　滝ヶ原石	試料採取地	滝ヶ原町本山石切り場
岩石名	火山礫凝灰岩（玄武岩礫を含む）	組　織	火砕状組織

構成物		
鉱物片	略号	量
石英	Qtz	△
斜長石	Pl	＋
ジルコン	Zrn	±
不透明鉱物	Opq	±
岩片	略号	量
玄武岩	Bs	△
凝灰岩	Tf	＋
軽石(仮像)	Pm	＋
基質・変質鉱物	略号	量
火山ガラス(仮像)	Vg	◎
褐色粘土鉱物	Cly	◎
緑泥石	Chl	△
炭酸塩鉱物	Cb	＋
その他	略号	量
孔隙	P	＋



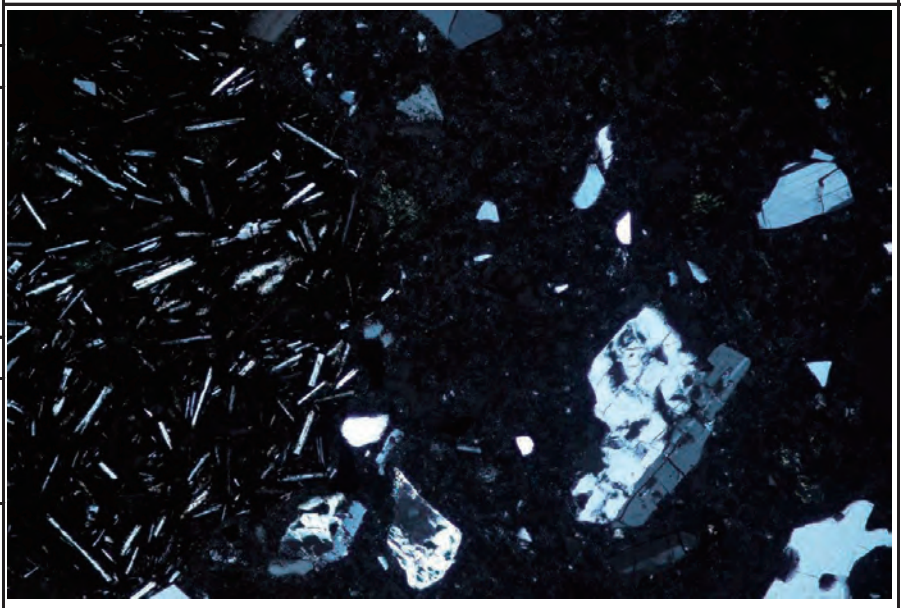


写真　上：下方ポーラー
　　下：直交ポーラー
0.5mm

石英：粒径0.05～1.05mm，他形，破片粒状を呈する．湾入状を示すものが認められる．
斜長石：粒径0.05～1.15mm，他形，破片板状を呈する．集片双晶や累帯構造が見られる．
ジルコン：粒径0.11mm以下，半自形，短柱状を呈する．
不透明鉱物：粒径0.37mm以下，他形，粒状～不定形粒状を呈する．
玄武岩：粒径7mm，亜角礫状を呈する．短冊状を呈する斜長石，緑泥石から構成され，黒色～暗灰色を呈する．
凝灰岩：粒径2.5mm以下，亜角礫状を呈する．石英，斜長石などの鉱物片を有し，粘土鉱物が基質を構成している．
軽石(仮像)：粒径3.2mm以下，亜角礫状を呈する．繊維束状を呈し，孔隙を有する．
火山ガラス：粒径0.04～1.0mm，他形，バブル型～軽石型を呈し，淡褐色～無色を示す．
褐色粘土鉱物：粒径0.003mm以下，他形，不定形状を呈する．火山ガラスや軽石を交代する．
緑泥石：粒径0.05mm以下，他形，不定形状～板状で淡緑色を示す．
炭酸塩鉱物：粒径0.87mm以下，他形，不定形板状～不定形状を呈する．基質に散在するものや斜長石を交代して分布する．
孔隙：孔径1.1mm以下，不定形状を呈し，内部に充填鉱物は認められない．

◎多量（＞50%）　○中量（20～50%）　△少量（5～20%）　＋微量（＜5%）　±きわめて微量（＜1%）

顕微鏡観察記載2-2

試料名	試料2-2　滝ヶ原石	試料採取地	滝ヶ原町本山石切り場
岩石名	火山礫凝灰岩（玄武岩礫を含む）	組　織	火砕状組織

構成物

試料2-1と同じ

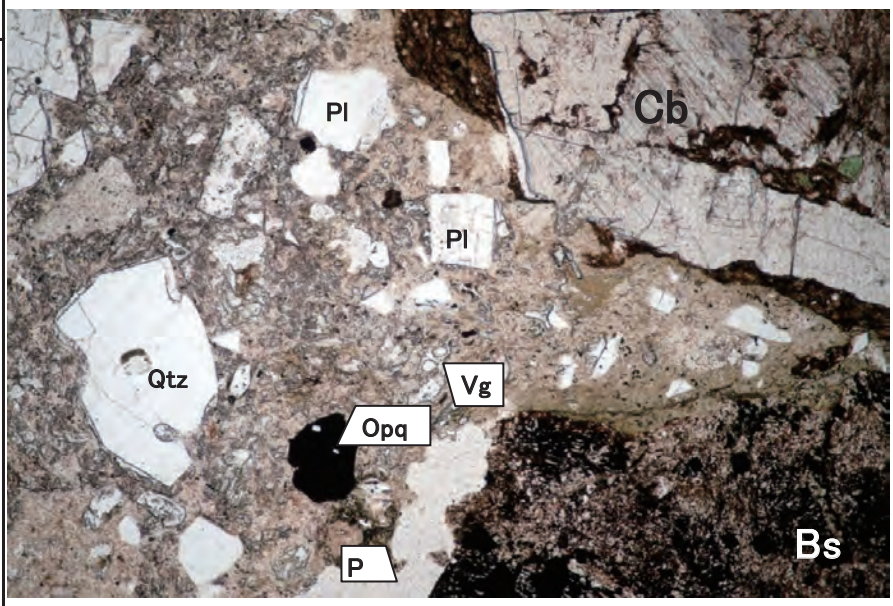


写真　上：下方ポーラー
　　下：直交ポーラー
0.5mm

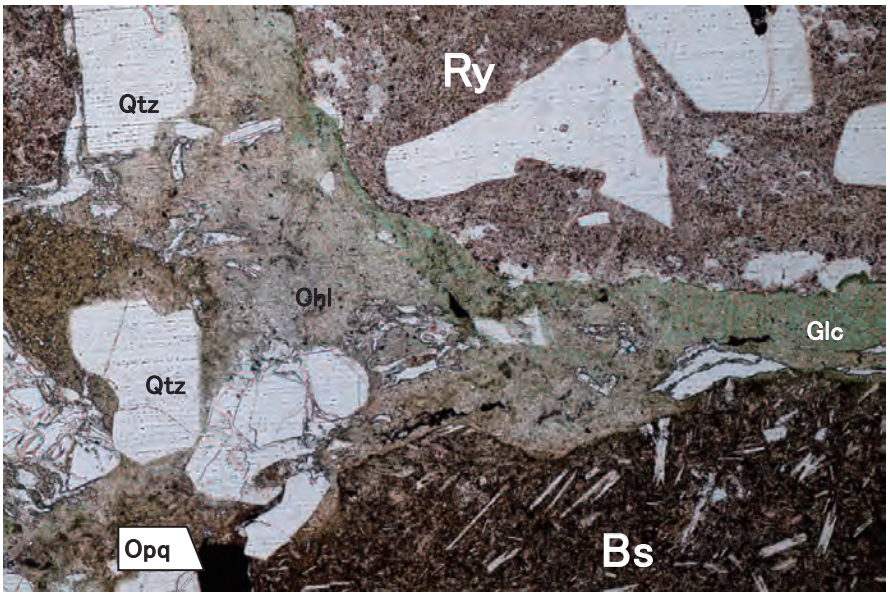
試料2-1と同じ

◎多量（＞50%）　○中量（20～50%）　△少量（5～20%）　＋微量（＜5%）　±きわめて微量（＜1%）

顕微鏡観察記載3

試料名	試料3　滝ヶ原石中の緑色薄層	試料採取地	滝ヶ原町本山石切り場
岩石名	火山礫凝灰岩（玄武岩礫を含む）	組　織	火砕状組織

構成物		
鉱物片	略号	量
石英	Qtz	△
斜長石	Pl	＋
ジルコン	Zrn	±
不透明鉱物	Opq	＋
岩片	略号	量
流紋岩	Ry	＋
玄武岩	Bs	△
凝灰岩	Tf	＋
軽石(仮像)	Pm	○
基質・変質鉱物	略号	量
火山ガラス	Vg	△
褐色粘土鉱物	Cly	○
緑泥石	Chl	△
海緑石	Glc	△
炭酸塩鉱物	Cb	＋
その他	略号	量
孔隙	P	＋
クラック	Cra	±



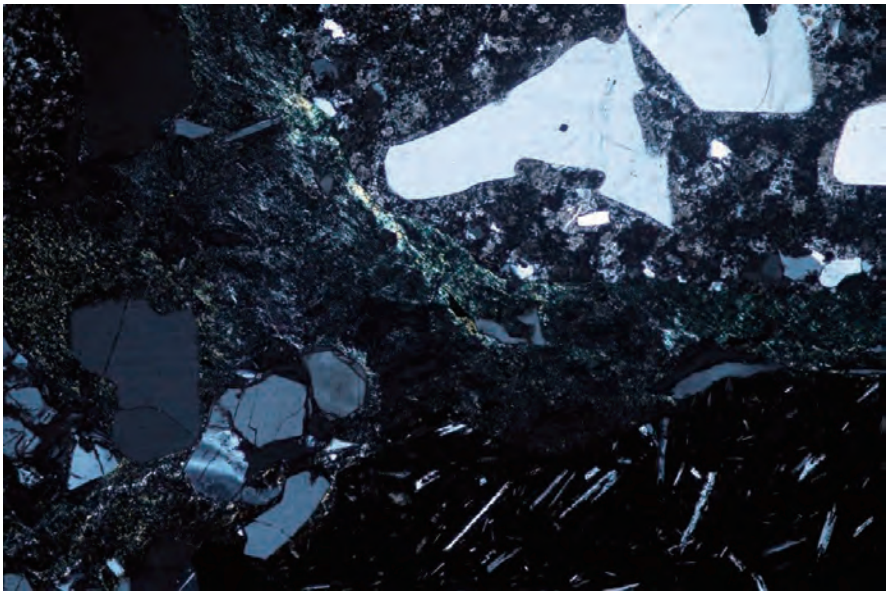


写真　上：下方ポーラー
　　下：直交ポーラー
0.5mm

石英：粒径0.07～2.1mm，他形，破片粒状を呈する．湾入状を示すものが認められる．
斜長石：粒径0.05～2.0mm，他形，破片板状を呈する．集片双晶や累帯構造が見られる．
ジルコン：粒径0.04mm以下，他形～半自形，粒状～短柱状を呈する．
不透明鉱物：粒径0.41mm以下，他形，粒状～不定形粒状を呈する．
流紋岩：粒径6.0mm以下，亜角礫状を呈する．石英，斜長石斑晶を含み，石基は珪長質鉱物より埋められる．縞状構造が発達する．
玄武岩：粒径6.0mm以下，亜角礫状を呈する．短冊状の斜長石を含む．
凝灰岩：粒径2.1mm以下，亜円礫状を呈する．仮像状を呈する火山ガラス，石英，斜長石，不透明鉱物などの鉱物片から構成される．
軽石(仮像)：粒径20mm以下，亜円礫状を呈する．石英，斜長石，不透明鉱物などの鉱物片を内包する．
火山ガラス：粒径0.5～1.0mm，他形，バブル型～軽石型を呈し，淡褐色～無色を示す．
褐色粘土鉱物：粒径0.003mm以下，他形，不定形状を呈する．火山ガラスや軽石を交代する．
緑泥石：粒径0.06mm，他形，不定形状～板状で淡緑色を示す．
海緑石：粒径0.03mm～0.36mm，他形，不定形状を呈する．砕屑片の粒間に分布する．
炭酸塩鉱物：粒径0.41mm以下，他形，不定形板状～不定形状を呈する．基質に散在するものや斜長石を交代して分布する．
孔隙：孔径4.63mm以下，不定形状を呈し，内部に充填鉱物は認められない．
クラック：幅0.3mm以下，長さ10mm以下，薄片を縦横に切っている．内部に充填鉱物は認められない．

◎多量（＞50%）　○中量（20～50%）　△少量（5～20%）　＋微量（＜5%）　±きわめて微量（＜1%）

顕微鏡観察記載4

試料名	試料4　菩提石	試料採取地	菩提町青谷石切り場
岩石名	角閃石流紋岩	組　織	フェルシティック組織

構成物		
斑晶	略号	量
石英	Qtz	＋
斜長石	Pl	△
角閃石	Hbl	±
石基	略号	量
石英	Qtz	＋
斜長石	Pl	△
角閃石	Hbl	±
燐灰石	Ap	±
不透明鉱物	Opq	＋
変質鉱物	略号	量
褐色粘土鉱物	Cly	△
その他	略号	量
孔隙	P	△

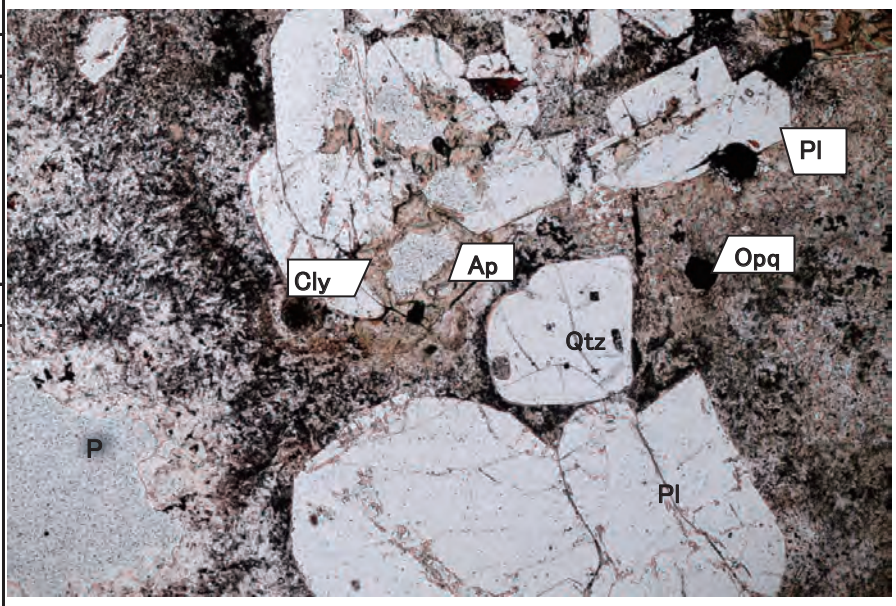


写真　上：下方ポーラー
　　下：直交ポーラー
0.5mm

石英：粒径0.3～2.0mm，他形，粒状を呈する．湾入状を示すものが散見される．
斜長石：粒径3.5mm以下，半自形～他形，厚板状～不定板状を呈する．集片双晶や累帯構造が発達する．
角閃石：粒径1.5mm以下，半自形，長柱状を呈する．淡緑色～緑色の多色性を示す．弱酸化を受けており，リムが不透明鉱物に被覆されている．
石英(石基)：粒径0.3mm以下，他形，粒状を呈する．
斜長石(石基)：粒径0.3mm以下，半自形～他形，短冊状を呈する．集片双晶を示すものが多い．
燐灰石：粒径0.35mm以下，半自形～自形，長柱状～粒状を呈する．斜長石斑晶に内包されている．
ジルコン：粒径0.06mm以下，半自形，粒状を呈する．
不透明鉱物：粒径0.70mm以下，他形，粒状～不定形状を呈する．
褐色粘土鉱物：粒径0.003mm以下，他形，不定形状を呈する．角閃石を交代するものや，石基に散点しているものや，孔隙の周縁部に沿って分布するものが認められる．
孔隙：孔径8.0mm以下，不定形状を呈し，内部に充填鉱物は認められない．

◎多量（＞50%）　○中量（20～50%）　△少量（5～20%）　＋微量（＜5%）　±きわめて微量（＜1%）

顕微鏡観察記載5

試料名	試料5　原石	試料採取地	原町上石原石切り場
岩石名	軽石質火山礫凝灰岩	組　織	火砕状組織

構成物		
鉱物片	略号	量
石英	Qtz	±
斜長石	Pl	△
燐灰石	Ap	±
不透明鉱物	Opq	±
岩片	略号	量
流紋岩	Ry	○
軽石(仮像)	Pm	○
基質・変質鉱物	略号	量
火山ガラス(仮像)	Vg	○
褐色粘土鉱物	Cly	○
緑泥石	Chl	＋
炭酸塩鉱物	Cb	±
その他	略号	量
孔隙	P	＋

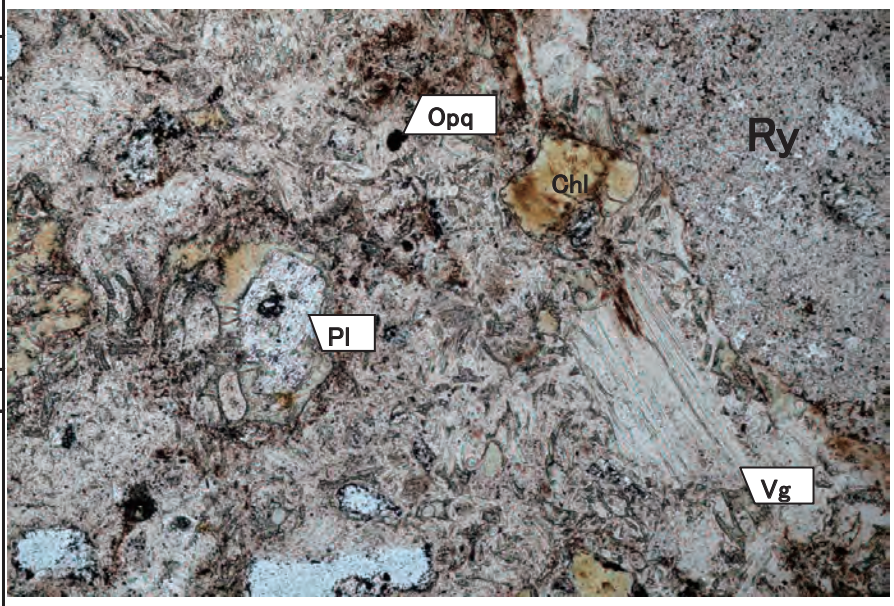


写真　上：下方ポーラー
　　下：直交ポーラー
0.5mm

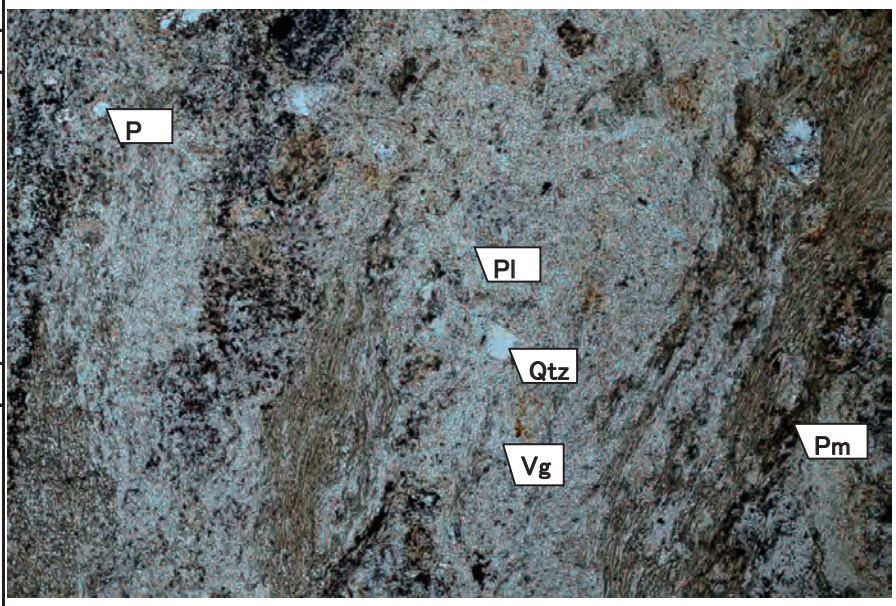
石英：粒径0.25mm以下，他形，粒状を呈する．湾入状を示すものが散見される．
斜長石：粒径1.05mm，半自形～他形，厚板状～不定板状を呈する．蜂の巣状構造を有し，集片双晶を示すものが多い．
燐灰石：粒径0.27mm以下，自形，長柱状を呈する．石基に散在して分布する．
不透明鉱物：粒径0.17mm以下，他形，粒状～不定形粒状を呈する．
流紋岩：粒径16.0mm以下，亜角礫状を呈する．石英，斜長石斑晶を含み，石基は珪長質鉱物より埋められる．縞状構造が発達する．
軽石(仮像)：粒径1.0～3.2mm以下，亜角礫状を呈する．繊維束状を呈し，孔隙を有する．
火山ガラス(仮像)：粒径0.05～1.0mm，他形，バブル型～軽石型を呈し，淡褐色を示す．
褐色粘土鉱物：粒径0.003mm以下，他形，不定形状を呈する．火山ガラスや軽石を交代する．
緑泥石：粒径0.09mm以下，他形，不定形状～板状で淡緑色を示す．放射状組織を示して斜長石を交代して分布する．
炭酸塩鉱物：粒径0.70mm以下，他形，不定形板状～不定形状を呈する．斜長石を交代して分布する．
孔隙：孔径1.06mm以下，不定形状を呈し，内部に充填鉱物は認められない．

◎多量(＞50%)　○中量(20～50%)　△少量(5～20%)　＋微量(＜5%)　±きわめて微量(＜1%)

顕微鏡観察記載６

試料名	試料6　遊泉寺石	試料採取地	遊泉寺町火函山石切り場
岩石名	軽石質火山礫凝灰岩	組　織	火砕状組織

構成物		
鉱物片	略号	量
石英	Qtz	±
斜長石	Pl	±
岩片	略号	量
玄武岩	Bs	±
軽石(仮像)	Pm	○
基質・変質鉱物	略号	量
火山ガラス(仮像)	Vg	◎
褐色粘土鉱物	Cly	○
緑泥石	Chl	±
その他	略号	量
孔隙	P	＋



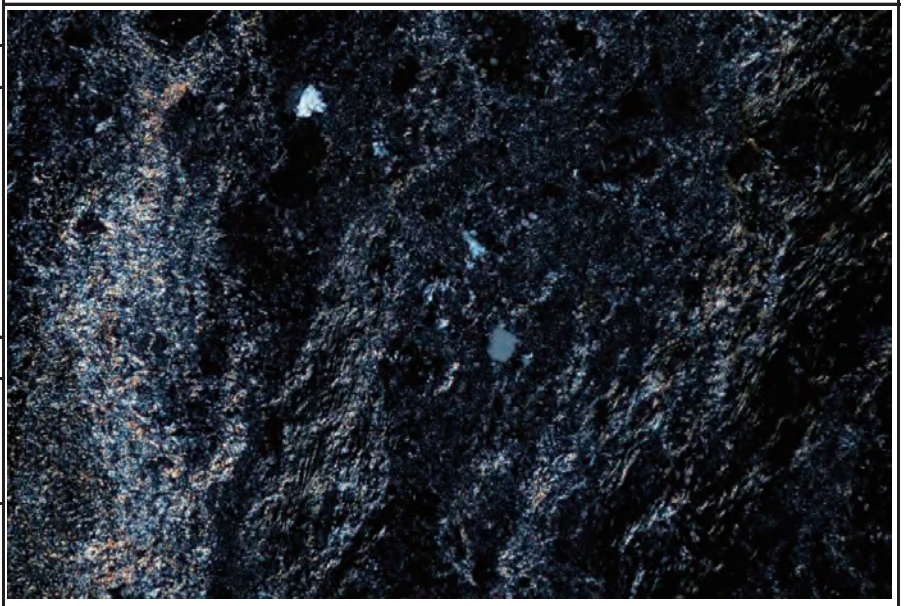


写真　上：下方ポーラー
　　下：直交ポーラー
0.5mm

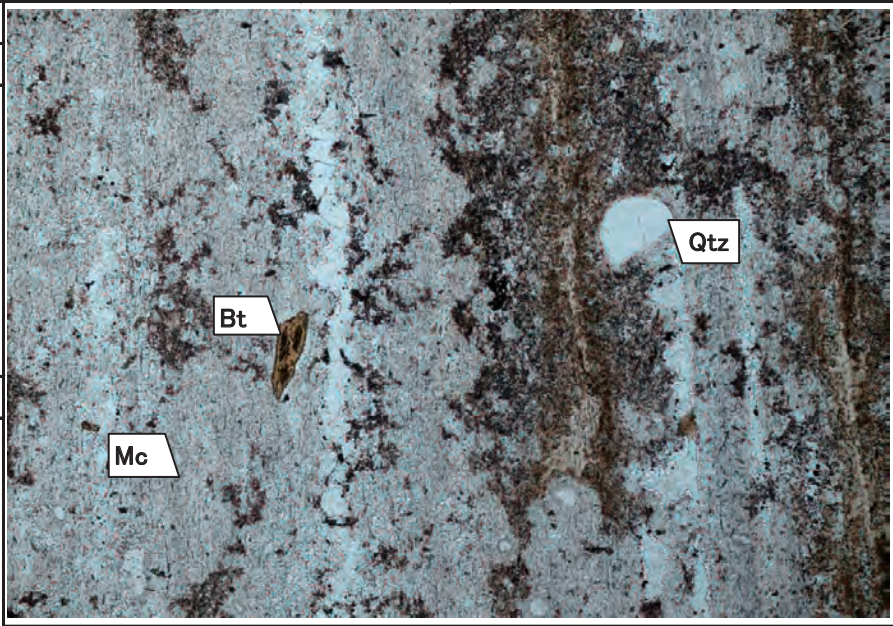
石英：粒径0.52mm以下，他形，粒状を呈する．湾入状を示すものが散見される．
斜長石：粒径0.70mm，半自形，厚板状を呈する．蜂の巣状構造を有し，集片双晶を示すものが多い．
玄武岩：粒径1.1mm以下，亜円礫状を呈する．短冊状の斜長石を含む．
軽石(仮像)：粒径1.0～5.0mm，亜角礫状を呈する．繊維束状を呈し，孔隙を有する．
火山ガラス(仮像)：粒径0.12～1.0mm，他形，バブル型～軽石型を呈し，淡褐色を示す．
褐色粘土鉱物：粒径0.003mm以下，他形，不定形状を呈する．火山ガラスや軽石を交代する．
緑泥石：粒径0.03mm以下，他形，不定形状～板状で淡緑色を示す．
孔隙：孔径1.8mm以下，不定形状を呈し，内部に充填鉱物は認められない．

◎多量（＞50%）　○中量（20～50%）　△少量（5～20%）　＋微量（＜5%）　±きわめて微量（＜1%）

顕微鏡観察記載7

試料名	試料7　流紋岩	試料採取地	赤瀬町
岩石名	黒雲母流紋岩	組　織	マイクロフェルリティック組織

構成物		
斑晶	略号	量
石英	Qtz	＋
斜長石	Pl	＋
石基	略号	量
石英	Qtz	◎
黒雲母	Bt	±
マイクロライト	Mc	±
その他	略号	量
孔隙	P	＋



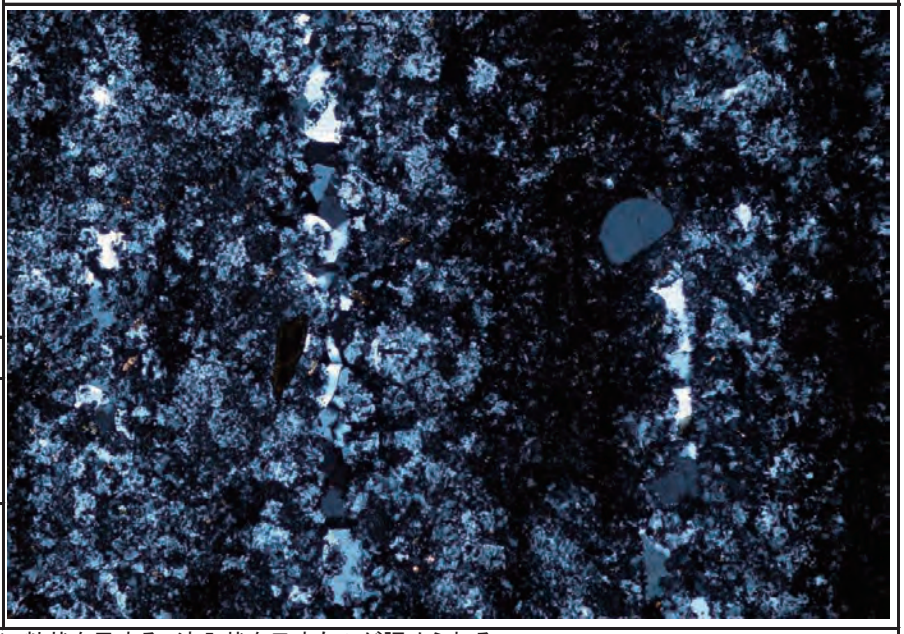


写真　上：下方ポーラー
　　下：直交ポーラー
0.5mm

石英：粒径0.3～0.86mm，他形，粒状を呈する．湾入状を示すものが認められる．
斜長石：粒径0.3～0.95mm，半自形～他形，長柱状～厚板状を呈する．集片双晶が発達する．
石英(石基)：粒径0.3mm以下，他形，不定形状を呈する．
黒雲母：粒径0.26mm以下，他形，葉片状を呈する．弱酸化を受けていることがある．
マイクロライト：粒径0.005mm以下，他形，針状を示す．石基中に配向性を示して分布する．
不透明鉱物：粒径0.20mm以下，他形，粒状を呈する．
孔隙：孔径1.8mm以下，不定形状を呈し，内部に充填鉱物は認められない．

◎多量（＞50%）　○中量（20～50%）　△少量（5～20%）　＋微量（＜5%）　±きわめて微量（＜1%）

顕微鏡観察記載８

試料名	試料8　黒曜岩	試料採取地	馬場町
岩石名	斜方輝石角閃石真珠岩	組　織	真珠状組織

構成物		
斑晶	略号	量
石英	Qtz	＋
斜長石	Pl	△
角閃石	Hbl	＋
斜方輝石	Opx	±
石基	略号	量
石英	Qtz	±
斜長石	Pl	±
角閃石	Hbl	±
斜方輝石	Opx	±
燐灰石	Ap	±
クリスタライト	Cry	±
不透明鉱物	Opq	±
火山ガラス	Vg	◎
岩片	略号	量
流紋岩	Ry	＋

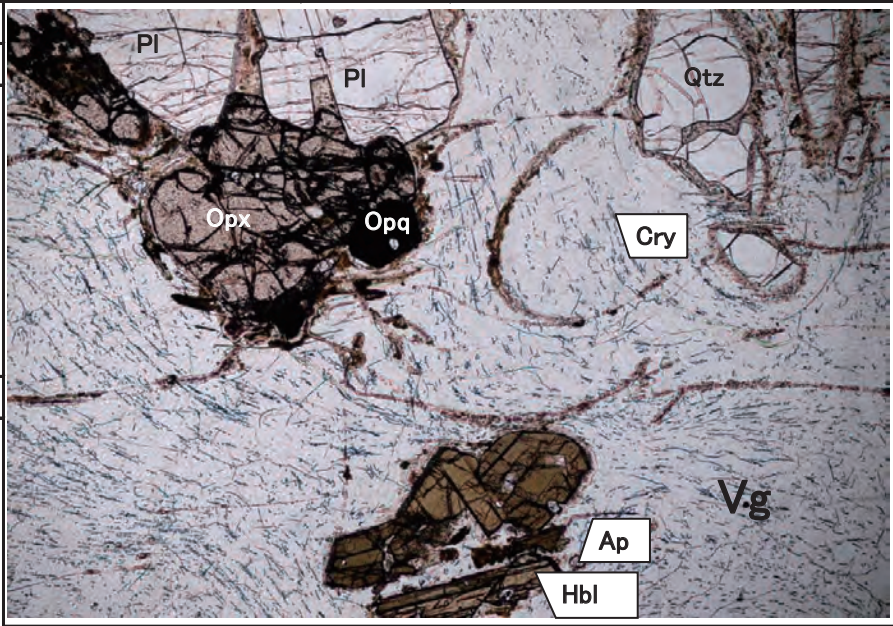


写真　上：下方ポーラー
　　下：直交ポーラー
0.5mm

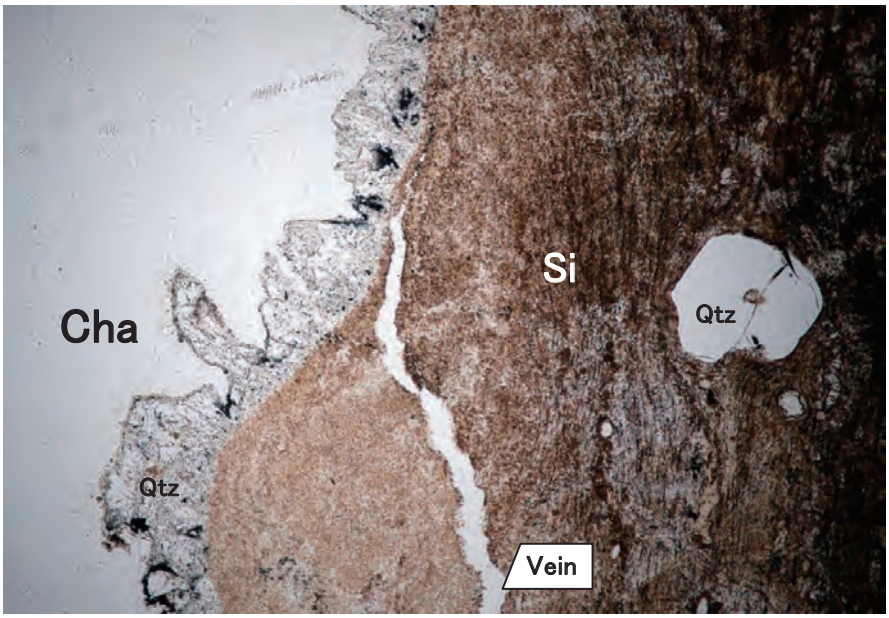
石英：粒径0.3～2.4mm，他形，不定形状を呈する．湾入状を呈する．
斜長石：粒径0.3～4.0mm，半自形，厚板状を呈する．集片双晶が発達する．
角閃石：粒径0.3～1.0mm，半自形，長柱状を呈する．
斜方輝石：粒径0.3～1.6mm以下，半自形，短柱状を呈する．淡緑色～緑色の多色性を示す．
石英(石基)：粒径0.3mm以下，他形，粒状を呈する．
斜長石(石基)：粒径0.3mm以下，半自形～他形，短冊状を呈する．集片双晶を示すものが多い．
角閃石(石基)：粒径0.3mm以下，半自形，短柱状～粒状を呈する．
斜方輝石(石基)：粒径0.3mm以下，半自形～他形，粒状を呈する．
燐灰石：粒径0.06mm以下，半自形，粒状を呈する．
クリスタライト：粒径0.11mm以下，他形，針状～短冊状を示す．大部分は粒径0.05mm以下で，石基の火山ガラス中に散在して分布する．配向性が発達する．
不透明鉱物：粒径0.35mm以下，他形～半自形，粒状～不定形粒状を呈する．
火山ガラス：粒径30mm以下，無色～淡褐色を示し，局所的に流離構造や同心円状構造を示すものが散見される．
流紋岩：粒径5.0mm以下，亜角礫状を呈する．石英，斜長石，角閃石などの斑晶鉱物を含む．

◎多量（＞50%）　○中量（20～50%）　△少量（5～20%）　＋微量（＜5%）　±きわめて微量（＜1%）

顕微鏡観察記載9-1

試料名	試料9-1　メノウを含んだ流紋岩	試料採取地	菩提町墓地公園
岩石名	玉髄、オパールおよび石英を伴う流紋岩	組　織	フェルシティック組織

構成物		
斑晶	略号	量
石英	Qtz	±
斜長石	Pl	±
石基	略号	量
珪長質鉱物	Si	◎
角閃石	Hbl	±
赤鉄鉱	Hem	±
クリスタライト	Cry	±
不透明鉱物	Opq	±
変質鉱物	略号	量
石英(二次)	Qtz	△
その他	略号	量
玉髄	Cha	○
オパール	Opa	△
クラック	Cra	＋
細脈	Vein	＋



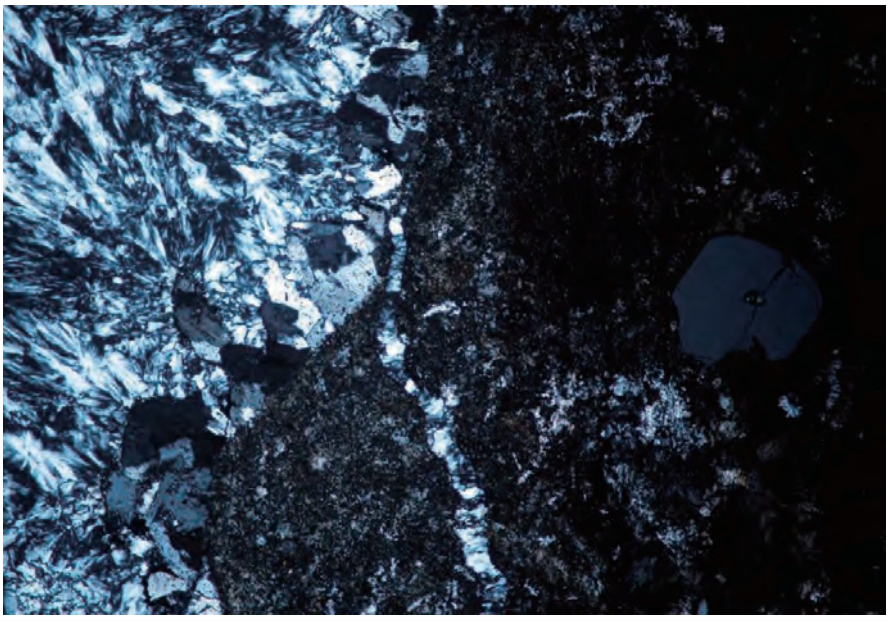


写真　上：下方ポーラー
　　下：直交ポーラー
0.5mm

石英：粒径0.91mm以下，他形，粒状を呈する．湾入状を示すものが散見される．
斜長石：粒径1.45mm以下，半自形～自形，板状を呈する．集片双晶が発達する．
珪長質鉱物：粒径0.5mm以下，他形，不定形状～針状を呈し，淡褐色～無色を呈する．球顆状組織や流離構造が発達する．
角閃石：粒径0.22mm以下，半自形，柱状を呈する．淡緑色～緑色の多色性を示す．
赤鉄鉱：粒径0.13mm以下，他形，鱗片状を呈する．血赤色を示す．
クリスタライト：粒径0.003mm以下，他形，針状～短冊状をし，石基の珪長質鉱物中に弱い配向性を示して分布する．
不透明鉱物：粒径0.14mm以下，半自形～他形，粒状を呈する．
石英（二次）：粒径0.39mm以下，他形～半自形，不定形板状～柱状を呈する．珪長質鉱物から玉髄に向かって成長し，オパールや玉髄と接する．
玉髄：粒径0.31mm以下，他形，繊維束状～不定形状を呈す．球顆状や同心円状構造を示し，石英やオパールと接して分布する．
オパール：粒径0.05mm以下，他形，針状～不定形状を呈する．
クラック：幅0.25mm以下，長さ15mm程度で薄片を切っている．内部に充填鉱物は認められない．
細脈：幅0.15mm以下，長さ7mm程度で，薄片上では流紋岩の石基を切って玉髄に到達する．

◎多量（＞50%）　○中量（20～50%）　△少量（5～20%）　＋微量（＜5%）　±きわめて微量（＜1%）

顕微鏡観察記載９-２

試料名	試料9-2　メノウを含んだ流紋岩	試料採取地	菩提町墓地公園
岩石名	玉髄、オパールおよび石英を伴う流紋岩	組　織	フェルシティック組織

構成物

試料9-1と同じ

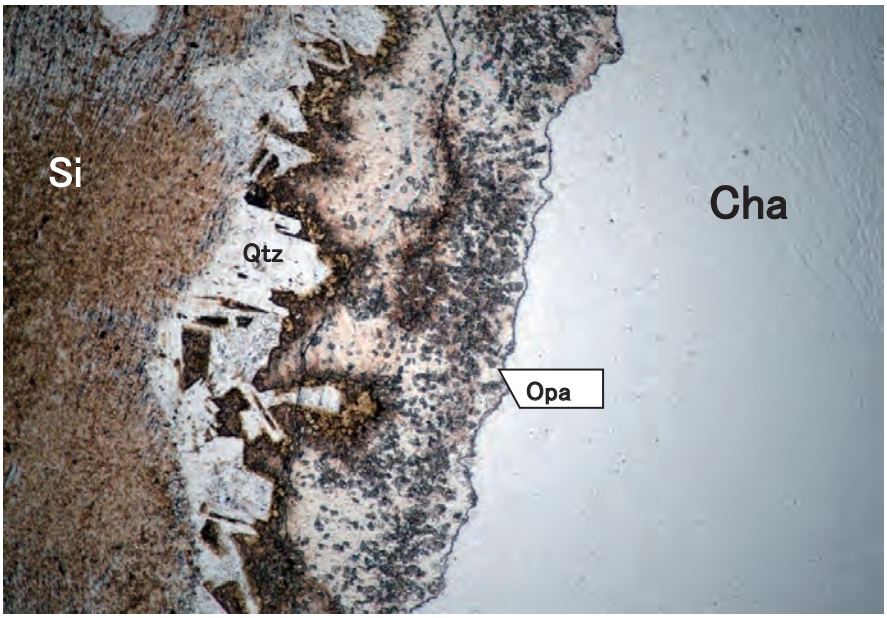


写真　上：下方ポーラー
　　下：直交ポーラー
0.5mm

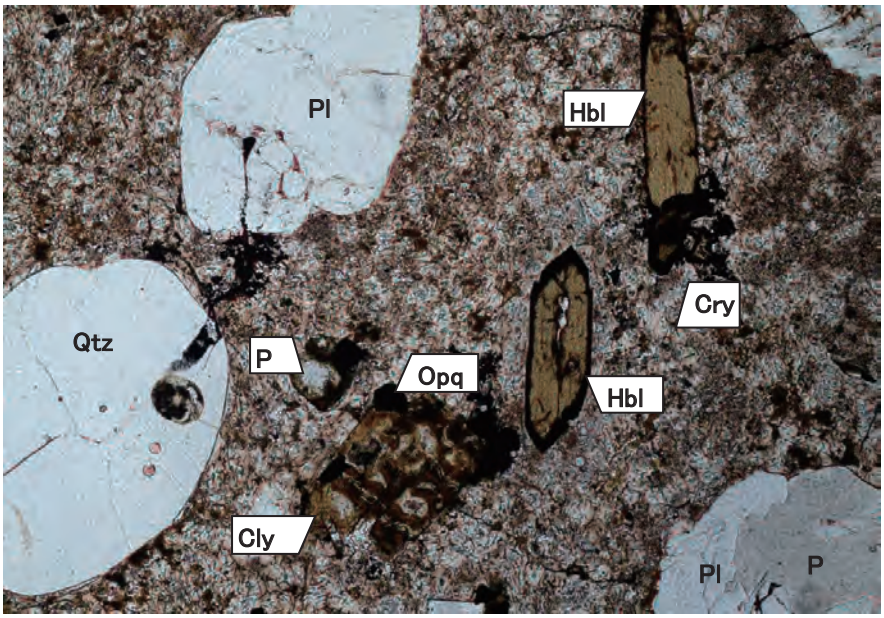
試料9-1と同じ

◎多量（＞50%）　○中量（20～50%）　△少量（5～20%）　＋微量（＜5%）　±きわめて微量（＜1%）

顕微鏡観察記載10

試料名	試料10　斑晶質な流紋岩	試料採取地	粟津町
岩石名	角閃石流紋岩	組　織	フェルシティック組織

構成物		
斑晶	略号	量
石英	Qtz	○
斜長石	Pl	△
角閃石	Hbl	±
石基	略号	量
石英	Qtz	±
斜長石	Pl	±
角閃石	Hbl	±
不透明鉱物	Opq	＋
燐灰石	Ap	±
珪長質鉱物	Si	◎
クリスタライト	Cry	±
変質鉱物	略号	量
褐色粘土鉱物	Cly	△
その他	略号	量



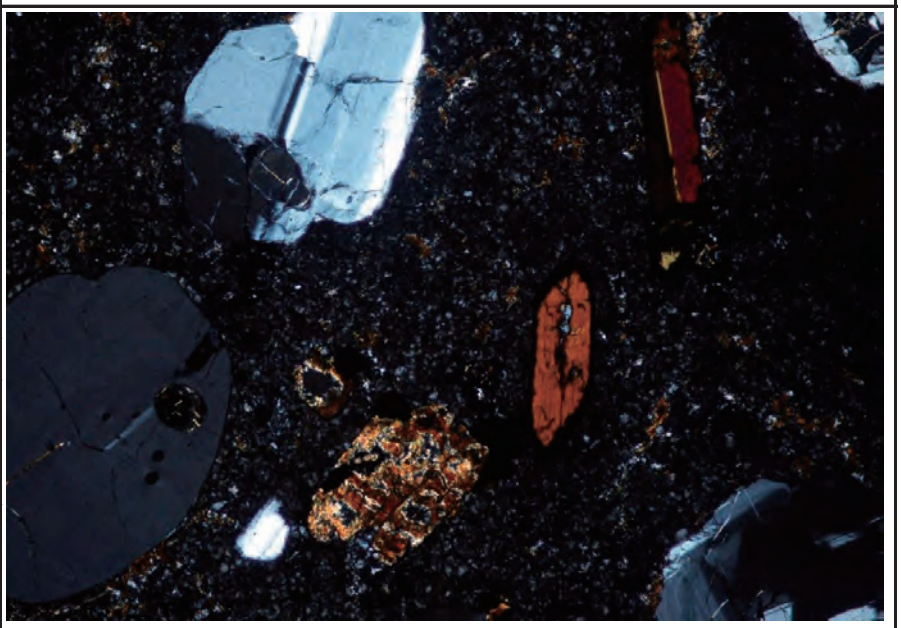
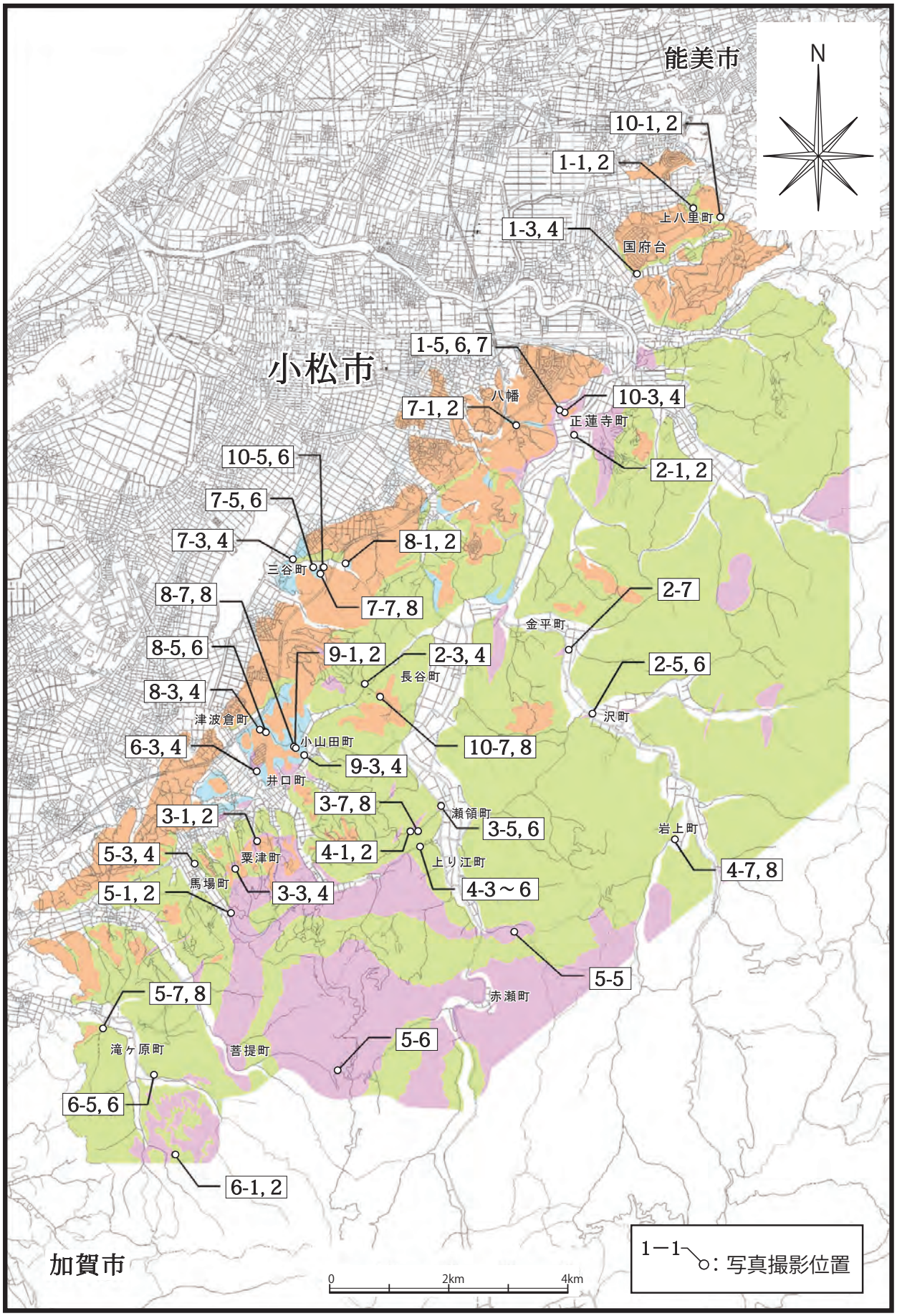


写真　上：下方ポーラー
　　下：直交ポーラー
0.5mm

石英：粒径0.3～2.0mm，他形，粒状を呈する．湾入状を示すものが散見される．
斜長石：粒径0.3～2.6mm，半自形～他形，厚板状～不定板状を呈する．集片双晶や累帯構造の発達が認められる．
角閃石：粒径0.3～2.1mm，半自形，長柱状を呈する．淡緑色～緑色の多色性を示す．弱酸化を受けており，リムが不透明鉱物に被覆されている．一部は褐色粘土鉱物により交代され仮像状となっている．
石英(石基)：粒径0.3mm以下，他形，粒状を呈する．
斜長石(石基)：粒径0.3mm以下，半自形～他形，短冊状を呈する．集片双晶を示すものが多い．
角閃石(石基)：粒径0.3mm以下，半自形，短柱状～粒状を呈する．
不透明鉱物：粒径0.5mm以下，半自形～他形，粒状～不定形粒状を呈する．
燐灰石：粒径0.3mm以下，自形，長柱状を呈する．石基に散在して分布する．
珪長質鉱物：粒径0.005mm以下，他形，不定形状を呈し，淡褐色～無色を示す．
クリスタライト：粒径0.005mm以下，他形，針状～短冊状を示す．石基の珪長質鉱物中に散在し，配向性は認められない．
火山ガラス：他形，不定形状～同心円状を呈する．珪長質鉱物によって置換されている．
褐色粘土鉱物：粒径0.003mm以下，他形，不定形状を呈する．角閃石を交代するものや，石基に散点しているものや，孔隙の周縁部に沿って分布するものが認められる．

◎多量（＞50%）　○中量（20～50%）　△少量（5～20%）　＋微量（＜5%）　±きわめて微量（＜1%）

図　　版



図版写真の撮影位置（図中の番号は図版の番号・写真に対応）

図版 1 の説明

写真 1，2　火山礫凝灰岩の露頭写真（写真 1）とその拡大（写真 2），調査地域北東部の上八里町．径 2 ～ 10 ㎜の黒曜岩を含む灰色火山礫凝灰岩，および径 10 ～ 70㎜の軽石を多量に含む灰白色軽石質凝灰角礫岩からなる．後者に含まれる軽石は亀裂に沿って細礫化あるいはレンズ状に変形する．辰口層の露頭（図版 10-写真 1，2）が隣接する．

写真 3，4　凝灰角礫岩の露頭写真（写真 3）とその拡大（写真 4）．調査地域北東部の国府台．径約 10㎜の火山礫から径約 50cm の火山岩塊まで，さまざまな礫径の流紋岩亜角礫からなる暗灰色凝灰角礫岩であり，基質は暗灰色から灰白色の中粒凝灰岩からなる．

写真 5，6，7　自破砕流紋岩の露頭写真（写真 5）とその拡大（写真 6），および黒曜岩の部分の拡大（写真 7），調査地域北部の正蓮寺町．自破砕流紋岩は，径 5 ～ 50㎝に破砕された流紋岩亜角礫を主体とする赤褐色の部分（写真 6），ならびに流紋岩や黒曜岩，軽石などの礫を含む中粒凝灰岩を主体とする暗緑灰色の部分に区別される．基質部の風化・侵食のため露頭では礫の部分が浮かび上がる．

図版 1　赤穂谷層の露頭

写真 1

写真 2

写真 3

写真 4

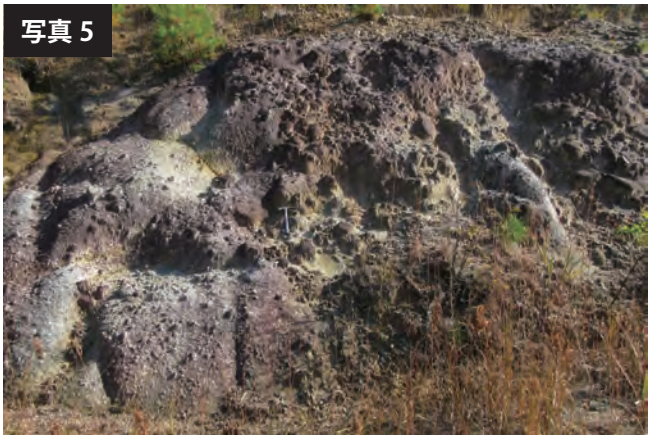


写真 5

写真 6

写真 7

図版 2 の説明

写真 1，2　流紋岩の露頭（写真 1）とその拡大（写真 2），調査地域北部の正蓮寺町 . 節理が発達する流紋岩．珪化の進行によって露頭表面は黄褐色または白色を呈する．

写真 3，4　軽石質火山礫凝灰岩の露頭（写真 3）とその拡大（写真 4），調査地域中央の長谷町．軽石を多量に含む暗緑灰色中粒凝灰岩．含まれる軽石は径 2 ～ 5㎜で淡緑灰色または淡黄褐色を呈する．径約 5㎜の黒曜岩の亜角礫もわずかに含まれる．

写真 5，6　流紋岩の露頭（写真 5）と球顆流紋岩部分の拡大（写真 6），調査地域東部の沢町郷谷川の十二ヶ滝．幅約 36m，落差約 6m のこの滝は赤紫灰色の流紋岩からなる．滝の下流側の河床には径 1 ～ 5㎜の黄褐色の球晶をともなう球顆流紋岩が露出する．

写真 7　流紋岩の露頭．調査地東部金平町の郷谷川．節理の発達した流紋岩が河床に露出する．侵食作用のため河床は起伏に富んだ独特の地形を呈する．この周辺には軽石凝灰岩や火山礫凝灰岩が分布するが，約 1.5km 下流の河床には流紋岩がふたたび露出する．

図版 2　赤穂谷層の露頭

写真 1

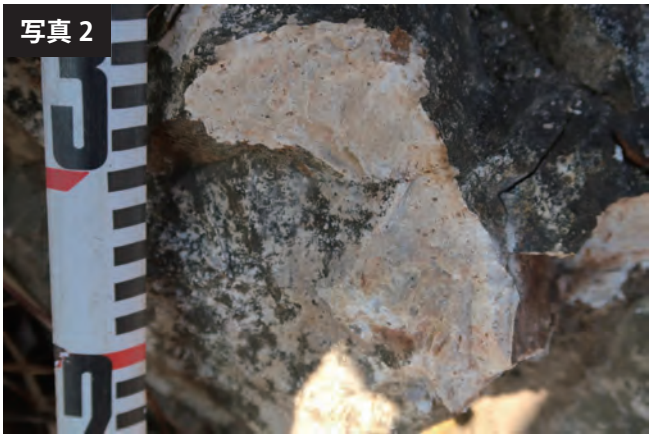


写真 2

写真 3

写真 4

写真 5

写真 6

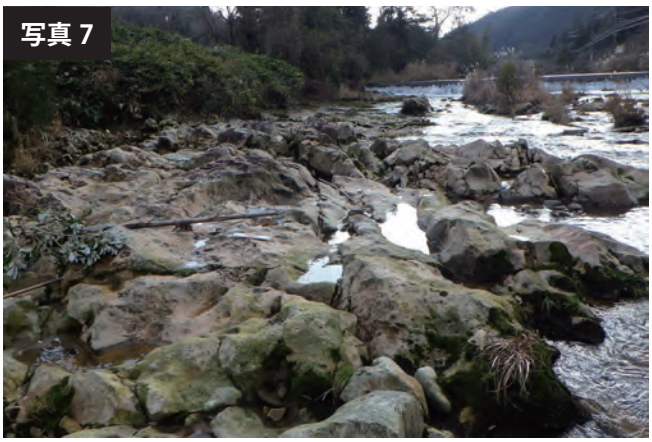


写真 7

図版 3 の説明

写真 1，2　流紋岩の露頭（写真 1）とその拡大（写真 2），調査地域南西部の粟津町北部．径 1 ～ 3㎜の石英の斑晶が顕著な濃赤色斑晶質流紋岩で，顕著な流理構造や鉱物の配列は認められない．

写真 3，4　流紋岩質黒曜岩および流紋岩の露頭（写真 3）とその拡大（写真 4），調査地域南西部の粟津町西部．節理の著しい発達でブロック状となった暗灰色流紋岩．この露頭では幅約 3m の破砕帯がみられ，破砕帯の走向・傾斜は N35°E・50°S である．

写真 5, 6, 7, 8　赤紫灰色流紋岩の露頭（写真 5, 7）とその拡大（写真 6），調査地域中央部の瀬領町の林道沿い．この林道では赤紫灰色流紋岩の断続的な露出が確認される．分布域の東方（写真 5）では石英粒による杏仁状組織（写真 6）が発達するが，分布域の西方（写真 7）では杏仁状組織が消失し，それにかわって流理構造（写真 8）が発達するようになる．

図版 3　赤穂谷層の露頭

写真 1

写真 2

写真 3

写真 4

写真 5

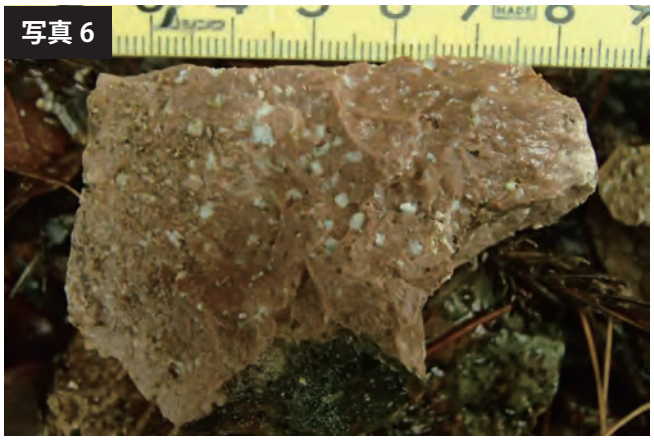


写真 6

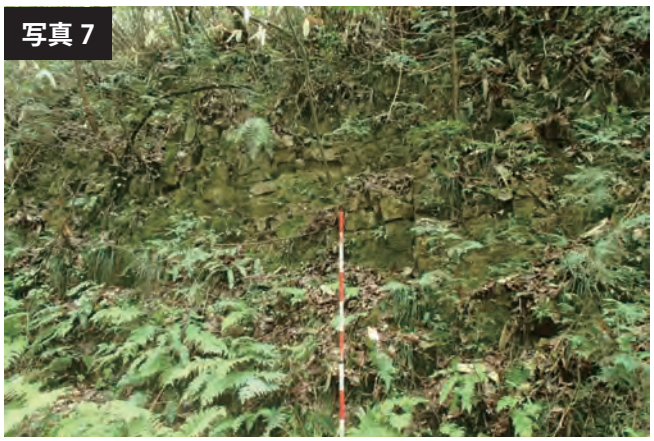


写真 7

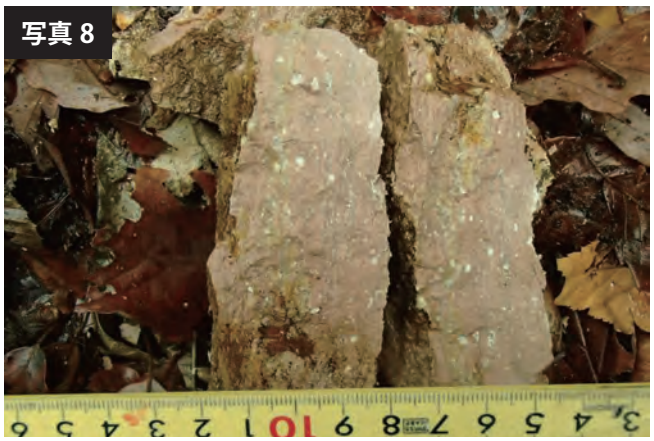


写真 8

図版 4 の説明

写真 1，2　流紋岩の露頭（写真 1）とその拡大（写真 2），調査地域中央部の瀬領町．図版 3 ‐ 7 の流紋岩露頭の西方にある流紋岩の露頭で，赤紫灰色と暗灰色との細かい縞模様の流理構造（写真 2）が発達する .

写真 3，4，5，6　珪化細粒～粗粒凝灰岩の露頭（写真 3，4）と粗粒凝灰岩部分の拡大（写真 5，6），調査地域南部の上り江町．ここに分布する流紋岩の周辺地域には濃緑色細粒凝灰岩ならびに軽石質粗粒凝灰岩が分布する，変質により珪化している．軽石質粗粒凝灰岩に含まれる軽石は径 1 ～ 6㎜で，亜角礫形状を呈し淘汰は不良である .

写真 7，8　火山礫凝灰岩（写真 7）とその拡大（写真 8），調査地域南東部岩上町の烏帽子岩．岩上町の岩上神社には高さ約 27m のこの奇岩は火山礫粗粒凝灰岩からなる．この火山礫粗粒凝灰岩には径 1 ～ 5㎜の空隙が多数認められる．含まれる礫は径 2 ～ 10㎜の泥岩の角礫～亜角礫である．

図版 4　赤穂谷層の露頭

写真 1

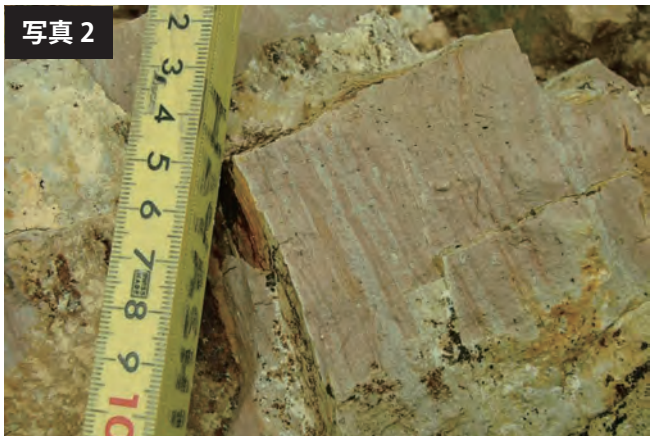


写真 2

写真 3

写真 4

写真 5

写真 6

写真 7

写真 8

図版 5 の説明

写真 1，2　黒曜岩の露頭（写真 1）とその拡大（写真 2），調査地域南西部馬場町の切土法面．径 1 ～ 4mm の石英の斑晶を大量に含む黒曜岩である．

写真 3，4　中粒凝灰岩の露頭（写真 3）とその拡大（写真 4），調査地域南西部の馬場町の切土法面．

写真 5　赤紫色流紋岩の露頭の拡大，調査地域南部の赤瀬町．濃赤紫色と黒色の流理構造を呈する流紋岩で，表面には明瞭な斑晶はみられないが径 1㎜以下の白色鉱物が散在する．

写真 6　流紋岩の露頭の拡大，調査地域南西部の菩提町．流理構造が発達する流紋岩．流理構造は赤紫色，灰白色，黄褐色の細かい縞模様からなる．

写真 7，8　大滝山の滝ヶ原石石切り場の露頭（写真 7）と石材の拡大（写真 8），調査地域南西部滝ヶ原町の大滝山石切り場跡．淡青色の軽石火山礫凝灰岩が分布する．凝灰岩に含まれる礫は淡緑灰色を呈する径 2 ～ 10㎜の亜角礫で淘汰不良である．

図版 5　赤穂谷層の露頭

写真 1

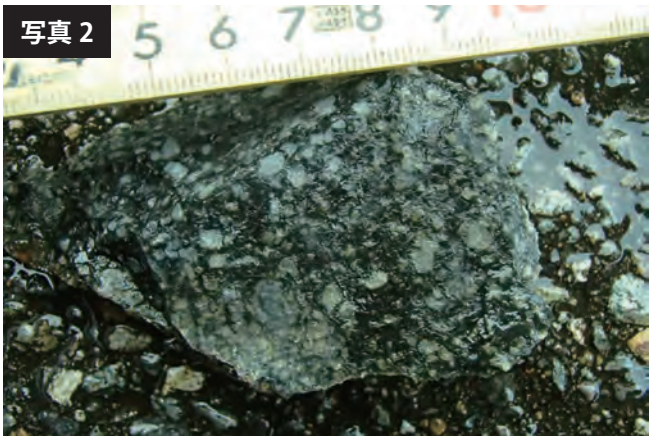


写真 2

写真 3

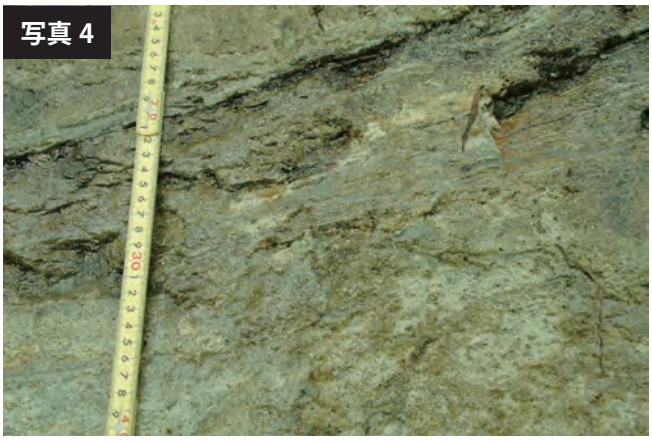


写真 4

写真 5

写真 6

写真 7

写真 8

図版 6 の説明

写真 1，2　球顆流紋岩の露頭（写真 1）とその拡大（写真 2），調査地域南西部の滝ヶ原町．径 2 ～ 50㎜の赤紫灰色の球顆を多数ともない，節理が全体に発達する．球顆は節理に沿って配列する傾向にある．

写真 3，4　流紋岩の露頭（写真 3）とその拡大（写真 4），調査地域西部の井口町．淡赤褐色流紋岩で流理構造および節理が発達する．流理面と節理面の方向性はほぼ一致しており，その走向・傾斜はN70°E・50°Sである．

写真 5，6　調査地域南西部滝ヶ原町の本山石切り場構内の樹幹化石（写真 5）と同入口の樹幹化石（写真 6）．いずれも直立した樹幹化石で最大直径約 30㎝．炭化が進み黒色を呈する．

図版 6　赤穂谷層の露頭

写真 1

写真 2

写真 3

写真 4

写真 5

写真 6

図版 7 の説明

写真 1，2　灰白色凝灰質粗粒砂岩の露頭（写真 1）とその拡大（写真 2），調査地域北部の八幡．固結度の低い灰白色凝灰質粗粒砂岩を主体とし，層厚約 2cm の灰白色凝灰質細粒砂岩が一部の層準に挟在する．灰白色凝灰質細粒砂岩の薄層を含む層厚 30cm ほどの層準は，おおきく湾曲したスランプ構造を呈する．

写真 3，4　淡黄褐色凝灰質泥岩の露頭（写真 3）とその拡大（写真 4），調査地域北西部木場潟東方三谷町の丘陵地．無層理塊状の淡黄褐色凝灰質泥岩で明瞭な堆積構造は認められない．

写真 5，6　灰白色細粒凝灰質砂岩の露頭（写真 5）とその拡大（写真 6），調査地域北西部木場潟東方三谷町の丘陵地．葉理の発達がみとめられる灰白色細粒凝灰質砂岩である．

写真 7，8　中粒凝灰質砂岩の露頭（写真 7）とその拡大（写真 8），調査地域北西部木場潟東方三谷町の丘陵地．無層理塊状で淡黄褐色を呈する中粒凝灰質砂岩である．

図版 7　舘層の露頭

写真 1

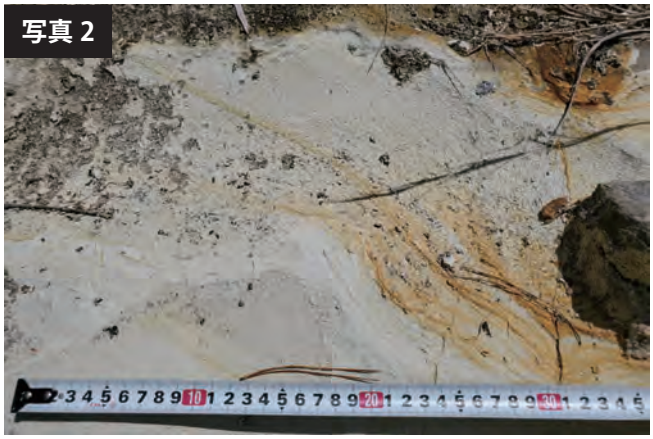


写真 2

写真 3

写真 4

写真 5

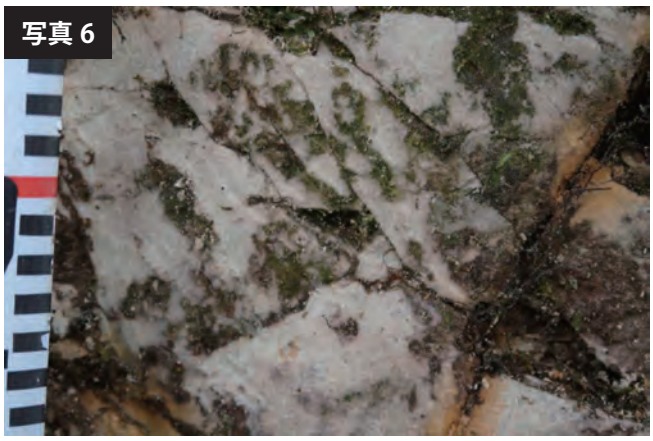


写真 6

写真 7

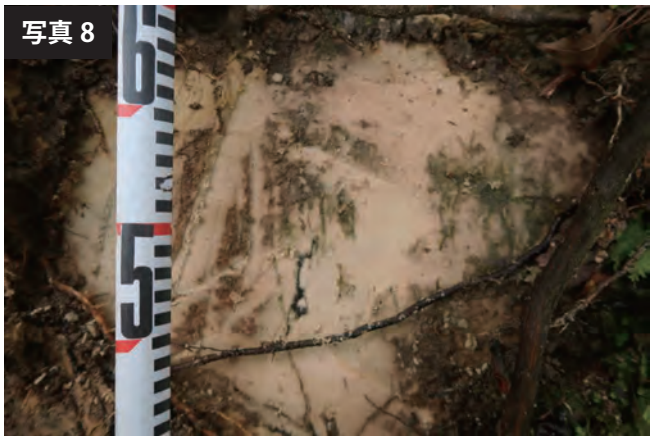


写真 8

図版 8 の説明

写真 1，2　細粒凝灰質砂岩と粗粒凝灰質砂岩との互層（写真 1）とその拡大（写真 2），調査地域北西部木場潟東方三谷町の丘陵地．径 2 ～ 8㎜の火山岩礫が混入する粗粒凝灰質砂岩と細粒凝灰質砂岩との互層である．

写真 3，4　凝灰質泥岩の露頭（写真 3）とその拡大（写真 4），調査地域西部の津波倉町．津波倉町から小山田町にかけての林道沿いに舘層の黄褐色凝灰質泥岩やさまざまな粒径の凝灰質砂岩が分布する．南東の小山田町に向かうほど粗粒化する傾向にある．

写真 5，6　中粒凝灰質砂岩の露頭（写真 5）とその拡大（写真 6），調査地域西部の津波倉町．

写真 7，8　粗粒凝灰岩の露頭（写真 7）とその拡大（写真 8），調査地域西部の津波倉町．

図版 8　舘層の露頭

写真 1

写真 2

写真 3

写真 4

写真 5

写真 6

写真 7

写真 8

図版 9 の説明

写真 1，2　凝灰質砂岩・泥岩互層の露頭（写真 1）とその拡大（写真 2），調査地域西部の小山田町．灰白色凝灰質泥岩と中粒凝灰質砂岩との互層．層理面の走向・傾斜は N40°W・10°NE である．

写真 3，4　凝灰質砂岩・泥岩互層の露頭（写真 3）とその拡大（写真 4），調査地域西部の小山田町．

図版 9　舘層の露頭

写真 1

写真 2

写真 3

写真 4

図版 10 の説明

写真 1，2　礫岩および凝灰質含礫砂岩の露頭（写真 1）とその拡大（写真 2），調査地域北東部の上八里町．黄褐色の礫岩と凝灰質含礫砂岩との互層であり，礫岩を構成する礫は扁平な円礫で風化礫である．礫の長軸は層理面に平行する．凝灰質含礫砂岩は礫岩と斜交し，内部にコンボリュート葉理が発達することがある．本露頭の近くに上八里石切り場（図版 1- 写真 1，2）がある．

写真 3, 4　礫岩の露頭（写真 3）とその拡大（写真 4), 調査地域北部の正蓮寺町．褐色の礫岩で, 軽石, 流紋岩, 安山岩の礫から構成される．礫の円磨度は高いが扁平である．

写真 5，6　礫岩砂岩互層の露頭（写真 5）とその拡大（写真 6)，調査地域北西部木場潟東方の三谷町．礫岩と砂岩との互層のうち，礫岩を構成する礫はおもに流紋岩類と凝灰岩類であり，一定量のオーソコーツアイト礫を含むことを特徴とする．いずれの礫も円磨度と球形度が高いが淘汰後は低い，配列に規則性は見いだせない．礫径は径 5 ～ 50mm である．辰口層の他の露頭とは異なり，この露頭では礫の風化がすすんでいないことが特筆される．

写真 7，8　含礫砂岩の露頭（写真 7）とその拡大（写真 8)，調査地域北西部の長谷町．褐色の含礫砂岩であり，含まれる礫の円磨度と球形度はともに高く，それらの配列には規則性は認められない．礫径は 20 ～ 60mm 程度であり，基質となる砂岩の中でも分布にも規則性は認められない．また，この含礫砂岩にはコンボリュート葉理が発達する淡黄褐色砂岩が挟在する．

図版 10　辰口層の露頭

写真 1

写真 2

写真 3

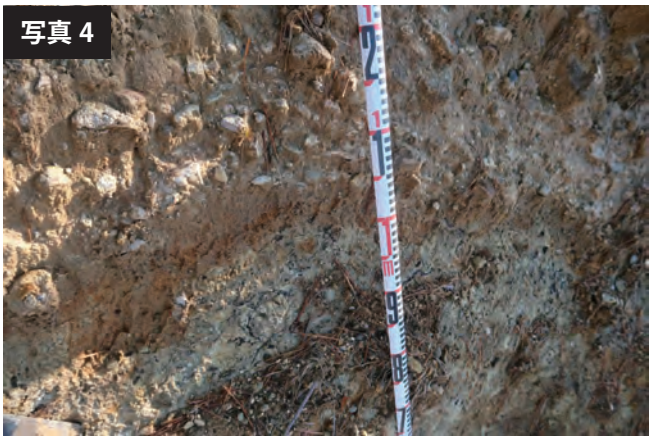


写真 4

写真 5

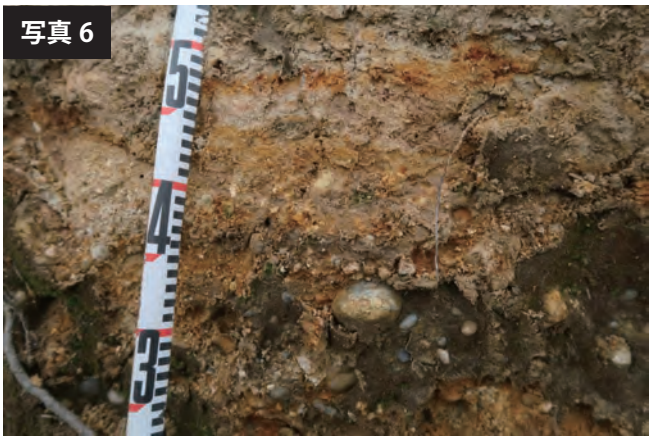


写真 6

写真 7

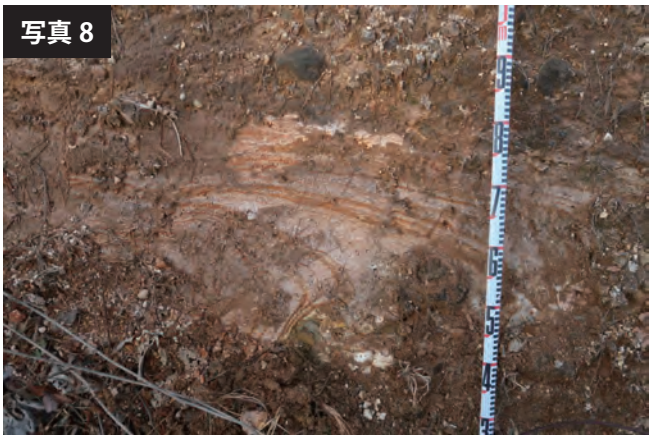


写真 8

滝ヶ原碧玉原産地周辺地質解析業務報告書

令和３年（２０２１）３月31日　発行

編集・発行　石川県小松市（小松市埋蔵文化財センター）
石川県小松市原町ト77-8　TEL (0761) 47–5713

印　　刷　株式会社前田印刷
石川県白山市旭丘二丁目16番地　TEL (076) 274–2225