日立のカンブリア系と日立変成古生層—2011 地質学会巡検案内書改訂版

田切美智雄（日立市郷土博物館）2012. 9
E-mail: michio_tagiri220130@nifty.com

地形図

1:25,000　「日立」「町屋」「常陸太田」

見学コース

１日目：小木津山自然公園→東連津川→宮田川
２日目：御岩山山頂→常陸太田市長谷、西堂平林道

注意事項：模式的露頭で岩石を採取しないこと。模式的露頭を壊さないこと。岩石の採取は指示された所で行うこと。**「可」**は採取可能箇所、**「禁」**は採取できない箇所を示す。模式的露頭以外の場所での採取は可能である。

Stop 1　日立市小木津山自然公園入口、微文象組織と球果組織をもつ 505 Ma の変成ポーフィリー。「可」
Stop 2　日立市東連津川、赤沢層を貫くポーフィリー岩脈「禁」
Stop 3　同、赤沢層の火山砕屑岩を原岩とする緑色片岩「可」
Stop 4　同、赤沢層枕状溶岩を原岩とする角閃岩「禁」
Stop 5　同、不動滝をつくる５億年前の花崗岩類「可」
Stop 6　同、５億年前花崗岩類と 3.5 億年前大雄院層基底礫岩との間の 1.5 億年間の不整合「禁」
Stop 7　日立市宮田町新楓橋、大雄院層石灰岩中の化石とクロリトイド片岩「可」
Stop 8　日立市宮田川不動滝、赤沢層変成火山岩と大雄院層含礫千枚岩との間の不整合「可」
Stop 9　日立市大雄院、５億年前花崗岩類と 3.5 億年前大雄院層基底礫岩との間の 1.5 億年間の不整合「禁」
Stop 10　日立市御岩山、赤沢層流紋岩岩頸を原岩とする紅柱石含有白雲母片岩「可」
Stop 11　常陸太田市長谷、コートランド岩「可」
Stop 12　同長谷西堂平林道、西堂平層雲母片麻岩「可」
Stop 13　同、西堂平層雲母片麻岩と花崗岩質組成の岩脈「禁」
Stop 14　同、級化構造と荷重痕をもつ西堂平層変成砂岩と変成砂岩岩脈「可」
Stop 15　同、115〜117 Ma の礫をもつ変成礫岩（又はハンレイ岩岩脈）「可」
Stop 16　同、級化構造と荷重痕をもつ西堂平層変成砂岩「禁」
Stop 17　同、西堂平層 AKS 片麻岩「可」
Stop 18　同、級化構造と荷重痕と斜交層理をもつ西堂平層変成凝灰岩（510 Ma）と変成砂岩および 119 Ma の深成岩礫をもつ変成礫岩の互層「可」
Stop 19　同、地層境界に貫入した蛇紋岩類「可」

研究史

1970 年代までの主な日立変成地域の研究史を図１にまとめた。日立変成岩類の一部に石炭紀やペルム紀の化石を産することから（藤本、1924；Minato, 1955; 杉山、1972）、日立変成岩類中に古生界が含まれていることは古くから知られていた。それ故、かつては西堂平層を除く日立変成岩類を日立古生層と称した（Kuroda, 1959）。しかし、化石を産しない玉簾層、赤沢層の層序関係については、研究者毎に見解が異なっていた。変成作用については、約 119〜101 Ma の K-Ar 年代が得られてからも（植田ほか、1969）、複変成作用と一連の変成作用という二つの見解が提示され、決着はついていない。特に、西堂平変成岩類は先カンブリア紀の基盤岩で、複変成作用を受けたものという仮説（加納ほか、1977）は一時代を風靡した。廣井・小林（1996）の紅柱石−藍晶石−珪線石片麻岩（以下 AKS 片麻岩と略称）の詳細な研究によって複変成作用については明らかになったが、先カンブリア紀基盤岩という仮説の当否については不明のままであった。

地質

阿武隈山地の地質概要図を示す（図２；Tagiri et al., 2011）。括弧の中は原岩の堆積時期を示す。阿武隈山地の東縁部には松ヶ平変成岩類や古生層が分布し、阿武隈東縁帯として区分されている（Kuroda & Ogura, 1963）。阿武隈山地中央部にはジュラ系の堆積岩類を含む御斎所−竹貫変成岩類が分布する（Hiroi et al., 1987, 1998）。日立変成岩類は阿武隈山地南部に分布する。阿武隈山地は東縁帯と南部に古い地質体が含まれている。また、双葉、畑川、棚倉の断層帯が阿武隈山地を区分している。

１．多賀山地の地質

田切ほか（2010）と Tagiri et al. （2011）、田切・小池（2011）、金光ほか（2011）、Nozaki et al. （2012）および田切ほか（2012）をもとに、多賀山地の改訂された地質を説明する（図３）。断面図を図４に、火成岩類を原岩とするものの年代値とその岩相を表１に示す。日立変成古生層は再定義され、西堂平層は前期白亜系となった。日立変成古生層の玉簾層、赤沢層、大雄院層、鮎川層、大甕層の５層の走向は北東−南西であるが、西堂平層の走向は北西−南東である。西堂平層、玉簾層、赤沢層の３層はそれぞれ断層で画され、累重関係は不明である。改訂した層序関係を図１に示す。多賀山地北部には白亜紀に貫入した入四間花崗閃緑岩体（90 Ma；植田ほか、1969）が分布し、日立変成古生層に接触変成作用を与えている。西堂平層にはコートランド岩と片麻状花崗岩（SHRIMP 119 Ma；Tagiri et al., 2011）が貫入しており、前者は西堂平層に接触変成作用を与えている。

２．日立変成地域の地質

赤沢層　山地中央部に赤沢層が分布する。走向は北東−南西である。複数の向斜背斜が推定さ

ており、層厚は不明である。赤沢層の堆積構造は不明瞭であるが、広域変成作用の変成度が北西方向に強くなることから、南東側が上位と推定されていた（Tagiri, 1973）。Tagiri （1973）は西北部の角閃岩を主体とする部分を下部赤沢層とし、より東側の緑簾石角閃岩を主体とする部分を上部赤沢層と区分した。しかし、新たな年代測定によって、赤沢層を層序的な上部と下部の層に区分するのは適当でないことが明らかになった。赤沢層の原岩は塩基性火山岩（溶岩や岩脈）と火山砕屑岩からなり、少量の凝灰質堆積岩を挟む。ポーフィリー岩脈や流紋岩も赤沢層のメンバーである。赤沢層は変成作用を受け、緑色片岩、角閃岩、雲母片岩、長石質片岩などになっている。玄武岩質溶岩には枕状溶岩があること、凝灰質堆積岩には層理の発達したものが頻繁に見られること、流紋岩には岩頸の部分があり、その部分では発泡した赤色酸化部が発達することなどから、堆積場は主に海中であったと思われる。

赤沢層は化石が未発見で、時代が不明であったが、赤沢層の火山砕屑岩に貫入するポーフィリーの SHRIMP 年代が 505 Ma、赤沢層の安山岩質溶岩の SHRIMP 年代が 507 Ma（Tagiri et al., 2011）、赤沢層中に胚胎する日立鉱山不動滝鉱床の Re-Os 年代が 533 Ma（野崎ほか、2012）の原岩年代が得られており、カンブリア紀の地層である。低変成度の凝灰質堆積岩には化石産出の可能性がある。

地域北東部の赤沢層には花崗岩類が貫入している。黒田（1951）や Tagiri （1973）はペルム紀から白亜紀の間の貫入と推定したが、Sakashima et al. (2003)によって貫入固結年代が 491 Ma とされ、カンブリア紀の花崗岩類であることがわかった。黒田（1951）はこの花崗岩類を圧砕花崗岩類と弱圧砕花崗岩類に区分したが、Tagiri et al. （2011）は、それぞれ変成花崗岩北部岩体と変成花崗岩南部岩体に再区分した。北部岩体、南部岩体両方からカンブリア紀の年代が得られている（金光ほか、2011；田切ほか、2012）。変成花崗岩類は赤沢層の火成活動と密接な関係にあることから、赤沢層の一部として扱っている。

赤沢層の変成火山岩類と変成花崗岩類の活動場を推定するため、全岩化学組成を示した（図５：田切ほか、2010）。変成花崗岩類と変成流紋岩類のほとんどはカルクアルカリ系列のもので、火山弧花崗岩（VAG）の特徴をもっている。赤沢層の変成安山岩や変成玄武岩の組成はソレアイト系列からカルクアルカリ系列までの広い組成をもつが、Ti の含量からは島弧型玄武岩の特徴を示し、MORB 的なものは少ない。以上から、赤沢層のマグマ活動は火山弧における活動と推定される。

玉簾層　山地西端には、後述する赤沢層の西側に蛇紋岩帯を介して玉簾層が分布する。走向は北東−南西である。層厚は不明である。原岩の組織は不明瞭である。角閃石片麻岩を主とするが、これと互層する黒雲母片麻岩が存在する。しかし、両岩相の関係は、分布範囲が狭いことと露出が少ないため、詳細は不明である。角閃石片麻岩は閃緑岩が原岩であると推定されている（小林ほか、1992）。角閃石片麻岩からは 507 Ma の SHRIMP 年代が得られている（Tagiri et al., 2011）。

大雄院層　大雄院層は山地東部に分布する。大雄院層は下位の赤沢層とは不整合関係にある（図３）。走向は北東−南西である。層理以外の堆積構造は不明瞭であるが、層理面の走向・傾

斜の変化から向斜背斜を繰り返しているものと推測され（図4；Gusokujima, 1983）、層厚は不明である。層状石灰岩を主とする地層で、砂泥互層や凝灰岩と互層し、それらは、大理石、千枚岩、緑色片岩、珪質片岩となっている。石灰岩層と互層してラテライト土壌を原岩とするクロリトイド片岩（Iwao, 1978 ; 萩谷、1996）が３層挟まれる。カンブリア紀の花崗岩体を直接覆う所もあり、その場合には基底礫岩が存在する（田切ほか、2010 ; 田切・小池、2011）。基底礫岩の花崗岩礫には500 Ma の年代値のものが含まれる。石灰岩には化石を産する箇所があり、前期石炭紀のサンゴ化石が報告されている（藤本、1924; Minato, 1955）。

大甕層　山地南端に分布する。走向は北東–南西で、岩層の連続性が悪く、層厚は不明である。大甕層は火山岩組織をよく残した緑色岩と火山砕屑岩および少量の石灰岩からなる（田切・大倉、1979）。大甕層は見かけ上、鮎川層の上位に分布するが、大雄院層と同様の化石を多産する石灰岩層を挟むこと、カンブリア紀の変成花崗岩塊を含むこと、変成花崗岩体と接することから、大雄院層の同時異相と推測される。

鮎川層　最上位の鮎川層は山地東部に分布する。鮎川層は整合関係で大雄院層の上に堆積している。黒色粘板岩や硬砂岩を主とする地層で、堆積構造が顕著に認められる。走向は北東–南西であるが、逆転部も認められ、向斜背斜を繰り返しているものと推測される。砂岩粒子は火山岩片を主としており、凝灰質である。石灰岩レンズも頻繁に挟まれており、前期ペルム紀のフズリナがこのレンズ中から産した（杉山、1972）。

西堂平層　山地南西部に、赤沢層及び玉簾層と蛇紋岩帯を介し、西堂平層が分布する。岩相と地質構造を図6に示す（廣井・小林、1996）。西堂平層の走向・傾斜は北北西–南南東、東約30°で、赤沢層や玉簾層の走向・傾斜（北北東急傾斜）と大きく異なる。層厚は300 m 以下である。西堂平層は白亜紀前期の泥岩、石英長石質な粗粒～細粒の砂岩、花崗岩質礫岩、流紋岩質凝灰岩、塩基性火山砕屑岩と少量の石灰岩を原岩とし、変成作用によって、雲母片麻岩、雲母片岩、長石質片岩、角閃岩などとなっている。なお、礫岩層は雲母片麻岩や雲母片岩、角閃岩中に挟まれる。角閃岩相の変成作用を受けているにもかかわらず、原岩の組織がよく残っており、堆積構造も観察できる。堆積構造には、斜交層理、級化構造、荷重痕、漣痕などが見られる。一部に正常部もあるが、多数の逆転部があり、特に分布域の東部（見かけ上上位層）は全体に逆転している可能性が高い。詳細は見学地点説明に譲る。

凝灰岩を原岩とする長石質片岩についてSHRIMP年代を測定し510 Ma を得た（Tagiri et al., 2011）が、金光ほか（2011）や田切ほか（2012）が堆積岩源片麻岩や礫の年代測定をした結果、154～118 Ma の砕屑物年代が得られ、西堂平層はカンブリア系ではなく、前期白亜系の地層が変成作用を受けたものである。510 Ma の年代値をもつ長石質片岩の由来については二つの可能性があり、カンブリア紀の凝灰岩が再堆積したものか、もしくは断層運動によって長石質片岩が西堂平層の雲母片岩中に挟み込まれたとする考えである。

西堂平層の正確な堆積年代は決められないが、砕屑物の年代値からは118 Ma より若く、かつ変成作用の119～101 Ma より古いと推測される。また、西堂平層には119 Ma と115 Ma の花崗岩類とハンレイ岩類の貫入岩類があり（田切ほか、2011、2012）、西堂平層はそれより

古い地層である。結論として、西堂平層は白亜紀前期の極めて短い期間に堆積・埋積・変成したと推測される。日本列島の他の地質体への対比は今後の課題である。

変成作用

変成作用はTagiri （1973）と廣井・小林（1996）を中心に解説する。およそ１億年前（119〜101Ma ; 植田ほか、1969 ; K-Ar 法）の白亜紀前期の広域変成作用が日立変成地域全体に及んでいる。鉱物組合せの変化を図７に、変成分帯を図８（田切・廣井、2008）に示す。日立変成古生層では東側の地層ほど変成作用が弱く、A帯が緑色片岩相、B帯が緑簾石角閃岩相、C帯は角閃岩相である。西堂平層はグラニュライト相から角閃岩相程度の変成作用を受けている。西堂平層では砂泥質岩にはざくろ石が普通に出現し、下流部は高変成度の片麻岩である。上流部（東側）に向かって変成度は低くなり、最上流部では細粒の結晶片岩となり、アクチノ閃石をホルンブレンド核部に残す角閃岩が出現する。見かけの中位層準には、Al_2SiO_5 多形鉱物である紅柱石−藍晶石−珪線石が共在する片麻岩も出現する。西堂平層の変成経路は廣井・小林（1996）の AKS 片麻岩の研究によって明らかにされた（図６b）。紅柱石は成長形態が空晶石タイプであり、変成作用初期の接触変成作用時のものである。その後圧力と温度の上昇により藍晶石が結晶化し、その後の温度上昇で珪線石が生じた。この経路は竹貫変成岩類の変成経路（Hiroi et al., 1998）と似たものである。

変形構造の研究は Gusokujima （1983）によって行われたが、新しい層序関係から見直す必要がある。カンブリア紀の花崗岩類には変形や変成再結晶による線構造や面構造が複数発達し、より詳しく研究する必要がある。カンブリア紀花崗岩類にみられる方位の異なる複数の線構造は、この花崗岩類が複数回の変形・変成作用を受けたことを示している（図９）。

日立カンブリア系の地質史

日立変成地域の形成史は次のようにまとめられる。

(1) カンブリア紀前期〜後期に大陸縁辺に沈み込み帯ができ、プレート収束型の火山活動にともなって、火山岩や火山砕屑岩などからなる玉簾層と赤沢層が堆積し、同時に花崗岩類も貫入した。

(2) その後、日立カンブリア系は陸化し、約 1.5 億年間の不整合が生じた。

(3) 石炭紀になって、日立カンブリア系の陸地周辺の海底に、主に石灰岩からなる大雄院層が堆積した。この時期にも沈み込み帯に伴う火山活動があり、島弧型の火山岩や火山砕屑岩がカンブリア系の上に不整合で堆積し、大甕層が生じた。

(4) 石炭紀には赤沢層とそこに貫入した花崗岩類は陸上で風化浸食を受け、花崗岩類は礫となって、大雄院層の基底礫岩の一部を構成した。陸上では熱帯性土壌が生成し、化石土壌となって大雄院層のラテライト質泥岩（クロリトイド片岩）のもととなった。

(5) ペルム紀前期に大陸棚上に陸棚堆積物（火山砕屑岩、砂泥互層、石灰岩など）として鮎川層が堆積した。

(6) 西堂平層は白亜紀前期の花崗岩質礫岩を伴う石英長石質堆積岩として堆積した。この堆積作用の直前には火成活動があり、その火成岩は礫となって西堂平層に供給された。

(7) 日立古生層と西堂平層は、白亜紀後期にかけて変成作用を受け、その後火成岩の貫入も受けた。

層序では、赤沢層（カンブリア系）と大雄院層（石炭系）の間に大規模な不整合が存在する（図１）。1.5 億年に及ぶ不整合は日本国内では例がなく、南部北上山地の古生層にも存在しない。他方、中国大陸と韓半島では「Great Hiatus（大欠層）」としてよく知られている。日本と中国、韓半島の層序比較を図 10 に示す。このような大きな不整合を生じるには、大陸地塊の変動が関与していることが推測され、日立変成古生層の生成も同じような変動に伴って生じた可能性がある。2010 年に中国とロシア国境にまたがる佳木斯（じゃむす）−ハンカ地域の SHRIMP 年代が多数報告され（例えば、Wilde et al., 2010）、この地域に広く５億年の地層が分布していることがわかり始めた。これから多くの討論が行われることになろう。図 11 に東アジア地域で対比される地質体を示す。層序比較に用いた引用文献については、Tagiri et al. (2011)を参照されたい。以上のことから、日立カンブリア系の基盤が北中国地塊や佳木斯−ハンカ地塊にあった可能性が指摘される。

見学地点の説明

１．東連津（とうれんつ）川ルート見学地点：往復約４km　（図 12）

Stop 1　小木津（おぎつ）山自然公園入口：赤沢層変成ポーフィリー「可」

［地形図］1/25,000「日立」

［解　説］自然公園入口には大型バス駐車場と乗用車駐車場、トイレがある。図13aは年代測定した変成ポーフィリーを採取した露頭である。入口脇の露頭や沢の中の露頭も同じものである。本案内説明書では、この変成ポーフィリーも赤沢層に含める。この岩石中のジルコンから 505 Ma というSHRIMP ウラン−鉛年代が得られ、壁岩の赤沢層が日本最古の地層であることが初めて明らかになった（田切ほか、2010）。岩石の表面は風化が著しいが、内部は新鮮なままである。図13bとcのような球果組織や微文象組織が観察されており、火山岩岩脈であることが明らかである。緑色片岩相の変成作用を受け、緑泥石、黒雲母、白雲母などが片理面に生じている。

Stop 2　東連津川林道入口：５億年前のポーフィリー岩脈が赤沢層を貫く「禁」

［地形図］1/25,000「日立」

［解　説］露頭の左下から右上にポーフィリー岩脈が出ている（図 14a）。岩脈の周囲の岩石は層理にほぼ平行な片理が発達しており、赤沢層の緑色片岩である。川の中にも緑色片岩が露出している。この赤沢層に塊状のポーフィリー岩脈が貫入している。ポーフィリーは壁岩と同じ緑色片岩相の変成作用を受けているが片理はほとんど発達していない。この岩脈は Stop 1 の小木津山自然公園入口のものと同じ岩相である。したがって、この岩脈に貫かれる赤沢層は

５億年より古い地層と判断される。岩脈の周囲に石英脈があるが、年代は不明である。

Stop 3　東連津川と小木津山自然公園登山道交差地点：層状で片状の赤沢層緑色片岩「可」

［地形図］1/25,000「日立」

［解　説］Stop 3　には、層状で片理の発達する緑色片岩が露出している（図 14b）。各層は灰緑色や濃緑色を呈し、単層ごとに少しずつ色が違っている。この地層はカンブリア紀の赤沢層で、原岩は凝灰岩である。このあたりの赤沢層は細粒で変成度が弱く、変形も弱い片岩であるため、カンブリア紀の化石を含む可能性があるが、未発見である。

Stop 4　東連津川：道路脇赤沢層の枕状溶岩と石英脈「禁」

［地形図］1/25,000「日立」

［解　説］林道脇に赤沢層の枕状溶岩を原岩とする角閃岩と石英脈の露頭がある。図 15a が枕状溶岩の部分である。枕の形は不明瞭ではあるが、塊状の枕状岩塊が積み重なっている。図に枕１個の輪郭を白線で示した。川の中にもその続きが見える（図 15b）。このことから、赤沢層の火山活動の一部は水中で起こっていた。日立変成古生層中には多数の石英脈が発達しているが、その生成年代は不明である。多賀山地にはかつてこれらの石英脈を対象にした多数の金山があり、東連津川流域にも鉱山跡が多数残っている。Stop 3 と Stop 4 の間の山腹に多数の坑口が見える。その中には日立鉱山の試掘坑もある。石英を採掘していた鉱山もあった。

Stop 5　不動滝：５億年前の変成花崗岩「可」

［地形図］1/25,000「日立」

［解　説］案内道標にしたがって林道から左へそれて登山道に入ると、左手に不動滝がある（図 15c）。不動滝は５億年前の変成花崗岩でできている。南部岩体に属しており変形構造は不明瞭である。不動滝の脇には２基の不動尊がまつられ、現在でも、修験者が滝行をする。NHK 大河ドラマ「武蔵」の撮影にも使われた。3.11 東日本大震災の時に登山道の一部が崩壊し、登山道に巨石が転がった。見学の時には落石や崩落に注意すること。

Stop 6　不動滝上流：５億年前花崗岩と３億５千万年前大雄院層との間の不整合「禁」

［地形図］1/25,000「日立」

［解　説］不動滝を巻いて登山道を上り、滝の上に出る。ここから 30 m ほどは登山道が沢の中を通るため、沢水の多い時は徒渉できないことがある。3.11 地震前には沢道を普通に通ることができたが、地震の際に沢内に崩落が多数発生し、現在も不安定で危険なので、沢道を行く場合は落石に注意すること。安全に行ける尾根を通るルートがあり、こちらを推奨する。尾根道へは滝を巻く登山道の途中から右へ入る登山道を行く。尾根まで登り、再び沢に下りる。ここを抜けると再び登山道が続き、50 m ほどで平坦な場所になり、左手が開ける。左手の川の方へ入る踏み分け道を通り、再び川岸へ出る。そこが不整合露頭の場所である。

図16aは、左側が上流である。図手前側の右岸に５億年前の花崗岩が露出し、左岸には石炭系の大雄院層変成礫岩が露出する。礫部分を拡大したのが、図16bである。礫は円礫の巨礫～大礫で、基盤の花崗岩由来と考えられる花崗岩礫を主体とする。砂質の基質は雲母片岩(図16c)となっている。この花崗岩巨礫のSHRIMP年代として500 Maが得られている（田切ほか、2010)。500 Maの花崗岩と石炭系（350 Ma）の大雄院層との間に不整合がある。図16aで、沢水が流れているところが不整合境界である。この露頭は大変貴重なので壊さないこと。

２．宮田川ルート見学地点（図17abc）

Stop 7　日立市宮田町新楓（かえで）橋：大雄院層石灰岩中の化石とクロリトイド片岩「可」

［地形図］1/25,000「日立」

［解　説］宮田川新楓橋たもとの駐車場の南側斜面の鉱山電車軌道跡に上る（図17a)。大雄院層の石灰岩が軌道跡に露出している。この付近から前期石炭紀のサンゴ示準化石（藤本、1924 ; Minato, 1955）や海ユリの化石を産する。直径５ ㎜から２ ㎝程度の楕円形の形をした化石で、石灰岩転石の風化面でみると発見しやすい。この石灰岩層の中に熱帯性風化土壌（ラテライト）を起源とするクロリトイド片岩が挟まっているところがある（Iwao, 1978 ; 萩谷、1996)。軌道跡の少し高い位置に露出しており、転石が多数ある。クロリトイド片岩は南西方向の大雄院層内に追跡でき、少なくとも４ルートで観察できる。このような事実から、石炭系大雄院層が堆積した基盤が、風化の進んだ大きな陸地となっていたことが推測される。日立カンブリア系もこの陸地の一部を構成していたと考えられる。

Stop 8　日立市宮田川不動滝：赤沢層変成火山岩と大雄院層含礫千枚岩との間の不整合「可」

［地形図］1/25,000「町屋」

［解　説］カンブリア系赤沢層と石炭系大雄院層の間の不整合境界は北東−南西方向に連続している（図3)。この境界部を調査し、新たに4カ所の不整合露頭（図3の菱形マーク）を見いだし、地質図上にそれらの位置を示した（田切・小池、2011)。Stop 8は図3のそのうちの一つである（図17b)。不動滝の少し下流の虎ロープを設置してある所から川底に下りることができる。不動滝を挟んで北側に赤沢層の変成流紋岩が露出する（図18a)。直線的な境界で下流側の大雄院層千枚岩と接している。大雄院層の片理面の走向・傾斜はN40° E、90°で、不整合境界部には礫質部は認められないが、1～2 m 離れた部分には礫質部が発達する。図18bは図18aの四角部の拡大写真である。礫は花崗岩質の中礫で、礫は変形していて円磨度は判定できない。中粒砂岩（千枚岩）は層厚約10 cmの変成した花崗岩質粗粒砂岩と互層する。

Stop 9　日立市大雄院：５億年前花崗岩類と石炭系大雄院層基底礫岩との間の不整合「禁」

［地形図］1/25,000「日立」

［解　説］この見学地点はJX日鉱日石金属（株）の管理地なので、見学にあたっては事前に

許可が必要である（図 17c）。斜面は浮き石が多く、落石の恐れがあるので、登る際は十分注意する。見学コースの目印に虎ロープが設置されている。

Stop 9 は図 3 の不整合の一つである。露頭は大雄院橋の南側駐車場の南西側の山腹にある。露頭の高い位置に変成花崗岩が露出する（図 19a と b）。この変成花崗岩は北方の小木津町方面から連続する変成花崗岩南部岩体の延長部で、田切ほか（2010）の報告した不整合基盤の花崗岩体から続くものである。この花崗岩から 500 Ma の SHRIMP 年代が得られている（田切ほか、2012）。弱い片状構造をもつ境界部の片岩を挟んで、変成礫岩が下位側にある。不整合境界面の走向・傾斜はおよそ N10° E、25° E で、礫岩層序は上下逆転していることになる。礫は花崗岩質巨礫の円礫で、基質部が少なく、礫支持の礫岩である。花崗岩体から 2〜3 m の変成礫岩層を挟んで、みかけ下位側に層厚約 20 m の千枚岩が露出し、そのさらにみかけ下位側に大理石質石灰岩が厚く露出する。この石灰岩は N30° W、30° E の走向・傾斜で、主要地方道日立山方線の道路脇に広く露出している。

Stop 9 でのこのような露出状況は、変成花崗岩体を含むカンブリア系赤沢層の上に不整合で大雄院層が堆積し、その後大規模な過褶曲によって赤沢層と大雄院層が逆転したと解釈できる。変成花崗岩体の東側境界では、大雄院層が上位に累重している。

3．御岩山ルート見学地点：往復約 2 km（図 20a）

Stop 10　日立市御岩山：赤沢層流紋岩岩頸を原岩とする紅柱石含有白雲母片岩「可」

［地形図］1/25,000「町屋」

［解　説］本山トンネルの向陽台駐車場から高鈴山登山道をたどって、御岩山に登る。本山トンネルの北側には白亜紀の入四間花崗閃緑岩体が広く分布する。トンネルの南側には赤沢層が分布する。日立鉱山の藤見鉱床は本山トンネル西出口付近にあった。このあたりの赤沢層では白雲母片岩と角閃岩が頻繁に互層する。硫化鉱床の露頭もあり、日立鉱山の主要な鉱床はこのあたりに集中している。

御岩山（492 m）は麓にある御岩神社の霊場で、山中には賀毘礼神社、御嶽神社、天の岩戸大神などが祀られている。現在はロッククライミング場として多くの登山者が訪れる。御岩山流紋岩岩頸はロッククライミング場となっている岩峰全体を構成している。流紋岩は、平板状緻密な流理構造が発達する部分と、流理とほぼ平行で、しばしば流理を不規則に貫く発泡部から構成されている（図 20b）。緻密部は黄色からクリーム色の頻互層で、流紋岩の主要な部分である。発泡部は数 cm から 30 cm 程度の厚さで、赤褐色から濃褐色の層である。破砕礫状のものと粉状の物質で充填されているが、発泡部は隙間が残っている。付近の赤沢層が北東–南西走向で西急傾斜であるのに対し、御岩山流紋岩の分布は東西走向で北傾斜であること、限られた範囲にしか分布しないこと、流理構造が複雑に波打っていること、発泡部に破砕部があるなどから、赤沢層の火山砕屑岩に貫入した流紋岩岩頸であると推測される。

御岩山流紋岩は角閃岩相の変成作用を受け、白雲母片岩と長石質片岩となっている。鏡下では流紋岩の組織は残っていない。両方の岩石とも鉱物量比に違いはあるが、長石、石英、白雲母、紅柱石を主成分とする。鉱物組み合わせは緻密部と発泡部で違いはなく、発泡部にも紅柱石が含まれる。長さ数 mm の紅柱石も珍しくない。白雲母片岩の平均的全岩化学組成を表２に示す。過アルミナ質、中アルカリ質な流紋岩である。

４．西堂平層長谷ルート見学地点：往復約 3 km（図 21）

Stop 11　常陸太田市長谷：西堂平層に貫入するコートランド岩「可」

［地形図］1/25,000「常陸太田」

［解　説］西堂平林道入口の橋の下に露頭がある（図 22a）。コートランド岩（図 3 を参照、図６ではハンレイ岩類となっている）は、ポイキリティックに単斜輝石を包有する極めて粗粒な角閃石を主成分とするのが特徴である。黒色の部分が角閃石で、10 cm を越える極めて粗粒な単結晶もある。白色の部分は斜長石である。コートランド岩は西堂平層に貫入して、接触変成作用を与えている（Tagiri, 1973）。

Stop 12　常陸太田市長谷西堂平林道：西堂平層雲母片麻岩「可」

［地形図］1/25,000「常陸太田」

［解　説］林道に入って最初の橋を渡った沢の対岸に雲母片麻岩の露頭がある（図 22b）。片麻岩の片理面は東に緩く傾斜している。比較的粗粒の岩石で、濃褐色の部分と白色の部分が平行な縞を作っている。濃褐色の部分は黒雲母の多い部分、白色の部分は長石と石英の多い部分である。この場所では堆積構造は不明瞭である。白雲母も多量に含まれる。

Stop 13　同西堂平林道：雲母片麻岩とそれを貫く花崗岩質砂岩岩脈「禁」

［地形図］1/25,000「常陸太田」

［解　説］右岸に雲母片麻岩の大きな露頭がある（図 22c）。足下が不安定なので、少し離れて見学する。片麻岩には泥岩が原岩の濃褐色部と砂岩が原岩の白色部の縞状構造が明瞭である。しかし、堆積構造は不明瞭である。露頭の左半分に花崗岩質組成の脈が片麻岩の片理を切って貫入している。この花崗岩質組成の脈にも片麻岩と平行な片理が発達している。この花崗岩質組成の脈の成因として２つ考えられ、一方は「花崗岩マグマが貫入した」、他方は「砂岩岩脈が貫入した」の二つである。どちらが真実かは今の所不明であるが、著者は砂岩岩脈と考えている。

Stop 14　同西堂平林道： 砂泥互層と砂岩岩脈を原岩とする雲母片岩「可」

［地形図］1/25,000「常陸太田」

［解　説］少し上流の左岸に砂泥互層を原岩とする雲母片岩が露出する（図 23a）。砂岩層から泥岩層へ正級化となっている（図 23b）。砂岩層底面には荷重痕も認められる。川の流れに

近い所に、砂泥互層を貫く花崗岩質組成の脈がある（図 23c)。この脈は雲母片岩と同程度の粒度で、しかも雲母片岩と同じ片理をもっている。この脈は石英長石質砂岩岩脈を原岩とするものと考えている。

Stop 15　同西堂平林道:砂泥互層中の礫岩層「可」

［地形図］1/25,000「常陸太田」

［解　説］川の中に礫岩が露出する（図 24a)。砂泥互層の地層の中に、約 2 m の厚さで挟まれる。砂泥互層との接触部は礫岩の上流側で観察できる。下流側の境界は見えない。礫は巨礫の円礫で、礫支持の状態である（図 24b)。礫種は黒雲母−角閃石ハンレイ岩と花崗岩で、基質は角閃石や黒雲母からなる砂である。なおこの露頭については異論があり、深成岩岩脈であるとする指摘もある。

ハンレイ岩質礫と花崗岩質礫の SHRIMP ジルコン年代はそれぞれ 114.7 Ma と 116.5 Ma である。

Stop 16　同西堂平林道：級化構造と荷重痕をもつ砂岩層を原岩とする砂質片岩「禁」

［地形図］1/25,000「常陸太田」

［解　説］礫岩層の少し上流に厚さ約 15 cm の中粒砂岩が露出する（図 25a)。この砂岩層は上下を石英長石質粗粒砂岩で挟まれているが、見かけ上の上位に向かって連続して粗粒化する（図 25b)。下の粗粒砂岩層から中粒砂岩に荷重痕が入り込んでいる。下の粗粒砂岩は下方に向かって細粒化し、ラミナイトに漸移する。堆積構造から層序が逆転している。

Stop 17　同西堂平林道：紅柱石−藍晶石−珪線石の共在する雲母片麻岩「可」

［地形図］1/25,000「常陸太田」

［解　説］小さな滝の上流部に川の流向と地層の走向が平行になっている雲母片麻岩の露頭がある（図 25c)。この厚さ約 1 m の部分に紅柱石−藍晶石−珪線石が共在する。紅柱石は接触変成作用で生じており、斑状変晶となっている。したがって、この 3 つの多形を採取するには、紅柱石斑状変晶を探せばよい。西堂平層では、この狭い層準にのみ 3 つの多形がそろって出現する（図 6）。

Stop 18　同西堂平林道:凝灰岩を原岩とする長石質片岩と砂泥互層を原岩とする雲母片岩「禁」

［地形図］1/25,000「常陸太田」

［解　説］河岸に露頭がある。長石質片岩は露頭では突出し、雲母片岩と頻互層する（図 26a)。長石質片岩の原岩は流紋岩質凝灰岩で、ざくろ石を含むものとカミングトン閃石を含むものがあり、ジルコンは後者から得られた。長石質片岩のジルコンを年代測定し、510 Ma が得られている（Tagiri et al., 2011)。砂泥互層を原岩とする雲母片岩には斜交層理がみられる（図 26b と c)。斜交関係からは地層は逆転している。砂岩には級化構造があり（図 26c)、これも

逆転を示している。長石質片岩には荷重痕（図27a）や漣痕（図27b）があり、これらも逆転を示している。互層中には細礫を含む薄い礫岩層もあり、細礫は原形をとどめている。礫種は花崗岩と石英砂岩である。このように、堆積岩は雲母片岩や長石質片岩に変成しているが、変形は少ない。この細礫を分離し118.5 Ma のSHRIMP ジルコン年代を得た。

Stop 19　同西堂平林道：断層に沿って貫入した蛇紋岩

［地形図］1/25,000「常陸太田」

［解　説］西堂平層と赤沢層の間は断層である。この断層に沿って蛇紋岩が貫入している（図27c)。この露頭の下流側で、蛇紋岩と西堂平層の長石質片岩や角閃岩が接している。蛇紋岩には再結晶鉱物として、カンラン石、透閃石、蛇紋石、滑石、緑泥石、炭酸塩鉱物などが生成している。緑泥石片岩には正八面体の粗粒磁鉄鉱が含まれる。西堂平層や赤沢層の変成作用との関係は明らかでない。原岩生成時代も明らかでない。この蛇紋岩中に変閃緑岩が包有されているが、研究されていない。ここにはかつて長谷鉱山があり、滑石を採掘していた。

謝辞　この案内書は 2011 年に行われた巡検のために書かれたものを、最新のデータを加えて改訂したものです。日本地質学会には、改訂版をウェブに公開することを許可いただいたことに感謝いたします。また、茨城県北ジオパーク協議会のホームページへ掲載することをご快諾いただいた天野教授に感謝申し上げます。研究はD. Dunkley 氏、足立達朗氏、堀江憲路氏、廣井美邦氏および国立極地研究所との共同研究によります。御岩山流紋岩岩頸の記載では茨城大学の藤縄明彦氏と長谷川　健氏のご協力を得ました。不整合露頭の調査では茨城県自然博物館の小池　渉氏と共同調査を行いました。堆積構造の調査では茨城大学の安藤寿男氏のご協力を得ました。日立市郷土博物館には多大な便宜を図っていただきました。以上の方々と各機関に感謝の意を表します。

文　献

地質学会編集委員会、2000、鉱物名などの略号．地質雑、**106**、Nos. 10-11（地質学雑誌投稿の手引きを参照）.

藤本治義、1924、日立鉱山付近の片状岩に伴われる石灰岩中のサンゴ化石．地学雑誌、**36**、559–561.

Glassley, W., 1974, Geochemistry and tectonics of Gressent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington. *Bull. Geol. Soc. Amer.,* **85**, 785–794.

Gusokujima, Y., 1983, Microstructures of the folded Hitachi metamorphics in the southern Abukuma Plateau, Japan. *Sci. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba,* **4**, 73-98.

萩谷　宏、1996、日立変成岩の内部構造と全岩化学組成. 地質学会第103年学術大会講演要旨、299.

廣井美邦・小林栄一、1996、阿武隈高原南端部に分布する西堂平変成岩中の紅柱石–藍晶石–珪

線石集合体の成因と温度–圧力経路．岩鉱、**91**、220–234.

Hiroi, Y., Kishi, S., Nohara, T., Sato, K. and Goto, J., 1998, Cretaceous high-temperature rapid loading and unloading in the Abukuma metamorphic terrane, Japan. *Jour. Metamorphic Geol.,* **16**, 67-81.

Hiroi, Y., Yokose, M., Oba, T., Kishi, S., Nohara, T. and Yao, A., 1987, Discovery of Jurassic radiolaria from acmite-rhodonite-bearing metachert of the Gosaisyo metamorphic rocks in the Abukuma terrane, Northeastern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan,* **93**, 445-448.

Iwao, S., 1978, Re-interpretation of the chloritoid-, staurolite- and emery-like rocks in Japan–chemical composition, occurrence and genesis. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **84**, 49-67.

金光玄樹・大藤　茂・下條将徳・平田岳史・横山隆臣ほか、2011、茨城県日立地域の新たな砕屑性ジルコン年代と地質構造．地質学会第 118 年学術大会講演要旨、T10–06.

加納　博・黒田吉益・宇留野勝敏・濡木輝一・原　郁夫・蟹沢聡史・丸山孝彦・梅村隼夫、1977、阿武隈変成帯形成史—複変成作用の立場から．秀敬編「三波川帯」、289-296、広島大学出版研究会.

木下亀城、1935、７万５千分の１「助川」図幅及び同説明書．地質調査所、 p. 96.

小林栄一・加々美寛雄・廣井美邦、1992、日立西方に産出する玉簾変成岩の Sm-Nd アイソクロン年代．岩鉱学会個人講演要旨、**87**、135.

黒田吉益、1951、日立地方の所謂壓碎性花崗岩及び角閃片麻岩について－阿武隈高原の地質学的岩石学的研究（その１）．地質雑、**57**、135-142.

Kuroda, Y., 1959, Petrological Study on the Metamorphic Rocks of the Hitachi District, Northeastern Japan. *Spec. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C*, **7**, 1-70.

Kuroda, Y. and Ogura,Y., 1963, Epidote-amphibolites from the northeastern Abukuma plateau, Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, *Sec. C,* **8**, 245-268.

Minato, M., 1955, Japanese Carboniferous and Permian corals. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido University. Series 4, Geology and Mineralogy*, **9**, 1-202.

Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, **274**, 321-355.

野崎達生・加藤泰浩・鈴木克彦・加瀬克雄、2012、茨城県日立鉱床の Re-Os 年代：日本列島最古の鉱床．2012 年地球惑星連合大会講演要旨、SGL43-05.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, **25**, 956-983.

Sakashima, T., Terada, K., Takeshita, T. and Sano, Y., 2003, Large-scale displacement along the Median Tectonic Line, Japan: evidence from SHRIMP zircon U-Pb dating of granites and gneisses from the South Kitakami and paleo-Ryoke belts. *Jour. Asian Earth Sci.*, **21**, 1019-1039.

Shimada, M., 1961, *Geology and economic geology of the Hitachi Mine*. Tohoku Univ., Inst. Mineral., Petrol. Econ. Geol., Dr. Thesis (M.S.).

杉山新平、1972、日立地域より紡錘虫化石の発見. 地球科学、26、173-175.

Tagiri, M., 1971, Metamorphic rocks in the Hitachi district in the southern Abukuma Plateau. *Japan. Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.,* **65**, 77-103.

Tagiri, M., 1973, Metamorphism of Paleozoic rocks in the Hitachi district, southern Abukuma Plateau, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III*, **12**, 1, 1-67.

田切美智雄・廣井美邦・足立達朗、2011、日本最古の地層—日立のカンブリア系変成古生層. 地質雑、117 補遺、1-20.

田切美智雄・小池 渉、2011、日立古生層中のカンブリア系と石炭系境界の 1.5 億年の不整合露頭. 茨城県自然博物館研究報告、14 号、1-14.

田切美智雄・廣井美邦、2008、阿武隈山地・日立地域. 「日本地方地質誌３、関東地方」、朝倉書店、120-122pp.

田切美智雄・大倉智恵子、1979、日立および鶏足山塊地域の変火山岩類、特にそれらの火成活動場と棚倉構造線について. 地質雑、**85**、679-689.

田切美智雄・堀江憲路・足立達朗・廣井美邦、2012、日立古生層層序の再考と西堂平層の地史. 地質学会第 119 年学術大会講演要旨、R5-O-4.

Tagiri, M., Dunkley, D.J., Adachi, T., Hiroi, Y. and Fanning, C.M., 2011, SHRIMP dating of magmatism in the Hitachi metamorphic terrane, Abukuma belt, Japan: evidence for a Cambrian volcanic arc. *Island Arc*, **20**, 259-279.

田切美智雄・森本麻希・望月涼子・横須賀歩・Daniel J. Dunkley・足立達朗、2010、日立変成岩類–カンブリア紀の SHRIMP ジルコン年代をもつ変成花崗岩質岩類の産状とその地質について. 地学雑誌、**119**、245-256.

植田良夫・山岡一雄・大貫 仁・田切美智雄、1969、本邦変成岩の K-Ar dating（II）–南部阿武隈山地、日立変成岩類–. 岩石鉱物鉱床学会誌、**61**、92-99.

渡邊萬次郎、1920、日立鉱山付近の火成岩と其の鉱床に対する関係に就いて（一）. 地質雑、**27**、441-450.

Wilde, S.A., Wu, F.Y. and Zao, G., 2010, The Khanka Block, NE China, and its significance for the evolution of the Central Asian Orogenic Belt and continental accretion. *Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, **338**, 117-137.

付図．見学地点位置図（国土地理院発行 1:20 万地勢図「水戸」より作成）

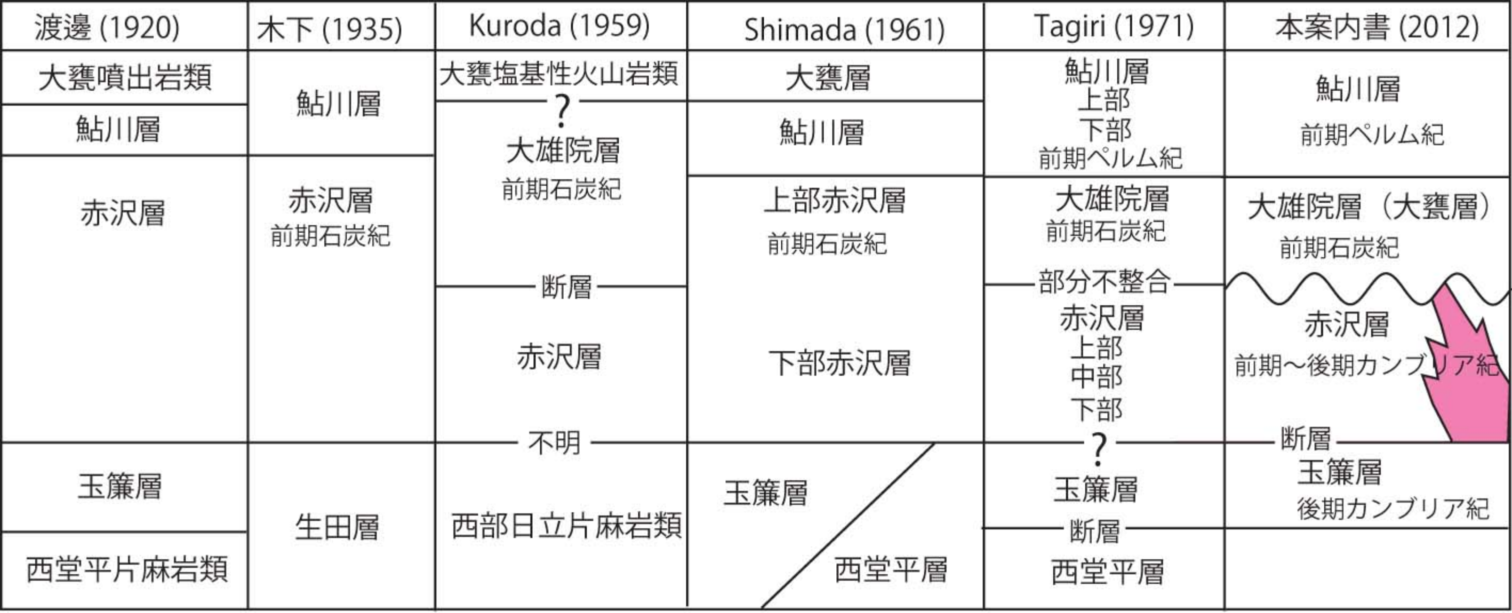


図１．日立変成古生層の層序研究の変遷.

不整合　変成花崗岩類

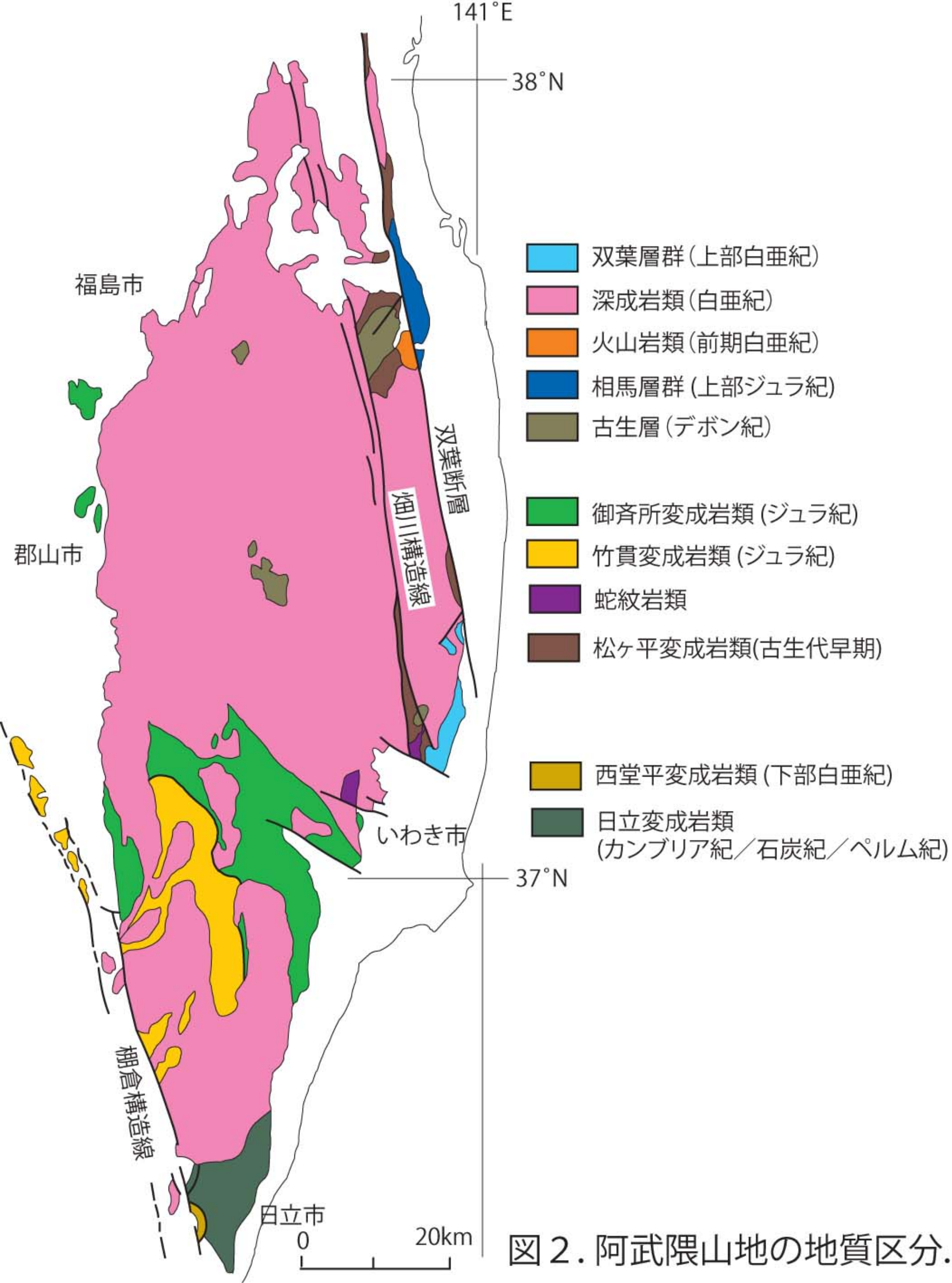
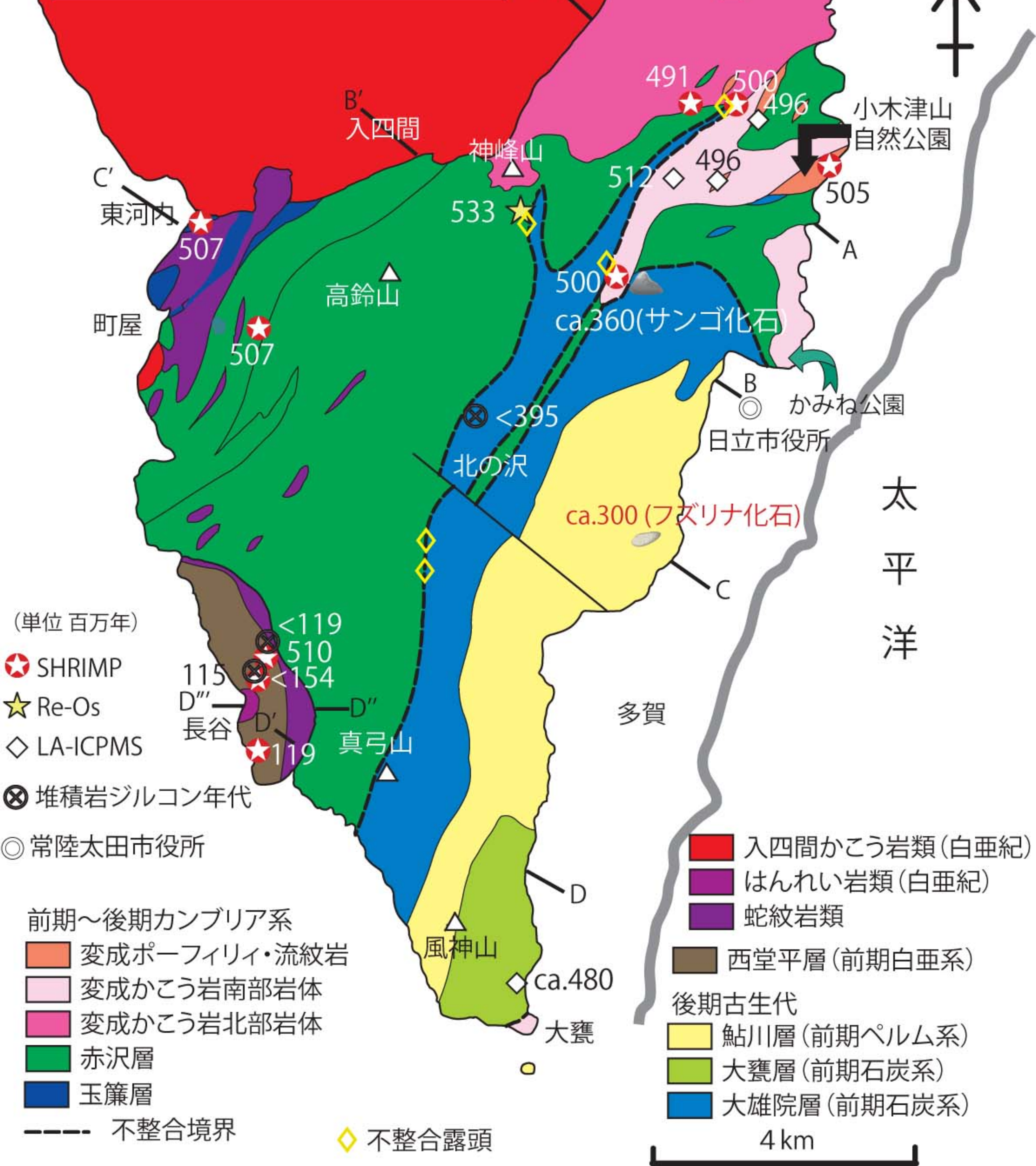


図２. 阿武隈山地の地質区分.

図３. 多賀山地の地質図.


十王
北
石尊山
A′
B′
入四間
C′
東河内
神峰山
491
500
496
小木津山
自然公園
512
496
505
533
507
A
500
高鈴山
町屋
507
ca.360(サンゴ化石)
B
かみね公園
<395
日立市役所
北の沢
太
平
洋
ca.300 (フズリナ化石)
C
(単位 百万年)
<119
510
SHRIMP
115
<154
Re-Os
D‴
D″
D′
長谷
LA-ICPMS
119
真弓山
多賀
堆積岩ジルコン年代
常陸太田市役所
入四間かこう岩類（白亜紀）
はんれい岩類（白亜紀）
蛇紋岩類
D
前期～後期カンブリア系
変成ポーフィリィ・流紋岩
変成かこう岩南部岩体
変成かこう岩北部岩体
赤沢層
玉簾層
風神山
西堂平層（前期白亜系）
ca.480
後期古生代
大甕
鮎川層（前期ペルム系）
大甕層（前期石炭系）
大雄院層（前期石炭系）
不整合境界
不整合露頭
4 km

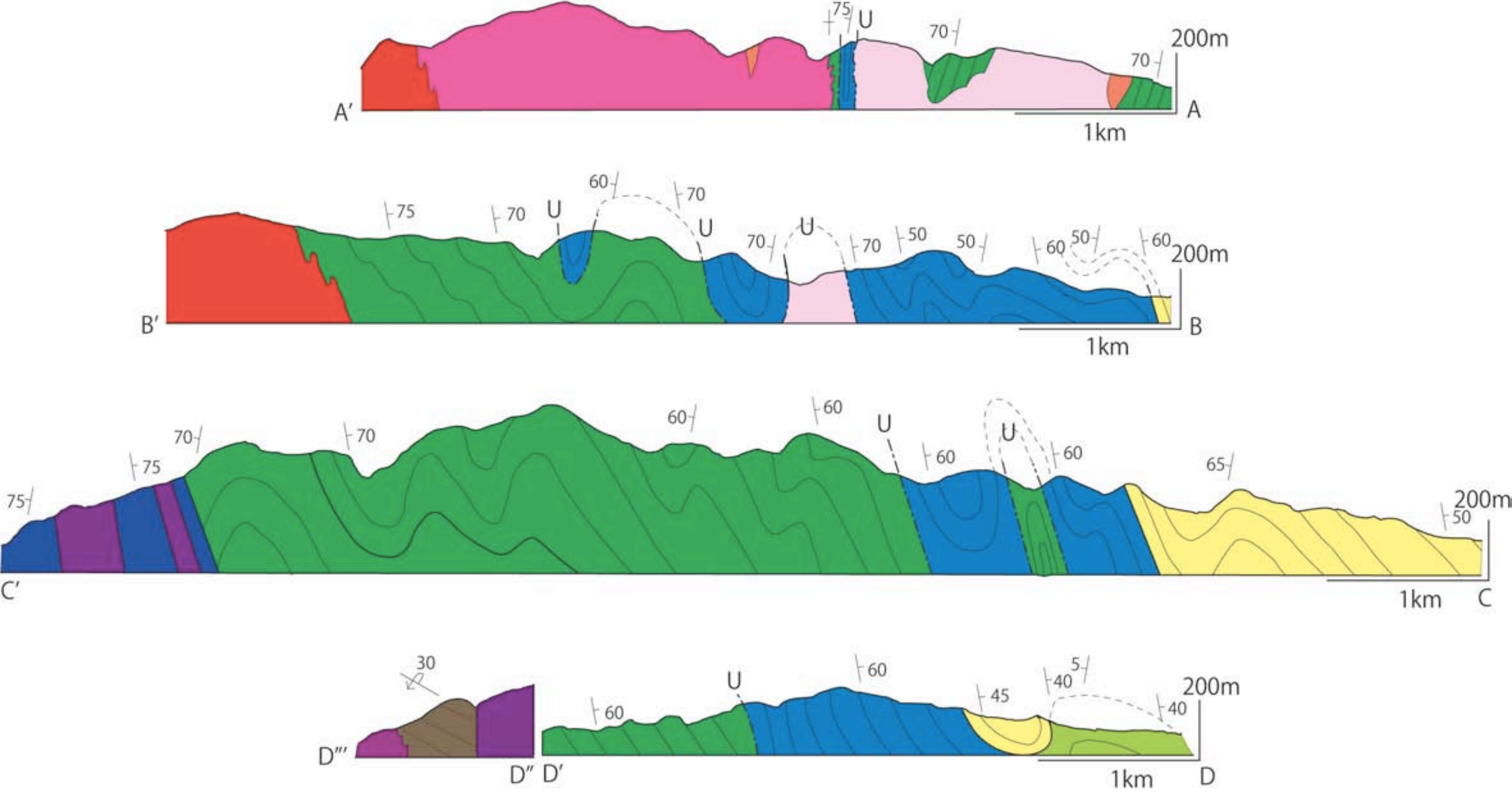


図４. 多賀山地の地質断面図. 走向傾斜の印は傾斜の方向と角度を示す.

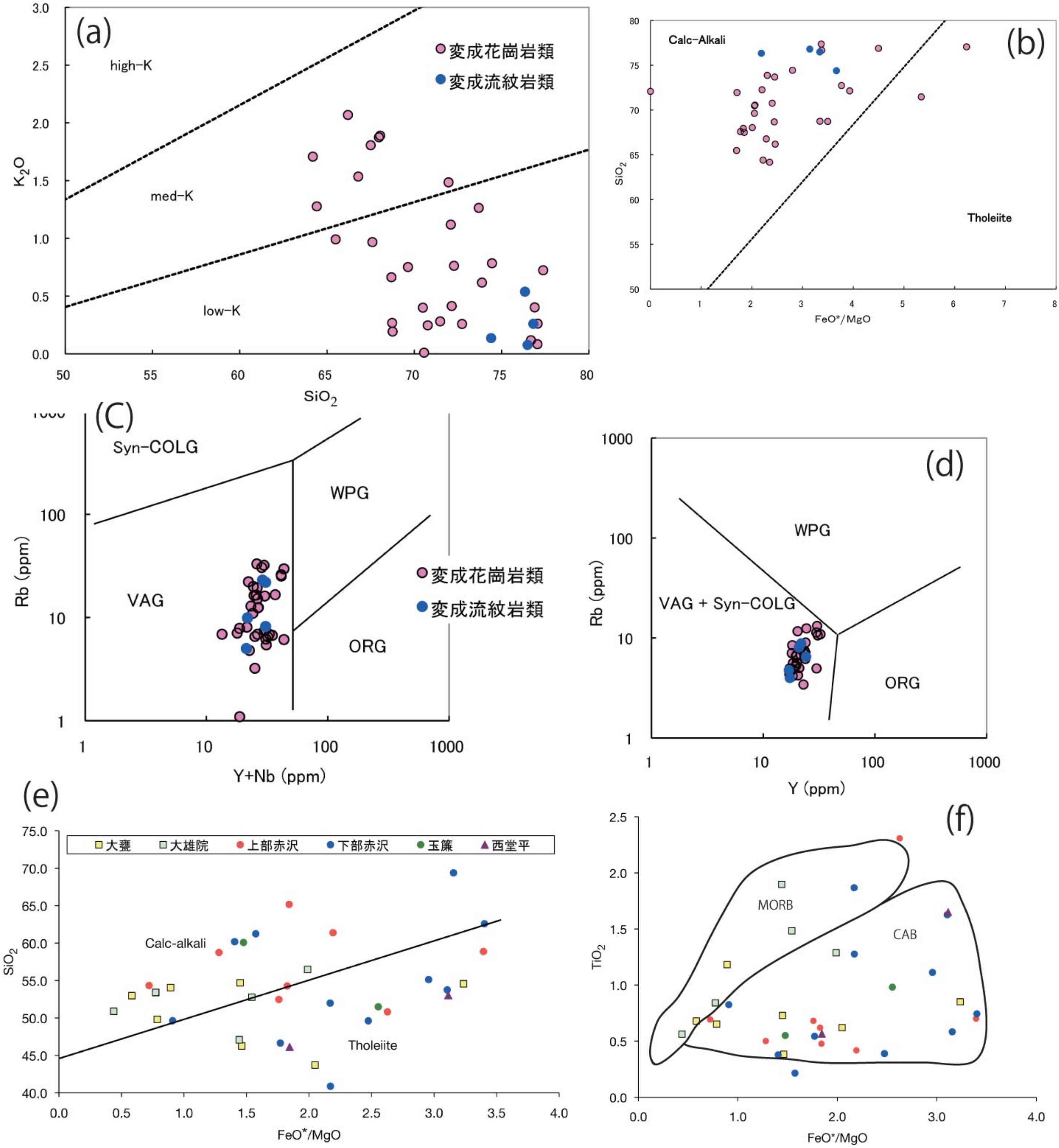
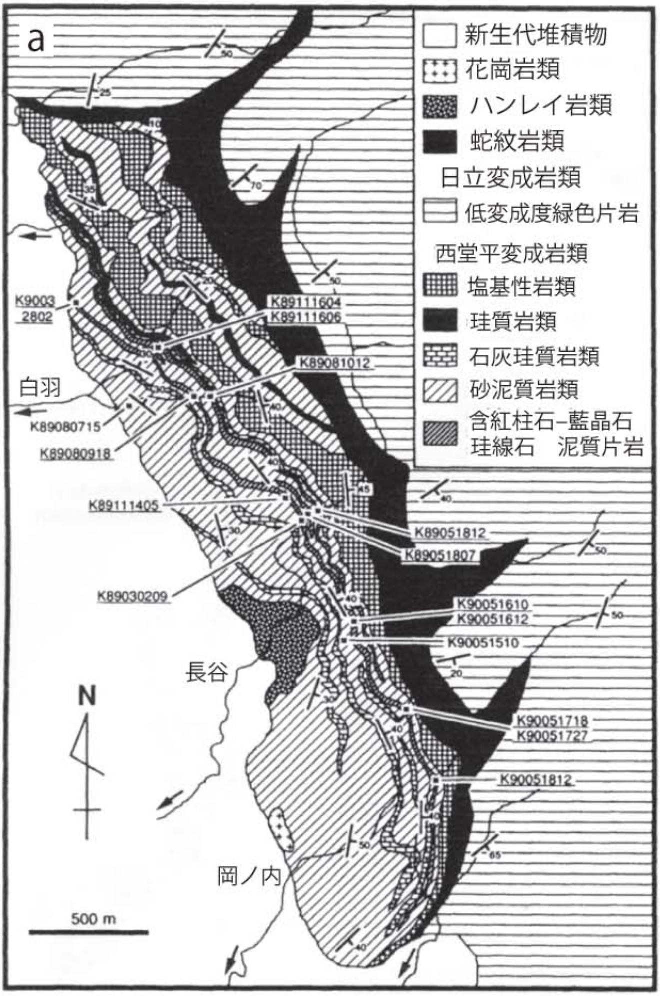


図５．変成花崗質岩類と変成流紋岩類（a～d）及び日立変成火山岩類（e、f）の化学組成の特徴（田切ほか、2010）．(a) K2O-SiO2 図、(b) SiO2-FeO*/MgO 図（Miyashiro, 1974）、(c) Rb-Y+Nb 図（Pearce et al., 1984）、(d) Rb-Y 図（Pearce et al., 1984）、(e) SiO2-FeO*/MgO 図（Miyashiro, 1974）、(f) TiO2-FeO*/MgO 図（Glassley, 1974）．日立変成火山岩類の化学組成は Tagiri (1973) と田切・大倉（1979）を引用．CAB: calc-alkali basalt, MORB: mid-oceanic ridge basalt, ORG: ocean-ridge granite, Syn-COLG: syn-collisional granite, VAG: volcanic-arc granite, WPG: within-plate granite.



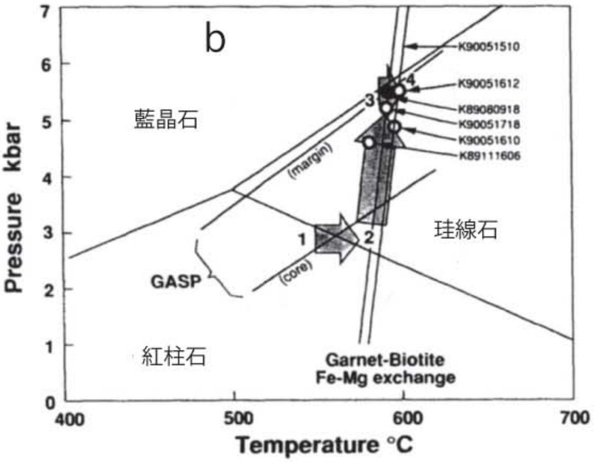
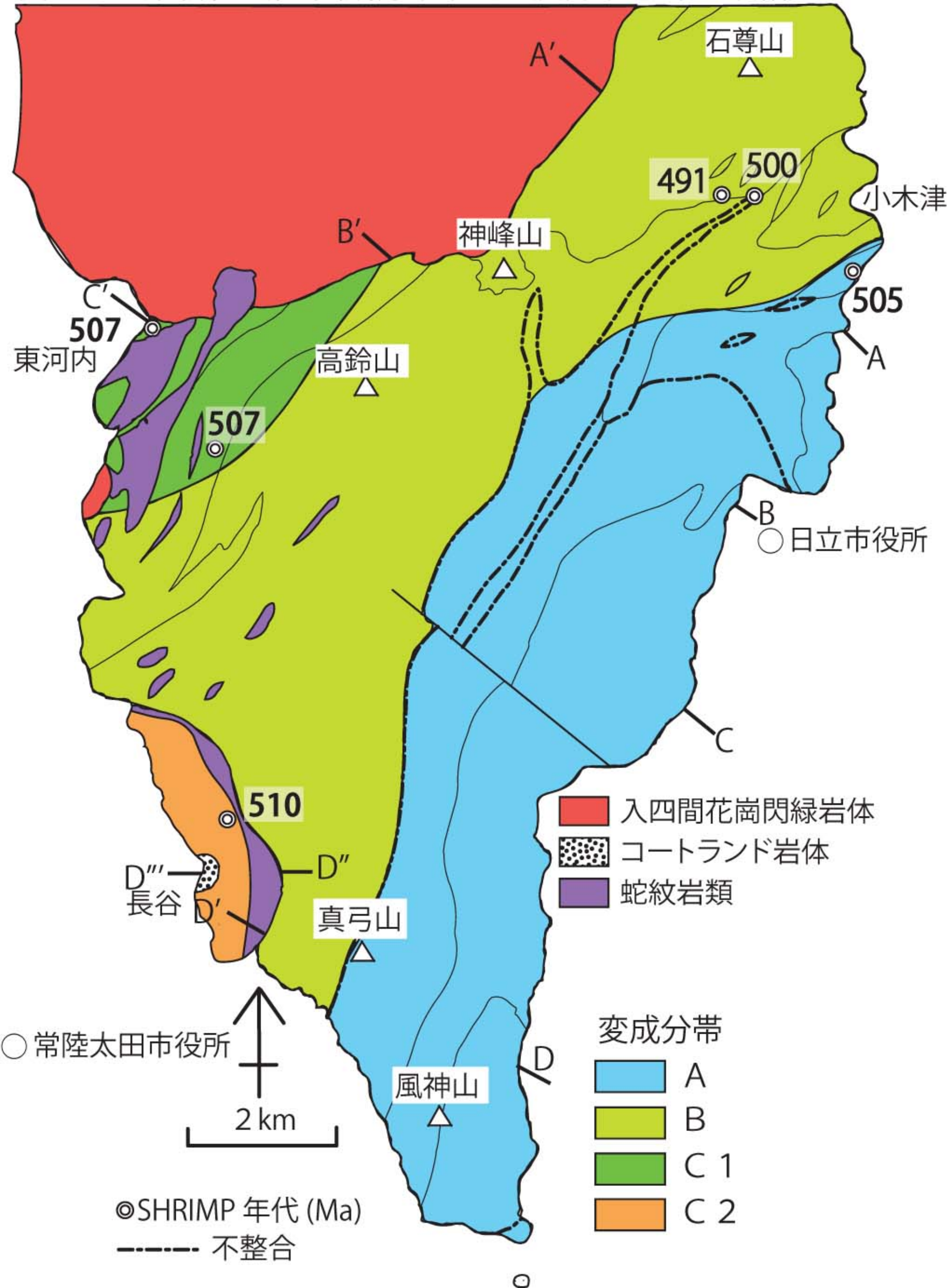


図 6．(a) 西堂平変成岩類の地質図と記載及び EPMA 分析した試料位置図（下線を付した試料は AKS 片麻岩）（廣井・小林、1996）、(b) 西堂平変成岩類の温度圧力経路（廣井・小林、1996）．GASP: garnet-aluminosilicate-silica-plagioclase 地質圧力計.

地層		日立変成古生層			西堂平層
変成相		漸移帯	緑簾石角閃岩相	角閃岩相	角閃岩相～グラニュライト相
変成分帯		A	B	C1	C2
塩基性岩類	アルバイト	――			
	オリゴクレース	- - -	――		
	アンデシン			――	――
	緑簾石	――	――		
	アクチノ閃石	――	- - -		
	普通角閃石		――	――	――
	カミングトン閃石		- - -	――	――
	直閃石			――	――
	緑泥石	――	―― - - -	- - -	
	方解石	――	―― - - -		
	黒雲母	- - - ――	――	――	――
	Ca単斜輝石			――	――
	ルチル	- - -	- - - ――	――	――
	ザクロ石				- - -
泥質岩類	緑泥石	――	- - -		
	白雲母	――	――	――	――
	黒雲母	- - - ――	――	――	――
	緑簾石	――	――		
	ザクロ石				――
	紅柱石		――		- - -
	珪線石				――
	藍晶石				- - -
	十字石				- - -
	カリ長石	- - -	- - -	――	――
	斜長石	――	――	――	――
	クロリトイド	- - -			
	菫青石		- - -	――	- - -

図８. 日立変成地域の変成分帯（田切・廣井（2008）を改編）.



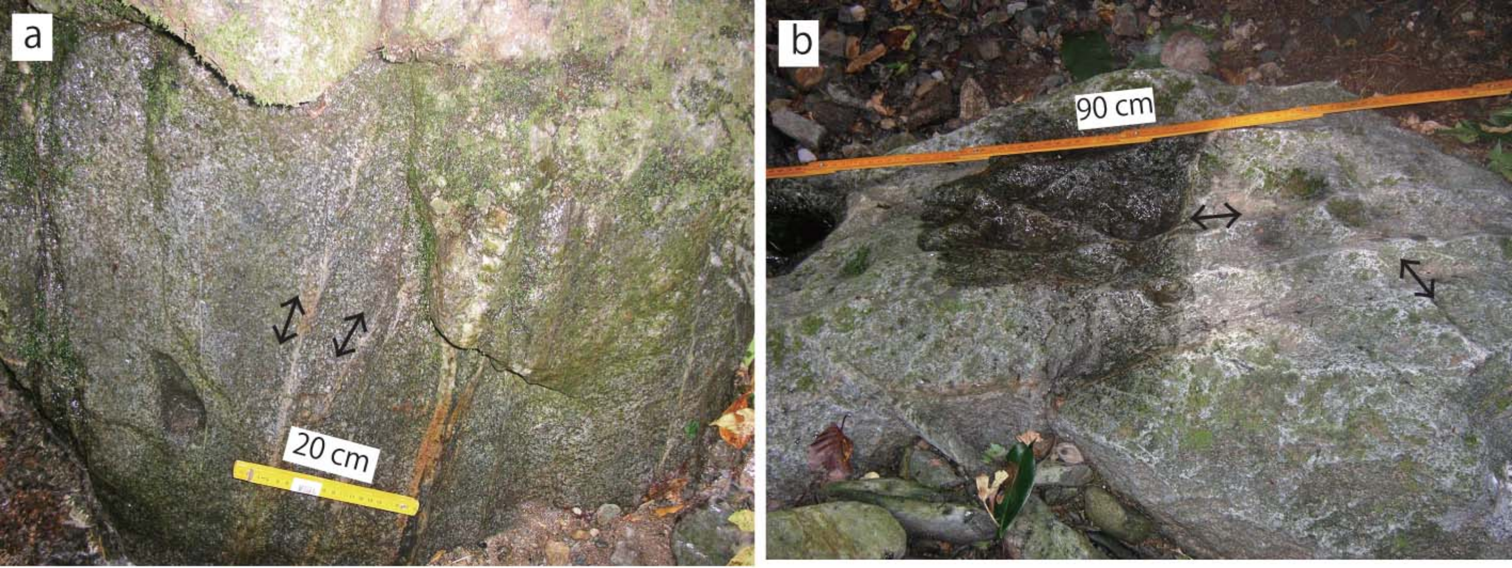
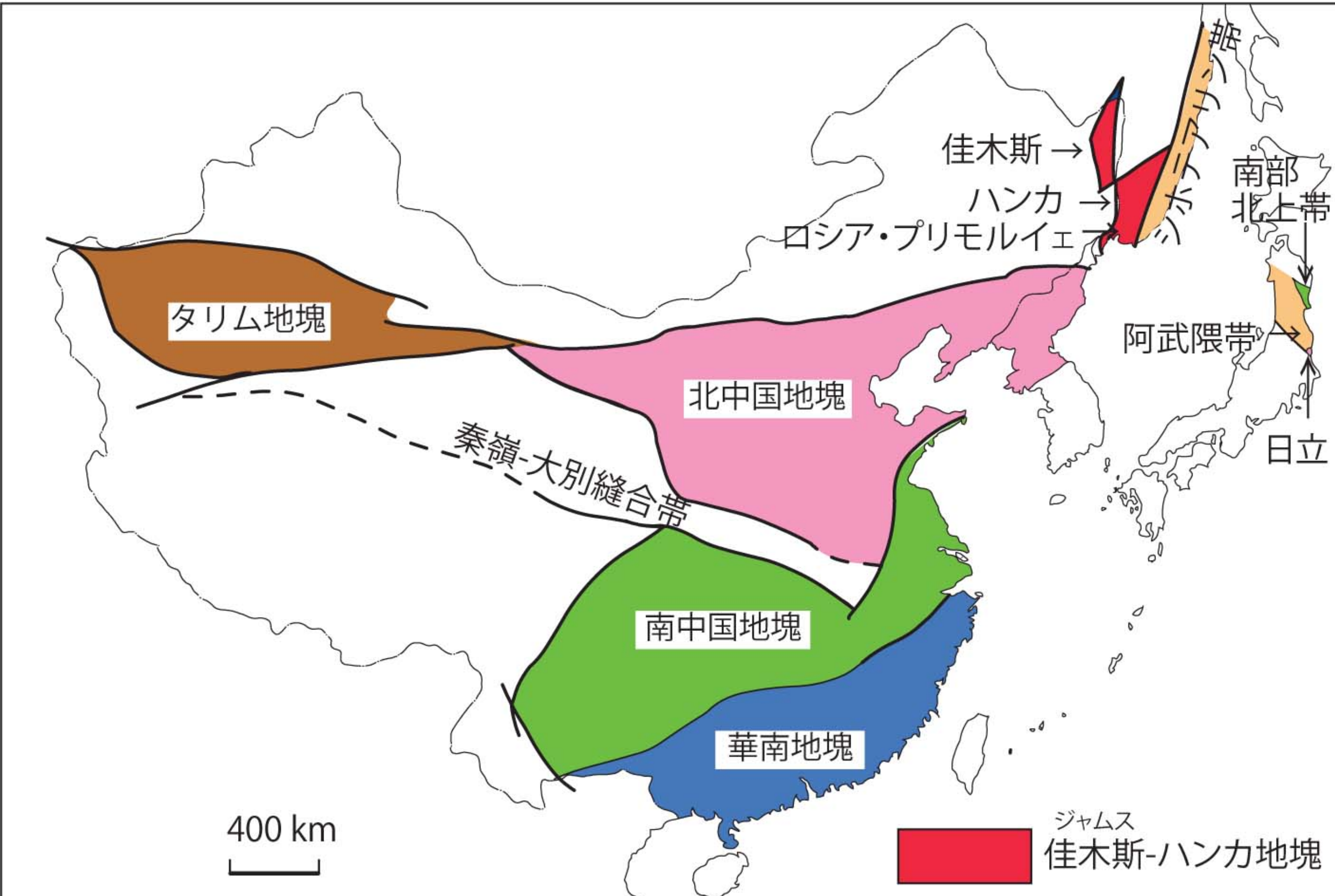


図９．東連津川河床で見られる変成花崗岩類北部岩体の複数の線構造.

図 10. 北部中国、韓半島北部、東日本列島間の層序比較（Tagiri et al., 2011&2012）.

	北中国地塊		韓半島		西南日本内帯		中央阿武隈山地		東縁阿武隈山地		南部北上山地	
	層序区分	火成活動	層序区分	火成活動	層序区分	火成活動	層序区分	火成活動	層序区分	火成活動	層序区分	火成活動
白亜紀	志丹層	花崗岩類	麗川層群 河陽層群 新洞層群	仏国寺 花崗岩類	和泉層群 関門層群 手取層群	領家 花崗岩類	那珂湊層群 西堂平層	阿武隈新期 花崗岩類 阿武隈古期 花崗岩類	双葉層群	高倉火山岩 阿武隈 花崗岩類		北上 花崗岩類
ジュラ紀	安定層 直羅層 延安層	花崗岩類	大同大層群	大宝 花崗岩類	美濃ー 丹波帯	船津 花崗岩類	御斉所ー 竹貫系		相馬層群		大島層群 橋浦層群 志津川層群	島弧 火成活動
三畳紀	二馬営層 赫山溝層	花崗岩類		松林 花崗岩類							皿貝層群 稲井層群	火山活動
ペルム紀	石河子層 山西層	花崗岩類	平安大層群		超丹波帯 舞鶴帯	飛騨変 花崗岩類	鮎川層		高倉山層群 清太郎沢層		登米層 叶倉層 坂本沢層	島弧 火成活動
石炭紀	太原層 本渓層 清水澗層	島弧 火成活動			秋吉帯 飛騨帯 隠岐変成岩		大雄院層	島弧 火成活動	立石層 真野層	阿武隈東縁 花崗岩類	長岩層 鬼丸層 日頃市層	氷上花 崗岩類 II
デボン紀	**Great Hiatus (大欠層)**		**Great Hiatus (大欠層)**	洪済寺 花崗岩類 II			**Great Hiatus (大欠層)**		合ノ沢層		鳶ヶ森層 中里層 大野層	
シルル紀			檜洞里層		子馬巣谷層						千丈ヶ滝層 川内層 薬師川層	
オルドビス紀	馬家溝層 亮甲山層 冶里層				一重ヶ根層						小黒層	氷上花 崗岩類 I
後期 カンブリア紀	封神層 常山層 孤山層		朝鮮大層群			氷川 花崗岩類	玉簾層 赤沢層	花崗岩類	松ヶ平 変成岩類 （変成作用）		母体 変成岩類 （変成作用）	
前期 カンブリア紀	張夏層 棗庄層 昌平層							島弧 火成活動				

図 11. 東アジア大陸と現在の日本列島との構造的関係. 大陸地塊の配置は Wilde et al.（2010）による.



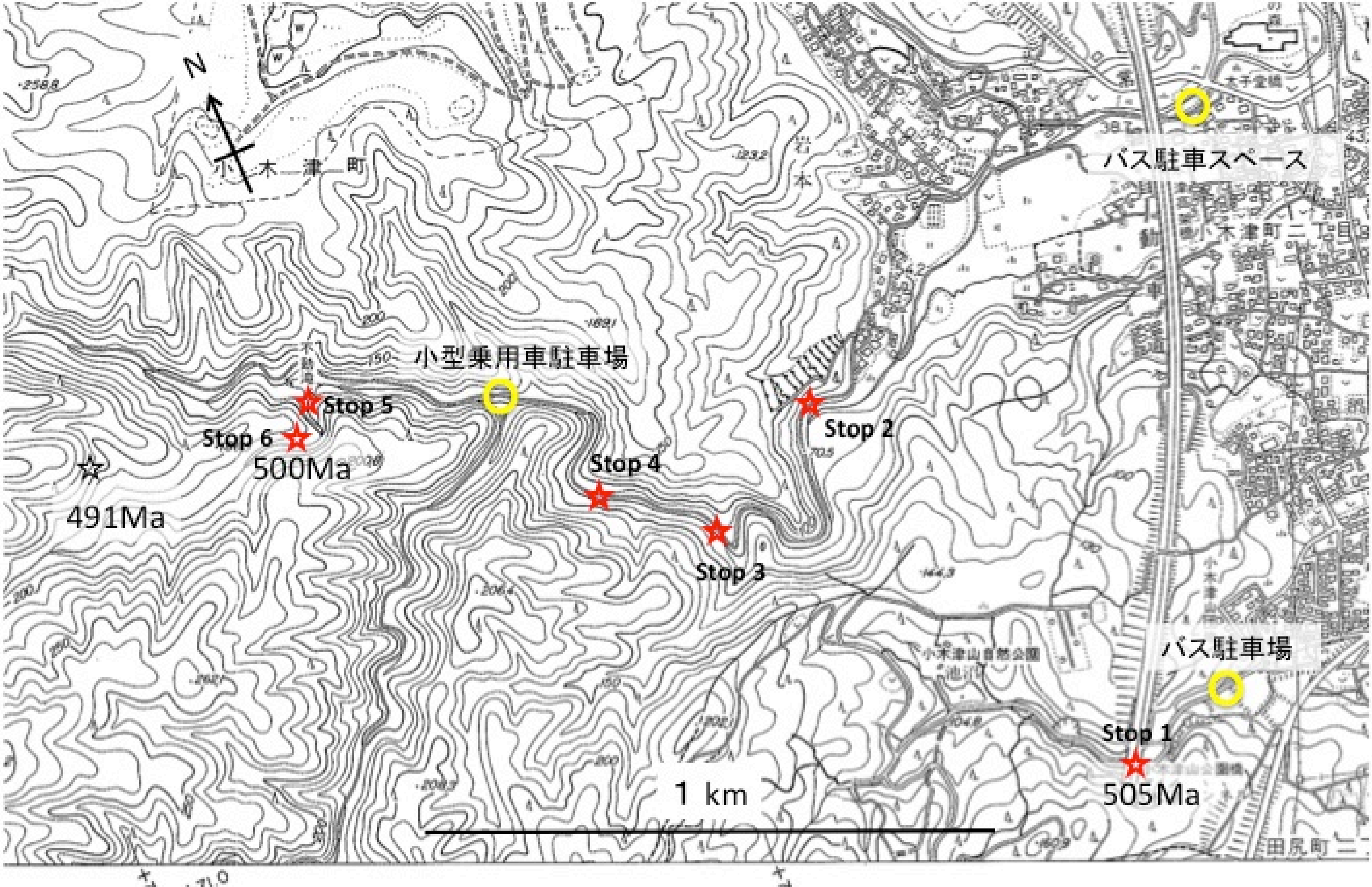
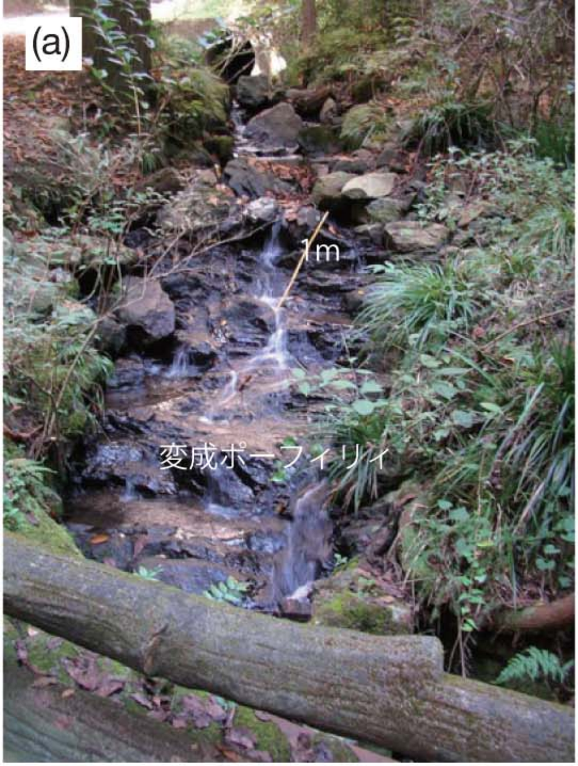


図12. 東連津川ルートの見学地点図.



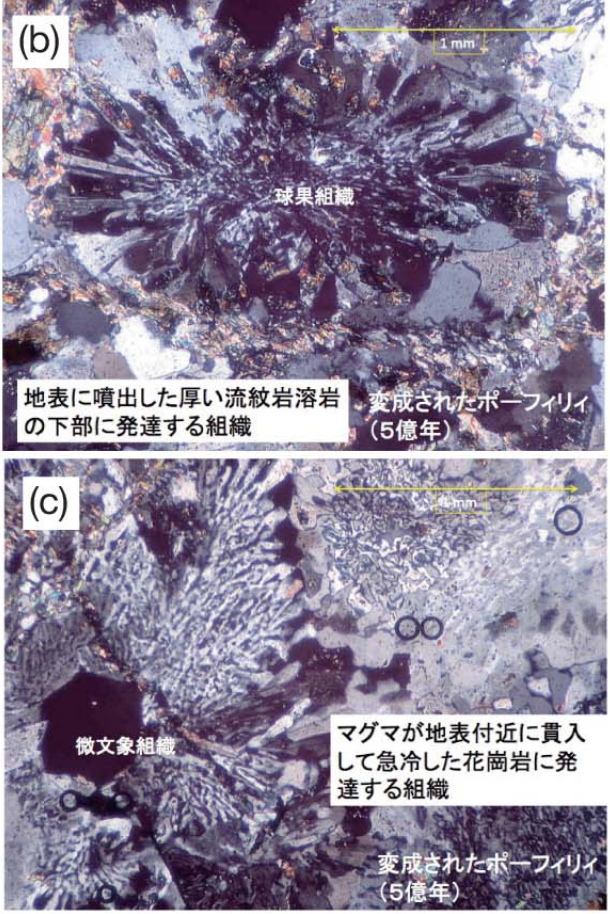


図 13. (a) Stop 1 の露頭、(b) と (c) Stop 1 のカンブリア紀変成ポーフィリーの薄片写真.

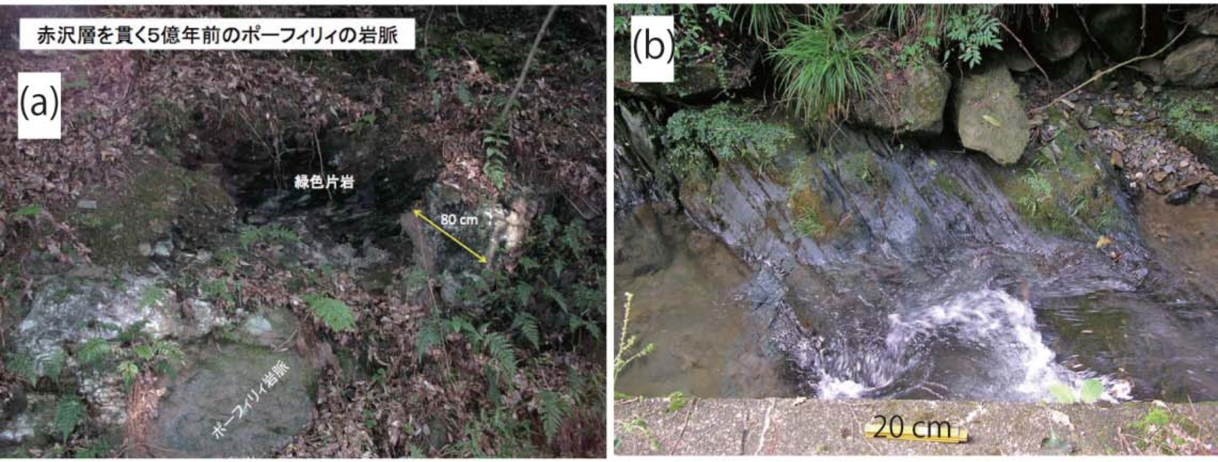


図 14. (a) Stop 2 の赤沢層緑色片岩に貫入するカンブリア紀ポーフィリー岩脈、(b) Stop 3 の赤沢層緑色片岩.

図 15. (a) Stop 4、道路脇の赤沢層の変成枕状溶岩、(b) 同地点河床の変成枕状溶岩、(c) Stop 5、東連津川不動滝のカンブリア紀変成花崗岩類.

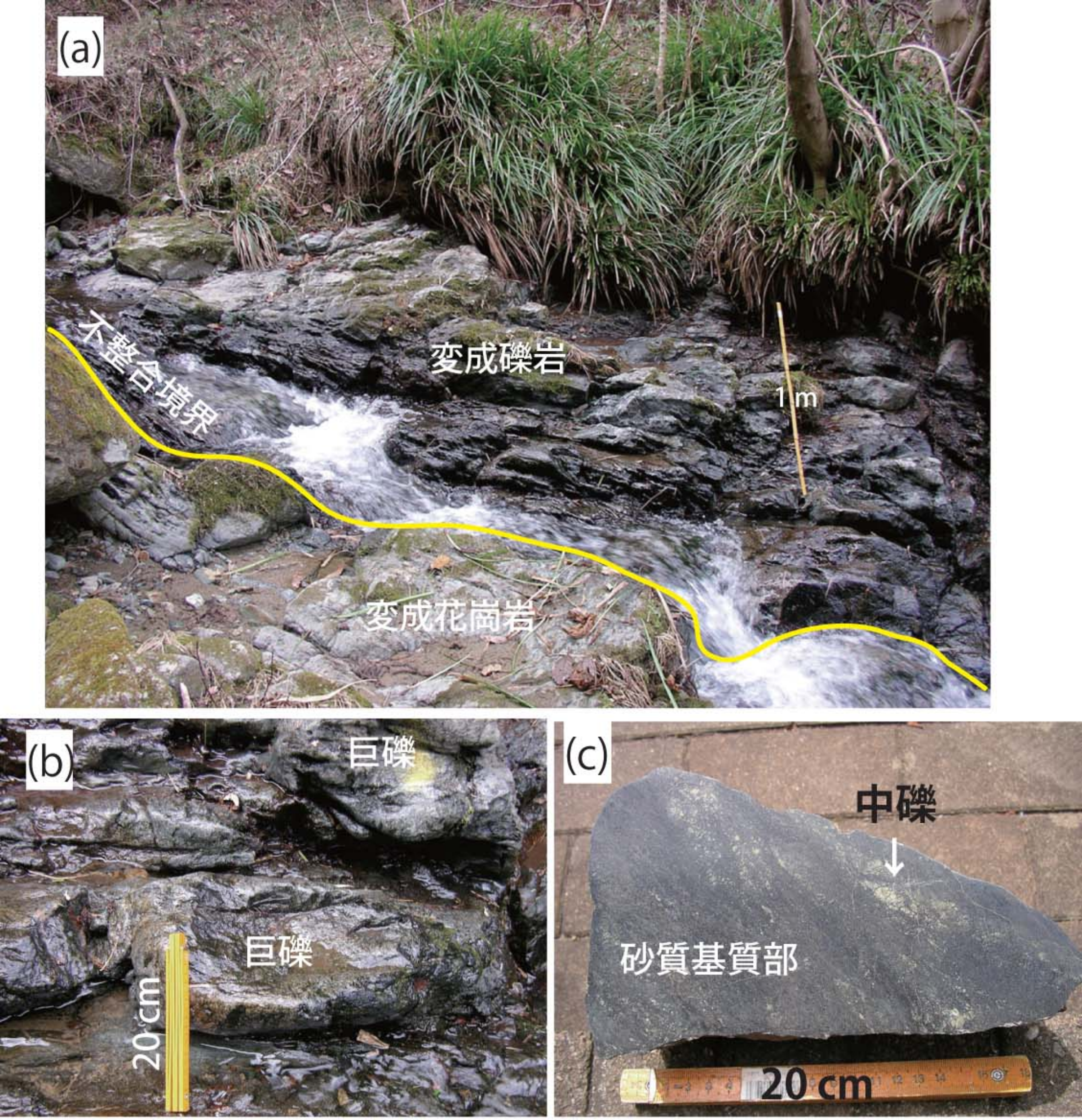


図 16. (a) Stop 6、変成花崗岩と大雄院層基底の変成礫岩との不整合露頭、(b) 変成礫岩中の巨礫、(c) 変成礫岩基質の雲母片岩中の中礫（田切・小池、2011）.

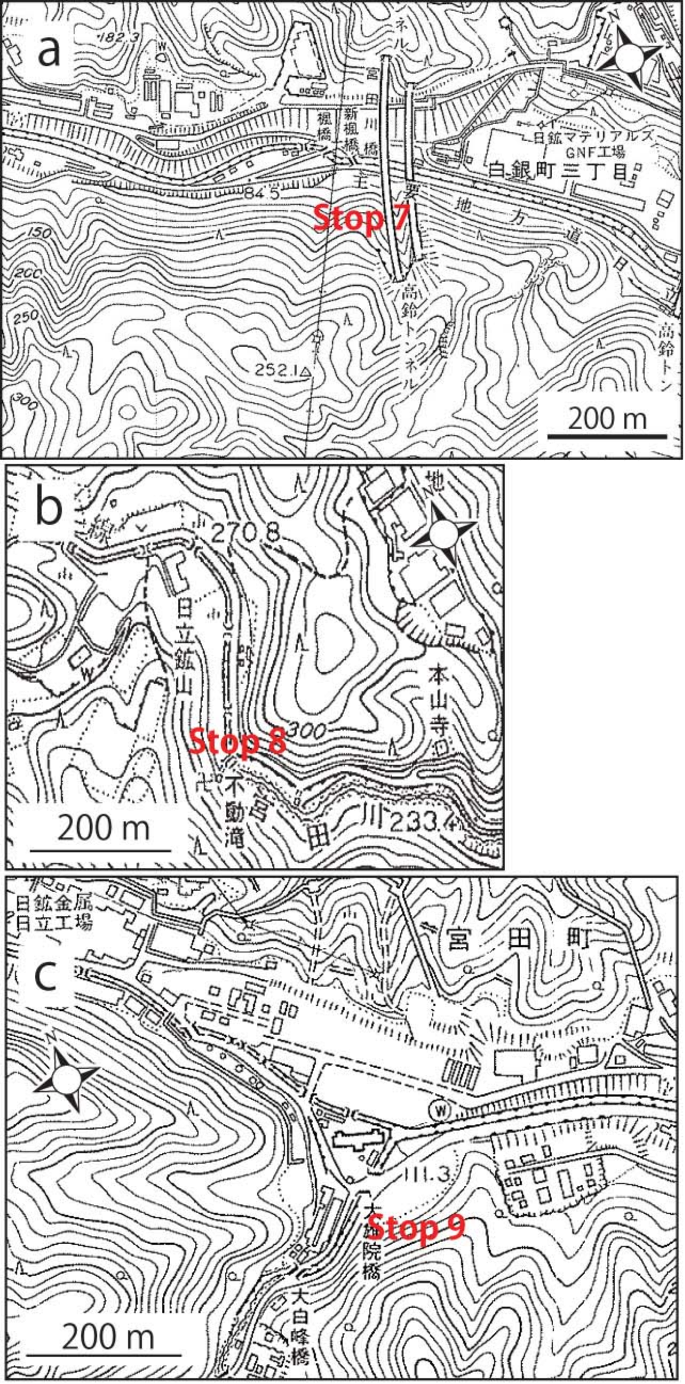


図 17. (a) Stop 7 の位置図、(b) Stop 8 の位置図、(c) Stop 9 の位置図. いずれも宮田川ルート.

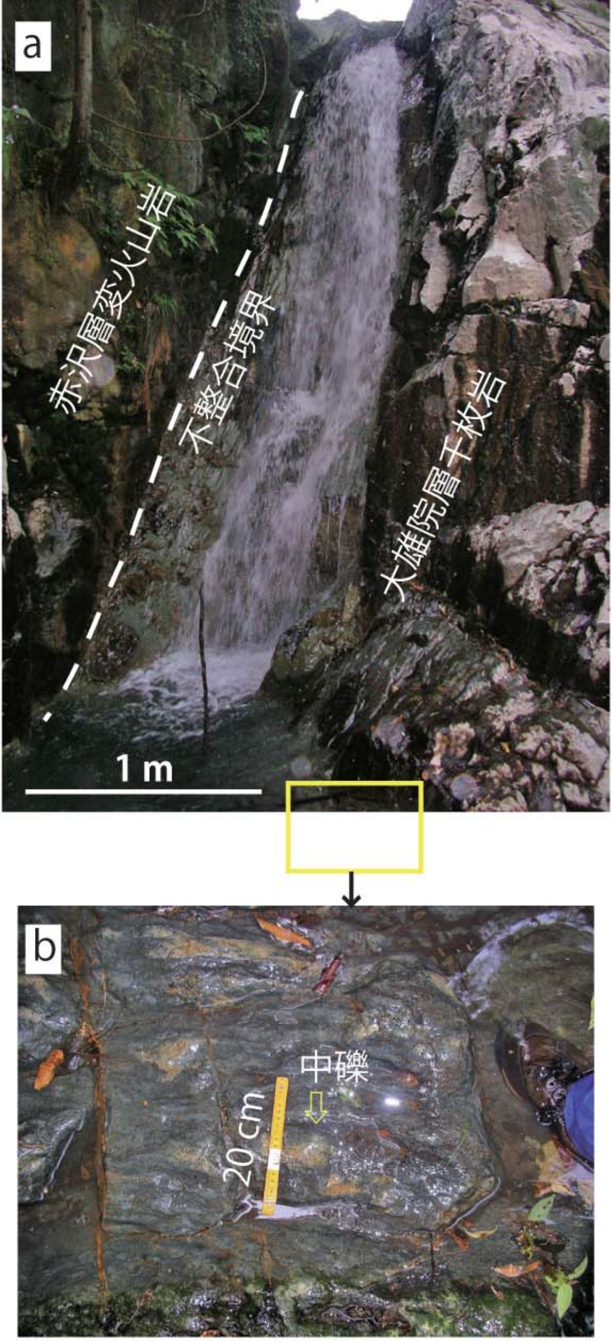


図 18. (a) Stop 8、宮田川不動滝における赤沢層と大雄院層との間の不整合露頭、(b) a 中の四角部の拡大写真（田切・小池、2011）.

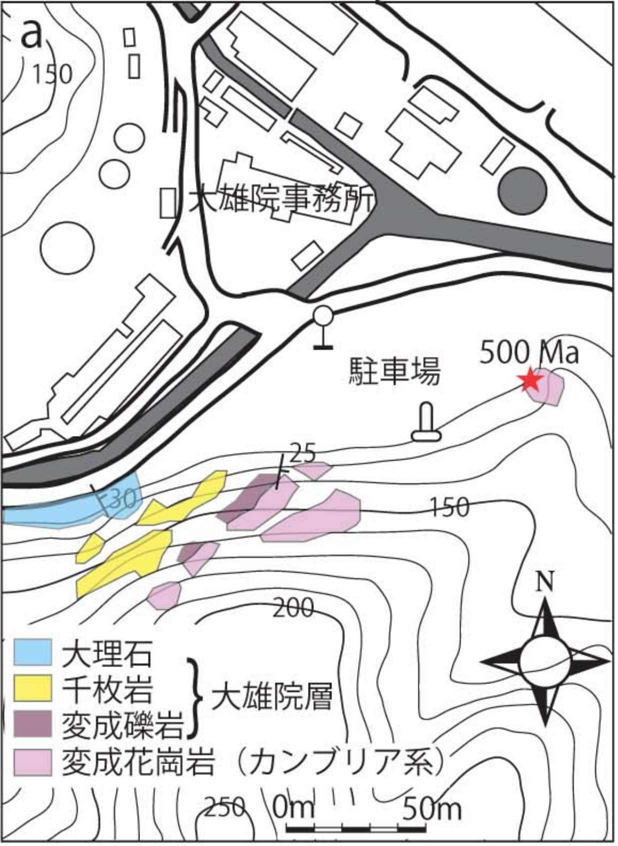


図 19. (a) Stop 9 付近の 1/1500 地形図とルート図（ゼンリン 2011 を基に作成）、(b) Stop 9、変成花崗岩と大雄院層基底の変成礫岩との不整合露頭（田切・小池、2011）.

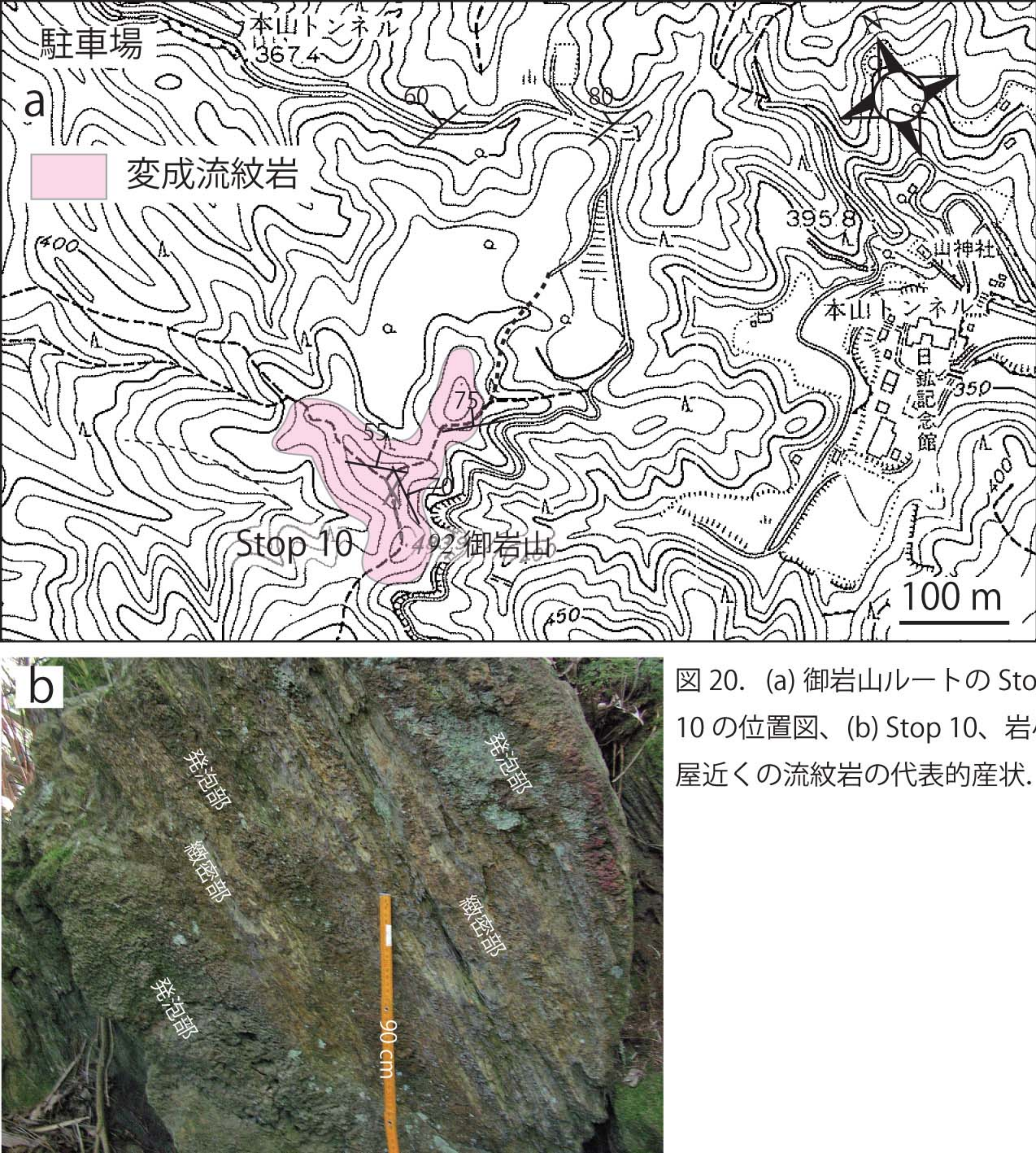


図 20.（a）御岩山ルートの Stop 10 の位置図、（b）Stop 10、岩小屋近くの流紋岩の代表的産状.

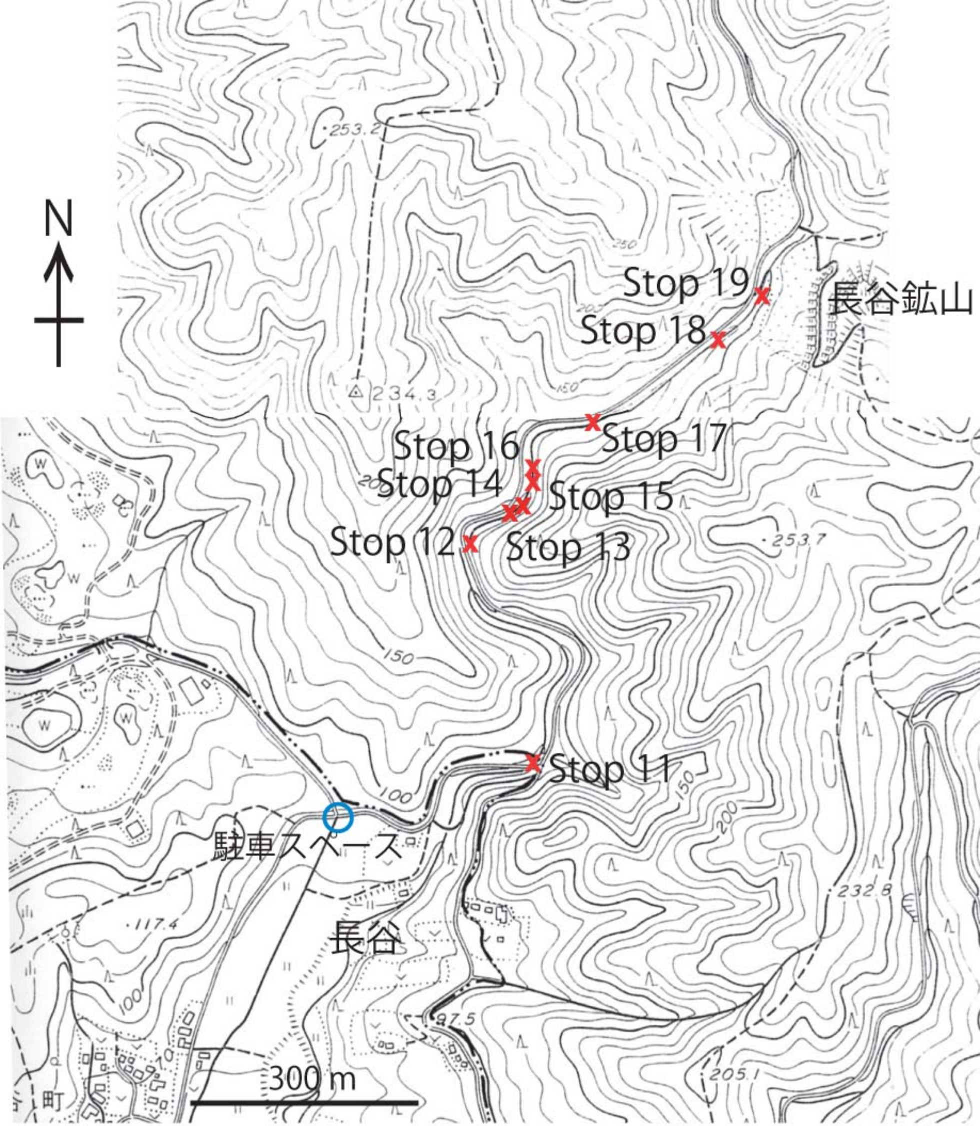


図 21. 西堂平ルートの見学地点の位置図.

図 22. (a) Stop 11 のコートランド岩，(b) Stop 12 の雲母片麻岩，(c) Stop 13 の雲母片麻岩と花崗岩質砂岩岩脈.

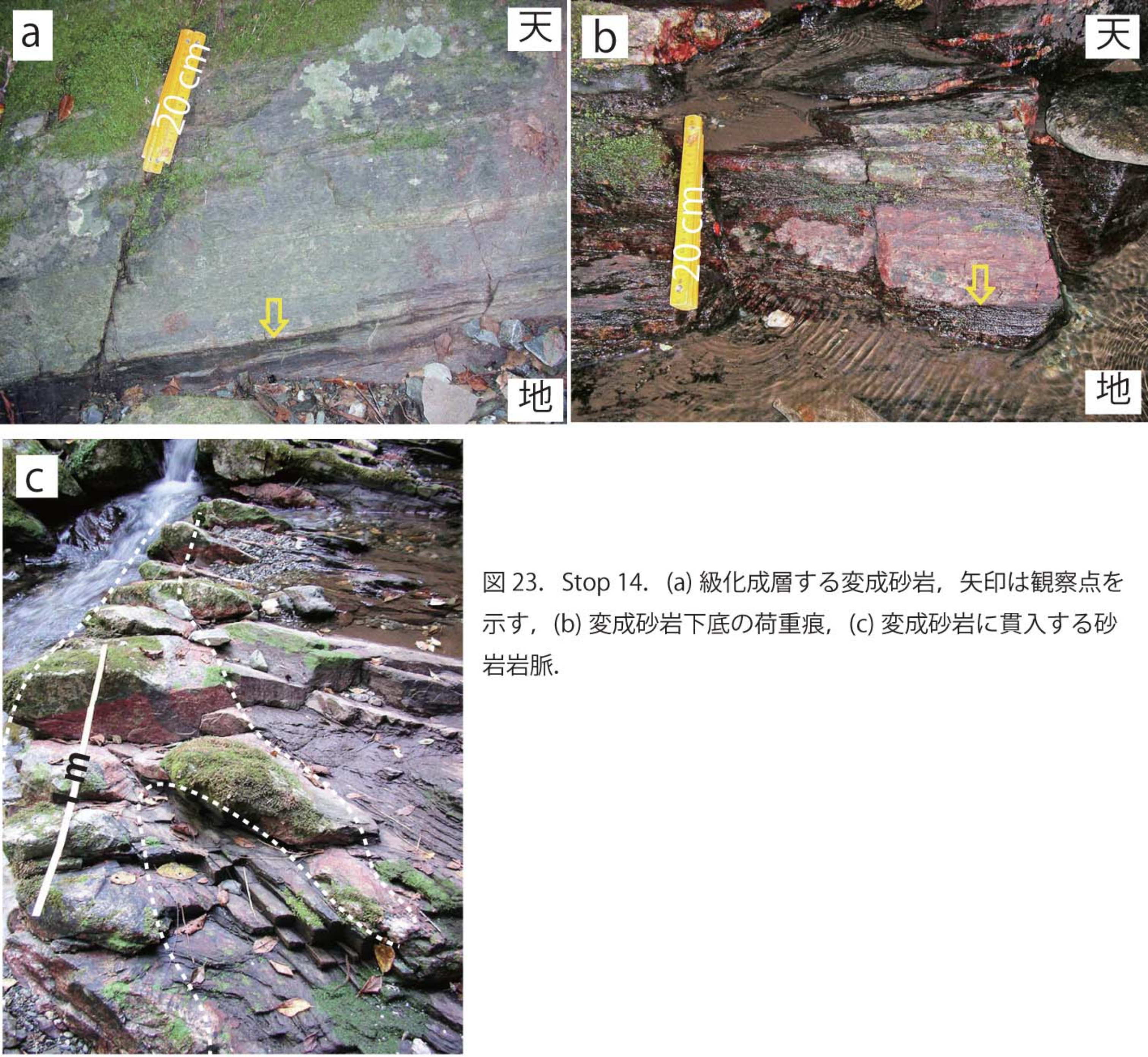


図 23．Stop 14．(a) 級化成層する変成砂岩，矢印は観察点を示す，(b) 変成砂岩下底の荷重痕，(c) 変成砂岩に貫入する砂岩岩脈．

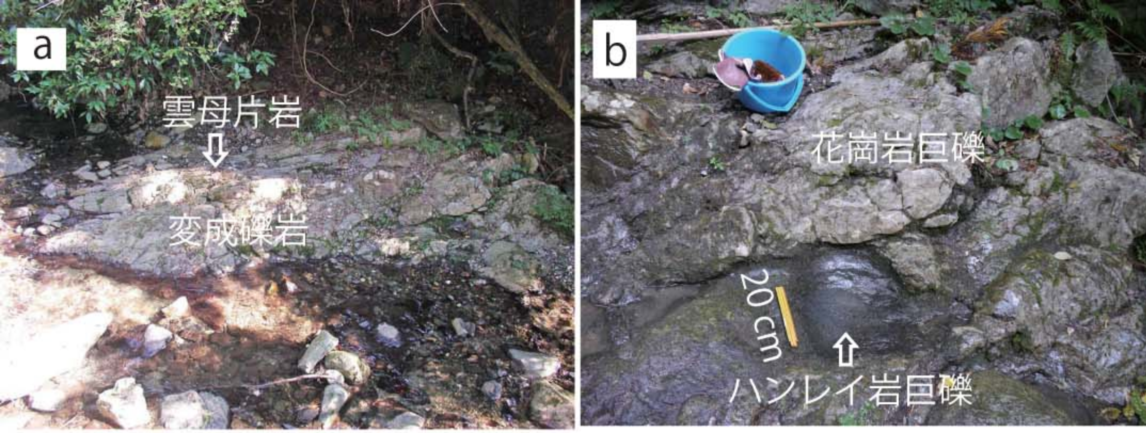
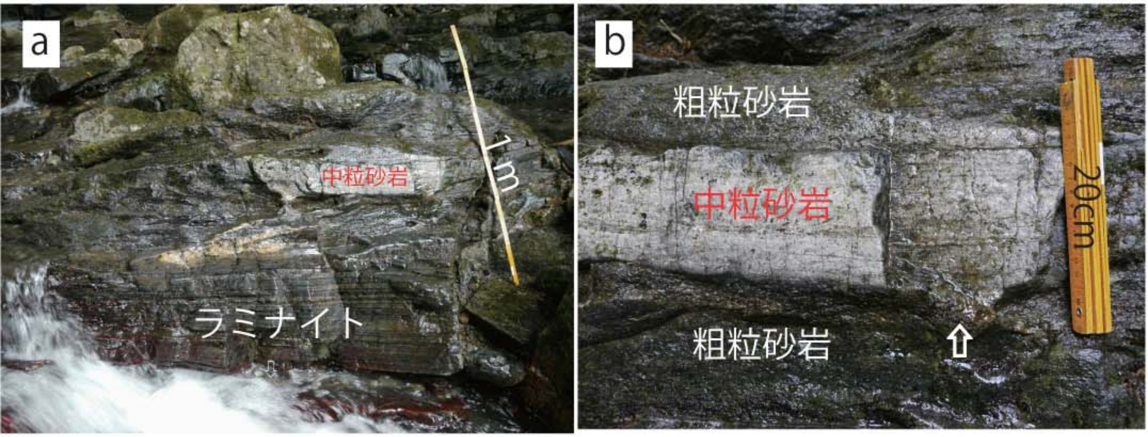


図 24. (a) Stop 15 の変成礫岩, (b) (a) の近接写真.



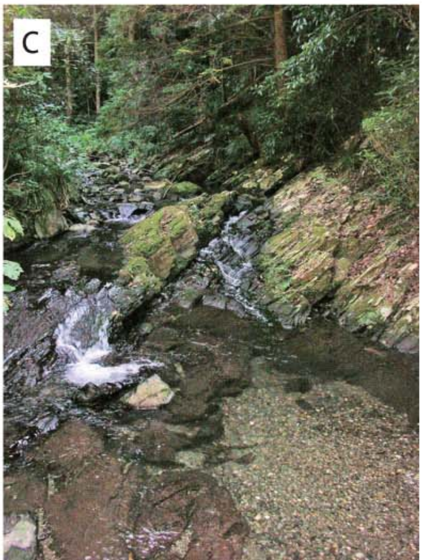


図 25. (a) Stop 16 の逆転した変成砂岩, (b) 級化成層する中粒砂岩層 (a) の近接写真, (c) Stop 17 の AKS 片麻岩の産出風景.

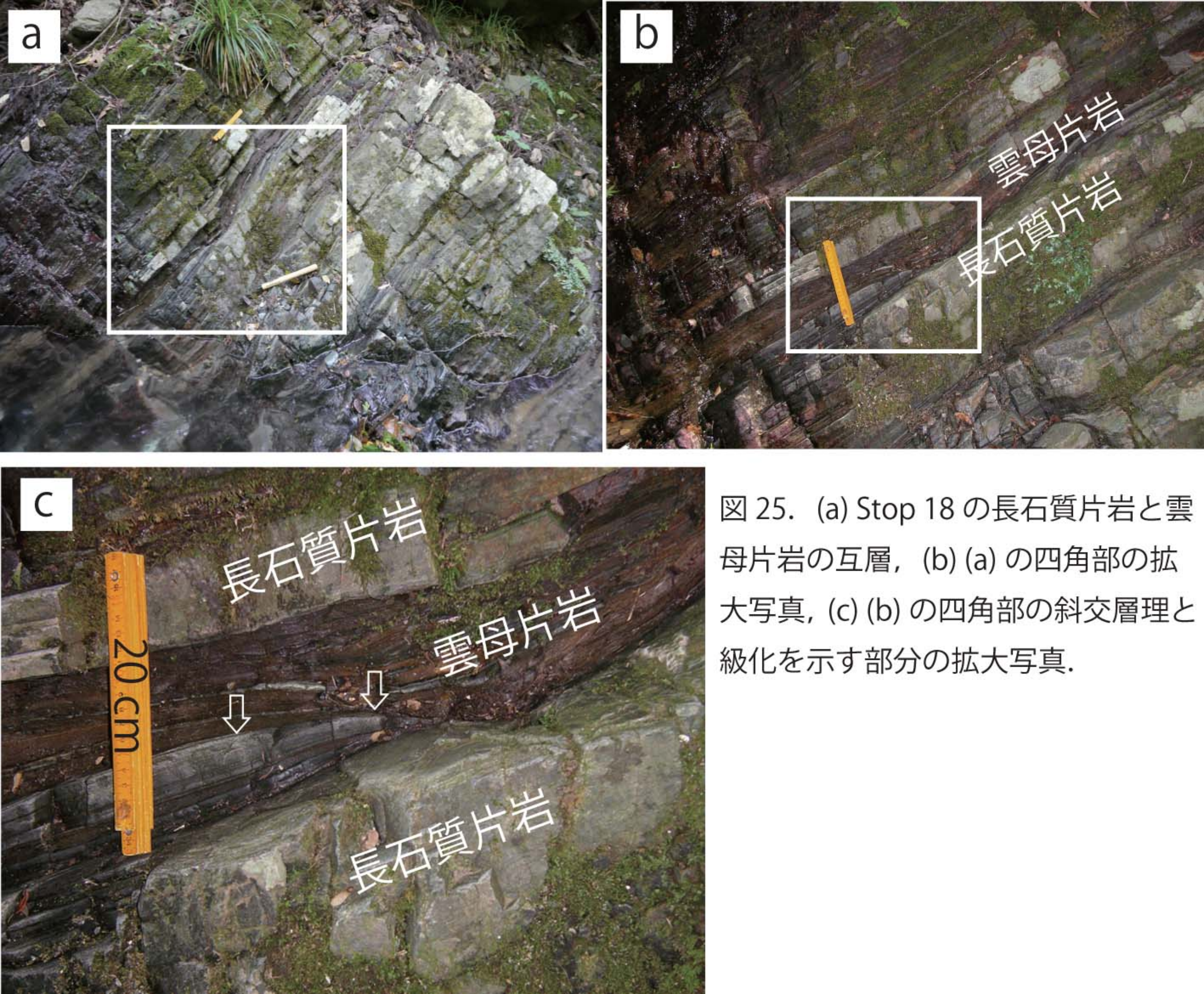


図 25. (a) Stop 18 の長石質片岩と雲母片岩の互層，(b) (a) の四角部の拡大写真，(c) (b) の四角部の斜交層理と級化を示す部分の拡大写真.

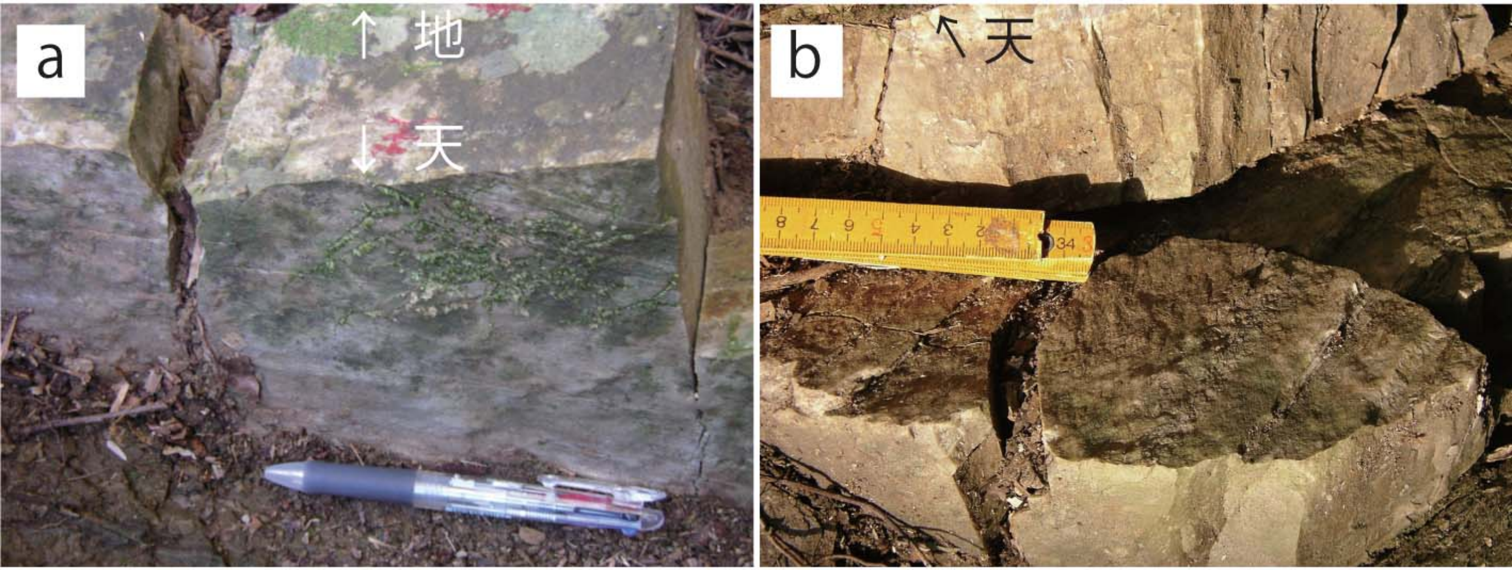


図 27. (a) Stop 18 付近の長石質片岩上面の荷重痕、(b) Stop18 付近の道路脇にみえる長石質片岩上面の漣痕、(c) Stop 19 の蛇紋岩露頭.

表１．日立変成岩類の放射年代値.

データ源	測定方法	試料番号	緯度	経度	岩相	地層	年代値 (Ma)	組織
Sakashima et al. (2003)	SHRIMP		36°38.75'N	140°38.77'E	変成花崗岩北部岩体	上部赤沢層	490.8±6.1	
田切ほか(2010)	SHRIMP	06050305	36°38.75'N	140°39.08'E	変成花崗岩礫	大雄院層	499.6±5.6	ミルメカイト
田切ほか(2010)	SHRIMP	01082802	36°38.19'N	140°39.88'E	花崗岩質変成ポーフィリー	上部赤沢層	505.1±4.4	微文象、球果
Tagiri et al. (2011)	SHRIMP	07111802	36°36.20'N	140°33.82'E	変成塊状安山岩	下部赤沢層	506.6±3.4	斑状
Tagiri et al. (2011)	SHRIMP	07111801	36°37.67'N	140°33.19'E	角閃石片麻岩	玉簾層	506.7±3.4	グラノブラスティック
Tagiri et al. (2011)	SHRIMP	08081402	36°33.88'N	140°33.99'E	長石質片岩	西堂平層	510.0±4.0	レピドブラスティック
Tagiri et al. (2011)	SHRIMP	05042919	36°33.13'N	140°33.86'E	片麻状花崗岩	西堂平層	119.1±1.1	ミロニティック
金光ほか(2011)	LA-ICPM				変成花崗岩南部岩体	上部赤沢層	496	
金光ほか(2011)	LA-ICPM				変成花崗岩南部岩体	上部赤沢層	496	
金光ほか(2011)	LA-ICPM				変成花崗岩南部岩体	上部赤沢層	512	
野崎ほか (2012)	Re-Os				日立鉱山不動滝鉱床	上部赤沢層	533±12	
田切ほか (2012)	SHRIMP	12010501	36°37.13'N	140°37.65'E	変成花崗岩南部岩体	上部赤沢層	500.0±2.2	
田切ほか (2012)	SHRIMP	10060305	36°33.88'N	140°33.99'E	花崗岩質細礫	西堂平層	118.5±0.3	
田切ほか (2012)	SHRIMP	10060304A	36°33.48'N	140°33.52'E	ハンレイ岩質巨礫	西堂平層	114.7±0.4	又は貫入岩
田切ほか (2012)	SHRIMP	10060304B	36°33.48'N	140°33.52'E	花崗岩質巨礫	西堂平層	116.5±0.5	又は貫入岩

表２．御岩山流紋岩の白雲母片岩 20 個の平均化学組成（Kuroda, 1959）.

酸化物	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	合計
重量%	75.98	0.48	10.02	4.82	0.98	0.44	0.3	0.89	1.62	95.53
ノルム鉱物	磁鉄鉱	Ti鉄鉱	斜方輝石	赤鉄鉱	コランダム	灰長石	アルバイト	正長石	石英	
モル%	3.5	0.6	1.3	2.6	7.9	2.4	2.3	2.9	76.5	100.03