

茨城県自然博物館総合調査報告書

-八溝山地における中生代付加体および筑波山ハンレイ岩体の地質-

Report of Comprehensive Surveys of Plants, Animals and Geology
in Ibaraki Prefecture by the Ibaraki Nature Museum

- The Geology of of the Mesozoic accretionary complex in the
Yamizo Mountains and the Tsukuba Gabbroic rocks -



Bando, Ibaraki, Japan
March 2013

はじめに

ミュージアムパーク茨城県自然博物館では、茨城県内の動物・植物の分布・生態・生息環境の特性、地質・気象などの地学的特性を把握し、それらの相互関係や変遷のメカニズムを解明することを目的とした総合調査研究を実施している。この総合調査は、当館活動の基本方針に掲げた「地域自然の継続的調査研究」を推進し動植物の分布状況や保全状況を把握すると共に、調査で得られた情報を活用し地域の自然特性に応じた生物多様性の保全を図るための活動につなげていこうとするものである。

今回発行される「八溝山地における中生代付加体および筑波山ハンレイ岩体の地質」は、第Ⅰ期総合調査で未調査であった鶏足山塊中部～南部の中生界および概要のみの調査が行われた筑波山斑れい岩体について、総合的に調査し、その成果をまとめたものである。本報告書の報告は、八溝山地の地質構造の全体像を解明する上で地質学的に重要な要素を含んでおり、その成果と標本の蓄積を継続することによって、茨城の大地の形成過程の解明が進むものと確信している。

総合調査に参画した多くの方々の地道な調査研究に感謝申し上げますと共に、本書が各方面で広く活用されることを願ってやまない。

ミュージアムパーク茨城県自然博物館

館長 菅 谷 博

目 次

総合調査研究について	1
「八溝山地における中生代付加体および 筑波山ハンレイ岩体の地質」調査について	1
八溝山地における中生代付加体の地質の解明 ー鶏足山地における逆転層の特徴ー	3
筑波山の地質ーハンレイ岩類と花崗岩類ー	23

総合調査研究について

ミュージアムパーク茨城県自然博物館が実施している「総合調査研究」は、茨城県内の動植物の分布や生息環境の特性、地質・気象等の地学的特性を把握し、それらの相互関係や変遷のメカニズムを解明するとともに、自然史資料の収集を図ることを目的とした調査研究活動である。当館では、総合調査研究を調査研究活動の中心として位置づけ、博物館が開館した 1994 年から実施している。1994～2005 年の 12 年間をかけた第Ⅰ期総合調査研究では、茨城県全域を 4 地域に分けて第 1 次～第 4 次の調査を実施し、県内の動植物と地学的特性についての調査を実施した。2006 年から始まった第Ⅱ期総合調査研究では、これまでの調査結果をもとに、茨城の自然の全体像を明らかにするために調査を進めている。

「八溝山地における中生代付加体および筑波山ハンレイ岩体の地質」の調査について

第Ⅰ期および第Ⅱ期第 1 次総合調査研究では、地質および岩石に関する分野では、以下の地域および内容について調査を実施した。

<第Ⅰ期>

- 第 1 次 筑波山周辺の地質分布と産出岩石鉱物
- 第 2 次 鶏足山塊の地質構造・化石層序と岩石鉱物
- 第 3 次 日立、阿武隈南部地域の岩石鉱物
- 第 4 次 茨城県北西地域における岩石・鉱物

<第Ⅱ期>

- 第 1 次 八溝山地・岩瀬周辺の地質及び筑波深成岩類・変成岩類の分布と形成
大子町東方における堆積相解析および棚倉断層の活動と八溝地域の隆起運動

調査地域については、県内を大きく 4 つに地域に分けて調査テーマを設定し、1 地域 3 年の調査期間として、12 年で県内を一巡できるように計画した。しかし、地質および岩石・鉱物に関する分野では、県内全域の地質を把握する上で、今後調査が必要な地域に著しく偏りがあるため、第Ⅱ期は、第Ⅰ期での調査研究が不十分である地域を重点的に調査対象としている。

この調査は、長年にわたり地質および岩石・鉱物について研究を進めてきた阿武隈山地岩石鉱物調査会(代表:天野一男 茨城大学理学部教授)に第Ⅰ期からの継続により委託して実施した。

八溝山地における中生代付加体の地質の解明 －鶏足山地における逆転層の特徴－

阿武隈山地岩石鉱物研究会（八溝山地班）

はじめに

鶏足山塊は、福島・栃木・茨城県境に南北約 100 km にわたってのびる八溝山地に属し、那珂川をほぼ北限に、花崗岩類の分布する笠間 - 岩瀬間の横谷を南限とする東西約 30 km、南北約 20 km の山塊であり、アプローチも容易で八溝山地全体の地質を代表する地域である。八溝山地は、北から八溝・鷲子・鶏足・筑波の 4 山塊に分けられるが、鶏足山塊はその中央部に位置する (図 1)。調査対象は茨城県城里町、笠間市、桜川市及び、栃木県茂木町に分布する鶏足山塊の国見山ユニットである。

八溝山地は西南日本内帯の丹波・美濃帯の東方延長である足尾帯に属するものと考えられている (礪見, 1968; 礪見・河田, 1968)。美濃・丹波帯などは 1970 年代後半から 1980 年代前半にかけて、プレートテクトニクスに基づいて地質が見直され、中生代付加体であることが明らかにされた。また、コノドントや放散虫化石の生層序学的研究の進展

に伴い、年代は大部分中生代ジュラ紀であることが明らかになった (木村, 1989; Imoto, 1984 など)。足尾帯においては、海洋プレート層序及び、覆瓦構造が明らかにされた (鎌田, 1997)。

八溝山地は、猪郷 (1972)、吉田ほか (1976)、鈴木・佐藤 (1972)、指田ほか (1982) などの化石による年代決定により、ほとんどが中生代付加体からなることが明らかになったが、その地質学的実態は必ずしも明らかではなかった。その後、海洋プレート層序の概念に基づいた層序の全面的見直しは、笠井ほか (2000) や指田・堀 (2000) によってなされた。また、笠井ほか (2000) は八溝山地の逆転層に注目し、は美濃・丹波帯に比べて八溝山地にはより広く分布するとした。

本調査は鶏足山塊の国見山ユニットの逆転層の分布に基づいて、鶏足山塊に分布する付加体の構造を明らかにし、八溝山地における逆転層形成のメカニズムを考察することを目的とした。滝沢・笠井 (1984) は、八溝山地で逆転層の分布を報告し、鶏足山塊にも逆転層が多数存在することを指

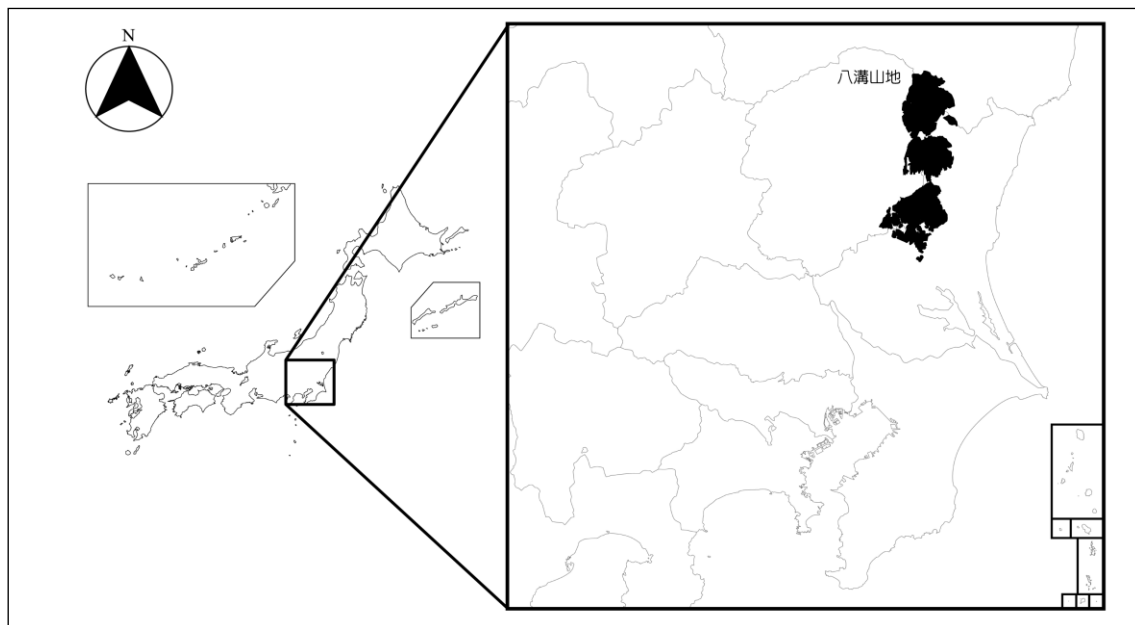


図 1. 八溝山地の位置。

この地図の使用に当たっては、国土地理院長の承認を得て、同院発行の数値地図 200,000 (地図画像) を使用した (承認番号 平成 19 年総使, 第 82 号)。

摘したが、その後、逆転層の研究には本格的な進展は見られなかった。

国見山ユニットは砂岩層と砂岩頁岩互層を主体としており、海洋プレート層序の上部が卓越したユニットと考えられる。そのユニットの中における逆転層は、ユニットの走向方向と調和的に連続的に認められる。多くは断層を境界にして上盤側に正常層、下盤側に逆転層が認められることから、転倒褶曲が生じたことによって逆転構造が形成されたものと考えられる。

八溝山地の研究史

1960年代後半以降に確立されたプレートテクトニクスと放散虫化石の生層序学的研究の革命的な進展によって、付加体の研究は急速に進歩した。国際的には、スコットランド南部のサザンアブランズで付加体の存在が初めて認定された (Leggett *et al.*, 1979, 1982) が、日本でも同様のモデルが独立に提出されていた (勘米良, 1976)。

1. 日本における付加体の研究史

構造層序ユニットの概念は、Hsü (1968) が構造変形を被って混在化した岩相層序单元に対して設定したことから始まった。時代や起源の異なった岩石が変形や変成作用を経て形成された混在岩体に対する概念である。その概念は原岩の形成環境や混在化の状態を記載するのに必要な岩相・堆積年代・変形作用・変成作用までを含めた総合的なものである。そして、ユニット区分は、複合体内部に見られる岩相的特徴・堆積年代・構造的特徴に基づいて総合的に行われてきた。

日本では、勘米良 (1976) が四万十帯の具体的な事例に基づいて、付加体形成に関わる議論を展開し、太平洋型堆積・造構モデルを提唱した。平ほか (1980) は放散虫化石による時代論と古地磁気データを踏まえて四万十帯の陸側に傾斜する地質構造と海側に若化する地層配列を明確にした。加賀美ほか (1983) は、四万十帯と南海トラフでの研究をまとめ、海溝部から陸側の付加体深部までをプロトスラスト帯・覆瓦スラスト帯・多重階層デコルマン帯・地震性スラスト帯の4帯に区分した。また、同時に海洋プレート層序の中～上位での剥ぎ取り付加作用について論じ、underthrust

sequence の存在を明らかにした。underthrust sequence とは、ある層準より下位の地層が大きく変形することなく沈み込んでいく現象である。

付加体の衝上断層群の形成過程の研究は、Davis *et al.* (1983) から本格的に始まった。ここで剥ぎ取り付加モデルやデコルマンの形成が提唱された。放散虫化石の生層序学的研究に関しては Yao *et al.* (1980) の美濃帯の犬山地域のチャートで行った研究が日本の三畳紀 - ジュラ紀の放散虫生層序学の先駆けとなった。付加体における衝上断層が上方で合流せず発散する場合は覆瓦ファンと呼び、上方で合流する場合はデュープレックス構造と呼んでいる。デュープレックス構造は、日本では宮崎市の四万十帯白亜系に見られる (村田, 1991)。

木村ほか (1989) は、丹波帯の複合体を、地層の破断・混合の程度により混在岩ユニット・整然層ユニット・破断ユニットに3分した。このようなユニットの単位名称として、コンプレックスないし地層群を用いた。これに対して、Wakita (1988) は美濃帯でpackageという概念を提唱した。なお、ひとまとまりのある岩相・年代・構造をもった特徴的な地質体として、美濃中央地域ではユニット (Wakita, 1988)、木曾地域ではコンプレックス (Otsuka, 1988) の単位名称が提唱された。同様に、丹波帯でもコンプレックスの単位名称が使われた (井本ほか, 1989; Nakae, 1993)。

付加体中の逆転構造に関しては、小林ほか (1940) によって四国地方で研究がなされた。古くから地層が逆転しているとされてきた北九州のペルム紀付加体について研究した中江 (1994) は、原因究明には至らなかったものの調査地域のチャート - 碎屑岩シーケンスが逆転していることを示した。太田・坂井 (2003) は西九州の付加体が転倒褶曲によって逆転構造を形成したと考えた。房総半島西端の館山南方に同じ三崎層相当の西岬層が分布している。そこでは小規模な逆断層やデュープレックス構造、その他に多くの側方短縮の証拠がある。褶曲も多く、付加体としての褶曲・衝上断層帯を形成しているものと考えられている (Yamamoto and Kawakami, 2005)。道口 (2008) は西岬層に認められる付加体の逆転構造を地すべりによるものとした。辻・榊原 (2009) は四国西部において、粒度測定などから大規模なブロック毎に

上下判定の結果が一方向で一致することを示し、調査地域が転倒褶曲によって大規模な逆転構造を形成したものと考えた。

2. 八溝山地の研究史

八溝山地は西南日本内帯の丹波帯・美濃帯の東方延長である足尾帯に属するものと考えられている(礒見, 1968; 礒見・河田, 1968)。丹波帯と美濃帯に分布する地層群はジュラ紀以前の遠洋性堆積物と主としてジュラ紀の陸源性砕屑岩からなる付加体とみなされている(Wakita, 1988; 木村, 1989など)。八溝山地は1950年代まで、上部古生界と考えられていた(Kawada, 1953)。しかし、その後の研究(Kanomata, 1961; 大山・笠井, 1974など)により、八溝山地の大部分が中生代付加体からなることが明らかになった。

Kawada (1953) は八溝山地の堆積岩の層序と構造を調べ、八溝・鷺子・鶏足山塊に分布する地層をそれぞれ八溝層群・鷺子層群・鶏足層群に分けた。産出化石(藤本・畠山, 1938)から鶏足層群は後期古生代、八溝層群と鷺子層群は中生代三疊紀～ジュラ紀とされた。Kanomata (1961) は、八溝・鷺子・鶏足山塊の堆積岩が共通な層序からなることを考え、Kawada (1953) の層序を再検討した。放散虫化石や植物化石から、鶏足山塊の南東部と南西部を古生界、他の八溝山地の地層をすべて中生界の八溝層群とした。さらに、八溝層群を5つの地層に区分した。

鈴木・佐藤 (1972) は鶏足山塊西縁の黒色頁岩中からジュラ紀後期を示すアンモナイトを報告した。また、佐藤 (1974) は鶏足山塊南東部の城里町下古内安渡地区付近から二疊紀を示すと思われる *Gondolella* 型と *Compound* 型のコノドントを報告した。また、チャートから産する三疊紀型コノドント、アンモナイトなどに基づいて八溝山地の地層は二疊紀からジュラ紀にわたる年代を示すとし、南東―北西にかけて整合に累重する構造を考えた。猪郷 (1972) が初めて鶏足山塊北東部の御前山付近のチャートから三疊紀コノドントを発見した後、吉田ほか (1976) により各地点でコノドント 361 個体が採集された。鷺子・鶏足山塊では下位から上位までのコノドント群集はほぼ同一であることを示し、八溝層群の大部分が三疊系であるとした。

笠井・木村 (1973) は八溝山地のチャート層を中心に層序を検討し、八溝・鷺子・鶏足の3山塊に分布する地層は走向方向に連続性のあるもので、数枚のチャート層はその基底面にある衝上断層で繰り返しているとした。大山・笠井(1974)は産出化石からA層・B層・C層の3種類の地層が衝上断層で繰り返している構造を提示した。A層はチャート層とレンズ状石灰岩を挟む砂岩と頁岩の互層、B層は砂岩と頁岩がほぼ同率で含まれる互層、C層は砂岩の優勢な砂岩と頁岩の互層からなる。笠井ほか (1976) や笠井 (1978) は鷺子・鶏足山塊西縁部において、地層が広域にわたって逆転していることを指摘した。また、チャートを全く挟まずに級化層理を示すアルコース質砂岩と頁岩の互層からなる地層を、従来の八溝層群から分離して益子層群と命名した。その後、滝沢・笠井 (1984) は、八溝山地の逆転層を中心に検討した。逆転層の露出の幅は、100～2,000 m のことが多く、傾斜方向に正常層と交互に出現することを指摘した。また、逆転層と正常層の境目は50°以下の西傾斜の衝上断層であるものと考えた。指田ほか (1982) はジュラ紀放散虫化石について、微化石層序学的研究を行い、より見かけ上の上部の地層から古い放散虫を発見したことから、一見整合的に重なっている単純な層序に見えるにも関わらず、時代は完全に逆転しており、チャート層のみならず、その下位の頁岩層の一部も異地性である可能性を指摘した。佐藤ほか (1987) は、八溝山地のジュラ系には、堆積後再移動が起こったことを示す重力地滑り構造が普遍的に見られることを指摘した。この構造は八溝山地以外の足尾山地や木曽山地でも認められ、重力滑りした岩体の移動方向が一様に西南日本内帯の内側(日本海側)を向いているとした。

Masuda *et al.*(1980) は八溝山地と足尾山地の三疊紀-ジュラ紀の浅海堆積物を研究し、八溝山地の堆積相を上方粗粒化と上方厚層化を典型的に示すとして、下位→上位の順で次の5種類の単位堆積相を認定した。単位相1-スランブ構造を有する頁岩層。単位相2-層状チャートを伴う頁岩層。単位相3-シート砂岩層を伴う頁岩層。単位相4-タービダイト相。単位相5-厚い砂岩層と砂岩頁岩互層からなる砂岩相。そして、単位相1～5は一

連の「砂州砂底 - 砂州間泥底 - ストームシート状砂底 - 沖浜泥底 - 斜面」という浅海の環境を表すとした。

通商産業省資源エネルギー庁(1987)は八溝山地を構成する地層の年代が、産出化石に基づく、ペルム紀から白亜紀前期にわたることを明らかにした。また、八溝層群を上位→下位の順に国見山層・笠間層・鮎田層・高取層の4つに区分した。放散虫化石による年代決定・衝上断層による地層の繰り返しの指摘・テクトニックメランジュの発見などは、八溝山地において先駆的な研究成果であった。

荒川 (1989) は、鶏足山塊北西部の旧七会村から旧御前山村に分布するチャートと碎屑岩からなる層序・構造ユニットについて研究した。それによると、チャート・碎屑岩ユニットは、前期・中期・後期の3段階にわたって造構作用を受けていた。脇田ほか (1989) は、鶏足山塊の八溝層群中の放散虫化石について研究し、鶏足山塊をNE-SW走向の衝上断層を境にして、大きく2つのユニット(I, II)に区分した。ユニットIは北西に傾斜し、北方上位を示す。それらは更に、岩相によって、Ia(高取層)とIb(鮎田層)に区分される。ユニットIIは、岩相によって、IIa(笠間層)とIIb(国見山層)に区分される。最後期ジュラ紀を示す化石群集と最後期ジュラ紀～最前期白亜紀を示す放散虫化石が報告されている。そして、南方ほど地質時代が若いことを指摘した。中江・滝沢 (1996) は鷲子山塊に分布する付加体の珪質頁岩から放散虫を報告した。年代は中期ジュラ紀後半～後期ジュラ紀とされた。堀 (1996) は鶏足山塊から産出する三畳紀・ジュラ紀放散虫化石について研究し、美濃 - 丹波帯で認められるような構造的な下位への若化傾向が足尾・八溝山地でも認められることを示した。

Sashida *et al.*(1993) は八溝山地に分布する地層を3つの構造層序ユニット(1,2,3)に区分した。ユニット1は砂岩と含礫頁岩が優勢なユニット、ユニット2は暗緑色頁岩と含礫礫岩に富んだユニット、ユニット3はチャート - 碎屑岩シーケンスのユニットである。また、岩相の特徴や年代を基に、八溝山地の古・中生代コンプレックスが西南日本内帯のものと類似しているとした。笠井・

天野 (1997) は鶏足山塊北部のジュラ紀付加体について調べ、衝上断層によってシート状に6回繰り返して累重する大規模な覆瓦構造を報告した。また、笠井・天野 (1998) は、鶏足山塊全体の付加体を東側の構造的な下位層から、A・B・C・Dの4帯に区分した。堀・指田 (1998) は鶏足山塊の中生界について東から笠間ユニット、国見山ユニット、高取ユニット、鮎田ユニットに区分した。笠井・天野 (1999) は、八溝・鷲子山塊の付加体について研究し、構造的な上位の西側から鳥山コンプレックス、鷲子山コンプレックス、八溝山コンプレックスの3つを認定し、それぞれの境界に大規模な衝上断層が認められるとした。笠井ほか (2000) は、八溝山地中央部において衝上断層を基底として下位から珪質粘土岩、層状チャート、珪質頁岩及び砂岩頁岩互層の順で重なるユニットをチャート・碎屑岩シーケンスと認定した。また、産出化石からその年代は前期三畳紀後期～後期ジュラ紀と推定し、付加年代は西方に位置する葛生地域の中部ジュラ紀より若いとした。指田・堀 (2000) は八溝山地の海洋プレート層序の組合せ、年代、岩石の混在化・累重様式などの付加体の基本的特徴に基づいて、堀・指田 (1998) の鮎田・高取ユニットを「高取ユニット」、国見山・笠間ユニットを「笠間ユニット」として、2ユニットに再区分した。笠井 (2000MS) は、笠井・天野 (1999) のコンプレックス区分に続く構造的な最下位の高笹山コンプレックスを認定した。更に、鷲子山コンプレックスと八溝山コンプレックスにおいて、下級の単位区分にあたる亜コンプレックスを設定した(図2)。Nakae (2006) は八溝山地の付加体を岩相、堆積年代、構造関係に基づいて、上位の高取コンプレックスと下位の笠間コンプレックスに区分し、2つのコンプレックスは衝上断層で接するとした。また、両コンプレックスは西に傾斜するとともに、S - W, NW - SE方向の褶曲軸を呈し、NNW - SSE, 及びNE - SW方向の高角度の傾斜断層に切られているとした。綿引 (2010MS) は鶏足山地の笠間亜コンプレックス中に岩相を基に3ユニットを認定し、チャート - 碎屑岩シーケンスが西方に分布するものほど海洋プレート層序の下部の緑色岩や石灰岩が認められるとした。

Tagiri and Okura (1979) は鶏足山塊の中生界の

変火成岩類を研究し、城里町の安渡橋下の厚さ約 2 m と約 3 m の枕状溶岩、枕状溶岩に挟まれている約 1.5 m の無斑晶質塊状溶岩、城里町下古内安渡地区と笠間市大橋八田地区から笠間市福田にかけての単斜輝石含有塊状溶岩、花香月山登山道の入口付近に露出するチタンオーゾナイト・チタンパーガス閃石含有溶岩、福田の涸沼川河床に見られるドレライト岩脈などの鉱物や組織などを報告した。

地質概説

1. 八溝山地

八溝山地は、東の棚倉断層と西の那珂川水系及び鬼怒川水系がつくる低地帯に挟まれ、福島・栃木・茨城県境に南北に約 100 km にわたってのびる山地である。その大部分は標高 500 m 以下の低山、丘陵地からなり、最高点は八溝山の 1,022 m である。北から、八溝、鷲子、鶏足、筑波の 4 山塊に分けられる。

八溝山地に分布する付加体は、主にジュラ紀の砂岩と砂岩頁岩互層などの陸源性堆積物と、その下位の緑色岩・石灰岩・珪質粘土岩・層状チャート・珪質頁岩などの海洋性岩石類から構成される。

八溝山地では、その海洋性岩石類と陸源性砕屑物がほぼ南北方向に繰り返し分布し、東西方向では海洋性岩石類とその上位に重なる陸源性砕屑物とが覆瓦構造をなして帯状に分布する。珪質粘土岩・層状チャートの基底に衝上断層があり、下盤側の砂岩頁岩互層には逆転構造が広く認められるという特徴がある（図 3）。

八溝山地に分布する付加体は西南日本内帯の美濃 - 丹波帯に類似しており、その東方延長と考えられている。これらの付加体は、その内部の層序・構造の特徴に基づいて整然層とメランジュに区分できる。整然層は海洋プレート層序のうちのチャートと砕屑岩で構成されるシーケンスと、陸源性砂岩頁岩互層からなるシーケンスから成る。メランジュは、チャート - 砕屑岩シーケンスや頁岩優勢層の泥質岩基質中に、異地性と考えられる石灰岩や緑色岩のブロックとチャートや砂岩が混在するもので、鶏足山塊では大泉地区や安渡 - 福田地区などに分布する。

2. 鶏足山塊

鶏足山塊に分布する地層は、一般に走向が NE-SW 方向で、西傾斜の同斜構造を示す。山塊西端の栃木県真岡市付近において、走向は E-W 方向に変化する。鶏足山塊に分布するチャート - 砕屑

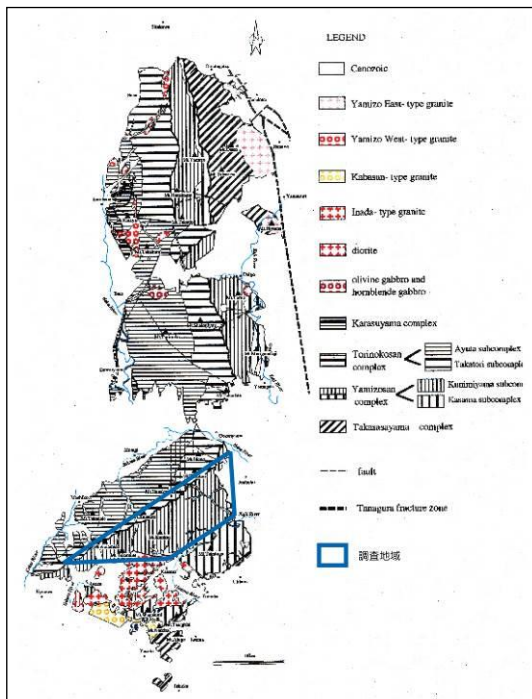


図 2. 八溝山地のユニット区分図 (笠井, 2000MS).

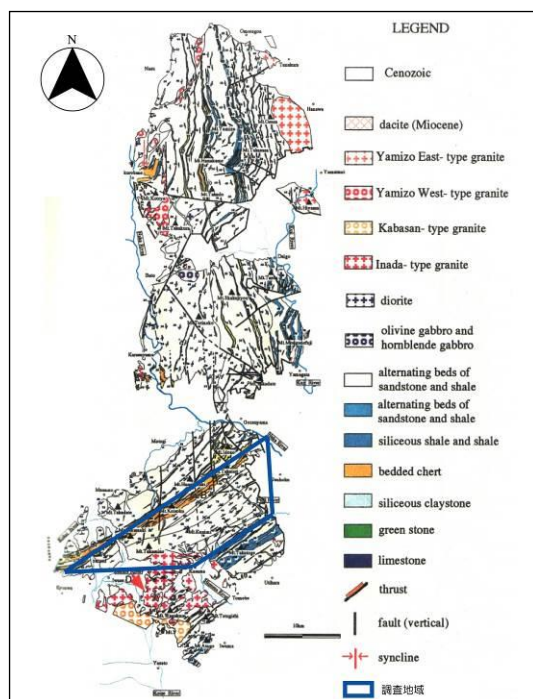


図 3. 八溝山地の地質図 (笠井, 2000MS).

岩シーケンスは2層あり、それらの基底に衝上断層が確認できる（図4）。

鶏足山塊のユニット区分は、以下に示すような堀・指田（1998）の区分に基づく（図5）。

(1) 鮎田ユニット：茂木町鮎田川上流地域に模式的に分布し、主として砂岩頁岩互層、及び淡緑色頁岩からなる。

(2) 茨城県高取ユニット：鶏足山周辺に模式的に分布する。本ユニットは下位よりチャート、珪質頁岩、碎屑岩の順に累重したチャート-碎屑岩シーケンスが3~4回繰り返すことで特徴づけられる。

(3) 国見山ユニット：藤井川上流域、及び国見山から金山にかけて分布する。模式地では砂岩優勢な砂岩頁岩互層により特徴づけられている。最上部の互層中にチャートのシート状岩塊が含まれる。下部には部分的に等量互層から成るが、ほとんどが砂岩優勢である。

(4) 笠間ユニット：水戸市谷津町金山付近、及び木葉下町藤井川ダム付近から安渡地区にかけて模式的に分布する。模式地では下位よりレンズ状砂岩を挟む淡緑色頁岩、青緑色チャート、赤紫色凝灰岩、淡緑色頁岩、砂岩頁岩互層、及び塊状砂岩レンズが含まれる。

2-1 鶏足山塊の国見山ユニット

上位を高取ユニット基底の断層で限られ、下位を笠間ユニットと整合で接する。Kanomata(1961)は、笠間市飯田から城里町真端を通り徳蔵に至る県道沿いの主として灰緑色砂岩と黒色頁岩の互層を国見山層と命名した。その後、通商産業省資源エネルギー庁（1987）は、城里町上古内から塩子にかけての藤井川沿いを模式地として国見山層を

設定した。堀・指田（1998）は藤井川上流地域と国見山から金山を模式地として国見山ユニットを区分した。模式地以外では、城里町錫高野、上古内、徳蔵、笠間市飯田、茂木町上小貫などに分布する。見かけの層厚は約5,000 mである。

岩相は、連続性に欠ける頁岩層を挟む砂岩層卓越の砂岩頁岩互層からなる。砂岩は新鮮なものは灰色〜暗灰色で、風化したものは灰白色〜黄褐色となる。砂岩は細粒〜中粒なものが多く、粗粒砂岩は少ない。頁岩は暗灰色〜黒色で、珪質頁岩は少なく、一般的に連続性に乏しい。城里町塩子戸の内地区から小勝北の根地区にかけて厚い頁岩層が数 km にわたって連続している。砂岩優勢な砂岩頁岩互層が衝上断層によってスラストシート状に重なる構造を示す。衝上断層の下盤側に逆転層が形成されることが多い。逆転層は、八溝山地全体の国見山ユニットでは東西2,000 m以下の幅で、走向方向に正常層と逆転層が並列帯状に配列している。国見山ユニットで観察できる正常層と逆転層の帯状配列では、正常層東端の基底部での衝上断層は明瞭であるのに対し、正常層の西端断層は東端より不明瞭であることが多い。

年代については、高取東方の頁岩層で後期ジュラ紀 Kimmeridgian（笠井ほか、2000）、鷲子山塊国見山ユニットの太子町大平でジュラ紀最末期 Tithonian（堀、1998）が報告されている。

2-2 鶏足山塊の笠間ユニット

水戸市谷津町、木葉下町から城里町下古内にかけての藤井川沿いには、石灰岩、緑色岩を挟むチャート-碎屑岩シーケンスからなり、砂岩頁岩互層は頁岩が優勢な地層が分布する。この地域のチャート、石灰岩、玄武岩溶岩などを挟む前期三

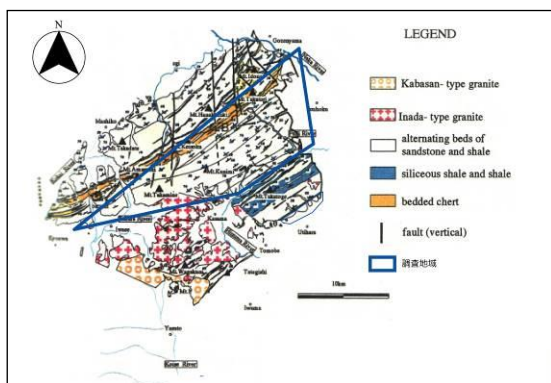


図4. 鶏足山塊の地質図(笠井, 2000MS を一部改変)。

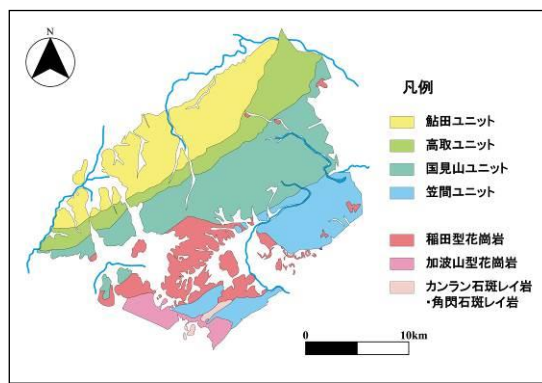


図5. 鶏足山塊のユニット区分図。

畳紀から後期ジュラ紀と推定される珪質頁岩層と頁岩優勢な砂岩頁岩互層を、笠間ユニットとした。本ユニットの西縁で、構造的上位の国見山ユニットの砂岩頁岩互層と整合関係にある。笠間ユニットと国見山ユニットの境界は、笠間ユニットの最上部の珪質頁岩層と上位の砂岩頁岩互層の境界に一致する。

Kawada (1953) は、笠間市池野辺付近から城里町下古内にかけて分布する主に砂岩頁岩互層で石灰岩と緑色岩を挟む地層を上部古生界の笠間層と命名した。Kanomata (1961) はこの付近の地層に鶏足山塊西端の桜川市大泉付近の地層を加えて、石灰岩中のフズリナ化石に基づいて上部古生界とした。その後、通商産業省資源エネルギー庁 (1987) は、笠間市池野辺付近から城里町下古内にかけて分布し、吾国山、難台山付近の変成堆積岩層に連なる地層を笠間層とした。堀・指田 (1998) は水戸市黒磯町及び木葉下町から城里町下古内安渡地区にかけての藤井川沿いを模式地として、笠間ユニットを定義した。見かけの層厚は約 3,000 m である。

岩相は、石灰岩・玄武岩溶岩を含むチャート・砕屑岩シーケンスからなり、砂岩頁岩互層は頁岩優勢である。この模式地での頁岩優勢層は、下位より淡い青色頁岩層、青緑色チャート層、赤紫色凝灰岩層、砂岩頁岩互層、及び塊状砂岩層などの繰り返しである。八溝山地東側に連続的に分布する笠間ユニットでは、チャート層直上で凝灰質頁岩層に漸移することも多く、鶏足山塊では 4 枚のチャート層の配列が認められる。一般的には上位のチャート層ほど連続的で、1,000 m 以上も連続するものもある。石灰岩レンズは東側と西側の 2 配列がある。また、灰色～暗灰色で、花崗岩類付近では結晶質石灰岩となっている。石灰岩体の長径は普通数 10 m であるが、笠間市指原で約 300 m の岩塊も観察できる。砂岩層は新鮮なものは灰色～暗灰色で細粒なものが多い。頁岩層は暗灰色～黒色のものが多く、他にチャート層の直上で赤褐色や灰緑色の頁岩も認められる。チャート・砕屑岩シーケンスない珪質頁岩層と砂岩頁岩互層がスラストシート状に覆瓦構造をなし累重しているものと推定される (笠井・天野, 1998)。

年代は、鷲子山塊東部に前期三畳紀を示す珪質

粘土岩が存在することから、前期三畳紀と推定される。更に、鶏足山塊東部の珪質頁岩層から後期ジュラ紀を示す放散虫化石が産出することから、笠間ユニットの年代は前期三畳紀から後期ジュラ紀と推定される (堀, 1997; 笠井・天野, 1999)。

国見山ユニットの地質

国見山ユニットは砂岩、砂岩頁岩互層が主体で、一部に頁岩層を挟む。走向は地域の東部では NNE-SSW で、西部では ENE-WSW を示し、全体的に NW 方向に傾斜している (図 6)。

本ユニットの砂岩層は塊状である。単層が幅 1m 程度のものが多く、肉眼で級化は認められない。砂岩頁岩互層は単層の厚さが数 cm から 1 m のものである。大部分が砂岩優勢であり、頁岩部分は数 mm～数 cm と薄い。笠間市大橋二本松地区や城里町清音寺付近、城里町岩船においては頁岩優勢である。地域東部では頁岩層を認めることができるが、西部ではほとんど確認できないことから、頁岩層はユニットの走向方向での連続性に乏しいことが分かる。笠間市大網涸沼川付近に露出する頁岩層からは薄片観察によって放散虫化石が多数認められた。

本ユニット中には何条かの断層が認められる (図版 1a, b)。特に、笠間市片庭の碎石場では多くの断層、及び断層破砕帯が数 m 間隔で確認できる (図版 1c)。断層付近には石英脈が認められることがある。断層の走向傾斜はともに地層と調和的であり、断層の平均的走向傾斜が EW55°N で、剪断面の平均的走向傾斜が N55°E60°W である。

地層の逆転は砂岩層や砂岩頁岩互層で認められる。本研究では主に級化層理によって上下判定を行った。底痕が認められる露頭では、それらの証拠を合わせて判定することで上下判定の確実性を高めた。その結果、逆転層を 48 地点、正常層を 17 地点で認定した。逆転層が 11 層あることを確認した。逆転層は走向方向に連続して分布しており、走向傾斜は正常層と調和的である。笠間市片庭の碎石場における露頭では、正常と逆転が混在しているところがあるが、これは小規模な褶曲構造による可能性がある (図 7)。

国見山ユニットの主要な地質構造が認められる

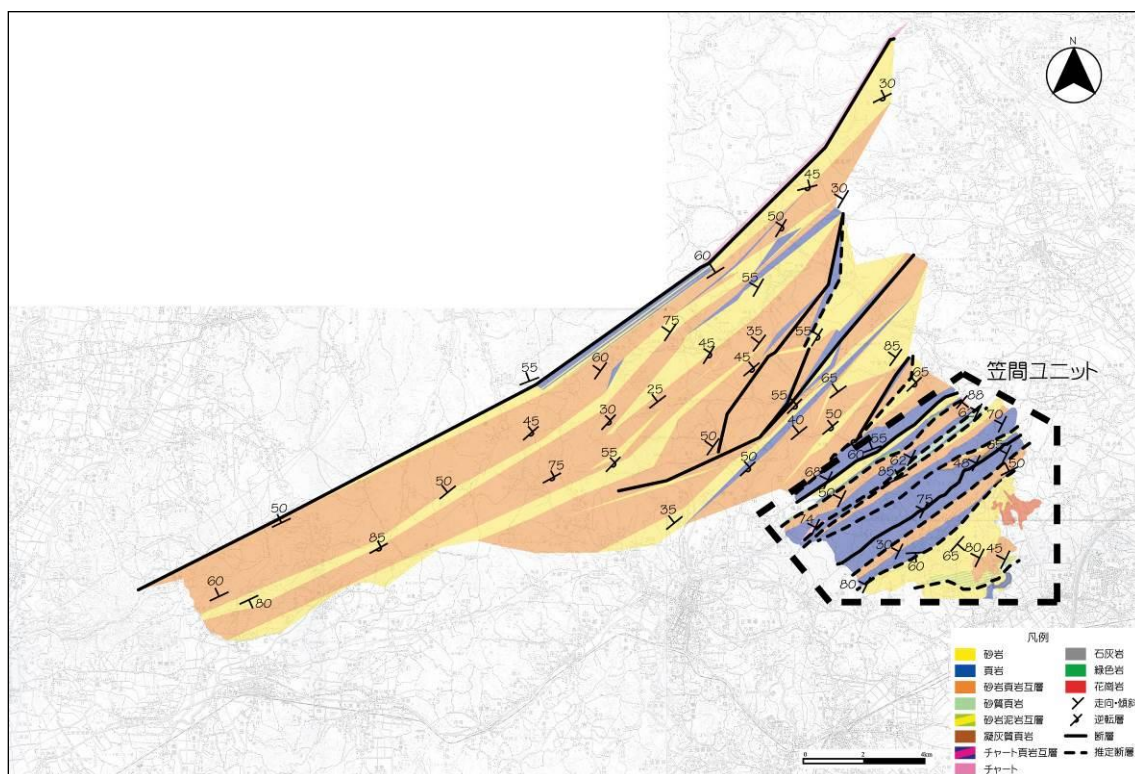


図 6. 国見山ユニットの地質図.

7 ルートについて岩相を見かけ上の下位より記述する。ルートマップ作成位置を図 8 に示す。

(1) 城里町大網の涸沼川ルート

ルートマップを図 9 に、断面図を図 10 に、解釈を図 11 に示す。ルート東部に露出する砂岩層中に逆転層が認められる。また、この逆転層の直近の頁岩中には $N35^{\circ}E65^{\circ}W$ の断層と断層破碎帯が認められる。このルートでは、断層下盤で一連の海洋プレート層序が逆転しているものと考えられる。

(2) 城里町下古内桜当新田地区の高田山東林道ルート

ルートマップを図 12 に、断面図を図 13 に、解釈を図 14 に示す。本ルートでは、5 箇所において逆転層を確認した。高田山東林道ルートでも、断層の下盤側で海洋プレート層序が逆転していることが認められる。地層の分布の特徴から、このルートでは、海洋プレート層序が衝上断層によって、12 回繰り返されているものと解釈した。

(3) 城里町真端方面の国見山林道ルート

ルートマップを図 15 に、断面図を図 16 に、解釈を図 17 に示す。4 箇所において、逆転層を確認した。砂岩頁岩互層中に地層の逆転は、荷重痕な

どによっても確認できた (図版 1d)。以上のことから、国見山林道でみられる地質構造は一連の海洋プレート層序が衝上断層によって、5 回繰り返されているものと考えられる。

(4) 笠間市片庭の砕石場

大規模な露頭があり、数カ所で褶曲が確認できる。この地区では、褶曲のために正常層と逆転層が数 m～数 10 m 間隔で混在して露出しているものと考えられる。このような混在層は他の地域ではあまりみられず、笠間市片庭の約 1,500 m 幅の範囲でのみ確認できる。

(5) 城里町徳蔵の砕石場

石切場の露頭において、級化層理や荷重痕などから逆転構造が確認できる。ここでは、明瞭な荷重痕、級化層理が認められる (図版 1e, f)。

(6) 城里町塩子岩下地区に抜ける小勝林道ルート

ルートマップを図 18 に、断面図を図 19 に、解釈を図 20 に示す。逆転層を 4 箇所で確認した。本ルートでは、海洋プレート層序が衝上断層によって、6 回繰り返されているものと考えられる。砂岩層頁岩層の上位には高取ユニットに相当するチャートが認められる。なお、ユニット境界断層は

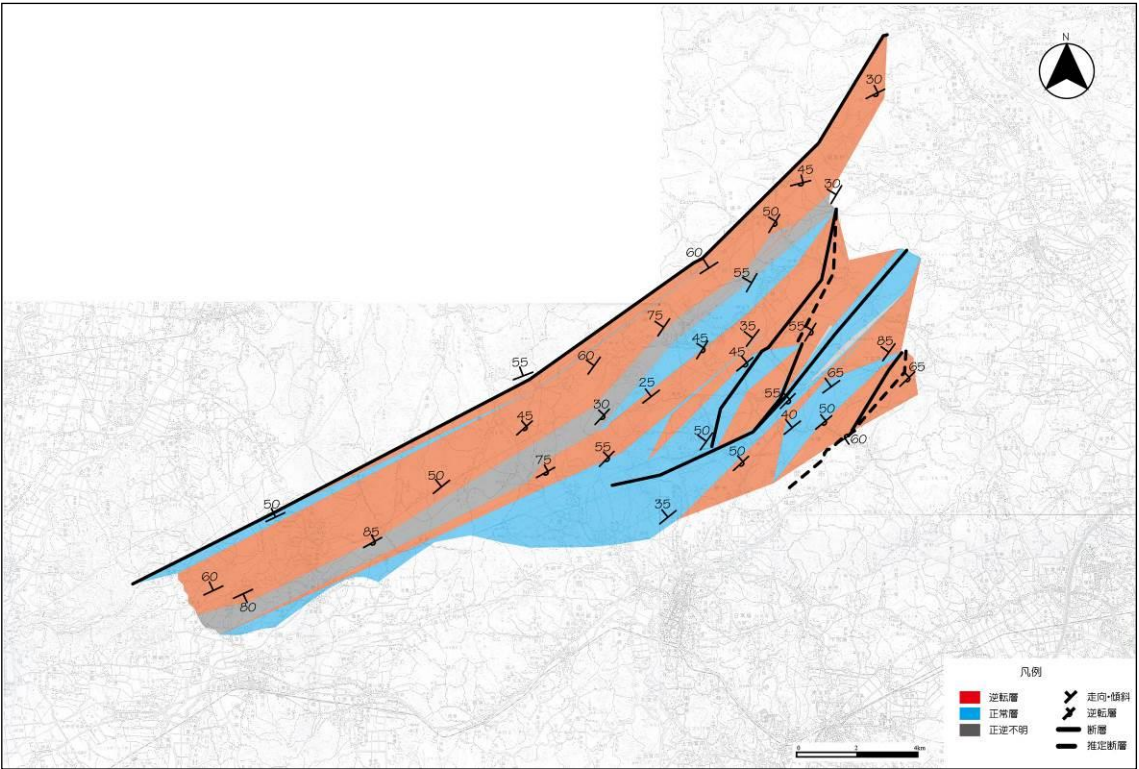


図 7. 国見山ユニットの逆転層分布図.

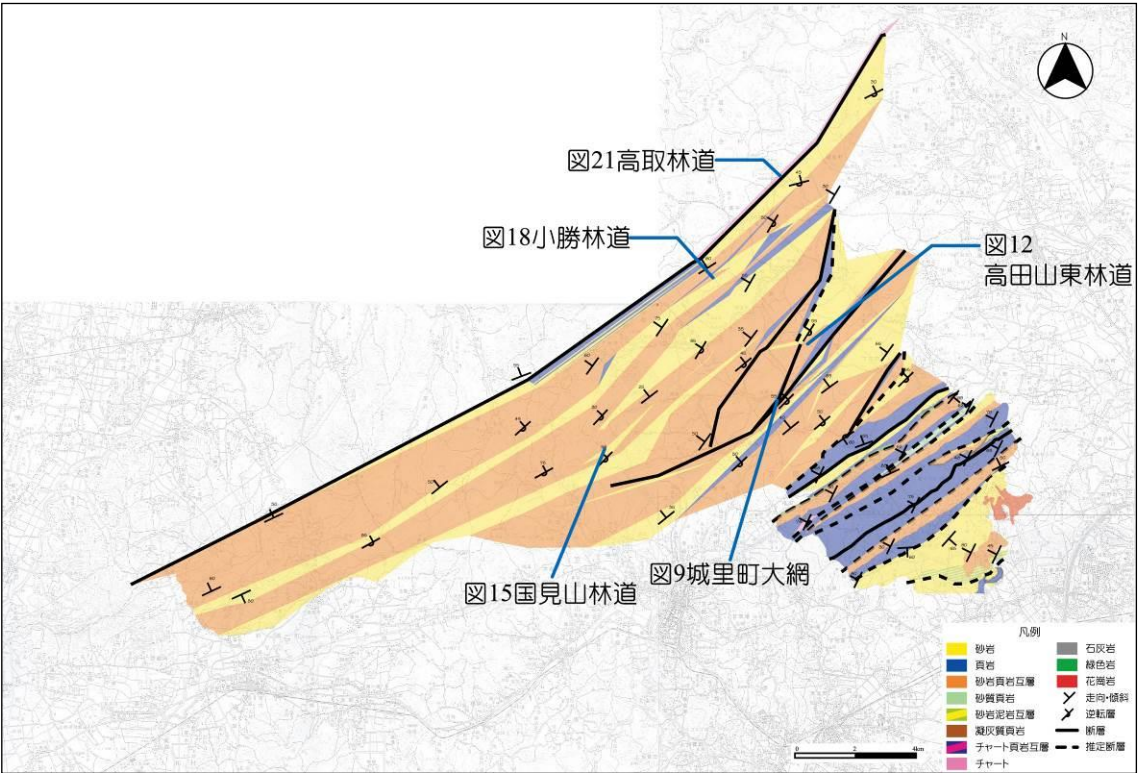


図 8. 国見山ユニットのルートマップ作成位置図.

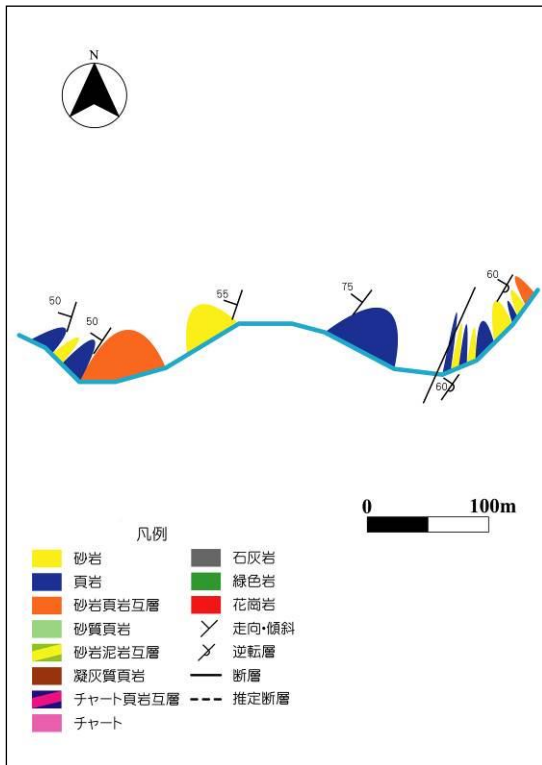


図 9. 城里町大網の涸沼川ルートルートマップ。

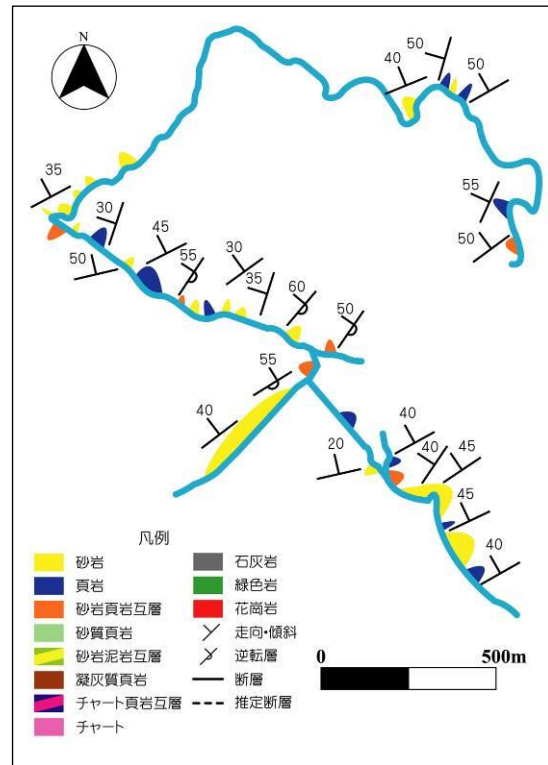


図 12. 城里町下古内檜当新田地区の高田山東林道ルートルートマップ。

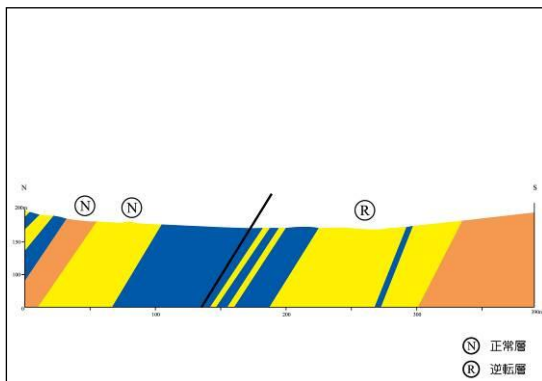


図 10. 城里町大網の涸沼川ルート断断面図。凡例は図 9 と同じ。

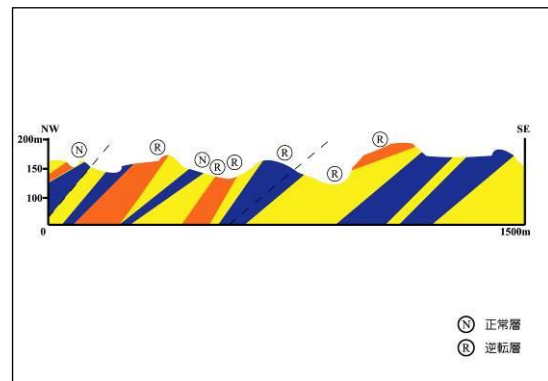


図 13. 城里町下古内檜当新田地区の高田山東林道ルート断断面図。凡例は図 12 と同じ。

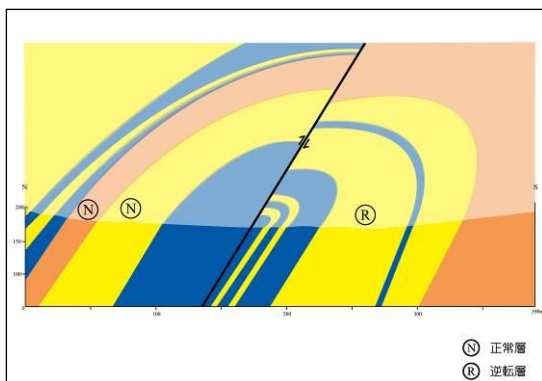


図 11. 城里町大網の涸沼川ルート地質構造解釈図。凡例は図 9 と同じ。

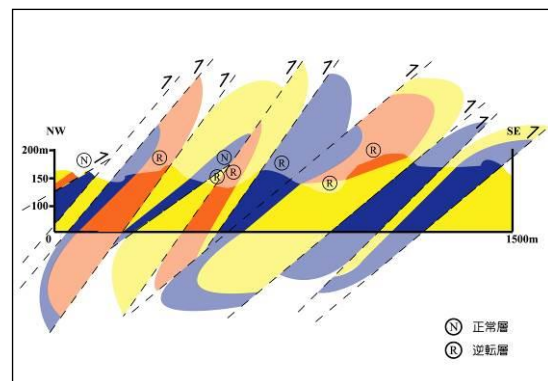


図 14. 城里町下古内檜当新田地区の高田山東林道ルート地質構造解釈図。凡例は図 12 と同じ。

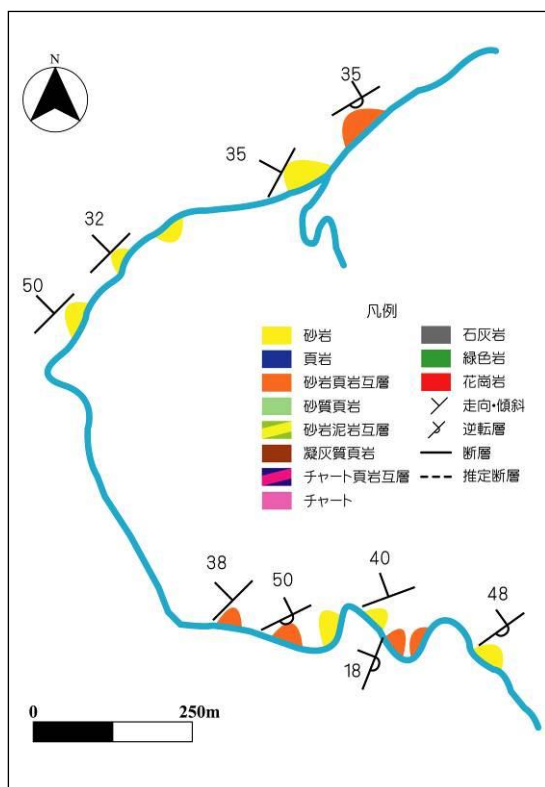


図 15. 城里町真端方面の国見山林道ルートへのルートマップ。

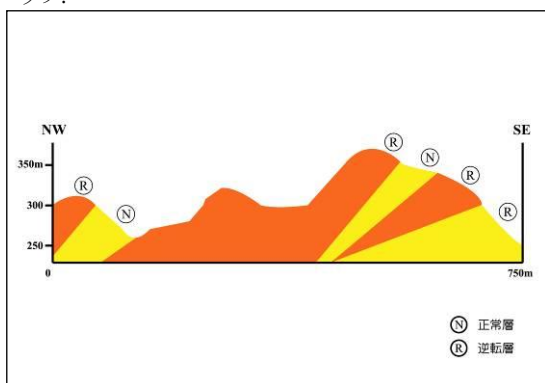


図 16. 城里町真端方面の国見山林道ルートへの断面図。凡例は図 15 と同じ。

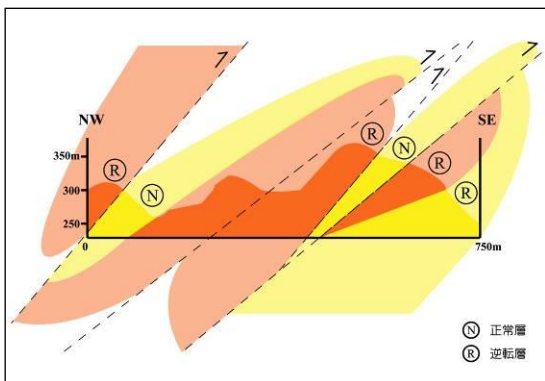


図 17. 城里町真端方面の国見山林道ルートへの地質構造の解釈。凡例は図 15 と同じ。

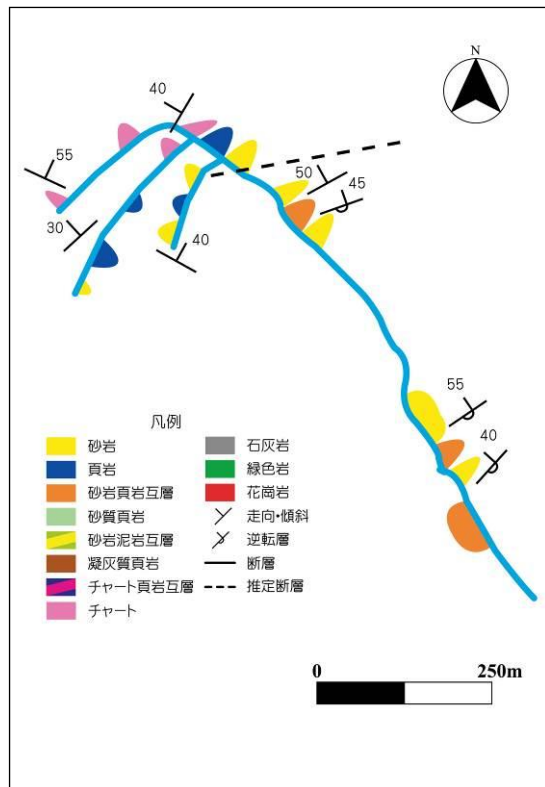


図 18. 城里町塩子岩下地区に抜ける小勝林道ルートへのルートマップ。

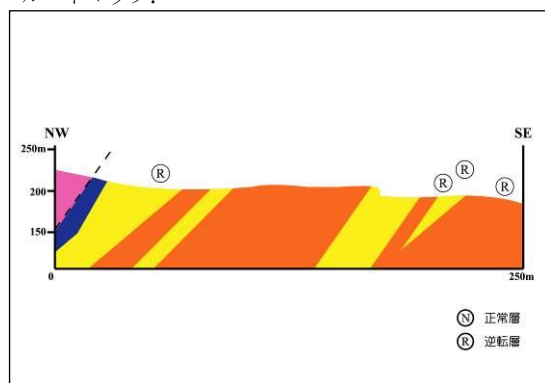


図 19. 城里町塩子岩下地区に抜ける小勝林道ルートへの断面図。凡例は図 18 と同じ。

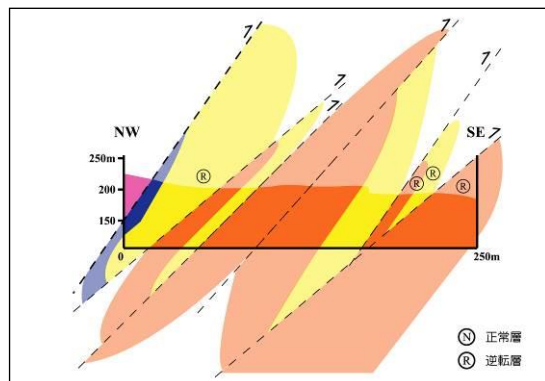


図 20. 城里町塩子岩下地区に抜ける小勝林道ルート地質構造の解釈。凡例は図 12 と同じ。

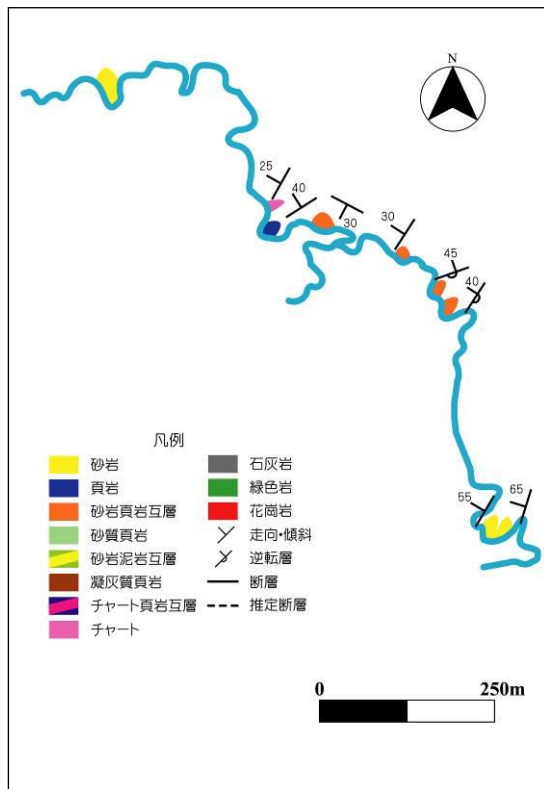


図 21. 高取林道ルートのルートマップ。

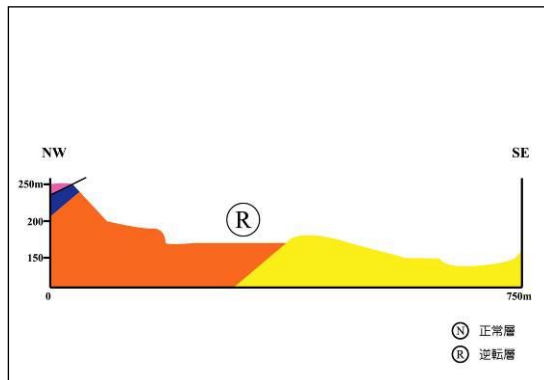


図 22. 高取林道ルートの断面図。凡例は図 21 と同じ。

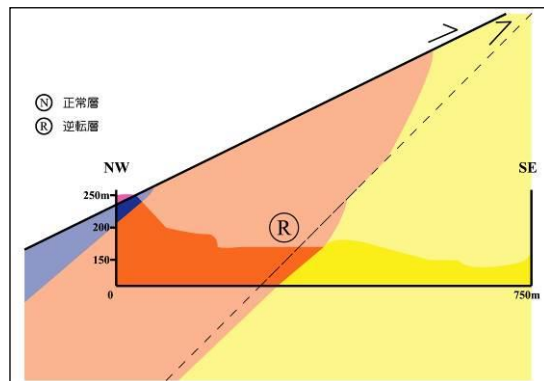


図 23. 高取林道ルートの地質構造の解釈。凡例は図 21 と同じ。

露頭では確認できなかった。

(7) 高取林道ルート

ルートマップを図 21 に、断面図を図 22 に、解釈を図 23 に示す。砂岩頁岩互層の一部で逆転が認められる。頁岩層の上位には小勝林道同様に、高取ユニットとの境界をなす断層が確認でき、断層の上盤は高取ユニットのチャートが認められる。

以上をまとめると、鶏足山塊の国見山ユニットは砂岩・頁岩といった岩相からなり、チャート・石灰岩・緑色岩などを挟有しないのが特徴である。これは、国見山ユニットが比較的大陸に近い場所で付加したことを示唆している。

考察

1. 笠間・国見山両ユニットの比較

笠間ユニットの地質を図 24 に示す（綿引，2010MS）。笠間ユニットは、石灰岩・玄武岩溶岩を含むチャート - 碎屑岩シーケンスからなり、砂岩頁岩互層は頁岩優勢である。模式地での頁岩優勢砂岩頁岩互層は、下位より淡青色頁岩層、青緑色チャート層、赤紫色凝灰岩層、砂岩頁岩互層、及び塊状砂岩層などの繰り返しである。

八溝山地東部において連続する笠間ユニットは、チャート層直上で凝灰質頁岩層に漸移することも多く、鶏足山塊では 4 枚のチャート層の配列が認められる。一般的には上位のチャート層ほど連続的で、1,000 m 以上にわたって連続するものもある。石灰岩レンズは東側と西側の 2 配列がある。灰色～暗灰色で、花崗岩類付近では結晶質石灰岩である。石灰岩体の長径は平均的には数 10 m であるが、笠間市指原で長径約 300 m の岩塊が観察できる。砂岩層は新鮮なものは灰色～暗灰色で細粒なものが多い。頁岩層は暗灰色～黒色のものが多く、他にチャート層の直上で赤褐色や灰緑色の頁岩も認められる。

笠間ユニットは、岩相に基づいて 3 つのパート (Part I・II・III) に区分された。Part I は、海洋プレート層序の下部にあたる緑色岩・石灰岩・チャートを含めた岩相からなっている。Part II は、海洋プレート層序のチャート～砂岩層に相当する岩相を示す。Part III は、海洋プレート層序の中部

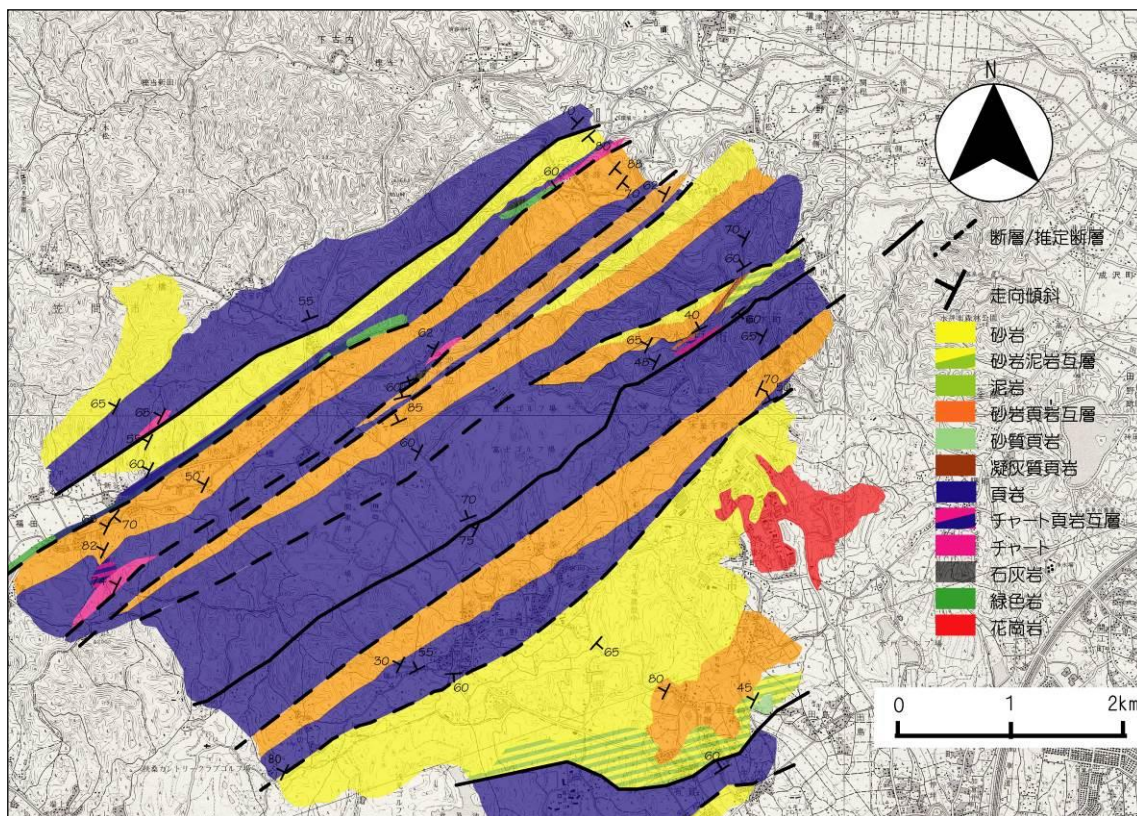


図 24. 笠間ユニットの地質図 (綿引, 2010MS).

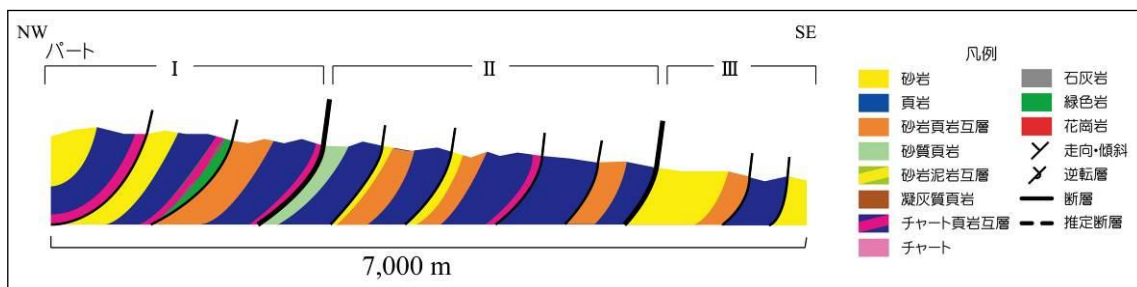


図 25. 笠間ユニットのモデル断面図 (綿引, 2010MS).

～上部に相当する頁岩層や砂岩層からなる (図 25). これらの特徴から、鶏足山塊東端部における付加形態は、北西ほど深部で、南東ほど浅部での衝上断層による剥ぎ取り付加である可能性が高い。

以下に国見山ユニットとの類似点と相違点を挙げる。

【類似点】

- (1) 笠間ユニットではチャート - 碎屑岩シーケンスの下部から上部まで認められるが、国見山ユニットは上部 (砂岩層, 砂岩頁岩互層, 頁岩層) のみからなる。
- (2) 国見山ユニットでは逆転層が多数認められる。

笠間、国見山両ユニットの大きな違いは、地層の逆転の有無である。その相違はユニットの岩相の相違に関連している可能性が高い。両ユニットの岩相の大きな相違は、頁岩層と砂岩層及び砂岩頁岩互層の量比である。国見山ユニットの砂岩頁岩互層は砂岩優勢であるため、ここでは砂岩層として扱う。笠間ユニットは頁岩優勢で、国見山ユニット砂岩は優勢である。厚い砂岩層はコンピテント層になりやすく、頁岩層はインコンピテント層になりやすい。砂岩層の卓越している国見山ユニットでは座屈褶曲に伴う逆転構造が形成されるが、砂岩層の少ない笠間ユニットではインコンピテントな頁岩層が卓越しているため、褶曲に伴う

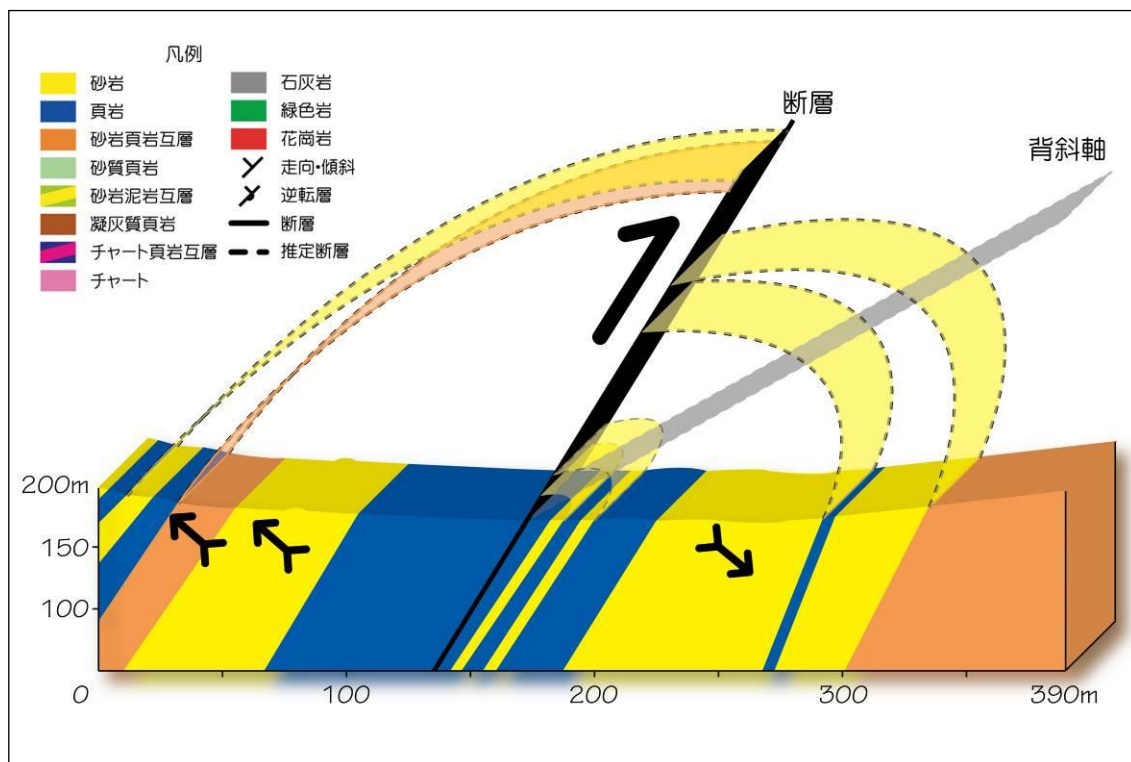


図 26. 国見山ユニットのモデル断面図.

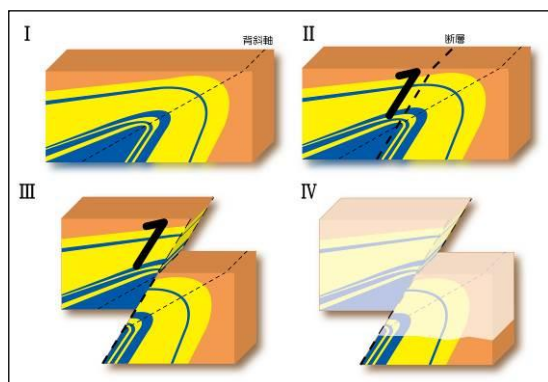


図 27. 国見山ユニットの逆転層形成過程.

逆転構造を形成できなかったものと考えられる。

指田・堀 (2000) は笠間・国見山両ユニットを合わせて笠間ユニットとしている。その根拠は、両ユニットを合わせた方がより一連のチャート・碎屑岩シーケンスを表していると考えたためである。しかし、岩相の違いや、逆転構造の有無といった構造の違いを考慮すれば、両ユニットは従来通り 2 つのユニットに分けた方が合理的である。

2. 国見山ユニットの逆転構造

城里町大網の潤沼川ルートは衝上断層の上盤の地層は正常層を示すのに対し、下盤の地層は逆転層を示している。これは、軸部の欠けた転

倒褶曲、または横臥褶曲の翼部にあたるものと考えられる。断層の上盤側における頁岩の走向傾斜 $N65^{\circ}E80^{\circ}W$ に対して、断層は $N35^{\circ}E65^{\circ}W$ であるから、断層は地層よりやや緩い傾斜であることがわかる。これは、断層の上盤側には背斜軸、下盤側には向斜軸があるものと考えたと説明できる (図 26)。転倒褶曲、または横臥褶曲による逆転構造の形成過程は以下のように考えられる (図 27)。

- I. はぎ取り付加が生じたとき、南フェルゲンツの転倒褶曲、または横臥褶曲が形成された。
- II. 陸側に付加される際、圧縮応力が大きくなった。
- III. 付加体の脆弱部、または滑りやすい面で陸側傾斜の衝上断層が形成された。
- IV. 上方の褶曲軸部が剝離され、翼部のみが露頭として残った。

まとめ

国見山ユニットは砂岩、砂岩頁岩互層に富んでおり、一部に頁岩層を挟む。走向方向はユニットの東部ほど $NNE-SSW$ で、西部ほど $ENE-WSW$ を示し、傾斜は全体で NW 方向を示す。一部の砂岩層や砂岩頁岩互層は正常層と調和的な逆転層を示

し、逆転層は少なくとも 11 層存在する。

笠間、国見山両ユニットの大きな違いは、地層の逆転の有無である。砂岩層の卓越している国見山ユニットでは逆転構造が形成されるが、砂岩層の少ない笠間ユニットでは頁岩層が卓越しているため、逆転構造を形成できなかったものと考えられる。

城里町大網の潤沼ルートで典型的に認められる構造は、軸部の欠けた転倒褶曲、または横臥褶曲の翼部に相当するものと考えられる。

引用文献

- 荒川竜一. 1989. 鶏足山塊の中生界(1)「鶏足山塊の地質構造」. 栃木県博物館研究紀要, 6: 123-147.
- Davis, D., J. Suppe and F.A. Dahlen. 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Jour. Geophys. Res.*, **88**: 1,153-1,172.
- 藤本治義・畠山久重. 1938. 茨城県鶏足山塊産上部古生代化石 (予報). 地質雑, **55**: 377-378.
- 堀 常東. 1996. 八溝山地鶏足山塊から産出する三疊紀・ジュラ紀放散虫とその意義. 日本古生物学会 1996 年年会講演予稿集: 42.
- 堀 常東. 1997. 八溝山地鷲子山塊大平地域より産出するジュラ紀最末期放散虫化石. 日本古生物学会 1997 年年会講演予稿集: 52.
- 堀 常東・指田勝男. 1998. 八溝山地鶏足山塊の中生界. 地学雑, **107**: 493-511.
- Hsü, K.J. 1968. Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **79**: 142-151.
- 猪郷久義. 1972. 新しい示準化石—コノドント—. 地学雑, **81**: 142-151.
- Imoto, N. 1984. Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba belt, southwest Japan. *Bull. Kyoto Univ. Educ., Ser. B*, **65**: 15-71.
- 井本信広・清水大吉郎・武蔵野実・石田士朗. 1989. 京都西北部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 84 pp., 地質調査所.
- 磯見 博. 1968. 200 万分の 1 日本地質構造図. 地質調査所.
- 磯見 博・河田清雄. 1968. フォッサマグナ両側の基盤岩類の対比. フォッサマグナ (日本地質学会 75 年大会総合討論会資料): 4-12.
- 加賀美英雄・塩野清治・平朝彦. 1983. 南海トラフにおけるプレートの沈み込みと付加体の形成. 科学, **53**: 429-438.
- 鎌田祥仁. 1997. 足尾帯葛生地域におけるチャート - 碎屑岩シーケンスの復元. 地質雑, **103**: 343-356.
- 勘米良亀齡. 1976. 過去と現在の地向斜堆積体の対応. 科学, **46**: 284-291, 371-378.
- Kanomata, N. 1961. Geology of Yamizo, Torinoko, Toriashi mountain blocks and their geological age. *Jour. Coll. Arts. Sci., Chiba Univ.*, **3**: 351-367.
- 笠井勝美. 1978. 八溝山系の地質構造に関する新見. 地質雑, **84**: 215-218.
- 笠井勝美. 2000MS. 八溝山地における中生代付加体. 茨城大学理工学研究科博士論文.
- 笠井勝美・天野一男. 1997. 鶏足山塊北部地域におけるジュラ紀付加体の地質構造. 日本地質学会第 104 年学術大会講演要旨: 56.
- 笠井勝美・天野一男. 1998. 鶏足山塊の堆積岩コンプレックスの区分. 日本地質学会第 105 年学術大会講演要旨: 123.
- 笠井勝美・天野一男. 1999. 八溝・鷲子山塊の付加コンプレックス. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨: 157.
- 笠井勝美・木村計四郎. 1973. 鶏足山塊の地質構造とくに八溝衝上断層. 日本地質学会第 80 年学術大会講演要旨: 86.
- 笠井勝美・酒井豊三郎・相田吉昭・天野一男. 2000. 八溝山中央部におけるチャート - 碎屑岩シーケンス. 地質雑, **106**: 1-14.
- 笠井勝美・滝沢文教・木村計四郎. 1976. 猿久保礫岩の逆転構造について. 日本地質学会第 83 年学術大会講演要旨: 42.
- Kawada, K. 1953. Geological studies on the Yamizo, Torinoko, and Toriashi mountain blocks and their neighbourhood in the northeastern Kwanto district. *Sci. Rep. Tokyo Bunrika Daigaku, Sec. C*, **2**: 217-307.
- 木村克己. 1989. 混在岩とスラブからなる丹波帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスのテクトニクス. 構造地質, **34**: 53-66.
- 木村克己・牧本 博・吉岡敏和. 1989. 綾部地域の

- 地質・地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）. 104 pp., 地質調査所.
- 小林貞一・青地清彦・深澤恒雄. 1940. 土佐國佐川盆地河内ヶ谷統の逆転構造に就いて. 地質雑, **47**: 361-366.
- Leggett, J. K., W. S. McKerrow and D. M. Casey. 1982. The anatomy of a Lower Palaeozoic accretionary forearc : the Southern Uplands of Scotland. In : Leggett, J. K., (ed.), Trench-forearc reology, Geol. Soc. London, Spec. Pub., 10: 495-520.
- Leggett, J. K., W. S. McKerrow and M. H. Eales. 1979. The Southern Uplands of Scotland ; a Lower Palaeozoic accretionary prism. *J. Geol. Soc. London*, **136**: 755-770.
- Masuda, F., Y. Katsura, T. Sato, H. Aono, Y. Makino and H. Igo. 1980. Shallow marine deposits of Triassic-Jurassic age in the Yamizo and Ashio Mountains, Northern Kanto, Japan. *Ann. Rep., Geosci., Univ. Tsukuba*, **6**: 62-69.
- 道口陽子. 2008. 房総半島南部, 西岬層で観察される混在岩体の形成プロセスとメカニズム. 地質雑, **114**: 461-473.
- 村田明広. 1991. 九州四万十帯, 内ノ八重層の作るデュープレックス構造と内ノ八重クリッペ. 地質雑, **97**: 39-52.
- Nakae, S. 1993. Jurassic accretionary complex of the Tamba Tarrane in the Wakasa area, southwest Japan : An example of continuous action. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **98**: 401-413.
- 中江 訓. 1994. 北九州・企救半島のペルム紀付加コンプレックスの広域逆転構造. 日本地質学会第 101 年学術大会講演要旨: 58.
- Nakae, S. 2006. Stratigraphy and structure of the Jurassic accretionary complex in the Daigo district, northern Ibaraki and eastern Tochigi Prefectures, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **57**: 29-50.
- 中江 訓・滝沢文教. 1996. 八溝山地ジュラ紀堆積岩コンプレックスの層序・地質構造 - 「太子」図幅地域 -. 日本地質学会第 103 年学術大会講演要旨: 51.
- 太田 亨・坂井 卓. 2003. 西九州海浦地域の黒瀬川構造帯中・古生界層序の改訂とジュラ系葦北層群（新称）の層序. 地質雑, **109**: 671-688.
- Otsuka, T. 1988. Paleozoic - Mesozoic sedimentary complex in the Eastern Mino terrane, Central Japan and its Jurassic tectonism. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **31**: 63-122.
- 大山年次・笠井勝美. 1974. 八溝山地の地質と古植物. 茨城大学地学教育研究会編, 茨城の岩石と化石, pp. 3-19., 茨城大学地学教育研究会大山年次教授退官記念事業会.
- 指田勝男・堀 常東. 2000. 八溝山地の中生界とユニット区分. 地質学論集, **55**: 99-106.
- 指田勝男・猪郷久治・猪郷久義・滝沢 茂・久田健一郎・柴田知則・塚田邦治・西村はるみ. 1982. 関東地方のジュラ系放散虫化石について. 大阪微化石研究会誌特別号, **5**: 51-66.
- Sashida, K., H. Igo and T. Sato. 1993. Late Jurassic radiolarians from the Yamizo Mountains. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, **8**: 74-77.
- 佐藤 正. 1974. 鶏足 - 鷲子山地の二畳・三畳・ジュラ系. GDP 連絡紙, II - 1 - (1), **2**: 41-50.
- 佐藤 正・指田勝男・青野宏美. 1987. 八溝山地における重力すべり構造とその意義. 地学雑, **96**: 31-41.
- 鈴木陽雄・佐藤 正. 1972. 鶏足山塊からジュラ紀菊石の産出. 地質雑, **78**: 213-215.
- Tagiri, M. and C. Okura. 1979. Meta-volcanic rocks from the Hitachi and the Keisoku mountain block districts, with special reference to their magmatic series and the Tanakura Tectonic Line. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **85**: 679-689.
- 平 朝彦・岡村 真・甲藤次郎・田代正之・斎藤靖二・小玉一人・橋本光男・千葉とき子・青木隆弘. 1980. 高知県四万十帯北帯（白亜系）における“メランジュ”の岩相と時代. 平朝彦・田代正之編, 四万十帯の地質学と古生物学 - 甲藤次郎教授還暦記念文集. pp. 179-214., 林野弘済会高知支部.
- 滝沢文教・笠井勝美. 1984. 八溝山地の中・古生層における逆転層の分布 - （地質構造の問題として） -. 総合研究 A 上越帯・足尾帯研究報告書, **1**: 61-67.
- 辻 智大・榊原正幸. 2009. 四国西部における北部秩父帯の大規模逆転層. 地質雑, **115**: 1-16.

- 通商産業省資源エネルギー庁. 1987. 希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書, 笠間地域. Pp. 1-26, 通商産業省資源エネルギー庁.
- Wakita, K. 1988. Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Cretaceous sedimentary of the Mino terrane, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **39**: 675-757.
- 脇田浩二・寺岡易司・中嶋輝允・滝沢文教. 1989. 鶏足山塊の八溝層群の放散虫化石. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨: 156.
- 綿引麻衣子. 2010MS. 鶏足山塊東端部に分布する中生代付加体の研究. 茨城大学理学部卒業研究報告.
- Yamamoto, Y. and S. Kawakami. 2005. Rapid tectonics of the Late Miocene Boso accretionary prism related to the Izu-Bonin arc collision. *The Island Arc*, **14**: 178-198.
- Yao, A., T. Matsuda and Y. Isozaki. 1980. Triassic and Jurassic radiolarian from the Inuyama area, central Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **23**: 135-154.
- 吉田 尚・笠井勝美・青木ちえ. 1976. 八溝山系の地質と足尾帯の構造. 地質学論集, **13**: 15-24.

調査者および執筆者

綿引麻衣子 (茨城大学理工学研究科)

笠井勝美

櫻井 賢

天野一男 (茨城大学理学部教授)

調査協力者

滝本春南 (茨城大学理工学研究科)

澤畑優理恵 (茨城大学理学部)

図版 1

- a. 国見山ユニットで認められる断層 (笠間市片庭の (有)ケー・ビー・エス採石場).
- b. 国見山ユニットで認められる断層の拡大写真 (笠間市片庭の (有)ケー・ビー・エス採石場).
- c. 地層の逆転を示す荷重痕 (国見山林道). 画面奥が上位.
- d. 地層の逆転を示すフルートキャスト (城里町徳蔵の新宿産業 (株) 砕石場).
- e. 地層の逆転を示す級化構造 (城里町徳蔵の新宿産業 (株) 砕石場).



筑波山の地質—ハンレイ岩類と花崗岩類—

阿武隈山地岩石鉱物調査会（筑波山班）

はじめに

筑波山ハンレイ岩体について、第Ⅱ期第1次調査で岩石種や岩相について報告した。それらの資料は既に博物館資料庫に保管されている。しかし、筑波山山頂部は御神体であるため、勝手に地質調査することはできず、岩石資料はもっぱら山腹や沢河床の転石で、分布の詳細は不明のままである。

筑波山ハンレイ岩体と筑波型花崗岩類の岩石学的課題が2つある。第1次調査時点において、筑波山ハンレイ岩体についての岩石学的な1つの課題は明確な結論を得ていた。それは、筑波山ハンレイ岩体とその周囲に分布する筑波型花崗岩類との貫入関係である。露出が不十分なため、この問題は Brauns (1880) から決着をみていなかった問題で、当初はハンレイ岩体が花崗岩類を貫いていると見なされた。その後、津屋 (1939) は逆に花崗岩類がハンレイ岩体を貫くと考えた。さらに、高橋 (1980) も同様な結論を得ている。霞ヶ浦用水筑波トンネルの地質調査により、この課題の結論が得られた。笹田ほか (1987) により、ハンレイ岩体が花崗岩類によって貫かれると結論された。これらの経緯は宮崎ほか (1996) に詳述されている (図1)。

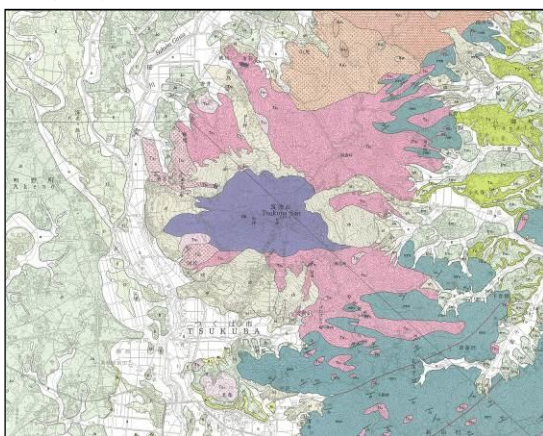


図 1. 1:25,000 地質図幅「真壁」による筑波山の地質図。
Ts2; 筑波花崗岩の片状トナール岩; Ts3; 筑波花崗岩の斑状花崗閃緑岩; Ts5; 筑波花崗岩の細粒花崗閃緑岩; Gb; ハンレイ岩類

もう一つの課題は、筑波山ハンレイ岩体は層状岩体か累帯岩体かという問題である。この課題については2つの提案がなされているが、まだ地質学的には証拠不十分である。高橋 (1994) は山頂部について層状岩体を提案している (図2)。それは、下位から、中粒角閃石ハンレイ岩—粗粒斜長岩質ハンレイ岩—粗粒角閃石ハンレイ岩—中細粒角閃石ハンレイ岩の層状構造をとると考えた。他方、宮崎ほか (1996) は山頂部を構成する斜長岩—角閃石ハンレイ岩—かんらん石ハンレイ岩の上位岩相とトンネル内を構成するかんらん石ハンレイ岩の下位岩相という層状構造であるとしている。霞ヶ浦用水筑波トンネル内で緩傾斜の層状構造が観察されており、説得性があるが、実際には露頭毎に傾斜方向が異なるなど、問題も多い (図3)。また、宮崎ほか (1996) では、トンネル内の下位

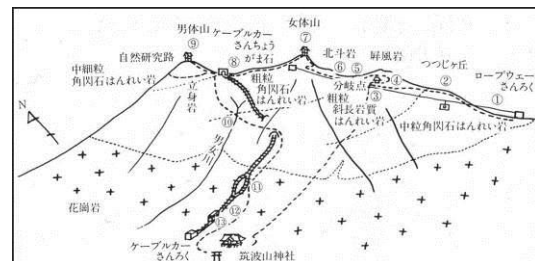


図 2. 筑波山の層状岩体図 (高橋, 1994)。

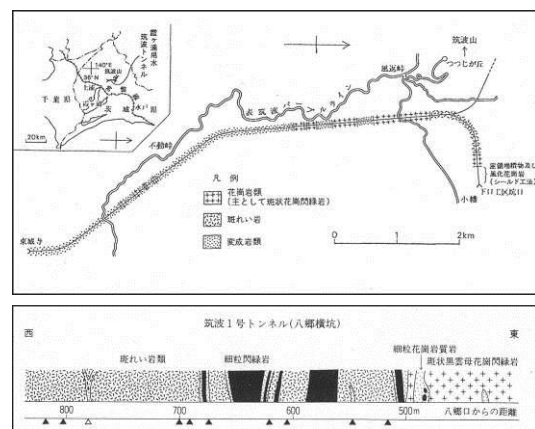


図 3. 霞ヶ浦用水筑波トンネル内の地質構造図 (笹田ほか, 1987). a: 筑波1号トンネルの地質, b: ハンレイ岩と花崗岩類の接触部付近の地質 (トンネル壁面)。

岩相は標高 52 m, 上位岩相は山頂の 877 m まであり, 垂直差が 825 m あることになる (図 4). この厚さはブッシュフェルト岩体には遠く及ばないものの, グレートダイク岩体に匹敵する.

地質図から断面図を作成すると, 筑波山ハンレイ岩体の構造は, 層状岩体に特徴的なロート状や岩床状ではなく, 累帯岩体としての特徴である円筒状となる.

層状岩体か累帯岩体かの疑問は, 筑波山を遠望することでも想起される (図 5). 山容写真に示すように, 女体山と男体山が最も離れて見える位置からは, 女体山から男体山に下る緩傾斜が層状構造を想像させる. 他方, 女体山と男体山が重なる位置からは双峰としての筑波山が望め, 累帯岩体を想像させる. いずれにしても, 詳細な地表調査が必要であった.

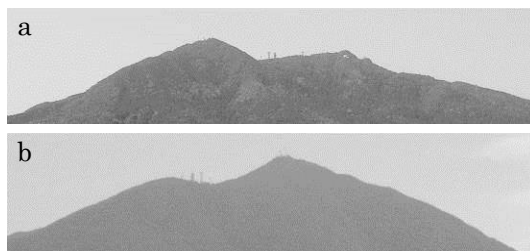


図 5. 筑波山の山容. a: 南方からの遠望 (左: 男体山, 右: 女体山), b: 西方からの遠望 (右: 女体山).

ハンレイ岩と花崗岩の分布

花崗岩類が分布する標高限界を調査し, ハンレイ岩類の分布を精査した (図 6). 標高の高い地域に分布する花崗岩類はマサ化していることが多く, マサ化したハンレイ岩類との区別が困難になる. 石英結晶の有無により, 花崗岩か否かを判定した. 花崗岩類はこれまで公表されている「真壁」図幅

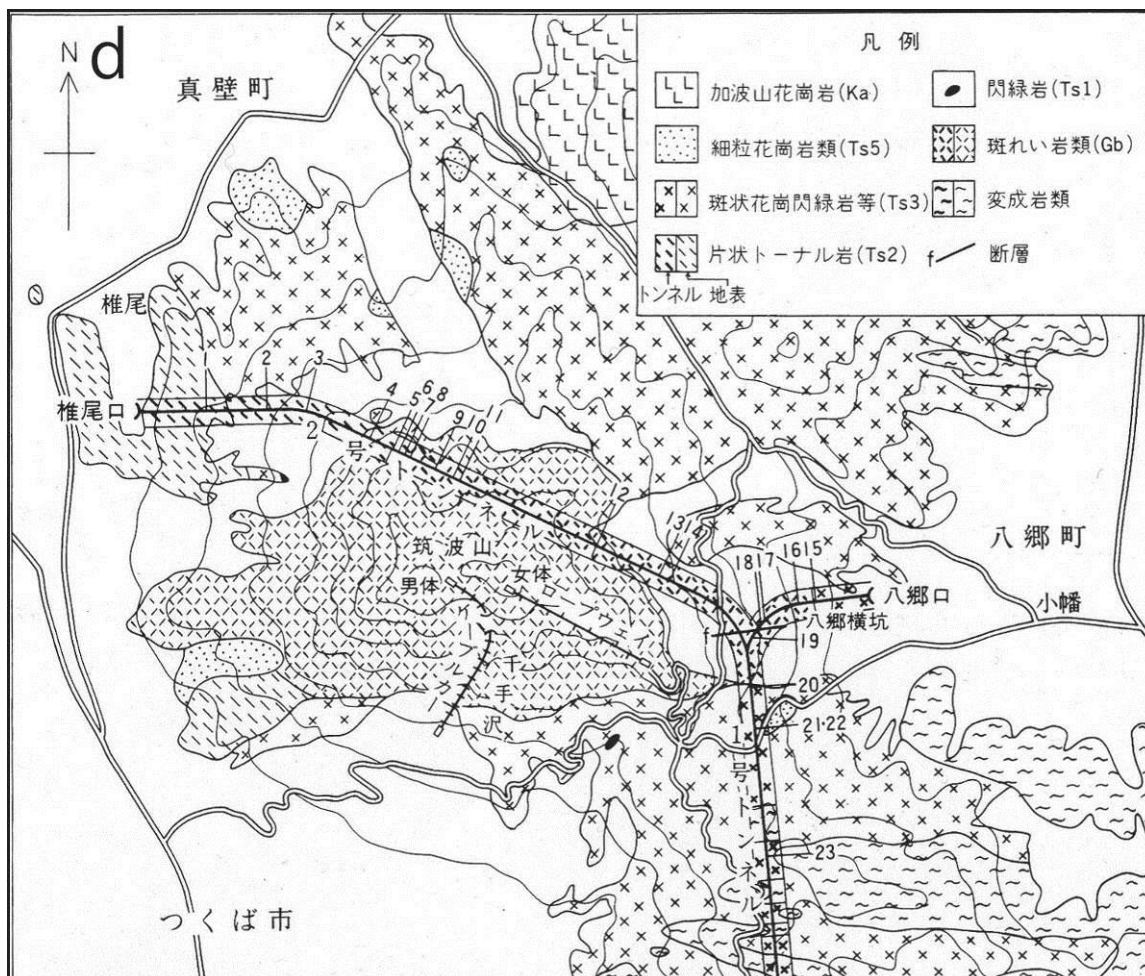


図 4. 筑波山の岩相分布図 (宮崎ほか, 1996).

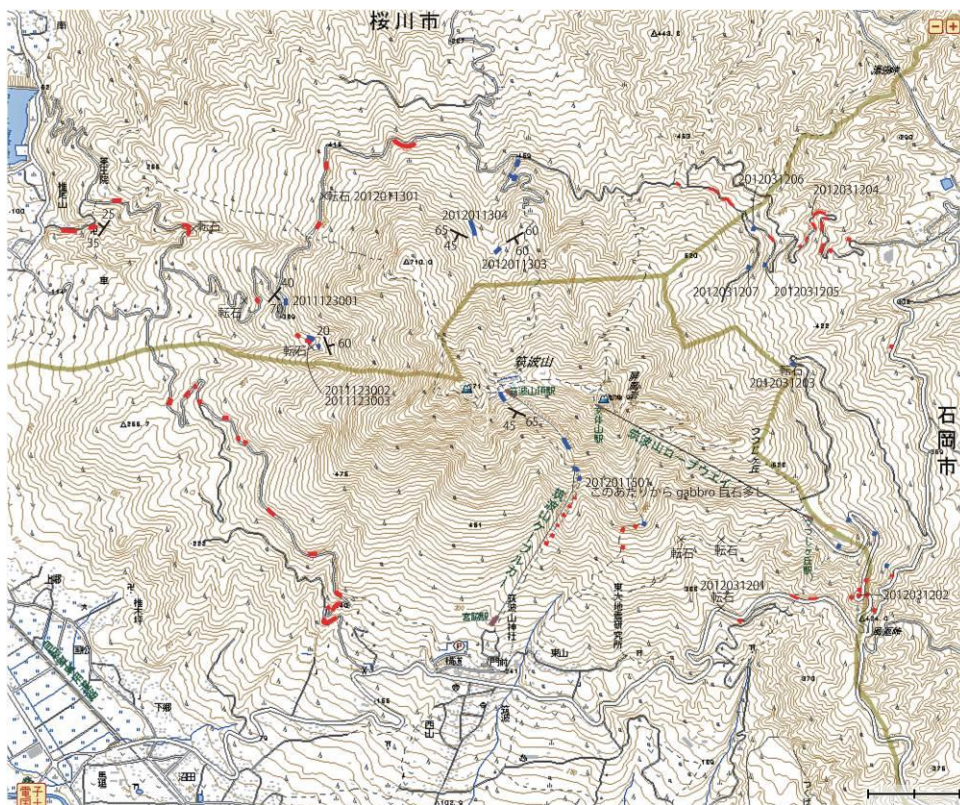


図 6. 筑波山のルートマップ。赤は花崗岩類，青はハンレイ岩を示す。国土地理院発行 1:25,000 地形図「真壁」を使用。

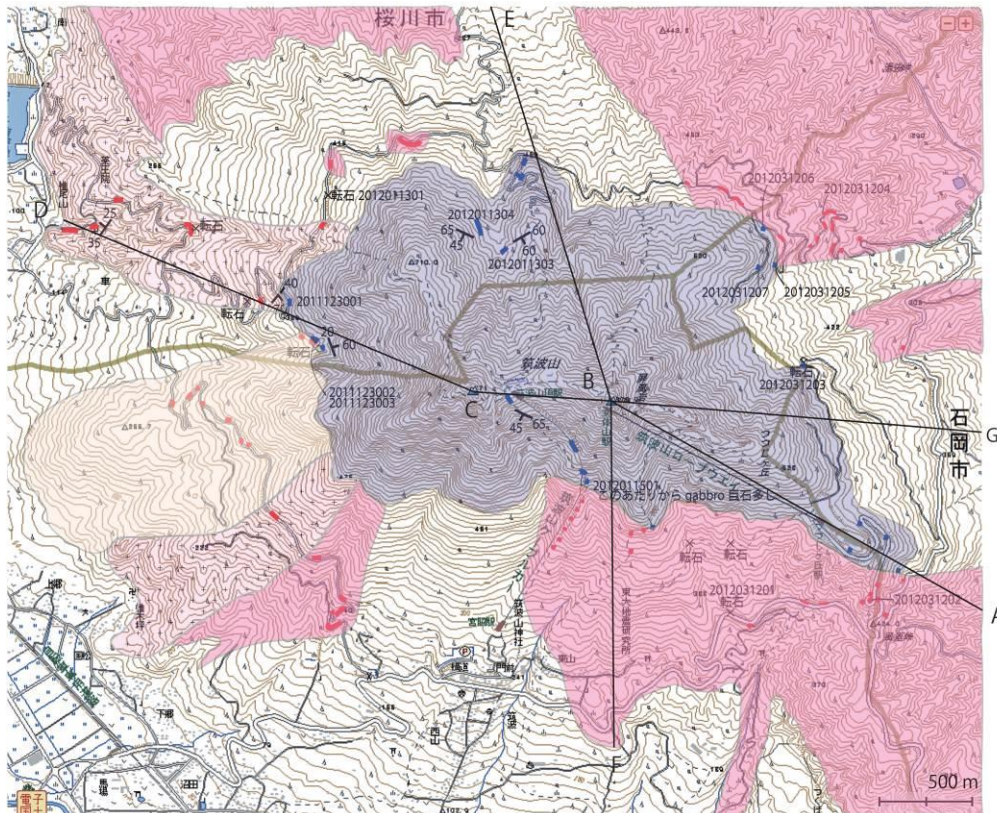


図 7. 筑波山の地質図。Ts2: 筑波花崗岩の片状トーナル岩，Ts3: 筑波花崗岩の斑状花崗閃緑岩，Ts5: 筑波花崗岩の細粒花崗岩類，Gb: ハンレイ岩類。国土地理院発行 1:25,000 地形図「真壁」を使用。

よりかなり高い標高まで分布している。今回の調査結果を地域地質「真壁」図幅に追記し、修正を加えて地質図を作成した（図 7）。精査により、花崗岩類とハンレイ岩類との境界がより正確になった。主な修正点は以下の所である。

酒寄林道から筑波梅林への林道沿いには多くの花崗岩類が露出しており、ハンレイ岩類の分布はより標高の高い位置までとなった。鬼ヶ作林道支線の標高 390 m には花崗岩類とハンレイ岩類の境界がある。崖錐堆積限界を考慮すると、花崗岩類とハンレイ岩類の境界は標高 400 m 付近にある。霞ヶ浦用水トンネル内では、2 号トンネル椎尾口から 2,205 m の所（標高約 50 m）に花崗岩類とハンレイ岩類の境界がある。これは地表では標高 600 m 付近にあたる。鬼ヶ作林道ではハンレイ岩類は標高 400 m 付近で花崗岩類と接するので、花崗岩類とハンレイ岩類は南東に急傾斜した境界面で接していると思われる。「真壁」図幅では標高 266.7 m の峰を含む一体はハンレイ岩類となっているが、花崗岩類が分布している地域となった。

御幸ヶ原登山道ではマサ化した花崗岩類が標高 520 m まで分布している。また白雲橋登山道でも

標高 510 m まで花崗岩類が露出する。したがって、この付近では標高約 500 m 付近まで花崗岩類が分布している。

風返峠付近での標高 480 m の富士見橋付近まで花崗岩類が分布することは「真壁」図幅でも示されており、再度確認された。「真壁」図幅では風返峠から湯袋峠方面へ下る道路脇にハンレイ岩類が分布するとしているが、道路脇は転石であり、露頭は確認できなかった。ただし、道路より 20 m 程度高い山腹に 1 か所、露頭を確認した。「真壁」図幅では標高 390 m から分かれる林道入口にもハンレイ岩類の分布が示されているが、今回の調査では、それらはハンレイ岩転石と判定した。霞ヶ浦用水トンネル内の地質情報からは、この崖錐堆積物の下にハンレイ岩類が分布する。風返峠付近の地表の花崗岩類分布と霞ヶ浦用水トンネル内のその分布からは、この花崗岩類とハンレイ岩類との境界は直立していると思われる。

ハンレイ岩体北側の地質は「真壁」図幅と同じである。

地質断面図を、東西方向は女体山と男体山を通る ABCD の断面線と GBCD の断面線で、南北方向は女体山を通る EBF の断面線で作成した（図 8）。

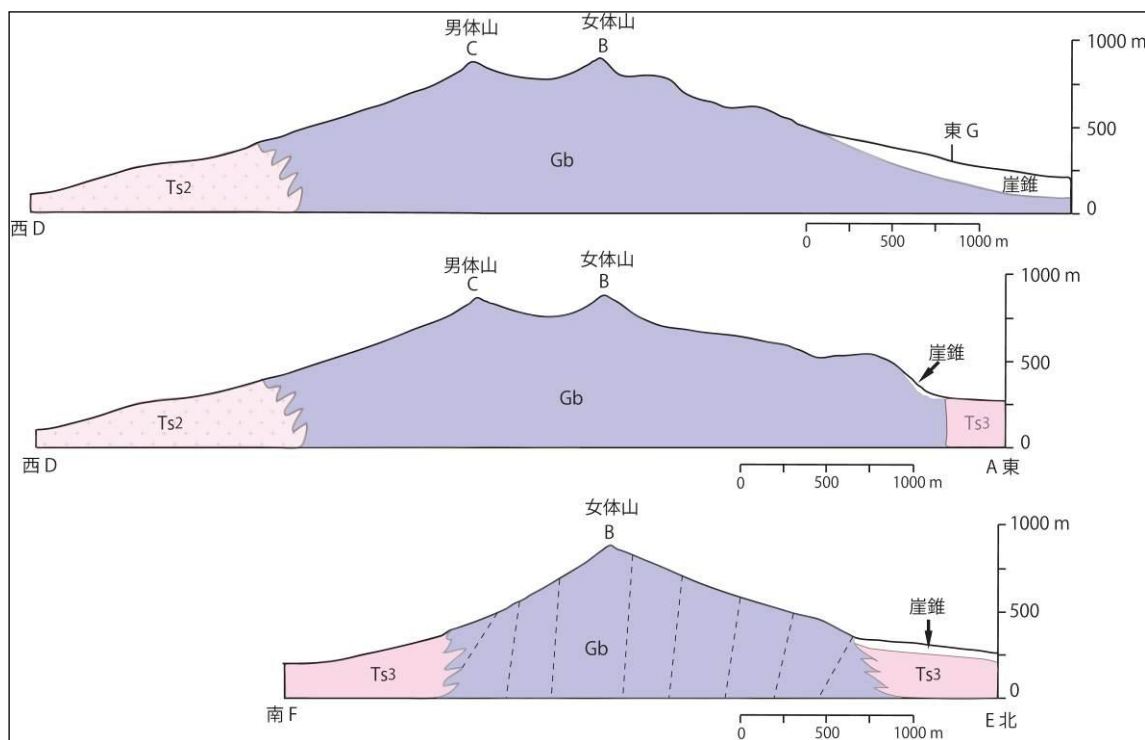


図 8. 筑波山の地質断面図。断面線及び凡例は図 7 を参照。

東西方向の地質断面では、霞ヶ浦用水トンネルの地質情報から、A 地点の北側にある崖錐堆積物の地下、標高約 60 m はハンレイ岩類となっており、このハンレイ岩類がつつじヶ丘のハンレイ岩類に連続する。霞ヶ浦用水トンネル下口工区坑口から 507 m に花崗岩類とハンレイ岩類の境界がある。富士見橋付近の標高 480 m にも花崗岩類とハンレイ岩類の境界があるので、この境界は直立しているものと思われる。ハンレイ岩体の西側の境界は、鬼ヶ作林道での境界と霞ヶ浦用水トンネル椎尾口から 2,205 m 地点での境界から、南東に急傾斜していると思われる。ハンレイ岩類の層状構造は東西性であるため、東西断面では層状構造は不明瞭である。西側では薬王院から続く花崗岩体が標高約 400 m 付近でハンレイ岩類に貫入している（図 13 参照）。ハンレイ岩類との境界は東傾斜である。南北断面では特に南側の花崗岩類の分布域が広がり、標高約 500 m あたりでハンレイ岩類に貫入している。東西性の層状構造が南北断面では明瞭になる。以上の結果を総合すると、筑波山ハンレイ岩体の水平断面は東西に伸びた楕円形で、東に急傾斜した楕円柱体となる。

崖錐堆積物は風化した花崗岩類の分布と調和的に発達する。マサ化したハンレイ岩類は極めて少なく、ハンレイ岩類は岩塊を形成している。そのため、ハンレイ岩類の分布は主に崖錐堆積物の発達によって規制されており、その露頭分布境界は等高線にほぼ平行である。

ハンレイ岩類と花崗岩類、閃緑岩類の貫入関係の再考

花崗岩類がハンレイ岩類に貫入したことは笹田ほか（1987）と宮崎ほか（1996）のとおりである。笹田ほか（1987）と宮崎ほか（1996）の筑波用水トンネル内の地質図によれば、ハンレイ岩類と密接に関係して、閃緑岩類が出現している。彼らによれば、閃緑岩類はハンレイ岩類に貫入し、花崗岩類に貫入されていると記述している。その結果、閃緑岩類の貫入時期は、ハンレイ岩類と花崗岩類の間であると結論している。今回の調査で、転石ではあるが、閃緑岩類が花崗岩類を切っている試料を採取した（図 28、図版 7e, f）。

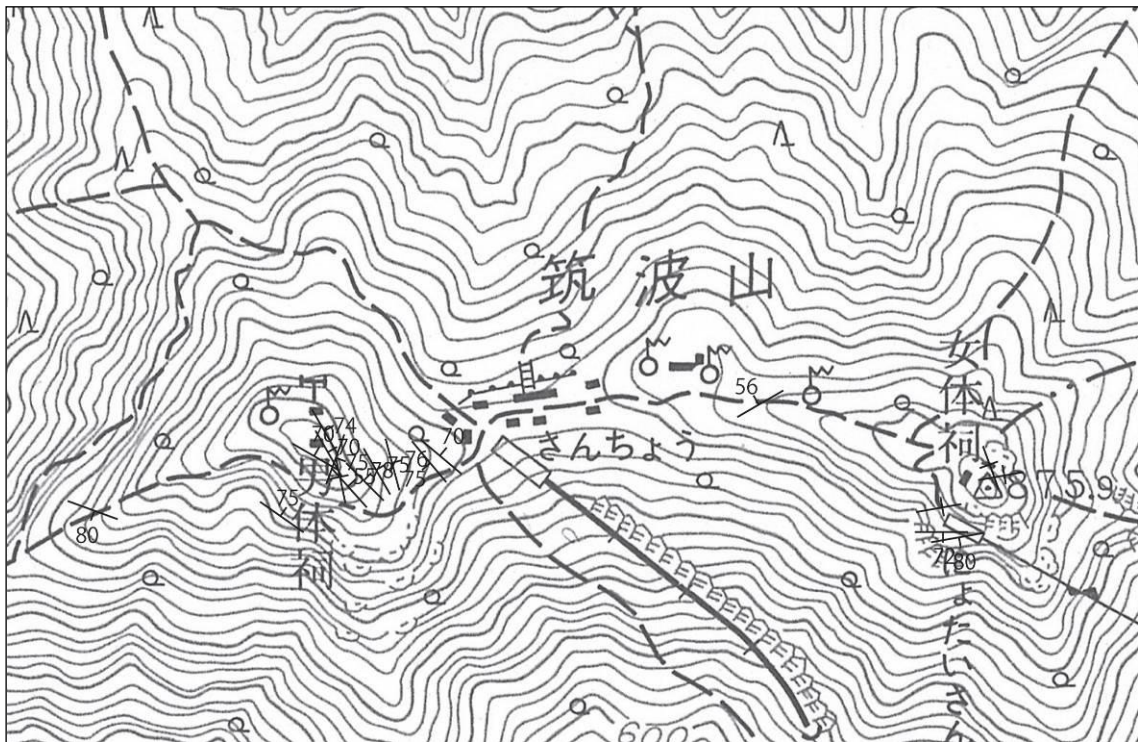


図 9. 筑波山山頂付近のハンレイ岩に認められる層状構造の走向・傾斜の分布。国土地理院発行 1:25,000 地形図「真壁」を使用。

このことは、閃緑岩類の貫入時期は、花崗岩類貫入の前と後ろの2回あったことを示している。筑波山ハンレイ岩類の岩相が多様であること、また、筑波山周辺の花崗岩類も多様な岩相からなることから推測すると、筑波山周辺の深成岩マグマの活動は長期にわたるものと思われ、貫入関係はもっと複雑なものと考えられる。

ハンレイ岩類の構造

ハンレイ岩類については、その層状構造や流動構造を中心に観察し（図9）、また、岩相の多様性を明らかにすることを目的に岩石試料を検鏡した。

男体山山頂を構成する主な岩相は角閃石を多量に含む角閃石ハンレイ岩である。斜長石の量の変化と粒度の変化によって、黒色の岩相から白色の強い岩相まで変化する（図版2b-g）。角閃石ペグマタイトがよく発達する。その中の角閃石はペグマタイトの壁に直交するように成長している。主岩相のハンレイ岩類中の角閃石は配列が弱く、層状構造に調和的である。男体山のハンレイ岩類の層状構造はNWの走向で、角度は波状構造や斜交構造によって場所により異なっている。傾斜角は急傾斜のものがほとんどである。このような構造から、男体山ハンレイ岩体の内部構造は直立した構造であると結論できる。

男体山ハンレイ岩体の細～中粒ハンレイ岩類には流動構造が顕著である。この現象は「真壁」図幅にも記述されている。特に男体山神社付近により露頭がある。褶曲構造、斜交構造、級化構造などが複雑に絡み合って発達している（図版2e-g）。地下深部マグマ溜り内でのマグマ流動を表していると解釈される。

女体山山頂を構成する主な岩相はノーライト質なハンレイ岩類である。角閃石の量は男体山山頂のハンレイ岩類と比べると少なく、灰色の岩相を呈する。全体に粗粒である。層状構造は一部に認められるのみである。山頂のハンレイ岩では斜長石と輝石の濃集の違いによる縞状構造の方位がN20°W, 90°である（図版3c, d）。これに対し、鉱物の定向配列の方位は東西方向で、ハンレイ岩類全体に認められる層状構造の走向と同じ方向を持っている。層状構造の傾斜角は90°である。こ

のような構造から、女体山山頂を構成するハンレイ岩類の内部構造は、男体山山頂のハンレイ岩類と同じく、直立した構造であると結論できる。

筑波山山頂ハンレイ岩類は笹田ほか（1987）や宮崎ほか（1996）によって、筑波山の山体の標高約50 m レベルに露出していることが報告されており、山頂まで一連の岩体と考えられている。また、霞ヶ浦用水トンネル内の観察により、筑波山の山腹に露出する花崗岩に貫かれているとされているが、彼らはこのハンレイ岩体の形状を決めていない。一方、高橋（1994）は、このハンレイ岩体を層状岩体と想定している。今回の岩体構造の調査結果からは、男体山山頂ハンレイ岩類と女体山山頂ハンレイ岩類ともに直立の構造を持ち、それぞれ個別の貫入岩体と結論される。霞ヶ浦用水トンネル内に露出するハンレイ岩類との連続性を考慮すると、比高800 m におよぶ円筒状に直立した貫入岩体の可能性が高い。

筑波山ハンレイ岩類の岩種・岩相

筑波山ハンレイ岩類は多様な岩相をもつ。鉱物組合せからは、斜長岩質 gabbro, ノーライト質 gabbro, Two-pyroxene gabbro, Hbl-Opx-Cpx gabbro, Hbl-Cpx gabbro, Hbl gabbro の6種類である。鉱物粒度も多様である。斜長岩質 gabbro とノーライト質 gabbro と Two-pyroxene gabbro は粗粒である。Hbl gabbro や Hbl-Cpx gabbro は中粒から細粒なものが多い。コートランダイト組織の Hbl gabbro も出現する。今回の試料には含まれないが、Hbl ペグマタイトも多産し、Hbl は極めて粗粒である。

2012011301 のように一つの岩塊の中で、斜長岩質 gabbro と Hbl gabbro が分化している組織のものもある（図15）。この場合両者の境界は漸移的であるが、2012011304 のようにこの2つの岩相のユニットが別の Hbl gabbro に貫入している露頭もある（図26）。Hbl gabbro の中には2012031206 のように2種のマグマの混合を示す組織を有するものもある（図版6e, f）。

主要露頭記載

ルートマップを図に示した（図 6）。主な露頭での産状を記する。

薬王院沢の中；粗粒花崗岩の露頭が連続する。花崗岩の片状構造は $N25^{\circ}E, 35^{\circ}W$ である（図 10）。



図 10. 薬王院沢の粗粒花崗岩の露頭。

鬼ヶ作林道風化花崗岩；標高 370m 道路脇下の崩れに、マサ化した花崗岩類が大きく出ている。中～粗粒の黒雲母花崗岩である（図 11）。



図 11. 鬼ヶ作林道下に露出する黒雲母花崗岩。

2011123001；鬼ヶ作林道沿い標高 390m。山側の根付きハンレイ岩巨岩あり。層状構造は $N40^{\circ}E, 70^{\circ}E$ である（図 12）。

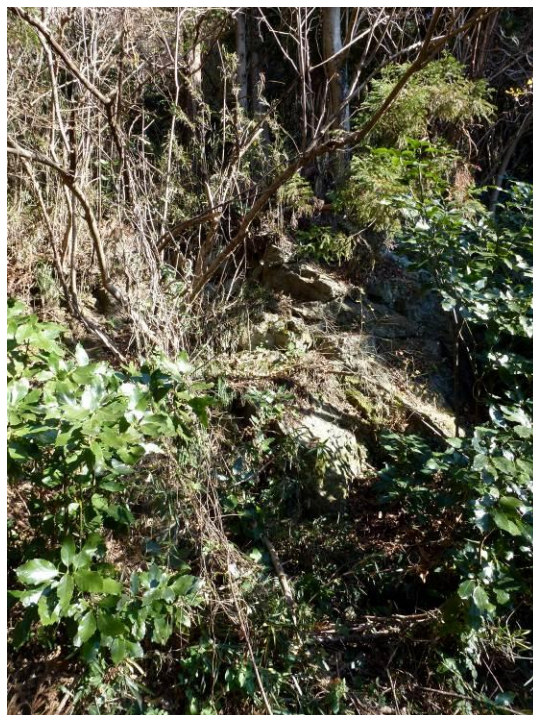


図 12. 鬼ヶ作林道沿いハンレイ岩の露頭。

2011123002 と 03；鬼ヶ作林道 380m より南に入る支線。標高 390m の当該地点では北側にハンレイ岩があり、直接接して南側の下位側に花崗岩（アプライト質）が厚く露出する（図 13）。接触面は平坦で、 $N40^{\circ}W, 40^{\circ}E$ の走向傾斜である。岩脈ではなく、岩体の一部。この地点の林道北よりの地点に花崗岩の露出があり、それと連続する（図 14）。沢を越えた先にハンレイ岩の露頭あり。層状構造は $N20^{\circ}W, 60^{\circ}E$ である。



図 13. 鬼ヶ作林道支線沿いのハンレイ岩－花崗岩境界部の露頭。



図 14. 鬼ヶ作林道支線沿いに露出する花崗岩類の露頭.

2012011301；鬼ヶ作林道脇の転石. 粗粒 gabbro に組成分化の構造が明瞭. 写真を参照する. Hbl gabbro と斜長岩質 gabbro からなり, 斜長岩質 gabbro と Hbl gabbro との境界は一方は漸移しており, 他方は明瞭な境界を持っている (図 15).



図 15. 鬼ヶ作林道脇のハンレイ岩の転石.

鬼ヶ作林道沿いのマサ化した花崗岩類；道路脇にかなり連続してマサ化した花崗岩類が露出する (図 16).



図 16. 鬼ヶ作林道沿いのマサ化した花崗岩類.

2012011303；登山道から少し外れた男の川川床の露頭. ハンレイ岩の層状構造は $N60^{\circ}E, 60^{\circ}S$ である (図 17).



図 17. 男の川川床に露出するハンレイ岩.

2012011304；男の川登山道から西に外れた山腹にあるハンレイ岩露頭. 層状構造は $N65^{\circ}W, 45^{\circ}S$ である. 組成の異なる 3つの岩相からなる. Hbl 2Cpx gabbro, 粗粒斜長岩質 gabbro, 細粒優白質 gabbro である. 斜長岩質 gabbro と Hbl gabbro は漸移するが, この 2つの岩相からなるユニットは別の Hbl gabbro に貫入している. また, 細粒優白質 gabbro が岩脈状に貫入している (図 18, 19).



図 18. 男の川の西側山腹に露出するハンレイ岩.



図 19. 男の川の西側山腹のハンレイ岩露頭の遠景.

筑波山梅林道路脇；少し風化の進んだ筑波型花崗岩が広く露出している（図 20）.



図 20. 筑波山梅林の道路沿いに露出するやや風化した花崗岩類.

御幸ヶ原登山道標高約 500m まで；御幸ヶ原登山道では、標高 520m まで花崗岩類のマサが分布している.

2012011501；御幸ヶ原登山道のケーブルカートのトンネルの手前. ハンレイ岩露頭から落ちた転石で、落石防止工事で切り込まれている. 筑波山頂駅直下のハンレイ岩露頭での層状構造は N65°W, 45°S である（図 21）.

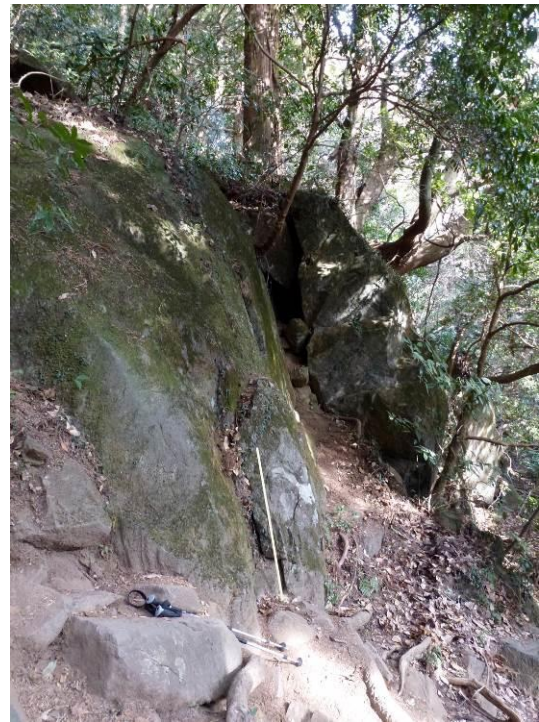


図 21. ケブルカーのトンネル手前のハンレイ岩露頭.

白雲橋登山道標高約 500 m まで；白雲橋登山道では、標高 500 m まで花崗岩類のマサが分布している（図 22）.



図 22. 白雲橋登山道に露出するマサ化した花崗岩類.

2012031202；つつじヶ丘駅に至る自動車道の富士見橋付近. 筑波型花崗岩のよい露頭である. 花崗岩は急傾斜地を作っている（図 23）.



図 23. 富士見橋付近の道路沿いに露出する花崗岩類.

2012031203 ; 390m から分かれる林道の奥に, ハンレイ岩類の露頭がある (図 24).



図 24. 風返峠下の林道奥に露出するハンレイ岩.

2012031204 ; 国民宿舎から登る林道奥, 標高 410m 地点. 風化した花崗岩の露頭. マサ化したところも多い.

2012031205 ; 国民宿舎から登る林道奥, 標高 480m 地点. 風化したハンレイ岩中に新鮮部が残る露頭 (図 25).



図 25. 国民宿舎から登る林道奥に露出するハンレイ岩.

2012031206 ; 道路脇のハンレイ岩類露頭であるが, 少し動いている (図 26).



図 26. 国民宿舎から登る林道奥に露出するハンレイ岩.

2012031207 ; 林道奥の標高 530m 地点にハンレイ岩類の露頭がある. (図 27)



図 27. 国民宿舎から登る林道奥 (標高 530 m) に露出するハンレイ岩.

岩石試料薄片記載

岩石試料 27 個の薄片を作成した. 露頭からの試料が 12 個, 転石が 15 個である. 林道ごとに記述する. 薄片写真を図版 4-10 に, 岩石試料リスト及び鉱物組合せを付表 1 に示す.

1. 鬼ヶ作林道

2011123001 粗粒 gabbro 火成鉱物 ; Cpx, Opx, brown Hbl, Pl, Ol ; 図版 4a.

2011123002 等粒中粒 gabbro 火成鉱物 ; brown Hbl, Cpx, Pl: 3003 の花崗岩と接するが急冷縁はない. 境界面の走向傾斜は N40°W, 40°E; 図版 4b, c.

2011123003 中粒等粒状 granite 火成鉱物 ; Pl,

K-feld, Qtz, Bt, Grt, Ms; 図版 4d, e.

2. 男の川不動尊

2012011303 粗粒 gabbro 火成鉱物; Pl, brown Hbl, Cpx: 変成鉱物; green Hbl, Cumm, Chl; 図版 4f, g.

2012011304 粗粒 gabbro 火成鉱物; Pl, brown Hbl, Opx, Cpx: 変成鉱物; green Hbl; 図版 5a, b.

3. 御幸ヶ原登山道

2012011501 中～粗粒 gabbro 火成鉱物; Pl, brown Hbl, Cpx: 変成鉱物; green Hbl, Chl, Cum; 図版 5c, d.

4. 富士見橋

2012031202 ミグマタイト質筑波型花崗岩 火成鉱物; Qtz, K-feld, Pl, Bt (他形): perthite と myrmekite が顕著. 全体に他形鉱物; 図版 5e, f.

5. 風返峠下の林道奥

2012031203 粗粒 2 Pyx gabbro 火成鉱物; Cpx, Pl, Opx, Ol, Sp, brown Hbl: 変成鉱物; green Hbl, Cum, Chl; 図版 5g, h.

6. 国民宿舎奥の林道

2012031204 granite 火成鉱物; Qtz, K-feld, Pl, Bt; 図版 6a, b.

2012031205 マサ化した gabbro 中の層状岩塊 gabbro 火成鉱物; Pl, brown Hbl: 変成鉱物; Cum, green Hbl, Zeol, Chl, Bt; 図版 6c, d.

2012031206 細粒 Hbl gabbro 火成鉱物; Ca-Pl, brown Hbl, Na-Pl (Ca-Pl に overgrowth して自形累帯構造を形成): 変成鉱物; Chl, green Hbl, Ab, Cum; 図版 6e, f.

2012031207 Hbl gabbro 火成鉱物; Pl, brown Hbl, Cpx, Opx: 変成鉱物; green Hbl, Cum, Bt, Chl; 図版 6g, h.

7. 林道酒寄線と鬼ヶ作線 (転石試料)

A 中～細粒 gabbro 火成鉱物; Opx, Cpx, brown Hbl, Pl: 変成鉱物; Prehnite, Ab, dentritic Chl; 図版 7a, b.

B 粗粒 gabbro 火成鉱物; brown Hbl, Pl, Cpx: 変

成鉱物; Cum, green Hbl, Chl; 図版 7c, d.

C 細粒 diorite と粗粒 granite が接する。(研磨片写真参照) 細粒 diorite の部分が granite の結晶を切っており, granite に貫入している. diorite; Hbl, Bt, Pl, Qtz: granite; K-feld, Qtz, Pl, Hbl l; 図版 7e, f.



図 28. No. C (転石) に認められる細粒 diorite と粗粒 granite の接触部.

D micro-gabbro 火成鉱物; brown Hbl, Pl, Cpx: 変成鉱物; green Hbl, Chl l; 図版 7g, h.

2012011301 転石 中～粗粒 gabbro 火成鉱物; Pl, brown Hbl (仮像), Cpx: 変成鉱物; green Hbl, Carbonate, Chl l; 図版 8a, b.

8. 鬼ヶ作林道の支線 (転石試料)

A2 中粒 gabbro 火成鉱物; Hbl (仮像), Pl: 変成鉱物; green Hbl, Chl l; 図版 8c, d.

B2 中粒 gabbro 火成鉱物; brown Hbl, Pl, Cpx: 変成鉱物; green Hbl; 図版 8e, f.

C2 粗粒 gabbro 火成鉱物; Opx, Cpx, Pl, brown Hbl, Ol; 図版 8g, h.

D2 粗～中粒 gabbro 火成鉱物; brown Hbl, Cpx, Pl: 変成鉱物; green Hbl, Chl; 図版 9a, b.

E2 foliated fine gabbro 火成鉱物; Cpx, Opx, brown Hbl, Pl; 図版 9c, d.

9. 迎場登山道 (転石試料)

A3 粗粒斜長岩質 gabbro 火成鉱物; Pl, brown Hbl, Cpx: 変成鉱物; green Hbl, Cum, Zeol, Ab; 図版 9e, f.

B3 粗粒ノーライト質 gabbro 火成鉱物; Pl, Opx: 変成鉱物; Cum, green Hbl; 図版 9g, h.

C3 斜長岩質 gabbro 火成鉱物; Pl, brown Hbl:

変成鉱物；green Hbl, Cum, Chl; 図版 10a, b.

10. 風返峠～つつじヶ丘への自動車道（転石試料）

2012031201 gabbro 火成鉱物；Pl, brown Hbl, Cpx, Opx：変成鉱物；green Hbl, Cum, Chl, Bt; 図版 10c, d.

A4 コートランド gabbro 火成鉱物；brown Hbl, Pl, Cpx, Opx, Ol：変成鉱物；green Hbl, Bt, Chl, Ms; 図版 10e, f.

引用文献

Brauns. 1880. Meine ersten Steifzuge in Japan. Mittheilungen des Vereins für Erdkunde zu Halle a/s, pp.59.

宮崎一博・笹田政克・吉岡敏和. 1996. 真壁地域の地質. 地域地質研究報告, 5 万分の 1 地質図幅. 103 pp., 地質調査所.

笹田政克・服部 仁・金谷 弘・豊 遥秋・坂巻幸雄. 1987. 筑波山斑れい岩と周辺の花崗岩類との関係についての新知見—霞ヶ浦用水筑波 1 号トンネルの地質から—. 地質調査所月報, 38: 217-220.

高橋正樹. 1994. 関東山地を一望する天然の展望台. 天野一男 (編), 茨城の自然をたずねて. pp. 37-41., 築地書館.

高橋裕平. 1980. 茨城県筑波山のガブロ類とカコウ岩類との関係について. 地質雑, 86: 481-483.

津屋弘達. 1939. 筑波山山津波跡の地質観察付, 筑波山斑礫岩体と花崗岩体の構造関係. 震研彙報, (17): 517-524.

調査者および執筆者

田切美智雄（日立市郷土博物館）

付表 1. 岩石試料リスト及び鉱物組合せ.

試料番号	岩石名	火成鉱物				Br-Hbl	Bt	Pl	K-fd	Qtz	その他	変成鉱物			その他
		Ol	Opx	Cpx	Gr-Hbl							Cum	Chl		
露頭試料															
2011123001	粗粒gabbro	+	++	+++	++		+								
2011123002	中粒gabbro			+	++		++								
2011123003	中粒granite					+	++	++	++	Grt, Ms					
2012011303	粗粒gabbro			+	++		+++					++	++	+	
2012011304	粗粒gabbro		+	+	++		+++					++			
2012011501	中～粗粒gabbro			+	++		+++					++	+	++	
2012031202	migmatic granite					+	++	++	+++						
2012031203	粗粒Pyx-gabbro	+	++	+++	+		+++			Sp		++	+	+	
2012031204	granite					+	++	++	+++						
2012031205	Hbl gabbro				++		+++					+	+	+	Bt, Zeol
2012031206	細粒gabbro				++		+++					+	+	++	Ab
2012031207	Hbl gabbro		+	+	++		+++					++	+	+	Bt, Ms
転石試料 (酒寄林道と鬼ヶ作林道)															
A	中～細粒gabbro		++	++	++	++								++	Prh, Ab
B	粗粒gabbro			+	+++		++					++	++	+	
C	細粒diorite				+++	+	++		++						
	及び粗粒granite				+		++	+++	++						
D	細粒gabbro			+	+++		++					++		+	
転石試料 (鬼ヶ作林道)															
2012011301	中～粗粒gabbro			+	+++仮像		+++					+++		++	Carbonate
転石試料 (鬼ヶ作林道の支線)															
A2	中粒gabbro				+++仮像		++					++		+	
B2	中粒gabbro			+	+++		++					++			
C2	粗粒gabbro	+	++	++	+		++								
D2	粗～中粒gabbro			++	+++		++					++		+	
E2	片状細粒gabbro		++	++	++		++								
転石試料 (迎場登山道)															
A3	粗粒斜長岩質 gabbro			+	+		+++					+	+		Zeol, Ab
B3	粗粒ノーライト質 gabbro		+				+++					+	++		
C3	粗粒斜長岩質 gabbro				+		+++					++	+	+	
転石試料 (白滝一つつじヶ丘自動車道)															
2012031201	中粒gabbro		+	+	++		++					++	+	+	Bt
A4	Cortland-gabbro	+	+	+	+++		+					++		+	Bt, Ms
Ol; olivine, Opx; orthopyroxene, Cpx; clinopyroxene, Hbl; hornblende, Bt; biotite, Pl; plagioclase, K-fd; K-feldspar, Qtz; quartz, Sp; spinel, Cum; cummingtonite, Chl; chlorite, Grt; garnet, Ms; muscovite, Prh; prehnite, Ab; albite, Zeol; zeolite															
+; present, ++; common, +++; abundant, Br-; brown, Gr-; green															

図版 1

ハンレイ岩の主要露頭。男体山への登山道を登り口付近 a から頂上付近 h に至るルート上。

a. 男体山登山道の登り口近く。

白黒の層状を呈する，2-3mm から 10mm の厚さの層の互層。N50°W, 70°N.

b. 男体山登山道。

PL の多い中粒部と粗粒黒色部の流れるような縞。N40°W, 75°W

c. 男体山登山道。

細粒の塊状岩の中に PL の波打つ構造。N15°W, 76°E

d. 男体山登山道。

黒色塊状岩中の白色粗粒のレンズ状岩層。N30°W, 75°E

e. 男体山登山道－山頂近く。

中粒から細流の黒色岩に粒度の差による縞。ペグマタイト脈が斜交，N45°W, 78°N.

f. 男体山登山道－山頂付近。

黒色岩と灰黒色岩の縞が立体的にみえる。N42°W, 55°E

g. 男体山登山道－山頂付近。

中細粒の黒色岩とペグマタイトとの境界が極細粒になって縞，N12°W, 90°

h. 男体山登山道－山頂近傍。

細粒黒色岩と細中粒白色岩の波状の構造。N20°E, 75°E



図版 2

ハンレイ岩の主要露頭．男体山．

a.. 男体山登山道－山頂付近．

細粒灰色岩中の粒度差による縞構造． N30°W, 70°E.

b, c. 男体山神社東脇．

細粒の粗粒ガブロと細粒ガブロの大きな層状構造，その内部にはリップルのような波状構造と斜交構造（マグマの流動組織か？），S字状のところもあり．場所によって方位が異なる．下部：N60°W, 70°N，上部：N30°W, 35°W.

d. 男体山神社東脇－b, c の上位側．

N75°W, 70°S.

e, f, g. 男体山神社の基礎．

ペグマタイトと細粒から中粒の黒色から灰色岩の著しい縞状構造，ペグマタイト中の黒色結晶は壁に直角に成長，ガブロ中の結晶は縞構造に平行に成長． N30°W, 74°E.

h. 自然研究路－男体山山頂からの下山道の途中から南側へ下り，自然研究路の周回ルートに出たところ．

中粒灰色岩と粗粒白色岩の境界の縞，白色岩の中にも縞あり． N55°W, 75°W.



図版 3

ハンレイ岩の主要露頭.

a.. 自然研究路尾根の展望台.

粗粒ガブロと細粒ガブロの層状構造. N70°W, 80°S.

b. セキレイ茶屋前—セキレイ石.

粗粒ガブロ中に細粒ガブロと粗粒ガブロの薄い層状の挟み. N60°E, 56°W.

c, d. 女体山山頂.

粗粒アノーツサイト中の鉱物粒の配列, PL と PYX の濃集の違いによる組織. N20°W, 90°.

e. 女体山山頂.

鉱物の定向配列. N80°E, 90°.

f. ロープウェイ脇.

風化の違いによる凹凸の縞. N80°E, 90°.

g. ロープウェイ出口.

粒度の変化による縞. N70°E, 80°S°.

f. ロープウェイ出口にある露頭の裏側.

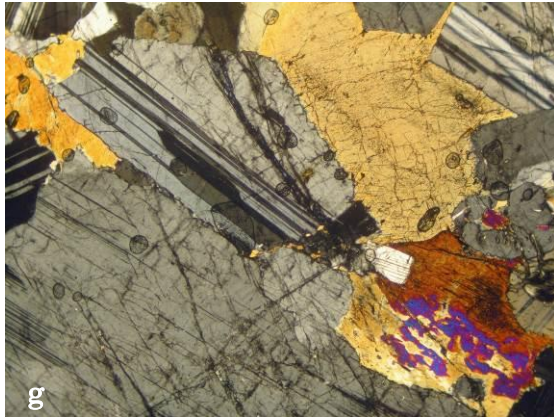
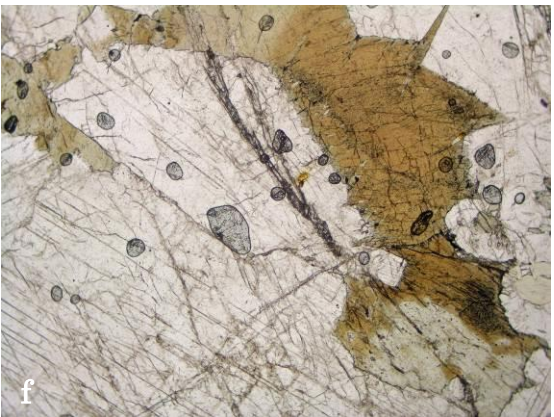
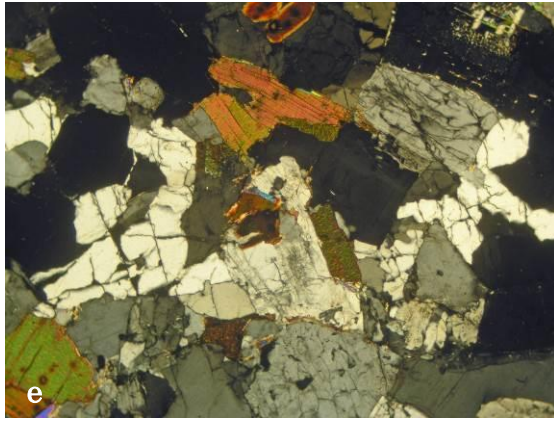
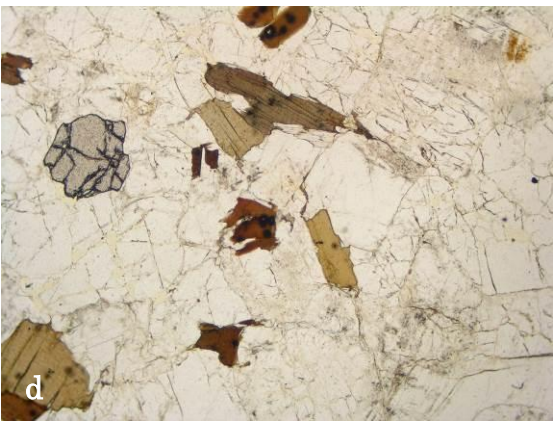
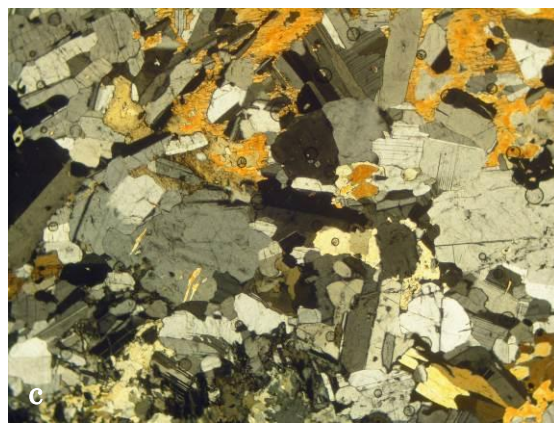
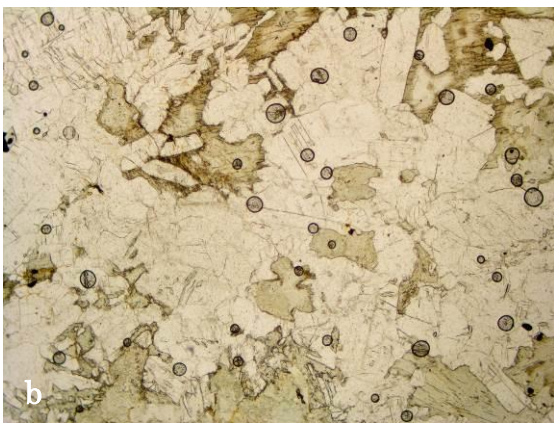
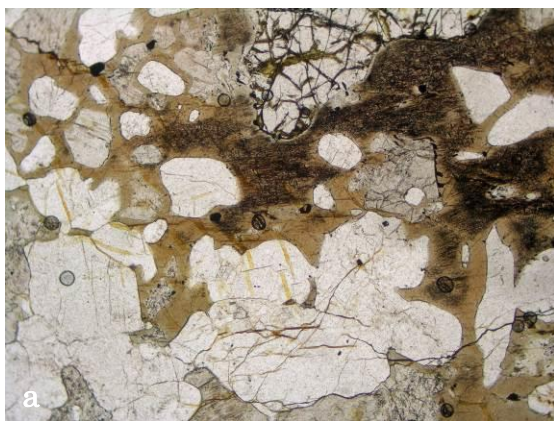
粒度も色も異なる細かい層状構造. EW, 72°S.



図版 4

岩石試料の薄片写真.

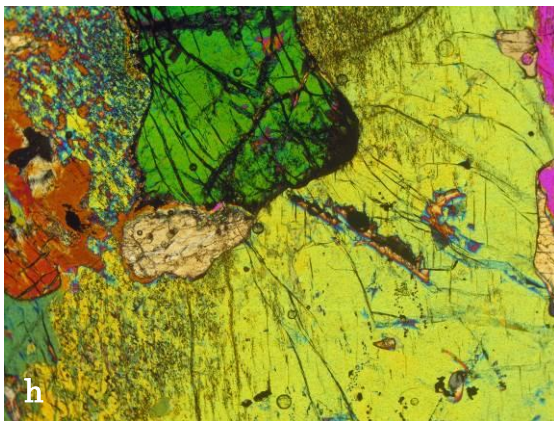
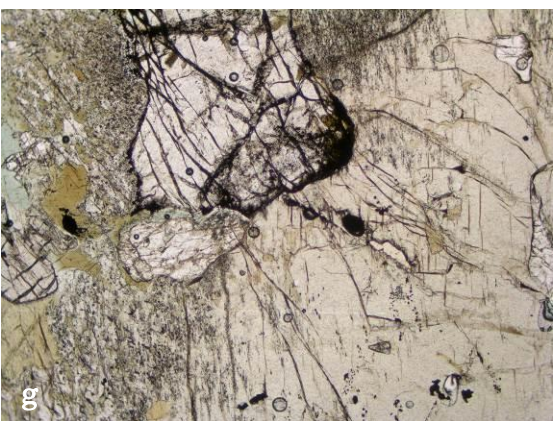
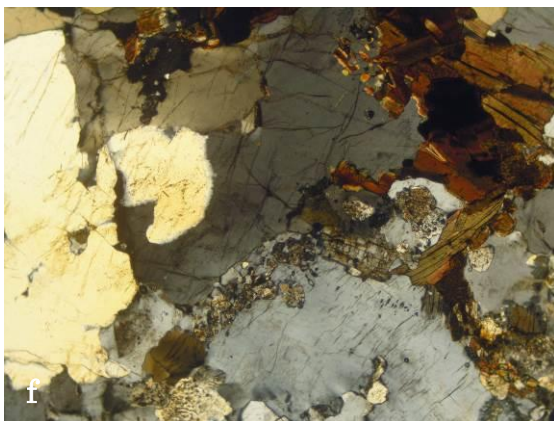
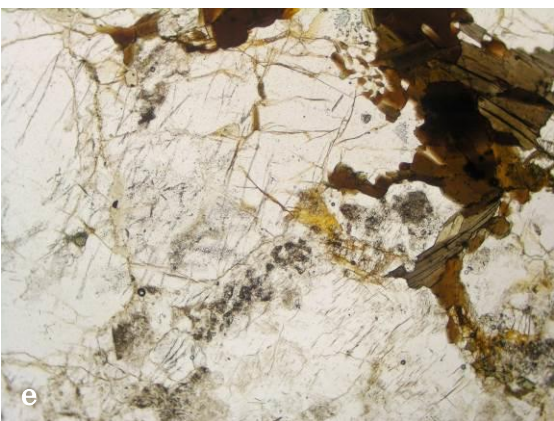
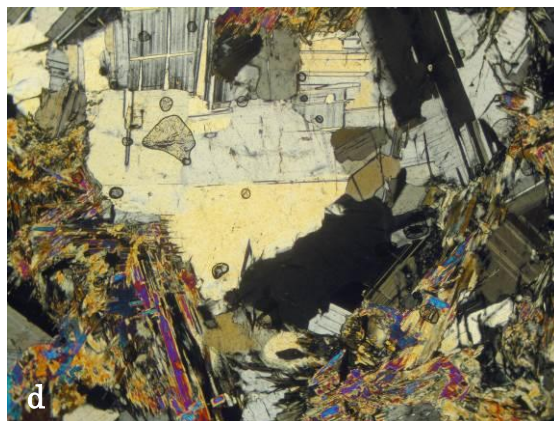
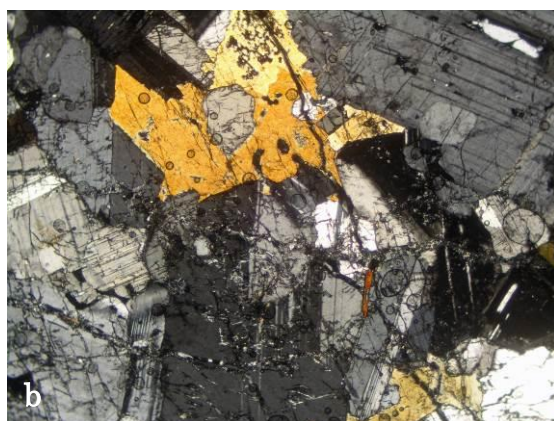
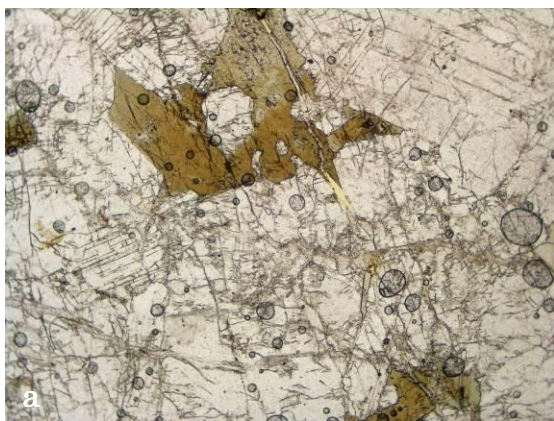
- a.. 粗粒ハンレイ岩 (No. 2011123001／鬼ヶ作林道), オープンニ科尔.
- b. 等粒中粒ハンレイ岩 (No. 2011123002／鬼ヶ作林道), オープンニ科尔.
- c. 等粒中粒ハンレイ岩 (No. 2011123002／鬼ヶ作林道), クロスニ科尔.
- d. 中粒等粒状ハンレイ岩 (No. 2011123003／鬼ヶ作林道), オープンニ科尔.
- e. 中粒等粒状ハンレイ岩 (No. 2011123003／鬼ヶ作林道), クロスニ科尔.
- f. 粗粒ハンレイ岩 (No. 2012011303／男の川不動尊), オープンニ科尔.
- g. 粗粒ハンレイ岩 (No. 2012011303／男の川不動尊), クロスニ科尔.



図版 5

岩石試料の薄片写真.

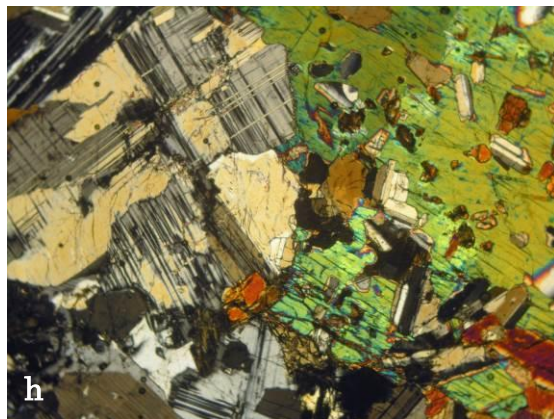
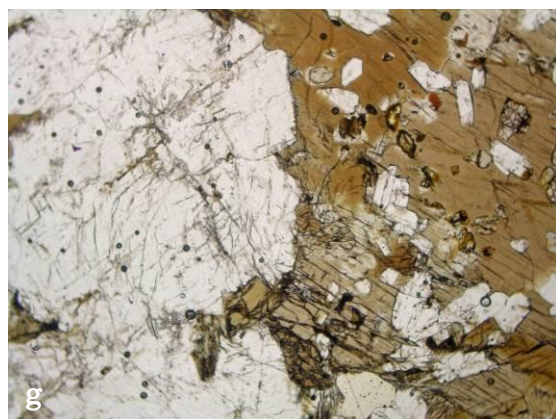
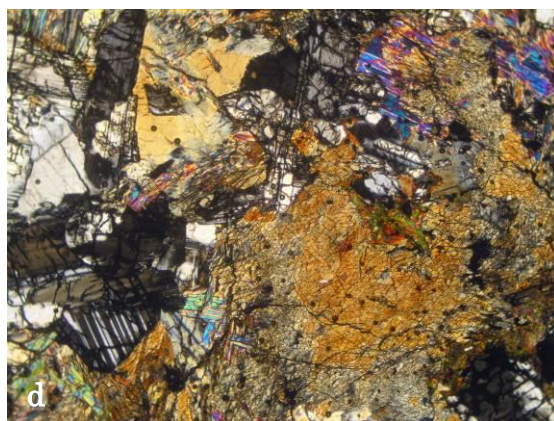
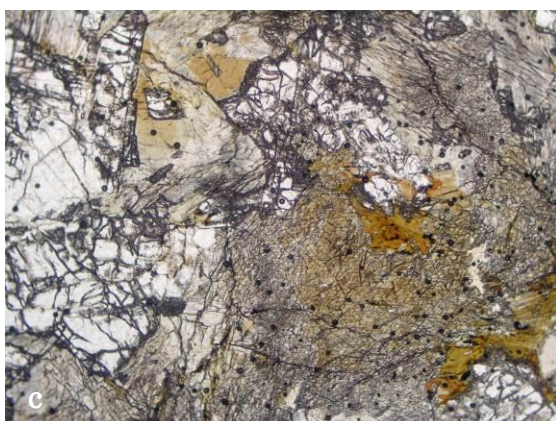
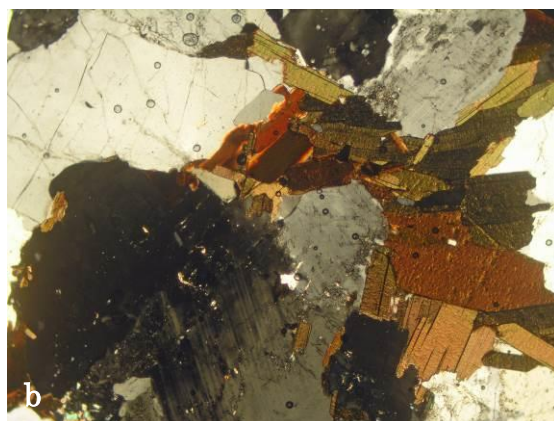
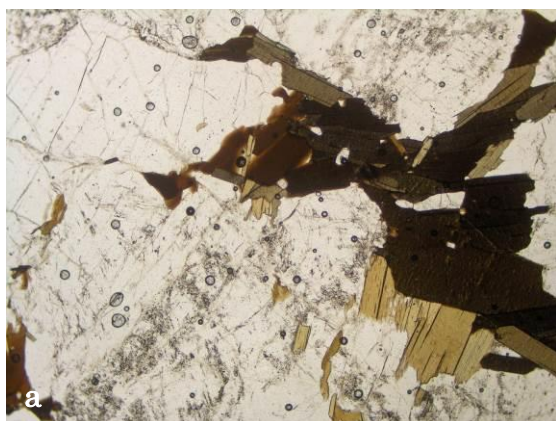
- a.. 粗粒ハンレイ岩 (No. 2012011304／男の川不動尊), オープンニコル.
- b. 粗粒ハンレイ岩 (No. 2012011304／男の川不動尊), クロスニコル.
- c. 中～粗粒ハンレイ岩 (No. 2012011501／御幸ヶ原登山道), オープンニコル.
- d. 中～粗粒ハンレイ岩 (No. 2012011501／御幸ヶ原登山道), クロスニコル.
- e. ミグマタイト質筑波型花崗岩 (No. 2012031202／富士見橋), オープンニコル.
- f. ミグマタイト質筑波型花崗岩 (No. 2012031202／富士見橋), クロスニコル.
- g. 粗粒両輝石ハンレイ岩 (No. 2012031203／風返峠下の林道奥), オープンニコル.
- h. 粗粒両輝石ハンレイ岩 (No. 2012031203／風返峠下の林道奥), クロスニコル.



図版 6

岩石試料の薄片写真.

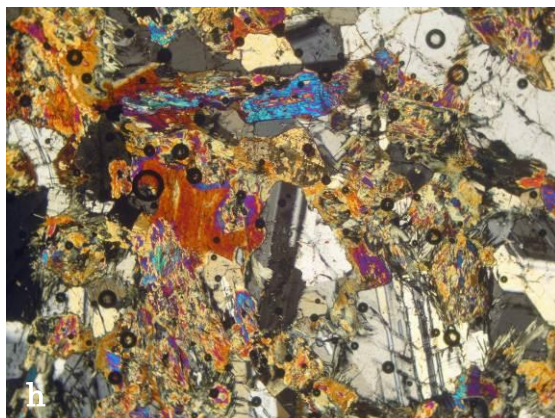
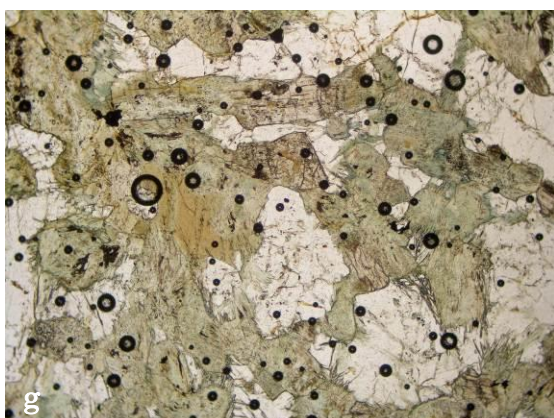
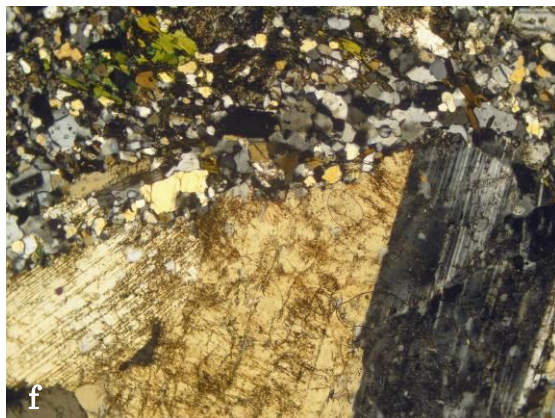
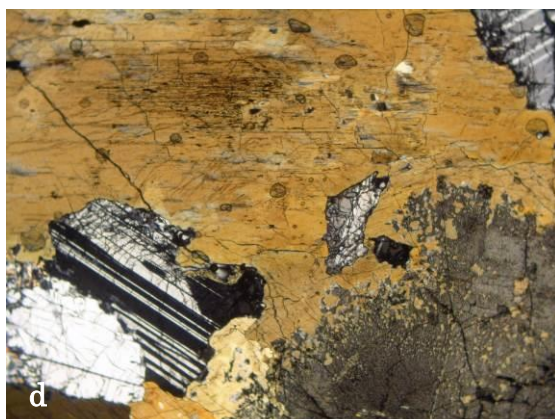
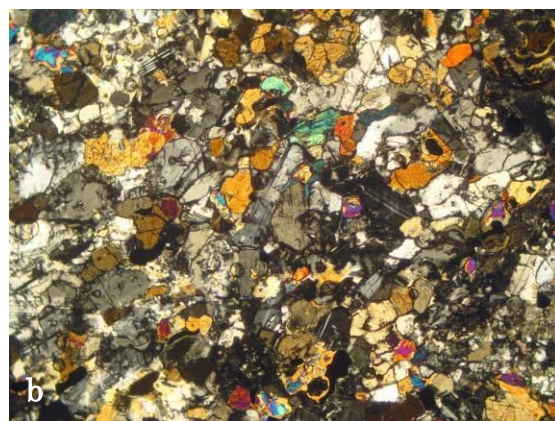
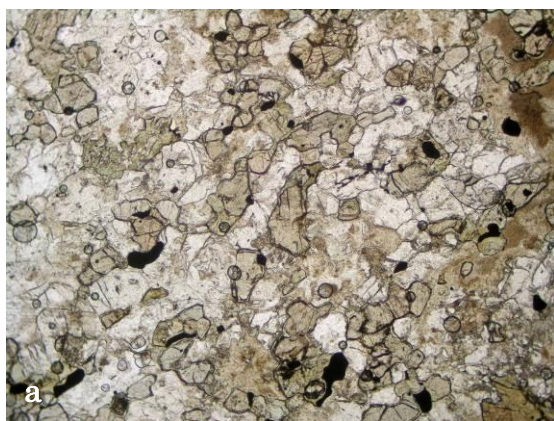
- a.. 花崗岩 (No. 2012031204／国民宿舎奥の林道), オープンニコル.
- b. 花崗岩 (No. 2012031204／国民宿舎奥の林道), クロスニコル.
- c. マサ化したハンレイ岩中の層状岩塊 (No. 2012031205／国民宿舎奥の林道), オープンニコル.
- d. マサ化したハンレイ岩中の層状岩塊 (No. 2012031205／国民宿舎奥の林道), クロスニコル.
- e. 細粒角閃石ハンレイ岩 (No. 2012031206／国民宿舎奥の林道), オープンニコル.
- f. 細粒角閃石ハンレイ岩 (No. 2012031206／国民宿舎奥の林道), クロスニコル.
- g. 角閃石ハンレイ岩 (No. 2012031207／国民宿舎奥の林道), オープンニコル.
- h. 角閃石ハンレイ岩 (No. 2012031207／国民宿舎奥の林道), クロスニコル.



図版 7

岩石試料の薄片写真.

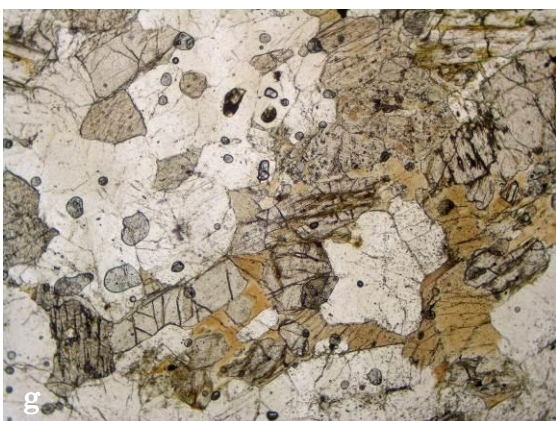
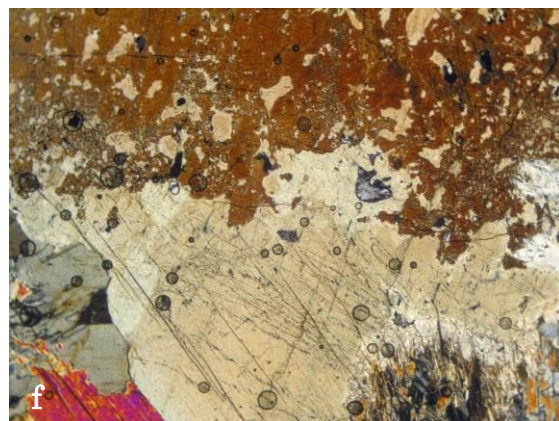
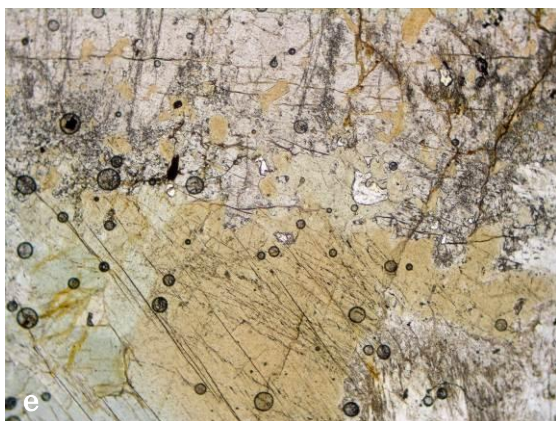
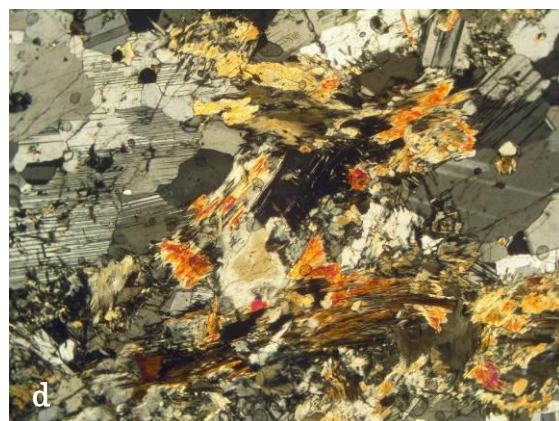
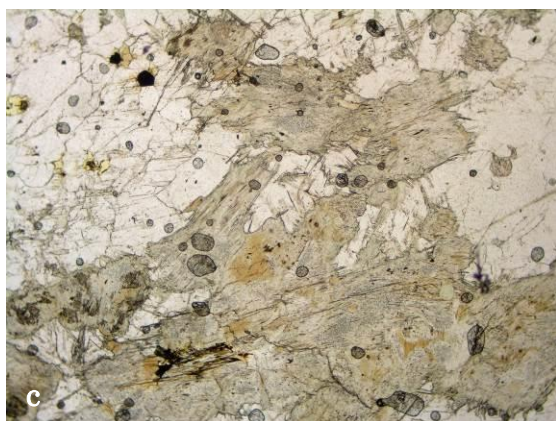
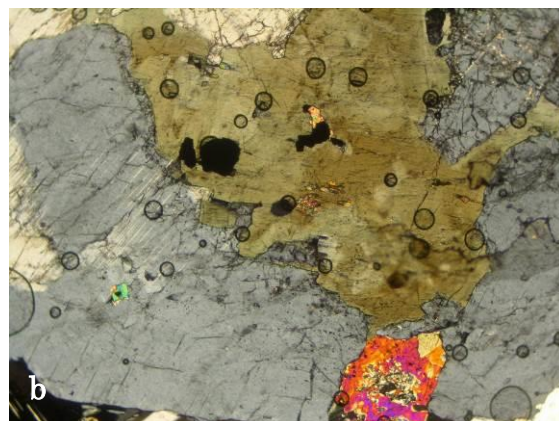
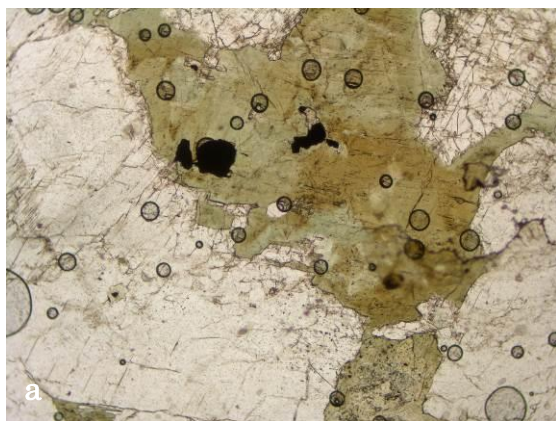
- a.. 中～細粒ハンレイ岩 (No. A／林道酒寄線と鬼ヶ作線, 転石), オープンニコル.
- b. 中～細粒ハンレイ岩 (No. A／林道酒寄線と鬼ヶ作線, 転石), クロスニコル.
- c. 粗粒ハンレイ岩 (No. B／林道酒寄線と鬼ヶ作線, 転石), オープンニコル.
- d. 粗粒ハンレイ岩 (No. B／林道酒寄線と鬼ヶ作線, 転石), クロスニコル.
- e. 細粒閃緑岩と粗粒花崗岩の接触部 (No. C／林道酒寄線と鬼ヶ作線, 転石). 図 28 参照. オープンニコル.
- f. 細粒閃緑岩と粗粒花崗岩の接触部 (No. C／林道酒寄線と鬼ヶ作線, 転石), クロスニコル.
- g. マイクロハンレイ岩 (No. D／林道酒寄線と鬼ヶ作線, 転石), オープンニコル.
- h. マイクロハンレイ岩 (No. D／林道酒寄線と鬼ヶ作線, 転石), クロスニコル.



図版 8

岩石試料の薄片写真.

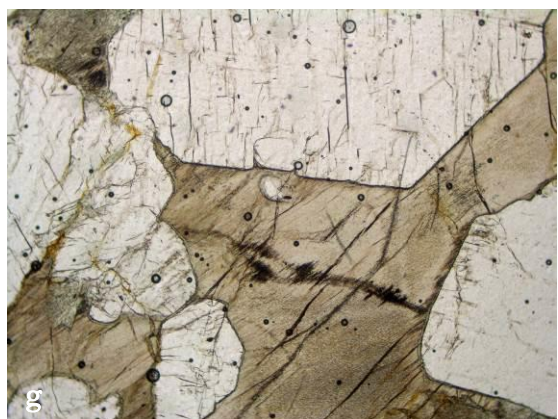
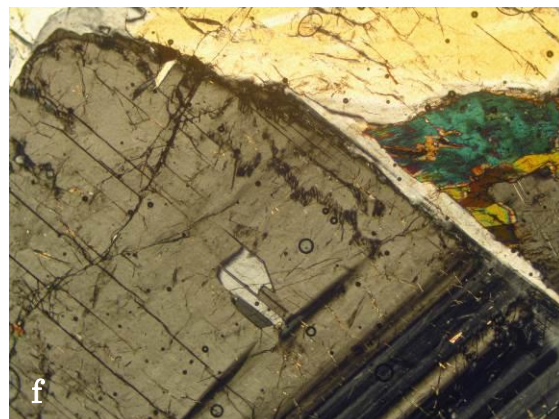
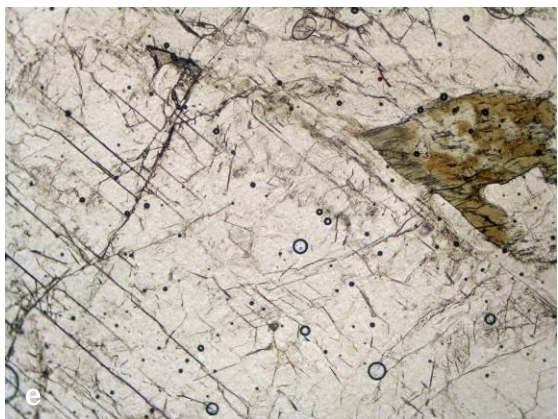
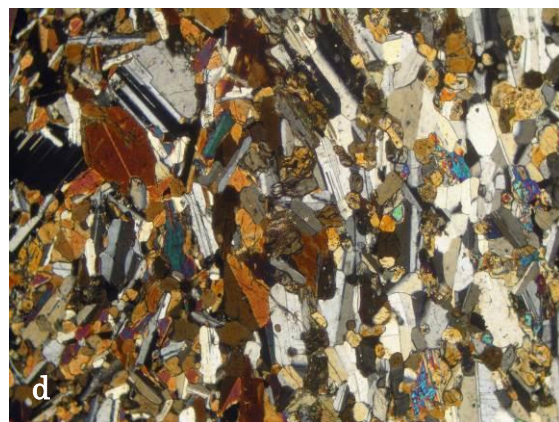
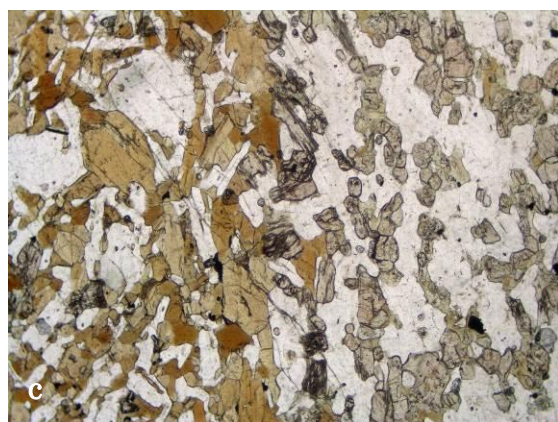
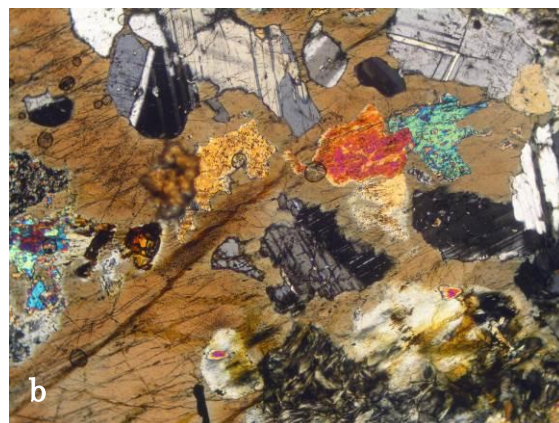
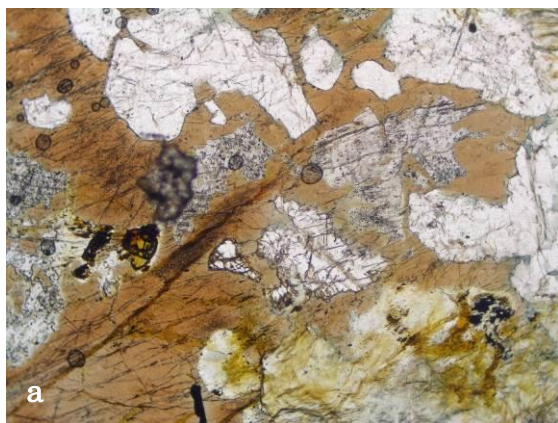
- a. 中～粗粒ハンレイ岩 (No. 2012011301 転石／林道酒寄線と鬼ヶ作線, 転石), オープンニコル.
- b. 中～粗粒ハンレイ岩 (No. 2012011301 転石／林道酒寄線と鬼ヶ作線, 転石), クロスニコル.
- c. 中粒ハンレイ岩 (No. A2／鬼ヶ作林道の支線, 転石), オープンニコル.
- d. 中粒ハンレイ岩 (No. A2／鬼ヶ作林道の支線, 転石), クロスニコル.
- e. 中粒ハンレイ岩 (No. B2／鬼ヶ作林道の支線, 転石), オープンニコル.
- f. 中粒ハンレイ岩 (No. B2／鬼ヶ作林道の支線, 転石), クロスニコル.
- g. 粗粒ハンレイ岩 (No. C2／鬼ヶ作林道の支線, 転石), オープンニコル.
- h. 粗粒ハンレイ岩 (No. C2／鬼ヶ作林道の支線, 転石), クロスニコル.



図版 9

岩石試料の薄片写真.

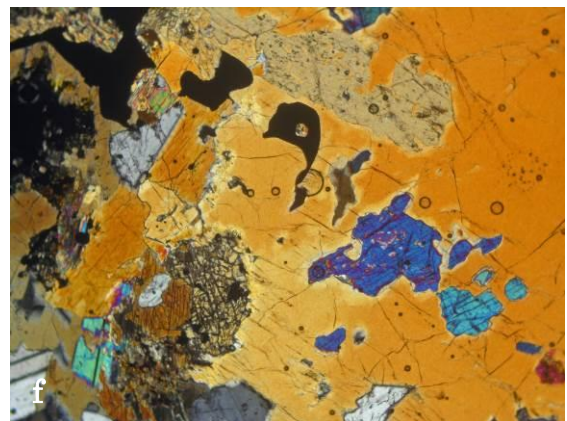
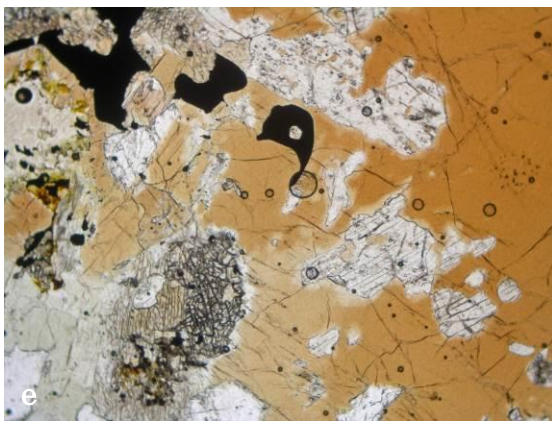
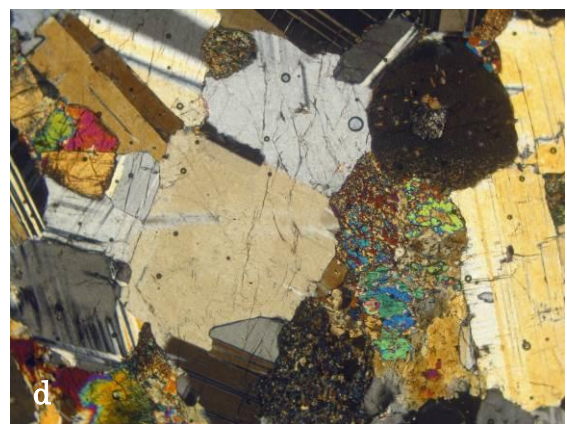
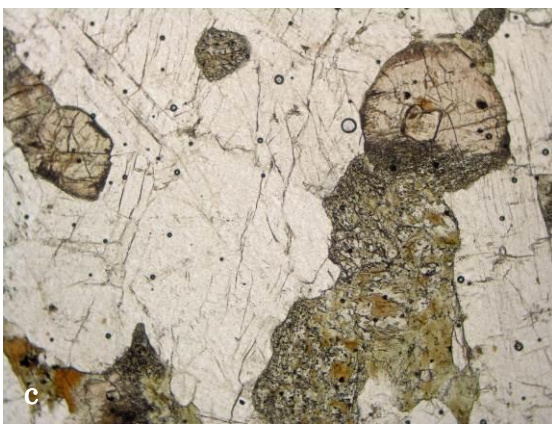
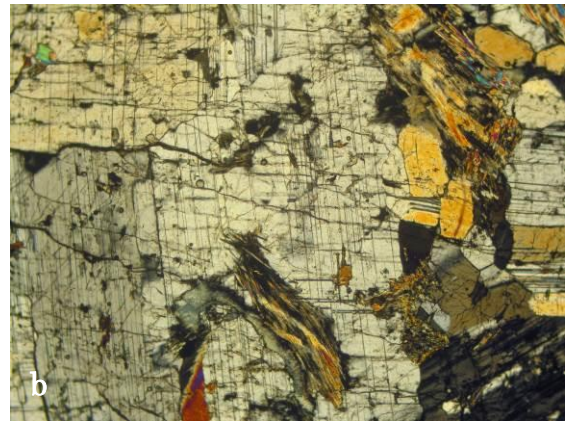
- a.. 粗～中粒ハンレイ岩 (No. D2／鬼ヶ作林道の支線, 転石), オープンニ科尔.
- b. 粗～中粒ハンレイ岩 (No. D2／鬼ヶ作林道の支線, 転石), クロスニ科尔.
- c. 縞状細粒ハンレイ岩 (No. E2／鬼ヶ作林道の支線, 転石), オープンニ科尔.
- d. 縞状細粒ハンレイ岩 (No. E2／鬼ヶ作林道の支線, 転石), クロスニ科尔.
- e. 粗粒斜長岩質ハンレイ岩 (No. A3／迎場登山道, 転石), オープンニ科尔.
- f. 粗粒斜長岩質ハンレイ岩 (No. A3／迎場登山道, 転石), クロスニ科尔.
- g. 粗粒ノーライト質ハンレイ岩 (No. B3／迎場登山道, 転石), オープンニ科尔.
- h. 粗粒ノーライト質ハンレイ岩 (No. B3／迎場登山道, 転石), クロスニ科尔.



図版 10

岩石試料の薄片写真.

- a.. 斜長岩質ハンレイ岩 (No. C3／迎場登山道, 転石), オープンニコル.
- b. 斜長岩質ハンレイ岩 (No. C3／迎場登山道, 転石), クロスニコル.
- c. ハンレイ岩 (No. 2012031201／風返峠～つつじヶ丘への自動車道, 転石), オープンニコル.
- d. ハンレイ岩 (No. 2012031201／風返峠～つつじヶ丘への自動車道, 転石), クロスニコル.
- e. コートランドハンレイ岩 (No. A4／風返峠～つつじヶ丘への自動車道, 転石), オープンニコル.
- f. コートランドハンレイ岩 (No. A4／風返峠～つつじヶ丘への自動車道, 転石), クロスニコル.



執筆者一覧

天野 一男 (茨城大学理学部教授)
笠井 勝美 (大子町)
櫻井 賢 (大子町)
田切美智雄 (日立市郷土博物館)
綿引麻衣子 (茨城大学理工学研究科)

Report of Comprehensive Surveys of Plants, Animals and Geology
in Ibaraki Prefecture by the Ibaraki Nature Museum
- The Geology of the Mesozoic accretionary complex in the
Yamizo Mountains and the Tsukuba Gabbroic rocks -

Edited by Ibaraki Nature Museum
March 2013

茨城県自然博物館総合調査報告書
ー八溝山地における中生代付加体および筑波山ハンレイ岩体の地質ー
平成 25 年 3 月 31 日発行

編集 ミュージアムパーク茨城県自然博物館

発行 ミュージアムパーク茨城県自然博物館
館長 菅谷 博
〒306-0622 茨城県坂東市大崎 700
Tel 0297-38-2000

©2013 Ibaraki Nature Museum
(本書掲載記事および写真の無断転載を禁じます.)

