

# 5 万分の 1 地質図幅「門」の紹介

武藤 俊<sup>1</sup>・野田 篤<sup>1</sup>・西岡 芳晴<sup>1</sup>

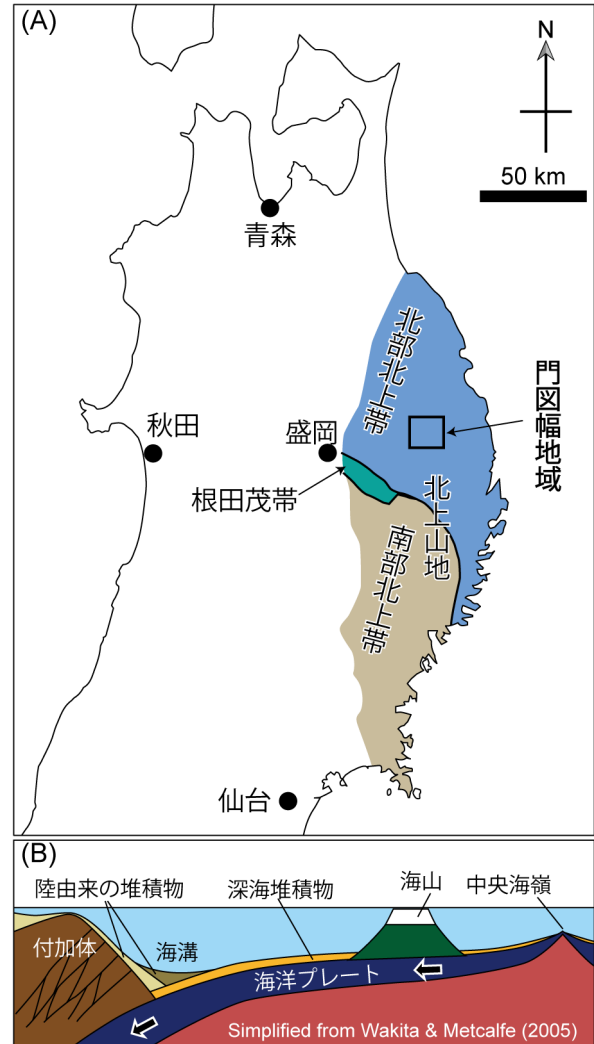
## 1. はじめに

2025 年 2 月に、5 万分の 1 地質図幅<sup>かど</sup>「門」(以降、門図幅と呼ぶ)が刊行されました(武藤ほか, 2025). 門図幅地域は北上山地の北部に位置し、行政区分では大部分が岩泉町、北西部の一部が葛巻町、南西の端が盛岡市に含まれます. 門図幅地域に分布する地層の大部分は、日本の地質体の大区分においては北部北上帯と呼ばれる地帯に属します(第 1 図 A). 北部北上帯は、この半世紀の間比較的研究が活発ではなかった地帯です. その間には、地球科学界ではプレートテクトニクス<sup>プレートテクトニクス</sup>の存在が認識され、日本列島の形成においてプレートの沈み込み運動が非常に重要な役割を果たしてきたことが明らかになりました. 具体的には、海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込む際に、海洋プレートの岩石や地層の一部が沈み込まずに大陸プレート側に付加して形成される付加体(第 1 図 B)が、日本列島の基盤岩の大部分を占めていることが認識されるようになりました. 一方、北上山地北部の研究ではプレートテクトニクスに基づく地質学の新知見を取り入れるのが遅れ、古く不正確な仮定の下で描かれた地質図が改訂されていませんでした.

国が区画ごとに発行する地質図の中で最も詳細なシリーズである 5 万分の 1 地質図幅では、近年になってようやく北上山地北部で付加体を正しく認識した地質図が作成されるようになりました. これらは 5 万分の 1 地質図幅「早池峰山」(川村ほか, 2013), 「一戸」(辻野ほか, 2018), 「陸中関」(中江ほか, 2021), 「外山」(内野・小松原, 2024)です. 門図幅は、区画内について従来より精度の高い地質情報を提供するとともに、上記の周辺図幅と合わせて北上山地全体の成り立ちに関する私たちの知識を深めるものとなります(第 2 図).

## 2. 門図幅地域の研究史

門図幅地域を含む北上山地北部の地質学的研究は、化石が豊富に産出し、日本の古生代、中生代の地層の典型とされた北上山地南部との比較から始まりました. 湊(1950)

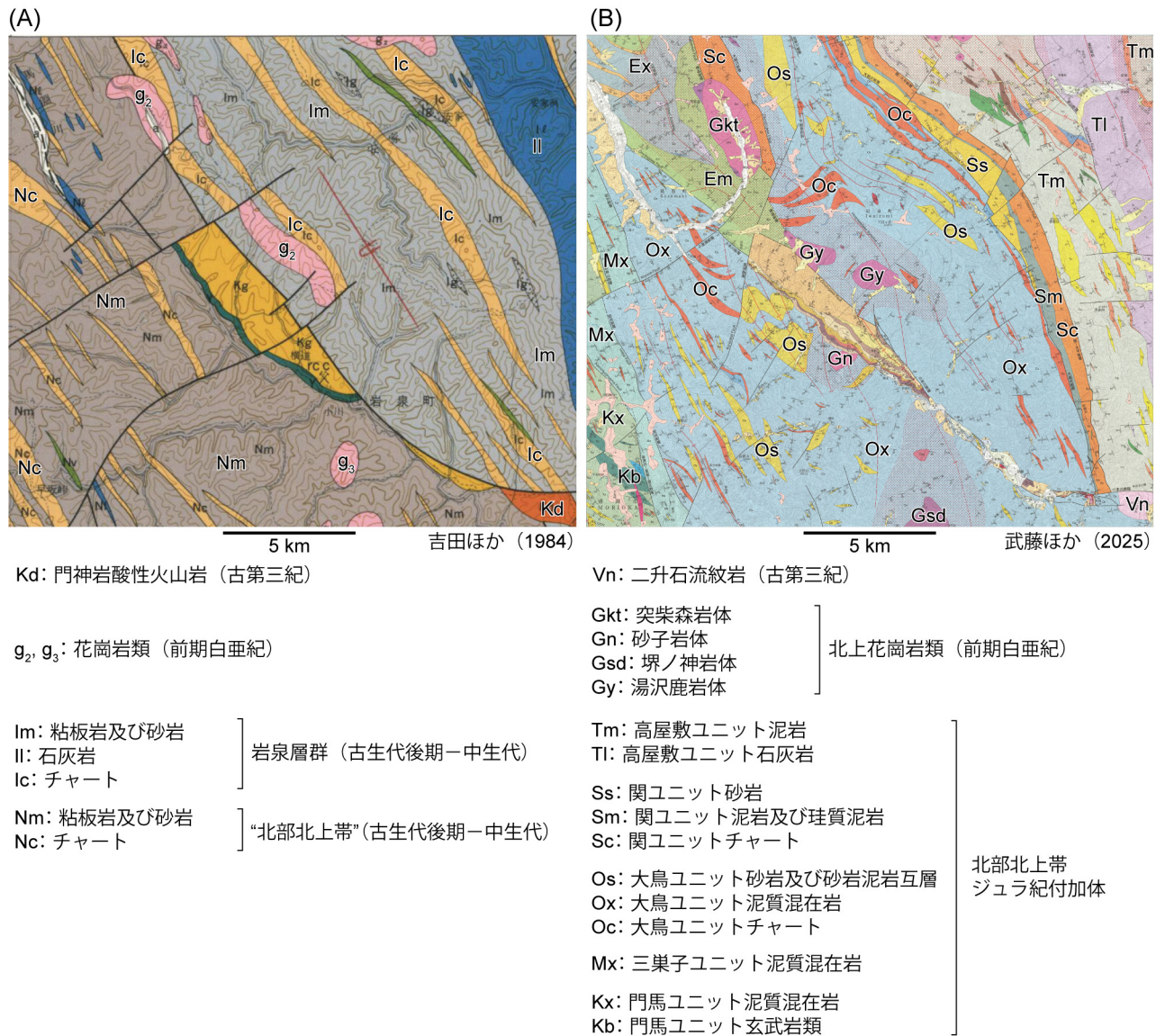


第 1 図 (A) 門図幅地域の位置と北上山地の地帯区分図(武藤ほか, 2025 を改変して引用). (B) 付加体に含まれる岩石・地層の由来を示す模式図(Wakita and Metcalfe, 2005 を改変).

は、北上山地南部には主に浅海の地層が分布するのに対し、北部では主に深海の地層が分布することを示しました. その後、岩相の分布や、主に石灰岩に含まれる化石の情報が蓄積し、北上山地北部は西から東へ順に形成された堆積盆の地層からなると考えられるようになりました(島津ほか, 1970; 小貫, 1981). 門図幅地域では、堆積盆の境界をなす構造線が複数存在する可能性が議論されました. 当時の理解は、地角斜造山論と呼ばれた、プレートテ

<sup>1</sup> 産総研 地質調査総合センター地質情報研究部門

キーワード: 北上山地, 岩手県, 北部北上帯, ジュラ紀付加体, 安家石灰岩, 北上花崗岩類, 横道層, 小川層群, 古第三紀火山岩類, 第四系

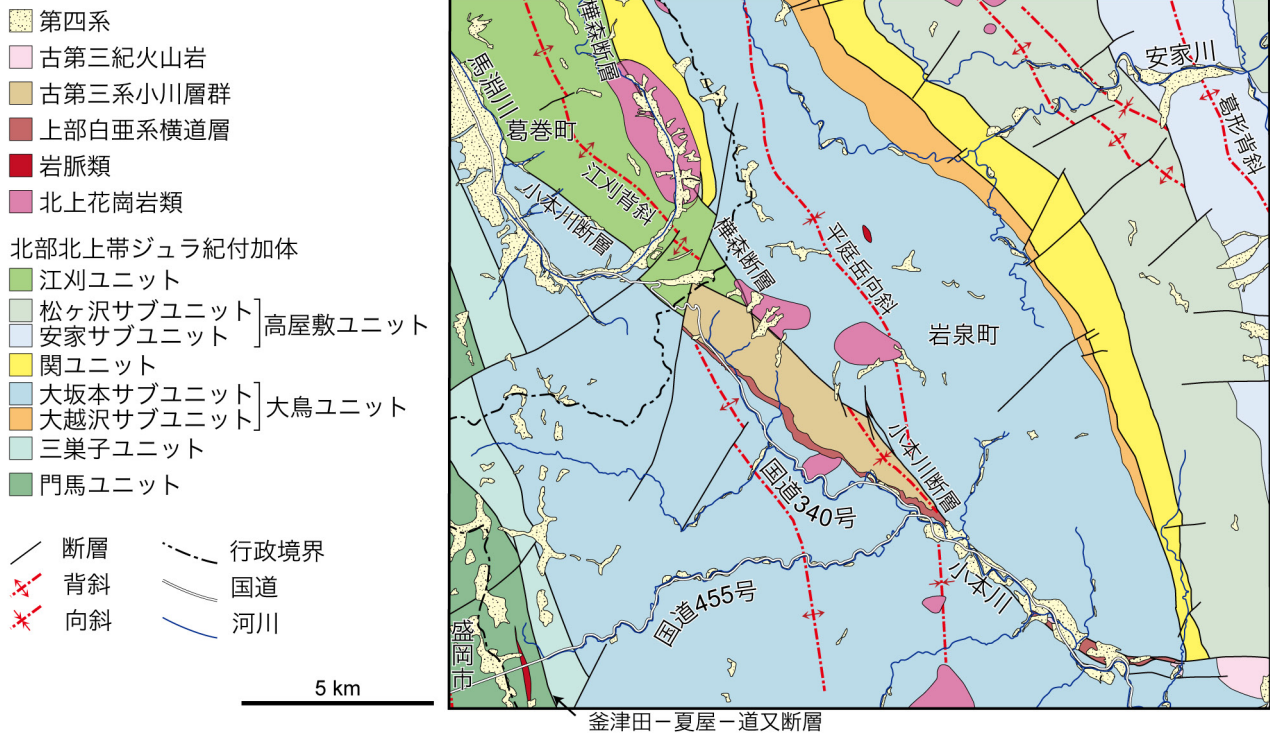


第 2 図 門図幅地域の地質図。(A) 20 万分の 1 地質図幅「盛岡」から門図幅の区画を切り出したもの。当時の“北部北上帯”は現在より狭い範囲を指します。(B) 5 万分の 1 地質図幅「門」。20 万分の 1 地質図幅「盛岡」と比較すると、大縮尺化に伴って地質分布の情報が詳細化しています。さらに、プレートテクトニクスを始め現代的な地質学の体系にのっとり地質体の区分を再編しています。また、20 万分の 1 地質図幅では記載されていない、あるいは記載が限定的な接触変成帯や第四系の分布が示されています。地質体の凡例は、比較しやすいものを抽出しており、より体系的、網羅的な地質区分については第 3 図及び門図幅を参照ください。

クトニクスの導入以前に採用されていた概念に基づくものでした。そのため、特に地層の年代や地質構造に関して現在の地質学の理解とは矛盾する点も多くありました。例えば、先述の化石を産出する石灰岩は、今でこそ遠洋域の海山浅海部で堆積した後にプレートの運動により大陸縁辺まで移動してきたことが分かっていますが、地向斜造山論では初めから大陸縁辺で堆積した地層だと理解されていました。一方で、地層の分布に関する情報は、現在でもほぼ踏襲されているものもあります。門図幅地域北部から北隣の陸中関図幅地域にかけては、杉本(1974)に代表される非常に緻密な地質調査が行われ、後の研究の礎となりました。

1980 年代以降、国内では主に西南日本で付加体の概念を検証する研究が進み、北上山地北部の地質も同様に再解釈され始めました(大上・永広, 1988)。2000 年代にはその一環として、北上山地に広がるジュラ紀に形成された付加体の分布で定義される地帯を北部北上帯と呼称する、現在の地帯区分の定義が定まりました(永広ほか, 2005)。しかし、付加体の研究が盛んに行われた西南日本に比べると、データの蓄積は少ないままでした。その大きな要因の 1 つとして、北部北上帯では前期白亜紀に貫入した花崗岩類の熱による接触変成を受けているため、チャートや泥岩などの岩石から年代を知るために必要な微化石が産出しに





第3図 門図幅の地質概略図(武藤ほか, 2025 を改変して引用)。

くいたことが挙げられます。最近10年程になってようやく、例外的に良く保存された微化石の報告に加え、凝灰岩や砂岩中に含まれるジルコン粒子の放射年代測定結果が蓄積してきたことで(例えば、内野, 2021), 北部北上帯のジュラ紀付加体の区分や形成史の理解が進みました。

### 3. 門図幅地域の地質系統

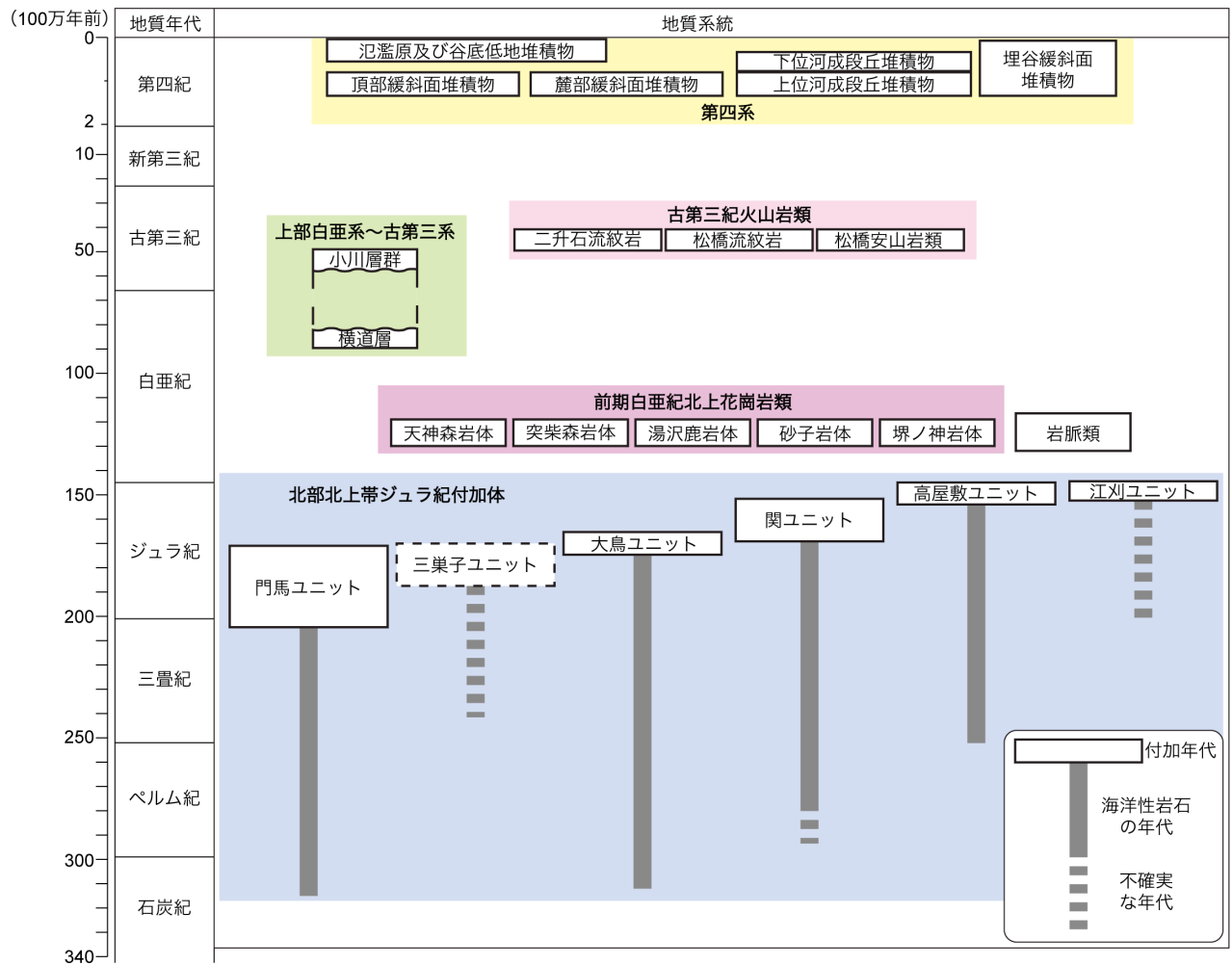
門図幅地域には古いものから順に、北部北上帯ジュラ紀付加体、前期白亜紀の北上花崗岩類及び岩脈類、上部白亜系横道層、古第三系小川層群、古第三紀火山岩類、第四系が分布しています(第3図、第4図)。以下、それぞれについて簡潔に記述していきます。

#### 北部北上帯ジュラ紀付加体

門図幅地域では、三畳紀末からジュラ紀末頃にかけて形成された付加体が全域の基盤をなしています。形成年代の大部分はジュラ紀であるため、ジュラ紀付加体と呼称されます。付加体は一般的に、海洋地殻を構成する玄武岩類、遠洋域の深海底で堆積したチャート、海山を構成する玄武岩類とその頂部で堆積した石灰岩、陸からもたらされた火山灰に由来する凝灰岩、陸起源の碎屑物からなる泥岩や砂岩からなります。これらは、海洋地殻が誕生し、その上に

深海底の堆積物や海山が形成されながら、プレート運動によって大陸との境界である沈み込み帯に向かって移動してきて、陸に近づいたところで陸起源の堆積物が上に降り積もるといふ、数千万年スケールの歴史を反映しています(第1図B)。さらに、沈み込み帯では、プレート運動の力によって海洋プレート上の岩石や地層と陸由来の海溝に堆積した泥や砂とが混ざられて、上記の複数の岩石種が複雑に混ざった産状の、混在岩と呼ばれる岩石も形成されます。

門図幅地域のジュラ紀付加体は主な構成岩石種とその産状を基に、古いものから順に門馬ユニット、三巣子ユニット、大鳥ユニット、関ユニット、高屋敷ユニット、江刈ユニットに区分されました(第3図)。門馬ユニットは、泥質混在岩を主体とし、石炭紀の玄武岩類や、石炭紀からおそらく三畳紀に堆積したチャートの岩体を含みます。三巣子ユニットは、ほぼ泥質混在岩からなり、泥質部に明緑色の粘土岩を頻繁に含むことが特徴です。大鳥ユニットは、下部の大越沢サブユニットと上部の大坂本サブユニットに区分されます。大越沢サブユニットは主に石炭紀からジュラ紀に堆積したチャートとジュラ紀に堆積した珪質泥岩からなり、沈み込み時の混在化をあまり受けていません。一方、大坂本サブユニットは混在化を強く受けており、ジュラ紀に堆積した泥岩を主要素とする泥質混在岩と、ペルム紀から三畳紀に堆積したチャートやジュラ紀に堆積した



第4図 門図幅地域の地質の総括(武藤ほか, 2025を改変して引用)。付加体の「海洋性岩石」とは、玄武岩類、チャート、石灰岩といった、遠洋域でできる岩石です。

砂岩の岩体からなります。関ユニットは、ペルム紀からおそらくジュラ紀に堆積したチャート、ジュラ紀に堆積した珪質泥岩、泥岩及び砂岩がこの順に累重するユニットであり、沈み込み帯に到達した海洋プレート上の地層の積み重なりが良く保存されています。高屋敷ユニットは、下部の安家サブユニットと上部の松ヶ沢サブユニットに区分されます。安家サブユニットは、門図幅地域内では三疊紀に堆積したと見られる石灰岩がほぼ全体を占めます。北隣の陸中関図幅地域では下位に玄武岩類が広く分布します。安家サブユニットの石灰岩は日本でも有数の規模の石灰岩地帯であり、古くから安家石灰岩として知られていました。松ヶ沢サブユニットは、泥岩中に年代不詳の玄武岩類、三疊紀からジュラ紀に堆積したチャート、ジュラ紀に堆積した珪長質凝灰岩、砂岩、礫岩などの分断した岩体を含む、混在化がある程度進んだ岩相を示します。江刈ユニットは、ジュラ紀末頃に堆積した泥岩や泥質混在岩中に、年代不詳の石灰岩、チャートなどの岩体を含む、混在化がある程度

進行した岩相を示します。

門図幅地域の付加体が形成された年代は、門馬ユニットが三疊紀末から中期ジュラ紀、大鳥ユニットが中期ジュラ紀、関ユニットが中期ジュラ紀から後期ジュラ紀、高屋敷ユニットが後期ジュラ紀、江刈ユニットはジュラ紀末頃です(第4図)。三巢子ユニットについては分かっていません。大局的には、新しいユニットから古いユニットの順に構造的に積み上がっており、南西に傾斜するために、地表分布で見ると南西側に位置するものが上に乗る古いユニットになっています。これは、沈み込み帯で新しい付加体が古い付加体の海側に潜り込むように形成されることと整合的です。一方、ジュラ紀付加体の大局的な構造は、平庭岳向斜、江刈背斜などの褶曲や、樺森断層、小本川断層などの断層により改変されています(第3図)。その最も顕著な例として、門図幅地域内で最も新しい江刈ユニットは、地域東部ではなく北西部の江刈背斜の軸を中心に分布します。なお、プレートテクトニクスが認識される以前には、樺森

断層や小本川断層は堆積盆の形成要因となった断層（構造線）と解釈されていましたが、現在では付加体が形成された後に活動して地質構造を改変したものだ判断されています。

### 北上花崗岩類と前期白亜紀岩脈類

北上花崗岩類と岩脈類は地域全体に点在する、前期白亜紀にジュラ紀付加体に貫入したマグマから形成された岩石です（第3図、第4図）。門図幅地域の北上花崗岩類は、天神森岩体、突柴森岩体、湯沢鹿岩体、砂子岩体、堺ノ神岩体として分布します。これらのうち天神森岩体と堺ノ神岩体は、全体としては径5 km以上の規模ですが、分布域の大部分は門図幅の範囲外です。他の3岩体はいずれも径5 km以下の小規模なものです。天神森岩体、砂子岩体はトータル岩や花崗閃緑岩から構成されます。突柴森岩体や湯沢鹿岩体はトータル岩、花崗閃緑岩に加えて、斑れい岩、石英閃緑岩、石英斑れい岩といった苦鉄質深成岩を構成要素に含みます。堺ノ神岩体は、門図幅地域内では閃緑岩及び石英閃緑岩からなり、苦鉄質な岩相を示します。北上花崗岩類は、周囲のジュラ紀付加体に広く接触変成作用を及ぼしています。特に図幅地域東半部に分布する大鳥ユニット、関ユニット、高屋敷ユニットでは広範囲で接触変成による黒雲母の生成が確認されました。

岩脈類の岩相は非常に多様です。分布の規模は小さく、ほとんどは幅数m以下であり、地質図に表現できる規模のものは、南西部の早坂高原に見られる斑状黒雲母普通角閃石トータル岩と、中央部の穴目ヶ岳付近に見られる普通角閃石デイサイトのみです。これら以外の特徴的な岩脈として、門図幅では単斜輝石安山岩、細粒斑状石英閃緑岩、斜長石の巨晶を含む斑状閃緑岩を記載しています。

### 横道層と小川層群

横道層と小川層群は、門図幅地域を北西から南東に横断する小本川断層に沿って細長く分布しています（第3図）。横道層は、上国境から名目入にかけてと、<sup>かみくにざかい</sup> 横道層は、<sup>なめいり</sup> 名目入から<sup>ほろわた</sup> 松橋周辺に分布します。礫岩及び砂岩を主体とする下部と、砂岩及びシルト岩を主体とし、凝灰岩、炭質泥岩及び石炭が挟まれる上部からなります。堆積相と産出する植物化石などから、後期白亜紀に当時の網状河川とその氾濫原に堆積した地層だと判断されます。小川層群は、上国境から名目入にかけて分布します。横道層とは不整合関係にあり、両者の堆積年代には3000万年ほどの差があると考えられます（第4図）。下位から順に、小松層、名目入層、大久保層、<sup>いかとうげ</sup> 雷峠層に区分されます。小松層は凝灰岩、凝灰質砂岩、

凝灰質泥岩を主体とし、炭質層が挟まれます。名目入層は礫岩、砂岩、シルト岩を主体とし、凝灰岩が挟まれます。大久保層は礫岩、砂岩、シルト岩を主体とし、炭質層が挟まれます。雷峠層は礫岩を主体とします。小川層群は、堆積相と産出する植物化石などから、古第三紀に当時の蛇行河川や網状河川とその氾濫原及び周辺の山麓域に堆積した地層であると考えられます。

### 古第三紀火山岩類

地質図上に表現できる古第三紀火山岩類は、<sup>にしやういし</sup> 二升石流紋岩、松橋流紋岩、松橋安山岩類であり、いずれも門図幅地域の南東部に分布します（第3図、第4図）。二升石流紋岩からは約4400万年前（古第三紀）の年代値が得られ、松橋流紋岩、松橋安山岩類も同時期に活動したマグマの産物だと考えられます。同時代に類似したマグマから形成された火山岩類は、小規模ながら北上山地北部に広く点在しており、中でもよく知られている宮古市浄土ヶ浜の流紋岩に由来して、浄土ヶ浜流紋岩類とも呼称されています（土谷ほか、2008）。

### 第四系

門図幅地域の第四系は、頂部緩斜面堆積物、麓部緩斜面堆積物、埋谷緩斜面堆積物、上位河成段丘堆積物、下位河成段丘堆積物、氾濫原及び谷底低地堆積物に区分されます（第4図）。頂部緩斜面堆積物と麓部緩斜面堆積物は、それぞれ山頂から稜線にかけてと山脚部の緩斜面を形成しています。いずれも、最終間氷期前の氷期と最終氷期の寒冷な気候下で、岩石中の割れ目の水分が凍った時に膨張することで破砕する、凍結破砕により生じた角礫や泥が堆積したものです。埋谷緩斜面堆積物は、谷沿いに分布する広がり弱い緩斜面を形成する礫、砂、泥からなる堆積物です。上位河成段丘堆積物は小本川沿いに見られ、現河床からの高さが15–30 mと35–60 mの2段の段丘面を形成する、最終氷期並びにその前の氷期に河川で運搬された礫、砂、泥からなる堆積物です。下位河成段丘堆積物は小本川と安家川沿いに見られ、現河床より数mから20 m高い段丘面を形成する、最終氷期後に河川に運搬された礫、砂、泥からなる堆積物です。氾濫原及び谷底低地堆積物は、現在の主要河川である小本川、<sup>まべちがわ</sup> 馬淵川、安家川に沿って分布する低地を形成する、礫、砂、泥からなる堆積物です。

### 資源地質

門図幅地域内には稼働中の鉱山はありませんが、かつては銅、マンガ、石炭、耐火粘土を採掘する鉱山が存在し

ていました。金属鉱山のうち詳細な記録が残っているものは、岩泉町本銅付近の堺ノ神岩体縁辺部分に形成された銅鉱床を採掘していた本銅鉱山と、葛巻町遠矢場<sup>とおやば</sup>南方にて大烏ユニット中に胚胎されるマンガン鉱床を採掘していた遠矢場鉱山です。石炭及び耐火粘土は、岩泉町横道周辺の小川層群小松層と名目入層を主な採掘対象としており、小川炭鉱、岩手鉱山などの名称で知られていました。

#### 4. 門図幅の利活用

門図幅は、道路工事や治水などインフラの整備、管理に必要な基礎情報として役立てられることが期待されます。例えば、門図幅地域では活断層は確認しておらず、地震により直接的に災害をもたらす断層はありませんが、断層の中には過去の活動により周辺の岩盤が脆くなっているものがあります。その 1 つである釜津田 - 夏屋 - 道又断層<sup>かまつ た なつ や みちまた</sup>は、2007 年に開通した国道 455 号早坂トンネルと交差しており、開通工事の際には岩盤が脆い部分を調査により把握する必要がありました。地質図幅は、トンネル工事そのものに利用するには解像度が低いですが、詳細調査の下地として活用できます。近年では、2016 年台風 10 号の際に門図幅地域を含む北上山地北部は豪雨に見舞われ、特に岩泉町は甚大な被害を受けました。災害後は、岩手県北部の主要国道である国道 340 号及び 455 号を含め多く復旧工事が行われたほか、砂防ダムの新設などの治水工事が行われました。そのような工事の際に、地質図幅は基礎的な地質情報を提供する役割を果たします。

また、門図幅は教育、観光の振興にも活用されると期待されます。岩泉町では、日本初の恐竜化石であるモシリユウ化石の発見がきっかけとなり、教育委員会による地学教育のための資料編纂(大上, 1992)が行われました。さらに、2013 年には三陸ジオパークが認定され、門図幅地域では安家洞がジオサイトに設定されるなど、地質学を教育や観光に取り入れる取り組みがなされています。門図幅は、北上山地北部に分布する地質系統をほぼ網羅できる地域であり、ここでもとめられた最新の成果は周辺地域にも応用できます。モシリユウ化石発見に端を発して編纂された書籍類はプレートテクトニクスが導入される前の学術体系に立脚しており、それ以降に作成された広域的な地質図は少ないです。そのため、門図幅は現代的な地質学の理解に基づき既存の文献の情報を更新する重要な役割を担うと言えます。

#### 5. おわりに

北上山地北部は、2010 年代まで 5 万分の 1 地質図幅の整備があまり進んでいなかった地域ですが、近年門図幅を含めて 5 区画が刊行されました。この範囲には、日本列島の中で最も古い約 5 億年前から、地質学的にはごく最近である数千年前の堆積物までの、幅広い年代と起源の地層が分布します。そのため、地域固有の地質情報としてだけではなく、日本列島全体の成り立ちの理解を深める上でも有意義な成果だと言えます。今後、門図幅がインフラ事業などの基礎情報や、教育、観光振興、学術研究に利活用されていくことを願っています。

#### 文 献

- 永広昌之・川村信人・川村寿郎(2005) II. 1.1 東北地方、中・古生界、概説及び構造帯区分。日本の地質増補版編集委員会編、日本の地質増補版、共立出版、東京、49-50。
- 川村寿郎・内野隆之・川村信人・吉田孝紀・中川 充・永田秀尚(2013) 早池峰山地域の地質。地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅)、産総研地質調査総合センター、101p。
- 湊 正雄(1950) 北上山地の地質。地団研専報, no. 5, 1-28。
- 武藤 俊・野田 篤・西岡芳晴(2025) 門地域の地質。地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅)、産総研地質調査総合センター、132p。
- 中江 訓・鎌田耕太郎・久保和也・工藤 崇(2021) 陸中関地域の地質。地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅)、産総研地質調査総合センター、137p。
- 大上和良(1992) 岩泉町の地質：岩泉町 2 億年の歴史。岩泉町教育委員会、岩手県岩泉町、303p。
- 大上和良・永広昌之(1988) 北部北上山地の先宮古統堆積岩類に関する研究の総括と現状。地球科学, 42, 187-201。
- 小貫義男(1981) 第 1 篇 北上山地。20 万分の 1 北上川流域地質図説明書、長谷地質調査事務所、1-223。
- 島津光夫・田中啓策・吉田 尚(1970) 田老地域の地質。地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅)、地質調査所、54p。
- 杉本幹博(1974) 北上山地外縁地向斜地域の層位学的研究。東北大学理学部地質学古生物学研究邦文報告, no.

- 74, 1–48.
- 土谷信高・西岡芳晴・小岩修平・大槻奈緒子(2008)北上山地に分布する古第三紀アダカイト質流紋岩～高 Mg 安山岩と前期白亜紀アダカイト質累帯深成岩体. 地質学雑誌, **114** 補遺, 159–179.
- 辻野 匠・工藤 崇・中江 訓・近藤玲介・西岡芳晴・植木岳雪(2018)一戸地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 161p.
- 内野隆之(2021)岩手県岩泉町釜津田の北部北上帯付加体砂岩から得られた中期ジュラ紀ジルコン年代: 大川試料を含む付加体の年代検証. 地質調査研究報告, **72**, 99–107.
- 内野隆之・小松原 琢(2024)外山地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 131p.
- Wakita, K. and Metcalfe, I. (2005) Ocean plate stratigraphy in East and Southeast Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, **24**, 679–702. doi:10.1016/j.jseas.2004.04.004
- 吉田 尚・大沢 稔・片田正人・中井順二(1984)20 万分の 1 地質図幅「盛岡」. 地質調査所.
- 
- MUTO Shun, NODA Atsushi and NISHIOKA Yoshiharu (2026) Introduction of the quadrangle geological map 1: 50,000 Kado.
- 

(受付: 2025 年 8 月 14 日)