

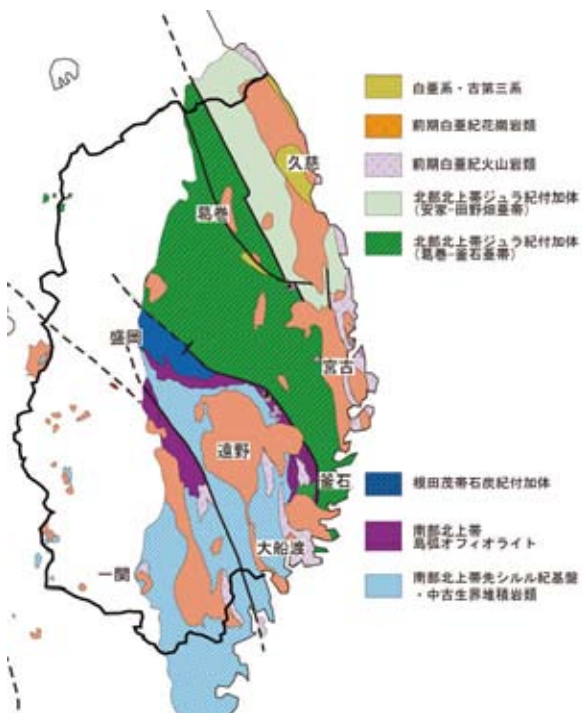
## 岩手県の地質

東北大学名誉教授 永広昌之  
岩手大学工学部社会環境工学科 越谷 信

### 1 はじめに

岩手県の地質は、南北方向に分かれた3地域ごとにその構成がことなる。東半部の北上山地は先新第三系によって占められ、その縁辺部を新第三系・第四系がうすく覆う。西側の奥羽脊梁山地では、いわゆるグリーンタフを主体とする中新統を第四紀の火山噴出物が覆い、局部的に基盤の先新第三系が露出する。中央部の北上低地帯に沿っては、おもに鮮新統-更新統が分布する。

以下に、先新第三系に関しては永広が、新第三系・第四系に関しては越谷が分担してその概要を紹介する。



岩手県内の先新第三系略図

### 2 先新第三系

#### 2.1 概説

岩手県の先新第三系は、北上山地に広く分布するほか、奥羽脊梁山地の基盤として点在する。構造発達史のちがいが、南部北上帯、根田茂帯および北部北上帯に区分される。南部北上帯は、早池峰山以南の北上山地の南半分

を占め、八幡平-岩手山以南の脊梁山地の基盤はその西方延長である。先シルル紀基盤岩類と浅海成シルル系～下部白亜系からなる。根田茂帯は、盛岡東方の西に開いた三角形の地帯をなし、石炭紀の付加体により占められる。北部北上帯は、北上山地の北半分を占め、その西方延長は八幡平以北の脊梁山地に露出する。ジュラ紀(～最前期白亜紀)付加体からなる。

白亜紀初期の火山岩類・火砕岩類や前期白亜紀花崗岩類は、上記の構造帯区分にかかわらず、その境界を越えて広く北上山地全体に分布する。下部白亜系上部の宮古層群や上部白亜系・古第三系堆積岩類は北上山地北部の沿岸地域に点在するが、同時期の火山岩類は主として北部の各地に点在する。

#### 2.2 南部北上帯

岩手県内の南部北上帯の先白亜系は、主に先シルル紀基盤岩類とシルル系～ペルム系からなる。三疊系・ジュラ系は主として宮城県内に分布する。

##### 2.2.1 先シルル紀基盤岩類および中部古生界

先シルル紀基盤岩類とシルル系・デボン系は地域ごとに岩相層序を異にする。

北上山地西縁部の一関-江刺東方に分布する基盤岩類は、母体変成岩類と正法寺閃緑岩からなり、これらの上位に上部デボン系～最下部石炭系鶯ヶ森層が重なる。

母体変成岩類は付加体起源の高圧型変成岩類で、緑色片岩、泥質・珪質片岩、角閃岩などからなる。片岩類にはちりめんじわ劈開が発達する。角閃岩中の変成ホルンブレ



鶯ヶ森層の植物化石 *Leptophloeum*

ンドの K-Ar 年代は約 5 億年前で、カンブリア紀の付加体がカンブリア紀末に変成作用を受けたものと考えられる(蟹澤ほか、1992)。

正法寺閃緑岩は、水沢東方の正法寺周辺に点在する閃緑岩～はんれい岩類で、顕著な変形はうけていない。K-Ar 年代は約 442Ma で、本来母体変成岩類に貫入し、デボン系に不整合に覆われたと考えられる(蟹澤・永広、1997)。

鳶ヶ森層の下部は砂岩泥岩互層ないし泥岩から、中部は赤紫色の凝灰質岩類をはさむ砂岩・泥岩から、上部はレンズ状含礫泥岩をはさむ泥岩からなる。中部の赤紫色岩には角礫岩もあり、下位の母体変成岩類に由来すると考えられる角閃岩・片岩類が普遍的に含まれる。本層はわが国で最初に確認されたデボン系で、中部から *Cyrtospirifer* などの多数の腕足類や鱗木 *Leptophloeum* など後期デボン紀の化石を産する。最上部の泥岩は後期デボン紀のアンモノイドにくわえて、最初期石炭紀のものも含む。

南部北上帯北縁部の宮守-大迫-早池峰山-小国-

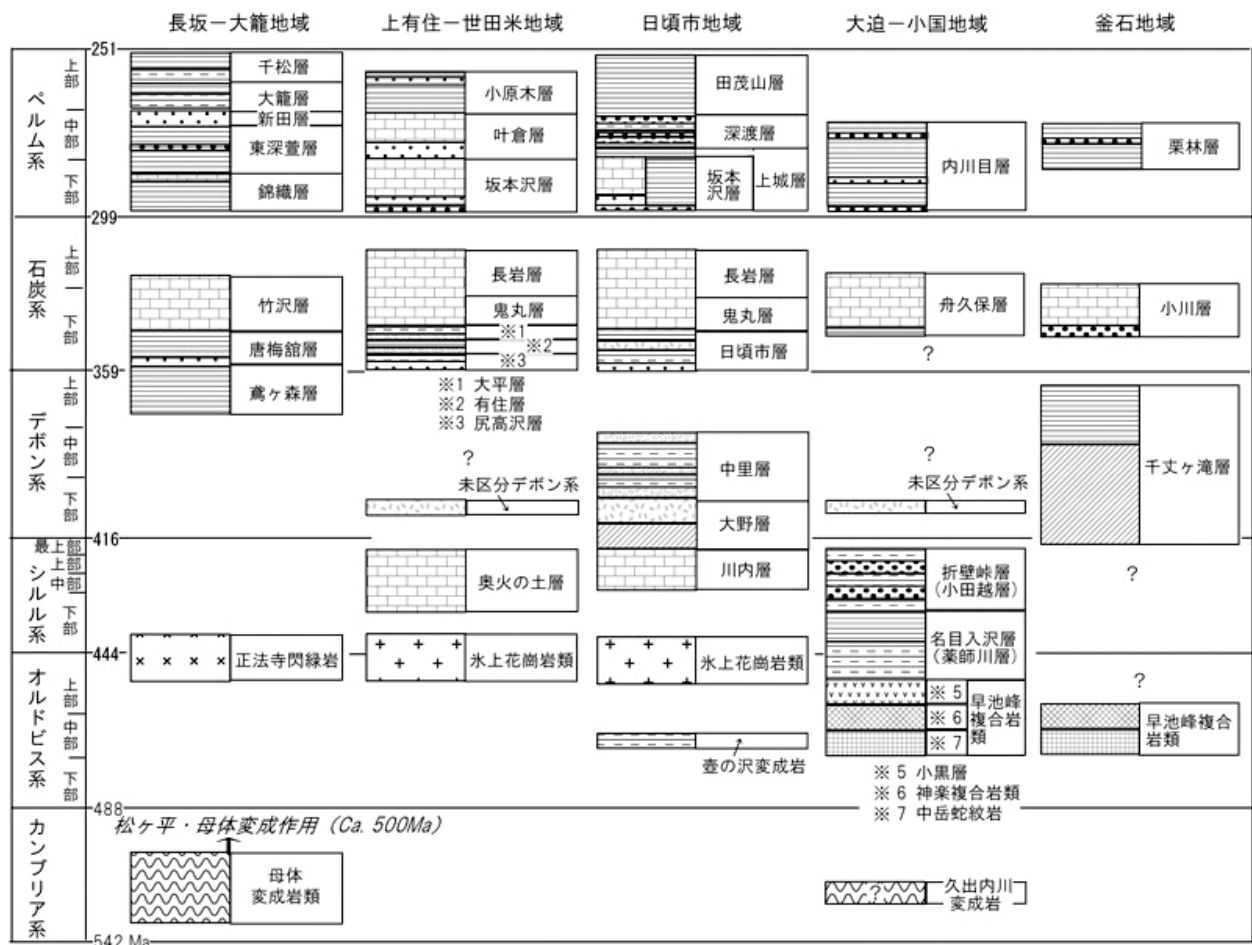
釜石西方地域には  
オールドビス系早池峰  
複合岩類とその上位  
のシルルーデボン系  
が広く分布する。

早池峰山-小国  
地域の早池峰複合  
岩類は、蛇紋岩化し  
た超塩基性岩類を  
主体としはんれい岩  
をとまなう中岳蛇紋  
岩、超塩基性岩類・  
はんれい岩・トロニ  
エム岩・ドレライト



神楽複合岩類のドレライト・トロニエム岩・ドレライト  
岩脈群 (葉師川)

からなる神楽複合岩類、および玄武岩・ドレライトからなり、凝灰質泥岩や砂岩をはさむ小黑層からなる(永広ほか、1988)。宮守地域では超塩基性岩類が主体をなし、大迫北方や釜石西方では神楽複合岩類類似の岩相が多くを占める。早池峰複合岩類のドレライトや玄武岩は当

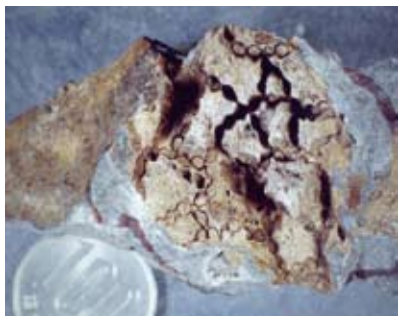


岩手県の古生界層序図。岩相は本文参照。



初リフト帯での産物とみなされたが、後に微量元素組成から沈み込み帯起源とされた(Mori et al., 1992)。上位の折壁峠層や小田越層との層位関係や放射年代から早池峰複合岩類はオールドビス系と考えられる。下條ほか(2010)は小国地域の神楽複合岩類中のトロニウム岩中のジルコンのLA-ICP-MS U-PB年代として466 Maを報告している。

小国地域では、薬師川層が小黑層に整合に重なる。泥岩・砂岩を主体とし、凝灰岩をはさむ。さらに上位に泥岩・砂岩・石灰岩・玄武岩などからなる小田越層が重なる。下條ほか(2010)による薬師川層最下部の凝灰岩のジルコン年代は457Maである。小田越層はシルル紀の腕足類を含む。



折壁峠層のサンゴ化石 *Halysites*

大迫地域では、早池峰複合岩類の上位に、泥岩・砂岩主体の名目入沢層、礫岩・砂岩・泥岩に石灰岩をともなう折壁峠層、および

未来分デボン系が重なる。折壁峠層は中期シルル紀の *Halysites* や *Favosites*, *Heliolites* などの多数のサンゴを産する。

釜石地域の早池峰複合岩類の上位には千丈ヶ滝層が分布する。千丈ヶ滝層の下部は、後述する日頃市地域の大野層類似の、凝灰質珪質泥岩を主体とし、最下部に玄武岩をともなう。上部はおもに泥岩からなる。下部から最後期シルル紀～前期デボン紀を示す放散虫、最上部から後期デボン紀の鱗木化石 *Leptophloeum* を産する。

南部北上帯東部の日頃市-世田米地域の先シルル紀基盤は、氷上山花崗岩類とその捕獲岩である壺の沢変成岩からなる。これらをシルル系が不整合に覆い、さらに下部-中部デボン系が重なる。上部デボン系は欠けている。

氷上山花崗岩類は、氷上山を中心として分布する氷上山岩体と、小松峠、八日町、奥火の土などに分布する小岩体からなり、花崗岩を主体とし、花崗閃緑岩をともなう。小林ほか(2000)は、化学組成から、沈み込み帯起源と考えている。壺の沢変成岩は、泥質岩を主体とし、砂質岩をともなう接触変成岩で、弱い片状構造を示す。これらはシルル系に不整合に覆われるが(例えば、村田ほか、1974; Murata et al., 1982)、放射年代値はオールドビス

紀を示すものより若いものと報告されている。

日頃市地域では、氷上山花崗岩を石灰岩相のシルル系川内層が覆う。川内層は多数のサンゴ・三葉虫などの化石を含む。川内層の上位には大野層・中里層が重なる。大野層下部はスランプ相をともなう淡緑色～赤紫色凝灰質珪質泥岩および凝灰質珪質泥岩からなり、下位の氷上山花崗岩類や川内層に由来する花崗岩・アルコース・石灰岩などの大小さまざまなブロックを含む。中部は凝灰質珪質泥岩・泥質凝灰岩の互層から、上部は淡緑色～緑色の中粒～粗粒凝灰岩からなり、凝灰質砂岩・泥岩をともなう。大野層下部は最後期シルル紀の放散虫を含む。中里層は、凝灰岩類、凝灰質泥岩・砂岩、砂岩・泥岩などからなる。中里層中部は中期デボン紀の三葉虫化石を産する。小松峠・八日町地域にも日頃市地域と類似のシルル系-デボン系が分布する。

奥火の土地域では、氷上山花崗岩類をシルル系奥火の土層が不整合に覆い、その上位に未来分デボン系がある(川村、1983)。奥火の土層は、泥岩や熔結凝灰岩に始まり、主体は石灰岩からなり、前期シルル紀ランドベリ世後期～中期シルル紀ウェンロック世前紀を示す *Falsicatenipora shikokuensis* などのサンゴ類を産する。



氷上山花崗岩を不整合に覆う川内層基底の礫質アルコース。破線部が境界。矢印はスケールのハンマー。左後方はクサヤミ沢。

## 2.2.2 石炭系

石炭系は岩手県内の南部北上帯のほぼ全域に広く分布し、下部～中部石炭系からなり、上部石炭系を欠く。下部は火砕岩をともなう碎屑岩類を主体とし、上部はおもに石灰岩からなる。下部の岩相層序・層厚は地域ごとに異なる。

日頃市地域の下部は日頃市層、上部は鬼丸層・長岩層からなる。日頃市層は中部デボン系中里層を不整合に覆うH1部層からH4部層までの4部層からなる。基底部の礫岩に始まり、砂岩・砂質泥岩・凝灰岩などからなり、石灰

岩をはさむ。サンゴ・腕足類・三葉虫類などの化石から下部石炭系のトルネー統一ビゼー統に対比される。鬼丸層はおもに黒色の石灰岩からなり、*Kueichouphyllum* や *Dibunophyllum* などのビゼー統を示すサンゴ類を多産する。長岩層はおもに灰白色の石灰岩からなり、うすい凝灰岩をはさむ。サンゴ・フズリナ・コノドントなどの化石から、サークブホ階―モスコ階に対比される。

世田米―雪沢地域では、下位より、尻高沢層・有住層・大平層・鬼丸層・長岩層に区分される。尻高沢層・有住層・大平層は日頃市地帯の日頃市層に対比され、岩相も類似するが、その累計層厚は日頃市層の2倍以上ある。鬼丸層・長岩層の岩相は日頃市地域のそれに類似する。

釜石西方の小川地域の石炭系は小川層からなる。小川層は千丈ヶ滝層を不整合に覆う礫岩に始まり、主体はビゼー期サンゴを含む石灰岩からなる。日頃市層に相当する岩相を欠いている。

世田米西方の大股から矢作地域にいたる日詰―気仙沼断層に沿う地域では、下位より、加勢沢層、仙婆巖層に区分される。前者は日頃市層や尻高沢層―大平層に相当し、砕屑岩類や火砕岩類からなり、石灰岩をはさむ。仙婆巖層は、鬼丸層―長岩層に相当し、火砕岩をはさむ石灰岩からなるが、長岩層に比べて火砕岩が厚い。

人首地域の石炭系は、下位の米里層と上位の芝層からなる。米里層は厚い火山岩・火砕岩をはさむ砕屑岩



長坂地域の狛鼻溪をつくる竹沢層の石灰岩

類からなる。日頃市層相当層であるが、南部北上帯のこの層準の地層では最も厚く、層厚は1,000mを越える。芝層は泥岩をはさむ石灰岩からなる。

長坂地域の石炭系は、下位から、唐梅館層および竹沢層に区分され、それぞれ、日頃市

層、鬼丸層―長岩層に対比される。唐梅館層は、下位の鳶ヶ森層に整合に重なり、泥岩・砂岩を主体とする。最上部に石灰岩や凝灰岩をはさむ。竹沢層はサンゴを

含む石灰岩を主体とし、上部にうすい凝灰岩をはさむ。狛鼻溪をつくる。

これらのほか、石炭系は世田米北東の上有住地域、大迫地域、達曾部地域などにも分布する。

### ■ 2.2.3 ペルム系

ペルム系は、白亜紀花崗岩類を除くと、南部北上帯で最も広い分布面積をもつ地質系統である。下位より、坂本沢統、叶倉統および登米統に3分され、それぞれおおよそ下部、中部、上部ペルム系に対比される。模式層序では、坂本沢層・叶倉層は下部が礫岩・砂岩・泥岩、上部がおもに石灰岩からなるが、南部北上帯全域では泥岩相が卓越している(永広, 1989)。登米統はおもに厚い泥岩からなる。登米統中部のスレート劈開が発達した細粒均質な泥岩は屋根用スレートや壁材・硯石等に利用されてきた。主要な地域の層序を示す。

日頃市地域のペルム系は、下位より、坂本沢層、上城層、深渡層、田茂山層に区分される。坂本沢層は、石炭系長岩層を不整合に覆う基底礫岩にはじまり、下部は砂岩・泥岩から、中部―上部はおもにフズリナ化石を含む石灰岩からなる。上城層は、坂本沢層と一部同時異相で、長岩層を不整合に覆う基底部の礫岩と主部の泥岩卓越部からなる。深渡層は、上城層に整合に重なり、いわゆる薄衣式礫岩と砂岩・泥岩から構成される。田茂山層はおもに泥岩からなる。世田米―下矢作地域のペルム系は、坂本沢層、叶倉層、小原木層、長部礫岩および出山石灰岩に区分される。後2者は小原木層下部と同時異相の関係にある。坂本沢層は基底礫岩にはじまり、下部は砂岩・泥岩からなる。上部は石灰岩が卓越するが、北部では最上部に砂岩・泥岩互層が発達する。石炭系長岩層に不整合に重なるが、一部ではより下位の鬼丸層、大平層、有住層ないし尻高沢層まで削り込んでいる。叶倉層の下部は主に石灰質砂岩からなり、礫質砂岩をともなう。上部は叶倉沢周辺では厚い灰色石灰岩からなるが、南方では、石灰質砂岩・泥岩や泥岩などの互層にかわる。小原木層は主として泥岩からなり、うすい砂岩や礫岩をはさむ。長部礫岩は厚い薄衣式礫岩と泥岩や砂岩泥岩互層からなり、レンズ状石灰岩をともなう。出山石灰岩は泥岩や砂岩の薄層をともなう石灰岩からなる。達曾部地域には下部ペルム系達曾部層と中部(～上部)ペルム系外川目層が、北方の大迫地域には下部～中部ペルム系内川目層が分布する。達曾部層は、下



部石炭系大川目層を不整合におおう基底礫岩にはじまり、下部は砂岩と泥岩、中部は石灰岩、上部はレンズ状石灰岩をはさむ泥岩からなる。外川目層は砂岩と泥岩を主体とし、礫岩をともなう。内川目は縞状泥岩を主体とし、石灰岩、砂岩や薄衣式礫岩をはさむ。



上八瀬層のアンモノイド *Cibolites*。陸前高田市飯森産（陸前高田市立博物館蔵：3.11の津波で失われた）。

中平地域のペルム系は、下位より、中平層、細尾層、上八瀬層、黒沢層、鍋越山層に区分され(御前・永広、2004)、いずれも整合関係にある。鍋越山層は岩手県内には分布しない。下部ペルム系中平層は、石炭系を不整合に覆う基底礫岩に始まる。主部は厚い灰色石灰岩と泥岩の互層からなり、粗粒砂岩や礫岩をはさむが、岩相の側方変化が大きい。細尾層は黒色泥岩を主体とするが、しばしばレンズ状の薄い礫岩、石灰質砂岩、石灰岩をはさむ。上部から産するアンモノイドから下部ペルム系最上部～中部ペルム系ワード階に対比される。上八瀬層は石灰岩・石灰質泥岩・砂岩を主体とし、黒色泥岩や礫岩を伴う。フズリナ、ウミユリ、コケムシ、腕足類、頭足類などの化石を多数含み、中部ペルム系ワード階～キャピタン階に対比される。黒沢層は無層理の黒色泥岩を主体とするが、まれに砂岩薄層やレンズ状石灰岩をともなう。下部はフズリナ *Lepidolina* やアンモノイドからキャピタン階に対比されるが、中・上部は上部ペルム系と考えられる。サメ類 *Helicoprion* も本層下部から発見されている。

大籠地域のペルム系は、下位より、錦織層、東深萱層、新田層、大籠層および千松層に区分され、いずれも整合である。下部ペルム系錦織層は泥岩が卓越し、石灰岩や砂岩をともなう。下部～中部ペルム系東深萱層は黒色泥岩・縞状泥岩を主体とし、上部に礫岩や砂岩をはさむ。新田層は厚い粗粒砂岩、砂岩泥岩互層および縞状泥岩からなる。大籠層の主体は縞状泥岩からなるが、その下部に厚い砂岩・砂岩泥岩互層をはさむ。最上部は無層理の黒色泥岩である。最下部から後期ペルム紀のアンモノイが発見されている。千松層下部は縞状泥岩からなり、砂岩泥岩互層をともない、上部はおもに黒色無層理泥岩からなる。

## ■ 2.2.4 三疊系

唐桑地域ではペルム系—最下部白亜系が南に開いた綱木坂向斜をなし、このうち下部三疊系平磯層の最下部部分が県境部に露出する。礫岩・砂岩からなり、凝灰質泥岩をともなう。

大船渡地域ではペルム系田茂山層と下部白亜系大船渡層群にはさまれた狭い範囲に上部三疊系明神前層が分布する。凝灰岩および凝灰質礫岩・砂岩からなり、二枚貝 *Monotis* を含む。

## ■ 2.3 根田茂帯

根田茂帯は、南部北上帯と北部北上帯にはさまれた、古生代付加体からなる地体である。根田茂コンプレックスの分布で特徴づけられ、おもに泥岩酸性凝灰岩互層と緑色岩からなり、レンズ状のチャート、泥岩、砂岩、砂岩・泥岩互層、礫岩などをともなう。一般に強い剪断変形をうけ、破断相・混在相を呈することも多い。緑色岩は、海山玄武岩ないし T-MORB 型玄武岩である(濱野ほか、2002)。

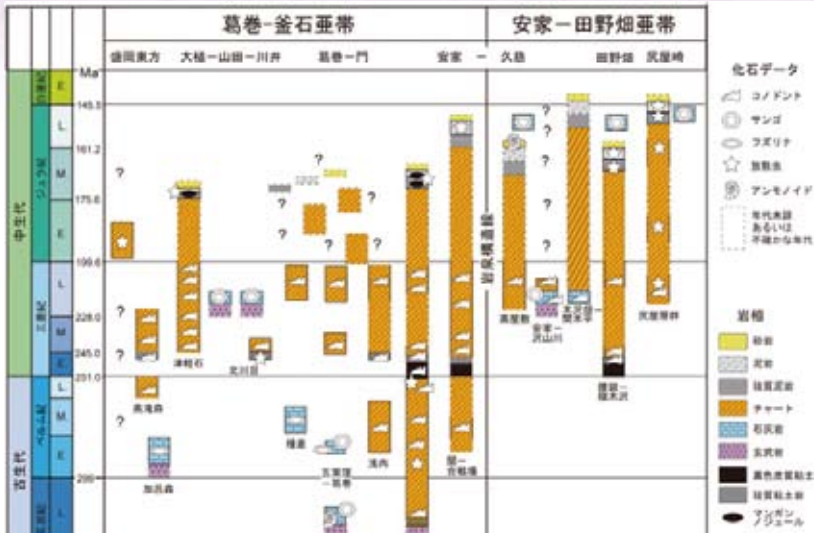
西側の綱取ユニットと東側の滝ノ沢ユニットに細分される(内野ほか、2008)。綱取ユニットは、泥岩酸性凝灰岩互層と緑色岩が卓越し、滝ノ沢ユニットは緑色岩と砂岩泥岩互層が多い。また、前者の砂岩が火山岩片に富むのに対し、後者のそれは石英・長石に富む。綱取ユニットの MORB 型玄武岩にともなうチャートから後期デボン紀のコノドントが(濱野ほか、2002)、チャート—碎屑岩シーケンスの上部層をなす陸源碎屑岩から前期石炭紀とみなされる放散虫(内野ほか、2005)が報告されており、石炭紀付加体と考えられる。

## ■ 2.4 北部北上帯

北部北上帯は、ジュラ紀付加体からなる地体で、年代と砂岩組成のちがいがから、岩泉構造線を境に、西側の葛巻—釜石亜帯と東側の安家—田野畑亜帯に細分される(大上・永広、1988;永広ほか、2005)。ただし、砂岩組成は必ずしも岩泉構造線で明瞭に変化するものではないようである。

### ■ 2.4.1 葛巻-釜石亜帯

葛巻—釜石亜帯の主要な構成要素は、チャート—碎屑岩シーケンスと混在岩で、これに小規模な石灰岩、



北上山地の北部北上帯海洋プレート層序 (永広ほか, 2008 にもとづく)

玄武岩をとまう。玄武岩類は、岩洞湖東方のものが MORB 組成であるのをのぞき、海洋島型である(土谷



葛巻 - 釜石亜帯の整然相をなす褶曲したチャート (宮古市川井)

ほか, 1999)。東端部をのぞき、露頭では西傾斜の同斜構造が卓越するが、マップスケールの各岩相単位のユニットの傾斜は、きわめて低角な西傾斜が卓越する地域もある。一戸南方の石灰岩ブロックから後期石炭紀アンモノイドが、安家川上流部のチャート層最下部から後期石炭紀のコノドントが報告され、本亜帯の海洋プレート層序の多くは上部石炭系を含む。チャート-碎屑



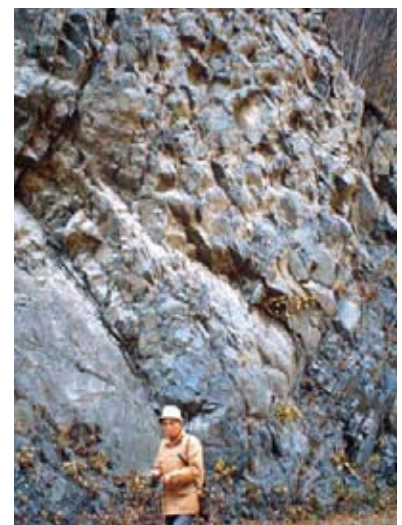
葛巻 - 釜石亜帯の混在相 (宮古市花輪)。

岩シーケンスの泥岩や泥岩中のマンガンノジュールから中期ジュラ紀アーレン期～後期ジュラ紀キンメリッジ期の放散虫群集が報告されており、付加年代は中期ジュラ紀から後期ジュラ紀にわたる (Suzuki et al., 2007; 永広ほか, 2008)。

安家川上流地域のチャート中には、珪質粘土岩や黒色粘土岩からなる、いわゆる PT 境界層がはさまれている (Takahashi et al., 2009)。

### 2.4.2 安家-田野畑亜帯

本亜帯の特徴は、チャート-碎屑岩シーケンスや混在相に加え、安家ユニットに代表される大規模な海山玄武岩-石灰岩シーケンスをとまうことである。波長数 km の東フェルゲントの閉じた転倒褶曲をなす地域が多い。前期三畳紀以降の化石のみが見いだされており、古生代の要素を欠く。田野畑地域の泥岩から中期ジュラ紀バトン期後期～カロブ期の、青森県尻屋に分布する尻屋層群の泥岩から最後期ジュラ紀チトニアン期～初期白亜紀の放散虫群集が、また、安家地域の高屋敷ユニットの砂岩から後期ジュラ紀オックスフォード期のアンモノイドが産出するので、その付加年代は後期ジュラ紀(～初期白亜紀)である (Suzuki et al., 2007)。



安家ユニット (沢山川層) の枕状玄武岩 (久慈市山根)

### 2.5 白亜系

白亜系は、火山岩・火砕岩類、あるいはそれらをとまう碎屑岩類からなる最下部～下部白亜系、それらに貫く前期白亜紀深成岩類、下部白亜系上部の宮古層群、および上部白亜系からなる。前2者は南部北上帯と北部北上帯にまたがって分布し、あるいは両者の境界に貫入している。



## 2.5.1 最下部～下部白亜系

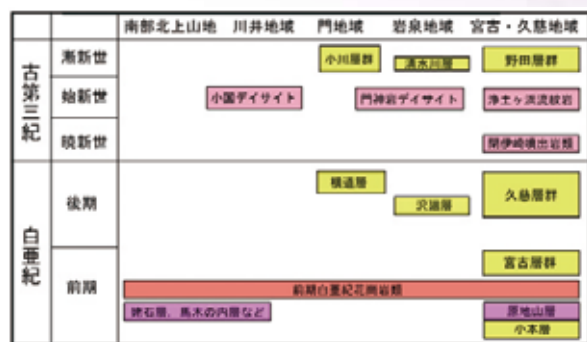
大船渡地域には下部白亜系大船渡層群が広く分布する。大船渡層群は、下位から、箱根山層、船河原層、飛定地層、小細浦層、蛸浦層に区分され、それぞれ整合関係にある。オーテリブ期～アプト期のアンモノイド・二枚貝などを産する。大船渡東方の綾里地域にも同様の地層が分布するが、火砕岩類が占める割合が大きい。箱根山層は、ペルム系に不整合に重なり、おもに火山円礫岩からなる。船河原層は、おもに砂岩・泥岩からなり、安山岩質凝灰岩、火山円礫岩、礫岩などをはさむ。飛定地層は、砂岩・泥岩互層を主体とし、礫岩や石灰質泥岩をとまう。小細浦層は、火砕岩類が卓越し、礫岩、砂岩、泥岩をはさむ。蛸浦層は、礫岩、砂岩、泥岩、火砕岩類からなる。

三陸海岸北部地域では、ジュラ紀付加体を覆い、下部白亜系小本層と原地山層が分布する。後者やその相当層である三崎酸性火山岩類や黒崎酸性火山岩類は海岸沿いに広い分布を示す。小本層は凝灰質砂岩、凝灰質泥岩や火砕岩類からなる。原地山層は、火山岩・火砕岩類を主体とし、凝灰質砂岩・泥岩をとまう。火山岩類はデイサイト質・安山岩質のものが多く、玄武岩質のものもある。

これらのほか、火山岩・火砕岩類が卓越する下部白亜系として、釜石西方の仙磐山層、遠野東方～釜石鉾山地域の猫川層・六角牛層・馬木ノ内層・土倉層、種山高原の姥石層、大迫地域の未命名層、気仙沼北方の新月層、一関東方の山毛嶺層などがある。これら前期白亜紀火山岩類にはアダカイト質のものが多く、若いプレートの沈み込みによるものと考えられている(Tsuchiya and Kanisawa, 1994)。

## 2.5.2 前期白亜紀深成岩類

前期白亜紀深成岩類は、長円形～亜長方形をなす小～大岩体として北上山地全域に分布し、東から、I帯～V帯に分けられる。トーナル岩、花崗閃緑岩や花崗岩を主体とし、石英閃緑岩やはんれい岩をとまう。磁鉄鉱系列に属し、活動年代は120～110Maに集中する。アダカイト質花崗岩類を含み、アダカイトを中心相とし周辺相がSrに乏しい、累帯深成岩体をなすものが多い(Tsuchiya and Kanisawa, 1994)。周辺の先白亜系に接触変成作用を与え、釜石・赤金などの鉱床を生じている。



北上山地の白亜系・古第三系の層序

## 2.5.3 下部白亜系上部—宮古層群—

宮古層群は、陸中海岸の宮古～田野畑地域の海岸沿いに点在し、急立したジュラ紀付加体や小本層・原地山層、前期白亜紀花崗岩類などを顕著な不整合に覆い、東方に緩やかに傾斜する。下位から、羅賀層、田野畑層、平井賀層、明戸層、日出島層に区分される。いずれも整合関係にあるが、日出島層は独立して分布する。宮古層群はアンモノイド・貝類・サンゴなどの海生動物化石を多産し、下部白亜系上部のアプト階上部～オーブ階下部に対比される。



ジュラ紀付加体(左下)を不整合に覆う宮古層群礫岩(田野畑村ハイベ)

羅賀層はおもに大礫～巨礫岩からなり、石灰質の礫質粗粒～極粗粒砂岩をはさむ。田野畑層は、礫岩と粗粒砂岩からなる下部、礫質の粗粒砂岩からなる中部、および石灰質砂岩・砂質シルト岩互層からなり、下部に酸性凝灰岩の薄層をはさむ上部に3分される。平井賀層は、石灰質砂岩・砂岩を主体からなり、北方の中部～上部の砂岩は有孔虫オルビトリナを含む。明戸層は、石灰質細粒～中粒砂岩からなり、泥岩をはさむ。日出島層は、砂岩・泥岩薄互層からなる。

## 2.5.4 上部白亜系

上部白亜系は久慈、岩泉、門の3地域に分かれて分布

し、ジュラ紀付加体や前期白亜紀花崗岩類などを不整合に覆う。古第三系をともなう。

久慈地域の上部白亜系久慈層群は、下位より、玉川層、国丹層および沢山層に区分される。また、種市地域に種市層が分布する。アンモノイド・イノセラムスにもとづき、本層群は上部白亜系コニャック階～シャンパーニュ階に対比される。玉川層は、基底部の礫岩、下部の細粒～中粒砂岩、上部の礫岩・砂岩・泥岩などからなり、凝灰岩・炭質泥岩・炭層をはさむ。炭層にはしばしばコハクが含まれる。国丹層は、主に青灰色～緑灰色のアルコースからなる。沢山層は、陸成で、礫岩・砂岩・シルト岩と凝灰岩からなり、炭層をともなう。種市層は、有家部層、小古内部層および八木部層に3分される。有家部層は基底礫岩と泥岩・亜炭層から、小古内部層は細粒～中粒砂岩から、八木部層は無層理の中粒～粗粒砂岩からなる。

岩泉地域の上部白亜系は沢廻層で、岩泉地溝帯に沿う狭い地域に分布する。基底部の礫岩と、主部の中粒～粗粒砂岩、礫岩などからなる。アンモノイド・二枚貝化石から上部白亜系シャンパーニュ階に対比される。

門地域には上部白亜系横道層が分布する。基底礫岩層、砂岩シルト岩層および赤色岩層に細分される。陸成で、シルト岩からはヒシ化石を産する。赤色岩層は流紋岩質熔結凝灰岩からなり、ラテライト化している。熔結凝灰岩のFT年代は71Maである。

## ■ 2.6 古第三系

北上山地の古第三系は、上部白亜系にともなう久慈・岩泉・門に分布する堆積岩類と、山地の主に北部に点在する火山岩・火砕岩類からなる。

久慈地域の野田層群は河川堆積物からなり、礫岩に始まり、砂岩・泥岩へと上方細粒化する4つの堆積サイクルからなり、各サイクルの最上部には石炭層・炭質泥岩や凝灰岩をはさむ。下位の3サイクルが港層、最上位のサイクルが久喜層にあたる。

岩泉地域の清水川層は、淘汰のわるい中礫～大礫の亜角礫岩～角礫岩からなるが、下部は粗粒砂岩薄層をはさむ。門地域の小川層群は、下位より、小松層、名目入層、大久保層、雷峠層に区分される。炭層をともなう湖沼成～河成堆積物からなる。小松層は、上部白亜系横道層を不整合に覆い、凝灰質シルト岩・凝灰岩などからなり、うすい炭層・炭質泥岩をはさむ。名目入層は、鴨沢礫岩部

層と中沢夾炭部層に細分される。前者は主に礫岩からなり、砂岩をともなう。後者は凝灰質砂岩・シルト岩からなり、下部に酸性凝灰岩、中部～上部に褐炭層をはさむ。大久保層は、鬼久保砂岩礫岩互層部層と大久保シルト岩層に細分される。前者は礫岩優勢の礫岩砂岩互層からなり、シルト岩や凝灰岩薄層をともなう。後者は、主にシルト岩からなり、炭質泥岩・砂岩・細礫岩・凝灰岩などをはさむ。雷峠層は、淘汰の悪い角礫～亜角礫岩を主体とし、砂岩・泥岩薄層をともなう。



古第三紀の浄土ヶ浜流紋岩（宮古市浄土ヶ浜）

古第三紀の火山岩類は、デイサイトや流紋岩および同質火砕岩類を主体とし、一部に火道角礫岩をともなう。宮古東方閉伊崎の閉伊崎噴出岩類、宮古市浄土ヶ浜の浄土ヶ浜流紋岩、宮古西方に点在する門神岩デイサイト、岩泉の二升石デイサイト、小国の小国デイサイトなどからなる。

## ■ 2.7 構造発達史の概要

南部北上帯の前期古生代基盤岩類は Gondwana 大陸北縁にあった沈み込み帯で形成された (Ehiro and Kanisawa, 1999)。カンブリア紀には沈み込み帯で母体変成岩類の原岩が付加体となり、カンブリア紀末に沈み込み帯深部で高圧型の松ヶ平・母体変成作用を蒙った。南部北上山地北縁部では、オルドビス紀中期～後期に早池峰複合岩類の塩基性～超塩基性岩類の活動が、東部や西縁部ではオルドビス紀末に氷上花崗岩類や正法寺閃緑岩の貫入があり、これら変成岩・火成岩類が南部北上帯の大陸基盤をつくった。これらはその後地表で侵蝕をうけ、シルル系川内層や上部デボン系鶯ヶ森層に不整合に覆われた。南部北上帯の古生層～中生層はこの大陸の陸棚上で堆積したもので、シルル紀～石炭紀には島弧火成活動が活発であったが、石炭紀末には火山活動は沈静化した。

シルル紀・デボン紀のサンゴ化石の群集構成から、古生代前期～中期の南部北上帯は、当時赤道直下にあつ



た Gondwana 大陸北縁部のオーストラリアや南中国に近い位置にあったと考えられる。デボン紀に南部北上帯は、南中国とともに、Gondwana から分離し、前期石炭紀鬼丸層のサンゴ化石群集は南中国とのみ深い関係を示すようになった。ペルム紀～三畳紀の南部北上帯も、アンモノイド・サンゴなどの古生物地理によれば、依然として低緯度にあり、南中国やインドシナに近接していたかそれらの一部であった(Ehiro, 2001)。

根田茂帯ではデボン紀に形成された海洋地殻の上に遠洋成堆積物が堆積し、海山を作るホットスポットの活動もあった。石炭紀に入ると、この海洋地殻は、おそらくは南部北上帯前縁に沈み込み始め、陸源砕屑物とともに付加体となった。

北部北上帯葛巻 - 釜石亜帯では遅くとも石炭紀後期には海洋地殻が形成され、石炭紀、ペルム紀、三畳紀などに海山の形成をとめないながら、移動してきた。ペルム紀 / 三畳紀境界付近では、海洋無酸素事変の影響を受け、黒色珪質粘土岩や黒色粘土岩が広く堆積した。安家 - 田野畑亜帯では三畳紀には海洋地殻が形成されていたが、それ以前の歴史はよくわかってはいない。これら北部北上帯の海洋地殻とその上位の遠洋成堆積物は、ジュラ紀中期からジュラ紀末期にかけてつぎつぎに当時のアジア大陸前縁(南部北上帯+根田茂帯?)に付加していった。



岩泉町安家川上流部の PT 境界層

白亜紀初期に、激しい褶曲・断層活動をともないつつ、南部北上帯と北部北上帯の現在の接合関係がほぼ完成したころ、ふたたび激しい島弧火成活動が北上山地に生じ、北上山地全域に火山岩・火砕岩類を堆積させ、その後花崗岩類がこれらを一貫した。このころ沈み込んだ海洋プレートは海嶺をともなっていたにちがいない。

前期白亜紀後期には、激しく褶曲した先白亜系や前期白亜紀火山岩類・花崗岩類を不整合に覆い、浅海成の宮古層群が山地の東縁部に堆積した。また、後期白亜紀や古第三紀にも局所的な海進による堆積盆や、河川成・湖沼成堆積盆が東縁部に形成された。酸性火成活動も随所に見られた。これら白亜紀前期～古第三紀の堆積岩類は北海道中軸帯のエゾ堆積盆の南方延長にあたる海盆の西縁部をなすもので、三陸沖の陸棚下には海盆中軸部の厚い堆積物が知られている(大澤ほか、2002)。後期白亜紀～古第三紀の北上山地は、ロシア沿海州に接した大陸東縁をなしていた。

### 3 新第三系・第四系

#### ■ 3.1 はじめに

岩手県において、新生代の地質は主に新第三系および第四系から構成され、これらは奥羽脊梁山地や北上低地帯地域に分布する(図1; 図2)。古第三系は、これらの最下部層にみられるほか、久慈地域にまとまって分布する。本項ではおもに前者の地域の地質について述べる。

岩手県の新生代の地質の総括的研究は、1950年代に始まり、早川ほか(1954)や北村(1959)にまとめられている。1980年代には、それまでの研究成果に基づき、(株)長谷地質調査事務所(1981)や東北地方土木地質図編纂委員会(1988)から、説明書とともに二十万分の一地質図が、北村編(1986)より代表的ルートに沿った五万分の一地質図が公表されている。産業技術研究所地質調査総合センター(旧工業技術院地質調査所)からは、20万分の一地質図が公表されている(岩手県に関わる図幅は、「八戸」; 鎌田ほか、1991、「弘前及び深浦」; 大沢・須田、1978、「盛岡」; 吉田ほか、1984「秋田及び男鹿」; 1980、「一関」; 竹内ほか、2005、「新庄及び酒田」; 大沢ほか、1980)。日本の地質「東北地方」編集委員会編(1989)および日本の地質増補版編集委員会編(2005)では、当時の最新知見をまとめている。最近、建設技術者のための東北地方の地質編集委員会(2006)から、20万分の1デジタル地質図および解説書が公表され、統一的な視点から岩手県に限らず、東北地方の地質を概観できるようになった。本項では、北村編(1986)、日本の地質「東北地方」編集委員会編(1989)、日本の地質増補版編集委員会編(2005)および建設技術者のための東北地方の地質

編集委員会(2006)に基づいて、層序や地質を述べることにする。地質年代の区分は建設技術者のための東北地方の地質編集委員会(2006)の地質図の区分に従っており、古第三系～下部中新統下部(同地質図のPG4に相当)、下部中新統上部～中部中新統下部(N1)、中部中新統上部～上部中新統下部(N2)、上部中新統上部～鮮新統(N3)、更新統(Q)とした(図1;図2)。また、同書では新生代の東北本州弧の地質構造発達史にあわせて、新生界を「陸弧であった頃の地層」、「引張テクトニクスの時代の地層」、「最大海進期の地層」および「広域的海退とカルデラ群の時代の地層」に区分しており、本項ではそれらとの関係も示してある。

### ■ 3.2 古第三系～下部中新統下部

奥羽脊梁山地の漸新統～下部中新統下部は、大荒沢層に代表される(図3)。大荒沢層(層厚100～800 m)は、先古第三系花崗岩類や変成岩類を不整合に覆う。本層は、変質輝石安山岩溶岩と変質火砕岩類(火山角礫岩、凝灰角礫岩など)からなり、安山岩溶岩は自破砕の産状を呈するものが多く、火砕岩との区別が困難である。台島型植物化石群や台島期～西黒沢期の海棲動物化石を

含む。建設技術者のための東北地方の地質編集委員会(2006)では、東北本州弧が日本海拡大前の「陸弧であった頃の地層」に区分されている。

### ■ 3.3 下部中新統上部～中部中新統下部

田山地域の佐比内層、一戸地域の仁左平石英安山岩、傾成峠安山岩、四ッ役層、門の沢層、末の松山層、雫石西部地域の生保内層、国見峠層、雫石東部・北上低地帯地域の飯岡層、川尻地域の太石層、焼石岳地域の小出川層がこの区分に相当する(図3)。

これらのうち、「陸弧であった頃の地層」に相当するのは、仁左平石英安山岩、佐比内層、生保内層、大石層下部・大鍋沢安山岩部層である。仁左平石英安山岩は主に溶結凝灰岩やデイサイト溶岩からなり、21.8 MaのK-Ar年代が得られている(木村, 1985, 1986)。佐比内層(100～200 m)は変質安山岩を主体とし、火山角礫岩・凝灰角礫岩を伴う。生保内層(200 m)は変質輝石安山岩溶岩および同質火砕岩類からなる。本層に貫入する粗粒玄武岩から21.8 MaのK-Ar年代が報告されている(須藤・石井, 1987)。大石層大鍋沢安山岩部層はしそ輝石普通輝石安山岩からなり、同層下部は安山岩質凝灰岩か

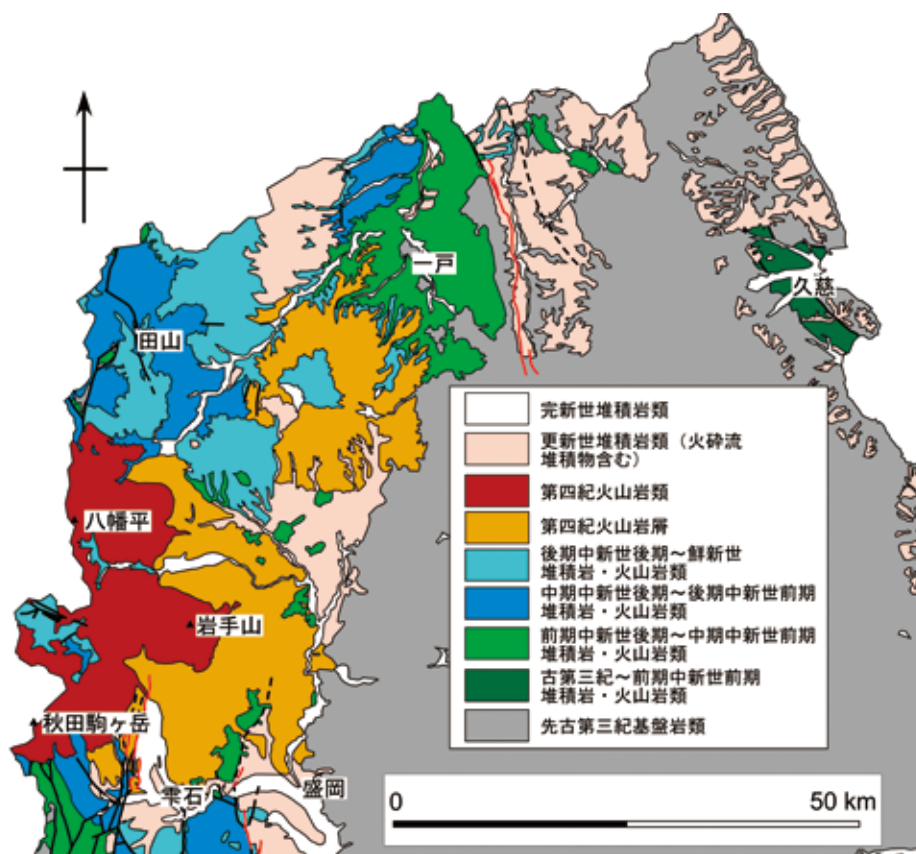


図1 岩手県北部の新生界地質図  
建設技術者のための東北地方の地質編集委員会(2006)に基づき編集



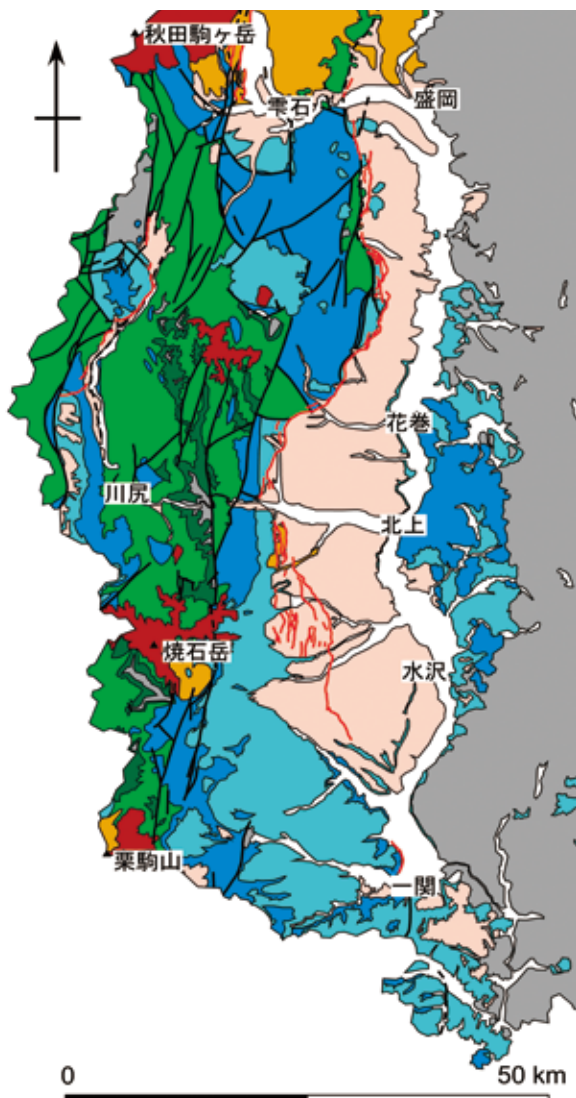


図2 岩手県中～南部の新生界地質図  
建設技術者のための東北地方の地質編集委員会(2006)に基づき編集

らなる。図3の柱状図には記していないが、北上低地帯地域の飯岡層の下位に、デイサイト質溶結凝灰岩からなる水分層(130 m; 21.9 Ma)、輝石安山岩質火砕岩からなる東根山層(150 m)および輝石安山岩質溶結凝灰岩からなる湯沢森層(60 m)があり、これらは飯岡層に不整合に覆われる(大上ほか、1990)。

日本海拡大期を含む「引張テクトニクスの時代の地層」に相当するのは、傾成峠安山岩、四ッ役層、門の沢層、末の松山層、国見峠層、飯岡層、大石層上部・岩滑沢泥岩部層、小出川層である。四ッ役層(30～90 m)は、傾成峠安山岩(300 m)の再堆積した砂岩、シルト岩および礫岩からなり、門の沢動物化石群に属する貝化石を含む。門の沢層(100 m)は砂岩およびシルト岩からなり、門の沢動物化石群を含む。末の松山層(70～90 m)は主に粗粒砂岩からなり、安山岩質火砕岩(合川安山岩部層や名

久井岳安山岩部層)を伴う。本層からはN8帯(16.3～15.2 Ma)の有孔虫化石を産する。一戸地域に分布する、傾成峠安山岩から末の松山層に至る地層群は、東に傾動したあまり活動の高くない半地溝を埋積したものである。国見峠層(750 m以上)は石灰質砂岩・泥岩を主体とし、水冷玄武岩溶岩およびデイサイトを伴う。飯岡層(800 m)は輝石安山岩質の水冷された溶岩・同質火砕岩を主体とし、凝灰質砂岩や泥岩をはさむ。本層からは、CN3後期からCN4前期(およそ15～17 Ma)の石灰質ナンノプランクトン化石を産する。大石層岩滑沢泥岩部層は硬質泥岩・中～酸性凝灰岩からなり、N8～N9帯(16.3～14.6 Ma)の有孔虫化石を含み、漸深海帯上部(500～150 m)以浅を示す化石を産する。上部層は主にしそ輝石普通輝石安山岩および同質火砕岩からなり、最上部には川尻凝灰岩部層・甲子安山岩部層が重なる。小出川層(500 m)は砂質凝灰岩、安山岩～流紋岩質火山岩、同質火砕岩、砂岩、泥岩などからなる

### ■ 3.4 中部中新統上部～上部中新統下部

本地質系統に属するのは、田山地域の田山層、一戸地域の留崎層、舌崎層、雫石西部地域の竜川層、小志戸前沢層、山津田層、雫石東部・北上低地帯地域の猪去沢層、川尻西部地域の小繫沢層、黒沢層、川尻東部地域の鈴鴨川層、綱取層、菱内層、前塚見山酸性火山岩、焼石岳地域の前川層、下嵐江層である。

これらのうち、「引張テクトニクスの時代の地層」に相当するのは、小繫沢層下部、鈴鴨川層および前川層である。小繫沢層(100～400 m)は、砂岩と泥岩を主体とし、下部に玄武岩(翁沢玄武岩部層)を伴う。下部から有孔虫化石帯N9～N11帯(15.2～13 Ma)と漸深海帯中部(2000～500 m)を示す微化石を産する。鈴鴨川層(100～500 m)は凝灰質塊状細～中粒砂岩を主体とし、礫岩や泥岩を伴う。下部に大規模スランプ相がみられる。前川層(400～450 m)はおもに砂質シルト岩、黒色頁岩、細粒砂岩からなり、中部に酸性安山岩質凝灰岩からなる小寒沢凝灰岩部層をはさむ。浅海帯(150～0 m)漸深海帯上部を示す貝化石が混合して産する。

「最大海進期の地層」に相当するのは、留崎層、竜川層、小繫沢層上部、綱取層および下嵐江層である。この時期は引張テクトニクスの時代が終了し、東北本州弧では日本海側を中心に緩慢な沈降が継続し、13～12 Ma ごろ

最大海進期をむかえた。「女川階の硬質頁岩」が堆積したのはこの頃である。留崎層(170~250 m)は砂岩を主体とする。川口頁岩部層や下斗米珪藻シルト岩部層を挟在し、最大海進が太平洋側まで及んだことを示している。竜川層(300 m)は坂本層ともいわれ、おもに硬質泥岩からなる。綱取層(100~200 m)は軽石質凝灰岩、凝灰質砂岩およびシルト岩互層からなる。有孔虫、貝および植物化石を産する。下嵐江層(400 m)は凝灰質砂岩、凝灰角礫岩および黒色頁岩からなる。分布域の東半部では酸性凝灰角礫岩からなる市野々原凝灰岩部層となる。浅海帯を示す貝化石を産する。

最大海進期の後の「広域的海退とカルデラ群の形成の時代の地層」に相当するのは、田山層、舌崎層、小志戸前沢層、山津田層、猪去沢層、黒沢層および菱内層である。田山層は一部溶結相を呈するデイサイト質凝灰岩類を主体とし、水冷層を示すデイサイト溶岩をはさむ。軽石凝灰岩を主体とし、泥岩・安山岩溶岩をはさむ上新田層状凝灰岩および溶結デイサイト質火砕岩からなる兄畑溶結凝灰岩を挟在する。小志戸前沢層(400 m)は小志戸前層ともいわれ、下部のシルト岩および上部の細~粗粒砂岩からなり、礫岩を伴う。雫石盆地北方の滝ノ上温泉層は竜川層と小志戸前沢層の北方延長である。山津田層(400~500 m)はシルト岩や凝灰質砂岩からなり、植物化石(御

明神植物化石群)や汽水域~浅海帯の貝化石を産する。猪去沢層(700 m)は、下猿田層、男助層および矢櫃層をあわせたものに相当し、デイサイト質火砕岩・凝灰質砂岩・シルト岩互層からなり、塊状デイサイト質火砕岩からなる男助部層をはさむ。黒沢層(400 m)は砂岩やシルト岩からなり、浅海帯を示す貝化石を産する。菱内層は凝灰質砂岩・シルト岩・泥岩互層からなる。浅海帯の貝化石や植物化石(菱内植物化石群)を産する。

### 3.5 上部中新統上部~鮮新統および更新統

本地質系統は、田山地域の五ノ宮嶽層、荒屋層、高倉山安山岩、椋内層(更新統)、一戸地域の久保層、斗川層、雫石地域の舩沢層、川尻西部地域の花山層、川尻東部地域の石羽根層、竜の口層、本畑層、岩崎新田層、萱刈場層(更新統)、百岡層(更新統)が属する。いずれも「広域的海退とカルデラ群の形成の時代の地層」に相当する。五ノ宮嶽層(200 m)は植物化石を産する湖成堆積物からなり、荒屋層の下部に相当する。荒屋層(200~300 m)は石英安山岩や安山岩溶岩からなり、一部に溶結凝灰岩を挟在する。椋内層(100 m)は安山岩質の非溶結または溶結凝灰岩からなる。本層は北上低地帯地域の渋民溶結凝灰岩に相当する。久保層(150~300 m)は軽石凝灰岩をはさむ砂岩からなる。斗川層(230 m)は砂岩・泥岩互層を

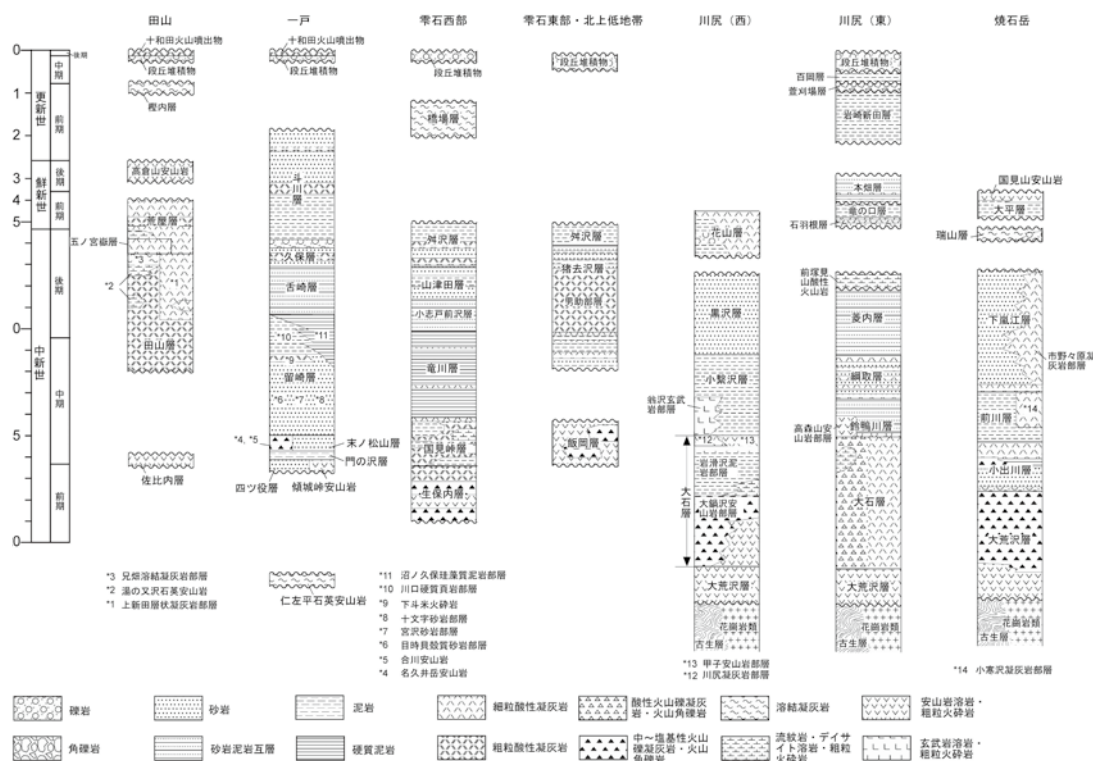


図3 岩手県新生代の代表的柱状図  
北村編(1986)、大石ほか(1996)、建設技術者のための東北地方の地質編集委員会(2006)に基づき作成



主体とし、シルト岩、砂岩、礫質砂岩、泥炭などはさむ。舩沢層(200 m)は凝灰質シルト岩・砂岩互層からなる湖成堆積物層で、植物化石(御所植物化石群)や昆虫化石を産する。花山層は礫岩、砂岩、シルト岩、酸性凝灰岩、亜炭およびデイサイト質溶岩からなる。

中新世最末期～前期鮮新世に形成された川舟カルデラに関連した地質は、基盤由来の高下川岩塊、カルデラ内火砕岩からなる赤沢凝灰岩、カルデラ壁由来の岩屑なだれ堆積物である楷倉山角礫岩、湖成層からなる川舟層、流紋岩からなる高平山溶岩およびデイサイトからなる黒森山溶岩である。

北上低地帯西縁では猪去沢層の上位に志和層が重なる。小坂ほか(2011)によると、志和層は下～中部と上部に区分され、両者は不整合の関係にあるとしている。下部はシルト岩、デイサイト質火山岩、安山岩質火山岩からなり、中部は砂岩・シルト岩互層からなり、これらは下部鮮新統から下部更新統に相当するとしている。上部は砂礫からなり、中部更新統に属するとしている。

石羽根層、竜の口層、本畑層、岩崎新田層、萱刈場層および百岡層は、北上低地帯西縁夏油川下流域で従来「本畑層」として一括されていた地層群を再区分したものである(大石ほか;1996、1998)。石羽根層(15～60 m)は礫岩、砂岩、泥岩および亜炭からなる。竜の口層(40 m)は泥岩からなり、砂岩をはさむ。竜の口動物化石群を産する。本畑層(70～180 m)は礫岩、砂岩を主体とし、泥岩、亜炭、凝灰岩をはさむ。岩崎新田層(240 m)は泥質砂岩を主体とし、砂岩、亜炭、凝灰岩、角礫岩をはさむ。萱刈場層(200 m)は角礫岩からなり、百岡層(10 m)は塊状泥岩からなる。

### ■ 3.6 第四紀火山

岩手県には八幡平、岩手山、秋田駒ヶ岳、栗駒山などの第四紀火山がある。八幡平火山は、主に安山岩の成層火山群から構成される。約6000年前と7000～9000年前の火山灰が報告されている(和知ほか、2002)。岩手山は、東岩手火山および西岩手火山の2成層火山からなり、玄武岩～安山岩質岩石から構成される。基盤岩は洪民溶結凝灰岩(1.5～0.7Ma)である。約6000年前に東岩手火山の山頂部が崩壊し、山頂部には馬蹄形カルデラが形成され、山麓部には平笠岩屑なだれ堆積物が流出した。平笠岩屑なだれ堆積物は北上川を南流し、現在の盛岡市まで到達している(土井、2000)。その後、馬蹄

形カルデラ内に火山体が成長し、現在の薬師岳を形成する噴火が続いている(図4)。西岩手火山でも約7000年前以降に、やや規模の大きい水蒸気爆発が少なくとも4回発生している(土井、2000)。文献に残る噴火活動は、1686年の山頂噴火と1732年の東山腹から噴火した焼走り溶岩流がある(細井ほか、1993;伊藤、1998)。秋田駒ヶ岳は、玄武岩～安山岩の成層火山で、山頂部には、北部カルデラ(1.2 km×1 km)と南部カルデラ(3 km×2 km)が隣接している。主成層火山期に山体北部が崩壊し、西方に岩屑なだれ堆積物を発生させた(Ui et al.、1986;土井ほか1997)。約13000年以降、南部カルデラと北部カルデラが形成され、このときの噴火により小岩井軽石と柳沢軽石を噴出した(和知ほか、1997)。北部カルデラは主成層火山の崩壊跡に形成された。1970～1971年には南部カルデラ内の中央火口丘の一つである女岳から溶岩流やスコリアを噴出した。栗駒山は安山岩の成層火山で、火山体を形成している噴出物から得られる最新の年代値は約11万年前で、剣岳をなす最新の溶岩ドームは数万年以内に噴火した可能性がある(藤縄ほか、2001)。山頂付近や山頂北側斜面に堆積している火山灰の分析から、約6100年前以降に4回の水蒸気爆発があった報告されている(熊井・林、2002)。

### ■ 3.7 活断層

岩手県における活断層は、折爪断層、雫石盆地西縁-真昼山地東縁断層帯および北上低地西縁断層帯が知られている(地震調査研究推進本部による)。

折爪断層は葛巻町北部から青森県倉石村に至る、北北西-南南東に47 kmの西側隆起の逆断層と推定されている。第四紀後期の活動については不明な点が多く、今後の研究が待たれる。

雫石盆地西縁-真昼山地東縁断層帯は雫石盆地西縁から真昼山地東縁へと延びる北北東-南南西方向の断層帯であり、雫石町玄武洞付近から同町鶯宿に至る雫石盆地西縁断層帯と、雫石町南西部から秋田県山内村に至る真昼山地東縁断層帯からなる。両者とも、北北東-南南西方向の西側隆起の逆断層で、長さはそれぞれ17 km、38 kmである。真昼山地東縁断層帯の北部は、1896年陸羽地震の際に横手盆地東縁断層帯北部や駒ヶ岳西麓断層群の一部とともに活動した。真昼山地東縁断層帯は、Sato et al. (2002)によれば、正断層として

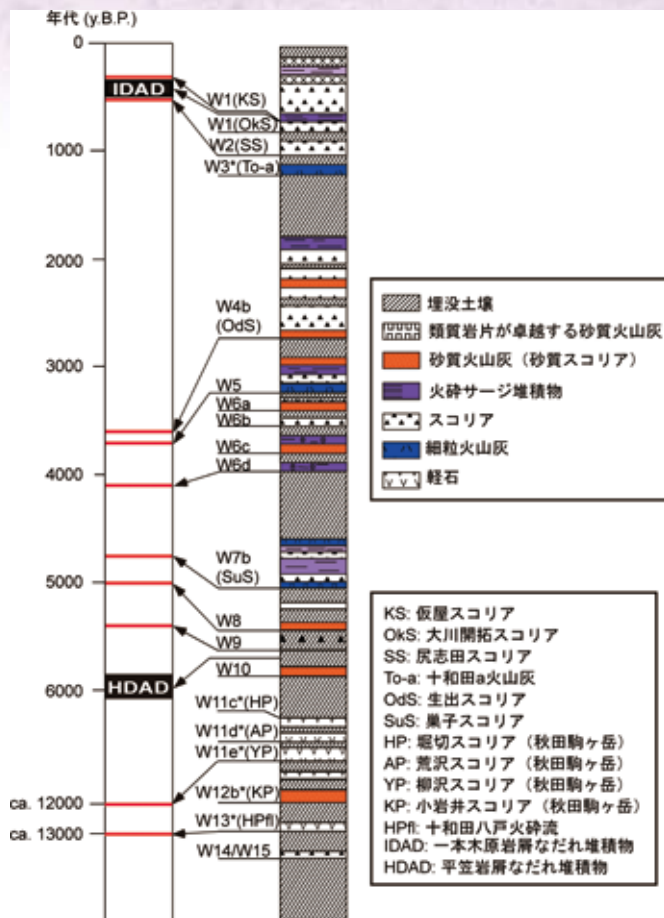


図4 岩手山分かれ火山灰の層序  
\*は岩手山以外の火山を給源とする火山灰を示す。

形成された断層が圧縮応力場のもとで逆断層として再活動しているとされている。雫石盆地西縁断層帯は、1998年の岩手県内陸北部の地震(M 6.2)により、本断層帯の一部が地表地震断層として出現し、篠崎地震断層と名付けられた(越谷ほか、1998)。

北上低地西縁断層帯は奥羽脊梁山地東縁部に位置し、矢巾町から奥州市の胆沢扇状地に至る、南北方向の長さ62 kmの断層帯である。本断層帯はおもに複数の西側隆起の逆断層により構成される。この断層帯を構成する出店断層を横切る反射法地震探査により、地下深部構造が明らかになってきている(Kato et al., 2006; 齊藤ほか、2008)。それらによると、出店断層の深部形態から、初期には半地溝の境界をなす西傾斜の正断層として形成された断層が、圧縮応力場において逆断層として再活動していると判断される。この半地溝の境界をなす複数の断層が出店断層と同様の方向に認められる。また、2008年岩手宮城内陸地震は、この北上低地西縁断層帯と認識されていたところより、西側の地形的に山地の東縁を画する断層に沿って発生した。

## ■ 「先新第三系」に関する文献

永広昌之、1989、第2章中・古生界、(2) 南部北上帯、(2)-5 ペルム系日本の地質2『東北地方』、23 -31、共立出版。

Ehiro, M., 2001, Origins and drift histories of some microcontinents distributed in the eastern margin of Asian Continent. *Earth Science*, 55, 71-81.

Ehiro, M. and Kanisawa, S., 1999, Origin and evolution of the South Kitakami Microcontinent during the Early-Middle Palaeozoic. In Metcalfe, I., ed., *Gondwana dispersion and Asian accretion*, 283-295. A.A. Balkema, Rotterdam.

永広昌之・川村信人・川村寿郎、2005、II.1.1 東北地方、中・古生界、概説および構造帯区分。日本の地質増補版、共立出版、49-50p。

永広昌之・大上和良・蟹沢聡史、1988、“早池峰構造帯”研究の現状と課題。地球科学、42、317-335。

永広昌之・山北 聡・高橋 聡・鈴木紀毅、2008、安家一久慈地域の北部北上帯ジュラ紀付加体。地質雑、114、補遺、121-139。

濱野幸治・岩田圭示・川村信人・北上古生層研究グループ、2002、早池峰帯緑色岩中の赤色チャートから得られた後期デボン紀コノドント年代。地質雑、108、114-122。

蟹沢聡史・永広昌之、1997、南部北上帯西縁部の先デボン紀正法寺閃緑岩—その岩石学と K-Ar 年代—。岩鉱、92、195-204。

蟹沢聡史・永広昌之・大上和良、1992、松ヶ平—母体変成岩類中の角閃岩類の K-Ar 年代とその意義。岩鉱、87、412-419。

川村信人、1983、南部北上山地のシルル系奥火の土層と先シルル紀花崗岩体。地質雑、89、99-116。

小林靖広・高木秀雄・加藤 潔・山後公二・柴田賢、2000、日本の古生代花崗岩類の岩石化学的性質とその対比。地質学論集、56、65-88。

御前明洋・永広昌之、2004、南部北上山地、気仙沼北上八瀬—飯森地域の中部ペルム系。地質雑、110、129-145。

Mori, K., Okami, K. and Ehiro, M., 1992, Paleozoic and Mesozoic sequences in the Kitakami Mountains (29th IGC Field Trip A05). In Adachi, M.・Suzuki, K., eds., 29th IGC Field Trip Guide Book Vol. 1, Paleozoic and Mesozoic Terranes:



- Basement of the Japanese Islands Arcs, 81114, Nagoya University, Japan.
- 村田正文・蟹沢聰史・植田良夫・武田信従, 1974, 北上山地シルル系基底と先シルル系花崗岩体. 地質雑, 80, 475-486.
- Murata, M., Okami, K., Kanisawa, S. and Ehiro, M., 1982, Additional evidence for the Pre-Silurian Basement in the Kitakami Massif, Northeast Honshu, Japan. Mem. Geol. Soc. Japan, 21, 245-259.
- 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.
- 大澤正博・中西 敏・棚橋 学・小田 浩, 2002, 三陸～日高沖前弧堆積盆の地質構造・構造発達史とガス鉱床ポテンシャル. 石油技協誌, 67, 38-51.
- 下條将徳・大藤 茂・柳井修一・平田岳史・丸山茂徳, 2010, 南部北上帯古期岩類の LA-ICP-MS U-PB シルロン年代. 地学雑誌, 119, 257-269.
- Suzuki, N., Ehiro, M., Yoshihara, K., Kimura, Y., Kawashima, G., Yoshimoto, H. and Nogi, T., 2007, Geology of the Kuzumaki-Kamaishi Subbelt of the North Kitakami Belt (a Jurassic accretionary complex), Northeast Japan: Case study of the Kawai-Yamada area, eastern Iwate Prefecture. Bull. Tohoku Univ. Mus., 6, 103-174.
- Takahashi, S., Yamakita, S., Suzuki, N., Kaiho, K. and Ehiro, M., 2009, High organic carbon content and a decrease in radiolarians at the end of the Permian in a newly discovered continuous pelagic section: a coincidence? Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., 271, 1-12.
- Tsuchiya, N. and Kanisawa, S., 1994, Early Cretaceous Sr-rich silicic magmatism by slab melting in the Kitakami Mountains, northeast Japan. Jour. Geophys. Res., 99, 22205-22220.
- 土谷信高・和田元子・木村純一, 1999, 北部北上帯に産する緑色岩類の岩石化学的特徴. 地質学論集, 52, 165-179.
- 内野隆之・川村信人・川村寿郎, 2008, 北上山地前期石炭紀付加体「根田茂帯」の構成岩相と根田茂帯・南部北上帯境界. 地質雑, 114, 補遺, 141-157.
- 内野隆之・栗原敏之・川村信人, 2005, 早池峰帯から発見された前期石炭紀放射虫化石—付加体砕屑岩からの日本最古の化石年代—. 地質雑, 111, 249-252.
- 「新第三系・第四系」に関する文献
- 土井宣夫・菅野康隆・東野桂一・越谷 信・矢内桂三, 1997, 秋田駒ヶ岳起源の先達川岩屑なだれ堆積物について, 地球惑星科学関連学会1997年合同大会, 807.
- 土井宣夫(2000, 岩手山の地質—火山灰が語る噴火史—(5万4千分の1地質図付), 滝沢村文化財調査報告書第32集, 滝沢村教育委員会, 234p
- 藤縄明彦・藤田浩司・高橋美保子・梅田浩司・林信太郎(2001, 栗駒火山の形成史, 火山, 46, 269-284.
- 早川典久・舟山裕士・斎藤邦三・北村 信, 1954, 岩手県地質説明書, 岩手県北上山地西縁より脊梁山地に亘る地域の第三系の地質, 岩手県, 97pp.
- 細井 計・伊藤順一・高橋清明, 1993, 岩手火山の享保16-17(1732)年における噴火活動に関する新史料の発見とその意義—盛岡藩「雜書」より—, 岩手大学教育学部研究年報, 53, 1-8.
- 伊藤順一, 1998, 文献史料に基づく, 岩手火山における江戸時代の噴火活動史, 火山, 43, 467-481
- (株)長谷地質調査事務所, 1981, 北上川流域地質図(二十万分の一)・説明書, 307pp.
- 鎌田耕太郎・秦 光男・久保和也・坂本 亨, 1991, 20万分の1地質図幅「八戸」, 地質調査所。
- Kato, N., Sato, H., Umino, N., 2006, Fault reactivation and active tectonics on the fore-arc side of the back-arc rift system, NE Japan. Journal of Structural Geology, 28, 2011-2022.
- 建設技術者のための東北地方の地質編集委員会, 2006, 建設技術者のための東北地方の地質, 東北地方デジタル地質図20万分の1及び解説書, 408pp, (社)東北建設協会。
- 北村 信, 1959, 東北地方における第三紀造山運動について—(奥羽脊梁山脈を中心として)—, 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 第49号, 1-98.
- 北村 信編, 1986, 新生代東北本州弧地質資料集, 3巻, 宝文堂。
- 小坂英輝・楮原京子・今泉俊文・三輪敦志・吉田春香・齊

- 藤華苗・儘田 豊、2011、北上低地西縁断層帯・南昌山断層群の断層変位地形と断層露頭、活断層研究、34、13-22。
- 越谷 信・大石雅之・野田 賢・奥寺勇樹・加藤貴史・滝口真一・三田地喜之・嶋守真紀・齋藤徳美・矢内桂三・平野信一・澤 祥・福留高明・佐藤比呂志・大槻憲四郎・長濱裕幸・中村教博・土井宣夫・東郷正美・栗田泰夫・吉岡敏和、1998、1998年9月3日岩手県内陸北部の地震に伴う地震断層、活断層研究、17、9-20。
- 木村勝弘、1985、油田地域における基盤の地史的な構造変化の研究、昭和59年度石油開発技術センター年報、16-18。
- 木村勝弘、1986、東北地方第三系の放射年代層位、月刊地球、8、370-375。
- 熊井修一・林信太郎、2002、栗駒火山の完新世テフラー 明治から存在していた昭和湖ー、地球惑星科学関連学会合同大会予稿集、V032-P008。
- 日本の地質「東北地方」編集委員会編、1989、日本の地質 2東北地方、338pp、共立出版。
- 日本の地質増補版編集委員会編、2005、日本の地質増補版、374pp、共立出版。
- 大石雅之・吉田裕生・金 光男、1998、北上低地帯、和賀川・夏油川流域の鮮新・更新統、岩手県立博物館調査研究報告書ー北上低地帯の鮮新・更新統の地質と年代ー、14、5-20。
- 大石雅之・吉田裕生・金 光男・柳沢幸夫・杉山了三、1996、北上低地帯西縁に分布する鮮新・更新統の地質と年代:いわゆる”本畑層”の再検討、地質雑、102、330-345。
- 大上和良・松坂裕之・土井宣夫・越谷 信・大口健志、1990、脊梁山地東縁部、盛岡市ー花巻市西方に分布する中新統の層序について、地球科学、44、245-262。
- 大沢 あつし・須田芳朗、1978、20万分の1地質図幅「弘前及び深浦」。地質調査所。
- 大沢 あつし・須田芳朗、1980、20万分の1地質図幅「秋田及び男鹿」、(独)産業技術層が黄研究所、地質調査総合センター。
- 大沢 あつし・広島俊男・駒澤正夫・須田芳朗、1988、20万分の1地質図幅「新庄及び酒田」、地質調査所。
- 斉藤秀雄・阿部進・白石和也・佐藤比呂志・越谷信・加藤直子・川中卓、2008、北上低地帯横断地殻構造探査について、物理探査学会第118回学術講演会論文集、127-130。
- Sato, H., Hirata, N., Iwasaki, T., Matsubara, M., Ikawa, T., 2002, Deep Seismic Reflection Profiling across the Ou Backbone Range, Northern Honshu Island, Japan. Tectonophysics , 355, 41-52.
- 須藤 茂・石井武政、1987、雫石地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)、地質調査所、143p。
- 竹内 誠・鹿野和彦・御子柴(氏家)真澄・中川 充・駒澤正夫、2005、20万分の1地質図幅一関」、地質調査所。
- 東北地方土木地質図編纂委員会、1988、東北地方土木地質図・解説書、461pp。
- Ui, T.・Yamamoto, H.・Suzuki-Kamata, K., 1986, Characterization of debris avalanche deposits in Japan. J. Volcanol. Geoth. Res., 29, 231-243.
- 和知 剛・土井宣夫・越谷 信、1997、秋田駒ヶ岳のテフラ層序と噴火活動、火山、42、17-34
- 和知 剛・千葉達朗・岡田智幸・土井宣夫・越谷 信・林信太郎・熊井修一(2002、八幡平火山起源の完新世テフラ、地球惑星科学関連学会2002年合同大会、V032-P005。
- 吉田 尚・大沢 あつし・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。