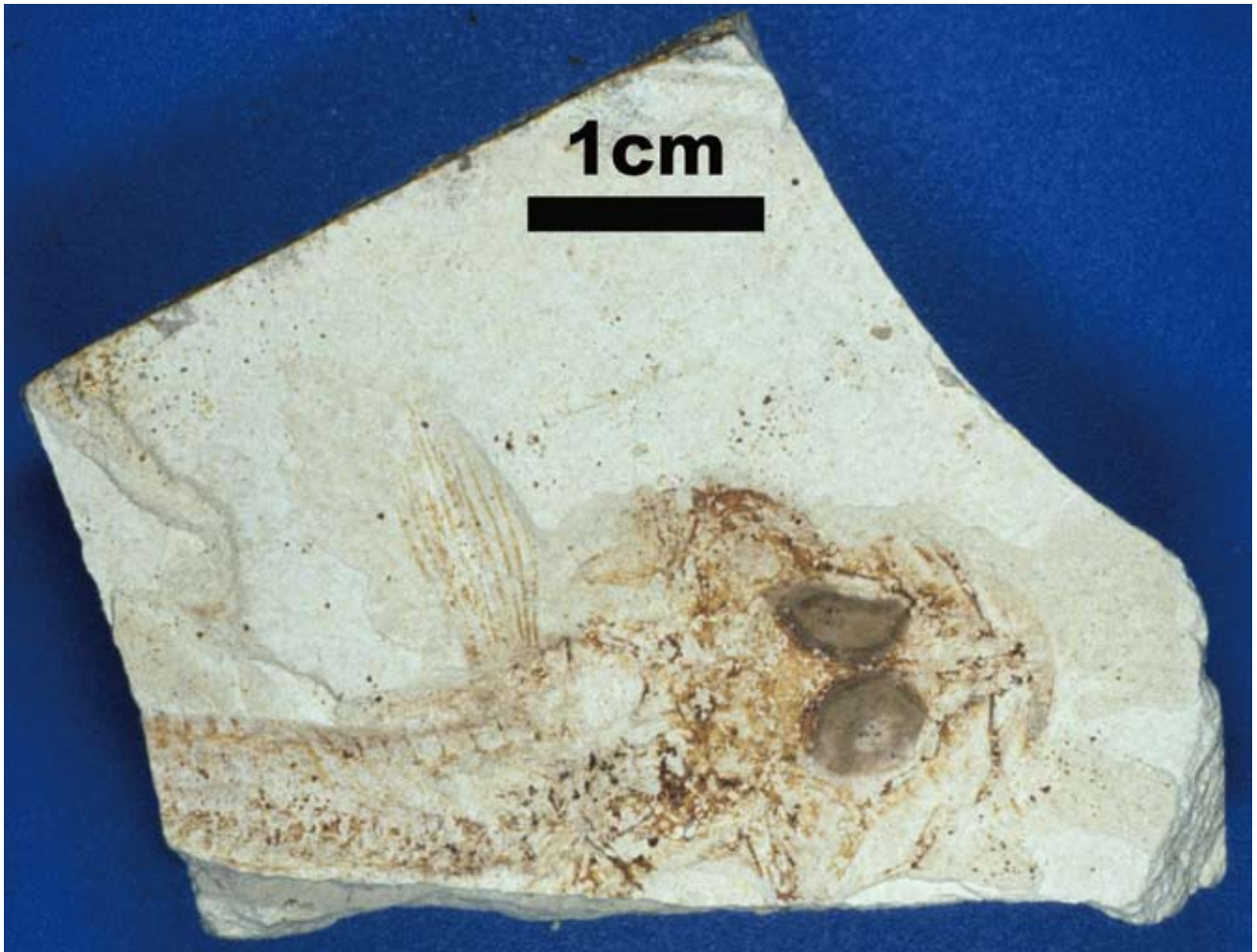
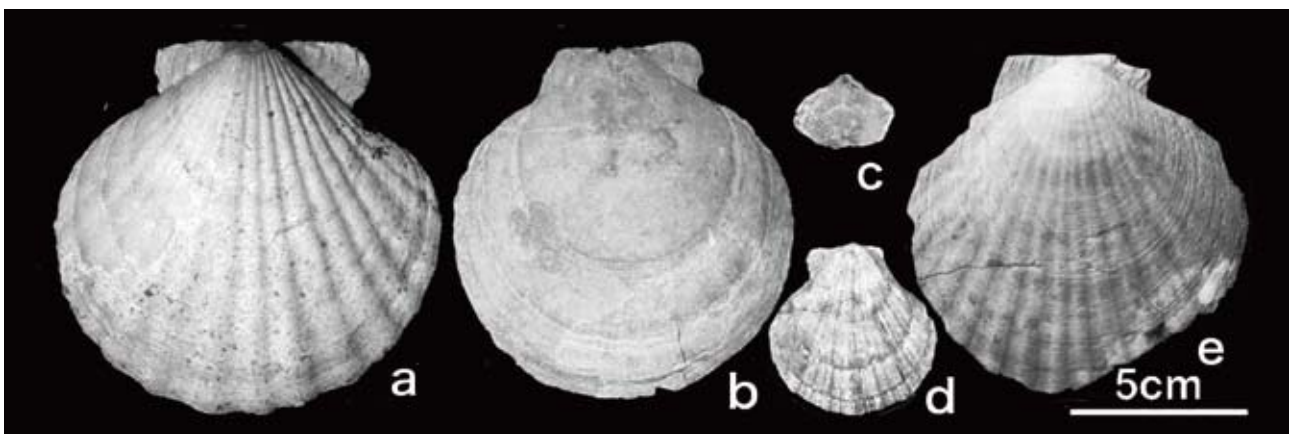


山形県の地質

山形大学理学部地球環境学科 山野井 徹



口絵-1 陸化期の化石(山形県村山市樽石産) 鮮新世、「新庄湖」の南部淡水域に生息していたカジカの仲間



口絵-2 浅海の化石(山形県寒河江市上野産) 中世期の後期、内湾状の浅海の化石
a. マツモリホタテ、b. マツモリツキヒ、c. 腕足類、d. コシバニシキ、e. オガサワラホタテ

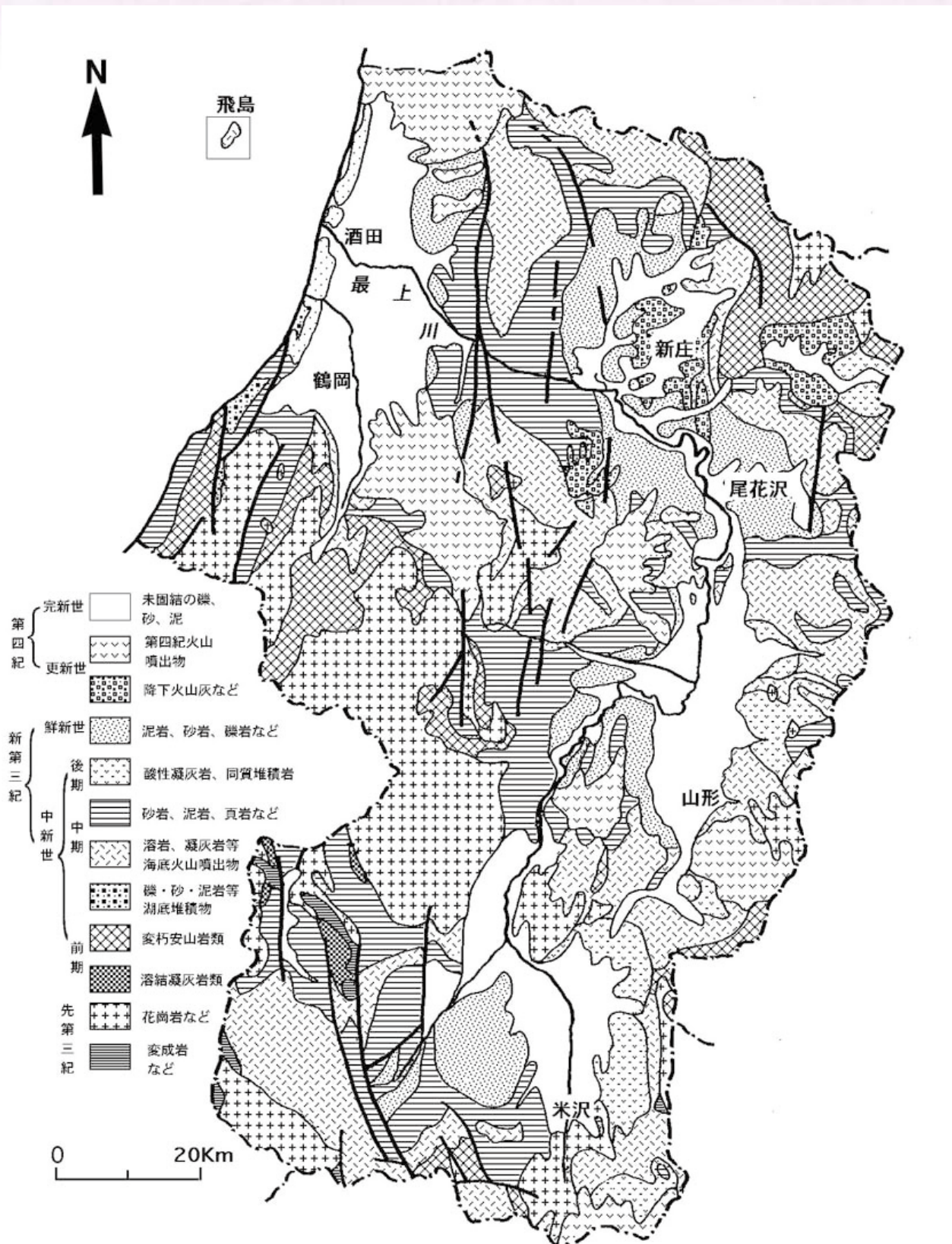


図-1 山形県の地質図(概略)

1 地形・地質概要

1.1 地形概要

山形県は日本海側に面し、出羽山地の南部で新潟県、東は奥羽山脈で宮城県、北は丁岳山地で秋田県、南は飯豊山地で福島県とそれぞれ接している。こうした山形県の地形は出羽山地を境に庄内と内陸部に分けられる。内陸部はさらに新庄、山形、米沢の盆地に分けられる。庄内は鶴岡の湯野浜より北は海岸砂丘が発達し、その陸側は庄内平野を作るのに対し、南側の海岸は磯となり、陸側は山地となっている。こうした主要な地形の配列は、ほぼN20°E方向の複褶曲による奥羽山脈と出羽山地の隆起、それに直交する丁岳山地、飯豊山地などの隆起とによって作られたものである。

こうした地形は第三紀の末期に始まる「第一期圧縮変動」によってその原形が作られ、第四紀中期以降の激しい構造運動である「第二期圧縮変動」によって現在見られるに至った(山野井, 2004)、(図2)。

1.2 地質概要

山形県の地質図の概略は図1に、地史の概要は図2に、それぞれまとめた。

基盤の地塊(中生界)は棚倉構造線で西側の足尾帯と東側の阿武隈帯分かれるが、その北方延長に関する地帯区分の議論が行われている(島津, 1964; 高橋, 1999; 滝口・田中, 2001など)。こうした基盤の上に新第三系が重なるが、それらは陸域(湖域)→浅海→深海→浅海の堆積相をみせているほか、中新世後期以降は奥羽山脈でのカルデラ火山の多発や、その噴出物のタービダイトとしての堆積が特徴となっている。第四系は、下部は新第三紀の海が狭められて湖域(陸域)となった場所での堆積物が主体であるが、上部は、河岸段丘堆積物、ローム質層、クロボク土層などがある。なお、更新世の中期以降の第二期圧縮変動後は、山地と低地の対照が著しくなり、山地の激しい侵食と盆地を埋める堆積物が形成された時期でもある。

以下に各時代の地質について述べるが、山形県では特に新第三系の発達が良好である。そこで、新第三系に関しては、各堆積時期に特徴的に発達している地層を地史的に取り上げてみたい。

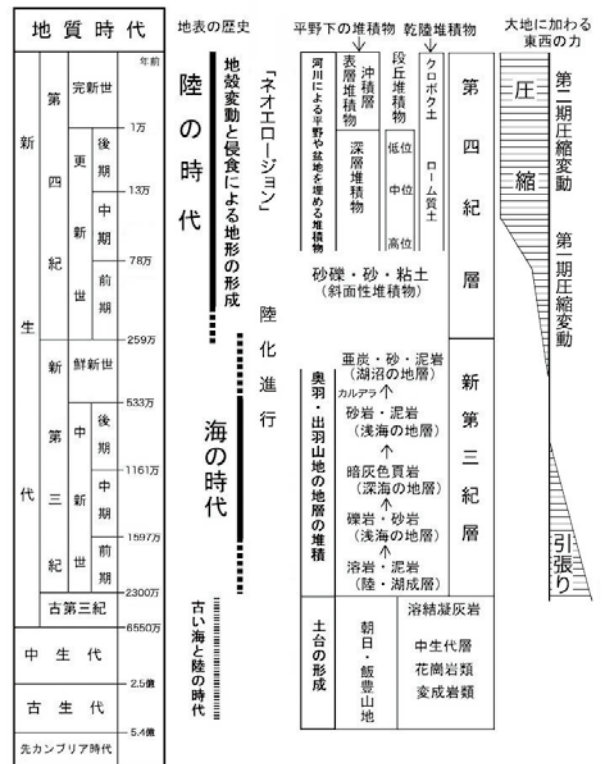


図-2 山形県の地質史(概略)

2 中・古生界

基盤をなす花崗岩類が、飯豊山地、朝日山地にやや広く露出するほか、奥羽山脈、白鷹山地などにも狭い分布が見られる。小国地域には足尾帯の堆積岩としてのジュラ系の存在が知られるようになった(金井ほか, 2002) (図3)。



図-3 ジュラ紀の頁岩(弱変成) 国道113号線,箱ノ口橋西

3 古第三系

飯豊山周辺の花崗岩類では、57～24MaのK-Ar年代が得られ、それらが古第三紀の形成であったことが知られている(高橋ほか, 1996)。

4 新第三系

4.1 海進前の新第三系

中生代末からユーラシア大陸の東にあった古日本列島はその後の古第三紀を通して、前弧側の東縁の一部が内湾や浅海になることはあっても、背弧側の山形は陸のままであった。新第三紀にはいると古日本列島は太平洋側に引っ張られる力が働き、正断層活動により断裂が生じた。すなわち、断層によって落ち込んだ低地として地溝(グラベン)が生じた(Sato,1994)。山形県での主要な地溝は、庄内の田川地域の沖(山路,1989)、小国西部(幡谷、大槻1991)、それに大井沢地域に生じた(図4)。地溝には陸水がたまり、一部は湖となった。これらの湖を「田川湖」、「小国湖」、「大井沢湖」と仮称するが、それぞれの湖成層は周囲の環境を反映した特有の堆積相を記録している。



図-4 海進前の陸の時代 (Sato,1994 に加筆) 引張り応力によって地溝が生じ、その一部は湖となった

「田川湖」の堆積物は、鶴岡市湯野浜温泉より南の海岸に礫を造る岩石として良好に露出している。由良付近



図-5 「田川湖」の堆積物(砂岩泥岩互層) 加茂水族館南の磯でみられる五十川夾炭層

では海岸部で見られる田川湖堆積物の最下位が露出している。ここから海岸を北上すると順次上位の地層が露出するが、白山島でも上位の地層を見ることができる。白山島の東端のトンネル口付近では薄い石炭層を挟む泥岩が露出している。湖が静かな堆積をし、陸域の植物が堆積したものである(油戸夾炭層)。しかしその上位の白山島を構成する岩石は、安山岩を主体とした極めて不淘汰な角礫岩で、当時の陸側にあった火山体の斜面から岩屑なだれか土石流のような激しい動きを伴って流入した堆積物である。海岸の由良温泉を北上し、鶴岡市浄化センター付近の浜には泥岩、砂岩を主体とした油戸夾炭層が露出するが、湖底での比較的静かな堆積物である。こうした泥質な堆積物からは、しばしば、植物化石が産出する。冷温帯の植物を主体とした「阿仁合型植物群」と呼ばれている。さらに北の油戸付近の礫岩は、白山島の角礫岩と同時期のものであるが、円礫が多くなる。背後の山地から急激に流入した土石流状の堆積物の集合した地層である。さらに上位の湖成層は加茂水族館の南の磯を構成する泥岩、砂岩、礫岩の互層からなる五十川夾炭層である(図5)。この地層は水流の影響を受けた河口付近の堆積物である。なお、田川湖のより内陸部の岸辺の湿地では石炭層が形成されていた。

西川町大井沢付近では変朽安山岩などの安山岩質火山噴出物は一括して竜ヶ岳層とされていたが、この一部に水中形成相が認められる。桧原の寒河江川左岸の河床には、玄武岩や安山岩の亜角礫とそれを埋める不淘汰な泥質の基質からなる泥流堆積物が見られる。これらは陸域の火山斜面から大井沢の地溝の湖に流入した堆積物である。さらにより北方で寒河江川が西に流路を変え



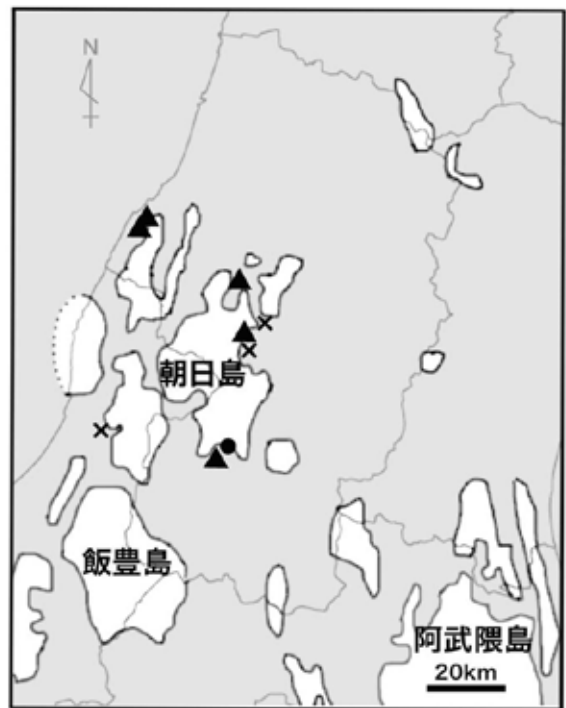
図-6 「大井沢湖」の堆積物(砂岩泥岩互層で、炭層を伴う) 現在は寒河江ダム湖底に沈む

る付近の右岸では寒河江ダムの建設に伴って薄い炭層を夾む砂岩、泥岩互層の大露頭が出現したが、現在はダム湖に没している(図6)。また、志津温泉周辺の2008年の国土交通省の地すべり調査のいくつかのボーリングコアで筆者は月山の火山噴出物の下位(地表下数10m)に泥岩を主体とした夾炭層を観察し、湖成層の存在を確認している。このように、大井沢の北方ではダム湖や月山火山噴出物に被われて露出は良くないが、当時の湖成層が、かなり広く分布していると考えられる。

小国町箱口の国道113号線、箱口橋の北西側に採石場跡の大露頭があり、ジュラ系(金井ほか、2002)の黒色頁岩が露出している(図3)。山形県で見られる最古の堆積岩であるが、この岩体はすぐ北側の高坂断層によってジュラ系を貫く花崗岩体とともに上昇したものである(幡谷・大槻、1991)。それにより西側の小国市街地側に傾斜する地溝が形成された(図4)。この地溝にむけて周囲の地表の侵食物が運び込まれた。水沢西方の横川が曲流する北岸の崖では直径1mを超える花崗岩の巨礫を交える礫岩が見られる。さらに下流側の松岡に近い右岸では変朽安山岩や花崗岩礫からなる土石流状の堆積物が見られる。これらの巨礫を含む地層は眼鏡橋層と呼ばれ、当時の地溝を急激に埋める堆積物として最大500mの厚さで発達している(山形県、1972)。さらに上位層はより小径の礫岩や砂岩、泥岩からなる湖成層を主体とする小国層が重なる。この湖成層からは暖温な植物群集である台島型植物群が産出する(山形県、1972)。

4.2 海進期の新第三系

古日本列島は引き続き引張り応力によって大陸と離れていくが、全般的な沈降と温暖化により、海水面の相対的な上昇となって、東北日本一帯は北上や阿武隈のやや大きな島を残して浅海となった。西南日本でも同様な海進が認められ、熱帯・亜熱帯的な動植物群集が伴うことから、この時期は「熱帯海中気候事件」(土、1986)、あるいはこの暖かな時期が17-16Ma 前頃の短い期間であったとして、「Tropical spike」(Itoigawa,1989)とも呼ばれている。



■ 海域 □ 陸域 ● マングローブ

▲ 八尾一門ノ沢 群集

× *Miogypsina* or *Operculina*

図-7 海進期の浅海の時代 16Ma 前頃の暖かな時期の海進により浅い多島海となった。沿岸の干潟にはマングローブ沼が形成されるなど、熱帯・亜熱帯的な動植物が生息していた。

山形県の周辺では図7のように「朝日島」や「飯豊島」などからなる多島海が出現した。こうした島々の沿岸部の堆積物は砂岩を主体とするが、特に産出する動植物化石は、当時の環境が暖温であったことを示している。

庄内地域南部では「田川湖」の湖成層である善法寺層を浅海層の大山層がおおう。大山層は高館山丘陵の西縁で凝灰質砂岩を主体とした泥岩との互層で固結度は低い。平野の東部の井岡、湯田川方面では砂岩泥岩互層に細礫を伴い、赤色風化が著しい。大山地区の上池、

菱津付近では貝化石として、熱帯～亜熱帯の干潟群集を含む八尾一門ノ沢動物群が報告されている(Ogasawara and Tanai, 1952; 西田・茅原 1966、Ogasawara and Nagasawa, 1992)

大井沢地域では月山沢砂岩部層(月山沢層)が分布している。この地層からは暖海に生息するとされる大形有孔虫の *Miogypsina* や *Operculina* が産出している(Hanzawa, 1935; 大森ほか, 1955; 齋藤, 1982)。また、長澤ほか(2000)は寒河江ダム上流河床から *Vicarya* を含む八尾一門ノ沢群集の産出を報告している。こうした、大井沢の同層の花粉組成は常緑カシを主体とし、*Liquidambar* (フウ)を伴う暖温な NP-2 花粉化石帯(台島型植物群に対応)を示す(森、山野井, 2004)。

そのほか奥羽山脈側では上山市の蔵王温泉や萱平でカキなどの浅海の貝化石が産出している(齋藤, 1985、神保 1968)。

小国町東部では明沢川流域などに砂質泥岩を主体とする明沢橋層が浅海の地層として広く分布している(図 8)。明沢層からは貝化石として *Vicarya* 等を含む八尾一門ノ沢動物群が報告されている(阿部ほか, 2006)。山野井ほか(2008)は明沢層のカキ化石産地からマングローブ植物であるメヒルギの花粉化石を発見し、当時が亜熱帯的な環境にあったことを裏付けた。



図-8 海進期の浅海堆積物の明沢橋層 小国町の国道 113 号線, 明沢橋南, ×印は干潟の貝化石が産出

なお、隣接する新潟県村上市釜杭では *Miogypsina* や *Operculina* が産出している(藤本, 1934)。また、村上市から胎内市に分布する釜杭層(津川層)は花崗岩などの基盤岩にアバットするが、その最下部の基底堆積物や基盤岩の表層部に赤色土化が認められていて(Tsuda et al., 1977)、熱帯域の成帯性土壌としてのラテライト様風化物を示唆している。

■ 4.3 深海期の地層

15Ma 前頃になると沈降が急激に進行し、海域の拡大と深海化が進んだ。山形県やその周辺は図 9 のように、ほとんど海底下にあったと考えられている(Sato, 1994)。深海底では還元的になったため、泥質堆積物は黒色～灰色となり、その後の圧密や珪化も加わって硬質な頁岩となった。これらは一般に硬質頁岩(hard shale)と呼ばれているが、細かな岩相は地域によって異なる。すなわち、庄内北部や最上の出羽山地の草薙層

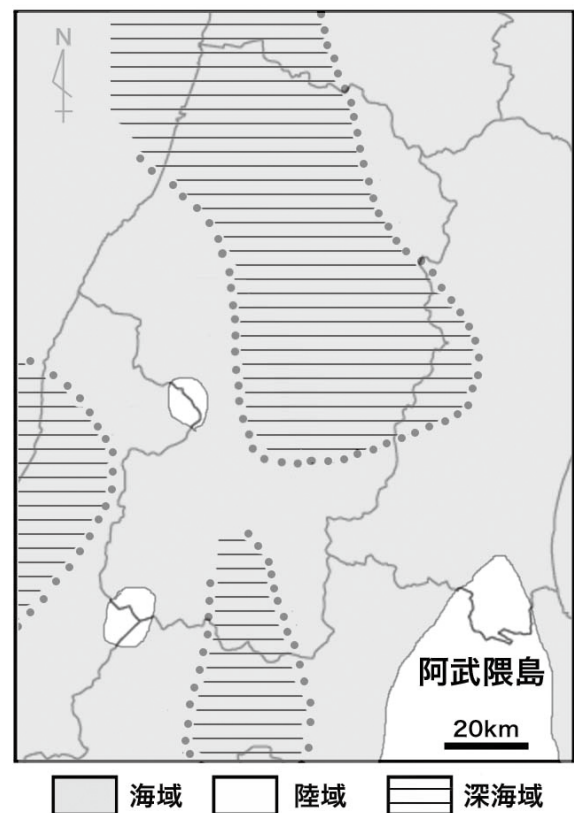


図-9 深海の時代(Sato, 1994 に加筆) ほぼ全域が海底に没し、その多くは深海となった。

は硬質頁岩が凝灰岩と互層する(大沢ほか, 1986)。山形盆地西部の本道寺部層は灰色を主体とした硬質頁岩で、下部は比較的塊状、上部は白黒縞状となり、ときに凝灰岩を挟む(山形県, 1979)(図 10)。

置賜地方の沼沢層や綱木川層の硬質頁岩は下部で板状の葉理が発達するが、上位はやや塊状となって凝灰岩層と互層する(山形県, 1970, 1971)。化石に乏しいが、ときに、魚鱗、魚骨、小型貝化石(タテイワツキヒ)、長さ数 cm の細管状の「マキヤマ」(海綿動物)等が見られる。

こうした硬質頁岩層の上位は、より軟質な泥岩層へと移り、タービダイトによって運び込まれた厚い火山碎屑物

を挟んだり、互層するようになる。こうした堆積物の増加は、10Ma 前頃から火山活動によって高まった場所から堆積盆への海底地すべりが多発したことを意味する。



図-10 深海堆積物(硬質頁岩, 本道寺層) 五百川峡, 白鷹町鮎茶屋付近

4.4 浅海期(陸域拡大期)の地層

浅海の地層が形成されるのは図12の通り、庄内北部～最上地域、村山地域の朝日・西川地区と置賜地区のみで、東部の奥羽山脈は陸域となり、西部の朝日山地が半島のように新潟県境付近を日本海に張り出していた。

庄内北部～最上地域の出羽山地では北侯層、(庄内側)と古口層(新庄側)がこの時期の浅海に向かう地層である。岩質は下位の草薙層の硬質頁岩から漸移し、上部で暗灰色泥岩となる(大沢ほか、1986)。大石田や村山の出羽山地では荒町層とされ、下半部は砂岩泥岩互層、上半部は粗粒砂質泥岩で、北部の野口層よりは砂勝ちとなって、瀕性相を示す(徳永、1958)。これは朝日半島の北側の浅海相と考えられる(図12)。



図-11 浅海堆積物(砂岩・シルト岩互層) 大江町用の最上川右岸の大露頭

朝日・西川地域では暗灰色泥岩を主体とする水沢層から橋上砂岩部層や葛沢シルト岩部層からなる間沢層がこ

の時期の浅海に向かう地層である(山形県、1979)。橋上砂岩層はこの区域の南東部(白鷹山地)の陸化に伴う浅海相と考えられる。葛沢シルト岩部層は塊状のシルト岩を主体とするが、生痕化石の密集部を伴う浅海相である(図11)。中新統の浅海層にしばしば、火山碎屑物層が挟まれ、厚い地層は水沢層の「月岡凝灰岩部層」、「石倉凝灰岩部層」、間沢層の「綱取凝灰岩部層」、「十八才火砕岩部層」などと部層の扱いがなされている(山形県、1979)。これらはいずれもタービダイトで、いわば飛び入りの事件層である。大谷層は葛沢シルト岩部層が堆積する浅海に、北方の朝日半島(現在の葉山南方)で活動が続けた流紋岩質火山の噴出物がタービダイトとなって堆積した地層である。

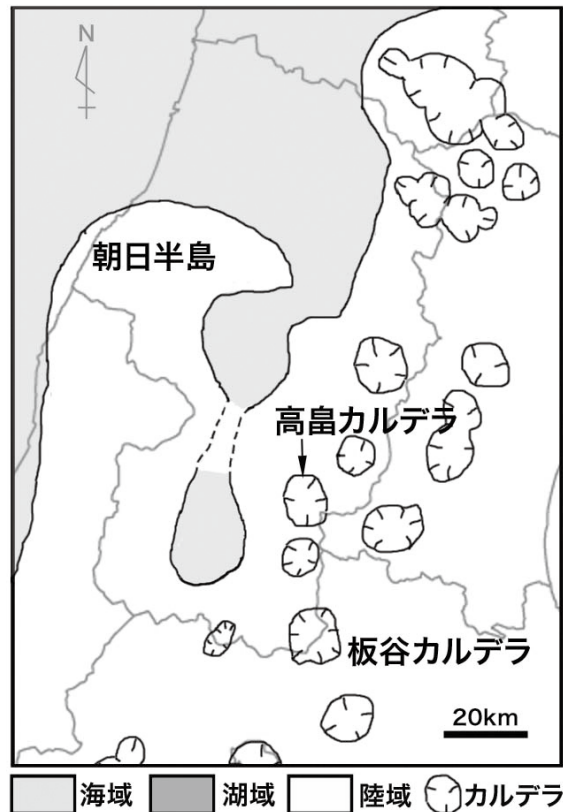


図-12 浅海(陸域拡大)の時代(Sato,1994に加筆) 奥羽山脈域や出羽山地域南部は陸化し、北に開く浅海が湾状に残り、カルデラから、多量の噴出物が搬入された

置賜地域の宇津峠層は海成の砂岩層で玉庭地域では下部の細一中粒泥質砂岩と上部の斜交層理粗粒砂岩に区分されている(柳沢・山元、1998)。高峰付近の白川左岸の本層からは浅海生の貝化石の産出が報告されている(神保ほか、1970)。さらに上流の白川ダム付近の本層からも浅海性の貝化石が産出し、耶麻型動物群に対比されている(Kotaka and Kato,1979)。こうした置賜の

浅海が朝日・西川の浅海とどのように続いていたかは、両浅海間の堆積物が欠如していて不明であるが、長井盆地から五百川峡に海峡が通じていた可能性が高い。

以上が、当時の浅海域であるが、陸域の奥羽山脈ではいくつかのカルデラを伴う大規模な珪長質の火山活動が続いた(佐藤1992)。その一例として置賜地方の「板谷カルデラ」をあげてみたい。福島県境の板谷峠一帯は多様な相を持つ凝灰質が、厚く、広く分布している。すなわち、これらの凝灰岩は板谷層と一括され、いくつかの部層に分けられている。こうした板谷層の解析により、当時の火山体は図13のよう模式化されている。すなわち、約10Ma前に開始された火山活動は大規模な陥没(直径約10 km)を伴い、湖が形成されて、さらに火山活動が続いた。そうした火山活動は凹地ができてそれが埋め立てられるまでの前期と各種火砕流や溶結凝灰岩など、乾陸域での火山活動を特徴とした後期に分けられる(田宮ほか1973)。

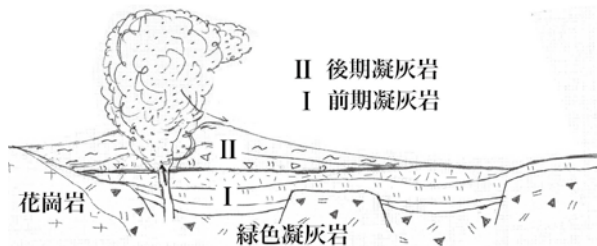


図-13 「板谷カルデラ」堆積物(本田原図) 前期はカルデラ湖を埋め、後期は陸上火山としての凝灰岩からなる

別の例として「高島カルデラ」も加えておきたい。高島町の「高島石」はその均質な凝灰角礫岩の部分には石材として利用されている(図14)。この部分は赤湯層の下部で、

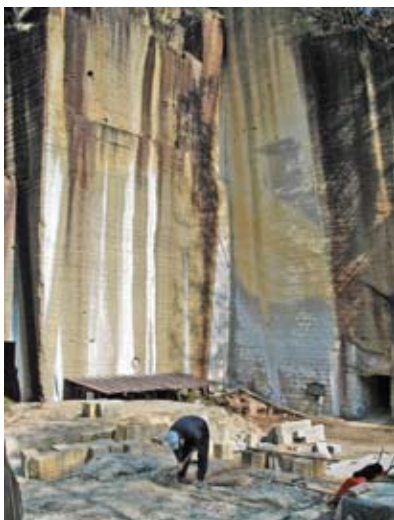


図-14 「高島カルデラ」の噴出物赤湯層の均質な凝灰角礫岩は石材の高島石として利用されている。

何回かの火山噴出と陥没を繰り返し厚く堆積したものである。こうした火山活動が弱まり、カルデラ湖を埋め立てるように水中で堆積した凝灰岩が赤湯層上部で、白竜湖周辺から赤湯や宮内の丘陵に分布している(田宮ほか1973)。

■ 4.5 陸化期の地層

新第三紀の末期になると出羽山地の隆起により内陸部に入り込んでいた浅海の湾は、最上峡によって日本海と分断され、内陸湖(「新庄湖」)に転ずる。この内陸湖の堆積物が新庄層群(徳永、1958)である。この区域の内湾から湖域への変遷については、森屋ほか(2008)は多くのFT年代を用いて年代を考察し、さらには古地理の変遷についても言及している(森屋ほか、2008)。



図-15 陸化と内陸湖の時代出羽山地の隆起が進行し、最上峡ができて「最上湖」ができた。この湖と「置賜湖」は五百川峡で通じていた

4Ma前頃の山形県のみより広域な古地理は、図15のように推定される。すなわち、出羽山地の隆起によって最上峡が狭くなっていくが、現在の出羽山地のような平野と対照的に高い山ではなく、緩斜面の高まりと考えられる。したがって、浅海相の小平層の上部に湖成層として特徴付けられる大林層(新庄層群最下部)は、最下部

では陸成の夾炭層や海成の堆積物も認められる(徳永、1958)。大林層の上部では多くの炭層が狭在する湖成層となるが、その上部罌層である藁口層(凝灰質砂岩主体)では亜炭層を挟む一方で、*Anadara*などの海生化石の産出も知られている(徳永、1958)。こうしたことから、短期間に庄内湾から新庄湖が分離されたのではなく、とくに最上峡方面の新庄湖は海水が卓越する時期を交えながら、やがて折渡層(図16)の堆積する陸水湖へと変遷したと考えられる。新庄湖の南方への延長は平野部の新規堆積物で被われて定かではない。

他方、山形盆地の西、大江町では一連の新第三系の最上部に夾炭層としての左沢層が発達している。左沢層のFT年代として $4.0 \pm 0.6\text{Ma}$ が得られている(山野井、未公表)ので、この時期の左沢の湖は現在の山形盆地の低地を通して新庄湖へとつながっていたと推定される。



図-16 「新庄湖」の堆積物模式地(亜炭鉱付近)の折渡層

他方、置賜には湖成層として高峰層や手ノ子層があり、これらの地層の年代として下位より、5.9Ma、4.6Ma、3.4Ma、2.6Maが得られている(柳沢・山元1998)。高峰層や手ノ子層を堆積させた置賜の湖が、北の左沢、新庄の湖とどうつながっていたかは明確でないが、現在の五百川峡から、北部に排水されていたと考えるのが妥当である(図15)。

5 第四系

第四紀を Gelasian の基底とする IUGS (国際地質科学連合) の決定(批准)によるならば、これまで鮮新統とされていた地層の一部(2.59Ma以降)が第四系になる。山形県では前述の陸成層の新庄層群最上部の折渡層、庄内の海成層では大沢ほか(1986)が区分する観音寺層とその下位の丸山層、さらに楯山層の一部が鮮新統から変更される可能性がある。こうした時代の定義の変更は年代の物差しを入れ替えるだけであるが、今後の修正作

業は少なくない。ここでは変更された第四紀を用いることにする。

山形県では第四紀は図2に示すように概ね「陸の時代」と考えて良い。すなわち、内陸の湖が縮小し、奥羽山脈、出羽山地、それに直交するように北の丁岳山地や南の飯豊山地などの隆起がある。とりわけ更新世中期に始まる急激な構造運動は第二期圧縮変動として、それまでの緩やかな構造運動(第一期圧縮変動)と区別された(山野井、2004)。山形盆地の北部西縁に分布する北山層は、第一期圧縮変動末期に山形盆地底に堆積した陸成層である。この地層は堆積直後の第二期圧縮変動によってその下位の新第三系とともに短周期のいくつかの褶曲や断層で、地表に露出したものである。北山層の形成に関しては、0.7～0.6MaのFT年代が得られている(山野井、2004)。最上川三難所の三ヶ瀬橋下流の長島の曲流部左岸に北山層の好露頭が続いている(図17)。



図-17 更新統の北山層(陸成層)最上川三難所付近、長島の曲流左岸

第二期圧縮変動は山地と低地(盆地)に急激な高低差をもたらしたため、山地に激しい侵食(ネオエロージョン)と低地に厚い堆積をもたらした。

山形盆地とその周辺で、この侵食と堆積の関係が明らかにされている。すなわち、山地(奥羽山脈)にはネオエロージョンの跡として地すべり地形や地すべり堆積物として残されている(図18)。

これらはネオエロージョンが盆地側から山地に向かって侵食前線となって進み、やがて、反対斜面から進んできた侵食前線と接すると、そこでシャープなリッジを形成して激しい侵食が止まるに至った経過を記録するものと考えられる。

他方、沈降する盆地を埋める堆積物は、礫を主体とす

る下位層、泥を主体とする中位層、それに泥炭を主体とする上位層に区分された。そして、ネオエロージョンとの関係で、下位層はその発生期、中位層は最盛期、そして上位層は衰退期の産物として位置づけられた(山野井, 2004)。

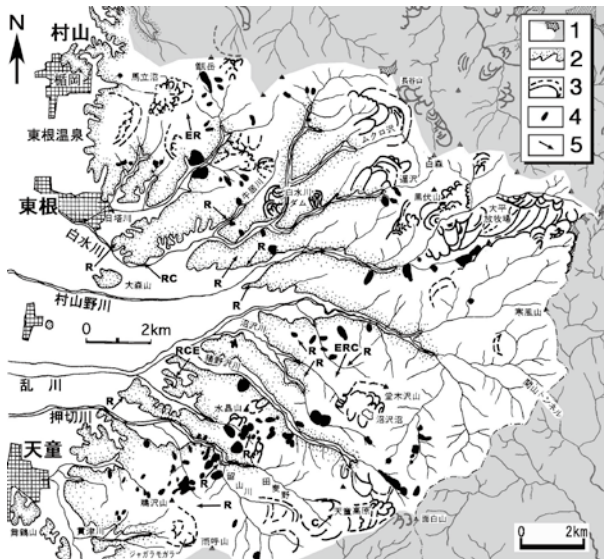


図-18 奥羽山脈西斜面に残るネオエロージョンの跡(山野井, 2004)
1:白抜き区域が乱川流域、斜線区域は緩斜面(古斜面)、2:山地と平地の境界部、3:A型地すべり地形(比較的新期のもので、輪郭が明瞭に残る所は実線、不明瞭な所は破線)、4:B型地すべり地形(比較的古期のもので、原形が失われた地すべり地形が主体) 国立防災科学技術センター(1987)から引用、5:地すべり地形は失われていても、地すべりで作られた地質(山野井, 2004)が見られる地点(E:事件相、R:修復相、C:被覆相)。

6 火山

東北の第四紀の火山は、青麻-恐火山列、脊梁火山列、森吉火山列、鳥海火山列の4つの火山列に大別されている(中川ほか, 1986)。このうち山形県では脊梁火山列として船形、雁戸、蔵王、吾妻が、森吉火山列として肘折、葉山、白鷹が、鳥海火山列として鳥海、月山がある(吉田, 1989)。こうした県内の主な火山の概要を述べる

■ 6.1 船形火山

宮城県境にあって、船形山や泉ヶ岳などいくつかの山体からなる複合火山である。泉ヶ岳のK-Ar年代は1.14Maであるが、船形火山本体はより新しくその初期の噴出物のK-Ar年代は0.60～0.84Maで、その後山頂爆発を起こしている(今田・大場, 1989)。さらに三峰山、後白髭山などの活動(0.56～0.77Ma)が続き、最後に蛇ヶ岳溶岩類・山頂円頂丘溶岩が形成され、北東部が山体崩壊を起こした(今田・大場, 1989)。

■ 6.2 蔵王火山

宮城県境にある蔵王山系の火山の総称であるが、山形県内分の火山として中央蔵王(鳥甲山、地蔵山、熊野岳、刈田岳、五色岳)の火山活動は次の通りである(今田・大場, 1985;高岡ほか1989)。

第I期は瀧山などの北蔵王で、1.13～0.94Maに玄武岩を主体とする活動があった。第II期は蔵王沢、熊野、賽ノ河原、地蔵の活動により山体の多くが形成された(0.32～0.12Ma)。第III期は山頂付近で馬の背火口や五色岳が形成され、最新期にお釜の噴火があった。

■ 6.3 吾妻火山

福島県境にある複合火山であり、その活動は1.2Ma頃から現在に至る(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1991)。山形県側の東大巔、西吾妻、西大巔は古く、解析も進み、山体活動の時空分布は不明である。0.3Ma以降の火山活動は福島県側に移り、一切経やその東の吾妻小富士で活動が続いている(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1991)。

■ 6.4 肘折火山

山形県のほぼ中央にある大蔵村の肘折温泉は周囲をカルデラの外輪山に囲まれている。肘折火山の噴火は約1万年前と考えられる(宇井ほか, 1973)。この噴火により、周囲に多量の火砕流や火山灰を堆積させ、その後、陥没してカルデラ地形ができた。陥没当初はしばらく低地がカルデラ湖となっていたが、やがて破堤し、銅山川が残った。デイサイト質の火砕流や火山灰は東部の山腹を埋めて平らな台地(湯の台や塩台など)を作った。降灰は、東の村山、尾花沢、さらには宮城県にまで及び、「肘折尾花沢」テフラ(広域火山灰)として知られている(図19)(町田・新井, 1992)。



図-19 「肘折尾花沢」テフラ(約1万年前)尾花沢市徳倉湖付近難所付近

■ 6.5 葉山火山

葉山火山(村山)の初期噴出物は新庄層群の折渡層にタービダイトとして挟まれるK4鍵層であることから、初期の活動は第三紀鮮新世とした(佐藤・柴橋、1975)。その後大きく5回の火山活動によって、第四紀にまで及んで、火山体が形成されたと考えた(佐藤・柴橋、1975)。しかし、齋藤・亀井(1995)は、火山体全般に及ぶ溶岩など11試料のK-Ar年代を測定し、4.19～3.61Maの値を得、葉山火山の活動は鮮新世に完了した可能性が高いとしている。

■ 6.6 白鷹火山

白鷹火山の形成史の報告は三村・鹿野(2000)によるものが最新である。それによると、(白鷹火山岩体とは離れた今平流紋岩を除く)白鷹火山は約1Ma前に火山活動が始まり、その後、高さを増して0.9～0.8Mには頂部の白鷹山、狐越、西黒森山の溶岩円頂丘が、形成された。そして、北東側に大崩壊を起こし、畑谷岩屑なだれ堆積物となった。その後、0.8Ma前、あるいはそれより少し前に東黒森山溶岩円頂丘を形成して火山活動を終えたとしている。三村・鹿野(2000)はK-Ar年代として長澤ほか(1995)、石井・齋藤(1997)などを加え25の測定値を考慮しているが、畑谷岩屑なだれ堆積物中の年代値に関しては、0.852Maと古い値もあるが、0.730Ma、0.696Ma、0.606Maと若い値が多い。これらは頂部の白鷹山などの溶岩円頂丘とされた岩石よりはさらに新しい大崩壊で失われた「古白鷹火山」(山野井、1995)の噴出物の値を示している可能性がある。この場合、「白鷹山大崩壊」は約0.6Maの後のことで、東黒森山は崩壊後にできた円頂丘ではなくて、流山になる。

■ 6.7 鳥海山

日本海側の秋田県境にある成層火山で、県内最高峰の活火山である。新第三系の上に形成された第四紀の複合火山で、大きくは西鳥海(西部)と東鳥海(西部)に分けられる。これまでに多くの研究があるが、最近の踏査に基づく詳細な研究(林、1984)によれば、鳥海火山の活動は3つの時期に分けられるという。中野・土谷(1991)は林(1984)の研究に基づいて表1のように火山活動をまとめた。

ステージIの活動は約0.6Ma前に開始していると考えられている(伴ほか、1989、中野・土谷、1991)。なお、鳥海山麓から南部へ続く庄内平野東縁の丘陵地や庄内平野下

には、安山岩質の泥流堆積物を主体とする庄内層群がある(池辺ほか、1979)。この安山岩質岩石の起源は鳥海山で、ステージIの活動の産物と考えられる。酒田市北境の庄内層群に挟まれる火山灰のFT年代は0.77Maが報告されている(川口・山野井、2000)。この層準の下位にも庄内層群が発達することから、鳥海山の初期の活動はさらに古くなると考えられる。

表1 鳥海火山の形成史の大略

ステージ	活動	体積(km ³)
III	b 東鳥海中央火口丘の活動 (東鳥海大崩壊地形*の形成)	43
	a 東鳥海成層火山帯の形成及び側火山の形成	
II	d 西鳥海中央火口丘の活動	47
	c 東鳥海の活動 (西鳥海大崩壊地形*の形成)	
	b 西鳥海成層火山帯及び側火山の形成	
	a 西鳥海成層火山帯の形成	
I	古期火山帯の形成	47

(*:馬蹄形カルデラと表現されていたものを筆者が大崩壊地形と変えた)

■ 6.8 月山

山形県中部に位置する第四紀の複合火山である。多くの研究があるが、最近の小泉ほか(1984)や中里ほか(1966)によると、湯殿山火山が最も古く、0.7～0.8Ma前にデイスサイトを主体とした活動をしている。これ以降は安山岩を主体とした活動となるが、月山火山が、0.4～0.5Ma前に活動し、最後に姥ヶ岳が0.3～0.4Ma前に形成されている。月山火山山体の庄内側は大規模な山体崩壊を起こし、岩屑なだれ堆積物を山麓から庄内平野に至るまで分布させている(宇井、1975)。特に羽黒温泉方向のものはいくつかの流山をつくって最も北側に達している(土谷ほか、1984)。(図20参照)



図-20 山体崩壊崖を見せる庄内側の月山

7 構造発達史

新第三紀以降の構造発達の原動力は、プレート運動による日本列島への影響である。中新世初期の陸域(湖

域)から中新世中期の海進、深海の時期は引張り、その後、弱い引張りから中立の応力の時期が約5Ma前まで続いたという(大槻、1989など)。その後、圧縮に転じて波長の長い褶曲構造が生ずるが、第四紀更新世中期から、激しい構造運動が生じた。こうした圧縮に伴う変動に対し、山野井(2004)は、前者の長期間の緩やか変動を「第一期圧縮変動」、後者の新期に生じた急激な変動を「第二期圧縮変動」と呼んだ。現在見る東北の地形が作られたのは第一期圧縮変動をベースとするが、主体は第二期圧縮変動によるものである。この際、激しい侵食である「ネオエロージョン」(山野井、2004)を伴ったことを付記しておきたい。

引用文献

- 阿部龍市・小笠原憲四郎・長澤一雄・大場 總・柳沢幸夫, 2006, 山形県小国町明沢川流域から産出した *Vicarya* 化石. 山形応用地質, (26), 56-61.
- 伴 雅雄・林 信太郎・高岡宣雄, 1989, 東日本, 鳥海火山噴出物の K-Ar 年代. 火山, 第2集, 34, 332.
- Hanzawa, S., 1935, Some fossil Operculina and *Miogyopsina* from Japan and their stratigraphic significance. *Tohoku Imp. Univ., Sci. Rep., (2), (Geol.)*, 18, 1-29.
- 幡谷竜太・大槻憲四郎, 1991, 山形県小国町付近の地質—東北本州弧前期中新世ハーフ・グラベン—の例—. 地質雑, 97, 835-848.
- 林 信太郎, 1984, 鳥海火山の地質. 岩鉱, 79, 249-265.
- 藤本治義, 1934, 新潟県岩船郡釜杭産有孔虫化石. 地質雑, 41, 487.
- 池辺 穰・大沢 穠・井上寛生, 1979, 酒田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 42 p.
- Itoigawa, J., 1989, Tropical spike in early Middle Miocene (ca. 16Ma) of Southwest Japan. *International symposium on Pacific Neogene continental and marine events*, Nanjin Univ. Press, 19-26.
- 金井勝宏・田中久雄・鈴木紀毅, 2002, 山形県小国町の箱ノ口層群より後期ジュラ紀—前期白亜紀放射状化石の発見. 日本地質学会第109年学術大会講演要旨, 293.
- 川口 晃・山野井 徹, 2000, 山形県庄内平野北部東縁の地質, —特に構造運動の時期について—. 山形応用地質, (20), 43-48.
- 小泉治彦・吉田武義・青木謙一郎, 1984, 東北本州弧, 第四紀月山火山の地球化学的研究, 東北大理学部核理研研報, 17, 391-401.
- 今田 正・大場与志男, 1985, 船形火山の火山地質. 「御所山」, 山形総合学術調査会, 15-32.
- 今田 正・大場与志男, 1985, 蔵王火山の火山地質. 「蔵王連峰」, 山形県総合学術調査会, 1-24.
- Kotaka, T. and Kato, H., 1979, Additional fossil shell from the Uthsutoge Formation, Yamagata Prefecture, Northeast Honshu, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Nat. Hist. Res. Bull.*, no.47, 13-21.
- 町田 洋・新井房夫, 1992, 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺—. 東大出版会, 336p.
- 三村弘二・鹿野和彦, 2000, 東北日本, 白鷹火山の層序と歴史. 火山第2集, 45, 13-23.
- 森 将志・山野井 徹, 2004, 山形県西川町大井沢における中部中新統の花化石群集. 山形応用地質, (24), 81-84.
- 守屋俊治・檀原 徹・岩野英樹・山下 透・中嶋 健・鎮西清高, 2008, 山形県新庄盆地の鮮新統のフィッシュン・トラック年代. 地質学雑誌, 114, 1-15.
- 守屋俊治・鎮西清高・中嶋 健・檀原 徹, 2008, 山形県新庄盆地西縁部の鮮新世古地理の変遷—出羽丘陵の隆起時期と隆起過程—. 地質学雑誌, 114, 389-404.
- 長澤一雄・阿部龍市, 2000, 山形県西川町大井沢から発見されたピカリヤ化石. 山形応用地質, (20), 49-52.
- 中川光弘・霜鳥 洋・吉田武義, 1986, 青麻-恐火山列: 東北日本弧火山フロント. 岩鉱, 81, 471-478.
- 中野 俊・土谷信之, 1991, 鳥海山及び吹浦の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 13 p.
- 中里浩也・大場孝信・板谷徹丸, 1996, 月山 火山の地質と K-Ar 年代. 岩鉱, 91, 1-10.
- 西田彰一・茅原一也, 1966, 西田川地域の 新第三系—層序・構造・火成活動—. 新潟 大理地質研究報告, No.1, 31-57.
- Ogasawara, Kenzo and Tanai, T., 1952, The discovery of new Miocene fauna in the northern part of Nishitagawa Coal-Field, Yamagata Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., No.7, 205-212.
- Ogasawara, K. and Nagasawa, K., 1992, Tropical Molluscan association in the Middle Miocene marginal sea of the Japanese Islands: An example of mollusks from the Oyama Formation, Tsuruoka City, Northeast Honshu, Japan. *Trans. Proc.*

- Palaeont. Soc. Japan, N.S., No.167,1224-1246.*
- 大沢 穠・片平忠実・土谷信之,1986,清川地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),地質調査所,61p.
- 大森隆一郎ほか7名,1955,山形県月山 南麓寒河江川付近の第三系の層序と基盤運動について.地質雑,61,357.
- 大槻憲四郎,1989,鉦脈による新第三紀東北本州弧の構造応力場復元.地質学論集,(32),281-304.
- 齋藤和男・亀井智紀,1995,山形県,村山葉山火山溶岩類のK-Ar年代.火山,40,99-102.
- 齋藤常正,1982,山形県内陸盆地の中新世有孔虫化石群と堆積環境.「最上川」,山形県総合学術調査会,34-42.
- 齋藤常正,1985,蔵王火山基盤岩(新第三紀層)中の動物化石.「蔵王連峰」,山形県総合学術調査会,66-72
- 佐藤比呂志,1992,東北日本中部地域の後期新生代テクトニクス.地質調査所月報,43,119-139.
- Sato,H.,1994, The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Jour. Geophys. Res.*,99, 22, 261-272.
- 佐藤善紘・柴橋敬一,1975,葉山火山.「出羽三山(月山・羽黒山・湯殿山)」,総合学術調査報告,山形県総合学術調査会,21-30.
- 島津光夫,1964,東北日本の白亜紀花崗岩(I).地球科学,(71),18-27.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構,1991,平成2年度全国地熱資源総合調査(第3次)広域熱水流動系調査磐梯地域 火山岩分布・年代調査報告書.201p.
- 高橋 浩,1999,棚倉構造線の北方延長問題の再検討—日本国-三面マイロナイト帯を中心に.地質構造,43,69-78.
- 高橋 浩・山元孝広・柳沢幸夫,1996,飯豊山地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図幅),地質調査所,25p.
- 高岡宣雄・今野幸一・大場与志男・今田 正,1989,蔵王火山溶岩のK-Ar年代測定.地質雑,95,157-170.
- 滝口 潤・田中久夫,2001,山形県南陽市周辺のマイロナイト帯(梨郷間イロナイト帯)の発見と棚倉構造線の北方延長問題.地質雑,107,406-410.
- 田宮良一・山形新生代研究グループ,1973,山形及び米沢盆地における後期中新世噴火活動,一特に陥没を伴う噴火活動について—地質学論集,第9号,123-135.
- 徳永重元,1958,5万分の1地質図幅「尾花沢」,同説明書,地質調査所,32p.
- 土 隆一,1986,新第三紀のイベントとその時間空間的広がり.海洋科学,18,132-135.
- 土谷信之・大沢 穠・池辺 穰,1984,鶴岡地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図幅),地質調査所,77p.
- Tsuda, K., Hasegawa, Y. and Komatsu, M.,1977, Occurrence of red colored bed in the Middle Tsugawa Formation, Niigata Prefecture, Central Japan. *Jour. General Education Department, Niigata Univ.*, (7), 91-98.
- 宇井忠英,1975,月山北西山麓のいわゆる”泥流堆積物”の起源.「出羽三山(月山・羽黒山・湯殿山)」,総合学術調査報告,山形県総合学術調査会,15-20.
- 宇井忠英・杉村 新・柴橋敬一,1973,肘折火砕流堆積物の14C年代.火山,2集,8,171-172.
- 山形県,1970,5万分の1地質図幅「米沢一関」及び同説明書.39P.
- 山形県,1971,5万分の1地質図幅「手ノ子」及び同説明書.21P.
- 山形県,1972,5万分の1地質図幅「小国」及び同説明書.28P.
- 山形県,1979,5万分の1地質図幅「左沢」及び同説明書.18P.
- 山路 敦,1989,温海付近の地質と羽越地域における前期中新世のリフティング.地質学論集,32号,305-320.
- 山野井 徹(1995)山形市西部(白鷹)山地の形成.山形応用地質,(15),9-16.
- 山野井 徹(2004)山形盆地と外縁山地の形成.第四紀研究,44,247-261.
- 山野井 徹・齋藤喜和子・柳沢幸夫,2008,山形県小国町の中中新統からマンダローブ(メヒルギ属)花粉の産出.地質雑,114,262-266.
- 柳沢幸夫・山元孝広,1998,玉庭地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),地質調査所,94p.
- 吉田武義,1989,東北本州弧第四紀火山岩類の研究.地質学論集,32,353-384.
- 神保 恵・本田康夫・田宮良一,1970,飯豊山北東辺の新第三紀層.「飯豊連峰」,総合学術調査報告,山形県総合学術調査会,31-47.
- 神保 恵・田宮良一,1975,月山火山周辺の新第三系層序区分の総括並びに具化石群について.「出羽三山(月山・羽黒山・湯殿山)」,総合学術調査報告,山形県総合学術調査会,31-47.
- 神保 恵,1968,5万分の1地質調査図幅「上山」,同説明書,山形県,p.24.



山形県村山市北山丘陵の更新統（約 70 万年前）の褶曲構造（下位の新第三系とともに「第 2 期圧縮変動」を受ける）
写真提供 山形大学理学部地球環境学科 山野井教授