
 特別講演

長野県の地質

信州大学理学部地質学教室

山下 昇

はしがき

本稿は、昨年8月26日、諏訪市で開催された大会の際に講演したものを骨子とし、最近の資料にもとづいて書きあらためたものである。講演の際には、時間の都合で、地形や各地の地質の項を省略したが、本稿ではこれらの事項をも記述に加えた。講演の機会を与えられたことに對し、関係の方々、特に掛川一夫名誉教授に厚く御礼を申し上げたい。

1. 長野県の位置

長野県内を歩きまわっていると、“日本の中央”だとか“本州の中心”といった言葉を耳にした時、時にはそういうことを書き印した標柱に出会ったりすることがある。それは御愛敬だとしても、地理的に見て、長野県がほぼ日本の中心近くに位置することは確かなことである。しかし、地質構造の方から見ると、日本の中心というにはいささか問題がある。というのは次のようなわけである。

北海道南西部の渡島半島から本州・四国・九州に至る本州弧は、地質構造の点から見て、ほぼ中央部を境として、東北日本と西南日本とに二分される。このことについては、日本の地質家中で、異論をとらえる者はほとんどいないといってよい。しかし、その境界がどこにあって、どのような性質のものであるかということになると、人によってさまざまな意見がある。そのうち主なものは後で紹介するとして、今かりに私の考えで割り切った言い方をすると、次のようになる。

東北日本と西南日本とは直接に接しているのではなく、ある幅をもった境界領域をはさんで向かいあっている。この境界領域を、私は「信越一房豆帯」と名づけた(山下, 1970)。その西縁は古くから知られている「糸魚川—静岡構造線」という大断層である。これに対する北東縁は新潟県柏崎付近から千葉県銚子の少し南を通る“線”で、これには「柏崎—銚子(構造)線」という名を与えた。ただし、この構造線は新しい時代の地層や火山噴出物に覆われて地表には露出していないので、厳密な位置や具体的な性質はまだよくわかっていない。

信越一房豆帯の目に見える地質上の特徴といえ、その両側には古い時代の岩層(地層や火成岩体、変成岩体)が広く露出しているのに対して、この帯の中には、そういう古いものがほとんど露出せず、大部分が若い岩層によって占められている、ということである。例外として古いものが露出しているのは、東西75km、南北70kmの関東山地と、千葉県の嶺岡帯(2.5×18km)、それと諏訪湖の北北西の小地域だけである。その有様は、たとえていえば、東北日本と西南日本との古い岩層からなる陸地の間にあって、若い岩層からなる海峡の海が広がっている。その海底を構

成している古い岩層が、島のように海面上に顔を出しているのが関東山地や嶺岡帯である、と言ったらよいであろう。

さて、長野県の位置という問題に立ちもどると、信越一房豆帯の西縁をなす糸魚川—静岡構造線が長野県を斜めに横切って、北北西から南南東へと走り、ほぼ同じくらいの広さの二つの地域に分けている。そして、南西側は西南日本に属し、主として古い岩層から成っているのに対して、北東側は境界領域の信越一房豆帯に属し、主として若い岩層から成っている。ただし、東縁中央の小部分は関東山地にかかっているの、この部分は古い岩層から成っている。

2. 長野県の地形

長野県の地質・地形といっても、県境から一步も踏み出さないというのでは、かえって話を進めにくいので、周辺を含めて概観してみよう。

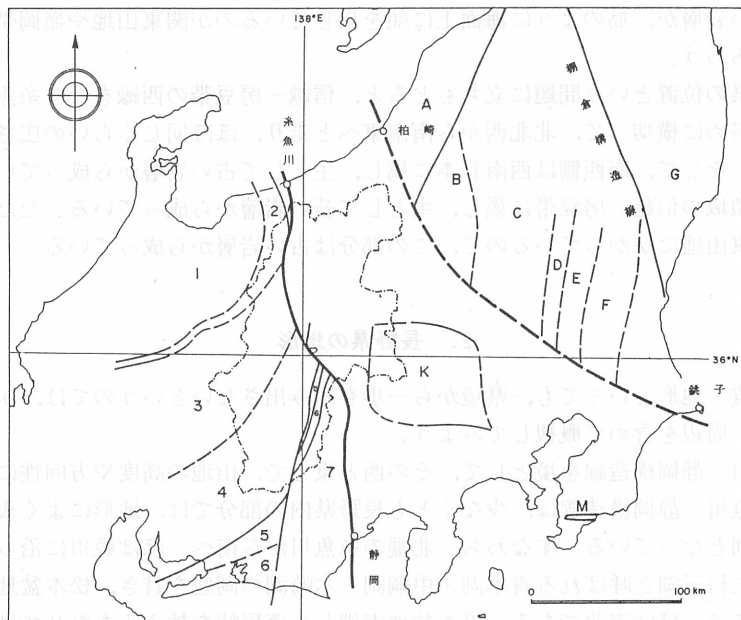
まず、糸魚川—静岡構造線を境として、その西と東とで、山地の高度や方向性に著しい違いがある。その糸魚川—静岡構造線は、少なくとも長野県内の部分では、地形によく表現されていて、谷筋や盆地の列となっている。すなわち、北端の糸魚川から南へ、ほぼ姫川に沿ってさかのぼり、大町北方では仁科三湖と呼ばれる青木湖・中綱湖・木崎湖の湖底を貫き、松本盆地の中軸を南へ走る。ここまでは、ほぼ南北である。松本盆地南端から塩尻峠を越えるあたりでは、地質の方でも地形の上でも位置がよくわからないが、諏訪盆地からは南東方向へ直線的に走る。この部分では、諏訪湖へ注ぐ宮川と富士見より南東の釜無川の流路がこれに相当し、山梨県との県境の国界橋付近では断層そのものが露出している。

1. 西側地域の地形

糸魚川—静岡構造線の西側には、北から南へ、飛驒・木曾・赤石という三つの山脈(山地)がほぼ平行に並んでいる。ただし、その位置は少しずつ南へずれているので、つまりは雁行状に配列している。それらの方向は北から15度くらい東へ回った方向であるから、大ざっぱに言えば、“北北東—南南西”あるいは“南北”に近い。この方向はこの地域の地質構造の一般走向と一致しているのであって、細かく見ると、この地域は、第1図に示したように、平行あるいは準平行の多くの地帯から成っている。このこと——山脈や谷筋などの大地形の伸びの方向と地質構造の方向とが平行あるいは整合的であること——は、実は西南日本の基本的な特徴なのであって、その東端がこの地域にも現われているのである。それに対して、この地域の独特な現象は何かというと、西南日本の主部——近畿地方西部から中国・四国にかけての地方——では、帯状構造がほぼ東西に走っているのに対して、この地域では南北に近くなっているということである。東西から南北へのこの変化は連続的なもので、いいかえると、徐々に曲がっている。

山脈の方向が曲がっているだけでなく、高度が著しく高くなっているのもこの地域の地形の重要な特徴である。すなわち、西日本の主部ではたかだか2,000mにもならないのに、東端の糸魚川—静岡構造線に近づくと急激に高さを増し、3,000~3,200mに達している。これに応じて、山稜・山嶺は鋭くとがり、谷は深くえぐられてV字形の断面を呈し、いわゆる“日本アルプス”という呼び名にふさわしい地形をなしている。ただし、それぞれの山地ごとに見ると、山頂・山稜が広い範囲にわたって「定高性」を示し、やはり、ある時期には隆起準平原のようなものが存在していたであろうことを暗示している。なお、これら三つの山脈には、山稜近くの各地に、氷河時代につくられたカール地形が残されている(小林国夫, 1955; K. Kobayashi, 1958)。

次に、地帯間の境界はしばしば“構造線”すなわち大断層になっていて、それはまた、地形の



第1図 信越一房豆帯と長野県の位置

柏崎と銚子とを結ぶ太い破線が「柏崎—銚子（構造）線」。それより北が東北日本。糸魚川と静岡とを結ぶ太線が「糸魚川—静岡構造線」。それより西が西南日本。

二つの構造線の間が、東北日本と西南日本との境界領域である「信越一房豆帯」。信は信濃すなわち長野県、越は越後すなわち新潟県、房は安房すなわち千葉県南部、豆は伊豆すなわち静岡県東部。Kは島状に顔を出している関東山地。Mは嶺岡帯。

東北日本の地帯名は、 A：新潟油田地帯 B：上越帯（奥利根帯） C：足尾帯 D：塩原帯 E：那須野—鬼怒川帯 F：八溝帯 G：阿武隈帯

西南日本の地帯名は、 1：飛驒帯 2：飛驒外縁（構造）帯

3：美濃帯 4：領家帯 5：三波川帯 6：秩父帯

7：四万十帯

方では谷や峠や低地の列になっていることが多い。この点から見ると、この地域では、構造線が地形によく表現されている場合と、そうでない場合とがある。

第1図の1（飛驒帯）～2（飛驒外縁帯）～3（美濃帯）の地域の場合、実は地質構造の実態についても、まだよくわからないことが多く残されているのであるが、地形の方でも、それらの間の境界線をはっきりひくことはむづかしい。また3（美濃帯）と4（領家帯）との境は、およそ木曾川と奈良井川の流路に相当するが、地質構造の方では、その位置に有意の大断層があるかどうか、まだよくわかっていない。

天竜川の上流で伊那谷と呼ばれている盆地は両側の木曾山脈や赤石山脈と平行して南北に細長い谷をなし、地形上はきわめて著しい存在である。しかし、地質構造の方から見ると、それは領家帯の内部に含まれていて、とりたてて大きな地帯間の境界をなすというものではない。

反対に、西南日本を「内帯」と「外帯」とに二分する大断層である「中央構造線」は、第1図の4（領家帯）と5（三波川帯）との間にあって、長野県内の部分についてみると、広い意味の赤石山地の内部にあり、その西縁から10kmほど東に入ったところにある。ただし、もう少し細か

く見ると、この大断層は地形にもよく表現されていて、天竜川の支流である三峰(みぶ)川・小渋川・遠山川の低次の支流がこの上に線状に並び、それらの谷と谷とが頭をつきあわせたとともに、杖突峠、分杭(ぶんぐい)峠、地藏峠、青崩峠などが並んでいる。そしてまた、そこを中世以来の杖突街道、秋葉街道が通っている。この典型的な断層地形は5万分の1や2万5千分の1の地形図上で容易に追跡できるだけでなく、200万分の1程度の地図帳にもよく表現されている。なお、この断層つまり中央構造線と西の伊那谷との間の部分は、時に伊那山系あるいは伊那山脈と呼ばれ、東側にある狭義の赤石山地とは、地形、地質のいずれの点から見ても、はっきりした違いがある。

2. 東側地域の地形

信越一房豆帯の地形は複雑で、簡単に説明するのはむづかしい。そのうち、関東山地は比較的簡明で、内部の地質構造と山稜・河谷は互いに整合的であり、ほぼ東西に走っている。これを構成する古い岩層が基本的には赤石山地のものと全く同じであることは、地質家の間では古くからよく知られていることで、だからこそ、赤石山地と関東山地の地質構造の一般走向が直角にくい違っていることが、著しい現象として注目されるわけである。なお、この山地の最高点が、金峰山の2,595m、国師ヶ岳の2,592m、甲武信ヶ岳の2,475mなど、2,500~2,600mに達しているのは、赤石山地の3,100~3,200mには及ばないが、興味深い事実である。これは、信越一房豆帯の残りの地域の最高点が約2,000mであるのに比べて、500~600m高い。

という、信越一房豆帯の中にある八ヶ岳の2,889mや浅間山の2,542mなどを無視することになるのであるが、その訳はこうである。すなわち、ここで問題にしている高さというのは、個々の山の高さでなくて、その付近一帯が全体として隆起しているその隆起量を問題とし、それを表わす指標として山の高さを用いたのである。そういう意味で、関東山地や赤石山地の代表とした山々は、その山地を構成する岩層と同様な岩層から成り、代表となり得る資格を具えている。ところが、八ヶ岳や浅間山などは、新しい時代の中でも特に新しい時代つまり最新期に噴出して出来た火山であって、そのあたり一帯を構成して深く根を張っている岩層——基盤——の表面に単に積み重なり、乗っかっているだけのものであるから、そのあたりの隆起量の指標とはなり得ないのである。そういう訳であるから、これら最新期の火山を除いてみると、この地域の最高点は美ヶ原の2,034mや霧ヶ峰(車山)の1,925mであって、西側の日本アルプス地域に比べると、1,000mあるいはそれ以上も低い。(ただし、県外を見ると、新潟県の火打山は新第三系から成るにもかかわらず、異常に高く、2,462mに達している。)

他方、この地域にはいわゆる隆起準平原に類する平坦面がかなり広く発達している。美ヶ原や霧ヶ峰などはその代表的なものであり、これが一般に信州の高原として知られているものである。これらの高原は少なくとも一部は“鉄平石”型の熔岩に覆われているので、簡単に隆起準平原と言いきってしまってよいかどうか疑問もあるが、このほかにも、古い河流の跡と見られる谷地形とか河床礫と認められる礫層などが高いレベルの地域に知られていて、いたるところに古い地形が保存されていることも確かな事実である。

信越一房豆帯内の山稜や河谷の走向はむしろ不規則で、また地質構造との整合性もあまり明瞭とは言いがたい。そのうち多少とも目だつものをあげると、一つは千曲川の最上流の南北方向の部分で、これは関東山地と八ヶ岳火山群との間に存在すると推定されている構造線(岩村田一若神子線)に相当する。もう一つは松本盆地の排水口である明科からその北北東の信州新町までの犀川の流路——蛇行している曲がりの一つ一つでなく、それらを貫いての大きな弧状のコース——で、これは第三紀層の褶曲構造の背斜軸および断層に沿っている。

地形に関連してもう一つ指摘しておきたいのは、長野県の住民の大部分が集中している各盆地の海拔高度である。これをおもな都市の高度をもって代表させてみると、信濃川一千曲川沿いの長野盆地（善光寺平）から上田・佐久方面にかけては、飯山315m、長野370m、上田450m、小諸700mである。犀川の上流に広がる松本盆地（その北半が安曇野〔あづみの〕あるいは安曇平）では、北端の大町と南端の塩尻とが共に720mで、中央の松本が600m、排水口の明科が520mである。天竜川水系の最上部である諏訪盆地では諏訪湖の水面が759mで、茅野が800m、その下流である伊那谷では伊那650m、駒ヶ根680m、飯田500mなどである。これでわかるように、信濃では、高いのは山だけでなく、人の住む平（たいら）もまた高いのである。私はしばしば県外からのお客さまに、「わが信州大学は日本の最高学府であります」と自慢することになっているが、実際、理学部のある松本キャンパスは海拔620mほどであり、最高の農学部にいたっては、伊那市の西郊にあって海拔770mにも達している。

3. 古期の岩層・新期の岩層・最新期の岩層

化石や放射年代などによって年代の明らかな岩層としては、飛騨山地中の上高地のすぐ南にある白骨温泉の石灰岩や塩尻市善知鳥（うとう）山の石灰岩、あるいは関東山地に属する佐久町海瀬（かいぜ）の石灰岩などが長野県では最古のもので、紡錘虫（フズリナ）やサングの化石によって古生代二畳紀（2.3～2.8億年前）のものであることが証明されている。他方、最新のものといえば、現在でも火山が噴火すれば、その度に火山岩が出来たりしているわけで、浅間山の鬼押出し熔岩（主として群馬県側であるが）などは1783年（天明3年）8月5日に噴出して固まったものであるから、その岩石（安山岩）が出来てからまだ200年にしかならない。そこまでは言わないとしても、ナウマン象で有名な野尻湖層は2万年とか3万年前に堆積したもので、地質年代でいえば洪積世の末期、人類の歴史でいえば旧石器時代の末期である。

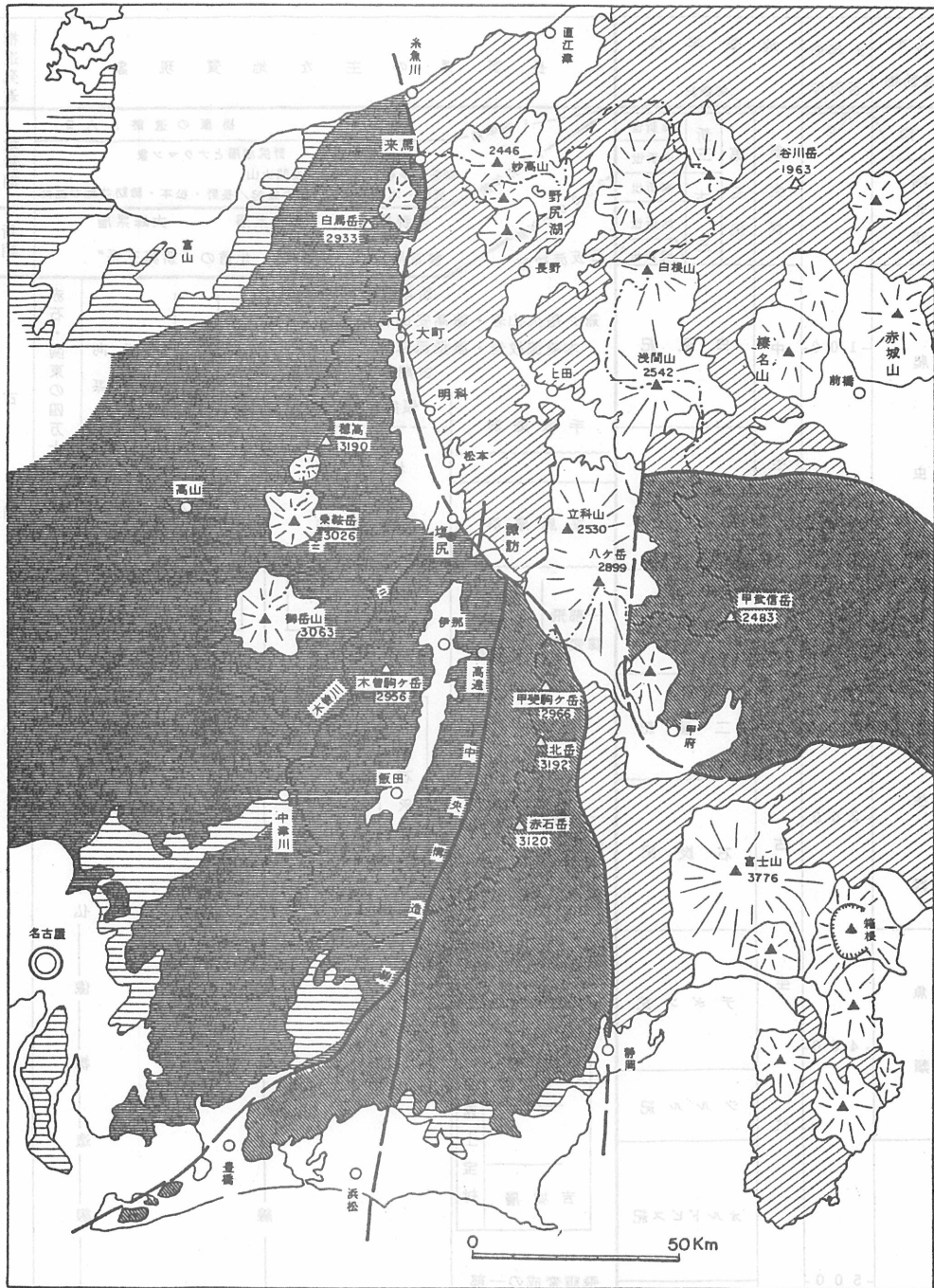
ところで、この長い期間にわたって形成されて来たさまざまな岩層は、古い方から新しい方へ、次の三群に分けるのがよい。というのは、一例として堆積岩層をとってみた場合、岩石の硬さ（固まり方）や変形（褶曲や断層）の程度という点で、この三者の間には、一般に明確な差異があって、比較的容易に区別できるのである。ただし、時間の長さという点では著しく不均等で、それぞれ、数億年前から2,500万年前まで、2,500万年前から70万年前まで、70万年前から現在まで、というぐあいになる。

1. 古期の岩層

これは先に古い時代の岩層と呼んだもので、地質年代でいうと第三紀の中頃より前のもの、いいかえると古第三紀、中生代、古生代などの時期に形成されたものである。これに属する主要なものの一つは古生代～新生代前半（＝古第三紀）の堆積岩層で、その大部分は強く変形—褶曲—し、さらにその一部は変成岩に変わっている。もう一つ主要なものは花崗岩類で、その大部分は中生代後期（特に白亜紀）に貫入したものである。そのほかに中生代後期～新生代前期の火山噴出物もかなり広い面積を占めている。

これらの古期の岩層が広く分布しているのは西南日本の飛騨・木曾・赤石などの山地である。信越—房豆帯では地下深いところに潜在し、それがたまたま地表に露出しているのは関東山地と諏訪湖の北北西だけである。

2. 新期の岩層



第四系	第四紀火山	新第三系(非褶曲)	新第三系(褶曲)	古期岩類(内帯)	古期岩類(外帯)
最新期の岩層 (第四紀洪積世中～後期 + 沖積世)		新期の岩層 (新第三紀 + 第四紀洪積世前期)		古期の岩層 (古生代 + 中生代 + 古第三紀)	

第2図 長野県の地質構造

この図には記入していないが、柏崎―鉾子構造線は、谷川岳の南西と赤城山とを通る。

表 長野県の地質系統

おもな 脊椎動物	x 年前 百万年	地質年代		長野県の主な地質現象				構造発達
		第四紀	第三紀	中生代	古生代	先カンブリア代		
人類	2	最新期	新第三紀	中生代	古生代	先カンブリア代		構造発達
哺乳類		最新期	新第三紀	中生代	古生代	先カンブリア代		構造発達
爬虫類	100	中生代	白亜紀	新期領家花崗岩類	三期領家花崗岩類	領家変成作用	赤石・関東の四万十層	古期
				爺ヶ岳火山岩・穂高安山岩 木崎流紋岩・濃飛流紋岩	古期領家花崗岩類	領家変成作用		
昆虫類	200	中生代	ジュラ紀	手取層群	祥味藪川層	味藪川層	オリストストロームの形成	古期
				来馬層群				
両生類	300	古生代	石炭紀	一部飛騨変成	青海一運華帯の重畳	宇奈月の変成	宇奈月の原岩層	古期
				一部飛騨変成				
魚類	400	古生代	デボン紀	福地層	岐阜県上宝村	吉城層		古期
				“一重ヶ根”				
魚類	500	古生代	シルル紀					古期
魚類	570	先カンブリア代	カンブリア紀	飛騨変成の一部				古期
				飛騨外縁帯 飛騨帯 (界外)	美濃帯 + 領家帯	三波川帯 + 秩父帯 赤石山地 + 関東山地	四万十帯	最新期

これは先に新しい時代の岩層あるいは若い時代の岩層と呼んだものから、後で紹介する最新期の岩層を除いたものである。地質年代でいうと、第三紀の後半つまり新第三紀のものが主体であるが、さらに第四紀洪積世の前期のものまでがこれに含まれる。いいかえると、第四紀のうち洪積世の前期は、地質構造発達史という観点から見ると、第三紀の延長のようなものである。もう一つ言いかえると、一連の堆積岩層の中で、第三紀層の部分と第四紀層の部分との間に、はっきりした境がなく、どこで区分したらよいかわからないような状態になっているのである。

これに属する主要なものはいわゆる“グリーンタフ時代”の“新第三系”で、これには泥岩・砂岩・礫岩などの通常の碎屑性堆積物のほか、多量の火山噴出物が含まれている。信越一房豆帯は主としてこの地層から成り、それは一般にかなり強く変形している。ただし、この変形（褶曲と断層）は古期の岩層の場合に比べると単純で、少しなれた目にはその違いが容易に判別できる。また、一部には“緑色岩化”と呼ばれるような特異な変質作用を受けているところがあるが、狭義の変成作用はほとんど見られない。このほかに、“石英閃緑岩”の名で知られている広い意味の花崗岩類の一種があって、分布面積としては広くないが、新期の岩層を特徴づけるものの一つとなっている。

西南日本に属する地域には、このグループに属する岩層は例外的にしか存在しない。その例外的なものの一つは諏訪湖の南の守屋山を構成する守屋層、第二は伊那谷南端の富草層、そして第三は中央構造線沿いの和田層で、いずれも長野県では特異な存在である。

3. 最新期の岩層

これは先に新しい時代の岩層と呼んだもののうち特に新しい時代に形成されたものをさす。第四紀という地質年代は古い方の洪積世（更新世または最新世ともいう）と新しい方の沖積世（完新世または現世ともいう）とに二分されるが、年数でいうと沖積世がおよそ1万年であるのに対して、洪積世はその前のおよそ200万年もの長さである。その洪積世は普通さらに前期・中期・後期に三分されるが、この場合にも長さは著しく不均等で、中期の初めがおよそ70万年前、後期の初めがおよそ15万年前と考えられている*。その中期と後期、ならびに沖積世の岩層が、ここ

にいう最新期の岩層である。さて、このグループに属する岩層は堆積岩層と火山岩層とに二分される。堆積岩層の主体は各盆地や谷を埋めている泥・砂・礫などの地層である。地層といえば、その多く、特に第三紀とそれ以前のは海成層であるのが普通であるが、長野県の——というより日本の大部分の——この時期の地層は、河川の氾濫原や湖沼の堆積物つまり広義の陸成層である。それらは長野、松本、伊那などの盆地を埋め、あるいはその縁辺部に段丘地形をつくって分布している。その堆積物は未固結で、ショベルで簡単に掘りくずされる。地層は一般に水平か、またはゆるく傾いている程度である。厚さは数mからせいぜい数十mくらいで、100mを超えることはめったにない。化石として、水底堆積の粘土層には植物の遺体が含まれていることがあり、また稀には象の歯の化石が見つかることもある。

火山岩層というのは、よく名まえの知られている火山の噴出物である。それらの火山というのは、東部では、群馬県との県境地域にある白根山、四阿山、浅間山など、中央部では、北から焼山、妙高山(以上新潟県)、黒姫山、飯綱山、さらに八ヶ岳連峰がそうであり、はるか南方の富士

* 1982年の国際第四紀学連合の小委員会においては、更新世前期の初めを170万年～180万年前、中期の初めを73万年前、後期の初めを13万年前、完新世の初めを1万年前、とする案が採択されたという（熊井久雄博士による）。

や箱根もこれに属する。西部では飛驒山地に重なって、北から立山(富山県)、白馬乗鞍岳、焼岳、乗鞍岳、御岳などがこのグループに属する。

これらの火山は、先にも指摘したように、基盤岩層の上に噴出物が積み重なって山となっているのであり、マグマの上昇路である火道の部分を別にすれば、一般に表面的で薄っぺらなものである。火山岩の岩質という点では、富士山およびその付近のものに玄武岩質のものがいくらか目だつたが、その他の多くの火山では安山岩質つまり中性である。したがって、その噴火は爆発的で危険が多い。岩石の産状という観点から見ると、熔岩あり、火山灰(または凝灰岩)あり、角礫岩あり、さらに火山泥流として広く裾野に広がっているものありで、それらが複雑に積み重なって火山特有の山体を形づくっている。それらは、多くの場合、一目で火山とわかる形態をよく保存し、白根山、浅間山、焼岳などは今もくり返して活動している。また、木曾御岳山は、歴史時代にも噴火の記録がないのに、1979年10月28日に突然噴火し始めて人々を驚かせた。このような突然の噴火は、これらの火山のどの一つにおいても、いつ起こっても不思議ではないのである。

以上、最新期の岩層は、それ以前のものとは異なり、基盤岩層の構造とは無関係に、あるいはそれらを覆って、各地に広く分布している。そのうち、堆積岩層は盆地や谷筋など相対的に低いところを占めて、人々に住居と耕作の場を提供している。他方の火山岩層は山地の高いところを占めて、普段は楽しいリクリエーションの場となっているが、時には破壊的な災害のもととなる。

4. 各地域の地質

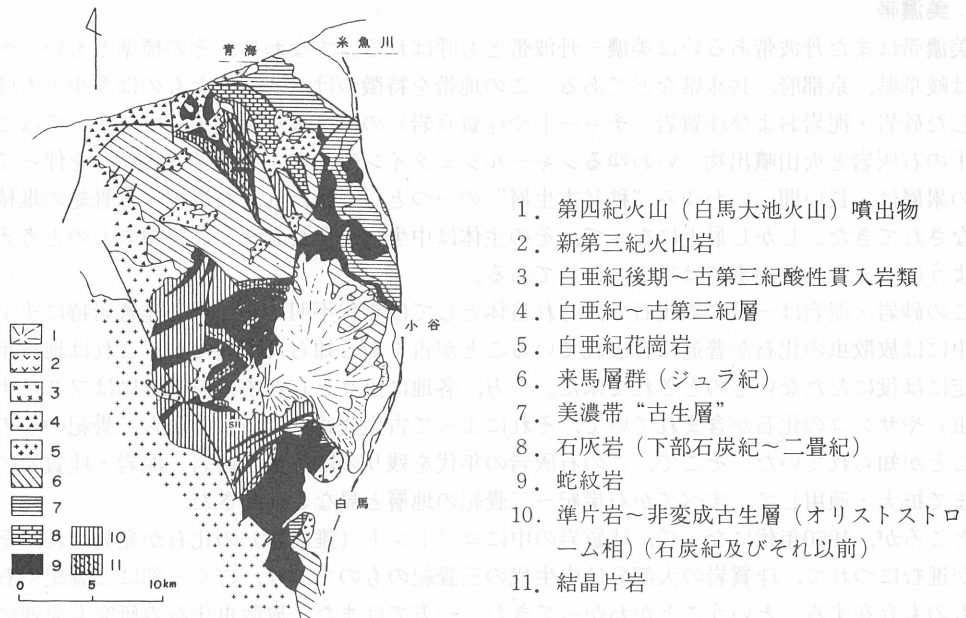
A. 西南日本

1. 飛驒帯・飛驒外縁帯

飛驒帯は長野県からはずれているので、ここでは簡単にふれるだけにしておく。飛驒帯を特徴づける最も基本的なものは“飛驒変成岩類”である。ただし、これまで漠然と単一のものと考えられていた“飛驒変成岩類”は二つに分けなければならない、ということになりそうである。一つはこの帯の中心部に分布するもので、各種の片麻岩類を主とし、かなり多量の結晶質石灰岩層をはさむものである。もう一つは、この帯の北東縁に近い富山県宇奈月地方に分布するもので、地質家の間では、十字石や藍晶石を含む結晶片岩で知られている。いずれも、きわめて古いもので、もしかすると先カンブリア代のものではないかと考えられたこともあった。しかし、最近、宇奈月地方のものが上・下二層に分けられて、上位の「宇奈月グループ」の中からコケ虫や有孔虫の化石が発見され、これによって原岩は石炭紀層であることがわかった。また変成作用の時期は2.5億年前つまり二疊紀と考えられている(広井美邦, 1978)。一方、中心部のものは、その複雑な構造や広い範囲にわたる放射年代から見て、何回かの変成作用・変形作用をくり返してこうむったものとされている(荒川洋二, 1982)。

これらの変成岩類とそれに伴う花崗岩類とは、さらに後期の花崗岩類～火山岩層に貫入あるいは被覆され、あるいはジュラ～白亜紀の堆積岩層や新第三紀層などに広く覆いかくされていて、実際の露出はあまり広くない。

飛驒外縁帯(または飛驒外縁構造帯)は、元来は、飛驒帯と次に紹介する美濃帯との境界という考えで設定されたものである。それは、初め、岐阜県吉城郡上宝村の福地、同県大野郡清見村の楢谷、福井県大野郡和泉村大谷～伊勢の三地域に知られていたデボン紀層の分布地をつらねて想定されたものである。大観すると、この三地域は飛驒帯と美濃帯との境界といった位置にある。ただし、上に述べたとおり、飛驒変成岩の露出は断片的なものであるし、デボン紀層の三つの分布地もそれぞれがきわめて小さい上に、それらの中間とその東西は空白なのであるから、これら



第3図 飛驒山地北部（青海—蓮華帯）の地質略図（茅原一也・小松正幸，1982）

をつらねて外縁帯を想定することは、かなり大胆なことであった。それはともかく、福地地域にはその後シルル紀の化石が発見され、さらに1980年には日本で初めてオルドビス紀の化石が発見された（H. Igo et al., 1980）。またこれらの地域には結晶片岩や蛇紋岩の存在も知られていて、デボン紀層などの古い含化石層と結晶片岩および蛇紋岩が飛驒外縁帯を特徴づけるものと考えられるようになってきた。

他方、飛驒山地の北端にあって、長野・新潟・富山の三県にまたがる地域には結晶片岩と蛇紋岩、青海の石灰岩で知られる石炭紀～二疊紀の石灰岩、いわゆる“秩父古生層”と見なされる非石灰質の碎屑岩～珪質岩の累層、ならびにジュラ紀前期の来馬（くるま）層群などが分布し、そのいずれもが大小の地塊に分かれて入りまじり、複雑な分布を示している。そして、残念ながら、デボン紀・シルル紀・オルドビス紀といったような古い地層はまだ見つからないけれども、上記の結晶片岩や蛇紋岩を目やすとして、この地域を飛驒外縁帯の延長と見るのが最近の有力な意見である（小松正幸，1980；茅原一也・小松正幸，1982；茅原，1982）。

そういう観点から見て、長野県側では北安曇郡（きたあずみぐん）小谷村（おたりむら）から白馬村にかけて、結晶片岩、蛇紋岩、来馬層群（来馬は小谷村の中の一つの字）などが分布していて、この地域が飛驒外縁帯に属することを示している。また、槍ヶ岳付近にも結晶片岩の存在が知られているが、その位置は岐阜県福地の北北東にあたり、ここもまた飛驒外縁帯に属する。

なお、新潟県側では青海一小滝地方のヒスイ（硬玉）が有名であるが、これは蛇紋岩中の曹長岩の中に含まれている（茅原一也，1960；C. Chihara, 1971）。長野県側の蛇紋岩にも少量ではあるが曹長岩が含まれ、その中にもヒスイが認められる。

小谷村からその北方の新潟県にかけて、姫川浴いとその左岸に、非石灰岩相の“秩父古生層”（その年代については再検討を要するが）が分布しているが、これは次に紹介する美濃帯の延長を代表するものと考えられている。

2. 美濃帯

美濃帯はまた丹波帯あるいは美濃—丹波帯とも呼ばれる。すなわち、その標準ともいべき地域は岐阜県、京都府、兵庫県などである。この地帯を特徴づける基本的なものは多少とも強く変形した砂岩・泥岩および珪質岩（チャートや珪質頁岩）のぼう大な累層で、所によってはこれに若干の石灰岩と火山噴出物（いわゆるシャルシュタインやオフィオライトの類）を伴っている。この累層は、長い間、いわゆる“秩父古生層”の一つとして扱われ、石炭紀～二畳紀の堆積物と見なされてきた。しかし最近になって、その主体は中生代、それもジュラ紀頃のものと考えられるようになった。その事情は次のとおりである。

この砂岩・泥岩は一般に無化石で、それ自体としては年代不明であった。珪質岩特にチャートの中には放散虫の化石が普通に含まれていることが古くから知られていたが、これは地質年代の判定には役に立たないものとされて来た。一方、各地に点々と存在する石灰岩にはフズリナ（紡錘虫）やサンゴの化石が含まれていて、それによって古生代後期の石炭紀から二畳紀のものであることが知られていた。そこで、この石灰岩の年代を残りのぼう大な砂岩・泥岩・珪質岩の累層にまで拡大・適用して、すべてが石炭紀～二畳紀の地層と見なされてきた。

ところが、1960年代になって、珪質岩の中にコノドント（錐歯類）の化石が発見され、その研究が進むにつれて、珪質岩の大部分は中生代の三畳紀のものであり、ごく一部に二畳紀や石炭紀のものも存在する、ということがわかってきた。一方ではまた、放散虫化石の研究も急速に進んできて、珪質岩中の放散虫の一部、ならびに新しく発見されるようになった泥岩中の放散虫化石がジュラ紀のものであることがわかってきた。

化石の研究についてのこのような進歩と同時に、それを含む岩層の産状についても詳細な研究が進められ、両者を合わせて、現在では次のように考えられるようになった。すなわち、これらの地層の主体は砂岩・泥岩の累層で、それが堆積した年代は泥質岩中に含まれている放散虫化石の示すジュラ紀である。それに対して、三畳紀のコノドントを含む珪質岩は、他の場所に存在していたものが、ジュラ紀になって、ジュラ紀層の堆積の場に、外来の岩塊として滑りこんで来たものである。石炭紀～二畳紀の石灰岩の多くも、おそらく、同様なメカニズムで、三畳紀層の中へ、そしてまたさらにジュラ紀層の中へ、外来の岩塊として滑りこんで来たものであろう[※]。なお、このような外来岩塊は、珪質岩や石灰岩だけでなく、砂岩や火山岩などでもあり得ることで、その大きさは、小さいものでは数mmから数cm、大きいものでは数百mから数千mに達するものもある。

長野県では、このような地層が梓川の両岸から御岳山の東方地域にかけて広く分布し、かつては白骨温泉や善知鳥山の石灰岩中の化石を根拠として、二畳紀層と考えられていたが、現在新しい研究が進められているところで、その大部分は三畳紀や古生代の外来岩塊を大量に含むジュラ紀層ということになりそうである。これらの地層は、従来、梓川層群、味噌川層、奈良井層、あるいは藪原層などの名で呼ばれて来たが、これらの層名の使用には慎重な配慮が必要である（大塚勉，1981，1983）。

長野県的美濃帯には、南部と北部とに、花崗岩～火山岩層の地域が広く広がっている。南部のものは御岳山の南西にあって、岐阜県にまたがり、広大な面積を占める濃飛流紋岩と、それに貫入している上松（あげまつ）花崗岩などからなる。濃飛流紋岩は、古くは石英斑岩と考えられて

※ このような複雑な地層は、海底において、既成の岩層が重力によって滑落し、より低位置にある堆積盆地へ運びこまれて形成されると考えられ、オリストストロームと呼ばれる。また、その中に含まれる大小の外来岩塊はオリストリスと呼ばれる。

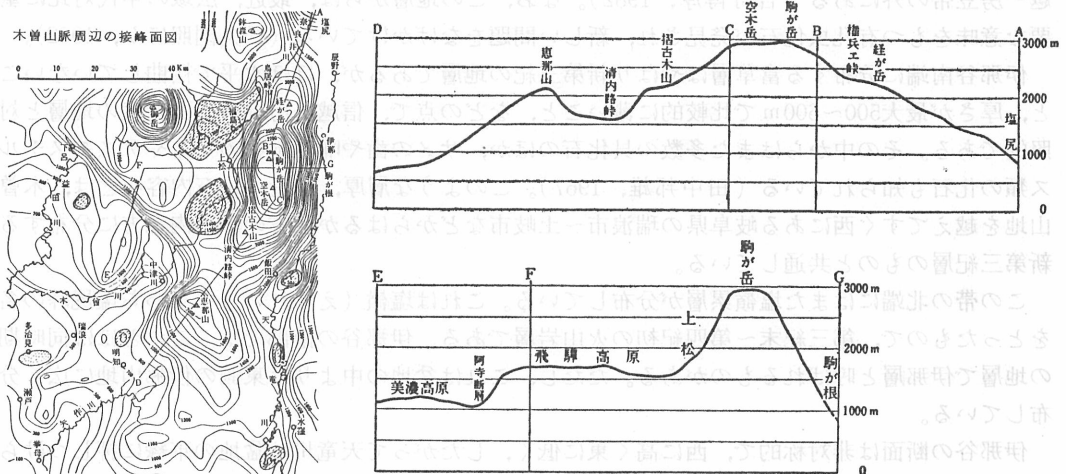
いたものであるが、1960年頃から、陸上に噴出・堆積した、火山灰を主とする地層であることが明らかにされた(河田清雄ほか, 1961)。この種のもは、現在では、近畿地方から中国地方にかけて広く分布していることが知られているが、濃飛流紋岩はその中で最初に詳しく研究された代表的なものである。その一部には碎屑岩層もはさんでいるが、大部分は熔結凝灰岩で、白亜紀の後期のものである。その厚さは2,000 m前後に達し、断層によって切られてはいるが、一般にゆるく傾いた程度の構造をもっている。全体としては北西—南東に延びた分布をなし、北西部は飛驒帯の中にくいこんでいる。

上松花崗岩はすぐ南西の岐阜県中津川地方の苗木花崗岩と一連のもので、領家帯～美濃帯に分布する花崗岩類のうちでは最も若いものの一つで、中生代末～新生代初に貫入したものである。あまり大きい岩体でもないのに有名なのは、苗木地方で美しく珍しい鉱物を産するからである。

北部の花崗岩～火山岩層は梓川の最上流部すなわち上高地、穂高岳、槍ヶ岳地域から北へ、北アルプスの最高峰地域に広がり、大町西方、北西方の後立山連峰に及んでいる。この分布もまた美濃帯から飛驒帯にまたがっているもので、このため、両帯の境界の位置がわかりにくくなっている。

この地域においては、分布の中央部に花崗岩が広く発達し、北部と南部、すなわち北の鹿島槍ヶ岳、爺ヶ岳、蓮華岳、針ノ木岳地域と南の槍ヶ岳、穂高岳地域とは火山岩層が多い。このうち、鹿島槍ヶ岳～針ノ木岳地域のものについて、最近、詳しい研究の成果が発表された。それによると、白亜紀後期から第三紀初にかけて、濃飛流紋岩の場合と同様な火山活動や花崗岩の貫入などがくり返して行なわれ、少なくとも5回の火成活動の時期が区別できるといふ。(石沢一吉, 1982)。一方、穂高岳地域のもは安山岩質の火山噴出物からなる累層で、東へ傾き南北に伸びた地溝状の分布をなしているという(原山智, 1983)。その火山活動の時期は古第三紀で、北部の爺ヶ岳火山岩類に対応すると考えられている(石沢, 1982)。

御岳山、乗鞍岳、焼岳などの火山が最新期のもので、表面に乗っかっているだけのものであることは既に述べたとおりである。実際、乗鞍岳の一部では、海拔2,400 mほどの高所にまで、先



第4図 木曾山脈周辺の接峰面図(山下昇, 1959)

下呂から中津川の北東へ、5～6本の等高線が密集して直線的に走っているのが、活断層として有名な阿寺断層を表わす。その北東側が飛驒高原、南西側が美濃高原。御岳火山が飛驒高原の上に乗っていることがよくわかる。

にあげた“古生代～中生代”の地層が露出している。一方、御岳山とその周辺の接峰面図を見ると、この火山が海拔1,700～1,900mの飛騨高原の上に積み重なっていることが読みとれる（山下, 1959）。

なお、焼岳の1915年（大正4年）の爆発によって梓川がせき止められ、そこに上高地の大正池が生まれたことは有名な事件であり、1962年にも爆発が起こって大量の泥流が押し出した。

3. 領家帯

領家帯を定義するとすれば、領家変成岩の分布する地域ということになる。しかし、実際には領家変成岩の分布はきわめて断片的で、かつその面積は小さい。長野県に属する部分でいうと、それがあつ程度まとまって分布しているのは、木曾山地と伊那山地との北部である。その岩石は、古くから、縞状片麻岩と片状ホルンフェルスと呼ばれてきたもので、変成作用の条件を温度・圧力でとらえる見方でいうと、高温・低圧型であり、代表的な変成鉱物でいうと珪線石や堇青石で特徴づけられる。

この地域で重要かつ興味深いのは、変成の程度という観点から見て、ほぼ奈良井川の線を境として、南東側の領家変成岩が北西側の美濃帯の非変成の“古生代～中生代”の地層に漸移しているように見えることである。同様なことは地帯の延長方向にも認められ、北北東の方向にも変成度が低下している。

これより南の領家帯には花崗岩類が広く分布している。その中にはいくつもの岩体が区別され、貫入の順序が詳細に検討されている。大別すると、濃飛流紋岩より古いものと新しいものとに分けられ、それぞれ古期領家花崗岩類、新期領家花崗岩類と呼ばれている。

長野県の領家帯にはまた新期の岩層に属する地層が断片的に分布している。諏訪湖の南の守屋山を構成する新第三紀層は、その上半に多量の“緑色凝灰岩”を含む点で、信越一房豆帯のフォッサ・マグナ（後述）のものと同通しているが、変形（褶曲）が弱い点では異なった特徴を示している。また、その下半の守屋累層はフォッサ・マグナの第三紀層の標準の一つ——その最下部層——とされているが、その分布地はまぎれもなく糸魚川—静岡構造線の南西側、したがって信越一房豆帯の外にある（吉野博厚, 1982）。なお、この地層からは、最近、広域の年代対比に重要な意味をもつ有孔虫化石が発見され、新しい問題をなげかけている（松丸国照ほか, 1982）。

伊那谷南端に分布する富草層はやはり新第三紀の地層であるが、ほぼ水平で褶曲していないこと、厚さが最大500～600mで比較的薄いこと、などの点で、信越一房豆帯の同時代の地層と対照的である。その中からはまた多数の貝化石のほか、サメの歯や哺乳動物のサイやデスマスチルス類の化石も知られている（田中邦雄, 1967）。このような層厚、構造、化石内容などは、木曾山地を越えてすぐ西にある岐阜県の瑞浪市～土岐市などからはるか西方の瀬戸内地方に分布する新第三紀層のものと共通している。

この帯の北端にはまた塩嶺累層が分布している。これは塩嶺（えんれい）すなわち塩尻峠の名をとったもので、第三紀末～第四紀初の火山岩層である。伊那谷の南部では、これとほぼ同時期の地層で伊那層と呼ばれるものがある。ただし、これは盆地の中よりは東側の伊那山地に広く分布している。

伊那谷の断面は非対称的で、西に高く東に低く、したがって天竜川は盆地の東縁に押しつけられている。盆地の中には厚い礫層が発達し、何段もの段丘をなしている。主として両側の山地から供給された砂礫の扇状地性の堆積物で、ほとんどすべて最新期のものである。それにもかかわらず、木曾山地から流れ出る谷にえぐられて田切地形をつくり、また断層によって切られ、所によっては基盤の花崗岩が礫層の上ののし上がっている。

4. 三波川帯・秩父帯・四万十帯

この三つの地帯は赤石山脈のうちの中央構造線より東の部分を構成している。西南日本の中心ともいべき四国においては、この三帯が幅広くよく発達しているが、それに比べると、赤石山地の三波川帯と秩父帯とは、いずれも著しく幅が狭い。このうち、三波川帯は三波川変成岩と呼ばれる高圧・低温型の結晶片岩と蛇紋岩から成る。秩父帯ではいわゆる“秩父古生層”が主要なものであるが、美濃帯の場合と同様に、この“古生層”も古生層でなくて複雑な構造をもった中生代層であることがわかってきている。

三波川帯と秩父帯との境界付近には、細く長く断片的に戸台層と呼ばれる白亜紀層があつて、古くから三角貝化石を産することが知られていたが、最近その中から多くのアンモナイト(菊石)化石が報告された(北村健治, 1982, 1983)。四万十帯は大形化石をほとんど含まない砂岩・泥岩およびチャートから成り、紀伊半島や四国のものと同様に、白亜紀~古第三紀の地層であると考えられている。

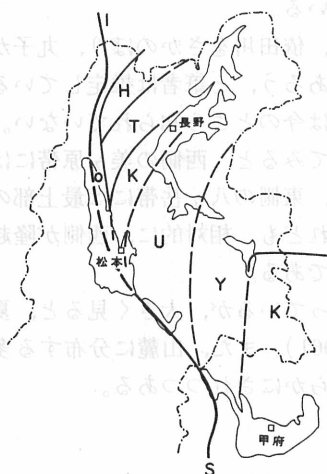
中央構造線沿いで県の南端にある南信濃村には和田層と呼ばれる地層があつて、長い間古第三紀層だと考えられていた。しかし、最近になって、これは中新世すなわち新期の岩層に属するものであることがわかってきた(松島信幸, 1980, 1983)。この地層は新期のものであるにもかかわらず、強く変形している。おそらく中央構造線に接しているためであろう。

赤石山地の北東部の甲斐駒ヶ岳とその南北の地域には花崗岩類が貫入している。これは新第三紀のもの、つまり新期の岩層に属する。

B. 信越一房豆帯

1. 信越一房豆帯の地質構造区分

信越一房豆帯の中には、関東山地のように、周囲の部分とはっきり区別できるところもあるが、残りの広大な地域については、まだ確定的な区分ができていない。しかし、長野県に属する部分の一部については、ある程度公認されている「地帯」あるいは「地域」が識別されるので、それを基にしていくらか修正を加えて次に紹介する。すなわち、南東から北西への順で、関東山地、八ヶ岳帯(仮称)、美ヶ原帯(仮称)、込地向斜帯、高府向斜帯、日影向斜帯、大峰帯の七つである。このうち、美ヶ原帯——とおそらく八ヶ岳帯も合わせて——は、古くは“無褶曲区”と呼ばれ、



- O : 大峰帯
- H : 日影向斜帯
- T : 高府向斜帯
- K : 込地向斜帯
- U : 美ヶ原帯
- Y : 八ヶ岳帯
- K : 関東山地
- I—S : 糸魚川—静岡構造線

第5図 長野県の信越一房豆帯の構造区分

込地向斜帯～高府向斜帯～日影向斜帯の地域は、まとめて“褶曲区”と呼ばれて来た。これらの地帯は第5図に示すとおりであるが、大峰帯は他の地帯と斜交して糸魚川～静岡構造線に平行であり、また関東山地の北側は未処理である。これらの地帯は北あるいは北東に行くにつれてはっきりしなくなっているが、その理由の一つはこの方面に最新期の火山岩層が広がっていること、もう一つはこの地域の調査、研究が少ないことであろう。

2. 関東山地

関東山地を構成している岩層は基本的には赤石山地のものと同じである。実際、三波川帯とか秩父帯という地帯の名のもとになっている地名は群馬県・埼玉県内のものである。赤石山地との最も大きな違いは地質構造の一般走向が90度も違っていて、ほぼ東西に走っている点である。関東山地全体としてみると、北から南へ、三波川帯、秩父帯、四万十帯の順で並んでいるのであるが、三波川帯は東方で幅広く、西へ尖滅し、長野県には出現しない。秩父帯の中には山中（さんちゅう）地溝帯と呼ばれる白亜紀層の地帯があるが、その延長は十石峠を越えて佐久町の旧大日方地域（抜井川の谷）に現われている。これは赤石山地の戸台層の地帯にほぼ相当する。秩父帯のいわゆる“秩父古生層”が、実は、古生層でなくて中生層であろうことは、赤石山地や美濃帯の場合と同じである。関東山地の北縁は、群馬県内の部分では、下仁田構造帯と呼ばれる特異な構造線になっているが、長野県側では、その延長は内山峠を越えて佐久市内山の谷に入り、これに沿って白亜紀層が露出している。

赤石山地になくて関東山地に存在する岩層としては、古くから知られている北相木の含植物化石古第三紀層、北部の内山谷と抜井川との地域に広がる新第三紀層～第四紀の火山岩層などがある。

3. 八ヶ岳帯

これは、簡単にいえば八ヶ岳連峰の地帯であり、千曲川を越えてその北では浅間山の地帯である。この地域は、これらの最新期の火山の噴出物に広く覆われていて、それより下位の岩層はきわめてわずかししか露出していない。それが露出しているのは、千曲川より南で、望月町あるいは旧中山道に至るまでの地域である。ここには、第三紀末～第四紀洪積世前期、したがって新期の岩層のうち一番若い地層である小諸層群が分布している。

西側的美ヶ原帯との境界は、信越線の大屋から南へ、依田川をさかのぼり、丸子から大門峠を越えて中央線の富士見に至る、いくらか曲がった線であろう、と筆者は推定している。ただし、この線に沿って大きい断層があるという野外での証拠は今のところ知られていない。しかし、最新期の火山噴出物を取り除いて、新期の岩層だけを見てみると、西側的美ヶ原帯には新期の岩層のうちの最下部のものが広く露出しているのに対して、東側の八ヶ岳帯には最上部のものしか露出していない。境界線の性質はまだわかっていないけれども、相対的に、西側が隆起し東側が沈降し、その落差がかなり大きいものであることは確かである。

八ヶ岳火山は、その名のとおり、多くの火山から成っているが、大きく見ると、夏沢峠を境として、それより北と南とで違いがある（河内晋平, 1961）。また、山麓に分布する多種多様な火山噴出物の層が詳細に研究され、その長い形成史が明らかにされつつある。

4. 美ヶ原帯

これは以前“中央隆起帯”と呼ばれたものに似ているが、それより三倍ほど幅が広い。たとえ

ば小林国夫(1967)は松本盆地周辺地質構造図の中に中央隆起帯を明示しているが、その東縁の線は扉峠の西側を南北に走り、そのあたりでの幅は約7kmになっている。ところが、ここにいう美ヶ原帯の東縁は上にあげた丸子—大門峠—富士見の線であるから、扉峠あたりでの幅は22~23kmに達する。なお、中央隆起帯という名を用いないのは、“中央”とか“隆起”というような相対的な表現を避けたいからで、この種の語を個有名として名づけると、見方や立場によっては不合理なものとなって困ることがあるからである。

さて、この帯の特徴は、新期の岩層のうちの下部のもの、すなわち守屋層~内村層が広く露出していることで、そのうちの内村層は特に“緑色凝灰岩”(グリーントフ)の名で知られる火山噴出物を主としている。そこにはまた“石英閃緑岩”も大量に貫入している。これらの内村層と石英閃緑岩とは、この帯の南部の美ヶ原~霧ヶ峰地域と千曲川の北の河東山地とに特に広く露出し、その中間の青木村~川西村~別所温泉の地域には、上位に重なる別所層~青木層が分布している。この事実は、この地帯が延長方向にも高くなったり低くなったりしていることを物語るもので、美ヶ原~霧ヶ峰地域と河東山地との間にあって、青木~別所地域が沈下したようになって示している。

この帯の南端においては、岡谷市の北部の横河川に沿ってほぼ南北の断層があり、その東側に細長く三波川型の結晶片岩と蛇紋岩が露出している(吉野博厚, 1982)。この断層の西側には守屋層や内村層などが分布していて、その下にあると期待される領家帯の岩石は見つかっていないが、この断層は赤石山地の中央構造線の北方延長であると考えられている。赤石山地の中央構造線とこの断層との間の水平変位は、糸魚川—静岡構造線に沿って測った場合、およそ10kmである。なお、これより南東の地域にも、新第三紀層より古いと推定された岩石があるが、まだ十分に証明されたとは言いがたい。

この地帯の南部にはまた第三紀末~第四紀初の火山噴出物を主とする塩嶺累層が広く発達し、その延長は糸魚川—静岡構造線を越えて、南西の領家帯および三波川帯に及んでいる。全体として見ると、ゆるく傾いている程度でほとんど褶曲していないが、断層による垂直変位はかなり大きいものがある。本層の一部には、板状節理の著しくよく発達した熔岩層があり、諏訪市の北東山地において、「鉄平石」という名の石材として採石されている。また、諏訪北方の中山道沿いの和田峠周辺の本層中には和田峠流紋岩層の中に黒曜石が含まれ、石器時代の石器の原材料の供給地となったことで有名である。

この地帯の西縁はおよそ松本と長野を結ぶ弧状の線である。それは、これまで西側の褶曲区と東側の無褶曲区とが区別されたときの境界線に相当する。

5. 込地向斜帯・高府向斜帯・日影向斜帯(“褶曲区”)

この三つの地帯は南から北へこの順で並んでいる。いずれも、新期の岩層のうちの別所層・青木層・小川層・棚層などから成る。泥岩・砂岩・礫岩などの碎屑岩を主とする地層で、一部に火山噴出物をはさんでいる。火山岩層の大きいものは戸隠山、荒倉山、聖山などをつくっているもので、このほか、長野市の北から西、南西につらなる裾花凝灰岩層は、その場所がらからも、また特徴のある真白な崖をつくることから、大変目だつ存在である。

それぞれの帯の中では、南西あるいは南に向かって閉じた向斜構造をなしているのが特徴である。大観すると、南に位置する地帯に下部の地層が広く、北に行くほど上部の地層が広く露出している。地帯間の境界は鋭くとがった背斜または断層になっている。向斜軸は、大観すると、それぞれの地帯とほぼ平行な弧をえがいているが、厳密にみると完全に連続的ではなく、いくらか不連続的に折れ曲がったり、と切れたりしている。これらの不連続部はまた、南北に直線的に並

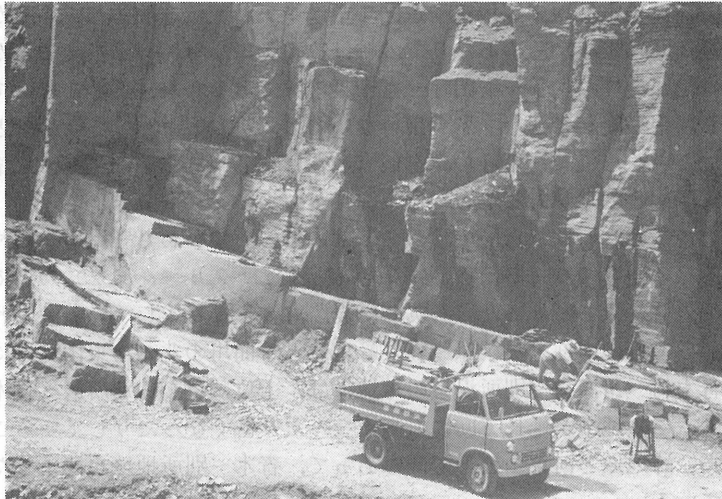
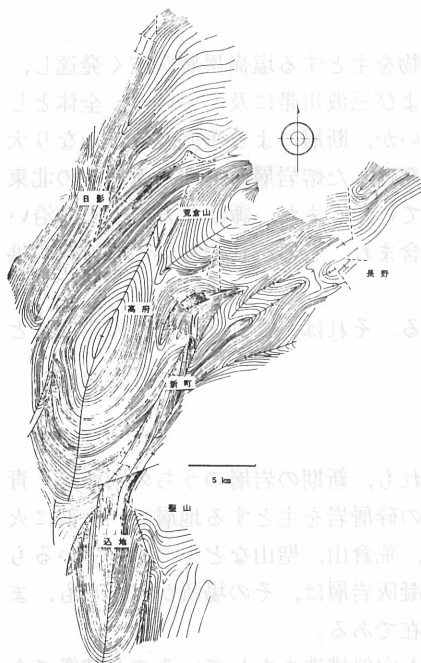


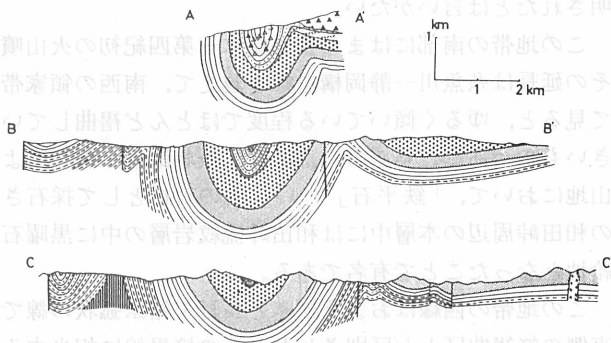
写真1 鉄平石の石切場（諏訪市北東の山地）

諏訪市北東の山地には鉄平石の石切場がいくつもあって大規模に採石されている。第三紀末～第四紀初めの塩嶺累層の中にはさまれている安山岩の熔岩で、板状節理が著しくよく発達している。節理の面は地層の層理面と平行で、ゆるく傾いている。



第6図 北信第三系の褶曲構造 (走向線図)

(北部フォッサ・マグナ研究グループ, 1976)



第7図 込地向斜の横断面 (水野 学, 1976)

日影、高府、込地の三つのうち、この込地向斜が最も形よく円筒形の褶曲をなしている。図の右側つまり東側の平坦な部分は美ヶ原帯、左側（西側）は高府向斜。

び、弧状雁行配列の下に南北方向の構造要素が潜在しているであろうことを暗示している（小坂共栄，1979）。

高府向斜帯と日影向斜帯との北東部には最新期の火山，すなわち妙高山(新潟県)，黒姫山，飯綱山などが南北に直線状に並び，下位の新期岩層を広く覆っている。妙高山の東には野尻湖があって，その湖底の野尻湖層からはナウマン象その他多くの化石と人類の遺物などが発掘されている（野尻湖発掘調査団，1975）。

6. 大峰帯と松本盆地

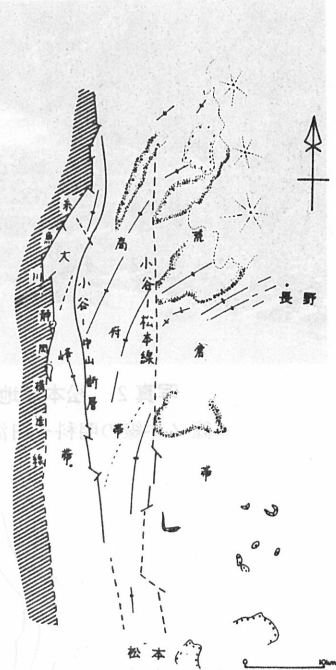
松本盆地の東縁の明科より北の部分では，糸魚川—静岡構造線に平行して，その東を南北に断層が走り，北部では小谷（おたり）断層，南部では中山断層と呼ばれてきた。この二つは，最近，一連のものとして小谷—中山断層と呼ばれることになり，これと糸魚川—静岡構造線との間の地帯は大峰帯と名づけられた。（小坂共栄，1979，1981）。大峰帯は幅2～4.5kmで，明科から北方へ50km以上追跡される。また，最近の研究によると，明科の南でも田沢駅のあたりまでは存在が確認されているので，これを含めると60kmにも達する。この帯の大部分は第三紀末～第四紀洪積世前期の大峰層によって構成されているが，北端の地域では，それより下位の地層も露出している。大峰層は大量の礫岩と石英安山岩質の火山噴出物から成り，一般にゆるい向斜構造をなしている。

松本盆地は糸魚川—静岡構造線を覆い，その両側の地帯にまたがって，地溝状に生じた盆地である。この盆地を埋めている主要なものは，地もとの人が西山と呼ぶ北アルプス側から押し出した扇状地性の堆積物である。これらは最新期のもので，一部は段丘地形をつくっている。全体として非対称的に西側が高く東側が低いので，高瀬川，犀川，奈良井川などの河川は盆地の東側に押しつけられる傾向がある。

盆地の中の構造については，ほぼ中央の豊科を通る東西断面に沿って地震探査が行なわれた例がある。それによると，新しい礫層と考えられる2.6km/secの速度層が，厚さ360mほどもあり，その下にほぼ盆地の中軸の位置を糸魚川—静岡構造線が通っているらしい（山田哲雄，1968）。それとは反対に，松本市の西約8kmの梓川村大妻には，火打岩と呼ばれる長径8mほどのチャートの岩塊があって（平林照雄，1967），これが根のあるものならば，盆地の底は意外に浅いところもあるわけである。いずれにせよ，盆地の縁辺に残されているいろいろな時期の礫層などを拠りどころとして，盆地形成の運動——盆地の相対的沈降と両側の山地の相対的な隆起——が，きわめて新しい時代，つまり最新期に急速に進行したことが明らかになりつつある。

5. 断層について

長野県内には日本最大の中央構造線や糸魚川—静岡構造線などの大断層が走っていて，その谷筋が秋葉街道や姫川沿いの千国街道（塩の道）など，昔から重要な交通路として利用されてきた

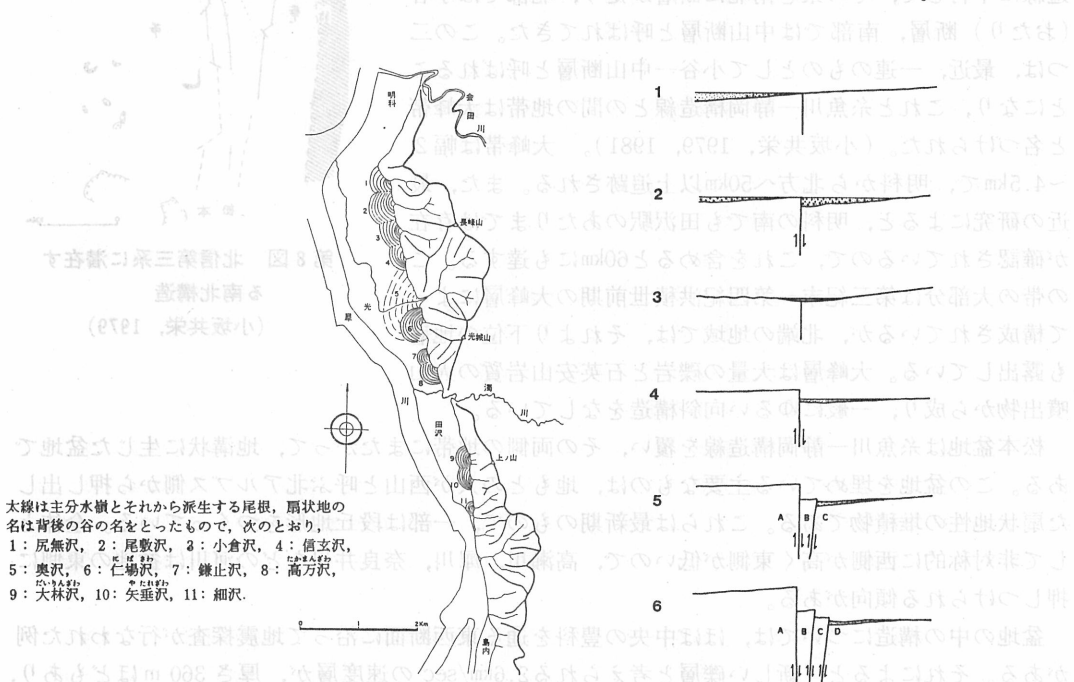


第8図 北信第三系に潜在する南北構造
(小坂共栄，1979)



写真2 松本盆地東縁の小さい扇状地（豊科町光地域，高万沢扇状地）

篠ノ井線の明科～田沢間には東側の山麓にかわいらしい扇状地が並んでいる。



太線は主分水嶺とそれから派生する尾根，扇状地の名は背後の谷の名をとったもので，次のとおり，
 1：尻無沢，2：尾敷沢，3：小倉沢，4：信玄沢，
 5：奥沢，6：仁場沢，7：鎌止沢，8：高万沢，
 9：大林沢，10：矢垂沢，11：細沢。

第9図 松本盆地東縁の小扇状地群
 (山下昇・小坂共栄・森田聡子，1982)

松本の北方，篠ノ井線の田沢駅～明科駅間には，東側の山麓に半径200～300mのかわいらしい扇状地が並んでいる。扇状地は小さいほど急になる傾向があつて，ここでは表面の傾斜が10度前後に達する。洪積世最末期から沖積世～現在に形成されたものである。扇状地をつくる水流が人間に管理されると天井川になるが，ここにも小さい天井川ができています。

1：鮮新世末(猿丸層堆積時)，2：前期更新世(水内層堆積時)，3：前期更新世末～中期更新世初め(大峯面の形成と豊野層堆積時)，4：中期更新世，5：中期更新世末，6：後期更新世
 A：山地，B：豊野丘陵・赤塩丘陵など，C：城山丘陵・若槻丘陵など，D：高丘丘陵。

第10図 長野盆地西縁部の構造発達
 (赤羽貞幸，1982)

長野盆地のことは本文では取りあげなかったが，ここも最新期に沈降——相対的に——したもので，断層が階段状に生じている。

が、時にはきわめて危険な存在でもあった。たとえば、“三十六災”の名で知られる1961年6月の水害のとき、下伊那郡大鹿村大河原地域では大西山が大崩落し、死傷者・行方不明者多数(110名)を出した。これはまさに中央構造線沿いの圧砕岩の山であった。一方、大糸線南小谷駅の対岸の小土山で起こった地じりは一時期姫川をせき止めたほどであったが、これは糸魚川—静岡構造線の一部である姫川断層の上に起こったものである。そのすぐ南の千国区の小さい谷にはこの断層の青粘土が今もよく露出しているし、地じりそのものの修復工事場にも青粘土が見えていた。

しかし、これほどの大断層でなくても、心配な断層はまだたくさんあって、中でも近年特に注目されているのは活断層である。活断層は、「一般に、最近の地質時代にくりかえし活動し、将来も活動することが推定される断層を、活断層という」(活断層研究会, 1980)と定義されている。そして、活断層研究会(1980)は「地質年代の区切りである第四紀、つまり約200万年前から現在までの間に、動いたと見なされる断層を、活断層として扱い」、日本の活断層の分布図を公表した。その中には長野県内のものも多数図示され、特に伊那谷のものなどは、解説例にもとりあげられている。ここには、松本市の市街地のすぐ南にある牛伏寺断層の例(小林国夫, 1967)をあげておく。これは、2万5千分の1の地形図(松本, 山辺)にも見えているが、航空写真を立体視すると、まんじゅう形の小山がすっぱりと半分になり落ちていて、地形の上に生々しく表現されている。

この種の断層は、公式に報告されているもののほかにも、まだたくさん存在するようであるが、残念ながら、系統的な調査研究はほとんど行われていない。

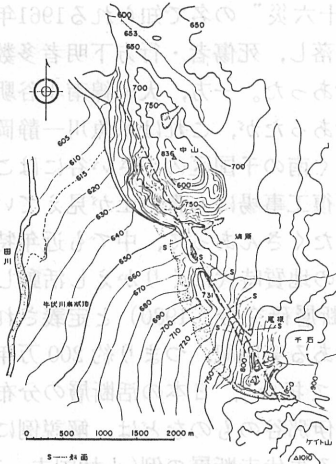
6. フォッサ・マグナをめぐって

日本の地質構造を初めて体系的に総括したドイツ人のナウマン(E. Naumann)は、日本列島の中央部に、これを横断する特異な地域があることを指摘し、これを大地溝(grosser Graben)と呼び(1885)、すぐ続いてラテン語のFossa magnaという語に取りかえた(谷本勉, 1982)。一方、オーストリアで地質学を学んで帰国した原田豊吉は、ナウマンの地溝という考えに反対し、ほぼ同じ地域を富士帯と呼んだ。そして、サハリン山系に属する東北日本弧とシナ山系に属する西南日本弧とが、この地で対曲(Scharung)をなしていると主張した(T. Harada, 1888, 1890)。いずれも、当時の貧弱なデータに基づいたもので、いろいろと問題を含んでいるが、成因論としては、どちらかという、「本州弧が七島山脈という障害物に衝突して二つに割れた」というナウマン説の方が、現在知られている事実に合致する点が多い。

しかし、ナウマンの論文と地図とを細かく検討してみると、フォッサ・マグナの実態はきわめてあいまいなものであった。その西縁は、当時から、ほぼ現在の糸魚川—静岡構造線に近いものが想定されていたようで、これは1918年に、矢部長克によって「糸魚川静岡地構線」と呼ばれた。ところが、東縁については、関東山地と八ヶ岳火山群との間——つまり岩村田—若神子線——が、ほぼその構造線に相当するだけで、ナウマンの地図に明示されているにもかかわらず、北方延長も南方延長も実情に合わないのである。というより、岩村田の北にも若神子の南にも、そういう構造線の存在を示す事実はないのである。

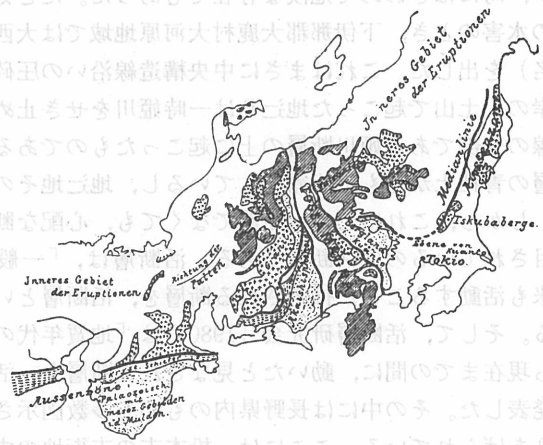
そこで、あらためて視野を広げてみると、フォッサ・マグナの東にあるべき東北日本を代表するはずの関東山地が、実は東北日本の本体ではなくて、一つの島のような存在であり、本当の東北日本はもっと東あるいは北東の彼方にある、と考えるなければならないのである。

こうして、柏崎—銚子構造線と信越—房豆帯という考えが生まれたのであるが、その後、これを支持する意見や修正を主張する意見も現われている。たとえば猪間明俊(1971)は新潟油田地



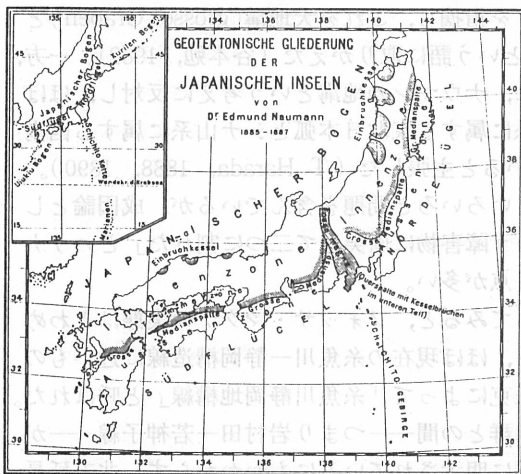
第11図 牛伏寺断層
(小林国夫, 1967)

地形に表現されている最もみごとな断層の一例。



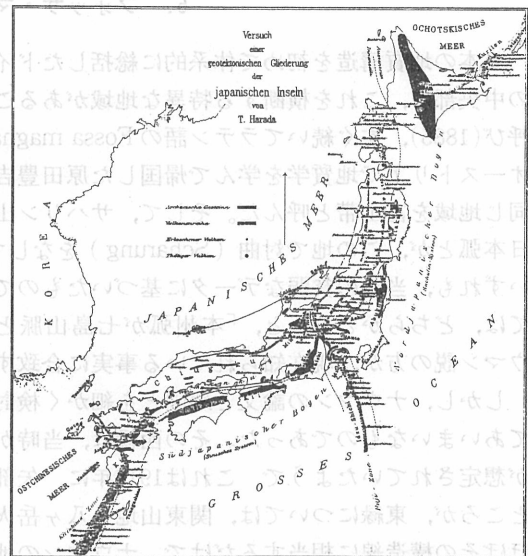
第13図 ナウマンのフォッサ・マグナ
(E. Naumann, 1887)

ナウマンがフォッサ・マグナを図示したものでは、これが最初でかつ最も具体的なものである。(もとの図にあった地磁気の等値線〔西偏5度〕は消去した。)



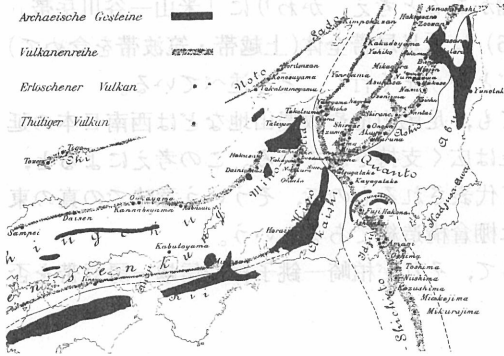
第12図 ナウマンの日本列島地質構造図
(E. Naumann, 1893)

ナウマンの日本列島地質構造論は1885年に発表されたが、それにはこの種の地図はつけられていない。この図は、原田豊吉との論争で有名な1893年の論文にかかげられているものである。



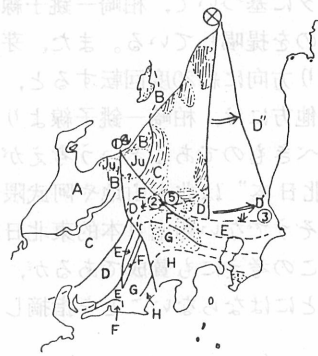
第14図 原田豊吉の日本列島地質構造図
(原田豊吉, 1888)

凡例の Archaische Gesteine(太古界の岩石)と Vulkanenreihe(火山列)とは原本では赤色で印刷されている。黒丸は死火山、二重黒丸は活火山。



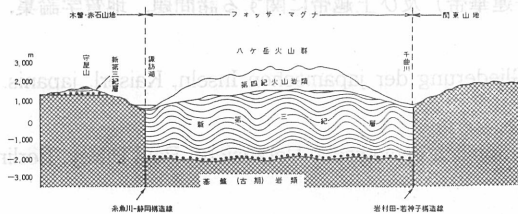
第15図 原田豊吉の構造図の一部分
(原田豊吉, 1888)

糸魚川—静岡構造線(という名はまだなかったが)はほぼ正しい位置に描かれている。富士山の北の文字は Schaarungsbogen (当時のつづりで a が二つ) で、天主山脈—御坂山脈と丹沢山地を示したもの。



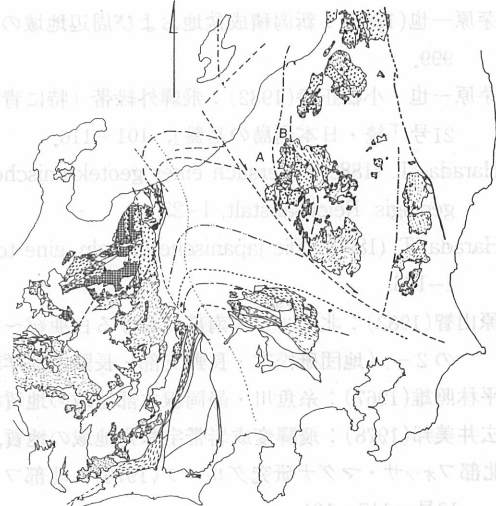
第17図 足尾帯・上越帯の回転による復元
(茅原一也, 1975, 1976)

茅原によると、「幾何学的にみれば、日本国片麻岩の北西端〔図の北端の⊗印〕を中心として、足尾帯全体(上越帯・筑波帯を含めて)を時計回り方向に約20度回転すると、利根川構造線は関東構造線北半部にぴったりと一致する。このようにしてみると、糸静線以西の構造帯と上越帯・足尾帯との連続性を復元することができる。」という。



第16図 関東山地—赤石山地間の“大地溝”
(山下昇, 1976)

関東山地から赤石山地または木曾山地へという断面を極端に単純化し、模式的に表現するとこの図のようになり、ナウマンの大地溝(ドイツ語で grosser Graben, ラテン語で Fossa magna)という考えは正しいように見える。しかし、岩村田—若神子構造線は関東山地とハヶ岳帯(本文参照)との間だけに存在が確実で、それより北方にも南方にも延長が存在するという証拠はなく、またその兆候もない。



第18図 飛騨外縁帯と上越帯との関係
(小松正幸, 1980, 1982)

小松は飛騨山地北部(青海—蓮華帯)と上越帯(図の A, B 地域)を研究し、両地域の連続関係について、図のような考えを発表した。

域のデータに基づいて、柏崎—銚子線にはもっと幅があると考え、かわりに「米山—谷川岳帯」というものを提唱している。また、茅原一也(1976)は「足尾帯全体(上越帯・筑波帯を含めて)を時計回り方向に約20度回転すると、……」ものごとがうまく行くことを述べている。

なお、他方には、柏崎—銚子線より北方にあっても、足尾山地や飯豊山地などは西南日本の延長と見るべきものであるという考えがあって、これは広く支持されている。この考えによると、“真の東北日本”は北上山地や阿武隈山地によって代表されるもので、そういう意味での真の東北日本とそうでない西南日本の東北日本との境界は棚倉構造線であるという。

筆者はこの考えにも賛成であるが、だからといって、それが柏崎—銚子線や信越—房豆帯を否定することにはならないことを指摘しておきたい。

文 献

- 長野県の地質に関する文献はぼう大な量にのぼるので、ここには本文またはさし図に直接に引用したものに限って紹介する。
- 赤羽貞幸(1982)：長野盆地西縁部における地質構造と丘陵の形成過程，地団研専報，24号「島弧変動」，169～179。
- 荒川洋二(1982)：岐阜県北部の飛騨変成岩の形成史，地質学雑誌，88巻，753～767。
- 茅原一也(1960)：新潟県青海・小滝地方の硬玉(翡翠)，新潟県文化財調査報告書，35～78。
- Chihara, K. (1971)：Mineralogy and Paragenesis of Jadeites from the Omi-Kotaki Area, Central Japan, Mineral. Soc. Japan, Spec. Pap. 1, 147-156。
- 茅原一也(1976)：北部フォッサ・マグナ地域の先第三系基盤岩について，地質学論集，13号，83～95。
- 茅原一也(1982)：新潟積成盆地および周辺地域の基盤構造と新生代火成活動史，地質学雑誌，88巻，983～999。
- 茅原一也・小松正幸(1982)：飛騨外縁帯(特に青海—蓮華帯)及び上越帯に関する諸問題，地質学論集，21号「続・日本列島の基盤」，101～116。
- Harada, T. (1888)：Versuch einer geotektonischen Gliederung der japanischen Inseln, Kaiserl. japanis. geologis. Reichsanstalt, 1-23。
- Harada, T. (1890)：Die japanischen Inseln, eine topographisch-geologische Uebersicht, Paul Parey, Berlin, 1-126。
- 原山智(1983)：北アルプス南部における白亜紀～古第三紀火成岩類，「信州の構造発達史をめざして」—その2—(地団研松本・長野支部・長野県地学教師グループ)，128～129。
- 平林照雄(1967)：糸魚川・静岡線北部地域の地質構造，長野県教育センター紀要，第1集，51～75。
- 広井美邦(1978)：飛騨変成岩帯宇奈月地域の地質，地質学雑誌，84巻，521～530。
- 北部フォッサ・マグナ研究グループ(1976)：北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系の堆積盆，地質学論集，13号，117～131。
- Igo, H., Adachi, S., Furutani, H. & Nishiyama, H. (1980)：Ordovician Fossils First Discovered in Japan, Proc. Japan Academy, Vol. 56, Ser. B, No.8, 499-503。
- 猪間明俊(1971)：柏崎市付近における蛇紋岩の発見とその意義，地質学雑誌，77巻，757～763。
- 石沢一吉(1982)：北アルプス鹿島槍ヶ岳—烏帽子岳付近の火成岩類の地質，地質学雑誌，88巻，215～230。
- 活断層研究会(1980)：日本の活断層—分布図と資料，1～363，東京大学出版会。
- 河内晋平(1961)：八ヶ岳火山列—I，II，地球科学，55号，1～8，56号，11～17。
- 河田清雄・山田直利・磯見博・村山正郎・片田正人(1961)：中央アルプスとその西域の地質—その2，濃

- 飛流紋岩類一, 地球科学, 54号, 20~31.
- 北村健治(1981): 戸台層産頭足類(綱)化石とその地質時代, 明星学苑研究紀要, 2, 1~18.
- 北村健治(1982): 戸台層産頭足類(綱)化石とその地質時代, 明星学苑研究紀要, 3, 21~36.
- 小林国夫(1955): 日本アルプスの自然, 築地書館, 1~258.
- 小林国夫(1967): 松本平ができるまで, 「松本と安曇の話」, 3~33.
- 小松正幸(1980): 飛驒外縁帯の基本的構造及びそのフォッサマグナ東翼への延長, 総合研究「飛驒外縁帯」研究報告, No. 1, 117~121.
- 小松正幸(1983), 飛驒外縁帯, 青海一蓮華帯における先三畳紀変動と三畳紀変動, 「信州の構造発達史をめざして」—その2—(地団研松本・長野支部・長野県地学教師グループ), 56~59.
- 小坂共栄(1979): 北信第三系の帯状構造—高府帯と荒倉帯—, 「島弧変動」研究報告, No. 1, 41~50.
- 松丸国照・林明・松尾康弘・岸良平(1982): 北部フォッサ・マグナ地域の守屋累層からの Myogipsina の発見とその地史的意義, 地質学雑誌, 88巻, 699~700.
- 松島信幸(1980): 和田層の問題, 下伊那教育会自然研究紀要, 第3集, 211~218.
- 松島信幸(1983): 赤石山地における中生代変動と後和田層変動, 「信州の構造発達史をめざして」—その2—(地団研松本・長野支部・長野県地学教師グループ), 48~51.
- 水野学(1976): 長野県東筑摩地方北部の新第三系—特に込地向斜および野間背斜について—, 地質学論集, 13号, 175~186.
- Naumann, E. (1885): Ueber den Bau und die Entstehung der japanischen Inseln, R. Friedländer und Sohn, Berlin, 1~91.
- Naumann, E. (1887): Die Erscheinungen des Erdmagnetismus in ihrer Abhängigkeit vom Bau der Erdrinde, Ferdinand Enke, Stuttgart, 1~78.
- Naumann, E. (1893): Neue Beiträge zur Geologie und Geographie Japans, Justus Perthes, Gotha, 1~45.
- 野尻湖発掘調査団(1975): 野尻湖の発掘, 1962—1973, 共立出版, 1~278.
- 大塚勉(1981): 北アルプス南部梓川流域の中・古生界, 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, 144.
- 大塚勉(1983): 美濃帯東縁部, 梓川流域の中古生界(特にチャート・砕屑岩ユニットについて), 「信州の構造発達史をめざして」—その2—(地団研松本・長野支部・長野県地学教師グループ), 38~40.
- 田中邦雄(1966): 阿南町の化石, 阿南町教育委員会.
- 富沢恒雄(1976): 長野県の地質—長野県地質図説明書—, 信濃教育会出版部.
- 山田哲雄(1968): 松本市北方の地震探査によって探られた糸魚川—静岡線, 日本地質学会第75年秋季学術大会総合討論会資料「フォッサ・マグナ」, 41~44.
- 山下昇(1959): 中央アルプスの地形と地質, 岩と雪, 6号, 206~221.
- 山下昇(1970): 柏崎—銚子線の提唱, 「島弧と海洋」, 179~191.
- 山下昇(1976): 対話「フォッサ・マグナ」, 海洋科学, 8巻, 7号, 7~13.
- 山下昇・小坂共栄・森田聡子(1982): 松本盆地東縁, 明科—田沢間の山麓の地質と地形, 地団研専報, 24号「島弧変動」, 253~266.
- 吉野博厚(1982): 長野県諏訪湖周辺の新第三系, 地球科学, 36巻, 128~149.