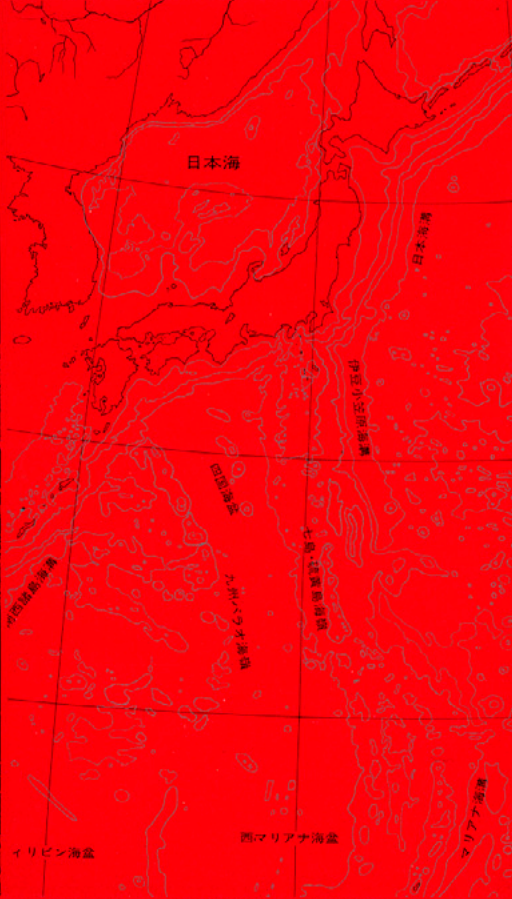




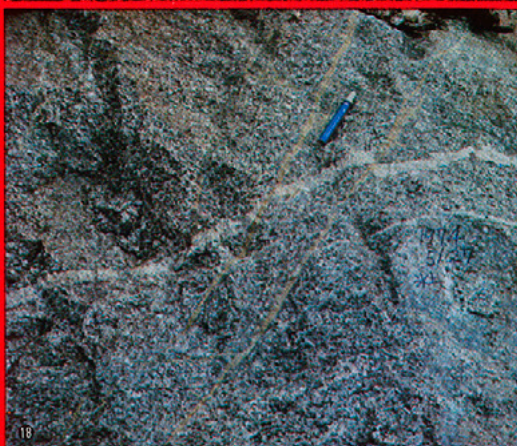
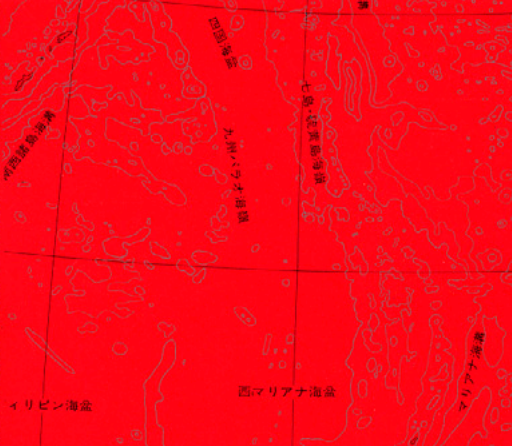
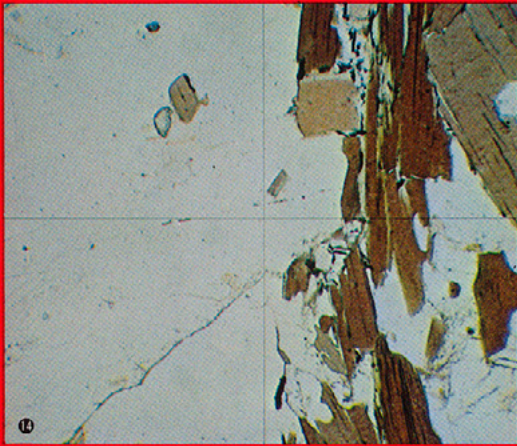
12 URBAN KUBOTA

アーバンクボタ・NOVEMBER 1975・株式会社クボタ

●特集＝地殻 | 日本列島の地殻 | 地殻の構造とその進化



<p>①南紀枯木灘海岸のよく発達した海食台。砂岩(とびでた部分)と泥岩(へこんだ部分)の規則的な重なりが美しい。泥岩がちのフリッシュ(砂岩泥岩の互層)いまから約2500万年~4000万年まえの古第三紀に堆積した地層で、牟婁層群とよばれる。</p>	<p>②砂岩層と泥岩層の律動的な積み重なり。地向斜の海に、地震や津波のさいに砂岩層をつくる物質が急激に運びこまれて堆積し、静穏時には泥岩が少しづつ堆積して、次第に規則的な互層をつくりあげた。砂岩がちのフリッシュ。枯木灘海岸・古第三紀牟婁層群。</p>	<p>③砂岩層にはさまれる礫岩層と、それを調査する紀州四万十帯団体研究グループのメンバー。枯木灘海岸・古第三紀牟婁層群。</p>
<p>④軟かいうちに曲げられ、折りたたまれた地層。砂岩がちのフリッシュにみられるスランプ褶曲。枯木灘海岸・古第三紀牟婁層群。</p>		<p>⑤礫岩層の調査。礫種を調べると、地向斜の海に物質をもたらした陸地は、どのような岩石でできていたかを知ることができる。中央左のピンク色が、黒潮古陸発見のもとになった正珪岩礫。</p>
<p>⑥地層にみられる見事な流れ模様。地層を堆積する際の流れによっていろいろの模様がつくられる。砂岩層中の内部堆積構造。枯木灘海岸・古第三紀牟婁層群。</p>		<p>⑦砂岩層の下面に印された底痕(ソールマーク)。砂岩層をつくる物質が右から左へと運ばれ、堆積したことを示す。四万十地向斜の海に太平洋側から物質が運びこまれたことは、このような底痕による古流系の復元から明らかになった。</p>
<p>⑧田辺層群(約2000万年前)の砂岩泥岩互層と円月島。円月島の中央の穴は、波の浸食でやわらかい地層がえぐられてできた。</p>	<p>⑨砂岩層にみられる斜交葉理(左から右への流れで堆積したことを示す)。写真8と同地点。</p>	<p>⑩白浜温泉の名所三段壁・田辺層群の厚い砂岩層がつくる。</p>



①御寄所竹貫変成岩の代表的な露頭

岩石は角閃石輝石片麻岩

阿武隈変成帯で最も高い温度で変成作用が行なわれた部分
(阿武隈高原・朝日山)

写真提供・加納博(本文4頁~9頁参照)

②飛驒変成岩のふるさと

片貝川上流阿部木谷

正面は毛勝山2414m

写真提供・加納博(本文4頁~9頁参照)

③代表的な飛驒変成岩の露頭

岩石は角閃石片麻岩で、よく発達した縞状構造が特徴。
(富山県片貝川上流)

写真提供・加納博(本文4頁~9頁参照)

④はじめて発見された藍晶石(約28倍)

黒雲母片麻岩中の斜長石に包まれて産出。中央から左上にある
豆粒状結晶がそれで、となりの茶色の結晶は黒雲母である
(阿武隈高原・古殿町長光地)

写真提供・加納博(本文4頁~9頁参照)

⑤袖曲した片麻岩(飛驒変成岩)

“10数億年”の昔 日本列島の地下深所で行なわれた地殻変動
のすさまじさをまのあたりみせてくれる
(富山県片貝川上流)

写真提供・加納博(本文4頁~9頁参照)

⑥ミグマタイト

黒雲母片岩や角閃岩などの変成岩がさらにマグマの侵入を受け
て花崗岩状の岩石に変わったもの
褶曲した黒雲母片岩がかすかにゴーストとして残っている
黒い角ばった岩片は花崗岩化作用をまぬかれた角閃岩
(阿武隈高原・富本花崗岩体)

写真提供・加納博(本文4頁~9頁参照)

⑦強大な圧力でひきのぼされた礫岩片岩

飛驒変成岩の一員であるが、この中に多い花こう岩礫の存在は
最も古い花こう岩の活動が飛驒変成岩の堆積以前にあったこと
を意味する点で重要である
(富山県片貝川上流)

写真提供・加納博(本文4頁~9頁参照)

⑧先シルル紀基盤と考えられる水上花こう岩

一見したところ、普通の御影石と変わらないが、エピソードの脈
などができて変質しているところが違う
(北上山地・陸前高田市)

写真提供・加納博(本文4頁~9頁参照)

⑨本州地向斜の枕状溶岩

海底火山の噴出によって流れだした玄武岩溶岩の枕状構造、楕
円形の断面が示されている。写真の右側が溶岩の上面にあたる。
(京都府北桑田郡京北町)

写真提供・清水大吉郎(本文10頁~15頁参照)

⑩枕状溶岩のアップ

写真19と同じ場所のもので枕状団塊の内部構造がよくわかる。
バン皮状の外皮は、急冷部を示す。水蒸気やガスが抜けたあ
とを示す穴が上(右)に向かって放射状にのびている状態が残さ
れている。放射状の割れ目も冷却のさいにできたものである。

写真提供・清水大吉郎(本文10頁~15頁参照)

目次

特集 = 地殻変動

1 地殻のなりたち 舟橋三男	2
2 日本列島の地殻	
島弧基盤と飛驒大陸 加納博	4
秋吉台と京都北山 清水大吉郎	10
南紀海岸と黒潮古陸 徳岡隆夫	16
日本海と大和堆 紘野義夫	22
島弧の形成と地震 鈴木耐元	26
3 座談会・地殻の構造とその進化	32
湊正雄・舟橋三男・井尻正二・星野通平・藤田至則	
山脈には空間的な規則性がある	32
造山運動のなりたち	34
造山運動の発生から消滅まで	40
三つの造山運動と地球の進化	40
大洋地殻をめぐって	46
グリンタフ造山運動	49
地殻の進化・月と地球と	54
地下資源とは何か	56
地殻と人間社会	59

鉄管事業部

ダクタイル管路の耐震性研究	60
環境装置事業本部	
クボタダイナミックフィルター	62

発行所 = 株式会社クボタ

大阪市浪速区敷津東1丁目2番47号

発行日 = 1975年11月

第7刷 = 1999年2月

編集製作 = (有)アーバンクボタ編集室

印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場

主要図版作製 = 巧凡社

扉写真 = 本州地向斜の時代に海底に堆積したチャートの腐食面にみられる放射虫の殻。球形のものや円筒形のものなどさまざまな形のものが見られる。産出地は岐阜県大山。下の写真は、球形の放射虫のクローズアップ。いずれも走査型電子顕微鏡写真で、上の写真は、倍率約100倍、下の写真は約1000倍。(本文10頁～15頁参照)

写真提供 = 京都教育大学・井本伸広

地殻のなりたち

舟橋三男 = 北海道大学理学部教授

地球の歴史

地球は、そのはじめ宇宙塵や隕石の凝縮によってでき、これが45億年の歴史をへて現在にいたっている。この考えは、今日では広く受け入れられており、それは、現在全宇宙で観測される事実ともよく合致している。地球の発生に関する考え方は、これまでもさまざまな説が述べられてきたが、それらが、いずれも空想的・冥想的色彩の濃いものであったのにくらべ、上述の考えは、格段に科学的な確からしさをそなえている。地球の始原物質とみられる宇宙塵や隕石は、現在でも、地球上で直接採取でき、その化学成分や鉱物成分はくわしく調べられている。

ところで、われわれの生活の土台となっている大地を構成する岩石 少なくとも、地表から深部にわたり正確に知りうる範囲にある岩石の性質は、そうした宇宙塵や隕石の性質とは著しくかけはなれたものである。さらに、地球の内部探査の結果によれば、地球は、その内部まで一様な物質で構成されているわけではなく、異質の構成物質が累層的に配置されていることを示している。つまり、中心部には地核があってそれを包んで上下に区別される厚いマントルがある。さらにその表層部は、大陸域にのみ30~60 kmの厚さをもつ地殻で覆われている。その外側の表面の低地域には水圏をみせ、また全体が厚い気圏にとりまかれている。

この累層状態は、一見したところ、その成因説にふさわしいものではない。しかし、45億年も長い年月にわたってこの膨大な物質全体が、不変のままに存続したはずだとすることも、広い宇宙での例に照らしてありうべきことではない。これは、歴史的な問題なのであって、その始まりは、単一な宇宙塵・隕石の凝縮体であったこの地球に、現在みられる累層構造をつくりだす分化過程が、進行してきたのである。それは、容積 $1,083 \times 10^{27}$ 立方センチ・質量 $5,976 \times 10^{27}$ グラムに達する地球物質全体のうちから生じた、自律的な展開にほかならぬとみるべきであろう。これが、地球の歴史なのであって、その大すじは、宇宙物質の凝縮の時代 = 宇宙時代にはじまり、現在の月の状態に似た原始地殻を生みだした月の時代となり、この間10億年をへて、いよいよ地質時代に入

り、新しい地殻を構成しつつ現在まで35億年の経路をたどっているのである。

風化作用と外成作用

この歴史にそって進行する分化過程を具体的に明らかにすることは、われわれの大きな課題である。実際のところ、地球の内部 = 地核やマントルについては、現在のところ、十分に論議ができるほどの知識は得られていない。しかし、表層にあらわれ、直接われわれが触れることのできる地殻については、人間の生活に直結し、さまざまに利用されてきたものであるために、地質学の主要な考察の対象となって、今日では体系的な理解が得られるまでになっている。

この地殻が、地球の表層に限って構成されるためには、風化作用 が一つの大きな作用要素になっているといえる。風化とは、その外見を単純にみれば、岩石が崩れて泥や砂になり変ることであるが、それはまた、水や大気が存在し、太陽光の照射を受けてはじめて達せられる事柄なのである。現在月の表面には、45億年の年令をもつ岩石が、あたかも昨日噴出して固まったかのように新鮮な姿で、風化のしるしなど全く認められない状態で示されている。これは、月の質量が小さいために、その周囲に気体や水を引きつけておくことができず、月の表面が宇宙の真空にさらされてきたためである。それに反して地球では、その質量にふさわしく、現在みられるような気圏や水圏を引きつけており、太陽光は気圏をかく乱し、蒸発や降雨をもたらしている。この水の循環過程で、化学的にみれば、岩石の構成成分から水中に、カルシウム、マグネシウム、鉄、カリ、ナトリウムなどを溶脱させ、それらは最終的に、溶液の形で水域に運びこまれている。これに対し、珪素やアルミニウムは、より溶解し難く残留性の強い元素ということができ、それらが水と結合して泥の主成分となり、地表の常温常圧のところでは安定な性質をもつ粘土鉱物をつくり、現地に残留するのである。

これが風化作用の基本であって、ここでは、地表にあらわれた岩石は完全に解体され、もとの性質を失ってしまい、解体された諸成分は別れ別れになって、それぞれが水圏・気圏に順応した新しい状態に配分される。一口に 泥 とよばれる

が、そこには、このような深い意味を秘めているのである。この風化産物も、最終的には海に運ばれ、余分なものをすべて排除し、適した組成粒子を十分に揃えるという強い淘汰作用を受けて、定まった成分をもつ泥岩や砂岩となり、ここに落ちつくことになる。こうしてでき上った岩石は、花こう岩に類した化学成分をもっており、後に述べるように、このことが、地球上に著しく大量の花こう岩がみられることの基となっている。

こうして地球の表層は、風化産物を主体にした岩層に厚く覆われることになる。この過程は、水の営力にもとづくものではあるが、その水にこのような運動を起させる原動力は、太陽光の照射である。その意味で、風化にはじまり堆積岩の成立にわたる一連の過程を、太陽エネルギーの地球表層部への固定とみることができる。このことは、古くから外成作用と名づけられてきたところでもある。

造山運動と内成作用

ところで、このような堆積岩は、地殻の素材の一つではあるが、これを直ちに地殻と規定することはできない。それが地殻とよばれるためには、そうした堆積岩が造山運動にまきこまれ、一括して内成作用とよばれる地球の内部からの岩漿性のものと入りまじり、同時にそれに伴われる高温の作用を受けて、そのもとで安定な状態につくり変えられる必要がある。こうした経過を受けて、そこにはじめて、地球の表層部を覆う安定な岩体ができ上る。これが、地殻とよばれるものなのである。したがって、地殻とは、外成的な太陽エネルギーの産物に、地球自身の内成的エネルギーが重複したことの産物とみられるのである。

ところで、地殻の下底からマントル・地核とつづいて中心にいたる膨大な量の地球物質があって、長年にわたるそれらの運動は、甚しく大きな規模で進行したことであろうが、現在の知識では、それらの運動を具体的に述べることは不可能である。しかし、われわれに身近な造山運動にあたって、そこに威力をあらわす内成的エネルギーの発現は、どのように考えられるものであろうか。

地震の波の伝わり方からみると、深さ100～400 kmの範囲に、

明らかに波の速度が低下する部分がある。その原因として、この範囲の部分が、半ば融解状態にあるものと考えられている。それは、深さに従って増す荷重のエネルギーが熱に変わり、また、放射性物質の変脱熱の蓄積などが局所的に集積することとなり、そのために岩石は、高圧の場にありながら粥状に部分融解をはじめ、より低い温度で溶ける部分と、溶けずに固体で残る部分とに分かれるものと説明されている。これは、岩漿（マグマ）の発生の源として考えるに適している。一方、そうした高温状態は、宇宙物質に吸着されていた水を主体とする揮発性物質を解放させ、ここに、過熱水蒸気集団を発生させる。このような液相集団・気相集団は、固体部分をかき分けて上昇し、火成岩漿の^{へい}進入として、また、深部の高い熱エネルギーを上部に運搬することになる。造山運動にみられる内成作用は、このような性格をもつものである。地殻の成立とその展開

地球の始原物質が、上述した部分融解を受けると、そこに玄武岩質岩漿が発生する。このことは、広く認められている点で、地球上に玄武岩の量が著しいことの理由でもある。地球が月の時代にあったとき、こうした玄武岩の噴出が大規模に行なわれ、現在の月にみられるように、厚く地球を覆って始原地殻を構成したのであった。地質時代に入って、この始原地殻の風化産物を材料とした新しい地殻の展開が始まったのである。

内成作用が地表近くにまで上昇し、堆積岩を犯すようになると、そこにも部分融解が進行する。さきにも述べたように、すでに花こう岩に類する化学組成をもっていた堆積岩から花こう岩質の岩漿を生ずるのは、容易なことであろう。堆積岩の厚くみられる地帯には、いたるところでこうした花こう岩がみられている。最も古い年令の花こう岩は、世界のどの地域のものであれ、すべて35億年と測定されている。このことから、この時代にはじめて、地球上に地殻が成立したであろうといわれている。これ以降、地球は周期的に造山運動をくり返しており、その都度、地殻はその領域を拡大し、容積を増加して現在にいたっているのである。

加納博 = 秋田大学鉱山学部教授

日本列島の地殻構造

< 古生代中期以降の地層岩石 >

地球をとりまく地殻は、45億年の昔から海が陸になり、陸が海になるといった造山運動をくり返し、生成発展をつづけてきた(編注)。大陸と太平洋の接点である日本列島でも、決してその例外ではない。古生代中期(石炭紀)日本列島では、本州造山、四万十(日高)造山、およびグリーンタフ造山という、少なくとも三つの著しい造山運動がくり返されて、バツクボーンの主要部分がつくられてきた。現在、この島々をおおい、地表に露出する地層岩石のうち、少なくとも本州の主要部は、堆積岩であれ、火成岩であれ、また変成岩であっても、これら三つの造山運動の産物であると言ってもよい。

ところでこれらの地層岩石の厚さ(地表からの深さ)がどの位あるかということだが、図1を見てみよう。この図は、1960年代に行なわれた国際地球内部開発計画(Upper Mantle Project 通称UMP)の地質構造部門グループの研究成果の一つとして作成されたもので、近畿地方を南北に切った地殻断面図である。図にみるように、堆積岩層は、本州造山運動の舞台となった本州地区では丹波帯が一番厚く、四万十造山運動によって形成された四万十区では牟婁帯が最も厚い。とくに後者では12,000m(12km)の厚さにも達している。

< 島弧基盤 >

いっぽう、1950年(昭和25年)日本の各地では、爆破地震動の観測が行なわれ、それにより、地殻の構成についてのかかり詳しい情報が得られるよ

うになってきた。地震波の速度は、岩層により異なるので、地殻の厚さや岩層を推定しうるのである。図2はその一つで、日本海から中部地方を横切って太平洋にいたる、日本で最も地殻の厚い部分の地殻断面図である。地殻の厚みは、南極の海に浮かぶ氷山のように、本州の下で厚くなっているが、そのうち地震波速度 $V_p = 5.5 \text{ km/sec}$ 層と 6.0 km/sec 層とが、いわゆる花こう岩層である。その下の 6.6 km/sec 層は玄武岩層、 8.0 km/sec 層が上部マントルのかんらん岩層である。ただし、花こう岩層といっても、実際には花こう岩ばかりで構成されているわけではなく、玄武岩層といっても必ずしも玄武岩ではない。

二つの断面図を比べてわかるように、花こう岩層が一番厚いところで23kmほどあるが、そのほぼ上半分の部分は、花こう岩もあるが主として造山運動によってつくられた岩体である。すなわち上述の三つの造山運動の産物である、古生層・中生層・第三系および第四系である(ただし後の二つは、図2ではほとんど省略してある)。では残りの下半分は何かということになる。図1でいえば、古期基盤岩類(地殻下層)とした部分で、^{ちこうしゃ}地殻基盤または島弧基盤、あるいは簡単に“基盤(ベースメント)”と呼んでいるところがそれである。ここは、いわば日本列島の土台石にあたるものである。

じつは、つい最近までわが国では、古生代地角斜は海洋性地殻の上に形成されたもので、それ以前の日本列島には、大陸性地殻はなかったというばくぜんとした考えが一般的であった。し

かしいまでは、古生代中期(シルル紀)にはじまる本州造山運動。つまり本州地角斜の基盤が海洋性地殻であると考えられる人は、ほとんどいない。図1に示される地殻下層の少なくとも上半部は、図2と同じく地震波速度では 6.0 km/sec 層の花こう岩層で、この花こう岩層は、一般に海洋性地殻には存在せず、大陸性地殻の厚い岩層を構成する主要部分だからである。

だが、かんじんの基盤の具体的な様相やその基盤が形成された過程。本州造山以前の日本列島の長い変動の歴史についての研究は、まだ緒についたばかりなのである。

爆破地震からのアプローチ

< 地表に露出する 6.0 km/sec 層とその本体 >

この基盤岩の実体を地質学的にみるまえに、もう少し、爆破地震によって得られた実験結果をみてみよう。わが国で最初の爆破地震実験は、1950年、南部北上山地で行なわれた。それは、岩手県水沢西方にある石淵ダムと釜石を結ぶ地域であるが、その結果だされた北上山地の地殻断面図は、一見すると解釈に苦しむ奇妙なものであった。それは、図3にみるように、 $6.1 \sim 6.2 \text{ km/sec}$ 層が背斜状。峰状にもりあがって地表付近にまでせまっているという構造のものであった。さらに、その後行なわれた補助測線では、この 6 km/sec 層が、南の日頃市で地表に露頭する断面図がえがかれた。

さきほどの図1や図2でみたように、日本列島を東西によごぎるような大きなスケールでは、地殻下層として地下深くにあった 6 km/sec 層は、局地的に、詳しく調べてみると地表に露出

図1 - 近畿地方の南北地殻断面図

<UMP - B, 1964>

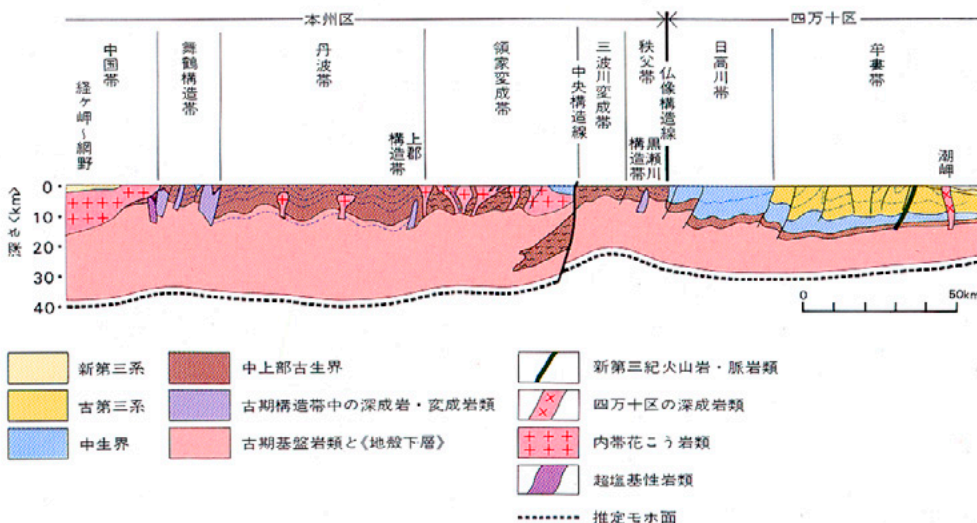


図2 - 中部地方の地震探査南北断面図

<Aoki et al., 1972>

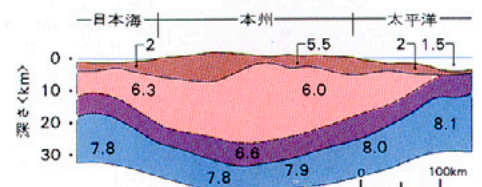
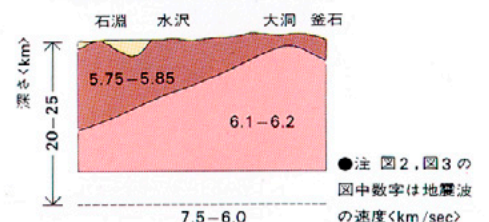


図3 - 岩淵 釜石地震探査断面図

<MATSUZAWA 1959>



してさえいるのである。

ところで地震波による調査は、地下深い岩層の厚さやその構成を知るためには大へんに役立つが、しかし、その岩層の実体を知ることはできない。6 km/sec層は、6 km/sec層としてか表現できず、その本体の究明には、どうしても地質学的なさまざまな方法が必要なのである。

じつは、さきほどの図3でみた地域は、地表地質学の調査では、基盤の上昇地域にあたっていたところなのである。この地域は、もともと世田米ドームといわれ、わが国で最古の化石を産出したシルル・デボン系の地層が露出し、隆起帯の中核部には、後述する問題の基盤岩氷上花こう岩が分布する地域である。(7頁図9-参照)

したがって、もし6 km/sec層の本体がこのような古い基盤岩類であるとすれば、図3に示された断面モデルも簡単に理解できるのである。

< 四国大歩危峡の潜在基盤岩 >

四国吉野川の名勝大歩危峡は、本州造山運動でできた三波川^{さんぱがわ}変成帯にある。三波川とは、群馬県南部を流れる利根川の支流で、この峡谷の岩石が最初に研究されたので、三波川系と名づけられた。図9にみるように、関東地方の一部と西南日本を帯状に走るもので、片状構造の強い結晶片岩がこの変成帯の特徴となっている。土讃線の車窓からこの大歩危峡をみると、三波川結晶片岩系の最下部にあたる砂岩片岩が露出し、それが背斜状の構造をつくっているのがよくわかる。そこで大歩危背斜の軸部にボーリングをおろせば、本州地向斜の基盤に最短距離で

到達するだろうという、UMP深層試錐計画は、わたくしたちの昔からの夢であり懸案であった。

この夢は、未だ残念ながら実現していないが、1965年その先行調査として背斜を南北に横切る測線で爆破地震探査が行なわれた。

その結果によると(図4)、大歩危背斜の下には5.0 km/secのV₁層が約1.2 kmの厚さで分布し、その下に6.0 km/secのV₂層がもり上って隆起する構造が示された。ここで5.0 km/secのV₁層が、本州造山運動によりつくられた三波川結晶片岩であることはまちがいないとして、その下の6.0 km/secのV₂層はなんであろうか？

小島丈児は、この実験の行なわれる以前に、背斜の下には石炭系下部からデボン・シルル系の弱変成岩がつづき(そこまでが三波川系)、さらにその下に結晶質の基盤岩(黒瀬川構造帯の寺野変成岩に相当する基盤岩・6頁参照)が潜在することを予想していたが、それが正に地震波速度では、6.0 km/secのV₂層としてとらえられたのである。

< 構造帯と基盤岩 >

最後にもう一つだけ、地質学と地球物理学(爆破地震学)の断面がわりあい合った(むしろ合いすぎたとも言われた)例として、南部北上山地の黒石構造帯の場合をあげておく。

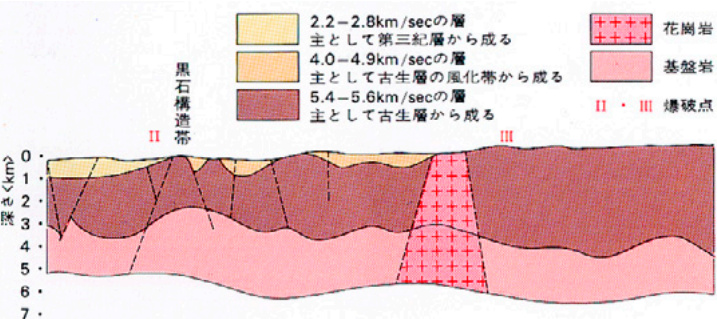
主として非変成の古生層から成る南部北上山地には、前述した世田米ドームのほかにもう一つ、鶯ヶ森ドームとよばれる隆起帯がある。図5にみるようにその中心には、上部デボン系の鶯ヶ森層と、その下位だが時代未詳の母体弱変成岩

類が蛇紋岩類を伴って分布する。さらにまたその中に、まわりの片岩類とは異質な一段と高い変成作用をうけた黒雲母片岩・角閃岩類からなる変成岩体が多く断層にはさまれて露出している。

蟹沢聡史(1964)は、これを鶯ノ木変成岩と呼んだ。そしてこれらの岩体を含む地帯が、断片的ではあるが、弧状蛇紋岩列の軸方向に平行した背斜部をなすことから、図5にみるように、ここに黒石構造帯を設定した。つまり鶯ノ木変成岩は、蛇紋岩を滑剤として地下深部から上向きの断層運動にまきこまれてしぼりだされた基盤岩という考えである。このことから、黒石構造帯は日本におけるUMP深層試錐の第1順位に選定され、先行調査としての地震探査が行なわれた。その結果は図6に示されるように、地表地質調査からの推定断面図によく一致したものになった。とくに黒石構造帯の真下に、ちょうど大歩危背斜の場合に似て、6.25 km/sec層の上昇がみられたことは収穫であった。この場合構造帯にしぼり出された鶯ノ木変成岩の根源を、この6.25 km/sec層に考えることは、きわめて当然というべきである。

このように石澁以後今日まで、日本列島を縦横に切る数多くの爆破地震探査が行なわれたが、それらの断面図にも6 km/sec層が地表に露頭したり、ごく浅いところまで上昇している例が少なくない。そのような地域は、地質的にはいづれも古期基盤岩が露出し、あるいは構造運動によって地表近くまで上昇した地帯になっているのである。

図6 - UMP A 水沢中地震探査断面図



<市川・吉田, 1968>

図5 - 水沢付近地震探査周辺の地質図

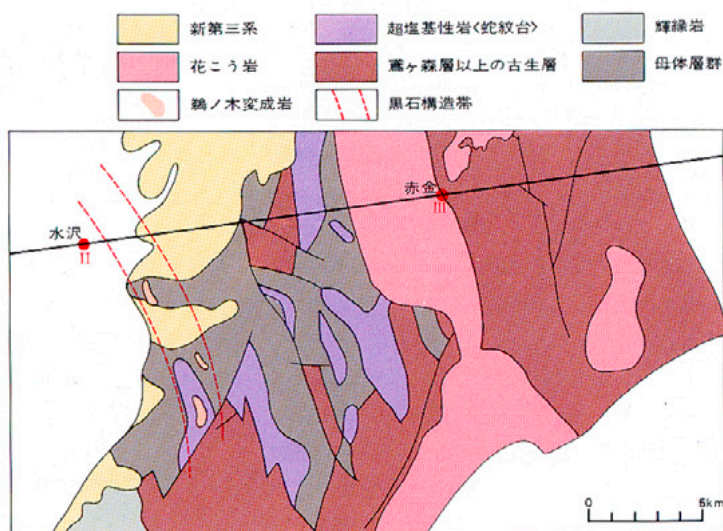
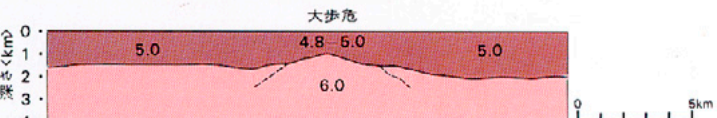


図4 - UMP C 大歩危地震探査断面図



<市川金徳, 1968>

本州区の基盤岩類とその分布

<黒瀬川構造帯と先カンブリア紀の基盤岩>

北上山地における鶯ノ木変成岩および黒石構造帯の発見は、それに先立つ黒瀬川構造帯の研究があつてはじめて理解できるものであつた。四国中央部の三波川帯の南につづく秩父累帯は、主として非変成～弱変成の古生層と中生層から成り、地質的にはわりあい単調な地帯である。しかしそのほぼ中ほどに、周囲とは全く異質な古い地層岩石から成る一連のレンズ状体が、古生層・中生層にはさまれていわば忽然と現われる。1956年市川浩一郎ほか新進気鋭の研究グループによって名付けられ、その地史的意義がはじめて解明された黒瀬川構造帯がこれである(図7)。図8は模式的なレンズ状体を示する三滝・寺野地域の地質図である。ここでとくに注目すべきものは、これらのレンズ状体を構成して、

- 1) 非変成のシルル系、
- 2) 主として圧砕花こう岩質の三滝火成岩、
- 3) 雲母片岩と角閃岩を主とする寺野変成岩、
- 4) 輝石ざくろ石角閃石片麻岩を特徴とする「黒瀬川塩基性岩類」(端山, 1975新称)

以上の4者が、網の目のように入りこんだ断層で境されながら、相伴って現出することである。このうち3と4は、後に若干の低下変成作用をこおむつてはいるが、もともとは角閃岩相ないしグラニユライト相の高度変成岩である。つまり本州地向斜基盤の地殻下層が、上向きの断層運動にまきこまれて、地下深部からしぼり出されるようにして押しあげられてきたものなのである。前述した黒石構造帯もそうだが、構造帯というのは、こういう地帯をいう。そして黒瀬川構造帯においては、相伴うシルル系の地層が変成していないので、これらの花こう岩類や変成岩類のつくられた時期、つまり変成作用の行なわれた時期は、シルル紀以前、おそらく先カンブリア紀ではないかと考えられるのである。

四国の黒瀬川構造帯の延長は、東は紀伊半島西岸の名南風鼻から、西は九州の白杵川流域、三國峠、鞍岡山、八代地域に分布する(図9)。これらの地域でも、上記の三滝・寺野・黒瀬川に相当する花こう岩・変成岩類がシルル系を伴って産出する。総延長500 km以上、レンズ状体の露出は断続的だが、高度変成岩を含む結晶質基盤が、西南日本外帯の少なくともこの構造帯

図7 - 高知県中央部の黒瀬川構造帯

<甲藤ほか 1960>

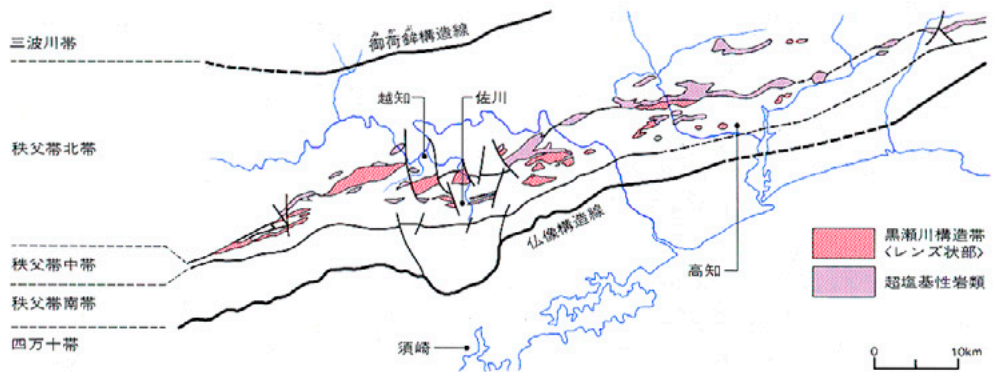


図8 - 三滝山<レンズ状体>内の地質図

<市川ほか, 1956>

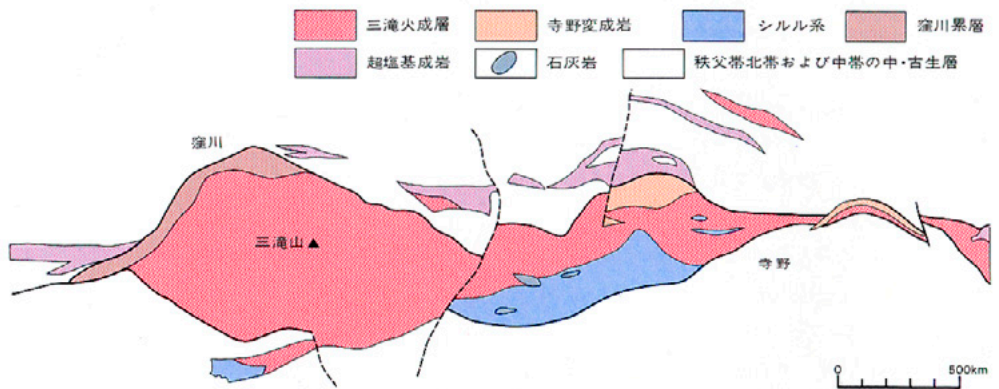


図10 - 日本列島の変成岩と基盤岩類の放射年代一覧

<加納編図, 1975>

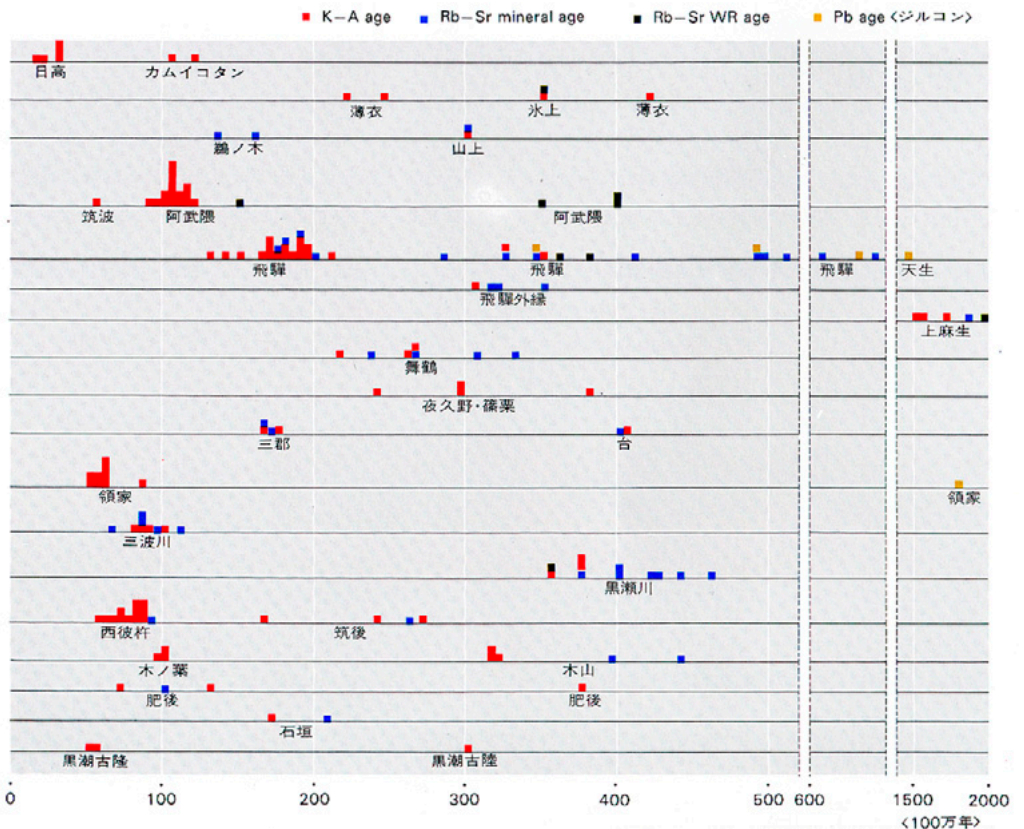
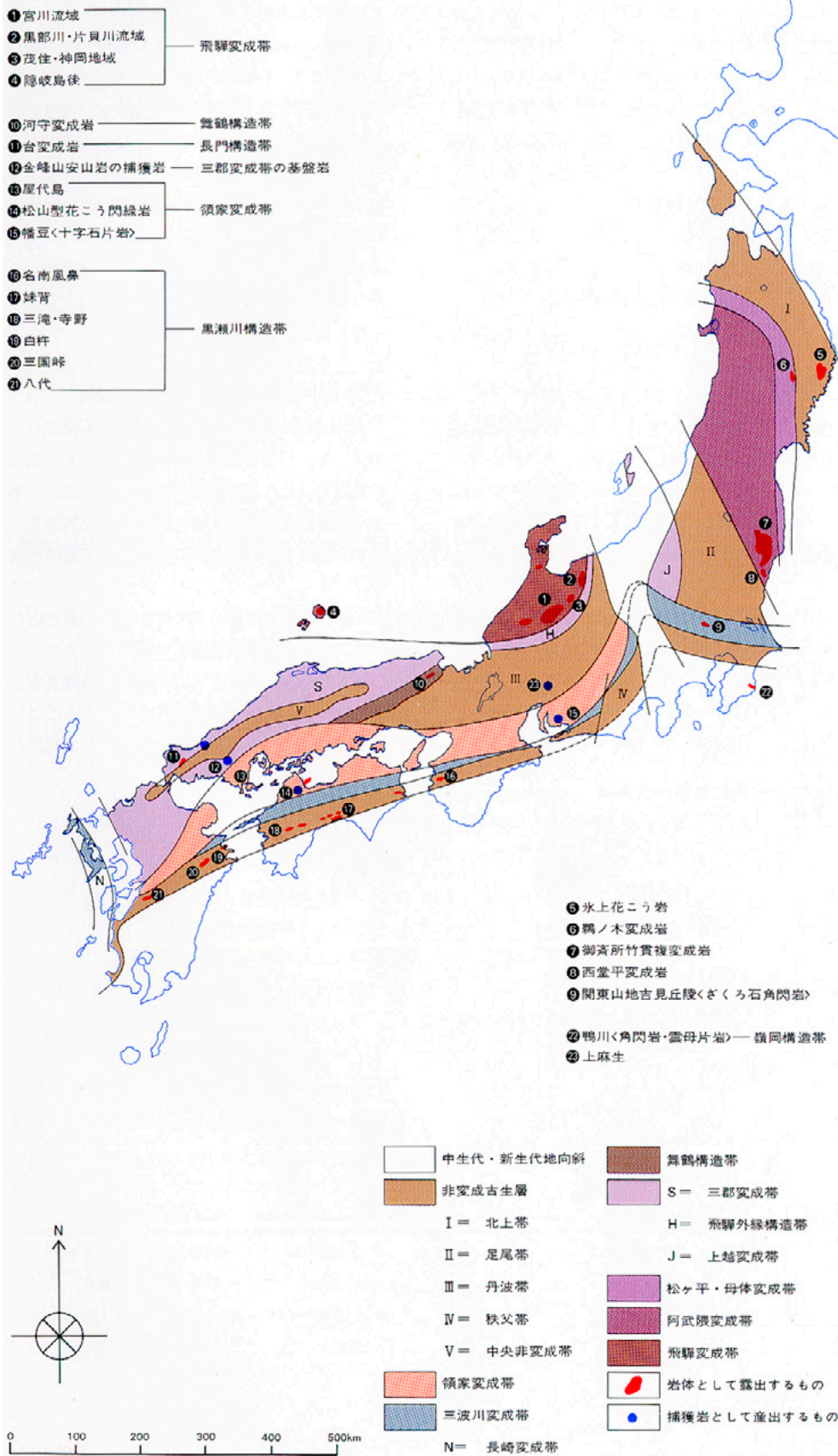


図9 - 島弧基盤岩の分布



水上花こう岩 = この片状花こう岩は、非変成のシルル系や壱ノ沢片麻岩とよばれる高度変成岩を伴っており、黒瀬川構造帯の三滝火成岩に似た点が少なくない。絶対年代でも、いわゆる4億年岩石に属する。ただ三滝火成岩と異なる重要な点は、村田ら(1974)の主張するシルル系との不整合説である。いまのところこれには異論があり、水上花こう岩の時代問題は、日本の地質学の当面する重要な課題の一つとなっている。

関東山地吉見丘陵の岩石 = 東京に近い低い丘陵地から、黒瀬川構造帯の変成岩に似たざくろ石角閃岩が見つかった。位置的には三波川帯の延長部にあたるが、構造帯の可能性も十分考えられるという(田中, 1975)。

舞鶴構造帯の河守変成岩 = いわゆる夜久野複合岩類の古期花こう岩にとりこまれた捕獲岩体で、角閃片岩・ポーフィロイド片麻岩・角閃岩などから成る。古期花こう岩の一部には上部トリアス系に不整合でおおわれるものがあり、それ自身通常の貫入岩とは異なり、深部から構造的にまくり上げられた可能性が大きい。その点では黒瀬川の三滝火成岩に類似している。しかしシルル系は知られていない。

長門構造帯の台変成岩 = 山口県西部の構造帯で、両側を若い中生層と断層ではさまれた狭い地帯に、時代未詳の古生層・蛇紋岩・変はんれい岩・角閃岩などとともに圧砕トロニウム質の正片麻岩(オーソナイス)を断片的に産する。そのほか中国地方の三郡変成帯に分布する火山岩(例えば 金峰山安山岩)中には、基盤からとりこまれて地表に運び上げられた捕獲岩として、飛騨または隠岐の岩石に似た片麻岩類の産出があり、中でもグラニュライト質塩基性岩の存在は注目される。

山口県柳井地方の領家変成帯中軸部で、北大島花こう片麻岩と呼ばれる正片麻岩が識別されている。普通の構造帯の岩石とは少し意味が違うが、古い変成変形作用をへた基盤の断片が、その後領家期の構造運動で上昇したものと考えられた(小島・岡村, 1968)。ここで「正片麻岩」というのは、従来わが国ではあまり耳慣れない用語であるが、変成以前の花こう岩、つまり古い花こう岩が後の変成作用を受けて再結晶し、鉱物の定方向配列など結晶片岩としての特徴をそなえた岩石をいう。この場合には、それがさらに領家帯の最古期花こう岩である蒲野花こう閃緑岩に切られている。なおさいきん、松山市東方の領家後期花こう閃緑岩の捕獲岩として見出された高度変成岩(野戸, 1975)も、あるいはこれと関係があるのかもしれない。愛知県幡豆地方の領家変成帯から発見された十字石片岩(浅見, 1971)も先領家基盤の可能性が十分残されている。

房総半島鴨川漁港の変成岩 = こんな所からと一見意外な産出であるが、房総半島から三浦半島につづく嶺岡構造帯の延長にあたる小さな島から見出され、角閃片岩・ざくろ石石英片岩・黒雲母片岩から成る(兼平ほか, 1968)。地質的産状からはこれまで知られている構造帯の変成岩に似ている。もしこれが真に古い基盤岩であるとしたら、地体構造上日本列島の最も外側(海溝に最も近く)に位置することになるので面白い。

の下に広い範囲にわたって潜在することは疑いないところである。

黒瀬川構造帯が有名となり、その意義が広く認められるにしたがって、同じような構造帯の岩石が北海道を除く日本列島各地から見出され、報告が相次いだ。ここでは図9にそれらを一括し、本州区の構造区分とあわせて示し、本文中で述べていない基盤岩類について解説した。

< 4億年問題 >

ところで、このような基盤岩石が、はたしてどのくらい古い時代のものであるかは多くの人の関心事となったが、それはまた、日本列島の地史解明のための重要課題でもあった。そのため1966年以来主として東北大学と京都大学において、黒瀬川構造帯の三滝（八代）火成岩・寺野変成岩をはじめとして各地の岩石について、鉱物または岩石中の放射性同位元素による絶対年代が測られた。その結果は、他の変成帯についての資料とともに6頁の図10に一括して示した。これを一見して明らかなことは、構造帯の岩石は、測定法の如何にかかわらず、多くのものが一致して4億年前後の年代を示すことである。その中には黒瀬川のもののほか、台変成岩も含まれている。黒瀬川とは少し違うが、飛騨外縁構造帯（青海）、舞鶴構造帯（河守）、肥後変成

岩の変成岩、さいきは、北九州篠栗の変はんれい岩から、3億年～3億8000万年という値が出ていたことも注目に値する。これまで三波川あるいは三郡と考えられていた熊本県木山の結晶片岩も、黒瀬川構造帯との関連で考えたほうがよいかもわからない。いっぽう東北日本の古期岩類では、阿武隈の古期花こう岩と北上の氷上花こう岩が、いずれもRb・Sr全岩年代注1)でそれぞれ4億1200万年と3億3900万年、相馬の山上変成岩が3億年となる。ただし鶴ノ木変成岩は、1億6000万年より古い値は出ていない。いずれにせよ、少なくとも西南日本のほぼ全域にわたって分布する、3億年ないし4億5000万年の岩石年代は、何を意味するのであろうか？地質年代では、これはシルル紀から石炭紀前期の頃にあたる。しかし、黒瀬川レンズ状部内のシルル系が非変成であること、シルル系礫岩における変成岩礫の存在（山下，1958）から、寺野変成岩の変成作用が先シルル紀であるとしたら、この年代は、変成作用の時期を示すのではなく、基盤変成岩が上昇冷却した年代を意味する可能性が大きい。今のところK-Ar法注2)とRb・Sr法ではこれより古い年代は出ていないが、ジルコンのPb-年代注3)では6億年となることは注目に値する。

先カンブリア飛騨大陸

< 阿武隈高原の十字石と藍晶石 >

地殻深部の高温かつ高圧の条件下でつくられる変成岩には、一般に、そのような状態で安定な鉱物が晶出する。十字石や藍晶石は、そういう鉱物である。とくに藍晶石は、紅柱石・珪線石と同じ化学組成（ Al_2SiO_5 ）であるが、地質的にも実験的にも、代表的な高圧鉱物として知られている。

日本列島では、高圧だが低温の三波川変成帯と基盤の疑のある幡豆（図9- ）の場合を別とすれば、古生層起源の変成帯で、十字石・藍晶石を産出するところは他にない。東北日本では、北上山地の白亜紀花こう岩の接触変成岩、日立鉱山付近の変成岩、西南日本では領家変成岩などすべて紅柱石と珪線石で特徴づけられる低圧変成岩で、これらはどちらかといえば地殻上層部（地震波速度の第1層）に属する岩石である。

図9の に示した阿武隈高原主部の御斎所竹貫変成岩は、これまで領家帯の延長とみなされていたが、1965年以後、この中から十字石と藍晶石が、少量ながら広い範囲にわたってレリツクとして見出された。それは、これらの変成岩が条件の異なる新旧2回の変成作用を受けたこと（複変成作用）を意味するもので、この発見に

図11 - 阿武隈高原における藍晶石と十字石の分布
<総研阿武隈グループ・1969>

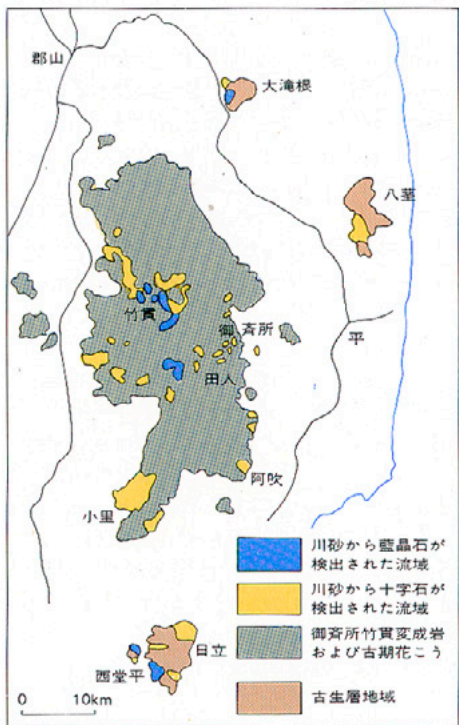
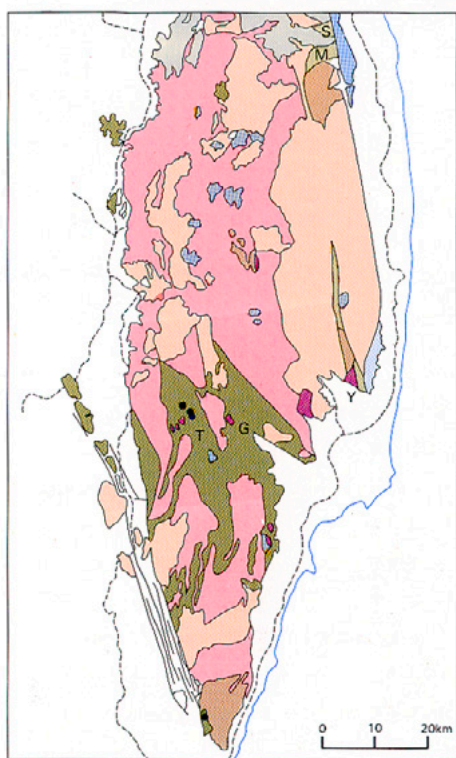


図12 - 阿武隈高原の地質図 <加納編図, 1969>



- T = 竹貫変成岩
- G = 御斎所変成岩
- M = 松ヶ平変成岩
- S = 山上変成岩
- Y = 八釜変成岩
- 古生層およびその変成相
- 相馬層群<ジュラ紀>
- 双葉層群<白亜紀>
- 第四系
- 最古期圧砕花こう岩および古期花こう閃綠岩類
- 超塩基性岩類<かんらん岩・蛇紋岩・コートランド岩>
- はんれい岩
- 新期花こう岩類
- 第三紀火山岩・火山砕屑岩類
- 露頭の岩石から藍晶石が見つかった地点
- 露頭の岩石から十字石が見つかった地点
- 露頭の岩石から藍晶石と十字石が見つかった地点

<注1> Rb・Sr年代 = 岩石中に存在するRb(ルビジウム)の同位元素のうちで、放射能のあるRb⁸⁷が一定の時間で崩壊してSr⁸⁷(ストロンチウム)になることを用いて測定された岩石または鉱物の絶対年代。

<注2> K・Ar年代 = 岩石中に存在する放射性カリウムK⁴⁰が一定時間に崩壊してアルゴンA⁴⁰になることを用いて測定され

た岩石または鉱物の絶対年代。

<注3> Pb-年代 = ジルコンは放射性の高い鉱物でウランやトリウムが崩壊してできたPb(鉛)を含んでいる。その鉛の量と(アルファ)放射能を測って求められた岩石または鉱物の絶対年代。

より、もっと単純に考えていた従来の阿武隈観を、根底から改めさせることになった(図11)。この成功は、阿武隈全域にわたる川砂中の重鉱物の追求という大へん息の長い、しかも目的意識的な宇留野勝敏ほかのグループの努力によってはじめて達せられたことを特記しておく。十字石・藍晶石は、日立西方の西堂平片麻岩からも見出された。しかもここでは三つのAl₂SiO₅鉱物が同時に共生するという珍しい産出を示した。そのほかいろいろの点から総合して、わたくしたちは、阿武隈の地史を図13のように考えた。御斎所竹貫変成岩は、おそくも4億年より古い基盤岩であろう。本州地向斜の変成相とする証拠は何もなく、その点でも次に述べる飛驒変成岩と共通している。藍晶石と十字石は、その飛驒変成岩からも産出する。それは、黒部川下流の宇奈月温泉付近の雲母片岩からで、1956年石岡孝吉と諏訪兼位によって発見された。なお最近では、舞鶴構造帯の河守超塩基性岩中の角閃岩からも見出されている。これもきわめて微細なレリック結晶で、阿武隈と同じ方法ではじめて発見に成功した。

<飛驒変成帯>

飛驒変成帯は本州弧の最も内側に位置し、その規模は、隠岐まで含めれば東西500km、南北の

幅150km以上、北は日本海に没するのでどこまで続くかわからない。中核部の飛驒片麻岩コンプレックスは、角閃石片麻岩・石灰質片麻岩・晶質石灰岩を主とし、少量の含ざくろ石黒雲母片麻岩を含む。いっぽう東部の黒部川・片貝川流域からは、十字石藍晶石片岩、引き延ばされた花こう岩礫を含む礫岩片岩など、興味ある岩石を産出する。変成相からは緑れん石角閃岩相が普通であるが、その中に散在的だがもつと変成度の高いグラニユライト相岩石の産出が最近注目されてきた(グラニユライト相岩石は前述の構造帯にも見出されていることを想起されたい)。以前から論ぜられてきているが必ずしも十分とは言えなかった 複変成作用 についても新たな事実(鈴木, 1973)が付け加えられている。放射年代では、最初は1億8000万年が優勢で古生層説を支持するようであったが、その後の資料では3億年~3億5000万年、5億年、6億年、さらには14億9300万年(碎屑性ジルコン)という古い年代も出ており、飛驒の地史がきわめて複雑であり、古生層起源の変成相とはとても考えられないことを示している。最も頻度の高い1億8000万年は船津花こう岩を含む飛驒変成帯の、一般的固結上昇年代を意味することで説明されている。

かくして1940年代以来、少なからぬ地質学岩石学者が夢にまで見た 先カンブリア飛驒大陸説は、なお決定的証明までには至らぬとしても、一歩も二歩も前進したと言える現状である。最近の美濃丹波帯の上麻生礫岩からの20億年変成岩 日本最古の岩石 の発見は、たとえそれが礫であり、直接現在の飛驒変成帯に結び付かないとはいえ、わたくしたち先カンブリア論者にとって、これ以上の贈り物はなかったといっただけでなく、日本列島をとりまく先カンブリア基盤の分布は、いまや内・外帯の各地各時代の礫岩から、相次ぐオーソコーツアイト礫(正珪岩)の発見によって、フィリピン海あるいは日本海域にも"拡大"しつつある。いまや日本列島の島弧基盤の研究は、日本海やフィリピン海の成因にもつらなるきわめて重要な課題となっているのである。

図13 - 阿武隈高原の地史

<加納編図, 1975>

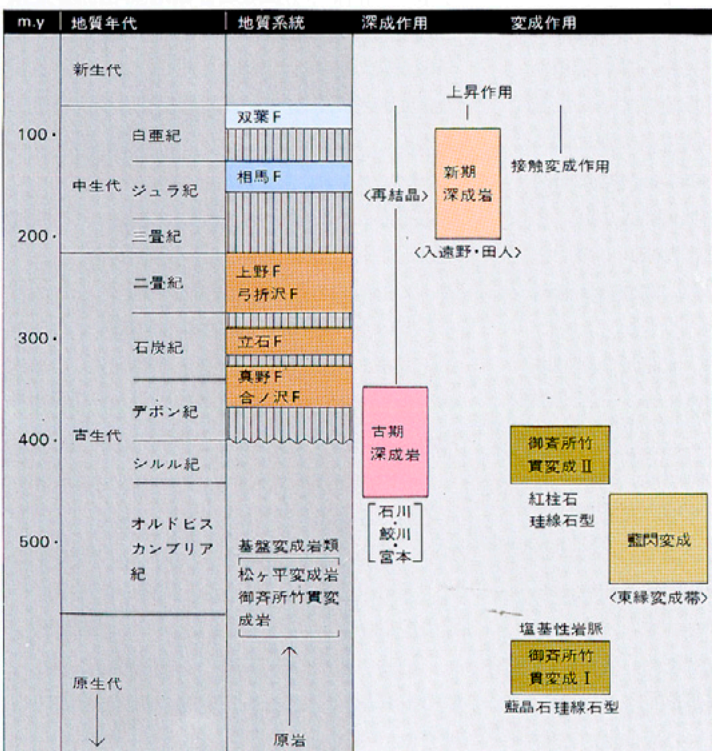
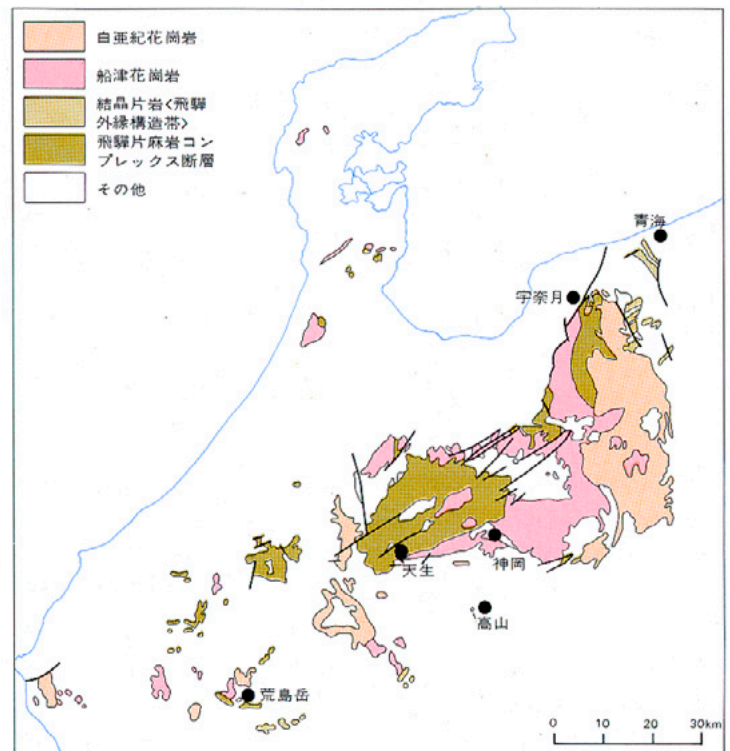


図14 - 飛驒高原の岩石分布図

<50万分の1金沢図幅>



秋吉台と京都北山

本州造山運動を中心に

清水大吉郎 = 京都大学理学部地質学鉱物学教室

秋吉台のなりたち

<珊瑚礁の海と海底火山>

日本の本州島の中心である飛騨山脈から西へむかうと、けわしい山々は次第に低くなり、中国山地に入ると、大山のような新しい火山のほかは、どちらかというとなだらかな山々がうねりながらつづく。これらの山々は、飛騨山地などにくらべると最近の隆起量が小さいため、なだらかな山容を示しているのだが、その本体を形づくっているのは、今から2億年から3億年も以前に海底に形成された地層なのである。

本州島が西の海につくする手前、小郡と萩のちょうど中間にある秋吉台は、その日本ばなれした景観と見事に発達した鐘乳洞によって、観光客の人気を集めている。この秋吉洞は、第四紀という最も新しい時代に、石灰岩が地下水の溶食作用によって出来あがったものであることは、本誌 11号でくわしく紹介されている。ここでは、そういう大規模な石灰岩がどのようにして形成されたのかをみてみよう。

秋吉台は、以前から豊富な化石産地として知られている。最も多いのは紡錘虫や珊瑚の化石だが、ほかにも貝類や腕足類、また層孔虫、石灰藻なども多い。いずれも、炭酸カルシウムの殻をもつものである。これらの動物たちは、水のきれいな浅い海の底を這ったり、また海底に固着して生活し、死ぬと、そのまま堆積して固まっていた。現在の太平洋においても、珊瑚礁というのはこうした過程をへて形成されているのだが、同様のことが、2億年以上前の日本の海で起っていたのである。

秋吉台科学博物館の太田正道氏は、秋吉台石灰岩の中の化石の分布や岩質のちがいを綿密にしらべ、このような生物礁によって秋吉台石灰岩が形成されたことを明らかにした。図1に示すのがそれである。かんたんにいうと、海水の深さ、水の動きなどによってそこに住む生物がちがうので、海底火山の上にはリング状に生物体の集まった礁性（リーフ）石灰岩が形成される。その中の円形のくぼみには、波静かなので、ごくこまかい石灰質の砂や泥が沈積する。リング状の礁の外側は水の動きが激しいので、こわされた礁の破片が、がらがらとつもっていく。そのさらに外側には、石灰質でないふうの泥や砂が堆積する。

このようにして、直径20 km以上もある厚さ数100mの石灰岩体が形成されたのである。現在、

西南日本各地に石灰岩台地として残されているものは、殆んどこうして形成されたもので、西からいうと北九州の平尾台、山口県の秋吉台と半田蔵目喜台、広島県の帝釈台、岡山県の阿哲台と大賀台などである。さらに東にすすむと、滋賀・岐阜県境の伊吹川塊やその南の霊仙の山々もそうであり、岐阜県の各地に点在しながら日本海岸の青海の石灰岩に終わっている。このことは、2億数千万年前の日本地域には、こういった海底火山の高まりが各地に広く点在していたことを示している。

<本州地向斜>

では、こういった礁性石灰岩の場のまわりの地域はどうだったのか。点在する石灰岩台地をとりまく広い地域には、非石灰岩相とよばれる地層が広く分布している。その地層は、大部分は粘板岩や砂岩（さいいぼつ砕屑性堆積岩）である。そのほかチャートの地層あるいはシャルスタインとよばれる海底火山の噴出物も多い。これらの非石灰岩相の地層は、石灰岩相と同じ時代のもただけでも3000mから8000mの厚さにも達している。地層の岩相からいうと、それだけの深さの海が埋められたのではなく、浅い海に地層が形成されたが、地層が上へ上へと堆積するにつれて、もとの海底がどんどん沈降していった、それだけの厚さの堆積物をうけ入れていったのである。

こうして形成された厚い地層は、のちに上昇に転じ山脈となるが、そのもととなる厚い堆積物をためた海を地向斜海という。そして、わたしたちはこの2億数千万年前の古生代末期に広く西日本一帯を包み、秋吉台をはじめ各地に石灰岩を残した地向斜海を本州地向斜とよび、その運動全体を本州造山運動とよんでいるのである。ところで、地向斜海のうち、海底火山活動が激しかった部分をゆた優地向斜、少なかつたところをれつ劣地向斜とよんでいるが、本州地向斜の様相をもう少しくわしく調べてみよう。

京都北山の岩石

秋吉台の石灰岩と同じ時代の地層は、日本中に広く分布しているが、そのうちで、石灰岩の非常に少ないものの代表として、京都周辺の山々のものがあげられる。北山杉のしげる洛北の山々は、いかにも日本的なたたずまいで人々の心をなごませるが、しかしここにはまた、本州地向斜の運動をさぐる重要なカギがかくされてもいる。これらの山々には、石灰岩の岩体は、ごく

小さく、まれにしか見ることができないが、いっぽう砂岩や粘板岩など碎屑岩のほか、珪質のチャートやシャルスタイン層が多い。これらの岩石は、地向斜のうちでも、より運動の活発な海底火山の活動がきわめてはげしかった優地向斜を示すものなのである。

<微生物がつくったチャート>

地向斜の地層の一部をつくるチャートは、珪質の硬い岩石である。チャートという名前は、もともとは、ガラスのように硬く、かつ鋭利に割れるという意味で使われたものようである。

この岩石の成分は、95%以上がシリカ（ SiO_2 、無水珪酸）で、硬さの原因もそこにある。チャート層の起源については、生物源説と化学的沈澱説の二つが古くから対立していた。生物源の根拠は、チャートを顕微鏡で見ると、放散虫の殻が多数見えることにあった。他方、無機化学的沈澱説の根拠は、放散虫が見えてもそれ以外の圧倒的な大部分は、微晶の石英からなっているということにあった。1950年代から電子顕微鏡の利用が盛んとなり、チャートを電子顕微鏡でしらべる研究があいついだが、その結果はチャートは、微細な（1～5ミクロン）の石英の結晶の集まりであることがわかり、それは、無機沈澱説の証拠であるかに見えた。しかしそこには、ひとつのおとし穴があった。じつは、あとになってわかったことだが、チャートを微細な生物の殻の集合であるというためには、電子顕微鏡の倍率は巨大にすぎたのである。ある人はこれをたとえて、人間の皮膚の構造を見て美人かどうかを判定しようとする類の誤りであるといっている。

ところが、あるきっかけから、チャートを弗酸（ HF ）で腐食させてみると、その表面に、実に多くの放散虫の殻や海綿の骨針が見られることがわかった。それは、低倍率の顕微鏡でもうかがえるが、走査型電子顕微鏡で200ないし300倍の像を撮影してみると、繊細な放散虫の殻やそれから突出する細く長い棘などが立体的にとらえられる。この発見は、チャートの起源をめぐる長い論争に終止符を打つことになった。

さらに慎重な観察によって、放散虫の殻とともに大量に含まれている細長い海綿の骨針が、一定の配列をもっている場合の多いことがわかった。細長い棒状の化石が、水の流れによって一定の配列を示すことは、他のさまざまな化石の場合によく知られている。したがってチャート

<注1>このような構造は、乱泥流によって形成されたダービダイトに見られ、チャート層の形成にも似た機構を考えることができる。

層の形成においても、同様の水の流れが働いていたことは明らかである。さらにチャート層の中には、粒度(殻の大きさ)の変化や斜交葉理、あるいは底痕(ソールマーク)なども観察される。これらのことも海底での流れを示していて、当時の地向斜海の相を復元するための貴重な証拠となる。(注1)

<枕状溶岩>

本州地向斜の地層のなかには、古くからシャルルスタイン層とよばれる地層があった。それは多くは緑色をしており、凝灰岩の部分もあれば、溶岩質の部分もあったが、くわしい構造がわからなかったこともあって、一括してこの名でよばれていたのである。ところが最近になってくわしい観察から、これが海底火山の溶岩流の積み重なりであることが明らかになってきた。京都の山地では、川底で岩石がよく洗われている場合や、あるいはまた新しい道路の切り割りなどに、図2に示されるような構造が観察されることがある。このうち最下部の部分は、割れ目の少ない塊状部であるが、その上にレンズ状あるいは垂球状の割れ目の多い部分がある。そしてそれは、上にむかってゆくほどレンズや垂球の大きさが小さくなってゆく。このような形は、立体的にみると枕の形に似ていることから、ふつう枕状溶岩とよばれている。また日本では、断面の形から、車輪石とか米俵石とかよばれていることもある。この枕状部の上には、枕状部の破片の集積したものや火山灰に由来する凝灰岩の部分がある。実際の地層では、いまのべた構造の層(5~30mの厚さ)が順次積み重なって、厚い地層を形成している。これらの一つ一つの地層は、海底火山の一回の噴火による溶岩流によって形成されたものなのである。現在でもハワイなど火山の溶岩流が海底に流れこんだところでは、このような枕状溶岩の層がつけられている。2億数千万年前の本州地向斜の海では、多くの場所で海底火山がはげしく活動していた。そのあるものは、海山となってとどまり、その頂きに礁性石灰岩をのせいたが、多くのものは、陸から流れこむ大量の砂や泥の地層によって、海底深く沈みこんでしまったのである。

<タービダイト>
地向斜で形成された地層のうち、もっとも量の多いのは砂岩や粘板岩(頁岩)のような陸源の碎屑物質からなる地層である。その中には、砂岩と粘板岩がくりかえし重なる互層とよばれる

図1・A - 秋吉台石灰岩の形成機構

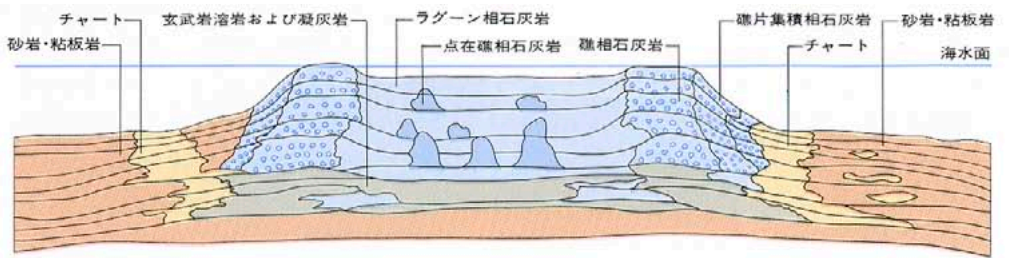


図1・B - 石炭紀~二畳紀の地向斜性堆積岩層の岩相と厚さ

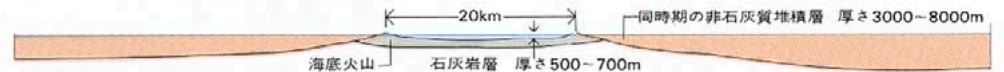


図2・A - 京都北山の河床における枕状溶岩の産状

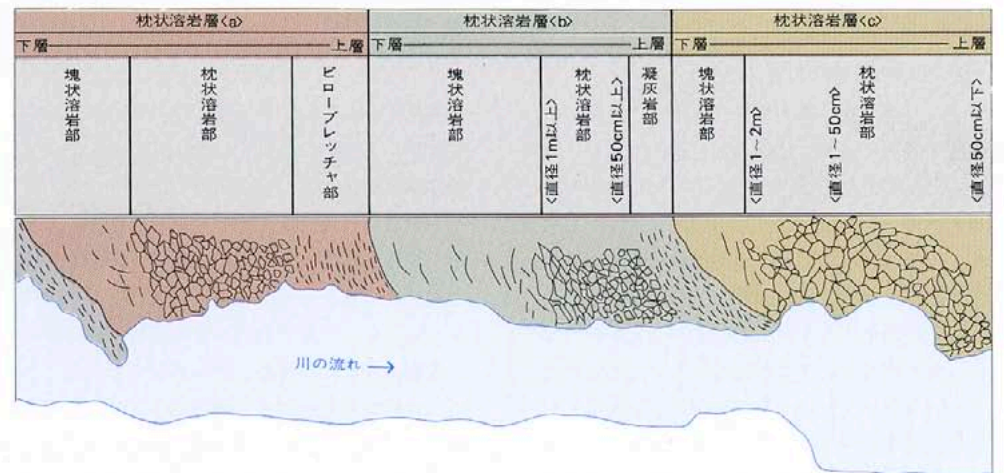
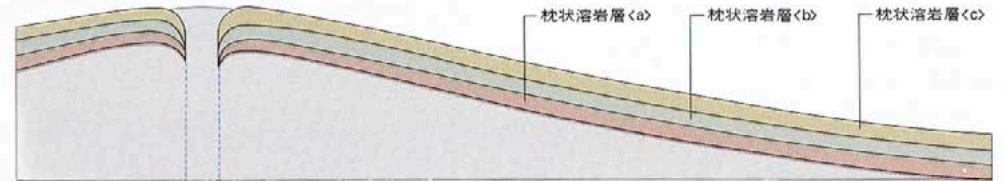
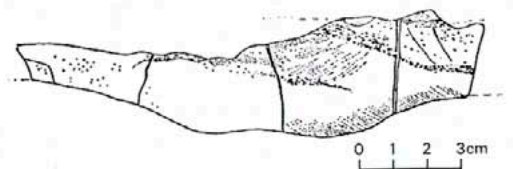


図2・B - 海底火山の模式図



丹波層群チャートの露頭



丹波層群チャートのソールマークとその内部堆積構造
微細な粒点は放射虫化石の配列を示し、それよりやや大きい粒点は炭酸塩岩。

ものが非常に多い。そういう地層は、陸から運ばれた砂や泥が浅海に堆積したあと、何らかの原因で動き出し、混りあってより深い海底へ流れ下って定着したものである。そういう流れを混濁流あるいは乱泥流（注2）とよび、それによって形成された地層をタービダイト（注3）とよんでいる。

タービダイトの実態については、世界の各地で各時代の地向斜について研究されており、日本では四万十地向斜での研究がすすんでいる。本州地向斜の地層のなかのタービダイトについても研究がすすんでいて、その形成機構が明らかになりつつある。タービダイトをつくった海底の流れの方向を知ることは、当時の古地理の復元に大いに役立つのである。

2億3000万年前の海と陸

以上のべた事実から、古生代末期（二疊紀）の海陸の分布を復元してみると、図6-Aのようなものがえがかれる。図は、二疊紀初期から中期の古地理図で、北方には、広い飛驒大陸があった。この大陸は、遠く東アジアの大陸につながるもので、北中国から朝鮮半島にかけて存在した中朝古陸の東縁部にあたる。この陸地は、先カンブリア代以来のたびたびの変動をへて形成されたもので、岐阜県の各地では、タービダイト層下底の底痕により、北の陸地から堆積物が供給されたことが明らかにされている。

いっぽう京都北山のいくつかの例は、北からで

はなく、南あるいは南東方向からの流れを示している。この場合も、いくつかの古期岩類の礫が発見されていることから、丹波地帯の南側に複雑な組成をもつ陸地があったことを推定しているのである。この陸地は、広いものではないが、上昇は激しく、それだけ浸食と堆積物供給の量は多かったとみられている。またそのことは同時に、この陸地は削剥しつくされて、現在の地表に広い痕跡を残してはいない。このような陸地を構造山地（テクトニック・ランド）とよんでいる。（図6-B）

同じような構造山地は、西南日本外帯の黒瀬川構造帯にそっても存在し、二疊紀の中期から後期にかけて大量の礫・砂のような粗粒砕層物をもたらした。このように、本州地向斜の海は、多くの海底火山や火山島が分布し、構造山地も列状に配列しているという、たいへん複雑な様相をていしていただと考えられる。

本州造山運動

舞鶴構造帯の深成岩と隆起する中国帯

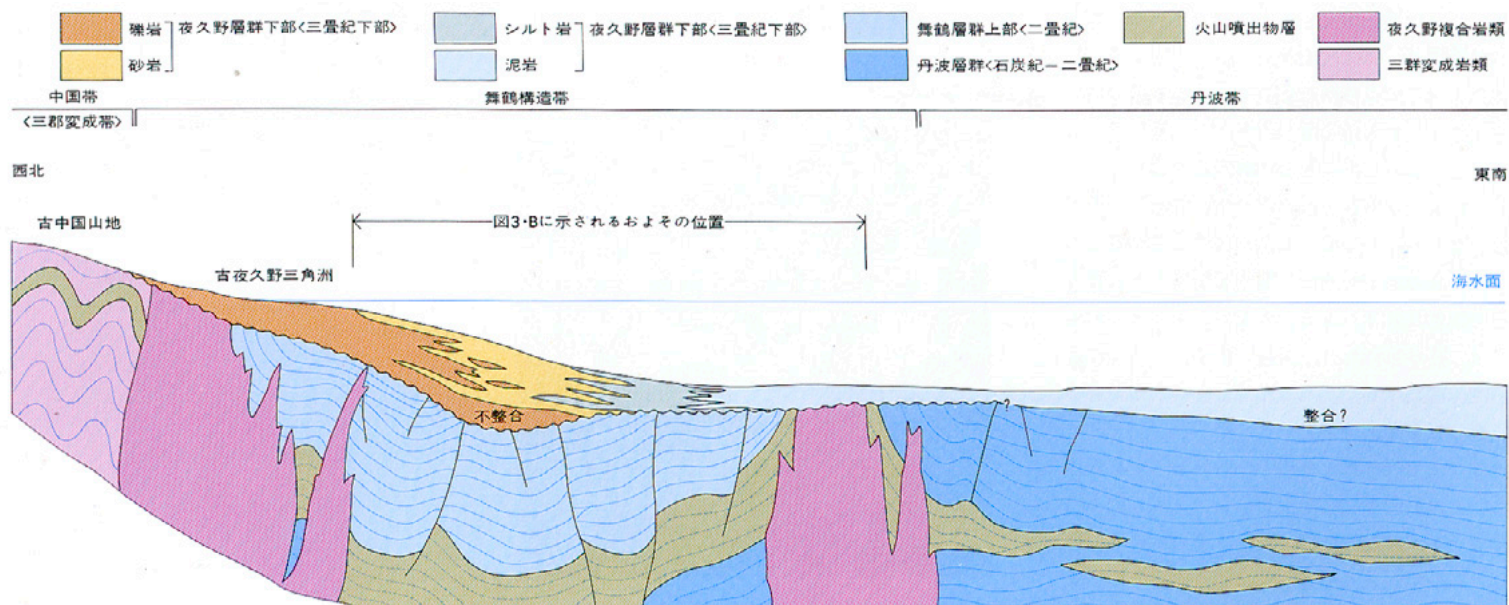
古生代末から中生代のはじめにかけての時期は、世界的にもまた日本でみても、大きな転換の時期であった。京都府北部から中国地方にかけての舞鶴地帯には、その具体例が数多く発見される。舞鶴地帯に化石が多産することは以前から知られており、それによって二疊紀から三疊紀の海成層の分布をたしかめることができる。岩相からいうと、二疊紀中期以降、礫や砂岩が優勢となり、またタービダイトも多く形成されて

いる。これらの様子から、当時、南方の構造山地の上昇と同時に、北方の中国帯地域では、すでに隆起がはじまったことがわかる。中国帯の本州地向斜の地層は、二疊紀末までに海底下深く沈みこんでいったために、下部の地層は、高い温度と高い圧力をうけて新しい鉱物に変成し結晶片岩となっていた。それが造山運動によって変形し、さらに隆起して山となり、上部から浸食されていった。現在、中国帯に分布している結晶片岩は、北九州の三郡山の名をとって三郡変成岩とよばれている（中国帯を三郡変成帯とよぶこともある）。

この隆起は、二疊紀末には舞鶴地帯全域に及んでいた。それは各地での二疊系と三疊系間の不整合によく示されている。

二疊紀～三疊紀間の不整合がもっともよく示されているのは、兵庫県養父郡大屋町御祓山である。ここでは、褶曲した上部二疊系舞鶴層群が削られた上に、下部三疊系が不整合におおっている。この地層は、基底礫岩にはじまり、砂岩・粘板岩の互層がさらに上につづいている。御祓山では礫岩はあまり多くないが、同じ時代の地層でも地域によって礫岩層が多いこともあり、変化はいちじるしい。その状況を中沢ほか（1957）によって示すと、図3のように西北側に礫岩層が多く、南東側にむかって細粒となる。この傾向は、舞鶴地帯全域を通じてみとめられる。こうしたことから舞鶴地帯の西北側の中国帯は、すでに三疊紀はじめには隆起地域であり、上昇

図3・A - 三疊紀前期の中国帯・舞鶴地帯・丹波帯の古地質断面模式図



しつづつあったということがわかる。また隆起する中国帯と、むしろ沈降しつづつあった丹波地帯との境界をなす舞鶴地帯では、二疊紀末に、花こう岩をはじめとするさまざまな深成岩類の上昇・貫入があった。これらの深成岩は、その結晶粒の性状から激しい圧力条件下での貫入を示しており、いわゆる造山時貫入岩であったことがわかる。

同様の岩石は、西南日本内帯では東西につらなり、中国帯の各地のほか、飛騨外縁構造帯にそう船津花こう岩も同じ時期のものである。また西南日本外帯では、秩父累帯のなかの黒瀬川構造帯にそって点々と分布する三滝火成岩類も、この時期に再活動したものである。

これら造山時貫入岩類とされているものは、いずれも複雑な組成をもつ場合が多く、あるものは、本州地向斜の基盤をなしていた、より古い時期（4億年以上前）の花こう岩類が、本州造山運動に際して再活動し貫入してきたものと考えられている。いずれにせよ、これら造山時貫入岩類とされるものが、構造帯にそって内帯と外帯にわかれて分布することは注目値する。

中生代の石炭層と浅海

石炭層というと、石炭紀のシダ植物という知識が広まっているが、じつはそのほかの時代のものも多い。隣国の中国の石炭の多くは二疊紀のものであるし、日本の石炭は、そのほとんどが古第三紀のものである。石炭層の形成は、造山運動とむすびついていて、ヨーロッパや北米の

ものは、古生代後半のパリスカン造山運動で形成された陸地をふちどる沼沢地に、シダ植物が埋もれてつくられたものであるし、日本のものは、日高造山にみられるように、新生代はじめのアルプス造山運動と一連のものとして理解されている。

本州造山運動においても、隆起した中国帯の陸地をふちどって、石炭層をつくるような盆地が出現した。この石炭層は、量としては少なく、日本では無視されがちであるが、日本列島の形成史を語る上ではたいへん貴重な位置を占めている。中国帯では、西の山口県大嶺と岡山県成羽の地域に、この時代の石炭層があり、さらに東では、京都府舞鶴の周辺にも分布している（図4）。このうち舞鶴の志高のものは、三疊紀初期のものと考えられている。つまり御祓山のところでのべた下部三疊系の岩相のうち、もっとも西北側の陸に近いところにあたる。また大嶺や成羽の石炭は、三疊紀中期のもので、本州造山運動で形成された陸地がかなり浸食されたあとの盆地に出来たもので、二枚貝の化石を含む浅い内湾性の地層に互層をなしている。岡山県や山口県では、下部三疊系は分布しておらず、古生層（変成岩と非変成のものがある）の上に直接、上部三疊系が不整合におおっている。したがってこの地域では、二疊紀末以来ずっと陸域がつづいていたのか、あるいは下部三疊系は少しあったが、すぐ隆起して削られてしまったのかなのであろう。

これらの上部三疊系は、いずれも北西側の陸地から碎屑物質が供給されて出来上がったが、渦性のもや内湾性のもも多いから、北西側の陸のほかに東南側にも小さな陸や島があって、海岸線は複雑になっていた様相がうかがえる。西南日本外帯でも、同じ時代の地層は、四国と九州の中央部に細長く東西に点在していて、いずれも北の陸地の前面の浅い海に形成された地層である。そして二疊系を不整合におおう場合があることから、内帯の場合と似た地史が推定される。

大陸の時代（ジュラ紀～白亜紀）

本州造山運動によって、地層の変形をうけ、変成作用と深成岩の貫入をうけた本州地向斜は、三疊紀にいくつかの小さな堆積盆地や残存した地向斜海を残しながら、次第に縮小していき、ジュラ紀には広い地域が陸に転化していった。現在の西南日本の大部分を占めるこの広い陸地は、当時アジア大陸とつながっていて、図6-Eにみるように山地として上昇をつづけた。

この山地の前面には、ジュラ紀後半から白亜紀のはじめにかけて浅い海がひろがり、暖い海流の洗う澄んだ海底に、石灰質の殻をもつ多くの生物が繁殖して珊瑚礁をつくっていた。それによって形成された石灰岩を鳥の巣石灰岩とよんでいる。このように新しく南に移った地向斜海では、海底火山活動を伴いながら、厚い地層を堆積させていた。それは三疊紀からひきつづいてきているが、さらにジュラ紀をへて白亜紀までつ

図3・B - 現在の舞鶴地帯断面図・夜久野地域の例

<中沢ほか 1957 をもとに再構成>

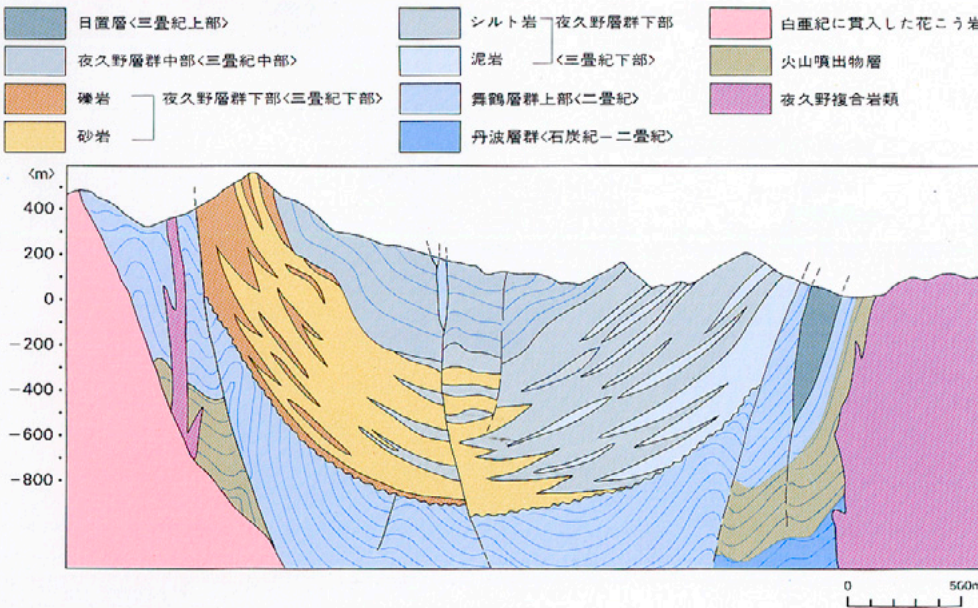


図4 - 西南日本中生代の石炭層の分布

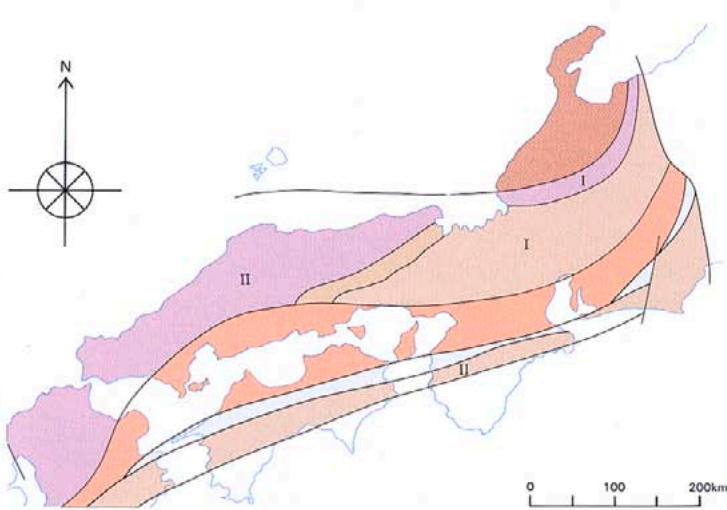


づいて、四万十地向斜にひきつがれてゆく。
 本州造山運動によって形成された山地が隆起を
 つづける背後には、いくつかの沈降地域があっ
 て、そこには、隆起する山地の浸食によって運
 びこまれる大量の砂や礫が堆積した。この地域
 は、湖であったり、また海水が入り混った汽水
 の内湾であったりした。また北陸地方の来馬層
 群は、海成層だが植物化石が多く、薄い石炭層
 さえはさんでいる。当時、この地域は山麓で、

そこに中生代の裸子植物や羊歯植物の森林が繁
 茂した姿を思いうかべることが出来るのである。
 白亜紀に入ると、図6-G・図6-Hにみるよう
 にこの地域全体に激しい火山活動がくり返し起
 った。この火山活動は、花こう岩の貫入を伴っ
 ており、広島付近に広く分布する花こう岩の名
 をとって、この変動全体を広島変動とよんでい
 る。その一方で、南の地向斜海では、四万十地
 向斜の沈降が激しくなっていく。日本列島は、

再びまた新しい活動期に入るのである。
 本州地向斜にはじまる日本列島の歴史は、このよ
 うに、いくつかの段階と地域差をはらんで彩り豊
 かな物語となっている。この複雑さの中にひそむ
 法則性は、現実に則した地道な調査によって、今
 や見出されつつあるのである。

図5 - 西南日本における本州区の構造区分



- 飛騨変成帯
- I 飛騨外縁帯
- II 中国帯<三都変成帯>
- 舞鶴構造帯
- I 丹波帯
- II 秩父帯
- 領家変成帯
- 三波川変成帯

図7の凡例

- 陸地あるいは地層の欠除
- 地向斜層
- 礫性石灰岩
- 浅海石灰岩相
- フリッシュ相
- 陸棚堆積物
- 内湾性盆地
- 湖ないし内湾堆積物
- 造山時貫入岩類
- 海底火山活動
- 陸上での火成活動

図7 - 西南日本の地質構造発達史

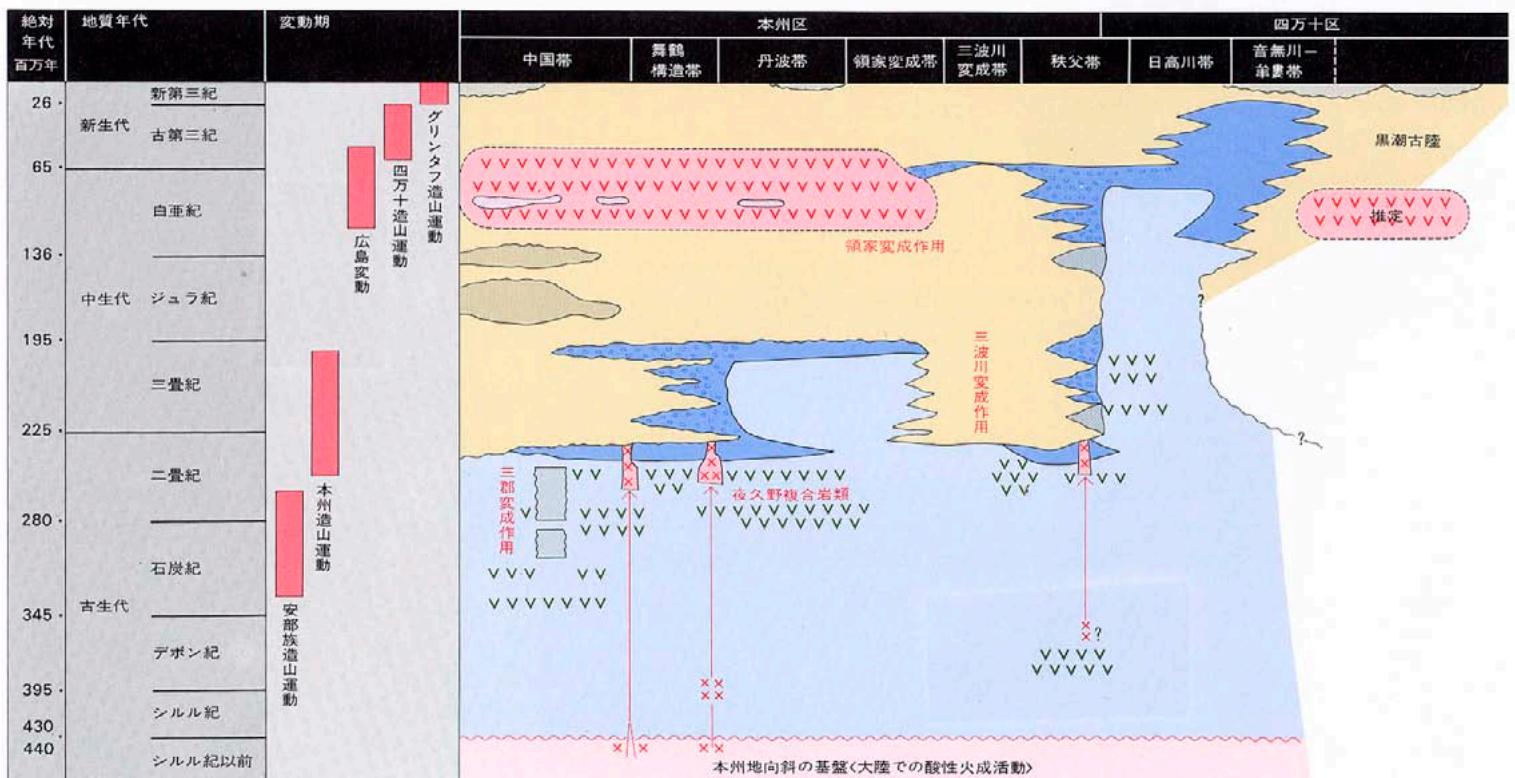
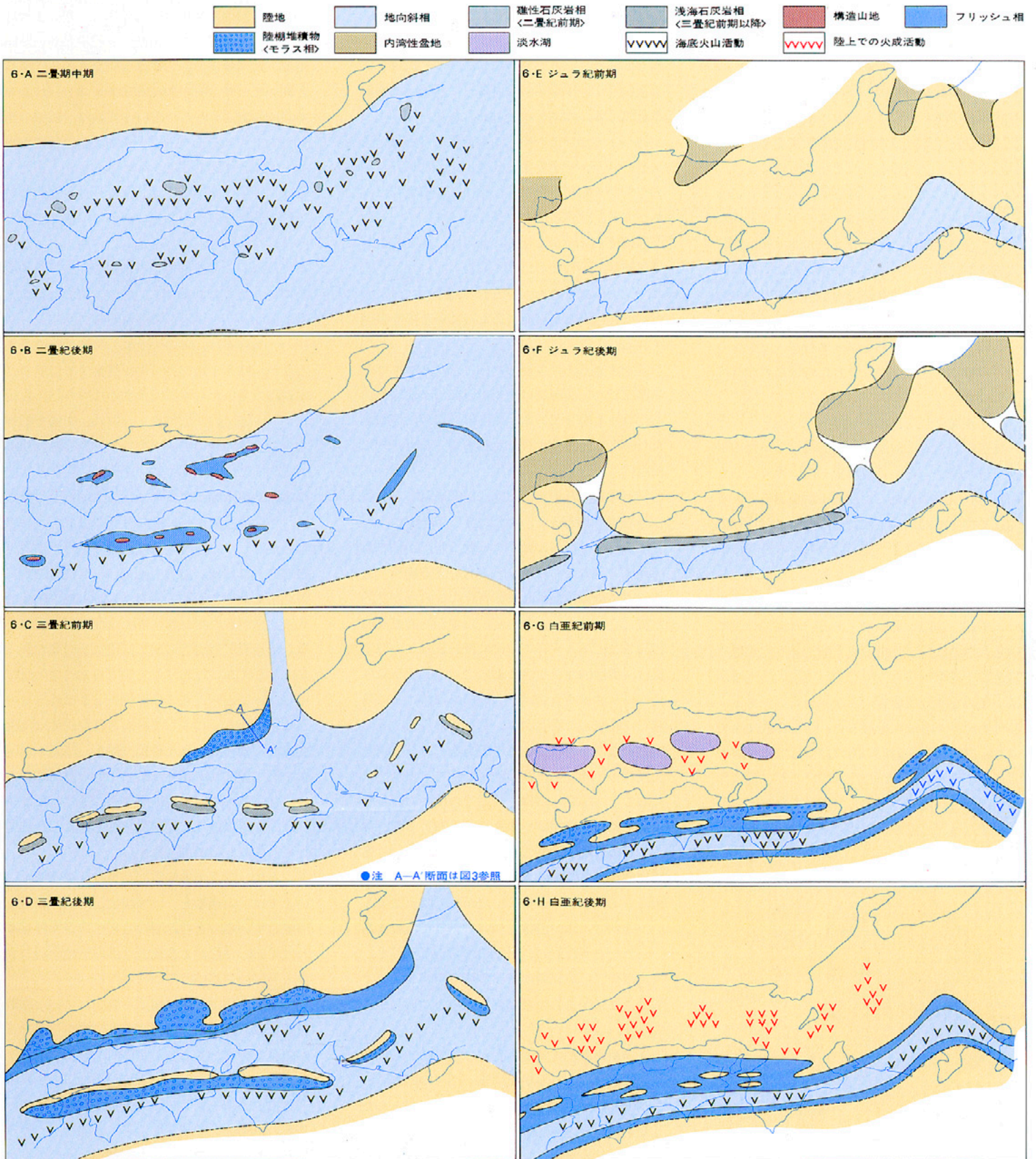


図6 - 古生代後期～中生代における西南日本の古地理図



南紀海岸と黒潮古陸

徳岡隆夫 = 京都大学理学部地質学鉱物学教室

紀勢線の車窓から

紀伊半島の南海岸は、黒潮の洗う美しい海岸線と豊富な湯量をほこる温泉にめぐまれ、多くの観光客が四季を通じて訪れる。

天王寺から紀勢線にのって約1時間、汽車が和泉山脈のトンネルをこえると、紀ノ川の平野が眼下にひらける。日本列島を縦断する中央構造線は、紀ノ川の右岸にそって東西に走り、このあたりには、それが地形的にもっともよく現われている。日本列島は、この中央構造線によって北と南に大きく区分され、北は西南日本内帯、南は西南日本外帯とよばれる。西南日本外帯は帯状構造をなして、北から三波川帯・秩父帯・四万十帯が、東西方向によく連続している。それぞれの地帯は、分布する岩石の種類や性質、形成された時代などを異にしている。

トンネルを出た汽車は、しばらくは紀ノ川にそって西へと走る。対岸の比較的なだらかな山々が三波川帯で、その背後のやや高い黒々とした山稜が秩父帯にあたる。和歌山駅を出ると、まもなく右手に海がみえはじめ、汽車は海岸線にそって南下してゆく。東西につらなる外帯の帯状構造を横断してゆくのである。

臨海コンビナートのある海南から下津にかけては、線路や道路の切割り、あるいは海岸の崖にみられるのは、三波川変成岩類である。黒色や緑色の千枚岩からなっていて、古生代の地層が高い圧力をうけて変成岩となったものである。箕島をすぎ、有田川を渡ると、すでに秩父帯である。三波川帯と岩石の時代は同じで、砂岩や頁岩、チャートなどからなっているが、変成作用をうけていない。しかし層理はあまりはっきりせず、つぎの四万十帯にくらべると、かなり

破碎されている。湯浅の付近では、秩父帯の古生層を不整合に覆う白亜紀の地層があって、アンモナイトや植物の化石を産することで、古くから知られている。

湯浅駅をすぎトンネルをでると、左後方に谷がみえてくる。水越峠へとむかう谷で、右手の由良湾へとつづいていく。この直線的な谷は、秩父帯と四万十帯を境する仏像構造線にあたっていて、谷は断層谷をなしている。仏像構造線は、ちょうど紀伊由良駅の直下を通っていて、これから南は四万十帯となる。おもに、白亜紀から古第三紀にかけての地層からなっていて、切割りや、眼下にときおりみられる海食台には、砂岩層と泥岩層とが交互に重なっているのを識別できる。

南部をすぎるあたりから、山はなだらかになる。新第三紀の田辺層群の泥岩が、四万十帯の褶曲した地層を覆っているのである。紀伊田辺のあたりからは、厚く成層した砂岩層となり、列車は白浜へと到着する。

白浜から紀伊日置までは同じ田辺層群で、日置川の鉄橋をわたると、ふたたび四万十帯の地層となる。ここから田並までの約1時間が枯木灘海岸で、釣り人たちのメッカともいえる場所である。田辺湾に抱かれた白砂青松の白浜を女性的な美しさにたとえるならば、山地がそのまま海におちこんで太平洋の荒波に洗われるこの海岸線は、男性的な美しさに溢れている。眼下にみえかくれする海食台は、大地震のたびごとに隆起し、隆起した海食台は、荒波との一進一退の死闘をくりひろげているのである。

大阪から3時間、汽車の旅にもそろそろ厭いてくるころ、潮岬の海岸段丘とその先端の灯台がみえてくる。田並駅をすぎれば、熊野層群である。田辺層群と同時代で、砂岩と泥岩のつくる縞模様が見事である。そして串本をでるとすぐ、大島へと点々とびる橋杭岩が陽に映えて美しい。それは、熊野層群をつきやぶって地表にあられた石英斑岩の岩脈なのである。やがて、汽車は美しい海岸線の広がる那智勝浦へ到着する。ここで殆ど観光客を降ろし、新宮へと向かう。

天王寺駅から約4時間、変化に富んだ美しい南紀の景観は、それを構成する一つ一つの岩塊のなかに日本列島の生いたちを秘めていて、わたしたちに、その美しさの由来を語り、その景観の保存を約束させる。

四万十地向斜の海

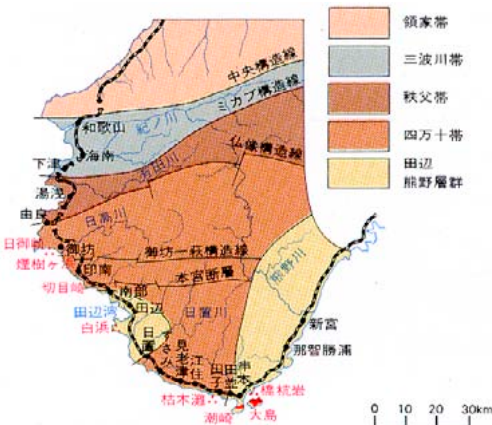
仏像構造線から南の地帯は、四万十帯とよばれる。四万十帯は、赤石山地から紀伊半島、四国南部、九州南部、さらには奄美大島から沖縄へと続いていて、その巾は約100km、延長は1,500kmにおよぶ。四万十という名前は、四国の西部で太平洋にそそぐ四万十川が、この地帯を横切って流れていることからつけられた。四万十帯は、中生代の中頃にはじまり、おもに白亜紀(約1億年前)から新生代の前半(約2,500万年前)にかけて、四万十地向斜の海があった場所で、陸から運ばれてくる砂礫や泥が厚く堆積していった。したがって、この地帯ではどこでも、似たような地層がみられるのである。

四万十地向斜は、どのようにしてできたのだろうか。四万十地向斜の海が誕生する以前の日本列島の生いたちをごく大まかにいうと、古生代シルル紀(約4億年前)以前に、中国や朝鮮を含む大陸の縁辺であった日本列島のあたりに本州地向斜の海が誕生し、それは、約2億年前の本州造山運動によって陸化していった。そして、約1億年前から、その外側に形成され始めたのが四万十地向斜の海である。四万十地向斜の北方の陸地は、海での堆積作用と沈降運動に対応するかのようになり、隆起がさかんになり、酸性の火成活動がおこなわれ、膨大な流紋岩の噴出が厚い溶結凝灰岩層を形成し、花こう岩類の貫入がはげしくおこなわれた。西南日本内帯の全域にわたって起った広島変動とよばれるものがこれである。こうして形成された山地は、浸食され、削りとられた砂礫や泥が、四万十地向斜の海へ運ばれて厚く堆積していった。このように従来は、四万十地向斜の海に運ばれた砂や泥は、北方の陸地だけからもたらされた、と考えられていたのであった。

ところで、四万十地向斜にたまった堆積物は、いまでは造山運動をうけて陸化し、四万十帯を形成している。その地層のしらべ方がくわしければくわしい程、より正確な四万十地向斜の生成と発展の姿が描けることになる。

昭和39年、紀伊半島の南部を調査していた原田哲朗氏は、四万十地向斜に太平洋側からも物質が運びこまれたことを示す証拠を発見した。その証拠というのは、砂岩層の底面にみられる「底痕」(ソールマーク)とよばれるもので、その示す方向を復元すると、砂岩層をつくっている物質が、どの方向から運びこまれたかを

図1 - 紀勢線沿線の地質図



知ることができるのである。このようにして、復元された底痕のなかには、太平洋側からの物質の供給を示すものがあつたのである。

また、昭和42年には筆者によって、同じく紀伊半島の南海岸で、日本列島にはみることのできない正珪岩とよばれる岩石が、礫岩層中の礫として含まれていることが明らかにされた。

この2つの証拠は、四万十地向斜の堆積物が必ずしもすべて、北側の陸地からもたらされたものばかりではないのではないか？ 地向斜の南側 現在の太平洋のなかに、失われた陸地が存在していたのではないかと？ という疑問を生ずることになった。

失われた陸地 黒潮古陸

太平洋中の失われた陸地の存在を示す2つの証拠について、もう少し詳しくのべよう。四万十帯を構成する地層には、砂岩と泥岩の層が交互に規則的に積み重なった 砂泥互層 がよくみられる。このようなものは フリッシュ とよばれていて、地向斜地帯ではどこでも、どの時代にもみられる特徴的な地層である。フリッシュは、急激に上昇する山地から運び出される碎屑物質が、地向斜の海に周期的にもたらされて形成されると考えられている。列車が御坊を通過するあたりから枯木灘海岸にかけてみられるのは、こうしたフリッシュなのである。

<フリッシュ>

フリッシュをなす地層を近くに寄って観察してみよう。さきにフリッシュは、砂岩と泥岩が交互に重なっているとのべたが、よくみると、下位の砂岩から上位の泥岩に移るところには、明瞭な境界はみられず、泥岩からその上位の砂岩へ移るところにはシャープな境界があることが多い。つまり、砂岩層と泥岩層が交互に重なっ

ているというよりも、砂岩層から泥岩層までが1セットといったほうがよいものなのである。このようなセットをなす砂岩の部分、さらに詳しく観察すると、写真でみるように下から上へ次第に細くなっていたり、平行葉理や斜交葉理などがみられることが多い。

フリッシュがどのようにして形成されるかは、

乱泥流説 によってよく説明される。風化・浸食によって形成された碎屑物質は、河川を通じて海へと運ばれてゆくが、大部分は三角洲や大陸棚で、一次的に集積される。それらが、地震あるいは津波などを引金として、一時にくずれ、海底の斜面にそって流れおち、深い海底の凹所（堆積盆）へと運びこまれる。堆積盆では、ごく細粒の泥や浮遊性の生物遺骸が、僅かずつではあるが定期的に降りつもって、そこに間欠的に乱泥流がもたらされる。乱泥流によって運ばれる物質は、乱泥流の速度や密度、運ばれる量などによって異なるが、種々のタイプの砂泥互層を形成する。

<太平洋側からの流れ>

乱泥流によって形成されたフリッシュでは、地層の下面に ^{ソールマーク} 底痕がみられることがある。写真で説明しよう。これは砂まじりの砂岩層の下面で、中央部の砂の細長いもりあがりの先端に礫がみられる。かつての海底面にもどして考えると、泥のたまっている海底面上に流れこんできた乱泥流が減速するにつれて、乱泥流に含まれていた礫が落下し、海底面をえぐって傷をつけながら停止し、ひきつづいて落下してくる砂がつもっていったということになる。写真では、このようにして出来た海底面の傷跡の "錆型" をみていると考えればよい。したがって、この種の底痕の示す方向を測定し、後の構造運動による変

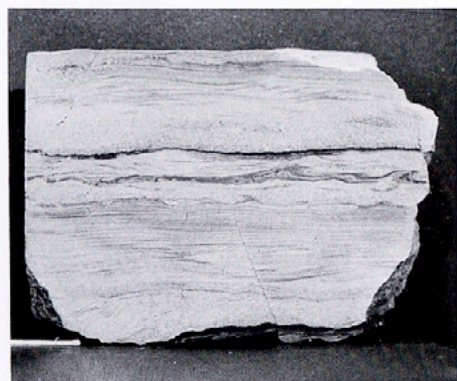
位を補正すれば、乱泥流の流れこんできた方向を知ることが出来、そのような方向を数多く集めれば、かつての陸地がどこにあったかを知ることが出来るのである。太平洋側からの物質の供給があつたというのは、このようにして推定されたことなのである。

<正珪岩の礫>

黒潮古陸のもう1つの有力な証拠となつた正珪岩について説明しよう。この岩石は砂岩の一種で、日本でこそきわめてめずらしいものであるが、中国や朝鮮、北米、スカンジナビアなどの大陸地域では、ごく普通にみられる砂岩である。石英 (SiO₂) が95%以上を占め、砂粒のほとんどは完全に円磨されていることが多い。大陸的な環境下で花こう岩や片麻岩、まれには堆積岩が長期間にわたって風化され、風化に対してもっとも強い石英のみが残されて、固結した岩石である。とくに先カンブリア紀末の全世界的に進行した準平原化作用と乾燥気候のもとで、大陸地域ではどこでも似たような砂岩が形成されたことはよく知られている。

南紀海岸で発見された正珪岩礫は、このような岩石なのである。これらが、それまで何故に発見されなかったのかは、実に不思議というか、チャートによく似ていて、日本のどこにでもあるチャートが礫になっているのだらうと軽く見過がされていたのである。

ところで日本列島は、はじめにのべたように、古生代の中頃から地向斜の時代に入り、造山運動がはげしくおこなわれた場所なので、正珪岩が形成されるような条件はなかった。現に地層としては日本のどこにもみられない。したがって正珪岩礫の供給源を本州地向斜時代以前の日本列島の土台をつくっている岩石に求めるのは、

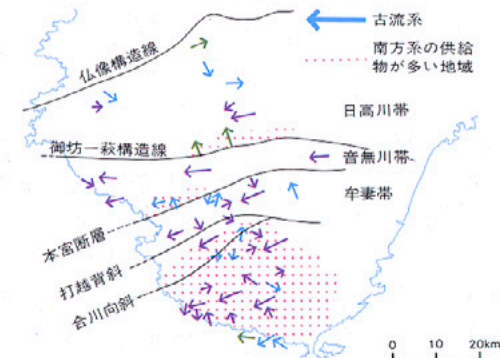


地層の断面。下位の砂質部から上位の泥質部までが1セットの2枚の単層からなる。乱泥流に特徴的な堆積構造がみられる。



乱泥流の底面に示された底痕(ソールマーク)。上から下への供給方向を示す。下方の礫の大きさは1cm。

図2 - 四万十地向斜堆積物の供給方向



●注 矢印の方向は方角をあらわす。緑・紫・青の色は、それぞれ各帯のⅠ期、Ⅱ期、Ⅲ期をあらわす。

しごく当然のことなのである。しかも、紀伊半島の四万十帯に含まれる正珪岩礫の分布をしらべると、南の海岸付近にのみ発見される。もし、中国や朝鮮の方向からはるばる運ばれてきたのならば、四万十帯のどこにでも、また湯浅付近の秩父帯の白亜系のなかにもあってよい筈である。さきに、南紀海岸には太平洋側からの供給を示す流れがあることをのべたが、こう証拠がそろってくると、やはり陸地は太平洋側にあったと考えざるを得ないのではなからうか。

かくして1968年に、失なわれた陸地は 南方陸地 とよばれ、さらにその後の調査の積み重ねのなかで、陸地の存在がますます確実なものになったことから、1970年には 黒潮古陸 という正式名称が与えられることになった。

このように書いてくると、読者はしごく簡単に黒潮古陸が明らかになったように思われるかもしれない。しかし、四万十帯の地質がようやくわかってきたのは昭和40年代になってのことである。それまでは四万十帯は、未詳中生層という名前ではばれていた。「よくわからないが、たぶん中生代の地層だろう」ということで、広大な地域が地質図では一色に塗られていた。褶曲や断層による複雑な地質構造、化石がほとんど産出しないこと、有効な地下資源がほとんどないことから、多くの地質学者からも敬遠されていた地帯なのである。このような未開の地域に足を踏み入れ、ハンマーをふるうようになったのは、井尻正二氏の「太平洋問題」の提起に刺激された紀州四万十帯団体研究グループの面々で、やはり、若さと未知なるものへのあこがれのなせる業だったといえるであろうか。

紀伊半島の四万十帯では、団研グループによって明らかにされた紀伊半島の四万十帯について紹介しよう。

四万十帯は、3つの地帯に細分される。北から日高川帯、音無川帯、牟婁帯とよばれ、それぞれは断層で接している。これらの帯に分布する地層は、それぞれ時代や岩石の性質を異にしている。図3をみていただきたい。

車窓では、紀伊由良から御坊駅までにみられるのが日高川層群で、厚い砂岩層や泥岩層が、かなり破碎されている。御坊から西へ、煙樹ヶ浜をぬけ、潮吹岩から日御岬へ至る海岸では、厚い砂岩層や砂泥互層がよくみられ、ときには枕状溶岩もみられる。

音無川帯の地層は印南付近の切割りに、整然と

した砂泥互層としてみられる。国道42号線沿いでは、紀南パレスや切目崎オートグリル下の海食台に、見事なフリッシュが露出している。

牟婁帯の地層は、周参見から田並にかけての枯木灘海岸でみられ、とくに見老津から田子にかけての海食台上に露出する地層には、底痕、正珪岩の礫、地層上面の漣痕などが数多くみられ、見学には絶好の場所といえる。以上にのべた四万十帯の地層は、西では田辺層群、東では熊野層群とよばれる中期中新世の地層によって覆われている。それらは、南部から椿にかけての海岸、田並から紀伊勝浦にかけての海岸で、ゆるく海側へむかって傾斜しているのが、車窓からもよく見られる。

四万十地向斜の生いたち

これまでにのべたことから、どのような地向斜の発展史が画けるであろうか。第一に、時代を異にする地層からなる地帯が、古い方から順に北から南へと配列しているのは、堆積作用（あるいは沈降運動といってもよい）のおこる場所が北から南へと、段階的に移っていったことを推定させる。第二に、それぞれの帯での地層の積み重なるの順序をみると、下位には細粒物質が多く、上位にいくにつれて次第に粗粒物質が増加していくという特徴がある。このことは、深い堆積盆が次第に埋めたてられて、浅くなっていったことを示すのではないであろうか。第三に、それぞれの帯の北縁部と南縁部には粗粒物質が多く、とりわけ、南縁部にそっては顕著な礫岩層が認められるのは、供給源である陸地が両側にあって、しかもそれほど遠くはないことを示しているのではなからうか。

このような考えから、かなり大胆に地向斜の発展史を復元したのが図6と図7である。地向斜堆積盆のダイナミックな動きや、黒潮古陸の存在を理解していただけるであろうか。

黒潮古陸の拡がり

紀伊半島での研究から黒潮古陸の存在が明らかとなったが、その他の四万十帯でも同様の証拠がみられるであろうか。四万十帯は赤石山地から沖縄まで、1つの帯をなしているのであるから、もし紀伊半島の沖あいに黒潮古陸があったとするならば、他の地域にも同様にあったのではないかと考えるのは当然であろう。1968年に南方陸地説を出して以来、筆者らは東へ、あるいは西へと“2つの証拠”を求めて飛びまわった。また、何人かの人々から同様の証拠が報告

された。図8は、これまでに黒潮古陸の証拠があがったところである。最近では、台湾でも陸地の存在が報告されたことを追加しておこう。すなわち黒潮古陸は、四万十地向斜の南側に、それと同様の規模で連続した陸地であったと推定される。

黒潮古陸の巾は、どれくらいあったのであろうか。さきに正珪岩礫についてのべたが、黒潮古陸から運ばれてきた礫はそればかりではない。礫岩層のなかには、正珪岩礫とともに、砂岩・頁岩・チャートなどの堆積岩、流紋岩や花こう岩などもある。正珪岩以外は、北の陸地から運ばれてきたと考えてもおかしくない岩石ばかりである。しかし、礫岩層も、砂泥互層の場合と同様に、乱泥流によって運びこまれたものであることが明らかなので、これらの礫も正珪岩とともに、同じ方向からもたらされたと考えざるを得ないのである。そうすると、黒潮古陸には多種多様の岩石が分布していたということになる。つぎに、黒潮古陸からもたらされた礫は、例外なく円磨されているという事実がある。すなわち、黒潮古陸の上を流れる川は、いくつかの岩石の地帯を横切って流れ、その川は海にそぐままでに、削りとった岩石を円磨させるに足る十分な距離をもっていたのである。地質学者の経験からすると、黒潮古陸は少なくとも現在の日本列島規模はあったであろう。

黒潮古陸の消滅

では、黒潮古陸はいつ消滅したのであろうか、もう一度、地質図をみることにしよう。紀伊半島では、四万十帯の地層を傾斜不整合で覆って、西に田辺層群、東に熊野層群が分布している。傾斜不整合は、四万十帯の地層が造構運動を受けて陸となり、浸食作用を受けたことを示している。田辺層群や熊野層群は、中期中新世（約2,000万年前）の海成層であるので、黒潮古陸はこれらの地層の形成時には、すでに“沈没”していたことは明らかである。おそらく、四万十地向斜の堆積盆が埋めつくされ、造構運動によって陸化すると、それまで碎屑物質を供給しつづけてきた黒潮古陸は、沈下したのであろう。中期中新世の造構運動は、紀伊半島のみでなく広く四万十帯全域にわたって認められ、高千穂変動とよばれている。また、この時代はフォッサマグナから東北日本にかけて、グリントフ地向斜の海が急速に拡がっていった時代でもある。黒潮古陸の“沈没”は、このような日本

列島全体に認められる運動と密接に関連していたことは明らかである。それはまた、フィリピン海や、ひいては太平洋の形成ともおおいに関係があるのであろう。

フィリピン海

これまでは地層に印された記録から、黒潮古陸の存在についてのべてきたが、海底に直接証拠を求めることは出来ないであろうか。地殻の構造からみた陸と海の境は、もちろん地形的な境とは異なっていて、紀伊半島沖でみると、西南日本海溝（南海トラフ）のところで、潮岬の沖あい約50 kmにある。この範囲までに黒潮古陸が存在したことは、学界でもそれほど異論はないところであるが、それを越えてさらに南まで広がっていたかどうかということになると、問題は多い。しかし、すでにのべたように黒潮古陸が日本列島規模ということになると、どうしても海溝の外にまではみ出してしまうことになる。もちろん海溝が形成されたのは非常に新しい時代なのであるが、海溝の外側は海洋型の地殻をなしていることはよく知られている。したがって、古陸が海溝の下にもぐりこんだか、あるいは大陸の海洋化が起ったのか、どちらかということになる。

前者は最近のプレートテクトニクス説にもとづく考え方であるが、後者のほうはどうであろうか。じつは、フィリピン海にかつて大陸があったのではないかという考えは、古くから日本の地質学者によって唱えられていた説で、サイパン、グアム、ヤップ、パラオなどの諸島には、花こう岩や閃緑岩などの陸的要素を多分にもった岩石が知られているし、陸と海とを境するといわれる安山岩線はフィリピン海のはるか東にあって、太平洋をとりまいている。またフィリピン海の地殻構造をよく検討してみると、奄美海台、北大東海嶺、沖大東海嶺などには、どうやら陸的な要素がうかがえるのである。アメリカの深海掘削船グロマー・チャレンジャー号による海底ボーリングは、七つの海で大きな成果をあげ、プレートテクトニクスの考えを実証しつつあるかにみえる。しかし、フィリピン海においては、海底拡大を示すような証拠はまだ得られていない。最近の日本の地質学者による大きな成果としては、九州パラオ海嶺や奄美海台における花こう岩の採取、沖大東海嶺における変成岩の採取などがある。いずれも、陸的要素がフィリピン海に存在することを実証

したものとえよう。ソ連の学者たちも、九州パラオ海嶺で花こう岩を得ていることをつべくわえておこう。

このように、現在はフィリピン海の成因をめぐる、アメリカ、ソ連、日本などの学者たちは、しのぎをけずり、また、協力しあって研究を進めているのである。海洋底の研究では、フィリピン海や日本海などの縁海が目下の焦点となっている。それはまた、島弧の成因、太平洋や大西洋のような大きな海の成因をさぐる手がかりを与えてくれるからでもある。

ところでアメリカは、グロマー・チャレンジャー号を駆使して、海底ボーリングによって直接海底の歴史を明らかにするという強力な武器と大きな組織を持っている。ソ連はまた、国家的大事業として海底の研究を位置づけ、海底岩石の採取ひとつをみても、はるかに我々をりょうがしている。では日本ではおくれをとらずにどのようなことが出来るであろうか。グロマー・チャレンジャー号による深海掘削は、今年度から国際共同研究となり、日本も参加することに

なったのは明るいニュースである。また、幸いなことに、フィリピン海は日本の前庭ともいべき近さにあり、調査には地の利がある。精力的に海底岩石の採取をすることが必要であろう。また、日本列島の生いたちは比較的よくわかっていて、それとの比較で海の生いたちを考えていくことがよいであろう。

さらに具体的なテーマを提起してみよう。沖縄の東の沖合いに北大東島がある。この島では昭和9年、11年にボーリングがおこなわれた。当時としては、大変な大事業であったであろう。しかし残念なことに、第三紀漸新世の石灰岩を掘りぬく途中で中止のやむなきに至った。これを再度復活させ、3,000mあるいは4,000mの掘削が出来ないものであろうか。第三紀からさらに白亜紀の石灰岩を掘りぬいて、その下底にあらわれるものは果して何であろうか。それは必ず海洋底研究に新しいページを開くものになるであろうし、あるいはまた、海底にねむる資源の開発にも、大きく貢献するところがあるであろう。

図8 - 正珪岩礫の産出地点と太平洋側からの古流系

<水路図複製・海上保安庁承認第500036号>

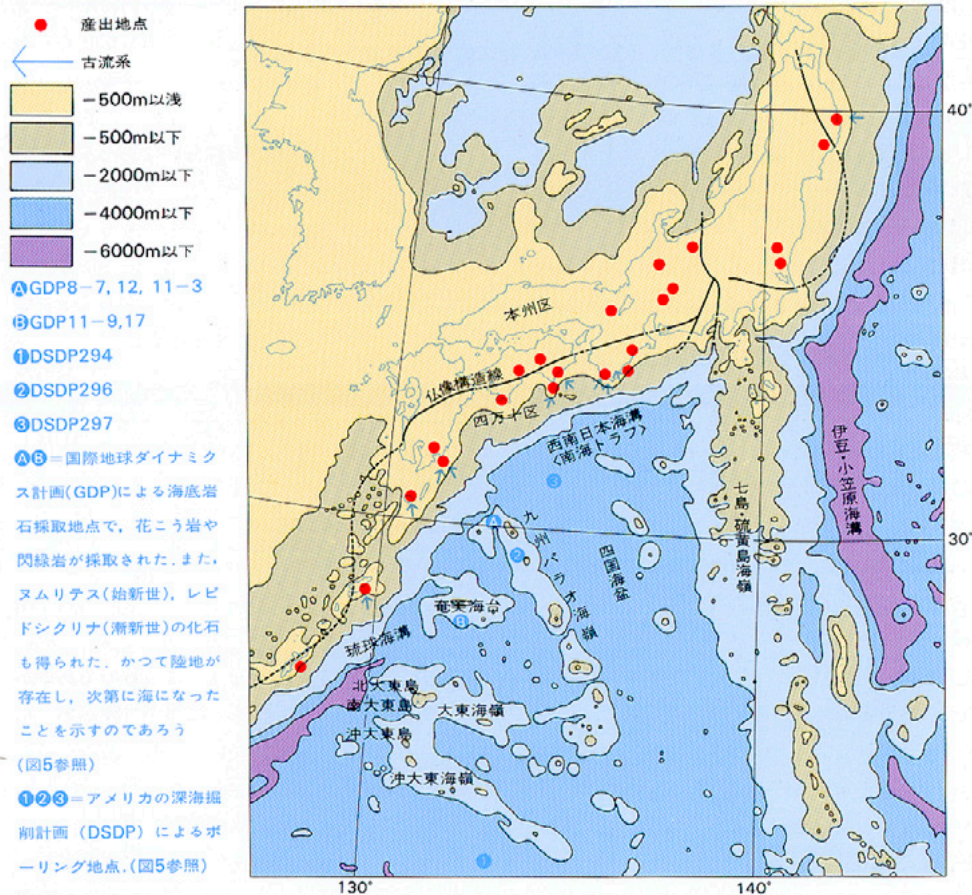


図3 - 紀伊半島四万十帯の地質図

<紀州四万十帯団体研究グループによる>

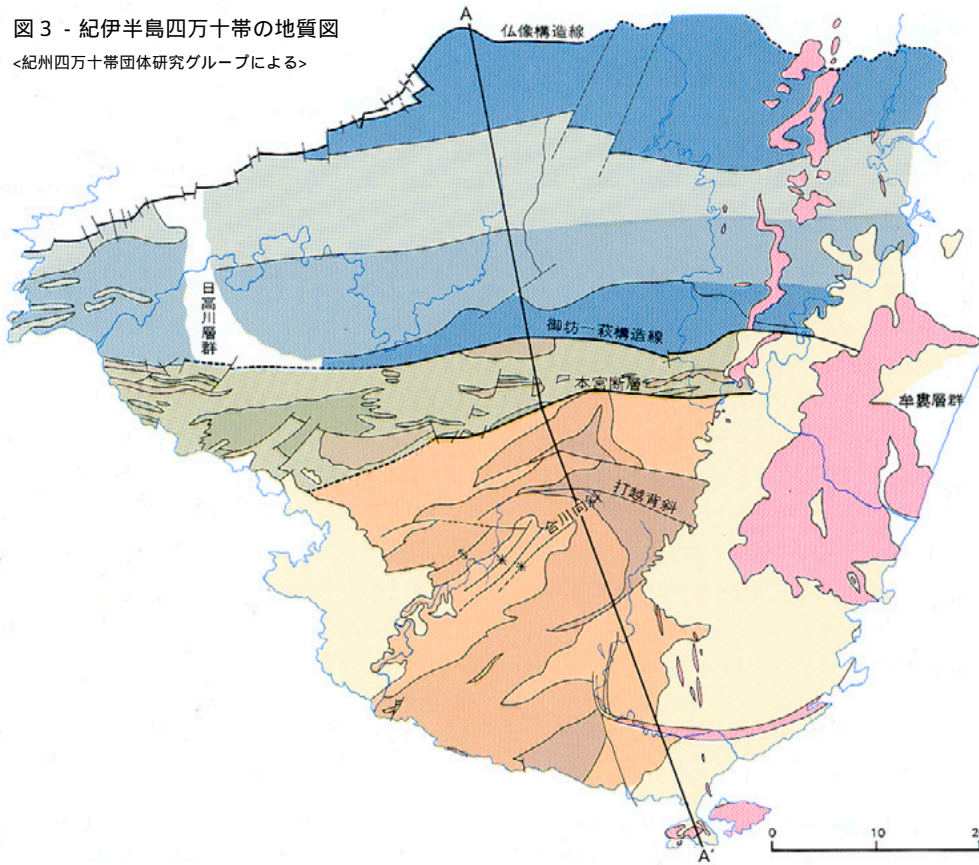


図3・図4の凡例

- 田辺・熊野層群
- 牟婁層群上部
- 牟婁層群中部
- 牟婁層群下部
- 音無川層群上部
- 音無川層群中部
- 音無川層群下部
- 日高川層群上部
- 日高川層群中部
- 日高川層群下部
- 鮮新・更新統
- 先四万十中・古生界
- 先カンブリア基盤岩類
- 花こう岩

図5の凡例

- 北方供給
- 南方供給
- 安山岩・玄武岩
- 砂岩
- 泥岩
- 石灰岩
- 花こう岩類

図4 - 紀伊半島四万十帯の断面図<図3のA - A'潮ノ岬沖の海面下の断面も含む>

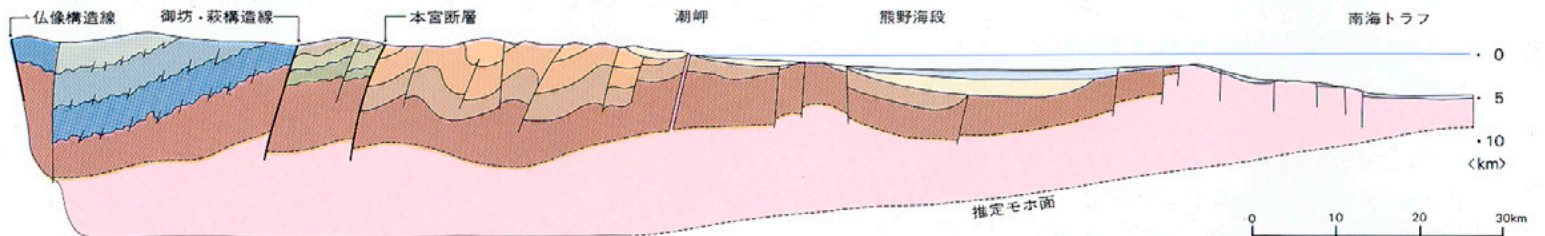


図5 - 紀伊半島四万十帯地対斜の発達史模式図

<海域はGDP - 8,11などの資料。右端欄は藤田, 1970による>

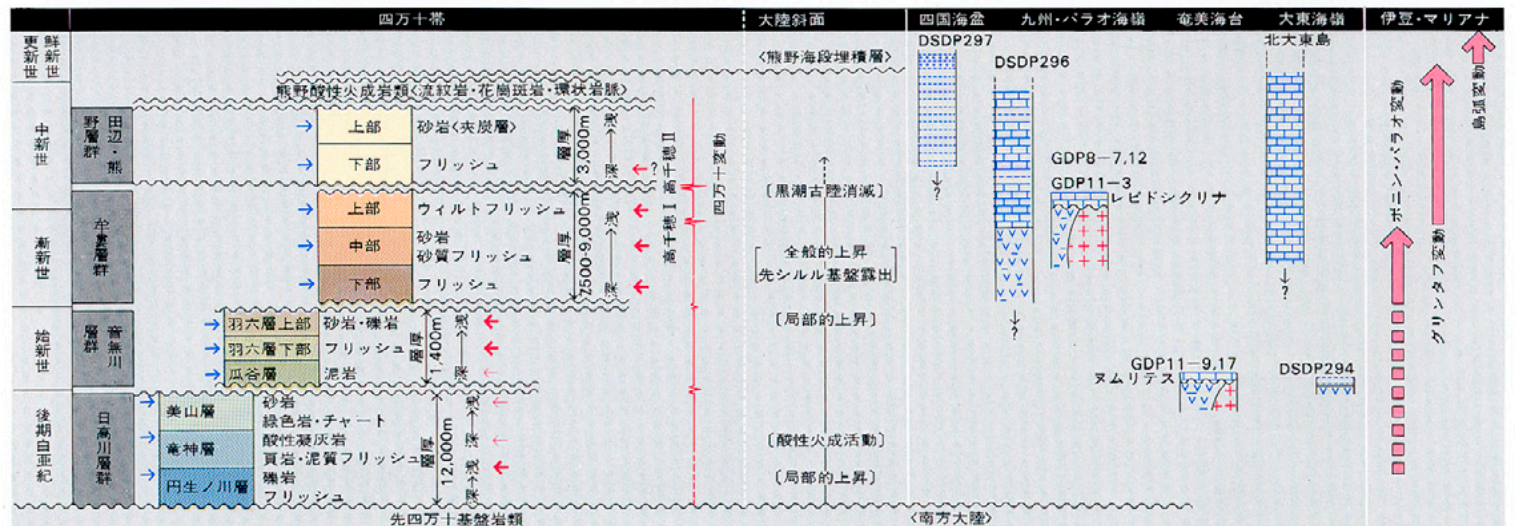


図6 - 紀伊半島における四万十地向斜発展の古地理図

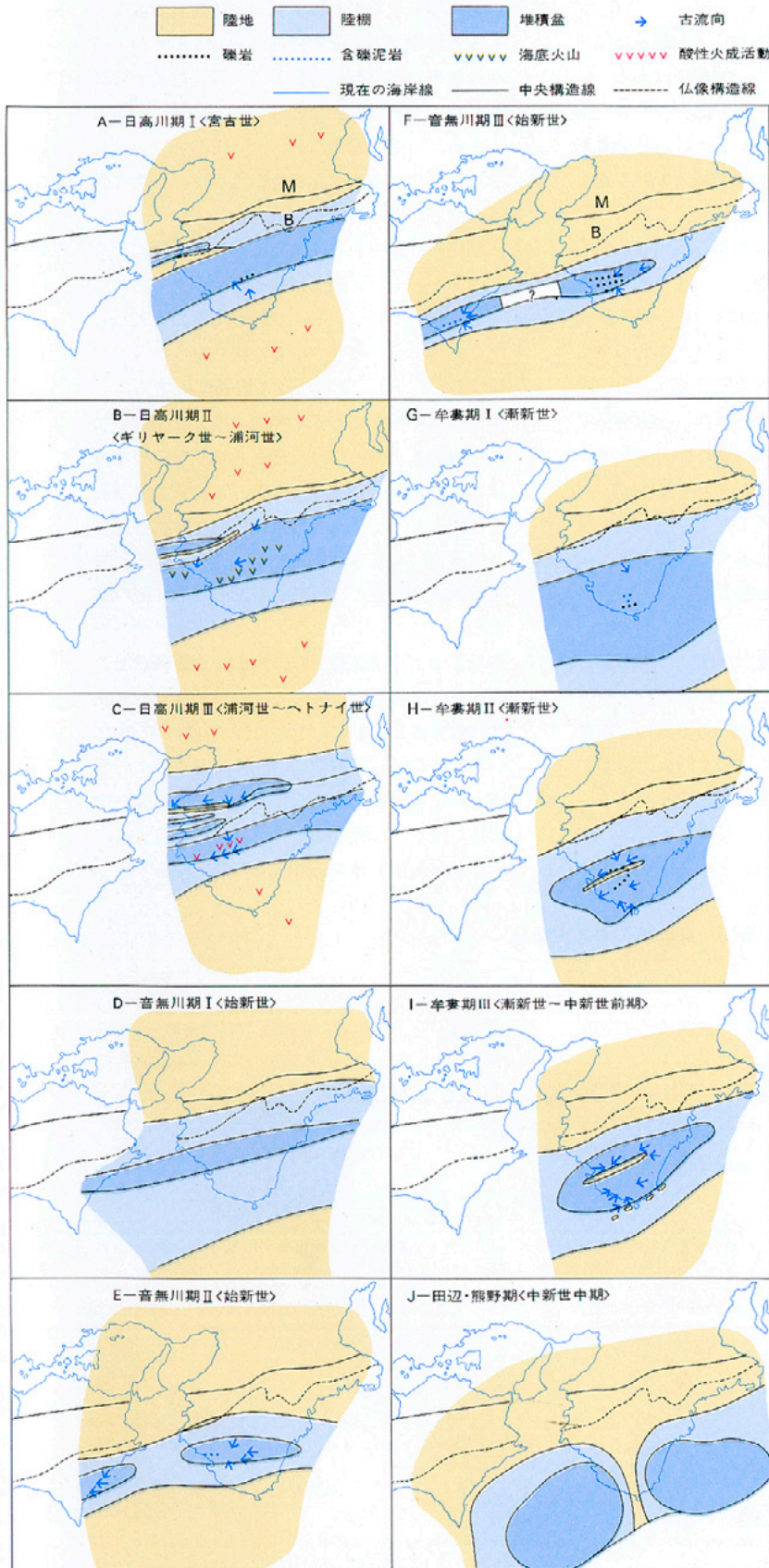
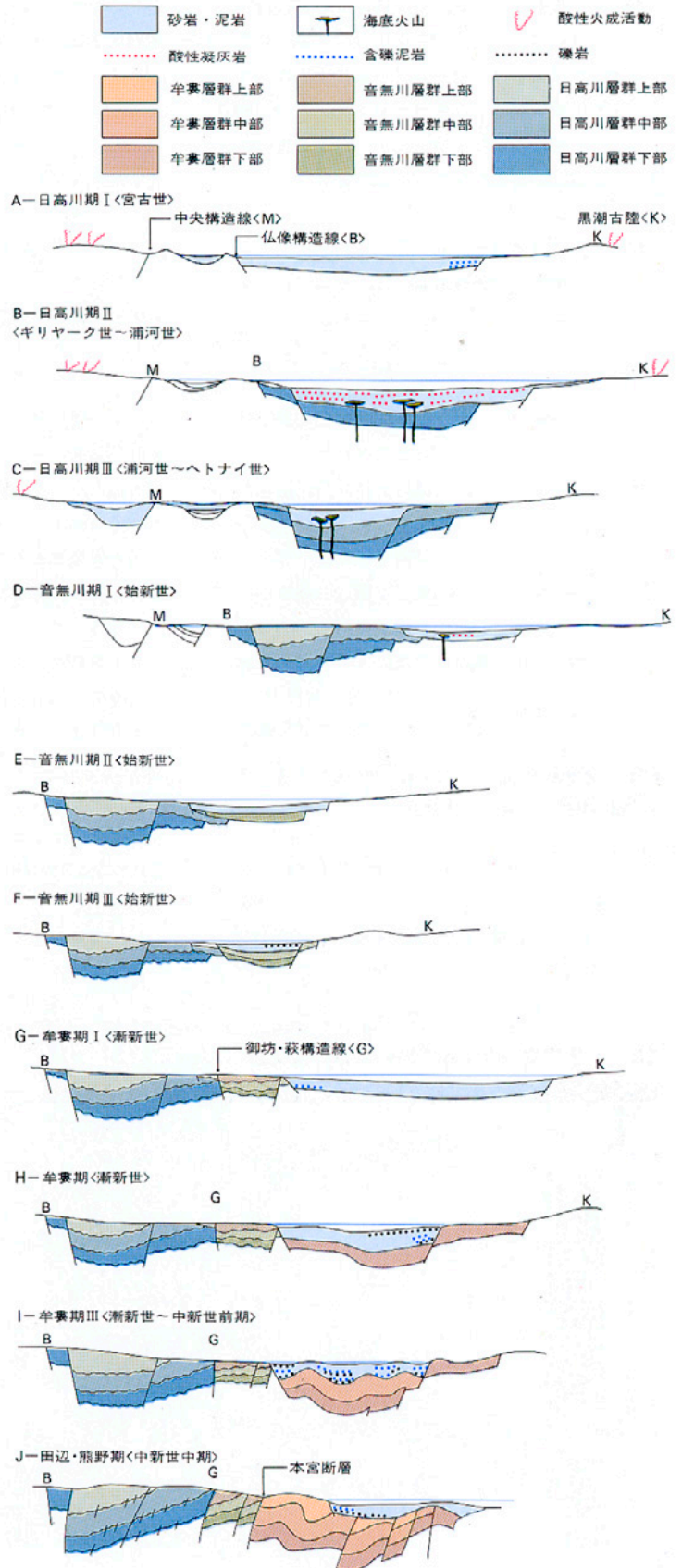


図7 - 紀伊半島における四万十地向斜発展の構造断面図



日本海と大和堆

加賀の 細野義夫 = 金沢大学理学部教授

日本海というひとつの縁海が、どのような過程を経て生まれ育ったが、という問題の解明は、現代地球科学にとって第一級の課題である。日本海の形成過程はまた、日本列島の形成にあずかった比較的新しい事件 グリントフ造山運動 と密接にからみ合っている。ここでは、日本海底に関する知見を要約して紹介し、グリントフ造山運動の一端をさぐってみよう。

日本海の海底地形

最近10年あまりの調査によって、日本海の海底地形は、かなり正確にわかってきた。そのあらまは、図1のようになっている。大まかにいえば、深さ2,000mをこえる平坦な深海部と、深さ2,000m以浅で陸上の地形に似た複雑な起伏をもつ陸地的な部分、とに分けられる。シベリア沿海州や朝鮮北部では、大陸が急に崖状に落ちこんで、深さ3,000mをこえる深海に接しているのに対して、日本列島ぞいには、複雑な海嶺と舟状海盆などから成る縁辺海域が、かなりの幅で発達しているのが対照的である。

深海の大平原と孤高の大海山 日本海の北半分を占める 日本海盆 は、その面積30万km²で、深さ3,000mをこえる深海の大平原の様相を呈している。この単調きわまる広大な大平原から、所どころに、孤立した海山がそびえ立っている。中でも、北緯42°と43°の間にあるボゴロフ海山は、南北90km、東西35kmの大き

さをもち、頂上部の水深は1,320mという巨大なものである。

本州と大和海峡との間にある 大和海盆 は、深さ2,000mをこえ、やや小規模ではあるが、日本海盆に似た深海の大平原である。やはり所どころに海山が突出しているほかは、単調きわまる地形を呈している。大和海嶺と朝鮮半島とを隔てる 対馬海盆 も、全体としては大和海盆に似ており、その中央部には、突出した海山が列をなして、ひとつの海嶺状をなしている。

大和海嶺 大和堆と北大和堆から成る突出部を総称して、大和海嶺とよぶ。日本海の中心部に、どっかと腰を据えた大和海嶺は、山陰中央部から隠岐島を経て張り出した、一大半島の先端部にあたり、九州ほどの広さをもつ。その頂上部の水深は、北大和堆で400mならず、大和堆ではわずかに236mにすぎず、ちょうど冷水塊と暖流域との境界部にあたることと相まって、有数の漁場として近年注目を浴びている。北大和堆と大和堆という二つの山脈の間には、深さ2,000mに達する地溝状の落ちこみがある。山脈の頂上部からは、花こう岩などの巨大な円礫がひき上げられることもあり(写真)、深さ3,000mの深海からそびえ立つこの大山塊が、比較的最近まで陸地であったことを暗示する。

舟状海盆と深海長谷 北海道の西岸から能登沖に至る間の縁辺海域は、とりわけ複雑な、

山あり谷ありの地形を呈する。奥尻島をのせて南北につらなる 奥尻海嶺、佐渡島をのせる

佐渡海嶺 と、その内側に並走する 最上舟状海盆、富山湾から発して大和海盆までのびる 富山舟状海盆 などは、とくに著しいものである。(図2参照)

今ひとつ、とりわけ注目をひくのは、長大な海底の峡谷、延々400kmにもわたってつづく 富山深海長谷 であろう。陸上から富山湾にそそぐ庄川・神通川・黒部川などの延長部にあたる海底谷は、やがて一本に合流して富山海底谷となり、富山舟状海盆の中を、峡谷をうがって北流する(図3)。この海底の峡谷は、さらに、深さ2,000mをこえる大和海盆の上を蛇行しながら連続し、ついには、深さ3,400mの日本海盆に口を開いているのである。この長大な深海長谷にそって、深海扇状地や自然堤防状の地形(堆積物)も見られるという。深海長谷が、海底乱泥流の通路となっているとしても、その原形は、いつごろどのようにして形成されたのであろうか? 深海長谷の原形が、地質構造上の境界をなす構造線に沿って、かつて陸上で形成されたものとする、それ以後に、2,000mないし3,000mに及び陸地の沈降、あるいは海面の上昇を想定しなければなるまい。深海長谷の原初の発生から現在にまで至る数奇の転変は、とりまおさず日本海の激変の歴史であり、こ

図2 - 大和堆・富山舟状海盆の海底俯瞰図

<原図・茂木昭夫>

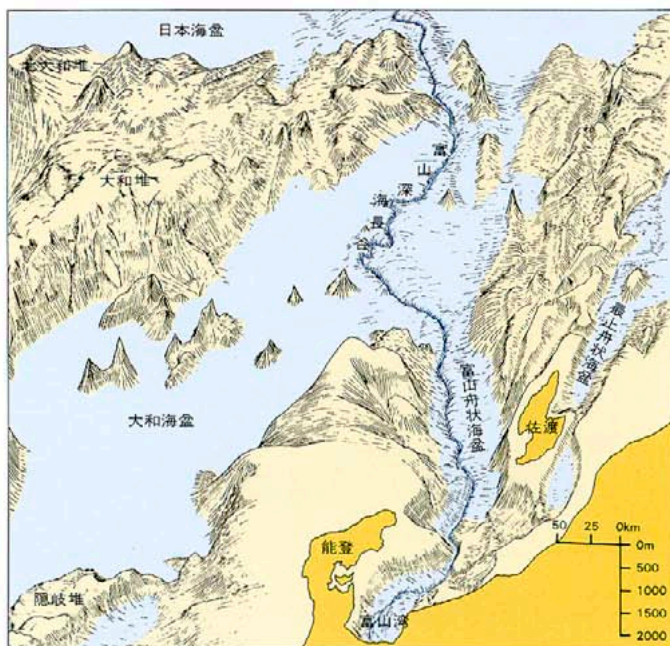
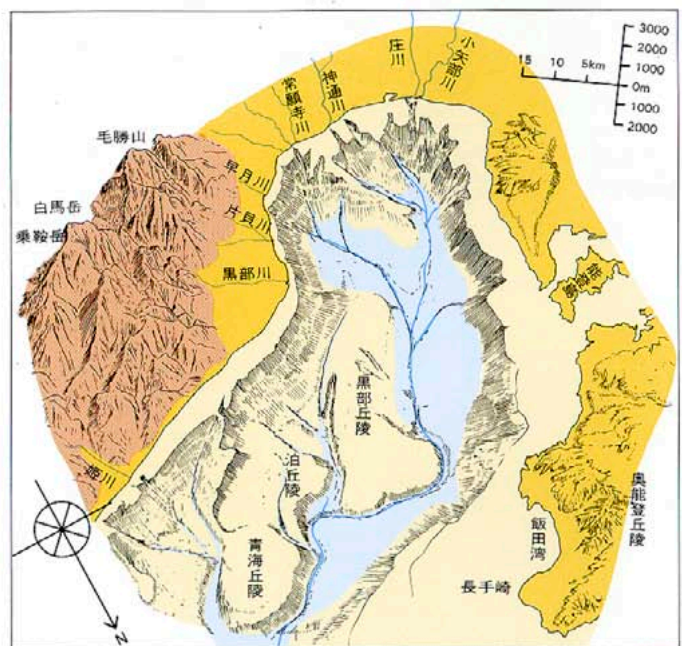


図3 - 富山湾の海底俯瞰図

<原図・茂木昭夫>



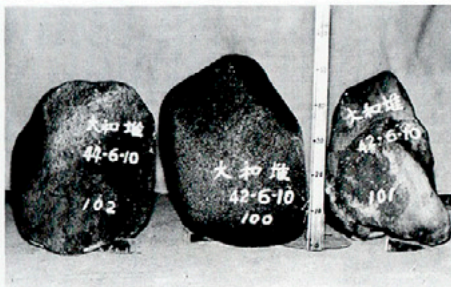
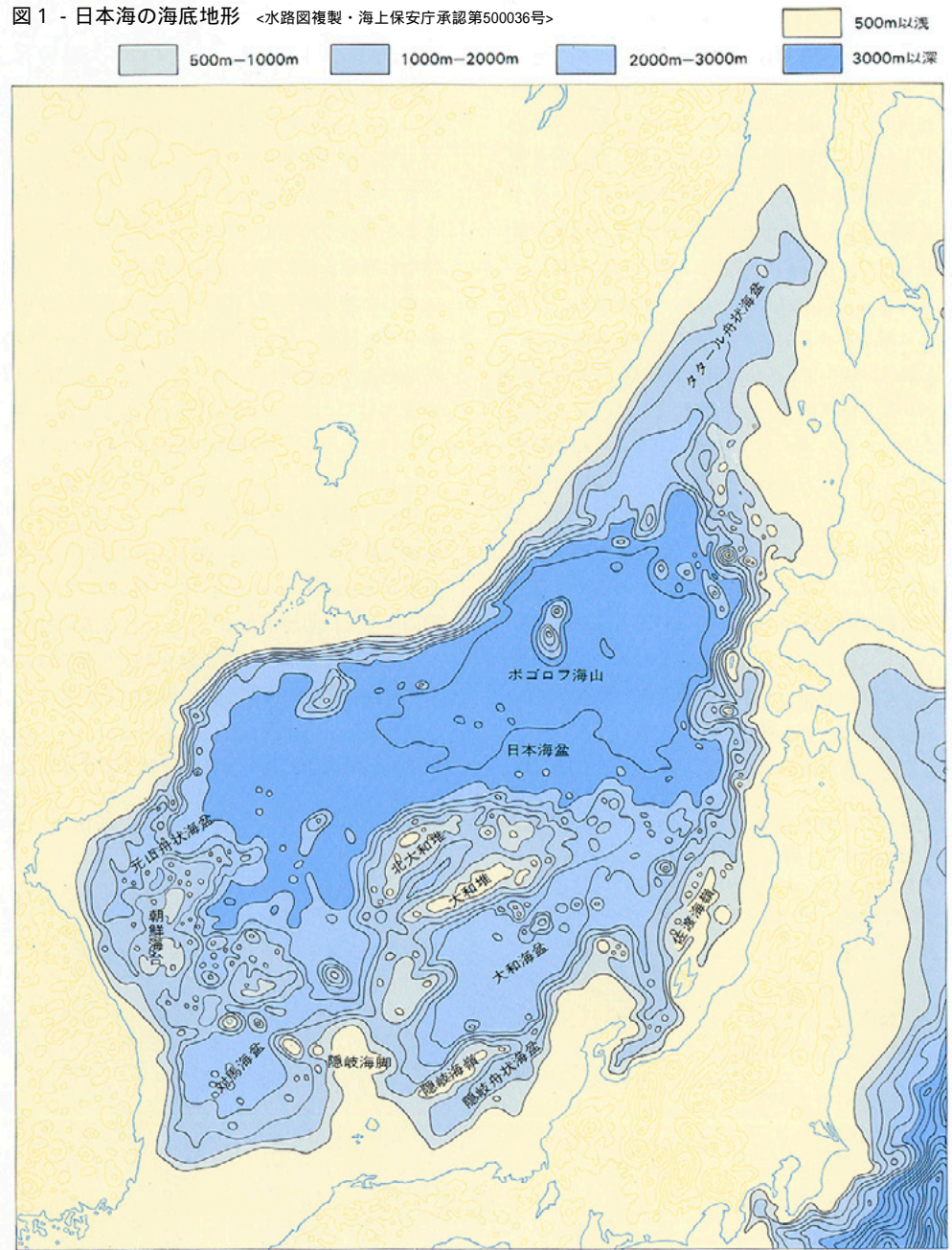
の深海長谷は、日本海盆と日本列島をつなぐ、謎を秘めた虹のかけ橋であるともいえる。

海底の地質構造

サイスミック・プロファイラー（船上から発した強力な音波の反射を用いて、海底面よりも下にある地層や岩石の構造を、映像として記録する装置）による近年の調査によって、海底下数100m乃至2,000mまでの構造を解読することが可能となった。また、深さ10～30 kmにまで達する深部の構造は、人工地震の屈折波の解析によって探査され、かなりの成功をおさめている。とはいえ、岩石や堆積物そのものの試料は、ごく一部を除いては採取されていないために、未解決の問題は余りにも多い現状である。

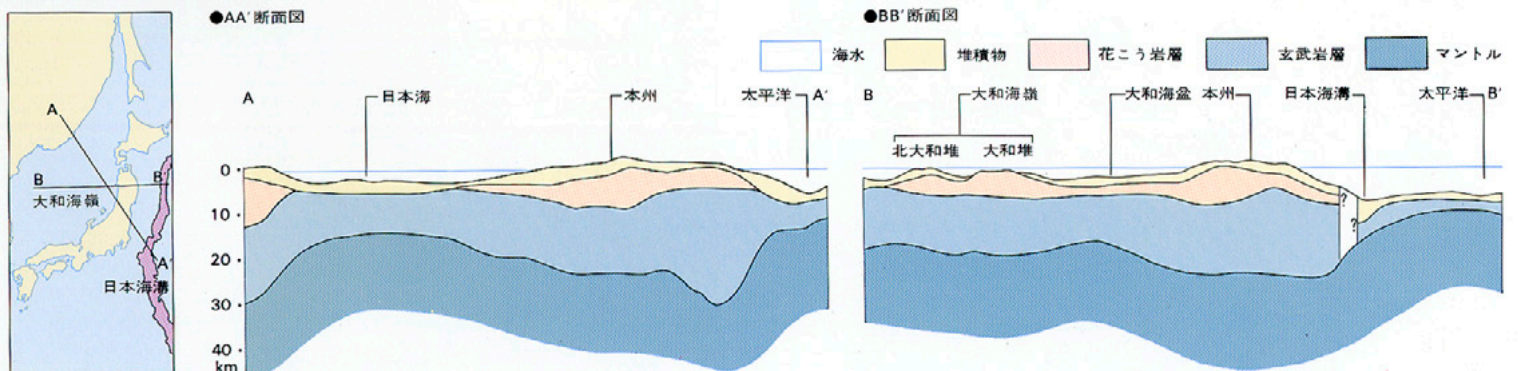
縁辺海域の地質構造 北海道西岸沖から山陰沖に至る間の縁辺海域（深さ2,000m以浅の日本列島沿岸部海底）の地質構造は、大まかにみて、沿岸陸域の新第三紀層の分布地帯（いわゆるグリンタフ地域）のそれと、ほぼ同様なものであるらしい。つまり、ひとくちに言えば、いくつかの列をなして海嶺状にのびる高まり（火山噴出物から成る）の間を埋めて、堆積層が分布し、堆積層の一部は褶曲し、あるいは断層によって切られるなどの変形を受けている。堆積層の厚さ、すなわち沈降水量が最も大きい部分は、当然のことながら、火山噴出物から成る突出部の中間にあり、全体を通じての沈降水量の

図1 - 日本海の海底地形 <水路図複製・海上保安庁承認第500036号>



大和堆からひきあげられた巨れき3個<田畑喜六氏所蔵>

図4 - 日本海の地殻断面図



最大は6,000mにも達するらしい。

深海平原の堆積層 日本海盆や大和海盆のような、地形的に平坦な深海平原をなす部分の地質構造は、縁辺海域（グリーンタフ地域）のそれとは著しく様相を異にしている。深海平原部での堆積層の厚さは、通例1,000m以上、最大2,500mくらいであるが、地層はほとんど変形を受けない水平層から成ると考えられ、著しい火山活動の証跡はないらしい。日本海盆で行われた深海ボーリングの報告によると、掘さくした深度500mの下底部は鮮新世初期（600万年前頃）とされている。大和海盆などは、日本海盆よりはかなりおくれて堆積が開始されたと見るべきであり、おそらくその時期は、当初の幅せまい水域（グリーンタフ地域）が、広大で深い海域へと急速に成長した時期（中新世中期、1500万年前頃）に対応するのではなからうか。

大和堆の岩石 大和海嶺の頂上部や斜面から、ドレッジによってえられた岩石（円礫や岩盤）には、いろいろなものがある。花こう岩には新旧二つのタイプがあり、片麻岩とみられるものや、濃飛流紋岩に似た溶結凝灰岩も知られ

ている。また、グリーンタフ地域のものに似た安川岩や玄武岩も知られ、その中には、漸新世（4,000万年前）の年代値を示すものも報告されている。一部には、始新世を暗示する植物化石含有層の存在も知られている。巨大な山塊についてのごく僅かの情報から、全貌を的確にとらえることは不可能ではあるが、大和海嶺が、本州中部や西日本内帯に類似の経過をたどって形成された陸地的要素、つまり 沈んだ陸地 であることは疑いない。そこでは、始新世に内陸盆地があり、漸新世には、グリーンタフ地域に一步先んじて、すでに火山活動がはじまったとみてよいであろう。堆積層の厚さはきわめてうすく、通例500m以内にとどまるようである。

花こう岩層を欠く日本海盆 人工地震による観測結果によれば、日本海盆では、水平な堆積層（厚さ約2,000m）のすぐ下には、海洋地殻に似た玄武岩層があるらしい。つまり、陸地を特徴づける花こう岩層を欠くという点では、太平洋底のような海洋地域に似ている。このような意味で、日本海盆を、日本列島によって太平洋から隔離された 大洋の遺物 と見る人も

ある。ともかく、日本海盆の直下では、モホ面が著しく浅く、大和海盆の下でもこれに似た傾向が認められる、という観測結果は注目すべきである。今までにえられた結果の要点をまとめてみると、日本海と日本列島（東北日本）の下の地殻構造は、およそ図4のようになっており、大和海嶺での花こう岩層の厚さは最大7 kmくらいであるらしい。

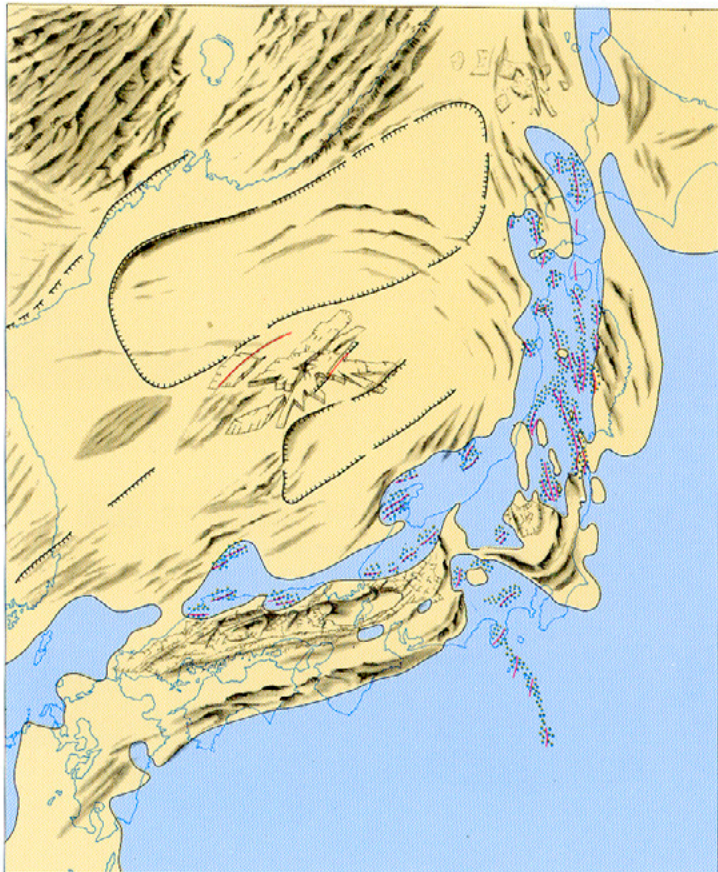
日本海のおいたち

日本海をとりまく沿岸陸域での地層や火山岩類の分布、地層中に含まれるさまざまな化石の研究などから、日本海という特異な縁海の誕生の経緯や、2,000万年にわたる成長・変遷の歴史をあとづけることができる。

日本海誕生の発端 それまでかなり長期にわたって、小さな内陸盆地を除けば全体として陸域であった場所が、突如として海に変身しはじめる。その発端となった明確な大事件は、地下深部に達する割れ目を通して噴出する無数の火山群の活動であった。いわゆるグリーンタフ変動の開幕である（図5-A）。西北海道から東北日本の西側一帯が、最も激甚な火山活動の場

図5・A - 古第三紀末期 - 新第三紀初期の古地理<2500万年前 - 1900万年前まで>
湊正雄監修<目でみる日本列島のおいたち> 築地書館刊より

図5・B - 新第三紀・中新世前期の古地理<1900万年前 - 1650万年前まで>



となり、そのひとつの分枝は北陸・山陰にものび、同様な火山活動の舞台は、中部日本から七島へとつづく地域にも及んだ。日本海中央部の一部にも火山が噴き出し、また、今日の深海部の枠組みをつくった大断裂による落ちこみも、すでにこの頃に端を発したのであろう。当時の水域は未だきわめて狭く、一部はなお淡水域であった。

入りこむ暖海 東北日本にはなお激しい火山爆発がうつつづく頃、やがて水域はさらに拡大し、中新世前期（1,800万年前）には、朝鮮の東岸を経て沿海州のウラジオストクにまで入りこむ湾入部が生じた（図5-B）。当時の沿岸の入江を特徴づける生物のひとつは、風格ある巻貝ピカリアである。亜熱帯を思わせる暖海のもろもろの動物たちとならんで、岸辺や内陸には、緑したたる暖帯林が生いしげっていたにちがいない。

広まり深まる海 中新世の後半（1,500万年前）に入ると、日本海は急速に成長して青年期に達し、太平洋と広くつながって、日本列島の大部分は海面下に没する。この時期にとくに

深く沈降した地域やその周縁には、海底の各所から玄武岩溶岩が溢流する（図5-C）。また、この時期に、深く沈降する海域に積もり積もった厚い泥の層こそ、のちに変身して、原油をはらむ石油母層となったものである。

寒い海のはじまり 中新世最末期（600万年前頃）には、日本海地域にひとつの重大な転換期があったらしいが、その間の消息は、未だ十分明らかにされてはいない。そのあとをうけて、鮮新世（500万年前）にひろがった海域は、北方からの影響の強い、かなり冷たい海であったらしい（図5-D）。こうして200万年前、第四紀に入り、弧状列島の完成へ向けて、目まぐるしい変動、新しい息吹きがはじまったのである。

深海平原誕生の謎
大まかにいって、日本海は陥没によって生じたとして間違いあるまい。3,000万年前には大部分が陸地であった区域が、今は広大な海に変貌しているのだから。陥没を、まっすぐ下方へ落ちこむことだと考えると、陥没説にとってはひとつの重大な難問が生まれてくる。日本海盆の底に花こう岩層がないことが事実とすれば、陥

没説はこれをどう説明したらよいのだろうか？日本海としての誕生・成長は、比較的新しい出来事ではあるが、この地域にも、数億年にわたる長大な歴史があったことは疑いない。かつては、典型的な大陸と同様に、厚い花こう岩層が確かに存在したのであろう。その後、この地域の著しい隆起運動により、数次にわたって浸食をうけた結果、花こう岩層の大部分はとり去られ消失してしまい、そのあとで断裂しながら陥没したのだ、とする考えかたもある。

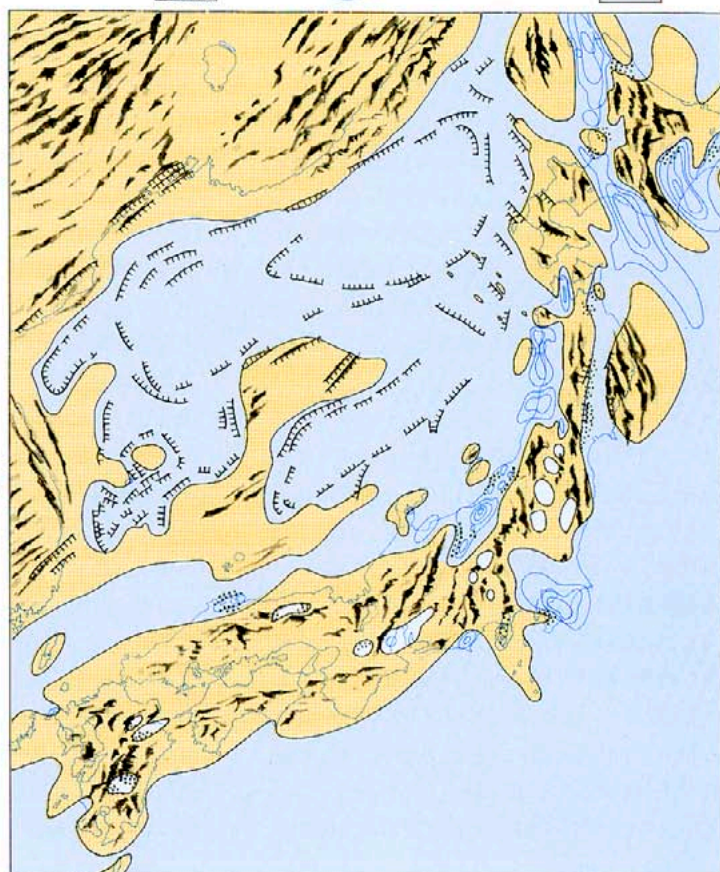
負けず劣らず有力な説としては、日本海の裂開説、あるいは日本列島漂移説とよばれる説がある。深さ3,000mをこえる深海部は、地殻がひきさかれて大陸地殻が水平に移動し、こうして裂け開いた部分に、玄武岩層がむき出しになって出現したのだ、と考える説である。

日本海の深海平原の成因については、ほかにさまざまな学説や考えがある。果していずれが正しいかは、確固たる事実によってのみ証明されるものである。今の段階では、不動の事実は余りにも少なく、ほんとうの解答は将来に委ねねばならないだろう。

図5・C - 新第三紀・中新世中期 - 後期の古地理<1650万年前 - 900万年前まで>

図5・D - 新第三紀・鮮新世の古地理<600万年前 - 300万年前まで>

----- 火山活動をともなわない断裂 - - - - - 火山活動をともなう断裂 ■ 火山噴出物 ○ 厚層厚縁<500m単位> □ 淡水湖



島弧の形成と地震

鈴木尉元 = 通産省工業技術院地質調査所

現在の地殻変動と測地学

私達の足下にある大地は、不断に運動をつづけている。この大地の動きは、ふつう目でとらえることができない程に、きわめてゆっくり進行している。このような運動は、地図作製の基準とするために、全国の主要な街道にそって2 kmに1点の割合で設けられている一等水準点や、全国に網の目のように張りめぐらされている三角点を、精密に測量することにより明らかにすることができる。前者からは土地の上下変動が、後者からは、その水平変動がわかるのである。このように、現在の地殻変動を知る方法は、測地学的方法とよばれ、日本では、測量の開始された1880年頃からの大地の動きを、正確に知ることができる。

現在進行しているこのような運動は、きわめてゆっくりしたものであっても、ながい期間にはいろいろな問題をひきおこす。たとえば、灌漑施設や港湾施設など半永久的な建造物は、このような動きのために使用不能ということにもなりかねない。大規模な土木建設工事にさいしては、三角点や水準点をもとに、設計や工事が行なわれる。その際には、大地の動きも考慮しなければならぬ。さもないと、たとえば両側から掘りすすんだトンネルが喰いちがってしまう、というようなこともおこりかねないからである。この大地は、ときとしてその動きをまのあたりに見せてくれることがある。地震にともなう運動で、いままで海の底にあった土地が干しあがって陸地になったり、逆に陸地が海底に没したりした例は、わが国のような地震国では枚挙にいとまがない。また、断層を生じて地面がくい違ったり、地割れができたりすることも、災害をもたらすほどの大きな地震であれば、ごく普通にみられる現象である。

日本列島は、環太平洋地震帯の一かくをしめ、その周辺では、地球全体の地震エネルギーの10%以上が放出されているという。それだけに大地の動きは活発で、1年に1回ぐらいいは破壊的地震におそわれるのである。

島弧の形成と山地の上昇

今を去る200万年ほど前、第四紀とよばれる新しい時代が始まるとともに、それまで広く日本列島をおおっていた海はしりぞき、現在の島弧が形成されはじめる。さらに山地のはげしい隆起・上昇運動がはじまった。

水準点の改測結果によると、平野から山地に向

う水準点は、いずれも上昇し、山地の隆起運動が現在もなお進行中であることをしめしている。その量は、もっとも大きな所で年間数mmにも達する所があるといわれている。もっとも大きな隆起運動は、本州中央部に陣どっている日本アルプスで、その隆起量は、第四紀を通じておよそ1700mにも達したであろうと推算されている。本州中央部には、房総半島をはじめ、三浦・伊豆・紀伊などの諸半島が太平洋に突きだしている。これらの半島の現在の動きを調べてみると、いずれもその中央部が隆起し、周辺の海域に向って沈降するような運動をおこなっている。つまり、日本列島を形成する運動は、現在もなお不断に進行しているのである。

上昇する山地と断層の成長

今から約2,500万年前の新第三紀の初頭、日本列島をふくむ東アジアの東縁地域は、はげしい断層運動の舞台となった。この運動にともなって大量の火山岩がふき出し、断層運動にともなって形成された陥没盆地をうめていった。いわゆるグリンタフ造山運動である。東北日本について見ると、この新第三紀の火山岩は、図1にみるようにその中央部にそって広く、しかも厚く発達している。そして、それらの間やその周辺地域には、すでに古い時代に褶曲や断層運動をうけた、古生層や中生代の花こう岩からなる基盤岩が、沈降運動からとり残されたように分布している。

北上山地、朝日・飯豊山地、阿武隈山地、越後山地などがその代表的なもので、それらは現在、その名のしめすとおり山地を形成している。つまり、新第三紀の始め頃、これら山地の周辺地域でははげしい火山活動が行なわれ、沈降して火山噴出物をあつく堆積していったが、これらの山地は火山活動の舞台にはならず、沈降から取り残された隆起帯を形成していた。これらの山地を構成する基盤岩は、その周辺地域では、ときに断層によってもみくちやにされ、また地下深部から上昇してきた火山岩が貫入するところとなった。

この火山岩は、新第三紀の初頭のもので、その時期にすでに断層が発生し、火山岩の貫入に利用されたのである。

ところが、これら新第三紀の岩石も、現在、断層によって切られているのである。このことは、新第三紀に活動した断層が、その後の新しい時期にふたたび活動していることを示している。こ

れらの山地が現在も隆起・上昇しているとする、その周辺の断層も同時に成長しているに違いない。断層が成長しているとすれば、そこは同時に、地震活動の場ともなるであろう。

図2・図3は、朝日・飯豊山地と阿武隈山地周辺の地震活動の様相である。現在の日本の地震観測網では、震央位置が内陸で±5 km位の精度で決定されるといわれている。この精度を考慮すると、地震の震央が、基盤岩とその周辺の第三紀層との境界付近に集中することを、これらの図は示している。すなわち、基盤を区切る断層付近に、地震は多く発生するのである。このことは、基盤の分布を画すこれらの断層が、現在も活動している活断層であって、山地の隆起・上昇運動にともなって成長しているものであることを明瞭に物語っている。このことを模式的に描いたのが図4である。

図2・図3に示したものは、比較的規模の小さい地震であるが、過去の内陸山地の周辺におこった破壊的地震としては、1931年の西埼玉地震、1949年の今市地震などが知られている。前者は関東山地の東北縁、後者は足尾山地の東北縁に発生したものである。これらの地震も、山地の隆起・上昇にともなうその周辺の断層の活動にともなって発生したものである。

このように、東北地方中東部の地震は、断層によって区切られた地塊の上昇運動にともなって発生していることがわかるのである。

進行する褶曲運動 背斜の形成と地震

では次に、日本海にそった地域の地質構造と地震活動との関係についてみてみよう。

日本海にそった秋田・新潟の両県は、わが国有数の石油産出県である。石油は一般に、地層が上に凸に褶曲した背斜とよばれる構造の深部に胚胎されている。図1からもわかるように、日本海にそった地域は、多くの背斜構造の発達していることによって特徴づけられる。

この地域の地形と地質構造とは、きわめて顕著な対応がみられる。すなわち、背斜は多く丘陵をなし、その間にはさまれた向斜は、対称的に、谷ないし平野となっている。つまり、地表の高低は、地下の地質構造をひじょうによく反映しているのである。このことから、油田地帯を構成する背斜や向斜は、漠然ときわめて新しい時代に形成されたものであろうと考えられていた。

この油田地帯に一等水準点が設けられ、その改

図1 - 東北日本の地質構造区分図

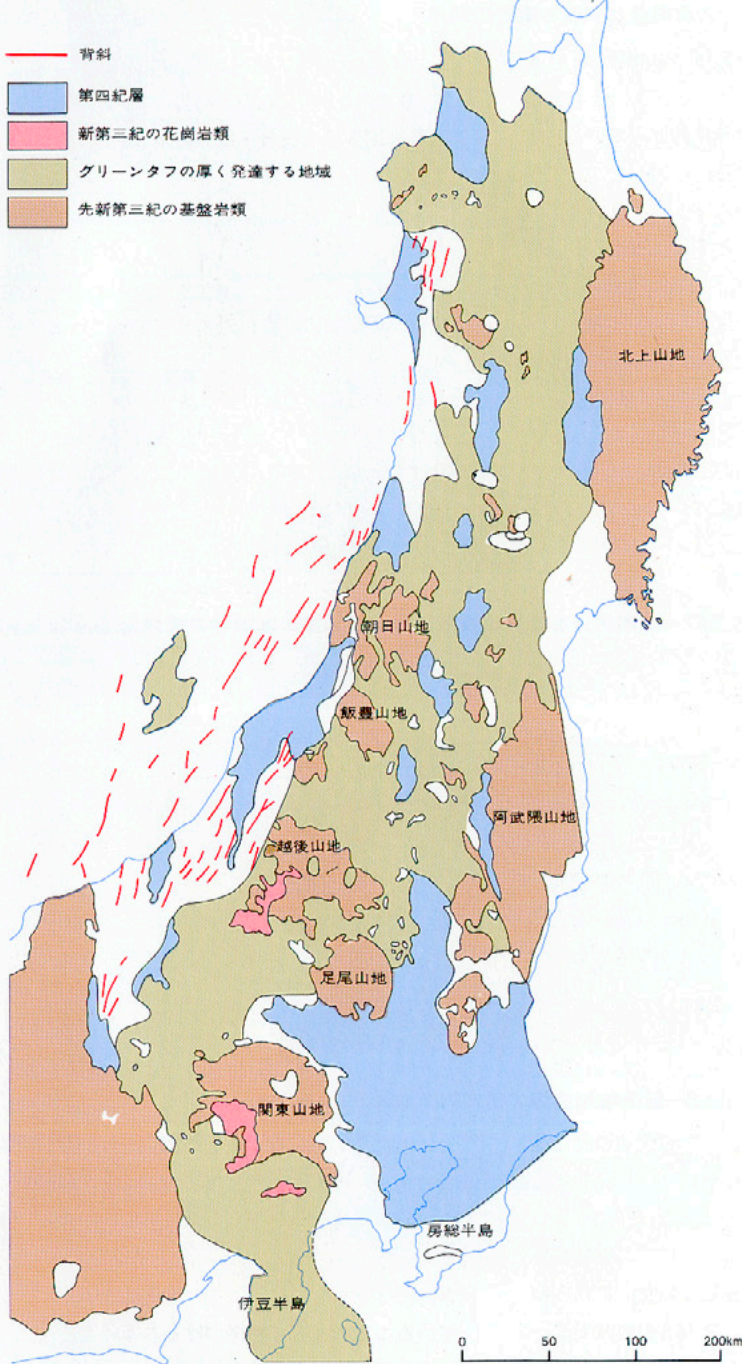


図4 - 基盤岩の上昇と断層の成長を示す模式断面図

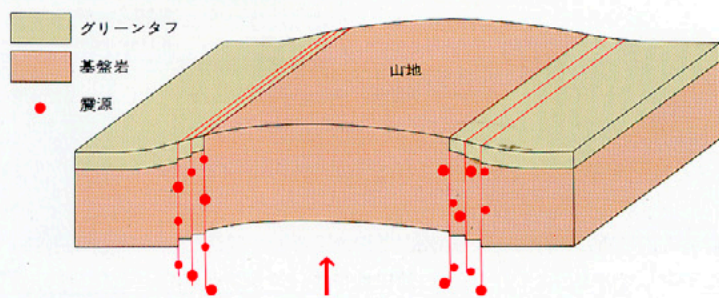


図2 - 阿武隈山地とその周辺地域の震源<80 km未満>分布図

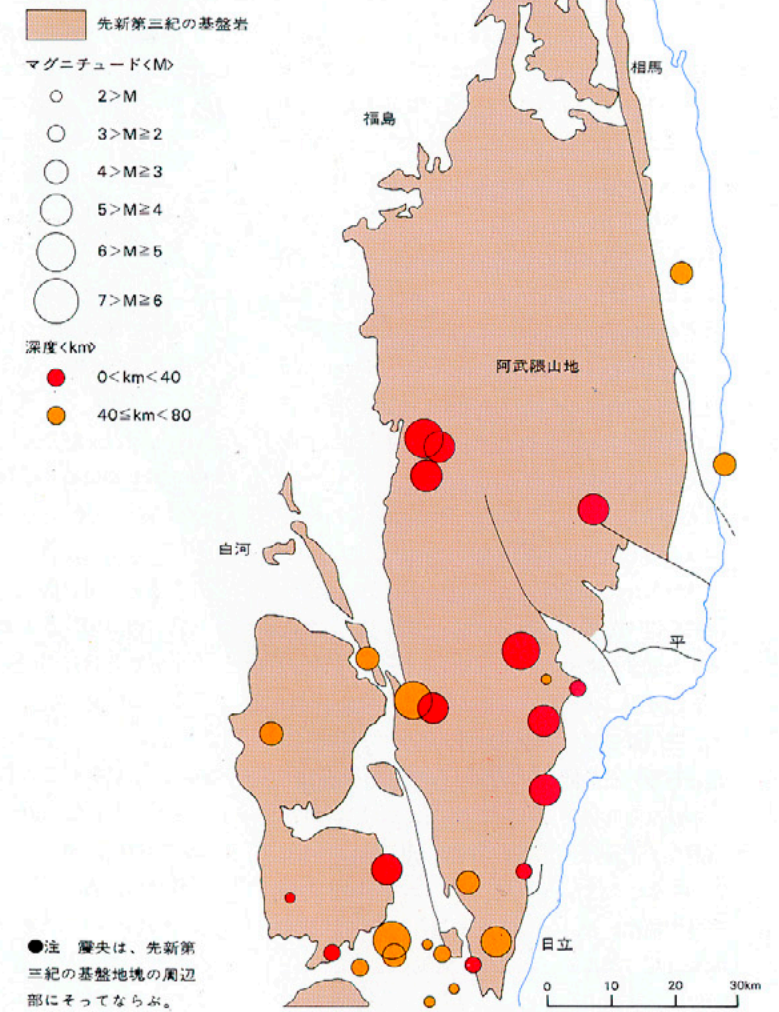


図3 - 朝日・飯豊山地とその周辺地域の震源分布図

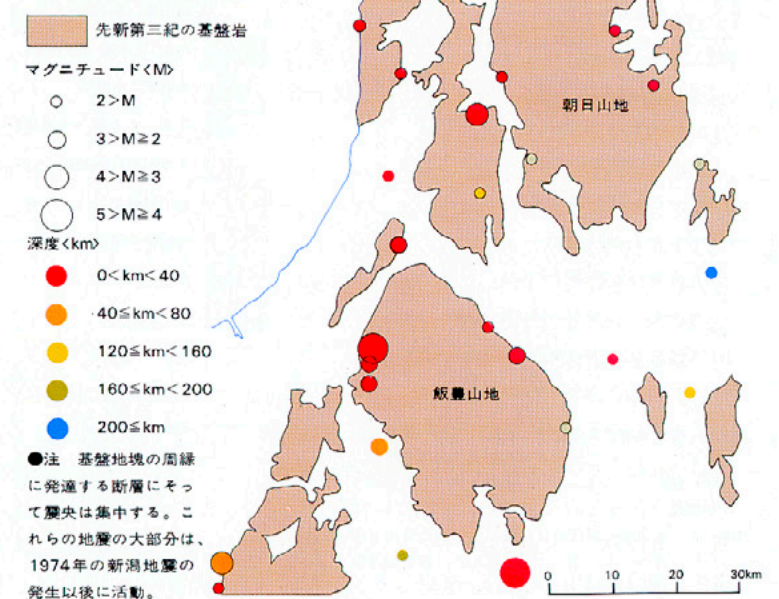
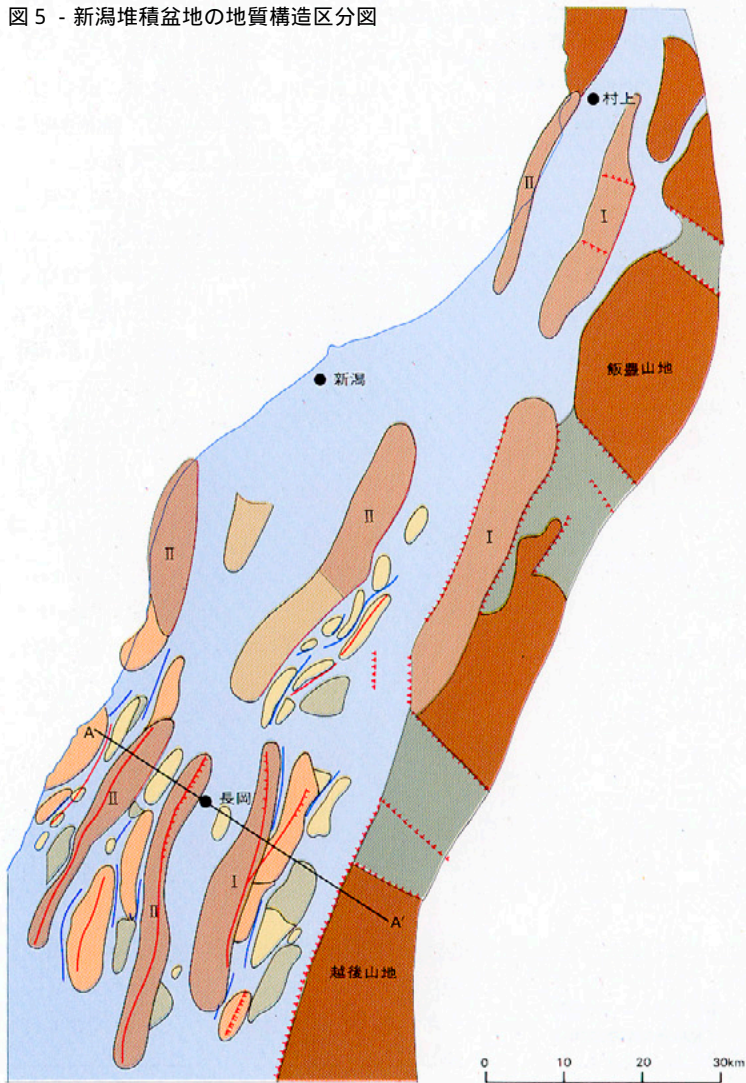


図5 - 新潟堆積盆地の地質構造区分図



●図5の凡例

- 基盤岩塊
- I 中核部に基盤の露出する第1級背斜<注>
<横曲げ褶曲>
- II 中核部に基盤の露出していない第1級背斜
<横曲げ褶曲>
- 沈降した第1級背斜<横曲げ褶曲>
- 第3級の横曲げ褶曲
- 第2,3級の縦曲げ褶曲
- 第2,3級の向斜
- 傾斜が10°以下の地域
- 主として大谷川期以後に活動した断裂
- 主として椎谷期以後に活動した断裂
- 主として後魚沼期に活動した断裂

<注> 横曲げ褶曲=地層面に垂直に下から基盤が上昇することによって形成された褶曲 (図7参照)
縦曲げ褶曲=地層面に平行に横から押されて形成された褶曲
第1級・第2級・第3級は、背斜・向斜の規模を示し、第1級は長さが30km以上のもの、第2級は5km以上、第3級はそれ以下のものである。

図6 - 西山・中央油帯とその周辺地域の走向線と関原地震との関係

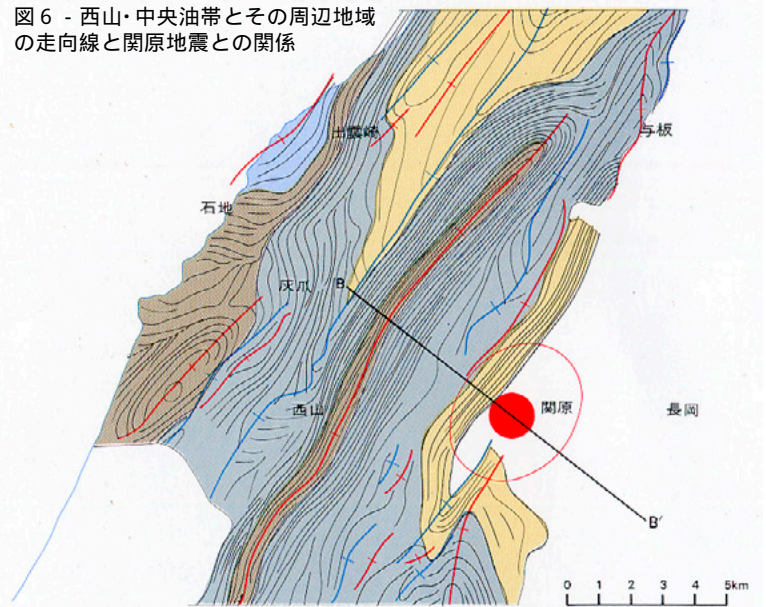


図7 - 関原付近を通る地質断面と関原地震の震源との関係<図6のB-B'断面>

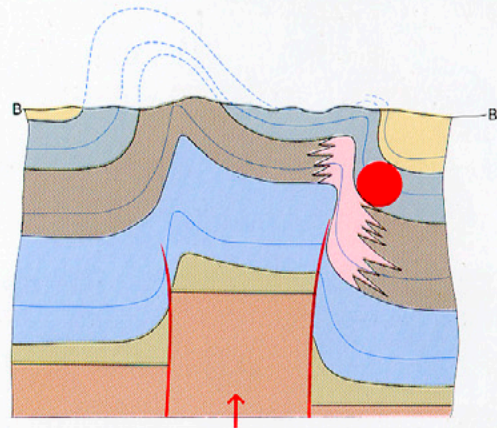
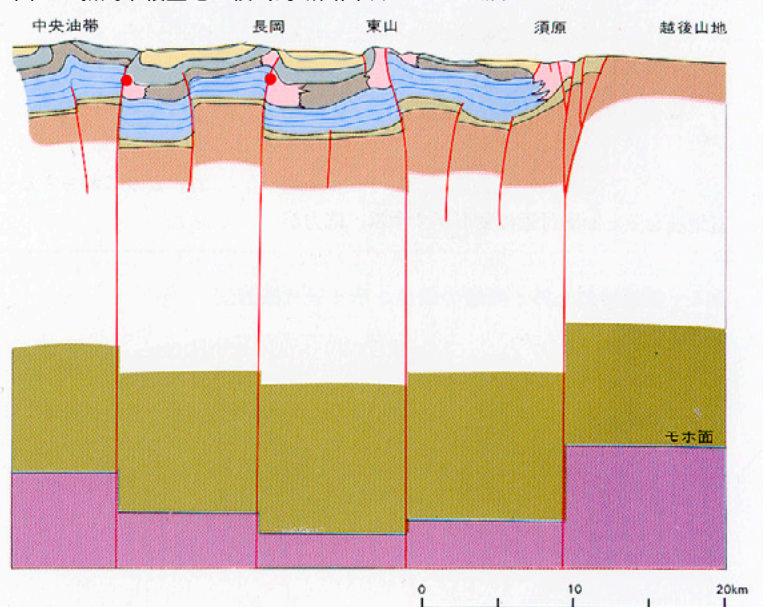


図8 - 新潟堆積盆地の模式的断面<図5のA-A'断面>



●図6, 7, 8の共通凡例

- 魚沼層 <第四紀>
- 西山・灰爪層 <鮮新世>
- 椎谷層 <中新世>
- 寺泊・七谷層 <中新世>
- 大谷川層 <中新世>
- 火山岩及び火山砕屑層
- 先新第三系
- 下部地殻
- 上部マントル
- 震源
- 背斜
- 向斜

測結果から現在の地殻変動の実体が明らかにされたのは、1920年代になってからであった。その結果は、現在もなお、背斜は上昇しているのに対して、向斜は沈降していることを示していた。つまり、油田地帯の褶曲のあるものは、現在もなお成長をつづけているということが、あきらかになったのである。

この油田地帯の褶曲は、名前から想像されるような地層がスムーズに曲ったものではない。新潟油田についてみると、その骨格を形づくっているもっとも大きな規模の褶曲は、箱型褶曲とよばれる角ばった肩をもった背斜である。ちょうど箱をさかさまに伏せたような形をしているので、この名がある。新津油田、東山油田などの大油田の多くは、このタイプの褶曲中に発達している(図5)。

これらの褶曲した地層は、新第三紀の主として砂岩や泥岩からなり、厚いところで6,000m以上にも達している。これらの地層は、きわめてやわらかく、石油は、砂岩などの空隙中に胚胎されている。そしてこれらの地層の下には、古生層や白亜紀の花こう岩が基盤として横たわっている。古生層は、新第三紀層が堆積する以前に褶曲や断層運動を受け、きわめて堅い岩石に変わってしまっている。花こう岩も、きわめて堅い岩石で新第三紀の地層のように褶曲しない。これら基盤岩の露出している所での観察によると、新第三紀ないし第四紀の運動にさいしては、基盤岩は断層によって割れ、地塊(ブロック)として運動をしたことが明らかにされている。油田地帯でも同様で、この基盤地塊の上昇を直接反映したのが、さきの箱型褶曲と考えられる(図7)。基盤を区切る断層を通じて、箱型褶曲の翼部には、地下深部からもたらされた火山岩が分布している。

このような褶曲が現在も成長をつづけると、基盤地塊を限る断層付近に変形がすすみ、応力が集中し、断層が成長して地震が発生する場にな

りやすい。1927年10月27日、新潟油田のほぼ中央部の長岡市西方関原^{せきばら}ふきんに地震が発生した。震源が浅かったために、被害は局所的であったが激しいものであった。同村では、全壊家屋2軒、半壊家屋3軒、そのほか壁や家具などの破損した家が31軒にもおよんだ。

この地震の被害の分布、石どうろう・墓石や門柱などの倒れた方向や回転した方向から求めた震央位置は、平野と丘陵との境界付近、つまり、箱型褶曲の急傾斜した翼部付近であった。しかも、地震波の方向を解析した結果は、この地震をひきおこした断層の傾きはほとんど垂直で、丘陵側すなわち箱型背斜の頂部が、平野部に対して、隆起上昇したものであることがあきらかになった。

1961年には、やはり局地的な破壊をもたらした長岡地震が、長岡市西部におこっている。この地震も、平野下の背斜構造の成長にともなって発生したものであることが、一等水準点の改測結果や地震波の解析からあきらかにされている。このように、東北日本の日本海にそった地域の地震も、基本的には、地塊の上昇運動にともなって発生しているのである。

伊豆半島沖地震から
昨年5月9日午前8時33分頃、伊豆半島の南部は、マグニチュード6.9の大きな地震に直撃された。内陸に発生する地震は、もっとも大きなものでもマグニチュード7クラスであるから、規模としてはかなり大きな地震に属するものであった。この地震にさいして、半島南端の石廊崎^{いろうさき}付近から北西方に5 km以上ものびる、石廊崎断層が出現した(図9)。この断層を境に、北東側の地盤は30 cmあまり南東方に移動し、かつ10 cmあまり沈下した。このため、たまたま断層上に位置していた家屋は土台から破壊され、とりこわさざるをえない程の被害をこうむった。

地震による災害は、半島南西部一帯におよんだ

が、とくに石廊崎断層付近では被害が大きく、山くずれ、落石によって多くの家屋がつぶされた。ほぼ中心にあたる中木地区では、山くずれによって、30名もの犠牲者をだし、直下型地震の恐ろしさをまのあたりに見せてくれた。

伊豆半島は、新第三紀の中新世には活発な火山活動の場であった。今日では、ほとんど火山活動の気配の見られない南部地域も例外ではなく、今回の地震活動の中心となった南西部では、溶岩流や大規模な岩脈が貫入した。なお、第四紀にも小規模ではあるが、火山活動がおこなわれていたことが近年あきらかにされた。このように、石廊崎断層が出現したり、余震活動が活発に行なわれた伊豆半島南西部は、古くから断層活動が活発で、それにそって火山活動もはげしかった地域にあたっているようである。なお、石廊崎断層自身も、今回はじめて動いたものでなく、以前すでに動いた所が今回ふたたび動いたものであることが、断層面に残されていた古い断層粘土の存在から明らかになった。

伊豆半島には、半島を一巡する一等水準点が設けられている。この路線は、1973年に測量がおこなわれ、地震後まもなく南部だけ改測されたために、地震にともなう地殻変動の一端をとらえることができた。この結果、石廊崎断層から数 km 以上はなれたところでも、かなり大きな地殻変動がおこなわれ、石廊崎断層の5 kmほど北方の下茂付近では大きな不連続的変位のおこなわれたことがあきらかになった。なおこの付近は、地震時のものとは逆であったが、その前の1967~73年の測量結果でも、数10mm不連続的に変位していることは興味深い。

これらの事実を総合して考えると、今回の地震は、古い時代に活動した断層がふたたび運動することによって発生したこと、半島南部は、この地震にともなって地溝状に落ちこんだことがわかる。

図9 - 伊豆半島沖地震前後の地殻変動

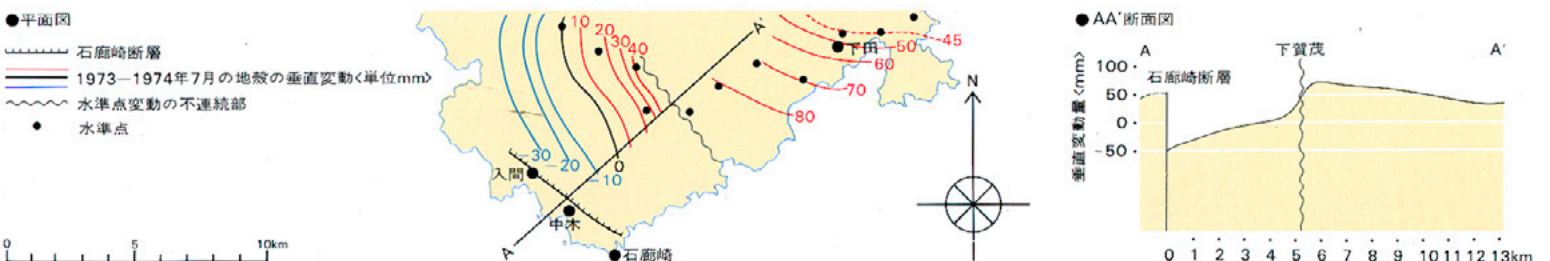
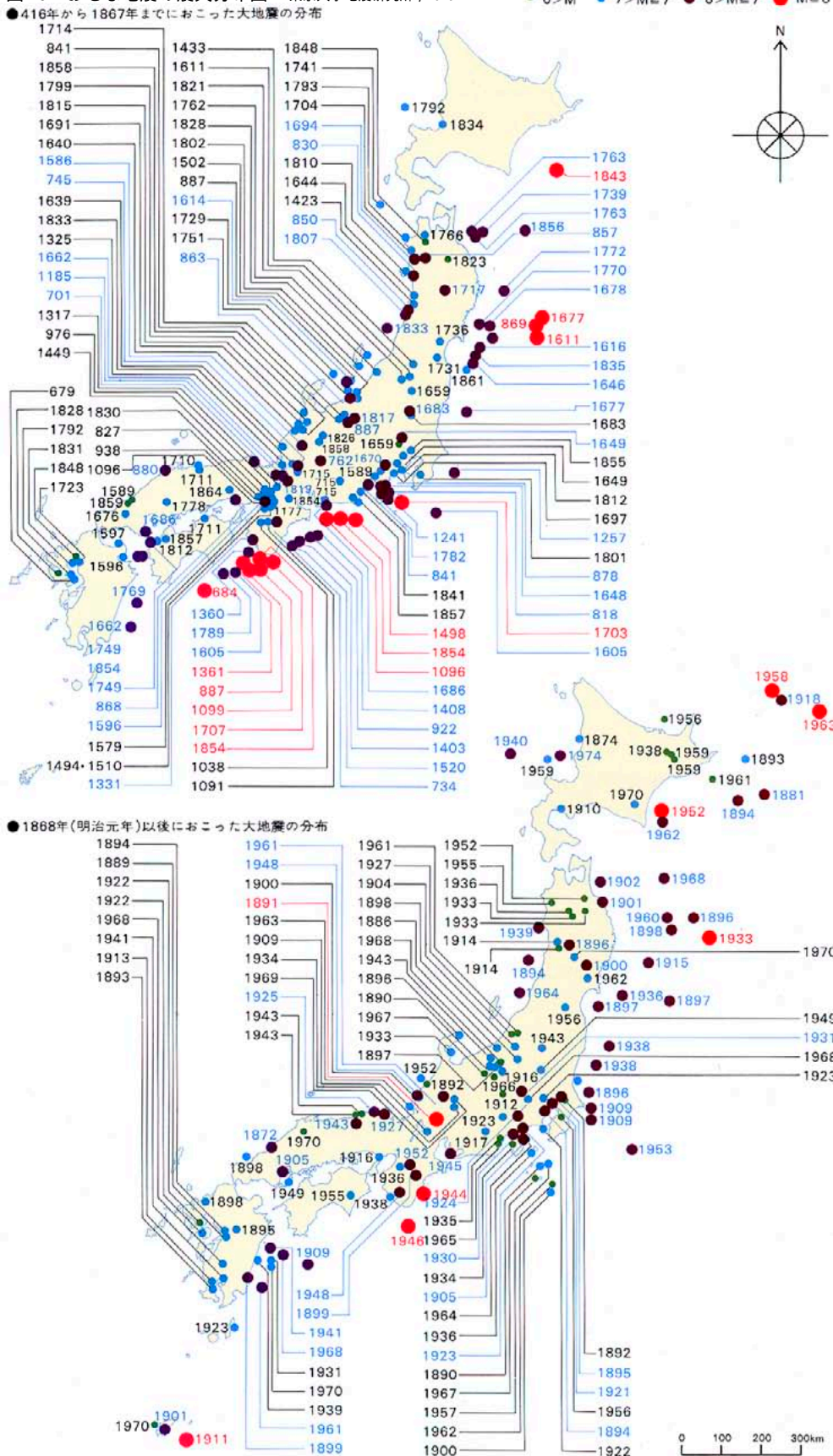


図 10 - おもな地震の震央分布図 <東京大学地震研究所, 1973>



大きい地震・小さい地震

日本ふきに発生する破壊的地震の分布に一定の規則性のあることは、古くから気がつかれていた(図10)。もっとも大きい規模のマグニチュード8クラスの地震は、日本列島の太平洋沖合地域にしばしばおこる。このクラスの地震は、ときに、中部山地周辺にもおこるようである。マグニチュード7クラスの地震は、この太平洋沖合地域と、日本海ぞいの地域にしばしば発生する。そのほか、東北地方北部や関東地方などの内陸にもおこる。さらに一桁下のマグニチュード6クラスの地震は、巨視的にみると、日本中どこにもおこるといってもよさそうである。このような地震の発生は、どのような地殻変動に支配されて行なわれているのであろうか。東北日本の太平洋沖合地域からは、地質学的にはごく新しい鮮新世以降にごく浅いところでつくられた礫が、現在では、深さ1,000m以上の海底から発見されている。また日本海では、陸上での浸食によって形成されたと考えられる谷地形が、現在では2,000mもの深海にまで追跡されている。

これらの事実から、日本列島周辺の海域は、ごく新しい時代に数1,000mにも達する急激な沈降運動をおこなったことが予想されている。第四紀における日本列島の隆起運動にともなうこのような急激な海域の沈降運動は、当然、両者の境界付近に大きな歪の集中域を生じさせるにちがいない。

このような運動が現在も進行しているならば、そこに地震が発生し、しかも、日本列島と太平洋ないし日本海といった、大規模な構造単元の運動にふさわしい大きな地震がおこるにちがいない。これが、外側地震帯あるいは内側地震帯にそって、もっとも規模の大きな地震のおこる原因である、と筆者は考えている。

地震をおこす力

この小論では、日本列島内部に発生する地震は、大・小ささまざまな規模の地塊の隆起上昇運動にともなって発生する、という主張で終始してきた。

ところが、よく知られているように、日本列島は太平洋東部に発生した厚さ100 kmほどのプレートが沈みこむところに位置していて、日本列島内部の地震は、このプレートの横圧力によって発生するのだという解釈がある。この近年隆盛をきわめているプレート・テクトニクス仮説

によれば、さきにもべた地塊の上昇運動も、この横圧力によると考えるわけである。

地殻変動の第一次的な原因が、水平方向の力によるのか垂直方向の力によるのかという問題は、きわめて古い時代から議論されてきたもので、近年も新たな資料をもとに論議がくり返されているのである。

ところが、地殻を波状に変形させるには、現在地殻中に想定される応力の10倍ないしは100倍にちかいものがなければならぬとされている。さらに理論的な計算によると、地殻に横圧力が加えられると、大きな波状の変形はおこらず破壊してしまうという。このような資料もあって、筆者は、垂直方向の力ないし運動が、地殻変動の第1次的なものだと考えるのである。

地震予知の具体的な計画の策定には、この仮説の選定が大きな役割をはたす。水平の圧力が第1次的な地殻変動の原因であるという立場では、日本列島のどこかに断層を生じ地震を発生させる。この断層は、何回かくり返して運動する。したがって、この活断層の分布をあきらかにしその周辺の運動を監視することが重要な課題になる。

一方、垂直な力が第一的な原因であるとする立場では、地塊の垂直な変形がある限界にたつと、その周辺のどこかで断層が成長し、地震が発生する。したがって、地殻の変形を面的にとらえて、それを監視しなければならないということになる。

したがって、地震の予知は、これら両仮説の有効性を検証する重要な問題ということができるであろう。

地下水位の変化と地盤の運動

昨年12月にひらかれた地震予知連絡会の席上で、川崎付近の一等水準点が異常に隆起している事実が、国土地理院から発表された。この現象が、直下型地震の前兆ではないかということで、川崎だけでなく、隣接する横浜や東京南西部に住む人々を大きな不安におとし入れたことは、まだ記憶に新しいところであろう。

ところがその後、この地盤の上昇現象と関係をもつと思われる、つぎのような事実が明らかになり、事態は新しい段階を迎えるにいたっている。地下水の過剰なくみ上げによって地盤が沈下する現象は、戦前から東京や大阪などの大都市で知られていた。ところが第二次大戦中、とくにその後半期には、これら大都市の工場や民

家の大部分が破壊され、揚水量が大巾に減少するとともに、地盤沈下現象も一時見られなくなった。ところが1950年代にはじまる経済の高度成長ともなあって、地下水の揚水も大巾に増加し、地盤沈下も戦前とは比較にならない規模で進行するにいたった。この目に見えない形で進行する地盤沈下現象は、東京の江東デルタ地帯のような分厚い堤防に囲まれた、広域の0m地帯を出現させた。

このような事態の深刻化とともに、ようやく地下水の揚水が大巾に規制され、所によって地下水位が多少回復する所も見られるようになってきている。しかも、それとともに従来観測されたことのない地盤が上昇するといった現象が、あちこちで観測されている。

じつは最近の調査結果によると、問題の川崎付近でも地盤沈下防止のために揚水が規制された井戸が多数分布し、地下水位が回復していることが明らかにされた。しかも地盤の上昇量は、地下水位の回復ときれいな相関をしめし、その量は、従来各地で観測されている水位の回復量にほぼ見合う程度のものであるという。

地震予知への道

いつ、どこに、どのくらいの規模の地震がおこるかをあらかじめ知り、被害を未然に防ぐこと、これが地震予知の目標である。

これまでにあげたいいくつかの例からもわかるように、地震がどこに、またどのような条件でおこるかについては、内陸については地質学的・測地学的方法によって、しだいに明らかになってきている。また、伊豆半島沖の地震についてみたように、地震発生前にすでにその兆候があらわれている例も見出されている。

ところが、人口が集中し、地震が発生したときにきわめて大きな被害が予想される関東平野などの平野地域が、未解決のままに残されている。それは、関東平野などはあつい第四紀層におおわれているために、地震の発生と関係するような深部の地質構造をあきらかにすることが容易ではないからである。

ところが近年、少しずつ関東平野の内部の構造も解明され、地震発生のもととなる活断層の分布が、具体的にあきらかにされようとしている。さらに、地殻の変動を短期間にくりかえし測量し、また微小な地震を観測して地震の前兆をとらえる試みがなされようとしている。

ところが、この地域は多くの雑音が発生し、ま

た川崎市の問題に見られるような人工的な地殻変動がくわわるために、本当の地震の前兆をとらえることが他の地域にくらべてむずかしい。これらの障害を克服して、地震予知への道をきりひろくには、まだまだ解決しなければならない多くの問題が残されている。

図 11・A - 川崎市付近の地盤の隆起

期間：1970-1975 <国土地理院地殻活動調査部，1975>

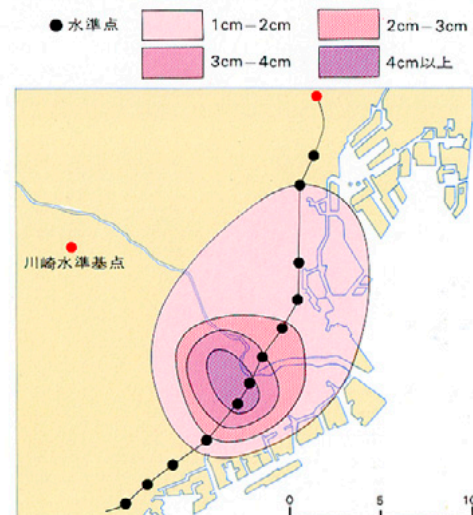
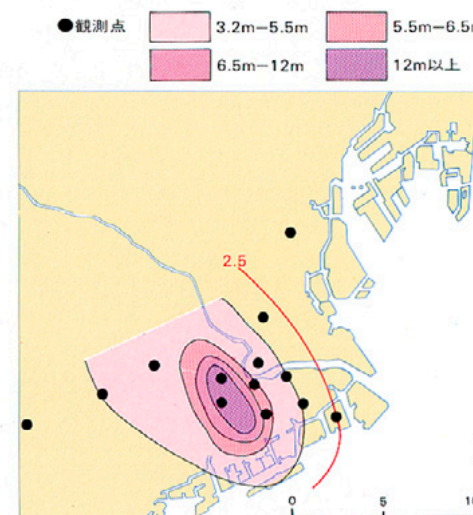


図 11・B - 川崎市付近の地下水位の変化

<脇田 宏，1975>



3 地殻の構造とその進化

出席者

- 湊 正雄 = 北海道大学理学部教授
- 舟橋三男 = 北海道大学理学部教授
- 井尻正二 = 東京医科歯科大学講師
- 星野通平 = 東海大学海洋学部教授
- 藤田至則 = 東京教育大学理学部助教授

山脈には空間的な規則性がある

- 造山運動のなりたち
- 造山運動の発生から消滅まで
- 三つの造山運動と地球の進化
- 大洋地殻をめぐって
- グリンタフ造山運動
- 地殻の進化 月と地球と
- 地下資源とは何か
- 地殻と人間社会

山脈には空間的な規則性がある

地殻・マントル・核

編集 本日は、われわれ人間生活の基盤となっている地殻について、その構造や運動の概要のところをいろいろとお伺いしたいと思います。最初に湊先生からお願いいたします。

湊 地球の内部というのは、簡単に言うと大体三つに分かれています。図1-1にみるように、三層になっていて、そのまん中のところを核といいます。その核をとり巻いて、ちょうど卵の黄身に対して白身があるようにマントルと言われる部分がある。マントルは、上部マントルと下部マントルとに分けられていますが、核と下部マントルの境は、大体地表から2,900 kmぐらいのところ。そして白身の厚さ、つまりマントルの厚さは、上下あわせて2,850 kmぐらいといわれています。

これからみんなで話す地殻というのは、卵のちょうど一番外側の、殻にあたる部分というふうに考えていただければいい。非常に薄いものでして地球の大きさから言えば、ごく表面的な、き

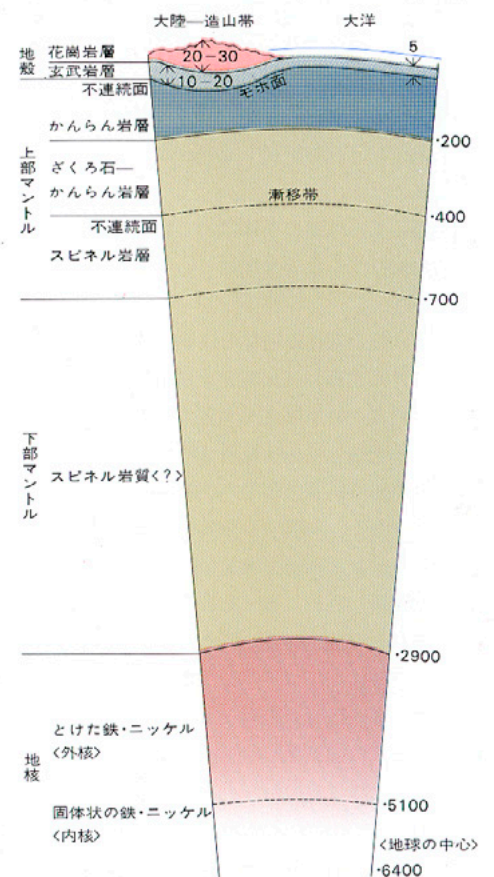
わめて薄い層ということになります。しかし、そこが人間をはじめ生物の生活の舞台でもあるし、結局のところ一番大事なところなわけです。大陸地殻と大洋地殻とはちょっと違っている。この地殻というのは、海をつくっている地殻 = 大洋地殻と、大陸をつくっている地殻 = 大陸地殻とでは、ちょっと様相がちがいます。図1-2には、大洋地殻と大陸地殻を区別して示していますが、ごらんのように、まず厚さが非常に違う。海洋の地殻は10 km以下ですが、大陸のほうは大体40 km内外で、厚いところでは60 kmから70 kmにもなります。もう一つの違いは、大洋地殻には、花こう岩層がないということです。これは地震探査によって伝わるP波の速度により、速度層の断面をつくってみることで判断しているわけです。花こう岩層と呼ばれているものは、大陸の地殻に限られていて大洋の地殻にはない。そういうことになっております。それで、大洋地殻と大陸地殻というように分けて考える。大洋地殻のほうは、あとで星野さんからお話しがあると思いますので、私はまず大陸地殻について簡単に説明します。

表1・1 - 地質年代表(相対年代と絶対年代)

相対年代		絶対年代 〈百万年〉
新生代	現世〈沖積世〉	0.01
	第四紀	2
	更新世〈洪積世〉	7
	鮮新世	26
	新第三紀	38
	中新世	54
	漸新世	65
	第三紀	136
	始新世	190
	晩新世	225
中生代	白亜紀	280
	ジュラ紀	345
	三畳紀	395
古生代	ペルム紀〈二畳紀〉	430
	石炭紀	500
	デボン紀	570
	シルル紀	
	オルドビス紀	
カンブリア紀		

●注1 絶対年代は、今から何年まえ、をしめす
●注2 なお、代に相当する地層は界、紀に相当する地層は系、世に相当する地層は統という。そのさいは、この表が地質系統表とよばれる。

図1・1 - 地球の断面



安定帯と造山帯

大陸地殻をよく見ますと、それは二つの単元に分けられます。一つは造山帯、もう一つが安定帯と言われているものです。安定帯というのは、古生代以降に造山運動というもののなかった地域をいいます。そういう約束ごとがあるわけですが、古生代以前 始生代、原生代には、そういう地域でも造山運動がたくさんあったんですが、いま見ると静かなところですよ。静かといっても上がったり下がったりの運動が全くないわけではありません。ただ著しい地震や火山活動などはないという程度です。

ところでいま、造山帯とか造山運動という言葉を使いましたが、この機会にちょっとおことわりしておきますが、だいたい地質関係の用語は、時間のスケールが違いすぎて日常的な感覚ではピンとこない、その上、ときどき変にむずかしい言葉がとびだしてくるというような感じをいただかれておまして、一般の人々にはまだあまりなじまれておりません。造山といえば、山ができる、たとえば昭和新山ができることのように簡単に考えておられる向きもあるのですが、

しかし、これは造山運動とはいいません。ところが最近のように、地球的規模での環境問題やあるいは資源問題、または地震などのいろいろな災害の問題がでますと、どうしても地質関係の用語がいろいろな方面で使われだしてまいります。ところが、こういった用語の使われ方をきいておきますと、どうも正しい内容で使われているとは限りません。

そんなわけですから、今日は、最初にまず地質年代表を表1-1にあげておきます。この表の中の名称もなかなかなじみにくいようですが(笑)、じつはこの名称の中には、長年にわたる世界の地質学者の努力の過程が反映されております。人間の社会でも、その社会構造の発展段階に応じて、原始・古代・中世・近代・現代と区分しますが、それと同じように地球の歴史でも、標準化石とよばれる生物の進化段階の特徴に応じて地層を区分します。18世紀の始めごろまでは世界中の地層は、化石を含む地層と化石を含まない地層とに大別されていて、化石を含まない地層を始原層とよんでいたのですが、その後の研究がすすむにつれて始生代と原生代とに分け

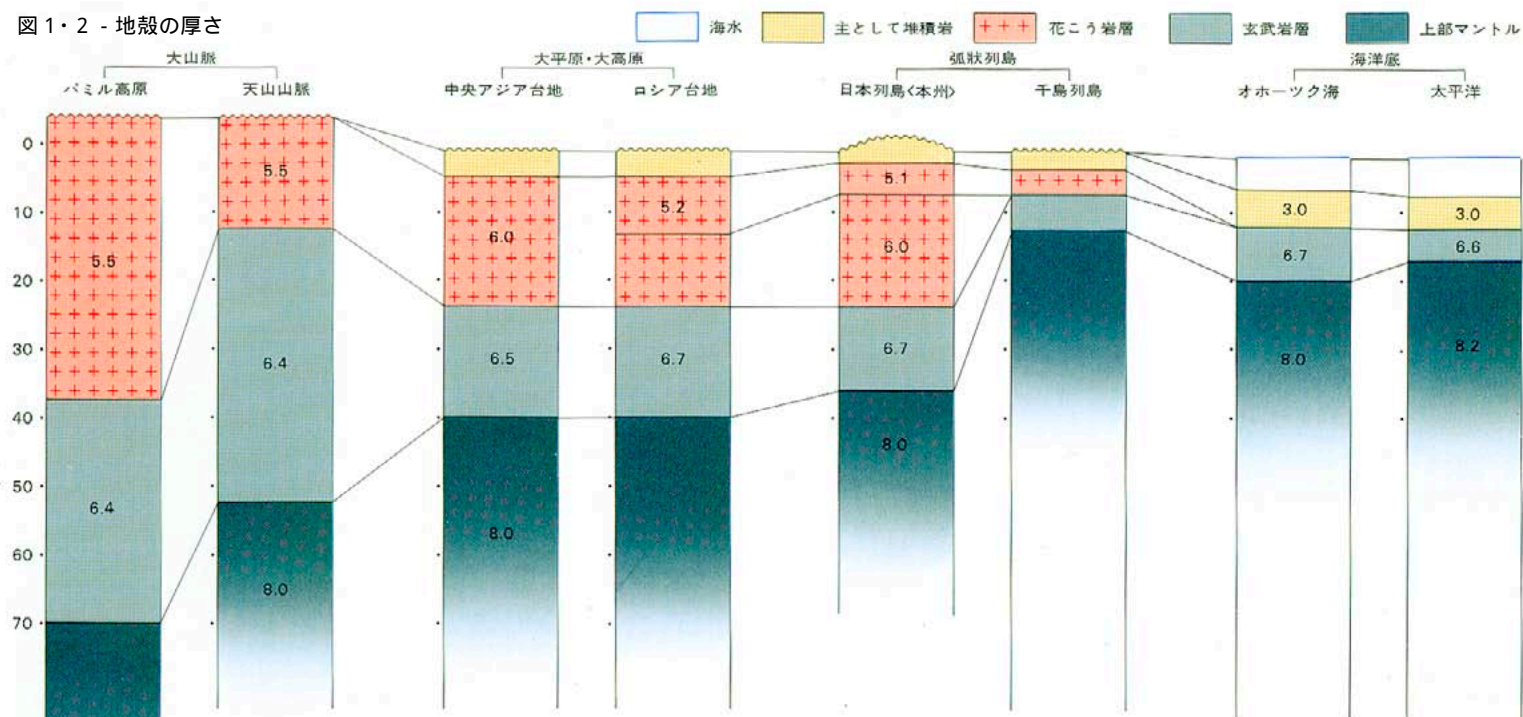
られました。また同様に、化石を含む地層についても、古生代・中生代・新生代に区分できるようになってきたわけです。

造山運動というのは、地球上に何回となくくり返しおこなっているのですが、この表には3つに大別してあります。そしてさきほども申しましたように、古生代以降に造山運動があった地域を造山帯とよぶのです。

山脈における空間的な規則性

それで造山帯の方から話しますと、一般の方々は、地殻なんていうものは非常にでたらめで、その構成や分布に何の規則性もないように思われているようですが、造山帯を解析してみますと、人体の解剖学的な原則と同様の原則が存在するんです。たとえば、人体でいえば肺や心臓の位置、あるいは背骨の位置というものは、どこにあるかきまっています。それと同じようにどの造山帯をとりましても、一定の規則性があるのです。図1-3に日高山脈とヨーロッパアルプスの断面図を示しますが、ごらんのように、造山帯のまん中のところには花こう岩があり、その中心帯からややはずれて変成帯、次にフリ

図1・2 - 地殻の厚さ



●注 数字はP波<地震波>の速度<km/sec>

ッッシュとよばれる細粒の堆積岩，そして一番外側にモラスといわれる粗粒の堆積岩が位置するというように，山脈はそういう配列をしているのです．
この配列は，ウラル山脈でも，ノルウェーとスウェーデンの国境にあるカレドニアという大山脈でも，あるいは北米のシェラネバダ，南米のアンデスでも，みんな同じなんです．ですからたとえば山脈には，重金属がどのように分布しているかということをも，あたかも周期律表を立てたようなぐあいになっているのです．
変成帯のほうには，ニッケルとコバルトと白金が多く，花こう岩のほうには，その他の元素，スズ，銅，金などが集まっています．もちろん，同じ人間といっても赤ん坊から大人まで含まれますし，また白人もあり，黄色人種もいるように，外見は種々さまざまです．それと同じように山脈においても多少の差異はみとめられます．古い山脈もあれば新しい山脈もあります．しかし，どの山脈でも岩石の空間的な配列という点においては，いまお話しした原則をもっています．これは日本を除けば1930年代に大体常識に

なりました．
ところで，高さ6000mに達するヒマラヤ山脈が，もとは海にたまった堆積岩からできており，その地層から貝の化石がでてくるという事実は，最近では割合によく知られておりますが，このように山脈をつくっている岩石なり地層なりというものは，それをよく調べてみますと，もともとは海にたまった泥や砂なのです．それは，日高山脈でもアルプスでもどこでも同じです．
最初，浅い海に泥や砂がたまりだす．これを地^ち向^む斜^{しや} これはまたむずかしい言葉ですが，非常に含蓄のある言葉ですからどうぞ覚えてください（笑） この地向斜の海が，どのようにして山脈にまでなるのか，さきほどの図にあるように，花こう岩とか変成岩がどのようにしてでき，山脈の中に規則的な配列をするようになるのか と，こういう話になるのですが，それは舟橋さんのほうから……

造山運動のなりたち

泥や砂から変成岩へ

舟橋 いまのお話にありましたように，造山運動は，地球の歴史の中で何回も何回もいろんな形で繰り返されていて，世界のいずれの地域でもそれを見ることができます．日本列島地域では，北海道の中心にある日高山脈にその様相がきれいにあらわれております．そして私たちが実際に調べ，具体的に知っているのは日高山脈ですから，ここでは日高を中心にしてお話しします．

ご存知のように日高山脈というのは，北海道の中心を南北に走る大山脈です．この山脈の地質図と，それができ上がってくる時の構造を模式的に示した図を38頁～39頁に示します．話は一足とびに約2億3000万年ぐらい前にさかのぼりますが，中生代の初めぐらいから白亜紀の終わり頃までの約1億7000万年ぐらいの長い間，北海道の中心部から樺太にかけて，南北にのびる細長く，浅い海が発達していました．（図2-1）

図1・3 - 山脈における空間の法則性

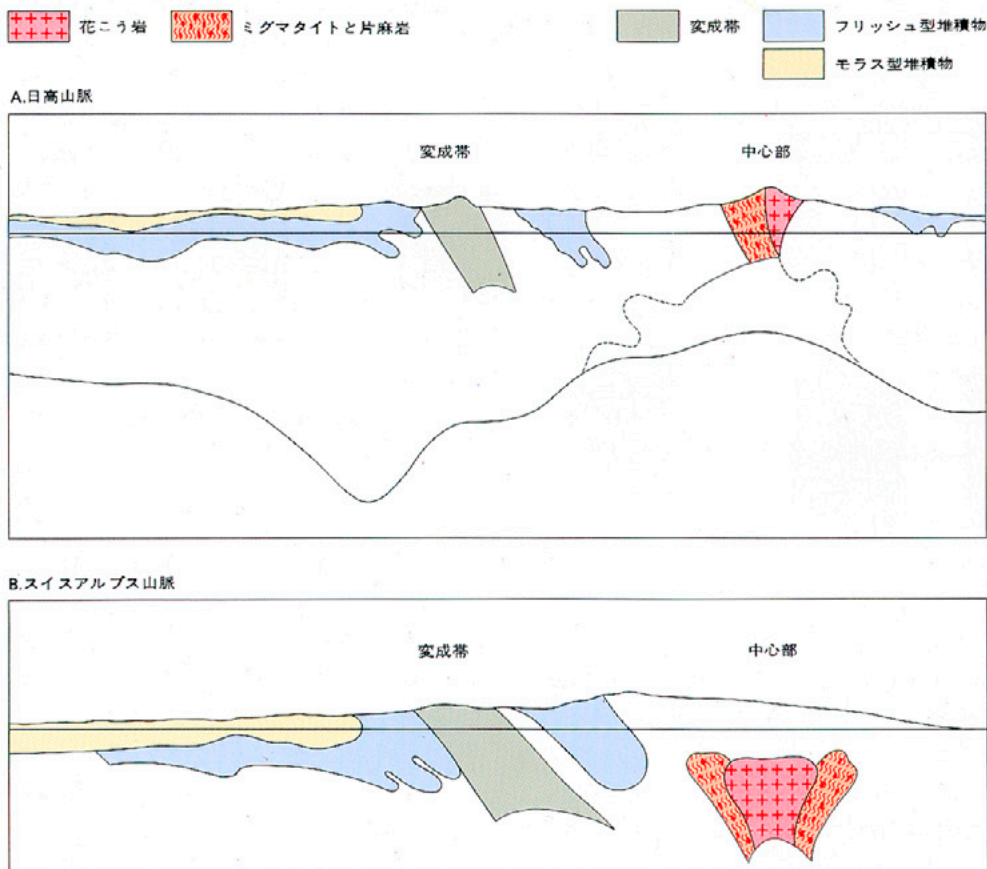
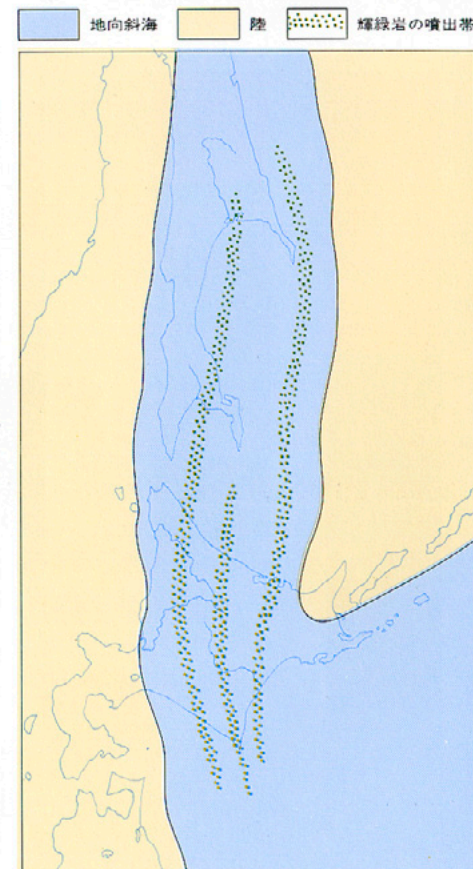


図2・1 - 地向斜時代の北海道中軸帯の古地理



その海に、陸地から運ばれた非常にこまかい泥や砂がたまります。その海の中心部が、後の日高山脈からその北部の延長部に相当し、そのたまりの厚さは、約10,000mにも達していました。これはいろいろの調査からこのように結論されるわけです。

ところが現在、この海の中心部だったと推定される部分が、盛り上がり山脈になっているわけですが、その盛り上がりの中心部一帯は、花こう岩やはんれい岩をはじめ、いろんな種類の変成岩で構成されています。とくに変成岩をよく調べてみますと、海にたまった泥や砂が変成岩になり変わったという、そういう証拠がいたるところにでてくるわけです。

この海にたまった泥や砂というのは、せいぜい200m以上は深くない海で、温度も低く、圧力もそんなに強くないところにたまったものです。そういうものが変成岩になり変るといのは、かつて低い温度のもとでたまったものが、その上につぎつぎと泥や砂がたまり重なりますと、今度は上から重いふたで押さえつけられるようなわけで、地下の深いところでは、非常に高い圧力と高い温度に支配されることとなります。こうした新たな環境に適応して、いわゆる高温鉱物や高圧鉱物が、砂や泥の成分の中から新しく生みだされてくるわけです。こうして、新しい鉱物の集った岩石ができるのですが、そのようなものを変成岩と呼んでいます。

変成岩は変成の度合いに応じて山脈の中心部から外側に配列している

この変成岩のでき方 変成作用をみますと、いろいろなちがいがあります。まず、山脈の裾野から山頂部へ、つまり造山帯の外側部から中心部までたどりますと、そこにみられる変成作用の程度がぐんぐんと高まっていることが知られます。

具体的に申しますと、外側から中心部にむかって、ホルンフェルス 片岩 片麻岩といった岩石がつぎつぎと現われております。そして中心部には、別にミグマタイトとよばれる花こう岩に似た岩石がみられるのです。

これらはいずれも、黒雲母 石英 斜長石という鉱物で構成された岩石です。そしてホルンフェルスでは、それぞれの鉱物が微小な鉱物粒にとどまっているのですが、片麻岩やミグマタイトでは、それを構成するそれぞれの鉱物は、数ミリの大形な鉱物粒に成長したものになってい

ます。つまり山脈の中心部ほど、岩石を構成する鉱物が大型になっており、とくにミグマタイトなどは、溶液の中から自由に析出して成長したとみられる程の特徴をもつ鉱物で構成されております。こうした特徴のために、ミグマタイトと花こう岩とでは この花こう岩というのは、完全な溶融状態にある岩漿（マグマ）から析出した鉱物で構成されているので、ミグマタイトと花こう岩とではあまり大きなちがいは認められないわけです。

実際に、この様な変化は室内実験でいろいろに吟味されております。それによれば、水蒸気圧2,000気圧の下で約700 前後の状態になりますと、いま申しました変化とほぼおなじ状態を実現させることができるのです。

深部からのエネルギーの注入

造山帯中心部の徹底的な再編成と上昇運動

もちろん変成岩の状態から十分に推定されていることですが、こうした変成作用には高圧の過熱水蒸気存在が欠くことのできない要因になっているのです。造山帯の基部で発生した大量の過熱水蒸気が10,000mも厚くたまった泥や砂の中に積極的に侵入し、そこに、はるかに深い地球内部からの高い熱エネルギーを運びこみ、その泥や砂を高エネルギー状態の変成作用にまき込むのです。この過熱水蒸気は、地殻全体をたち切り、マントルにまで達するかと考えられるような大規模な断裂に沿って上昇するといわれております。そのために、この断裂にともなうずれり運動が生じます。こうした運動があるために片岩や片麻岩では、その構成鉱物が一定の方向に並べられる片状組織あるいは片麻状組織が示されるのです。

こうして地下深部（マントル）に発生した過熱水蒸気、同時に火成岩のもとになる岩漿、そういったものが地殻の割れ目を伝わって上昇し、深部のエネルギーを大量に地殻の中に持ちこみ、造山帯の中心部は、それによって徹底的に再編成されるのです。

この深部からの上昇運動は、再編成が完了した後も、後作用として働き、造山帯の中心部はもり上りの運動をつづけ、そのために図の断面図にみるように、周りに多くの断層ができるのです。アルプスといひヒマラヤといひ、また日高山脈といひ、いずれも屏風のようにつらな峻嶒な山脈をつくっているのは、中生代末から新生代初頭にかけての造山運動の引きつづい

た後作用としての盛り上がりの運動があるからなのです。38頁に示しました図2-3と図2-4は、日高山脈にみられる花こう岩や変成岩、あるいはさまざま火成岩の性状やその分布の状況、それらの相互関係などをくわしく調べて、こうした再編成作用と上昇運動の様相 その時間的・空間的経過を一つの模式図としてあらわしたものです。

花こう岩のおいたち

ところで、さきほどお話ししましたように、造山帯の中心部では、ミグマタイトができます。片麻岩ぐらいまでの変成岩は、その場所で片麻岩になり変わるわけですが、ミグマタイトのように非常に粒の粗いものになりますと、その一部が動き出すわけです。ちょっとすき間があると、そこへ飴のように流れ込んだりします。そしてミグマタイトのでき方が高度に進むほど、すき間がありさえすればそこに入ってくる。ちょうど深いところにできたマグマが、割れ目を通して上へ上がっていくのと同じように、このミグマタイトもまた、いろんな岩層を押し分けて上へ上がっていくわけです。

そうしますと、さきほどもちょっと触れましたが、花こう岩というのは、これまで地下の深い場所でマグマ自体の純粋な結晶作用によってできたといわれておりましたから、このミグマタイトと花こう岩とを一体どうして区別するのかということが問題になってきました。これは、1925年からさかんに議論されてきたところなのです。そして現在では、花こう岩と言っているもののほとんど大部分は、最初に海にたまった泥や砂が高度に変成を受けて、それがさらに高度にミグマタイト化された結果、それがほとんどマグマと同じような状態になって、これが花こう岩になり変わったのだというようにいわれています。

一般の地質図を見ますと、造山帯の中心に花こう岩をあらわす赤い色相が帯のように延びていますが、それはすべて造山帯の中心部なのです。造山帯の象徴が花こう岩ですけれども、この花こう岩というのは、もともとは海にたまった砂や泥が最終的に変わった姿であるということです。日本では花こう岩のことを御影石といっていて、御影石といえは、どなたでもビルの柱などで見ていて、あの粒の粗く、同じ模様をもった立派な石を想像されるので、これがもともとは海にたまった泥や砂であるとはとても実

感できないと思います。しかしここには、地殻というものの、造山運動とは何かということを理解する一つの鍵がかかされているのです。

岩石の輪廻と造山運動

最初、海にたまる泥や砂といっても、もともとは、陸地に露出した岩石です。それが空気にさらされて風化作用をうけますが、この風化作用というのは、地球上のいろんな元素の分布、あるいは元素の離合集散といえますか、そういうことについては実に重要な役割を果しているんです。この作用をうけて、カルシウム、マグネシウム、鉄、ナトリウム、カリウムなどの元素は、岩石から溶脱してしまい、ケイ素やアルミニウムなどの残留性の強い元素が残って、それが水とともに粘土鉱物類をつくります。このときには、岩石全体の化学組成の上でも、著しい変化があるのです。その後もひきつづき、削剥や運搬による淘汰がたえず行なわれ、水域に流入してから波浪、海流による淘汰・選別作用を徹底してうける。こうした過程をへて、最終的に堆積岩として水底に固定されるのです。そのさいにも、続成作用が大きく働いて、泥や砂は、泥岩や砂岩になっていくわけです。ですからすでにこのときには、いちがいに海にたまる泥や砂といっても、一般的に考えられる雑多な粒子の集合体ではなくて、いま申しあげた過程の中で、完全に“純化”されているのです。

この過程がどれ程徹底して作用するかということは、世界中の粘板岩（泥岩）がほとんど一定の化学成分にたっているという驚異的な事実からも容易に推察していただけたと思います。この過程というものは、元素の地球化学的輪廻のなかでも最大の変革とよべるものです。そして、こうしてできた粘板岩の組成というものは、花こう閃緑岩に非常によく似たものになっています。これに少量のケイ素、カリウム、ナトリウムを加えると、これはもう完全な花こう岩の組成になります。ですから造山帯の中心に花こう岩ができるというのも、もとはといえば最初に海の底にたまった堆積物の中に、すでにその成因が用意されているのです。それが花こう岩になるためには、変成作用によって、わずかに修飾されるだけで十分なのです。ところでこのように、造山帯の中心部で海にたまったものをつくり変えるような大きなプロセスがあって、そのプロセスと一緒に造山帯は構造的に盛り上がります。そして、この盛り上がりが一たび最終的な動きにまでたどりつきますと、そのあたり一帯はバンとした一つの動かない不動の陸地となって、わずかな昇降を示す程度の地域になって、それ以後はあまりはげしい運動帯にはならなくなってしまいます。こんどは逆に、この造山帯が陸地となったために新たに風化の場となり、削剥の地域と変り、

その造山帯の外側に新しくできた海に堆積物をもたらず供給源となります。こうして次のサイクルの造山運動に入り、新しい海の地域は、再びまた花こう岩をつくるような大きなプロセスを歩むようになります。図2-5は、このような岩石の輪廻というものを造山運動を中心としてごく概略的に描いてみた模式図です。

編集 はんれい岩というのは、火山岩なのですか。

舟橋 はんれい岩というのは、火成岩ですが、地下の深い所で固まってできるものなので、火山岩とはいわないのです。火成岩のうちでも、直接地表に噴出して固まったものを火山岩、あるいは噴出岩といっています。玄武岩とか、安山岩、あるいは流紋岩とよばれるものなどが火山岩にあたります。

それから、ついでに申し上げますと、鉄、カルシウム、マグネシウムなどに富む岩石は、塩基性とよびます。逆にそれらの成分に乏しく、珪素、アルミニウム、アルカリに富むものを酸性の岩石といっております。岩石の場合には、化学でいう塩基性・酸性の区別とは異なります。ご参考までに、火成岩の単純化した分類表を図2-6に示しておきましょう。

過熱水蒸気<スチーム>をめぐって

編集 地下深部からのエネルギーの注入というものがあって、泥や砂がミグマタイトに変わっ

図2・5 - 造山運動を中心とした岩石の輪廻

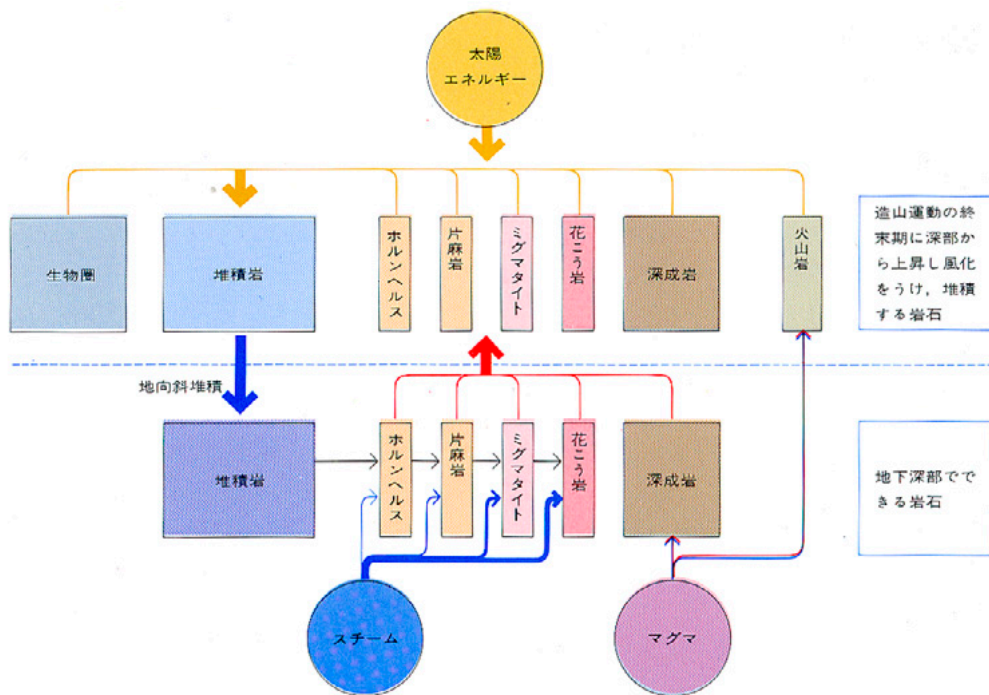


表2・1 - 堆積岩の分類

粒径<mm>	未固結	固結
256	巨礫	巨礫岩
64	大礫	大礫岩
4	中礫	中礫岩
2	細礫	細礫岩
1	砂	砂岩
1/16	シルト<遊泥>	シルト岩<遊泥岩>
1/256	粘土	粘土岩
		泥岩

表2・2 - 火山砕屑岩の分類

粒径<mm>	未固結	固結
32	火山岩塊	凝灰角礫岩
4	火山礫	火山礫凝灰岩
1/4	粗粒火山灰	<粗粒>凝灰岩
1/64	細粒火山灰	<細粒>凝灰岩
	火山塵	

ていくわけですね。

舟橋 泥や砂の中から長石とか雲母とかというああいう大形の結晶ができる。それが激しければ激しいほど非常に大形になっている。ということは、これはやはり何かの媒質がそこへ入って、それが溶媒となって、こまかな泥から定まった組成が抽出され、それから大形の結晶に育てられるというプロセスがないといけない。その媒質というのは、それはいまではほとんどの人が過熱水蒸気 スチームという言葉を使っていますが、そういうものが、大量にマントルから放出されて、それが断裂の目を伝わって上がってくる。そしてその断裂のまわり一帯をすっかり再編成してしまう。

そのスチームというのは、高温の状態です。そして領域にたくさん入ることによって、おもなエネルギーの運搬者になる。そのように考えられているわけです。

編集 そうすると、しろうと的に言うと、高温の水蒸気が上がってきて、その地角斜の中の泥や砂が再結晶して非常にふくれ上がる、そして上昇が始まるというように考えていいわけですか。

舟橋 そうですね。

湊 もちろん、その時には、いわゆる玄武岩的なものも上がってくる。つまり、いま舟橋さんの言われた大量の過熱水蒸気を伴いながら、そ

ういうたくさんのものが上がってくるのです。星野 いまのお話しに関連したことですが、信州大学の黒田さんたちが水のアイソトープが何かで岩石の成因を研究されていますね。それによりますと花こう岩をつくる水は、マントルから来た水なのか、あるいは地殻の水なのかというようなことだったと思うのですが、その辺のことは、いまどんなふうになっておるのでしょうか。

舟橋 ある人は、マントルの中で部分的に融解状態が発生して、その融けた部分が集って、マグマができます。そういう温度状態のときには水のような揮発性の高いものはフリーになってマグマと離れてしまう。マントルの中ですでにマグマとスチームとが二つに分離してしまう。しかし結局は、両方とも割れ目を通して上がってくるものですから、活動する場所は、みんな造山帯の中心部なのです。このようにいっております。

それに対して、ある人は、地殻の下半部というのは、上からの岩層の重みで非常に大きく加圧されるものですから、そこではいろいろな含水鉱物が脱水されて無水の鉱物に変わる。その脱水されたものが上に上がってくる、このように考えているわけですね。

編集 そうすると、高温の水がマントルの中から湧いてきていると考えても.....

湊 それは、たいへんむずかしいところなんです。現在、地球上にある水というものは、地球の歴史の上でのある段階で、一度に出してしまったのだとこのようにいわれていますが、それが必ずしも当たっているものかどうか。大量の水がある段階ですでにできたということはいいいんですが、やはり地質時代を通じて絶えず下から水がしぼり出されてきているということがあるとも思うのです。

現在の火山だって、全部の水が地表水が浸透して行って、また温泉になって上がってくる、蒸気になって上がってくるという、果してそれだけのものなのかどうか。少なくともグリーンランドなどができる、あれほど海底火山の活動が旺盛な時期には、大量の水が下から上がっただろうと思うんです。

もっともその量というのは、水かけ論のようなところがありますが(笑)、いまは何か、世の中がたいへんせちがらく、一寸した実験から大きなことをいう風潮もないわけではないですが、多少のんびりした話もいいんで、地質時代を通じて絶えず水は上がってきているというふうなことがあったらと思いますね。(笑)

図2・6 - 火成岩の単純化した分類表

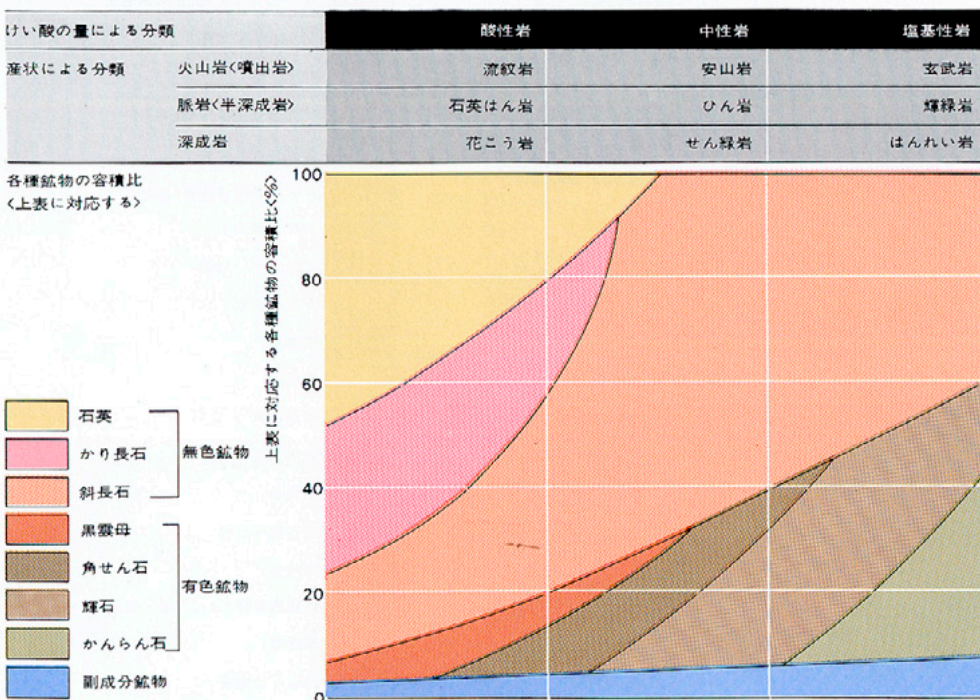


図2・3 - 日高変成帯の構造発達史

<橋本誠二 1975>

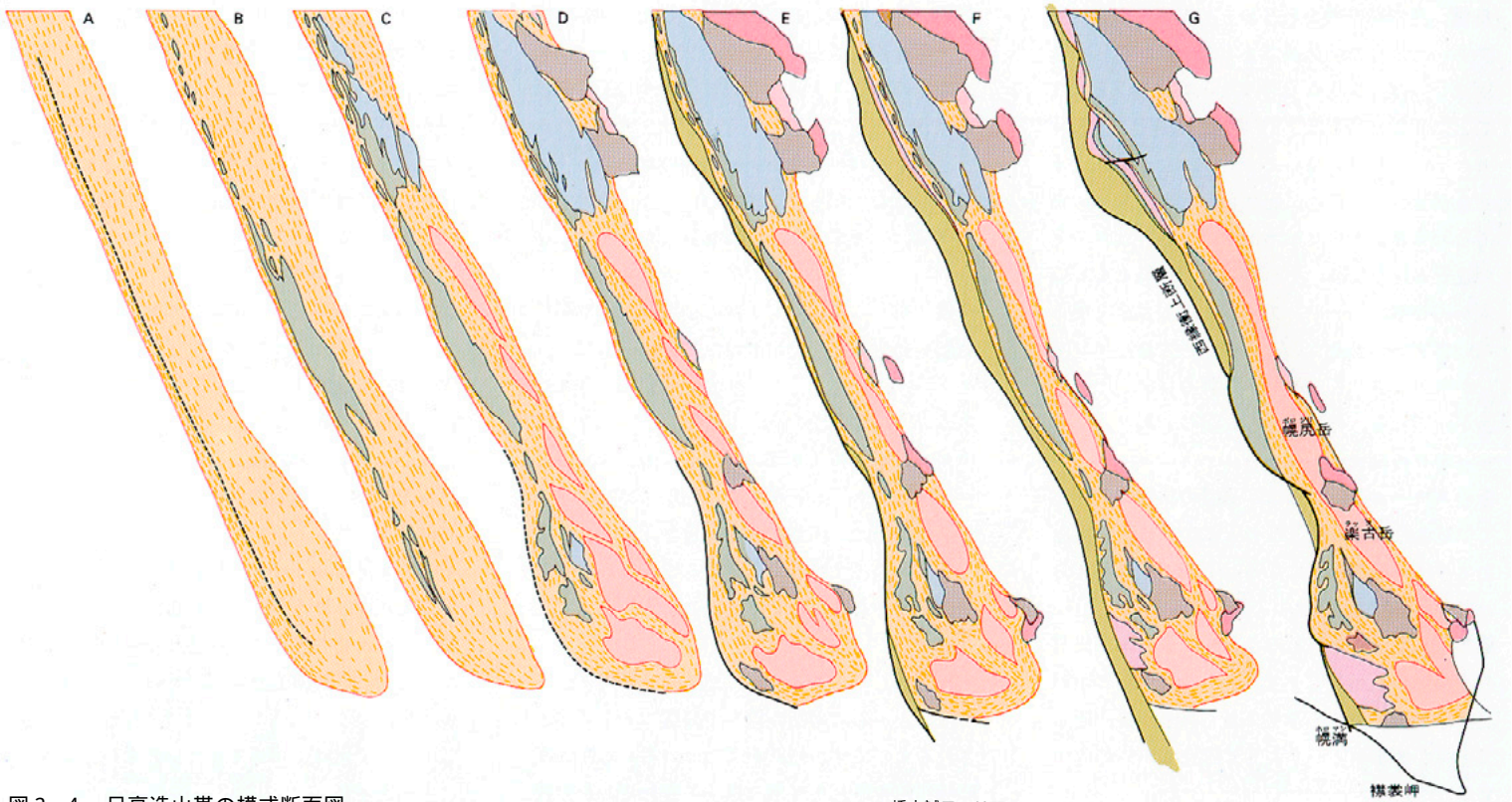
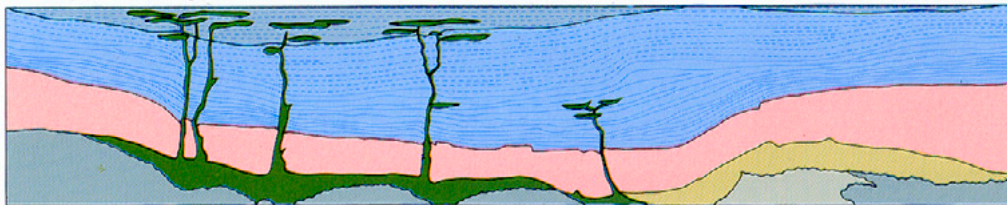


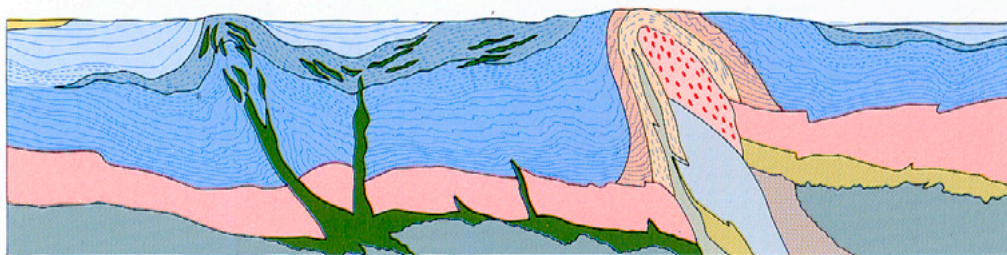
図2・4 - 日高造山帯の模式断面図

<橋本誠二 1975>

1. 地向斜の時代<ジュラ紀末>



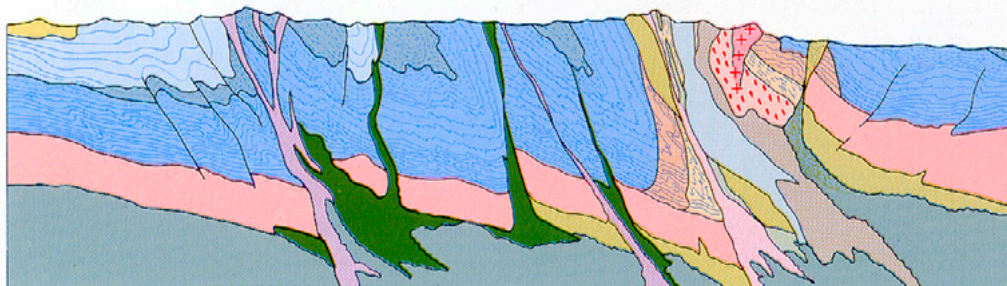
2. 造山の初期<第三紀初頭>



3. 現在の断面

カムイコタン構造帯

日高変成帯



- ホルンヘルス
- 片麻岩
- 片麻岩<図2・3の場合>
- ミグマタイト
- ミグマタイト<図2・4の場合>
- 片麻状花こう岩
- 花こう岩
- 花こう岩<図2・4の場合>
- 普通はんれい岩
- かんらん石はんれい岩
- 角閃岩類
- 変はんれい岩類
- かんらん岩
- 純紋岩
- 第四系
- 新第三系
- 古第三系
- 白亜系
- 輝緑凝灰岩層
- 輝緑岩
- 日高累層群<ジュラ系—三畳系>
- 基盤岩
- かんらん岩層

図2・2 - 日高造山帯南半の地質図

<日高研究グループ>

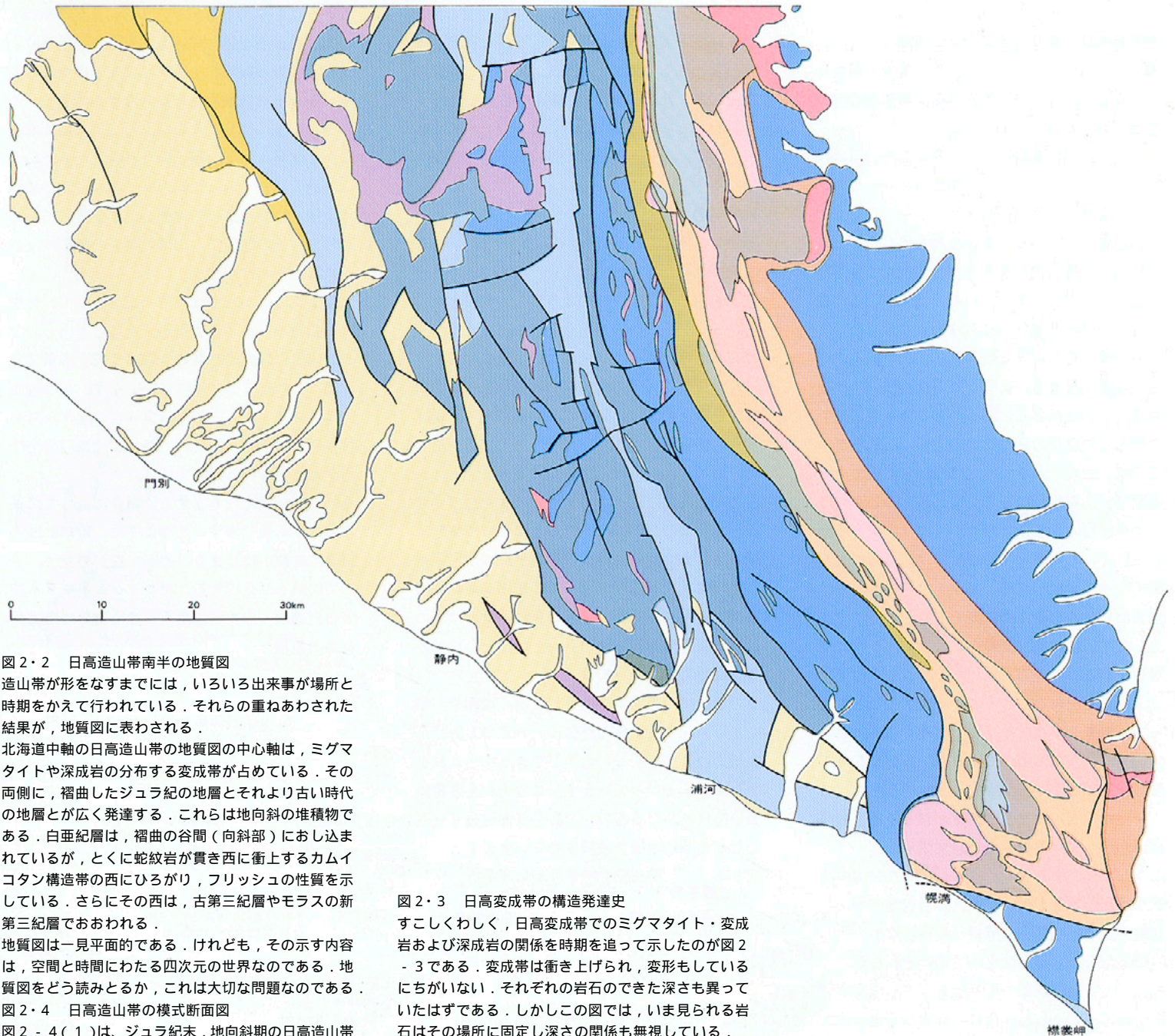


図2・2 日高造山帯南半の地質図

造山帯が形をなすまでには、いろいろ出来事が場所と時期をかえて行われている。それらの重ねあわされた結果が、地質図に表わされる。

北海道中軸の日高造山帯の地質図の中心軸は、ミグマタイトや深成岩の分布する変成帯が占めている。その両側に、褶曲したジュラ紀の地層とそれより古い時代の地層とが広く発達する。これらは地向斜の堆積物である。白亜紀層は、褶曲の谷間（向斜部）におし込まれているが、とくに蛇紋岩が貫き西に衝上するカムイコタン構造帯の西にひろがり、フリッシュの性質を示している。さらにその西は、古第三紀層やモラスの新第三紀層でおおわれる。

地質図は一見平面的である。けれども、その示す内容は、空間と時間にわたる四次元の世界なのである。地質図をどう読みとるか、これは大切な問題なのである。

図2・4 日高造山帯の模式断面図

図2・4(1)は、ジュラ紀末、地向斜期の日高造山帯の断面である。地向斜の両はじ、とりわけ西側に火山活動がいちじるしい。図2・4(2)には日高造山のフリッシュ時期の様子復元されている。変成帯の中心では片麻岩やミグマタイトがつくられ、輝緑岩も構造的弱線にそって貫入する。カムイコタン帯にも貫入はつづいている。こういう初期火成岩は、後の変成作用のためぜんぶ角閃岩になっている。今のべた弱線は、つねに東側の地域を西方につき上げる性格のもので、この性質は北海道中軸の地質構造を特徴づけている。日高変成帯のなかでは、ミグマタイト・片麻岩が地向斜堆積物から形成されてゆくかたわら、塩基性火成岩がつぎつぎに貫入してくる。これら火成岩は地下深部、マントルでのマグマの形成と発達の経緯を示している。

図2・3 日高変成帯の構造発達史

すこしくわしく、日高変成帯でのミグマタイト・変成岩および深成岩の関係を時期を追って示したのが図2・3である。変成帯は衝き上げられ、変形もしているにちがいない。それぞれの岩石のできた深さも異っていたはずである。しかしこの図では、いま見られる岩石はその場所に固定し深さの関係も無視している。

A・B = 地向斜堆積物が変成し、背斜構造の片麻岩にかわる。背斜はもり上りながら西に倒れ断層をつくり、そのわれめに角閃岩（輝緑岩）が貫入する。

C = 片麻岩の背斜はますます西に倒れ傾むき、その東側に片麻岩を置きかえながらミグマタイトが湧き上るように生れてくる。この間に、先に貫入した角閃岩は一部片麻岩よりの岩石に変成する。一方かんらん石はんれい岩が貫入しはじめる。

D = 普通はんれい岩が貫入してくる。日高変成帯では、遅れて後に貫入する火成岩ほど東側に位置を占める。つづいて片麻状花こう岩の貫入。流動性のミグマタイトである。

E = 花こう岩の貫入期。変成帯西縁では衝上断層が活

動しはじめたろう。

F = この衝上断層帯にはんれい岩が深处からつき上げられてくる。かんらん岩も衝上してくる。これらの深成岩は、地殻の底かマントル上層部ですでに固決していたものである。

G = 副次的ではあるが大規模な衝上断層が変成帯の西縁に生じみられる構造が出来上った。

凡例は、図2・2とすべて共通だから、どの辺りの深さで岩石が生れ、造山帯にくみ入れられたか、注意していただきたい。

<橋本誠二 = 北海道大学理学教授>

造山運動の発生から消滅まで

地角斜のはじまりと海底の火山活動

湊 いま舟橋さんから、造山帯を構成する岩石のでき方、とくに花こう岩が造山帯の中心にできるというお話しがありました。

では次に、造山運動のはじまりからその最終段階にいたるまでの様子はどうか。この辺のことを簡単にお話しします。

造山運動というのは、さきほども申しましたように、まず地角斜から始まります。泥や砂が浅い海にどんどんたまり始めるのですが、この浅海というのは常識的には200mより深くないところです。そういうところに10,000m以上の厚さの地層がたまる、ということは堆積の時代には地角斜の底がどんどん下がらなきゃならない。原則としてはその通りなのですが、ところが一方では、ただ下がるだけではなかったのです。堆積物がある規模にまでたまれば、その下のほうの堆積層のうち動きやすいものは、側方へ動いていく。したがって中心部では、さらにまた深くってものが堆積しますが、その周囲では、側方からおされるために高くもり上がります。そして地表にできれば浸食をうけます。こうして堆積することが一方では沈降をおこし、他方では上昇運動をおこさせるというようなことがあって、地層は、褶曲や断層でもみくちゃにされていく。こうして上がったたり下がったりしながら最終的には下がってゆく。それからまた、こういった断層、つまり弱線をとおって地下の深部から、マグマが上昇してきます。

こうして地角斜の海で、はげしい海底火山の活動が行なわれました。この火山活動の産物は、珪酸の少ない塩基性の溶岩（輝緑岩）や火山灰（輝緑凝灰岩）が主なものです。それらが、砂や泥とともに海底につもりつもって、地角斜海を埋めてゆきました。今日、日高山脈を歩けば砂岩や粘板岩にはさまって、輝緑岩の溶岩や輝緑凝灰岩がいたるところにみられますが、それはさきほどの日高山脈の地質図に示されているとおりです。こうして地角斜の海に堆積した地層が、終りには、10km以上の厚さに達します。

造山運動のクライマックス

そして、さきほど舟橋さんの話にありましたように、造山運動はクライマックスの状況にいたります。高温・高圧の環境の中におかれた堆積岩は、地下深部からの過熱水蒸気やマグマの注

入をうけて、ホルンヘルス、片麻岩、ミグマタイトに変わり、さらには花こう岩に生まれ変わるというとてもない変革 徹底した再編成が行なわれるのです。そして、これまで沈降の舞台であった地角斜が、一転して、隆起・上昇運動をはじめだします。花こう岩質岩石の密度は小さく、それが長期的な地角斜上昇の原動力となるらしいのです。

地角斜の上昇

しかし、隆起しはじめたからといって、いきなり大山脈になるわけではない。まず、かつての地角斜海の中央に、丘のようなものができてくるのです。丘といっても、それを構成する物質は非常に厚いもので、上部には、変成作用をうけなかったかつての地角斜の堆積物をのせており、その下の方は、舟橋さんの話にあったような片麻岩とか花こう岩などでできている。そして、この丘がだんだん高くなってきますと、かつての地角斜の海は、ますますせまくなります。丘が地角斜のなかにできたことによって気候も変わってきます。その時代の海岸平野には、非常に勢いで植物が茂ります。この植物がやがては石炭に変わっていくわけで、日高の場合には東の釧路炭田、西の石狩炭田というのがその森林の今日の姿であるわけです。

このように、地角斜が上昇してゆく過程で、中心帯の両側や変成帯の外側に、いま申し上げた夾炭層のような新しい地層ができます。これをフリッシュといっています。この過程も非常に長い時代にわたるもので、海進と海退をくり返しながら厚い地層を堆積させていきます。

図3-1は、古第三紀の始新世から漸新世に堆積した石狩統という地層の堆積状況を示したものです。ついでに、わが国の古第三紀層の層序を表3-1にあげておきます。

モラス段階

変成岩や花こう岩に富む山麓の礫層

こうしたさまざまな段階をへて造山運動は、最後の段階に入ります。この最後の時期の隆起・上昇は、一般に急激で、1,000万年に2,000mというような上昇量を示します。

丘陵でははじめに、一番上部の地層が浸食されていきます。それが上昇とともにだんだん核心の岩石が露出していきます。図3-2は、日本の古生代の造山帯の例で、造山帯の核心部の上昇と浸食を示す図です。図は、石炭紀から中生代の三疊紀にかけての4つの時期について、それ

ぞれの地表部を堆定したものです。どうしてこういうことがわかるかというと、それはかつての山麓の礫層を調べてみるとわかる。簡単にいえば、山麓の礫層の一番下には不変成の礫があり、その上には脈岩などが入りこんでくる。そのさらに上には花こう岩類、最上部では片麻岩とかミグマタイトの礫という具合になっていて、山が浸食されていった過程 この浸食の過程は、同時にまた造山帯の核心部が上昇していく過程で、その証拠が、山麓の礫岩の種類に反映されているわけです。

このように、かつては奈落の底となっていた地角斜の海の一番下の物質が天空にむき出しになり、山麓に変成岩や花こう岩の巨礫を堆積する段階、これをモラス段階といえます。この時代には、フリッシュ段階とは異って、誰がみても仰ぎみるような大山脈が、かつての地角斜海にそびえたっているわけです。

それで山が高くなりますと、場合によっては谷氷河なども生じます。このように、最初に地角斜海に堆積がはじまり、やがて丘ができて、そして山がそびえてくる。フリッシュ・モラス段階の全過程 氷河作用もふくめたその全過程を造山運動というのです。

三つの造山運動と地球の進化

三つの造山運動

編集 さきほどの表1-1からみると、日高造山運動というのはアルプス造山運動の中に入るわけですか。

湊 そうです。アルプス造山運動という名称は、アルプス山脈の地質構造の研究によってつけられたものですが、その地域に限らないのです。中生代以降にはじまる世界の造山運動は、すべてアルプス造山運動という名で一括してよんでいます。

その地域というのは、アルプス山脈からヒマラヤ山脈につながる地帯と、インドネシア、ニューギニア、フィリピン、日本、カムチャッカ、ロッキー山脈・アンデス山脈をむすぶ環太平洋のぼう大な地域です。そのほか、極東、シベリアや中国の中部から南部にも、中生代の造山帯があります。

カレドニア造山運動というのは、古生代の始まり、だいたい6億年以降から地角斜段階が始って、古生代のまん中ごろぐらいの時期、4億年

図3・1 - 石狩統沈積状況図<古第三紀 / 始新世 漸新世> <田代修一, 1950>

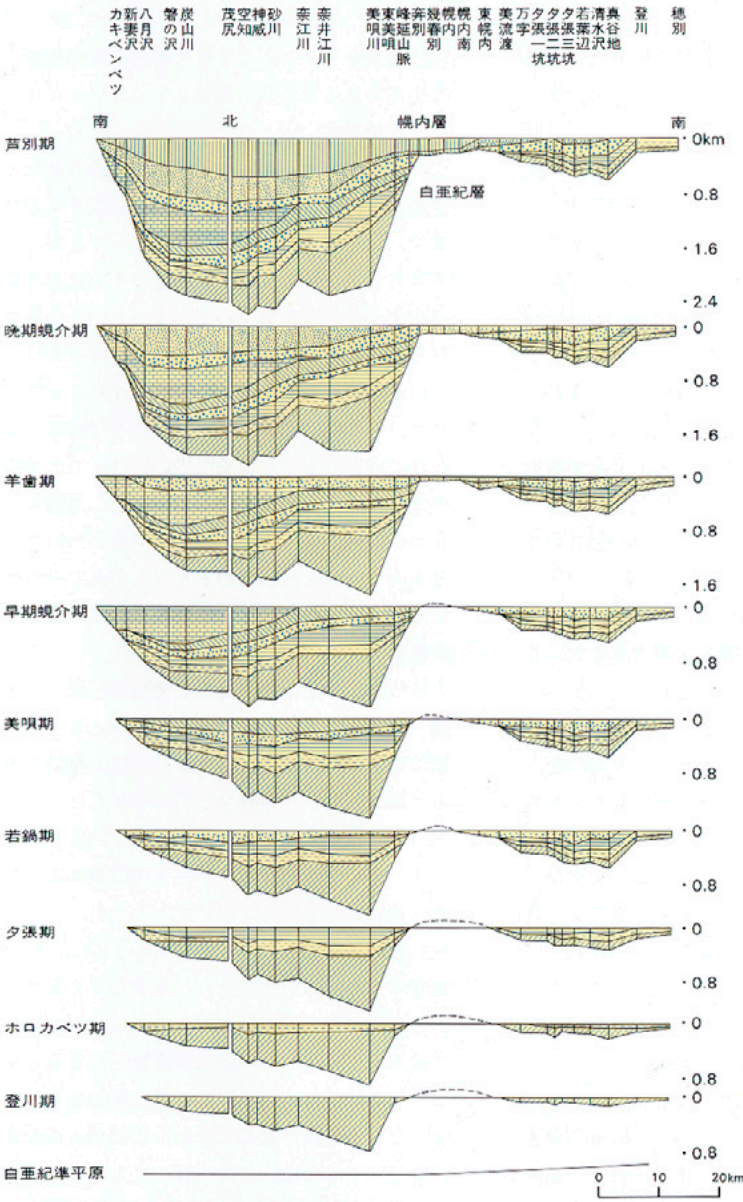


図3・2 - 安倍族造山帯核心部の上昇と浸食

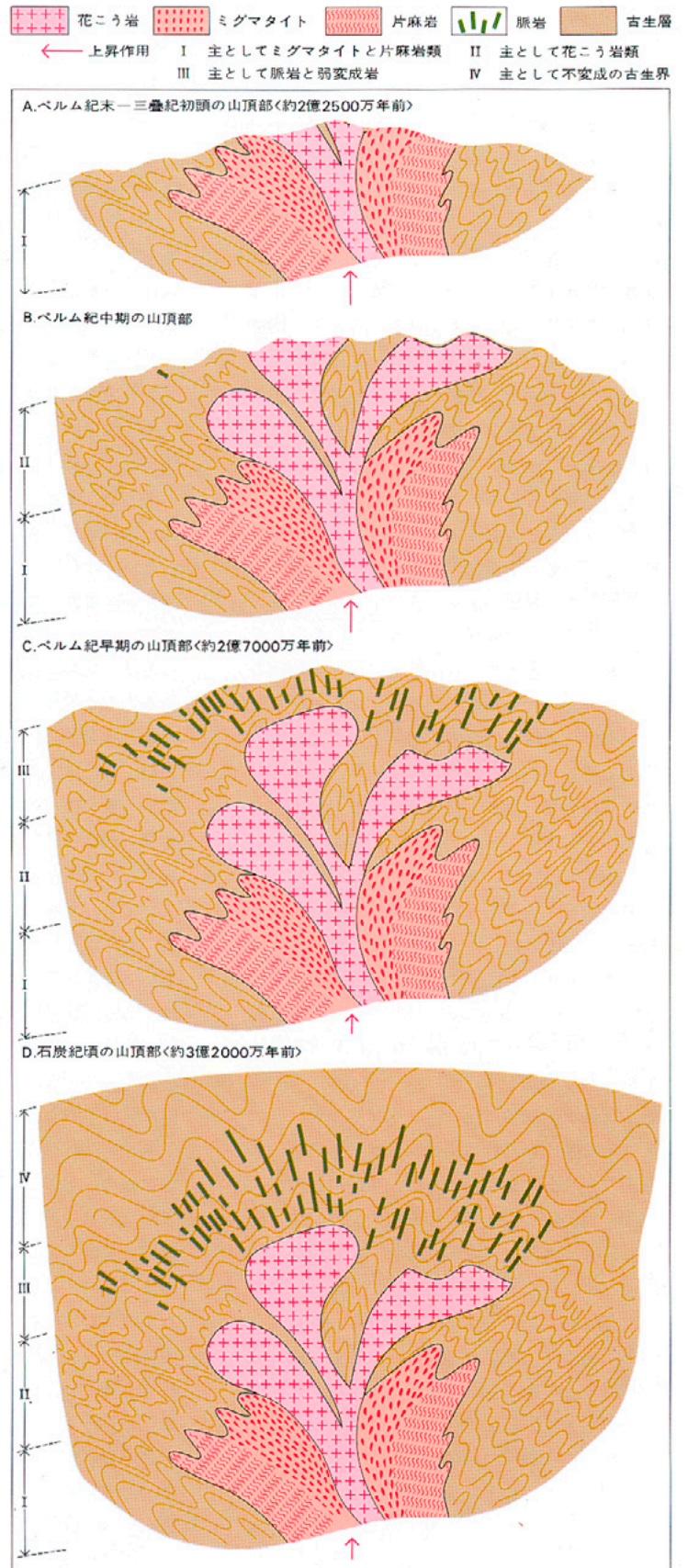


表3・1 - わが国の石炭層<古第三紀層>

m 海成層をふくむもの ◦ 重要な炭層をふくむもの ～～～ 不整合 □ 地層の欠除

時代	九州	中国地方	中部地方	関東地方	東北方	北海道
新第三紀	天草・三池	唐津・筑前	宇部	長野	秩父	常盤
漸新世	芦屋層群 m	北相木層 m	赤平層 m	湯長谷層群	滝ノ上層群 m	白土層群
始新世	六辻層群 mc	宇部層群 c	白濁層群	白濁層群	白濁層群	白濁層群
漸新世	坂瀬川層群 mc	直方層群 mc	石城層群	石城層群	石城層群	石城層群
中新世	砥石層 mc					
上新世	教良木層 mc					
第四紀	白嶽層群					

ぐらいのときに花こう岩ができ、そのあと大体4億年以降でモラス段階になる造山運動、それをカレドニア造山運動といっています。

この地域は、ノルウェーとスウェーデンの国境地帯にあるカレドニア山脈。この山脈は、スコットランドからさらにグリーンランドにつながっていきます。それから、アジアではバイカル湖の南、アルタイ山脈、中国の南にもそれに対応する古生代の造山帯があります。また、オーストラリアにもみられます。そして、この造山運動のモラス段階にできた地層というのが、旧赤砂岩、オールド・レッド・サンドストーンといわれているもので、魚類の化石がたくさん出てくる地層として有名です。

それからパリスカン造山運動というのは、だいたい4億年前ぐらいに地向斜段階がはじまります。このパリスカンという名称は、この山脈の構造を研究したオーストリアの地質学者のシュースが、この山脈のある中部ヨーロッパのザクセン地方の先住民族 パリスキー にちなんでつけた名前です。ウラル山脈やアメリカ東部のアパラチア山脈の一部がそうです。それから蒙州の東のほうにもあります。アジアでは日本にもあるのですが、なかでも天山山脈が有名で、案外知られていなかったのが興安嶺です。つまりこの造山帯は、日本から興安嶺につづき、さらに中国大陸でアルタイなどのカレドニア造山帯の南側をずっと通って天山につながっているわけです。それから、チベットの南側を回って北ベトナムあたりにつながっている別の一帯があります。アフリカにも、また南米にもみられます。図4-1に、日本列島を中心にしてみた地質構造図を示します。

造山運動と地球の進化

ところでこういった造山帯はすべて、さきほど日高で申しあげましたような、空間の規則性、発生の規則性というものをもっています。それは、古ければ古いほどこわれていてわかりにくくなっていますが、造山帯の原則というものは貫かれています。

そしてもう一つ大事なことは、こうした造山運動が歴史上のある時期に、いろんな地域で相呼応しておきているという事実です。つまり、造山運動というのは、地球上のかぎられた地域にだけおきたり、地方地方で勝手にばらばらに始まるものではなく、世界中である時期を区ぎって、互いに関連ある現象としてあらわれている

ということです。図4-2にみるように、地向斜段階での初期火成活動の時期、造山時の火成活動の時期にはっきりとした同時性がみとめられます。またモラス段階というのも同時に始まっています。

つまり、造山活動というものは、ある時期に汎地球的規模でおこっているというわけです。そして地向斜段階では、いまの陸地にも海成層が堆積したのですから、当然に、海は大きく広がっていました。逆にモラス段階では、海退がおこったので、陸地と海は変化しつづけたのです。また、造山運動によって大きな山脈ができれば、気候の変化が各地であらわれます。こうした環境の変遷というのは、生物相にも大きな影響を及ぼしています。各時代における生物の繁栄や消滅というものは、造山運動という背景を抜きにしては論じられません。

そういった意味で図4-2には、ごく大ざっぱにですが、こうした関係を示しておきました。この図にみられるように、造山運動を語るということは、同時にまた地球の歴史を語ることでもあるのです。つまり、造山運動というものを、地殻だけの運動に限定してイメージをつくっていただいては充分ではないということです。

編集 それは、たとえばどういうことですか。井尻 いまのお話しにそってわかりやすいと、たとえば、同じ古生代に一括されていまして、カレドニア造山の時代とパリスカン造山の時代とは、生物相にも革命的な変化が生じています。

たとえば、カレドニアの時代の陸地には、まだ緑の植物はすくなく、したがってそれを捕食する動物もすくなくあったわけです。それまで地球は、見渡す限り禿山の連続でした。ところがパリスカン時代には、すでに緑の植物が大量に陸地をしめ、それを追うようにして陸上動物が繁栄したのです。カレドニア時代には石炭層はできませんでしたが、しかし、パリスカン造山帯は、ヨーロッパやアメリカの大石炭層によって特徴づけられています。このように同じ古生代といっても二つの造山運動の間には、生物相にも著しい差異がみとめられるのです。

また、アルプス造山運動へとつづく時代には、いよいよ水から離れ、はじめて海をすてさった動物、陸上の乾燥した気候に耐えられる丈夫な殻につつまれた卵をもつ、は虫類の全盛時代がやってきました。しかしこれは虫類も、アルプ

ス造山運動が最高潮にたつする白亜時代をさかいて、急激に姿をけしてゆきます。かわって、胎盤をもつことによって寒暖の変化に耐えて生存できる哺乳類が繁栄してくる こういった次第です。

このように造山運動というのは、生物の進化ときわめて密接な関係をもって発展してきております。以上のことは、カレドニアとかパリスカンという耳なれない名称をどうしたらなじみやすくし、血をかよわせようかということでも私なりに苦労した言い方をしたわけで(笑)、この辺のことはそう簡単に説明できることではなく、やりだせばきりがなところなので、また別に特集でもくんでください(笑)。ここでは興味深い歴史的事実を申しあげ、造山運動というのは、常に地球の進化の過程に結びついた、ぼう大な内容を含むものとしてとらえていただきたいと、それだけをお話するとどめます。安定帯

古生代以前の造山運動と大陸地殻の形成

湊 ところで本日の話の一番最初のところで、造山帯というのは、古生代以後に造山運動のあった場所だという定義をしておきました。それでは安定帯はどうかという話にうつります。安定帯というのは、古生代以前に造山運動の舞台になったところですよ。

現在地球上で最古の花こう岩というのは、37~38億年前のもので、それ以来少なくとも10回から20回の造山運動が地球上であったといわれております。地向斜の海に堆積物がたまる、そうすると、その一部は花こう岩に変わるというようなことを繰り返してきた。したがって大陸地殻というものは、どこへ行っても花こう岩層

花こう岩からできているという意味ではなく、主要な部分がそういう岩石でできておることです。そういう結果になっている。もちろん、そういった20億年とか25億年前の造山運動のモラス段階がどこで、変成帯がどうだという関係は、全部が見届けられてはおりません。ただしそれは必ずしも不可能ではなく、たとえばスウェーデンなどでは、始生代の造山帯のフリッシュやモラスがきちんとつきとめられております。

このように大陸地殻に関する限り、造山運動が何回となく繰り返されて、そして最終的には花こう岩層というものが広く形成されることになったというように考えられるのです。

注 楕状地^{たてしようち} = カナダ・ブラジル・オーストラリア・中国・インド・アラビア・アフリカ及び北欧その他の大陸には、先カンブリア紀の岩石が広く露出している地域がある。それらの地域では、一般に、それを被覆する古生層・中生層・新生層はあっても薄く、火山噴

出物を欠き、地層の変形・変成がほとんどみられない。このことは、古生代以後、これらの地域では造山運動がなかったことを示している。一般にこうした地域は、あたたかも西洋の騎士の楕^{たて}のような形のひろがりを示すので、楕状地とよばれている。(漢)

図4・1 - 日本列島を中心にした地質構造図<アルプス造山帯のうちジュラ紀以降のものは省略>

<原図・湊 正雄>

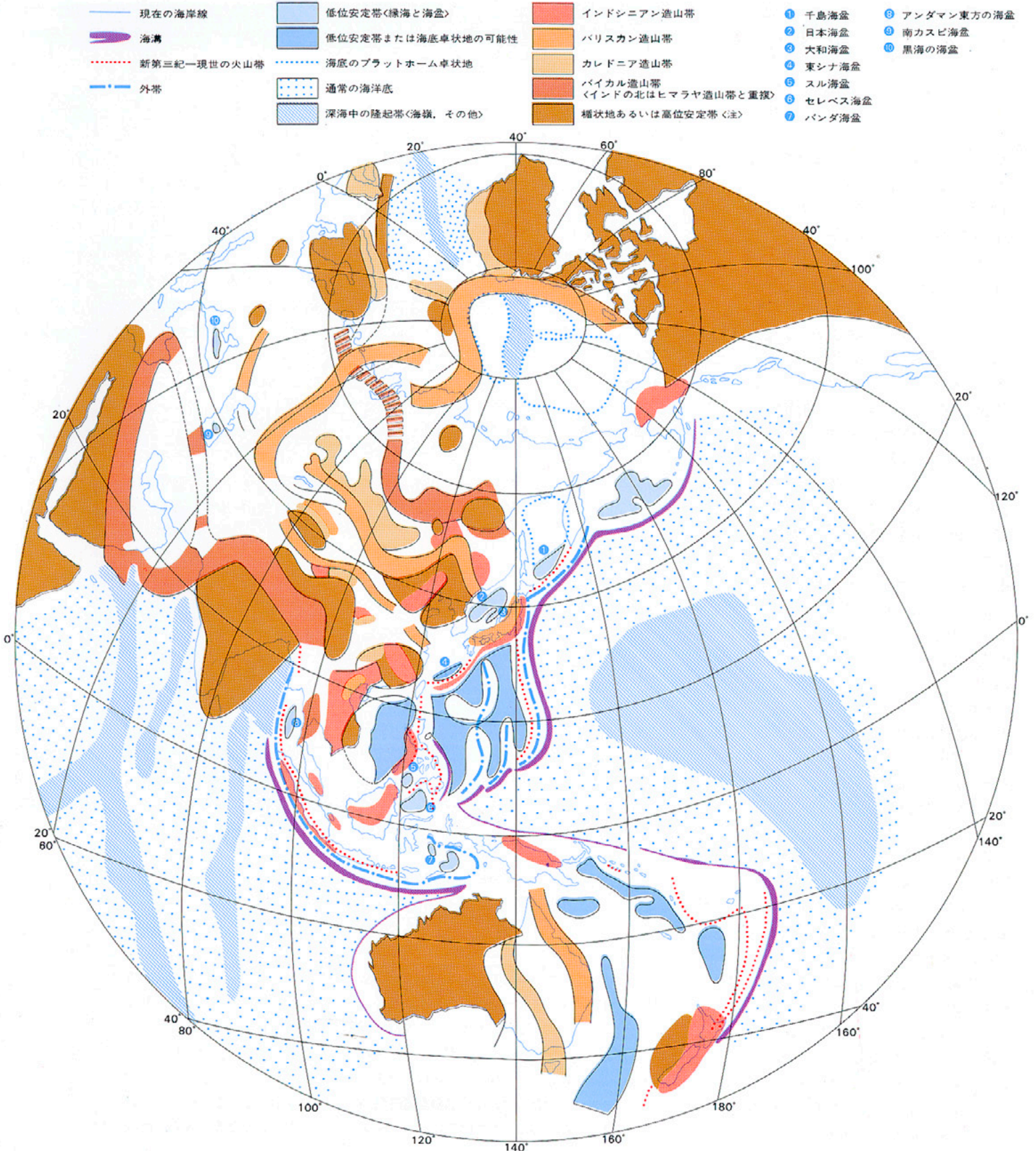


図4・2 - 造山帯と造山運動の過程



大洋地殻をめぐる

大洋地殻の調査

星野 この座談会の一番始めのところで湊さんが言われましたように、最近では、海の地殻は大陸の地殻とは違うということになっております。大陸地殻というのは、すでに今世紀の10年代には、だいたい判明しておりますが、大洋地殻の方は、なかなか調べにくいわけです。大洋地殻の最初の調査の一つは、1882年から1986年にかけて、有名なイギリスのチャレンジャー号という世界一周の深海探検船によって行なわれました。深い海の底の泥や砂をさらってきて、その中の鉱物を調べたわけですが、そのさいに海の中の鉱物というのは、かなり珪酸分が少ないということがわかりました。

また、19世紀から20世紀にかけていろいろな島の地質が調べられました。そうしますと、どうも海のまっただ中にある島の岩石、特に火山岩というのは、大陸地域に分布する火山岩とは非常に違う。これもやはり珪酸分の少ないもので、つまり花こう岩のような岩石とは非常に違うということがわかってきました。特に太平洋の中の、海溝に取り巻かれている部分の島の岩石とは、大陸のものとは非常に違う。したがって、この海底を構成している物質は、大陸のものとは違うということが1910年代の始めごろ言われていたわけです。

ところで第二次大戦後になりますと、この海底調査というものが、資源的な理由や軍事的な理由から非常に発達しました。その一端としては物理的な手法を使つての海底の調査というものが非常に発達した。その一つは、ダイナマイトを使って人工的に地震を起こし、海底を伝わってくる地震波の速さを調べるという方法です。この方法は現在に至るまではやっているのですが、これで見ると、やはり大陸の部分と海底の部分とは非常に違います。つまり、先ほどらしい、いろいろ言われている花こう岩層とい

うのが、この海の中にはないというようなことがわかってきたのです。

大洋地殻と大陸地殻

現在、大洋底の地殻というのは、一番上にごく薄い泥やプランクトンの遺骸の集まった層がある。これは場所によって1kmから数百mの厚さで、これを第一層と言っております。その下に第二層と呼ばれるものがある。この層については、現在定説がなく、第一層の泥や砂が固まったものという説や、あるいは地球の内部から吹き上がってきた火山物質がたまつたものという説がありますが、ともかくそういう第二層があります。

それから第三番目の層は、玄武岩層で、これは大陸地殻の花こう岩層の下をつくっているものと大体同じものだろうと言われております。そういう三層構造になっている。もちろん、その上に海の水があるわけですから四層になるわけですが、そういう四層の全部の厚さを足してもせいぜい12kmぐらいです。

先ほど湊さんのお話しですと、大陸では厚いところで60km～70kmというような数字が出ておりますから、大陸に比べると海の方は、その厚さも違えば、でき方も違うという、そういうことになっております。図5-1は、このような大陸と大洋の地殻構造のちがいについて、ごく大ざっぱに示したものです。

現在の問題点をめぐって

それから、もう一つわかってきたことに、縁海のことがあります。従来は、オホーツク海とか日本海とかいう縁海は、たとえ海の水が上をおおっていても、その底はかつての陸地が沈んでいるものであって、地殻の構造からいけば、大陸と同じであると考えていたわけです。ところが1950年代の半ば以降、いろいろ地球物理的な手法を使って調べてみると、こういう海の中の深い部分は、全く花こう岩質の岩石がないところだということがわかってきました。それで、こういった縁海の成因というものが、いま地球

科学の上で問題になってきた。そういうことがあります。

だいたい海の底というのは、かなり平らなところが多いのです。ところが、海の底にはまっ平らなところだけでなく、非常に大きな山脈があることが昔からわかっていたわけです。北極海をはじめとして、大西洋、太平洋、インド洋などの海のまん中には大きな山脈があります。たとえば大西洋についていいますと、ヨーロッパ、アフリカ、それから南北アメリカのちょうどまん中にS字型をした大きな海底の山脈があります。それは延々と南北2000kmぐらいにわたって続いています。

そしてこの山脈の上には、溝みたい谷があります。しかも地震の浅い震源がこういう谷のところに非常にくっついて分布しているという事情から、こういった海底の山脈というのは、地球内部のマントルから物質が湧き上がってくる湧き出し口である。このようにいわれているわけで、これがいまさかんに言われているプレート説の拠りどころの一つです。

ところが、必ずしもそういう事ばかりではないので、実はインド洋の海底の山なんかを見てみますと、インド洋のまん中の中央海底山脈と言っているところでは、地震があります。ところがその東の方に東経90度の線に沿った海底の山脈がありますが、ここには地震なんか全くありません。それで成因的には別なことが言われています。

それから、もう一つオーストラリアの西へ東西に延びる山脈がありますが、ここからは非常に古い変成岩が出てきます。そのため、ここはもうオーストラリア大陸の続きだというようなことも言われております。

最近では、こういった海底の山脈のあちこちから花こう岩がとれています。先ほどの舟橋さんのお話しですと、花こう岩というのは、マントルの深いところから湧き上がってきたものではないということですから、この事実は、先ほどの地球の内部からの湧き出し口という考えとは矛盾してくるわけです。そのため、氷河によってそこまで運ばれたのだとか、いろんなことが言われております。この辺のことも現在、一つの問題点になっております。海底の地殻の様子というのは大体そういうようなことです。

なお最後になりましたが、図5-2は、日本近海の海底地形図です。この図では、意識的に水深

図5-1 大洋地殻の模式図

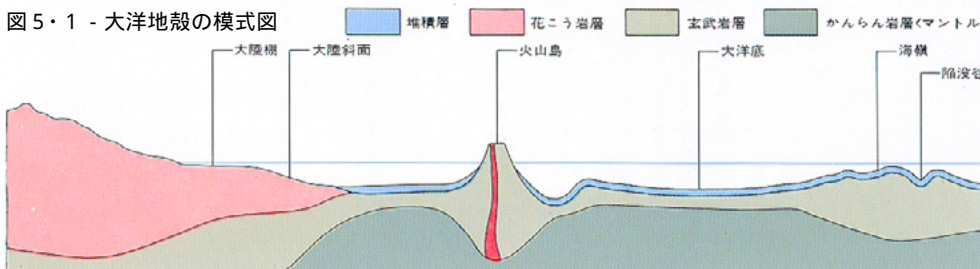
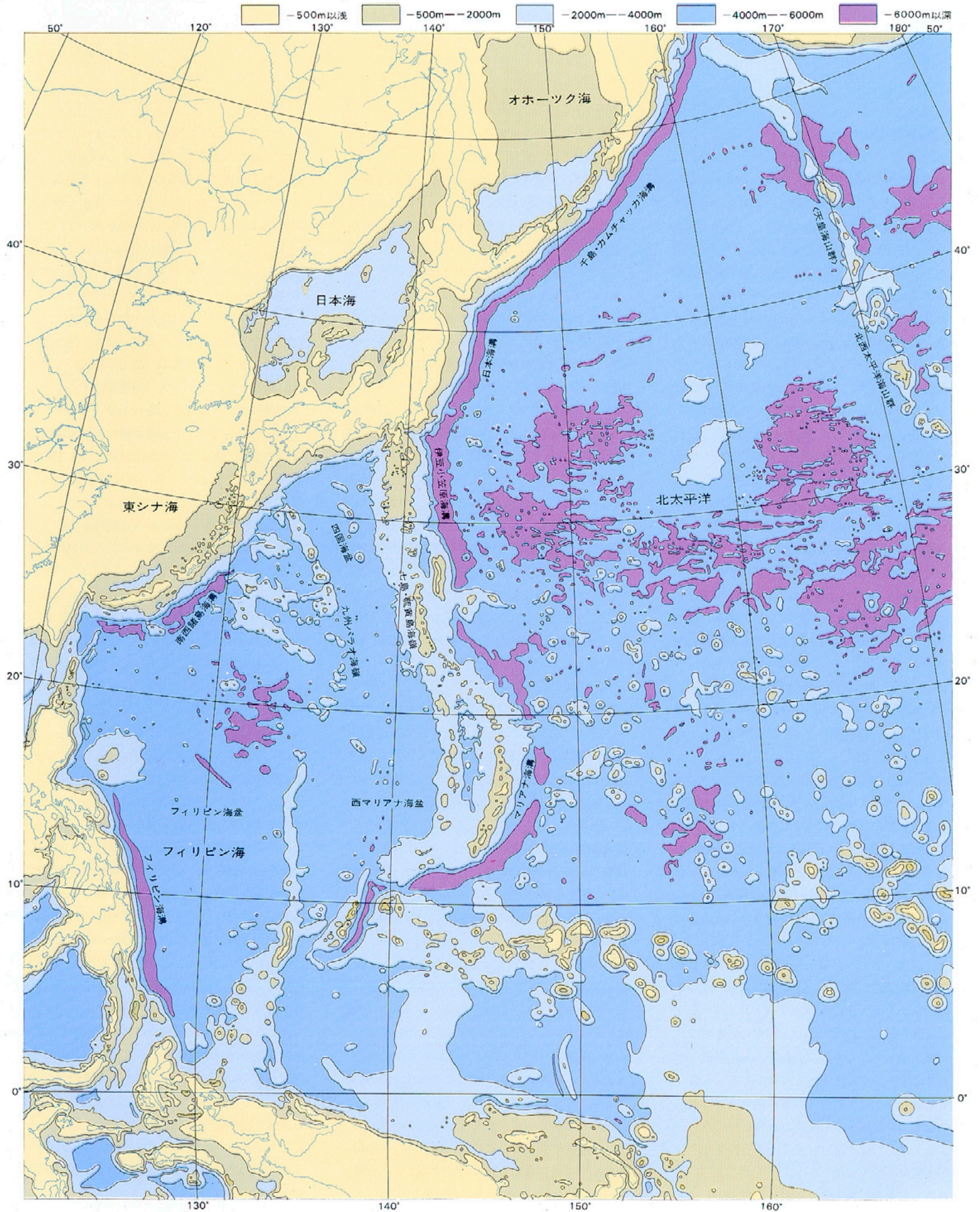


図5・2 - 日本近海海底地形図

<水路図誌複製海上保安庁承認第500036号>



2,000mを境として色相を分けています。人間はなんといっても陸上の生物ですから、海水におおわれた世界を感性的にとらえることは非常に苦手です。しかし陸と海との境界というのは、地史的にみて非常に変動のはげしいものですから、地殻ということを考えるからには、海水をとりさった地球、つまり干上がった海底を陸に加えてみていかないとけない。その意味で、この図は大変参考になるのではないかと思います。

湊 天皇海山脈なんか非常に花こう岩があるといえますね。
星野 そうです。それから、九州とパラオをつなぐ海底の山脈がありますが、そこから最近とれた花こう岩などは、ほとんどその場所で欠けてきた石ということ。よそから運ばれてきたという考え方はちょっと無理だろうと思います。それからイースター島という古代文明のシンボルのような島、大きな石の像のつくられた有名な島が太平洋のまん中にありますが、ここから珪酸分の多い石が出てきています。

湊 それから、ヤップなんかでも、青木さんや小島さんが行きまして、花こう岩の礫がたくさんあるのを再確認してきてますね。それもかなり大きなものだそうですね。

星野 つまり、そういう大陸地殻とは全く違うといわれている海の中、海底の山から陸的の要素を持った岩石が至るところでとれているということなんです。

編集 海底の調査では、地球物理的な方法以外では、どのようなことをやっているのですか。

星野 海底の調査のもう一つの手法としては、実際にボーリングするということが行なわれています。いまアメリカでグルマー・チャレンジャー号という船を使って、大体6000mぐらいの深海の底を1000mぐらいまで掘るというようなことをやっております。

大体、先ほど言った第一層（堆積物の層）と第二層、堆積物が固まったものか、あるいは地球の内部から出てきた火山物質か、よくわからないと言われるこの第二層の上部ぐらいまでは、地球上のあちこちの海で、実際にものを取っております。いずれ、もっと技術がどんどん進みますから、大陸に比べて非常に薄い大洋地殻についても、地殻全体の実際の資料を手に入れることが、そう遠くない将来にできるのではないかと思います。

編集 さきほど湊先生が示された図4-1では、

縁海の海盆を低位安定帯としておられますが、それはどういう意味なのでしょう。

湊 縁海は、太平洋などと同じく、地震探査によれば花こう岩層を欠いており、星野さんの話にあったように、上から、未凝固の堆積岩から成る第一層、ついで厚さ4~5km内外の第二層があつて、その下に、直接に玄武岩層が存在することになっています。そのみではなく、縁海はかなり深く3000~4000mに達します。それで一見、太平洋などと同じく海洋のようにみえるのです。こうして縁海は、簡単に海洋地殻から成るとみなされているのです。

しかし、構造発達史や古地理学といった視野からみると、縁海はまちがいがなくかつては大陸であり、そこには花こう岩層もあつたと思われるのです。おそらく花こう岩層を構成していた変成岩・片麻岩・ミグマタイト・花こう岩類は、長期にわたる浸食によって失われたものらしく思われるのです。そう考えるべき根拠が多いのです。さらには、それらの変成岩や花こう岩類は、楯状地にみる先カンブリア時代の岩石を含んでいたと推定される根拠もあるのです。したがって縁海は、楯状地に比べれば、単に低い位置を占める安定帯であり、低位安定帯と呼ばれてきたのです。

私どもは、縁海の玄武岩層といわれているものの本体は、楯状地をはじめ大陸地殻の場合と同じく、変成度の高い片麻岩・ミグマタイト・結晶片岩をはじめ、超塩基性岩などから構成されると推定しています。もちろん玄武岩などではありません。

海水準変化と地殻変動

編集 星野先生に海溝のことに付いて、また図5-2の説明のさいちょっと触れられました、海水準変化と地殻変動のことに付いておききたいのですが.....

星野 その辺の質問にお答えすると、自説を述べないわけにはいかないのですが(笑)、まず海溝というと、ふつう海面からの距離(深さ)が大きいところとして考えられていますね。それも事実ですけれども、さきほど触れましたように、海水をはぎとって考えれば、海溝の底というのは、地球の中心に一番近い地球の表面という事実しか残りません。地表面の高さあるいは海底の深さというのは、一般に現在の海面を基準にして考えられていますが、しかし海面の位置は、地史的にみるとけっして不動のも

のではなく、大きな変化をしています。ですから地表面の高さや海の深さ、あるいは地殻の隆起量や沈降量というのは、地球の中心を基準にして考えるべきで、海面というのは副の物さしにしかすぎないというのが私の考えです。

そういった意味では、陸と海というのは、地殻構造のちがいで分けるべきではなく、単に海水におおわれているかどうかで分ければよいのです。現在の海岸線は、あくまでも現在という時点での陸と海の境なのです。事実、海溝の陸側斜面にまで大陸地殻がのびているということは、ひじょうに古い時代の海岸線はそこにあつて、当時は、そこで陸と海とが分けられていたことを物語っています。地質時代の海岸線の位置、つまり、海面のレベルは、歴史とともに次第に上昇してきました。いいかえると、地球の中心からはなれてきたということです。

海面の位置が地球の中心からはなれるということは、結局、地球が大きくなって、地殻の表面が地球の表面から遠くなったということの結果です。地球が大きくなるということは、奇想天外のことではなく、古生代に比べて現在のほうが地球の自転速度が小さい、といったようなことにも表現されています。地球の膨張という耳なれない感じがしますが、これは、ゴム風船がふくれるようなイメージではなく、紙風船がふくれはじめるときにはでこぼこにふくれますが、そのようなイメージです。そして、これが地殻の隆起運動なのです。

第三紀の終りから第四紀のはじめにかけて、世界中のすべての高い山脈がつくられましたが、この時期の浅海性化石は、大陸斜面の下部に広く分布しています。そして、海底峡谷の末端水深や深海の平坦面が世界的に斉一性をもっていること、さらには堆積層の形態や動物地理的事実なども考慮して、私は、この時期に海水準は2,000mほど上昇したと考えております。このような大規模な海水準上昇は、海洋底の隆起以外には考えられません。従来は、アイソスタシー説にもとづいて、陸域で地殻が隆起すると、海域の地殻は沈降するといわれていましたが、事実はそうではなく、海域の地殻も隆起したのです。そして海溝というのは、隆起した海洋底とほぼ不動の大陸地殻末端との境界に形成されたのです。いいかえると、地球全体に隆起運動があつたわけで、私はこれを地球の膨張といっています。

グリーンタフ造山運動

最も新しい造山運動

編集 藤田先生がいわれているグリーンタフ造山運動というのは.....

藤田 さきほどの湊さんのお話しにありましたように、従来は、中生代末以後の地殻変動はすべて、アルプス造山運動として一まとめにされていたのですが、太平洋のまわりやヨーロッパのアルプス造山帯付近に、従来いわれてきたアルプス造山よりも新しい地殻変動があるらしいということがわかってきました(図6-6)。それがグリーンタフ造山といわれるものです。

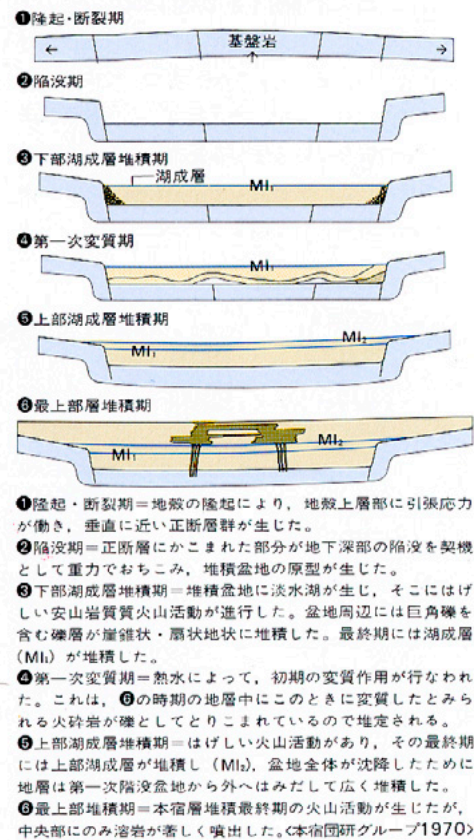
グリーンタフという呼び名ですが、これは、この運動が始まった最初の時期が非常にはげしい海底の火山活動によって特徴づけられていて、この時期の大量の火山噴出物がグリーンタフとよばれているからです。グリーンとは誰でも知っているように緑色のことです。タフとは火山灰が固まってできた岩石のことで、一般に凝灰岩とよばれているものです。この凝灰岩が緑色をしているのは、凝灰岩が地相斜の海底におしこめられたときに、造山運動の一過程としての変質

図6・1 - 東北日本におけるグリーンタフの分布
<前期中新世 中期中新世>



作用を受けて、緑色を示す変成鉱物が生じたからです。みなさんがよく知っている大谷石(栃木県産)がグリーンタフの代表例です。図6-1に東北日本におけるグリーンタフの分布を示します。グリーンタフ造山運動は、いまから2,600万年ぐらい前には始まり、ほぼ500万年ぐらい前に終了し、一部には、その後も引き続いて活動していたとも考えられる最も新しい造山運動です。ところでこのグリーンタフ造山運動を、欧米をはじめ古くから知られている一般の造山運動とくらべてみますと、いろいろの点で違いがあります。そのため、造山運動のなかまからはずされて、グリーンタフ変動ともよばれています。なぜかといいますと、まず、ふつうの造山運動の寿命は1~2億年でいのですが、この変動はわずか2,600万年と短いことです。また、一般の造山運動で生じる地層の厚さは1~2万mにも達しますが、この変動で生じる地層の厚さは、5,000m~1万mと薄いことなのです。しかし、一つには造山運動というのは、新しいものほど寿命が短い傾向があるのです。ですから、一番新しいグリーンタフ造山の寿命が短いといっても、とくに不思議はないのです。ま

図6・2 - 本宿層堆積期の構造発達史

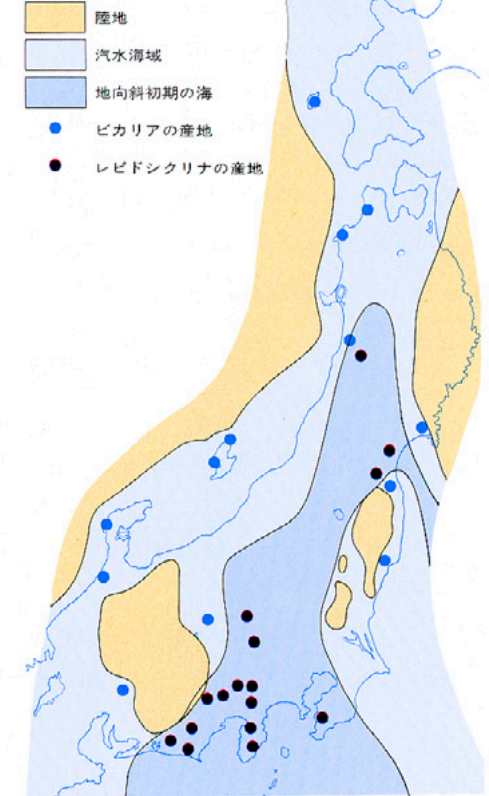


た、グリーンタフの変動にみられる地層の厚さ、つまり沈降運動の量は、いわゆる一般の造山運動のものにくらべてたしかに小さいのですが、たとえ沈降量は小さくても、沈降によって造山運動の重要な要素である変成岩や花こう岩などをもたらしていますから、まちがいなく造山運動といって差支えないのです。

グリーンタフ造山運動の発生から消滅まで、ところでグリーンタフ造山の発生、すなわちグリーンタフ地相斜のはじまり方には、非常な特徴があります。一般の造山運動では最初、浅い海に泥や砂がたまって地相斜の海ができるのですが、グリーンタフ造山の場合には、こうした地相斜の海ができる前に、次のような変動が先行しているのです。

まず、陸上に一辺が20 kmたらずの多角形の地域を一単位とした、たくさんの隆起部が出現します。そして図6-2にみるように、この隆起部は、割れ目ができるためにやがて陥没し、多くの湖が生じます。それらの湖にははげしい火山活動がはじまり、火山噴出物によって陥没盆地は次第にうめたてられます。やがて、こうした陥没盆地群の発達する地域は、次第に沈みはじ

図6・3 - グリーンタフ地相斜発生期の東北日本の古地理<前期中新世 中期中新世>



めます。このために、海水が入りこみ、いわゆる地相斜の海が出現するのです。

一般の地相斜では、この段階から地相斜がはじまるといわれているのですが、グリンタフ地相斜の場合には、その前にいまいったような隆起

陥没 火山活動という事件がおきています。それで、こういった地相斜の発生の特性というのが、果してグリンタフ造山だけのものなのか、それとも一般の地相斜にも存在していたにもかかわらず、だれもが気づかなかったのか、いずれにしても、地相斜の発生の問題として今後に残されています。

こうして地相斜の海の底が沈むにつれて、そこに供給された堆積物は、地層として残されます。東北日本を例にしますと、地相斜の海が最初に入りこんだのは、図6-3のように現在の背梁山脈の地域です。こうした地域を皮きりにして、次つぎに、沈降と地層の堆積がすすんだわけですが、この場合地層の分布をきめる沈降運動のすすみ方に、一つのクセ（法則）があります。図6-4にみるように、日本列島の中心に近い部分からはじまった沈降運動は、時代がたつにつれて、その運動の中心部が次第に日本海側へと移動していくのです。

この傾向は、日本列島という大きなスケールであられるだけでなく、グリンタフ地相斜をつくる一つ一つの小さい沈降盆地（堆積盆地）にも、これと似たような傾向がみられるのです。図6-5は、仙台市と福島市の間の小さい堆積盆地群にみられる沈降の中心部の移動を示したものです。すべてが南東から北西へと移動してい

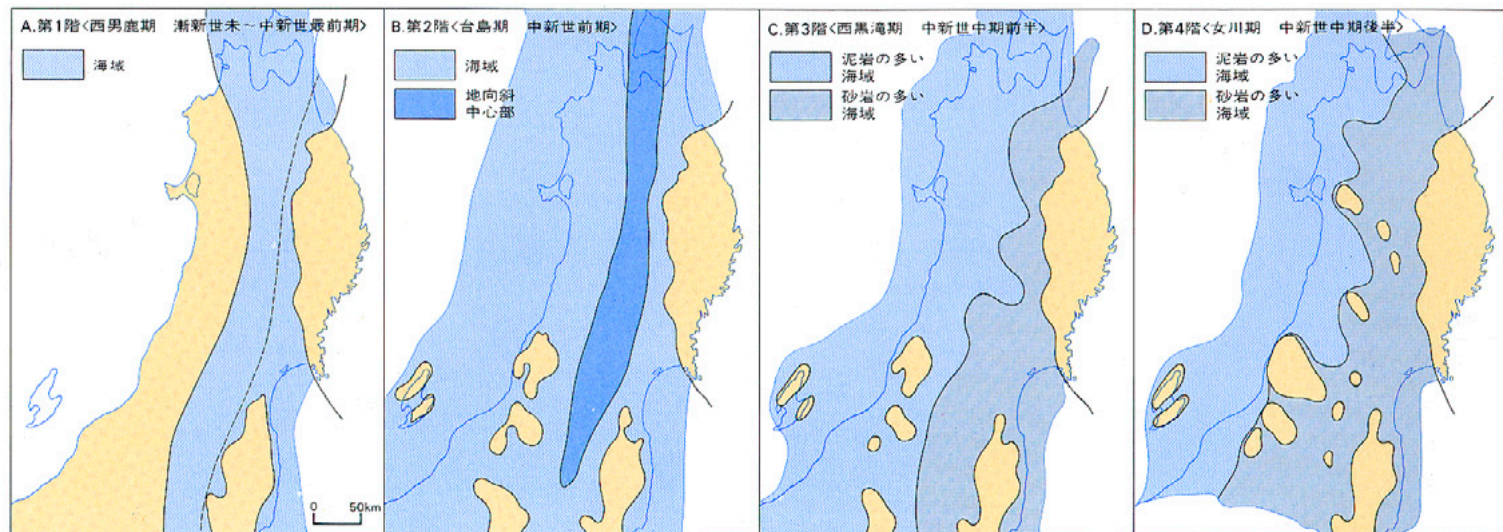
ます。このために、下位の地層と上位の地層の重なり方は、お刺身を重ねたようにずれていきます。ちょうどこの形は、将棋の駒が倒れた姿に似ているので、私たちは将棋倒し構造とよんでいます。このように、沈降の中心部が、つねに一方へ移動するという傾向は、グリンタフ地相斜の場合だけではなく、すべての地相斜、すべての堆積盆地にあてはまるらしいのです。さて、沈降運動が局限に達しますと、その前につもった地層は、地相斜の地下深くおしこまれます。おしこまれた地層は、高い圧力とより高温の条件におかれ、そこへ、地下深部からのエネルギーをうけますと、地層は変成作用をおこして変成岩が生じます。グリンタフ地相斜の場合にも、このように地下深くで変成作用をうけている場所があります。図6-7と図6-8は、丹沢地方のグリンタフ地相斜の様子を示したものです。丹沢の場合、私たちの調査によりますと、最大5000～7000mの沈降があったときに変成岩の一種である結晶片岩が生じたのではないかという結論がえられています。

しかし、丹沢地方の地相斜は、他のグリンタフ地相斜のうちでは例外といってもよいほど沈降量が多いのです。グリンタフ地相斜の場合には一般に、最大沈降期でも2000～3000mでいどです。このために、結晶片岩のような変成岩はできないのです。たいていの場合、沈降期の火山活動にともなって、地下深部から供給される熱水の影響をうけて生じる変質岩しか分布していません。この変質岩こそ、いわゆるグリンタフ（緑色凝灰岩）そのものなのです。

地相斜の底深くでは、変成作用のほかに花こう岩の活動がすすむことも、さきほど日高造山のところで舟橋先生からくわしい説明がありました。グリンタフ地相斜にも、このような花こう岩の活動が知られています。グリンタフ地相斜の花こう岩類の規模は、一般に大きくありません。ただ花こう岩類の規模は、地相斜の沈降量と比例するに思われます。たとえば、沈降量の大きい丹沢地方の地相斜の花こう岩類の規模は、他のグリンタフ地相斜のそれにくらべて大きいのです。丹沢地方の花こう岩類の活動時代やその規模、あるいは活動の仕方などは図6-7と図6-8に示すとおりで、この図では、石英閃緑岩類というのがこれにあたります。地相斜の海底は、変成作用や花こう岩の活動が進行する頃から次第に干上がってきます。厚い地相斜の地層は、隆起する過程で次第に曲げられて、褶曲構造ができます。もっとも、地相斜の地層の褶曲は、水平方向から押されて生じるという考え方もありますが、私たちは図6-8のように、地相斜の下方からの力によって生じるという立場で考えています。

こうして地相斜の地層は次第に隆起してきますが、そのために地相斜の海は干上りつつ、次第に台地となりやがて山となっていきます。日本列島のグリンタフ地相斜の地域は、新第三紀の末期には、地相斜の部分は山地化したと考えてよいのです。丹沢地方の図でもよくわかるように、かつての地相斜の海はしばしば、隆起した山地の側方におしこまれた形で残されるのがふつうです。このような海は、次第に隆起す

図6-4 - 東北日本におけるグリンタフ地相斜堆積盆の移動<将棋倒し構造>



る地向斜の山が、風化・浸食され、そこからあらい出された土砂によって次第に埋立てられます。このように、地向斜の消滅期に、隆起する山から供給されて堆積する地層が湊さんのいわれたモラスで、グリーンタフ地向斜にも、丹沢をはじめ各地にそれが知られているのです。

古い造山帯の上に新しい造山運動が発生した

火山列島の土台と骨組み

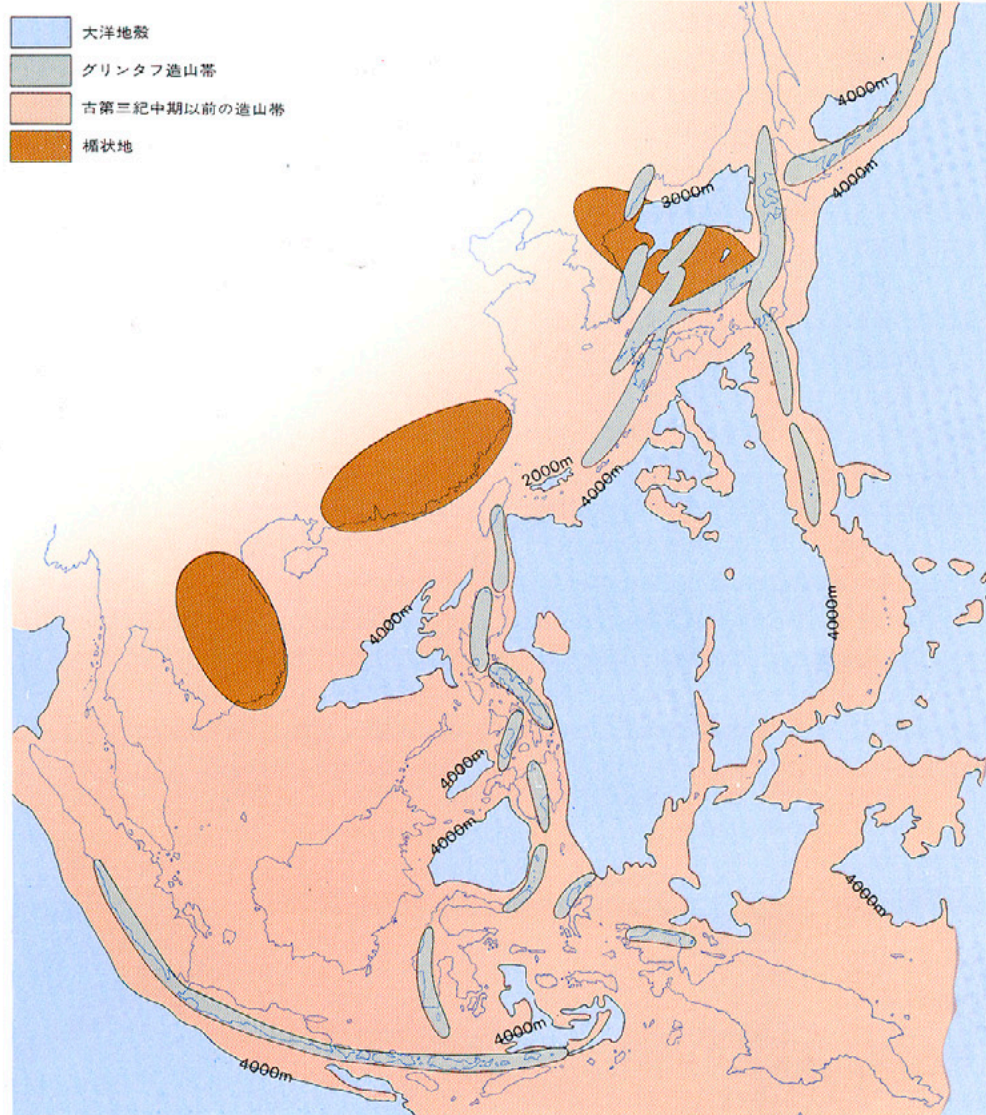
ところで、グリーンタフ造山は、図6-6にみるように日本列島だけでなく、古第三紀までに完成したかみえる大陸地殻の部分に発生しています。しかも、図にみられるように、日本海の深海で代表される内海が、この大陸地殻の内部に発達したということは、グリーンタフ造山運動がはじまってから、極東の大陸地殻は、大規模に破壊されたのではないかという考えをみちびくのです。

一方、最近ではグリーンタフ造山に限らず一般の造山運動においても、古い造山帯の上に新しい造山運動が一度ならず重なって発生するのがふつうであるという考え方がでてきています。これを多造山現象とよんでいます。たとえばヨーロッパでも、湊さんによれば、古生代中期以後のパリスカン造山帯の上にアルプス造山運動が発達していることが知られているのです。日本列島でも、中生代以後の造山帯の下には、おそらく古い造山帯がかくされているとみてよいでしょう。

こうした事実は、ひいては、大陸地殻がどのようにして発展してきたかという、大きな問題につながってきます。といいますのは、大陸や島

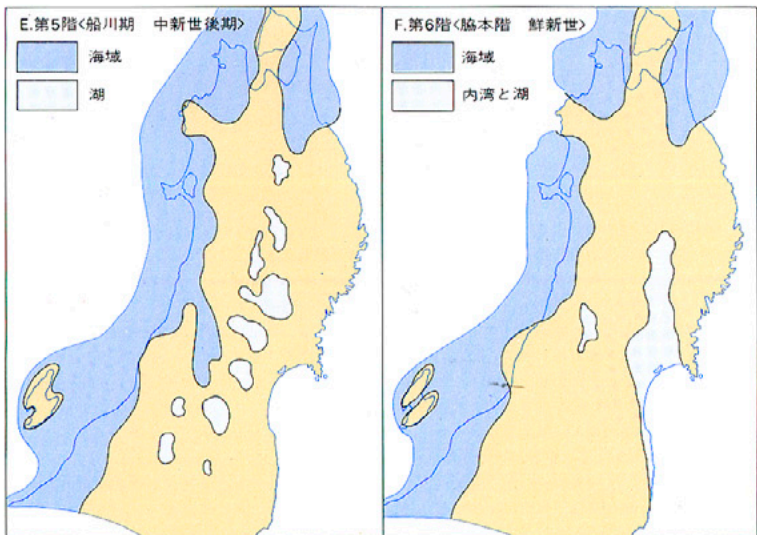
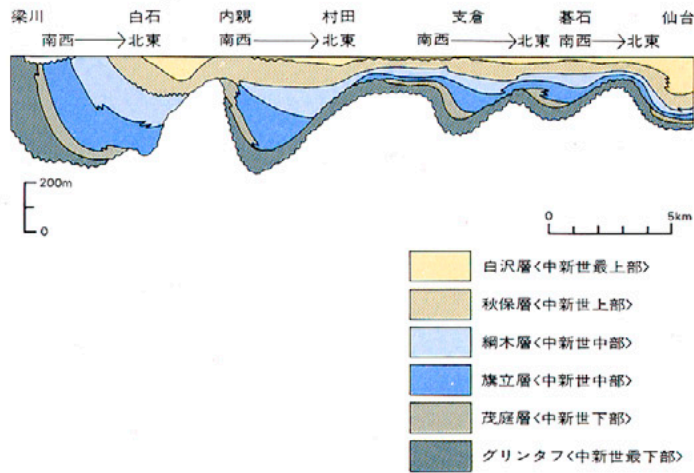
図6・6 - アジア東部の地殻分布図

<藤田, 1975>



<北村 信, 1959>

図6・5 - 仙台～梁川付近の新第三紀堆積盆地にみられる将棋倒し構造



弧をつくる大陸地殻は、古生代以前の先カンブリア紀以来の何回かの造山運動のたびごとに、その外側に向かってより広く成長してきたという考え方が、従来から一部に知られていたのです。この考え方は、大陸成長説とよばれています。この考えによると、大陸の岩石は、中心部が一番古くて、外側になるほど新しいということになります。

しかし、実際にはこのようなことはありません。それは、さきほどの図6-6をみてもわかりますし、また最近、日本列島でも先カンブリア紀の岩石と思われるものが、礫となってあちこちからでてきています。このことも、大陸成長説に合わない事実といえましょう。

いずれにしても、日本列島をつくる大陸地殻のおよその輪かくは、すでに先カンブリア紀の造山運動によって土台が形づくられていたものと思われます。そして安倍族（日本のパリスカン）ないし本州造山、広島変動、日高または四万十造山、グリンタフ造山などによって骨組みがつくれ、最後に、島弧変動によって補強されたと考えられます。

島弧変動

第三紀末～第四紀の地殻変動と火山活動
およそ500万年ぐらい前の第三紀の後期（中新世末）までには、グリンタフ造山のエネルギーは、ほとんどつきてしまいました。その後生じた主な地殻変動、すなわち第三紀末から第四紀の地殻変動を、私たちは島弧変動とよぶことにしています。もちろん島弧変動が発生してもなお、地域によってはグリンタフ造山の名残りが活動している場所もあるわけで、とりわけ、日本海側の地域 新潟や秋田などには、このことがいえるように思います。

島弧変動の特徴としては、次のような点をあげることができます。第一に、日本列島全域にわたって、一辺が50～200 km程度の多角形のブロックに分れて、それぞれが隆起するという事です。しかも、この一つ一つのブロックが不均等に隆起しますから、いわゆる傾動の形をとるのです。本誌のNo.10号で紹介されていた濃尾傾動盆地もその一つの例です。こうした運動の原因として私は、地下深部に生じたけた物質の上昇を考えています。また、上昇ブロッ

クの境目には、しばしば、とりのこされた凹地が残されると考えられます。それが今日の山間盆地をいみするのだと思います。

また、あるブロックには、しばしば大きな歪みがかかって、そのへりが断裂し、割れ目にそって火山が生じると解釈されます。これが今日の日本列島の火山現象としてあらわれているわけです。鈴木尉元さんは、こうした各ブロックの境界ないしはブロック内の断裂は、ときとして地下のかなりの深さにまで達し、しばしば、そのような部分に歪みが生じ、深発～浅発の地震現象が生じるものと考えておられます。

島弧変動においては、日本列島が一せいにブロック隆起するのですが、この時代には、さきほど星野さんの指摘されました、世界の海水準が2000 m上昇したという事件も加わっており、日本海溝をはじめ今日の日海溝ができるのもこの時代なのです。こんな次第で、今日の日本列島を特徴づける火山脈・海溝・地震の現象が、すべて、この新しい島弧変動の 申し子 ということになるのだと思います。

図6・8 丹沢山地の構造発達史

<原図・藤田+杉山 1975>

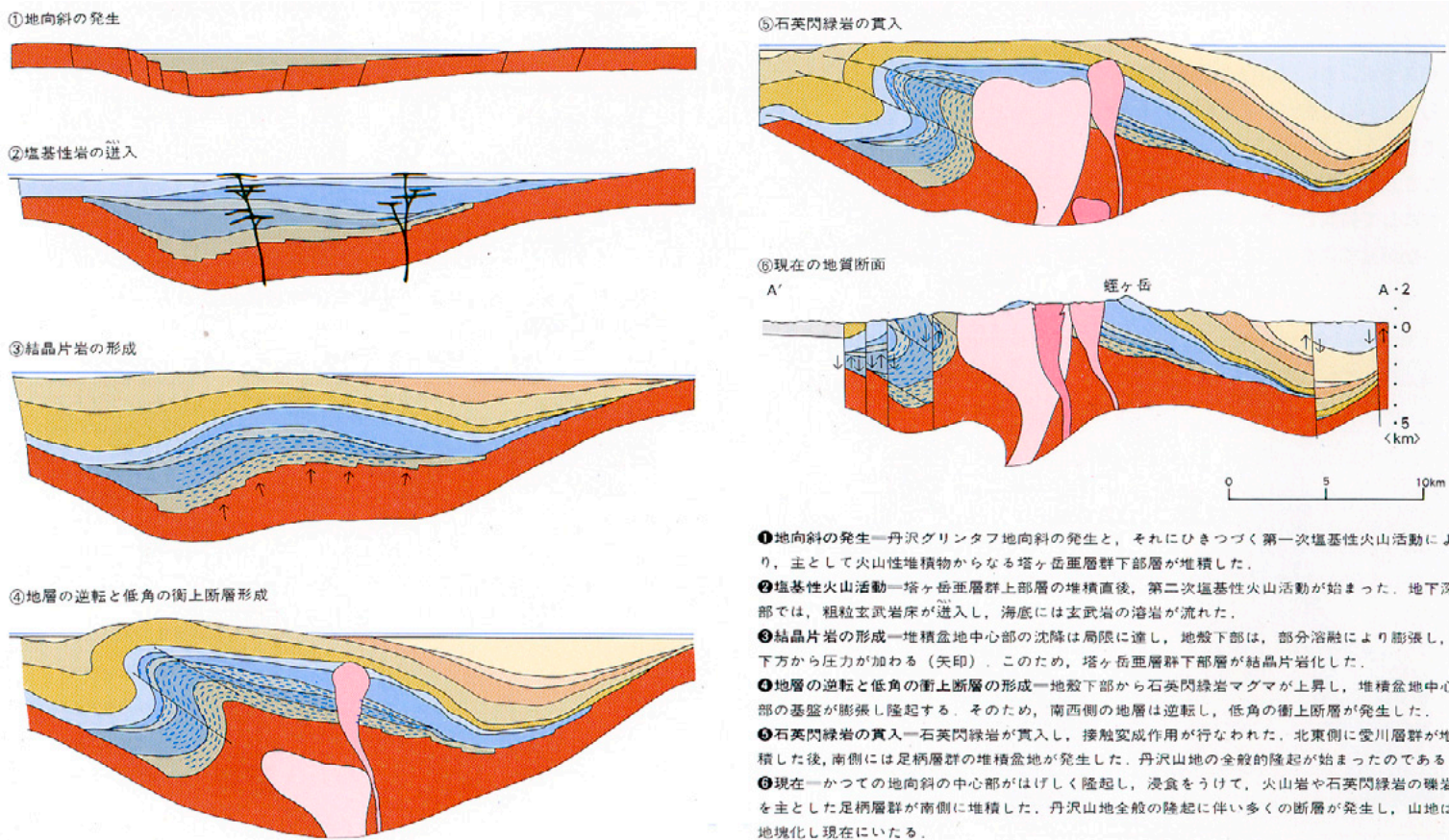
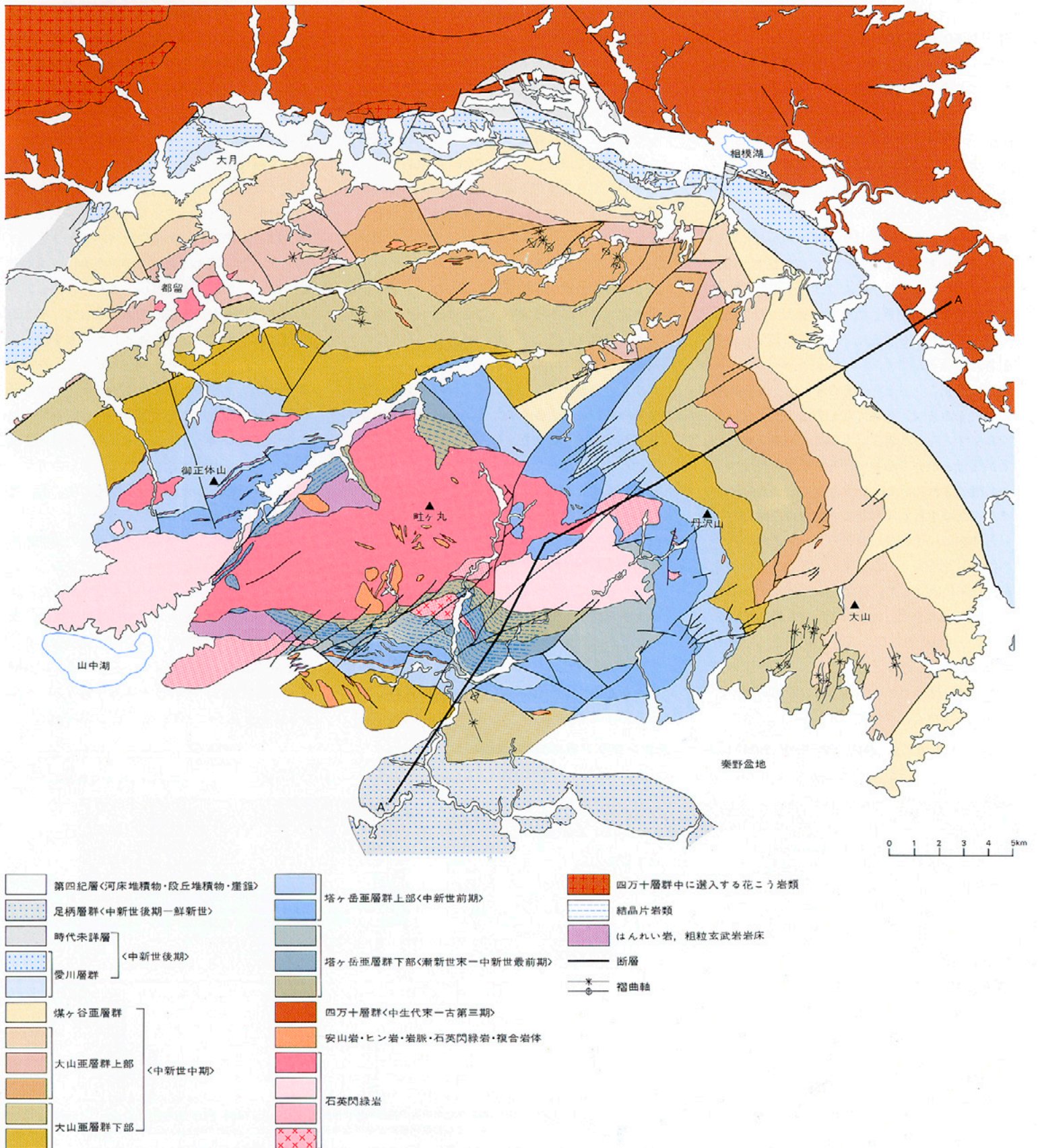


図6・7 - 丹沢山地の地質図

<資料 = 丹沢団体研究グループ・1973・1975, MIKAMI, K・1961, 鳥津光夫ほか・1971, 赤松陽・未発表, 滝田良基・1975 編図 = 丹沢団体研究グループ>



岩石も進化している

編集 さきほど湊先生から、安定帯というのは始生代、原生代を通じて何回となく造山運動がくり返し行なわれてきて、そして今の花こう岩層がつくられてきたというお話しでしたが、そうしますと、現在の大陸の安定帯というのも、一番最初の造山運動が行なわれる前は、海であったということになるわけですか？

湊 おっしゃるとおりです。頭がおかしくない限りそうお考えになるのが当りまえですね(笑) じつは、さきほど舟橋さんは、話が専門的になりすぎるためかお話しになりませんでした。舟橋さんたち岩石学者は、きわめて重要な仕事をされているんです。

それは、花こう岩というものを、古いものから新しいものまで、在来にない方法で調べた。そうしますと花こう岩というのは、石英とか長石とか雲母とかいう鉱物が、それぞれ何%づつ入って構成されているという、その定義からみれば、みないずれも同じ花こう岩なのですが、もっと詳細に、その長石の成分とかその他いろいろのことを吟味してみますと、花こう岩のつくられた年代によって、花こう岩が区別できることがわかってきた。たとえば、30億年前、3億年前、3,000万年前の花こう岩には、それぞれの違いがはっきりと識別でき、同じ時代の花こう岩は、世界のどの地域のものをとっても、ある共通性をもっていることがわかってきた。

これは、花こう岩がつけられた時代の共通の諸条件が、花こう岩の中に反映されるためだろうと思われておりますが、つまり、あの血も涙もない岩石にも、生物と同じように、一種の進化ともよべる原則がつかぬかれていることがわかった。だから、さきほどは、造山運動の繰り返しと申したのですけれども、それは、真の意味の繰り返しではないわけですね。始原的な物質は違い、できるものも違いながら、一種の繰り返しを行なってきて、そして大陸地殻ができてきた。

したがって、地殻というものには、最初に申しましたように解剖学的な原則があり、また、発生学的な原則があるということのほかにも、もう一つ、進化ということが伴っている。そういう結論になると思うんです。

このようなわけで、いまはミグマタイトとか花こう岩といっているものでも、その源岩が何であったかということをおおよそ推定していくことができるようになった。

そうしますと、過去にいけばいくほど、源岩に含まれる泥とか砂などが少なくなって、火山噴出物が多くなっている。図7-1にみるように、火山岩起源の地向斜物質が多くなっているわけです。そして、古ければ古いほど、珪酸の少ない火山岩になっていく。という、これはまさに、月がほうふつとしてくる。一面に玄武岩が流れている陸地があり、そうして他の半球は海であるとすれば、そこには、月の姿が浮かんでくるわけです。

地球における月の段階

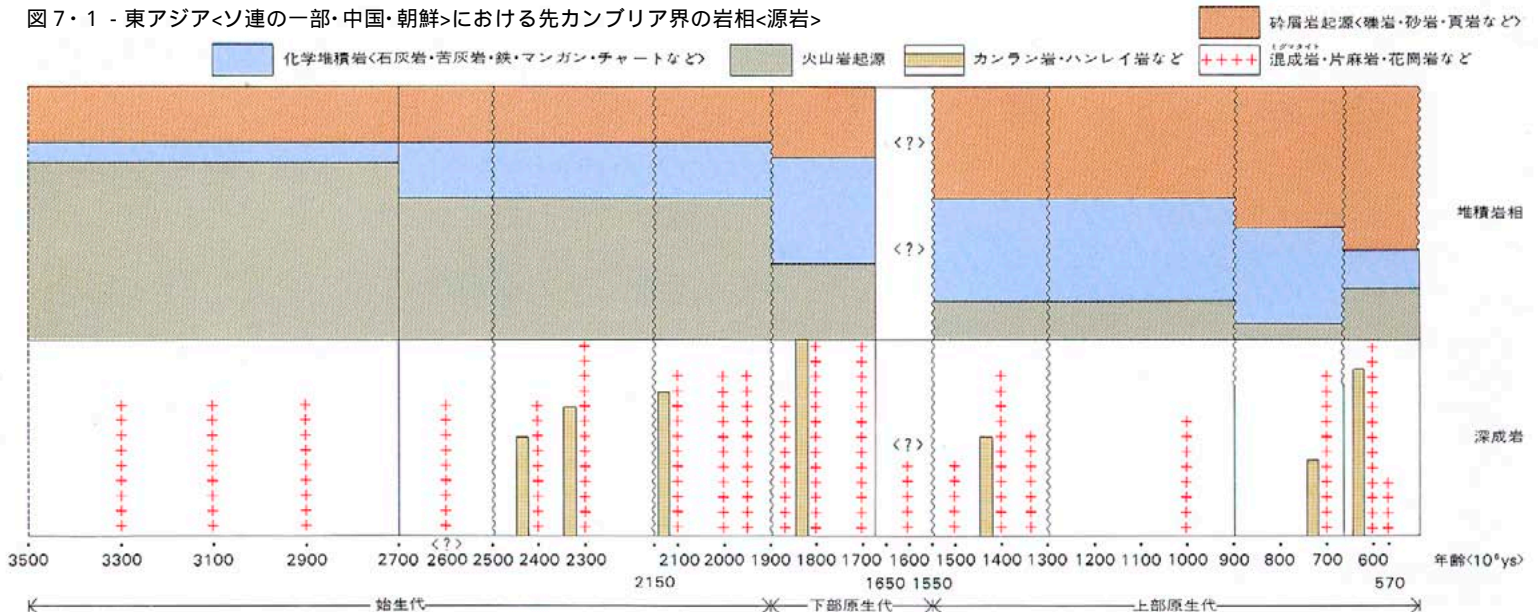
もちろん、その当時の地球の姿というものは、とても復元はできませんけれども、一応、玄武岩質の地向斜物質を堆積した現在の大陸が海であり、いまの海が陸地であったと考えざるを得ない。

では、この陸地は、現在のどの海であったかと考えてみますと、まず大西洋などは、これはそう古くないんです。北大西洋は、3億年ぐらいまでは陸地だったといういろんな証拠がある。たとえば、北アメリカの東岸にアパラチアという古生代の造山運動によってできた大山脈がありますが、この地向斜物質がどこからきたかという、これは大西洋側に陸地があって、そこから運ばれてきたことははっきりしております。

またノールウェーからスコットランド、そしてグリーンランドにつらなるカレドニア山脈の地向斜物質が、現在の北大西洋から運ばれてきたことも常識になっている。それは、地質の言葉では、北大西洋大陸とよばれているものです。こういうことから大西洋というものは、海になつたのは比較的新しいと思えるのです。

このようにして、かつての始原大陸の候補地から条件のあわないものをいろいろと除去していきますと、太平洋が始原的に陸地であった候補者になってくる。先カンブリアの時代には、太平洋は陸地で、現在の中国の内陸部が海であったという証拠もあるのです。そうすると、太平洋が大陸地帯で、そのほかは海であるという図7-2にみるような地球儀を想像していただく。

図7-1 - 東アジア<ソ連の一部・中国・朝鮮>における先カンブリア界の岩相<源岩>



これがまさに月のようなものです。片方は海、片方は大陸で、そこに行って取ってこられる石は、みな玄武岩であるという地球を想像していただく。これは、何も根拠もなくそういうことを言い出したわけではない。

詳細は省きますが、他の分野からの理論的なささえもある。地球がどうして核とかマントルとか地殻とかに分かれたかというのに、いろんな考え方がありますが、その中の有力な理論に、地球における月の段階を想定する理論があるわけです。その理論が正しいかどうかは私もわかりませんが、10億年もかかって1回動くという大きな大がかりな対流があれば、片一方は内部からの物質のはき出し口になり、片側は引っ込むということになる。片側が海、片側が陸のような月のような地形を、かつての地球も持っていたというモデルができていくわけです。

われわれは、太古の岩石とか堆積岩の性状からこういうことを考えだしたわけですが、それを全く別の側面から支えてくれる理論もあるということです。

地殻の構造発達における3つの段階

宇宙時代・月の時代・地質時代

ではその前の地球はどうかというと、これは隕石物質とか、そういうものの集まりだった。つまり、地球における宇宙時代です。それからいま申したような大規模な対流があって、陸と海に分かれた。そして、月と同じようなかっこうしたわけです。その陸地は玄武岩ですから、それが風化、破碎され、堆積岩となっていつも

源岩の性格は残されているわけです。最古のミグマタイトや花こう岩、結晶片岩にそのことが残されているのです。このことから、地質時代以前の地球の姿、月の段階が推定されるのです。ただ、地球はどのようにして月とは違った進化の歴史をたどるようになったか、こうなると、水とか空気とか、それはいまとは組成が違おうでしょうけれども、そういうものを重力によって地球の表層に閉じ込めることができた。そのために、次には浸食が行なわれ、堆積が行なわれ、やがては生物も発生するというようになった。

月にはそういうものを閉じ込めておけなかったものですから、月の段階のままに終わって現在に至っている。月だって新しい岩石というものがあるわけですが、しかしだいたい原形にとどまっております。

こうして、地球は月の段階をへて、その後の進化が始まった。そして昔の陸は失われて海になり、昔の海は花こう岩の占める陸地になった。そして古生代を迎えた。

こういうことだったろうと思うのです、これを要約したのが、図7-3の地殻の構造発達史で、宇宙段階、月の段階、地質段階というようにして、地球は進化してきているわけです。

それから最後にもう一つ、こういった地殻の構造や進化を考えるさい、地球というものが孤立した運動をしていないということも考えておかないといけない。地球は、天体の一部として、太陽系の一員として運動をしています。

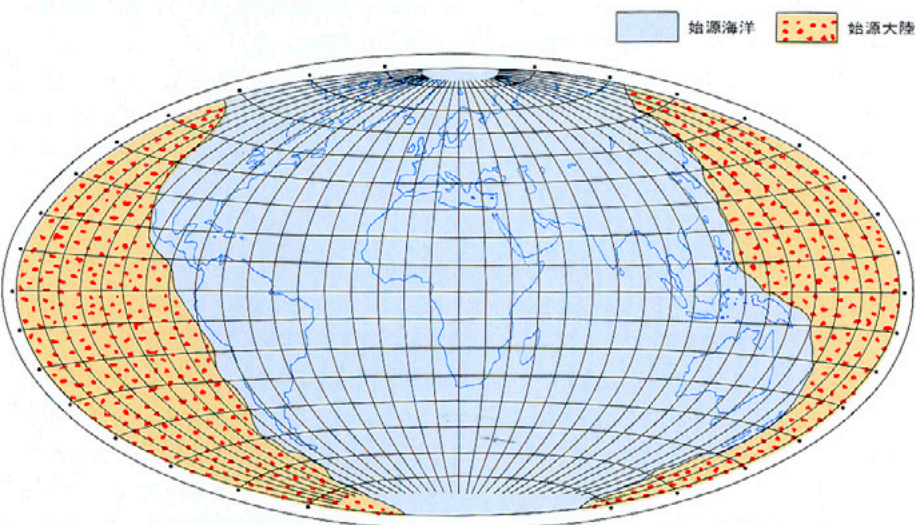
そうすると、山ができたり、海ができたりとい

うことによって潮汐も変わる。また、いまは地球の傾きは21度ですが、過去においては25度だったり26度だったということも考えざるを得ない。それからまた、地球は一種のコマの運動をします。そういうものも、地球自身が変われば変わるわけで、それによって気候も変わる。あるいは、月と地球の距離というものも変動してきたわけです。いまは明らかに地球の自転は、スローダウンしています。いまは365日ですけれども4億年前は400日ぐらいであったともいわれております。それは、計算の仕方でも405日だったり、399日だったりしておりますが(笑)、しかし多かっことは間違いない。

また月が地球に一番近づいたときは、天体物理学者の間では、40億年であったり、20億年であったりいろいろなんです、地質学者が手固い手法で調べていきますと、大体8億年プラス2~3億年というようなところに落ちつくわけです。そういうときは潮汐の運動は、いまとはくらべものにならない。いまは、せいぜい数メートルですが、かりにこれが数百メートルだったとすれば、浸食作用はものすごいわけです。

1日に2回荒削りされて、海にものがたまるという。そういうことが先カンブリアの末に何回かあったと推定されております。このように、全部のことを総合的にとらえていかないといけない。ある一つの視点、ある一つの手法だけで考えるというのは、架空の物語りをつくることはできるでしょうが、しかしそれは、科学ではありません。

図7・2 - 月の段階における古地理



●注 始源大陸は玄武岩を主とする多数の火山から成り、始源海洋は既に始源海水にみたまされ、地表には始源大気があった。赤色は火山をシュマティッシュに示す。

図7・3 - 地殻の構造発達史

宇宙時代	月の時代	地質時代	
		先カンブリア時代	古生代 現在
地球の構成物質の階層分化の行なわれていない状態	始源大陸	主として浸食と塩基性火山活動 ↓ 海洋(海洋地殻)	海嶺 海溝 海膨 海盆 低位安定帯(?) 海洋地殻
	始源海洋	主として堆積と花こう岩化作用 ↓ 大陸(大陸地殻)	造山帯 準卓状地 卓状地 褶状地 大陸地殻
始源マントル 単純かつ大規模な対流	マントルより複雑かつ、より局地的対流	マントルの薄化と下・上部マントルの分層、上部マントル内の局地的、複雑な対流	
始源地核の発生	地核の生長	地核の拡大	

地下資源とは何か

地下資源のほとんどは化石である

編集 この辺で地下資源のことをお聞きしたいのですが.....

井尻 地下資源がどこにあるかというのは、先ほど湊さんが話されたように、でたらめに分布しているのではなく、造山運動の原則にしたがって地下に存在しているわけですが、この地下資源といわれるものをよくみてみますと、そのほとんどが化石なんです。

まず生物の遺体の化石としては、珪藻土がありますね。珪藻土というのは、断熱レンガ、絶縁体、吸着剤、ろ過剤などに使われているもので、いまの家庭では使われていないかも知れませんが、七輪の原料がこの珪藻土です。これは、その名前のとおり、珪藻という単細胞植物の遺体が集合してできたものです。

また、御影石の話が先ほどから何回となく出ておりましたが、同じ建築材料でも大理石の話が出てこなかったのを、それを申し上げますと、このもとがやはり生物なんです。

大理石というのは、石灰岩が再結晶してできたものですが、この石灰岩 これは生石灰・カーバイト・セメントの原料としてガラス工業・製鉄・ソーダ工業などが必要とする地下資源ですが これも、有孔虫のような単細胞動物の遺骸が非常にたくさん集まってできたものです。石灰岩には有孔虫以外にも、石灰藻、紡錘虫、サンゴ、巻貝、二枚貝、ウニ、アンモナイト、あるいはココリスとよばれる単細胞生物の超微化石など、いろいろの化石が含まれていて、それは石灰岩のできる地質時代によって違ってきますが、いづれにしても、こういった生物遺骸がたくさん集ってできたものです。

ですから、建物の柱などに使われている大理石のうち、変成度のすくない大理石 赤、黄、白などは変成度が強いので、どちらかといえば黒っぽい大理石を注意して見てみますと、こういった化石が入っているものにぶつかることもあるわけです。また最近では、チャート（珪石の一種）は、たいいていのものが放射虫とよばれる珪質の殻をもった、単細胞動物の殻の化石の集合であることもわかってきました。

バクテリアの働き

石炭・石油からさまざまな金属資源まで

それから先ほども話に出ておりました石炭です

が、これは植物の遺体の変形したり、変質してできたものです。ただそこにもう一つ、バクテリアの働きも加わっています。植物体をつくっているリグニン、セニイ素、たんぱく質、脂肪、ワックス、樹脂、キチンなどは、酸素のとばしい水底でゆっくりと分解して、泥炭や石炭に変わっていくわけですが、その植物体の分解には、腐生菌、糸状菌など数十種のバクテリアが働いていて、その活動の産物が石炭として残されているわけです。つまり、石炭というのは、バクテリアの化石でもあるわけです。

石油も同じようなもので、石油はプランクトンを主体にした海の生物の遺体の変形、変質したものです。この場合にも、生物体を分解する時に、硫酸還元菌をはじめいろいろのバクテリアの働きが作用しています。

では金属資源はどうなのか。普通の人は、金属資源といえば、地球の内部からマグマが運び出してくるというように考えがちですが、これが案外そうでないのです。

たとえば、ソ連、アメリカ、中国など、世界の大きな鉄鉱床は、先カンブリア時代の鉄バクテリアの遺骸が集ってできたようなものですし、マンガン鉱床にしても、その一部はマンガンバクテリアの遺骸の集まりであることがわかってきています。硫黄鉱床の一部も硫黄バクテリアの働きでできたものです。

これ以外にも最近では、まさかと思うような金属資源まで バリウム、銅、亜鉛、ストロンチウム、ヴァナジウムなどの鉱床も、何らかの形で生物源と考えられるようになってきています。というのは、一般に生物体というものには、こういった金属元素が非常にわずかにですが含まれています。はやりの言葉で言えば ppm の単位で含まれているわけです。

そしてそういった生物がたくさん集まって死に、何百万年、何千万年とかかれば、大へんな量がある地域に蓄積されます。

もちろん、この間に生化学的作用で同じ種類の元素が集積されたり、あるいは食物連鎖の過程での濃縮という作用もおこなわれるでしょう。そのようなところに先ほどからの話にあるように、いろんな火山岩が貫いてくれば、元素は濃集されて鉱床になってしまうわけです。なるほど見かけ上はマグマからできたものの中に入っているけれども、その金属元素がほんとうにたまった場所というのは、生物の遺骸がたまった

ところで、そこからしぼり出されるようにして金属鉱床ができるというわけです。こういう見方が最近強くなってきています。

それからまた、生物の中には、その体内にフッ素、リン、マグネシウム、マンガン、ゲルマニウム、コバルト、ニッケル、モリブデン、タリウム、ビスマスなどを集積する種類があることもわかってきております。これに最近の生化学の進歩とあわせ考えますと、将来、予想外のものが生物源として見直されてくる可能性も強いわけです。

金属鉱床に対する従来の考え方

舟橋 いまの井尻さんのお話の続きということになりますが、少し前までは、金属鉱床というのはすべて火成岩を源としていわれておりました。

たとえばマンガン鉱ができる過程というのは、次のように説明されていました。すなわち、どろどろに溶けたマグマのなかにいろんな種類の雑多な金属が微量に溶かされている。そしてマグマに含まれる大部分の元素は、みんな結晶して岩石の構成鉱物として固まってしまうが、最後の残り汁といいますが、残液の中に、微量金属がみんなはきだめのようにはき寄せられて、そしてマグマが上に上がってくる通り道を追っかけてきて、そのマグマの固まった火成岩のまわりにむらがって沈澱して鉱脈になる。というのが、今までの金属鉱脈のでき方とされていたわけなんです。

堆積岩に固定される金属

ところが近ごろは、その考え方ががらりと変わってきてまして、やはりそういういろんな金属というようなものは、本来マグマの中に含まれているものも確かにあるけれども、とくに銅、鉛、亜鉛といったようなどこにでもあるような金属は、みんな一度は堆積岩の中に入った、そういう経歴をもつものだということがわかってきたんです。

それといいますが、さきほども花こう岩のおいたちのところでお話ししましたように、地表の岩石に含まれるいろいろな金属元素というのは、まず風化作用によって、ふるい分けられます。マグネシウム、カルシウム、鉄、カリウム、ナトリウム、そういうものは風化作用の場ではやく溶かされて、さきに流されてしまいます。そのあとに、珪素とかアルミニウムのような比較的残留性の強い金属が、泥と一緒になっ

てあとを追っかけて流されていきます。
 ですから、はじめに玄武岩石の中に分散して含まれていた金属が、そういう風化の過程で、すでに大きく振り分けられて、海にもっていかれるわけです。それからあとが井尻さんがいま言われたように、ほとんどの金属元素は生物の体内を一度通って、生物の生活作用を通して堆積岩の中に固定される。

ですから、いろんな場所の泥や砂の微量を分析しますと、銅、鉛、亜鉛といったものは0.001ぐらいのオーダーでみんな入っているのです。深部からの酸性スチームのはたらき
 それで、地向斜の海の底にはそういうものが、銅、鉛、亜鉛というものが、いま言った過程で陸地からはき出されて厚くたまってきます。そこに、先ほど申しました地球の深部からのスチーム、それが何万mもの通路をとおって、しみ通りながら上がってきます。

ところでこのスチームというのは、非常に酸性度の強いものなんです。そういうことがはっきりと分かってきた。そうしますと、酸性の強いスチームが堆積岩の中を通るのですから、まず一番先に銅、鉛、亜鉛といった重金属はみんなこの酸性スチームに溶かされていく。そうしながらこのスチームは、上へ上へとどんどん上がってきます。そして上の方にくれば、こんどはその酸性度がだんだんと中和されて落ちてきて、あるところにそういうpHがからみますと、金属というのはみんな沈澱してしまいます。

火成岩の鉱物は資源にならない

ところで、一般に金属というのは、火成岩の中にありますと、たいてい珪素と結びついて、珪酸塩鉱物をつくるのですが、このように珪素と金属が結びついてしまいますと、これは離すのにもすごいエネルギーがいるのです。実験室などでは、一応溶かして金属だけを分離することができますが、これを普通の製錬所などでやったらものすごく金がかかって、とても採算に合わない。ですから珪酸塩鉱物という形では、いくら金属があっても資源にはならないのです。

鉱脈・鉱床のでき方

しかし先ほど申しましたように、堆積岩から溶けて上がってきたものはどうかといいますと、それは火成岩などに比べれば、かなり温度の低いところで溶けて、そしてやがて沈んでしまったものです。ですから、みんな酸化物とか硫化物（硫黄と金属が結合している）、あるいは

炭酸塩鉱物というようなものになっている。こういうものは、原始人がやったように、その鉱物を一緒にして燃やすと、還元されて重金属がどんどんできます。エネルギーが非常に少なくてすみますから、経済的にも非常に利点があるわけです。しかもこういうプロセスをたどってできた酸化物や硫化物は、スチームによってはき出されてくるものですから、ある狭い割れ目があれば、そこに全部沈んでくるわけです。ですから、その量も非常に多くなります。こうして鉱脈ができ上がります。

このように金属鉱床に対する考え方が、いまではがらりと変わってきております。かつては鉱床というのは、すべてのマグマの直接の産物であるというように、わからない部分はみんなマグマのせいになっていたのですが、いまではそういうことはありません。一つの金属を取り出しても、それは風化の場を経て堆積の場に運ばれ、生物の媒介を経て堆積岩のうちに固定される。堆積の場では、だんだんと深部へ沈められますが、より深部から上がってきたスチームによって、また上のレベルに運ばれ、そして酸化物とか硫化物となって、適当な狭い場所につき

つぎと沈澱され、そこに高い金属濃度の鉱脈・鉱床をつくりあげる。こういうプロセスをたどることがわかってきたわけです。

ですから、先ほど井尻さんが言われましたように、鉄鉱とかマンガンとか、そういうものは、堆積の場ですでに高い濃度に達し、それぞれ鉄鉱床、マンガン鉱床とよばれる状態に到達しているのです。日本でも大部分の鉱床、たとえば東北地方にある銅の尾去沢、あるいは黒鉱とよばれるものは、そういうスチームの媒介によって、下位の堆積岩中に稀薄な分散状態にあった重金属が抽出され、これが浅いレベルに溶液の形で運搬され、適当な場所に沈澱したのだこのように考えられています。

グリンタフ造山と黒鉱

初期火成活動の中心地帯に

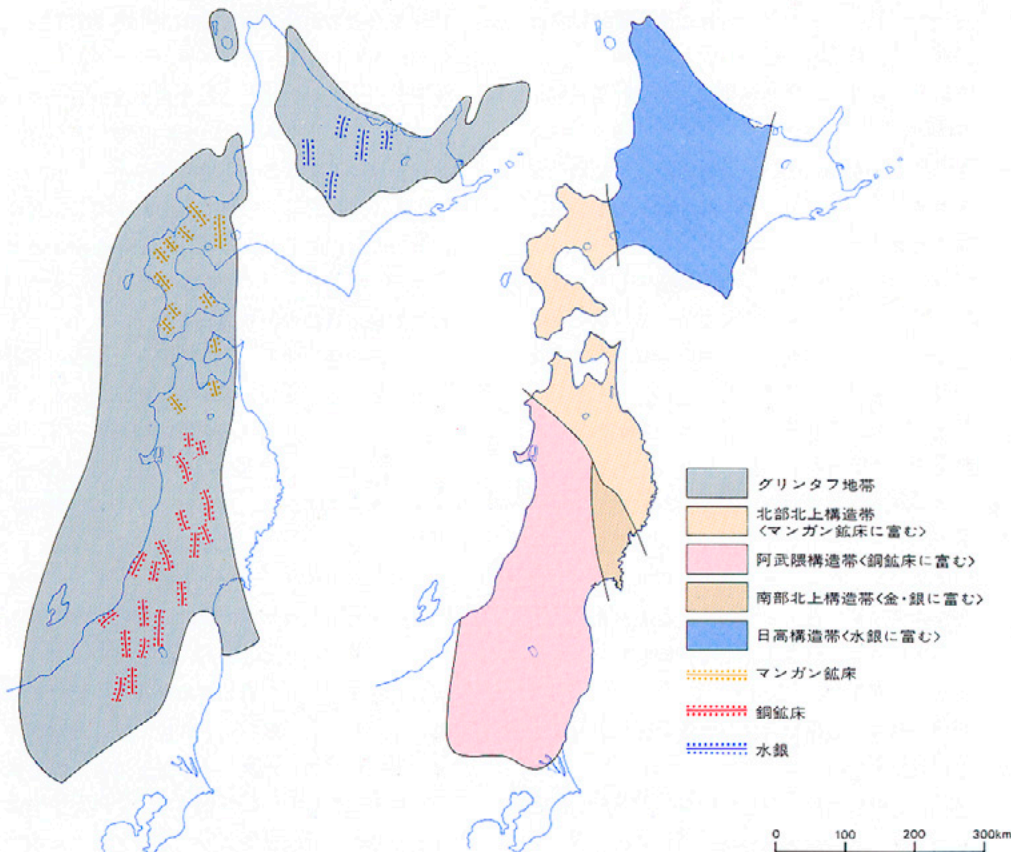
編集 そうすると、日本の地下資源のあり方というのものも、グリンタフ造山運動などと密接な関連をもっているわけですか。

藤田 そのとおりです。いま舟橋さんが触れた黒鉱、あるいは石油や天然ガスなども、グリンタフ造山運動の過程で生じたものです。

黒鉱というのは、1959年に秋田県の小坂内で、

図8・1 - グリンタフ地域の鉱床と先中新統の岩石と構造帯との関連

<舟橋三男編図>



埋蔵量1,000万トン規模の金属鉱床が発見されて、鉱業界にセンセーションをまきおこしたもので、銅・鉛・亜鉛・金・銀などの資源として欠かせないものの一つです。これは、グリーンタフ造山運動の初期の地向斜の時期に行なわれた海底の火山活動、その噴出物にともなうものです。造山運動における初期火成活動の産物というわけです。

グリーンタフ造山の場合、こうした初期火成活動の舞台は、東北地方でいいますと、今の背梁山脈の地帯が中心だったのです。そのために、黒鉱というのは、東北地方の中央部にたくさん知られているのです。

グリーンタフ造山と石油

造山運動後期の変動地帯に

それから、グリーンタフ造山が残したもう一つの資源として、石油や石油ガスがあります。黒鉱をもたらし初期火成活動が終った後も、引きつづき地向斜の海底はどんどん沈みながら、そこに厚い泥や砂がたまります。海中に大繁殖したプランクトンなどの生物遺骸は、海底につもると同時に泥や砂におおわれ、地下へおしこめられ、各種の化学反応をうけながら、いわゆる原油が生じるといわれます。しかし、こうして原油が生じたとしても、それがあつ場所集油されなくては資源とはなりえないのです。幸いにしばしば、このような集油に都合のよい変動が生じます。造山運動の後期に生じる地層のしわ(褶曲)の運動、ドーム状の隆起、地層のずれ(断層)などの構造が、原油を集める役割を果します。

ところで、さきほど将棋倒し構造としてお話ししましたように、地向斜のはじまる背梁山脈付近には、古い沈降期の地層が発達し、日本海側には、より新しい地降期の地層が発達しました。このために、同じグリーンタフ造山運動の産物といつても、その生成時期が異なるために、黒鉱と石油の産出する地域はあきらかに異なっています。造山運動の初期の産物である黒鉱が背梁山脈側にあつて、造山運動の後期の変動と関係のある石油が、日本海沿岸の秋田とか新潟地方に分布するのは、こうした将棋倒し構造と関係があるのです。

グリーンタフ造山運動は古い鉱床の金属を選鉱・精錬した

湊 いまの黒鉱の話をもう少し補充しますと、一つには、グリーンタフ地帯だからといって、そ

のすべての地域に黒鉱があるわけではないのです。それから、地域によって鉱床の性質がちがいます。

たとえば、秋田県の大館市周辺の北鹿^{ほくろく}地帯は、銅がかなりある。鉛、亜鉛もあるし金・銀もあるといつていいと思います。ところが北鹿から南にいくと、金・銀も少し入っているけれども銅はずっと少ない。また北海道の方になると、マンガンが多いんです。このように黒鉱に関する限り、グリーンタフの中でも偏在している。どうして偏在しているのかといつてみると、グリーンタフの下には、古い造山帯が存在するからなんです。その古い造山運動のときにも、すでにそれぞれの鉱床がつくられている。造山運動からいつてみると、日本は、さきほどの藤田さんの話にもありましたように、三階建、四階建ぐらいになっている。先カンブリアの時代、古生代の末、それから日高造山の時代、それから最後にグリーンタフ造山というのがおきています。それで先ほど舟橋さんのお話にもありましたように、鉱脈というのは、下からのスチームが上がってくるときに、金属を溶かしこんで出てくるわけです。ですからグリーンタフ造山は、古い鉱床の金属をもう一度、選鉱、精錬していることになる。そのため、古い造山帯のあり方、古い鉱床のあり方によって、グリーンタフのさいにできる鉱床の中の金属の性質や量が違ってくるわけです。図8-1をみれば、その辺の事情がよくわかりいただけると思います。

このように、黒鉱というのは何回もの造山運動はよつて、人間が使える程度に金属を濃集させてきた、そういう点に特徴があると思います。大陸の地下資源のあり方大陸の大山脈ですと、もう一回きりの造山運動で十分使えるような鉱床がつくられているんですが、日本の場合には、金属の種類という点からいえば、非常に豊富なんです。何しろ入れ物が小さいですから、万事につけてスケールが小さい、そういうことになります。

それから、いまはグリーンタフ造山と関連して資源の話が出ましたので、火成作用による鉱床のことが話題になりましたが、鉱床というのは、何も火成作用だけを通じてできるものではありません。もともと鉱脈というものは、先ほど井尻さんや舟橋さんのお話にもありましたように、生物源のものが非常に多いわけ、それが造山運動のさいの火成活動によって濃集されてくる。

何回も造山運動があれば、濃集の度合いも強くなって、人間が使えるだけの量がたまっていくわけです。ですから場合によっては、生物がただそこで死んで、堆積したもののだけでも膨大なスケールの鉱床ができていきます。

さきほどの井尻さんのお話にもありましたように、大陸の安定帯の方には、鉄バクテリアによってつくられたスケールの大きい鉄鉱床があります。銅についても、堆積岩のような層をなしているものがあります。それは銅・サンドと言つて、世界のいろんな地域にある。日本の近くでは、ソ連のアムール川流域にあるウドカンというのが有名です。アフリカにも、カナダにもこういう層が大量にあります。

編集 どんなところに、どんな資源があるかといつのは大体はわかっているんですか？

湊 陸上のほうは、かなりわかつてきていますね。いまは次第に海底ということになっていると思うんですが。ただ資源といつのは変わつていまして、たとえば石油のように、あと30年しかないと言つていたのが30年たつと、またあと30年というぐあいになる。(笑)

たとえば中国では、四川省を除いたらなかったんですが、東北地方から大慶油田をみつけたり、その後、渤海湾岸からも多量に出しているわけですね。だから、技術が進歩していけば、それだけ資源の確定量はふえるわけです。

現在、海底油田は50mぐらいの浅海が限度ではないでしょうか。ところが、近い将来に1000mの深海まで掘れるということになれば、これはまたふえるということになりますね。ただし、これは大陸棚以外の地域ですね。そういうところまでやれるということになると、石油は、そう簡単になくなるものではない。

そして、資源がどこに存在するかといつれば、これは、さき程からお話ししているように、でたらめにあるわけではなく、やはり造山運動の過程でできていくものですから、そうした発生学的な原則と理論に従つてさがしていく、そういうことになるといいます。

地殻と人間社会

日本における資源問題をめぐって

湊 ところで、いま日本でいっている資源問題というのは、これまでいろいろと話してきたこととは全く別のことなのです。自然科学者の方で、逆におたずねしたい問題ばかりだと思うんですよ。その一つは、20万トンタンカーを一時期間おきに走らせるという、本当にそこまでしなければ、日本の経済は成り立たないのかという疑問です。この現状はアブノーマルだと思うけれども、かりにその現状を認めるとしても、次のような問題があるんです。

たとえば日本は、黒鉱地帯とか日立などを含めて銅産国といわれ、15年ぐらい前は、大体メタルとしての年間消費量20万トンのうち10万トンは自前で出せたんです。ところが、いま15年たつて、どのくらい使っているかといえば、94万トンです。わずか15年間に74万トンも増えている。そしてこのうち、日本で産出できるのは11万トン内外です。あとの80万トンというのは、すべて外国から輸入してきている。5万トンはくず銅によるものです。もしこの勢いをそのままつづけたら、将来日本は、どれだけの銅を使うのか、非常におそろしい量と思われまふ。

もちろん銅の鉱床というのは、さきほどもお話ししましたウドカンのように、ものすごい大きいスケールのものもありますけれども、それはまだ開発されていない。どうしてもチリー、オーストラリア、カナダ、アフリカ、フィリピン、そういうところが日本の銅の輸出国になっています。ところがこれらの産銅国は、日本以外の国々へも銅の供給源となっている。そうすると、従来の輸入には当然、限度があると考えなければならない。この問題は、銅だけの問題ではなく、他の地下資源においてもいずれはこういう問題が出てきます。

それから先ほどの94万トンというのは、純銅としての量なんです。鉱石からいえば、わずか2

3%のものなのです。それを外から運んでくるときには、現地ですく濃くして30%ぐらいのものを運んでくるわけですが、いずれにしても日本で、それを製錬しなければならぬ。そうすれば製錬の過程でいろんなものがとれる。その中にはもちろん有用のものもあるのですが、同時に困った問題をかかえています。公害です。この狭い日本で、製錬の規模を拡大していける

かどうか。これもまじめに考えなければならぬ問題ですね。そういう意味では石油についても同じことがいえるでしょう。

それから、まだまだ問題はあります。開発途上国に対する日本のこれまでのやり方というのは、資源があれば何でもいい、ともかく輸入してくるというわけなんです。しかし、ヨーロッパの国々では、やる事が少し違っているんです。まず、その国の学生たちを、ほんとうに教育している。そして、その教育に当たっている人も、1年ぐらいで帰国してしまうというのではなく、一生骨を埋めるような、そういう心がけてやっているわけです。

やはり、お互いに利益になることを実現しながら、この問題は処理していかなければならないと思うんですね。

もし、かりに日本が逆の立場におかれたらどうなるか、日本には石灰岩ぐらいいしか大資源といえるようなものはありませんが、そういうものでもよその国の人がかきて、どんどんと掘りだすだけ掘り出してしまったら、これは感情的にも当然問題になってくるでしょう。

資源問題というのは、気の長い長期の見通しを十分に考えて、もっとまじめに処理しないといけない。そういう感を強くもつわけです。安全性を優先にした計画を

日本の地質的特徴と災害

地殻の話からは、だいぶずれてしまいましたが、話のついでにもうちょっと、日頃私の感じていることを申しあげますと、災害の問題にしても次のようなことがあります。

本来、日本の国土というのは、その成り立ちからいって、道路をつくるにしても、人が住むにしても不利な点がたくさんあります。たとえばグリーンタフ地帯というものは、地すべりの要素を持っている。また海岸平野は、そのほとんどが軟弱地盤です。ですから、外国で行なわれている土木技術の工法をそのまま持ってきて、日本にあてはまらない。たとえばスウェーデンなどの地下鉄は、花こう岩のパーンとした岩石を掘り抜いたままです。日本のように、セメントや鉄を巻く必要はないわけです。

地表の建築物にしても、その基礎を含めて同じ問題をかかえています。そういうふうな日本的な特殊な問題をいろいろとかかえています。

災害というのは、そこに人間が生活しているから災害になるんです。ですから、他の国では災

害にならないことも日本では災害になります。わかりやすい例をあげれば、アメリカなどでは石油をばかみたくに採掘していますから、当然地盤沈下がおこります。それで事務所が水浸しになったりしているんですが、余り問題にされない事が多い。というのは、その事務所をそのまま放棄して、丘の上に新しいのをまた建てる。地盤沈下した地域には、もともと人間は生活していないんですから、それですんでしまうのです。ところが日本では、何がおころうかそこにしがみついているなければならない。(笑)

震源にしても、海溝と日本列島との間は何といつても一番多く、もちろんグリーンタフ地帯にもある。地震など全く知らないままに一生を過ごす人の方が、世界にはるかに多いのですが、日本では、そういう幸せな人にはめったにお目にかかれない(笑)。こういう次第ですから、日本の土地で生活を設計するという場合には、ちょうど船をつくる時と同じような心がまえが必要なんです。いまのところ、波も風も止める方法はありません。しかし、波と風に対してひっくりかえらないように、船を設計することは可能なんです。つまり、何よりもまず、安全性を最優先にした計画・設計・施工に全力を注ぐことが大切なんです。それを、地震予知をやれば地震の災害をふせげるかのようなことをいったりする人間が日本には多いのです。問題は、地質条件に適合した計画と工法にあるのです。それが、もろもろの災害に対する真の対策であるべきなんです。

効率を優先した計画に、どう安全性をあたえるかということでは、問題は少しも解決に近づかない。もっと根本的な方法として、たとえば日本では、百万人以上の都市をつくらないというようなことを、真剣に考えていかなければならないように思いますね。

編集 時間もなくなりましたので、この辺でおわりたいと思います。本日は、大変な長時間どうもありがとうございました。

ダクティル管路の耐震性研究

鉄管事業部



地震時の埋設管の挙動研究

1. 埋設管の室内振動実験

地震が起きた場合、埋設管は、地震で引き起された地盤変形の影響を受けることになります。パイプ技術研究所では、この地盤変形に注目し、図-1のように、小さな振動台を多数並べた実験装置を考案し、振動実験を進めています。実験は、大きな地盤変形の条件の下での、埋設管の加速度、管体応力、継手の伸縮量、曲管部の応力集中度、管と土との動的な摩擦抵抗などを計測し、地震時の管路の挙動を知る上の一の手掛りをつかまうとしています。

埋設されたダクティル管路の地震時の挙動観測

管路のような長い地下埋設構造物の地震時の挙動観測の試みは、未だほとんど行われておりません。水道管路においてはH市の発案で、パイプ技術研究所が図-3のような観測装置を、昭和47年に生きた600ダクティル管路に設置したのが初めてでしょう。約3年経過した現在でも、震度 以上での管体加速度、継手の伸縮量、管体歪などを計測しています。図-4が記録波形の一例です。

図1 - 振動実験装置

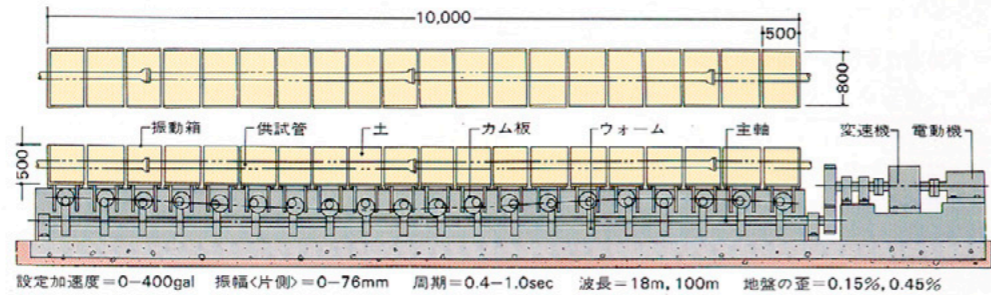


図2 - 実測波形の例

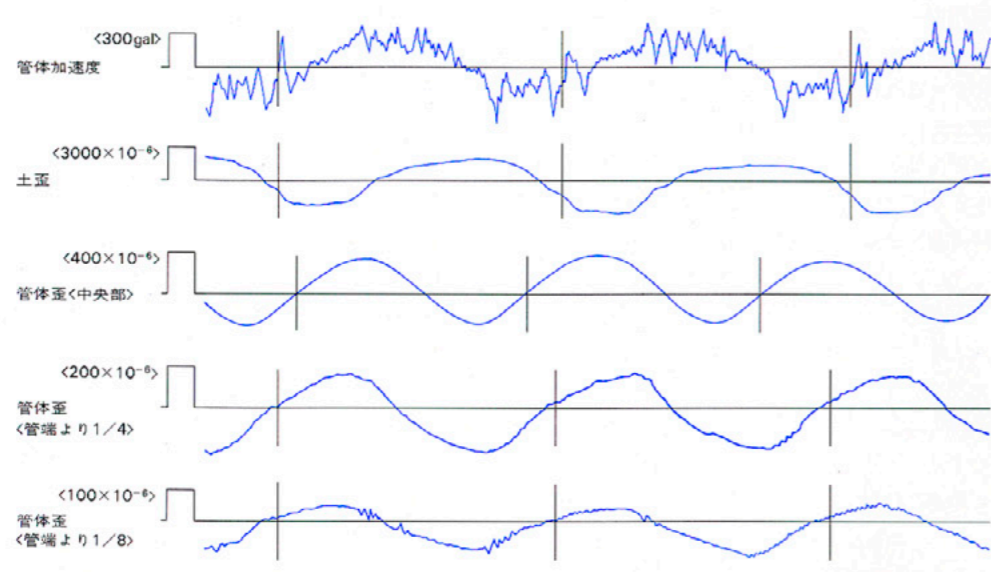


図3 - 地震時の管路挙動観測装置ダイヤブロック

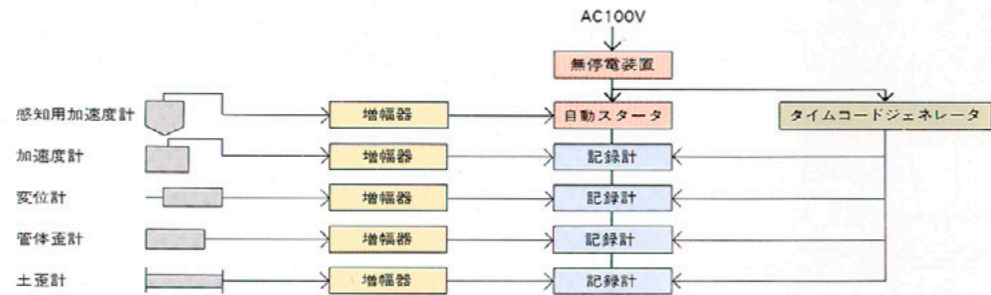


図4 - 実測波形の例<昭和48年11月19日 22:02 震度 以上>

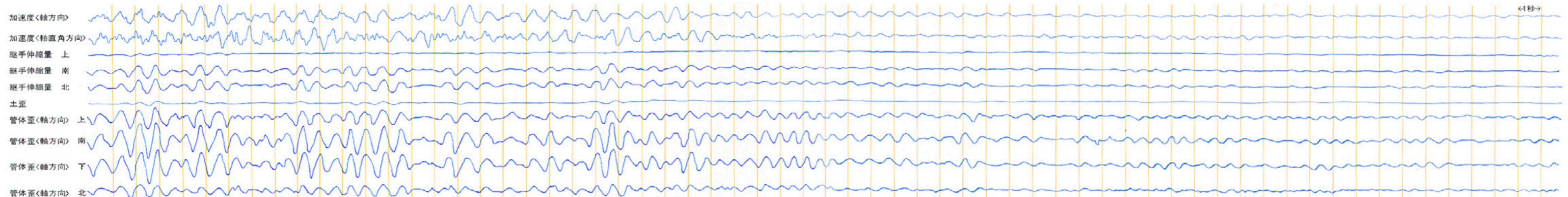
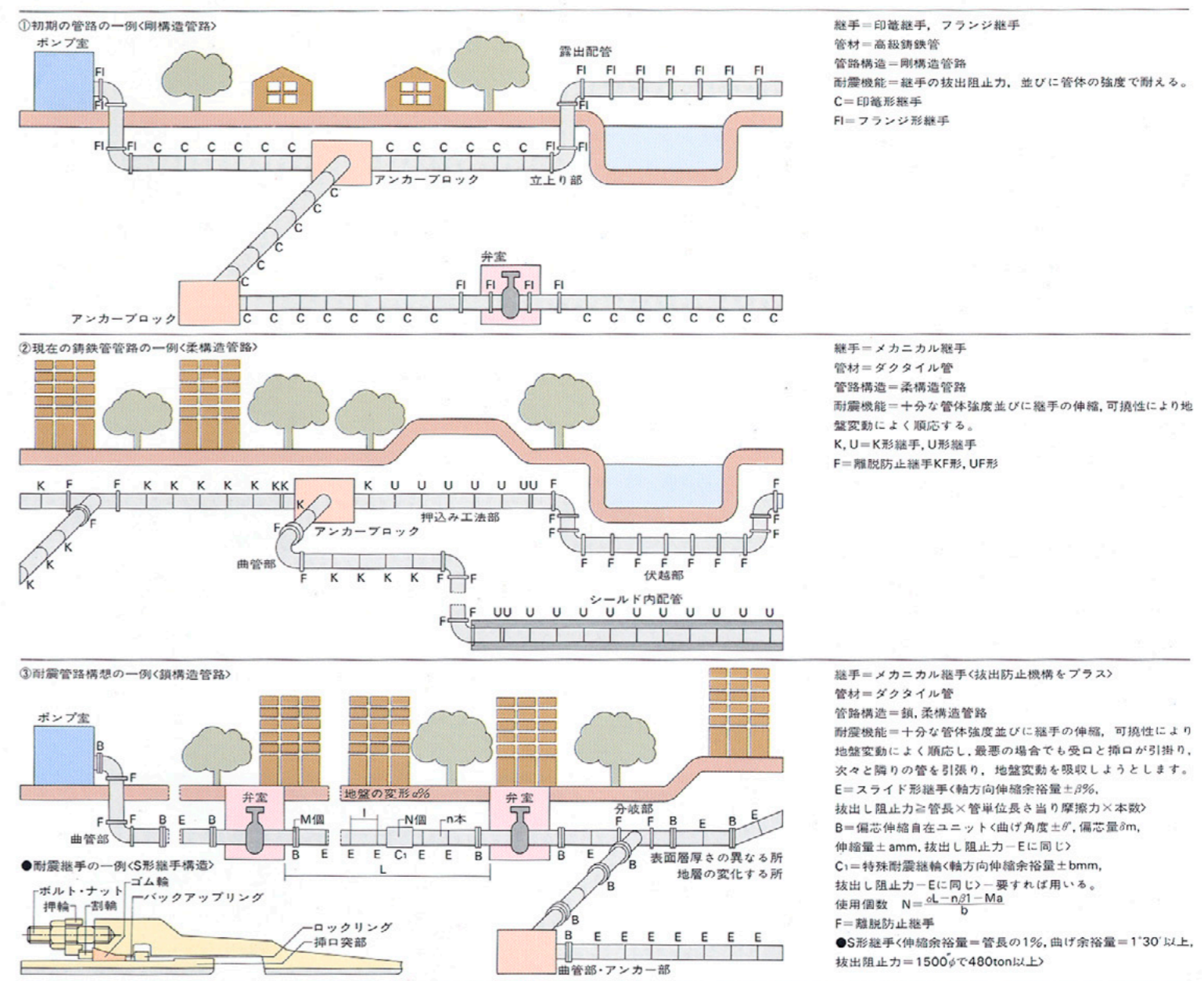


図5 - 管路方式



クボタダイナミックフィルター

<全自動単式無端ろ布走行横型圧搾機構付フィルタープレス>

汚泥処理

汚泥処理の概要

河川、湖沼等の各種水域汚濁防止のために、ますます高度の水処理が必要となって来ています。水処理を行うということは、汚水中の固形物を分離し、汚泥を生成することともいえます。したがって、汚水を浄化すればするほど汚泥が発生し、これをなおざりにして水処理を考えることはできません。

汚泥の処理、処分の目的は、汚泥の容量を出来るだけ減量し、かつ質的に安定化、無害化することです。

一般に汚泥処理処分システムの単位操作で、汚泥の減容を図るのが濃縮、脱水、乾燥であり、安定化、無害化を目的とする操作が焼却、焼成、固化などといえるでしょう。

汚泥処理の代表的処理システムの例とその単位操作を図 - 1 に示します。

図 - 1 に示された各単位操作をどのように組合せて処理システムとするかは、処理すべき汚泥の性質、計画処理レベルによって選択されるべきものです。さらに、これら各単位操作にどれだけの負荷を分配するかの検討も重要です。一般には、濃縮、脱水等の物理的、機械的単位操作の負荷を大とし、乾燥、焼却等の熱的操作の負荷を小とするのが経済的で

あるといえます。

クボタダイナミックフィルターについて上述のように物理的、機械的減容法には種々ありますが、その内でも特に効果的であるのが脱水操作です。

クボタダイナミックフィルターは、この脱水操作に用いられるフィルタープレスで、クボタ独自のアイデアによる最新の技術を盛り込んだ高性能脱水機です。現在販売されているフィルタープレスの中におけるダイナミックフィルターの位置は、表 - 1 に示す通りです。

クボタダイナミックフィルターの特徴

(1)全自動運転

独特の機構による単式ろ布走行型である為ケーキ排出、ろ布の洗浄等が無人で行なわれ、全サイクルが自動運転です。

(2)高い過速度、低いケーキ含水率

ダイヤフラム圧搾機構の採用により、サイクルタイムが短縮され、かなり高い過速度が得られ、かつ低含水率のケーキが得られます。

(3)確実なケーキの剥離と排出

単式両面ろ過方式の為、ケーキの落下排出に障害のない機構であり、かつろ布の走行により確実に排出されます。

(4)確実なる布蛇行防止

無端ろ布走行型の場合、ろ布の蛇行が大きな問題でしたが、クボタは独特の蛇行防止機構により、これを完全に解決しました。

(5)小さい据付面積と容積

横型単式両面ろ過方式の為、処理能力当りの面積・容量とも非常にコンパクトになりました。

(6)効果的なろ布洗滌方法

脱水後、ケーキ排出と同時にエンドレスろ布が走行し、洗滌室内で高圧水で洗滌される為、ろ過面の再生が効果的であり、かつ洗滌水量も少量でよいのです。

(7)容易な保守管理

横型であるため、メンテナンスが容易であり、またろ布の交換もエンドレス走行の為簡単に短時間で入ります。

ダイナミックフィルターの標準仕様

標準仕様表は、表 - 2 に示す通りです。

ダイナミックフィルターによる

各種汚泥脱水成績

表 - 3 に各種汚泥の脱水成績例を示します。

以上のようにクボタダイナミックフィルターは、上水汚泥、工業用水汚泥、下水汚泥、産業廃水汚泥等の各種汚泥の脱水処理に威力を発揮する脱水機であります。

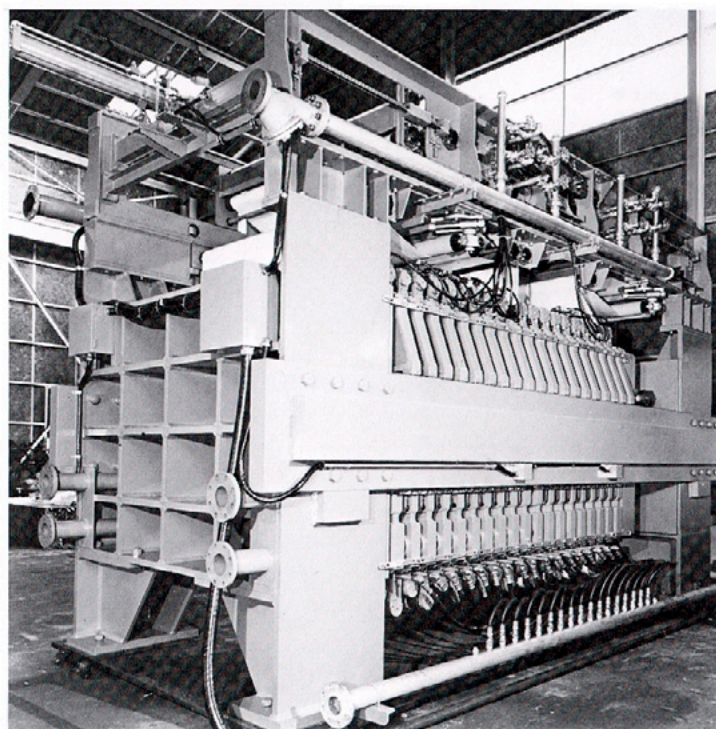
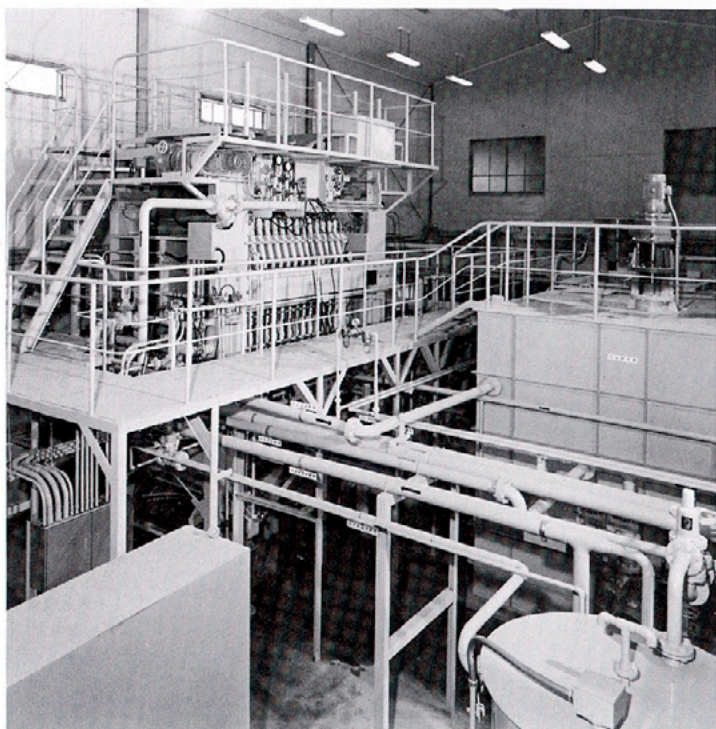


図1 - 汚泥処理システムとその単位操作の例

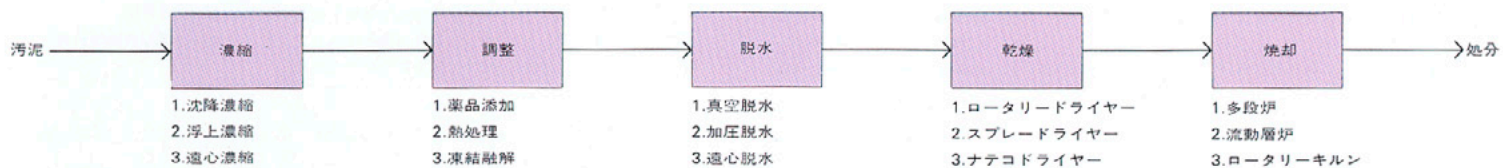


図2 - フィルタープレスの型式とその特徴

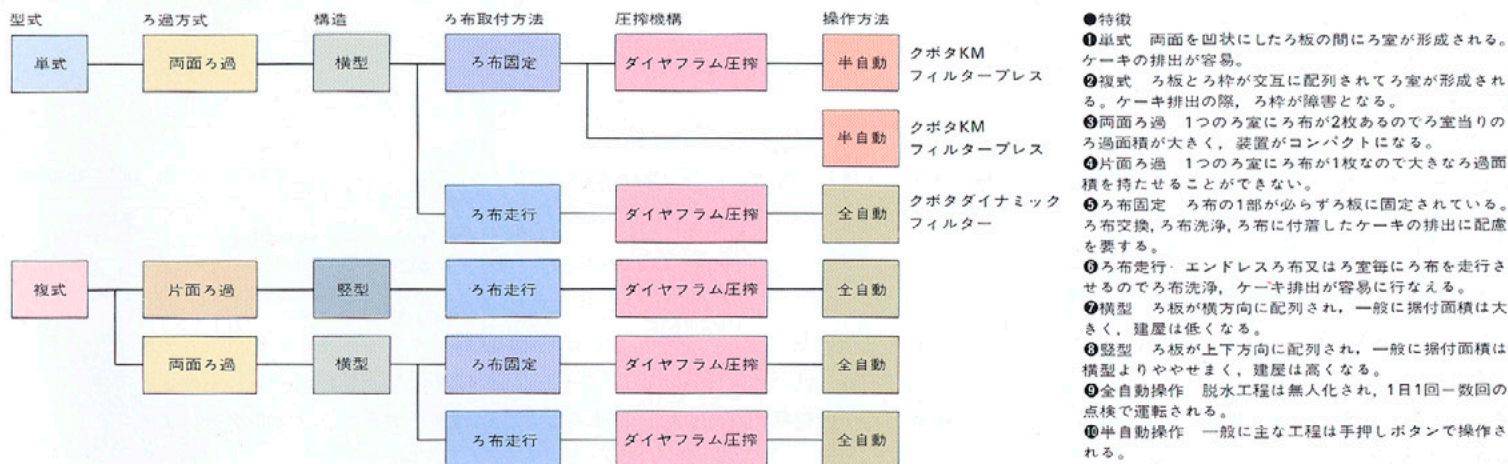


表2 - ダイナミックフィルターの標準仕様書

形式	ろ板寸法<m/m>	ろ過面積<m ² >	ろ室数	ろ室容積<m ³ >	ろ過圧力<kg/cm ² >	圧搾圧力<kg/cm ² >
KP-1000	1000×1000	9	6	0.112	4	15
		12	8	0.150		
		16	10	0.200		
KP-1250	1250×1250	20	8	0.250	4	15
		25	10	0.312		
		30	12	0.375		
KP-1500	1500×1500	36	10	0.450	4	15
		46	13	0.575		
		57	16	0.712		
		75	20	0.900		

●注 この仕様は汚泥処理プラントの設計条件により変更することがあります

表3 - ダイナミックフィルターによる各種汚泥脱水成種例

	操作条件				薬注条件		原汚泥含水率<%>	ケーキ含水率<%>	ケーキ厚<m/m>	ケーキのハクリ性	ろ液の性状		ろ過速度<kg/m ² ・hr>	備考
	ろ過圧力<kg/cm ² >	ろ過時間<min>	圧搾圧力<kg/cm ² >	圧搾時間<min>	種類	添加率<%>					PH	SS<mg/l>		
No.1	4	3	15	3	Ca(OH) ₂	10	90.8	47.8	17.4	良好	12.1	23	34.5	A 浄水場
No.2	4	5	15	7	Ca(OH) ₂	40	95.9	48.8	7.4	良好	12.2	109	7.4	B 浄水場
No.3	4	5	15	6	Ca(OH) ₂	20	91.5	43.0	9.0	良好			13.7	C 浄水場
No.4	4	5	15	7	Ca(OH) ₂	30	96.0	50.5	6.5	良好	12.0	93	6.7	D 浄水場
No.5	4	5	15	25	無薬注		87.1	33.9	5.0	良好		548	12.4	E 浄水場
No.6	4	5	15	10	Ca(OH) ₂ FeCl ₃	30 3	94.2	56.4	8.9	普通	12.1	26	7.0	F 下水処理場
No.7	4	5	15	7	Ca(OH) ₂	15	95.1	44.8	6.4	普通	12.2	39	8.5	G 下水処理場
No.8	4	7	15	7	Ca(OH) ₂ FeCl ₃	20 3	95.6	46.3	8.2	普通	12.0	13	8.3	H 下水処理場
No.9	4	5	15	5	Ca(OH) ₂ FeCl ₃	25 3	94.6	65.0	12.6	普通	12.2	44	9.2	I 下水処理場
No.10	4	5	15	10	無薬注		94.9	44.3	4.8	良好	6.4	42	7.6	J 下水処理場 (熱処理汚泥)

●注 ろ過速度の算定は1サイクル時間=ろ過時間+圧搾時間+雑時間<3分>とした

●注 下水汚泥は合流式下水処理場の混合汚泥

●注 薬注脱水のろ過速度は添加薬量を差し引いたもの<NET>