

2002-038



RI・研究所等廃棄物処分システムのための
地質特性調査

2002年12月

萩原 茂*・坂本 義昭・武部 慎一・小川 弘道・中山 真一

日本原子力研究所
Japan Atomic Energy Research Institute

本レポートは、日本原子力研究所が不定期に公刊している研究報告書です。

入手の問合わせは、日本原子力研究所研究情報部研究情報課（〒319-1195 茨城県那珂郡東海村）あて、お申し越しください。なお、このほかに財団法人原子力弘済会資料センター（〒319-1195 茨城県那珂郡東海村日本原子力研究所内）で複写による実費頒布をおこなっております。

This report is issued irregularly.

Inquiries about availability of the reports should be addressed to Research Information Division, Department of Intellectual Resources, Japan Atomic Energy Research Institute, Tokaimura, Nakagun, Ibarakiken 319-1195, Japan.

RI・研究所等廃棄物処分システムのための地質特性調査

日本原子力研究所東海研究所安全性試験研究センター燃料サイクル安全工学部

萩原 茂*・坂本 義昭・武部 慎一+・小川 弘道+・中山 真一

(2002年11月5日受理)

RI・研究所等廃棄物の処分においては、含まれる放射性核種の半減期と放射能濃度に応じた処分システムを構築することになっている。この処分システムにより、放射性廃棄物は地表付近から浅地中および地下深部へ埋設処分される。したがって、地表から地下深部の地球科学的現象や地質構造の特徴を把握しておくことが重要となる。本調査では、日本列島の地質特性調査として、現在の日本列島の地球科学的特徴、その地質構成と生い立ちを、既存の文献等に基づいてまとめた。

東海研究所：〒319-1195 茨城県那珂郡東海村白方白根 2-4

+ 安全管理室

* 中央開発株式会社

Survey of the Geological Characteristics on the Japanese Islands
for Disposal of RI and Research Institute Waste

Shigeru HAGIWARA*, Yoshiaki SAKAMOTO, Shinichi TAKEBE†, Hiromichi OGAWA†
and Shinichi NAKAYAMA

Department of Fuel Cycle Safety Research
Nuclear Safety Research Center
Tokai Research Establishment
Japan Atomic Energy Research Institute
Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken

(Received November 5, 2002)

In the disposal of radioactive wastes arising from radioisotope utilization facilities and nuclear research facilities, it is necessary to establish the disposal system in proportion to half-lives of radionuclides and radioactivity concentrations in the wastes. According to this disposal system, the radioactive wastes should be buried in the underground near the surface, shallow position and deep position. Therefore, it is important to grasp the features of the earth scientific phenomena and geological structure for the disposal system of radioactive waste. Then, for the purpose of the survey of the geological characteristics around the Japanese Islands whole neighborhood, the earth scientific phenomena at present, the geological structure and geotectonic history were summarized on the basis of the existing literatures.

Keywords: Disposal of Radioactive Waste, Japanese Islands, Earth Scientific Phenomena, Geological Structure, Geotectonic History

+ Office of Safety and Control

* Chuo Kaihatsu Co.,Ltd.

目 次

1 はじめに	1
1.1 調査の背景と目的	1
1.2 調査概要	2
2 現在の日本列島の姿	3
2.1 地 形	3
2.2 地 震	14
2.3 活断層	23
2.4 火 山	29
2.5 地球物理的特徴	36
2.6 地下水	40
2.7 温 泉	52
2.8 地下資源	54
2.9 まとめ	61
3 日本列島の地質構成と生い立ち	63
3.1 地質構造区分	63
3.1.1 古い時代(先カンブリア時代～古生代～中生代～古第三紀)	63
3.1.2 新しい時代(新第三紀～第四紀)	68
3.1.3 第四紀層	71
3.2 日本列島の地質の生い立ち	87
3.3 まとめ	97
4 地質特性のまとめ	99
5 処分場の基本的立地条件と今後の課題	101
5.1 長期安定性	101
5.2 地下水移行シナリオのための地球科学的特性	101
5.3 人間侵入	102
謝 辞	102
参考文献	103

Contents

1	Introduction	1
1.1	Background and Purpose	1
1.2	Outline	2
2	Figures of the Japanese Islands at Present	3
2.1	Topography	3
2.2	Earthquake	14
2.3	Active Fault	23
2.4	Volcano	29
2.5	Geophysical Feature	36
2.6	Ground Water	40
2.7	Hot Spring	52
2.8	Underground Resource	54
2.9	Summary	61
3	Geological Structure and Geotectonic History of The Japanese Islands	63
3.1	Geological Structure	63
3.1.1	Older Time (Precambrian~Paleozoic~Mesozoic~Paleogene)	63
3.1.2	Younger Time (Neogene)	68
3.1.3	Quaternary System	71
3.2	Geotectonic History of the Japanese Islands	87
3.3	Summary	97
4	Summary of the Geological Characteristics	99
5	Fundamental Conditions of Location and Future Theme	101
5.1	Long-term Safety	101
5.2	Earth Scientific Characteristics for Scenario of Groundwater Flow	101
5.3	Human Intrusion	102
Acknowledgement		102
References		103

1 はじめに

1.1 調査の背景と目的

放射性同位元素使用施設及び核燃料使用施設・研究用原子炉施設等から発生する放射性廃棄物である RI・研究所等廃棄物については、原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会が平成 10 年 5 月にその処分方策を示した⁽¹⁾。それによると、RI・研究所等廃棄物の処分としては、放射能濃度が幅広いという特徴を有することから、放射能濃度毎に区分しそれぞれ適切な処分場に埋設することが示されている。RI・研究所等廃棄物の大半を占める放射性廃棄物のうち、放射能濃度が非常に低い極低レベル放射性廃棄物については「素掘り処分」、現行の政令濃度上限値以下の低レベル放射性廃棄物処分は「コンクリートピット処分」、現行の政令濃度上限値を超える低レベル放射性廃棄物は「一般的であると考えられる地下利用に対して十分余裕を持った深度で、コンクリートピットと同等以上の放射性核種閉じ込め機能を持つ施設に処分し、数百年間管理する」、および α 核種の放射性濃度が約 1 GBq/t を超える放射性廃棄物の処分は「超ウラン元素を含む放射性廃棄物に準じる地層処分」として行われることになる。これらの処分方策は、放射性廃棄物の処理処分を、1) 含まれる放射性核種が生活空間に及ぼす影響を未然に防止する、2) 安全上問題が無くなるまで管理して人間の生活環境から隔離する、3) 将来の世代に負担を残さないという観点も含み、管理期間経過後の人間活動による被曝を防ぐ、などの基本的な考え方に基いているものである。したがって、これらの処分方策に基づき、RI・研究所等廃棄物の処分場は、概ね地表付近から余裕深度および地下深部の間に、放射性廃棄物中の放射能濃度に応じて設置されることになる。

このような RI・研究所等廃棄物処分場については、現在、(財) 原子力研究バックエンド推進センターがその事業の在り方の検討と処分場の立地に関して活動を進めているところであり、今後具体的な処分場候補地の選定を行うこととなるが、この選定に当たっては、種々の要因を考慮することが必要となる。低レベル放射性廃棄物の埋設処分に対しては、原子力安全委員会が「放射性廃棄物埋設施設の安全審査の基本的考え方⁽²⁾」を決定しており、この中において、処分場の設計上の安全対策として

- ・ 設計地震力に対して、適切な期間安全上要求される機能を損なわない設計であること、
 - ・ 敷地及びその周辺における過去の記録、現地調査等を参照して、予想される地震力以外の自然現象を考慮して適切な期間安全上要求される機能を損なわない設計であること、
- 等が挙げられている。このような安全対策のためには、処分場の「基本的立地条件」として、以下のような事象を考慮して、安全確保上支障がないことを確認する必要があるとされている。

(1) 自然環境

- ① 地震、津波、地すべり、陥没、台風、高潮、洪水、異常寒波、豪雪等の自然現象

- ②地盤、地耐力、断層等の地質及び地形等
- ③風向、風速、降水量等の気象
- ④河川、地下水等の水象及び水理
- (2) 社会環境
 - ①近接工場等における火災、爆発等
 - ②河川水、地下水等の利用状況、農業、畜産業、漁業等食物に関する土地利用等の状況及び人口分布等
 - ③石炭、鉱石等の天然資源

したがって、RI・研究所等廃棄物処分場の立地・安全審査では、これらの立地条件を考慮することが必要となる。

このような基本的立地条件に関して、それぞれ我が国の状況について検討を行い、適切な処分場候補地の選定を行うことになるが、上記の中の(1)①(地震以外)、③、④、(2)①、②については具体的な処分場の立地場所に依存する。したがって、基本的な立地条件の調査対象は、上記の(1)①(地震)、②、(2)③である。本レポートでは、我が国全体における地質環境特性を取りまとめることにより、主に地質学的な観点からRI・研究所等廃棄物処分場の立地選定に資する資料の取りまとめを行うことを目的とした。日本列島一帯は変動帶に位置しており、地球科学的現象や地質構造等は世界的に見ても特異なもので、これら諸現象および特性を把握しておくことが肝要となるとともに、処分対象の放射性廃棄物には、半減期の長い放射性核種も含まれており、地盤の長期的な安定性を検討しておく必要性がある。

放射性廃棄物の地下埋設処分に関しては、これまでいくつかのとりまとめが行われてきた⁽³⁾⁽⁴⁾⁽⁵⁾。これらに対しては批判や問題点の指摘があり⁽⁶⁾⁽⁷⁾⁽⁸⁾、また、批判に対する見解⁽⁹⁾⁽¹⁰⁾も出されている。本レポートでは、このような資料もふまえ、あらゆる種類の放射性廃棄物に関して地質情報は共通であることから、改めて我が国の地質特性をまとめたものである。

1.2 調査概要

本レポートでは、以下の点について日本列島全体の地質環境特性を、これまでに報告されている論文、書籍等に基づいて取りまとめを行い、RI・研究所等廃棄物処分システム構築のための基礎資料とした。

- ・廃棄物からの長期隔離や接近シナリオを検討するための地盤の長期安定性；項目として、地表付近に見られる諸現象（地形・地質・地震・火山・隆起浸食・気候変動等）。
- ・地下水移行シナリオのための地球科学的特性：項目として、透水性、地下水の特性（透水性・挙動等）。
- ・人間侵入の検討：項目として、広義の地下資源（鉱物・燃料・地熱温泉等）の賦存状況等。

2 現在の日本列島の姿

現在の日本列島一帯は、地形・地震・活断層・火山等により特徴づけられ、後述のように世界的に見ても顕著な地殻変動を示す変動帶に位置している。放射性廃棄物の地下埋設処分を行うには、現在の日本列島一帯で生じている、上記のような地球科学的諸現象の特徴とその要因について把握しておく必要がある。以下、地形・地震・活断層・火山・地球物理的特徴・地下水・温泉・地下資源についてまとめる。

2.1 地 形

日本列島一帯の地形は、変動帶としての特異な特徴を示し、その要因は以下のように考えられている。

(1) 島弧-海溝系としての日本列島

日本列島は、太平洋の北西縁部に位置している。ここには弧状の形をした島々が連なり、花^ハ綵^ス列島とよばれる形をなしている。この弧状列島は東側に分布する海溝とともに、島弧-海溝系を構成している。このような島弧-海溝系は、太平洋北西部を中心にして、おもに環太平洋地域に見られる（図 2.1.1）⁽¹¹⁾。

通常、島弧-海溝系を特徴づける事象として、①深さ 6 km以上の海溝、②活火山の存在、③深さ 70 km以深の震源が知られている、の 3 点が挙げられる⁽¹¹⁾。また、この特徴が、大陸縁で見られる場合、陸弧とも呼ばれ、南米大陸のアンデス山脈がこれに相当する。

島弧-海溝系が持つ特徴の形成過程・成因については、多くの地球科学者が説明を行っている。最近の海洋底拡大説に基づくプレートテクトニクスも、その一つの考え方である。これについては、別の項でまとめることとし、ここでは、現在の日本列島一帯に見られる、島弧-海溝系の特徴をまとめた。

日本列島とその周辺の地形を、島弧-海溝系の 3 つの特徴から見ると、千島弧から東北日本弧-伊豆マリアナ弧に至る東日本島弧系と、西南日本弧から琉球弧に至る西日本島弧系とに二分される（図 2.1.2）⁽¹²⁾。それは、島弧-海溝系を特徴づける現象が、二つの島弧系では異なるためである。つまり、東日本島弧系では 3 つの特徴がはっきりしているが、西南日本弧では次のような違いが現れている。

- 1) 海側に分布する南海トラフ^(注1)は、海溝といえるほど深くない（最深部で約-4,500m）。
- 2) 深い地震が起こっていない。
- 3) 火山活動が不活発である。

この理由としては、南海トラフ中には陸から供給された多量の碎屑物により、もともとは海溝状に深かった部分が埋設してしまったこと、および、後述のプレートテクトニクスの考えによると、フィリピン海プレートが若く、それほど活発化していないためなどと考えられている。

(2) プレートの配置

現在の日本列島一帯の地形・地質等をふくめた地球科学的な特徴は、プレートの動きで説明されている。

^{注1)} トラフ：舟状海盆。深海底にあり細長くて比較的幅の広い舟状の凹地。南海トラフのように起原的には海溝だが、堆積作用によって浅くなったものにも使われる。

プレートテクトニクスとは、リソスフェアが水平的に広がり、一体性を保ちつつアセノスフェア^{注2)}の上を運動するものである。リソスフェアとは、岩石圏のことを言い、上部マントルの流動的な層であるアセノスフェアの上を覆う。リソスフェアは、厚さ数十km～200 km程度の固い層で、大陸地殻を含むものを大陸リソスフェア、海洋地殻に相当するものを海洋リソスフェアと呼ぶ。リソスフェアはいくつかのブロック、つまりプレートに分けられる。プレートはリソスフェアと同様に、大陸プレートと海洋プレートとに大別される。地球全体では、10数枚のプレートが表面を覆い、これらの相互運動が各種現象の原因となっている(図 2-1-3)⁽¹³⁾。

日本列島付近のプレートの配置は、図 2.1.4⁽¹⁴⁾ のとおりであり、大陸プレートであるユーラシアプレートと北米プレート^{注1)}、海洋プレートである太平洋プレートとフィリピン海プレートの4枚のプレートが配置されている。それぞれのプレートは、比重が大きい海洋プレートが大陸プレートに対してもぐり込む関係にある。海洋プレートどうしでは、太平洋プレートがフィリピン海プレートの下へもぐり込む形になっている。とくに、相模トラフと房総半島沖では3つのプレートが境を接しており、この部分を三重会合点と呼んでいる。

プレートの配置については、北米プレートとユーラシアプレートの境界に関して、定説である「糸魚川・静岡線」ではなく「新潟・神戸構造帯」である、という説も提唱されている⁽¹⁶⁾。

プレートの運動速度は、西側のユーラシアプレートを固定した場合、太平洋プレートは西へ11 cm/年、フィリピン海プレートは北西へ5 cm/年、北米プレートは西へ1 cm/年である。

このようなプレート配置と運動は、現在の日本列島一帯の様々な自然現象と関連している。

(3) 地形のモザイク構造

日本とその周辺地域の地形は、多様性を有する(図 2.1.5)⁽¹⁷⁾。狭い国土の中で、変化に富むということは、山地や平野がそれぞれ小規模であることを意味する。さらに、狭い範囲に性質が異なる地形の組み合わせが存在している。このような地形の配列は、“モザイク構造”とよばれている⁽¹⁸⁾。

この特徴は、河川の流域配分にも現れている。つまり、ブラジルではアマゾン流域だけで国土の過半を占め、ロシアではオビ、エニセイ、レナの上位3河川流域で国土の36%を占めているのに対し、日本では利根川、石狩川、信濃川の上位3河川の流域は、国土の1割強を占めるにすぎない。このことは、ブラジルやロシアのように、国土の大部分が地質的に安定な地域に属する国々と、日本のように変動帶^{注2)}に位置している場合とでは、地形の規模に歴然たる差があることを示している⁽¹⁹⁾。地形要素の特徴を、図 2.1.5に基づいてまとめる。

1) 火山：各島弧の方向に平行に分布し、火山フロント^{注3)}を境に太平洋側には分布しない。

^{注2)} アセノスフェア；流動性に富み柔らかい層の意。プレートすなわちリソスフェアの下位にあって、相対的に流動性に富んだ層を指す。

^{注1)} 最近では、北米プレートをカムチャッカ半島の付け根付近で分けて、南側をオホーツクプレートとする考えもある⁽¹⁵⁾。

^{注2)} 変動帶：地球表面で、地殻変動や地震活動が活発に起こっている地帯。または、過去に活発だった地帯。大陸の楯状地や大洋底のような安定地域の境界に分布する。現在の変動帶はプレートの境界に沿っている。

^{注3)} 火山フロント（火山前線）：島弧に沿う火山分布域の海溝よりの線のこと。火山分布域では、火山フロントに近いほど火山分布密度や噴出量が多い。この線より海溝側には火山が分布しない。

- 2) 主要な地形構造線：プレート境界にほぼ平行する。
- 3) 地形構造線：プレート境界に平行するものは、東北日本^{注1)}に多く、西南日本側では主要地形構造線に平行するもの、直交・斜交するものなど様々である。
- 4) 高地：中部日本から東北日本側で発達する。
- 5) 低地：関東平野・濃尾平野・大阪平野・越後平野・釧路平野・石狩平野等、現在の海岸平野が主体である。
- 6) 陸棚の縁（-200m線）：現在の海岸線と不調和な走りを示す個所は、東京湾・富山湾・釧路沖などの現河川の延長部、相模湾・駿河湾などの海溝延長部などである。
- 7) 海山：円形または楕円状の底面を持ち、周囲の海底から1,000m以上そびえたつ海面下の隆起部のことを言う。海洋プレート上にあり、日本列島の近海では北から主なものとして、拓洋Ⅰ・凌風Ⅱ・襟裳・磐城・鹿島・拓洋Ⅱ・膠州・紀南・駒橋などがある。
- 8) 海嶺・隆起帯：日本海中央部の大和堆、伊豆・小笠原弧沿いの小笠原海嶺・七島-硫黄島海嶺・西七島海嶺などが典型である。
- 9) 海盆・舟状海盆：太平洋の四国海盆、日本海の大和・対馬・日本海盆等が顕著である。
- 10) 深海平坦面：陸棚より深部に分布するもので、日本海溝・南海トラフと島弧との間に見られる。
- 11) 海溝・舟状海盆・深海の縁：海溝・海盆等へむかって、海底地形の傾斜が急になる部分である。海溝等のそれに平行する場合が多い。
- 12) 海溝・南海舟状海盆の軸：海洋プレートが大陸プレート下に沈み込むプレートの収斂境界である。周辺の海洋底より2,000m程度深い。

また、日本列島の地形を、海拔200mの等高線の走りで輪郭をみる（図2.1.6）⁽¹⁹⁾と、次のような特徴が明らかになる。この図は日本を海中に200m沈めた時の特徴も表わしている。

- 1) 全体に幅が広い湾入と樹枝状の湾入や水道が見られ、とくに、敦賀湾-伊勢湾より西側と、酒田-石巻を結ぶ線より北側で顕著である。北海道は石狩低地帯により二分され、また、本州の胴体部では由良川・加古川流域で二分される。
- 2) 現在の海峡をはさんだ両側の地域（下関海峡、豊後水道、紀伊水道、伊勢湾口）、山地の先端（北上山地、北見山地）および半島部には群島が見られる。

以上の特徴は、日本列島が多くの低地とその間にある山地とが入り組んだ複雑な地形構造を有していることを示し⁽¹⁹⁾、いわゆる“モザイク構造”が日本の地形の基本形となっているといえる。

（4）日本の原地形

ある範囲での山並みを見ると、山頂がほぼ一様にそろって高くなったり低くなったりする。これを山頂の定高性と呼んでいる。また、面積が小さな小起伏浸食面（図2.1.7）⁽²⁰⁾である平頂峰^{注4)}は、全国ほとんどの山地に分布している。さらに、接峰面図に見られる小起伏面は、中央日本以外の地域では連続性がある。この小起伏面は、単なる仮想面ではなく、かつて存在

^{注1)}糸魚川-静岡構造線あるいはフォッサマグナを境に、東側を東北日本、西側を西南日本と呼ぶ。

^{注4)}平頂山稜とも。山頂に小面積の小起伏面が分布し、山頂の頭が切られたような形の山稜のこと。過去の準平原の開析が進み、狭い原面が山稜の頂上にのみ残り、平頂山稜群となる。

した準平原であると考えらえている⁽¹⁹⁾。

準平原とは、山地であった地域が浸食を受け、終地形として生じたものである。ここでは、基盤の地質構造が複雑でも、平坦面に残留土壌が発達し、河川は著しく蛇行している。このような小起伏面あるいは“準平原”が、現在の日本列島一帯に見られる地形発達の出発点と考えられている⁽¹⁹⁾。この視点により、主な地域の特徴を見ることにする。

近畿・中国・四国地方では、全体的にみると、中国山地と四国山地が東西に走っている。その間に、瀬戸内海の低地がはさまれる。中部新第三系の分布は、濃尾平野から近畿・中国山地一体の内陸部である。海域は、西半分で現在の瀬戸内海と斜交する（図 2.1.8(A)）⁽¹⁹⁾。この堆積物中には、厚い礫岩が存在しない。つまり、近くに大きな起伏をもつ山地がなかったことを示している。したがって、当時の近畿・中国地方は現在よりはるかに起伏が小さく、中新統⁽¹⁾の堆積までに平坦化が進行していた⁽¹⁹⁾と考えられる。この浸食面は、いわゆる“中国準平原（道後山面）”に相当する。

西南日本外帶⁽²⁾を東西に延びる山地には、互いに約 150 km ずつ離れた南北性の軸を持つ地形的な高まりがある。紀伊半島・室戸岬・足摺岬・九州山地である。この高まりの間にある二つの低所である紀伊水道と豊後水道で、瀬戸内海は太平洋と連絡している。中新世に存在した古瀬戸内海は、島根県中部で日本海と接続し、太平洋とは現在の伊勢湾と紀伊水道付近で連絡していた（図 2.1.8(A)）。紀伊水道南部の土紀海盆には、中部中新統の堆積物が形成されている。このことは、紀伊水道に相当する低所は、中新世から存在していたことを示している。つまり、外帶山地に認められる南北性の軸を持つ地形のうねりは、中国山地や瀬戸内低地と同様に、その起源を中新世中期までさかのぼることができる。

赤石山地には、標高約 3,000m の等高性の山頂部が見られ、かつて小起伏の平坦面が存在していたことを示唆する。ここでは、中新統最上部層として曙礫層という厚さ 4,000m におよぶ礫岩層が分布する。含まれる礫の主体は、西側の赤石山地を構成する中生界⁽³⁾である。つまり、曙礫層の堆積期に赤石山地と富士川谷の間に大きな高度差が生じ、西側から大量の礫が供給されることになる。この変形は、赤石山地が東へ向かって押し上げられたためで、赤石山地は中新世末期から上昇を開始し、その傾向が現在まで続いていると考えられている。

小起伏浸食面と新第三系の関係は、東北地方の北上・阿武隈山地でも明確に認められる。北上山地は、標高 800~1,000m の定高性の山地で、山頂部には準平原の遺物である緩やかな高原が広がっている（図 2.1.9）⁽¹⁹⁾。この山地の西側の縁に分布する新第三系は、山地の周辺に分布しており、主に細粒堆積物で構成されている。したがって、堆積が開始した時期には、山地との間に現在のような高度差があったとは考えられない。また、北上山地北部には更新世⁽⁴⁾初期に形成された海岸段丘が、標高 400m 以上の所にまで分布している。このことは、北上山地が更新世になってから、約 500m 上昇したことを見している。したがって、ここでは更新

⁽¹⁾ 新生代新第三紀の前半の時期である中新世に形成された地層のこと。年代としては 23.3~5.2 Ma の間。（Ma:100 万年に相当する SI 単位系）。

⁽²⁾ 西南日本の中央構造線より南の太平洋側の部分。

⁽³⁾ 中生代を代表する岩層。時代的には、古生代と新生代の間で、約 2.51 億年から約 6500 万年前にいたる約 1.86 億年間。古い方から、三疊紀・ジュラ紀・白亜紀。爬虫類の全盛期でもある。

⁽⁴⁾ 第四紀を二分する古いほうの世。約 163 万年~約 1 万年前の間。

世初期以降の隆起速度は、それ以前に比べて6~7倍となる。

中新世より古い時代の古第三紀での日本列島の地形状況は、この時代の地層分布が極めて狭いために不明な点が多い。古第三系の分布は、北九州と北海道の炭田地域と、北上・阿武隈山地の太平洋側に点在するもの、および西南日本外帯に関東山地から琉球列島まで連続する堆積物である。主な分布は西南日本太平洋側に限られており、内陸部から日本海側には全く分布していない。このことは、古第三紀には日本列島の大部分が浸食の場にあったことを示している⁽¹⁹⁾。北上山地の古第三系には陸成相が卓越し、赤石山地では中央構造線沿いに浅海成相が見られることも、同様のことを示唆する。

このような古第三紀の広域的な浸食は、日本各地の準平原遺物や接峰面の小起伏面の原形となつたものである。

東北地方では、奥羽山脈や出羽丘陵など南北に走る山地と斜交して、北西-南東方向の地形の高まりがある。この山地の間に、会津・山形・横手などの内陸盆地がある。このような地形は、格子状のパターンを示しており、山地を構成する新第三系の地質構造と成因的な関係がある。このパターンの成因は、新第三系の堆積や変形をもたらした一連の地殻変動である。

以上のように、日本列島の地形の起源は、新第三紀中新世（520~2330万年前）から古第三紀（2330万年前以前）までさかのぼることができる。

（5）成長を続ける山地

飛騨・赤石・関東山地などの中央日本の山地や、北海道の日高山脈などは、いずれも第四紀になって急激に隆起した。その隆起量は、2,300~3,000mに及ぶ（図2.1.10）⁽¹⁹⁾。また、最近では、六甲山地の隆起速度が著しく大きいことが注目される。このような隆起量と速度は、ヨーロッパ東アルプスやヒマラヤ山脈の動きと類似している。ただし、東アルプスの場合は、約3,000万年前からの隆起量であり、ヒマラヤは約100万年前からの顕著な隆起を示している。日本列島の場合、山地頂部と海溝底部との比高をとると8,000~9,000m以上であり、ヒマラヤ山脈に匹敵する巨大山脈が存在するといえる。

日本列島では、古第三紀以来山地の形成と消滅は、繰り返していない。地形の進化は今まで一方的で、第四紀以降の急速な隆起は現在も継続している。

（6）顕著な浸食

日本列島は世界的に見ても、浸食作用が激しい地域の一つである。ここでの山地での平均的削剥の厚さは、10cm/1,000年のオーダーで、世界の平均より1桁大きい⁽²¹⁾。浸食の原因是、日本が世界的な多雨地域であることと、前項（5）で述べたように日本の山地が現在でも成長中にあることである。

日本の海岸地帯に分布する丘陵のほとんどと台地・平野は、海拔200m以下に分布する。この部分を低地帯とすると、日本の高度別面積では41%を占める（図2.1.11）⁽²²⁾。同じ変動帶にあるニュージーランドでは、北島で39%、南島で23%であり、日本よりかなり小さい。

日本では、山地が活発な隆起運動を続けながら、一方で広い低地帯が分布していることになる。これは、日本では山地の浸食が、かなり激しく進行しているためと考えられる（図2.1.12）⁽¹⁷⁾。つまり、関東平野や石狩低地のように沈降運動が続いている個所が、海湾にならずに陸域になっているのは、自然の埋め立て作用が盛んであるためで、山地での浸食が進んでいるた

めである。

以上より、日本列島一帯の地形の特徴は、次のようにまとめられる。

- ・大きくは、島弧-海溝系として、太平洋側に張り出した弓状の形を示す。
- ・日本列島一帯には、4枚のプレートが配置されており、それぞれが相互に複雑な動きを示している。
- ・東北日本弧と西南日本弧では、海溝の深さ・火山活動・深発地震の性質が異なる。
- ・低地と山地が入り組んで、地形の変化が大きく起伏に富み、複雑な“モザイク構造”状の地形を示す。
- ・日本列島の原地形は古第三紀に形成され、その後、一方的な隆起と沈降が継続していると考えられている。隆起は、第四紀になって激しくなり、場所によっては2300～3000mに及ぶ。隆起に伴う浸食活動が活発で、浸食による土砂類は沈降地帯を埋め立てている。
- ・隆起と沈降の速度は、場所や時代により一定ではない。中央山地や日高山脈等では第四紀になってからの隆起が顕著で、関東平野や石狩低地帯等では沈降が激しい。

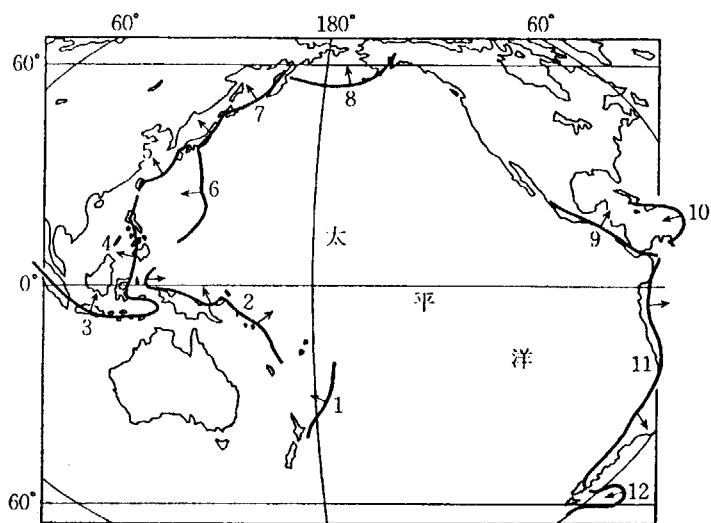


図 2.1.1 島弧・陸弧の分布⁽⁵⁾。矢印は深発地震面の傾き下がる方向で、弧の内側を指している。島弧名は次のとおり。1:トンガ、2:メラネシア、3:インドネシア、4:フィリピン-台湾、5:西日本、6:マリアナ-東日本、7:千島、8:アリューシャン、9:中米、10:カリブ、11:南米(アンデス)、12:スコチア-南極

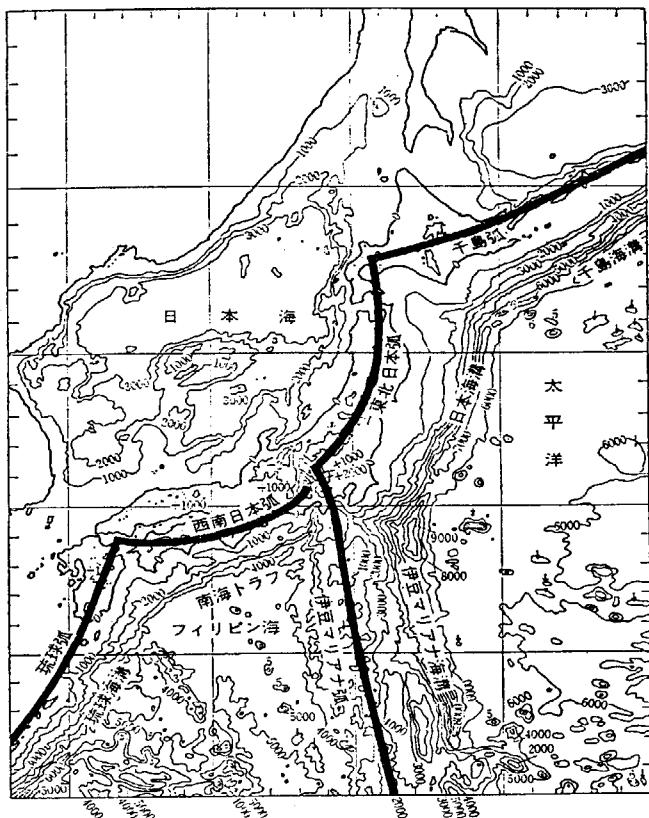
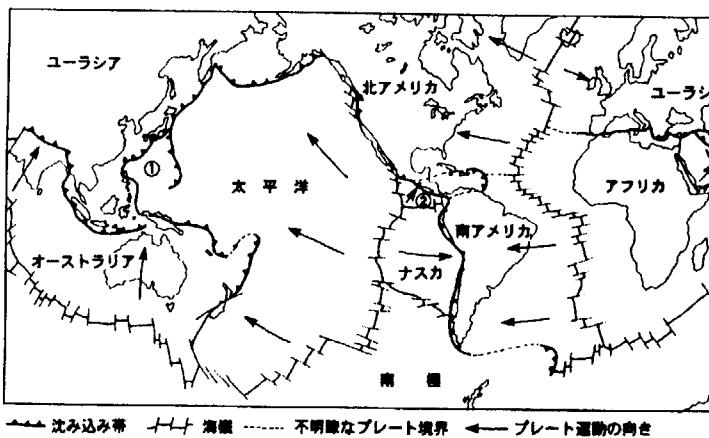
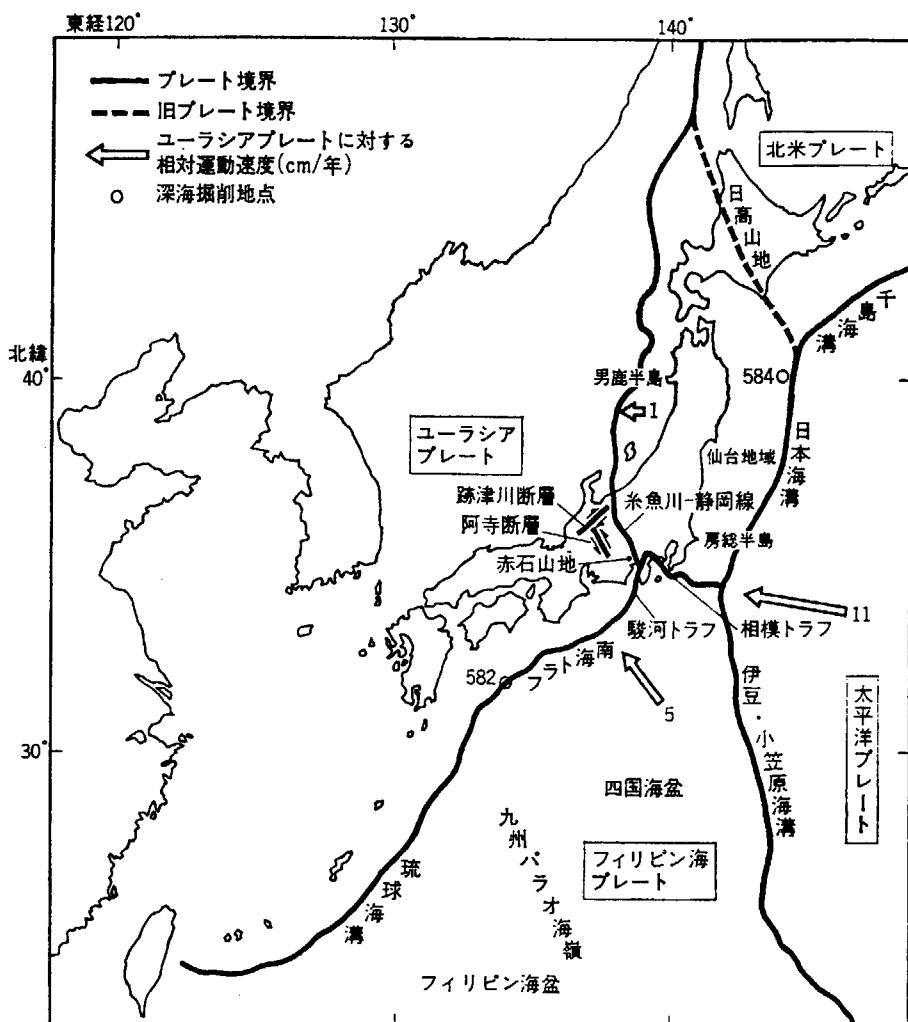


図 2.1.2 日本列島とその付近の地形⁽⁶⁾。

日本列島は、千島弧-東北日本弧-伊豆マリアナ弧からなる東日本弧と、西南日本弧-琉球弧からなる西日本弧とに大きく分けられる。

図 2.1.3 世界のプレート配置境界⁽⁷⁾。①フィリピン海プレート、②ナスカプレート図 2.1.4 日本列島周辺のプレート境界⁽⁸⁾

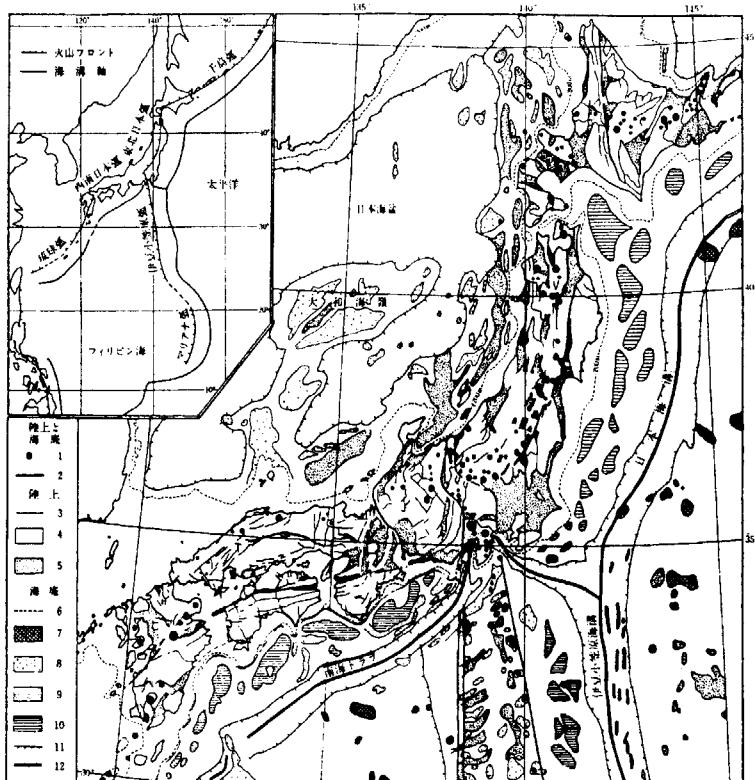


図 2.1.5 日本とその周辺海域の地形学図⁽¹⁰⁾。

1. 火山、2. 主要な地形構造線、3. 地形構造線、4. 高地、
5. 低地、6. 陸棚の縁 (-200m 線)、7. 海山、8. 海嶺・隆起帯、9. 海盆・舟状海盆、10. 深海平坦面、11. 海溝・舟状海盆・深海の縁、12. 海溝・南海舟状海盆の軸



図 2.1.6 200m海中に沈めたときの日本列島。黒い部分が海となる⁽¹²⁾。

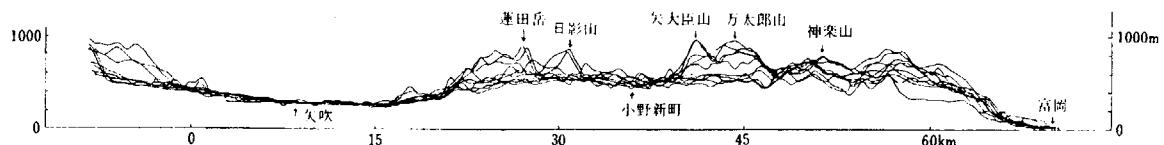


図 2.1.7 阿武隈山地中部の投射断面図。山地の東西方向に幅 1.5 km の帶ごとにそれぞれ投射断面図を作り、10 断面を重ね合わせたもの⁽¹³⁾。

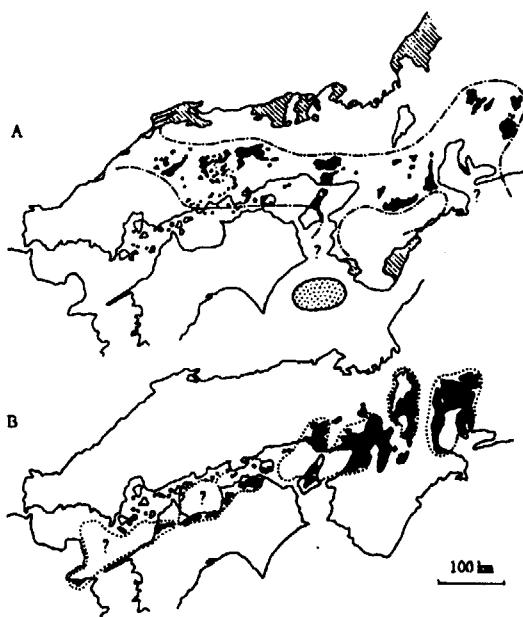


図 2.1.8 濑戸内の古地理図⁽¹²⁾。
A. 西南日本中央部における中新統の分布と、推定される瀬戸内海の範囲。B. 瀬戸内区に鮮新世末から更新世前期に出現した内陸湖盆。斜線部は区域外の同時の地層分布。砂目は中部中新統の分布。

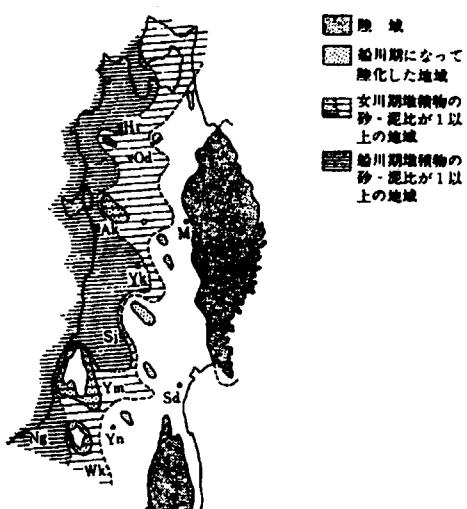


図 2.1.9 中新世後半における東北地方の海陸分布と堆積相⁽¹²⁾。
砂-泥比 1 以上の部分では泥岩が卓越する。Ak; 秋田, Hr; 弘前, Mri; 盛岡, Ng; 新潟, Od; 大館, Sd; 仙台, Si; 新庄; Yk; 横手, Ym; 山形, Yn; 米沢, Wk; 会津若松

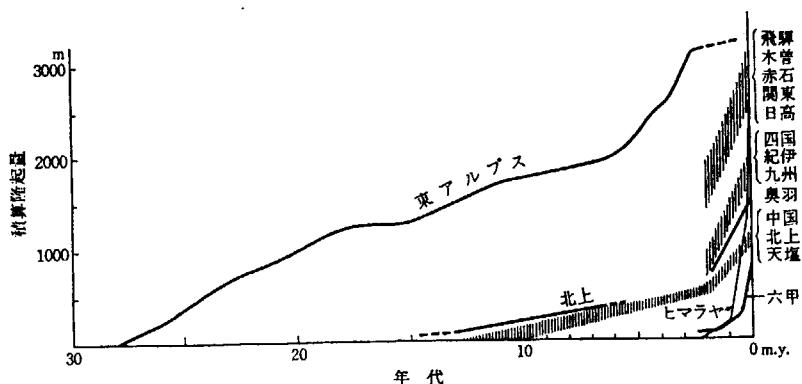


図 2.1.10 日本の山地と東アルプス、ヒマラヤの隆起曲線⁽¹²⁾。六甲山地の曲線は HUJITA et al. (1973) による。東アルプスの曲線は先中新世の地形面。ヒマラヤの曲線は鮮新世の地形面を基準に描いてある。

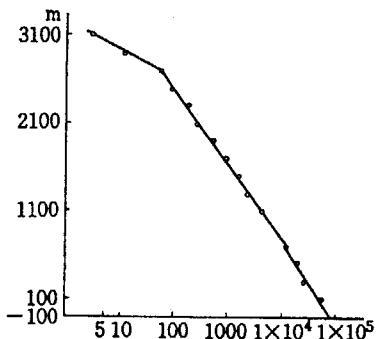
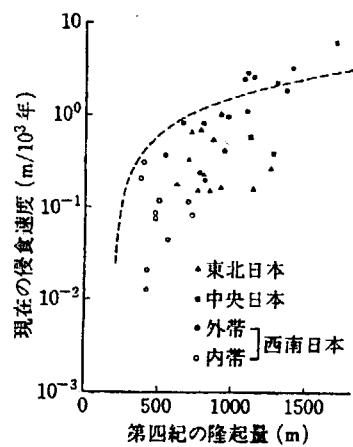


図 2.1.11 日本の高度頻度分布⁽¹⁵⁾。縦軸:高度(200m級区間の中央値)、横軸:高度を読み取った地形の格子点数(面積に代わるもの)

図 2.1.12 浸食速度と隆起量の関係⁽¹⁶⁾。
破線:現在の浸食速度=現在の隆起速度の線。この線より上にあれば、浸食速度が隆起速度を上回っており、下にあればその逆になる。



2.2 地震

地震は、地殻や上部マントル内で生じる岩石の急激な破壊によって、地震波が発生する現象である。震源から放射された地震波は、屈折や反射をしながら地球内部を伝わって地表に達し、規模が大きいものはしばしば人間社会に甚大な被害をもたらす。放射性廃棄物の地下埋設処分場の選定に際しては、このような地震の影響が極力小さい個所とする必要がある。

地震の発生は、地球全体の地殻変動の現れであり、その特徴を把握することが重要である。

日本列島一帯には、有史以来被害地震の記録が残り、また、有史以前の地震に関する地層に残された地震記録の解析により、規模や発生の時間間隔等を明らかにすることができます。

この項では、日本列島一帯に分布する地震について、震央・震源分布、被害をもたらしたもの等をまとめ、地震発生の原因や問題点について検討した。

(1) 分布

地震の震源分布には規則性があり、日本列島に一様に分布しているわけではないことが分かる。つまり、地震の震源は明確に二つの群に分離できる。西側へ深くなるように傾斜した面状に分布する群と、日本列島直下の地殻内に分布する群である（図 2.2.1）⁽¹⁷⁾。前者は太平洋プレート上半部で発生するもので、“プレート境界型”とよばれ、後者は“内陸型”とよばれるものである。

プレート境界型地震

日本付近でのプレート境界型地震は、マグニチュード^{注1)}Mが一般的に最大で8前後を示し、規模の大きいものが多く、その分布域は図 2-2-2⁽²⁴⁾ のとおりである。これらは2つのプレートの相対運動によるものと考えられ、震源が海域にあることが多いことから沖合型地震とも呼ばれ、地震動とともに震源域の海底を変動させて、津波を起こす場合が多い。主な発生域は次のとおりである。

- a) 千島海溝～日本海溝沿いの海域；太平洋プレートと北米プレートの境界部である。
- b) 日本海東縁部；北米プレートとユーラシアプレートの境界部である。
- c) 相模トラフ～南海トラフ沿いの海域；フィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界部である。

内陸型地震

この型の地震は、内陸の直下でしかも地殻の上部（深さ 20 km 以浅）で、活断層と関連して発生するものが多い。この地震のマグニチュード M は最大 7 前後のものが多いが、浅所に震源があるので、被害は甚大になる。

(2) 地震の性質と地域性

日本列島付近で発生する地震には、その性質^{注2)}に地域性がある。地震の地域性は、地震が地質構造の中で生じる断層運動によるものであるので、地質構造の地域性を表す。地震の起こ

注1) 地震の大きさを示すスケール。震央距離や震源深さ等を公式にあてはめて決める。式はいくつかあるが、日本では在気象庁の式が一般的。M=1 の差は、 \sqrt{R} で約 30 倍の差。

注2) 地震群の型(本震余震型、群発型など)、地震の規模、本震と余震の規模の差、地震断層のすべり速度の大小、卓越地震波の周期の大小、地震活動(放出エネルギー)の大小、発震機構の安定性等。

り方から見た日本列島一帯の地殻状況を見ると、次のような区分ができる（詳細は図 2. 2. 3⁽²⁴⁾ 参照）。

- ①：地殻が最も著しく破碎されている地域。
- ②：①に次いで著しく、地殻が破碎されている地域。
- ③：中程度ないし僅かに地殻が破碎されている地域。

このことは、③の地域のように地殻の破碎度が低い場合、地殻の歪みエネルギーが蓄積しやすく、それが一挙に放出されると、巨大地震（最大 $M>8$ ）が発生することを意味する。

例えば東北日本では、日本海溝に近い部分と太平洋沖合部さらに日本海側で、それぞれ地殻の性質が異なることがわかる。つまり、太平洋沖合部での地殻の性質は③であり、ここでは地殻の破碎度は低いが、発生する地震の最大規模が大きいことを示している。このことは、日本列島付近のプレート境界で発生する大地震の震源分布（図 2. 2. 2）と良く対応している。

北海道～東北日本太平洋側では、これら巨大地震が約 100 年の周期で、深さ 10～30 km のスラスト帶で発生している。

一方、巨大地震は福島県沖付近から南方ではまれになり、伊豆・小笠原弧・マリアナ弧ではほとんど発生していない。これは、プレートの相対運動が、非地震性のすべり（急激な断層運動ではなく、ゆっくりヌルヌルとする）になるためと考えられている⁽²⁵⁾。

同様な現象は、南海トラフの西端日向灘から琉球弧にかけてもみられる。このような非地震性すべりが生じる原因是、沈み込むプレートの年代が古いほど地震性すべりが小さくなる傾向と関連があると考えられている。しかし、プレートが形成された年代は、フィリピン海プレートが 40Ma、太平洋プレートが 120Ma で、大きな差がある。したがって、非地震性すべりの原因是、年代の他に温度、地殻からの脱水、 σ_n （圧縮応力）などのすべり特性を支配する要因が関連すると考えられる^{(26)・(27)}。詳細については、今後の課題である。

（3）エイサイスマックフロント（非地震フロント）

プレート境界型地震と内陸型地震の地震発生個所の間に、地震が発生しない部分がみられる。つまり、上部の地殻と下位のプレート沈み込み部の間に、楔状の形で地震が発生しない個所がある（図 2. 2. 4）⁽²⁸⁾。この部分はアセノスフェアに相当し、力学的には柔らかい性質を有するために、境界部ではすべりが発生し地震がおこるが、内部では発生しない。この地震が発生しない境界を、エイサイスマックフロント（非地震フロント）⁽²⁹⁾と呼ぶ。つまり、エイサイスマックフロントより内陸側では、地震が発生するのは地殻内に限られることになる。

（4）被害地震と活断層

日本列島周辺で発生した主な被害地震（図 2. 2. 5）⁽³⁰⁾には、前述のようにプレート境界型の巨大地震と、内陸型の直下地震がある。明治以降に日本で発生した大被害地震の分布をみると、次のことが言える⁽³⁰⁾。

死者数が 1,000 人以上の大震災は、明治以降で 11 個発生している。このうち、5 個が海溝型の巨大地震によるもので、残りは活断層の運動で発生した M7 級の内陸直下型地震によるものである。

とくに、後者は内陸の直下でしかも地殻の上部（深さ 20 km 以浅）で発生するので、たとえ規模が小さくても大きな被害が生じる場合が多い。地殻上部で発生する地震は、活断層と関連

している場合が多い。歴史あるいは考古記録がある大被害地震の震央の多くは、活断層の分布と良い相関を示す。明治以降に日本列島の陸上部で発生したマグニチュード 6.5 以上の被害地震のうち、約 80% が活断層の分布個所あるいはその至近（5 km 以内）に震央が位置している。活断層に関しては次項でのべる。

このように、日本列島一帯で発生する地震に関しては、海溝型巨大地震と内陸直下型地震の双方に対して注意を向ける必要がある。

(5) 地震発生の頻度

同一の震源で地震が発生してから、次の地震が起こるまでを、地震サイクルと呼ぶ。この地震サイクルの長さ（あるいは地震の繰り返し発生間隔）は、地震の規模と歪みエネルギーの蓄積速度に依存している。したがって、日本列島一帯で発生する地震は、地域によって地震サイクルと地震の規模が異なる⁽³¹⁾。つまり、日本の太平洋側では、最大 M8 級の巨大地震が発生し易く、その繰り返し発生間隔は数十年から 100 年のオーダーである。一方、内陸部では地震の規模は比較的小さく（最大 M7 級）、繰り返し発生間隔は 1,000 年から 1 万年のオーダーである。

このことは、太平洋側の地震はプレート境界で発生するもので、歪みエネルギーの蓄積速度が大きいことを、一方、内陸部の地震は、地殻内で発生するものが主体で、歪みエネルギーの蓄積速度は小さく、発生間隔も長いことを示している。ここで注意しなくてはならないことは、内陸型地震の発生間隔は長いが、日本列島に分布する活断層の数が多いために、海溝型地震と同程度の頻度で、内陸型地震が発生することである。

地震の頻度と規模との関連を示すものとして、グーテンベルグ-リヒター則がある。これは、次式で表される⁽³²⁾。

$$\log N(M) = a - bM$$

ここに、M：地震のマグニチュード

N：マグニチュード M 以上の地震の発生累積個数

a、b：定数。a は、全体としての地震活動のレベルを示す。b は、マグニチュードによる地震の起り方の頻度を示し、多くの場合 1 に近いか 1 以下である。

この法則が示すことは、地震のマグニチュードが 1 だけ大きい地震はもとの 1/10、2 大きい地震は 1/100 しか発生しないということである（図 2.2.6）⁽³²⁾。つまり、地震の発生が見られない空白地域は、歪みエネルギーが大いに蓄積しているとも考えられ、検討の対象となる。

(6) 活断層と震源の関係

内陸直下型の地震は、活断層と関連して発生すると考えられている。活断層は、日本列島付近ではプレートどうしの衝突により、一般に逆断層であることが多い。最近の反射法地震探査によっても、これまで顕著な横ずれ断層であることから、高角であるとされてきた中央構造線は、北へ緩く傾斜していることが明らかになってきた。同様なことが、ほかの活断層にも当てはまる可能性がある。したがって、活断層と震源の関係では、次の点に留意しなくてはならない⁽³³⁾。

内陸型地震の震源は、地震発生層とよばれる深さ 15 km 程度の地殻上部にある。地震発生層からの大きな地震動により、地表に危険な波が発生する（図 2.2.7）⁽³³⁾。この場合、地震を

発生する断層の形状が大きな問題となる。つまり、垂直な震源断層の場合は、地表の断層付近で被害が大きくなる。一方、震源断層が低角度の場合、上盤側の広い範囲に被害がおよぶ。1999年の台湾の集集地震がその典型である（図 2.2.8）⁽³³⁾。震源断層が低角度の場合、単純に地表の活断層付近での被害ではなく、震央の上部で被害が大きくなる。

1995 年兵庫県南部地震の場合、地表地震断層は、明石海峡の海底と淡路島には現れたが、神戸側では地表に達しなかった。つまり、地表で見られる地震断層は、地下の震源断層の一部にすぎないと言える。また、2000 年 10 月の鳥取県西部地震は、過去の地表地震断層の痕跡である活断層が見られなかった地域で発生した。

このように、断層面に傾斜がある場合や震源断層が地表に現れない場合もあることから、処分サイトの選定に際しては、断層面の探査法や解析法の精度を向上させ、確実な地下情報を得ていく必要がある。

（7）日本列島一帯の地震活動

1) 大構造区ごとの地震活動の盛衰

日本列島一帯の応力状態は、次のように考えられている。

東北日本の日本海溝側では、太平洋プレートの沈み込みによる圧縮応力が作用している。その応力の大部分は、プレート間の巨大地震で解消される。残った応力は日本海側の褶曲帯を発達させ、さらに、フォッサマグナを経て西南日本内帯まで及び、これにより近畿三角地帯^(注)等の構造区が形成されている。

このような応力分布は、“プレート境界型地震”や“内陸直下型地震”的大地震の震源分布、および発生時期にも特徴をもたらしている。過去千数百年間の地震資料によると（図 2.2.9）⁽³⁵⁾、東北日本の海溝側と日本海側褶曲帯では、地震活動の活発期と静穏期が良く対応している。同様に、西南日本内帯の大地震の時系列ともよく合っている。しかし、西南日本外帯部では、フィリピン海プレートの沈み込みによって発生する巨大地震が、多くの地域の静穏期にも頻繁に発生している。

プレートの沈み込みによる圧縮力が海溝から内陸へ伝わり、地震が発生するとするなら、内陸側のブロック間に応力が最も集中する時期は、プレート間の巨大地震が発生する直前となる傾向がある。したがって、外帯側と内帯側の地震活動が活発化する時期は、ほぼ同時期となる。一方、西南日本外帯では巨大地震が内帯部と無関係に発生しているのは、この地域の造構運動等との関連でさらに検討する必要がある。

2) 日本列島一帯で発生した最近（第四紀以降）の地震活動の問題点

放射性廃棄物の処分を考える際、過去の地球科学的な現象から外挿して、将来の日本列島一帯の動きを想定することになる。

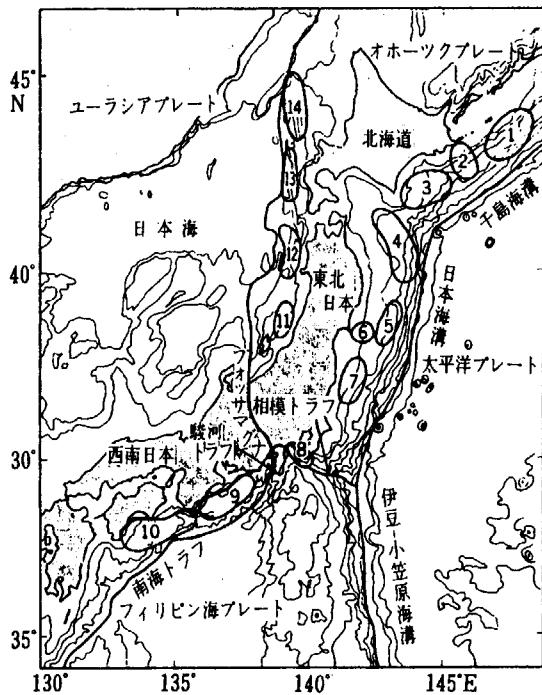
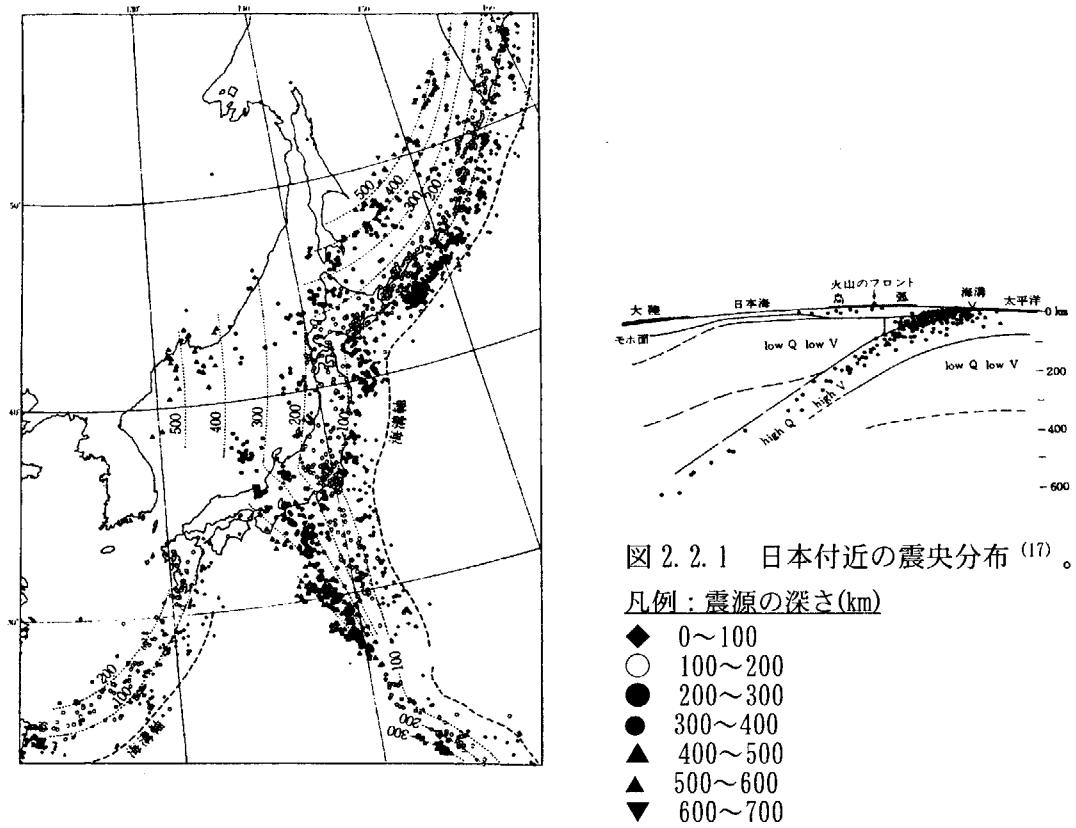
その地球科学的現象は、現在、プレートテクトニクスによって解釈されており、全体的に過去数十万年以降は、プレートの動きは一定であるとされている。

しかしながら、日本列島一帯には4枚のプレートが複雑な形態で分布しており、各プレート

^(注) 若狭湾を頂点とし、比良・六甲山地を西縁、養老山地を東縁、中央構造線を底辺とする三角形の地帯。西南日本の基盤岩の構造が東西方向なのに対し、直角に交わり、第四紀に出現した構造。藤田(1962)⁽³⁴⁾ が提唱。

相互の運動も未だ判らない点もある。ここでは、「地震」の項のまとめとして、いくつかの特徴を挙げておく。

- ① 活断層による地震は、一般に周期が長い。この場合、前回の活動からの時間経過により、浸食等により活動の跡が消滅したことも考えられる。また、震源断層が地表に達しない場合もある。したがって、現在地表に活断層が見られない個所でも、地震が発生する可能性が考えられる。
- ② 緩い傾斜を持つ震源断層の場合、震央と活断層の位置が離れている。そのため活断層の正確な形状を把握することが重要となる。
- ③ 地震発生の間隔は一定ではない。これに関して、プレートの動きは1年、10年、100年 のオーダーで未だ判らないことが多い。
- ④ 第四紀半ばからユーラシアプレートが東方への押しだしを開始し、西南日本の地殻応力歪みが拡大中であるという考えがある。これによると、活断層の活動度は一定ではなく、とくに西南日本では約50万年前から活発化しているとされている。
- ⑤ 日本列島一帯では、プレート境界型の巨大地震と内陸直下型の地震が、複雑な応力の下で発生している。地震に関しては、今後さらに地球科学的な研究を進める必要がある。



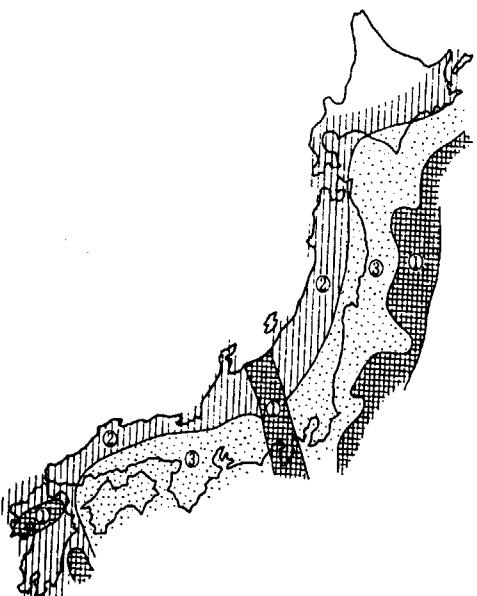


図 2.2.3 地震のおこり方からみた日本列島の地殻⁽¹⁷⁾。

①:地殻が最も著しく破碎されている地域。群発性地震や前震を伴う地震が多い。 M_c および $M_0 - M_I$ は小さい。東北日本沖および宮崎沖での①の境界は $M_0 - M_I = 1.0$ の線で表してある。東北日本の②の東縁沿いに①の地帯があるが図では②に一括されている。

②:①に次いで著しく破碎されている地域。前震を伴う地震がしばしばある。 M_c は7~7.5程度。

③:中程度ないし僅かに破碎されている地域。 M_c は中国中西部(M7以上)以外は8以上。

M_c : 地震の規模マグニチュード M と地震の発生数 N の関係は、 $\log N = a - bM$ (経験則)。この式にのって起こる地震群の上限の大きさ。

$M_0 - M_I$: 本震と余震の規模の差。

図 2.2.4 東北日本の微小地震の震源分布⁽²⁸⁾。地図上の長方形内を投影したもので、数字は P 波速度 (km/秒)。

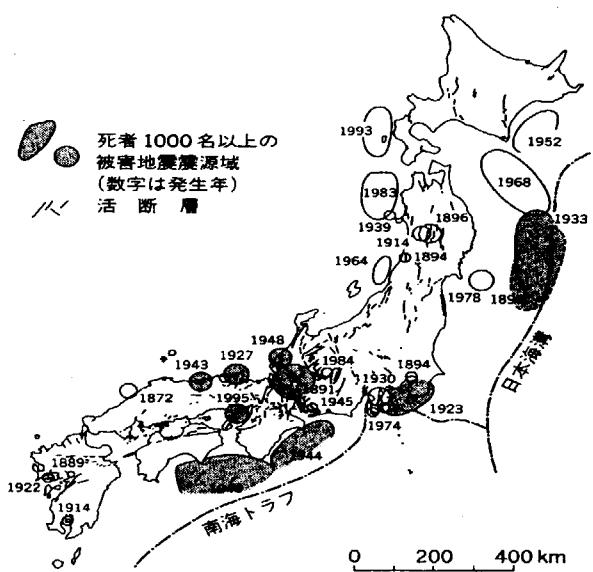
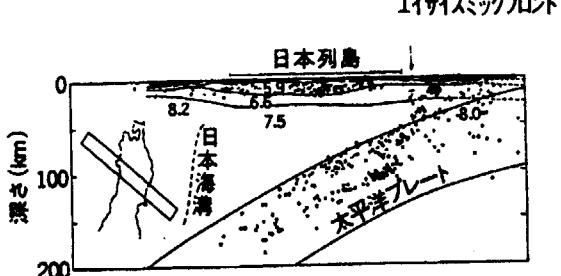


図 2.2.5 明治以降日本で発生した死者 20 名以上の被害地震の震源域⁽³⁰⁾。震源域は、海域では津波の波源域を、陸域では震源地震の長さを直径とする円で示す

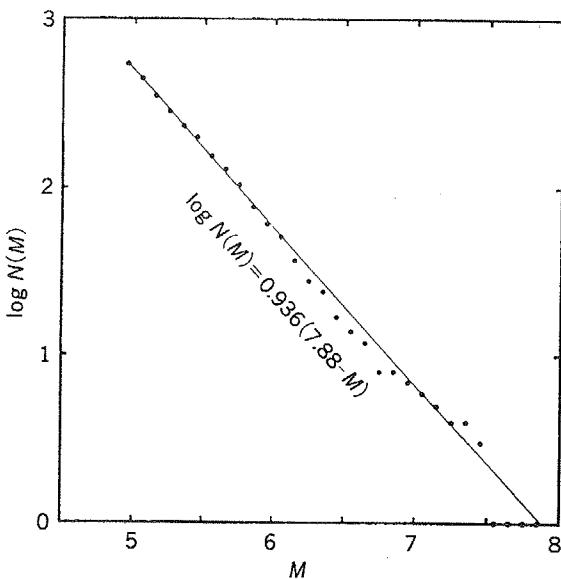


図 2.2.6 地震の規模別頻度分布⁽³²⁾。
 M : 地震のマグニチュード、
 $N(M)$: マグニチュード M 以上の地震の累積個数。

図 2.2.7 逆断層型の活断層・震源断層の概念図⁽³³⁾。下部地殻内の断層面でのゆっくりとした滑りにより、地震発生層に歪みが蓄積され、大規模地震の発生にいたるというシナリオを想定した概念図。図右上部の曲線は、緩く傾斜した地震発生層以深の断層面での滑りにより発生する地表の垂直変位。断層面の形状が判れば、詳細な地殻変動観測により、大規模内陸地震の準備過程として何が進行しているかを明らかにできる。

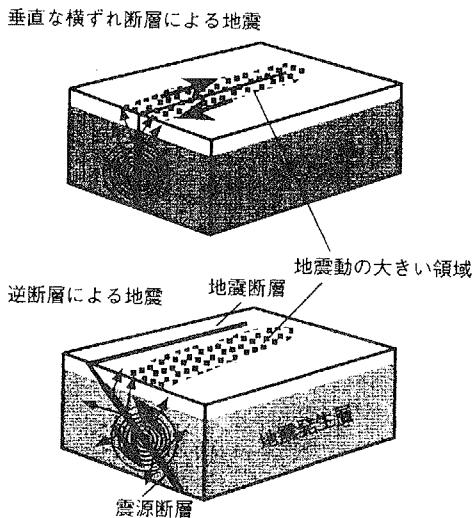
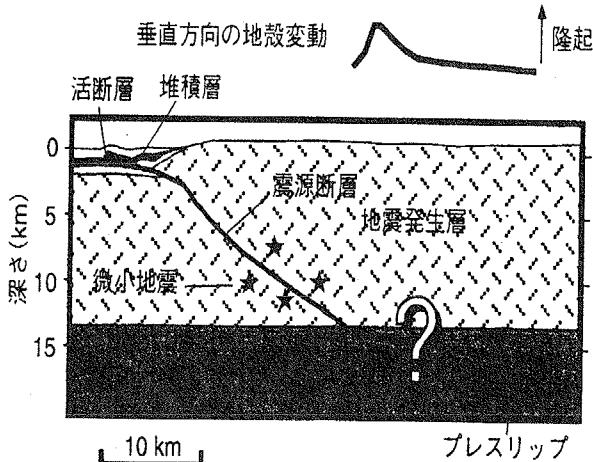


図 2.2.8 震源断層の形状による被害パターンの変化⁽³³⁾。地震に伴う地表の震動は、地盤の震動特性のほか、震源断層の形状によって大きく変化する。兵庫県南部地震のようなほぼ垂直な震源断層によって発生した地震では、地表の断層線沿いに震動が大きい。1999 年台湾の集集地震のように低角度の震源断層によって発生した地震では、断層の上盤側の広い範囲で被害が生じる

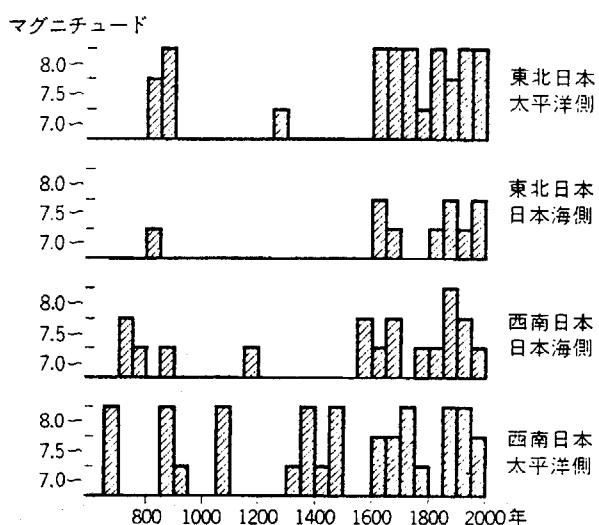


図 2.2.9 大構造区ごとの地震活動の盛衰⁽³⁵⁾。

理科年表による。期間を 50 年ごとに区切って、各期間の最大マグニチュードの地震を示す。

2.3 活断層

活断層とは、「きわめて近き時代まで地殻変動を繰り返した断層であり、今後もなお活動すべき可能性の大なる断層⁽³⁶⁾」と定義されるものである。

このうち「きわめて近き時代」に関しては、様々な考え方があり、明確には限定されていない。ここでは、広義の定義として、第四紀（国際的には 1.64Ma～現在）に繰り返し活動した断層として扱う^{注1)}。このような活断層は、日本列島には知られているだけでも大小 2000 本以上存在する⁽³⁷⁾。

活断層が特に問題となるのは、将来に活動をおこす可能性があり、これにより人類社会に莫大な被害を与えるためである。また、活断層には通常脆弱な断層破碎帯が伴っており、土木工事上の難物であり、建造物完成後も維持する上で特別な配慮が必要となるためである。

(1) 分布と特徴

日本の活断層は、「新編日本の活断層」⁽³⁸⁾等で詳細にまとめられている。また、日本列島周辺の海域を含めた活断層の分布もまとめられている（図 2.3.1）⁽³⁸⁾。

活断層は、その分布密度や分布パターン、走向、長さ、断層の型（縦ずれ、右ずれ、左ずれ）、活動度^{注2)}および水平最大圧力方位などに基づいて特徴がまとめられている。これによると、日本列島一帯に見られる活断層は、プレート境界そのものだけに分布しているわけではなく、日本列島に働く地殻応力により、複雑な分布を示している。

日本の主な活断層とその特徴は、表 2-3-1⁽³⁷⁾ のとおりである。

(2) 地域性

東日本では、ほぼ南北走向の逆断層として活断層が発達し、横ずれ断層はほとんどみられない。一方、中部日本やそれ以西では、活発な横ずれ断層が発達しており、これら断層の型は北西走向のものは左ずれ、北東走向のものは右ずれを示す（図 2.3.2）⁽²⁸⁾。

このことは、日本列島一帯に働く造構力により説明される⁽³⁵⁾。つまり、東日本では東西性の圧縮力が作用しており、フォッサマグナ^{注3)}付近から西日本側では、これに南東方向の応力が加わり、横ずれ断層が発達することを意味している（図 2.3.3）⁽³⁵⁾。

(3) 活断層区

活断層の諸特性を考慮すると、地域により特徴が異なっており、活断層区が設定されている（図 2.3.4）⁽³⁷⁾。

各活断層区の特徴は、表 2.3.2⁽³⁷⁾ のとおりであり、おおむね以下のようにまとめられる。

^{注1)} 日本列島は、過去数十万年間、ほぼ同一のテクトニックな応力場におかれてきた。この期間を「最も新しい地質時代」とし、第四紀に活動した全ての断層を活断層とすると、最近数十万年間に活動がなく、死滅したものも含むことになり適切ではない、という考え方もある⁽³¹⁾。

^{注2)} 活断層の活動度を、変位速度を指標として分類・表現したもの⁽³¹⁾。1,000 年当り 1~10m の平均変位速度を持つものを A 級、0.1~1m を B 級、0.01~0.1m を C 級と分類。ほかに、AA 級（平均変位速度 10m 以上）として、100 年程度の間隔で巨大地震を起こすプレート境界型のものを示すことがある。内陸部では南海トラフの陸上延長部の富士川断層が相当するといわれる。また、最近 100 年間で出現した地震の約半数は、C 級であり、これも無視できない。

^{注3)} 本州中央部を横断する大構造帶。E. Naumann の命名。西縁は糸魚川・静岡構造線。東縁は不明。

- ① 活断層密度が小さい区（Ⅰa:北海道主部内帯、Ⅶa:中国・瀬戸内・北九州、Ⅷ:西南日本外帯^{注1)}など）では、断層の長さが短く、活動度もC級のものが多い。このような区の活断層は、第四紀の地殻応力場によって新たにできたものではなく、古くからの断層が再活動したものが多いと考えられている。
- ② 活断層密度が中くらいの区（Ⅱb:東北日本内帯陸上、Ⅴa:関東山地周辺、Ⅵb:隱岐トラフ周辺、Ⅵe:近畿北西部など）では、主要断層の長さも中くらいで、活動度はB級程度が多い。
- ③ 活断層密度が高い区（陸上でⅥc:中部山地、Ⅵd:近畿三角地帯、海底ではⅡa:東北日本内帯大陸斜面、Ⅳ:東日本太平洋斜面、Ⅸa:南海トラフ陸側斜面など）では、概して断層が長く、平行性が顕著で活動度もA級のものが多い。これらは第四紀の大きい応力に応じて発生したものと考えられている。
- ④ 活断層密度が比較的高いにもかかわらず、断層の長さが短い区（Ⅴb:伊豆半島周辺面、Ⅶb:中九州火山地域）があり、いずれも火山分布地域である。

さらに、活断層分布密度と被害地震との地域的相関について、次のようにまとめられている（図2-3-5）⁽⁴⁰⁾。

タイプA：活断層と被害地震が正の良い相関を示す。これは、伊豆半島（Vb）をのぞき内帯にあり、過去の地震断層の記録地点がすべて含まれる。

タイプB：活断層密度より地震の密度が著しく大きい。これは外帯に属する。

タイプC：活断層密度が地震活動に比べて著しく大きい。内帯に属する。

タイプD：活断層密度より地震密度がやや大きい。外帯に属する。

これら各タイプは、次のような特徴を示す。

タイプAの区域では、被害地

震と活断層が密接に関連している。タイプB・Dの区域は、地表地震断層とは直接関連しない深い地震が多い。タイプCの区域は、地震と活断層に関する従来の経験則が、必ずしも当てはまらないので、特別な配慮が必要である。

（4）活断層の活動履歴

第四紀後期における活断層の平均変位速度は、中央構造線が日本内陸では最大で、その中央部では1,000年で5~10mの右ずれを示している⁽²⁸⁾。中部・近畿地方の主要な横ずれ断層について、その累積水平変位量と年代の関係をみると（図2.3.6）⁽²⁸⁾、次のことがわかる。

- ① 第四紀では、変位はほぼ等速的に累積している。
- ② これより古い時代では、変位量は増加しない。
- ③ このことは、これら断層の多くが第四紀初期頃を境にして誕生あるいは動き出し、それ以降はほぼ一定の速度で変位を累積して、現在に至っていることを示す。

一方、サンアンドreas断層^{注2)}では、右ずれ変位量は第三紀後期の岩石・地層では200km、さらに古い白亜紀の岩石では500kmに達している。このように、サンアンドreas断層は、基

^{注1)} E. Naumannが命名。日本弧を大中央裂線(中央構造線)で分け、大陸側を「内帯」、太平洋側を「外帯」という。

^{注2)} 北アメリカ西海岸に、北西・南東方向に1,000km以上分布する水平断層。

本的に白亜紀から現在までの長い活動の歴史を有している。

これに対して、日本列島一帯の横ずれ断層は、第四紀以前の活動がみられない。したがって、日本列島では活断層の歴史が比較的新しく、その間の動きは同一方向であったと考えられている。このことは、活断層を動かした地殻内の応力状態が、第四紀初期から現在まで一様であったことを示している。

しかし、最近では第四紀後期（70～30万年）から断層運動が激しくなり、現在に向かって変位速度を増している例が、近畿地方で見られる。これは、圧縮場が次第に西へ及び、活断層の変位開始時期が中央日本から西方へ新しくなっている可能性を示す⁽²⁸⁾。

以上のように、日本列島の内陸部はプレート境界の背後の圧縮場にあり、プレートの動きやその変化の影響を受けていることになる。したがって、活断層の動きに関しても、プレートによる応力分布状況を常に監視し、その変化に注意を向ける必要がある。そして、現状では困難な活動予測が行えるための研究が求められる。

また、活断層に関しては、「2.2 地震」の項でもまとめたように、現在地表部では認められていないものが、地下に存在する可能性があることに注意を払う必要がある。

表 2.3.1 日本の主な活断層⁽²⁸⁾

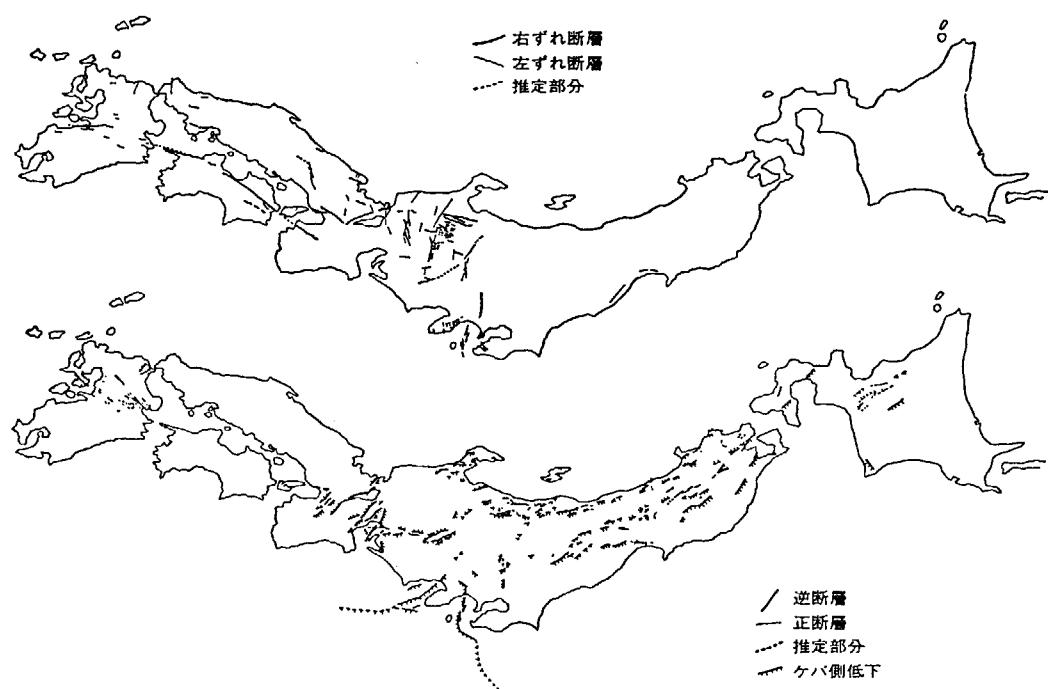
断層名	走向	長さ (km)	変位の 向き	平均変 位速度 (mm/千年)	活動度	累積変 位量 (km)	地震活動 西暦年(マグニチュード)	随伴する 変位他
〔横ずれ断層〕								
中央構造線	N75E	>500	右ずれ	1~10	A	>2	両端顯著	--
(四国中東部)	N75E	>200	右ずれ	5~10	A	>1.5	なし	北・南上り
(紀伊西部)	N80E	>68	右ずれ	1~3	A	>2	1038(6.7)	北上り
糸静線中央部	N40W	>130	左ずれ	数	A	12	なし	北東上り
阿寺断層	N40W	>60	左ずれ	3~5	A	10	?762(7.4)	北東上り
跡津川断層	N60E	>60	右ずれ	1~5	A	3	1857(6.9)	北西上り
根尾谷断層	N45E	80	左ずれ	数	A	>2	1891(7.9~8.4)	南西上り
丹那断層	N10E	30	左ずれ	2	A	1	1930(7.0)	東・西上り
山崎断層	N60W	60	左ずれ	?	B	<1	1864(6.4)	微小地震
福井平野東縁	N15W	27	左ずれ	?	B	?	1948(7.2)	東上り
〔縦ずれ断層〕								
神縄断層	EW	>15	北上り	≥1	A	>0.1	なし	--
国府津・松田断層	N45W	>16	北東上り	≥2	A	>0.3	?1923(7.9)	右ずれ
養老断層	N30W	30	南西上り	≤1	A~B	1~2	?1586(8.2)	左ずれ
福島盆地西縁	NNE	40	西上り	0.5~0.6	B	>0.3	1956(6.1)	--
長町・利府線	N45E	30	北西上り	0.65	B	0.25	1736(6.2)	--
北上低地西縁	NS	30	西上り	0.2~0.4	B	>0.4	なし	微小地震
会津盆地西縁	NS	55	西上り	0.2~0.5	B	>0.2	1611(6.9)	--

表 2.3.2 活断層区とその中の断層の特性⁽³⁷⁾

大区分	小区分	密度	主要断層 の長さ*	活動度	卓越断層 の型**	備考
I 北海道主部	a 北海道主部内帯 b 北海道主部外帯	小 小	小 中	C B	逆? 逆	
II 東北日本内帯	a 東北日本内帯大陸斜面 b 東北日本内帯陸上	大 中	大 中	A? B	逆 逆	海底 火山地帯
III 東北日本外帯		極小	中	B	逆・横	
IV 東日本太平洋斜面	a 北海道南岸沖 b 三陸・常磐・鹿島沖	大 大	大 大	A? A?	逆・横? 逆	海底 海底
V 伊豆小笠原弧先端部	a 関東山地周辺 b 伊豆半島周辺 c 相模トラフ北縁	中 大 大	小 小 大	B A・B A	逆・横 横 逆・横	火山地帯
B F フオツサマガナ西縁地帯		大	小	A	横・逆	主に海底
VI 西南日本内帯東部	a 能登半島周辺 b 隠岐トラフ周辺 c 中部山地 BT 敦賀湾・伊勢湾線地帯 d 近畿三角地帯 e 近畿北西部	小 中 大 大 大	小 中 大 中 中	B・C B? A A・B B・A B	逆 逆? 横・逆 横・逆 逆・横 横・逆	陸と海底 海底
VII 西南日本内帯西部	a 中国・瀬戸内・北九州 b 中九州火山地域	小 大	小 小	B・C B	横・逆 正	火山地帯
BM 中央構造線地帯		大	大	A	横	
VIII 西南日本外帯		極小	小	B・C	逆・横	
IX 西日本太平洋斜面	a 南海トラフ陸側斜面 b 琉球海溝陸斜面	大 中?	大 大	A A?	逆・横 逆・横	海底 海底
X 琉球弧		中・大	中	B・C	正	海底と陸
XI 沖縄トラフ	a 沖縄トラフ北東部 b 沖縄トラフ中部 c 沖縄トラフ南西部	中 大 大	大 中 大	B? A? A	正 正 正	海底 海底 海底
XII 伊豆小笠原弧北部						海底・西半は火山地帯

* 小：20 km以下、中：20~50 km、大：50 km以上。

** 逆：逆断層、正：正断層、横：横ずれ断層

図 2.3.1 日本の主な活断層分布図⁽³⁸⁾図 2.3.2 横ずれ活断層と縦ずれ活断層の分布⁽²⁸⁾

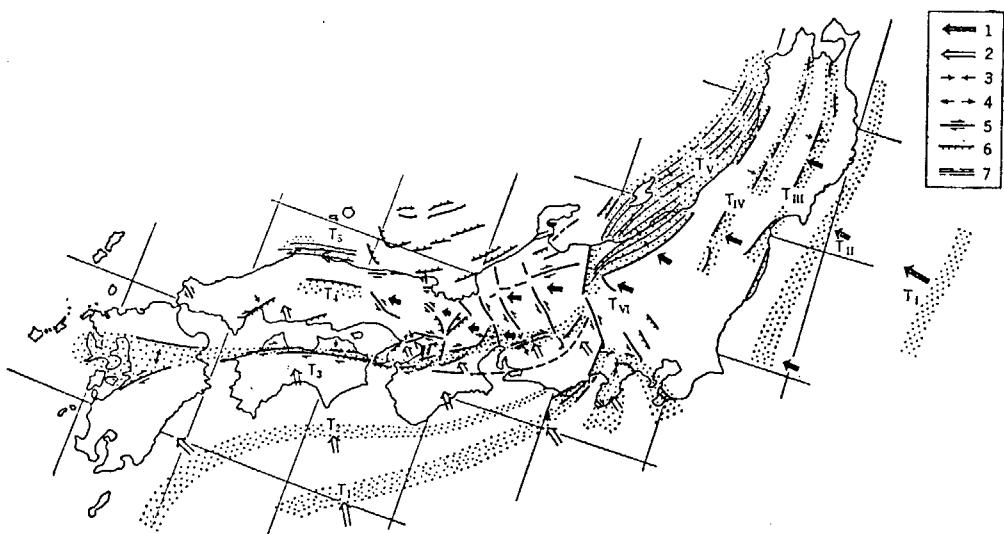


図 2.3.3 本州弧における活構造帯の分布と日本海盆を固定した場合の造構力の伝わり方⁽³⁵⁾。1. 東北日本系、2. 西南日本系、3. 圧縮、4. 伸張、5. 横ずれ断層、6. 逆断層、7. 褶曲帯、T. 造構力の集中帯

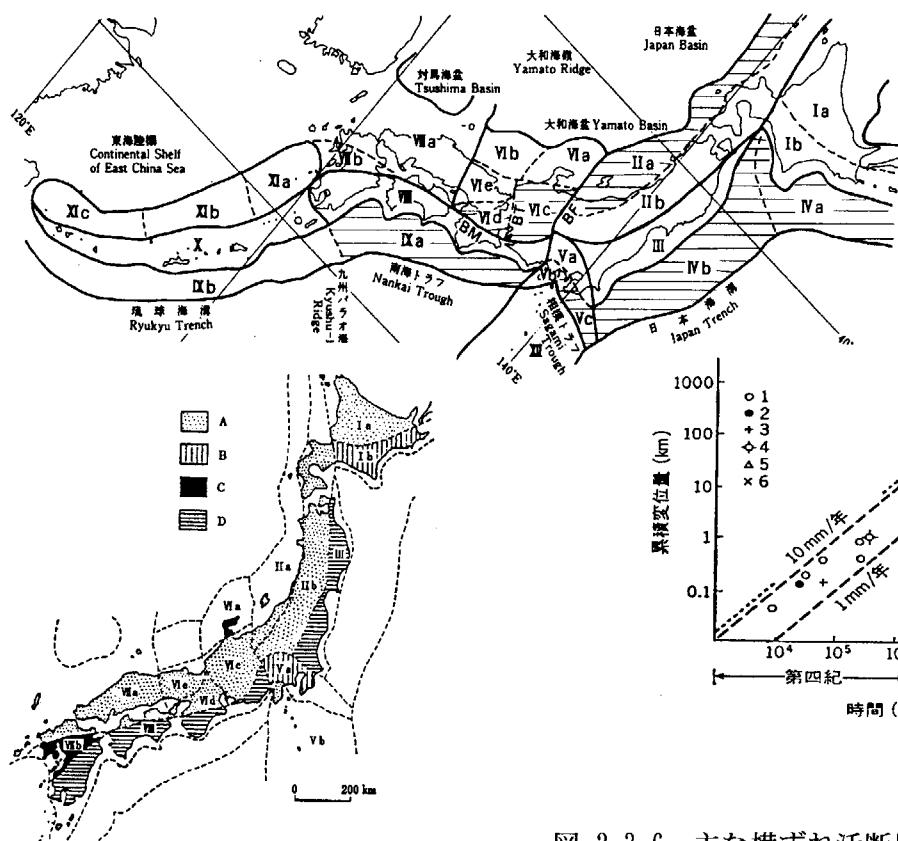


図 2.3.4 活断層区⁽³⁷⁾ 各活断層区の記号は、表 2-3-2 と一致している。横線部は、活動度 A の断層が多い部分。

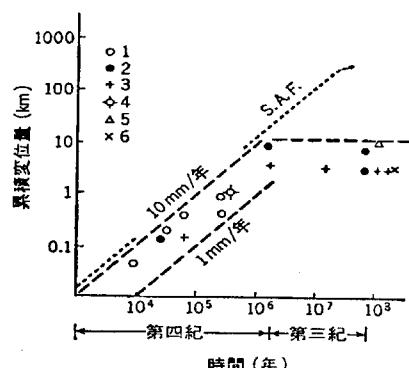


図 2.3.5 活断層区⁽⁴⁰⁾。A, B, C, D : 本文 p. 22 のタイプ A, B, C, D の説明参照。

図 2.3.6 主な横ずれ活断層の累積変位量とその年代との関係⁽²⁸⁾。第四紀にのみ時代とともに変位量が増加し、その平均累積速度は 1~10 mm/年である。近畿・中部地方の主要横ずれ断層（1:中央構造線、2:阿寺断層、3:跡津川断層、4:丹那断層、5:糸魚川-静岡構造線、6:根尾谷断層）と S.A.F.（サンアンドレアス断層）。

2.4 火山

火山国の日本では、火山とわれわれの生活には密接な関係がある。雄大な火山地形は景勝地として優れ、わが国の国立公園は3分の2以上が火山地帯に設定されている。火山活動に関連して湧出する温泉は、古くから療養に利用されている。また、火山から放出される熱エネルギーは地熱発電に用いられている。1999年3月の時点では、日本全国で事業用と自家用を合わせて19個所の地熱発電所が稼働し、それらの出力（認可出力）の合計は53.3万kWに達している⁽⁴¹⁾。

このような火山は、一方で噴火を生じると、有している莫大なエネルギーにより、様々な被害をもたらす。放射性廃棄物の地下埋設処分場の選定に際しては、火山活動の影響が及ばない個所とする必要がある。

以下、日本列島一帯に分布する火山について、その特徴と活動の要因等をまとめた。

(1) 火山の分布

日本列島一帯の火山の分布には、地域的な偏りがみられる。つまり、火山は弧状列島の内陸側と伊豆-小笠原弧に沿った地域にのみ分布する（図2.4.1）⁽¹¹⁾。

このうち、活火山は「おおよそ過去2,000年以内に活動した火山、噴気口などの熱異常が活発な火山の総称（気象庁の定義）」である。その数は、活火山総覧第2版（1991）⁽⁴²⁾では83、その後の資料では86となっており、世界の活発な火山の約8%に相当する。

(2) 火山フロント

火山の分布は日本列島の大陸側では明瞭な境界を引きにくいが、太平洋側では比較的はっきりした境界が認められる（図2.4.2）⁽⁴³⁾。この境界は、火山フロントと呼ばれている。内陸側から火山フロントへ近づくにしたがい、火山の数や火山噴出物の量は増加する（図2.4.3）⁽¹¹⁾。噴出物の量は、火山フロントから西方へ50kmの間で全体の76%に達している。これとは反対に、火山フロントを境にして太平洋側には、火山は全く見られない。

火山フロントは、千島海溝・カムチャッカ海溝・日本海溝・伊豆小笠原海溝・南海トラフ・琉球海溝などの海溝軸（海溝の最も深い部分）、および前述（2.2項）で述べたエイサイスマックフロントとほぼ平行に走っている。

火山フロントは、西側へ傾斜する深発地震面の等深線とも平行している。これによると、火山フロントの地理的位置は、東日本火山帶では深さ130～150kmの等深線と、西日本火山帶では深さ100kmのそれとほぼ一致している。つまり、日本列島付近の火山は、断面的にみると斜めに大陸側へ沈み込むプレートが深さ100～150kmに達すると、その上部に急に存在するようになっている（図2.4.4）⁽⁴⁴⁾。

火山の発生は、マントルダイアピル^(注)の考え方で説明されている（図2.4.4）。つまり、沈み込むリソスフェア（プレート）からH₂Oが放出されることにより、くさび状マントル（カンラン岩）の下部が部分溶融され、ここは周囲の固相部より密度が低いので、ダイアピルとして上

^(注) アセノスフェアや下部マントルで温度の上昇により、体積の膨張した部分が浮力により上昇する。上昇にしたがい圧力が減少し、部分溶解したマグマが生じる。さらに体積が膨張して半固結状のマントルダイアピルが形成される。

昇してくる。

上昇したダイアピルは、マントル最上部付近でマグマは分離し性質が異なる火山岩を生成したり、地殻下部を部分溶融させてフェルシック^(注)なマグマとなり、珪長質火山岩をもたらしたりする。ダイアピルの上昇は、火山フロント付近で最も活発に行われる。このために、火山フロント付近での噴出物の量が多くなる。

また、部分溶融帯は、海洋プレートが沈み込んだ深さ約100km以上の場で形成される。したがって、プレートの傾斜が一定であれば、火山フロントの位置も一定である。仮に、プレートの傾斜が急になると、火山フロントは海溝側へ移動することになる。

(3) 火山のタイプ

日本列島一帯で見られる火山活動には、いくつかのタイプがあり、それらは地域的にも区分できる。これは、活動するマグマの性質や地殻応力場の相違によるもので、地下深部の構造に関係していると考えられている⁽⁴⁵⁾。火山活動タイプと、その特徴は以下のとおりである。

- ①玄武岩火山：これは、高温で低粘性の玄武岩質マグマが起源である。一般に、割れ目噴出を起こすが、活動期間は短い。富士火山や伊豆大島火山などが、この典型である。
- ②安山岩火山：これは、やや温度が低く高粘性の安山岩マグマが起源である。この火山は、爆発的にかつ長期にわたる活動を起こすことが多い。雲仙普賢岳や桜島火山、および浅間火山などが典型である。
- ③大規模カルデラを形成する火山：これは、より低温で高粘性のデイサイトおよび流紋岩マグマ（珪長質マグマ）が起源である。阿蘇火山等がこれの典型であり、一回の噴火で数百km³もの火山灰や火碎流をもたらし、直径10km以上のカルデラが形成される。日本付近で発生したカルデラ噴火のうち、最もあたらしいものは約6,300年前の鬼界カルデラ（種子島の北方約35km）である。

これら火山のタイプには、次のような地域性が認められる（図2.4.5）⁽⁴⁵⁾。

- ①玄武岩火山は、伊豆～マリアナ弧や日本海側の島嶼に分布し、日本列島の中軸部にはほとんど分布しない。
- ②安山岩火山は、日本列島の大部分に分布する。
- ③大規模カルデラ火山は、十和田以北と阿蘇以南の南九州に限られる。

火山タイプの相違と火山分布に地域性がある原因是、上昇するマグマと周囲の地殻物質との密度差によって説明されている（図2.4.6）⁽⁴⁵⁾。その大略は以下のとおりである。

マグマは、海洋プレートの沈み込みにより、マントル内で発生する。このマグマが地殻内を通過し地表に達するには、マグマが地殻内で浮力を保つことが必要である。

地殻には、厚さ30km以上の大陸性のもの（図2.4.6(a)）と、厚さ約15kmの海洋性のもの（図2.4.6(b)）がある。前者は、上位から堆積岩層・花崗岩層・閃緑岩層・はんれい岩相からなり、後者は上位から堆積岩層とはんれい岩層からなる。

このように性質が異なる地殻中をマグマが上昇すると、大陸性地殻中では、深度15～20kmで浮力の中立点ができ、マグマはこの付近に留まる。一方、海洋性地殻中では、浮力は地表付近まで作用して、玄武岩マグマは容易に地表に噴出する。

^(注) シリカ(珪酸)と長石成分に富む。珪長質と同義。

途中に留まった大陸性地殻中の玄武岩マグマは、周囲の岩石を融解して安山岩～デイサイト質マグマとなり、地表へ噴出することになる。

大規模カルデラを形成した珪長質火山活動が生じるためには、大量のマグマが長時間かけて生産され、貯められる必要がある。そのためには、周辺の地殻の状態が安定であればよい。実際、第四紀後期に形成された大規模なカルデラ火山活動は、火山フロント付近に位置し、マグマ活動は活発であるが地殻歪み速度は小さい地域に偏在している。

(4) 日本列島に見られる火山噴火の形式

火山噴火の形式は、発生するマグマの粘性により異なる（表 2.4.1）^[46]。つまり、粘性が小さい玄武岩質の火山は静穏的で、割れ目噴出を起こす。ハワイ島、インドのデカン高原、アイスランド島などが典型で、これらは、日本の国土ほどの面積を一つの火山で形成している（図 2.4.7）。

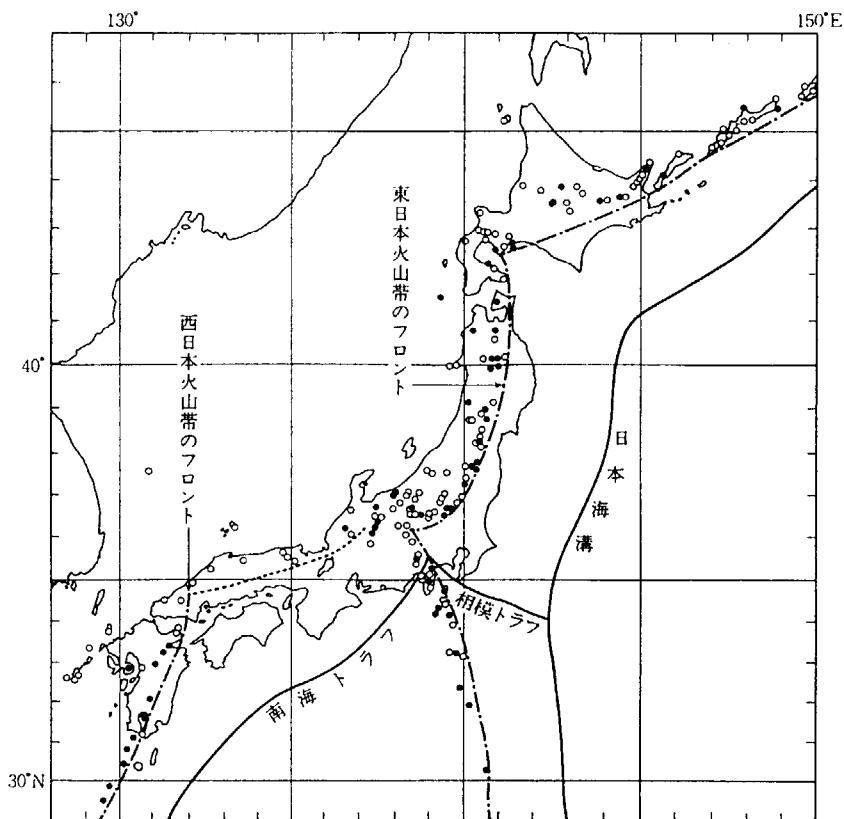
日本の火山は安山岩～流紋岩質のものが多く、全体的に爆発的である。玄武岩に近い性質の火山は、富士山のような成層火山となる。反対に粘性が大きいデイサイト～流紋岩質マグマの火山では、さらに爆発的になり、カルデラ形成とともに大規模な火碎流を発生することもある。また、マグマは出ないが、高圧火山ガスで既存の山体が破壊される水蒸気爆発がある。これの典型は、1888 年の磐梯山の爆発である。

日本列島一帯で生じる火山噴火様式と分布の特徴は、おもに次のとおりである。

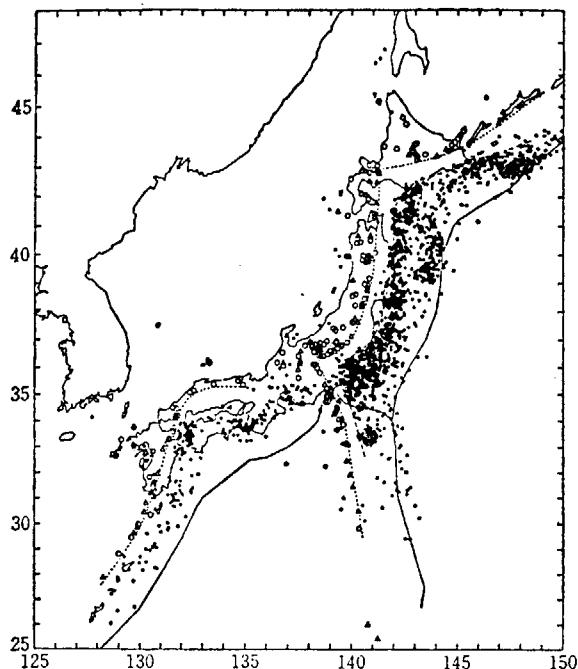
- ① 火山の活動域は明確に区別でき、火山フロントを境にして太平洋側には見られない。
- ② 全体的には爆発的な噴火が多く、場所によっては大規模火碎流をともなうカルデラを形成するものもある。富士火山帯に属する火山は、玄武岩質マグマによるもので、成層火山体を形成するものが多い。
- ③ 火山噴火のタイプと分布の地域性は、マントルで発生したマグマの上昇過程の相違で説明されている。つまり、大陸型の厚い地殻を通過するマグマは、周囲の岩石を溶かしてより粘性が高い安山岩～デイサイト質になり爆発的噴火を生じ、大洋型の薄い地殻を通過するマグマは玄武岩質のままで粘性が低く、静穏的な活動を生じる。

表 2.4.1 噴火の形式とその実例⁽⁴⁶⁾

噴火形式	マグマの性質		活動の特徴	噴出物の特徴	地形・構造	事例・数字 は西暦年	
アイスランド式	静 穩 的	流 動 的	玄武岩質 マグマ	広域割れ目 から多量の 溶岩流出	パホイホイ溶 岩・アア溶岩、初 期に火山碎屑物 が少量噴出	溶岩台地、碎 屑丘	ヰ・1783 アスキヤ・1961
ハワイ式			玄武岩質 マグマ	山頂および リフトゾー ンの割れ目 から溶岩流 出	パホイホイ溶 岩・アア溶岩・溶 岩泉の活動を伴 うが爆発的でな い	盾状火山、キ ラウェア型カルデラ	マウイ・1942 キラウェア・1959 ～60
ストロンボリ式	↑ ↓	↓	玄武岩～ 苦鉄安山 岩質マグ マ	中心噴火、小 爆発をおこ し半溶融状 態の溶岩塊 を噴出	紡錘状火山弾・ス コリア・火山灰の ほかときにパホ イホイまたはア ア溶岩噴出	成層火山、碎 屑丘	ストロンボリ、三 原山・1950 ～51
ブルカノ式			安山岩～ 粗面安山 岩質マグ マ	中心噴火、激 しい爆発、と きに火碎流 を伴う、爆発 の間隔は一 般に長い	火山岩塊・パン皮 火山弾・軽石・火 山灰、最後に塊状 溶岩を噴出する 場合もある	成層火山(富士 山型)、碎屑丘、 マグマの粘性 が高いと溶岩 円頂丘	ブルカノ・1888 ～90 浅間山、桜 島
プリニ式	爆 發 的	粘 性 大	安山岩～ 流紋岩質 マグマ	中心噴火、長 い止期の後 に極めて激 しい爆発的 爆発	多量の軽石・火 山灰、ときに火碎流 を伴う。マグマの 分化作用顯著	成層火山、碎 屑丘、大規模 なときはカル デラ	ヘスピアス ・AD79

図 2.4.1 日本の火山の分布、火山フロントおよびプレートの境界⁽¹¹⁾

●：活火山、○：その他の第四紀火山。2つの火山帯の東縁（フロント）は、海溝またはトラフ（舟状海盆）の軸にほぼ平行に走っている。海溝などの軸は、プレートの境界に相当すると見られている。

図 2.4.2 火山フロント(点線)とエイ
サイスマッキフロント(破線)⁽⁴⁴⁾
○東大震研のデータ
●気象庁の深度 40~60 km の地震
△活火山

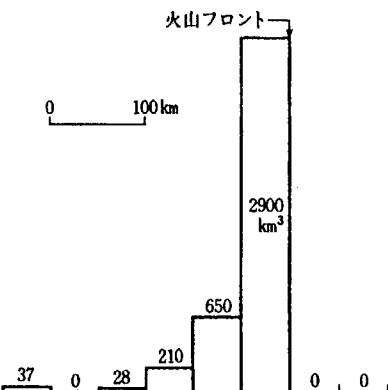


図 2.4.3 東日本の火山物質の噴出量⁽¹¹⁾。関東から北海道までの陸上の火山について、火山フロントに平行に積算したもの。左が縁海側、右が海溝側。

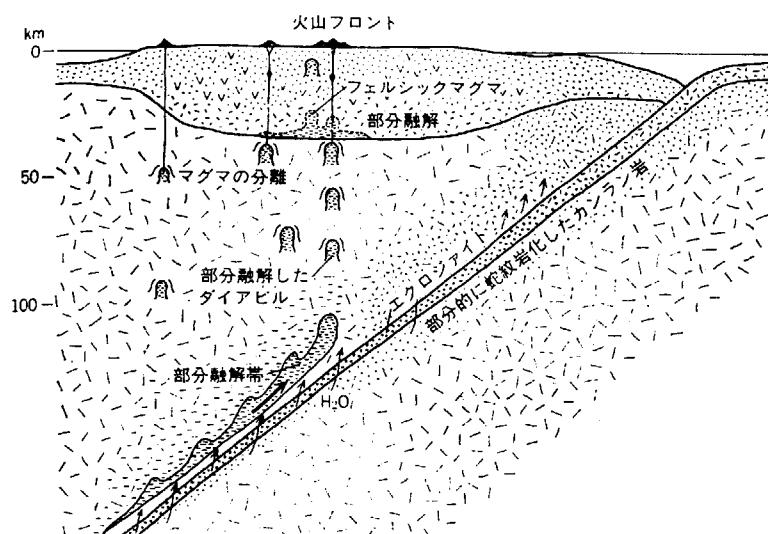


図 2.4.4 マグマ生成の一つのモデル⁽⁴⁴⁾

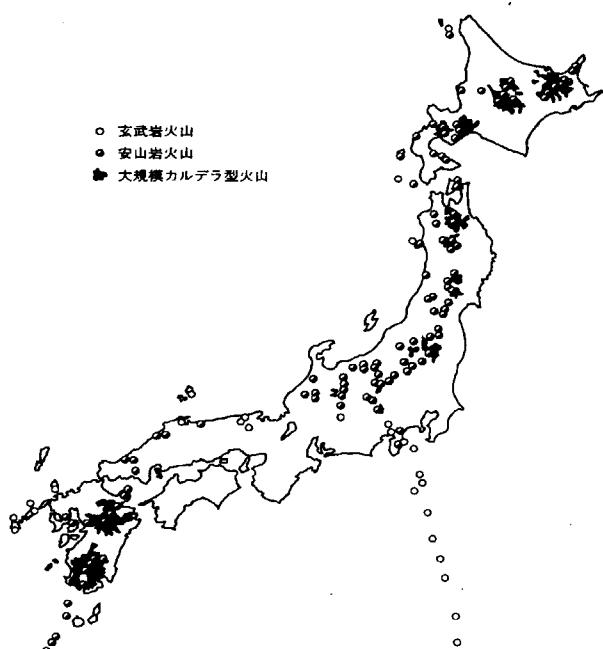


図 2.4.5 日本列島の火山の代表的な3タイプの分布⁽⁴⁵⁾。

玄武岩火山は伊豆・マリアナ弧などの島嶼に、大規模カルデラを形成する火山(流紋岩およびディサイト)は十和田以北と九州南部に限定される。大部分の場所には、安山岩が分布する。

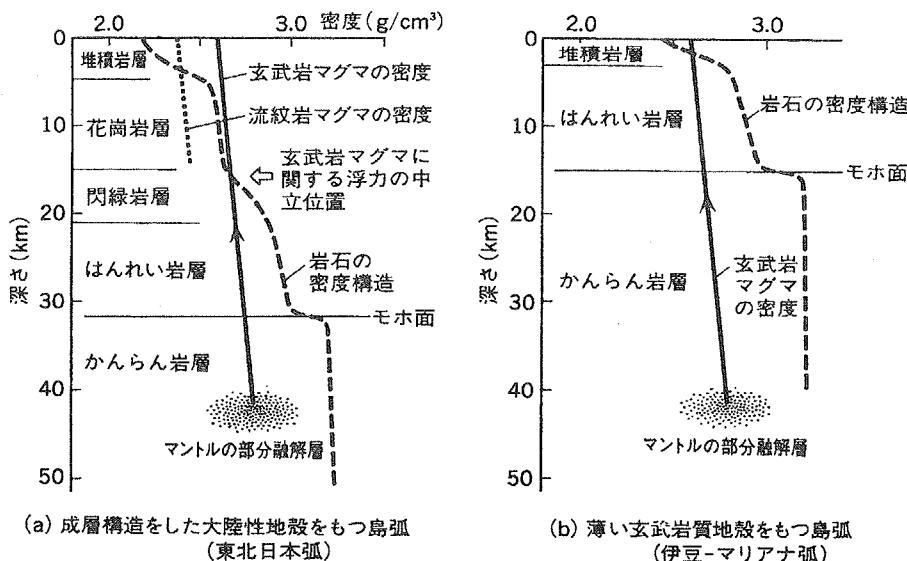
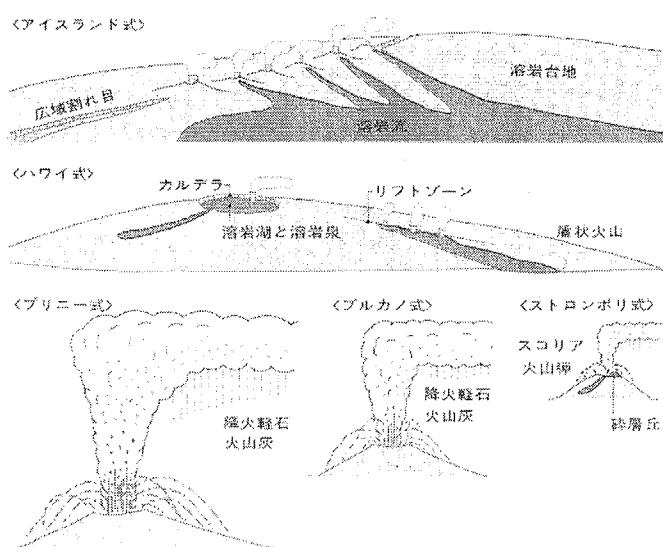


図 2.4.6 島弧地殻の密度分布とマグマの上昇⁽⁴⁵⁾。(a)東北日本など、成層構造をした大陸性地殻。厚い花崗岩層と閃緑岩層をもつ。マグマの浮力は深さ 15~20 kmで失われ、地殻内にマグマを形成すると予想される。(b)伊豆-マリアナ弧など、薄い玄武岩質地殻。マグマは浮力によって容易に地表まで噴出しうる。

図 2.4.7 火山噴出形式
の模式図⁽⁴⁶⁾



2.5 地球物理的特徴

重力異常、地磁気異常および地殻熱流量などの地球物理的データは、地下深部の地殻や上部マントルの状態を反映している。これらのデータは、日本列島一帯の地質構造を明らかにする上で重要なもので、放射性廃棄物の地下埋設処分場の選定に際して、基礎的な資料となる。以下、各データについて特徴をまとめた。

(1) 重力異常

重力異常は、地下に分布する物質の密度差を利用して得られるものである。この異常は、背斜構造、堆積盆地、断層等の地質構造と密接な関係を持っている。

図 2.5.1⁽⁴⁷⁾ は、日本および周辺海域のフリーエア異常を示す。フリーエア異常は、ジオイド^(注) 上における重力測定値が、標準的な地球の質量分布から期待される予想値と、どれくらい隔たっているかを表現している。高度異常ともいう。このフリーエア異常の分布から、次の点が特徴として挙げられる（○数字は図 2.5.1 中のものと同じ）。

- 1) 海溝に沿って大きな負の異常がある。これは島弧の大きな正の異常と平行する。
- 2) フリーエア異常が最小になる軸は、地形的に見た海溝の軸より陸側にある。
- 3) 海山とその近傍では、山体による正の異常の周囲に、広く負の異常がある。
- 4) 海溝の海側には、幅 500 km に達する正の異常がある。
- 5) 琉球海溝、南海トラフに伴う海溝の海側での正の異常（④、⑤）は、日本海溝、伊豆・小笠原海溝と比較して 1/3 以下の大きさである。
- 6) 海溝の海側での正の異常は、海山が近くにある場合には観測されない（①、②、③）。
- 7) 千島海溝と日本海溝、および琉球海溝と南海トラフが交差する地域の陸側には、大きな負の異常が見られる（⑥、⑧）。
- 8) 小笠原海溝の西側には、300mgal に達する正の異常（⑩）があり、さらにその西側には -150mgal の負の異常（⑪）がある。

これらの現象は、プレートの沈み込みやプレートの厚さの違い等が原因で生じると解釈されている。これ以外に、地質構造等の反映するものとして、以下のものがある⁽⁴⁸⁾。

- 9) 東北日本の歯舞-根室、北上山地、阿武隈山地などの島弧前面部には、高重力異常域が配列している。これは、基盤岩の分布と調和し、隆起的な造構運動とも対応する。
- 10) 西南日本部では、重力異常のパターンは東北日本と比べて平坦である。これは、大局的には、地質構造の反映である。陸域での負異常域は、中部山岳地域、琵琶湖を中心とする近畿三角地帯、瀬戸内海西部、別府-阿蘇などの九州火山地帯に見られる。これは、中部山岳地帯はアイソスタシーで、他は低密度層の発達、基盤岩の構造性陥没、火山活動による基盤の陥没や密度低下で説明される。

(2) 地磁気異常

地磁気異常は、地表から地下に分布する物質の磁気の差を示す。これにより、地下構造の想定を行うことができる。また、地磁気異常の分布には、しばしば縞模様が存在する。これは、

^(注) 地球を取り巻く重力ポテンシャルの等ポテンシャル面のうち、大洋では平均海平面と一致し、大陸ではその下にトレンチを掘って平均海平面を延長させてできる面。

地磁気が逆転を起こしている間に、海洋底が拡大するために生じるものである。

磁気異常図（図 2.5.2、図 2.5.3）⁽⁴⁹⁾から判別できる特徴は、以下のとおりである。

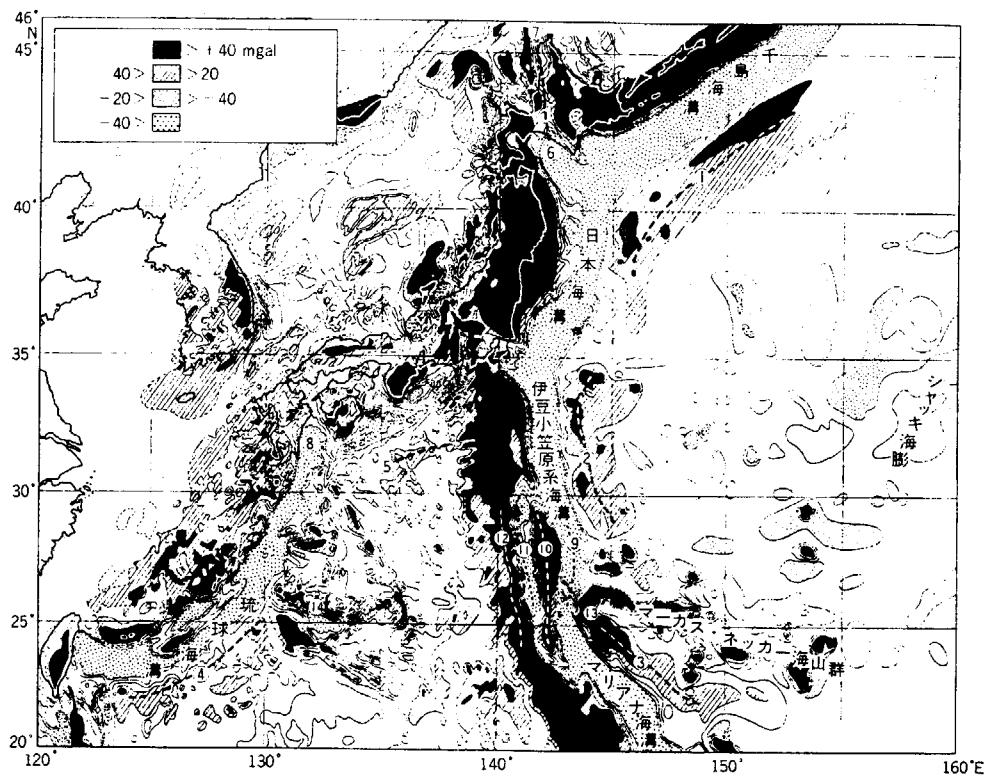
- 1) 伊豆-小笠原弧が、東北日本と西南日本を明瞭に区分している。伊豆-小笠原弧の磁気異常は南北方向に伸び、短波長で強く、活発な火山活動の影響を受けていることを示す。
- 2) 伊豆-小笠原弧の火山帯の幅は、南側で約 300 kmをなすが、伊豆半島付近では狭くなり、磁気異常の型は湾曲している。これは、伊豆-小笠原弧が本州弧へ衝突したことを示す。
- 3) 東北地方太平洋側では、北上山地から房総半島まで南北に 1,000 km連続する磁気異常帶－北上磁気ベルト－が見られる。このベルトと海溝との距離は約 200 kmで、現在の火山フロントより 100 kmほど海溝に近い。ベルトの幅は東西 50 kmであり、明瞭な構造境界が存在することを予想させる。
- 4) 北海道では、日高山脈沿いに長さ 500 kmの神威古潭磁気ベルトが存在する。ここは、千島弧と東北日本弧との衝突の構造境界である。地質的には、神居古潭構造帯に相当する。
- 5) 日本海側の奥尻海嶺沿いに、サハリン西南から新潟県粟島まで、連続性はやや乏しいが磁気異常帶が存在する。
- 6) 海底部では、正負の磁気異常が交互に並んだ地磁気縞模様が見られる。これは、海洋プレートの生成移動と地磁気逆転により形成された模様である。この縞模様と日本海溝とが斜交しているのは、プレートの運動方向が、縞模様形成時と現在では異なるためである。
- 7) 日本海での磁気異常のパターンは明瞭でないが、北東-南西系が卓越しており、日本海底の拡大方向と対応していると推定されている。
- 8) 西南日本弧では、磁気異常のパターンは東西方向に伸び、地形・地質に対応している。

(3) 地殻熱流量

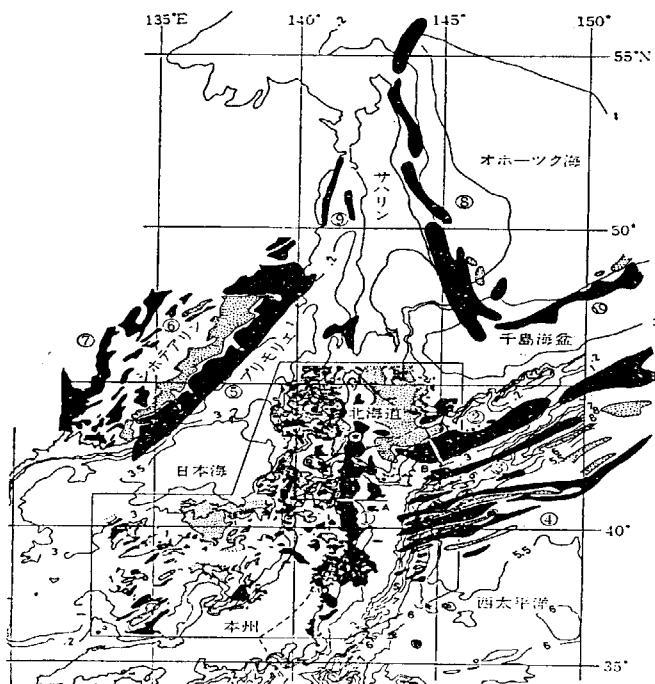
地殻熱流量とは、地球内部から地表に向かう熱の流れであり、地温勾配にその場の岩石や堆積物の熱伝導率を乗じて求められる。単位はmW/m²である。熱流量の大小は、その場所での熱源の多少、熱輸送能力の大小を意味し、種々の造構運動の激しさの目安ともなる。

大陸部での熱流量は、大部分が放射性熱源で説明できるが、海洋地域の熱源は分からぬ点多い。日本列島一帯で見られる地殻熱流量の主な特徴は、図 2.5.4⁽⁵⁰⁾のとおりである。

- 1) 東北日本弧のうち、とくに本州部は深部構造と良い対応を示す。つまり、海溝から北上山地、阿武隈山地までの低熱流量地域と、火山フロントから日本海までの高熱流量部とが際たつ対照をなしている。
- 2) 北海道では、中央部の日高から稚内へ伸びる低熱流量帶が、重力異常などにも現れている沈降帯をしめしている。この西側に見られるグリーンタフ地域と、明瞭な相違がある。
- 3) 伊豆-小笠原弧の西側の四国海盆では、熱流量は大きな変動幅を持つ。これは、基盤岩あるいは堆積物中の水の循環によるものと考えられている。
- 4) 南海トラフでは 220 mW/m²に及ぶ高異常部が点在するような、特異な分布を示す。通常、トラフのような個所では海溝と同様に沈降運動が卓越しており、熱流量は低い。したがって、ここでは、高熱流量の原因として、地殻運動により生じた垂直断層から生じた間隙流体が考えられている。また、沈み込むフィリピン海プレートは、形成されてからの年代が若く高温の状態にあるために、熱流量が高いという考え方もある⁽⁵¹⁾。

図 2.5.1 西太平洋での重力のフリーエア異常の大勢⁽⁴⁷⁾

- ①日本海溝、千島海溝の海側での正の異常、②伊豆・小笠原海溝の海側での正の異常、③マリアナ海溝の海側での正の異常、④琉球海溝の海側での正の異常、⑤南海トラフの海側での正の異常、⑥浦河沖の負の異常、⑦海溝の名残、⑧日向灘沖の負の異常、⑨伊豆・小笠原海溝の海溝軸、⑩小笠原諸島に代表される島弧、⑪小笠原トラフ、⑫硫黄島に代表される活動的島弧、⑬小笠原海台、⑭大東海嶺

図 2.5.2 日本とその周辺の地磁気全磁力異常図⁽⁴⁹⁾。実線の多角形で囲まれた部分は、データの信頼度が非常に高い。黒塗り部は正異常、白の部分は0～-200 ガンマの負異常および測定データの無いところ。打点部は-200 ガンマ以下の負異常。①～⑩は顕著な地磁気帯状異常。破線は火山第四紀フロント。水深の単位は1,000m。北海道西部の星印は、空知の基礎構造試錐位置。

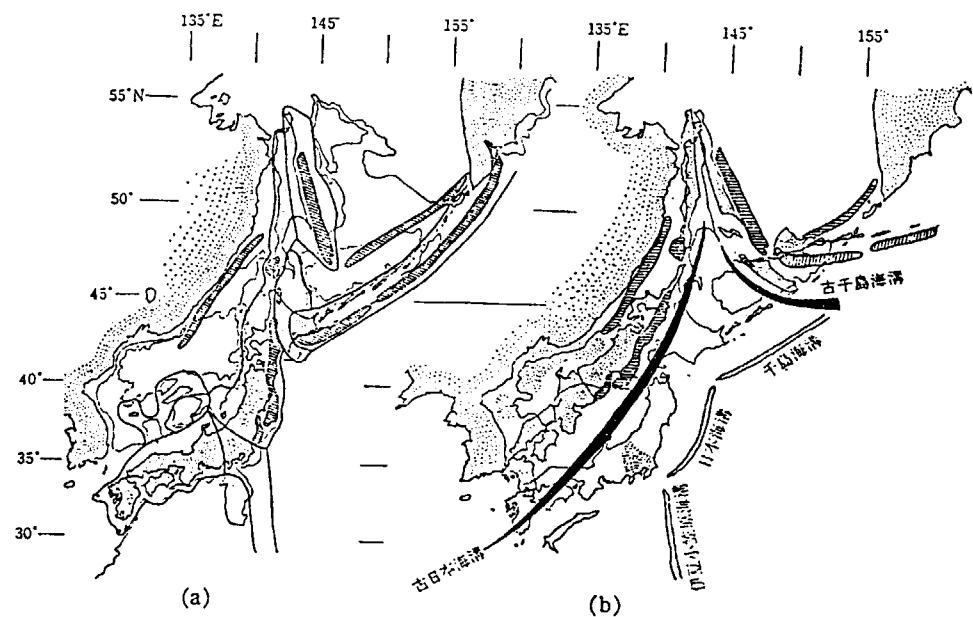


図 2.5.3 地磁気帯状異常分布と地質構造などを考慮して、日本を地体ブロックに区分した図(a)。地体ブロックを単位として島弧を移動させ、白亜紀頃の島弧の位置を復元した図(b)⁽⁴⁹⁾。島弧を移動させるとき、伊豆・小笠原弧の部分は省略されている。また、北海道は日高山地の線上で東西に二分されている。

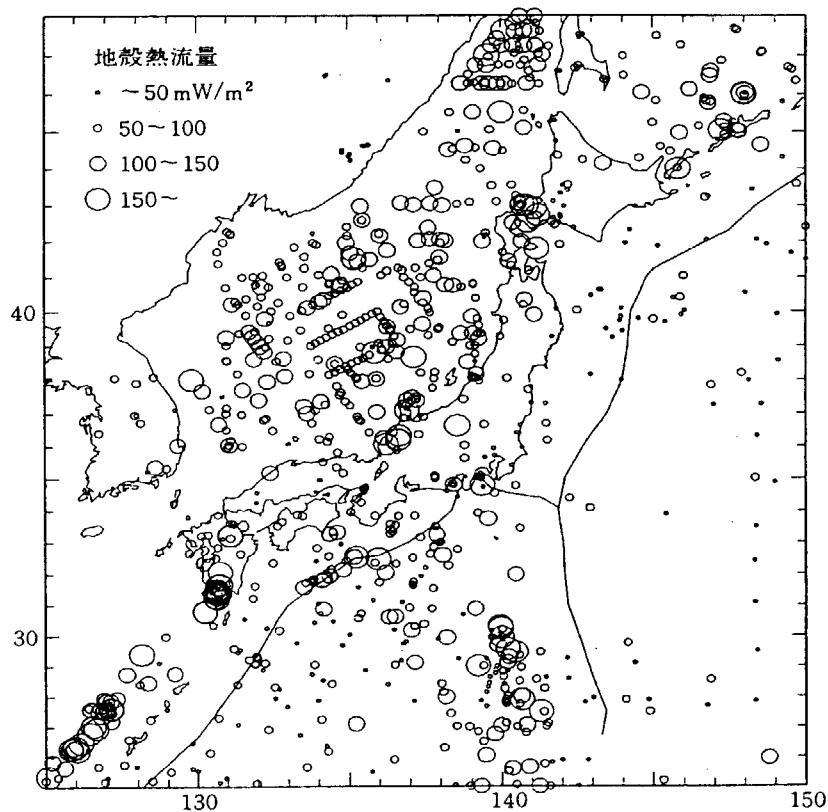


図 2.5.4 日本付近の地殻熱流量⁽⁵⁰⁾

2.6 地下水

放射性廃棄物を地下に埋設処分すると、地下水の影響を受ける。地下水は常に流動しており、処分物質もいざれは水とともに移動することが考えられる。この点で、地下水の水理特性や化学特性を把握しておくことが重要である。

以下、地下水の分布状況、各種施工に伴う地下水障害、および地下水の循環様式等についてまとめた。

(1) 地下水盆と地下水区

地下水は、透水層や不透水層などの地層群の中で、水文的に一連の支配を受ける範囲に存在する。この範囲を地下水盆とよび、通常、地形の単位である平野、盆地、台地さらに火山山麓などとほぼ同一の分布を示す。したがって、地下水盆は地形区分に基づいた名称で呼ばれる。大きな地下水盆の中には、地質条件と水文条件から独立した地下水流動を示す小範囲がある。これを亜地下水盆として区別する。

放射性廃棄物の地下埋設処分に際しては、処分サイトと地下水盆との位置関係を明らかにし、流動する地下水の挙動を検討する必要がある。

地下水盆は、構成する地層群の形成過程により、沈降性のものと隆起性のものがある。沈降性の地下水盆には、海面変動や地盤の沈降運動の影響により、粗粒および細粒の厚い碎屑物が堆積している。これは現在の平野や盆地に相当し、大規模なものは新第三紀以降から現在まで沈降が続いている地域である。日本の主要な地下水盆は、この類型に入る。

隆起性の地下水盆は、火山噴出物が厚く累積している地域、更新世前期およびそれ以前の堆積岩や火山岩類が隆起した地域、および石灰岩が隆起した地域である。火山活動に伴う火山山麓型や火碎流台地型は、火山国であるわが国特有の特徴を示す。以上をまとめると、表 2-6-1⁽⁵²⁾ のようになる。

(2) 地下水盆の類型

上記のような第四紀の隆起・沈降運動を重視する類型分けに対し、水文地質構造と地下水の供給・流動の特徴に重点を置くタイプ分けがなされており(図 2.6.1)⁽⁵³⁾、このタイプ分けは、処分サイトでの地下水の挙動を想定する点で重要である。

以下、この考え方を含めて、水文地質構造のタイプをまとめた。

1) 盆地型

盆地型は、地下水を供給する帯水層の分布状況により、2つのタイプに区分できる。

盆地型(1)は帯水層が両側に露出し、天水による地下水の供給を両側面からうけるものである。

盆地型(2)は片方が不透水性岩盤に切られた形を示し、帯水層の露出は片側だけである。そのため地下水の補給は、片側のみのことが多く、化石水が残留する可能性が高い。

わが国の盆地や河谷平野は全て盆地型に入るが、関東平野・濃尾平野など内陸部へ広がる大平野も、水文地質構造的には盆地型に入る。関東平野は、全体的には盆地型(1)であり、足尾山地や筑波山塊に対しては、盆地型(2)となる。

2) 海岸平野型

海岸平野型は、海岸に面した平野の大部分に見られる。ここでは、海水と淡水との関係が重

要となり、帶水層の垂直的な発展規模と海底斜面との関係で、3つのタイプに区分できる。

海岸平野型(1)は、帶水層を含む各層が、海底斜面に向かって一方的に緩く傾斜するものである。この型では、沖積層に対する塩水の浸入は、満潮時の海面上昇や揚水によって地下水面が低下すると生じ易い。一方、沖積層や洪積層の下位には、泥質層が挟在する場合が多く、被圧帶水層に対する塩水浸入は起こり難い。臨海部の被圧地下水に、しばしば塩分濃度が高いものが見られる。これは、化石塩水によるものである。このような、海岸平野型(1)に属するものは、関東・濃尾などの大平野の臨海部や仙台平野・佐賀平野などである。

海岸平野型(2)は、帶水層が海底斜面に切られた形態を示し、帶水層の先端が海水に直に接する。この場合、被圧地下水帶水層に対して、塩水の浸入は容易に生じる。岳南平野の富士・吉原地区が典型であり、ここでは自噴井においても塩水化現象が生じている。海岸平野(2)型は、深い海湾や海峡に面する平野が相当し、徳島平野や大分平野もこれに含まれる。

海岸平野型(3)は、帶水層としては沖積層だけに限られるものである。帶水層の垂直的規模は小さく、地下水盆の概念からは離れるが、比較的広い海岸平野にも見られる。この典型例として、九十九里浜沿岸平野・宮崎平野がある。

海岸平野型の地下水盆では、海岸付近に塩水・淡水境界がある。施工に伴う地下水位の変化により、塩水が陸地側へ浸入して来ると、地下構造物が劣化しやすくなる等の問題が生じると考えられる。

3) カルデラ型・火山山麓型・火碎流台地型

火山体は、一般に巨大な地下水包蔵体を形成している。これは、新期火山を構成する噴出物には空洞や裂かが富んでおり、および大きな降水量が関連しているためである。火山体は、一種の高架水槽に当たり、水利用の面からは有利な存在となっている。このような火山体に関連する地下水は、火山活動やその噴出形式により、カルデラ型、火山山麓型、火碎流台地型に区分できる。

カルデラ型は、阿蘇カルデラが典型である。ここは広い陥没地形を有し、中央部に火口丘溶岩流と火山噴出物、カルデラ壁に碎屑堆積物が分布する。このような層は一般に多孔質で不圧地下水となる場合が多いが、阿蘇カルデラ中央部では、かなり被圧地下水となっている。

成層火山体では、降水量の大部分が地下に浸透し、ほとんどが山麓部で地表に湧出し、一部は、平野部の地下水盆への補給水となる。これが火山山麓型である(図2.6.2)⁽⁵³⁾。

火碎流台地は、カルデラ型火山からの大量の噴出物が火碎流となり、広い地域を覆ってほぼ平坦な台地を形成したものである。南九州のシラス台地が典型である。この型では数枚の火碎流堆積物が互層をなし、溶結^(注)部と非溶結部の間に挟在する降下軽石層や埋没砂礫層が帶水層となる。

4) 丘陵型

丘陵を構成する更新世前期とそれ以前の堆積岩の中に、地下水が賦存するものである。半固結の砂～砂礫層が帶水層となる。量的には少なく、不圧型の地下水であることが多い。

5) 火山丘陵型

^(注) 大規模な火碎流では、堆積後も数百度の高温が保たれ、火山灰や軽石は半溶融状態になる。これに自重が加わるため、軽石は押しつぶされてレンズ状や扁平になり、基質の火山灰は縞状に重なりあってできる組織。

更新世前期とそれ以前に活動した火山体で、山体がかなり浸食を受け、丘陵状の形態をなすもの、および溶岩だけが取り残されて台地状となったものである。普通、溶岩と火碎岩との互層をなし、割れ目が発達した溶岩に地下水が胚胎する。

6) 石灰岩台地型

中・古生層の石灰岩が広く分布するカルスト地形や、更新世中～後期の隆起サンゴ礁石灰岩の分布する地域にみられる。浸食されて空洞や間隙が多くなった石灰岩中に貯留されている地下水である。

以上の各地下水盆のうち、主なものの分布をまとめると、図 2.6.3⁽⁵³⁾ のようになる。

(3) 多層構造

堆積盆地のうち、新第三紀から第四紀にかけて連続的に生じた沈降運動により形成されたものには、砂岩・泥岩や砂・礫・シルト層などが、垂直的に厚く累重している。各層は、構成粒子の粗密により、透水層あるいは不透水層となる。層厚は関東平野などの大平野では、1,000m以上に達する。

このような堆積盆地では、上位の深度100～500mには飲用に適する地下水が賦存し、それ以深の地下水は化石水である場合が多い。火山・地熱地帯では、比較的浅い部分から温泉水となっている。各種地下水を含む岩層の分布状況は複雑である。その模式断面を示すと、図 2.6.4⁽⁵³⁾ のようになる。

この図によると、帶水層は沖積層の一部と洪積層以下の砂・礫層である。帶水層が有する水位（水頭圧）・水温・水質などの要素は、一般に帶水層の層準により異なる。例えば、次のような現象がよく見られる。上位の洪積層上部層は、比較的新鮮な地下水（天水の影響を受けた）が分布し、やや鉄分が多い。中位の洪積層中部層には、新鮮かつ鉄分が少ない地下水が存在する。下位の鮮新・洪積層には、メタンを主体とするガス成分が含まれる。

このように、一つの堆積盆地でも帶水層の層準的位置によって、含まれる地下水の性質は異なる場合があり、放射性廃棄物処分サイトの検討の際には検討が必要である。

(4) 地下水の涵養と循環

多層構造を示す地下水盆では、被圧地下水の補給は、自然状態では直上からは行われず、側方の地下水盆の周縁、後背地で帶水層が露出している個所、あるいは地表の近くにある個所から行われる。補給源は、天水あるいは河川水である。したがって、被圧地下水の涵養域は、丘陵・台地・扇状地および礫質堆積物が発達する河床や氾濫原である。また、深層の地下水ほど、盆地中心部や海岸線から遠ざかった位置が、涵養地帯となる。典型的な例が、関東平野における深層地下水の賦存状況に見られる（図 2.6.5）⁽⁵³⁾。

地下水盆に賦存する被圧地下水は、図 2.6.1 中の海岸平野型(2)、(3)の場合では自然状態で海中に排出される。盆地型や海岸平野(1)の場合は、化石水や準化石水が存在するように、自然条件下での排出は困難である。このような閉塞環境では、井戸群による人為的な排水により、地下水は涵養地帯と井戸群の間を移動する。

このように、地下水盆の型により地下水の涵養～循環のシステムが異なっており、処分サイト選定時の検討事項となる。

(5) 地下水障害

わが国の地下水は、良好な水質を示すものが多く、有効な水資源として用いられている。ただし、採取量が涵養量を上回ると、さまざまな地下水障害が生じることになる。その原因となるのが地下水位の低下であり、現象として、海岸に近い個所での地下水の塩水化、軟弱地盤の分布域での地盤沈下などが挙げられる。

放射性廃棄物の処分場選定に際しては、地下水障害が生じない個所やその影響が及ばない個所を考慮する必要がある。

1) 地下水位の低下

地下水の採取量が涵養量を上回ると、地下水位の低下が生じる。東京市街地での地下水位の変化を見ると、最も激しい所では 10 年間で 40mほど低下している（図 2.6.6）⁽⁵³⁾。昭和 40 年代後半になり、揚水量が減少するとともに水位の低下は回復し、地盤沈下も治まってきている。

また、近年の地下水採取が、浅層から深層へと移り変わってきたことにも注意が必要である。深層の地下水は通常被圧されているが、このような被圧地下水は、一度水位が低下すると回復しにくいという特性があるためである。

2) 地下水の塩水化

海岸に沿った沖積平野部で地下水が枯渇すると、沿岸部で地下水の塩水化が生じる。わが国では、主要都市や工業地帯が海浜に近い平野部にあり、地下水の塩水化が生じている個所も多い（図 2.6.7）⁽⁵³⁾。地下水の塩水化現象は、採取量の削減により回復させることもできるが、完全な回復までには相当の時間が必要である。

3) 地盤沈下

地盤沈下と地下水位の間には、次の関係がある⁽⁵⁴⁾。

$$-dH/dt = k(p_0 - p)$$

H : 地表面の位置 (したがって、 $-dH/dt$ は地盤沈下速度)

p : 現在の地下水位

p_0 : 標準地下水位

k : 定数

この式は、地盤沈下速度が標準地下水位と実際の地下水位との差に比例する事を示している。したがって、地下水位が回復しなければ沈下はとまらない。

地盤沈下は、公害対策基本法の中で典型七公害の一つに含まれ、昭和 40 年代後半から対策が進められてきた。そのため、全国的に地下水位低下と地盤沈下は治まるようになってきた。その間わが国では、過剰な地下水汲み上げによる地盤低下地域は、33 都道府県内の 36 地域に達し、微候のある地域を含めると 35 都道府県の 51 地域に及ぶ（図 2.6.8）⁽⁵³⁾。

(6) 塩水・淡水境界

塩水・淡水境界は、陸側での地下水位の変動によって、変化する。地下水位が低下すれば、塩淡境界は陸側へ進入する。その変化の原理は以下のとおりである。

淡水と海水 ($\Delta \rho / \rho = 0.02$)、温水と冷水 ($\Delta \rho / \rho = 0.003$) などのように、密度差を持つ 2 種の流体が存在し、それらが異なる速度で運動している場合、その密度差のために單一流体とは異なる挙動を示す。その挙動は、境界が明瞭であっても、不明確であっても同様であると

考えられている。

海岸付近では、陸から海へ流れる淡水層が、海から陸へ浸入した塩水層の上に重なって、平衡状態となっている（図 2.6.9）⁽⁵⁵⁾。流れの場に静水圧分布が仮定できると、塩淡境界面には Ghyben-Herzberg（ガイベン-ヘルツベルグ）の近似とよばれる式が成立する。

図 2.6.9 中の点 C では、淡水側から見た水圧は、ほぼ A～C 部分の水の重量 ($H_f + H_s$) $\rho_f g$ (ここに、g : 重力の加速度) に等しい。一方、塩水側の水圧は $H_s \rho_s g$ に等しい。この境界面が静止している時は、両者は相等しく、 $(H_f + H_s) \rho_f g = H_s \rho_s g$ (Ghyben-Herzberg の公式⁽⁵⁶⁾) となる。

この関係式から H_s を求めると、 $H_s = \rho_f H_f / (\rho_s - \rho_f)$ となる。

ここで、 $\rho_f = 9.8 \text{ kN/m}^3$ 、 $\rho_s = 10.045 \text{ kN/m}^3$ とすると、 $H_s = 40H_f$ となる。

この公式が意味するところは、C 点の塩淡境界の水深は A 点の水位の 40 倍程度になっていることである。つまり、淡水の水位が過剰揚水や雨量減少等で低下すると、その低下量の 40 倍もの大きさで塩淡境界が上昇することになる。

このように、海岸付近での塩淡境界の深度は、塩水と淡水が混じり合うかという問題は別にして、淡水の水位変化が大きな要因を占めていることがわかる。

(7) 水循環

地表水や地下水を含めた水循環の全体的な流れは、上記のように放射性廃棄物の地下埋設処分を検討する上で重要な要因である。水循環を模式的に表わすと、図 2.6.10⁽⁵⁵⁾ のようにまとめられる。循環の順序は、以下のとおりである。

- 1) 発散：海・河川・湖沼等からの蒸発、樹木からの発散で、水蒸気として大気中へ。
- 2) 降水：山地や平野へ雨・雪等として降ってくる。
- 3) 浸透：山地斜面や地表面から河川へ流れ、残りは地下へ浸透する。ここからが地下水流动の第一歩となる。
- 4) 流動：地下水の流动は、浸透層内の間隙が水で飽和されていない初期の不飽和浸透流と、間隙が水で飽和した浸透流、いわゆる地下水がある。流れは地下水盆の中心部で貯留するか、あるいは海岸に達して海水との境界を形成する。以下、それぞれの流动の特徴を概観する。

- ① 不飽和帶の浸透流：この流れは、固相（土粒子）・気相（空気等）・液相（水等）の 3 相間で重力と毛細管現象の影響により、複雑である。不飽和浸透流は、別名で通気層とも呼ばれ、産業廃棄物や汚染水の浸出や、地下水資源強化策として地下水を人工涵養する等の問題で、最近注目されている。これら問題の解決のためには、i) 降雨や田畠の灌漑水の地下への浸透量の推定、ii) 地表で発生した水質汚染水が、不飽和浸透する際の土壤などへの吸着分散の過程、地下水表面へ到達時の濃度の推定、iii) 各種土木工事に与える影響等を検討する必要がある。
- ② 飽和帶の浸透流：この流れのある層が、いわゆる帶水層である。この帯は自由地下水をもつ不圧帶水層と、上下を粘土層や岩盤などの難透水性の地層で挟まれた被圧帶水層に区分される（図 2.6.11）⁽⁵⁵⁾。浸透流は、さきに述べた水文地質構造である地下水盆のなかで、水文サイクルを検討することになる。この流れを解析することは、非常に複雑な流路と諸条件を考えなくてはならない。ここでは、帶水層内の水の動きに関して、よ

く用いられる基本的な水理量をまとめておく。

地下水の流れ易さは、透水係数で表わされる。これは、一般的に地層を構成する粒子の径に左右され、粗いものほど大きい。次に、帶水層の透水性と規模を表わす量に、透水量係数がある。これは、水の流れ易さと流れる水の量の多少を表現するものである。図 2.6.11(a) は被圧帶水層の場合で、透水量係数は、透水係数に帶水層の厚さをかけたものである。図 2.6.11(b) は不圧帶水層の場合で、地点の地下水深と透水係数の積が相当する。

地下水を動かす力は、i) 水圧の差と ii) 位置の高低差の和である。この和が大きい所から小さい所へ水は流れる。ここでピエゾ水頭（水圧を水柱の高さに換算した値と、その地点の標高の和）によれば、その大小により水の流れる方向を決めることができる（図 2.6.12）⁽⁵⁵⁾。不圧地下水の場合は、自由地下水面がこれに相当する。この面を平面的に描けば、ピエゾ水頭の等高線になる。

被圧地下水の動的性質をあらわすものに、貯留係数がある。これは、単位水頭変化により単位表面積の帶水層の貯留量が変化する量である。一般に、 $1 \times 10^{-5} \sim 1 \times 10^{-2}$ 程度の値をとる。被圧地下水体では、通常、帶水層が飽和状態にある時、水の間隙水圧は土粒子表面に水圧を及ぼし、土粒子自体の支持力とともに上位の地盤を支える役割を果たしている。この時、圧力水頭が低下すると、まず水自身が減圧膨張して堆積が増加し、同時に土粒子表面に及ぼす水圧が低下するために、帶水層より上位の地盤を支持する力が低下する。そのため、帶水層が圧縮され水が引き出される。反対に、水頭上昇による貯留量の増加は、水の圧縮と帶水層の膨張によって生じる。不圧地下水体では、貯留量の変化は重力による間隙への水の出入りによって生じ、その貯留係数は比産出率に等しい。通常、0.01～0.5 程度の値をとることが知られている。

実際の地盤は、粘土層等の難透水性層と帶水層が互層をなしていたり、粘土層が部分的に挟在していたりして複雑である。このような場合には、不圧帶水層の自由地下水面や被圧帶水層のピエゾ水頭、および難透水性層の位置等を確認し、その地域の水理特性を検討しておく必要がある。

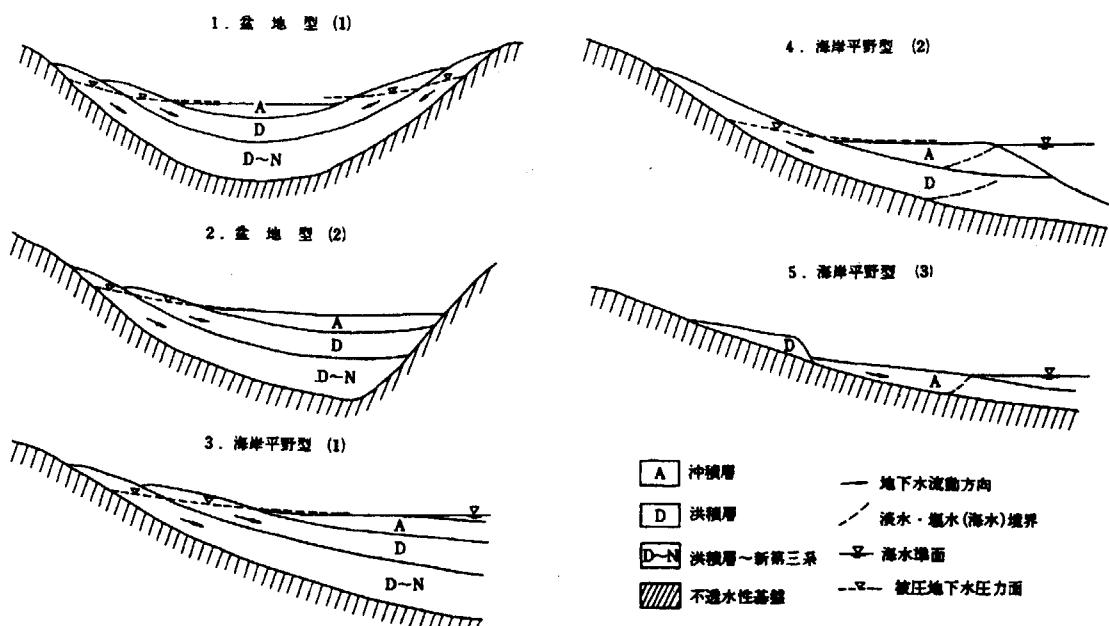
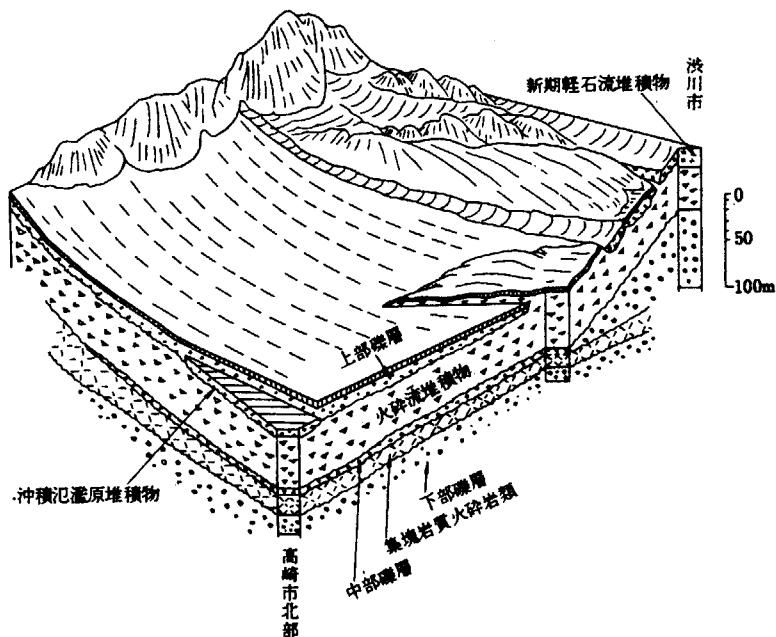
- ③ 海岸近くの地下水：海岸付近では、陸側の淡水と海水とが塩淡境界を形成する。ここでは海水が内陸側に侵入し、いわゆる塩水くさびを形成している。このような地域では、各種の地下水汲み上げが進むと、地盤沈下や地下水の塩水化の問題が生じたりする。実際の塩淡境界は、混合拡散してぼやけている場合が多い（図 2.6.13）⁽⁵⁵⁾。塩水の浸入は、地下構造物の劣化を進行させると考えられ、注意が必要である。

表 2.6.1 わが国の地下水盆類型と主な地下水区(日本の地下水、1986⁽⁵²⁾より、一部改編)

地下水盆類型		亜地下水盆類型	主な地下水区
沈降性地下水盆	1. 大規模平野型	1-1 低地(三角州) 1-2 砂丘 1-3 扇状地(段丘) 1-4 台地(段丘)	十勝平野、石狩平野、新潟平野、大阪平野、徳島平野、筑紫平野など。および、関東平野、濃尾平野など大平野の臨海部
	2. 小規模平野型		安倍川、大井川などの静岡県の海岸平野、紀伊半島の海岸平野、瀬戸内の海岸平野など
	3. 大規模盆地型	3-1 低地 3-2 扇状地(段丘) 3-3 台地(段丘)	横手盆地、北上盆地、山形盆地、那須野原、甲府盆地、松本盆地、近江盆地など。および、関東平野、濃尾平野などの大平野も大きく見れば大規模盆地型に入る。
	4. 小規模盆地型		花輪盆地、大野盆地、亀岡盆地、宇和盆地、都城盆地など
	5. カルデラ型		阿蘇カルデラなど
隆起性地下水盆	6. 火山山麓型		藻琴山麓、浅間山麓、八ヶ岳山麓、富士山麓、妙高山麓、大山山麓など
	7. 火碎流台地型		南九州しらす台地、阿蘇山麓台地など
	8. 丘陵型		宮城北部丘陵、相双丘陵、三浦半島、魚沼丘陵など
	9. 火山丘陵型		松浦半島、壱岐島、肥薩丘陵など
	10. 石灰岩台地型		備後台地、秋吉台地、宮古島など

表 2.6.2 本邦における主要地下水賦存地域(表中の数次は図 2.6.3 と一致)⁽⁵³⁾

主要地下水盆						10	阿蘇山
1 根釣平野	22	越後平野	43	讃岐平野	11	雲仙岳	
2 十勝平野	23	高田平野	44	松山平野	12	霧島山	
3 旭川盆地	24	富山平野	45	中津平野			
4 石狩-勇払平野	25	加賀平野	46	大分平野	主要石灰岩地帯		
5 函館平野	26	福井平野	47	筑後-佐賀平野	1	八戸(古期)	
6 下北-八戸平野	27	長野盆地	48	熊本平野	2	岩泉(古期)	
7 青森平野	28	松本盆地	49	八代平野	3	草間台地(古期)	
8 津軽平野	29	甲府盆地	50	加久藤盆地	4	帝釈峠(古期)	
9 能代-秋田平野	30	岳南平野	51	都城盆地	5	秋吉台(古期)	
10 庄内平野	31	大井川河口平野	52	肝属平野	6	喜界島(琉球)	
11 横手盆地	32	浜松平野			7	徳之島(琉球)	
12 北上川沿岸低地帯	33	濃尾-伊勢平野	主要火山体		8	沖永良部島(琉球)	
13 大崎平野	34	近江平野	1	利尻島			
14 仙台平野	35	京都盆地	2	羊蹄山	9	沖縄島本部半島(琉球)	
15 山形盆地	36	奈良盆地	3	榛名山			
16 米沢盆地	37	大阪平野	4	浅間山	10	沖縄島中・南部(琉球)	
17 福島盆地	38	播磨平野	5	伊豆大島			
18 郡山盆地	39	和歌山平野	6	箱根山	11	宮古島(琉球)	
19 会津盆地	40	米子平野	7	富士山	12	与那国島(琉球)	
20 関東平野	41	出雲平野	8	八ヶ岳			
21 相模平野	42	徳島平野	9	大山			

図 2.6.1 盆地・平野における水文地質構造のタイプ⁽⁵³⁾図 2.6.2 火山山麓における地下地質構造の一例⁽⁵³⁾

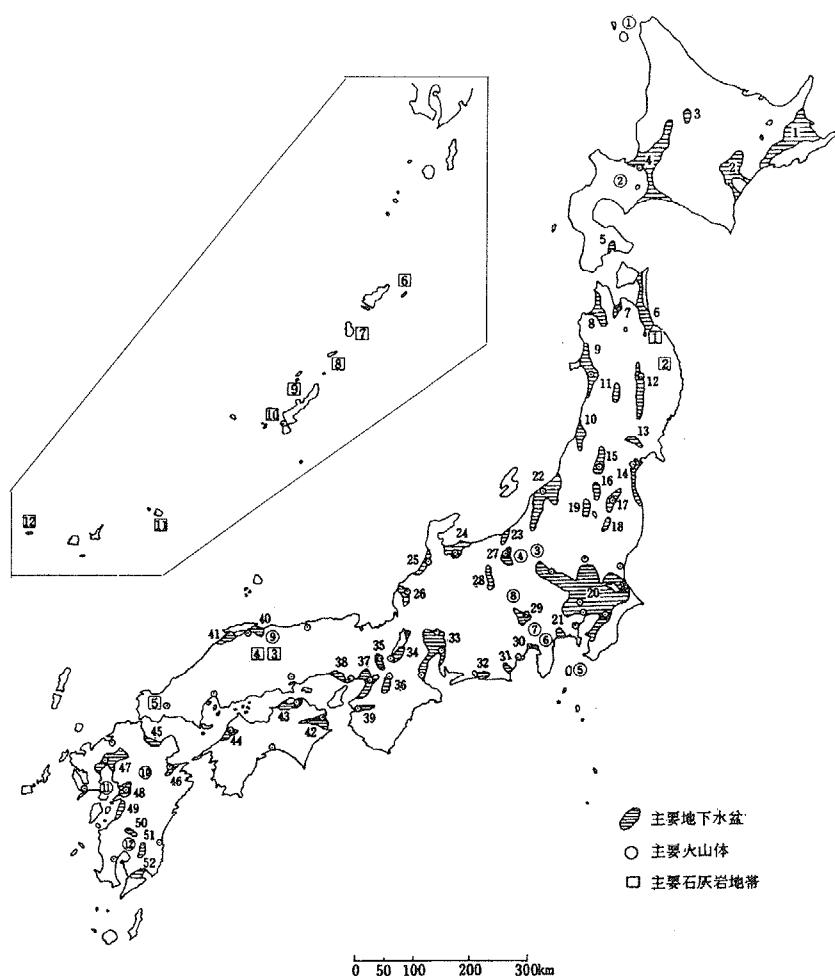
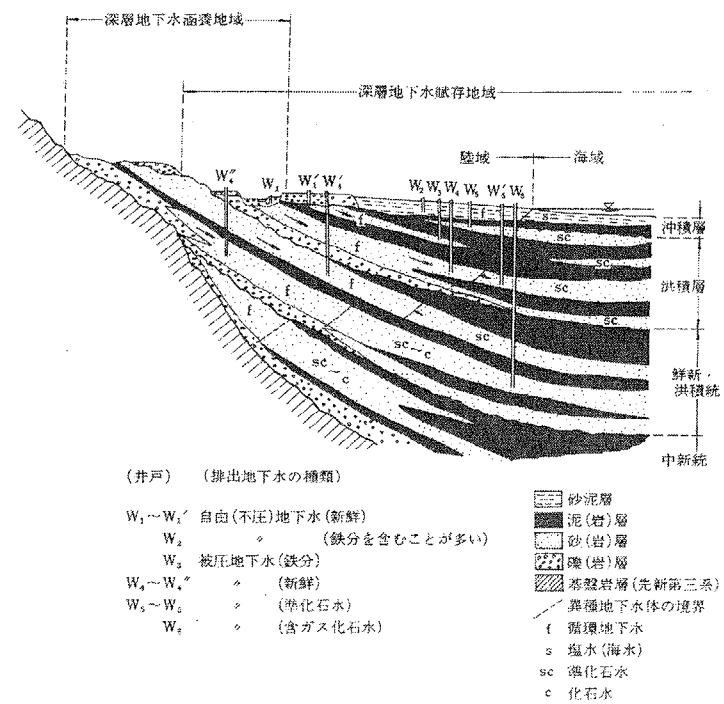


図 2.6.3 本邦における主要地下水賦存地域の分布⁽⁵³⁾

図 2.6.4 地下水盆における水文地質構造模式断面図⁽⁵³⁾



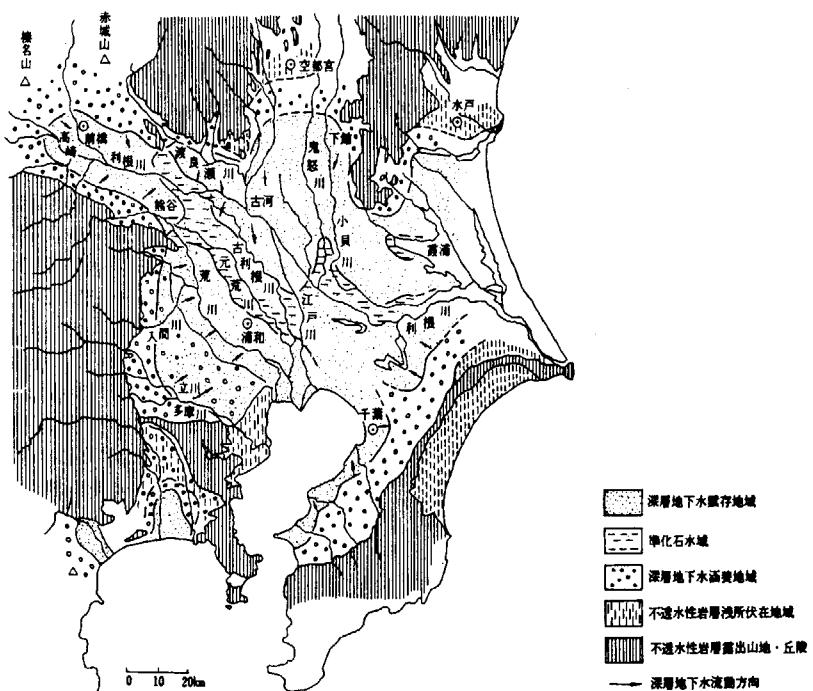


図 2.6.5 関東平野における深層地下水賦存状況の概観⁽⁵³⁾

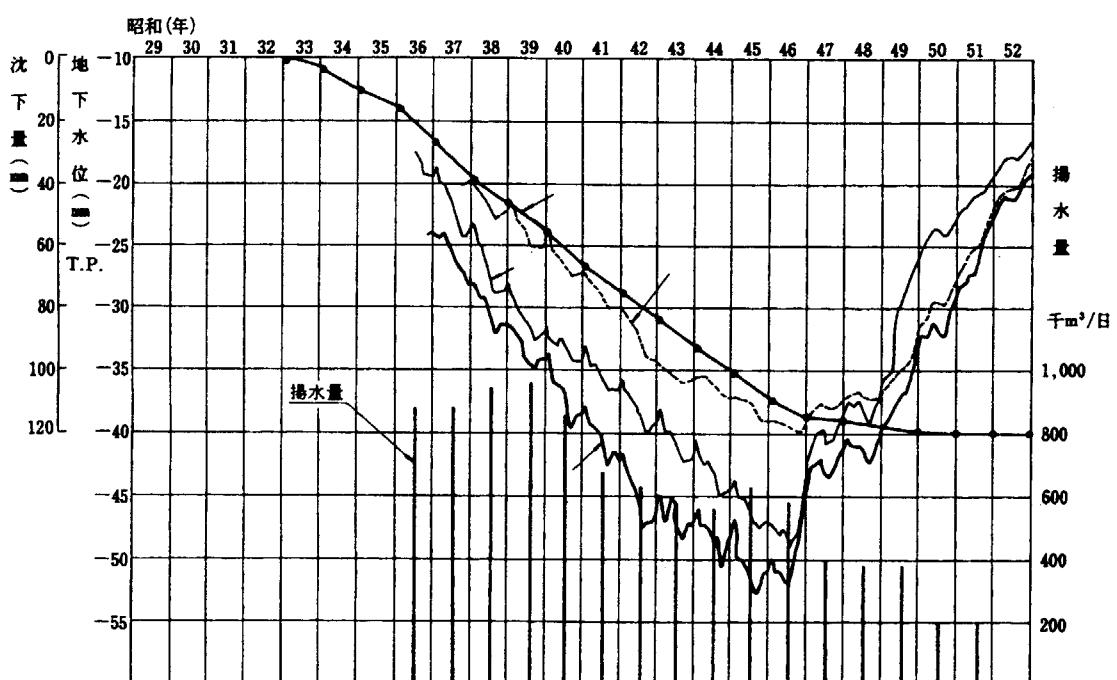


図 2.6.6 東京における地下水位経年変化等⁽⁵³⁾（地下水位・沈下量は板橋区、地下水採取量は23区）

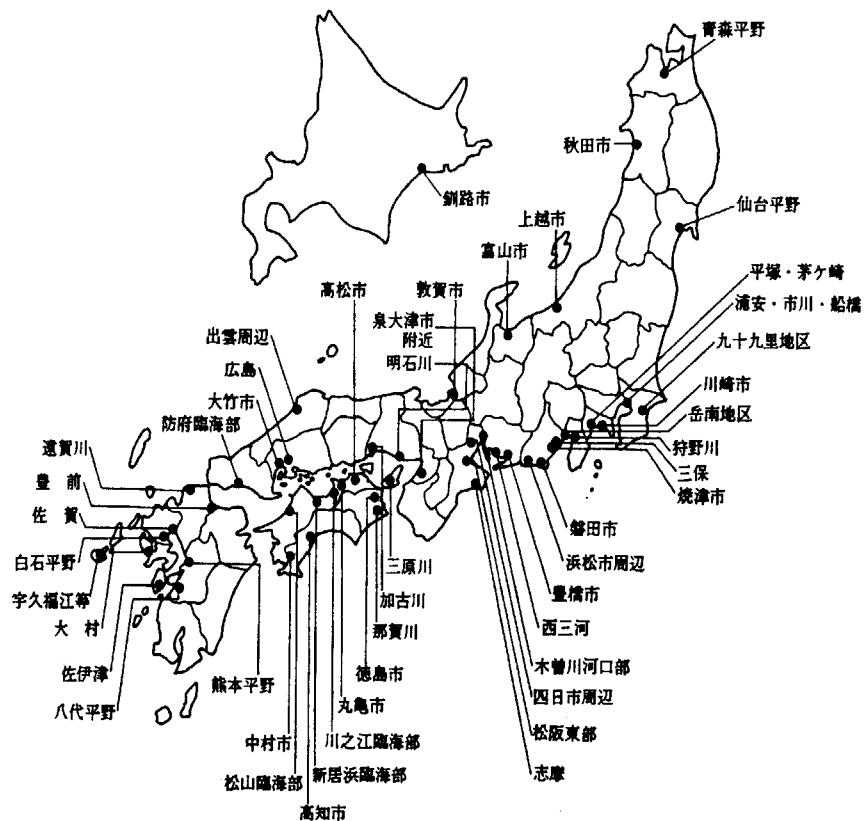
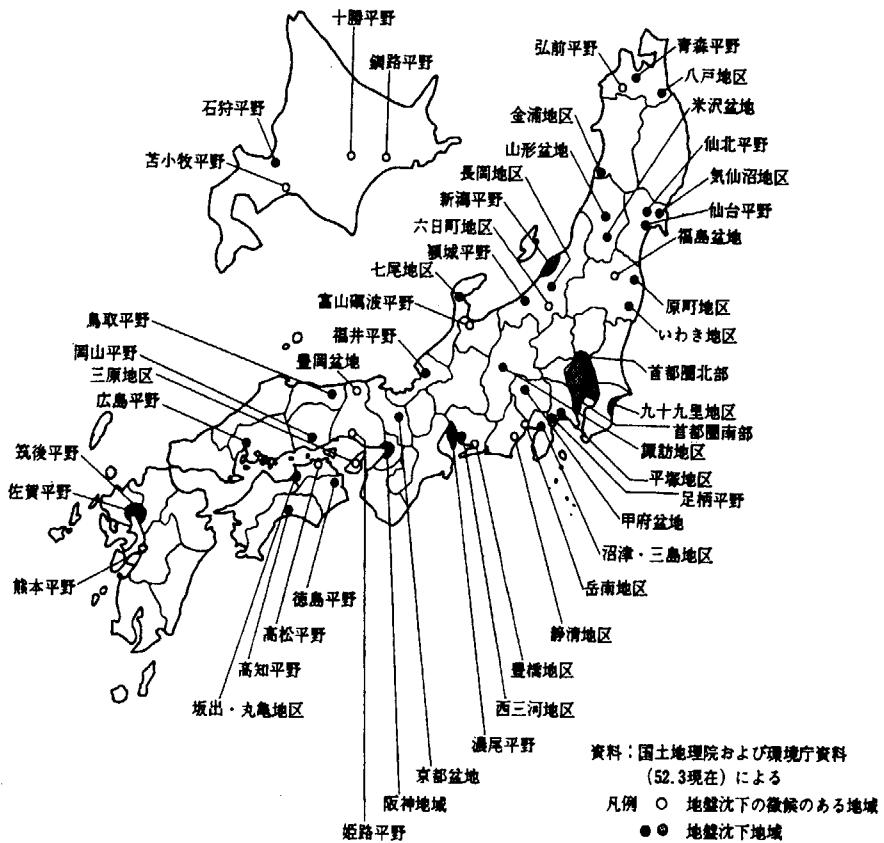
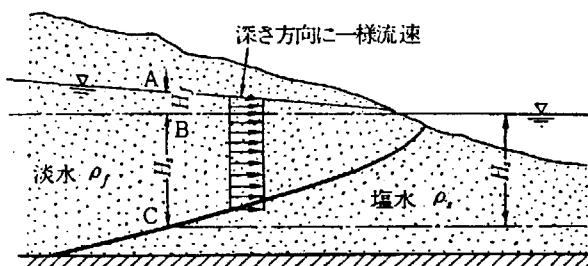
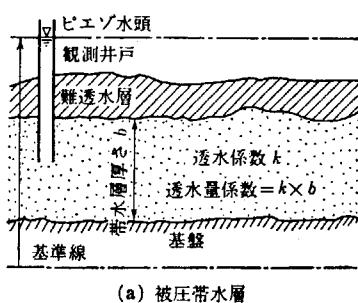
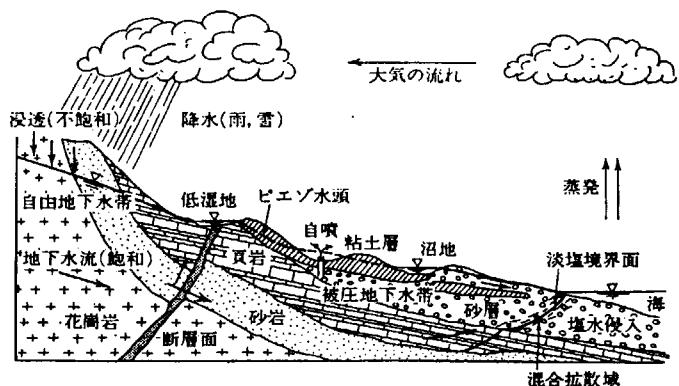


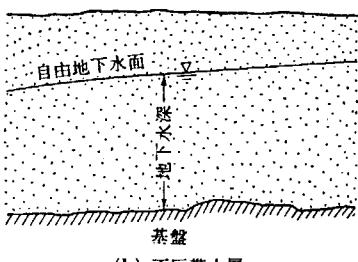
図 2.6.7 わが国地下水塩水化地域⁽⁵³⁾

図 2.6.8 全国地盤沈下地域⁽⁵³⁾

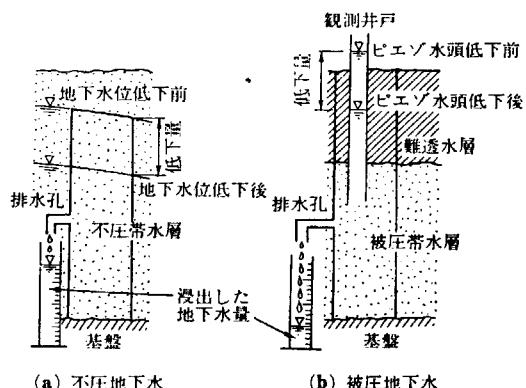
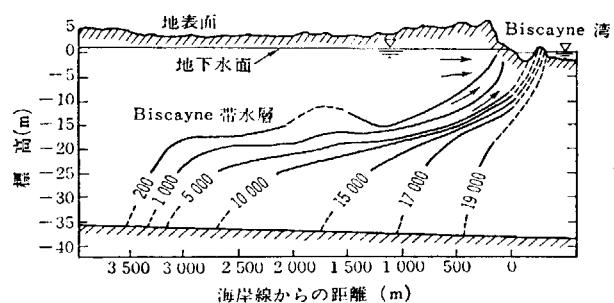


図 2.6.9 海岸帶水層内の塩水くさび⁽⁵⁵⁾図 2.6.10 水循環の模式図⁽⁵⁵⁾

(a) 被圧帯水層



(b) 不圧帯水層

図 2.6.11 被圧帯水層と不圧帯水層⁽⁵⁵⁾図 2.6.12 不圧地下水と被圧地下水の貯留係数⁽⁵⁵⁾図 2.6.13 塩水浸入の実測例⁽⁵⁵⁾。塩分濃度の単位は、mg/ドル。

2.7 温泉

温泉とは、一般にはその土地の年間平均気温以上の水温を持つ湧水と定義される。平均温度は、ヨーロッパでは20°C、アメリカでは70°F(21.1°C)である。日本の温泉法では、地中から湧出する温水・鉱水・水蒸気のうち、次の条件のいずれか一つを満たすものとされている。1) 水温が25°C以上、2) 溶存成分の総量が1g/kg以上、3) $\text{CO}_2 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot \text{H}^+$ ・硫黄など17成分のいずれかが所定の含有量を超える。また、泉温が25°C未満は冷鉱泉、25°C以上34°C未満は低温泉、34°C以上42°C未満は温泉、42°C以上であれば高温泉と区分される⁽⁵⁷⁾。

このように、温泉は通常の地下水と異なり高い温度を持ち、また、多様な溶存成分を含んでおり、これらは放射性廃棄物の地下埋設処分施設へ悪影響をもたらすと考えられる。したがって、処分サイトは温泉の影響を被らない個所とする必要がある。

日本の温泉・鉱泉は、総数で3,865個所に達する⁽⁵⁷⁾。昭和6年(1931)には863個所⁽⁵⁸⁾、昭和53年(1978)には2,237個所⁽⁵⁹⁾であったから、最近の増加が顕著である。これは、日本人本来の温泉好きと温泉ブームにより、温泉の開発が進んだためである。

日本の温泉は、地質学的に見ると、(I) 第四紀火成岩関連型、(II) 広域熱伝導卓越型、(III) 深層熱水型に分類される⁽⁵⁷⁾。主な温泉を図2.7.1に示す⁽⁶⁰⁾。

- (1) I型温泉は高温かつ大規模で、分布のほとんどは第四紀火山地域に相当する。この型は火山活動と関連が深く「火山性温泉」と呼ばれる。日本の代表的な温泉は、この型に属する。
 - ・二セコ、酸ヶ湯、玉川、那須、箱根、別府、雲仙等。
- (2) II型温泉は比較的高温なもので、I型温泉の周辺部に分布する場合が多い。このような地域では、新第三紀中新世から第四紀にかけて火成活動が活発であった。ここでは、広範囲に地温勾配が高い。「グリーンタフ型」温泉と呼ばれる場合もある。
 - ・知床、西南北海道、東北脊梁地帯、伊豆、山陰日本海側等。
- (3) III型温泉は「非火山性温泉」と呼ばれるもので、新第三紀鮮新世以降の新しい地層に覆われた堆積盆地の比較的深部を泉源とするものである。このような地域では、深度1,000~2,000mまでのボーリングにより温泉を得ることができる。これら地域は、「2-6 地下水」の項で述べた、大規模平野型や大規模盆地型の地下水盆(図2.6.3)とほぼ一致している。
 - ・帶広、石狩、津軽、新潟、鬼怒川、常磐、北陸、大阪、佐賀、熊本等。

日本の温泉の多くは、新しい地質時代の地層分布域にあり、地温勾配にその特徴がよく現れている(図2.7.2)⁽⁶¹⁾。つまり、火山フロントを境にして、日本海側での地温勾配は高く、反対に太平洋側では低い。高い個所は、10°C/100m以上の温度勾配を示し、活火山の位置である。また、中生代以前の古い地層の分布域には、一般的に温泉は見られない。ただし、紀伊半島や四国から九州東部等には、有馬・白浜・湯の峰(和歌山)・湯田(山口)・嬉野(佐賀)等の著名な温泉があり、これらの熱源は未だ十分に明らかになっていない。

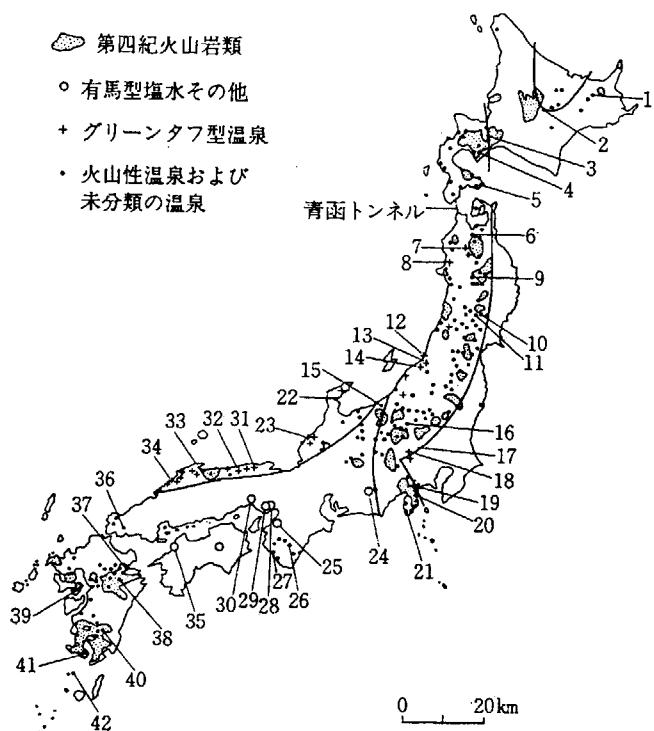
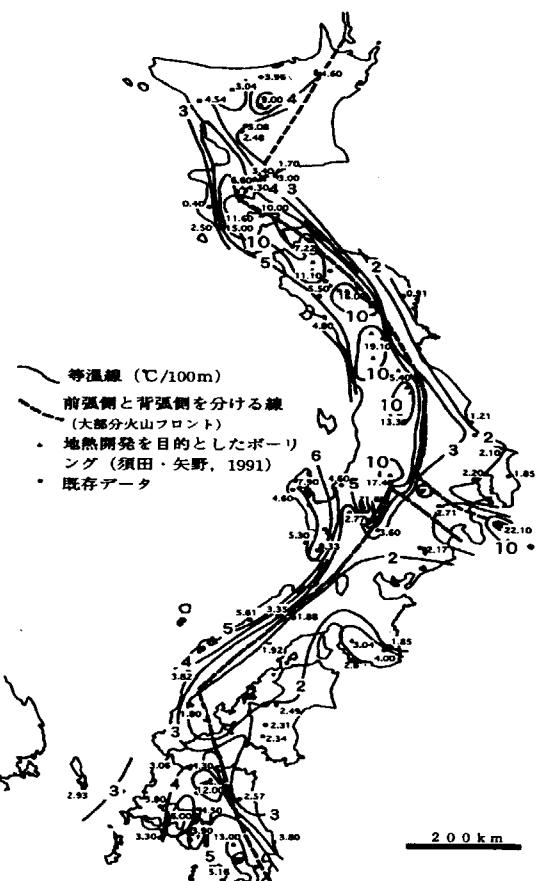


図 2.7.1 日本の主な温泉・火山地図⁽⁶⁰⁾。

1. 川湯、2. 層雲峠、3. 定山渓、4. 登別、5. 恵山、6. 酸ヶ湯、7. 大鰐、8. 森岳、9. 玉川、10. 鳴子、11. 赤湯、12. 瀬波、13. 雲母、14. 月岡、15. 湯田中、16. 草津、17. 磯部、18. 八塩、19. 箱根、20. 热海、21. 下賀茂、22. 赤浦、23. 月山津、24. 鹿塩、25. 石仏、26. 湯峰、27. 白浜、28. 宝塚、29. 有馬、30. 増位、31. 城崎、32. 鳥取、33. 皆生、34. 池田、35. 道後、36. 宗方、37. 別府、38. 九重、39. 小浜、40. 霧島、41. 指宿、42. 薩摩硫黄島

図 2.7.2 日本の地温勾配⁽⁶¹⁾。火山フロントを境に、日本海側で高い。活火山分布域ではとくに高い。中生代以前の地層分布域は一般に低い。ただし、ここには熱源不明な温泉も点在している。



2.8 地下資源

日本列島に分布する地下資源は、それぞれの量は乏しいが、地質構造の複雑さと関連して、多様なものがある。この地下資源分布域には、規模の大小は別にして、埋設処分後に将来の人類による「人間侵入」が生じる可能性がある。これを避けるために、サイト選定時には地下資源分布域を把握しておく必要がある。

以下、地下資源の種類とその分布地、および簡単な成因等をまとめた⁽⁴⁸⁾。

(1) 金属資源；これは精錬され、金属として利用される。地名の右上の添付数字は、図 2.8.1⁽⁵³⁾ 中のものに対応している。

金・銀：ほとんどは、新第三紀から第四紀にかけての火山活動に伴うもので、生成年代がきわめて新しいという特徴がある。産状により、①金銀鉱脈（鴻之舞⁶、千歳¹⁷「北海道」、高玉⁴⁸「福島」、佐渡⁵⁸「新潟」、鯛生¹⁰²「熊本」、串木野¹¹⁴、菱刈¹¹²「鹿児島」など）②鉛・亜鉛鉱床（豊羽¹⁴「北海道」、小坂³⁷「秋田」、足尾⁵²「栃木」など）、③珪化岩に伴う鉱床（岩戸¹¹⁷、赤石¹¹⁶「鹿児島」など）に区分される。

銅：古生代から新第三紀までのものがある。産状により、①苦鉄質火山岩に伴う層状鉱床（小坂³⁷「秋田」、日立⁵⁰、別子⁹⁶など）、②スカルン鉱床^{注1)}（釜石²⁹など）、③グリーンタフに伴う鉱床^{注2)}（小坂³⁷、釧路内⁴¹、松峰³⁹「秋田」など）、④鉱脈鉱床（尾去沢⁴³「秋田」、足尾⁵²、生野⁸¹・明延⁸⁰「兵庫」など）に区分される。

鉛・亜鉛：ジュラ紀から新第三紀までのものがある。産状により、①層状鉱床（田老²⁸「岩手」、小坂³⁷など）、②スカルン鉱床（神岡⁶⁶・⁶⁷「岐阜」、中条⁷²「福井」など）、③鉱脈鉱床（豊羽¹⁴、細倉³³「宮城」、対州¹⁰¹「対馬」など）に区分される。神岡、細倉、豊羽鉱山の既産出量は 100 万トン (Pb+Zn) を超える。

マンガン：古～中生層のチャートに伴う層状鉱床（野田玉川²⁶「岩手」、加蘇「栃木」、浜横川⁵⁹「長野」など）のほか、新第三紀の鉱脈鉱床（大江¹¹、稻倉石¹²、八雲¹⁹、上国²⁰「全て北海道」など）として産出する。

錫・タンゲステン：白亜紀から新第三紀の鉱脈鉱床（尾平¹⁰⁵「大分」、錫山¹¹⁵「鹿児島」、高取⁵¹「茨城」、鐘打⁷⁷、大谷⁷⁸「京都」など）とスカルン鉱床（豊栄¹⁰⁴「大分」、玖珂⁹²「山口」など）として産出する。

クロム：古生代から中生代の超苦鉄質岩^{注3)}中に、鉱床として産出する。用途別に、金属クロム用（日東、八田「ともに北海道」など）と耐火物用（若松⁸⁵「鳥取」、広瀬⁸⁶「岡山」など）に区分される。

注1) 炭酸塩岩(石灰岩・苦灰岩)が熱水による交代作用を受けて形成される塊状熱水鉱床。

注2) 黒鉱鉱床とも。新第三紀中新世の西黒沢～女川期の日本海拡大のい関連した火山活動に伴って生成した噴気堆積鉱床(海底熱水鉱床)。銅とともに鉛・亜鉛を多量に含む。

注3) 岩石を鉱物組成により分類した場合、ほとんどが有色鉱物(苦鉄質鉱物)からなり、色指数が 70 以上のもの。かんらん岩、輝岩など。

(2) 非金属鉱床；これは精錬せずに粉体として利用される。地名脇の添付数字は、図 2.8.2⁽⁶¹⁾ 中のものに対応している。

石灰岩：わが国で唯一の自給できる鉱物資源である。おもに、古生層から中生層中に大規模な層状～レンズ状岩体として産出する（葛生³³「栃木」、秩父³⁹-多摩⁴⁰、秋吉⁹²、鳥形山⁹⁸「高知」、小倉、津久見¹⁰⁸など）。また、一部にドロマイトを伴うものがある（葛生³³、赤坂「岐阜」など）。

珪石：古～中生層中のチャート（足尾、秩父³⁹-多摩⁴⁰、三河⁶⁵、津久見¹⁰⁸など）、および第四紀にかけての砂岩層、砂礫層、砂層として産出する（瀬戸⁶⁰-豊田、温泉津⁸¹「島根」など）。

粘土：これは、①堆積性粘土が新第三紀粘土中に、木節・蛙目粘土として産出（瀬戸⁶⁰-多治見⁵⁷など）したものと、②熱水性粘土として、熱水変質を受けた中生代から新第三紀の珪長質火山岩中に、カオリン、ろう石、陶石鉱床として産出（平木⁷⁷「兵庫」、三石⁸⁶「岡山」、勝光山⁹⁰「広島」、天草¹¹³など）するものがある。これら粘土のうち、①は高品質の陶磁器用原料として、②はガラス繊維、陶磁器、耐火物用原料として用いられる。

(3) 燃料資源：

人類社会において、燃料は欠かすことのできない重要なものである。燃料は、社会の発達とともに使用されるものが変化してきた。現在では、石油が主要な部分をしめ、石炭や放射性鉱物も使用されている。燃料資源は、無尽蔵に存在している訳ではない。現在の消費量が推移すると、21世紀の近い将来には枯渇すると予想されている。

日本列島一帯には、燃料資源が種々分布しているが、規模は小さいものがほとんどで、自給できるものではない。油田、ガス田、炭田の分布を示す（図 2.8.3）⁽⁶¹⁾。

1) 石油：石油は、燃料資源としてのみならず、沸点が異なる様々な成分を分離させることができ、石油化学の材料としての重要性がある。現在の日本は、石油をほとんど輸入に頼っている。

しかしながら、日本列島一帯でも、東北日本の日本海側地域に限られているが、油田が存在する。とくに規模が大きいのは、新潟地区油田と秋田地区油田である。これらの地区には新第三紀層が厚く堆積し、かつ褶曲構造をなし（図 2.8.4）⁽⁶²⁾、褶曲の背斜部に油田が形成されている。

石油鉱床が形成されるための地球科学的条件は、次のようにまとめられている⁽⁶³⁾。

- (1) 新生代第三紀・中生代の厚い堆積岩の分布（面積数千km²、厚さ数千m の堆積盆地）
- (2) 石油根源物質（藻類型ケロジエン；sapropel kerogen）を熟成させる熱的条件
- (3) 石油を上方へ移動させる孔隙にとんだ地層
- (4) 石油が貯留しやすい封塞構造（トラップ）；背斜構造型トラップ
- (5) トラップを覆う緻密な帽岩

最初の地質条件として、堆積盆地と石油熟成を促す熱の供給が必要である。これを説明するために、最近ではプレートテクトニクスが用いられている。

日本列島のように、プレートが沈み込む収斂域では、火成活動帶の後側に発達する背弧盆地が、石油鉱床が形成される条件を揃えている（図 2.8.5）⁽⁶³⁾。ここでは、花崗岩体の浸食削剥による石英質貯留岩が形成され、火成活動や花崗岩から石油熟成に必要な熱が供給され、さらに造山運動による堆積層の褶曲変形などが生じている。

2) 天然ガス田：天然ガスは、石油鉱床に付随して産出する場合が多い。一部では、石炭層に付随する。これらの分布は、北海道・秋田・福島・新潟・千葉・長野・宮崎などに見られる（図 2.8.3）⁽⁶¹⁾。

3) 石炭：石炭が鉱床規模で形成されている場合、炭層は陸植炭である。主要な石炭鉱床は、陸上植物が繁茂していた次の 3 時期に集中している。

- ① 古植代；石炭紀から二疊紀前半にかけて、管束隠花植物が栄えた時代。
- ② 中植代；白亜紀前半までの、裸子植物やシダ植物で代表される時代。
- ③ 新植代；白亜紀後半からの、被子植物が代表する時代。

石炭鉱床の形成には、古植物の生育・集積に適した陸域と、これに接した水域で、徐々にあるいは断続的に沈降した湿地の存在が必要である。つまり、形成時の、地質条件（堆積盆の状況、地質時代や岩相など）が大きく影響している。

日本の石炭鉱床は、古第三紀のものが主体で、上記分類の③新植代に相当する。主な炭田としては、北から、釧路、石狩、常磐、筑豊、三池、佐世保、高島などがあげられる。

日本の石炭鉱床は、環太平洋新生代造山帯に属し、地質構造が複雑であるという特徴を持つ。また、地殻熱流量との関係をみると（図 2.8.6）⁽⁶⁴⁾、熱流量が高いところほど、瀝青炭～無煙炭の良質なものを産し、全体的には、東北日本太平洋側の低温高圧型と西南日本内帯側の高温低圧型という 1 つの対をなしている⁽⁶⁵⁾。

このことは、同時代に形成された鉱床間で、有機変成の形態に差があり、その原因は変成に関係した古地熱構造の差によると考えられている⁽⁶⁵⁾。

4) 地熱資源：地熱資源は、熱源の種類・水の有無・温度により分類される（表 2.8.1）⁽⁴¹⁾。

- ① 热源の種類；火成岩関与型と電動卓越型に大別される。日本でよく用いられる“火山性”と“非火山性”的分類に相当する。
- ② “火山性”；火山地帯の周辺に賦存する地熱資源である。水の有無により、高温火成岩体系と熱水対流系に二分される。前者には高温乾燥岩体 (Hot Dry Rock) と高温湿潤岩体 (Hot Wet Rock) が含まれる。後者は、蒸気のみの蒸気卓越型と熱水系（世界の大半の地熱発電所が相当）に区分される。
- ③ “非火山性”；地球内部からの伝導熱が熱源である。高温は期待できない。平野部の地下深部に賦存する。

このうち、高温で十分な資源量を持ち地熱発電に適するものは、②のタイプである。③のタイプは、堆積盆地内でせいぜい数 10°C 程度の熱水である場合が多い。

日本の地熱発電量は、1999 年の時点で 17 地点の 53.3 万 kW である（図 2.8.7）⁽⁴¹⁾。今後、2010 年までには 150 万 kW の開発目標が掲げられている⁽⁶⁴⁾。

表 2.8.1 地熱資源のタイプ（文献 41 より、一部加筆）

地熱資源のタイプ			温度(℃)	備 考
火成岩関与型	火 山 性	高溫火成岩体系	溶融岩体 高溫乾燥岩体 (HDR) 高溫湿潤岩体 (HWR)	>650 <650
		熱水対流系	蒸気卓越型	>240
		熱水系	高温热水系 中温热水系 低温热水系	>150 90~150 <90
伝導卓越型	非火山性	高温乾燥岩体		世界の大半の地熱発電所はこのタイプに相当。
		热水対流系 地压水 深層热水		
			15~300	地球内部からの伝導熱。高温は期待できない。平野部の地下深部に賦存。

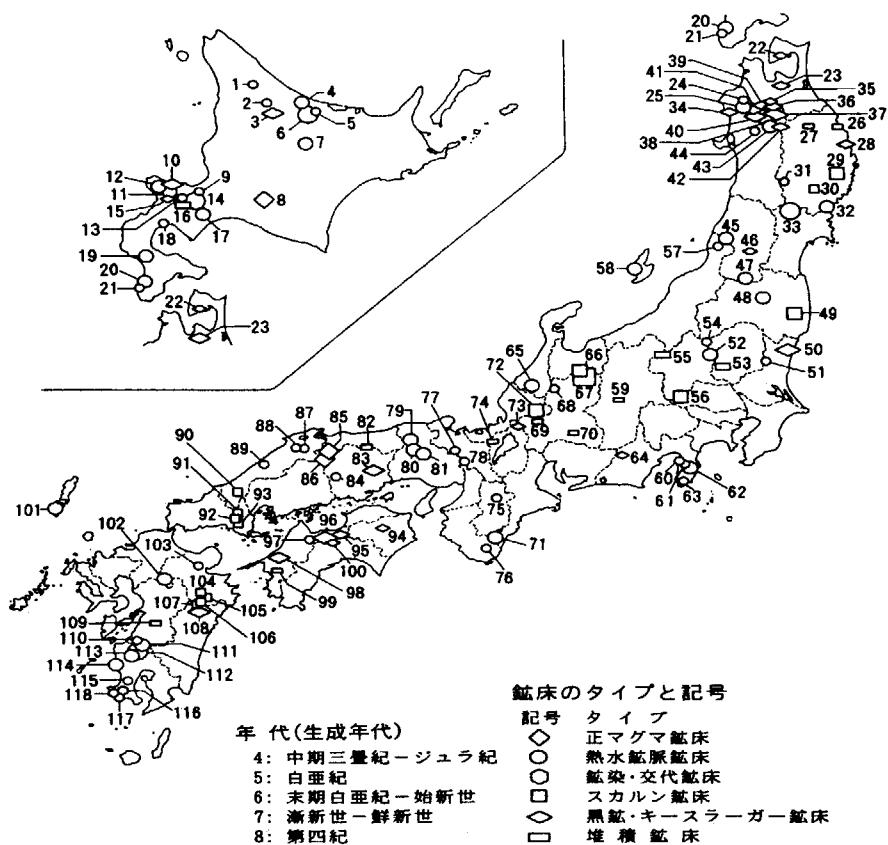


図 2.8.1 日本の主要な金属鉱床分布図⁽⁶¹⁾

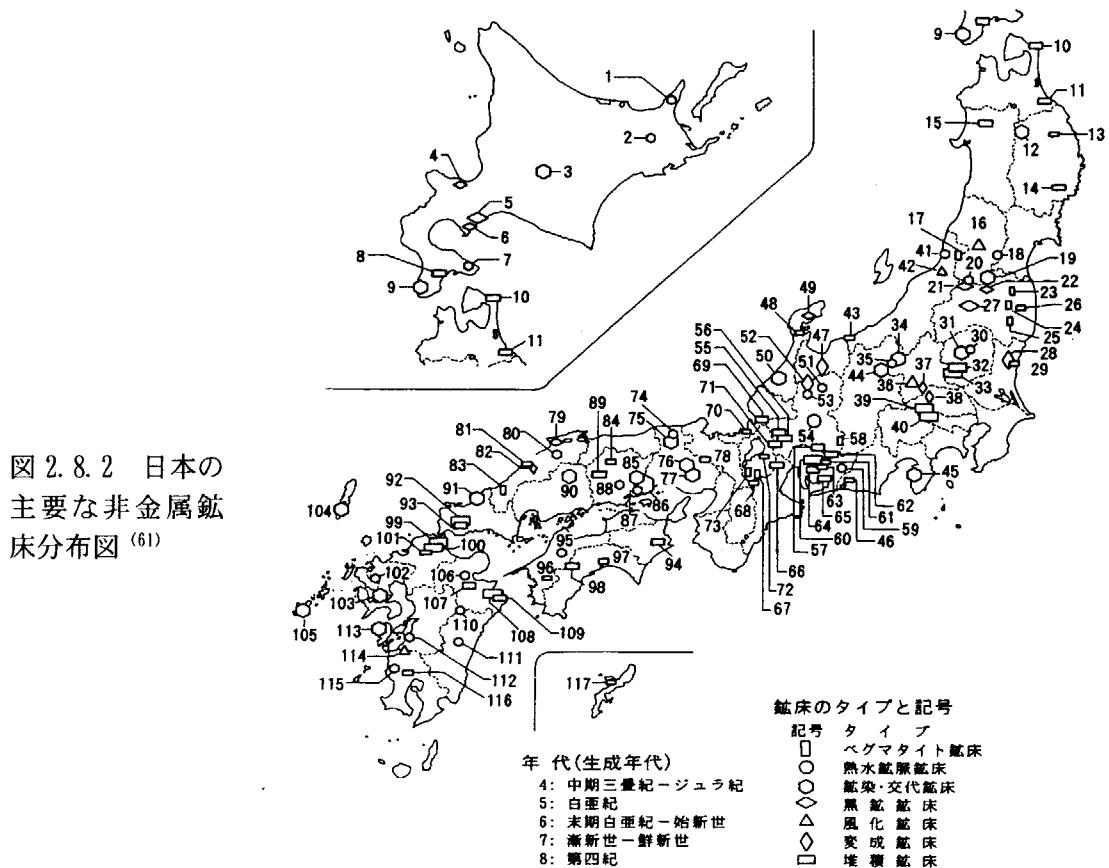
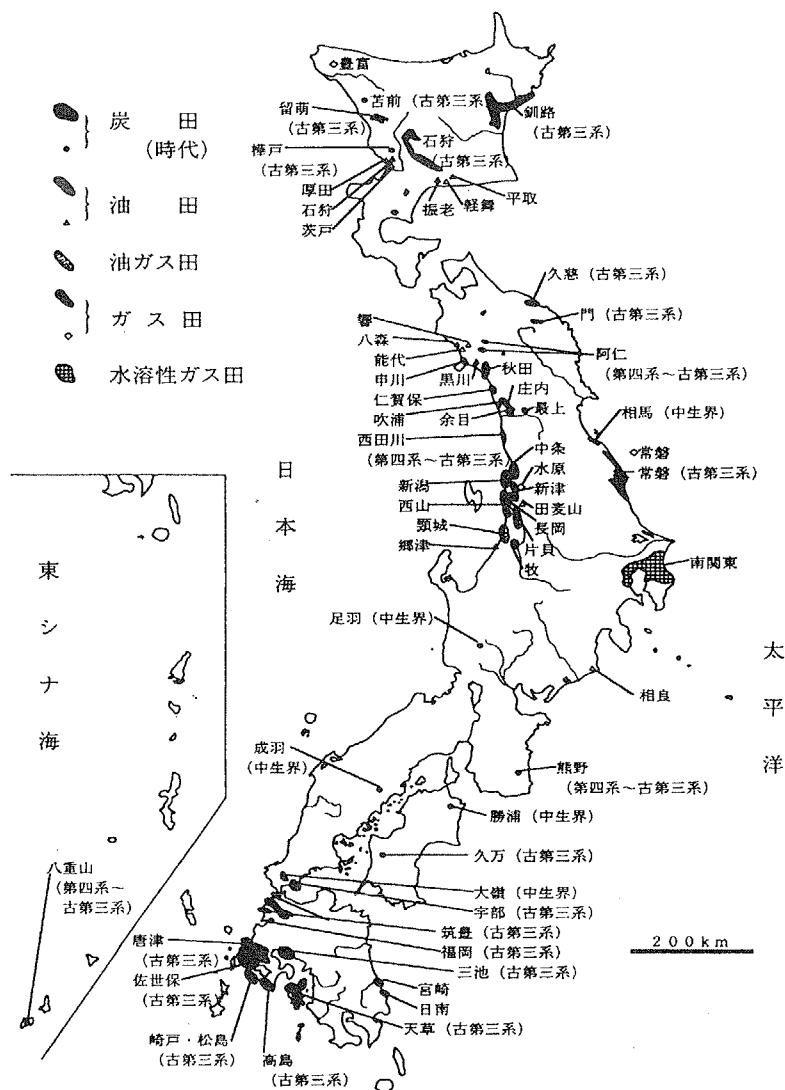
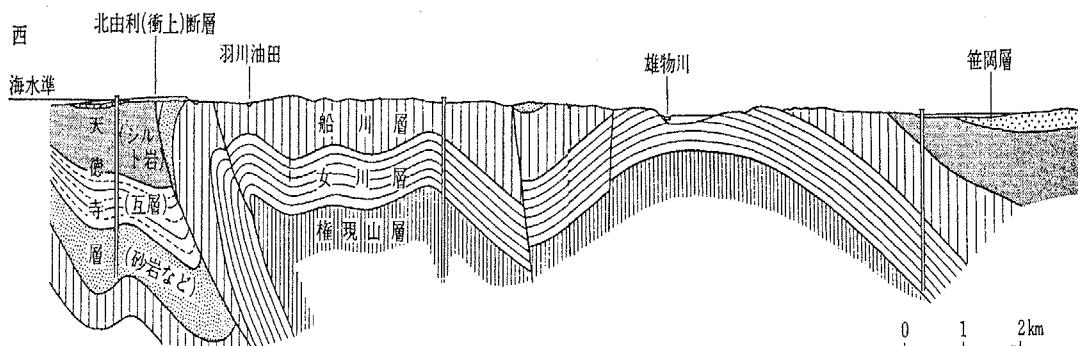


図 2.8.2 日本の主要な非金属鉱床分布図⁽⁶¹⁾

図 2.8.3 日本の炭田・油田・ガス田の分布⁽⁶¹⁾図 2.8.4 油田地域の断面図⁽⁶²⁾

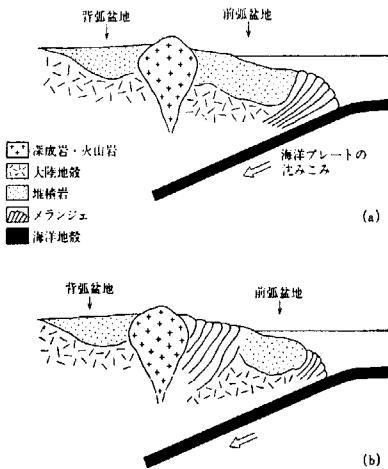
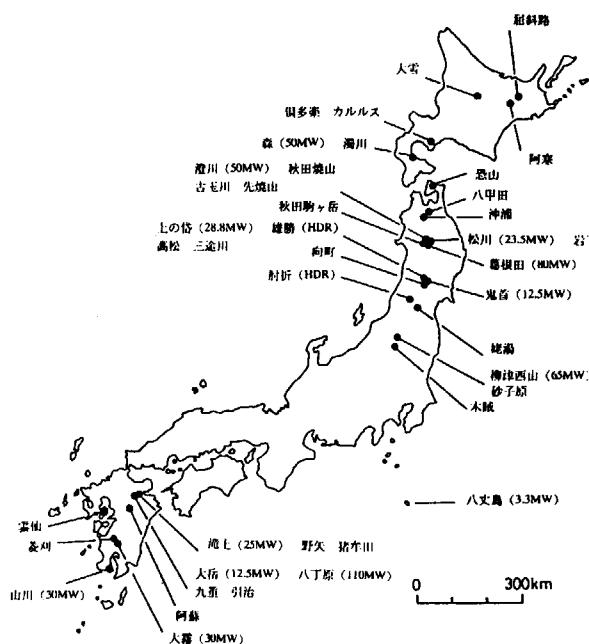
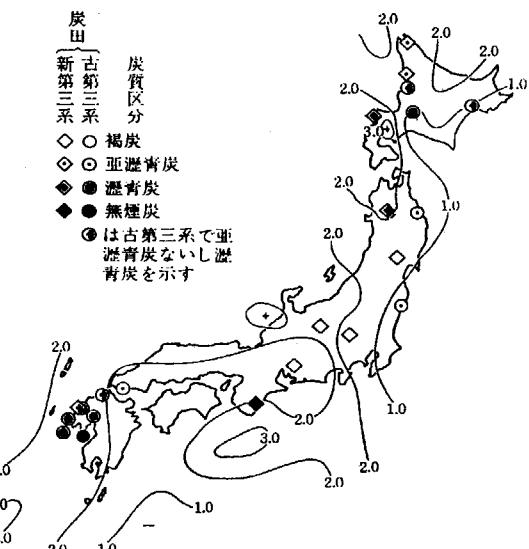


図 2.8.5 収斂型プレート境界に発達する堆積盆地⁽⁶³⁾。

背弧盆地は、石油鉱床が形成されるのに必要な地質条件を備えている。前弧盆地は、火成活動域に接している場合には重要な産油地帯になる(a)。盆地がメランジによって火成活動域から隔てられている場合には、石油の醸成に進まない(b)。

図 2.8.6 日本列島新生界の炭田炭質区分と地殻熱流量地域変化⁽⁶⁴⁾。

数値は H.F.U ($10^{-6} \text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}$)。一つの炭田で二つにまたがるものには、記号を半分に示してある。



() 内は発電所の認可出力 (MW)。HDR は高温岩体の略称。

2.9 まとめ

現在の日本列島一帯に見られる地球科学的な特徴を、廃棄物の地下埋設処分との関連で要約すると、以下のとおりである。

- 1) 日本列島一帯の地形を大きく見ると、太平洋側へ張り出した弧状の列島がいくつか組み合わされ、平行する海溝と密接な関係を持って分布し、いわゆる“島弧-海溝系”をなしている。これは、日本列島周辺に配置しているプレートのうち、太平洋プレートとフィリピン海プレートが海溝部で沈み込んでいるためである。これと北米・ユーラシアプレートの合わせて4枚のプレートが相互に関連して動き、日本列島一帯を複雑な地球科学的現象の場としている。
- 2) 日本列島を構成する山地・丘陵地・平地等の地形区分は、多様な地形が細かいスケールで分布している（モザイク模様）。地下水水理はこの地形区分にほぼ対応しており、それぞれのスケールで多様な挙動をとる。海岸付近では、塩水淡水境界の問題が、構造物の劣化や核種移行との関連で重要となる。
- 3) 処分地の選定に関しては、顕著な隆起や沈降域は避けなくてはならないが、日本列島の山地部では第四紀以降隆起運動が継続しており、一方、規模の大きい平野部では沈降が続いている。つまり、第四紀以降には隆起と沈降の運動が、場所によって分化している。隆起域と沈降域の間には比較的安定な個所もあり、それらは選定の対象となりうるであろう。
- 4) 日本列島一帯は、世界的にみても地震活動が激しい地域である。処分地の選定に関しては、地震頻発地帯や今後発生が予想される個所はできるだけ避ける必要がある。大きな被害をもたらす地震には、海洋性プレートの沈み込みにより、大陸性プレートとの境界付近で発生するM8級の巨大地震と、歪みが内陸側へ伝わって生じるM6～7程度の活断層型地震がある。後者は、マグニチュードはそれほど大きくはないが、震源が浅く直下型なので、被害が大きい場合が多い。それぞれ発生機構や原因の研究が進み、危険地帯の指定も行われている。ただし、現状では発生の規模・時期・個所等を確実に想定することは、困難な状況である。とくに、内陸直下型の場合、2000年10月の鳥取県西部地震（M7.3）のように、活断層が認められていない地域でも発生する場合がある。今後、調査法や解析法の開発等も含め、巨大地震と直下型地震に関する検討を進めることが重要である。
- 5) 火山・地熱・温泉・地下資源等は、構造物の劣化や核種移行を進行させたり、将来の人間侵入とも関連するので、分布域は避けなければならない。これらの現象は相互に関連しあっており、また、実際に目に見えるものが多く、それぞれの分布や特性等をかなり確実に把握できている。

火山活動に関しては、マグマの性質によりタイプが異なる。日本列島一帯では珪長質マグマが発生し易く、爆発的な噴火やカルデラ形成を伴う大規模な火山活動が生じることがある。この大規模カルデラ噴火の最も新しいものは、約 6,300 年前に発生しており、かなり新しい地質時代に相当する。この時は、九州の縄文文化が滅んだともいわれている。このような火山活動は、第四紀以降については火山フロントより大陸側にかぎられており、非火山地帯の想定は困難ではない。

地熱・温泉は、おもに新第三紀～第四紀火山と関連し、一般に地温勾配が高い地域に分布する。新第三紀の火山の場合は、火山フロントより太平洋側に分布したこともあるが、事前調査等で確認することが可能であると考えられる。また、温泉には火山活動以外を熱源とするものもあり、これも事前調査等で確認することが可能であると考えられる。

地下資源に関しては、日本列島の各地には多種多様なものが分布している。これらの資源は古くから開発が進められてきたが、一部を除いて規模の小さいものが多く、現在では閉山・廃坑になったものが多い。処分地の選定にさいして、掘削跡地は地下構造物に対し地下水浸透等の影響を大きくして環境問題等が発生すること、また、地下資源の分布域は将来新たに開発され、人間侵入の問題を生じる可能性があること、に注意が必要である。したがって、事前調査により地下資源分布域を詳細に把握しておくことが重要である。

- 6) 様々な地球科学的現象はプレートの動きにより規制されており、第四紀の間では、このプレートの動きは少なくとも約 50 万年前から現在まで一定である、と考えられる場合が多い。このようなプレートの動き方が、どの程度の将来にわたって変化しないかに関して、今後ともより詳細な検討を行う必要がある。今後、日本付近に分布する 4 枚のプレートの動きを把握し、将来の動きを想定することは、地球科学的諸現象を研究する上で最も基本かつ重要なことである。

以上のように、地球科学的諸現象や地質構造の機構と成因に関連する文献類は、「プレートテクトニクス」によるものが多い。本報告でも、各種の説明をこのプレートテクトニクスの考え方によってまとめている。ただし、この考えは現段階では「仮説」という側面もあり、他の構造運動様式を考えている地球科学者もいる⁽⁶⁷⁾。

3 日本列島の地質構成と生い立ち

RI・研究所等から生じる放射性廃棄物は、それぞれの半減期や放射性濃度に応じ、地表付近から浅地中および地下深部に埋設深度を変えて処分される。

したがって、処分部サイトの選定に際しては、日本列島全体の地質構成を把握し、その中から候補地を検討することになる。また、前章でも述べたように、日本列島一帯は世界でも特異な“変動帶”に位置している。ここに形成された地層や岩体が地質時代を通して、どのような構造運動を受けて現在のようになったかを明かにしておくことは、日本列島の将来像を考える上でも重要である。

以下、日本列島一帯の地質構成を全体的に概観し、それぞれの地質帯がどのようにして形成されたかをまとめた。

3.1 地質構造区分

日本列島を構成する地層および岩石は多種多様であり、また、複雑な構造で分布している（図3.1.1）⁽⁶⁸⁾。ここでは、構造区分を古い時代（先カンブリア時代～古生代～中生代～古第三紀）と新しい時代（新第三紀～第四紀）にわけてまとめた。それは、新しい時代の地層（主に新第三紀層）が古い時代の地層を切る形で分布しており、両者は不調和な形状で分布するためである（図3.1.2）⁽⁶⁹⁾。

3.1.1 古い時代（先カンブリア時代～古生代～中生代～古第三紀）

(1) 構造区分

古い時代の日本列島の地質構造は、次のように大区分されている（○数字は図3.1.1）。

- 1) ⑩足尾帯と⑭阿武隈帯を区分する棚倉構造線で、東北日本と西南日本が区分される。
- 2) 西南日本は、⑬領家帯と⑮三波川帯を区分する中央構造線により、大陸側を内帯、太平洋側を外帯として区分する。

各構造帯の分布をみると、①飛騨変成帯を中心にして、内側から太平洋側に向かって新しいものが配列しているように見える。とくに、西南日本側ではその特徴が顕著である（図3.1.3）⁽⁶⁸⁾。各時代の地層は、褶曲や断層運動を被って、様々な形態を示す。おおきな特徴として、新しい時代の地層ほど下位に分布するように見え、また、構造帯等を分ける断層は逆断層を主体とすることが挙げられる。この現象は、プレートの沈み込みに伴って、プレートの上にあった堆積物や海溝充填物等が、古い地層の下位に順次押し込まれる形で附加されたものと考えられている。また、⑬領家帯の花崗岩や⑮三波川帯の変成岩などは、地下深部からの溶岩の貫入や高圧条件の下で変成したものが押し上げられて生じたものである。ただし、③黒瀬川構造帯⁽⁷⁰⁾は約4億年前の放射性年代を示すものが多く、これがより若い地層の⑫秩父帯中に挟在し、周囲の地層と不調和な分布を示している。これらの形成様式については、次項で詳述する。

(2) 分布する地層・岩石の特徴

図 3.1.1 中の○数字の順に従い、それぞれの構造帯を構成する地層・岩石の分布と特徴等をまとめる。

① 飛騨変成帯（図 3.1.4）⁽⁷¹⁾：西南日本の最も内側に位置し、富山県東部～岐阜県北部～福井県東部から北部に分布する。西方では島根県隱岐島に連続する。東西延長約 400 km・幅最大 100 km 以上である。飛騨片麻岩・古期花崗岩・船津花崗岩で主に構成される。

飛騨片麻岩の原岩の一部は、約 2,000 Ma に堆積し、1,600～1,800 Ma と約 600 Ma の少なくとも 2 回の変成・深成作用を被っている。この変成作用では、少なくとも一部がグラニュライト相^{注1)}に達している。隱岐変成岩の少なくともその一部は、先カンブリア時のもので、飛騨変成岩に対比されている。これら変成岩は、大陸の先カンブリア時代の基盤に連続すると考えられている。

古期花崗岩は、飛騨帯の西部地域に分布する。これは、飛騨片麻岩中に脈状・網状・シリーレン状^{注2)}に分布する。

船津花崗岩は、飛騨変成帯や一部が飛騨外縁帯に分布し、中生代三畠紀～前期ジュラ紀（170～190 Ma）に活動したものであり、飛騨帯に接触変成作用を及ぼしている。

② 飛騨外縁帯：飛騨変成帯と美濃帯の境界部に位置し、飛騨変成帯を取り巻くように分布する（図 3.1.1）。新潟県青海地域から白馬岳・槍ヶ岳をとおり、岐阜県福地・楢谷、福井県伊勢に分布する。オルドビス系・シルル～デボン系・石炭～ペルム系の地層や、らん閃石片岩・変斑櫛岩・角閃岩などが、大小のブロックで蛇紋岩とともに産出する。

③ 黒瀬川構造帯：秩父帯北帶と中帶の境界付近には、周囲の古生界や中生界とは異質な岩体が分布する。ここには、高度変成岩やシルル系・デボン系、酸性火成岩が点々と配列している。これらは、4 億年の放射年代を示す三滝火成岩類や寺野変成岩類、および非～弱変成のシルル～デボン系などからなるレンズ状の岩体、および、蛇紋岩で構成されている。岩体の大きさは、一般に東西 1～数 km、南北 2 km 以下である。分布は、九州八代から四国・紀伊半島を経て関東山地までみられ、総延長は 1,000 km に及ぶ（図 3.1.5）⁽⁷²⁾。

④ 南部北上帯：北上山地は、その中央部を北西～南東に走る蛇紋岩帯（早地峯構造線）により、南部と北部では古期岩層の地質が異なる。

南部の北上地塊は、日本列島のなかでも古期岩層がよく揃っている場所である（図 3.1.6）⁽⁶²⁾。ここには、中部シルル系から下部石炭系まで、ほとんど完全な層序を示し、さらに下部白亜系まで分布している。これらの層序・岩相・構造・火山岩およびその化学組成は、北部北上・西南日本内・外帯・足尾帯と顕著に異なる。

注1) グラニュライト相：角閃岩相より高温で、輝石+カルサイト相より高圧な変成相。さらに高圧では、エクリジャイト相となる。この相の変成岩は、先カンブリア時代の古い造山帯中心部に分布していることが多い。日本では日高変成帯・阿武隈変成帯・黒瀬川構造帯・肥後変成帯などに分布する。

注2) シリーレン状：火成岩中にみられる組成あるいは組織が異なったレンズあるいは縞状の部分。多くは有色鉱物が濃集したもの。

岩相は、主に浅海成の化石を多産する非変成の中～古生層であり、松ヶ平・母体変成岩類や氷上花崗岩類などの先シルル紀基盤岩もある。西側の境界は畠川構造線であり、北東側の早地峯構造帯とは共通点が多い。

⑤ 秋吉帶：中国地方に分布するペルム紀付加体である。これに相当する地域として、秋吉台・帝釈台・阿哲台などの石灰岩台地がある（図 3.1.7）⁽⁷³⁾。岩相は、石灰岩層と周辺のチャート・碎屑物・玄武岩などである。石灰岩中には、石炭紀からペルム紀の紡錘虫やサンゴが含まれ、下位には緑色岩類の地層があることから、これらは大洋の海山上に生物礁複合体として形成されたものと考えられている。

⑥ 舞鶴・超丹波帶：京都府北部から兵庫県上月町を経て広島県西部まで、延長 400 km、幅 10～50 km で分布する（図 3.1.8）⁽⁷⁴⁾。舞鶴帶は、中～上部ペルム系（舞鶴層群）・下～中部三疊系（夜久野層群）・上部三疊系（荒倉層・難波江層群等）と夜久野岩類で構成される。舞鶴帶の構成岩は、舞鶴層群の下部に海成火山による緑色岩が分布する以外は、全て陸源の碎屑堆積物で砂岩や礫岩が多く、石灰岩は少なく、チャートはない。夜久野岩類は、各種の火成岩や変成岩からなる。こつらは、舞鶴層群中～上部層の堆積時にすでに陸上に出ていたものもあれば、貫入しつつあるものもあり、活動は長期にわたる。

超丹波帶は、中部ペルム紀の堆積岩からなり、全体に千枚岩化した地層で、チャートや緑色岩が少ない。この帶は、舞鶴帶と後述の丹波帶との中間的な性格を示す。

⑦ 三郡帶：九州北部から中国地方を経て、中部地方に点在する広域変成岩の分布域である（図 3.1.9）⁽⁷³⁾。変成岩は、泥質片岩・塩基性片岩やその互層、および珪質片岩や砂質片岩、さらに酸性の火山岩起原の結晶片岩からなる。ときに、蛇紋岩や変斑れい岩類やキースラーガー型鉱床^{注)}も伴われる。三郡変成岩の放射年代は、次の 3 群に区分されている^(75, 76)。280～305 Ma, 210～230 Ma, 160～200 Ma である。

三郡帶は周辺の古生層と複雑に入り組んで分布し、その形成機構に関しては、未だ不明な点が多い。

⑧ 美濃帶 ⑨ 丹波帶 ⑩ 足尾帶：中部地方の美濃帶（図 3.1.10）⁽⁷⁷⁾・近畿地方の丹波帶（図 3.1.11）⁽⁷⁸⁾・関東地方の足尾帶（図 3.1.12）⁽⁷⁹⁾は、砂岩・泥岩・チャート・石灰岩・玄武岩等からなり、岩相・地質時代とも類似しており、同一の地質体と認定されている。これらは、三疊紀後期からジュラ紀中期にかけて、太平洋海洋プレート上で形成され、ジュラ紀後期に大陸の東側で大量に付加された構造帯である。

⑪ 北部北上・渡島帶：早池峰構造帯を境に東側の地域で、北部北上～北海道渡島半島に至る（図 3.1.6、図 3.1.15）⁽⁸⁴⁾。NNE-SSW 性の構造線（岩泉構造線）を境に、西側が葛巻-釜石帶、東側が安家-田野畠帶である。化石によると、西側は古生界の要素があり、石炭紀～ペ

^{注)} キースラーガー型鉱床：層状含銅硫化鉄鉱床とも。主に黄鉄鉱・滋硫鉄鉱からなり、黄銅鉱を混じえ、珪酸塩鉱物に乏しい緻密塊状の層状鉱床。火山岩起原の広域変成岩に伴って産出することが多い。別子・佐々連鉱山がその例。火山活動に伴う熱水性堆積鉱床と考えられる。

ルム紀のサンゴ・アラカリ石灰岩が分布し、チャートにはペルム～三疊紀のコノドント^{注1)} 化石が含まれる。東側では三疊紀のみのコノドント化石が産出する。全体に、ジュラ紀～白亜紀初期の付加体堆積物である。

⑫ 秩父帯：この帯は、三波川帯と四万十帯の間にほぼ平行に分布し、北側の三波川帯とは御荷鉢構造線で、南側の四万十帯とは仏像構造線で境される。分布域は、関東山地から赤石山地、紀伊・四国・九州をへて、琉球列島沖縄本島まで連続している（図3.1.1、図3.1.5）。

秩父帯の名称は、関東山地の秩父地方で古くから調査された‘秩父古生層’にちなむ。

紀伊以西では、秩父帯のほぼ中央部に黒瀬川構造帯（③既出）が分布し、また、南は三宝山帯として特別に扱われる場合が多い。秩父帯は、それぞれ狭義の秩父帯・黒瀬川構造帯（既出③）・三宝山帯として区分して扱われる。

狭義の秩父帯；この帯は、従来大部分が石炭系・ペルム系であるとされてきたが、砂岩・粘板岩・チャートからなる地層中のチャートから、中期～後期三疊紀のコノドント化石が発見され、三疊紀が卓越するものとなった。構成する岩石・層相・構造・年代に基づき、北帶・中帶・南帶に細分される⁽⁷³⁾。

北帶・主に、‘地向斜相’の三疊～ジュラ系からなる。弱い変成作用を受けている。

中帶・ほぼ③黒瀬川構造帯に一致する。

南帶・主に、‘地向斜相’の三疊～ジュラ系、一部に白亜系が分布する。

三宝山帯；黒瀬川構造帯より南側で、仏像構造線より北側の地帯である。黒瀬川構造帯と三宝山帯の境界が、不明瞭な地域もある。この帯は、広義の秩父帯を北帶・中帶・南帶に区分した場合の南帶に相当するとされる⁽⁷³⁾。

この帯は、北側部分には、主にペルム～ジュラ紀のチャート・碎屑岩層が覆瓦状構造で分布し、南側部分では、石灰岩・玄武岩質火山岩類のシートやブロックを伴うジュラ紀後期～白亜紀前期のメランジ^{注2)}からなるものである。構成岩石は、砂岩・泥岩・チャート・石灰岩・玄武岩等である。

⑬ 領家帯：西南日本内帯の最も外側に分布し、変成岩や大量の花崗岩で構成される。領家変成帯とも呼ばれる。分布は中央構造線を南限とし、これに沿って長野県伊那地域から九州八代地域に及び、東側は関東山地北縁をかすめ、筑波山地から飯豊・朝日山地にいたり、延長約1,000km・幅30～50kmに及ぶ。この変成岩は、雲母片岩・石英片岩・黒雲母片麻岩を主体とする。変成岩の原岩は、ペルム紀の石灰岩・緑色岩をオリストリス^{注3)}とし

注1) コノドント：所属不明の動物（コノドント動物）の硬組織。錐歯類とも。カンブリア紀～三疊紀の海成層に産出し、示準化石としてきわめて有効。大きさは1mm前後⁽⁸⁰⁾。この化石により多くの地層の層所が再構成され、ブレイテクトニクス成立の大きな根拠となっている。

注2) メランジ：混合を意味するフランス語。1:24,000か、それより小スケールの地図上に描ける大きさで、地層として連続性がなく、細粒の破断した基質の中にいろいろの大きさや種類からなる礫・岩塊を含むような構造をもった地質体⁽⁸⁰⁾。成因は問わない。

注3) オリストリス、オリストストローム：外来の岩塊や一連の地層のうち、下位の未固結～固結した地層に由来する岩塊が、泥質の基質中に乱雑に含まれる堆積物がオリストストローム。含まれる岩塊がオリストリス。

て含む三畳紀～ジュラ紀付加体の丹波-美濃帯堆積層で、砂岩・泥岩・チャート・礫岩オリストストローム^{注(前ページ3)}である。

この変成帶は、緑泥石帶・黒雲母帶・董青石帶・珪線石帶に分けられる。最高温度・圧力は 700°C・0.4 GPa 前後で、変成時期は約 100Ma である。この変成岩の形成は、花崗岩の活動と直接関係している。とくに、古期花崗岩の分布で規定される高温・低圧型の変成岩である。

⑭ 阿武隈帯：領家変成帶中には、多量の花崗岩が貫入している（図 3.1.13）⁽⁸¹⁾。この花崗岩は、域変成作用とほぼ同時期に貫入した古期花崗岩と、古期花崗岩と変成岩類に複変成作用を与えた新期花崗岩に区分され、この古期・新期花崗岩の間に、濃飛流紋岩の活動がある。分布地は、神室山地から南の奥羽脊梁山地や太平山地などが含まれる（図 3.1.14）⁽⁸³⁾。この帶は白亜紀花崗岩と御斎所・竹貫変成岩類で特徴づけられる。北東縁は断層群で切られ、南西縁は棚倉破碎帶が境である。

御斎所変成岩にはジュラ紀の放散虫化石が含まれ、原岩は主にジュラ紀の海洋底堆積物である。竹貫変成岩はジュラ紀～白亜紀の陸源堆積岩が、白亜紀に変成したものである。

⑮ 三波川帯・神居古潭帯：三波川変成帶は、日本最大の広域変成帶である。低温高圧型の結晶片岩が主体である。分布は、東は関東山地にはじまり、フォッサマグナで一旦連続が断たれ、西へ長野県上伊那地方で再出し、天竜川・渋川地域を経て、紀伊半島を横断し、四国を縦断して九州佐賀関半島まで、中央構造線に沿って総延長約 1,000 km に及ぶ（図 3.1.1、図 3.1.5）。構造は複雑で、横臥褶曲・多重ナップ構造・多重スラスト等が発達している。

この変成岩は、主に塩基性片岩・泥質片岩および石英片岩・砂質片岩などからなる。

コノドントや放散虫の化石から、若いものではジュラ紀前半の原岩が確認されている。

神居古潭帯は、北海道中軸部の南は日高支庁三石町から北は宗谷支庁の猿払村まで、約 350 km にわたって分布する（図 3.1.15）⁽⁸³⁾。この帶には、蛇紋岩・各種高圧変成岩が分布幅を変化させながら分布する。

⑯ 空知・蝦夷帯：緑色岩類・火山碎屑岩類から構成される上部ジュラ紀～下部白亜系の空知層群と、陸源性碎屑岩類からなる白亜系蝦夷層群である。分布域は、日高山脈西麓から稚内にかけてである（図 3.1.15）。この帶中には、既述の神居古潭帯も分布する。

空知層群は、一般に、チャートと緑色岩で構成され。深海底の環境を示す下部と、珪質泥岩・碎屑岩類・酸性凝灰岩からなり、陸源堆積相を示す上部とで構成される。

蝦夷累層群は空知層群の上位に分布し、泥岩・砂岩などの陸源性碎屑岩類で構成される。

アンモナイト・二枚貝・海生は虫類などの化石を含む。

⑰ 四万十帯：この帶は、西南日本外帯の最南部に位置し、北限では仏像構造線が境となつて秩父帯と接する。分布域は、東では関東山地南部から房総半島に認められ、西方では、紀伊半島・四国を経て、九州西南部で南へ急曲し、奄美大島から沖縄本島まで連続する。

総延長 1,800 km・最大幅約 100 km を示す（図 3.1.16）⁽⁸³⁾。構成層は、遠洋性堆積物である海洋性玄武岩やチャート、および海溝から陸棚堆積物の砂岩・泥岩とこれらの互層であ

る。全体的に、北へ急斜する覆瓦構造を示し、南ほど地層が新しい傾向がみられる。これらは、海洋プレートの沈み込みに伴い、海溝充填物が剥ぎ取られ付加したものや、前弧海盆の堆積物である。

- ⑯ イドンナップ帯：日高変成帯と空知-蝦夷帯に挟まれた地域で、泥質岩を主体とし、砂岩・チャート・緑色岩等のブロックを含むメランジで構成されている。
- ⑰ 日高帯：西縁部の前期白亜紀のメランジとその東側に分布する後期白亜紀（～古第三紀）の陸源性碎屑岩・緑色岩・メランジで構成される。日高帯は空知-エゾ帯の東にあり（図 3. 1. 15）、蛇紋岩・高圧変成岩・前期白亜紀メランジなどの”神居古潭帯”的構成岩石は含まれない。この帯を構成する日高累層群は、おもに白亜系のコンプレックスである。
- ⑱ 湧別・常呂帯：緑色岩・チャート・石灰岩からなる仁頃層群（後期ジュラ紀～後期白亜紀化石）と、礫岩・砂岩・泥岩からなる湧別層群・佐呂間層群（上部白亜系含む）で構成される。オホーツク海に面したサロマ湖周辺の遠軽～浜佐呂間から、北見～留辺蘂～訓子府～陸別地域、南方の豊頃丘陵部に分布する（図 3. 1. 15）。
- 21 根室帯：白亜紀末期～古第三紀の堆積岩類である。安山岩質～玄武岩質の火山岩（粗粒玄武岩含む）を挟在し、礫岩・砂岩・泥岩のタービタイト相を示す。白糠丘陵地域と釧路～根室地域に分布する（図 3. 1. 15）。
- 22 日高変成帯：北海道中央部の日高山脈を構成する広域変成岩帯である（図 3. 1. 15）。狩勝峠付近から襟裳岬に至る、東西幅 10～20 km・南北延長約 140 km で分布する。この変成岩は、第三紀に生じた島弧ないし火成活動帶において、深部～上部地殻が衝上して現われたと考えられている。原岩は白亜紀後期～第三紀初期の付加帯堆積岩、および海洋地殻物質が構造的に厚化したものである。
- 23 南海付加体：南海トラフ中の厚さ約 1,000 m の堆積物である（図 3. 1. 16）⁽⁸³⁾。下半分は、半遠洋性泥岩を主体とし、上半分は最近 50 万年で形成されたもので、上方粗粒化のタービタイト層で構成されている。
- 24 伊豆・小笠原島弧とその付加体：フィリピン海プレートの移動によって本州弧に付加された伊豆半島部と伊豆・小笠原諸島一帯で、今も北上している地域である（図 3. 1. 17）⁽⁸³⁾。

3. 1. 2 新しい時代（新第三紀～第四紀）

(1) 構造区分

この時代の地質構造は、糸魚川-静岡構造線を境として、西南日本と東北日本に大別される。新第三系の分布域は、図 3. 1. 2 のとおりであり、古い時代の地質構造を破壊するような形状を示す。新第三系は、顕著な火成活動とそれによる緑色化変質を受けたグリーンタフ^(注) 地域と、非火山性堆積岩が分布する非グリーンタフ地域に大別できる。

^(注) グリーンタフ：狭義には緑色凝灰岩を示す。中新世前期～中期に生じた大量の火山岩・火山碎屑岩が緑色化したもの。広義には、この時代の特徴的な造構運動をグリーンタフ変動と称する。

グリーンタフ地域；①千島～北海道北東部、②北海道南西部～東北（日本海側・脊梁山地・東北南部）～関東北西部、③フォッサマグナ地域（北部・南部）、④北陸、⑤山陰、⑥九州中部～南西部。

非グリーンタフ地域；⑦北海道東部、⑧北海道中央部、⑨東北～北関東太平洋側、⑩関東南部、⑪東海～⑫瀬戸内、⑬九州南東部。

全体的にみて、グリーンタフの発達は東北日本側で顕著であり、西南日本では規模が小さい。東北日本弧をみると、日本海側には褶曲と断層が発達しており、脊梁部でも北上地溝に見られるように基盤岩の隆起に伴う断層が発達している。これに対して、太平洋側では安定した構造となっている。西南日本側では、日本海側と太平洋側に新第三紀層の分布が見られるが、それぞれ構造は安定している（図 3.1.18）⁽⁸⁴⁾。

（2）分布する地層・岩石の特徴

グリーンタフ地域

① 千島～北海道北東部：この地区は千島弧の続きで、火山活動の有無により内帶と外帶が明確に区分できる地域である（図 3.1.19）⁽⁶³⁾。知床半島から阿寒湖付近の地域と、北海道中軸山地の東側に広がる北見山地が相当する。ここには、中新世の火山岩類や海成層が分布する。とくに、北見山地には変質した中新統が多く、しばしば金属鉱床をともなう。

② 北海道南西部～東北（日本海側・脊梁山地・東北南部）～関東北西部：東北日本の大部分を含む地区である。ここには脊梁をなす奥羽山脈があり、その両側に高地・低地の列が南北方向に並走している。したがって、この地区的地質的特徴は、東西に帯状の配列をしめす（図 3.1.20）⁽⁶³⁾。主な特徴は次のとおりである。

- 1) 脊梁地域には、中新世に活発化した海底火山活動によるグリーンタフ層が厚く形成されている。当時の火山フロントは、現在のフロントより最大で約 60 km 東にあった。
- 2) 日本海側には、硬質頁岩・泥岩・シルト岩・砂岩等が厚く堆積しており、最大で層厚 3000m 以上を示す。これらは著しい褶曲・断層運動をうけており、褶曲の背斜部には石油・天然ガスが胚胎している。
- 3) 太平洋側には北上、阿武隈山地を構成する基盤が広がっている。この部分は新第三紀をとおして、比較的安定していた。この基盤と新第三紀層の境界付近に、重力の急変帶と一致する「盛岡-白河線」が延びている。
- ③ フォッサマグナ地域（北部・南部）：糸魚川-静岡構造線を西縁とし東縁は不明であるが、ほぼ南北に延びる日本列島を東西に区分する地区である。北部には、中新世以降に堆積した厚い海底火山堆積物や海成碎屑岩類が分布し、東北地方からの延長部である。この地区はその後著しく変形を受け、新潟油田地域の一部となっている（図 3.1.18）。

南部は、フィリピン海プレートの北上による伊豆-小笠原弧の衝突付加体と考えられている。この地区には衝突付加された火山岩類からなる地層群と、トラフ充填物である陸成の碎屑岩類が分布している（図 3.1.21、図 3.1.22）⁽⁶³⁾。

- ④ 北 陸：富山-福井間の日本海沿岸には、海成層と多量の中新世火山岩が分布し、東北

地方と同じグリーンタフ地域とされている。しかし、火山岩の量や地層の厚さは東北日本地区には及ばない。分布域は、能登半島部と富山平野、砺波平野、加賀平野等の間に北北西-南南西にのびた丘陵部である（図 3. 1. 23）⁽⁸⁵⁾。

⑤ 山陰：分布域は、丹後半島以西の日本海沿岸地域が主で、内陸部での南限は中国山地の北麓である。新第三系は比較的薄く、下部（中新世初期～中期）には陸成層や陸上噴火の火山岩が分布する。その後に海成の泥岩が広く堆積している（図 3. 1. 23）。

⑥ 九州中部～南西部：中央構造線（臼杵-八代線）以北の九州中東部に、中新世から第四紀までの多量の火山岩類が分布する（図 3. 1. 24）⁽⁶³⁾。これは瀬戸内地区の火山活動の延長と考えられ、いずれも陸水成層を伴う。南西部の鹿児島では、中新世以降の火山噴出物が広く分布する。これは大部分が陸上堆積物と考えられている。

非グリーンタフ地域

⑦ 北海道東部：上記①地区の南側の白糠丘陵南部一帯や十勝地域が相当し、この地域では火山活動がなかった。ここには、中新世の海成の硬質頁岩・凝灰質砂岩・泥岩が厚く堆積している（図 3. 1. 19）。

⑧ 北海道中央部：北海道中央部の天塩-夕張-日高山地の西側には、天塩平野-留萌平野-石狩-浦河まで新第三紀の顯著な沈降帯（石狩低地帯）が連続する。この沈降帯を埋めて、層厚数千mにおよぶ海成の碎屑岩層が形成されている（図 3. 1. 19）。

⑨ 東北～北関東太平洋側：北上・阿武隈山地東側の太平洋沿岸地域であり、比較的安定した堆積構造を示す。泥岩・砂岩およびこれらの互層からなる場合が多い（図 3. 1. 25）⁽¹⁵⁾。

⑩ 関東南部：この地域は、関東平野中央部から房総～三浦半島にかけてである。関東平野では中新世以降沈み込みが続き、基底部は高崎から東京湾北部にかけての地域で深く、最深部は-3,000mを超えており（図 3. 1. 26）⁽⁶³⁾。堆積物は、下位の 2,000mが中新統の碎屑性砂岩・泥岩・礫岩・凝灰岩等である。その上位に、鮮新世～更新世の海成層である上総層群が、-1,000～-450m間に分布する。これらの地層は、銚子から房総半島・三浦半島および多摩丘陵・比企丘陵に現れている。

⑪ 東海（静岡-岐阜-愛知-紀伊半島）～⑫瀬戸内：中央構造線の北側の濃尾平野から瀬戸内海地域までの 500 kmに至る地域は、瀬戸内区と呼ばれている（図 3. 1. 23）。この地域では、中新世以降、地殻の昇降運動や火成活動に共通性がある。まず、中新世中期に、海浸（第一瀬戸内海）がおこり、その海退後、瀬戸内火山岩類が噴出した。さらに、鮮新世には、内陸部に多くの湖が形成された。その一部が現在の琵琶湖である。

一方、中央構造線の南側では、四万十帯の連続である下部中新統と、それを不整合に覆う中部～上部中新統が分布している。それぞれ著しい褶曲を受けている。また、紀伊半島の熊野層群中には、熊野酸性岩（おもに花崗斑岩とその噴出相）が貫入している。

⑫ 九州南東部：宮崎県一帯が相当する（図 3. 1. 24）。四万十帯の特徴を受け継ぐ下部中新統と、これを不整合に覆う鮮新統が分布する。下部層の日南層群が、砂岩と頁岩からなる海成層として、厚さ 1,000m以上で、褶曲を繰り返して分布する。鮮新統は宮崎層群が相当

し、厚さ2,000～4,000mで東へ緩く傾斜(5～20°)している。

3.1.3 第四紀層

第四紀の特徴は、活発な火山活動と地殻変動、さらに氷河期と人類の誕生である。

この時期の諸現象は、現在の日本列島一帯にみられる地球科学的特徴の基本を作った。

(1) 火山活動

第四紀は、中新世について火山活動が活発であった(図3.1.27)⁽⁸⁵⁾。したがって、第四紀層中には火山性物質が多量に含まれている。火山の噴出によって空中を運ばれた火碎物はテフラと呼ばれ、偏西風に乗って西から東へ移動した。これらは、山麓・丘陵・台地などを広く覆い、また、堆積盆地中にも挟在している。このようなテフラは、地形や層位の確立に役立ち、古地磁気編年にも重要である。主なテフラの分布を見ると(図3.1.28)⁽⁸⁵⁾、大規模なものでは九州南部で噴火したものが、関東・東北地方まで覆っている。大規模噴火に伴って、阿蘇・十和田・洞爺・支笏等の大規模なカルデラ陥没が起こり、このことは、第四紀の地形形成に大きな影響を与えている。

(2) 地殻変動

第四系の分布は、新第三系の上に連続している個所が多い。しかし、この第四紀は地殻変動が活発で、山地の上昇と盆地の沈降が継続している(図3.1.29)⁽⁸⁶⁾。このため、山地と盆地の起伏は次第に増大し、堆積盆地には粗粒堆積物が厚く形成された。

①氷河期の繰り返し：第四紀にみられる気温の変化は、約9～10万年の周期で繰り返している(図3.1.30)⁽⁸⁷⁾。この周期は、ヨーロッパアルプス地方での氷期と間氷期の編年と対応している。氷河期は、古いほうからギュンツ氷期(90～70万年前)・ミンデル氷期(60～40万年前)・リス氷期(20～15万年前)・ウルム氷期(最終氷期；7～1万年前)に区分されている。

氷期・間氷期の繰り返しは、海水準の変化をもたらす。これにより、陸上では海岸段丘、海中では埋没谷や埋没段丘などが形成された。海岸段丘は、火山灰の分布により編年される場合が多い。典型的なものとして、関東ローム層による関東平野南部地域がある(図3.1.31)⁽⁸⁸⁾、図3.1.32⁽⁸⁹⁾)。埋没谷は、最終氷期の約1.8万年前以降に形成されたものである。とくに東京湾中央部の古東京川によるものが有名で、東京湾口付近で約-100mとなり、東京海底谷へと続いている(図3.1.32)。

②石灰岩相の発達：南西諸島では、更新世中期～後期の温暖期にサンゴ礁が繰り返し生育し、厚い礁性石灰岩が形成されてた。喜界島では下位から3.5～4.5、5.5～6.5、8、10、12～13万年前の4段の段丘面が認められ、それぞれ石灰岩で構成されている(図3.1.33)⁽⁸⁹⁾。③人類の誕生：第四紀になると、前の時代の猿人から原人・旧人・新人へと人類の進化が見られる。上記の自然現象との関連をまとめると、表3.1.1⁽⁶²⁾のとおりである。

表 3.1.1 人類紀編年表 (6)

地質年代		氷期区分	アジアの化石人類と文化		ヨーロッパ・アフリカなどの化石人類と文化		社会		
完新世 (万年)	後氷期	周口店山頂洞 港川 柳江	縄文文化		新人	クロマニヨン	中石器	新石器	
			縄文草創期 網石器	ナイフ形 石器文化					
後期更新世	1 2 3 7 13 20 40 78 100 177 鮮新世	後氷期 最終(ウルム)氷期 中期 前期 最終間氷期(R/W) ブルン・クロン リス氷期 ミンデルー-リス間氷期(M/R) ミンデル氷期 ギュンツ-ミンデル間氷期(G/M) ギュンツ氷期 マツヤマ・クロン O	周口店山頂洞 港川 柳江 馬廟 丁村 許家窯 大墓 周口店第1地点 藍田陳家窩 藍田公王嶺 (ジャワ)	アムッド シャニダール スフル カフゼ ガンドン ・第3層 ・第8層/第9層 ・第10層 カブー層 P VI P II, P VII P III, P VIII P IV, P b Ma ブッチャヤンガン層 (ジャワ)	野尻湖文化 座敷乱木 馬場塙A 丁村文化 周口店文化 高森 上高森 原人 ド・マニシ 猿人(前人)	マドレーヌ ソリュー トレ オリ ニヤック ベリゴール 典型的 ネアンデル タール人 クラビナ エーリング スドルフ スワンズ クーム シュタイン ハイム ヴェルテシュ セレーシュ ハイデルベルグ ド・マニシ コーピ ・フォーラ ホモ・ハビリス アウストラロ ビテクス・ アフリカヌス アウストラロ ビテクス・ アファレンシス	後期旧石器	中期旧石器	形成された人類社会 形成されつつある人類社会 前人群

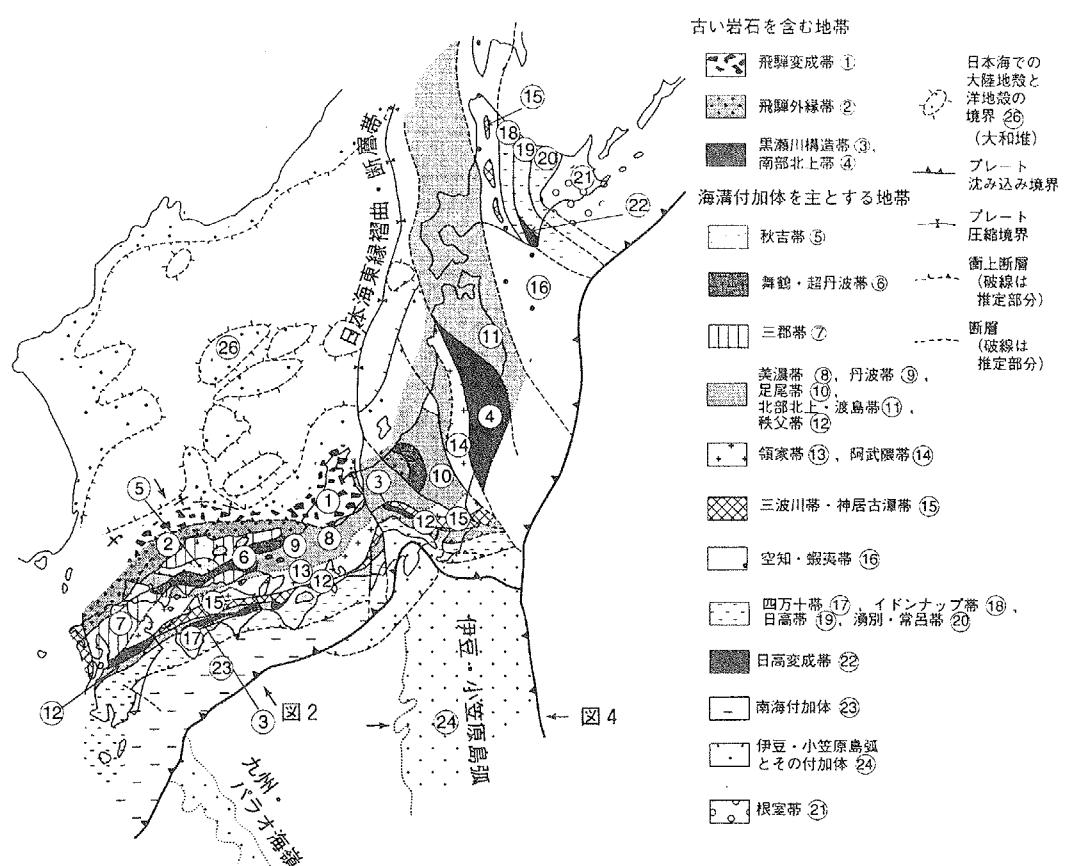


図 3.1.1 日本列島の地域構成 (68)。日高変成帯はグリーンタフ・片麻岩に区分できるが、ここではその原岩である海溝-ターピダイト付加体に入っている。

グリーンタフ地域

- ①東北北海道、②西南北海道～東北～北部フォッサマグナ、
③南部フォッサマグナ、④北陸、⑤山陰、⑥西九州

非グリーンタフ地域

- ⑦東南北海道、⑧中央北海道、⑨東北太平洋側、⑩関東、⑪東海、⑫瀬戸内、⑬東九州

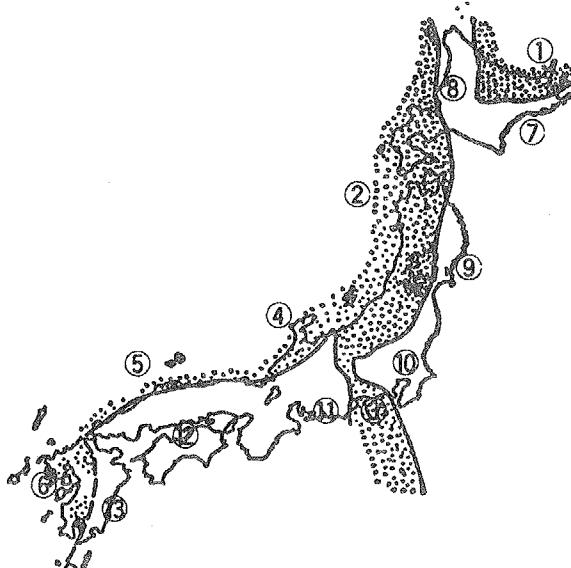


図 3.1.2 グリーンタフ地域 (打点部) と非グリーンタフ地域 (69)

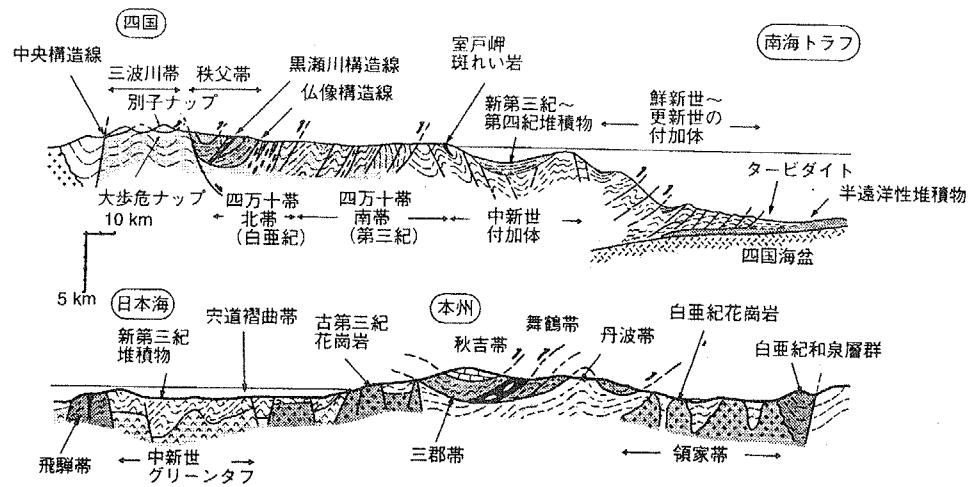


図 3.1.3 西南日本の地質断面図⁽⁶⁸⁾。日本列島の土台は海溝-ターピダイト付加体とそれに貫入した花崗岩からなっている。南海トラフでは、陸側に傾いた一連のスラスト(覆瓦状構造)が認められる。

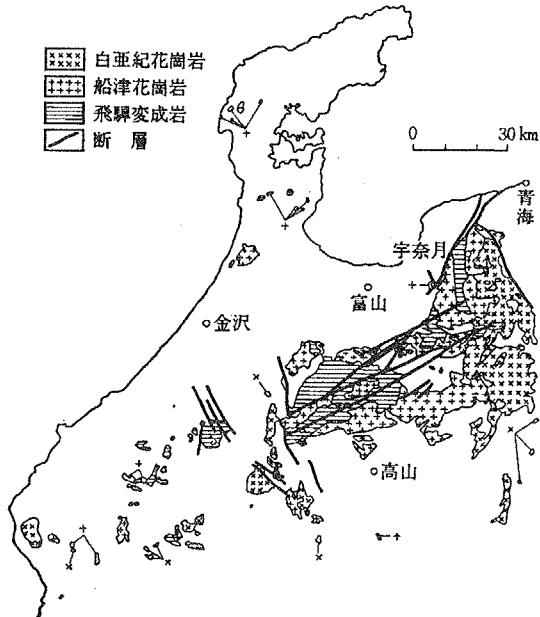
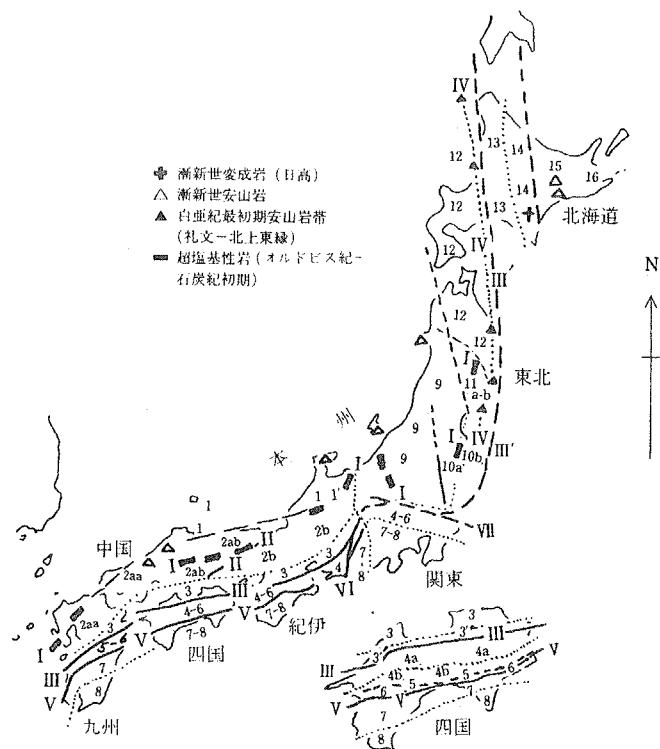


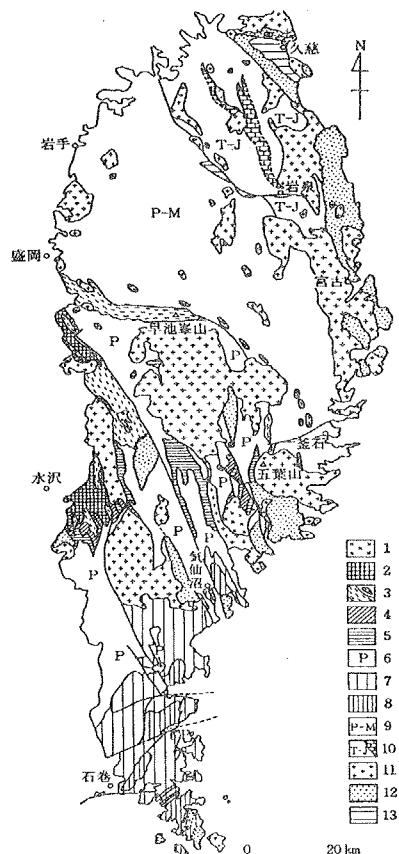
図 3.1.4 飛騨変成帯の変成岩と花崗岩および白亜紀花崗岩の分布⁽⁷¹⁾

図 3.1.6 北上山地地質略図⁽⁷³⁾

1:氷上山花崗岩類、2:母体層群、3:超塩基性岩、4:シル系、5:デボン系、6:ペム系、7:三畳系、8:ジュラ系、9:ペム系～三畳系、10:三畳系～(?)ジュラ系(煉瓦模様は石灰岩)、11:前期白亜系花崗岩、12:前期白亜系噴出岩・堆積岩類、13:古第三系

図 3.1.5 日本の地体構造区分(先新第三紀)⁽⁷²⁾; 下図は黒瀬川構造帯(5)の分布。

1 飛騨帯、1' 飛騨外縁帯、2a 北九州～中国区、2b 美濃-丹波帯、3 領家帯、4a 御荷鉢帯、5 黒瀬川帯、6 三宝山帯、7 四万十帯、8 瀬戸川-中村(前弧盆地)帯、小仏帯、9 西南日本日本海側、10a 阿武隈帯西北部、10b 同東部、11 北上山地、12 西南北海道、13 カイコタン-空知区、14 空知-日高区、15 仁頃帯、16 千島西端部、I 母体-長崎半島帯、II 舞鶴帯、III 中央構造線、IV 礼文-北上東縁安山岩帯、V 仏像線、VI 赤石裂線、VII 関東構造線



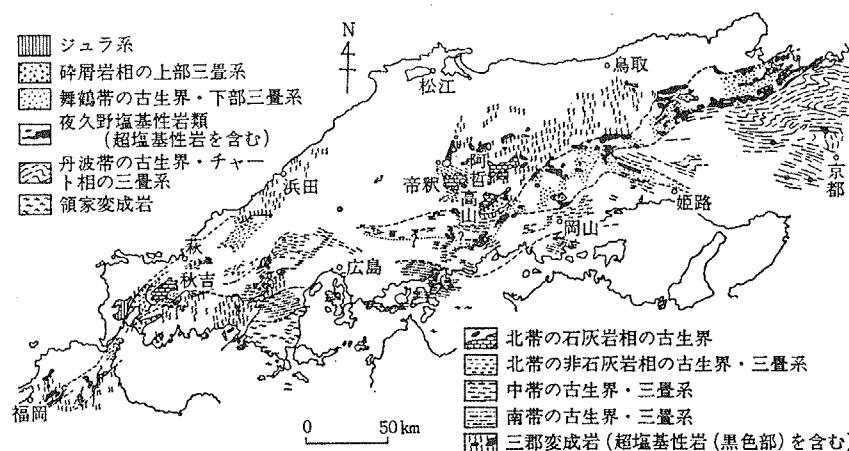


図 3.1.7 中
国・近畿西部
古期岩類区分
図⁽⁷³⁾

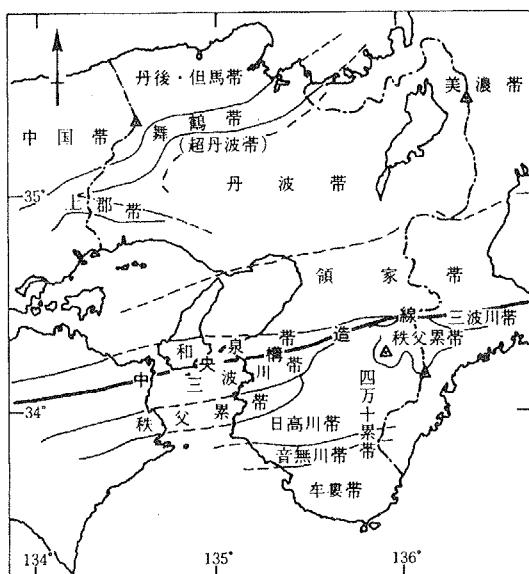


図 3.1.8 舞鶴・超丹波帯の分
布⁽⁷⁴⁾

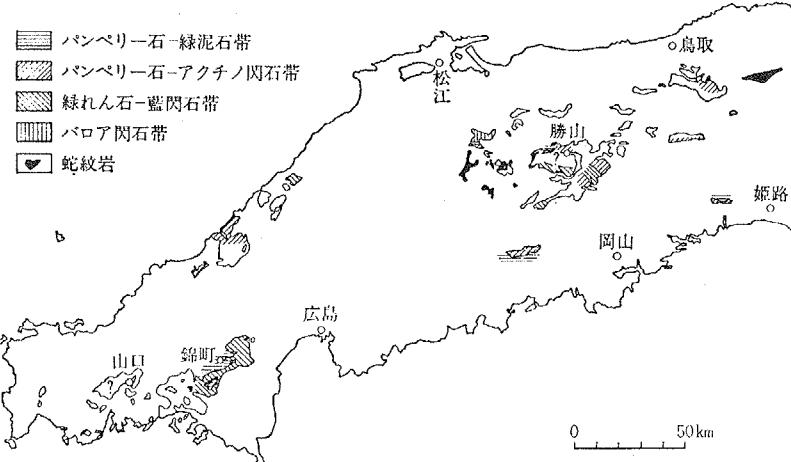


図 3.1.9 中国
地方の三郡変成
岩の分布と変成
相⁽⁷³⁾。

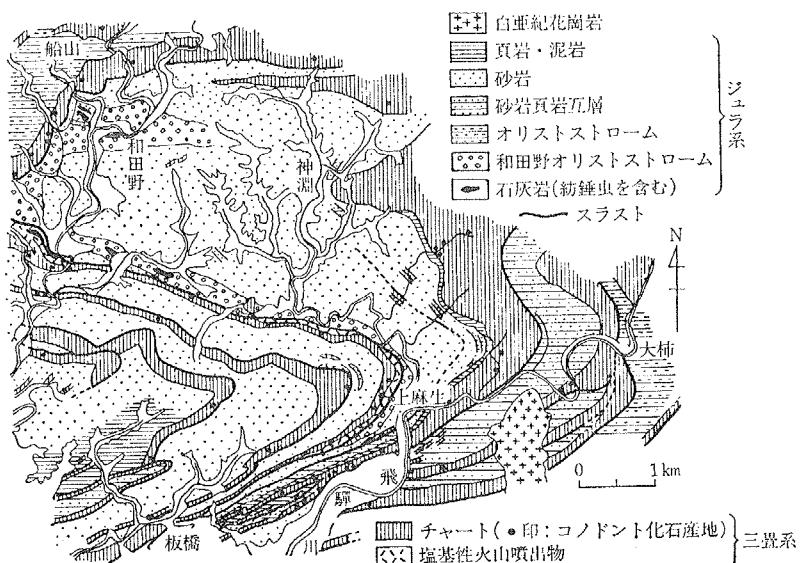


図 3.1.10 美濃帯の例。美濃山地飛騨川・長良川中流流域地質図⁽⁷⁷⁾。

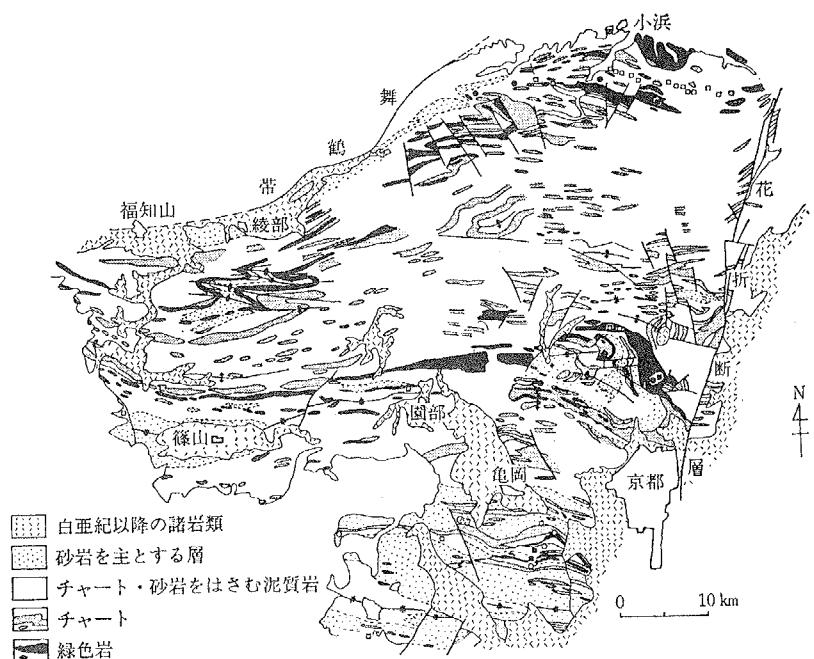


図 3.1.11 丹波帯古期岩類分布略図⁽⁷⁸⁾。

化石産地は、○：前期[△]ム紀前期、□：同後期、●：中期[△]ム紀前期、■：同中期紡錐虫化石、+：中期～後期三畳紀コノドント産地を示す。

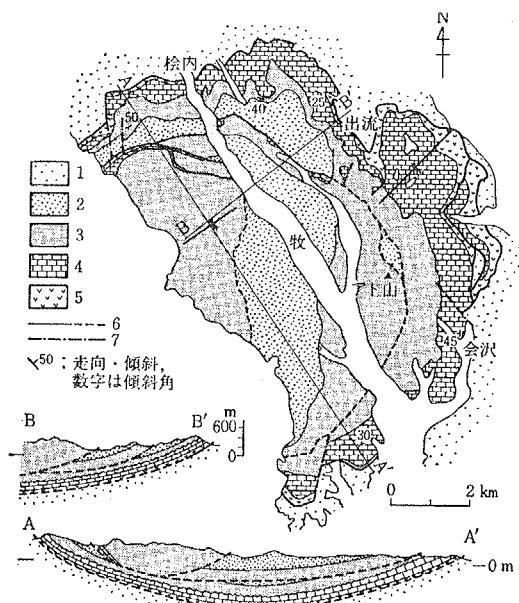
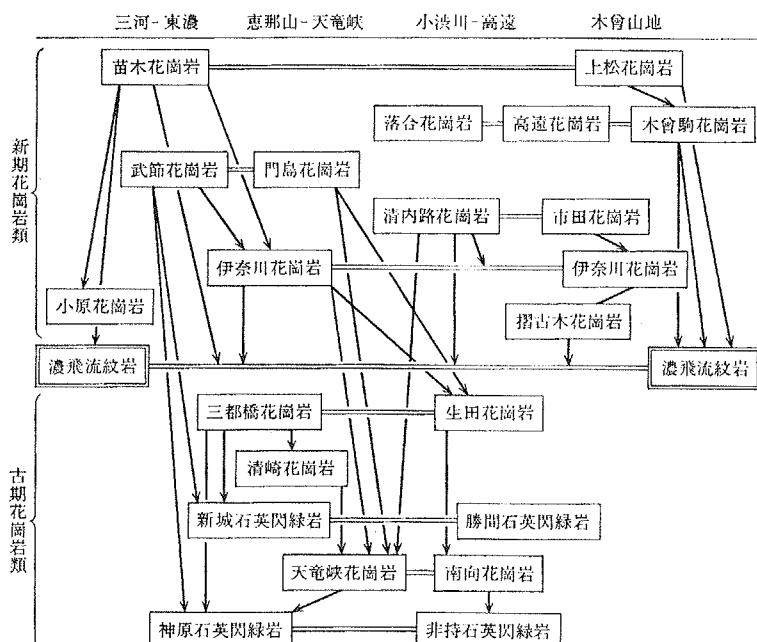


図 3.1.12 足尾山地葛生地域地質図および断面図⁽⁷⁹⁾。

1, 2: ジュラ系 (?) (1: 会沢層、2: 牧層)、
3: 三畠系チャート、4, 5: ハム系 (4: 石灰岩、
5: 玄武岩質火山岩類)、6: スラスト、7:
高角度断層

図 3.1.13 中部地方の領家変成帯における花崗岩の区分⁽⁸¹⁾。

=:同じ岩体または同じ時期の岩体であることを示す。
→:矢印の根元の岩体が先端の岩体を貫くことを示す。



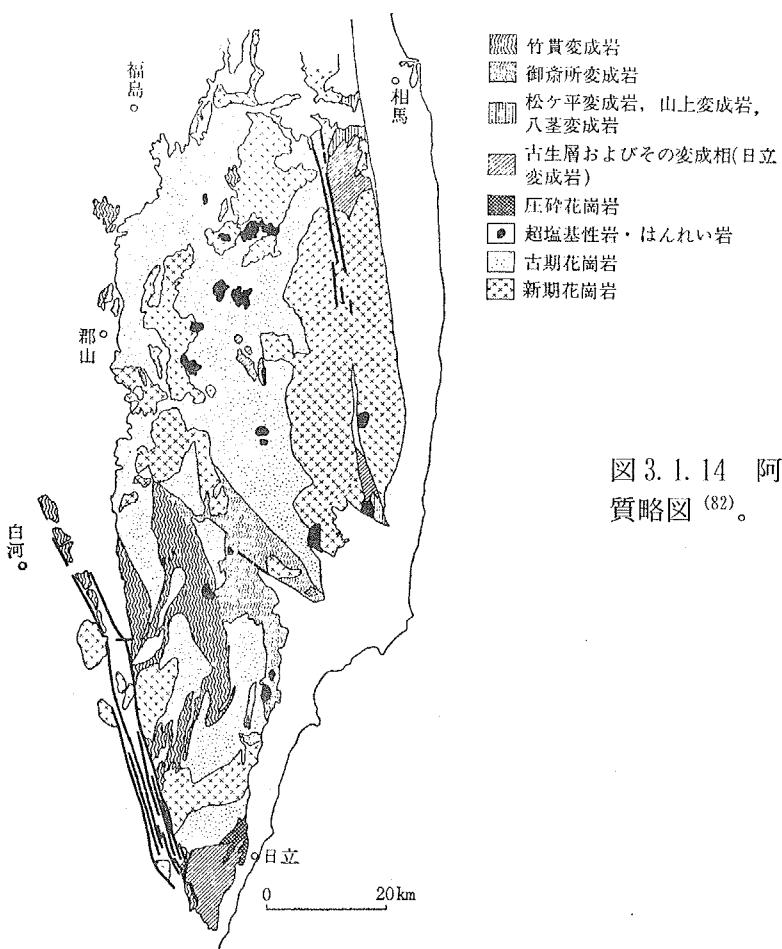
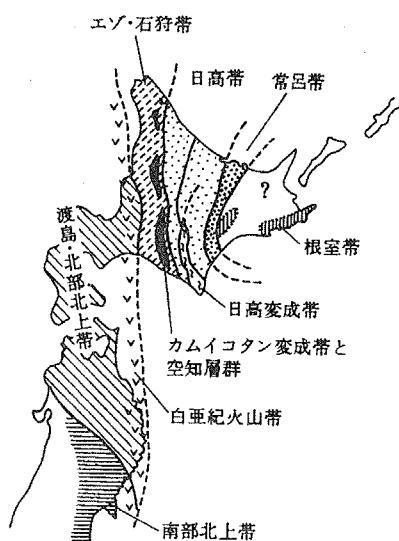


図 3.1.14 阿武隈変成帯の地質略図⁽⁸²⁾。

図 3.1.15 北海道の地質構造⁽⁸³⁾。

渡島・北部北上帯はジュラ紀～前期白亜紀の付加体。その東縁に礼文・樺戸・三陸海岸と続く白亜紀の火山列が見られる。エゾ・石狩帯は白亜紀～第三紀の堆積層が厚く存在するが、隆起帶中ではその下位の空知層群が顔を出し、それらは、衝上断層でカムイコタン変成帯の上に乗っている。

日高帯はジュラ紀～古第三紀の付加体。日高変成帯には高い温度で変成された岩石が露出している。常呂帯はジュラ紀～白亜紀付加体。根室帯は白亜紀～古第三紀の堆積層が分布する。知床から東部北海道にかけては、新しい時代の火山岩が広く分布しているが、基盤についてはよくわかつていない。



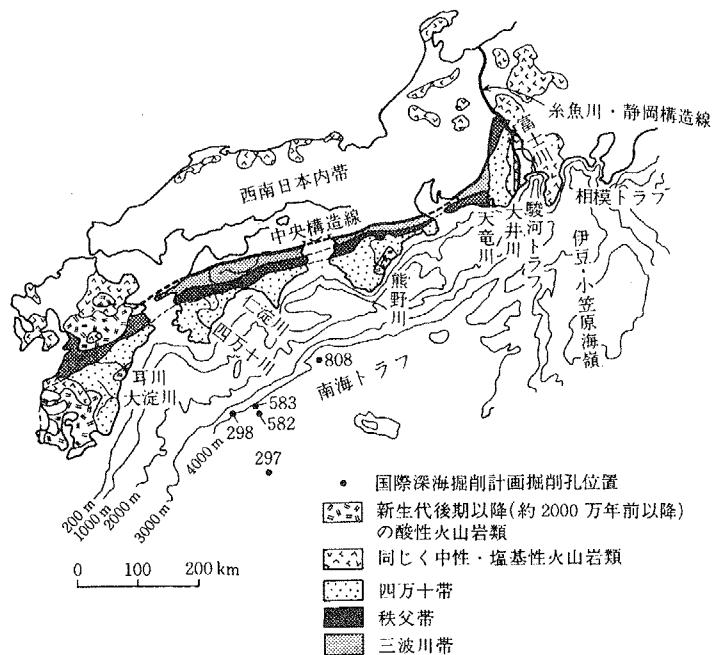


図 3.1.16 南海トラフの地形と西南日本外帯の地質⁽⁸³⁾。

国際深海掘削計画の掘削地点番号および主要河川。
297・298 地点は台 31 次航海、
582・583 地点は第 87 次航海、
808 地点は第 131 次航海。

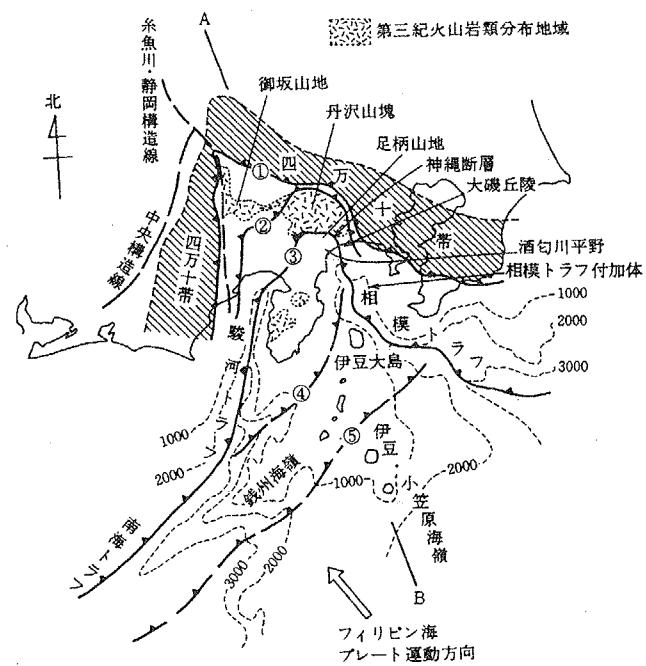


図 3.1.17 伊豆衝突帯⁽⁸³⁾。

①は 1200 万年から 600 万年前、②は 500 万年前、③は 50 万年前、④・⑤は現在進行中の逆断層変形帯。



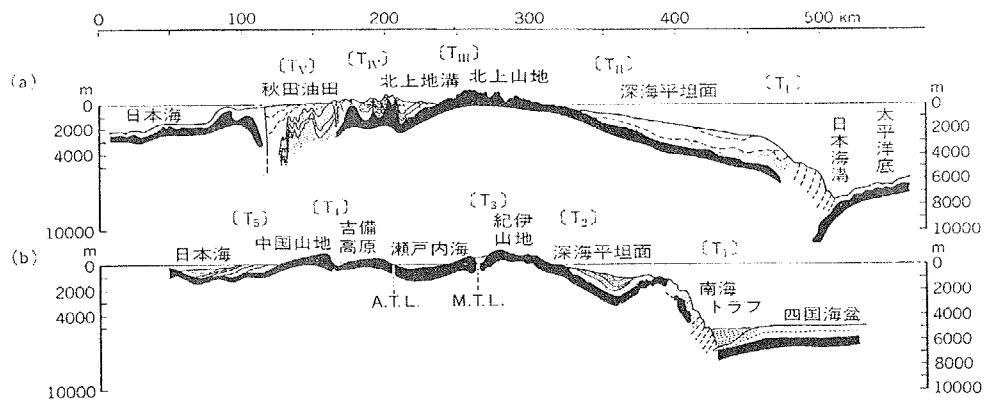


図 3.1.18 本州弧の地質断面図⁽⁸⁹⁾ (a)東北日本、(b)西南日本。
黒色部：先中新世の基盤、砂目：中新世層、白抜き：鮮新～更新世、A.T.L.：有馬-高槻構造線、M.T.L.：中央構造線

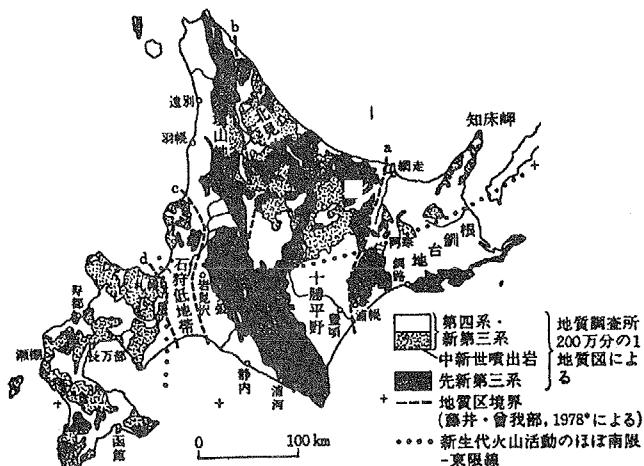


図 3.1.19 北海道地域の新生代層⁽⁶³⁾

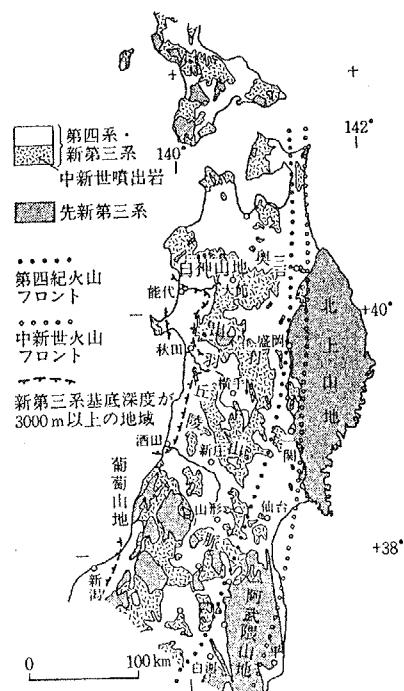


図 3.1.20 東北地方の新生代層⁽⁶³⁾

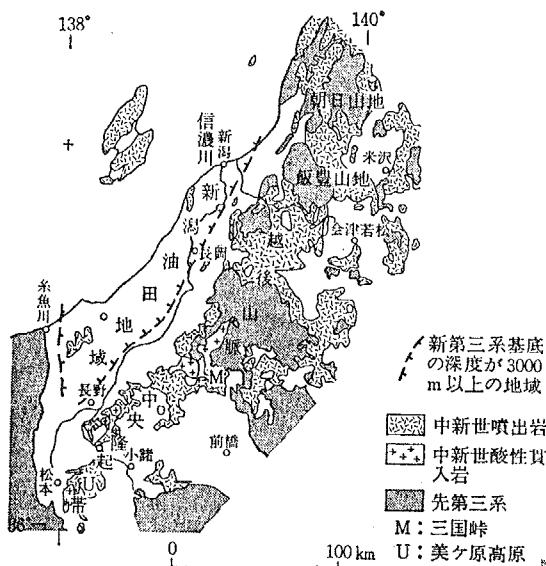


図 3.1.21 北部フォッサマグナ地域～東北南部地域の新生代層⁽⁶³⁾

図 3.1.22 南部フォッサマグナ地域の新生代層⁽⁶³⁾

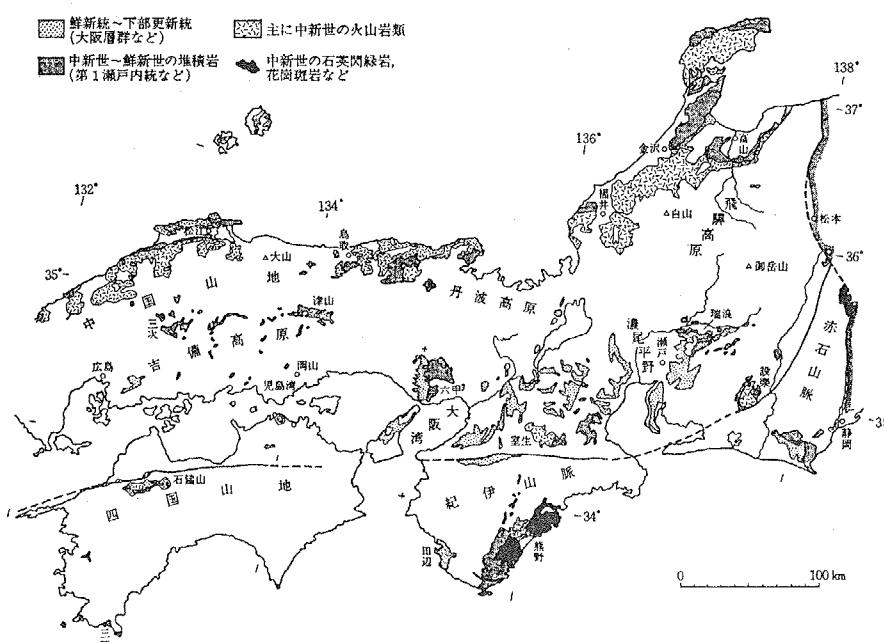
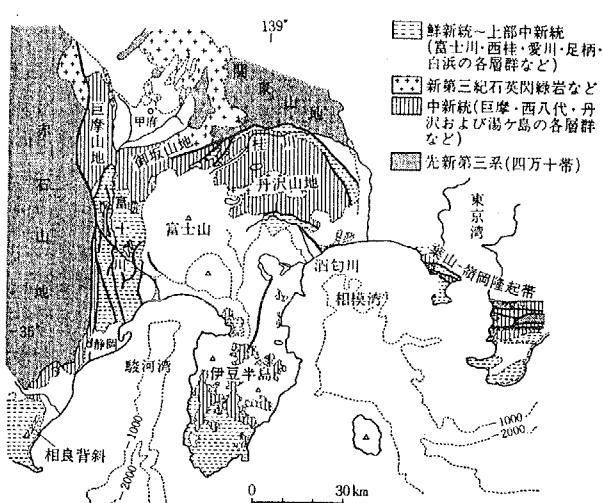
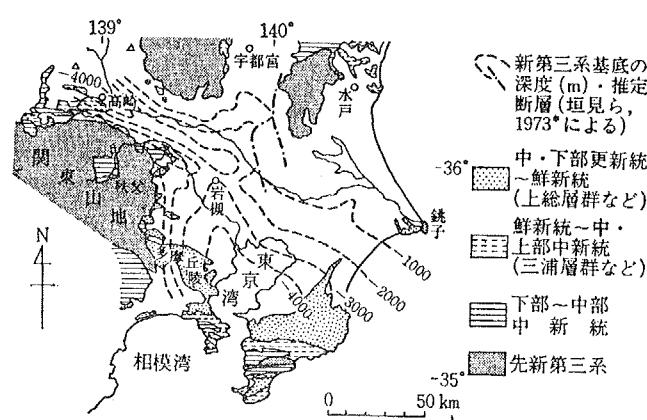
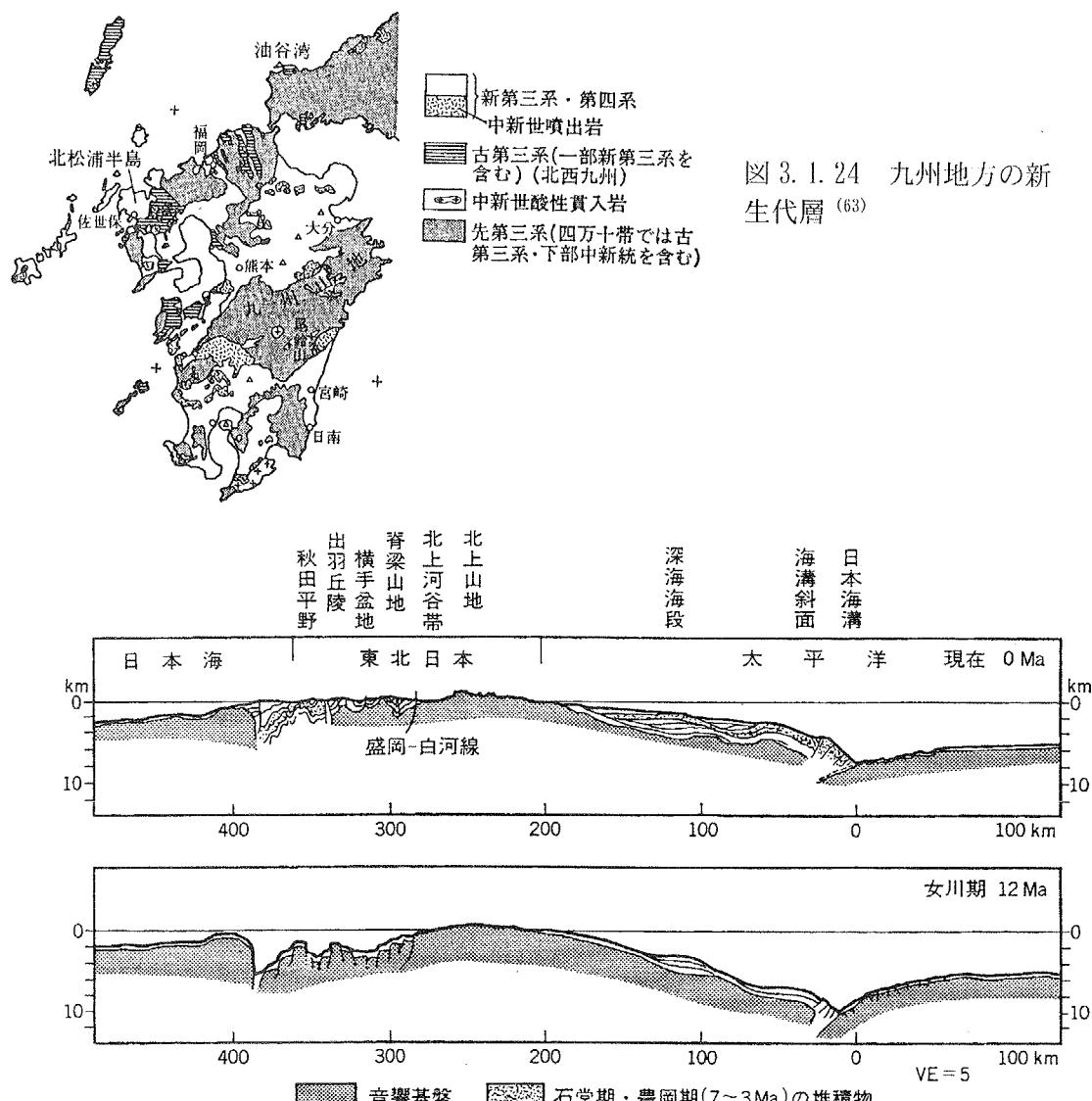
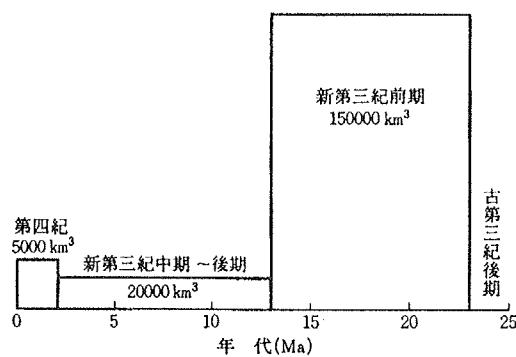
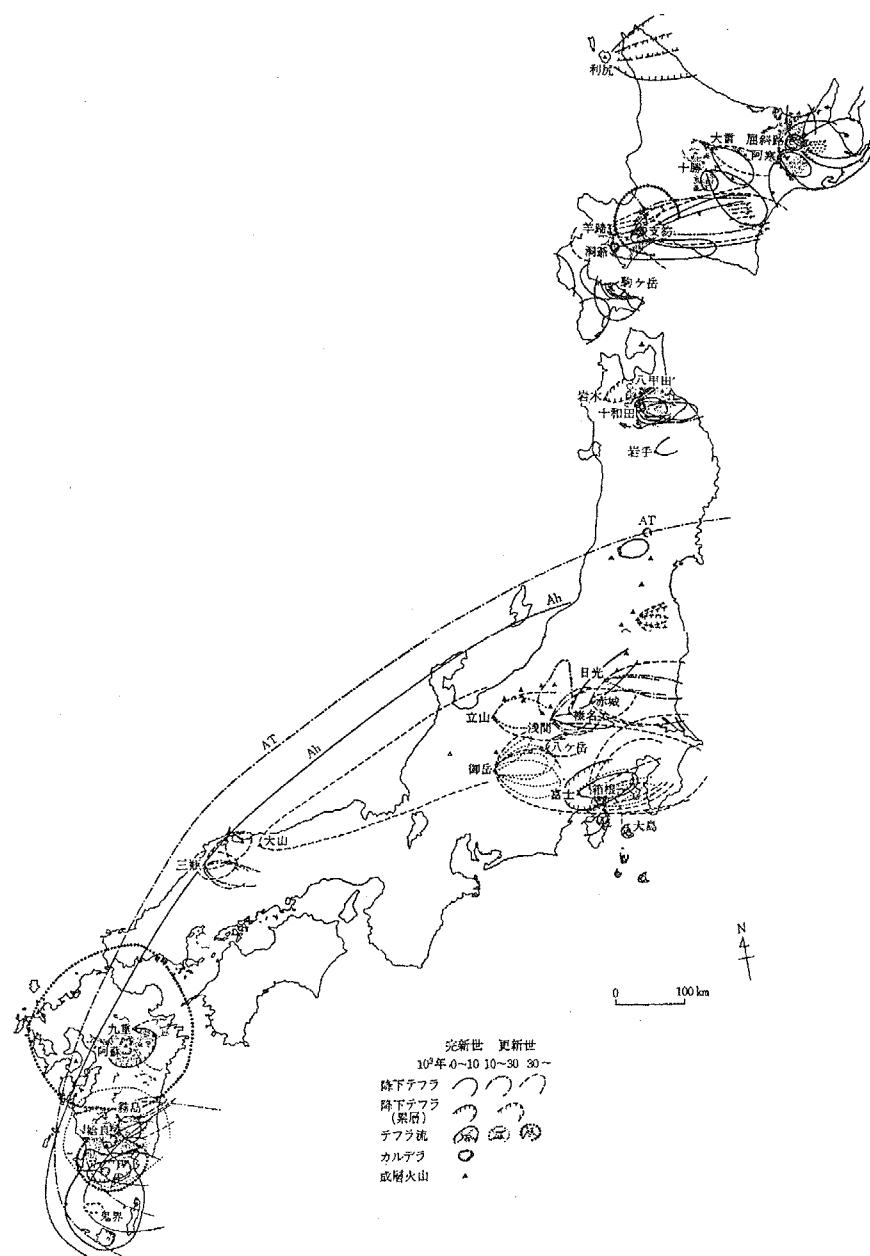


図 3.1.23 西南日本の新生代の地質分布⁽⁸⁵⁾



図 3.1.27 新第三紀以降の火山噴出物量の変遷⁽⁸⁵⁾図 3.1.28 第四紀テフラ分布⁽⁸⁵⁾

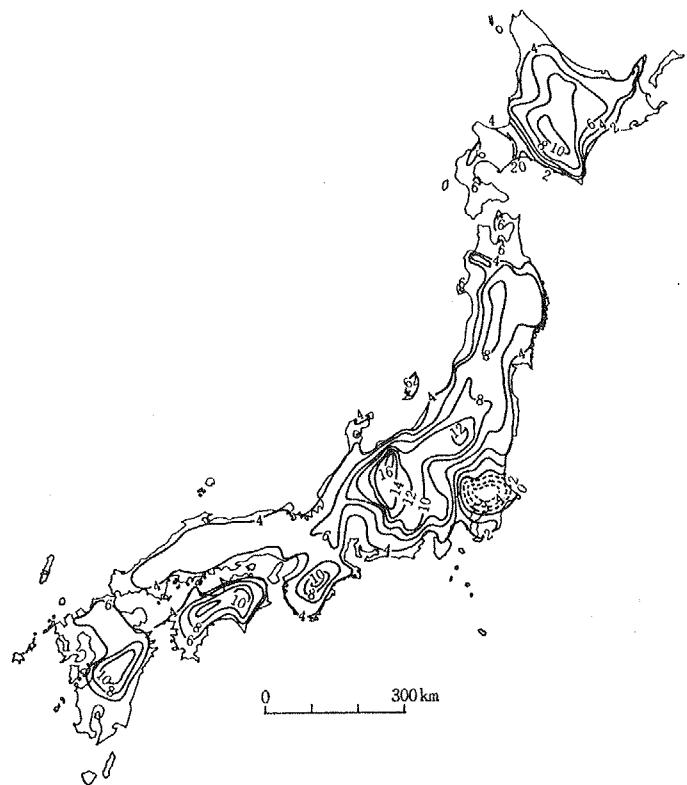


図 3.1.29 第四紀における上下変位量⁽⁸⁶⁾。実線は隆起、破線は沈降。
等値線の数値は 100m 単位。

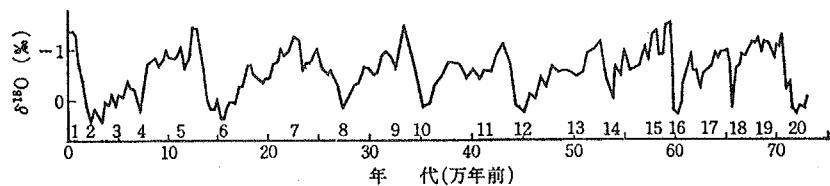


図 3.1.30 第四紀中～後期の $\delta^{18}\text{O}$ 変化をいくつかの資料を合成したもの⁽⁸⁷⁾
 $\delta^{18}\text{O}$ は、試料の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ の実測値と標準平均海水の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ の差である。 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ は、過去の水温計として用いられている。つまり、氷期には氷床の形成により海水の ^{18}O 濃度が大となる。図中の奇数が間氷期、偶数が氷期である。これらは、約 9～10 万年の周期で繰り返している。

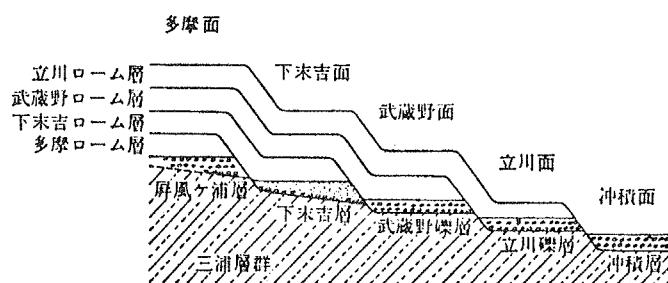


図 3.1.31 関東ローム
と段丘⁽⁸⁸⁾

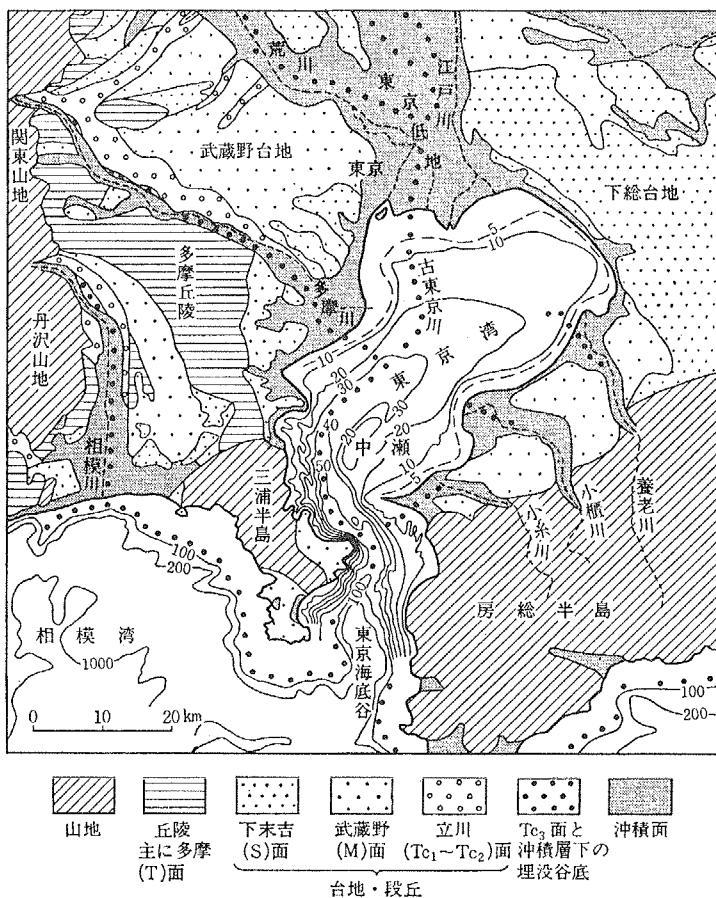
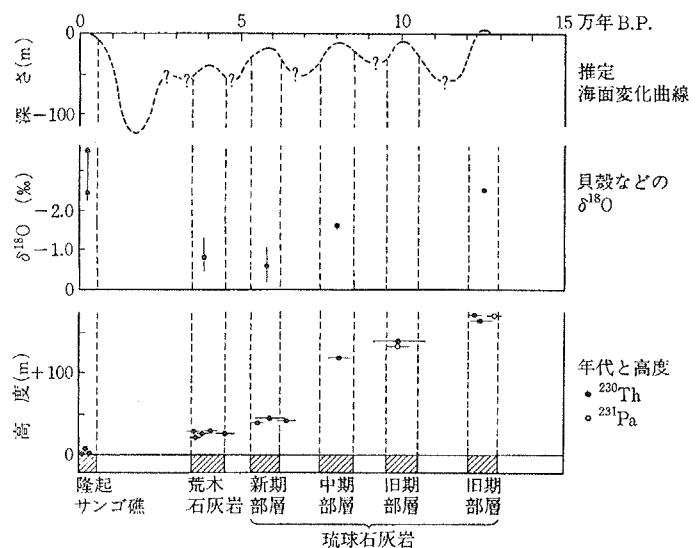


図 3.1.32 関東南部の地形分類⁽⁸⁹⁾。

図 3.1.33 喜界島の石灰岩の放射年代-高度と酸素同位体比ならびにそれらに基づく海面変化曲線⁽⁸⁹⁾



3.2 日本列島の地質の生い立ち

前項でまとめた地体構造区分によれば、古い時代（先カンブリア時代～中生代）の地層や岩石は、北海道中軸部一帯、北上・阿武隈山地、八溝・足尾山地、関東山地、飛騨・美濃・丹波・中国山地、さらに赤石山地から紀伊半島、四国を経て九州山地などに分布している。

これらの構造帯は、飛騨変成岩を中心にして、外側つまり太平洋側に向かって、ペルム紀付加体、ジュラ紀付加体、白亜紀～第三紀付加体が配列する形になっている。新第三紀になると、古い地質構造とは不調和な形でグリーンタフ変動が生じた。以下、これら構造帯が形成された様子を、地質時代を通して概観した（表 3.2.1）。

(1) シルル紀～デボン紀 (4.37～3.63 億年前) (図 3.2.1)⁽⁸³⁾

北上山地、飛騨外縁帶、黒瀬川構造帯には、化石からみて日本最古のものが産出する。これらの化石は、南中国やオーストラリアで産出する同時代のものと類似しており、当時、上記の地域を含めた東アジアは、南半球の赤道から中緯度地方にあったと考えられている。

(2) ペルム紀 (2.90～2.45 億年前) (図 3.2.2)⁽⁸³⁾

この時代にはゴンドワナ大陸が分裂を開始し、赤道付近にテーチス海が形成されるとともに、^{ヤシノ}揚子地塊やインドシナ地塊が北上を始めた。これに先だって、石炭紀には、超海洋パンサラサの赤道付近に海山群が形成された。その一部が秋吉海山列である。

上記地塊の北上とともに、秋吉海山列、飛騨外縁地塊群、北上・阿武隈・黒瀬川地塊群も北上し、まず、秋吉海山列が中朝地塊の縁で沈み込みを始めた（図 3.2.3）⁽⁹⁰⁾。これが日本付近での最初の付加体であり、現在の秋吉石灰岩に相当する。海山が沈み込んでいく過程は、帽子が取られるように頂上部から剥ぎ取られ、付加体のなかへ取りこまれていくと考えられている（図 3.2.4）⁽⁸³⁾。引き続き、三疊紀にかけて揚子地塊と中朝地塊が衝突合体し、東アジア大陸を形成した。

(3) ジュラ紀 (2.08～1.46 億年前) (図 3.2.5)⁽⁹⁰⁾

この時代には、日本周辺の付加体の多くが形成された。美濃・丹波・秩父帯が沈み込みで付加され、飛騨外縁帶・南部北上帯・黒瀬川構造帯の外来岩体が衝突・付加された。このような大規模な付加が生じるのは、衝突による外来岩体の付け加えとともに、大陸縁に沿って大規模な地質体の移動が起こり、これら岩体・地質体がプレートの動きとほぼ直交するように“ふきよせ”られたためと解釈されている（図 3.2.6）⁽⁹¹⁾。北半球では、南アジア大陸とシベリア大陸の衝突が終了し、アジア大陸の原型が形成された。

(4) 白亜紀前半 (1.46 億年前～) (図 3.2.7)⁽⁸³⁾

プレートの斜め沈み込みが開始し、アジア大陸の東縁部で左横ずれ運動が生じた。これにより、付加体の北上と再配列が行われた。この時、中央構造線の原型が形成された（図 3.2.8）⁽⁹⁰⁾。

(5) 白亜紀後半 (～0.65 億年前) (図 3.2.9)⁽⁸³⁾

四万十帯の付加が開始し、四万十帯はジュラ紀付加体の下に押し込まれた。これに伴い、

ジュラ紀付加体の一部が上昇し、三波川帯が現れた。この帶は、地下深部30~50kmの高圧下で形成された変成岩（結晶片岩）からなる。地下深部から三波川帯が上昇したメカニズムは、新しい付加体（ここでは四万十帯が相当する）の一部が、プレートの沈み込みに伴って三波川帯の下位に底付けされたことによると考えられている（図3.2.10）⁽⁸³⁾。中央構造線の左横ずれ運動は、さらに進行した。内帯側では、火山活動が活発化するとともに、花崗岩が貫入した。

この時代には、インド地塊以外の地塊が集合し、アジア地塊群が形成された。

(6) 新生代始め (6,500万年前~)

この時代にも、四万十帯の付加は継続しており、内帯側では花崗岩の貫入がみられる。

北海道では、オホーツク地塊の衝突が開始され、東北海道が付加された（図3.2.11）⁽⁹⁰⁾。

2,500万年前頃、大陸縁辺部に地溝帯が形成され、湖・三角州となった。北海道・常磐・北九州では、湾状の浅海部に炭田が形成された（図3.2.12）⁽⁸³⁾。

(7) 新第三紀中新世 (2,300万年前~)

1,900万年前には、九州-パラオ海嶺と伊豆-小笠原弧の分離が始まり、四国海盆が拡大した（図3.2.13）⁽⁸³⁾。

1,700万年前に、日本海の拡大が開始した。四国海盆の拡大は継続し、伊豆-小笠原弧は現在の位置に近づいた（図3.2.14）⁽⁸³⁾。

1,500万年前には、日本海の拡大は完了した（図3.2.15）⁽⁹⁰⁾。

1,450万年前にオホーツク海が拡大し、千島弧が形成された（図3.2.16）⁽⁸³⁾。

800万年前に、伊豆-小笠原弧は本州への衝突を始めた。北海道へ千島弧の前部が衝突し、日高山脈が隆起した。東北日本は海面下にあり、火山活動が活発化しグリーンタフが形成された（図3.2.17）⁽⁸³⁾。

(8) 前期鮮新世 (520万年前~)

伊豆-小笠原弧中の高まりである丹沢「海嶺」が、本州へ衝突した（800万年前という考え方もある）。この時期、西南日本はほぼ陸化し、南西諸島では海進が開始した（図3.2.18）⁽⁸³⁾。

(9) 第四紀 (164万年前~現在)

日本海海洋プレートが東進し、日本列島を全体的に東西圧縮の場とし、山脈が隆起した。50万年前頃、北米プレートとユーラシアプレート境界が、北海道中軸部から日本海東縁-フォッサマグナ地域へと転移した。この時期から、現在の日本列島のネオテクトニクスが開始されたという考え方もある。

伊豆半島部は、丹沢地塊に続いて約50万年前に本州へ衝突した（150万年前という考え方もある）。

第四紀は氷河期の繰り返しの時代で、ほぼ10万年周期で氷期と間氷期が見られる。1.8万年前が最終氷期で、この時、海面は-130mまで低下し、日本列島は大陸と陸続きとなつた（図3.2.19）⁽⁸³⁾。6,000年前には縄文海進がおこり、海面は現在より約2m高かった。

表 3.2.1 日本列島の地史

地質時代			年前 ^(注) (百万年)	代表的な 化 石	特徴的な地質現象		
新生代	第四紀	完新世	0.01	ナウマン象 ピカリア 貨幣石(大型有孔虫)	平野の形成 23 南海付加体 日本海側の褶曲帯形成 24 丹沢・伊豆の衝突、沖縄トラフの形成 日本海の拡大 東北日本の火成活動活発化(ケーリング形成) 22 日高変成帯衝上 四国海盆の拡大 炭田の形成		
		更新世	1.64				
		鮮新世	5.2				
	第三紀	中新世	24				
		漸新世	35.4				
		始新世	56.5				
	古第三紀	暁新世	65				
中生代	白亜紀		146	アンモナイト アバヌス・キラ 魚竜 コドン	21 根室帯の形成 ⑯空知・蝦夷帯形成 ⑬領家・阿武隈帯⑰四万十帯⑯日高帯⑩常呂帯の付加、⑮三波川帯上昇、花崗岩貫入、横ずれ運動(中央構造線)		
	ジュラ紀				ジュラ紀付加体の形成；⑧美濃⑨丹波⑩足尾⑪北部北上・渡島⑫秩父帯 ⑦三郡帯の変成作用(石炭紀・ペルム紀と合わせて3回) ②③④が衝突・付加		
	三疊紀						
古生代	ペルム紀		290	紡錘虫 サンゴ 鱗木 カリサンゴ 三葉虫	⑥舞鶴・超丹波帯形成 西南日本内帯の付加体形成；⑤秋吉帯 ⑦三郡帯の原岩(シル紀～ジュラ紀) 秋吉石灰岩を含む秋吉海山列の誕生(超海洋パラゲート中の赤道付近)し、北上。		
	石炭紀				②飛騨外縁帯③黒瀬川構造帯④南部北上帯の岩石が南半球ゴンドラ大陸の一部として、赤道付近で誕生		
	デボン紀						
	シルル紀						
	オルドビス紀						
	カンブリア紀						
	先カンブリア時代				①飛騨変成岩の原岩形成(20億年前?)		

(注) 各地質時代の境界年数は、新版地学事典付図付表「10 標準地質年代表」⁽⁶²⁾に従った。

・表中の①～24は、図3.1.1に対応している。

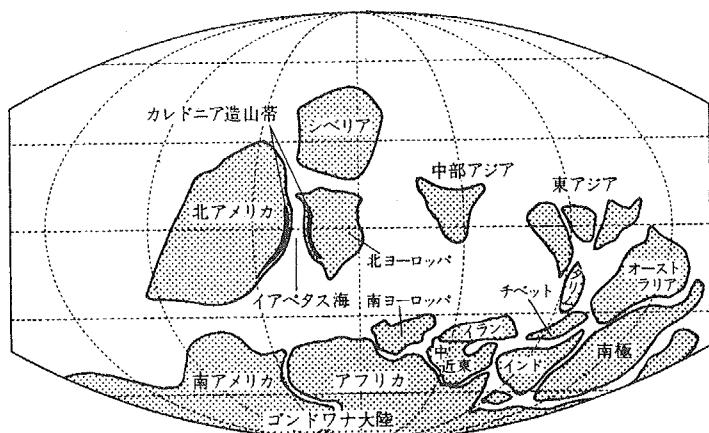


図 3.2.1 シルル紀(4億2000万年前)⁽⁸³⁾: アジアの古期大陸はオーストラリア付近にあった。
②飛騨外縁、③黒瀬川構造帯、④南部北上帯のシルル紀～デボン紀の岩石は、ここにあった可能性が考えられている。

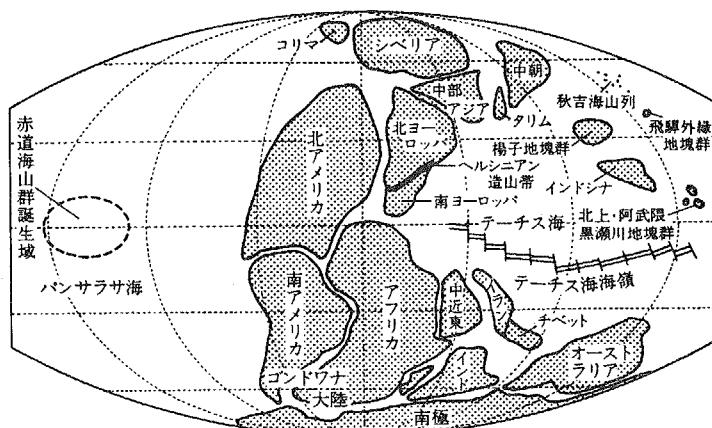


図 3.2.2 ペルム紀(2億6000万年前)⁽⁸³⁾: シベリア・中部アジア・北ヨーロッパ・北アメリカが衝突合体し、ローラシア大陸形成。秋吉海山列が中朝地塊へ沈み込み開始。飛騨外縁地塊群等が北上中。

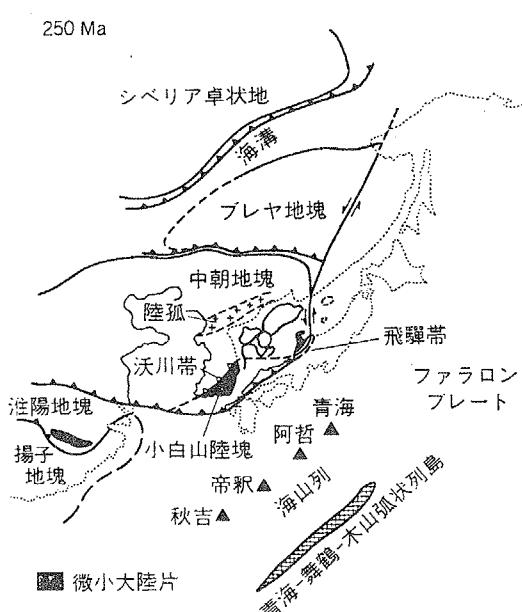


図 3.2.3 約2億5000万年前(オーデボン紀中期)の日本列島周辺のプレート古地理⁽⁹⁰⁾。
飛騨帶は中朝地塊の一部の可能性が大きい。秋吉等の海山列が移動しつつある。

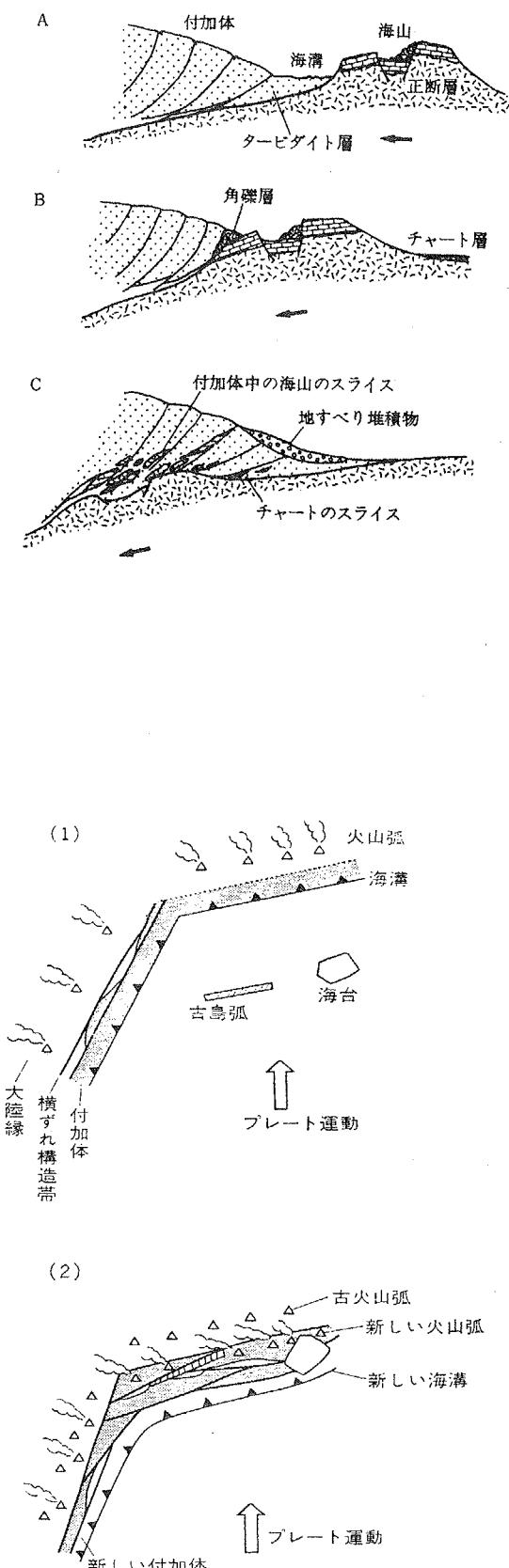


図 3.2.4 海山の沈み込みと付加過程⁽⁸³⁾。海山の頂上部がまず付加される様子。

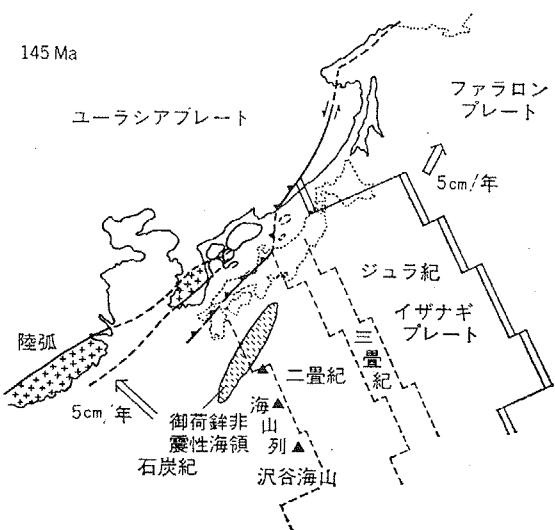


図 3.2.5 約 1 億 4500 万年前 (ジュラ紀末) の日本列島周辺のプレート古地理⁽⁹⁰⁾。
付加プレート上には多くの微小大陸片、古島弧、海山等が存在しており、ジュラ紀末から白亜紀にかけて多くの衝突が起こった。黒瀬川弧の衝突もその一つである。

図 3.2.6 衝突と横ずれで外来地質体
が“ふきよせ”られて行く様子⁽⁹¹⁾

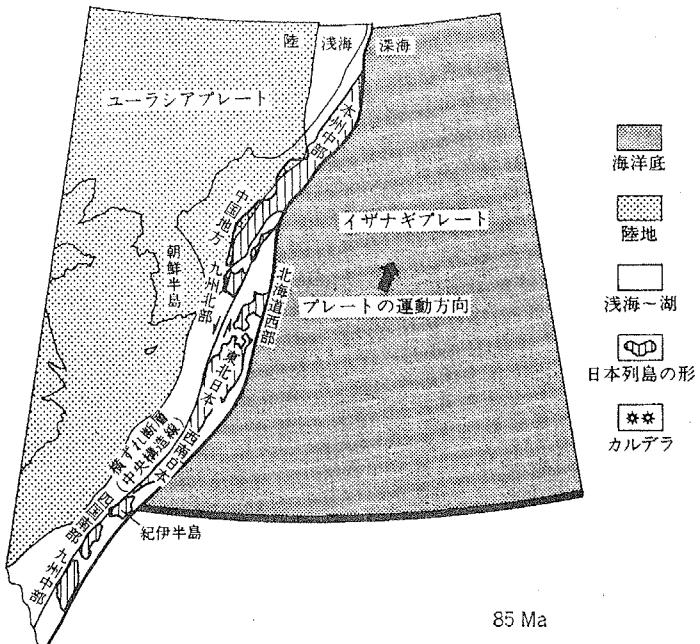


図 3.2.7 白亜紀(1 億 3000 万年前)⁽⁸³⁾: 外帯と内帯が横ずれして重なっていく。

図 3.2.8 約 8500 万年前(白亜紀後期)の日本列島周辺のプレート古地理⁽⁹⁰⁾

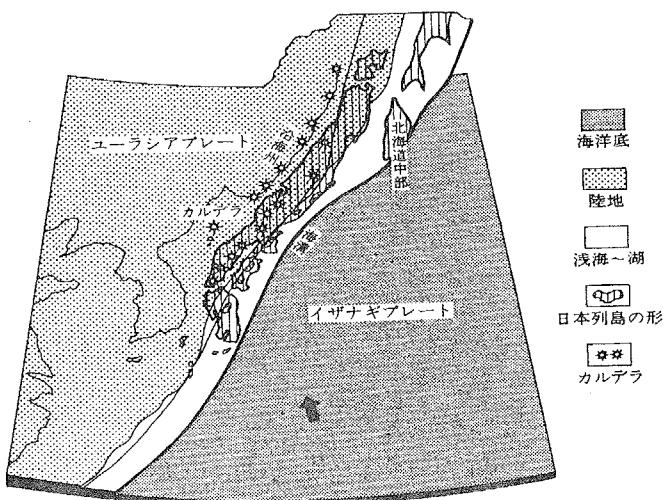
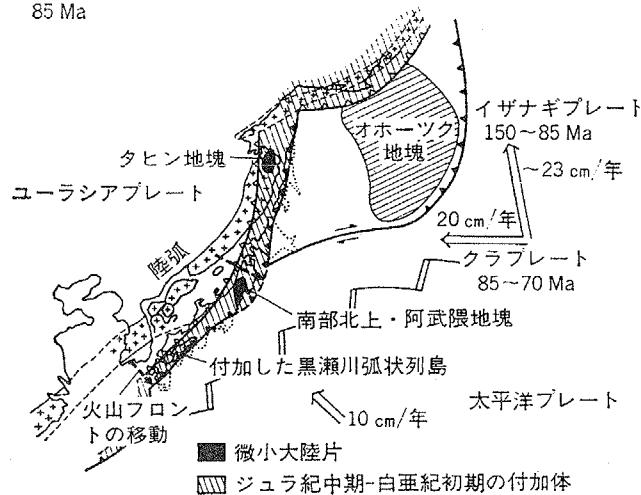


図 3.2.9 四万十帯形成期(約 7000 万年前)のプレート配置⁽⁸³⁾。内陸側では火成活動が活発化し、花崗岩が貫入した。

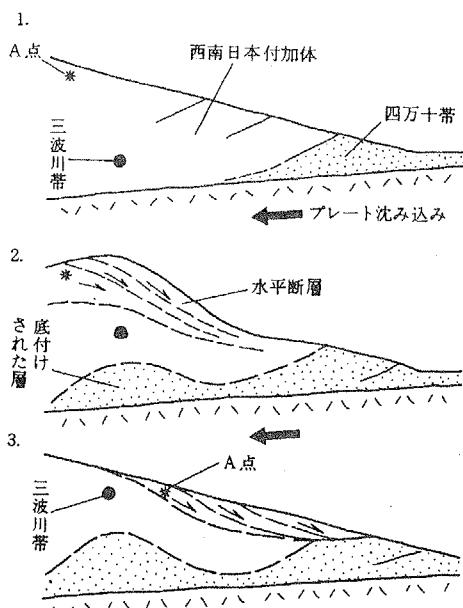


図 3.2.10 三波川帯を上昇させた
メカニズム⁽⁸³⁾

図 3.2.11 約 6000 年万前
(暁新世) の日本列島周辺の
プレート古地理⁽⁹⁰⁾

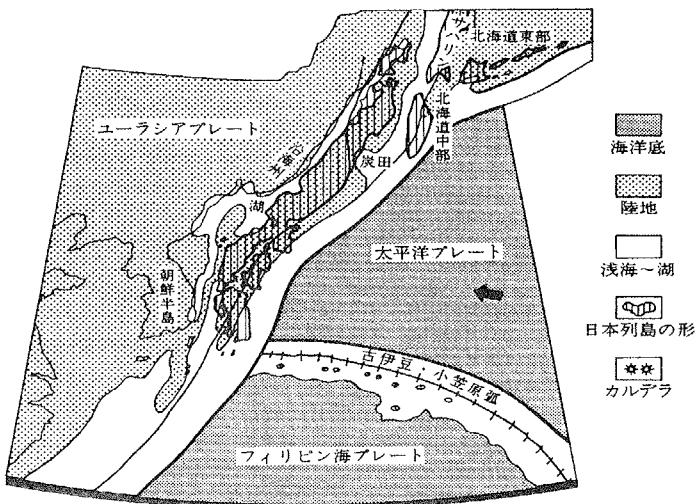
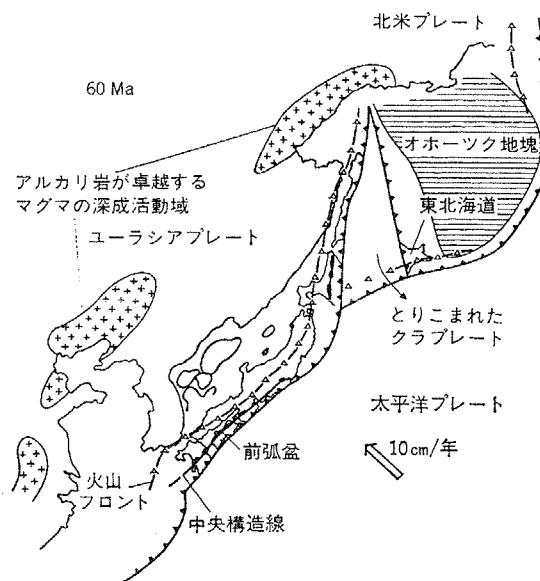


図 3.2.12 アジア大陸割
れ始め(約 2500 万年前)
(83) : 大陸縁辺部に地溝
帶・湖水群、炭田が形成。

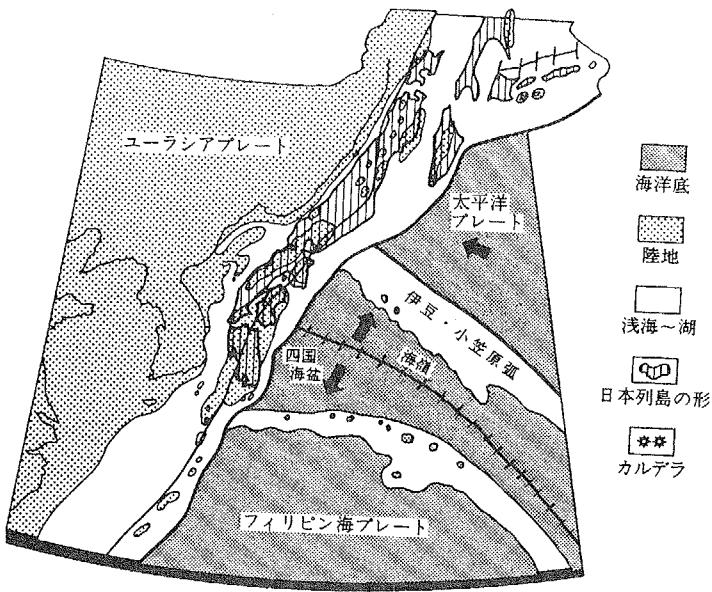
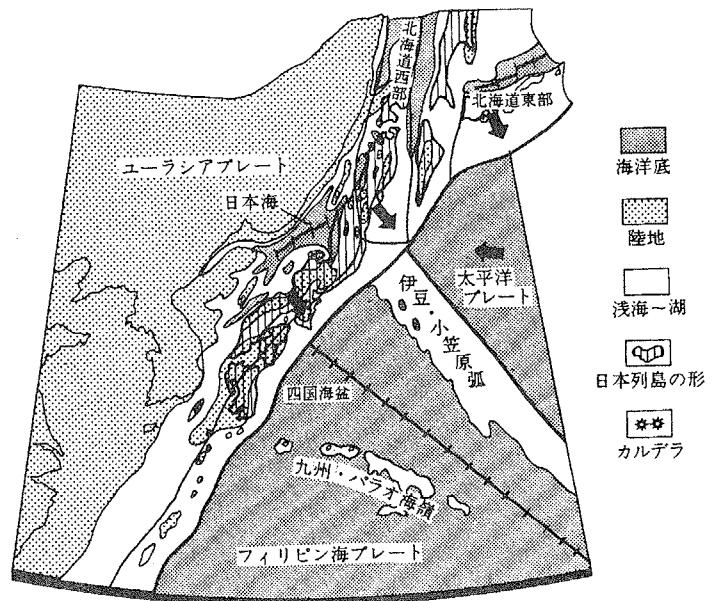


図 3.2.13 四国海盆拡大(約 1900 万年前)

(83) : 地溝帯さらに拡大し、海が浸入。九州・パラオ海嶺と伊豆-小笠原弧が分離。東北日本ではグリーンタフ活動顯著。

図 3.2.14 日本海拡大中(約 1700 万年前)
(83) : 四国海盆さらに拡大。伊豆-小笠原弧は現在の位置へ移動中。



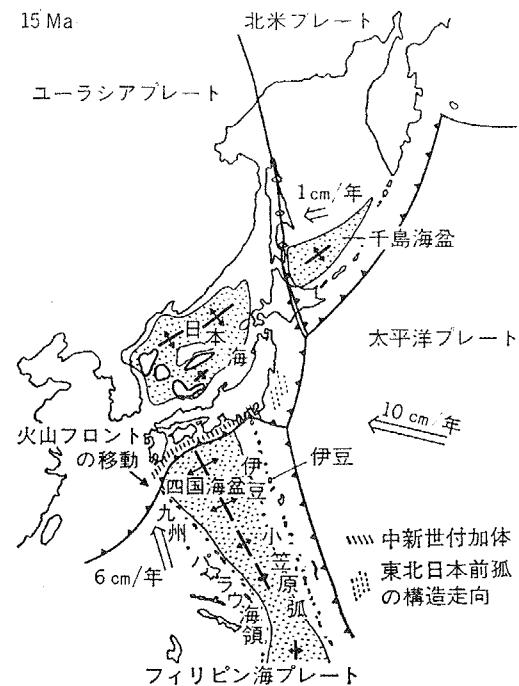
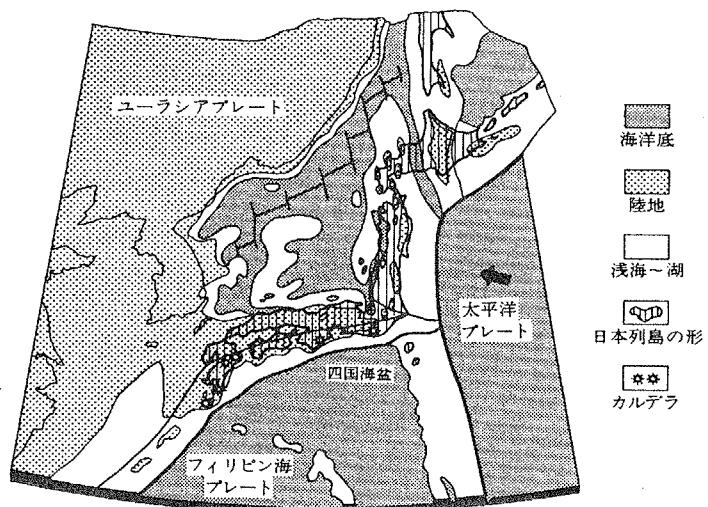


図 3.2.15 約 1500 万年前（中新世中期）の日本列島周辺のプレート古地理⁽⁹⁰⁾。

図 3.2.16 日本海拡大終了（約 1450 万年前）⁽⁸³⁾。オホーツク海拡大、千島弧形成、伊豆-小笠原弧現在の位置へ。



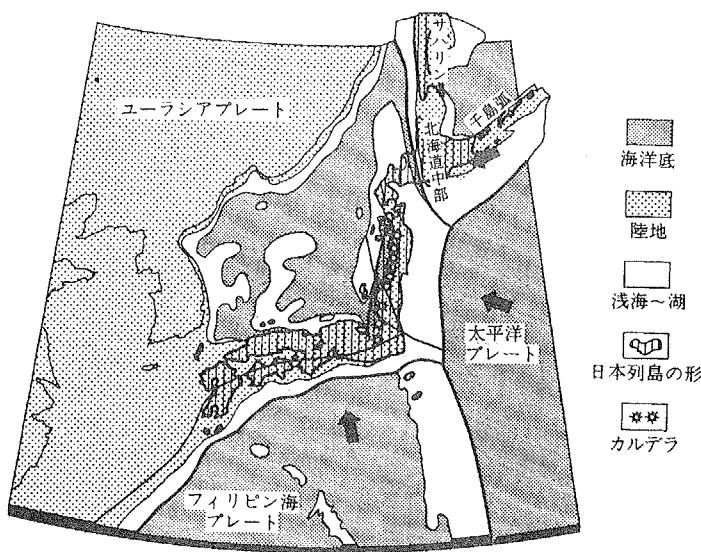


図 3.2.17 丹沢「海嶺」の衝突
(約 500 万年前)⁽⁸³⁾: 伊豆-小笠原弧中の高まりが本州弧へ衝突。西南日本はほぼ陸化。南西諸島の海浸開始。

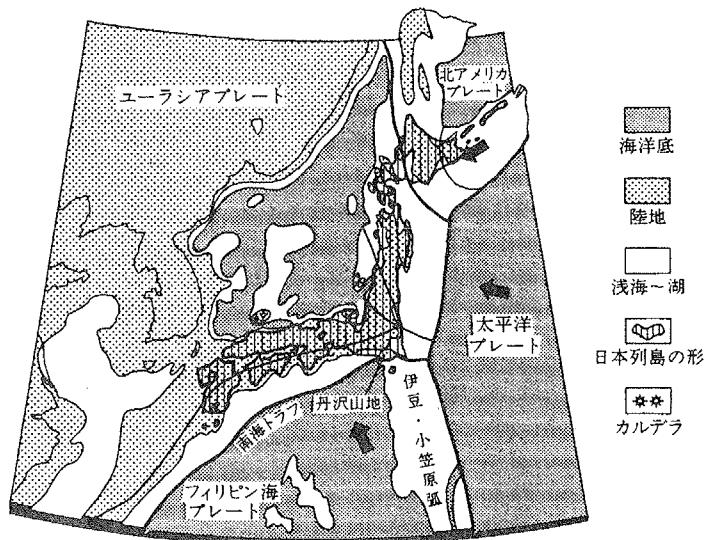


図 3.2.18 丹沢「海嶺」の衝突
(約 500 万年前)⁽⁸³⁾。伊豆-小笠原弧が本州弧へ衝突。西南日本はほぼ陸化。南西諸島の海浸開始。

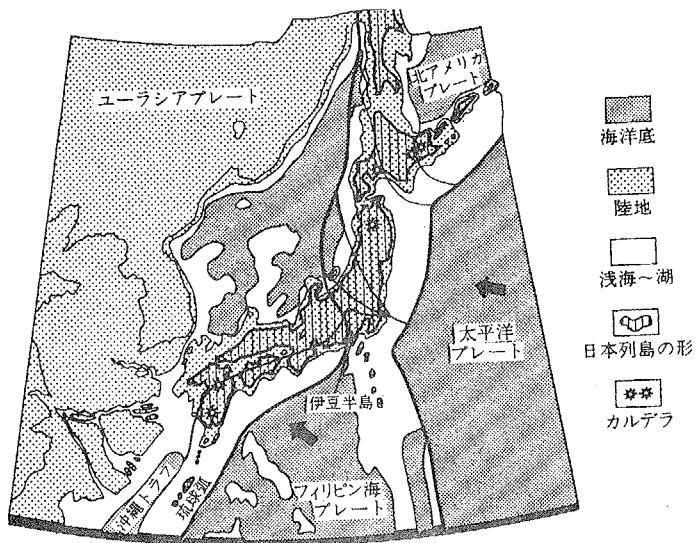


図 3.2.19 最終氷期の日本
(約 1.8 万年前)⁽⁸³⁾。第
四紀(約 164 万年前～現在)
は氷期の繰り返し。日本海
海洋底が東進し、日本列島
東西圧縮により山脈隆起。
1.8 万年前は、日本と大陸
は陸続きで、日本海は閉塞。
海面は-120～-140m。約 50
万年前、伊豆が衝突。

3.3 まとめ

日本列島を構成する地層および岩石は、多種多様であり、複雑な造構運動によって形成された。日本列島の地質構成とその生い立ちをまとめた。

- 1) 日本列島の地質は、新第三紀中新世（約2,400万年前）を境にして新旧の構造が極端に異なる。新第三紀層が、古い時代の地質構造を切る形を示す。
- 2) 古い時代の地質構造は、棚倉構造線を境にして東北日本と西南日本に区分され、中央構造線により内帶と外帶に区分される。新しい時代の地質構造は、フォッサマグナを境にして東北日本と西南日本に区分される。
- 3) 日本列島の基盤は、大陸の一部であると考えられる飛騨变成岩（原岩の年代約24億年前）である。
- 4) ペルム紀（約2.9～2.45億年前）には、大陸沖に延びた海溝に大陸から砂や泥が運ばれ、沈み込むプレート上の遠洋性堆積物や海山とともに大陸側へ押し付けられた。海山では、上位のサンゴ礁石灰岩（秋吉海山等）が削剥され、海山を構成する海洋プレートも付加された。付加体の成長とともに、海溝の位置は太平洋側へ移動した。したがって、付加体は北西から南東へ若くなっている。西南日本では、日本海側はペルム紀～三疊紀（約2.43～2.08億年前）、その南側はジュラ紀（約2.08～1.46億年前）、本州・四国・九州南縁部は白亜紀（約1.46～0.65億年前）～古第三紀（約6,500～2,400万年前）の付加体である。数多くの付加体は、プレートの斜め沈み込みにより吹き寄せられて形成された。この時、横ずれが生じて中央構造線が形成され、各構造体の再配列が行われた。地下深部に引きずり込まれた付加体は、高圧の変成作用を受けた。その後、新たな付加体が底付けされ、地表に上昇したものもある（例；三波川変成帯）。また、白亜紀後期には、内帶部で火成活動が活発化して花崗岩の貫入があった。
- 5) 古い時代に形成された各種の地層や岩石は、全体的には硬質であるが、亀裂が発達している傾向がある。各地質区は、構造線によって境されることが多く、内部の構造も断層・スラスト・褶曲等で複雑になったものが多い。したがって、廃棄物処分に伴う地中構造物を構築するためには、地中応力の状況や、亀裂が発達した岩体内での地下水流动の特性等を詳細に把握する必要がある。
- 6) 新生代新第三紀中新世（約2,400～520万年前）には、日本海が拡大し日本列島は大陸から分離した。同じ頃、フィリピン海プレート上の四国海盆も拡大し、伊豆-小笠原弧が現在の位置へと移動を始めた。また、東北日本の脊梁山地～日本海側を中心として大規模な火成活動が生じ、グリーンタフが形成された。中新世後期には、千島弧の前部が北海道に衝突し、本州弧が押し上げられて日高山脈として隆起した。同じ頃、伊豆-小笠原弧が本州への衝突を開始し、鮮新世～第四紀にかけて丹沢・伊豆海嶺が本州へ付加された。
- 7) 第四紀（約164万年前～現在）は、激しい火山活動と氷期・間氷期の繰り返しで特徴づけられる。この時期の地殻応力はプレートの運動方向に規制され、東北日本では太

太平洋プレートの動きにより東西性の圧縮として作用し、西南日本ではこれにフィリピン海プレートの南東方向の圧縮が重なったものとなっている。このため、東北日本では比較的単純な南北性の地質構造をしめすが、西南日本側では複雑なブロック構造が形成されている。

このよう応力場は、約50万年前から一定であると考えられている。また、この頃北米プレートとユーラシアプレートの境界が、北海道日高山脈部から日本海をとおつて糸魚川-静岡構造線を結ぶ個所へ移動したと考えられている。

- 8) 新しい時代に形成された地層や岩石は、安山岩等の火成岩を除いて、一般的には軟岩（一軸圧縮強さ $q_u = 19.6 \text{ MPa}$ 以下）に相当する。新第三紀中新世に形成された地層は、火成活動や構造運動などの特徴に地域性がある。グリーンタフ地域では、緑色変質を被った火山碎屑岩類が多く、断層や褶曲等の変形も進んでいる。とくに、日本海側では顕著で、ここは油田地帯ともなっている。これに対し、非グリーンタフ地域は一般的に安定した地質構造を示し、その例として、関東北部から東北地方にかけての太平洋側の地域が挙げられる⁽⁸⁴⁾。

4 地質特性のまとめ

日本列島の地質は、過去数億年間にわたって、プレートの沈み込みが繰り返し生じたことによって形成された。構成岩石は、おもに海溝部に堆積した物質がプレートの移動により付加されたものや、プレート上に乗ってきた遠洋性堆積物、さらにプレート物質等である。付加体は海溝部で押し込まれたもので、新しいものが前時代のものの下位に位置する（図4.1）⁽⁷⁵⁾。プレートの一部は、遠く南半球の赤道付近から移動してきたものもある。また、新しい付加体が地下深部に底付けされることにより、高圧条件下で変成した岩石が地表に押し上げられることがある。このように日本列島の土台は、寄せ木細工のように複雑な形となっている。

新第三紀中新世には、日本海の拡大とこれに伴う日本列島の回転、基盤構造を破壊するような形で分布するグリーンタフ変動が生じている。この時期にはプレートの沈み込み角度が急になり、そのために応力場が圧縮から東西性の水平引張へと変化し、表層部に陥没を伴う広域的沈降が生じたと考えられている⁽⁸⁵⁾。丹沢-伊豆山塊のように、海洋プレートの衝突により、上位の島弧地殻が順次付加されたものもある。東部北海道は、千島弧が北海道に衝突した部分で、このときの応力で日高山脈が隆起した。

現在も、プレートの動きは継続しており、日本列島一帯は4枚のプレートが、相互に複雑な挙動を行っている。そのため、日本列島一帯は世界的にも激しい地殻変動の場に置かれている。地震・活断層・火山・地熱・温泉・地下資源等が、発生し形成される機構もプレートテクトニクスで解釈されている。

日本列島一帯に働く応力は、約50万年前から現在までほぼ一定であると考えられている。一方では、ユーラシア大陸からの押し出しが第四紀中期から激しくなり、西南日本側から歪みが加わり、次第に変形が激しくなっているという考え方もある。また、一部ではプレート境界が依然明確になっていない個所もある。

次に、未来の日本列島一帯の様子を参考までに示す（図4.2）⁽⁸⁶⁾。約5,000万年後には、フィリピン海プレートに乗ってきたオーストラリア大陸が日本に衝突する。約2億年後には、太平洋プレートにより引かれてきた北米大陸が衝突し、超大陸アメイジアが形成され、日本列島付近は衝突帶となり、大山脈が形成される。

以上のように、日本列島一帯の過去から現在の動きを概観し、将来の姿を予想すると、ここは常に“変動帶”に位置しており、全地球的に見るとプレート沈み込み部の典型的な個所である。

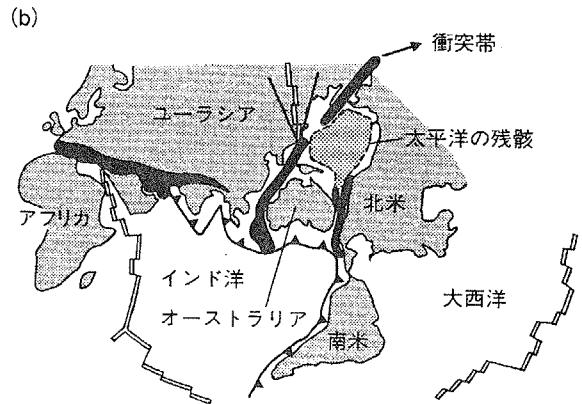
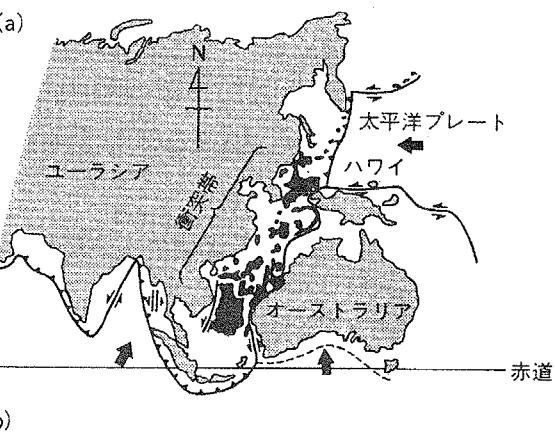
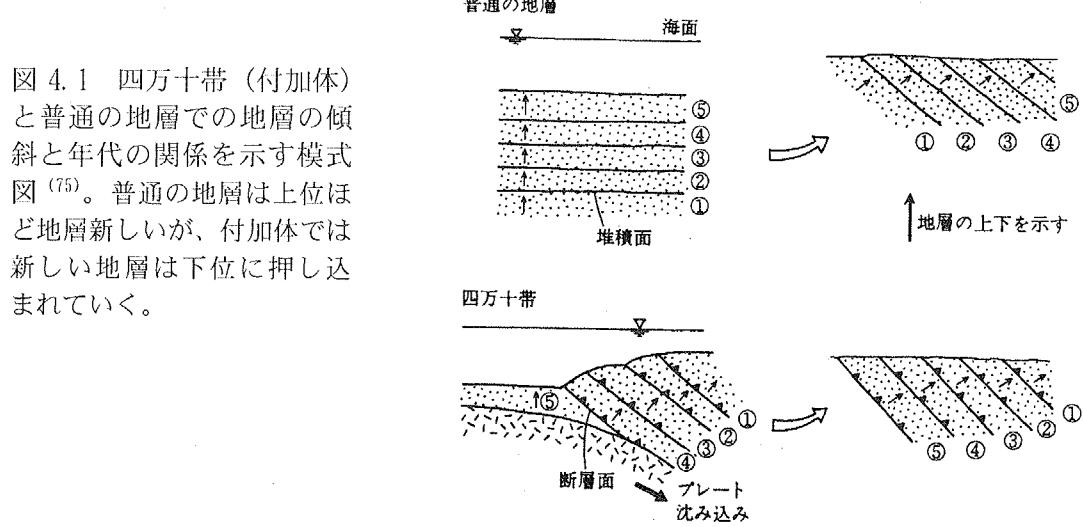


図 4.2 超大陸アメイジアの予想図⁽⁸⁶⁾。(a) 約 5000 万年後のオーストラリアの衝突、(b) 約 2 億年後の北アメリカ大陸の衝突と超大陸アメイジアの成立。

5 処分場の基本的立地条件と今後の課題

これまで述べてきたような地質環境下の日本列島において、RI・研究所等廃棄物埋設処分場の「基本的立地条件」に関する地質環境特性と今後の課題を、長期安定性・地下水移行シナリオに関する地球科学的特性・人間侵入の観点からまとめれば、次のとおりである。

5.1 長期安定性

地表付近に見られる地球科学的諸現象は、その大部分がプレートの運動によって規制されていると考えられている。日本列島一帯には4枚のプレートが配置され、それぞれのプレートの動きは約50万年前から現在まで一定であるとされている。したがって、RI・研究所等廃棄物の管理期間である数百年程度の時間単位では、プレートの動きに大きな変化はなく、諸現象は現在見られる特徴が継続すると考えるのが妥当である。ただし、この動きに揺らぎはないか、あるいは将来にわたってどの程度の時間まで一定であるかについて、検討を行う必要がある。そのためには、諸現象を精度良く確実に把握することが重要となり、今後、調査・探査法および解析法に関して新たな開発や精度の向上を図ることになる。

火山に関しては、分布域は火山フロントで明確に区分でき、活動域も正確に限定できている。ただし、プレートの動きが変化して、沈み込みの角度が急になると、火山フロントは太平洋側へ移動すると想定される。この点でも、プレートの動きの不变性や揺らぎの程度が問われることになる。

地震活動は、プレート境界型のM8級巨大地震と活断層に伴うM6～7級内陸型地震が検討の対象である。プレート境界型地震の場合、地中では構造物に対する地震動が減衰して影響は小さくなるとも考えられているが、広範囲での岩盤の変形と応力変化等に関しては、今後、土木工学的に詳細な検討を行う必要がある。内陸型地震の場合、関連する活断層のわが国での分布はほぼ明かにされており、今後は、処分地選定の各段階での調査より、既存の断層の特徴をさらに明確にすること、未発見の断層を把握することを進め、最終的には処分地を断層が存在しない地域に限定していくことになる。

第四紀の隆起・沈降・浸食運動に関しては、わが国では山岳部で隆起が大平野部で大きな沈降が、世界的にも急激な速度で生じている。隆起地帯は河川による浸食を受け、生じた土砂類が流下して沈降部を埋積している。隆起と沈降運動の境界付近には、比較的安定な地域も存在しており、処分地選定の対象となりうると考えられる。

気候変動に関しては、氷期は約10万年の周期で繰り返しており、最終氷期(1.8万年前頃)には最大130m程度の海水準低下があった。また、約6,000年前の縄文海進時には、約2mの海面上昇があった。このような海面変動を考慮し、管理期間である将来数百年間に、海水準変動の影響を受けない処分地を選定することは可能であると考えられる。

5.2 地下水移行シナリオのための地球科学的特性

地中に設置される構造物は、その深度にかかわらず地下水循環の影響をうける。地下水は速度の大小はあれ常に移動しており、地中に埋設された物質もいざれは地下水とともに

拡散すると考えられる。わが国では降水量が多く、地下水の涵養と流出が著しいため、地下水の流速や拡散の様式は複雑である。地下水の分布域を示す地下水区は、一般的には地形区に対応している。地形区には大小様々なものがあり、そのなかでの地下水流动の様式は、今後精度良く解明されるべき課題である。

岩盤中の亀裂状況は、地下水流动に大きな影響をもたらす。RI・研究所等廃棄物の埋設個所は浅地中から余裕深度あるいは地下深部におよぶことになるが、さまざまな深度の地盤状況に関しては、トンネル掘削・鉱山や炭坑の開発等により多くの実績がわが国には存在する。このような実績を踏まえ、浅地中から地下深部での亀裂状況が将来数百年間にどのような変化を示すかについて、長期安定性とも関連させて検討することになる。

地下水移行の課題に対しては、今後、地下水の化学性の検討とともに、アプローチの方法や結果の解釈と活用をはかるための基準を策定することが重要であると考えられる。

5.3 人間侵入

わが国には、複雑な地質構造とその成因に関連して、多種類の地下資源が各地に賦存している。これらのほとんどは開発の対象とされてきたが、大部分は小規模で、現在は閉山・廃坑となっている個所が多い。処分地の選定に際しては、人間侵入を防ぐためにこのような個所を避けるとともに、将来開発の可能性がある個所についても検討することになる。

謝 辞

本報告をまとめに際し、処分安全研究室の方々には貴重なご助言をいただいた。また、中央開発株式会社の荒木邦夫氏には、粗稿に目をとおしていただき有益なご意見をいただいた。これらの方々に厚くお礼申し上げる。

参考文献

- (1) 原子力委員会 原子力バックエンド対策専門部会：R I・研究所等廃棄物処理処分の基本的考え方について、22 (1998).
- (2) 原子力委員会：放射性廃棄物埋設施設の安全審査の基本的考え方・同解説 (1988).
- (3) ブルッキンズ、D. G. 著、石原健彦、大橋弘士訳：“放射性廃棄物処分の基礎、地球化学的アプローチ”、現代工学社、342 (1987).
- (4) 島崎秀彦、新藤静夫、吉田鎮男編：“放射性廃棄物と地質科学、地層処分の現状と課題”、東大出版会、389 (1995).
- (5) 核燃料サイクル機構：わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ—、総論レポートならびに分冊1・2・3、JNC-TN1400 99-020 (1999).
- (6) 地層処分問題研究グループ<高木学校+原子力資料情報室>：『高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性』批判、原子力資料情報室、122 (2000).
- (7) 藤村 陽、石橋克彦、高木仁三郎：高レベル放射性廃棄物の地層処分はできるかⅠ、科学、70、1064-1072 (2000).
- (8) 藤村 陽、石橋克彦、高木仁三郎：高レベル放射性廃棄物の地層処分はできるかⅡ、科学、71、264-274 (2001).
- (9) 核燃料サイクル機構：『高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性』批判に対する見解、JNC-TN1410 2000-008、82 (2000).
- (10) 清水和彦、宮原 要：「高レベル放射性廃棄物の地層処分はできるか」に対して、科学、71、1479-1494 (2001).
- (11) 杉村 新：“岩波講座「地球科学10」変動する地球Ⅰ—現在および第四紀—；第4章 島弧の大地形・火山・地震”、岩波書店、159-181 (1978).
- (12) 綱川秀夫、竹内 章：日本列島の古応力場と火成活動、科学、53、624-631 (1983).
- (13) 日本地質学会編著：“地震列島日本の謎を探る”、東京書籍、236 (2000).
- (14) 新妻信明：変動している日本列島—新第三紀テクトニクスとプレート沈み込み—、科学、55、53-61 (1985).
- (15) Seno, T., Sakurai, T. and Stein, S. : Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? *Jour. Geophys. Res.* , 101, 11305-11315 (1996).
- (16) 国土地理院：新潟-神戸にプレート境界説、地震予知連絡会報告、読売新聞、2001年2月19日 (2001).
- (17) 貝塚爽平、松田時彦、中村一明：日本列島の構造と地震・火山、科学、46、196-210 (1976).
- (18) 中野尊正、小林国夫：“日本の自然”、岩波書店、234 (1959).
- (19) 阪口 豊、高橋 裕、鎮西清高：日本の地形—その生い立ちと特色—、科学、46、223-234 (1964).

- (20) 日本第四紀学会編：“日本第四紀地図解説”，東京大学出版会，119 (1987).
- (21) 貝塚爽平：変化する地形—地殻変動と海面変化と気候変化の中で—、科学、39、11-19 (1969).
- (22) 阪口 豊： 地理評、37、387 (1964).
- (23) Yoshikawa, T. : Denudation and tectonic movement in contemporary Japan. *Bull. Dept. of Geogr.*, Fac. of Sci., Univ. of Tokyo, 6, 1-14 (1974).
- (24) 濑野徹三：日本付近のプレート運動と地震、科学、63、711-719 (1993).
- (25) 濑野徹三：“プレートテクトニクスの基礎”，朝倉書店、190 (1995).
- (26) Shimamoto, T., Seno, T. and Ueda, S. : Rheological framework for comparative sub-ductology, *Geophys. Monogr.*, 76, 39-52 (1993).
- (27) Furukawa, Y. : Depth of the decoupling plate interface and thermal structure under mechanisms, depth of earthquakes, and their tectonic implications, *Jour. Geophys. Res.*, 98, 20005-20013 (1993).
- (28) 岡田篤正, 安藤雅孝：日本の活断層と地震、科学、49、158-169 (1979).
- (29) 吉井敏尅：“Aseismic Front” の提案、地震、28、365-367 (1975).
- (30) 山崎晴雄：活断層情報の生かし方、科学、67、494-497 (1997).
- (31) 島崎邦彦、長浜裕幸：地震はでたらめに起こっているのか？科学、65、241-256 (1995).
- (32) Gutenberg, B. and Richter, C. F. : "Seismicity of the Earth and Associated Phenomena (2nd ed.)", Princeton Univ. Press, 310 (1954).
- (33) 佐藤比呂志、平田 直：内陸大規模地震の震源断層を探る、科学、70, 58-65 (2000).
- (34) Huzita, K. : Tectonic development of the Median Zone (Setouchi) of Southwest Japan, since the Miocene with special reference to the characteristic structure of Central Kinki Area, *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 6, 103-144 (1962).
- (35) 藤田和夫、尾池和夫：本州弧の活構造と地震活動、科学、51, 704-711 (1981).
- (36) 多田文男：活断層の二種類、地理評、3, 983 (1927).
- (37) 活断層研究会編：“新編日本の活断層一分布と資料”，東京大学出版会、437 (1991).
- (38) 加藤碩一：“地震と活断層の科学”，朝倉書店、250 (1986).
- (39) 松田時彦：“活断層と地震—その地質学的研究；地質学論集12”，15 (1976).
- (40) 活断層研究会編：“日本の活断層一分布と資料”，東京大学出版会、363 (1980).
- (41) 金原啓司：日本の火山地帯における地熱資源調査：レビュー、地球科学、53, 325-339 (1999).
- (42) 気象庁編：“日本活火山総覧第2版”，(1991).
- (43) 吉井敏尅：日本列島付近の基礎的な地球物理データ、科学、48、489-494 (1978).
- (44) 柵山雅則、久城育夫：沈み込みと火山帶、科学、51, 499-507 (1981).
- (45) 高橋栄一、高橋正樹：何が島弧火山の深部構造を決めるか、科学、65, 638-647 (1995).

- (46) 勝井義雄：火山とその活動、アーバンクボタ、15、(株)クボタ、2-3 (1978).
- (47) 友田好文、藤本博巳：海山・海溝とリソスフェアの厚さ、科学、52、509-516 (1995).
- (48) 地質調査所監修：“日本地質図大系 日本地質総覧”、朝倉書店、118 (1997).
- (49) 濱川爾郎、ほか：大陸性地磁気異常の縞模様—その島弧における意義、科学、46、83-90 (1982).
- (50) 杉村 新、中村保夫、井田喜明編著：“図説地球科学”、朝倉書店、272 (1988).
- (51) 山野 誠、本田 了、上田誠也：南海トラフの高熱流量について（演旨）、地震学会 昭和 58 年度春季講演集、1、69 (1983).
- (52) 農業用地下水研究グループ「日本の地下水」編集委員会編著：“日本の地下水”、地球社、1043 (1986).
- (53) 地下水ハンドブック編集委員会編：“地下水ハンドブック”、建設産業調査会、1337 (1985).
- (54) 和達清夫：地盤沈下の回顧、土と基礎、24、87～92 (1976).
- (55) 地下水入門編集委員会編：“入門シリーズ 8 地下水入門”、土質工学会、210 (1983).
- (56) Todd, D. K. : “Ground Water Hydrology”, John Wiley & Sons, Inc., 278-280 (1959).
- (57) 日本列島の地質編集委員会編：“理科年表コンピュータグ ラフィックス日本列島の地質”、丸善、139 (1996).
- (58) 藤波剛一：“温泉知識”、丸善、5 (1924).
- (59) 角 清愛：“日本温泉・鉱泉一覧”、地質調査所、134 (1975).
- (60) 酒井 均、大木靖衛：日本の温泉、科学、48、41-52 (1978).
- (61) 地学団体研究会編：“新編地学事典付図付表・索引”、平凡社、374 (1996).
- (62) 松田時彦：“岩波講座「地球科学 15」日本の地質、第 5 章 新生代後期の地層群”、岩波書店、143-194 (1980).
- (63) 林 雅雄：“岩波講座「地球科学 14」地球の資源/地表の開発、第 3 章 地球の進化と鉱床の形成、§ 3.11 石油鉱床”、岩波書店、143-151 (1979).
- (64) 相原安津夫：“岩波講座「地球科学 14」地球の資源/地表の開発、第 3 章 地球の化と鉱床の形成、§ 3.10 石炭鉱床”、岩波書店、135-143 (1979).
- (65) Aihara, A. : Stratigraphic coalification pattern and its implication to the geologic development of the Ishikari coalfield, Japan , *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ. Ser. D*, 24, 33-46 (1978).
- (66) 電気事業審議会需給部会：中間報告、平成 10 年 6 月 4 日、<http://www.enecho.go.jp/dayori/index05.html> (1998).
- (67) メイヤーホフ, A. A. ほか著；西村敬一、小玉喜三郎、矢野孝雄、小室裕明 訳：“サージテクトニクス—地球ダイナミクスの新仮説”、共立出版、174 (1998).
- (68) 平 朝彦、清川昌一：未成熟島弧から大陸へ、科学、68、50-62 (2000).
- (69) 山下 昇：“新版地球科学序説”、築地書館、251 (1967).

- (70) 市川浩一郎、石井健一、中川表三、須槍和巳、山下昇：黒瀬川構造帶、地質雑、**89**、82-103 (1956).
- (71) 広井美邦：飛騨変成帯宇奈月地域の地質、地質雑、**84**、521-530 (1978).
- (72) 木村敏雄、速水格、吉田鎮男：“日本の地質”、東京大学出版会、362 (1993).
- (73) 勘米良亀鶴、橋本光男：“岩波講座「地球科学 15」日本の地質、第2章 古い時代の地層群と広域変成岩”、岩波書店、5-94 (1980).
- (74) 中沢圭二、市川浩一郎、市原実編：“日本の地質 6 「近畿地方」”、共立出版、297 (1987).
- (75) 西村祐二郎：三郡変成岩の立場から、地学団体研究会第39回総会シンポジウム資料集、84-88 (1985).
- (76) Nishimura, Y. : Tectonic framework of the Sangun metamorphic belt, Southwest Japan. *International Symposium on Pre-Jurassic East Asia, IGCP Project 224, Reports and Abstracts*, 134-138 (1986).
- (77) 猪郷久治：美濃帶東部のコノドントによる層序ならびに地質構造の再検討、鹿沼茂三郎教授退官記念論文集、103-113 (1979).
- (78) 丹波地帯団体研究グループ：丹波地帯の地向斜堆積相の研究、地団研専報、**19**、13-23 (1975).
- (79) 柳本裕：栃木県葛生地域中・古生層の層序と地質構造の再検討、地質雑、**79**、441-451 (1973).
- (80) 地学団体研究会編：“新編地学事典”、平凡社、1443 (1996).
- (81) 山田直利、片田正人、端山好和、山田哲雄、仲井豊、沓掛俊夫、諫訪兼位、宮川邦彦：“中部地方領家帶地質図、20万分の1”、地質調査所、(1974).
- (82) 加納博、黒田吉益、宇留野勝敏、濡木輝一、蟹沢聰史、丸山孝彦、梅村隼夫、光川寛、瀬戸延夫、大平芳久、佐藤茂、一色直記：“竹貫地域の地質”、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)、地質調査所、109 (1973).
- (83) 平朝彦：“日本列島の誕生”、岩波新書、226 (1990).
- (84) 藤田和夫、尾池和夫：本州弧の活構造と地震活動、科学、**51**、704-711 (1981).
- (85) 宇井忠英、成瀬洋：“岩波講座「地球科学 15」日本の地質、第7章 新生代の火山活動と火山噴出物”、岩波書店、217-249 (1980).
- (86) 吉川虎雄、杉村新、太田陽子、阪口豊：“新編日本地形論”、東京大学出版会、415 (1973).
- (87) Emiliani, C. : The Cause of Ice Ages. *Earth Planet. Sci. Letters*, **37**, 349-352 (1978).
- (88) 関東ローム研究グループ：関東ロームの諸問題、地質雑、**62**、302-316 (1956).
- (89) 貝塚爽平：“岩波講座「地球科学 10」変動する地球 I、現在および第四紀、第5章 変動する第四紀の地球表面”、岩波書店、183-242 (1978).

- (90) 丸山茂徳、瀬野徹三：日本列島周辺のプレート相対運動と造山運動、科学、55、32-41 (1985).
- (91) 平 朝彦、斎藤靖二、橋本光男：日本列島形成の基本的プロセス、科学、51、508-515 (1981).
- (92) 奥田勝三、坂本義昭、武部慎一、萩原 茂、小川弘道：関東北部・東北地方の太平洋側に分布する新第三紀堆積岩の特性調査、JAERI-Review 99-023、100 (1999).
- (93) Sato, H. and Amano, K. : Relationship between tectonics, volcanism and basin development, late Cenozoic, Northern Honshu, Japan. *Sediment. Jour.* , 74, 323-343 (1991).
- (94) 磯崎行雄：日本列島の起源、進化、そして未来一大陸成長の基本パターンを解読する、科学、70、133-145 (2000).

This is a blank page.

国際単位系(SI)と換算表

表1 SI基本単位および補助単位

量	名称	記号
長さ	メートル	m
質量	キログラム	kg
時間	秒	s
電流	アンペア	A
熱力学温度	ケルビン	K
物質量	モル	mol
光度	カンデラ	cd
平面角	ラジアン	rad
立体角	ステラジアン	sr

表3 固有の名称をもつSI組立単位

量	名称	記号	他のSI単位による表現
周波数	ヘルツ	Hz	s^{-1}
力	ニュートン	N	$m \cdot kg/s^2$
圧力、応力	パスカル	Pa	N/m^2
エネルギー、仕事、熱量	ジュール	J	$N \cdot m$
工率、放射束	ワット	W	J/s
電気量、電荷	クーロン	C	$A \cdot s$
電位、電圧、起電力	ボルト	V	W/A
静電容量	ファラード	F	C/V
電気抵抗	オーム	Ω	V/A
コンダクタンス	ジーメンス	S	A/V
磁束密度	ウェーバー	Wb	$V \cdot s$
磁束密度	テスラ	T	Wb/m^2
インダクタンス	ヘンリー	H	Wb/A
セルシウス温度	セルシウス度	$^{\circ}C$	
光束度	ルーメン	lm	$cd \cdot sr$
照度	ルクス	lx	lm/m^2
放射能	ベクレル	Bq	s^{-1}
吸収線量	グレイ	Gy	J/kg
線量当量	シーベルト	Sv	J/kg

表2 SIと併用される単位

名称	記号
分、時、日	min, h, d
度、分、秒	$^{\circ}, ', "$
リットル	l, L
トン	t
電子ボルト	eV
原子質量単位	u

$$1 \text{ eV} = 1.60218 \times 10^{-19} \text{ J}$$

$$1 \text{ u} = 1.66054 \times 10^{-27} \text{ kg}$$

表4 SIと共に暫定的に維持される単位

名称	記号
オングストローム	\AA
バーン	b
バール	bar
ガル	Gal
キュリ	Ci
レントゲン	R
ラド	rad
レム	rem

$$1 \text{ \AA} = 0.1 \text{ nm} = 10^{-10} \text{ m}$$

$$1 \text{ b} = 100 \text{ fm}^2 = 10^{-28} \text{ m}^2$$

$$1 \text{ bar} = 0.1 \text{ MPa} = 10^5 \text{ Pa}$$

$$1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2 = 10^{-2} \text{ m/s}^2$$

$$1 \text{ Ci} = 3.7 \times 10^{10} \text{ Bq}$$

$$1 \text{ R} = 2.58 \times 10^{-4} \text{ C/kg}$$

$$1 \text{ rad} = 1 \text{ cGy} = 10^{-2} \text{ Gy}$$

$$1 \text{ rem} = 1 \text{ cSv} = 10^{-2} \text{ Sv}$$

表5 SI接頭語

倍数	接頭語	記号
10^{18}	エクサ	E
10^{15}	ペタ	P
10^{12}	テラ	T
10^9	ギガ	G
10^6	メガ	M
10^3	キロ	k
10^2	ヘクト	h
10^1	デカ	da
10^{-1}	デシ	d
10^{-2}	センチ	c
10^{-3}	ミリ	m
10^{-6}	マイクロ	μ
10^{-9}	ナノ	n
10^{-12}	ピコ	p
10^{-15}	フェムト	f
10^{-18}	アト	a

(注)

- 表1～5は「国際単位系」第5版、国際度量衡局1985年刊行による。ただし、1eVおよび1uの値はCODATAの1986年推奨値によった。
- 表4には海里、ノット、アール、ヘクタールも含まれているが日常の単位なのでここでは省略した。
- barは、JISでは液体の圧力を表わす場合に限り表2のカテゴリーに分類されている。
- EC閣僚理事会指令ではbar、barnおよび「血圧の単位」mmHgを表2のカテゴリーに入れている。

換算表

力	$N(=10^3 \text{ dyn})$	kgf	lbf
	1	0.101972	0.224809
	9.80665	1	2.20462
	4.44822	0.453592	1

$$\text{粘度 } 1 \text{ Pa}\cdot\text{s}(N\cdot\text{s}/\text{m}^2) = 10 \text{ P(ポアズ)}(\text{g}/(\text{cm}\cdot\text{s}))$$

$$\text{動粘度 } 1 \text{ m}^2/\text{s} = 10^4 \text{ St(ストークス)}(\text{cm}^2/\text{s})$$

圧力	MPa($=10 \text{ bar}$)	kgf/cm ²	atm	mmHg(Torr)	lbf/in ² (psi)
力	1	10.1972	9.86923	7.50062×10^3	145.038
	0.0980665	1	0.967841	735.559	14.2233
	0.101325	1.03323	1	760	14.6959
	1.33322×10^{-4}	1.35951×10^{-3}	1.31579×10^{-3}	1	1.93368×10^{-2}
	6.89476×10^{-3}	7.03070×10^{-2}	6.80460×10^{-2}	51.7149	1

エネルギー・仕事・熱量	J($=10^7 \text{ erg}$)	kgf·m	kW·h	cal(計量法)	Btu	ft · lbf	eV	1 cal = 4.18605 J(計量法)
	1	0.101972	2.77778×10^{-7}	0.238889	9.47813×10^{-4}	0.737562	6.24150×10^{18}	$= 4.184 \text{ J (熱化学)}$
	9.80665	1	2.72407×10^{-6}	2.34270	9.29487×10^{-3}	7.23301	6.12082×10^{19}	$= 4.1855 \text{ J (15 }^{\circ}\text{C)}$
	3.6×10^6	3.67098×10^5	1	8.59999×10^5	3412.13	2.65522×10^6	2.24694×10^{25}	$= 4.1868 \text{ J (国際蒸気表)}$
	4.18605	0.426858	1.16279×10^{-6}	1	3.96759×10^{-3}	3.08747	2.61272×10^{19}	仕事率 1 PS(仏馬力)
	1055.06	107.586	2.93072×10^{-4}	252.042	1	778.172	6.58515×10^{21}	$= 75 \text{ kgf} \cdot \text{m/s}$
	1.35582	0.138255	3.76616×10^{-7}	0.323890	1.28506×10^{-3}	1	8.46233×10^{18}	$= 735.499 \text{ W}$
	1.60218×10^{-19}	1.63377×10^{-20}	4.45050×10^{-26}	3.82743×10^{-20}	1.51857×10^{-22}	1.18171×10^{-19}	1	

放射能	Bq	Ci
	1	2.70270×10^{-11}
	3.7×10^{10}	1

吸収線量	Gy	rad
	1	100
	0.01	1

照射線量	C/kg	R
	1	3876
	2.58×10^{-4}	1

線量当量	Sv	rem
	1	100
	0.01	1

(86年12月26日現在)

R-I・研究所等廃棄物処分システムのための地質特性調査

