

JAERI-Review

99-023



JP9950617



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

1999年10月

奥田勝三*・武部慎一・坂本義昭・萩原 茂・小川弘道

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。
入手の問い合わせは、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、お申し越し下さい。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）で複写による実費領布を行っております。

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, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken 319-1195, Japan.

© Japan Atomic Energy Research Institute, 1999

編集兼発行 日本原子力研究所

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

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

奥田 勝三*・武部 慎一・坂本 義昭・萩原 茂・小川 弘道

(1999年8月18日受理)

低レベル放射性廃棄物の埋設処分にかかわる概念構築の一環として、関東北部から東北地方にわたる主に太平洋側（青森県下北半島東部～茨城県東海・那珂湊地域）に分布する新第三紀堆積岩を対象に、地質特性の調査・整理を既存文献によって行った。

対象とした堆積区は、A. 下北半島東部、B. 三戸-八戸、C. 仙台、D. 常磐炭田、E. 東海・那珂湊である。

これら堆積区に分布する地層は、奥羽脊梁山脈から東方ほど非グリーンタフ相として、地層の褶曲や変形が少なく安定した構造を示し、さらに、火成活動に伴う影響が少ない特徴を有している。

各堆積区の地質構造タイプと堆積相の関係は、次のようにまとめられる。

- A. 下北半島 : 緩傾斜ドーム型、二層構成相
- B. 三戸-八戸 : 急傾斜ドーム型、多層構成相
- C. 仙台 : 逆断層隆起型、多層構成相、一部は一層構成相
- D. 常磐炭田北部 : 逆断層隆起型、下位は多層構成相・上位は二層ないし一層構成相
中部 : 基盤断裂型、二層構成相
南部 : 盆状型、二層構成相
- E. 東海・那珂湊 : 基盤沈降型、一層構成相

このうち、基盤沈降型と緩傾斜ドーム型の堆積区には、安定した泥質岩の厚層が形成されている。これら地層は、埋設処分層としての適性を検討する意義を有するものと考えられる。

地下水は、埋設処分上重要な役割を有しており、各区での流動の特徴を想定した。

今後、地盤の物性値(透水係数・軸圧縮強さ等)を求めるとともに、同様な調査を、日本列島全域および先新第三紀層も対象として行う必要があると考えられる。

Survey of the Characteristics on the Neogene Sedimentary Rocks
in Northern Kanto and Northeast Japan along the Pacific Coast

Katsuzo OKUDA*, Shinichi TAKEBE, Yoshiaki SAKAMOTO,
Shigeru HAGIWARA and Hiromichi OGAWA

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 August 18, 1999)

Survey of the characteristics on geological environment concerning the Neogene sedimentary rocks along the Pacific-coast has been done to construct conception disposal system of low level radioactive waste. Sedimentary provinces for research are A. East side of Shimokita Peninsula, B. Sannohe-Hatinohe, C. Sendai, D. Joban coal field, E. Tokai-Nakaminato.

These sedimentary rocks are distributed as non-Green tuff facies in eastern area of the Ou Sekiryō Mountains. The features of these rocks are few folding and deformation of strata, and few effect by volcanic activities.

The relation between type of geological structure and sedimentary facies in each sedimentary province is made a generalization as follows.

- A. Shimokita Peni. :Dome type(low dip), Double beds facies
- B. Sannohe-Hatinohe :Dome type(steep dip), Multiple beds facies
- C. Sendai :Reverse fault-upheaval type, Multiple beds facies
- D. Joban coal(North part) :Reverse fault-upheaval type, lower part is Multiple beds facies, upper part is single or double beds facies.
(Middle part):Fracture of basement type, double beds facies
(south part) :Tectonic basin type, double beds facies
- E. Tokai-Nakaminato :Subsidence of basement type, single bed facies

The muddy stone deposits stably and thickly in the province of the subsidence of basement type and the dome type(low dip). It should be significant to examine the fitness of these beds for disposal system.

The groundwater flow plays an important role for disposal system. The feature of flow is assumed in each province.

It should be necessary to obtain the characteristic value of ground(permeability coefficient, unconfined compressive strength etc), and to survey all around Japanese Islands and pre-Tertiary basements.

Keywords: Low-level Radioactive Waste, Geological Environment, Neogene Sedimentary Rock, Sedimentary Province, Basement, Facies, Upheaval, Non-green Tuff

* Chuo Kaihatsu Co., Ltd.

目 次

1. はじめに	1
2. 放射性廃棄物の基本的な処分概念	2
3. 文献調査の方法	2
3.1 対象とする地層の選択	2
3.2 文献調査の進め方	3
4. 広域的な地質環境	4
4.1 第四紀から現在に見られる地殻変動	4
4.2 一般的な地質環境	13
5. 太平洋側における新第三紀堆積岩の基本的特徴	18
5.1 新第三紀堆積岩の分布概要	18
5.2 新第三紀堆積岩と太平洋側の堆積区	19
5.3 "グリーンタフ"と太平洋側堆積岩の成因的特徴	21
5.4 堆積岩の分布構造	25
5.5 層序と層相	33
6. 水文地質環境	34
6.1 地質構造と地下水の貯留層	34
6.2 透水係数	38
6.3 地下水の水質と地質環境	39
7. 放射性廃棄物の埋設処分概念と太平洋側堆積岩の地質環境	42
7.1 基本的考え方	42
7.2 放射性廃棄物の埋設処分の立場と堆積岩の地質環境	46
7.3 新第三紀堆積岩の岩種と一軸圧縮強さ	51
8. まとめと今後の課題	54
8.1 まとめ	54
8.2 今後の課題	55
謝 辞	56
参考文献	57
付 録	59

Contents

1. Introduction	1
2. Fundamental Disposal Concept of Radioactive Waste	2
3. Method of Literature Survey	2
3.1 Subject of Beds	2
3.2 Technique of Literature Survey	3
4. Geological Environment of Wide Area	4
4.1 Crustal Movements during the Quaternary	4
4.2 General Geological Environment	13
5. Fundamental Features of Neogene Sedimentary Rock in the Pacific Coast	18
5.1 Summary of Distribution of Neogene Sedimentary Rock	18
5.2 Neogene Sedimentary Rocks and Sedimentary Provinces in the Pacific Coast	19
5.3 "Green Tuff" and Original Feature on Sedimentary Rocks in the Pacific Coast	21
5.4 Distribution Structure of Sedimentary Rocks	25
5.5 Stratigraphy and Facies	33
6. Hydrogeological Environment	34
6.1 Geological Structure and Groundwater Basin	34
6.2 Permeability Coefficient	38
6.3 Water Quality of Groundwater and Geological Environment	39
7. Disposal Concept of Radioactive Waste and Geological Environment	42
7.1 Fundamental Concept	42
7.2 Geological Environment of Sedimentary Rocks	46
7.3 Category of the Neogene Sedimentary Rock and Unconfined Compression Strength	51
8. Conclusion and Future Theme	54
8.1 Conclusion	54
8.2 Future Theme	55
Acknowledgement	56
References	57
Appendix	59

1. はじめに

放射性廃棄物の処分施設概念の構築にあたって、一般的に、安全評価シナリオの中で地質環境の長期安定性ととともに、地質構造や地下水挙動などの地質環境特性は重要な基礎となるものである。

低レベル放射性廃棄物の埋設処分においては、含まれる放射性核種は多様であり、また、幅広い濃度を有する。したがって、浅地中から地下深部までを含めた処分概念の構築が求められている。このため、わが国に分布する地層・岩体を幅広く調査する必要があり、文献調査をおこなった。

今回の調査は、関東北部から東北地方にかけて、主に太平洋側（青森県下北半島東部～茨城県東海・那珂湊地域）に分布する新第三紀堆積岩を対象とした。調査の目的は、これら地層の分布・層序・層相・岩種・地質構造を把握し、地層中に分布する地下水の特性をできる限り求めることである。

これらの地層は、非グリーンタフ地域の堆積岩で、砂岩・泥岩を主体とし、火砕岩（凝灰岩類）が挟在するものである。

地下水の水文地質環境は、阿武隈山地東方の堆積区を例に、水質組成の変化や比抵抗値から、互層堆積岩の流動特性について示した。また、透水係数は、これまでに取られた、上記3岩種の原位置データの値と範囲を示した。物性値は、3岩種の一軸圧縮強さについて、その室内試験の値と範囲を示した。

次に、第四紀層は、簡易埋設処分や浅地中埋設処分の対象となる地層として、また、長期的な地質環境の変化や海水準の変動幅、地震・火山・活断層の地域性、活動度を考える上で重要である。これらについては、代表的な地層（堆積物）を示し、現在知られている広域的な変動特性についての概略を示した。

今回の調査結果を、今後、「広域スケールでの地質系統の対比」、「水文地質単元の決定」、「概念モデルの枠組みの構築」を行うために、有効なものとした。

2. 放射性廃棄物の基本的な処分概念

放射性廃棄物の基本的な処分概念の考え方は、以下に示すようなものである。

放射性廃棄物の処分にあたっては、廃棄物に含まれる放射性核種が生活環境に対して及ぼす影響を未然に防止しなければならない。このため、処分方法に適した安定な形態に処理した後、その放射性核種が時間の経過に従って減少して安全上問題のなくなるまでの間、生活環境から隔離することが処分の基本となる。この処分の安全性は、廃棄物に含まれる放射性核種が放出する放射線の種類（ α 線、 β 線、 γ 線など）、放射性核種の半減期の長短、放射性核種が地中に移行する速さを左右する因子である土壌や岩石への核種の吸着性の大小などに左右される。したがって、廃棄物の生活環境からの隔離方法及び期間は、廃棄物の性状、特にそれに含まれる放射性核種の種類及び濃度を考慮して設定する必要がある¹⁾。

以上の考え方を前提に、RI・研究所等廃棄物などの処分概念を考える場合の問題として、放射性核種の多様さとともに、含まれる放射性核種の濃度が幅広いため、現行の政令濃度上限値を超えるものがあり、放射性核種の濃度に対応した処分概念が求められている。

低レベル放射性核種の処分形態としては、現在実施中の青森県六ヶ所低レベル放射性廃棄物埋設センターのような地下数十m程度の浅地中処分があるが、さまざまな放射能濃度を有する廃棄物を生活環境から有効に隔離し、天然バリアとしての機能を確保する必要から、諸外国で考えられている概念も含め様々な処分概念が考えられる。

この概念の構築ため、どのような地質環境の場合（岩種、岩相、地質構造、亀裂特性、断層等や地下水の水理・水文特性等）に施設を設置するのか、さらに現実的に現在の施工技术で可能なのか、その場合どのような問題が存在するのか等を明らかにする必要がある。

3. 文献調査の方法

3.1 対象とする地層の選択

放射性廃棄物の埋設処分の代表的な地層・岩体として、高レベル放射性廃棄物の地層処分では長期安定性や地質構造や地下水特性などの地質環境特性から、広域的に分布する基盤岩類（花崗岩類、変成岩類などの結晶質岩と非晶質の堆積岩）を対象に多くの研究成果が得られている。

第三紀層のうち、古第三紀の堆積岩は分布が限られ、四万十帯（南帯）や日本の主要な炭田地帯（九州・東北区太平洋側）に分布する。この時代の堆積岩は生物相だけでなく、固結度からも新第三紀の堆積岩と区別され、先新第三紀基盤岩類として一括されることが多い。

一方、低レベル放射性廃棄物では、放射能濃度が現行の政令濃度上限値を超えるものが限られることから、地下数百m程度を対象とした処分概念が考えられている。

新第三紀堆積岩は、東北日本・西南日本に分布しており、その大半は東北日本側のものである。このうち日本海側には、グリーンタフ変動によって形成された火砕岩類、火山岩脈、溶岩などが広域的に分布する。また、太平洋側はグリーンタフ変動の影響が少なかった地域で、褶曲が少なく、地質構造が比較的単純な堆積盆地が存在し、非グリーンタフ地域といわれている。

太平洋側の各堆積地域の多くは、一般に低平な丘陵状の地形を呈し、動水勾配が小さい等の特徴を有することから、今回、太平洋側の新第三紀堆積岩を選択し、地質環境を整理したものである。

3.2 文献調査の進め方

新第三紀堆積岩は、地質時代における海進・海退あるいは隆起・沈降による堆積サイクルを示し、層序・層相から広域的な地層の対比が可能である。そこで、太平洋側に分布する代表的な堆積地域を抽出し、その層序・層相・地質構造を比較した。

このため、おおまかに「層相概念」を適用し、層序学的情報から、堆積環境を把握することが可能と考えた。

また、一つの堆積区の層相概念は、他の堆積区の層相を類推するのに有効である。

「層相概念」について、勘米良・水谷・鎮西（1979）は「岩相（lithofacies）または堆積相（sedimentary facies）とは、物理的・化学的・生物学的諸条件が複雑にからみ合っ
て現れる特定の堆積環境下で形成された単位岩体の形状・組織・堆積構造・組成・生物相
・その他の性質が同一岩体の他の部分、または他の岩体のそれらと識別されるとき、その
総合的な性状をさして用いられる言葉である」としている。

以下、堆積岩の文献調査のフローを示す（図3.2-1）。

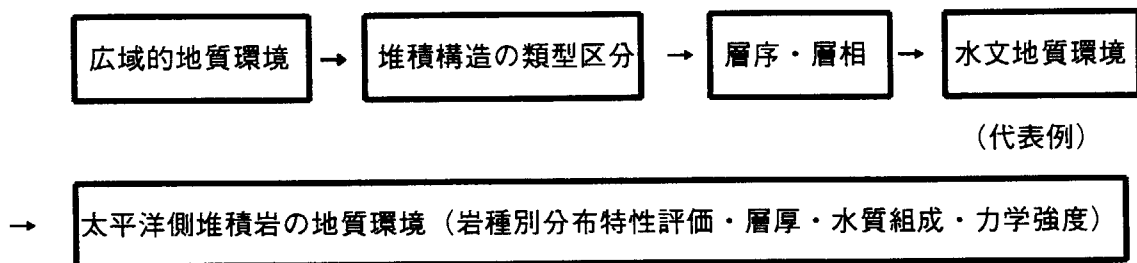


図3.2-1 文献調査のフロー

4. 広域的な地質環境

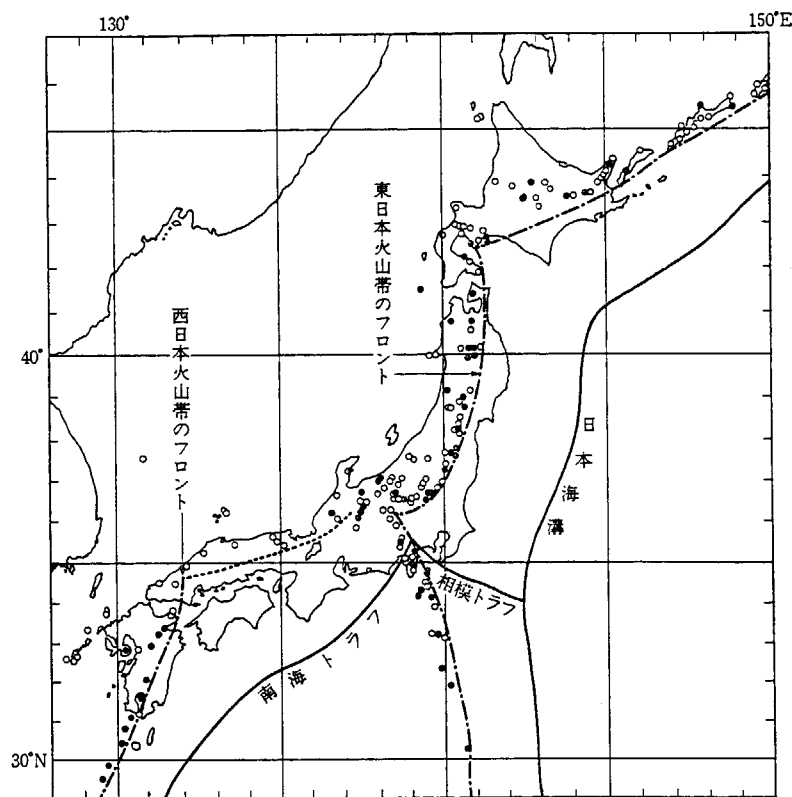
4.1 第四紀から現在にみられる地殻変動

日本列島一帯は、大きく見ると、島弧-海溝系の大地形で特徴づけられている。ここでは、火山や地震のように、広範囲で現在も行われている活発な活動と、第四紀以降続いている隆起・沈降運動や気候変化による海水準変動のように、緩やかな活動が見られる。この章では、これら2つの活動の特徴をまとめる。

4.1.1 火山・地震からみた地質環境

わが国の地質環境は大きくみれば、環太平洋地震帯に属する地殻変動の活発ないわゆる”変動帯”である。第四紀の火山列もほぼ平行するように配列している。火山にはすでに活動を終えたものもあるが、今なお活動しているものが多い。火山列は主に海溝軸に沿った分布を示す。海溝側に向かって火山の分布がなくなる境界線を、火山フロント(図4.1-1)と呼ぶ。火山列は”東日本火山帯”、”西日本火山帯”として、千島海溝、日本海溝、伊豆・小笠原海溝、南海トラフ、琉球海溝に対応した配列をなしている。地震・火山活動は長期的な期間におよび、規則性・周期性を有しているとみなすことができる。

このような地質環境は、世界的にみても特徴あるものである。



●活火山, ○その他の第四紀火山

2つの火山帯の東のへり(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なされている。

図4.1-1 日本の火山の分布。火山フロントおよびプレートの境界²⁾

火山フロントと地震及び島弧の大地形には、重要な関係が認められている。深さ100~250kmの地震の震央の地理的な分布が火山帯と一致することは、Honda(1934)、Wadati(1935)以

来指摘されている。震源を40km以深あるいはマントルにあるものだけに限ってみると、火山帯の直下にはその数がたいへん少なくなる²⁾。すなわち、地震（深さ40~60km）も火山もほとんどない細長い地帯が、火山フロントの前面（海溝側）にそれに平行に伸びているのである。その前面（海溝側）を吉井（1975）は、アサイスミック・フロント（aseismic front, 無地震前線）と定義した（図4.1-2、4.1-3）²⁾。

一方、勝又（1960）、Utsu(1966)、宇津・岡田(1966)に始まる異常地震の研究は、島弧の地下構造について画期的な貢献をもたらした。²⁾

その要点は、次の3点に要約される。

- (1) 海洋プレートは、深発地震面に沿って島弧の下へもぐり込んでいる。
- (2) アセノスフェアは海洋プレートの下にひろがるばかりでなく、もぐり込んだ海洋プレートの上と縁海（大陸）の下とに挟まれたプリズム型の部分にもある。このアセノスフェアは大陸の下よりずっとつづいていて、そのへりはほぼ火山フロントの直下にまで達する。
- (3) 火山フロントの地理的位置は大陸アセノスフェアの大洋がわのへり、つまり大陸アセノスフェアのフロントの位置とおよそ一致する。そこでは、アセノスフェアの海溝側の面はほとんど鉛直な面となって、“かたい”外弧のリソスフェアに接する²⁾。

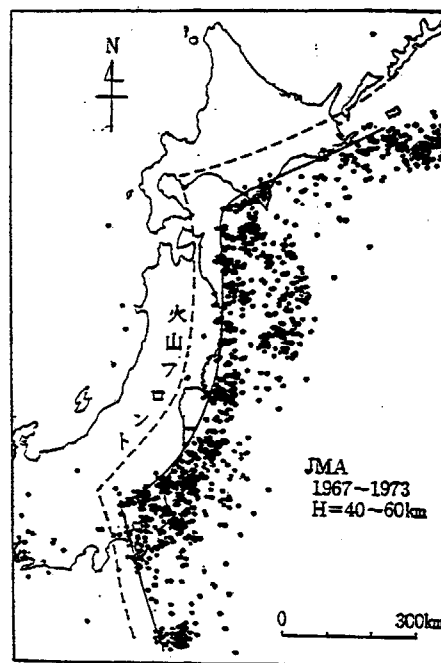


図4.1-2 アサイスミックフロント（実線）の分布
深さ40~60kmの震源は、アサイスミック・フロントの海溝側に多発している（吉井，1975）²⁾。

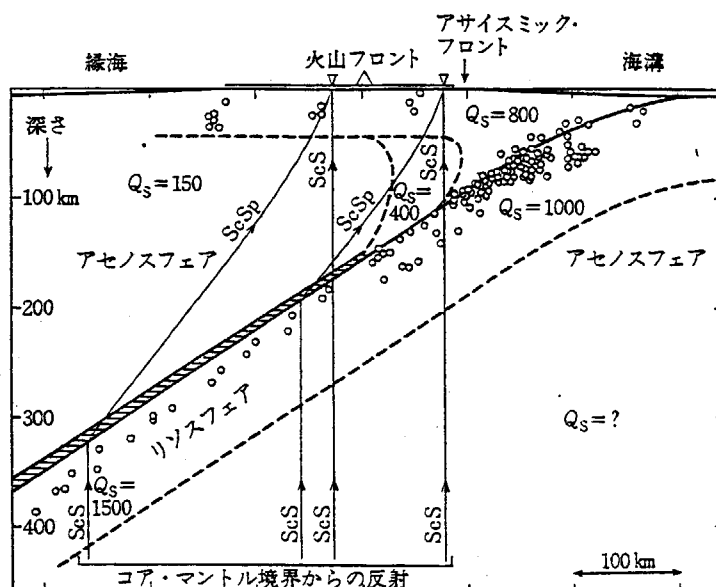


図4.1-3

弧状列島の地震学的横断図 ○：震源、▽：地震観測点、 Q_s ：S波によるQの値。横線は推定される液体の薄い層。ScS、ScSpはいずれも地震波の種類を示す（岡田弘，1977の原図による）²⁾。

地形について、貝塚(1972)は、火山フロントの両側で大地形が異なることを指摘した。具体的に東北日本を例にとる。ここでは、火山フロントの西側には、北から噴火湾に始まり津軽・大館・横手・新庄・山形・米沢・会津・佐渡国中・高田・長野・佐久・松本・諏訪・甲府・伊那などの平野や盆地があって、これらはいずれも東西に山をひかえている比較的幅の狭い凹地を示し、奥羽・出羽・越後・三国・飛騨・木曾・赤石などの山脈が細長い高まりをつくっている。一方、フロントのすぐ東側には北上・福島などの盆地はあるものの、東側全体としては、関東平野のような広い構造盆地や、北上・阿武隈のような幅広い高地などからなる。このような地形のちがいは、第四紀における曲隆曲降(Warping)の波長のちがいと、曲隆の速度のちがいとに由来すると考えられる²⁾。

Miyamura・Mizoue(1964)は、東北日本の日本海側と太平洋側とでは、波長200kmの変位速度はそれぞれ3mm/年と0.3mm/年という1桁もの大きなちがいがある、と指摘している²⁾。波長50kmでは、それぞれ0.6mm/年と0.1mm/年である。3mm/年もの高い値を示すのは、ほかに中部日本しかない。このことは、火山フロントの後ろがわが共通に変位速度が大きいということであり、地殻変動に関しても火山フロントを考えることが重要なことを示している²⁾。

前弧は東北日本の北上・阿武隈両地塊がこれにあたる。前弧には火山活動がないのがふつうであり、それ故に火山フロントという概念が存在しうる。ただし、前弧にもフロント背後のように定常的ではないが、稀に火山活動がおこることがあるようであり、これについては、まだ適切な説明がついていない。地殻内地震活動も前弧では低調である(Yamashina et al., 1978)。前弧は、変動の積算結果である地質構造からみても、最近の1000万年間ほどの変動も比較的単純で、長波長の緩やかな隆起が一般的である²⁾。以下に島弧の典型的な断面図をしめす。

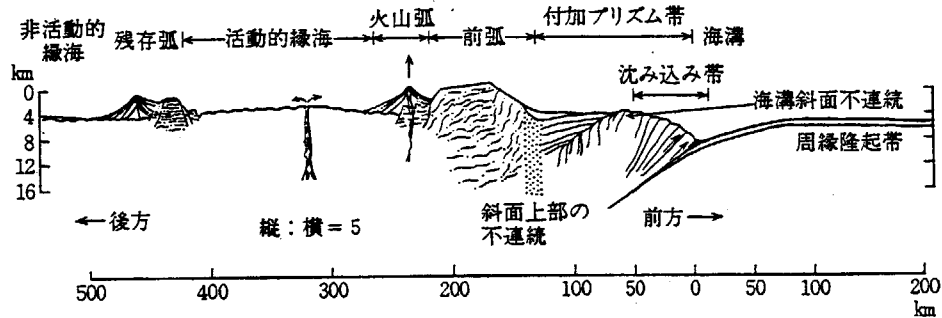


図4.1-4 "典型的な" 島弧系の断面 (Karig・Sharman, 1975による)²⁾

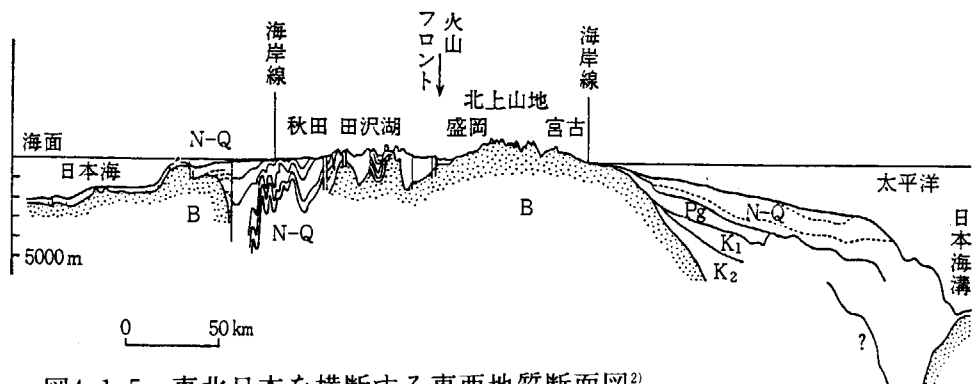


図4.1-5 東北日本を横断する東西地質断面図²⁾

縦横比は10:1、N-Q:新第三系～第四系堆積層、Pg:古第三系、K1:白亜系上部、K2:白亜系下部、B:基盤岩類(先白亜系および花崗岩類)

4.1.2 地殻変動・海水準変動からみた地質環境

(1) 地殻変動

笠原(1978)は、「広域変動」について、水準測量の成果にもとづく、最近70年間の上下変動率(年間累積率)を、図4.1-6のようにまとめている²⁾。その特徴は、次のとおりである。

平均海水面に対する沿岸部の上下変動は大勢として、日本海沿岸はおおむね安定しているのに対し、太平洋側は動きが激しい。同図にみられる通り、西南日本沿岸は隆起、東北から北海道にかけては沈降の傾向にある。特に顕著なのは北海道東部で、平均-8mm/年程度という顕著な沈下をつづけてきたことがわかる。内陸には-4~-2mm/年程度の沈下も点在しているが、多くは平野・盆地の位置に合致する。おそらくいままで、それらの構造をつくってきた動きが、いまなお継続しているのであろう。

隆起が集中しているのは、中部地方から信越までの北東に走る地帯で、いわゆる中央隆起帯も含まれている。特に、赤石山脈では+4mm/年の高率を示している²⁾。

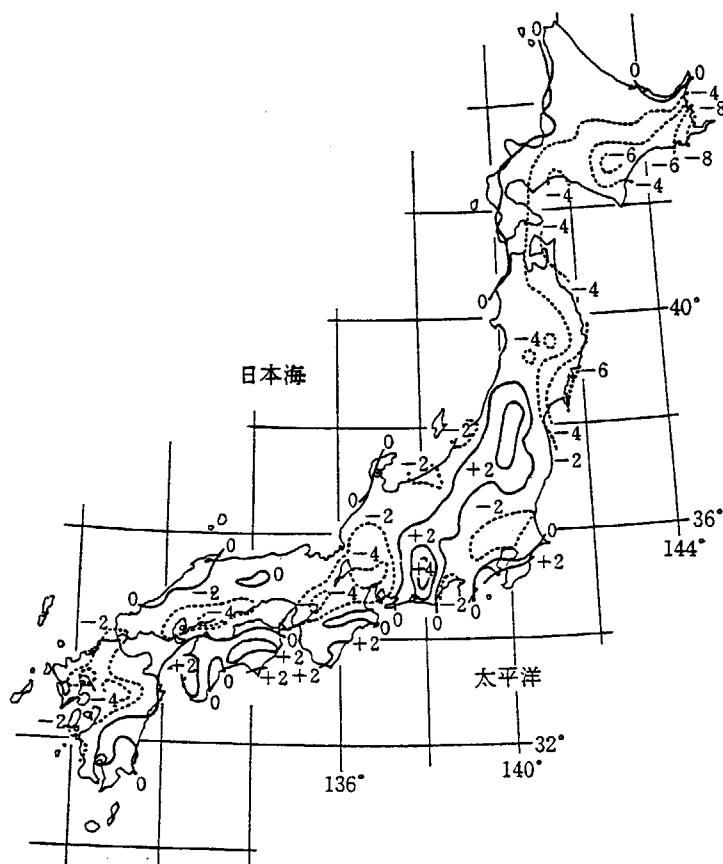


図4.1-6 水準測量から求めた最近70年間の総括的上下変動(年間累積率: mm/年)、檀原毅(1974)²⁾

西南日本太平洋岸の地震隆起帯を除けば、海岸沿いはほとんど隆起していない。

(2) 海水準変動

第四紀（現在から170万年前）には海進・海退が生じ、ほぼ10万年周期で（図4.1.8-9）起こっていることが明らかになってきた。

現在の関東地方の台地平面下に分布する下末吉層（古東京湾に形成された）は、今から10万年前の堆積物と考えられている。

貝塚(1964)によれば、最終氷期であるウルム氷期に、氷河が最も拡大していたのは、約20,000年前で、それから氷河性海面変動が縮小しはじめ、約6,000年前には現在の氷河の分布と同じくらいまでに縮小した。この氷河の変化に対応するように海面が変化してきたことがわかっている（図4.1-7）³⁾。この約20,000年前の海進開始以降、徐々に海面は上昇が始まり、これは、世界的には後氷期海進とよばれ、日本では有楽町海進とか縄文海進と呼ばれている³⁾。

現在、一般に沖積層と呼ばれているものは、約2万年前に始まる大海進（わが国では有楽町海進とも呼ばれている）以後の堆積物全体をさし、約1万年以降とされる沖積世の堆積物に限定していない⁴⁾。いわゆる”縄文の海”として知られている海進の極相期には、海面が現在より5m前後は上昇したであろうといわれ、東京湾は関東平野の奥深くまで広がっていたことが貝塚の分布などから明らかにされている⁴⁾。

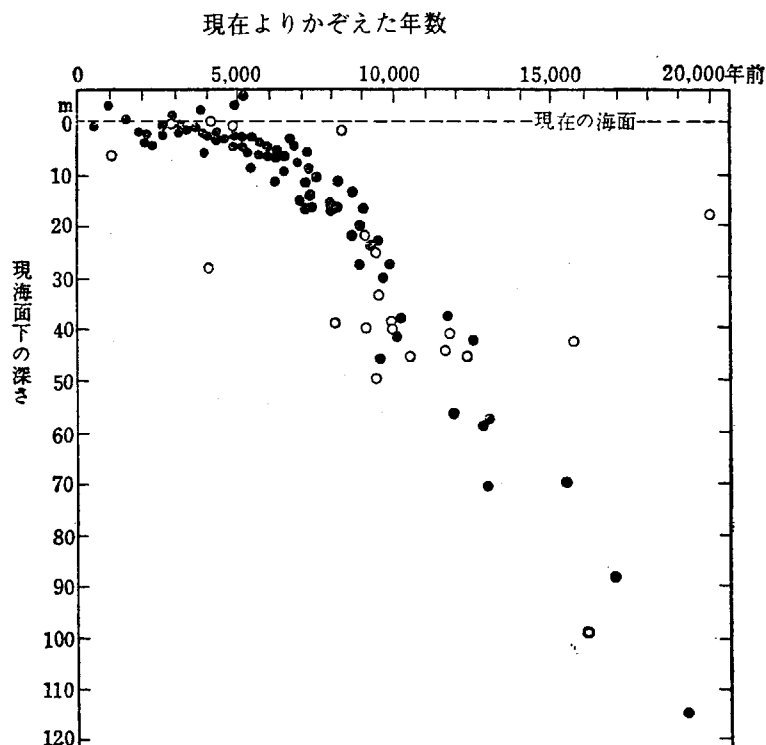


図4.1-7 放射性炭素による年代測定値が示す後氷期の海面上昇³⁾

黒丸は世界各地の安定大陸で、海面付近に棲んでいた生物の遺体から求めたもの（Shepard、1961による）。白丸は日本の沿岸各地の沖積層中の生物遺体から求められているもの。これは海面付近に棲んだものだけではない³⁾。

図4.1-8は、これまでに深海底コアから得られた数多くの $\delta^{18}O$ 曲線の中で代表性のあるものを合成して1本の線として示したものである²⁾。

曲線の山と谷とは対称的ではなく、鋸歯状であって、間氷期から氷期には比較的穏やかに、氷期から間氷期には急に移行することがわかる。したがって、間氷期から氷期にいたる1組が考えられ、それは9~10万年の周期でくり返されたことになる²⁾。

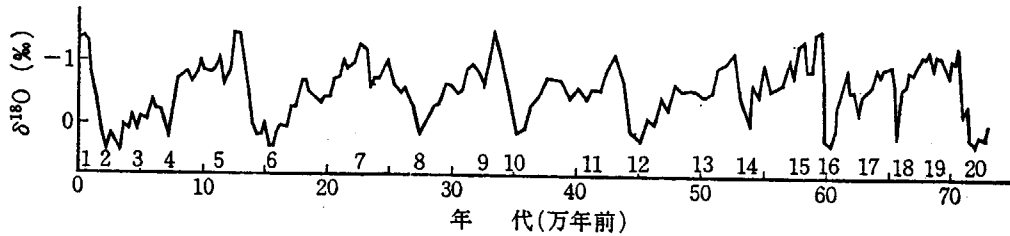


図4.1-8 過去70万年間の¹⁸Oの変化曲線 (改題)

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て示したもの²⁾

(Emiliani, 1978: *Earth Planet. Sci. Letters*, 37, 349-352による)

年代目盛りの上の1~20: エミリアニが区分した氷期・間氷期のステージ番号、偶数が氷期を示す。これらは曲線の極小のあたりにある。

氷河性海面変化(glacial eustasy)が、最終氷期から後氷期において認められるとすれば、それよりも古い氷期や間氷期においても存在したにちがいない³⁾、として、図4.1.2-4の第四紀の海面変化曲線が示されている。

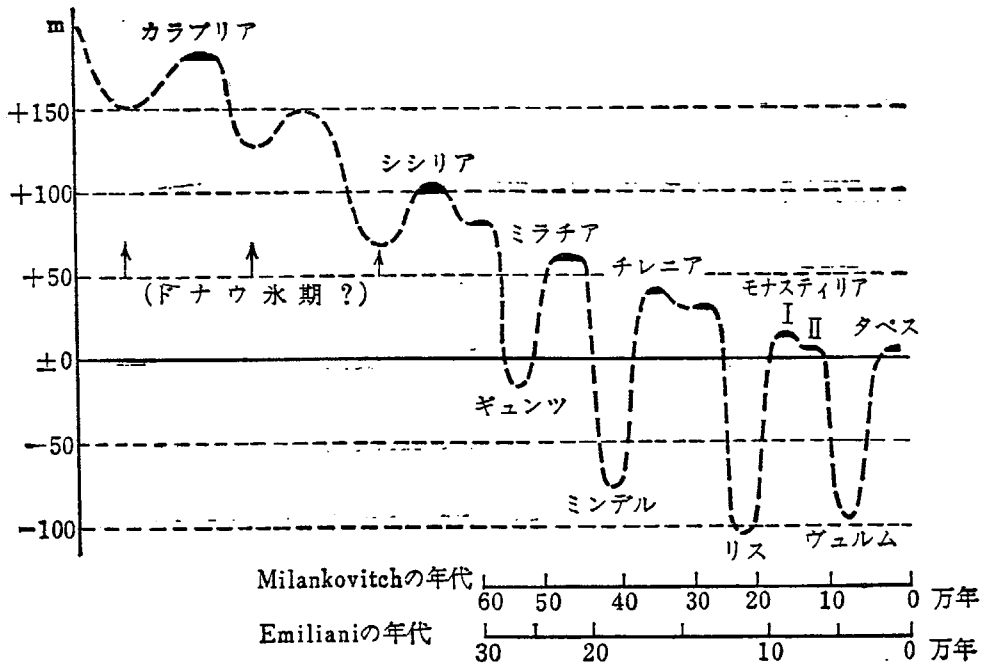


図4.1-9 第四紀の海面変化曲線

Woldstadtの曲線にMilankovitch(1930)とEmiliani(1955)の年数を併記³⁾

横軸に記したエミリアニの年代の目盛りは、数万年前までは¹⁴Cにもとづくものであるが、それより前は、深海底の堆積物の堆積速度が一定であるとの仮定による値である。

ウルム氷期（北米のヴィスコンシン氷期）の絶対年代については、現在多くの研究者がほぼ一致した見解をもっている。それより古いリス、ミンデル、ギュンツなどの氷期の年代については、このエミリアニの考えとちがって、もっと古いと考える見解が昔からある。アルプス氷河を研究したペンク（A. Penck）、ミランコヴィッチ（M. Milankovitch）の考えがそれである³⁾。

(3) 温暖化

地球温暖化というのは、地表の平均気温が、人間の活動によって年々上昇することを意味していると考えられている。地球の平均気温の変化は、大気中の二酸化炭素の濃度と密接な関係があると考えられ現在多くの研究がなされている。ここでは文献⁴⁾により、田中（1989）の「化石燃料消費と二酸化炭素濃度の相関」、J・レゲット（1991）の「過去1,000年と2,100年までの平均気温の予測」、Houghton et al.（1990）の「1万年前までの平均気温」を示す。

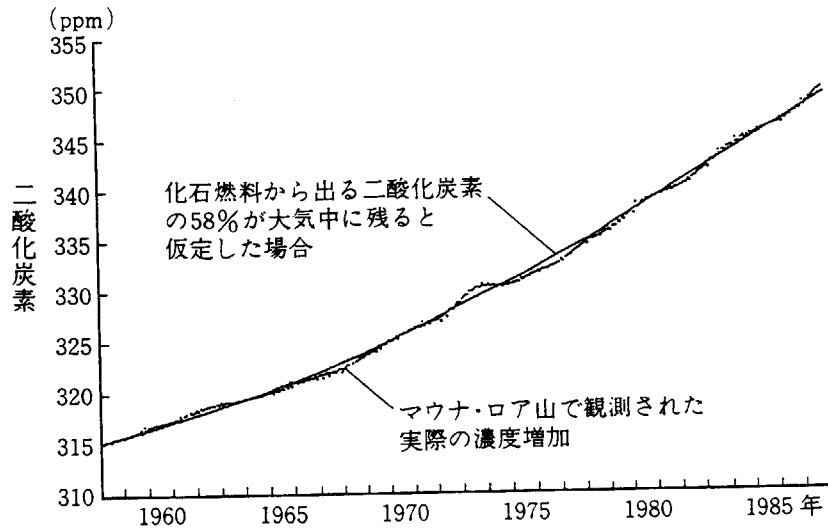


図4.1-10 化石燃料消費と二酸化炭素濃度の相関⁴⁾

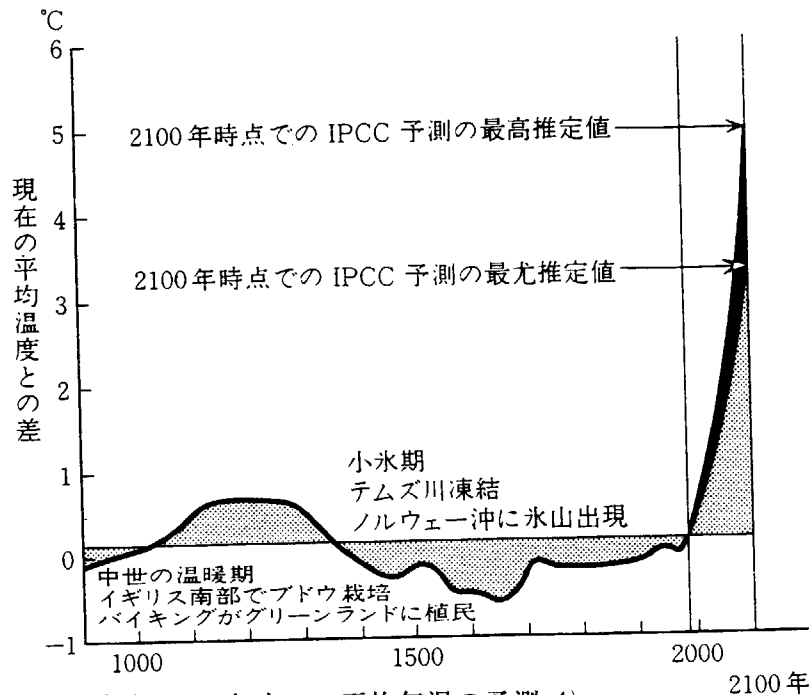


図4.1-11 過去1,000年と2,100年までの平均気温の予測⁴⁾

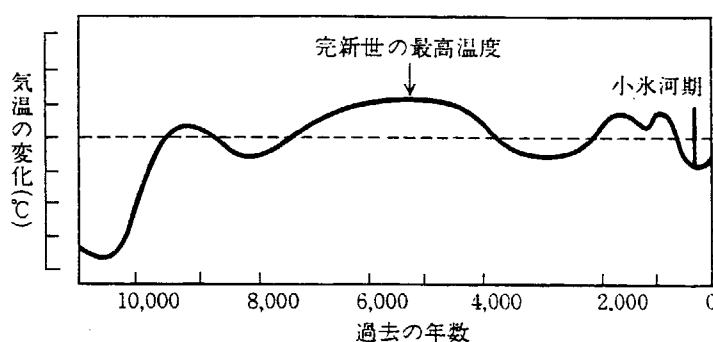


図4.1-12 1万年前までの平均気温⁴⁾ Houghton et al. (1990) p. 202

図4.1-12から読み取れるように、いまから6,000年前に、地球の平均気温が現在より1°Cないし2°C高い温暖期が数千年もつづいている。この時期はヒプシサーマル期とよばれ、最適な気温の時代という意味を持つ⁴⁾。

地球温暖化の問題として、「気候変動に関する政府間パネル (IPCC)」(1990, 1991)のとりまとめの結果、温室効果ガスの濃度の将来予測にかかわる不確実さ、および大循環モデルの不完全さからくる不確実さがふくまれる⁵⁾、として、次のような結果が示された。

①現状のままエネルギー使用を増加させると、全球平均表面気温は10年に0.3°K (0.2~0.5°K)上昇し、海水面は、10年に6cm (3~10cm)上昇する。二酸化炭素濃度が2倍になると、全球平均表面気温は1.5~4.5°C上昇する。

②地表面気温の上昇は、低緯度地帯で小さく、高緯度地帯で大きい。

③これまでの100年間に、地表面平均気温は0.3~0.6°C上昇した。この大きさは大循環モデルの計算結果とほぼ一致するが、自然の変動幅とも一致する。したがって、この100年間の上昇は多くの部分が自然のバラツキかもしれない。逆に自然のバラツキが大きな人為起源の温室効果ガスに温暖化を覆い隠しているのかもしれない⁵⁾。

平均気温が現在よりも2~3°K高い環境は、日本では縄文前期にあたり、平均気温が2~3°K高いこと、あるいは逆に低いことそのものが地球的規模の環境悪化をもたらすときめつけることは難しい。しかし、今後100年間に起こると危惧されている10年に0.3Kの温度上昇は、最終的な上昇量だけでなく、上昇速度をも加味して検討すると、温度変化としては例のないくらい速く大規模なものとなる。したがって、自然生態系が気候の変化の速さに順応できず、過渡的に大きな打撃を受ける可能性については、十分に検討を加える必要がある⁵⁾。

このような温暖化による影響は、海面上昇による影響以外にも、水文学的には、降水量の変動パターンの変化や地下水位の上昇、山地では土砂災害、表面浸食など多くの問題がある。

以上に示したように、広域的な変動には、地震・火山など発生が急激的で地域性を有するものと、地殻変動のように100年に20~40cmのオーダーの隆起・沈降を示す緩慢で地域性のあるものがある。

地球規模の変動としては海水準変動の周期性が認められ、氷縞粘土、¹⁴C、深海底コアの酸素同位体の研究、微化石の編年による研究などが進められている。また、今後は温暖化などによる人為的な地球規模の変動が加味された広域的な変動が考えられる。

(4) 酸性雨

酸性雨の地球環境への影響については未解決の問題も多いが国際的に多くの知見と研究成果があり、水文循環からみた地質環境への影響は、地下水の涵養、水質組成の変化等を考える上で重要である。

〈酸性雨〉といっても〈雨〉だけを指すものではなく〈雨〉を酸性化する大気汚染すべてをさす、否むしろ大気汚染そのものである、大気の酸性化であるという考え方が広がりつつある⁵⁾。また、酸性雨問題という場合には、当然、雪も雹も含まれる。特に降雪地帯では、雪解け時期の〈アシッドショック〉がこの問題の深刻な側面となっている。では、〈酸性雨〉＝〈酸性降水〉と考えれば良いのかというと、それだけでも不十分である。降水が生成する過程の、雲の中、雲の下に浮遊している微少なエアロゾルが関与するが、降水現象の起きないときにもこれらは降り続ける。これらは〈乾性沈着〉（または乾性降水）とよばれる。乾性沈着には、硫酸イオンや硝酸イオンなどの陰イオンも含まれており、環境に対する影響は降水と変わらない。降水量の少ない地域などではむしろこちらの方が大きい問題となる⁵⁾。

南極の氷柱の約2,000年前から現在までの降水のpHは 5.37 ± 0.06 という報告がある。また、渡辺らによるとグリーンランドとスピッツベルゲン島の氷柱のpHは、1,400年代から1,800年頃まで5.3～5.6間にあり、火山噴火のあった1783年とその後の数年を除いて、ほぼ一定であったのが、19世紀後半からpHが下がり始めている⁵⁾。

降水pHの現状として、環境庁の第一次調査結果は1990年にまとめられた。ろ過式を用いて測定された14都道府県29地点の平均値は4.7であった⁵⁾。環境庁は1992年3月、自動測定器による第二次調査の結果を中間発表した。全国23地点での年平均値は4.3～5.3であった。この値も第一次調査の結果とほぼ同等の値とみることが出来る。これらのことから、この10年程度のデータでは日本の降水pHの平均値は4.6程度で、経年変化はほとんどないといえる⁵⁾。

4.2 一般的な地質環境

4.2.1 先新第三系基盤岩

日本列島の基盤岩類はおもに花崗岩類・火山岩類・変成岩類・石灰岩などより構成されている。古い時代（古生代及び中生代）の地層・岩体は、その周囲を構造線と呼ばれる断層によって境されていることが多い。これら基盤岩類は、図4.2-1に示すような地質構造区分がなされている。この区分は、日本列島に分布する主な構造線を境界としている。主な構造線として、「棚倉破碎帯」は基盤岩露出地帯を東西に2分し、さらに中央構造線は、西南日本を内帯と外帯に区分している。本州中央部に位置する「糸魚川-静岡構造線」は新第三紀層を東北日本と西南日本に区分している⁶⁾ (図4.2-1)。

中生代花崗岩類は日本列島に広く分布するが、東北日本では主に東北地方の北上・阿武隈花崗岩が分布するほか、羽越花崗岩が認められる。西南日本では中央構造線の北側（内帯）に船津・領家・飛騨花崗岩そして中国花崗岩が広範囲に分布する。古第三紀の花崗岩は中央北海道の日高帯に分布する⁷⁾ (図4.2-2)。

中生代変成岩類は東北日本では阿武隈・常陸・中央北海道にそれぞれ分布する。西南日本では中央構造線外帯に沿って三波川変成岩が帯状に分布し、フォッサマグナ西部には飛騨変成岩が、西南日本内帯には三郡・領家変成岩が、九州には肥後・長崎変成岩が分布する。

中生代白亜紀と古第三紀の火山岩は、中央構造線とフォッサマグナ（糸魚川-静岡線）に囲まれた内帯に大規模に分布し、濃尾流紋岩・高田流紋岩が有名である。石灰岩は東北日本では岩手県北上・福島県阿武隈、西南日本では山口県秋吉・高知県鳥巣などが有名である。

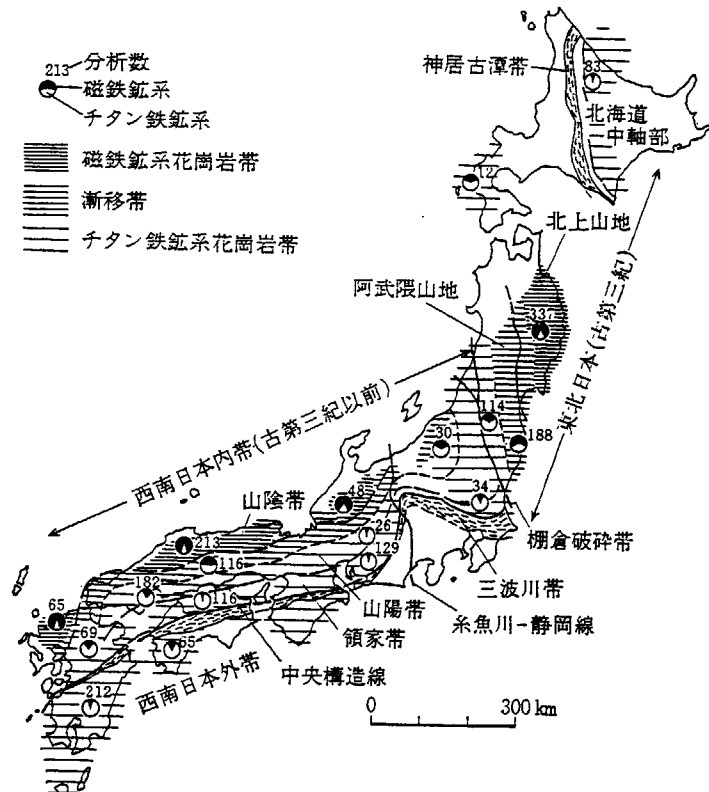
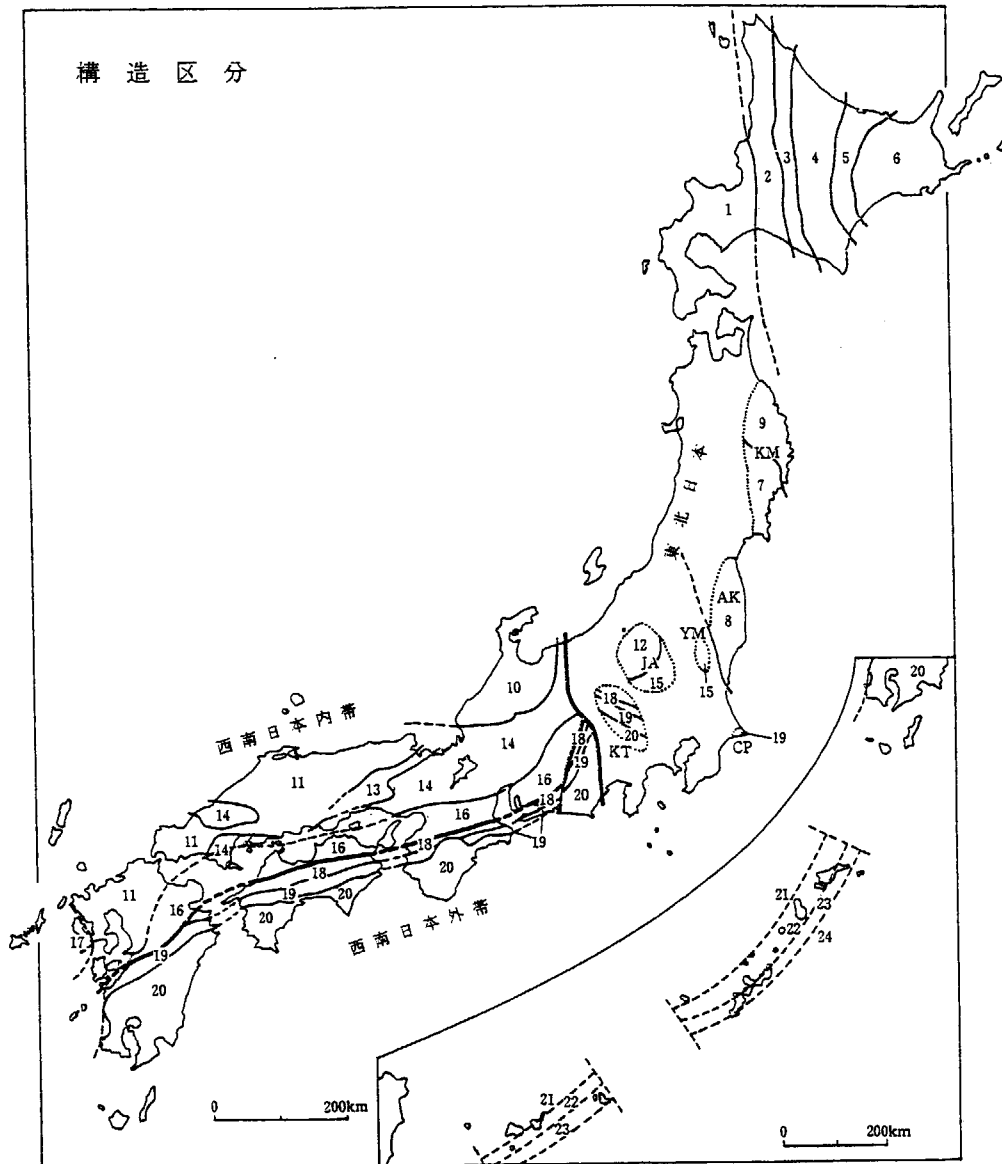


図4.2-1 基盤岩類の地質構造区分と花崗岩類⁶⁾を改題

磁鉄鉱系・チタン鉄鉱系花崗岩類 (Ishihara, 1977による)。船津花崗岩類とグリーンタフ地域花崗岩類を除く。



北海道

1: 北海道西南部, 2: 石狩帯, 3: 神居古潭帯, 4: 日高帯, 5: 常呂帯, 6: 根室帯

本州東北部 [北上山地 (KM) および阿武隈山地 (AK)]

7: 南部北上帯, 8: 阿武隈帯, 9: 北部北上帯 (内側の岩泉亜帯と外側の田老亜帯に区分される)

西南日本内帯およびその東方延長 [上越一足尾山地 (JA) および八溝山地 (YM)]

10: 飛騨帯およびその外縁帯, 11: 三郡一山口帯, 12: 上越帯 (三郡一山口帯に比較される), 13: 舞鶴帯 (地帯), 14: 丹波一美濃帯, 15: 足尾帯 (丹波一美濃帯に比較される), 16: 傾家帯, 17: 西彼杵帯

西南日本外帯およびその東方延長 [関東山地 (KT) および銚子半島 (CP)]

18: 三波川帯, 19: 秩父帯 (内側から秩父北帯, 黒瀬川地帯, 三宝山帯に区分される), 20: 四万十帯 (内側の狭義の四万十帯と外側の瀬戸川一中村亜帯に区分される)

琉球諸島

21: 石垣帯, 22: 本部帯, 23: 国頭帯, 24: 島尻帯

図4.2-2 中生界に適用される日本列島の構造区分⁷⁾

4.2.2 新第三紀層

日本列島の新第三系は、古第三紀までの基盤岩の構造とは不調和な形態を持つ堆積盆地に形成されている。西南日本と日本東北部（東北日本と東部北海道をふくむ）とは海域でつながっていたが、いくつもの小堆積盆地が集まったものと考えられている。

この中で、東北区（東北地方と北海道西南部をふくむ）は〈盛岡-白河線〉によって〈東北区太平洋側〉と〈東北区日本海側〉に区分される。東北区太平洋側は先第三系基盤岩類が広く分布するものの、〈盛岡-白河線〉より東側には、二戸-三戸、仙台、棚倉地域などに堆積盆地が拡がり、東北区日本海側と直接つながっていた。東北区日本海側の地区は、西北海道～東北地方から日本海側を通過してフォッサマグナに至り、大きくみて単一の大堆積盆地をつくっていた⁷⁾。

東北区における火山活動と花崗岩活動の大略は、次のとおりである。盛岡-白河線よりも東側の東北区太平洋側の区域では、火山活動は漸新世最後期あるいは中新世最初期にはじめて起こった。このほかに、中新世の火山岩が盛岡-白河線よりも東の八戸沖、仙台付近、阿武隈山地北部などにかかなり広い範囲に分布する。したがって、中新世の火山フロントは、盛岡-白河線付近に位置する第四紀の火山フロントよりも東側に寄って存在していたことになる。新第三紀の火山活動は、東北区日本海側で非常に活動的で、この活動によって“グリーンタフ”が広く形成された⁷⁾。新第三紀に貫入した花崗岩の小さい岩体が秋田の東の仁別その他の地点にいくつか点在している⁷⁾。

北海道における火山活動と花崗岩活動は、次のように概略がまとめられる。千島海溝に平行する千島火山帯は、北海道の東端部にまで達する。しかしながら、北海道の多くの場所では、新第三紀の火山岩、花崗岩は北海道中軸山地の東または西の西北に走る火成活動帯をつくって分布する⁷⁾。17-18MaのK-Ar年代をもつ花崗岩は、南北に走る貫入帯をつくって、日高山脈から北東北海道の枝幸地区に及んでいる。この花崗岩帯は、漸新世の日高高温型変成帯とその北方延長線にほぼ沿っている。すなわち、古第三紀の構造区と密接な関係をもっている⁷⁾。

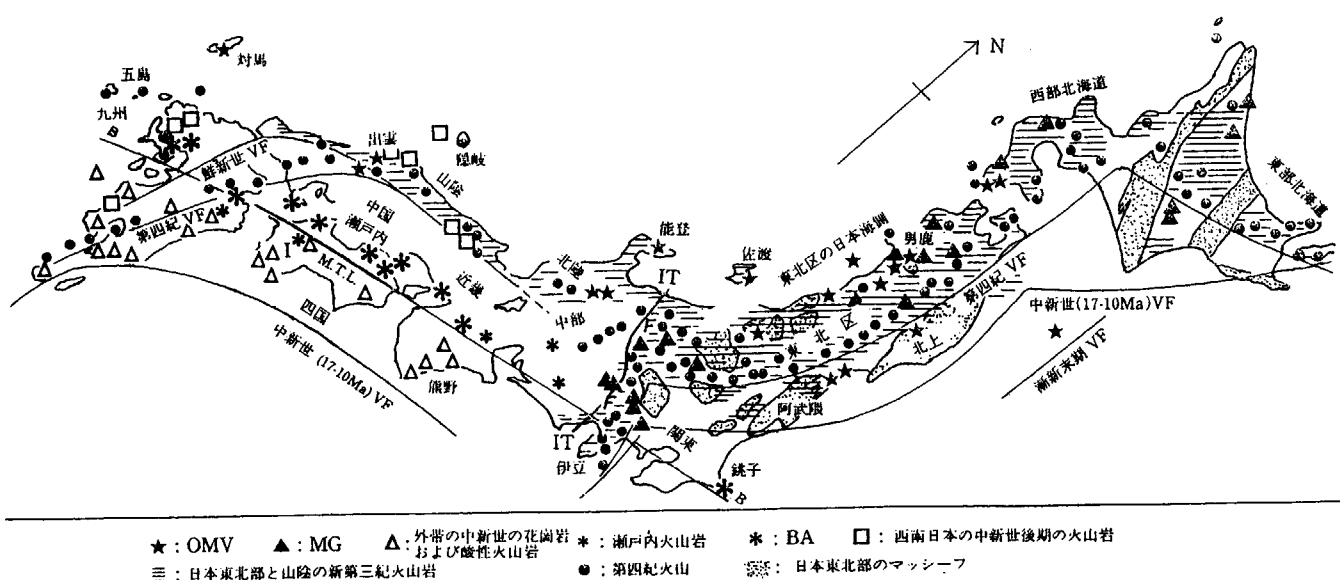


図4.2-3 瑞穂期（新第三紀）における火成活動帯⁷⁾

OMV: 最後期漸新世および最初期中新世の火山岩, MG: 東北区, フォッサマグナにおける中新世・鮮新世花崗岩, BA: 古銅輝石安山岩, B-B: 古銅輝石安山岩の分布区の外縁, VF: 火山フロント, MTL: 中央構造線, IT: 糸魚川-静岡線, F: フォッサマグナ

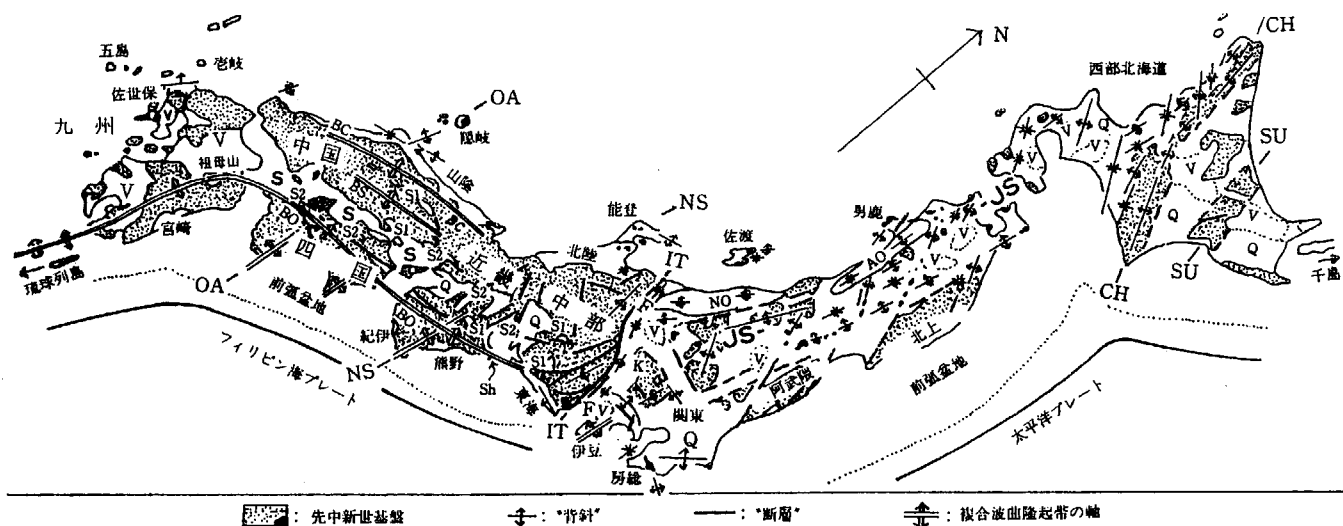


図4.2-4 瑞穂期における構造要素⁷⁾

"背斜": 背斜および背斜状隆起帯, "断層": 断層および撓曲帯. JS: 東北の日本海側, K: 関東山地, OA: 隠岐-足摺岬複合波曲帯, NS: 能登-潮岬複合波曲帯, CH: 北海道中軸山地, SU: サロマー浦幌区, BC: 中国脊梁山地, BS: 南部中国山地, BO: 外帯北部隆起帯(志摩-石鎚帯, I: 石鎚, Sh: 志摩). IT: 糸魚川-静岡線, F: フォッサマグナ, AO: 秋田油田, NO: 新潟油田, S: 瀬戸内, S1: 第一瀬戸内層群分布区, S2: 第二瀬戸内層群分布区. V: 第四紀火山, Q: 第四紀平野

4.2.3 第四紀層

第四紀は地殻変動、海水準変動、火山活動、地震、活断層、活褶曲など多くの面で活動的な期間である。現在のような地殻変動の歴史の始まりは、概して第四紀前期あるいは第四紀の中頃である²⁾と考えられている。

日本の第四紀層は沖積平野、洪積台地、段丘や海岸低地、河谷などに広く分布している。段丘は河岸段丘・海岸段丘があり、ふつう古い時代より高位、中位、低位の段丘群に区分されている。また、太平洋沿岸、日本海沿岸には砂丘が認められる。

一般に地層としては固結度が低く、砂礫・砂・シルト・粘土などの浅海性、湖沼性あるいは河成堆積相から構成されている。また、内陸盆地には扇状地性堆積物が発達している。

そのほか、広域的な堆積物として、広く台地を覆っている火山灰層がある。台地の多くは火山灰層により被覆されていることが多く、関東ローム層は有名である。それぞれの噴出源を中心に分布しているので、地層の年代決定にも鍵層として役立っている。

日本の第四紀の火山は二つの火山帯に沿って分布する。一つは主に日本東北部のものであり、千島から北海道、東北を経て伊豆にいたり、さらに遠く七島-硫黄島海嶺にいたるものである。他の一つは、山陰から九州を通して琉球列島内弧にいたるものである⁷⁾。

第四紀の堆積物を火山噴出物からみると、火口近傍の溶岩や火山砕屑物などのように比較的火口近くに分布するものと、流紋岩質火砕流堆積物のように非常に広い範囲を覆っているカルデラ形成に関わるものがある。カルデラは現在湖沼となっているものが多く、北海道の屈斜路湖、支笏湖、洞爺湖、東北地方北部の十和田湖、九州の阿蘇、姶良地区などが相当する。岩石の特徴としては溶結凝灰岩のように、高溶結～低溶結～非溶結まで堅硬緻密なものから粗粒な砂岩にいたるまでの幅広い岩相の変化を示す。一般に火山岩、火山砕屑岩類は火山の成因、形態、分布などから、岩相が複雑・不均質で多様な層相を示すことが多い。

5. 太平洋側における新第三紀堆積岩の基本的特徴

5.1 新第三紀堆積岩の分布概要

太平洋の沿岸に分布する新第三系は、比較的安定した堆積環境で形成されたと考えられる。この地層は、主に浅海から中深海性の堆積環境で形成された砂岩・泥岩（シルト岩・頁岩）・火砕岩（凝灰岩・凝灰角礫岩・火山角礫岩・火山礫凝灰岩）などよりなる。

地層の形成期は、中新世から鮮新世に及ぶグリーンタフ変動期に相当する。太平洋沿岸部は、この変動期の影響は比較的軽微であった地域である。ここは、北上・阿武隈山地の東縁及び縁辺部とその海域、背後の湾入部であり、海浜成・浅海成・半深海成の堆積岩が存在する。

堆積域は、北上山地・阿武隈山地などの基盤岩体に規制されているため、陸域では幅5～10kmと狭小である。北上山地東縁では、基盤岩体が海域に接して分布しており、新第三系は陸域にはみられず、海域に分布している。阿武隈山地東縁には仙台地域から南方へ連続して仙台層群・多賀層群などの新第三系（砂岩・泥岩）が延長約200kmにわたり分布する。これらは海域にも分布する。

堆積岩は全体に粗粒～細粒～泥質の広範な堆積相を呈している。堆積環境は、陸域の影響を受けた礫岩・砂岩などの粗粒な堆積相、亜炭・石炭などの低湿な陸域での堆積物、さらに浅海成の粗粒～中粒砂岩、また、細粒～泥質な岩相に及ぶ。全体的には、海進・海退による堆積輪廻が数回から10数回に及ぶ。また、堆積盆や湾入部に形成されたため、一般的にみて地層としての連続性がよい。層厚は新第三紀の基底をなす基盤岩深度により100m内外～1000m内外に及ぶ層厚変化が認められるが、一般的には100～500m内外である。

以下、東北日本太平洋側の新第三紀堆積岩に関して、次の5堆積区の地質的特徴をまとめる（図5.2-1参照）。

- A. 下北半島東部区
- B. 三戸～八戸区
- C. 仙台区
- D. 常磐炭田区
- E. 東海・那珂湊区

5.2 新第三紀堆積岩と太平洋側の堆積区

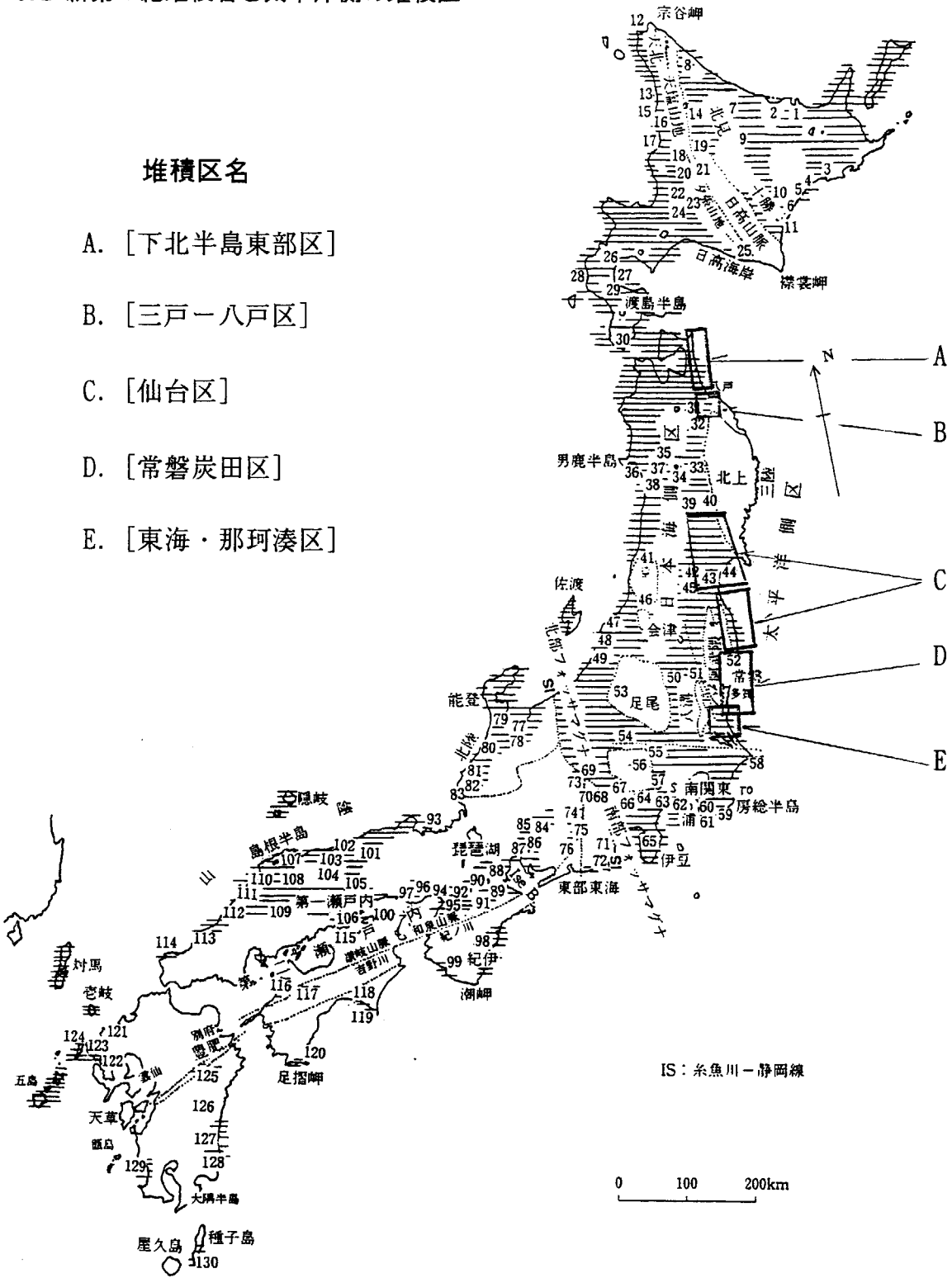


図5.2-1 新第三紀堆積岩のと太平洋側の堆積区
木村ほか(1993)、日本の新第三系の分布⁷⁾に加筆

A. [下北半島東部区]

- ・中部中新統下部 : 鷹架層^{たかはこ}
- ・鮮新統 : 砂子又層
- ・上部鮮新統～更新統 : 甲地層

B. [三戸～八戸区]

- ・下部中新統～中部中新統下部 : 白鳥川層群 (門の沢層・末の松山層) (▲)
- ・中部中新統中部～鮮新統 : 三戸層群 (留崎層ほか部層・舌崎層・久保層)

C. [仙台区]

<仙北平野～一関丘陵>

- ・中新統 : 石越安山岩 (▲) ・下黒沢層・巖美層

<松島丘陵>

- ・下部中新統 : 松島湾層群 (塩竈層・佐浦町層) (▲)
- ・下部～上部中新統 : 松島湾層群 (網尻層・松島層・大塚層・東宮浜層^{とうぐうはま})
- ・下部～上部中新統 : 志田層群 (根古層・三ツ谷層・幡谷層・鹿島台層・番ヶ森層・大松沢層)

<籠岳丘陵～大崎平野>

- ・中新統 : 籠岳火砕岩 (▲) ・追戸層・黄金迫層^{このだけ}

<仙台北部～北東部丘陵>

- ・中部～上部中新統 : 入菅谷層・大堤層・青麻層・七北田層^{あおそ ななきた}

<仙台付近>

- ・上部中新統 : 秋保層群 (湯元層・梨野層・三滝層・白沢層^{みたき しらさわ})
- ・中部中新統 : 名取層群 (槻木層・高館安山岩▲・茂庭層・旗立層下部^{はたたて})
- ・鮮新統 : 仙台層群 (亀岡層・竜の口層・向山層・大年寺層)

<仙台南部 (福島県相馬・原町・富岡)>

- ・鮮新統 : 仙台層群 (大年寺層)

D. [常磐炭田区]

阿武隈山地東方の陸域及び海域に分布する古第三紀漸新世の白水層群 (石城挾炭層^{いわき})、中新世の湯長谷・白土・高久層群と上位の多賀層群より構成される。

<北部地区 (富岡・双葉付近)>

- ・下部中新統 : 湯長谷層群 { 桐平層/滝挾炭層・五安層・水野谷層・亀ノ尾層・平層 (上矢田砂岩部層/石森山凝灰角礫岩▲・本谷泥岩部層・三沢砂岩部層) }
- ・中部中新統～鮮新統 : 多賀層群 (広野層・富岡層・四倉層)
- ・下部鮮新統 : 仙台層群 (向山層)

- ・上部鮮新統：仙台層群大年寺層

<磐城地区（北部・南部付近）>

- ・古第三系漸新統：白水層群 {石城層（下部・上部）・浅貝層・白坂層}
- ・下部中新統：湯長谷層群 {滝挾炭層・五安層・水野谷層・亀ノ尾層・平層（上矢田砂岩部層/石森山凝灰角礫岩▲・本谷泥岩部層・三沢砂岩部層）}
- ・下部中新統上部：白土層群（中山層）
- ・下部中新統上部～中部中新統下部：高久層群（上高久層・沼の内層・下高久層）

<南部地区（多賀付近）>

- ・中部中新統～鮮新統：多賀層群 {高萩地域（下手綱層・小浜層）、磯原地域（磯原層・天妃山層）、九面一大津地域（九面層・平潟層・大津層）、泉一植田地域（照島層・渚層）}

E. [東海・那珂湊区]

- ・久慈川から那珂湊の西方に主として第四紀層に覆われて、厚層の中新世～鮮新世の多賀層群（多賀層及び久米層）が海域にまたがって分布する。

凡例 ▲：火砕岩

5.3 "グリーンタフ"と太平洋側堆積岩の成因的特徴

太平洋側に分布する主な堆積岩は下北半島東部地域（A）、三戸ー八戸区(B)、仙台区（C）、常磐炭田区(D)、東海・那珂湊区（E）に区分される。

これら地域の堆積岩は、非グリーンタフ地域の地層として、地層の著しい褶曲・変質がなく、水平ないし同斜構造、あるいは緩い背斜構造をなして分布する。

部分的には、隆起体や断層の近傍で、褶曲ないし撓曲による著しい変形を示すものもあるが、基本的にこの地域は非褶曲帯として位置づけられ、次のような特徴を示す。

①太平洋側の新第三紀堆積岩は、第四紀火山フロント（盛岡ー白河線）の西側に分布するグリーンタフ地域の堆積岩とは異なる特徴を有し、非グリーンタフ地域として扱うことができる。

②新第三紀中新世及び鮮新世の堆積相には、共通するものがある。つまり、中新世前期のグリーンタフ地域では、塩基性～中性の火成活動が活発に行われ、大量の火砕岩が形成されている。一方、太平洋側の各堆積地域においては、中新統の下部には散点的で小規模であるが、火成活動が認められる。

以下、太平洋側の主な堆積地域に分布する火砕岩層をまとめておく。これら各層の分布域の東側が第三紀中新世の火山フロントと考えられる。

A. 下北半島東部区：中下部中新統の火砕岩（泊安山岩及び鷹架層最下部の安山岩質塊岩）

B. 三戸ー八戸区：仁佐平石英安山岩（K-Ar年代21.8Maー前期中新世初頭）
 傾城峠安山岩部層（安山岩のK-Ar年代15.9Ma-中部中新世初頭）

- C. 仙台区：高館層—安山岩溶岩・同火砕岩、玄武岩・流紋岩を伴う
 (K-Ar年代は12.6~22.0Ma-前期中新世後半~中期中新世後半)
 <松島丘陵>塩竈層(火砕岩、前期中新世初頭、K-Ar年代は22,23Ma)
 <大崎平野>籠岳火砕岩(前期中新世後半)
 <仙北平野>石越安山岩(玄武岩・安山岩・デイサイト—高館層に対比)
 <阿武隈山地北縁>霊山層(玄武岩溶岩流及び河成・湖沼堆積物、K-Ar年代
 15.6-13.0Ma—中期中新世初頭)
- D. 常磐炭田区：石森山凝灰角礫岩部層(主として安山岩、前期中新世)
 E. 東海・那珂湊区：火成活動は不活発、薄層の軽石凝灰岩を挟む程度である。

③火砕岩の上位には白鳥川層群「門の沢層(付・図2.2.-2)」、名取層群「茂庭層(付・図2.3-3)」等の粗粒の堆積岩(砂岩)が、中新世後期から鮮新世には「三戸層群(付・2.2.-2)」や仙台層群「竜の口層、大年寺層(付・図2.3-3)」などの細粒の堆積岩(砂岩・泥岩)が多くなる。

④グリーンタフ地域では、中部中新統より上位の地層は、深海性の硬質頁岩・黒色頁岩・青灰色シルト岩の厚層(層厚500~1000m内外)で特徴づけられる。

一方、太平洋側では中新世~鮮新世にかけて数回の堆積サイクルを示し、全体に海浜~浅海相(砂岩・泥岩~砂岩)が卓越する。特に、阿武隈山地東縁には仙台平野から連続して、湯長谷層群(付・図2.4-7)、多賀層群(付・図2.4-6,11-13)などの海成層(砂岩・泥岩)が分布する。

中深海相(泥岩・シルト岩)を示すものは北関東那珂湊付近の湾入相~沿岸相「多賀層群(付・図2.5-4)」があり、層厚320+~700m内外を示す。

⑤非グリーンタフ地域がグリーンタフ地域に対して最も異なる地質構造は、褶曲構造が軽微で、一般に太平洋側に緩傾斜した同斜構造を呈することである。これに対して、グリーンタフ地域の地層は、奥羽脊梁山脈から西方(日本海側)に向かって波状構造を示し、部分的には著しく褶曲している。また、断裂性の陥没地帯が存在し、火山岩脈が発達する。

表5.3-1 グリーンタフ地域の模式層序表 (男鹿半島)

第四紀	更新世	沖積層			
		更	寒風山安山岩	安山岩 (層厚300m)	
			相川段丘層	砂礫 (層厚20~40m)	
		新	湯西層	砂・砂礫・泥 (層厚30m)	
			安田層	細粒砂岩 (層厚10m)	
			鮎川層	垂炭・軽石凝灰岩	
				砂岩・砂礫岩 (層厚120m)	
			脇本層	砂岩・シルト岩互層	
				(層厚120~230m)	
		北浦層	砂岩・泥岩互層		
(層厚800~1200m)					
第三紀	鮮新世	船川層	暗灰~黒色泥岩 (凝灰岩を挟む) (層厚500~800m)		
			後期	女川層	珪質の硬質頁岩 (層厚約300m) (12.9~5.8Ma) 中期中新世後期~後期中新世後期
					中期
			K-Ar年代12.9Ma (尾田, 1986)		
			礫岩・砂岩・泥岩 (垂炭を挟む) (層厚250m)		
			前期	台島層	火山礫凝灰岩 (玄武岩を伴う)
					西男鹿層
		黒雲母流紋岩 K-Ar年代24.4Ma (木村, 1986)			

凡 例(表5.3-1)

-----	細粒砂岩
.....	砂岩
————	泥岩
=====	硬質頁岩
-----	凝灰岩
○○○○	砂礫・砂礫岩
●●●●	基底礫岩
△△△△	火山礫凝灰岩
▲▲▲▲	火碎岩
□□□□	礫 岩

5.4 堆積岩の分布構造

東北地方太平洋側に分布する主な新第三紀堆積岩は、大局的にみれば北上・阿武隈両山地の基盤隆起帯の周辺低地及び丘陵に分布している。このことは、北上・阿武隈両山地が、新第三紀を通じて比較的安定した隆起性の大きな陸地であったことと関係している⁶⁾。

また、関東北部の八溝山地の周辺なども、主な堆積区の一つであった。さらに、太平洋側の堆積区は、日本海側地区が広域的な堆積盆地を形成したのに対して、総じて小規模で、分布も基盤岩の周辺に散在していたと考えられている。しかし、太平洋側の海域にも新第三系の存在が知られており、実際は規模の大きいものであると推察される。太平洋側の堆積盆地は、各堆積区特有の基盤岩に規制された規模と、基盤に係わる広域的な造構運動（断裂・撓曲と断層変位）に伴う隆起・沈降（海進・海退）の結果によって、形成されたと考えられる。以下に、各堆積地域の代表的な地層の分布構造を模式化して示す。

(1) 各堆積区の主な分布構造

各堆積区の主な分布構造は、それぞれ固有の地域性をもつ。また、同時に共通する構造と岩相構成も認められる。次に、基盤構造・地質構造等の関連からみた地層分布の形態を比較する。

(A) 下北半島東部区

この区では、新第三系は火成岩の隆起に伴う緩いドーム状の背斜部に分布する。

北村（1986）は、下北半島東部の構造は、泊安山岩の噴出源を中心とする背斜状隆起帯を中心とする¹⁰⁾とし、下北半島鷹架地区では、下北半島頸部の中央部に発達する下部中新統を中心とした一つのドーム状構造の周辺部に、中新統～下部更新統に及ぶ地層が分布する¹¹⁾、としている。

(B) 三戸－八戸区

この区では、新第三系は基盤岩及び火成岩のドーム状背斜の両翼部に分布する。

三戸－八戸区では、白鳥川層群が先第三系を芯とする背斜構造を形成¹⁴⁾し、三戸層群は名久井岳を中心とする背斜の構成層ともなり、その両翼部に分布する¹⁴⁾。

(C) 仙台区

仙台区では、新第三系は低地と丘陵に分布する。

ここでは、低地は北上河谷帯（北上山地と奥羽脊梁山脈のあいだの低地）に、丘陵は隆起帯（一関丘陵、松島丘陵、^の籠岳丘陵）に相当する。仙台付近では、北東－南西に延びる長町－利府線（逆断層）の東側で、新第三系は厚層となる。阿武隈山地東縁では、新第三系は南北に延びる長大な双葉断層（逆断層）の東側低地に分布する。

(D) 常磐炭田区

この区では、新第三系は阿武隈山地東縁に分布し、盆状構造を示す場合が多い。

ここでは、阿武隈山地東縁に古第三系・新第三系が分布している。ここでは東西性の正断層が存在し、伸張域となっている。基本的に、盆状構造が主体で、小規模な湾入相、沿岸相、中深海相など陸成層・海成層の堆積サイクルが認められる。また、基盤の傾動に係

わる泥岩厚層部（層厚640m）が存在する。

(E) 東海・那珂湊区

この区では、新第三系は平坦な第四紀層の下位に分布する。この地層は、層厚320+¹⁵⁾~1000m⁸⁾内外の砂質泥岩が主体である。関東平野基盤等深線図¹¹⁾（矢島他，1985）によれば、南西側に傾斜する500m以深の基盤等深線がみられる。

関東平野の北部には、重力探査の結果から、新第三系の厚層の堆積区の存在が推定されている。那珂湊付近の海岸には白亜系の一部が露出している。

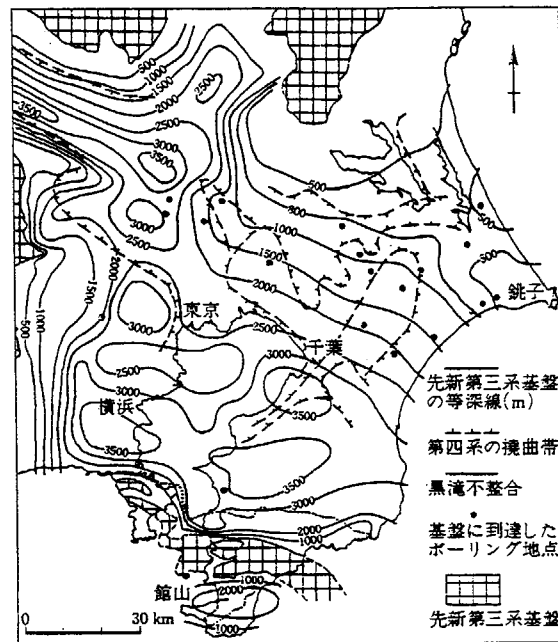


図5.4-1 関東平野基盤等深線図¹²⁾（矢島・楡井・鈴木 原図，1985）

(2) 構造形態の類型区分

各堆積区の東西断面でみた構造形態は、基盤岩の隆起、沈降、断裂、断層などの造構運動に密接な関係を有し、①ドーム型、②断層-隆起型、③基盤断裂型、④盆状構造型、⑤基盤沈降型に分類される。

これらの構造形態は、A~Eの各堆積区に対応している。

①「ドーム型-1、2」（A：下北半島東部区、B：三戸-八戸区）

この型は、中心部に基盤（先第三系）あるいは下位層が分布するドーム状または背斜構造を示すもので、A、B区に認められる。頂部・翼部に堆積分布が見られ、縁辺部ほど地質時代は若くなる傾向がある。また、B区の縁辺部では向斜状をした堆積盆地を示す。

「ドーム型-1」は、緩やかな隆起帯の頂部・翼部・縁辺部に分布する。代表的な地層は鷹架層泥岩・細粒砂岩（層厚650m）である（図5.4-3）。

「ドーム型-2」は、隆起帯の翼部・縁辺部・丘陵部、及び低地の第四紀層の下位に分布する。代表的な地層は、白鳥川層群（火砕岩・砂岩）・三戸層群（砂岩・泥岩）である（図5.4-4）。

②「逆断層-隆起型（東側沈降）」（C：仙台区、D-1：常磐炭田区北部）

この型は、南北性の大断層を境として、東側で厚層（西側隆起）となる特徴を持つ。関連する断層は、次のものである。

長町-利府線：仙台区仙台付近で、仙台層群（砂岩・泥岩互層）を切る。

双葉断層：仙台区南部で、仙台層群（砂岩・泥岩互層）を切る。

常磐炭田区北部で、多賀層群（砂岩・泥岩互層）を切る。

分布する地層は、仙台区では、下位から名取層群・秋保層群・仙台層群であり、常磐炭田区では、同じく白水層群・湯長谷層群・高久層群・多賀層群である。これらは、全体的に砂岩・泥岩以外に凝灰岩・礫岩等を挟み、複雑な層相を示す。

③「基盤断裂型」（D-2：常磐炭田区中央部）

この型は、主に、南北性の断層と地塊状の地質構造で特徴づけられる。断層は、常磐炭田区中央部の四倉-大津間を、北から、二つ^{ふたつ}箭断層群・赤井断層群・白坂断層群・烏館断層群・湯ノ岳断層群・山田断層群・平潟断層群が西北西-東南東～北西-南東方向に走り、いずれも正断層である。これら断層によって区分される地塊は、「磐城北部地塊、磐城南¹⁵⁾部地塊」に、また、双葉断層の東側は「富岡地塊¹⁵⁾」、西側は「双葉地塊¹⁵⁾」に区分される。

代表的な地層は、古第三紀白水層群・新第三紀湯長谷層群・白土層群・高久層群・多賀層群がある。しかし、多賀層群は北部には存在しない。岩相は砂岩・泥岩互層である。

また、木戸～広野付近にみられるように、局部的に厚層の堆積岩が分布する。これは、岩相の側方変化が著しい多賀層群の泥岩などが相当する。

④盆状構造型（D-3：常磐炭田区南部）

この型は、隆起と沈降あるいは海進・海退の繰り返し運動が特徴である。全体的には、沈降と海進が卓越している。分布する地層は、陸成～海成の堆積相を示す互層状堆積岩である。この型は、主に南北方向の向斜軸を有する盆状構造を呈する。常磐炭田区の北部、中央部・南部の全域が、この型に相当する。

基盤岩の上限深度によっては、厚層を示すことがある。これは、先第三系基盤岩も含む地盤全体の沈降が卓越する場合に生じる。代表的な地層は、古第三紀白水層群（砂岩・泥岩互層）、新第三紀湯長谷層群（砂岩・泥岩互層）、多賀層群（砂岩・泥岩互層）である。

⑤「基盤沈降型」（E：東海・那珂湊区）

この型は、厚層が分布する堆積盆地（主に泥質岩からなる）で特徴づけられる。この型に東海・那珂湊区（E）の一様な岩相を示す泥岩がある。この堆積盆地は、基盤岩の沈降・断裂などの造構運動に係わるとみられる。新第三系は、台地の第四紀層の下位に厚層で分布する。代表的な地層として、多賀層群（砂質泥岩-層厚320～700m+）がある。

(3) 堆積岩の類型構造区分概念図

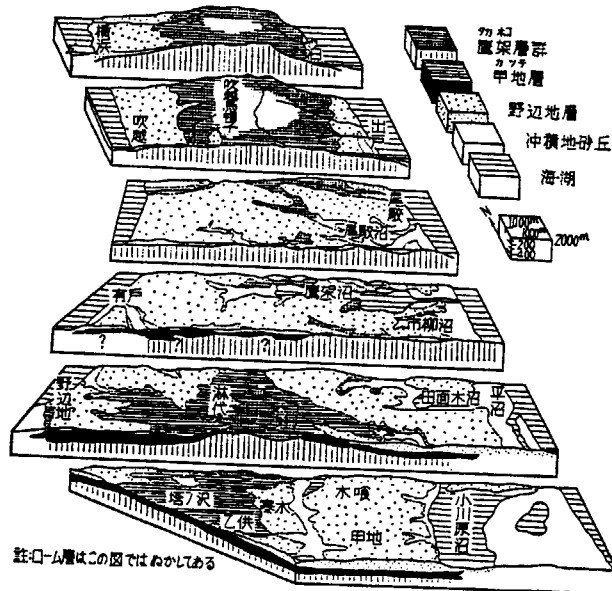


図5.4-2 上北地方のブロックダイヤグラム¹³⁾

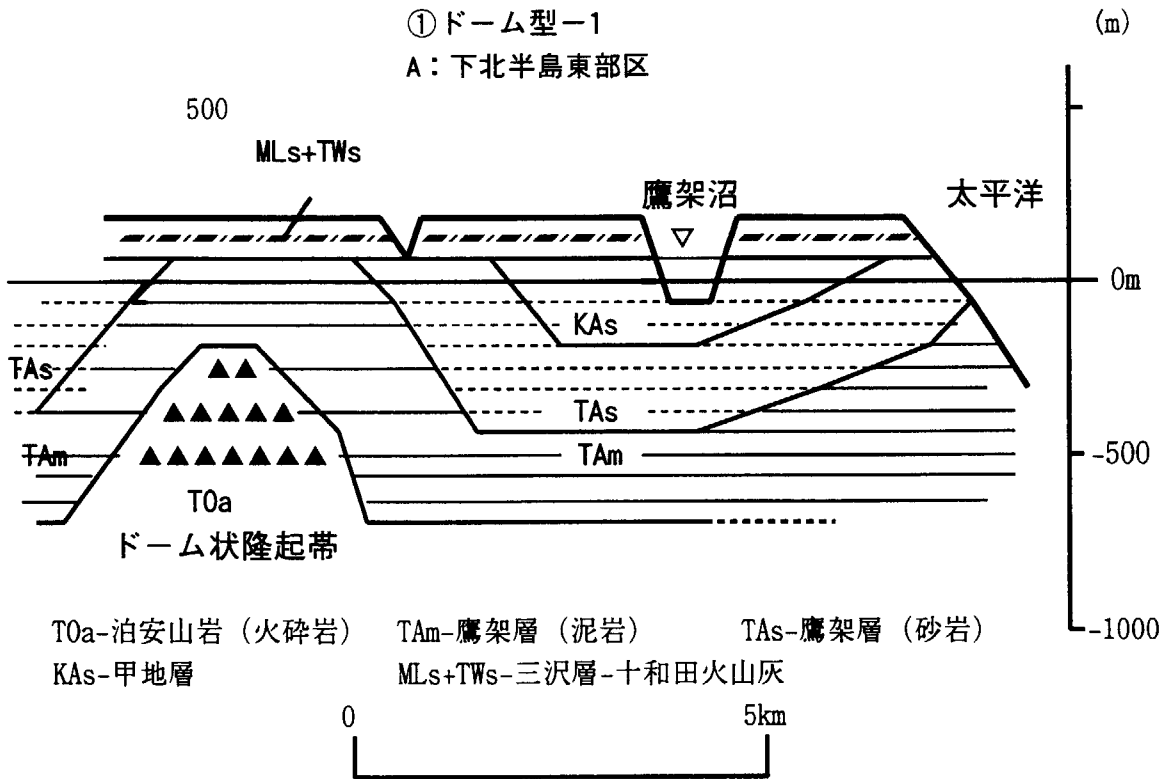


図5.4-3 ドーム状隆起帯の周辺に分布する新第三系 (改題)¹¹⁾

①ドーム型-2
B:三戸-八戸区

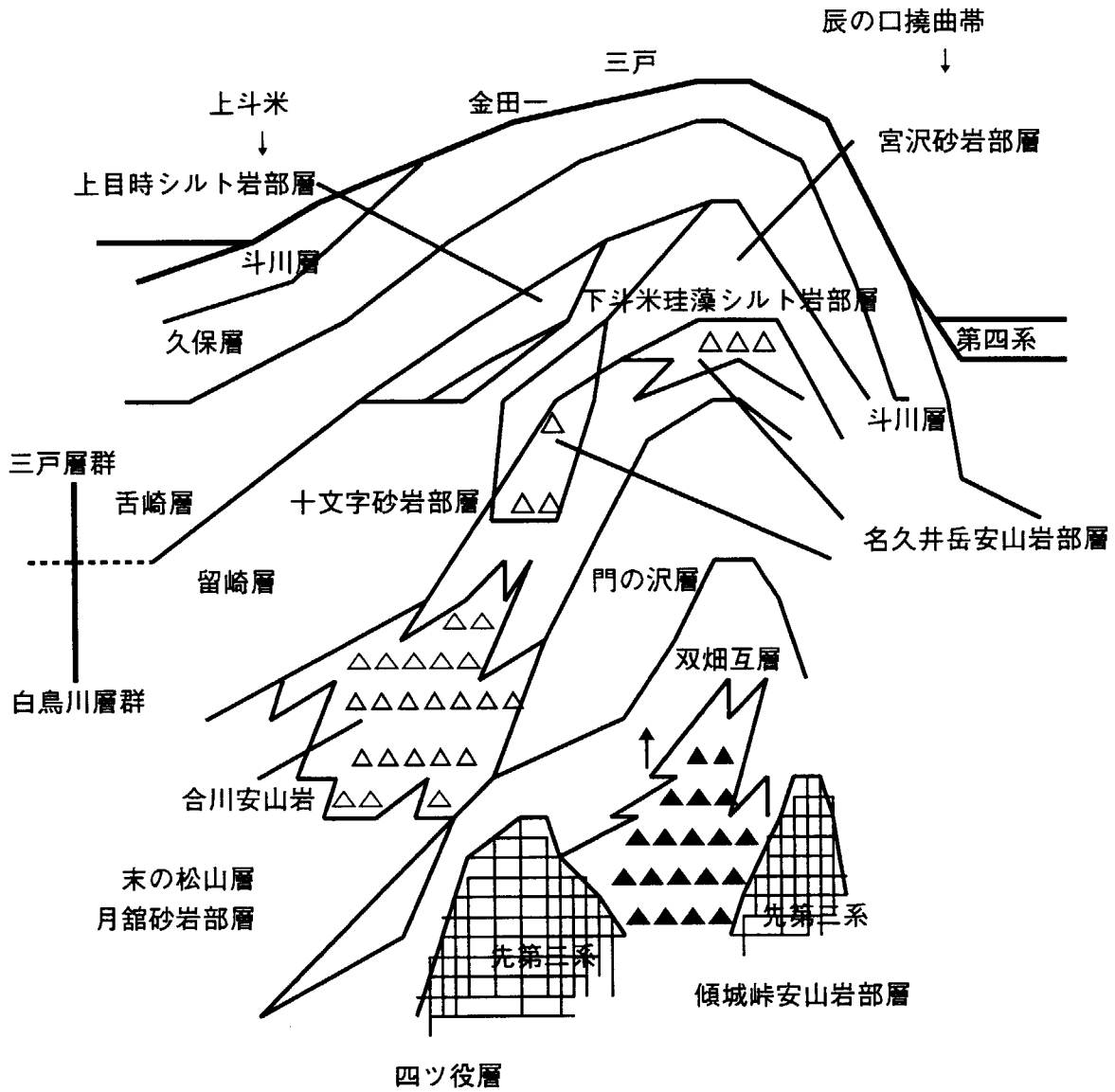


図5.4-4 ドーム状隆起帯の両翼に分布する新第三系¹⁴⁾
(三戸地域の新第三系の層序概念図¹⁴⁾を簡略化)

②-1 逆断層-隆起型

C: 仙台区 (西側隆起)

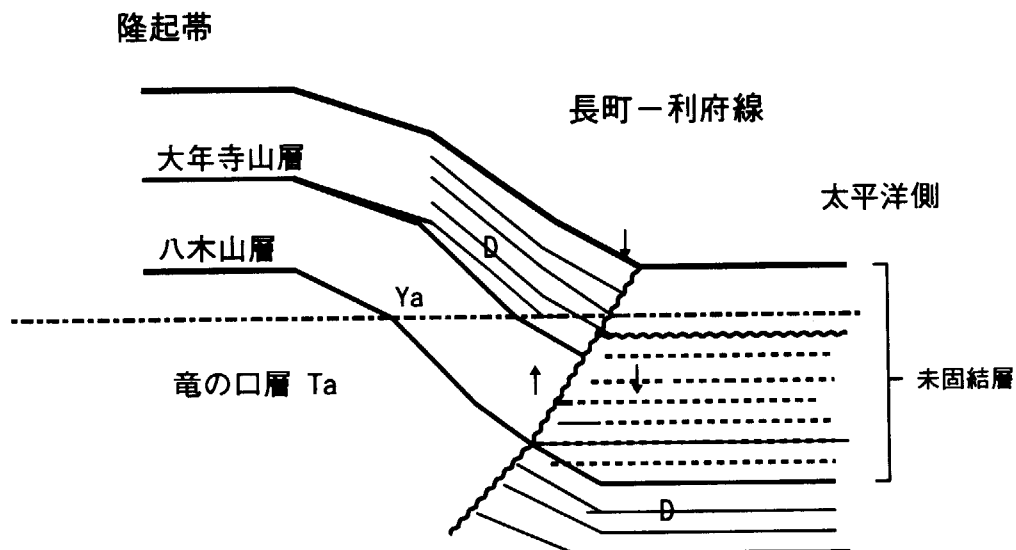


図5.4-5 長町-利府線の撓曲帯 (西方隆起)

②-2 逆断層-隆起型

D-1: 常磐炭田区 (北部)

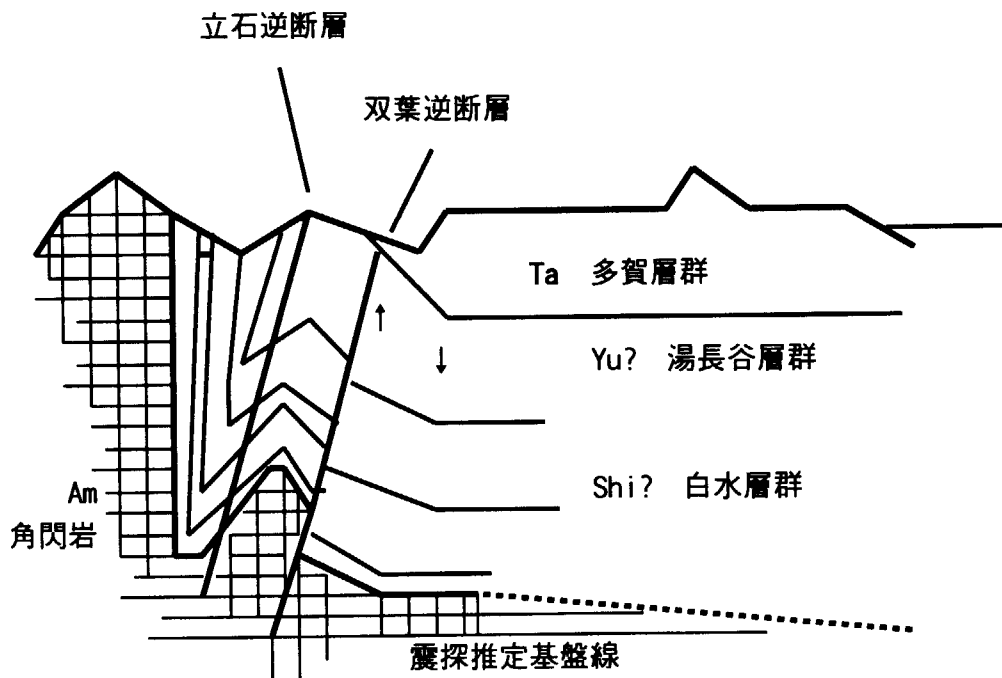


図5.4-6 双葉断層の東側に分布する新第三系 (西方隆起)
(常磐炭田地質図幅¹⁵⁾による簡略化)

③ 基盤断裂型

D-2: 常磐炭田区 (中央部)

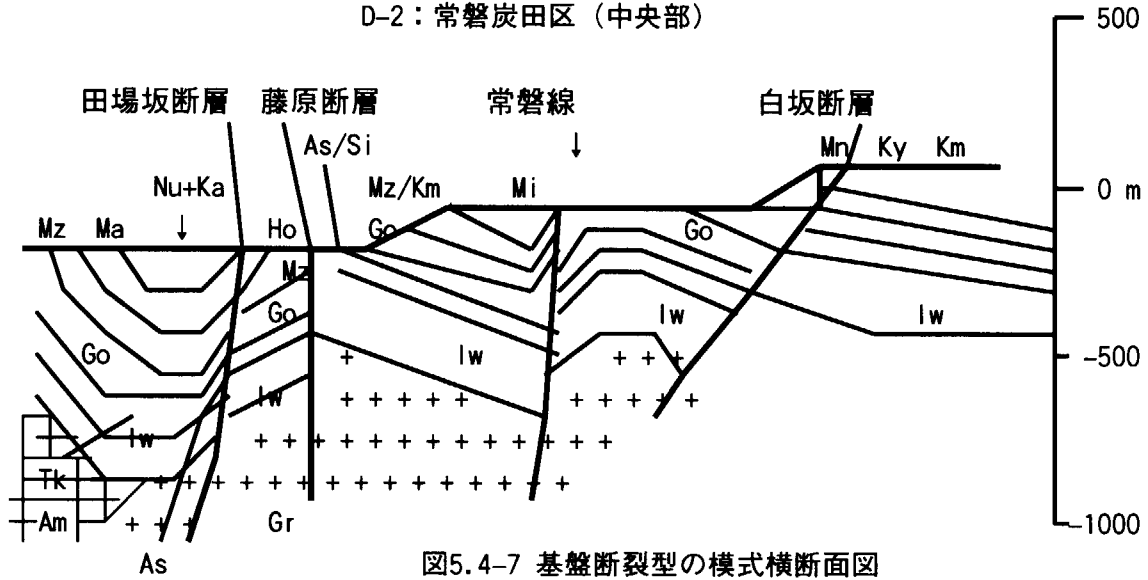
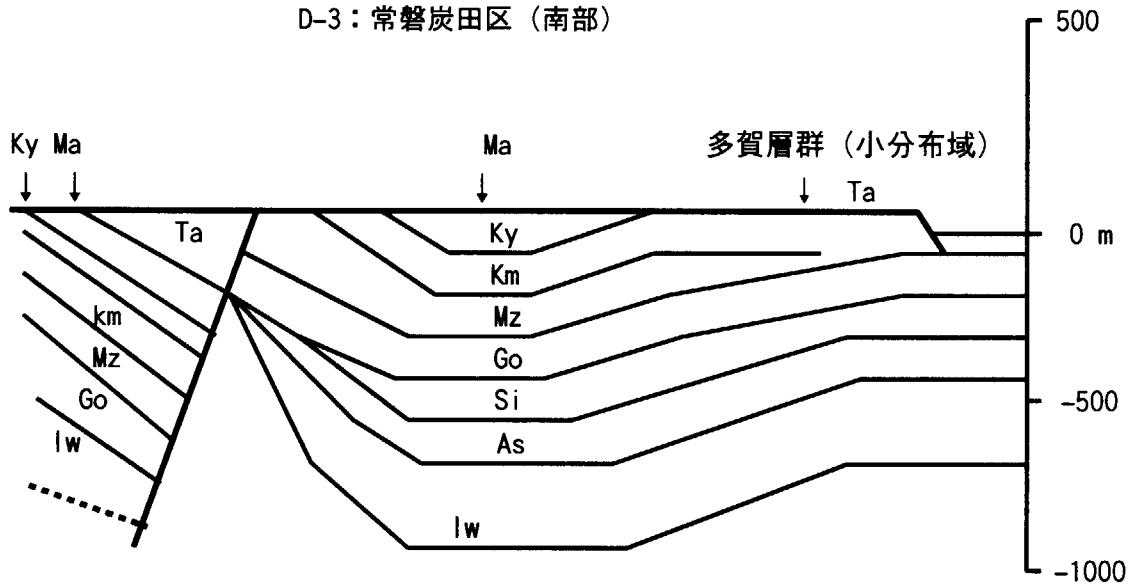


図5.4-7 基盤断裂型の模式横断面図
(常磐炭田地質図幅¹⁵⁾による簡略化)

④ 盆状構造型

D-3: 常磐炭田区 (南部)



- | | | | | |
|-------------|---------------------|-------|--------|--------|
| 新第三紀
中新世 | Ta・多賀層群 | 古第三紀 | Si・白水層 | |
| | Nu+Ka・沼の内/上高久層-高久層群 | | 漸新世 | As・浅貝層 |
| | Ma・南白土凝灰岩部層-白土層群 | | | lw・石城層 |
| | Ky・上矢田砂岩部層 | 湯長谷層群 | 先白亜紀 | Am・角閃岩 |
| | Km・亀ノ尾層 | | | Gr・花崗岩 |
| | Mz・水野谷層 | | | |
| | Go・五安層 | | | |
| Tk・滝狭炭層 | | | | |

図5.4-8 盆状構造型の模式横断面図 (常磐炭田地質図幅¹⁵⁾による簡略化)

⑤ 基盤沈降型

E: 東海・那珂湊地域

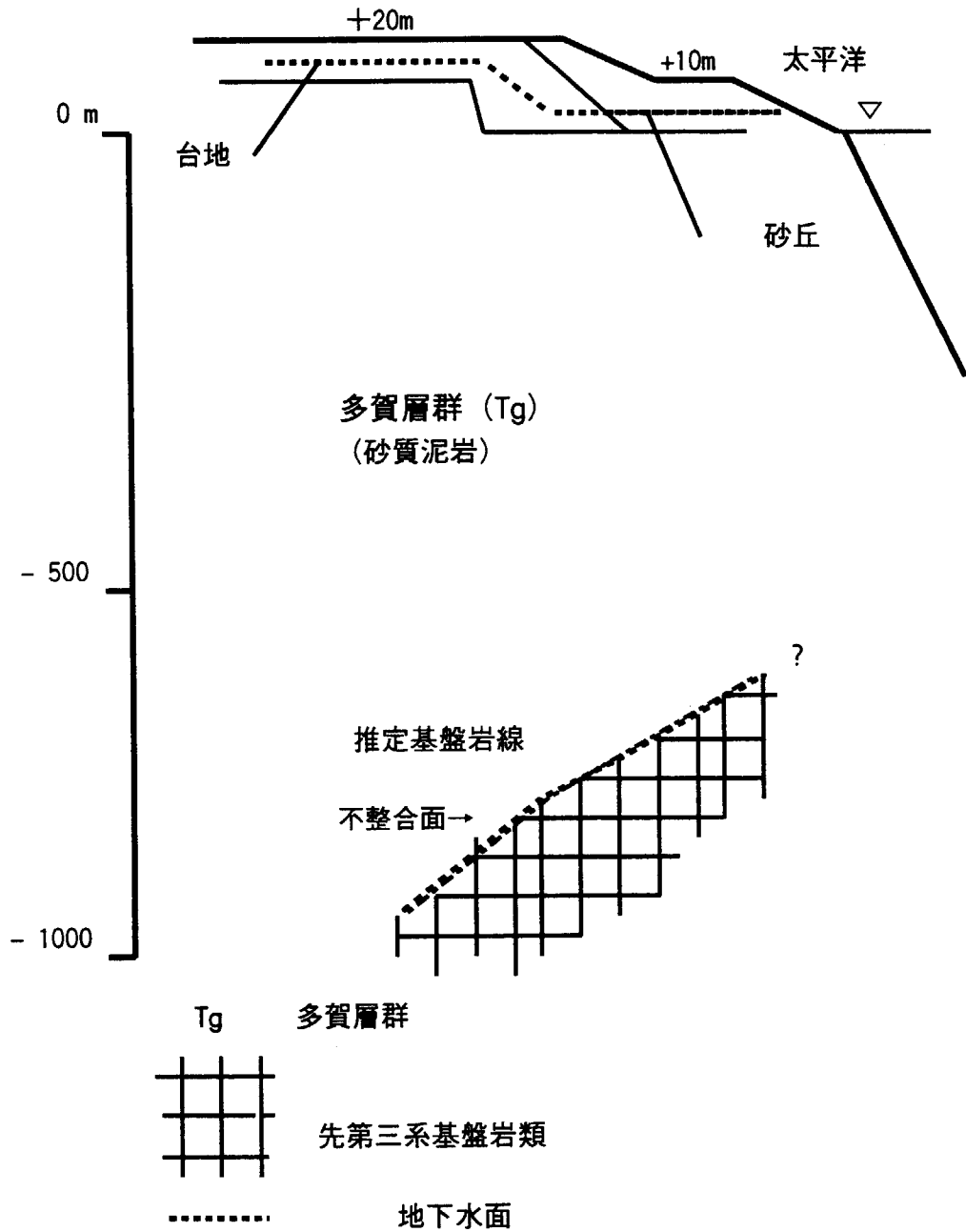


図5.4-9 基盤沈降型の模式横断面図

5.5 層序と層相

5.5.1 層序

太平洋側には、新第三紀堆積岩として、中新世～鮮新世に形成された地層が分布する。また、常磐炭田区には古第三系（白水層群）が、三戸～八戸区には鮮新統～更新統（野辺地層ほか）が分布する。

おおまかにみて、中新世の最前期には、この時代に形成された火砕岩が存在することから、火山活動があったと考えられる。この活動はグリーンタフ地域とは異なり、活動域が散在的で小規模であった。この活動に相当する地層は、次のとおりである。

三戸～八戸区には、仁佐平石英安山岩、仙台区には、高館層・塩竈層・笹岳火砕岩・石越安山岩がある。また、常磐炭田区には、石森山凝灰角礫岩部層（主として安山岩）があり、この地域の東側が第三紀の火山フロントであった。これは、現在の第四紀の火山フロントと比べると、東側にあったことになる。

前期中新世に形成された地層は、主に粗粒砂岩からなり、それぞれ門の沢層・茂庭層・五安層と呼ばれている。

中期～後期中新世にかけては、深海相を示す泥岩（仙台区の旗立層・常磐炭田区の亀ノ尾層）が堆積した。

後期中新世～鮮新世にかけて、常磐炭田区では多賀層群の砂岩・泥岩が堆積した。

また、小規模な火山活動として、中期中新世では、下北半島東部区の泊安山岩、三戸～八戸区の傾城峠安山岩部層、阿武隈山地北縁の霊山層、後期中新世では、仙台区の三滝安山岩が認められる。

鮮新統としては、仙台層群（亀岡層・竜の口層・向山層・大年寺山層）が2回の堆積サイクルを示す。この地層は仙台北部～仙台付近～阿武隈山地東縁まで、広域的に層序を比較できる。また、竜の口層は、太平洋沿岸に分布する鮮新統の鍵層でもある。

5.5.2 層相

堆積岩は、陸成層～海成層～陸成層の堆積サイクルを示しており、砂岩・泥岩の互層を示すことが一般的である。また、部分的には、厚層な泥岩や細粒砂岩が認められる。

凝灰岩は中新統～鮮新統のさまざまな層準に挟在し、一般に数cm～10数m程度の薄層として分布する。まとめて存在するものは、グリーンタフ地域に近い仙台区の秋保層群湯元層や松島湾層群、一関地域の巖美層の火砕岩（凝灰岩類）であり、いずれも陸成層である。

このように、各区には、堆積環境と堆積サイクルに係わって、砂岩・泥岩・凝灰岩薄層の互層と、比較的均一かつ厚層の泥質岩及び泥岩が分布する。

互層は、阿武隈山地東縁部に分布する鮮新統の仙台層群や中新統の多賀層群では、海域にまたがる広域な盆状堆積相（砂岩・泥岩・凝灰岩薄層）を示して形成されている。

従って、堆積岩は異なる堆積地域間での層序・岩相の対比を適切におこなうことにより、地質環境に関する情報を広域的に扱うことに役立つものとする。

6. 水文地質環境

6.1 地質構造と地下水の貯留層

放射性廃棄物の埋設処分において、基本的には、地層の分布とその特性、および地下水の物理的・化学的特性とそれらの長期的変化を幅広く理解することが必要である。

地質環境とは、地層（岩体）と地下水の分布、およびその賦存状態である。したがって、浅地中及び地下深部の地下水の流れを広域的に明らかにすることは、より限定された地点の地質環境や、その特性を把握する上で重要である。

地下水流動は、地表・地下を含めた水文サイクルの中で、総合的にとらえられるべき性格をもつ²³⁾。したがって、地層（岩体）自体の水理特性とともに、局所的～広域的な水文特性（地下水の循環系）の各種情報の取得が必要である。

地下水の流れは、基本的に、全水頭（位置水頭+圧力水頭）の高い方から低い方に流れる。また、地質構造にも規制されるので、地形勾配と地層の構造は、地下水の水文サイクルにおいて流動経路を推定する上で重要である。

各堆積盆地における巨視的な流動経路と地下水の貯留特性を、[堆積構造と地下水流動模式概念図]（図6.1-1～6.1-4）に示した。

地下水は、涵養域と流出域を結ぶ流線が形成する三次元的な領域のなかを、長時間かけて流動している。この流動の範囲を地下水域と呼んでいる。地下水域のなかで、流線が織りなす幾何学的構造が、地下水流動系である。地下水域は地質的な単元である堆積盆地と一致することもあり、一致しないこともある¹⁶⁾。

したがって、放射性廃棄物の埋設処分における地下水流動系を考える場合、堆積岩においては、断層系・割れ目系・層理・生物遺骸などの大間隙や粒子間隙を包含することになる。そのため、地下水の涵養域・流動経路・流出域を統一的に理解する必要がある。この場合、水理パラメータの意味を明確化する上で、地質構造を正しく把握し、適正に単純化することにより、地下水の流れが予測可能になると思われる。

太平洋側堆積盆地をモデルに概念構築を行う場合、地下水の流出域が海岸（海洋）となることが予想される。海岸には塩淡水境界（塩水クサビ）が存在すると考えられ、この境界領域は涵養域の地形、基盤岩露出地帯、河川水の伏没などが関係する。したがって、今後は塩淡水境界（塩水クサビ）に関する地下水挙動や、離間距離の知見が必要である。

必要な水文地質情報の主な項目を列挙すると、地形起伏・降水量・積雪量（積雪深）・蒸発散量・涵養域・流出域・水文境界（河川、湖沼、海岸等）・地下水位（全水頭分布・不圧水・被圧水）・動水勾配・流向・流速・地質構造（広域的地質構造・堆積構造・透水層・難透水層）・塩淡水境界（塩水クサビ）等がある。

次に、地質構造と地下水の流動の関連をまとめる。

(1) ドーム型 (背斜構造)

この型は、背斜状隆起帯の起伏形態により、①-1 (緩斜) タイプ、①-2 (急斜) タイプに区分され、涵養域は地表面である。①-1では、岩種が細粒質 (細粒砂岩・泥岩) で、泥岩層を境にして上部砂岩層が貯留層となる。①-2は、岩種が砂岩層主体の堆積岩で、貯留層はドーム脚部付近の向斜部で、地下水面はドーム中央部では一般に深い。

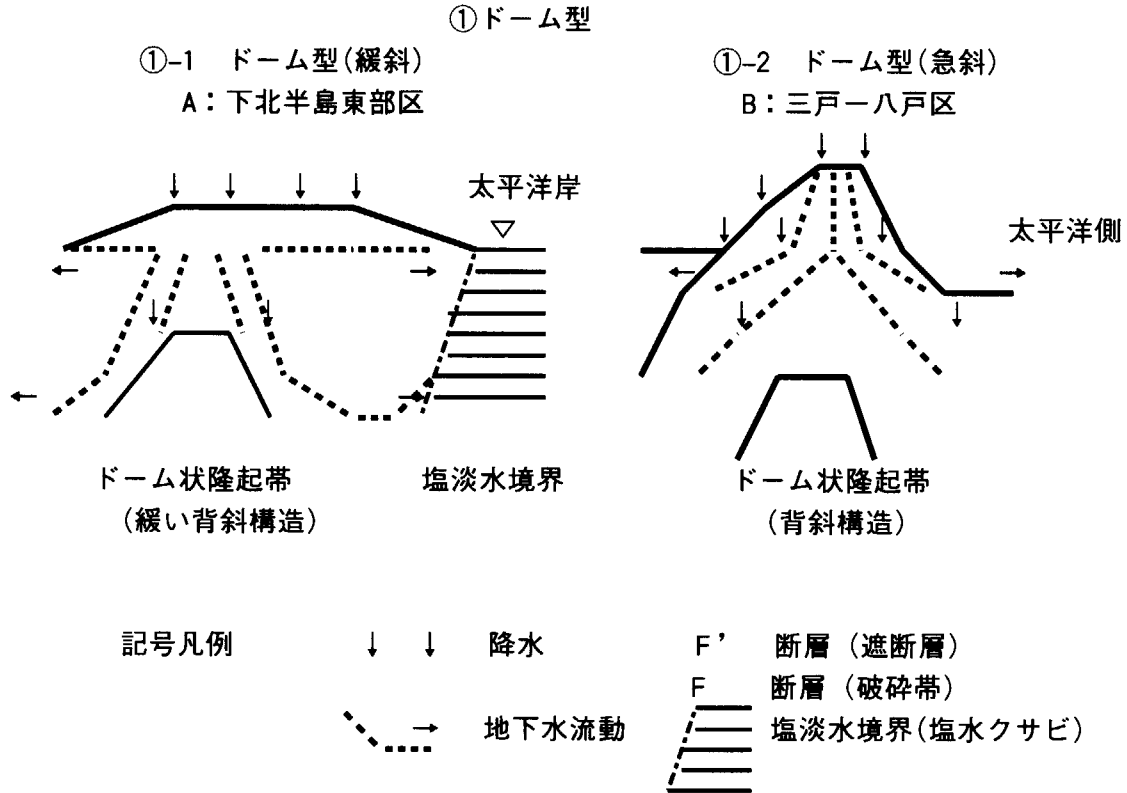


図6.1-1 地質構造と地下水流動模式概念図 (1)

(2) ②逆断層-隆起型 (西方隆起-東側沈降帯)

南北方向の逆断層型で、東側沈降帯が一般に厚層の堆積域である。断層は、②-1タイプのように新第三系・第四系を変位させて、水理的には不透水層 (遮断層) をなしている場合がある。ここでは遮断層として区分した。②-2タイプの断層は、基盤・新第三系、第四系を変位させ、破碎帯である。水理的には、断層は透水域 (涵養域) で、貯留層は東側の堆積盆地である。地質構造は太平洋側に緩く傾斜する同斜構造、および盆状構造である。同斜構造では、末端部 (東側-太平洋側) ほど被圧地下水を形成する傾向がある。

地層は互層状の堆積相を示し、泥岩層を挟むため複数の帯水層が推定される。盆状構造内の流動は、向斜部 (凹部) で停滞性の特性が推定される。基盤岩の位置によって、堆積岩の層厚変化が大きいこともある。一般に300m内外である。堆積岩の下限付近や基盤の上面付近には、粘土・石英質粗粒砂岩 (アルコール砂岩) が存在し、上部に泥岩が存在するので、被圧地下水が存在する。

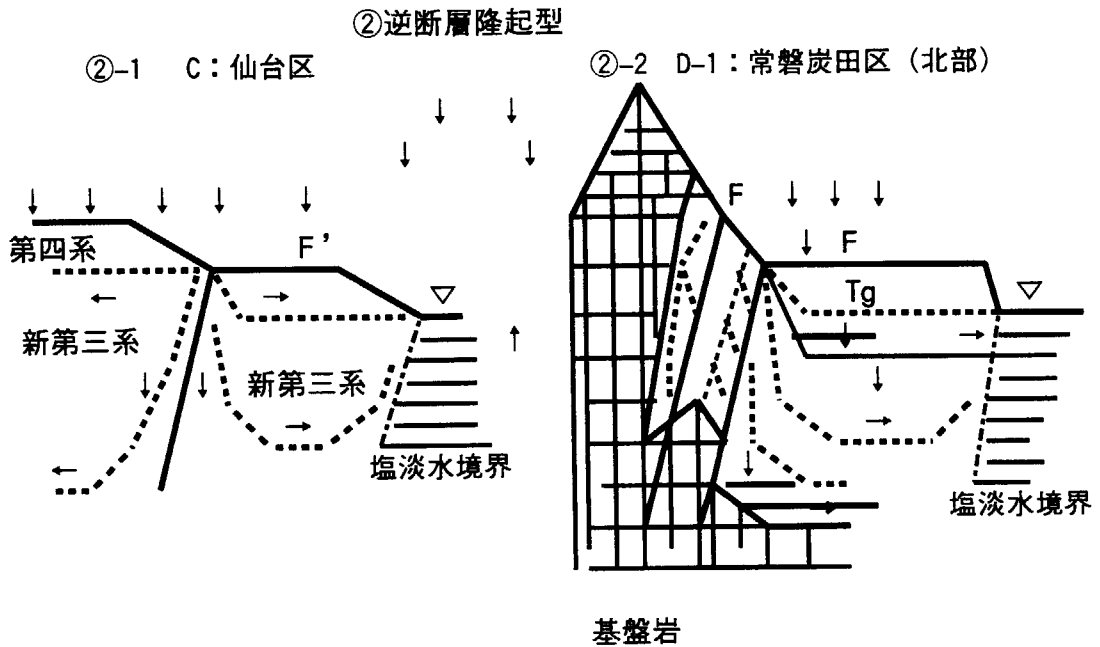


図6.1-2 地質構造と地下水流動モード概念図 (2)

(3) ③基盤断裂型 (D-2: 常磐炭田区中央部)

基盤断裂によって堆積岩の側方変位、層厚変化が大きい。貯留層は基盤凹部。断層は涵養域として機能する。

(4) ④盆状構造型 (D-3: 常磐炭田区南部)

堆積岩は砂岩・泥岩の互層堆積相を示し、向斜部で地下水は停滞性の貯留層をなす。

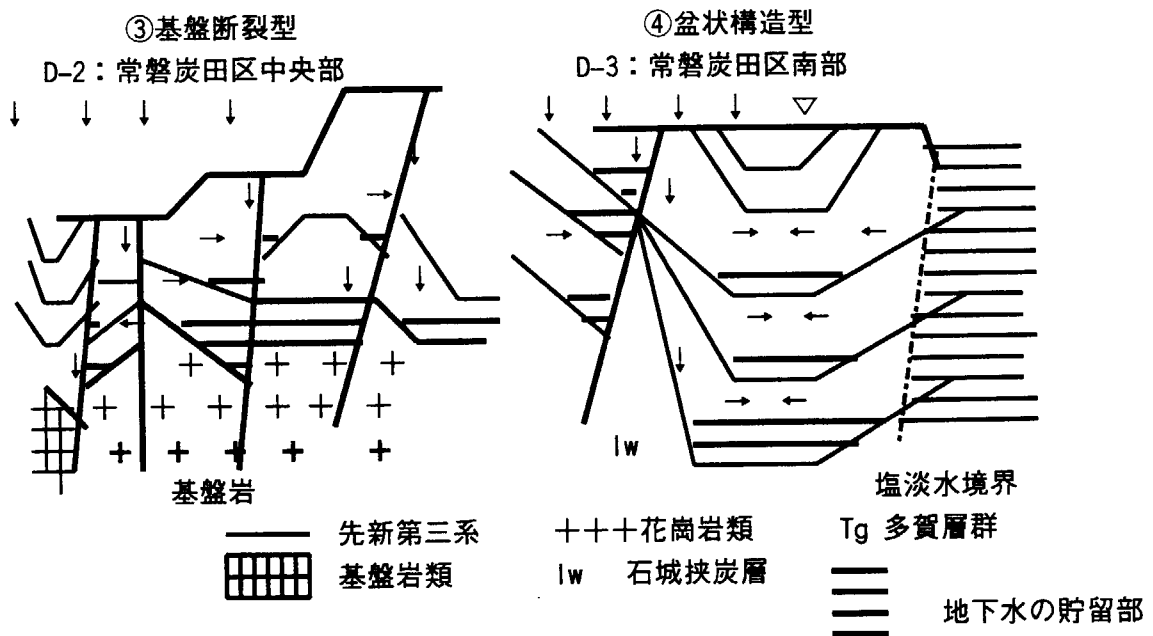


図6.1-3 地質構造と地下水流動モード概念図 (3)

(5) ⑤基盤沈降型 (E: 東海-那珂湊区)

涵養域は、平野・台地一帯である。動水勾配はきわめて小さい。泥岩の厚層 (320~1000 m+) からなっており、全層が難透水層といえる。部分的に数cmの砂岩薄層の透水部が存在する。また、泥岩は全体にやや砂質であるため、一般的な泥岩に比べるとやや高い透水性が推定される。

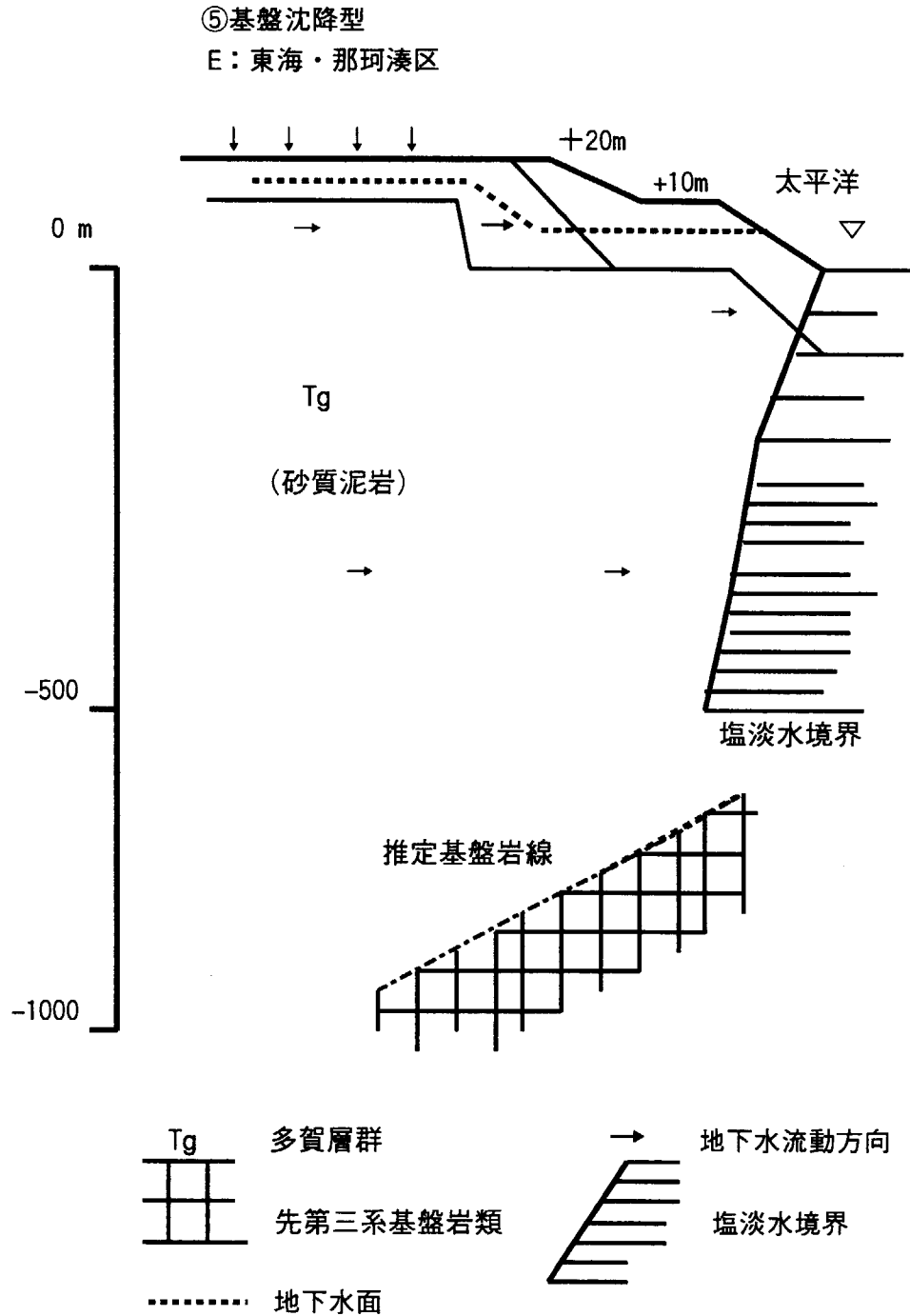


図6.1-4 地質構造と地下水流動モード概念図 (4)

6.2 透水係数

(1) 透水係数の考え方

放射性廃棄物の地中埋設処分の安全評価を行う場合、透水係数は重要な水理パラメータとなる。従来、対象となる地層・岩体ごとに得られた透水係数は、測定値の範囲（最大値、最小値）、平均値、最多頻度など、各種データについて、一定した処理がなされてこなかった。一般に、透水係数は同一岩種であっても広くバラツキを示すことや異種岩種で測定値の範囲が重なり合うことが知られている。現在、現実的かつ保守的な代表値を得るための客観的方法が求められている。

バラツキの理由としては、①測定点と対象地層・岩体との空間的規模の違い、②堆積岩の形成プロセスでの粒子的不均一性・層理・割れ目などの地質学的要因からくるもの、③試験方法（パッカー法、回復法、揚水法等）・試験精度からくるものがある。

この問題については、砂岩・泥岩・火砕岩の3岩種について、原位置試験及び室内試験が実施され、統計学的手法による確率密度分布関数を使用した解析式の提案がなされてきた。しかし、難透水性泥岩では、透水係数の試験方法の限界から、室内試験との整合的な比較が困難であった。現在では高精度な試験機器の開発も行われており、今後は適正量のデータの取得が望まれる。

堆積岩の透水係数は、一般に粒子間隙などが関与する。七北田層の細粒砂岩・粗粒砂岩・礫岩の透水係数は、いずれも 10^5 cm/sのオーダーを示した。これは、粒子間隙を充填する膠結物による影響で、炭酸塩などの沈殿物による堆積環境と係わっていると考えられる。したがって、透水係数はかならずしも粒子特性を反映していない。このことは、より広域的にみると、層序・岩相境界が必ずしも水理・水文境界とは一致しないこともあることを示す。

したがって、層相概念の適用による水文地質単元の確立には、電気検層など他の方法（物理探査）による検定も必要なことを示している。

今後、代表的な岩種について、水理パラメータを取得・整理し、確率密度関数とその概数を得るため、国内での各地層・岩種の透水係数の分布を調査することが必要である。

特に、原位置試験における透水係数は、対象地層・岩体の不均一性だけでなく、測定方法の基準化、測定条件の明確化により、精度の高いデータ処理がなされることが重要と思われる。

(2) 岩種別の透水係数について

既存文献から得られた岩種別の透水係数をしめす。原位置試験の数値は、多くがパッカー法によるものである。泥岩のような難透水性の岩種は、岩盤内微細亀裂の発生で、過大な透水係数を示すことがある。このような場合には、室内試験の結果を考慮した総合的な評価も必要である。

既存データから、砂岩・泥岩・凝灰岩の原位置での透水係数の範囲と一般値を示す。

一般値	範囲
①砂岩： 5×10^5 cm/s	($2 \sim 9 \times 10^5$ cm/s)
②泥岩： 1×10^6 cm/s	($1 \times 10^6 \sim 10^7$ cm/s)
③凝灰岩： 1×10^5 cm/s	($1 \times 10^4 \sim 10^7$ cm/s)

一般値は、データを室内試験結果を考慮して評価した^{19,21)}。

6.3 地下水の水質と地質環境

文献17)によれば、阿武隈山地東縁（双葉断層の東側縁）の太平洋側に面した、宮城県岩沼市～福島県四倉町（延長約95km、幅10km）の「仙台区の南部」と「常磐炭田区の北部（D-1）」を合わせた地域には、第三系鮮新統中に被圧地下水が存在する。

地質構成層は、山地側では花崗岩類・古生代及びジュラ紀の地層であり、東側丘陵では新第三紀鮮新世の仙台層群大年寺層が主体であり、南方四倉付近では帯状に分布する古第三紀漸新世白水層群と新第三紀湯長谷層群である。

仙台区Cと常磐区D-1を代表する堆積盆地の水文地質特性には、地形（山地・丘陵・低地）、河川、盆状構造、深井戸資料及び水比抵抗値 ρa から、次に示す特徴が認められている。

水比抵抗等値線は、西側山地の基盤岩地帯から海岸側に向かって、10,000～7,000～5,000 Ω -cm（図6.3-2）と漸次小さくなる傾向を示す。また、宇田川河口付近（低地）から内陸部に向かって、4,000～5,000 Ω -cmの低比抵抗帯が入り込んでいる。河川間の海崖状の丘陵部では、6,000～7,000 Ω -cmとやや高い ρa 値を示している。さらに、原町一円の被圧地下水の水比抵抗値 ρa は11,000～8,000 Ω -cm台を示し、相馬北部地区に比べ高い値となっている。その等値線は、東北方向に漸次低くなっており、主たる供給地帯が、太田川の基盤露出帯であることを示している¹⁷⁾。河川水の水比抵抗値 ρa は、仙台名取川の例で、16,000 Ω -cmが示されている。

双葉郡南部では、基盤岩が海岸寄りに分布しており、帯水層となる鮮新統の地層分布は小範囲となってくる¹⁷⁾。ここでは、海岸寄りの自噴井戸の水比抵抗値 ρa が、5,000～7,000 Ω -cm台と比較的高い値となっている。このことは、地下水供給帯に近いことを示しているものと考えられ¹⁷⁾、四倉町では1,000 Ω -cm以下の塩分の多い地下水となっている。

これまでに得られた主要な結果から、水文地質環境の特徴を整理すれば以下の通りである。

- ①地下水の主たる供給源は、山地と丘陵の境界部の基盤岩露出地帯である。
- ②河川上流の基盤岩露出帯が、伏流涵養の水文条件を示している。
- ③基盤岩と新第三紀層（鮮新統）の分布域（ここでは東西距離）が小さい程、水比抵抗値 ρa は高い傾向を示している。
- ④平行な ρa 等値線から、基盤と上位の第三紀層は地下水の貯留層である。
- ⑤原町付近（やや内陸側）と四倉町付近（海岸）に分布する深井戸資料によると、原町付近では塩分は低く、四倉町では高塩分を示している（図6.3-1）。
- ⑥原町付近（烏崎）では、海岸よりでも塩分（Cl⁻）は3.4ppmときわめて低い値を示している。

このことは、涵養域の広がり（距離）・河川からの涵養・新第三紀層（鮮新統の規模）の分布域などが、水文地質的な条件として係わっていると考えられる。したがって、上記に示した地質環境は、淡水・塩水の境界領域を理解する上で示唆的な例を示していると考えられる。

表6.3-1 海岸付近の被圧地下水（深井戸）の塩分濃度 Tw(°C)－水温

深井戸地点	ストレーナ-深度(m)	pH	Tw(°C)	Na ⁺ (ppm)	Cl ⁻ (ppm)
烏崎（海岸）	180	8.4	17.5	26.4	3.4
原町付近(1)	79~194	7.0	17.9	19.4	3.4
* 原町付近(2)	100~200	8.4	-	-	9.5
	200~291	8.3	-	52	5.0
四倉町（海岸）	150	7.9	17.5	185.3	129.2

(文献 17)に加筆)

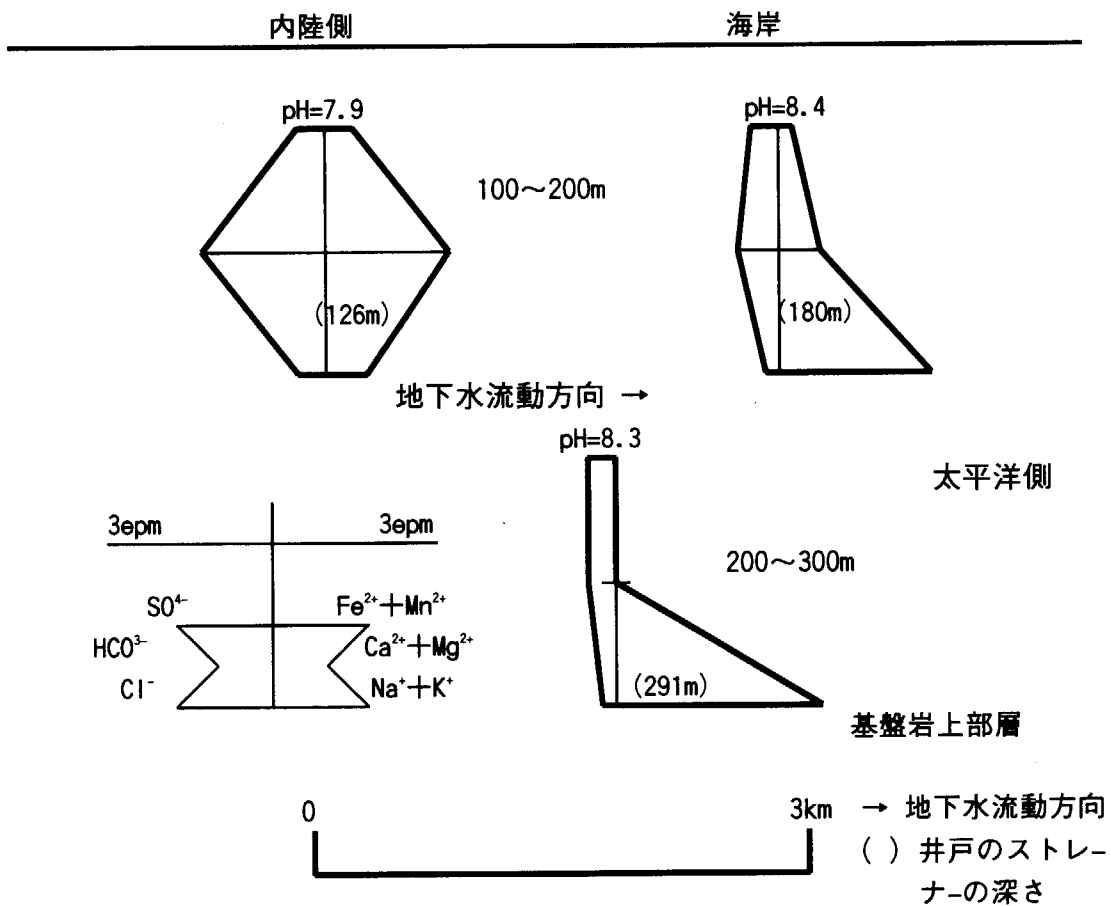
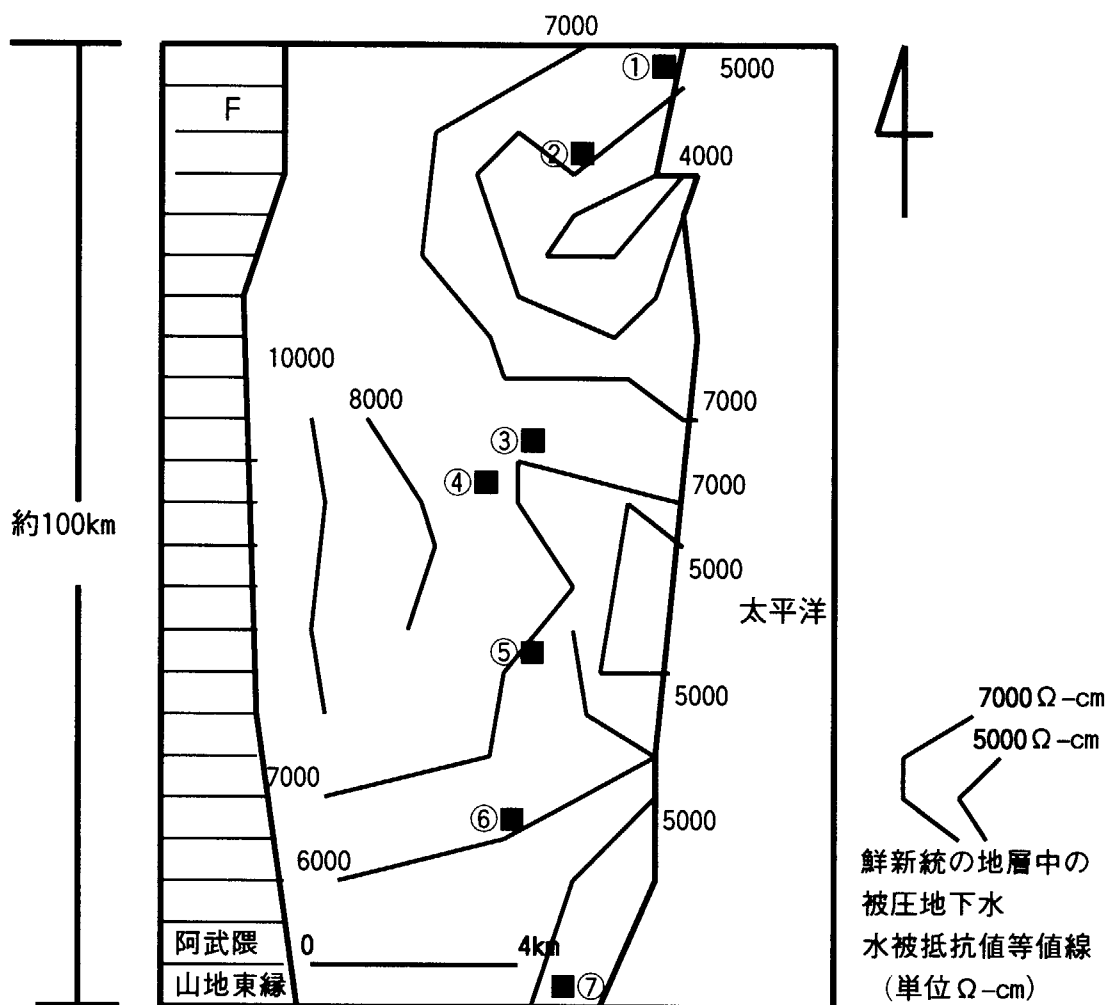


図6.3-1 ヘキサダイアグラムからみた流動地下水の水質組成変化模式図

(文献17に加筆・模式化)

表6.3-1、図6.3-1から原町付近では、塩水と無関係の場合、深層地下水ほどCa²⁺<Na⁺への塩基置換が進み、深度100m~200mではCa(HCO₃)₂型（アルカリ土類重炭酸塩型）を示すのに対して、深度200m以下の地下水では、NaHCO₃型（アルカリ重炭酸塩型）に移行する傾向を示し、淡水性の被圧地下水に分類される。



①新地町・②相馬市・③鹿島町・④原町市・⑤小高町・⑥浪江町・⑦双葉町
 図6.3-2 阿武隈山地東縁の代表的な水理地質概念図(文献-17を加筆・模式化)

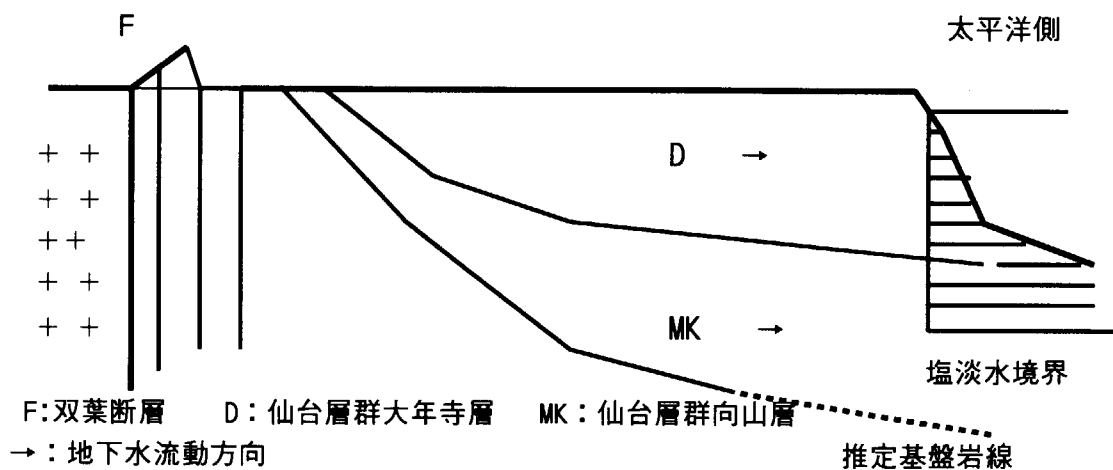


図6.3-3 双葉断層の東側に分布する新第三系(仙台層群)と地下水の概念図

7. 放射性廃棄物の埋設処分概念と太平洋側堆積岩の地質環境

7.1 基本的考え方

放射性廃棄物に関しては、現行の政令濃度上限値を超える低レベル放射性廃棄物、TRU核種を含む放射性廃棄物及びウラン廃棄物を対象とした埋設処分が考えられている。

簡易埋設処分タイプは現在、日本原子力研究所東海研究所の北地区に、操業中の施設が存在する。埋設深度は5～10m程度である。また、浅地中埋設処分タイプは、青森県六ヶ所村に「六ヶ所低レベル放射性廃棄物埋設センター」が操業中で、埋設深度は約20m程度である。今後想定される上記放射性廃棄物の埋設深度は、濃度・半減期の異なる多様な核種を対象とすれば、深度数100m程度を考慮しなければならない。

簡易埋設処分施設の対象となる地層としては、新第三紀層、第四紀層など幅広いものが考えられる。また、浅地中・地下深部埋設処分施設には新第三紀堆積岩が対象として考えられる。特に、浅地中・地下深部埋設処分タイプは、長期にわたり管理され、人間及び人間の諸活動行為から隔離されなければならない。したがって、「長期安定性」と「地質環境特性」の両面から地質環境を考える必要がある。

(1) 長期安定性

日本列島は変動帯にあり、埋設処分施設は地震帯・活断層・第四紀火山を避ける必要がある。我が国の地質環境は環太平洋地震帯に属し、地殻変動の活発な、いわゆる”変動帯”である。しかし、地震分布には規則性が認められ、また、活断層は地殻上部で起こる大地震の発生源であるが地域性がある。したがって、これらとは一定の距離を保ち、かつ地域を選定することにより、有意な影響を除くことができるものと考えられる。

長期安定性の立場から、埋設深度の如何にかかわらず避けなければならない変動帯特有の事象として、地震（浅発地震）、活断層、火山活動領域及び熱水・温泉などの活地熱地帯などがあり、適切な地域と地層・岩体を選ぶことが基本である。

したがって、地震・活断層・火山等について、過去における活動履歴・影響範囲・活動の規模・発生頻度、及び第四紀火山帯を中心とした地熱・温泉の影響範囲を整理し、評価しておく必要がある。

活断層については「日本の活断層」（活断層研究会編，1980,1991）に、確実度（Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ）、主要断層の活動度（A・B・C）など詳細な記載がある。地殻変動については、「水準測量から求めた最近70年間の総括的上下変動（檀原，1971）」（図4.1-6）によれば、西南日本太平洋岸の地震隆起地域を除けば、海岸沿いはほとんど隆起していない、などの研究がある。

今回調査の対象とした新第三紀堆積岩（一部古第三紀堆積岩を含む）は太平洋側に分布し、活断層区で示すと、「Ⅲ 東北地方外帯」に区分される⁹⁾（図7.1-1）。

主な活断層として、北から下北半島東部の「一切東方（活動度C，確実度Ⅲ）」、「出戸西方（活動度B，確実度Ⅲ）」、下北半島西部の「横浜断層（活動度C，確実度Ⅱ）」、「野辺地断層（活動度B，確実度Ⅱ）」が存在する。仙台付近には「長町-利府線（活動度B，確実度Ⅰ）」、「大年寺山断層（活動度B，確実度Ⅰ）」、仙台南～福島県東部には「双葉断層（活動度B，確実度Ⅰ）」が存在する。いずれも平均変位速度Sは、活動度Bのもので $1>S>0.1\text{m}/1000\text{年}$ 、活動度Cのもので $0.1>S>0.01\text{m}/1000\text{年}$ である。また、表7.1-1の「活断層区とその中での断層の特性」では、太平洋側の堆積区は断層密度は「極小」に区分される⁹⁾。

また、火山活動に関しては、第四紀の火山フロントより東側に位置しており、変動帯全体の中では活動度が最も低い分類に入る。

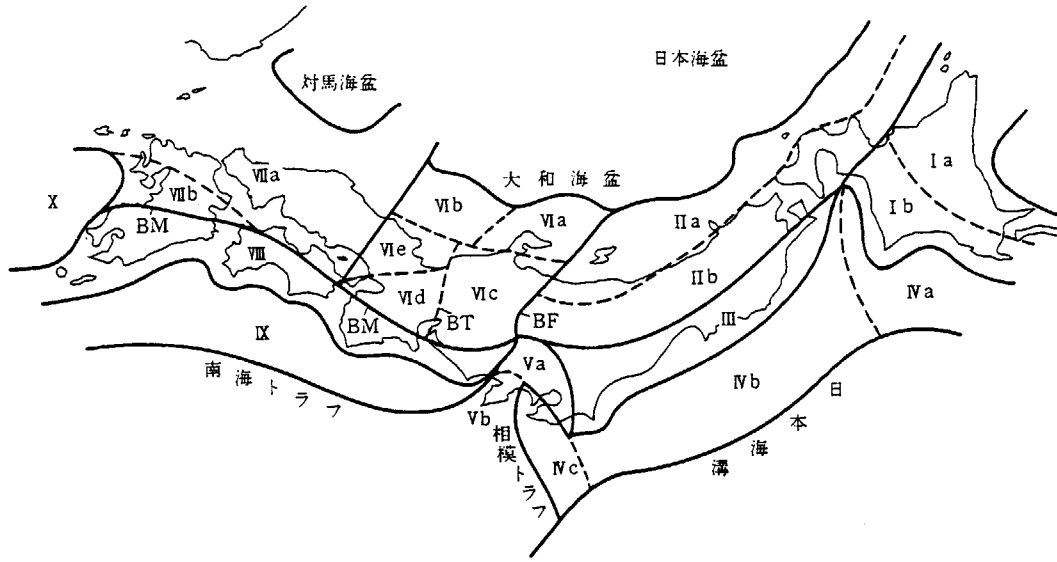


図7.1-1 「東北地方外帯-Ⅲ」と活断層区 (改題)⁹⁾

表7.1-1 活断層区とその中での断層の特性⁹⁾

大区分	小区分	密度	主要断層の長さ*	主要断層の活動度	卓越する断層型**	備考
I 北海道主部	a 北海道主部内帯	小	小	C	逆?	
	b 北海道主部外帯	小	中	B	逆	
II 東北日本内帯	a 東北日本内帯大陸斜面	大	大	A?	逆	海底
	b 東北日本内帯陸上	中	小	B	逆	火山地帯
III 東北地方外帯		極小	中	B	逆・横	
IV 東北日本太平洋斜面	a 北海道南岸沖	大	大	A?	逆・横?	海底
	b 三陸・常磐・鹿島沖	大	大	A?	逆	海底
	c 相模舟状海盆周辺	大	大	A	逆・横	主に海底
V 伊豆小笠原弧先端部	a 関東山地周辺	中	小	B	逆・横	
	b 伊豆半島周辺	大	小	B	横	火山地域
BF フォッサマグナ西縁地帯		大	小	A	横・逆	
VI 西南日本内帯東部	a 能登半島周辺	小	小	B・C	逆	陸と海底
	b 隠岐舟状海盆周辺	中	中	B?	逆?	海底
	c 中部山地	大	大	A	横・逆	
	BT 敦賀湾-伊勢湾縁地帯	大	中	A・B	横・逆	
	d 近畿三角地域	大	中	B・A	逆・横	
VII 西南日本内帯西部	e 近畿北西部	中	中	B	横・逆	
	a 中国・瀬戸内・北九州	小	小	B・C	横・逆	
BM 中央構造線地帯	b 中九州火山地域	大	小	B	正	火山地域
		大	大	A	横	
VIII 西南日本外帯		極小	小	B・C	逆・横	
IX 西南日本太平洋斜面		大	大	AA	逆・横	海底
X 沖繩舟状海盆北部		中	大	B?	正?	海底
南西諸島		大~極小 (地域差大)	小	B・C	正	陸上のみ
伊豆・小笠原諸島		小?	小	C	逆?	陸上のみ

* 小: 20 km 以下, 中: 20~50 km, 大: 50 km 以上, 海底と陸上は元の資料がらうが, 別図による長さ。

** 逆: 逆断層, 正: 正断層, 横: 横ずれ断層。

(2) 地質環境特性

地層処分に適した地質環境特性は、天然バリアとしての水理特性・核種移行特性・強度特性に優れた性質をもつとともに、地下資源等が存在しないことであると考えられる。

第四紀の地層は、低地・丘陵地に広域的に分布する更新統・完新統の未固結層である。このうち、簡易埋設処分タイプの対象となる地層は、低地部以外に分布する更新統のローム層・砂丘砂などである。

東北日本太平洋側に分布する新第三紀層（一部に古第三紀層分布域が含まれる）の分布地は、北から南にかけて、主に次の5つの堆積地域に区分される。

- A. 下北半島東部区
- B. 三戸-八戸区
- C. 仙台区（仙台北部・仙台付近・仙台南部に細分される）
- D. 常磐炭田区
- E. 東海・那珂湊区

天然バリアとしての地質環境を設定する場合、地質環境の安定性からは、日本列島が火山・地震・隆起・沈降等の広域かつ局地的な変動帯に属している、という地質学的条件を十分考慮する必要がある。その上で、対象となる地層（岩体を含む）が、広域的に分布するか、偏在するかを判断することになる。

地質環境特性から日本における代表的な岩種を選別する場合、まず、火成岩・変成岩・堆積岩に区分する。また、先新第三系基盤岩類の場合、火成岩・変成岩は結晶質岩に、堆積岩は非結晶質な堆積岩（たとえば硬砂岩や石灰岩）に区分される。

代表的な結晶質岩である花崗岩類は東北日本・西南日本に広く分布し、特に西南日本では中央構造線の北側に広域的に分布する。変成岩類は西南日本の中央構造線に沿って、また、北側の内帯に偏在して分布する。

結晶質岩は岩体形成時の圧力・温度履歴や、その後の地質時代に受けた応力の履歴を有しているため、岩石自体の成因的な構造からくる巨視的・微視的な亀裂特性が問題になる。また、堆積岩であっても硬質な場合、粒子間隙よりも亀裂特性により高透水性になる。このため、埋設深度がより深いほど地質環境特性は向上するが、十分な深度を確保できない場合は、亀裂頻度や風化による水理学的な複雑性が問題となる。

また、石灰岩などの炭酸塩岩石には、亀裂系だけでなく、地下水による溶解作用（炭酸ガス）で形成されたマクロポア（巨大空隙）や、化石遺骸の集積体であることからくる高間隙の問題など堆積学的な特異性が存在する。

したがって、処分埋設深度を想定する場合、岩石の強度特性は良いとしても、水理学的条件（地質媒体としての透水性）から対象地域と深度が規定される。

新第三紀堆積岩は、関東北部から東北地方および北海道南西部にかけて、非常に広い範囲に分布し、いわゆるグリーンタフ地域と非グリーンタフ地域に分けられる。

グリーンタフ地域は、第四紀火山フロント（盛岡-白河線）の西側に分布する⁶⁾（図7.1-2）。この地域は、西側ほど新しく隆起したと考えられ、中新世～鮮新世にかけての火成活動、地殻変動による広域的な変動履歴を有している。基盤の断裂に伴う膨大な海底火山噴出物、厚層の泥岩・頁岩の深海相、粗粒砂岩などの浅海相からなり、複雑な層相を示すのが一般的である。

地質構造は、大きくは褶曲による背斜・向斜の波状構造をなし、隆起帯と沈降帯が帯状に配列している。また、続成作用・熱水変質作用による石油・金属鉱床や地熱資源などが存在する。一方、中新世中後期～鮮新世にかけて、船川層・女川層とよばれる泥岩・頁岩を主体とする地層が形成されている。これは、岩相変化が乏しく、層厚1000mを超える泥質岩である。

グリーンタフ地域は、物理的・化学的（変質帯）・力学的（膨潤性）・熱的（地熱・温泉）問題と、長期安定性（第四紀火山フロント）の点から考慮すべきである。また、日本列島の新第三系の大堆積盆地でもあるので、今後の調査対象となる地域である。

非グリーンタフ地域の岩相及び堆積構造は、比較的単純である。この地域は、地殻変動も緩やかで、第四紀の火山フロントの東側に位置し、熱的問題も小さい。褶曲構造は一部の断層付近以外みられない。また、堆積域は、グリーンタフ地域に比べると一般に小規模で、幅広い層厚の変化が認められる。

岩種は砂岩・泥岩・礫岩・溶岩・火砕岩（火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・凝灰岩）から構成される。礫岩は分布が限られ、層厚も薄い。溶岩・火砕岩は、出現時代が主に中新世初期で、その分布は偏在する。砂岩は泥岩とともに、堆積サイクルを示すため、互層堆積相として各堆積地域に広域的に分布しており、一般に層厚は100m以下と薄い。泥岩は砂岩に比べ、互層する場合でも一般に厚層（100～300m）で、局地的にも、広域的にも、基盤構造に係わる厚層（400～1000m）を示すことがある。

凝灰岩（火山灰主体）は、これらの堆積岩中に挟在して広域的に分布する。一方、火砕岩のうち軽石凝灰岩は、主に溶結・非溶結の岩体として塊状無層理をなし、分布は偏在（仙台西部、一関）している。

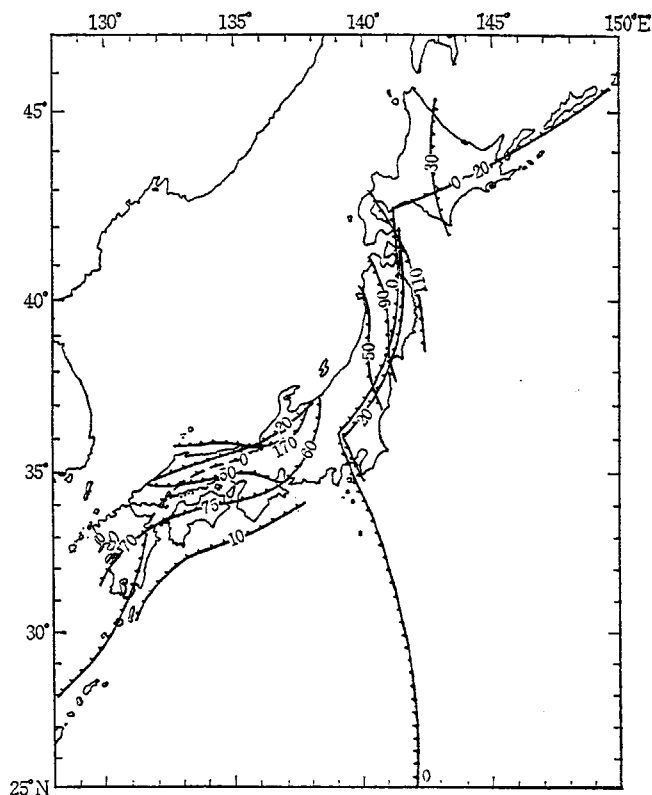


図7.1-2 火山フロント位置の時的移り変わり（Matsuda・Uyeda, 1971による）⁶⁾
短い横線のついている側に火山帯が存在した。数字は100万年(Ma)を表す。

7.2 放射性廃棄物の埋設処分の立場と堆積岩の地質環境

放射性廃棄物の埋設処分の立場からみれば、主体となる堆積岩の要件は分布域・岩種・層厚・透水係数・核種移行特性・水質化学特性・力学特性（地山の安定性）である。ここに核種移行特性は、別途論じなければならない。

7.2.1 太平洋側堆積岩の岩種・層厚・透水性及び力学的特性

- (a) 処分施設地の選択肢から、広域的に分布し、出現する地質時代も幅広く、一般性のある岩種が望ましい。このような岩種として、砂岩・泥岩・火砕岩（凝灰岩類）が存在する。
- (b) 層厚に関しては、一定の十分な値が必要である。深部埋設を基準に考えれば、現実に存在する泥岩の400～700m、火砕岩の200m±が参考になる。
- (c) 天然バリアとして機能する堆積岩は、難透水性の特性が必要である。このような岩種の透水係数は、オーダーとして泥岩（ 10^{-6} ～ 10^{-7} cm/s）・火砕岩（各種凝灰岩類）（ 10^{-4} ～ 10^{-7} cm/s）である。砂岩では（ $2\sim 9\times 10^{-5}$ cm/s）である。原位置試験で得られた透水係数は、測定条件・測定精度・地層・岩体の亀裂特性により泥岩・火砕岩では1000倍ほどのバラツキがある。砂岩では 10^{-5} cm/sを示し、原位置試験と室内試験値がほぼ一致している。室内試験のデータ（平均値）は、泥岩（ 10^{-7} cm/s）、凝灰岩（ 10^{-7} ～ 10^{-8} cm/s）、砂岩（ 10^{-5} cm/s）を示し、砂岩以外は難透水性の岩石であることが理解される。
- (d) 地下水環境は阿武隈山地東縁の新第三紀層では、深度100m以下程度では、水質組成は「炭酸カルシウム型」、100～200mでは主として「炭酸カルシウム型」、200～300mでは「炭酸ナトリウム型」を示す傾向がある。pHでは深度100m以下ではpH6～7、深度100～250mではpH7～8を示している。特異な地点ではpH9.2（石灰岩）を示すことがある。深度200m以下では停滞的な環境を示している。
- (e) 岩石の力学的特性としては、新第三紀の堆積軟岩は一般的に、一軸圧縮強さ100(kgf/cm²)以下に定義されている。太平洋側堆積岩の場合、砂岩・泥岩・凝灰岩の一軸圧縮強さは、取得されたデータから50(kgf/cm²)以下である。
- (f) 水文地質環境からは、太平洋側の各堆積区ではB地域を除き一般に地形勾配が小さく、動水勾配は小さいが、阿武隈山地東縁における流動系では流出域での被圧水頭が存在する。つまり、砂岩・泥岩の互層堆積相では、海岸側に傾斜する単斜構造で、上部泥岩層の下位に被圧地下水が存在する。このタイプの堆積区では、下部の砂岩層・基盤上部付近が帯水層（高透水部）となっており、深度100～300mの灌漑用井戸が多数存在する。

以上の結果を総括すると、各堆積区の代表的な地質構造は、個別性もあるが、共通するものが存在し、隆起帯・断層・基盤構造が深く関わっている。層厚もこの地質構造に規制されていると考えられる。

今回の調査では、A、B区を「①ドーム型（背斜構造）、①-1（緩斜）、①-2（急斜）」、C区を「②-1逆断層隆起型（西側隆起-東側沈降帯）」、D区を「②-2逆断層隆起型(D-1)・③基盤断裂型(D-2)・④盆状構造型(D-3)」、E区を「⑤基盤沈降型（湾入堆積相）」に分類し、地質構造を模式的・概念的に単純化して示した。

また、分布する層相の特徴から、岩種が互層（多層）する堆積相（Ⅰ）、泥岩や砂岩の卓越する（二層）堆積相（Ⅱ）、および、泥岩あるいは火砕岩のみ（一層）の堆積相（Ⅲ）を区分できることが明らかになった。

この中で、堆積相（Ⅰ）の典型的なものとして、C-仙台区の仙台付近に分布する層厚30～40mの砂岩・泥岩（シルト岩）・凝灰岩の互層が、また、D-1常磐区北部の阿武隈山地東縁部には、南北延長100km・幅5～10kmにわたり、狭小ではあるが広域的な堆積盆地内に形成された砂岩・泥岩互層が相当する。さらに、B-三戸-八戸区も、砂岩・泥岩と火砕岩類が複雑な層相変化を示して分布している。

堆積相（Ⅱ）としては、A-下北半島東部区に分布する層厚650mの細粒砂岩・泥岩（凝灰岩を挟在）、また、D-常磐炭田区中央部(D-2)、南部(D-3)に分布する多賀層群の砂岩・泥岩が層厚30～330mが相当する。ただし、この層は、層厚の側方変化が著しい。

堆積相（Ⅲ）としては、E-東海・那珂湊区に分布する、多賀層の層厚320+～700m+の厚い泥岩が相当する。また、C-仙台区の仙台付近西部に分布する厚さ150～200mの軽石凝灰岩（火砕岩-湯元層）、同区北部の松島丘陵に分布する層厚200m以下の火砕岩（塩竈層）、一関丘陵に分布する層厚100mの軽石凝灰岩（巖美層）が、一層堆積相に相当する。

各堆積区に分布する地層を、堆積相に注目して区分すると、次のような特徴が見られる。

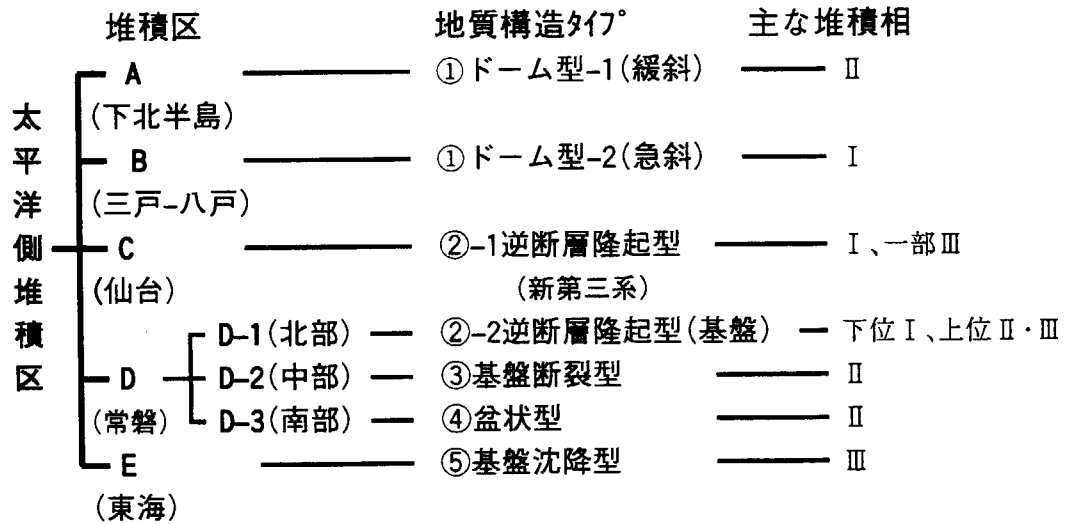
- ① 多層堆積相(Ⅰ)は、構造が複雑で、かつ広域に分布する傾向がある。
- ② 二層堆積相(Ⅱ)は、構造は比較的安定しており、分布も局所的な場合が多いが、層厚の変化に富む場合がある。
- ③ 一層堆積相(Ⅲ)は、全体的に安定した構造の中に形成されている。このような岩種は、一定のまとまりをもった厚層の地層として存在する場合が多い。岩種として泥岩・火砕岩（各種凝灰岩類）があげられる。

以上のように、一層または二層堆積相は、水文地質条件・力学的条件・堆積構造などに、多くの長所を持ち、深部地下埋設処分地の地層として、十分検討に値すると考えられる。

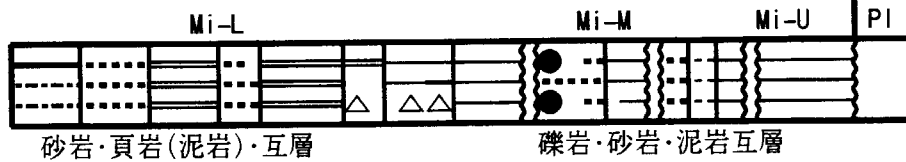
次に、太平洋側各堆積区の岩種構成を総括的に分類し、図7.2-1「太平洋側堆積区の岩相の概念」として示した。また、図7.2-2に「堆積岩の岩種別分布特性」、表7.2-1に「太平洋側に分布する堆積岩の岩種別分布特性評価」を示し、広域的な堆積岩と偏在する堆積岩を対照的に示した。

さらに、東北日本太平洋側の5堆積区について、分布する地層を対比し、各層が主にとどの堆積相を示すかをまとめた(表7.2-2)。

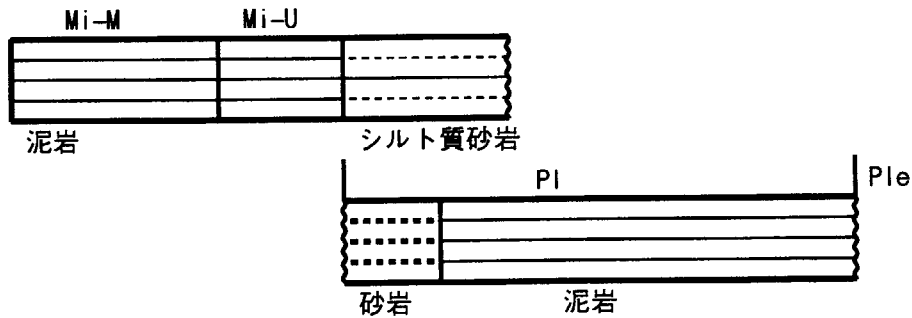
7.2.2 太平洋側堆積区の岩相の概念



(I) 互層堆積相 (多層構成) : 一般に広域分布で、複雑な堆積環境にある。



(II) 二層堆積相 (二層構成) : 一般に局所分布、全体的に安定した環境



(III) 一層堆積相 (一層構成) : 一般に局所分布、堆積岩は比較的安定した環境にある。

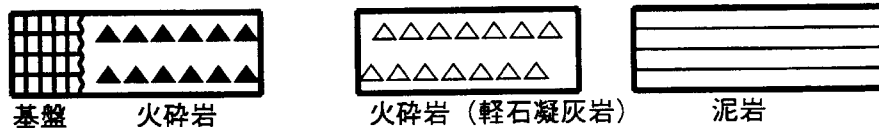


図7.2-1 太平洋側堆積区の岩相の概念

- 凡例 Ple : 第四紀更新世 Pl : 第三紀鮮新世
 Mi-U : 第三紀中新世後期 Mi-M : 第三紀中新世中期
 Mi-L : 第三紀中新世前期

7.2.3 岩種別分布特性

太平洋側に分布する砂岩・泥岩・火砕岩の分布が広域的か、偏在的かについて、代表的な地層群のなかから、最大層厚などを参考に概略的な分布特性をしめす。

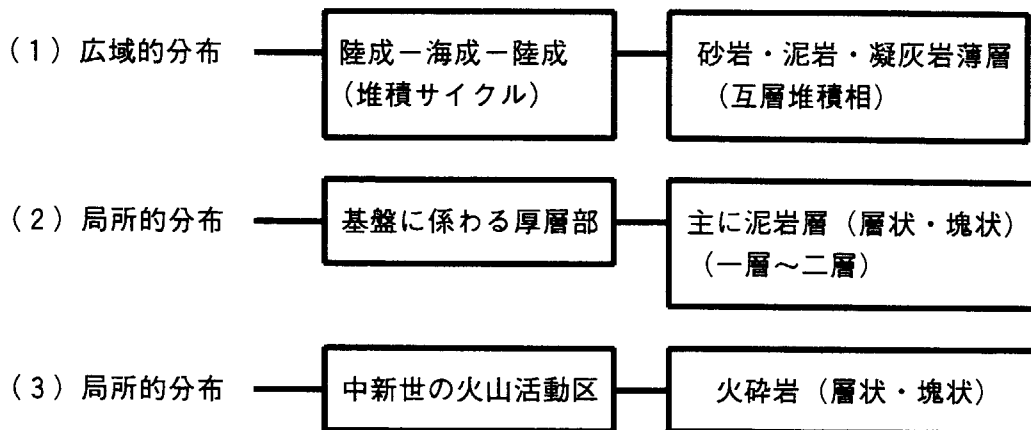


図7.2-2 堆積岩の岩種別分布特性

表7.2-1 太平洋側に分布する堆積岩の岩種別分布特性評価

岩種	広域・局所	層厚 (m)	層相	
砂岩・泥岩・凝灰岩薄層	◎	5~300	互層	
泥岩	△	640~1000+	一層	
細粒砂岩・泥岩	△	650	二層	
礫岩 (主に円礫岩)	△	数m~20±	基底礫岩など	
火砕岩	△	100~600	塊状	
				火山礫凝灰岩
				火山角礫岩
	凝灰岩	◎	数cm~10±	砂岩・泥岩に挟在する
	凝灰岩 (火山灰主体)			
軽石凝灰岩 (溶結・非溶結)	△	100~200	塊状無層理	

◎ 広域的に分布 △ 局所的に分布

表 7.2-2 東北日本太平洋側 5 堆積区の層序対比と堆積相

地質時代	堆積区		A: 下北半島東部	B: 三戸~八戸	C: 仙台		D: 常磐炭田	E: 東海・那珂湊	
	男鹿半島(模式地)	北			中	南			部
第四紀	更新世	前期	三沢層	斗川層	仙台層群 II	大年寺層	(木戸~広野)	美和層 笹神層 石崎層	
			甲地層 II	久保層	秋保層群 II	向山層 竜ノ口層 亀岡層	(植田~大津)		多賀層 III
新第三紀	鮮新世	後期	砂子又層	三戸層群 I	白沢層 三滝層 梨野層 湯元層	白沢層 三滝層 梨野層 湯元層	多賀層群 III	多賀層 III	
			脇の沢層	名取層群 II	網木層	網木層	富岡層 小浜層		大津層
		中期	鷹架層 II	白鳥川層群 I	旗立層	旗立層	高久層群 II	高久層群 II	多賀層 III
			棚沢層 猿ヶ森層	末の松山層 門ノ沢層	茂庭層	茂庭層	高久層群 II	高久層群 II	
前期	台島層	泊安山岩	四ツ役層	槻木層	湯谷層群 I	湯谷層群 I	湯谷層群 I	湯谷層群 I	
					水野谷層 五安層 柵平層	水野谷層 五安層 柵平層			長谷層群 I
漸新世	後期	門前層	台島層	槻木層	白坂層 浅貝層 石城層	白坂層 浅貝層 石城層	白坂層 浅貝層 石城層	白坂層 浅貝層 石城層	
		白坂層 浅貝層 石城層							白坂層 浅貝層 石城層
中期	前期	台島層	四ツ役層	槻木層	白坂層 浅貝層 石城層	白坂層 浅貝層 石城層	白坂層 浅貝層 石城層	白坂層 浅貝層 石城層	
									白坂層 浅貝層 石城層

不整合、地層欠如。 I ~ III: 堆積相(I: 多層構成、II: 二層構成、III: 一層構成)

7.3 新第三紀堆積岩の岩種と一軸圧縮強さ

岩石の固結度の尺度として、室内試験による一軸圧縮強さ (q_u) がある。太平洋側の堆積岩のデータは、網羅的ではないが、下北地区の鷹架層 (砂岩・凝灰岩)、仙台地区の竜の口層 (砂岩・泥岩・凝灰岩)、東海地区の多賀層群 (泥岩) が主なものである。表7.3-1に一軸圧縮強さ (q_u) を示す。

表7.3-1 新第三紀堆積岩の岩種と一軸圧縮強さ

岩種	区名	地層名	一軸圧縮強度 q_u	
			(kgf/cm ²)	(MPa)
砂 岩	下北区	鷹架層	** [40+]	[3.9+]
	仙台区	竜の口層	* 40~52	4.0-5.2
泥 岩	仙台区	竜の口層	* 50~69(b-1)	5.0-6.9
		竜の口層	45.3 (三本木)	4.53
	東海区	多賀層群	* 17.0 (<70m未満)	1.7
			* 27.67 (<100m未満)	2.77
	富岡	富岡層	32	3.2
	横浜	三浦層群	21 (横浜シルト岩)	2.1
	神戸	神戸層	26.8	2.68
凝灰岩	下北区	鷹架層	[50+]	[4.9+]
	仙台区	竜の口層	* 14~34(77)	1.4-3.4
		竜の口層	15~29(三本木)	1.5-2.9
	宇都宮	大谷凝灰岩	47.0	4.7
大谷凝灰岩		136	13.6	

* 平均値 ** 鷹架層 [] 岩盤支持力試験結果 (上限降伏値)、
 竜の口層 (仙台付近・三本木)、多賀層群、富岡・横浜・神戸・大谷凝灰岩の値は、
 文献18, 19, 20)による。

掘削からみた岩盤分類では、一軸圧縮強さ $100\text{kgf/cm}^2(10\text{MPa})$ 以下を軟岩、 $100\sim 500\text{kgf/cm}^2(10\sim 50\text{MPa})$ を中硬岩、 $500\text{kgf/cm}^2(50\text{MPa})$ 以上を硬岩として分類している。表7.3-1に示したデータは大谷凝灰岩を除けば、すべて太平洋側の非グリーンタフ地域に属し、岩種にかかわらず $50\text{kgf/cm}^2(5\text{MPa})$ 以下を示すものが大半である。

岩種別にみると、砂岩は $40\text{kgf/cm}^2(4\text{MPa})$ 、泥岩は $17\sim 69\text{kgf/cm}^2(1.7\sim 6.9\text{MPa})$ と幅がある。特に多賀層群では岩質が砂質泥岩であるためか、固結度は低い値を示している

凝灰岩の q_u は $14\sim 50\text{kgf/cm}^2(1.4\sim 5\text{MPa})$ を示し、バラツキが広い。これは、凝灰岩の岩質が幅広いことと関係しており、小さい値は砂質系のものが含まれる。大谷凝灰岩は弱溶結の凝灰岩で、溶結の程度によっては、 q_u に非常に大きな違いがある。似たような凝灰岩に、仙台地域の湯元層、一関の巖美層がある。これらは節理系の発達が顕著で、亀裂性岩体として扱われるべきものである。

軟岩の物理的性質の相互関係をみると、乾燥密度と一軸圧縮強さの関係は、グリーンタフ地域と非グリーンタフ地域の試料から、密接な関係が認められている。文献8)によれば、乾燥密度が約 $2\text{kg/cm}^3(20\text{kN/m}^3)$ を超えると明瞭な関係がなくなる(図7.3-1)。これは密度が小さい間は密度が強度に支配的であるが、密度がある段階以上になると、セメンテーションや結晶作用、あるいは内部の構造性が支配的となることを示唆している。一軸圧縮強さが $200\text{kgf/cm}^2(20\text{MPa})$ を超える岩石は、“軟岩”から硬岩に移行する⁸⁾。

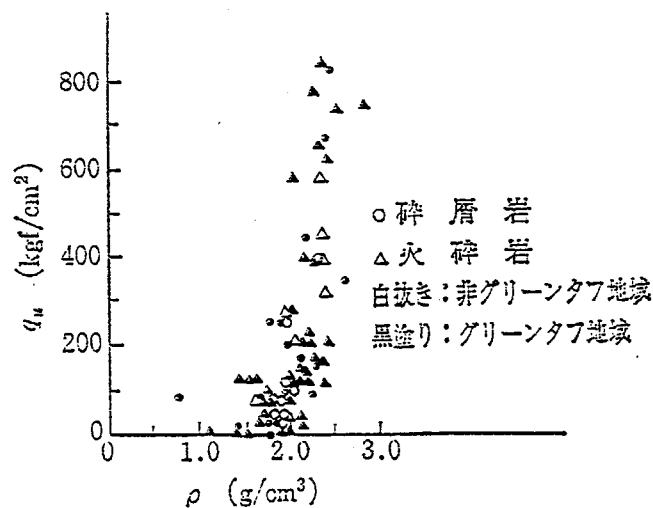


図7.3-1 密度と一軸圧縮強さの関係⁸⁾

放射性廃棄物の地層埋設処分の観点から、以上に示した堆積軟岩（低固結）に関する問題の一つは、深部埋設処分施設のトンネル周辺の内空断面の縮小（膨張性地圧）である。特に、頁岩・泥岩などで、強度的に弱くなり易い岩にみられる現象であることが、経験的に知られている。これらは褶曲帯・変質帯に多い。

膨張性地圧の出現は、地山強度比 $\alpha = qu / (\gamma t \cdot h)$ (ここで qu : 地山の乱さない試料の一軸圧縮強さ, γt : 地山の単位体積重量, h : 土被り厚さ) が小さく、しかも $\alpha < 2$ のものが圧倒的に多い。これは地山の岩石が、トンネルの被り自重 ($\gamma t \cdot h$) による集中応力 (水平土圧係数 $K_0=1.0$ のときはトンネル壁面部で $2\gamma t \cdot h$) に耐えられなかったため、せん断破壊が生じたことを示している⁸⁾。

一方、地山の透水性からみると、低固結の軟岩ほど亀裂特性は小さくなり、水理特性に影響される面がある。したがって、強度特性とともに、水理特性は極めて重要な地質環境特性である。

表7.3-2 太平洋側堆積岩の一般的な一軸圧縮強さからみた岩盤分類

堆積軟岩の一軸圧縮強さ		100 (kgf/cm ²)	10MPa
岩種別一軸圧縮強さ qu の範囲			
砂岩	40 (kgf/cm ²)		4.0MPa
泥岩	15~45 (kgf/cm ²)		1.5~4.5MPa
凝灰岩	10~45 (kgf/cm ²)		1.0~4.5MPa
軟岩と硬岩の境界強度			
	200 (kgf/cm ²)		20MPa

文献 18,19,20) による。

8.まとめと今後の課題

8.1 まとめ

関東北部・東北地方の太平洋側に分布する、主として新第三紀堆積岩の特徴は、文献調査の結果、以下のように要約される。

(1)代表的な堆積区は、北から「A：下北半島東部区」、「B：三戸-八戸区」、「C：仙台区」、「D：常磐炭田区」、「E：東海・那珂湊区」である。

(2)A~Eの堆積区は、非グリーンタフ地域に相当し、第四紀火山フロントより東側でほぼ第三紀の火山フロントに位置している。活断層区分でいえば、大区分は「東北地方外帯」、密度は「極小」、主要活断層の長さは「中」、主要断層の活動度は「B ($1 > S > 0.1m/1000$ 年)」、卓越する断層型は「逆断層」である。

(3)各堆積区の主要構成岩種は、砂岩・泥岩・凝灰岩である。砂岩はE区以外に分布し、一般に、堆積サイクルのなかで泥岩とともに互層堆積相をなす。層厚は一般に100m以下である。

泥岩は、上記砂岩と互層をなすとともに、単一岩種だけで広域的にあるいは局所的に分布する場合もある。層厚は320+~700m+と厚い。凝灰岩は、一般に小規模で偏在して分布する。層厚は100~600mである。

(4)今回、各区の地質構造を①~⑤の構造形態に概念化した。それぞれの型と各区の関連は、次のとおりである。

- ①ドーム型（背斜構造） : A・B区
- ②断層-隆起型（東側沈降） : C・D区
- ③基盤断裂型 : D区
- ④盆状構造型 : D区
- ⑤基盤沈降型（湾入相） : E区

(5)①~⑤の地質構造堆積形態は、層相構成からみると、I：互層堆積相（多層構成）、II：互相堆積相（2層構成）、III：一層堆積相（1層構成）に区分される。また、地質構造と分布の特徴をみると、Iは複雑な構造と広域的分布を示し、IIIとIIの一部は比較的安定した構造と局所的な分布を示す。

(6)各堆積区の地質構造形態と堆積相をまとめると、下表のとおりである。

堆積区	地質構造タイプ	主な堆積相	
A:下北半島東部	①ドーム型-1(緩斜)	II	
B:三戸-八戸	①ドーム型-2(急斜)	I	
C:仙台	②-1逆断層隆起型(新第三系)	I、一部III	
D:常磐	D-1(北部)	②-2逆断層隆起型(基盤)	
	D-2(中部)	③基盤断裂型	II
	D-3(南部)	④盆状型	II
E:東海・那珂湊	⑤基盤沈降型	III	

(7)水理特性では、透水係数 K は砂岩で 10^5 cm/sec、泥岩で $10^6 \sim 10^7$ cm/sec、凝灰岩で $10^1 \sim 10^7$ cm/secの概数が得られている。

(8)水質特性では、一義的に示すことはできないが、おおむね、深度100m未満では $\text{pH} \leq 7$ 、深度100~200mでは $7 \leq \text{pH} \leq 8$ 、深度200以深では $\text{pH} \geq 8$ を示す傾向が認められる。

(9)力学強度は、砂岩・泥岩・凝灰岩のそれぞれで、一軸圧縮強さ q_u は 50 kgf/cm^2 (5MP)以下である。この強度は、軟岩に相当するものである。

放射性廃棄物の地層埋設処分の立場から、太平洋側に分布する新第三紀堆積岩は長期安定性に優れていると考えられる。地質環境特性からは、岩種の多層構成を示す地質構造タイプは広域的に分布するが、帯水層の存在と主要な透水部の一つである層理面の量、被圧地下水の存在、岩相の不均一性から、浅地中・深地中埋設処分の地層として適切とは思われない。

一方、岩種構成が2層ないし1層構成を示し、堆積構造の単純な難透水性の地層も存在する。これらは浅地中・深地中埋設処分の地層として、十分検討に値するものと考えられる。

次に、堆積岩の一般的特徴として、成因的条件から均一なものは存在しない。一様な泥岩層に見えるものでも、薄層の砂岩層が挟在したり、化石の集合体などが高透水部を示すことがある。また、新第三紀堆積岩は、地圧と岩盤の圧縮強度や堆積構造など、花崗岩類のような塊状の岩体に比べ、空洞断面の規模や掘削深度には一定の制約がある。したがって、一般的に埋設深度は200~300m程度と考えられる。

簡易埋設処分の対象地層は、第四紀層の砂丘砂層、ローム層などが適当と思われる。新第三紀層では、岩種に係わらず検討の対象になると考える。

8.2 今後の課題

(1)放射性廃棄物埋設処分の対象地層として、適当な地層・岩体が想定された場合、人間及び生物圏に有害な影響を及ぼさない区域として、どの程度の範囲を設定すべきなのかを明らかにする必要がある。

たとえば、適当とする岩種の分布と深度、水文地質単位(ユニットとしての地層・岩種及び地下水流動系)、主要な断層及び亀裂帯、地形(起伏・河川・海域・湖沼)から判読される水文地質的境界などがある。

(2)海岸付近では、塩淡水境界(塩水クサビ)が存在すると考えられる。これには、背面の山地・丘陵・平野からの地下水涵養量と、塩水の圧力平衡関係が存在すると考えられる。したがって、放射性廃棄物の施設構造体の腐食性を検討するために、また、海岸からの離間距離を設定するうえで、海岸付近での水温・電気伝導度・pH・水質等の深部データの取得が必要である。

(3)堆積岩の各岩種の透水係数をさらに取得し、そのデータを適切に解釈する統計学的手法の確立が求められる。

(4)今回は太平洋側の非グリーンタフ地域を対象に、文献による地質環境の整理を行った。

今後は東北地方・西南北海道に広域的に分布するグリーンタフ地域の堆積岩について整理を行うことや、結晶質岩（主に花崗岩類）についても、地質環境に関する広域的な知見の取得を行うことが望まれる。

(5) 岩種別の核種移行特性データは、グリーンタフ地域においても取得されることが望まれる。

謝 辞

本文をまとめるにあたり、中央開発（株）の荒木邦夫氏には、多忙のなか、有益なご助言をいただき、ここに厚く感謝いたします。また、処分安全研究室の方々には、多忙な中、多くの有益なご助言をいただき、ここに厚く感謝いたします。

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(1998)：現行の政令濃度上限値を超える低レベル放射性廃棄物処分の基本的考え方について，p. 3.
- 2)笠原慶一，杉村 新(1978)：地球科学10 変動する地球，岩波書店，p. 81-195.
- 3)貝塚爽平(1964)：東京の自然史，紀伊国屋新書，p. 104-106.
- 4)宇沢弘文(1995)：地球温暖化を考える，岩波新書，p. 32-47.
- 5)不破敬一郎編(1994)：地球環境ハンドブック，朝倉書店，p. 109-237.
- 6)勘米良亀齡，橋本光男，松田時彦(1980)：地球科学15 日本の地質，岩波書店，p. 218.
- 7)木村敏雄，速水 格，吉田鎮男(1993)：日本の地質，東京大学出版会，p. 79-279.
- 8)土質工学会(1987)：堆積軟岩の工学的性質とその応用，p. 14-54.
- 9)藤田和夫，岡田篤正，高木章雄，貝塚爽平，大田陽子，米倉伸之，松田時彦，杉村新，吉川虎雄(1980)：日本の活断層（分布図と資料），活断層研究会編，東京大学出版会，p. 14-21.
- 10)北村 信(1986)：新生代東北本州弧地質資料集，島弧横断ルートNo8およびNo9，宝文堂，各p. 1-3.
- 11)北村 信(1986)：新生代東北本州弧地質資料集，島弧横断ルートNo10，宝文堂，p. 1-3.
- 12)大森昌衛，端山好和，堀口万吉(1986)：日本の地質3 関東地方，共立出版（株），p. 189-190.
- 13)山本莊毅(1983)：新版 地下水調査法，古今書店，p. 83.
- 14)生出慶司，中川久夫，蟹沢聡史(1986)：日本の地質2 東北地方，共立出版（株），p. 55-145.
- 15)須貝寛二，松井 寛，佐藤 茂，喜多河庸二，佐々木 実，宮下美智夫，河内英幸(1957)：常磐炭田地質図説明書，地質調査所，p. 47.
- 16)恩田裕一，奥西一夫，飯田智之，辻村真貴編(1996)：水文地形学，古今書院，p. 198.
- 17)森 和雄，池田喜代治(1964)：仙台市南東部から福島県太平洋岸一帯の地域地下水について，地質調査所月報，vol. 17, No9, p. 28-29.
- 18)日本原燃（株）(1997)：六ヶ所低レベル放射性廃棄物埋設センター（廃棄物埋設事業変更許可申請書），p. 3-32.
- 19)仙台市，（株）北日本地質研究所(1982)：高速鉄道南北線五ツ橋工区新設工事地質調査報告書.
- 20)私信
- 21)日本原子力研究所(1996)：天然バリア安全性実証試験（Phase II）報告書，p. 345.
- 22)島崎英彦，新藤静夫，吉田鎮男編(1995)：放射性廃棄物と地質科学，東京大学出版会，p. 360.
- 23)土質工学会(1983)：地下水入門，p. 37.

This is a blank page.

付 録

Appendix

太平洋側に分布する第三紀堆積岩の文献記載と層序・岩相の模式概念図

This is a blank page.

付 録

1. 東北地方の地質	63
1.1 地質区分	63
1.2 基盤岩の構造	64
1.3 古第三紀堆積岩	66
1.4 新第三紀堆積岩	67
1.5 第四紀層	69
2. 太平洋側における各堆積地域の模式層序と岩相	70
2.1 下北半島東部区(A)	70
2.2 三戸-八戸区(B)	74
2.3 仙台区(C)	77
2.4 常磐炭田区(D)	84
2.5 東海・那珂湊区(E)	96
参考文献 (付録)	100

Appendix : Survey of the Characteristics on the Neogene Sedimentary Rock along
the Pacific Coast and Concept Figure of Horizon and Facies

1. Geology of the Northeast Japan	63
1.1 Geologic Province	63
1.2 Structure of Basement	64
1.3 Paleogene Sedimentary Rock	66
1.4 Neogene Sedimentary Rock	67
1.5 Quaternary	69
2. Typical Stratigraphy and Rock Facies of Each Sediments Area in the Pacific Coast	70
2.1 East Area of Shimokita Peninsula(A)	70
2.2 Sannohe—Hachinohe Area(B)	74
2.3 Sendai Area(C)	77
2.4 Joban Coal Field Area(D)	84
2.5 Tokai · Nakaminato Area(E)	96
References(Appendix)	100

1. 東北地方の地質

1.1 地質区分

日本列島は本州弧、南北に走る北海道中軸部、東部北海道、琉球弧、七島-マリアナ弧（七島-硫黄島海嶺）からなっている。本州弧は西南北海道、本州、四国、九州からなる。この島弧の原型は白亜紀に形成され、現在、考えられている島弧の主体は新第三紀に形成された¹⁾。

日本列島はフォッサマグナ（西縁は糸魚川-静岡構造線）によって、本州弧東北部（東北日本の主部）と西南日本に分けられる。

西南北海道・東北地方・新潟県東部・関東地方の利根川に沿って走る関東構造線より北の部分は、基盤構造の類似性をもち、これを東北区と呼ぶ、¹⁾とされ、東北地方は、関東構造線の北側で北海道西南部をのぞく範囲である。

東北地方の基盤は、太平洋側に分布する北上・阿武隈山地が主体である。

シルル・デボン紀の地層は、日本では旧秩父地向斜の北側と南側とに接する区域に分布する。すなわち、飛騨外縁地区と黒瀬川帯-大船渡帯に分布する¹⁾。

石炭紀の化石をもつ地層は、南部北上・阿武隈・中国地方・飛騨外縁地区の内部またはその近傍、さらに黒瀬川帯に沿って、またはその近傍に分布する（Konishi, 1963, Yoshida, T., 1977）。南部北上-東部阿武隈、飛騨外縁地区の主部では、石炭系は陸棚相で、石灰岩、碎屑岩、酸性から塩基性の火山碎屑岩からなっている¹⁾。

日本における二畳系（ペルム紀）の分布は、石炭系の分布とほとんど同じか、それよりも多少広い範囲の、次の区域に分布する。

- (1) 西南日本内帯の秩父地向斜区（九州北部-中国区、丹波、美濃）、飛騨外縁地区、東北日本の足尾山地、日本海区
- (2) 西南日本外帯の秩父地向斜区（黒瀬川帯の北側）、関東山地北部
- (3) 黒瀬川帯とその周辺
- (4) 南部北上-東部阿武隈
- (5) 広義の三宝山帯（黒瀬川帯の大洋側の狭義の三宝山帯から、北部北上を経て西南北海道に至る区域）。

この他に、北海道中軸部には上部二畳系の石灰岩が白亜紀初期の海底地すべり堆積物中に存在するところがある。二畳紀の地層は石灰岩層と非石灰岩層に分けられる（Kobayashi, 1941）¹⁾。

日本の三畳紀層は陸棚相と遠洋相（一部半遠洋相）に大別される。陸棚相の堆積物は、沿岸・内湾・河口などの環境で堆積したさまざまな粒度の碎屑岩を主体とし、狭く短命の堆積盆であるが、しばしば非常に大きな層厚を示す。遠洋相の堆積物は、陸源物資が到達しにくい広大な沖合の条件下で形成されたチャート・珪質頁岩・微晶質石灰岩・塩基性海底火山岩を主体とする。この相は、しばしば三畳系全体の厚さ100m以下の整合的な珪質堆積物で代表されている¹⁾。最近の放散虫化石の研究によって、三畳紀のコノドントを含むチャートや石灰岩は、少なくとも一部が、ジュラ紀（または白亜紀最前期）の遠洋性の泥質堆積物中にとりこまれた異地性のブロック（オリストリス）であることが実証されたため、日本列島の構造発達と古地理について改めて根本的な再考を促すことになった¹⁾。

オリストスローム：異質な外来岩塊・角礫（オリストリス）と泥質堆積物が、準流体の状態で重力滑動または海底地滑りによって混合・堆積した乱雑堆積相。オリストリスのサイズは小礫から数km³にわたる。²⁾

日本のジュラ紀層は、陸棚相と遠洋相(一部半遠洋相)に大別される。主に、沿岸や瀬海の環境で堆積したさまざまな粒度の碎屑岩や、礁性の石灰岩からなる遠洋性の堆積物は、広い沖合の環境下で堆積した放散虫を含む珪質頁岩、チャート、微晶質石灰岩、細～中粒砂岩を主体とする。大型化石は遠洋性堆積物には稀であるので、日本のジュラ系に関する知見は、近年まで南部北上・阿武隈山地・西南日本内帯及び外帯の比較的狭い地帯に分布する陸棚相の堆積物に限られてきた¹⁾。

今や、チャートや珪質頁岩からなるジュラ紀の遠洋性堆積物は、内外二つの中間地帯(特に丹波-美濃帯、足尾帯、三波川-秩父北帯)と、外帯の地帯(三宝山と北部北上山地)に広く分布することが知られている¹⁾。

日本の白亜系の堆積相は、基盤岩の帯状分布と密接な関係がある¹⁾。

南部北上山地では、宮城県北東部の十三浜層群・磯草層および大島層、宮城県牡鹿半島の牡鹿層群の上部、岩手県南東部の大船渡層群、岩手県釜石鉾山近くの猫川層、岩手県遠野西方の姥石層が相当する。阿武隈山地では、福島県東部の双葉層群(=相馬中村層群)の上部、福島県南東部の双葉層群、北部北上山地では、岩手県東部海岸地帯の陸中層群上部、同地域の宮古層群、岩手県北東部の久慈層群が相当する。

北海道中軸部では、礼文島の”空知層群”、南東脊梁山地およびその西麓の空知層群、同地域の蝦夷累層群が相当する。

北海道東部では脊梁山地東側の日高帯の”日高累層群”、その東側に位置する常呂帯の仁頃層群、佐呂間層群、湧別層群、釧路-根室地域の根室層群¹⁾が相当する。

関東地方では、中・古生界は関東平野をとりまく関東山地、足尾山地とそれに隣接する帝釈山地・三国山地・八溝山地および日立地域に分布している。これらの地層の大部分はシルル紀からペルム紀または三疊紀はじめまで存在した本州地向斜(牛来, 1955)または秩父地向斜(小林, 1941英)の堆積物と考えられ、秩父古生層とか秩父系とかよばれたものである。しかし、微化石層序学の発展によって、これらの地層はジュラ紀までふくむことがあきらかになり、関東地方では、古生代末に陸化した上越地域をのぞいて、この地向斜はジュラ紀までつづいていた。²⁾

日立地域には、西堂平片麻岩を基盤として、地向斜相の古生界があり、いろいろの程度に変成をうけている。関東平野の西および北方をとりまくこれらの中・古生界のほか、那珂湊には白亜系の、銚子には中・古生界の小分布が知られている³⁾。

関東平野の基盤岩は、西南日本からの延長であり、北関東から南へ、領家帯・三波帯川・秩父帯・四万十帯が帯状に配列し、棚倉破碎帯がこれらを現在の鹿島灘沖で切り、西南日本と東北日本の境界をつくっていると考えられている(吉田ほか, 1976; 八島, 1981)³⁾。

1.2 基盤岩の構造

1.2.1 先新第三系の構造区分帯

茨城県水戸市付近から猪苗代湖東方をへて、さらに北方に延長される棚倉構造線を境に、西側の西南日本地質区と東側の東北日本地質区とに区分される。それぞれ西側からつぎのように細分される。ただし、東北地方の北西部では、先第三系の分布が散点的なため、地帯区分の境界が不明瞭となる。

西南日本地質区：足尾帯・朝日帯。

東北日本地質区：阿武隈帯・南部北上帯・早池峰構造帯・葛巻-釜石構造帯・安家-

田野畑帯。

この帯状配列は、現在の南北方向の大地形とは斜交し、北北西-南南東である。この帯状配列は基本的には前期白亜紀の大島造山運動で形成されており、これを境に先新第三系を二分できる⁴⁾。

[西南日本地質区]

足尾帯：黒田, 1963命名。西南日本内帯に属し、中部地方の美濃帯の東方延長である。朝日山地西南部・飯豊山地・帝釈山地・足尾山地・会津盆地周辺・八溝山地などが含まれ、先新第三系が分布する。おもに三畳紀・ジュラ紀の砂岩・頁岩・チャートなどからなり、古生界をオリストリスとしてふくむ⁴⁾。

朝日山地：須藤(1977)命名。西南日本内帯に属し、関東地方筑波帯の北方延長である。朝日山地の主部と北部をふくむ。足尾帯との境は、日本国-三面構造線(皆川, 1965)である。片状-片麻状・塊状の花崗岩類が広く分布し、一部ホルンフェルス化した千枚岩をともしなう。朝日山地の深成岩類は阿武隈帯にふくまれるという考えもある(島津, 1964, 1982)⁴⁾。

[棚倉構造線]

大森(1958)が、阿武隈山地の西縁の断層破碎帯を棚倉破碎帯とよび、さらに新第三系堆積まえにそこに存在した破碎帯を棚倉構造線と命名した。

日本列島の先新第三系地質区を、西南日本と東北日本にわける大断層である。

茨城県水戸市付近から、猪苗代湖東方をへて、朝日山地東方まで、延長は200km以上である。北方延長は男鹿半島の基部をへて、さらに北方にのびると考えられている。

この構造線を境に、西側の西南日本の先新第三系の帯状構造は東側に連続せず、白亜紀-古第三紀火成活動の性質・年代が大きく異なる⁴⁾。

[東北日本地質区]

黒田(1963)命名。東北日本の最も西側の地質区である。阿武隈山地の主部・神室山地から南の奥羽脊梁山地・太平山地などが含まれる。

阿武隈帯を特徴づける地質系統は、御斎所・竹貫変成岩類と片状の花崗岩類である。そのほか塊状の花崗岩類も広く分布する⁴⁾。

[南部北上帯]

島津ほか(1970)命名。吉田・青木(1972)再定義。黒田(1963)の北上帯を細分。阿武隈帯の東側にあり、阿武隈山地の東縁部・南部北上山地・鳴子北方-盛岡西方の奥羽脊梁山地などをふくむ。阿武隈帯との境界は、畑川破碎帯(千葉1958英)である。地質構造区の境界としては、畑川構造線とよぶことにする。シルル系またはデボン系にはじまる浅海成層である。一部陸成の中・古生界が広く分布する。それらを前期白亜紀花崗岩類が貫く。基盤は松ヶ平・母体変成岩類・氷上花崗岩類などである。畑川破碎帯の北方延長は、湯沢-鬼首マイロナイト帯(笹田, 1985)である。南部北上山地北上帯の西半部を、松ヶ平-母体帯として区別する考えもある(加納, 1970; 原, 1974; 川村, 1981)⁴⁾。

[早池峰構造帯]

吉田(1961)の早池峰-五葉山構造帯を、吉田・片田(1964)が改称。永広ほか(1988)再定義。南部北上帯と葛巻-釜石帯の間で、盛岡東方-早池峰山-釜石西方の帯状の地帯である。西方延長は日詰-気仙沼断層で、宮森地域に転移している。オルドビス-シルル紀?の塩基性~超塩基性岩類の分布することが特徴。南部北上帯とは基盤岩の構成が異なる⁴⁾。

[葛巻-釜石帯]

大上・末広(1988)命名。北部北上山地の西半部。盛岡西方-夏泊半島の奥羽脊梁山地や白神山地を含む。先第三系が分布し、おもに頁岩・砂岩チャートなどからなり、火山岩・凝灰岩類や石灰岩をともなう。石灰岩・チャートは石炭~ジュラ紀の化石をふくむ⁴⁾。

[安家-田野畑帯]

大上・末広(1988)定義。東北地方の最も東側の地質区である。北部北上山地の東半部・下北半島をふくむ。葛巻-釜石帯との境界は岩泉構造線(小貫, 1969)。

先第三系が分布し、おもに頁岩・砂岩・チャートなどからなり、火山岩・凝灰岩・石灰岩をともなう。沢山層・安家層(安家石灰岩)に代表される火山岩・石灰岩の大きな岩体をふくむ。石灰岩・チャートから三畳-ジュラ紀?の化石。頁岩からジュラ紀の化石がみついている⁴⁾。

1.3 古第三紀堆積岩

地向斜性ないしは遠海性の古第三系は、暁新統を含めて西南日本外帯の外縁部にあたる瀬戸川-中村帯(四万十帯南部)に、また、北海道東部に(齊藤ほか, 1984)分布する。一方、始新世-漸新世の沿海・陸成層が北海道の炭田地区、東北区太平洋側、北部・西北部・西部九州に分布する¹⁾。

マイロナイト (mylonite) 帯：固結した岩石がいちじるしい圧碎作用をうけ、すべての原鉱物が破碎されつくして、微粒集合体になったもの。圧碎岩ともいう。マイロナイト化作用の進行とともに細粒化が進行し、生地にしま状構造が現れ、眼球状の残晶を残すが、さらに極端に粒状化が進むと微粒集合体となる⁵⁾。

ホルンフェルス (hornfels)：接触変成岩の代表。接触変成帯の内帯で完全に再結晶した塊状緻密なグラノプラスチックな組織の変成岩。結晶片岩のような剥離性をもたない。名は角張った断口の特徴にちなむ⁵⁾。

1.4 新第三紀堆積岩

1.4.1 堆積史からみた新第三系

新第三系の堆積岩の場合、最も広く分布する地域は東北日本である。これはグリーンタフ変動期に形成された地層が、本州弧内帯（東北日本）に分布するため、グリーンタフと称し様々な堆積岩、火成岩（玄武岩・安山岩等の溶岩、火砕岩、岩脈等）から構成され、褶曲による地層変形、火山活動、地熱・温泉等も活発である。日本における分布地は、西南北海道・本州弧内帯・九州-琉球弧内帯・フォッサマグナ地域が含まれる。

また、太平洋岸に分布する非グリーンタフ地域も、グリーンタフ変動期の影響を受けて緩い昇降運動・断裂運動およびこれに伴う火山活動がみられる。したがって、非グリーンタフ地域においても、中新世～鮮進世にかけての様々なステージにおいて、グリーンタフ変動から全く無縁であったわけではない(木村ほか, 1993)¹⁾。

東北区は盛岡-白河線によって、東北区大太平洋側と東北区日本海側とに区分され、東北区日本海側の堆積盆地は、盛岡-白河線より、東に二戸-三戸、仙台、棚倉などの堆積盆地に直接つながっていた。東北区日本海側は非常に広い範囲が、新第三系の堆積盆地であった。

これに対して、東北区大太平洋側は北上マッシーフの北西にある二戸-三戸地区、北上マッシーフの西南に位置する仙台地区、阿武隈マッシーフおよび八溝マッシーフの周辺に限られていた²⁾。

このように、大規模な堆積盆地は日本海側に存在するが、東北地方の大太平洋岸側には比較的小規模な沿岸相や湾入相が認められる。

東北日本の大太平洋側にある北上・阿武隈の両山地は、いずれも新第三紀を通じて比較的安定した隆起性の大きな陸地であった。この山地は、東北日本内帯の新生代堆積盆地と大太平洋沖合の海底にある堆積盆地とを隔てている。

北上山地では、古期岩類の露出が海岸まで達していて、陸上部には新第三系は分布していない。阿武隈山地の東縁には、双葉断層に沿う比高400mに達する断層崖があって、それ以西は西へ傾く傾動隆起山地(Koike, 1969)であり、以東は海岸沿いの低い丘陵地である。この丘陵地には、仙台平野から続く新第三紀海成層（竜ノ口層および多賀層群）が細長く分布する。地層はほぼ水平か東へゆるく傾斜するが、上述の双葉断層(Tsuneishi, 1978)に沿う部分では、その断層による阿武隈山地の隆起のため、鮮新統上部層も急傾斜している。

この新第三系は南方で常磐炭田に続く。

常磐炭田地域(須貝ら, 1957; 岩生・松井, 1961)では、新第三系は双葉断層の南方延長線を越えて、阿武隈山地側に入り込み、挟炭層である古第三系を不整合に覆っている。古第三系も新第三系も、ともに概して海岸側に緩く傾いているが、正断層を主とする断層群が発達している。

阿武隈山地南西縁の棚倉地域(Omori, 1958; 大槻, 1975)には、関東盆地北縁からのびる新第三系があって、北北西方向の棚倉破碎帯の断層で切断され変容している³⁾。

西南日本の瀬戸-中村帯や、恐らく東部北海道では漸新世から初期中新世の初期まで引き続いて海成層の堆積が起こっている。しかし、日本の多くの場所では、新第三紀の海成層の堆積は、初期中新世の後期にはいつてから始まっている⁴⁾。

次に半沢(1954)⁵⁾によれば、仙台付近には化石に富む海成の茂庭層があるが、これは仙台付近の第三系の基底であって、含有化石により正確に下部中新統バーデギヤリアン(Burdigulian)階である。それに相当する海成層は、岩手・秋田両脊梁山脈の大石層、仙台以南で

は福島県東白川郡棚倉町付近の棚倉層、郡山—猪苗代湖の中間に発達する鞍手層、茨城県太田町付近の世喜層、常磐炭田の五安層、そのほか栃木県下の脊梁山脈中にも広く発見されている。すなわち地域によって各々異なった地層名が与えられているが、層位学的には同一層準のものであることは含有化石の研究によって証明されている⁷⁾。

これらの海成層の下位には陸成層があるが、ときにはこれら海成層が数層に分れ、やはり数層に分かれた陸成層と指交(interfinger)していることもある⁷⁾。

つまり、これらの陸成層は、中新世海浸直前に海浸を受ける陸地の低地帯に生成されたもので、東北地方中・下部中新世の発達区域には普通のことで、海浸の初期にあたり海浸・海退が反復し、後に本格的な海浸が進んでいったことを示す⁷⁾。

かくバーデギャリアン階(中新世前期)に始まった海浸は、日本列島全体にわたってすみ、この状態が中新世の終わりまで継続した。漸新世後期から、東北地方の現在の脊梁山脈地帯においては、火山活動が中新世全体を通じても行われた結果、同所の中新統の中には他の地域よりも著しく火山碎屑岩に富み、依然として浅海性の条件を持続したところがあるらしい。かかる条件の所は、男鹿半島・青森県西津軽山地その他にもあったらしく、ヘルヴェシアン(Helvetian)階西黒沢層(男鹿)・大戸瀬層(西津軽)・横手盆地西側出羽山脈の須郷田層・茨城県袋田温泉東方の塩ノ草層等は瀕岸堆積物で特有な有孔虫・貝化石を産する。

仙台付近では、これに反しバーデギャリアン階茂庭層が瀕海堆積物であるが、その上位のヘルヴェシアン階旗立層になると細粒岩となってやや深海に堆積したことを示している。また、裏日本油田地帯においては、女川(おんながわ)層・草薙層等とよばれる珪質頁岩・さらにその上位には同様の細粒岩である船川頁岩・古口頁岩等の細粒岩を堆積していった。

東北地方において、第三紀地向斜の東縁は、今日の北上山地・阿武隈山地の西縁とほぼ一致すると考えられ、地向斜の中心、すなわち地向斜の中で最も著しく沈降した所は今日最も隆起した所であると考えられる。

女川層は夥しい珪藻・珪質鞭毛虫・珪質海綿・放散虫等の遺骸を含有しており、船川層は珪質化石の量は減じて砂質殻・石灰質殻有孔虫を多量に含有するに至っている。

女川層と船川層は整合であって漸次に移化し、その間に明瞭な境界を引き得ない。下部の珪質な部分が女川層であり、上部の非珪質無層理の部分が船川層とされ、共に地向斜の形成が究極に達した時の堆積物で、共に裏日本石油の石油母岩として重要なものである。

女川層・船川層は、共に均質細粒で東北地方一円に一様な岩質を呈するが、脊梁山脈地帯では両層堆積当時かなりの火山活動があり甚だしく火山碎屑岩を含み、且つ浅海に堆積したと思われるものがある⁷⁾。

常磐炭田において、浅野清の最近の小型有孔虫の研究により、女川・船川層に相当するとされるものは、亀ノ尾層・本谷層(いずれも湯長谷層群)とされているが、これらは上記第三紀地向斜からは阿武隈山地で隔てられた太平洋側にあるにも拘わらず、バーデキュリアン階に引き続いた深海性堆積物であり同様な小型有孔虫を含有している⁷⁾。

[要約]

・常磐炭田では古第三紀漸新世の白水層群の上位に、傾斜不整合で滝挾炭層(半沢による棚平層)・五安層(海成砂岩)が分布し、陸成から海成に漸移していく層相を示す。

・常磐炭田の五安層、仙台の茂庭層、岩手・秋田両脊梁山脈の大石層、福島県東白川郡の棚倉層、郡山—猪苗代湖の中間の鞍手層、茨城県太田町の世喜層は、層位学的に同一層準

である。

- ・陸成層は、中新世海浸直前に、海浸を受ける陸地の低地帯に生成されたものである。
- ・漸新世後期から開始した火山活動は、東北地方の現在の脊梁山脈地帯においては、中新世全体を通じて継続して行われた。

西黒沢層（男鹿）・大戸瀬層（西津軽）・須郷田層（横手）・塩ノ草層（茨城県袋田温泉東方）等のヘルヴェシアン階は瀬岸堆積物であるが、仙台ではバーデギヤリアン階茂庭層が瀬岸堆積物で、その上位のヘルヴェシアン階旗立層になると細粒岩となってやや深海相を示している。

- ・東北地方において、第三紀地向斜の東縁は、北上・阿武隈山地の西縁に一致する。
- ・グリーンタフ期の堆積岩として、女川層は夥しい珪藻・珪質鞭毛虫・珪質海綿・放散虫を多量に含有する〔このことは火山活動によって海水中に珪酸が多量になり、そのことが珪質生物の爆発的発達に貢献した（半沢，1954：東北地方）とする考えがある〕。
- ・船川層（グリーンタフ期）は、珪質化石の量は減じて砂質殻・石灰質殻有孔虫を多量に含有するに至っている。
- ・一方、太平洋側では火山活動は軽微で、比較的静穏な堆積環境が長く続いた。

1.5 第四紀層

第四紀の水成堆積物が厚く広く分布しているところは、たいてい新第三系の堆積盆地地域であって、そこでの第四系は新第三系の上にはほぼ連続的に重なっていることが多い。またこれらの地域は、地形的にも盆地や平野などの低地をなして、現在も沈降を続けている。このように、第四紀の堆積盆地は、その規模・輪郭とも新第三紀のそれを引き継いだものであって、大きく見て中新世に始まる堆積盆地が、分化し消滅してゆく過程のものとしてとらえることができる。

こうした傾向は、第四紀の層相の中によく反映されていて、層相は一般に下から上へ、浅海成・海浜成から河口成・河成へ、あるいは湖成から河成へといった系列を示している。また、海岸地域に分布する更新世中期以降の地層には、氷河性海面変動を背景とした海進・海退の影響が見られ、しばしば海成層と半淡水～淡水成相との頻繁な互層が発達している。

堆積物の特徴としては、第一に、わが国では第四紀が中新世に次いで火山活動の盛んな時期に当たっているため、堆積物中に火山性物質が多く含まれることである。たとえば火山灰は、広く山麓・丘陵・台地などの地形面を覆うほかに、堆積盆地を埋積する水成堆積物中にも頻繁にはさまれ、地形面の編年や層位学上の指標として、あるいは古地磁気編年において重要な役割を果たしている。またカルデラの陥没にともなう膨大な火砕流堆積物は、火山地域の第四紀後期の地形形成に大きな影響を与えた。

第二に非火山性の中では、第四紀が地殻変動の活発な時代で、第四紀を通じて山地の上昇と盆地の沈降が継続し、起伏が次第に増大したことを反映して、粗粒堆積物が著しく優勢なことである。たとえば山間盆地では、新旧の扇状地礫層が厚く重なり合って盆地底を埋積したり、何段もの段丘を形作っているし、河川の下流海岸地域にも粗粒堆積物がふつうに見られる。

第三は石灰岩相の発達である。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て、厚い礁性石灰岩がつくられた。この地域の石灰岩の生成は海成段丘面の形成にともなっているため、これらは段丘面の編年を通じて、更新世中期以降の海面変化と地殻変動の解明に貴重な資料を提供している⁸⁾。

2. 太平洋側における各堆積地域の模式層序と岩相

2.1 A: 下北半島東部区

下北半島東部地域の堆積岩は、グリーンタフ地域の縁辺に分布する。下北半島東部の構造は、泊安山岩の噴出源を中心とする背斜状隆起帯が基本となっている⁹⁾。この北西にある下北断層は、下北半島頸部を斜めに縦走している⁹⁾。また、南下してこの断層の東側には、隆起の中心をなす泊安山岩の背斜状隆起体がある。したがって、下北断層は衝上性の成分をもった右づれ断層の可能性大である⁹⁾。

[下部中新統上部-中部中新統下部] (No. 8, 9)

棚沢層・猿ヶ森層は、ともに下北半島東部の新第三系最下位層である。これらは淡緑色の流紋岩質凝灰岩よりなり、猿ヶ森層は半島北部の先第三系基盤岩類を直接不整合に覆う。層相の変化が著しく、礫岩、凝灰質の砂岩・シルト岩互層、粗粒砂岩、黒灰色シルト岩の組み合わせからなり、亜炭および炭質頁岩を挟む⁹⁾。

[中部中新統] (No. 8, 9, 10)

泊安山岩および蒲野沢層は、下北半島東部の中新統で、両者は一部指交関係にある。泊安山岩は六ヶ所村泊付近を模式地とするが、石川台を経て吹越烏帽子に連なる山地一帯に広く分布する。層相としては溶岩、火山角礫岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩の繰り返しとなっている。吹越烏帽子を中心に粗粒化、集塊岩の様相を示すが、これより遠ざかるに従って細粒化し、一部では猿ヶ森層を挟在するに至る。半島南端に近い室の久保付近では鷹架層最下部に安山岩質集塊岩が挟在しているが、その岩質は泊安山岩に近似しているため両者は一部指交の関係にある⁹⁾。

下北半島鷹架地区では下北半島頸部の中央部に発達する下部中新統を中心とした一つのドーム状構造の周辺部に中新統～下部更新統におよぶ地層が分布している。本地区には、いわゆる緑色凝灰質は発達しておらず、安山岩の活動と砂岩、シルト質砂岩、および砂質シルト岩等の正規の海成堆積物によって構成されている¹⁰⁾。

鷹架層(中部中新統下部)

下北半島頸部の中央～南部にかけて分布している地層で、鷹架沼西岸が模式地となっている。主として青灰色シルト質砂岩、凝灰質砂岩、シルト岩よりなり、凝灰岩、礫質砂岩を挟在する。本層には貝化石(12.13M)が普遍的に含まれ、中～上部中新統とみなされている。一般に下部は青灰色頁岩、上部は凝灰質細粒砂岩によって代表され、化石は上部層に多産する¹⁰⁾。

[上部中新統] (No. 8, 9)

脇の沢層は下北半島西部に広範囲に分布する火砕岩相の一部で、津軽半島の今別安山岩類に対応するものである。下北半島東部の泊安山岩の活動もこの層準まで続いた可能性がある⁹⁾。

[鮮新統] (No. 8, 9)

砂子又層は下北半島東部下北郡東通村砂子又付近を模式地とし、蒲野沢隆起帯西側地域より陸奥横浜を経て、陸奥湾東方の低地一帯に広く分布する。本層は偽層理の顕著な含軽

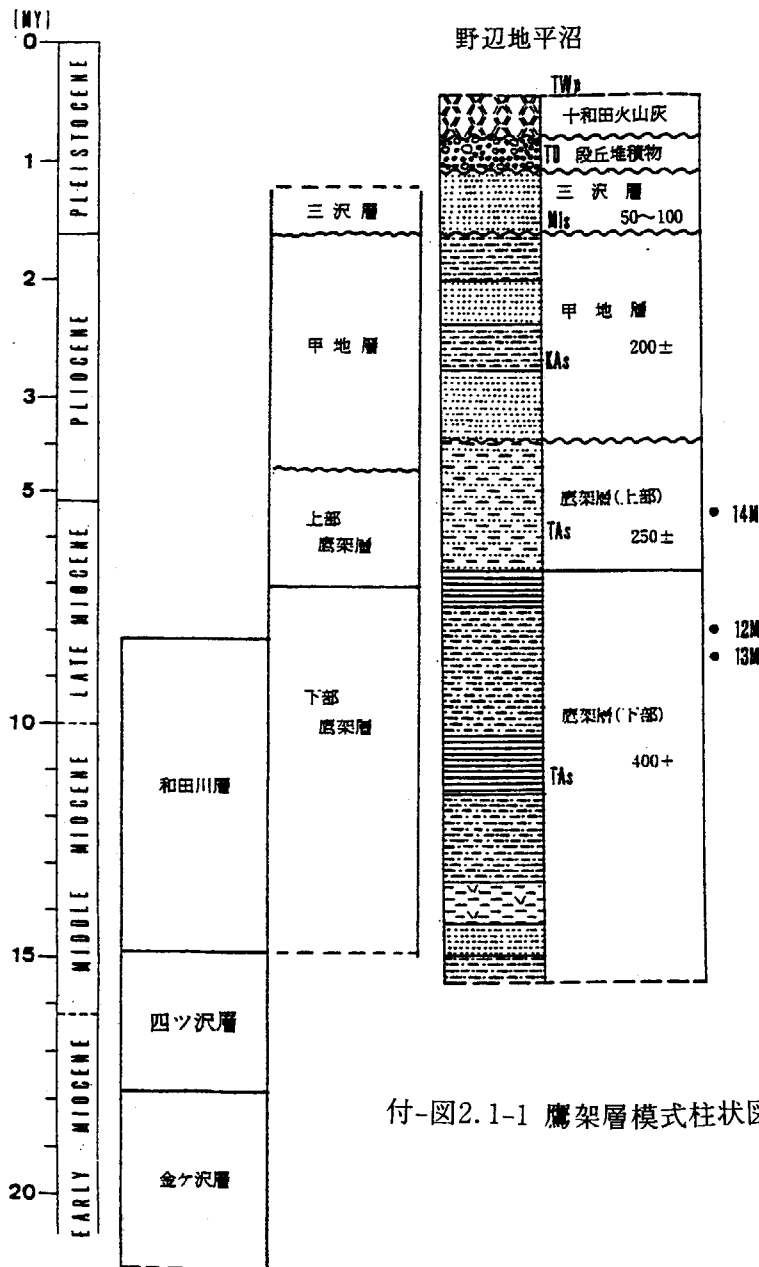
石黄色砂岩を主とし、礫岩、シルト岩を挟有する⁹⁾。

[鮮新統上部] (No.10)

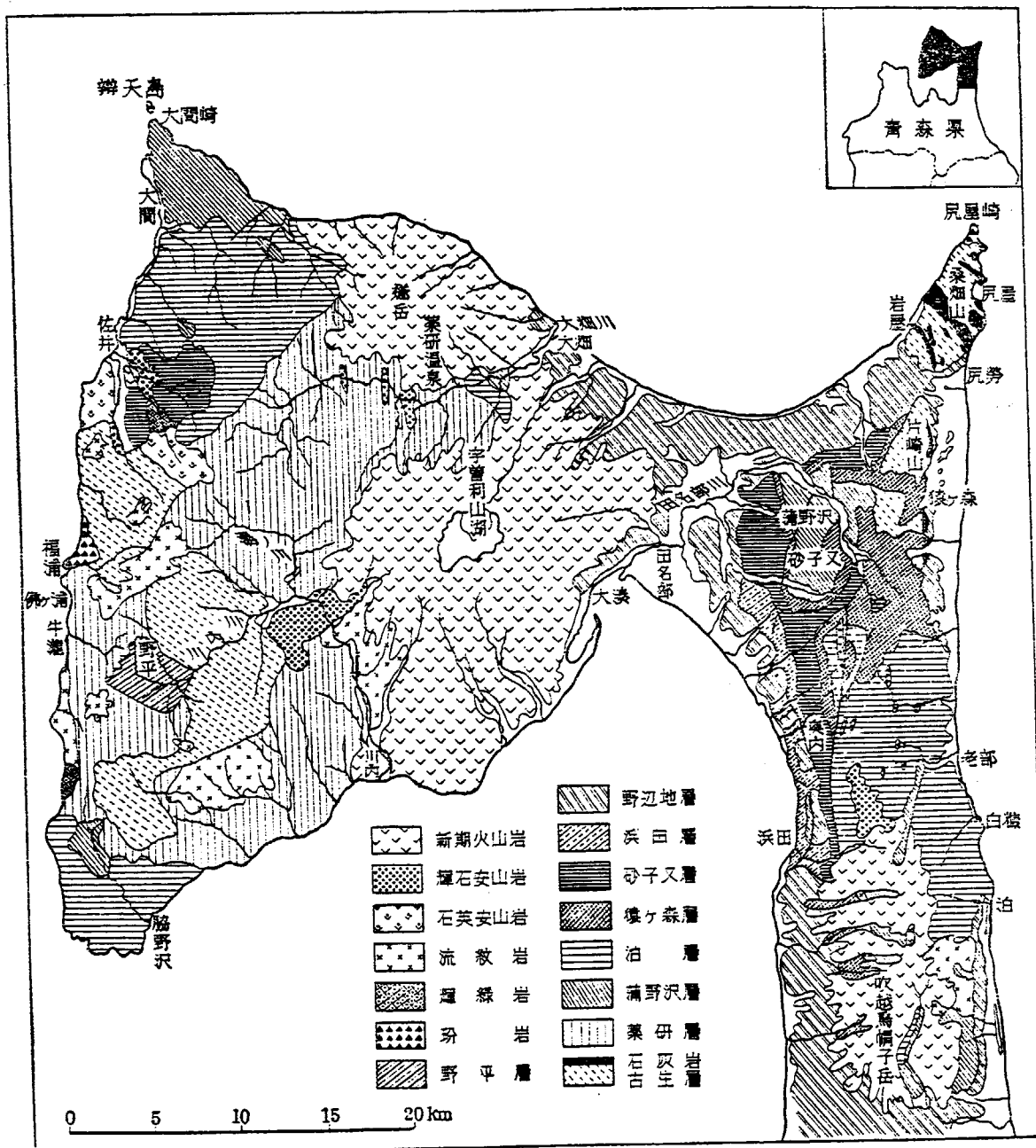
甲地層は下北半島基部に分布する地層で、主として中粒砂岩と砂質シルト岩との互層からなり、一部に軽石凝灰岩及び礫岩層を挟在する。一般に10°以下の緩い傾斜をもち、鷹架沼西方にほぼ南北に走る背斜構造(ドーム構造の南端部)によって、東西に分けられている。層厚は平均150m前後みなされるが、南部ほど層厚を増す¹⁰⁾。

[鮮新統~更新統] (No.10)

下北半島頸部地区の西端は、野辺地断層によって規制されている。野辺地断層は野辺地町西部から南部の七戸町付近に延びる東落ちの断層で、断層の東側には砂岩を主体とした厚い鮮新統が分布しており、前記の津軽断層と類似している。また、本層の東側には、いわゆるグリーンタフの発達は知られていない¹⁰⁾。



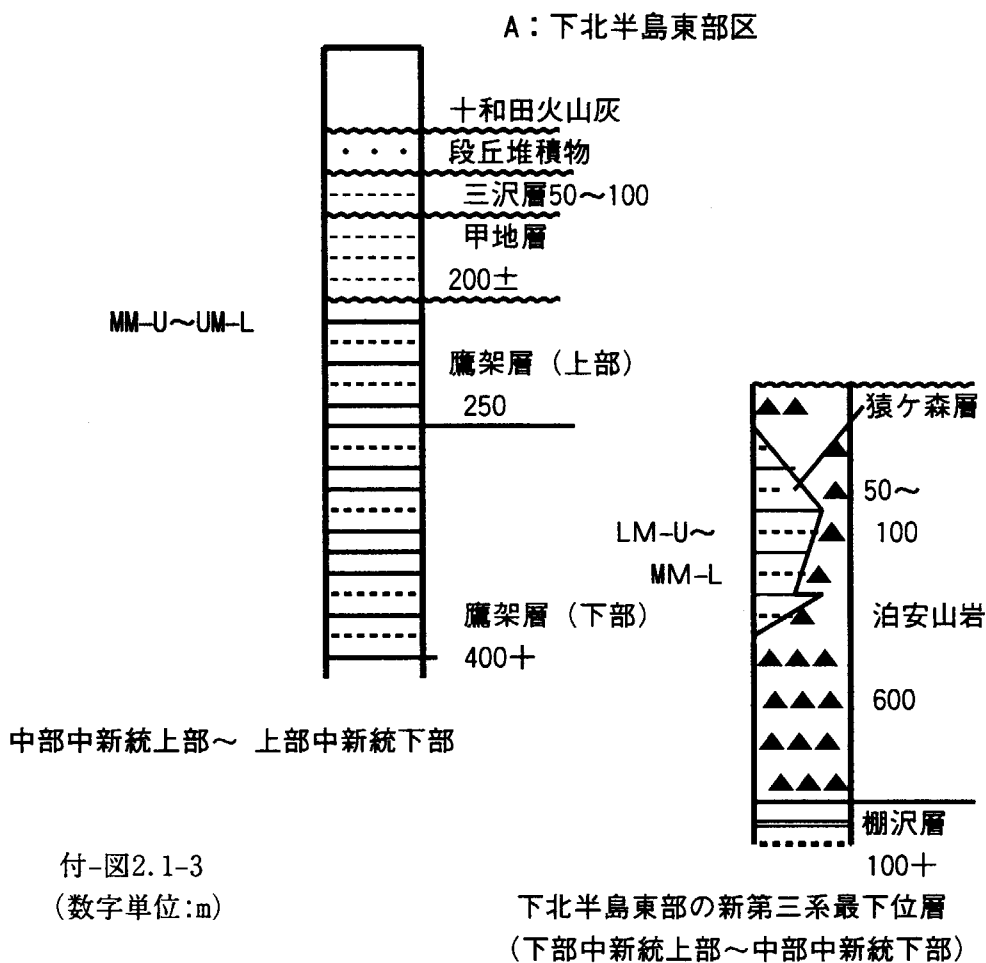
付-図2.1-1 鷹架層模式柱状図¹⁰⁾



付-図2.1-2 下北半島地質図⁷⁾

A. 下北半島東部区—隆起帯縁辺部に分布

下北半島鷹架地区では下北半島頸部の中央部に発達する下部中新統を中心とした一つのドーム状構造の周辺部に中新統～下部更新統に及ぶ地層が分布している



2.2 B: 三戸-八戸区

堆積規模としては大規模なものではないが、この区域の新第三系・第四系は、下部中新統～中部中新統下部の白鳥川層群、中部中新統中部～鮮新統の三戸層群・第四系に区分される。この地域の第三系、とくに下部中新統上部には軟体動物化石が多く、なかでも白鳥川層群の門の沢層の門の沢動物化石群（大塚，1934英）は全国的に有名である⁴⁾。

白鳥川層群（下部中新統～中部中新統下部）

北上山地縁辺の先第三系の起伏を埋積した火山岩や碎屑岩からなり、北上山地の西側の二戸から一戸にいたる馬淵川流域の、門の沢地域に分布する。北にひらいた緩やかな向斜構造をなす。東側の名久井岳-傾城峠の丘陵にも分布し、先第三系を芯とする背斜構造を形成する⁴⁾。

岩相は、安山岩類・同質の火砕岩や陸成～瀕海成～浅海成相からなる。

層厚は下位から仁佐平石英安山岩（K-Ar年代21.8Ma）、四ツ役層（傾城峠安山岩部層K-Ar年代15.9Ma）、門の沢層（門の沢動物化石群-浅海～潮間帯の軟体動物化石群）、末の松山層に区分される⁴⁾。

三戸層群（中部中新統中部～鮮新統）

東北区大平洋側の三戸層群は、東北脊梁山地の中新世堆積盆地の東縁地区に堆積している。主として砂岩からなり、泥岩も交える⁴⁾。

下位から、留崎層・舌崎層・久保層・斗川層に区分される。

留崎層は、主に砂岩・シルト岩からなる。層厚は170～250m。十文字砂岩部層は留崎層の代表的な岩相を示す。舌崎層は主にシルト岩からなる。久保層は凝灰質部層、砂岩部層に細分される。斗川層は主に砂岩と泥岩の互層である⁴⁾。

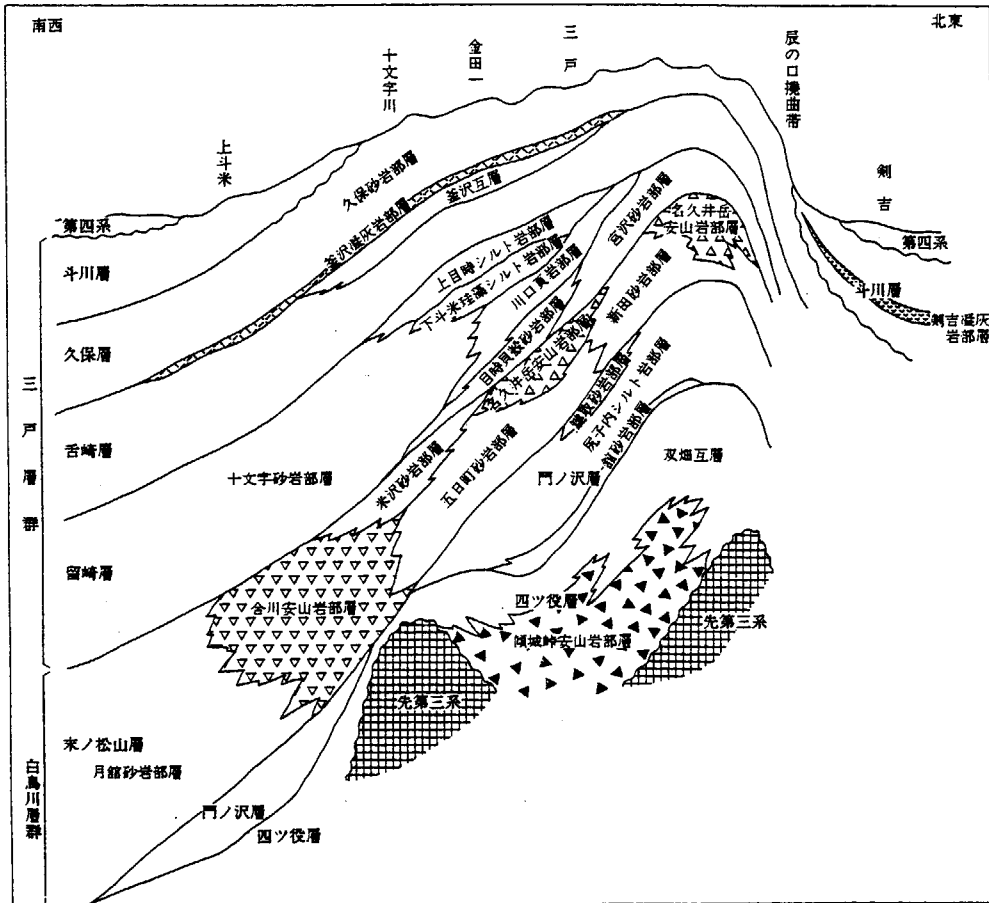
第四系

この地域の第四系は、鮮新～下部更新統・段丘構成層・火山灰層・沖積層からなる。

B. 三戸-八戸区 (1)

三戸-八戸区：隆起帯翼部に分布する。

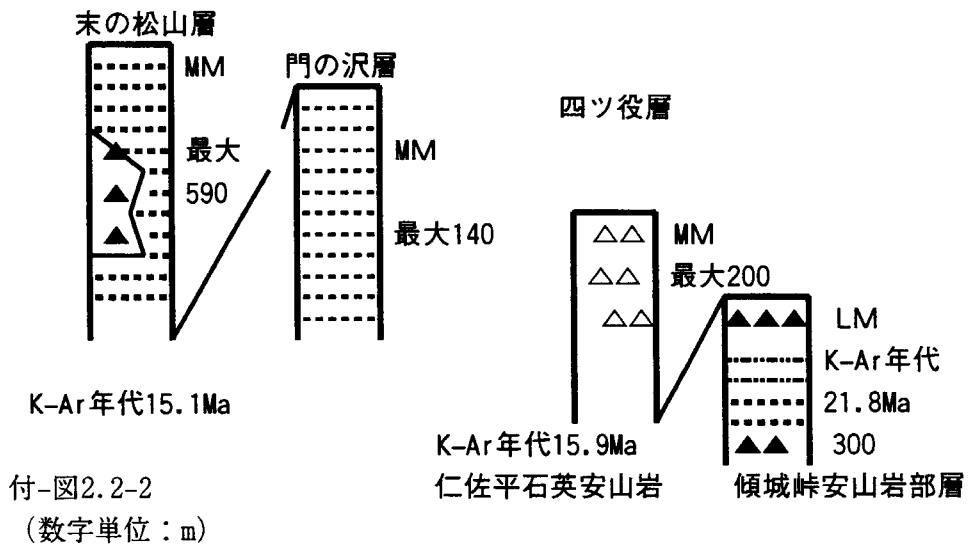
北西に開いた小湾入は、北西に延びる基盤岩の小隆起帯により形成される。



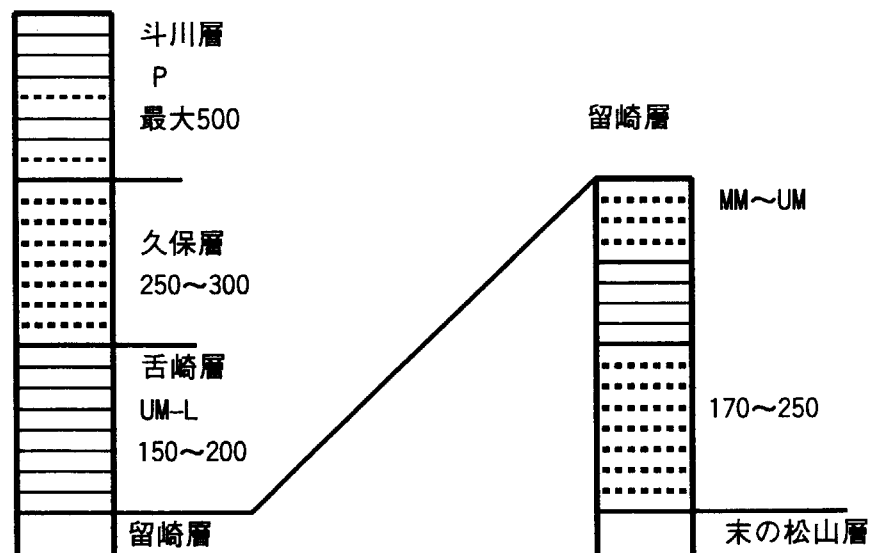
付-図2.2-1 三戸地域新第三系の層序概念図⁴⁾

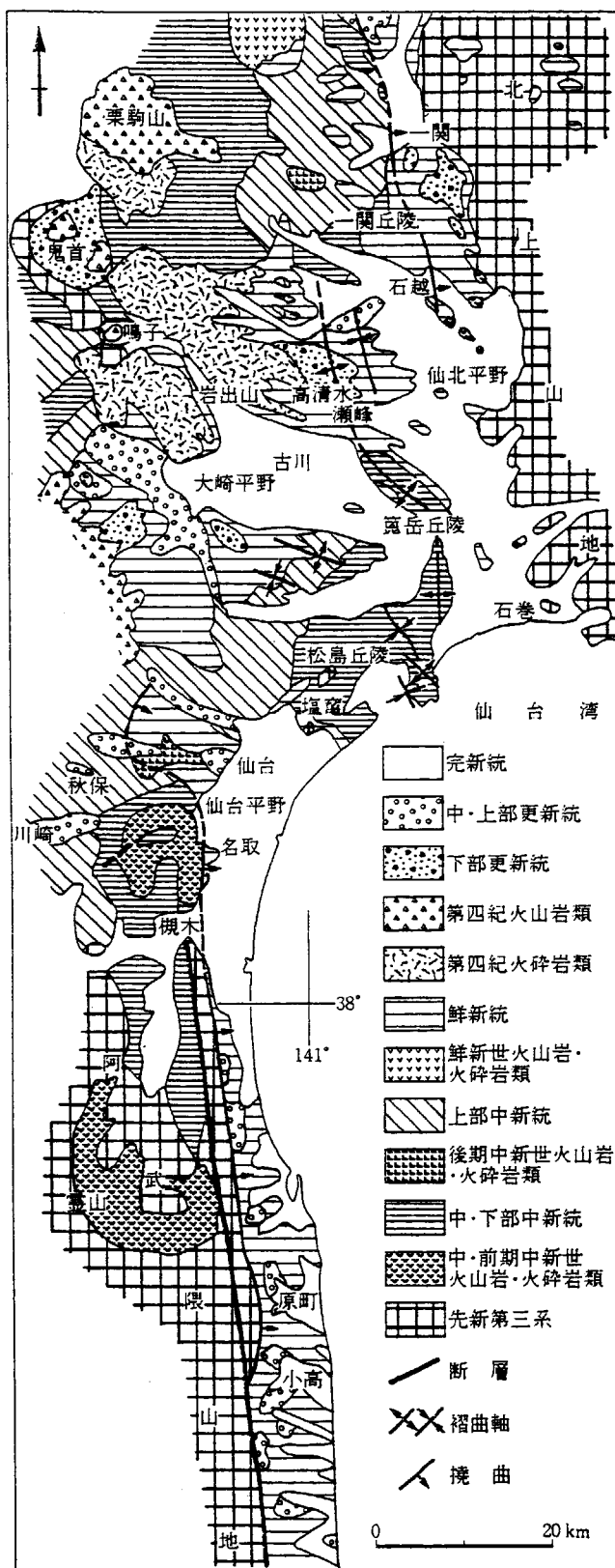
B-三戸-八戸区 (2)

白鳥川層群

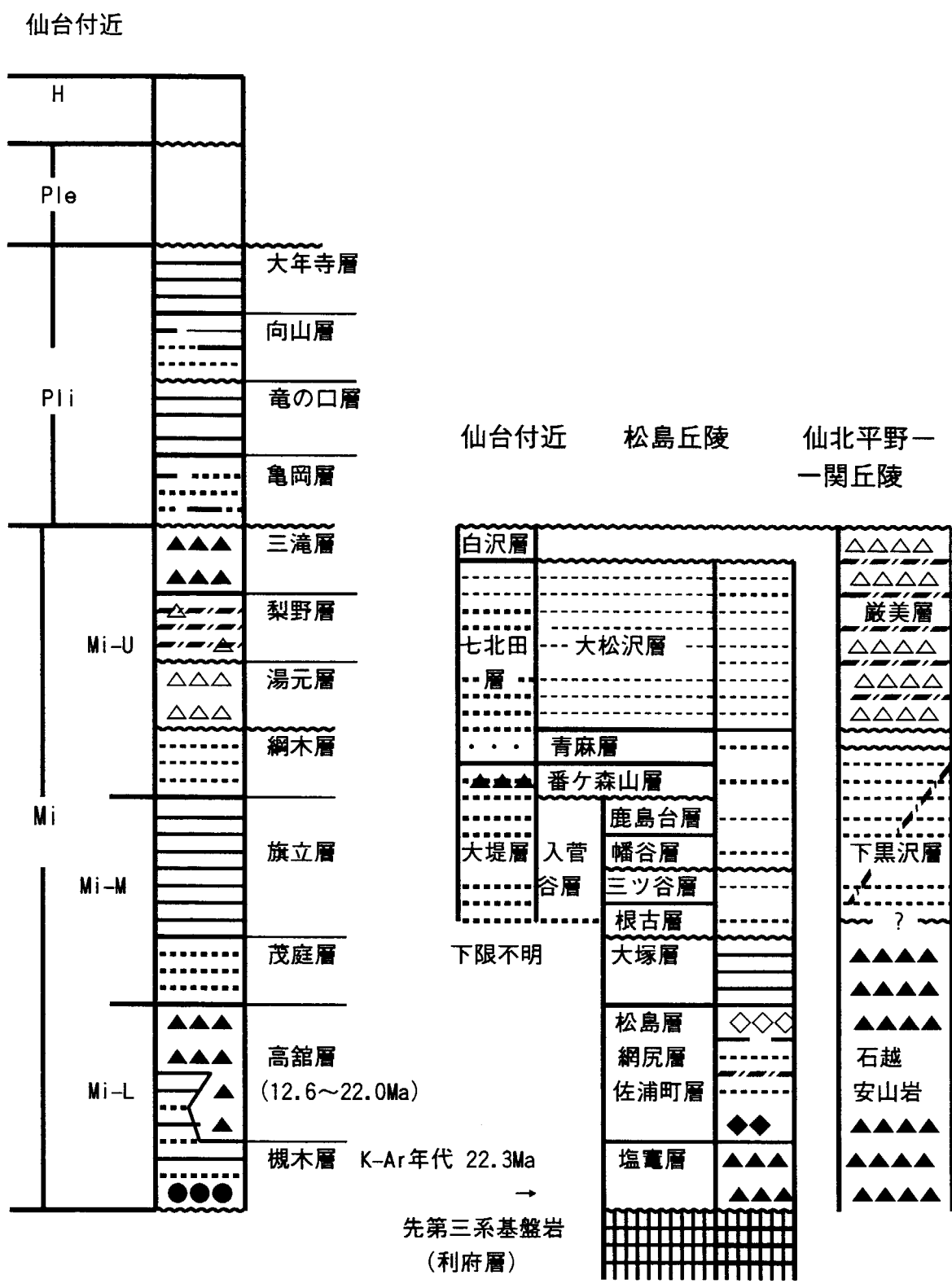


三戸層群





付-図2.3-2 仙台地域の新第三系・第四系の地質略図 (石田編図)⁴⁾による



付-図2.3-3 仙台区の新第三系の対比
 仙台地域の新第三系・第四系の対比表 (石田 作成) を模式化

仙台地域(2) 阿武隈山地東縁

1) 浪江及び磐城富岡

[古第三紀 漸新世]

白水層群

本層群は、陸成層に始まり上位に向かって海成層に変化する海進的な堆積相を示し、下位より、石城層、浅貝層及び白坂層に区分される(須貝ほか, 1957)。石城層は礫岩・砂岩・泥岩からなり石炭層を挟む。浅貝層は浅海成の細粒砂岩からなる地層で、浅貝動物群と呼ばれる軟体動物群を産する。最上部白坂層は、海成の灰色泥岩層である¹²⁾。

[新第三紀 中新世]

湯長谷層群

下位の白水層群を不整合に覆う。常磐炭田全域をみると、本層群は上位の白土層群に不整合に覆われるが、本図幅地域内¹²⁾では白土・高久層群は欠如し、多賀層群に直接不整合に覆われる。

本層群は下位より、^{くぬぎだいら} 柵平層(滝層)、^{ごやす みずのや} 五安層、水野谷層、亀ノ尾層、平層からなる(須貝ほか, 1957)が、本図幅地域内では、下部の柵平・五安・水野谷層のみが分布する。湯長谷層群は、明らかに前期中新世の後期の堆積物である¹²⁾。

多賀層群

地層名: Otuka(1939)による。多賀層群、多賀層または多賀統という地層名は、常磐炭田地域の新第三系のさまざまな地層単位について用いられているが、本報告(浪江及び磐城富岡地域の地質)では、高久層群の上位に不整合でかさなり、仙台層群に不整合に覆われる堆積物の総称として用いる。

模式地: 現在用いられている意味での多賀層群については、明確な模式地は指定されていない。ただし、本層群は茨城県が多賀地方(旧多賀郡地域: 現在の北茨城市から日立市にかけての地域)に広く分布していることから、名付けられたものとみられる。

分布・構造: 本図幅地域内では地表に分布せず、大年寺層分布域の地下に伏在する。構造は東に5°以内である。

岩相: 本層群の下部は、主に塊状の灰色泥質極細粒-細粒砂岩からなり、ところどころに軽石片、貝殻片及び木片を混じえる。また、厚さ数cm以下の細粒凝灰岩薄層を挟む。本層群の上部はやや細粒となって、暗緑灰色の塊状砂質泥岩または泥岩からなり、一部中粒砂岩および白色細粒凝灰岩の薄層を挟む。

層厚: 約100mである。層厚は西に向かって減じ、東に向かって増加し、海岸付近の地下では約330m程度となる¹²⁾。

[新第三紀鮮新世]

仙台層群

本図幅地域内¹²⁾では、下位の多賀層群を不整合に覆い、段丘堆積物に不整合に覆われる。模式地の仙台地域では、下位より、亀岡・竜の口・向山・大年寺層の4層からなる。このうち、竜の口層と向山層の間には顕著な不整合があり、これより本層群は下部と上部にわけられる。本図幅地域内¹²⁾には、仙台層群上部の向山層と大年寺層のみが分布する¹²⁾。

向山層

大熊町石熊以南では、本層は地表にも地下にも分布せず、大年寺層が直接多賀層群またはそれ以下の地層を覆っている¹¹⁾。

大年寺層

徳永(1949)及び三田(1951)の「富岡層」と「竜田層」をあわせたものが、本層に相当する。また、須貝ほか(1957)の「富岡層」と「竜田層」をあわせたもの、及び江口・鈴木(1960)の「富岡層」は本層に等しい。岩相は海成の砂岩、砂質泥岩、泥岩からなる¹²⁾。

従来、仙台の大平洋沿岸山元町から福島県相馬・原町にかけて、仙台から連続する竜の口層の存在が認識されてきた。しかし、最近では、「久保ほか(1996)」¹²⁾及び「柳沢ほか(1996)」¹³⁾地域地質研究報告では、すべて大年寺層である。

2) 相馬中村・原町付近

竜の口層

本層は、原町市北関ノ内、嶺崎、中居及び山鳥迫の4カ所に、断片的に分布する¹⁴⁾。
北関ノ内、嶺崎では、本層は内湾性の下位化石を含む塊状の泥岩よりなる。層厚は約10m¹⁴⁾。

向山層

原町市深野～相馬市初野町にかけて、相馬中村層群の分布域の東側に南北に分布する。層厚は、相馬南部で約80～90m、北部では60～70mである。宇田川以北では、向山層は相馬中村層群を不整合に覆うほか、断層関係で接する¹³⁾。

向山層下部は泥岩・砂岩・礫岩・及び凝灰岩からなり、亜炭層を挟む¹³⁾。上部は青色の塊状泥岩からなり、一部で厚さ10cmのバイオターベーションを受けた細粒砂岩層を挟む岩相で、鹿島町小山田以北にのみ発達する。この岩相は、淡水～汽水生の湖沼性珪藻を産すること、一部で貝化石を含むことから、ラグーン堆積物と考えられる¹³⁾。走向はN10W、傾斜は東に3～10°で、比較的緩やかな構造をしているが、宇田川以北では、30～60°以上の傾斜となり、急傾斜の構造である¹³⁾。原町・大甕図幅では東に20～80°で急斜し、双葉断層に近づくほど急傾斜になる¹⁴⁾。

大年寺層

定義は、向山層の上位に重なる海成層を大年寺層とする。地層名は岩井(1949)による。

模式地は宮城県仙台市門前町(大年寺山)東方の広瀬川宮沢橋付近の崖(「仙台」図幅地域内)である¹³⁾。

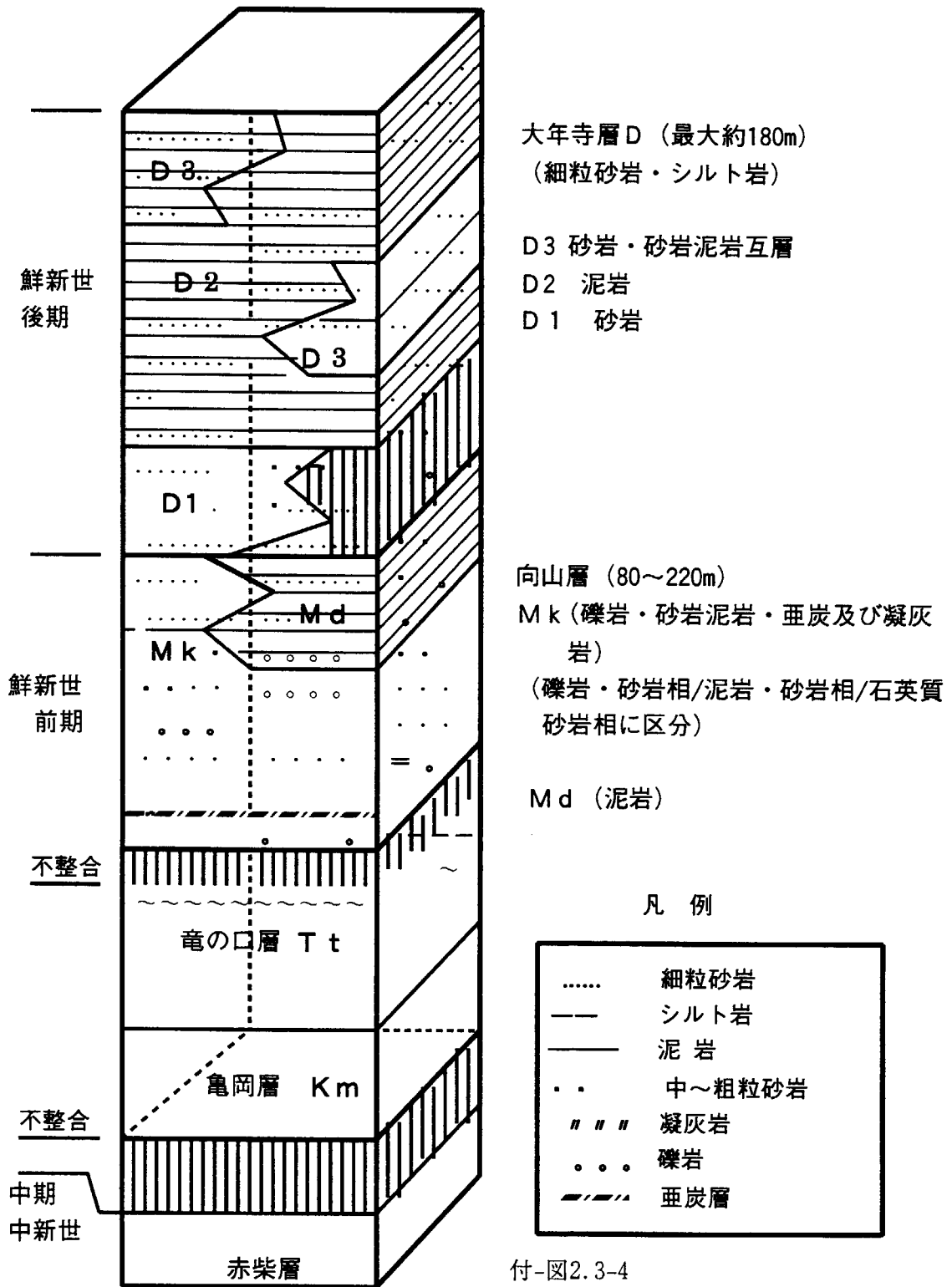
分布は、本図幅¹³⁾の東部に広がる丘陵の全域を占める。層厚は、露出する限り最大180mである¹³⁾。岩相は、主として下部が砂岩から、上部が泥岩からなる。また、火山灰層が多数挟まれ、良好な鍵層となる¹³⁾。本層の岩相は、砂岩相(D1)、泥岩相(D2)、砂岩及び泥岩互層(D3)の3つの層相に区分できる。泥岩相(D2)は、大年寺層上部の大部分をしめる海成の泥岩で、下位の砂岩相(D1)からは漸移する。緑青色の塊状泥岩からなり、まれに厚さ数10cmの薄い砂岩層を挟むことがある¹³⁾。

バイオターベーション(bioturbation)：生物擾乱作用²⁾

1952年Richterによって提唱された用語で、軟質堆積物の構造が動物個体の生活あるいは行動によって破壊・変形・付加されることを生物擾乱といい、そのメカニズムを総称して生物擾乱作用という。

仙台地域(3) 阿武隈山地東縁 仙台層群 (鮮新統)
 -太平洋沿岸-

[原町付近]



付-図2.3-4

2.4 D: 常磐炭田区

2.4.1 常磐炭田区の基盤及び第三系

本区は磐城富岡から久慈川までを、北から富岡・双葉地区、磐城北部・磐城南部地区、多賀地区に区分する。

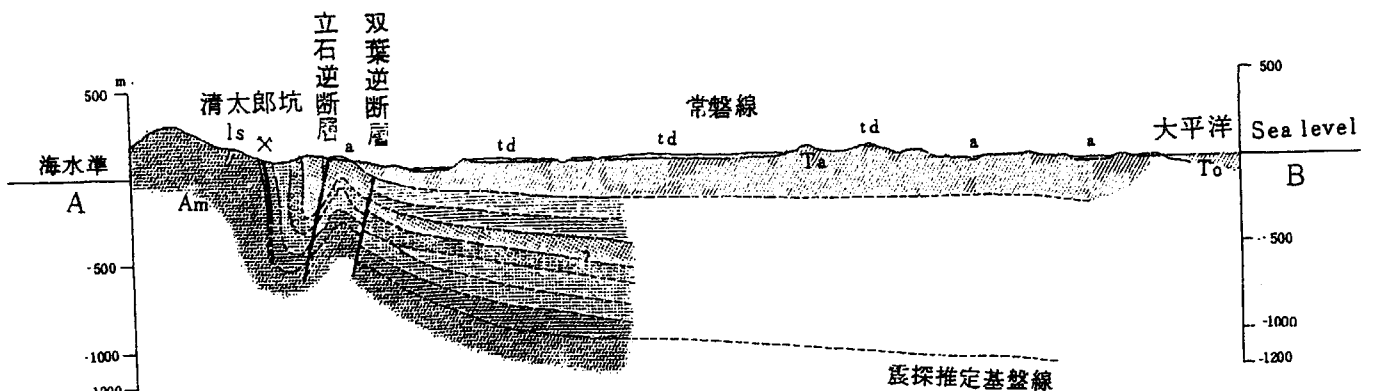
常磐炭田の基盤岩は、古生層とこれを貫く花崗岩類、及び白亜系である。その上位を不整合に覆って、主要挟炭層を含む古第三系・新第三系・第四系が堆積している。

本炭田の第三系は、古第三系の白水層群と新第三系の湯長谷層群・白土層群・高久層群および多賀層群に分けられる。各層群間は互いに不整合関係にある。これらのうち湯長谷層群・白土層群・高久層群は、層序的にも構造的にも密接な関係にあるとして、本炭田の第三系は白水層群と、湯長谷層群に白土層群・高久層群とを加えた地層と、多賀層群とに3大別される、¹⁵⁾とした。

常磐炭田における第三系の造構運動について、次のように考えられている。

- ①地層の厚さが西方ほど一般に薄化する傾向があることを考え合わせると、第三系の堆積開始後に数回の海進・海退をくり返しながらも、常磐炭田およびその周辺地域では、一般に東方に対して西方が相対的に隆起したものと推定される¹⁵⁾。
- ②本炭田は、高久層群以下の第三系については双葉・二つ揃・湯ノ岳・山田の4断層によって、北から富岡・双葉・磐城北部・磐城南部および多賀の5地塊大別される。これらの各地塊は阿武隈山地の隆起に伴って、一般に西部ほど東方へ、また、東部ほど北方へ傾動している¹⁵⁾。ほかに、磐城北部を小地塊に分ける赤井・白坂および烏館の3断層群と、多賀地区を2分する平潟断層群との8断層群に含まれる¹⁵⁾。
- ③多賀層群は前期の断層群を覆って分布している場合が多く、全体としては東方へ傾動しているが、地塊運動の影響はほとんど認められない¹⁵⁾。
- ④本炭田の地質構造は、第三系堆積の初期から基盤の緩慢な傾動運動に伴って、次第に形成されてきたと推定されるが、その大部分は高久層群堆積後、多賀層群堆積前に形成されたものと推測される¹⁵⁾。
- ⑤常磐炭田を構成している第三系は、地質構造上より、先多賀層群と多賀層群とに2大別できる。前者は石城夾炭層から高久層群までの地層で、これらはいずれもほぼ同一の構造様式を示しているのに対して、後者はこの構造に関与していない¹⁵⁾。

以下に、常磐炭田区の模式地質断面図（東西方向）しめす。



付-図2.4-1 常磐炭田区の模式地質断面図（東西方向）(1)

多賀層群(Ta)は双葉断層によってわずかな変形を被っているだけである。

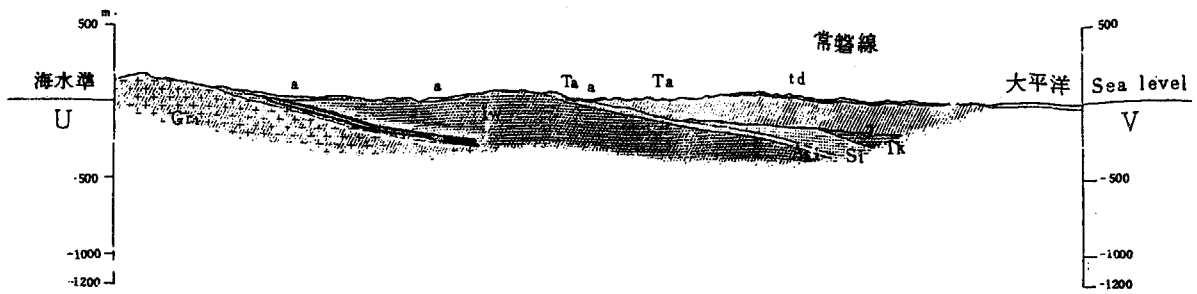
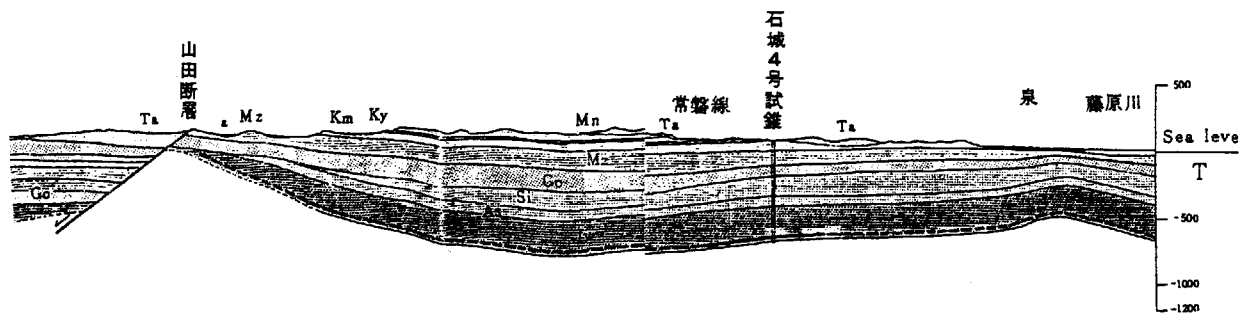


図2.4-2 常磐炭田区の模式地質断面図（東西方向）(2)
多賀層群(Ta)は下位層を傾斜不整合に覆う。

多賀層群の岩相の特徴は、下位の地層を著しい不整合で覆い、砂岩あるいは礫岩を基底礫岩とする岩相変化の顕著な海成層である¹⁵⁾。

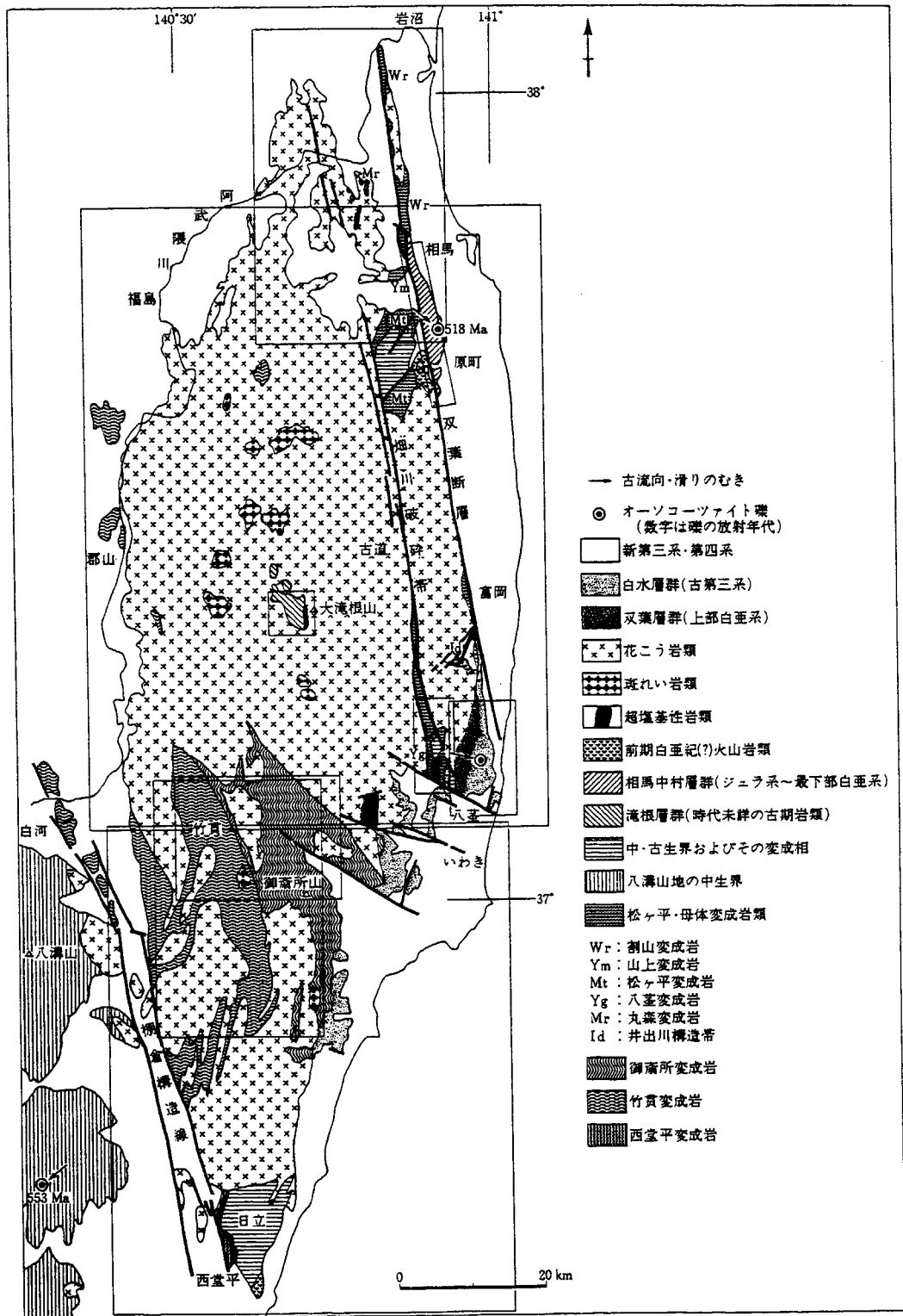
岩相からみると、多賀層群は福島県北部～茨城県南部にかけて砂岩・泥岩～泥岩主体になる傾向が認められる。福島県北部では鮮新統仙台層群大年寺層により不整合に覆われ、いわき市より南方側では中新統を示していると考えられている。木戸～広野の間では層厚640m（図2.4-11）に及ぶ多賀層群（広野層・富岡層）の泥岩層が四倉（層厚80m）、富岡（層厚120m）の泥岩層厚と著しい側方変化を示している。

多賀層群の分布は、炭田の北部と南部に広く発達し、中央部においては前述の両断層群を覆って四倉付近と植田付近との2カ所に分布しているにすぎない¹⁵⁾。

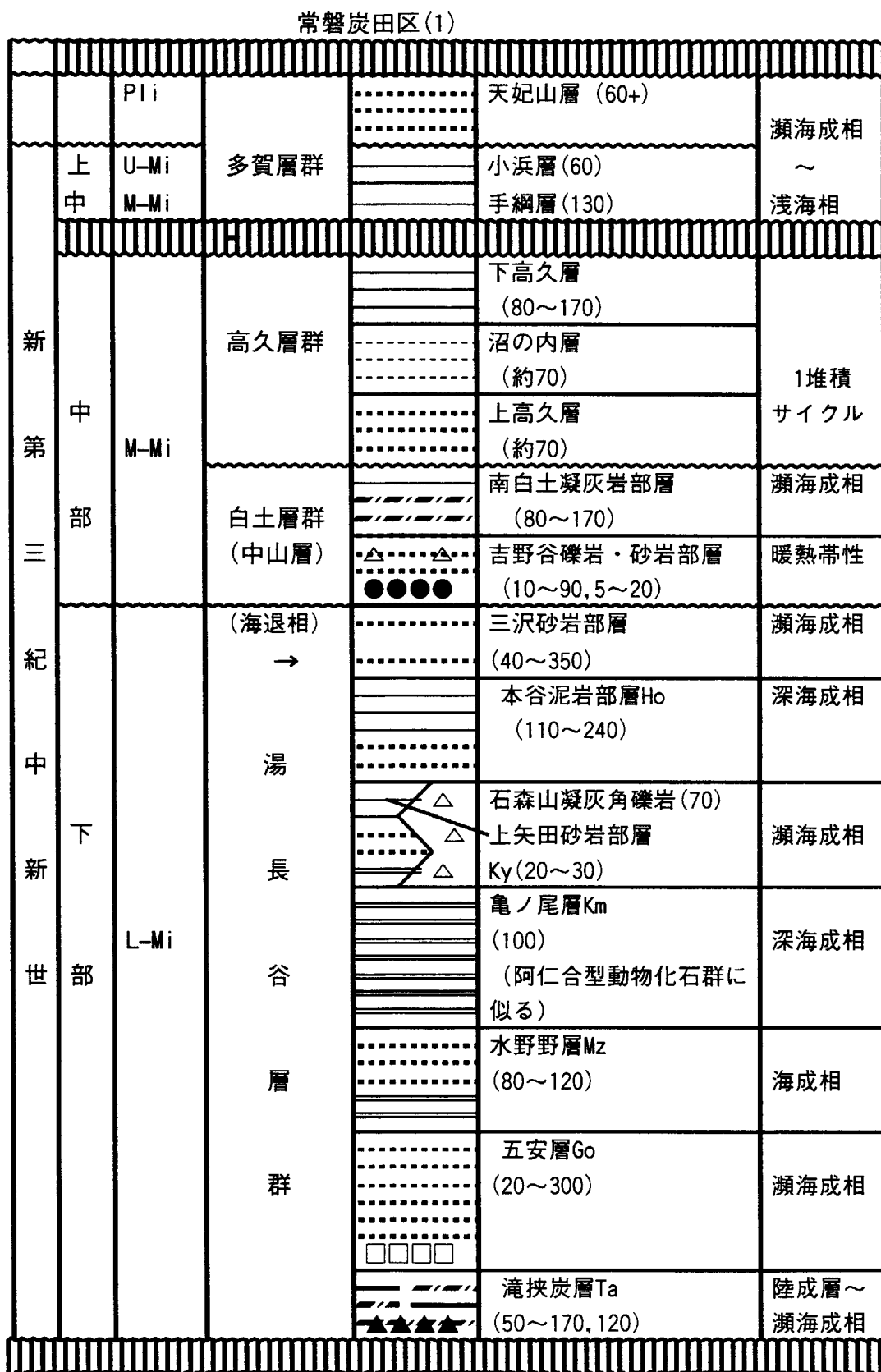


付-図2.4-3 常磐炭田区の古第三系（白水層群）・新第三系（湯長谷層群・多賀層群）

阿武隈山地東縁の地質構造

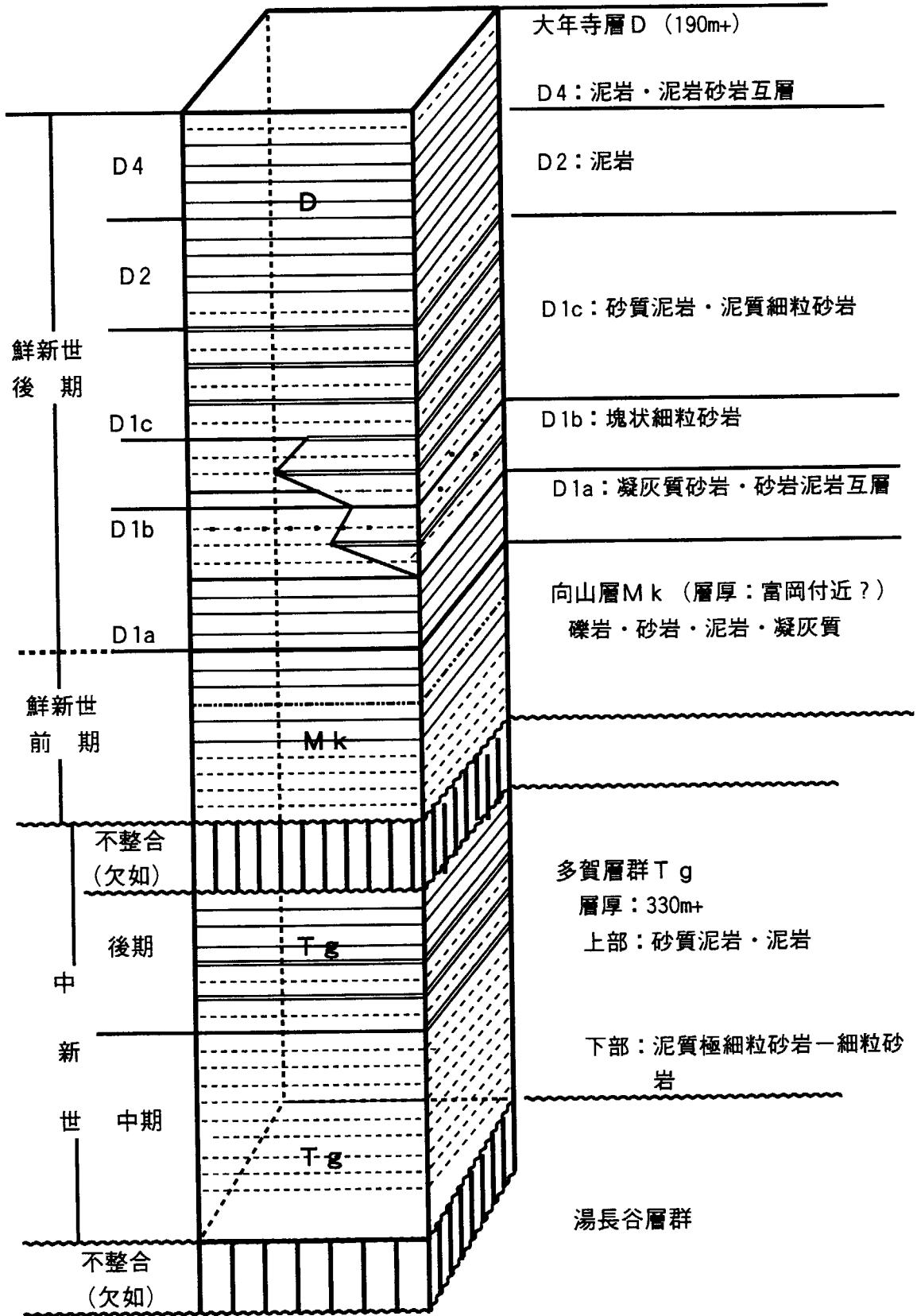


付-図2.4-4 阿武隈山地東縁の地質構造 (改題)
 阿武隈山地の先新第三系の地質略図 (加納・永広原図)⁴⁾による。

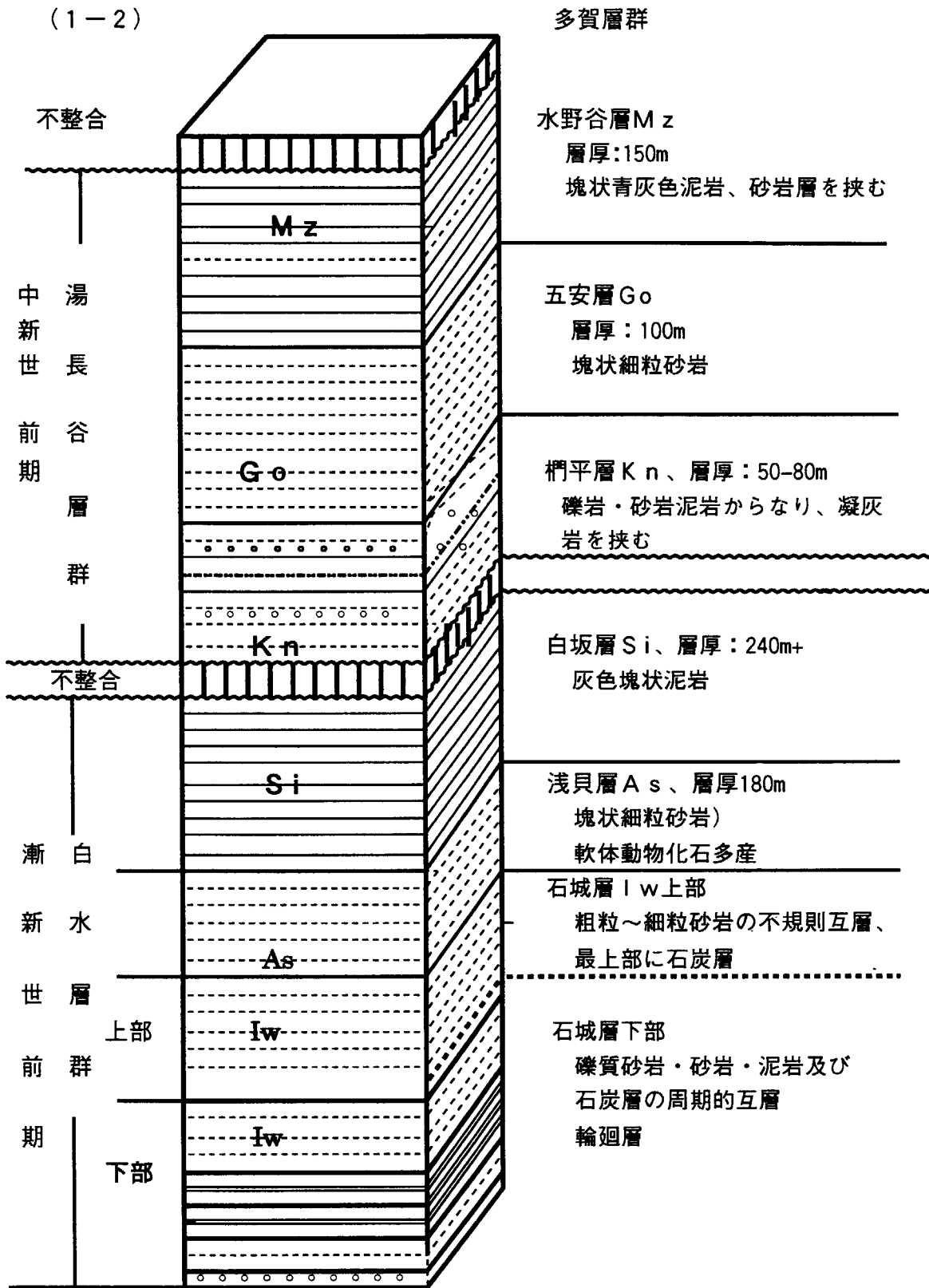


付-図2.4-5 常磐地方の第三系 (猪郷ほか, 1980:関東地方) により部分を加筆, 編集

常磐炭田区(D) 北部地区 富岡付近 (1-1)

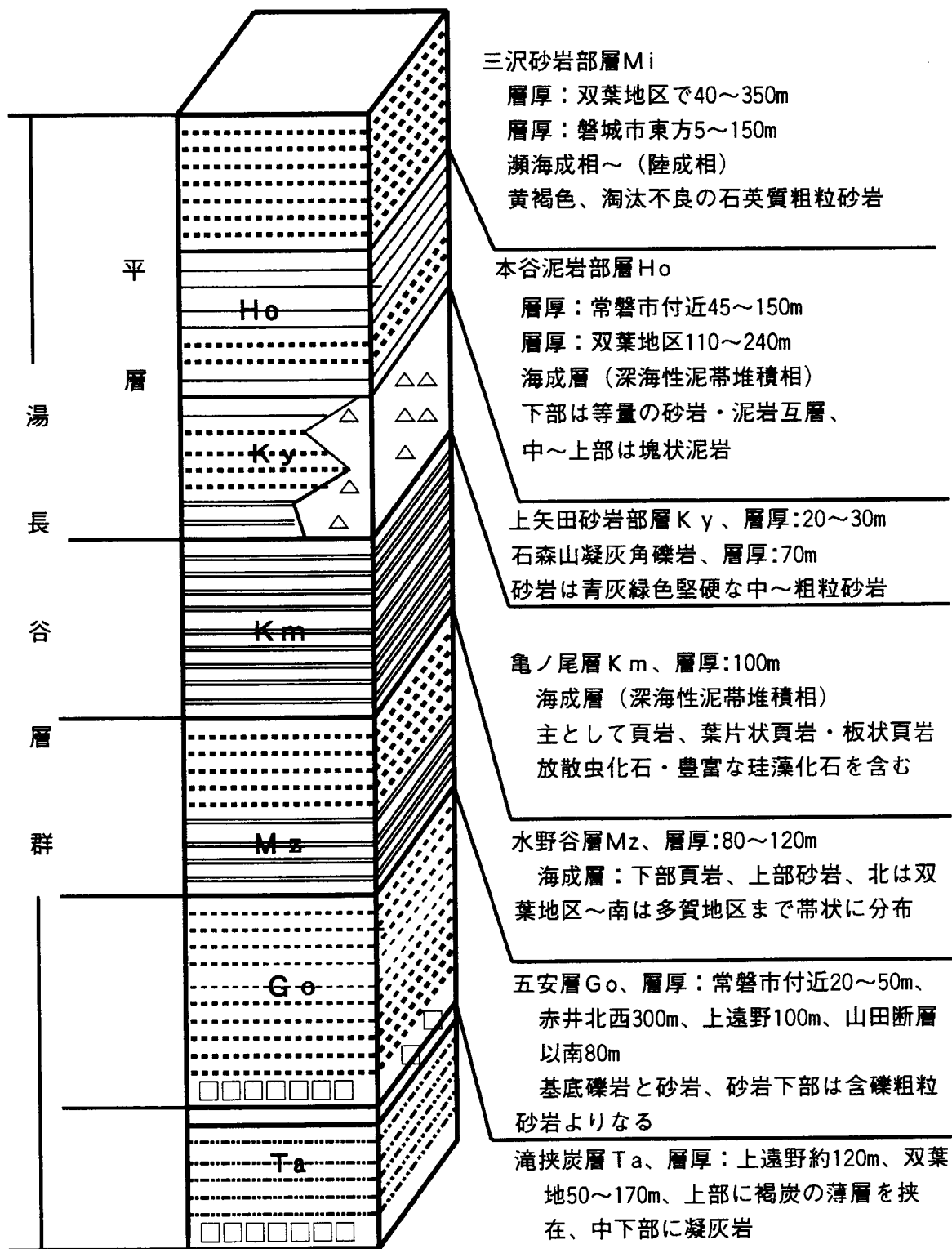


付-図2.4-6



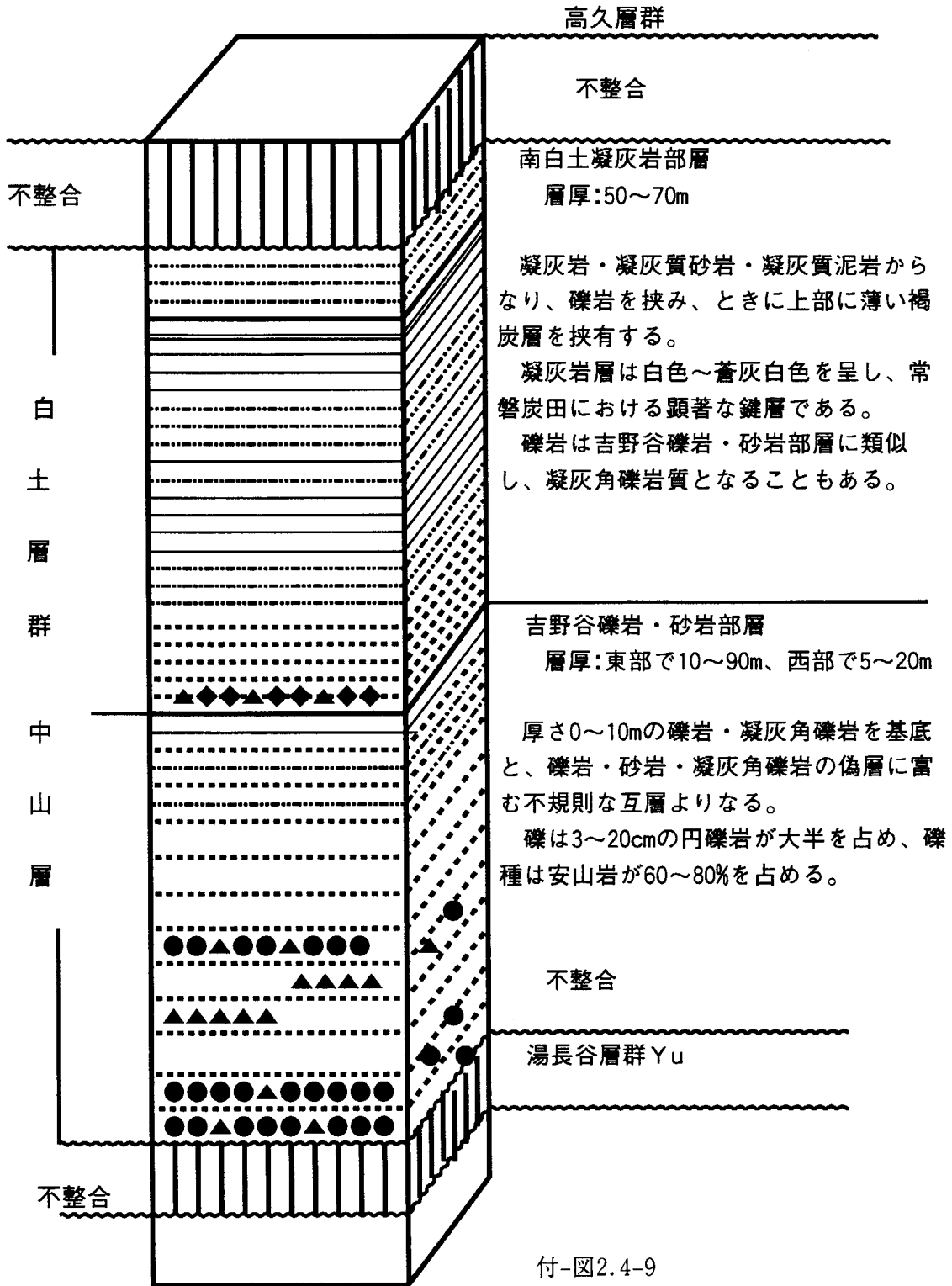
付-図2.4-7

常磐炭田区 磐城地区 いわき市付近 (1-1)
 -新第三紀下部中新世-湯長谷層群の岩相



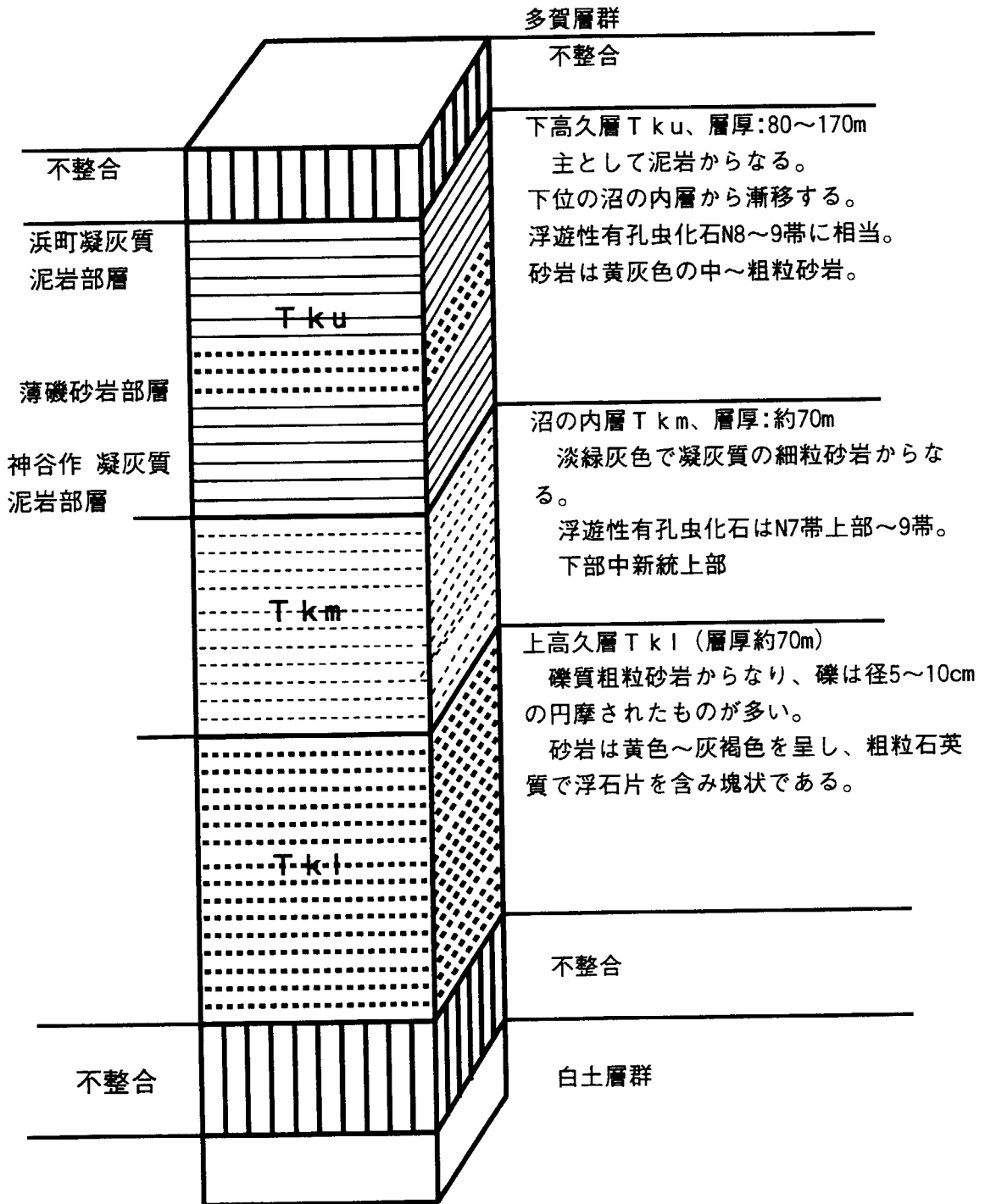
付-図2.4-8

常磐炭田区 磐城地区 いわき市付近 (1-2)
 一新第三紀中部中新世-白土層群の岩相



常磐炭田区 磐城地区 いわき市付近 (1-3)

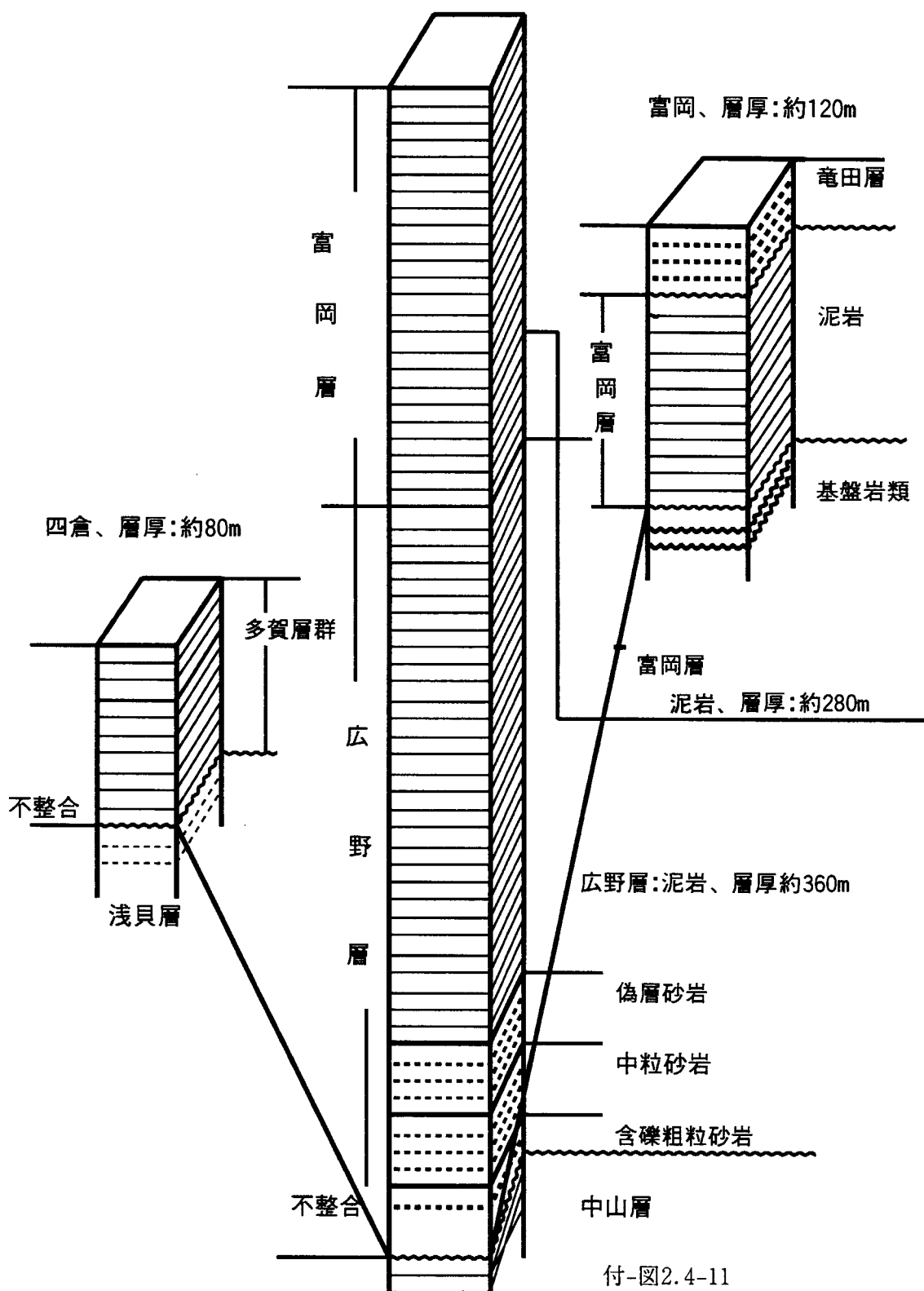
—新第三紀下部中新統上部～中部中新統下部—



付-図2.4-10

常磐炭田区 北部地区 四倉-木戸～広野-富岡

—多賀層群—
木戸～広野、層厚：約640m

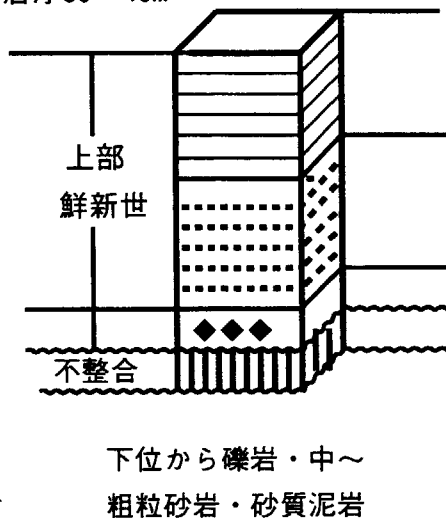
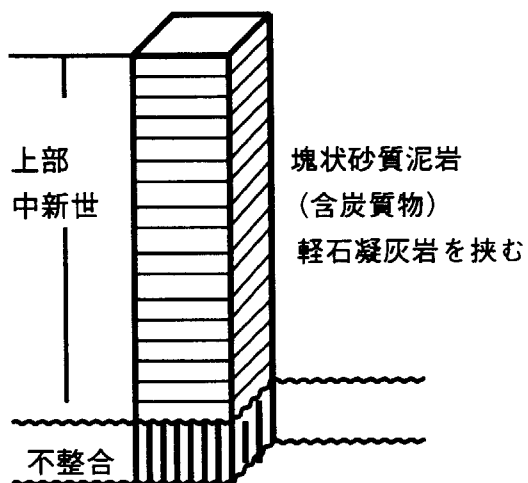


常磐炭田区 多賀地区 (1-1) 照島-植田-平潟-大津付近

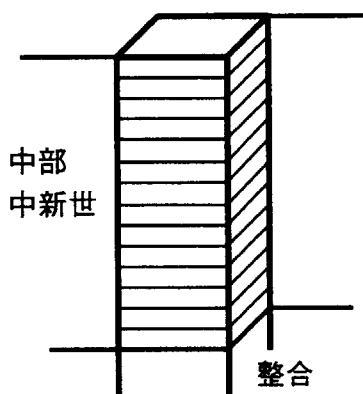
—多賀層群— ← S

→ N
渚層、層厚30~40m

大津層、層厚:約70m

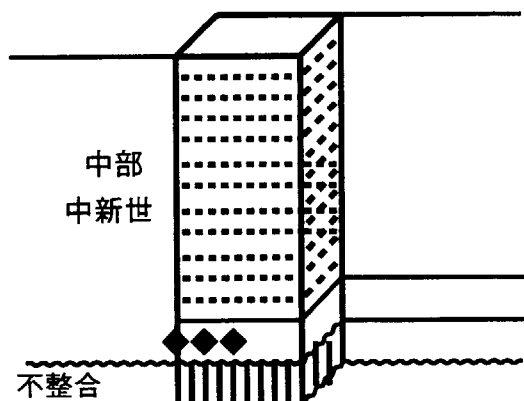


平潟層、層厚:約100m



砂質シルト岩
層厚5~10cmの細粒砂岩
軽石凝灰岩・軽石質
を挟む

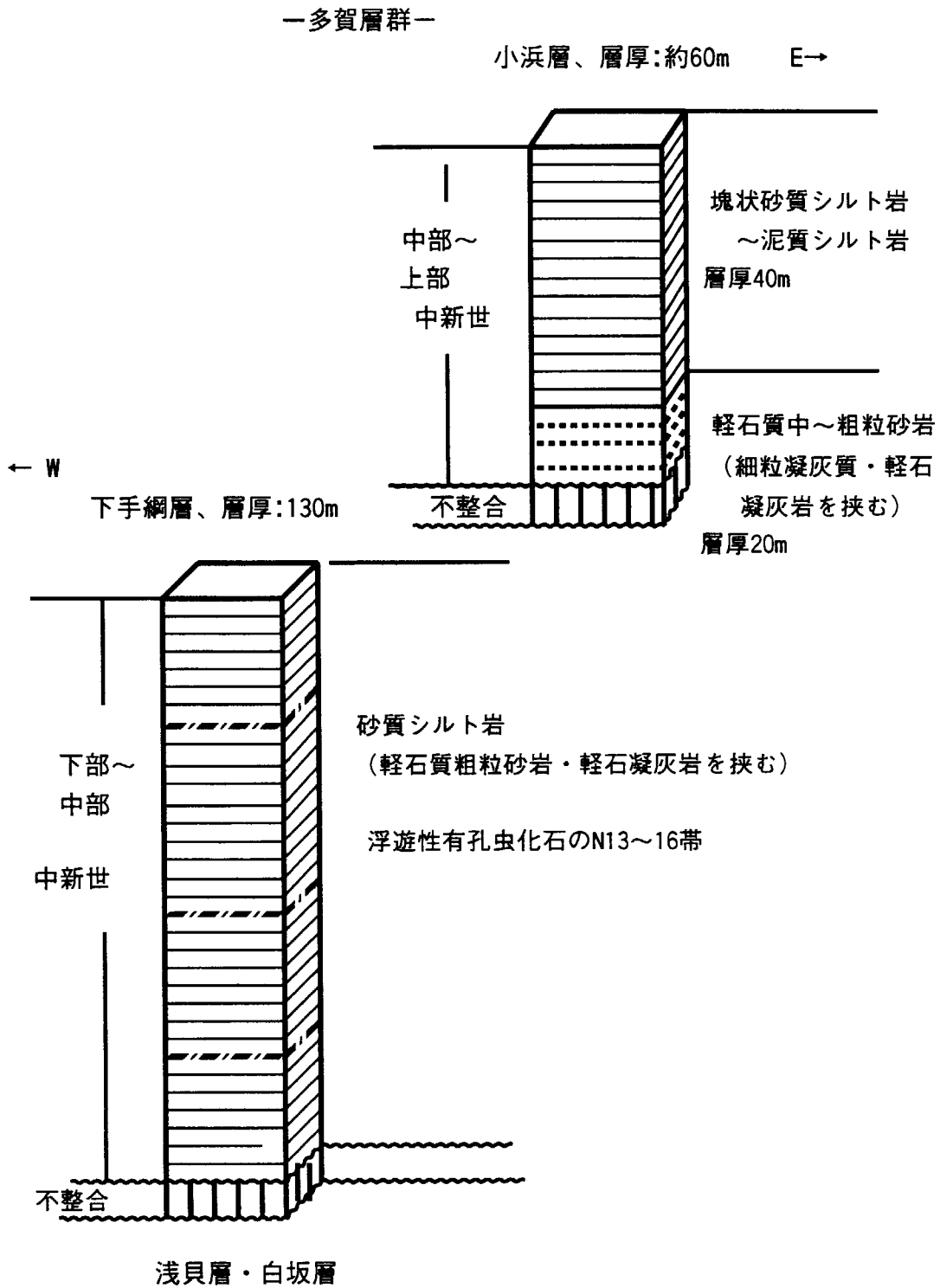
九面層、層厚:50~60m



下位より基底礫岩、アルコース砂岩・石灰質砂岩・
凝灰質砂岩 (細~中礫を含む)

付-図2.4-12

常磐炭田区 多賀地区 (1-2) 下手網-小浜



付-図2.4-13

2.5 E: 東海・那珂湊区

2.5.1 新第三紀層

久慈川以南では、第四系の下位に厚層の多賀層が認められている。東海村日本原子力研究所には海拔深度334mの試錐柱状図が存在し、ほぼ全層が泥岩で、鮮新統の多賀層群上部（“新しい多賀層群”）、つまり久米層（齊藤，1952）に相当する可能性がある。

久慈川以南の多賀層群（泥岩）は、先新第三系基盤岩の構造によっては相当の層厚を有すると考えられる。従って、南北方向の分布域の長さ、岩相の連続性、層厚（700m以上）、堆積環境からみて内湾的な性格（OMORI, 1958）を有しているとする考えがある。

「那珂湊区」

坂本ほか（1972）は、「那珂湊」図幅地域において、もっとも広く発達している地層は、第四紀後期の下末吉海進に伴って形成された見和層であり、この地層が本地域を特徴づける久慈・那珂・東茨城台地などの海拔30m前後の平坦な台地を構成している、としている。多賀層は、本地域において最も広く分布する先第四系である。この地層に対して、今まで地域ごとにいろいろな地層名が与えられてきたが、ここではすべて一括して、多賀層と呼ぶことにした。

多賀層は、どこでもほぼ一様な暗青灰色・塊状の泥岩～砂質泥岩であって、岩相変化に乏しい。また、いたるところでMacomaなどの深海泥帯性の貝や、Sagarites・ウニなどの化石を含むが、とくに多産することはない。多賀層の時代は中新世後期といわれている。構造的には那珂台地とその周辺を含めて、東に開いた大きな半盆状構造を呈するとみられるが、あまりはっきりしたものではない。なお本層中には、流紋岩質火砕流堆積物が挟まれており、露出地ごとに、部田野軽石凝灰岩部層・阿字ガ浦軽石凝灰岩部層と呼ばれる。

多賀層は、層理の発達が悪く、岩相が単調なため、その厚さははっきりしないが、およそ400～700m程度のものであろう。本層の下限は、那珂湊地域北縁では、すぐ北隣の地域での状況および茂宮付近での試錐結果からみて、日立変成岩類あるいは花崗岩類を直接に不整合におおっているとみてよい。南部の那珂湊地域では、那珂湊市街の中央に孤立した小丘の北西隅（反射炉跡西側の崖）で、大洗層の上に多賀層が不整合にかさなっていると推定されている（鈴木，1954）。ところが、水戸市東部の浜田で行われた深さ1,000mの天然ガス試掘井では、深さ80mまでが第四系、780mまでが多賀層とみられ、以下1,000mまで新第三系がつづく。多賀層より下位の先新第三系は、大門層・塩ノ草層など（齊藤，1952）にあたるとみられる。

以上のような多賀層の直下にくる岩層の状況は、那珂台地における重力分布と比較してみると興味深い。重力調査の結果では、那珂町菅谷付近に低重力の中心があり、図幅地域内では東から西へ重力値が小さくなる（鈴木・菊池，1960）。このことは、おそらく本図幅地域の海岸ぞいでは、多賀層の下位に先新第三系の基盤が直接しており、それより西方の内陸部では、多賀層の下位に先新第三系が厚く発達していることを示すものであろう¹⁶⁾とした。

久米層は本図幅地域内では、北縁部にごくわずかに見られる地層である。この地層の主体は、北隣の常陸太田付近に分布するが、そこでは下部の厚さ40～50mの礫岩と上部の厚さ300mの泥岩とからなっている。しかし、本図幅地域内では、泥岩の小露出や基底礫岩の転石がみられるにすぎない。多賀層とは不整合とされ、その時代は鮮新世前期とみなされる。

久米層とその上位の離山層とは、日立市南高野付近で整合に接するといわれる（大森・

鈴木1950)。図幅地域内の久米層（とくにその泥岩層）の層厚が、北方に比べていちじるしく薄いことは、あるいは離れや離山層との間に不整合による欠如があることを示すのかも知れない。なお、須貝ほか(1957)は、ここで述べた地域の久米層を多賀層として一括して扱っている、¹⁶⁾とした。

2.5.2 第四紀層

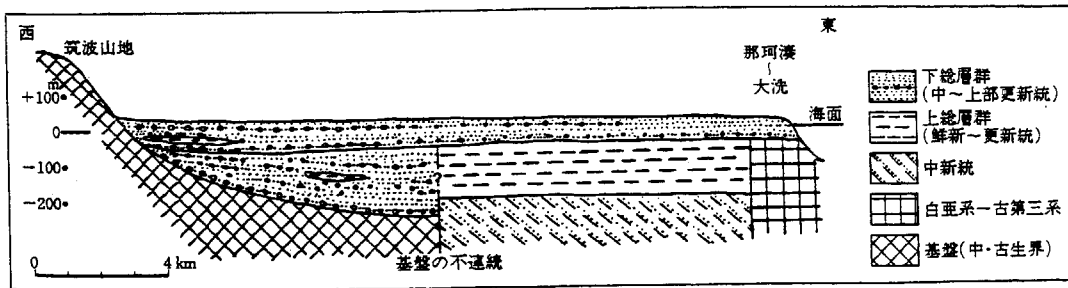
常陸台地のおもな構成層は、下総台地の下総層群木下層に相当する見和層と、これを覆う茨城粘土層で、これらは常陸台地の堆積面をつくっている。見和層の基盤として地表に見えるものは、中部更新統の笠神層と石崎層である。また、ボーリング資料によれば東茨城台地の東部では、下総層群に相当する礫層をはさむ細～粗粒砂層が海面下20～60mまでつづき、その下位に上総層群に相当するとみられる極細粒砂岩・シルト岩よりなる地層が中新統の塊状泥岩にかさなっている。台地西部では、下総層群とみられる地層は海面下100～200mまでつづき、その下位は八溝層群に相当する中・古生界の堆積岩または花こう岩からなる基盤である。

石崎層：斉藤(1959)が、東茨城台地の涸沼付近で、見和層の下位の地層にたいして名づけた、砂鉄をふくんだ浅海成の砂層で、砂礫やシルトの薄層をはさんでいる。平行葉理や斜交葉理がいちじるしい。殻が溶けた貝化石や生痕化石をふくむ。笠神層および見和層に不整合におおわれる。厚さ30m以上。

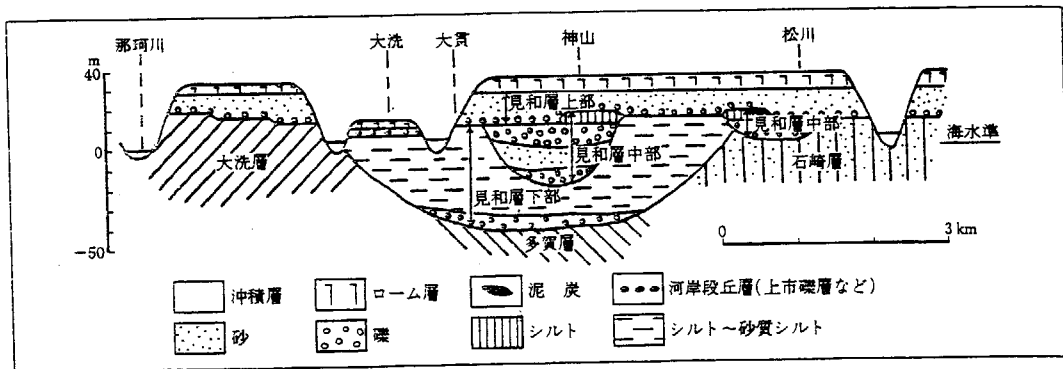
笠神層：坂本ほか(1981)が涸沼川北岸の笠神において、石崎層と見和層のあいだにある地層にたいして名づけた。基底部に泥炭をともなう。浅海成の細粒砂層からなる。厚さ約10m。

見和層：水戸市西部の見和町を模式地として、斉藤(1959)がなづけた。常陸台地の主要な部分を構成し、下総台地の木下層に対比される。霞ヶ浦周辺で成田層（菊池・館野, 1962；真野, 1965；青木・馬場, 1979, 1980など）とされたものの一部にあたる。下部・中部・上部の3層に区分される。下部層は基底の旧河谷の跡と考えられる細長い凹地を埋積した軟弱な泥層で、*Theora fragilis*（シズクガイ）、*Raeta*(*Raetellops*)*Yokohamensis*（ヨコハマチヨノハナガイ）などの内湾性の貝化石をふくんでいる。ボーリング資料では礫層もあり、層厚はだいたい40mに達する。中部層は、水戸市南部から大洗の南にかけて分布する。厚さ10～30mの河成の礫層である。涸沼北東部では、礫層の上位にかさなる厚さ約5mのシルト層も中部層に含まれる。上部層は、見和層の主体をなす浅海成層である。全般的にみて、下半部は淘汰のよい細粒砂で、ときに礫まじりとなる。那珂台地・東茨城台地に分布し、厚さは全域的に10～15mである。基底は海拔16～16mの高さにあり、きわめて平坦なことが特色で、ところにより中新統の泥岩・石崎層・見和層下部層や中部層などをほぼ一樣な高さできっている。上部層基底のこの広い平坦面は、当時のゆるやかな海面上昇にともない、波食面として形成されたものと考えられる³⁾。

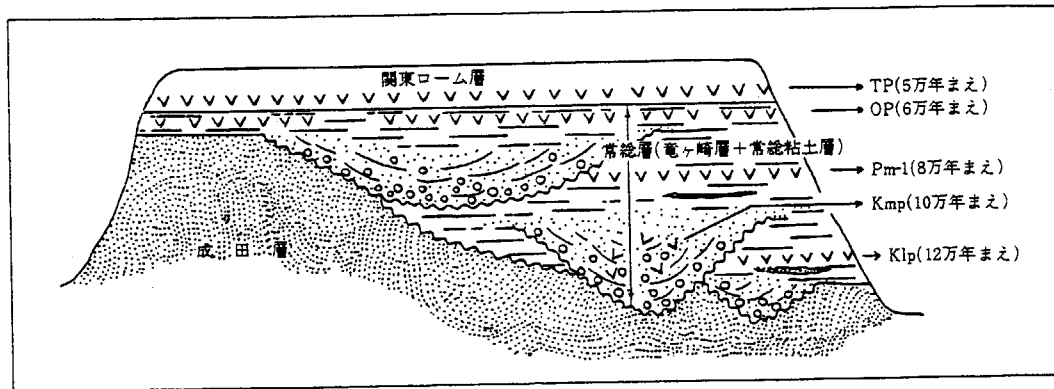
関東ロームおよび段丘礫層：南関東の武蔵野・立川ローム層に相当する。約5万年前よりあと、常陸台地は全般的に乾陸となり、ここに厚さ約3mの風成火山灰層が堆積した。この地域の関東ローム層では、約3万年まえの赤城火山起源の鹿沼軽石層が有効な鍵層となっている。またこの時期には、久慈川・中川ぞいに河成の段丘礫層（上市礫層など）が堆積している³⁾。



付-図2.5-1 東茨城台地地下の模式地質断面図³⁾



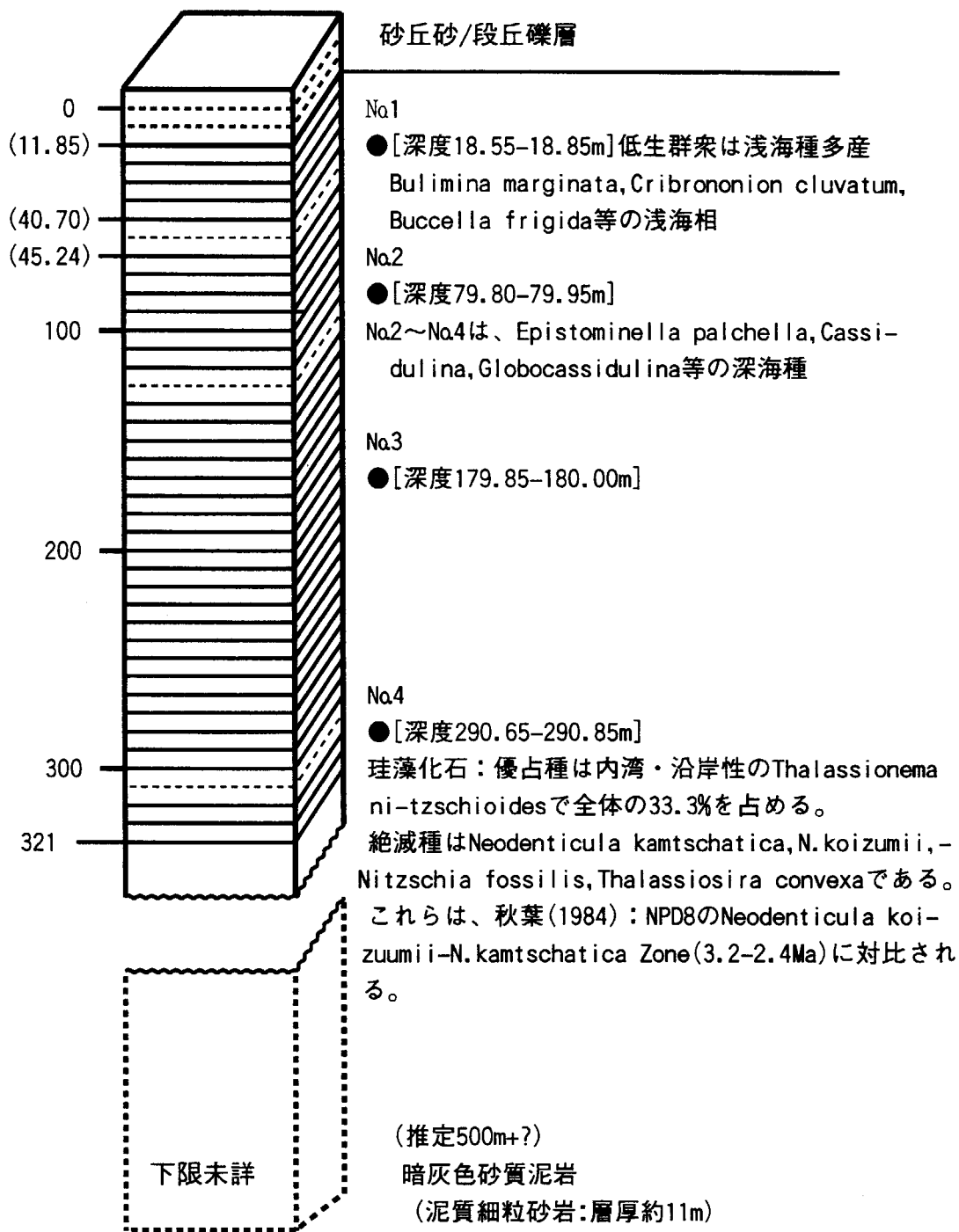
付-図2.5-2 大洗台地の見和層模式地質断面図³⁾



付-図2.5-3 筑波台地の常総層模式地質断面図³⁾

E: 東海・那珂湊区

—多賀層群—



付-図2.5-4

引用文献(付録)

- 1) 木村敏雄, 速水 格, 吉田鎮男(1993): 日本の地質, 東京大学出版会, p. 30-189.
- 2) 堆積学研究会(1998): 堆積学辞典, 朝倉書店, p. 45.
- 3) 大森昌衛, 端山好和, 堀口万吉(1986): 日本の地質3 関東地方, 共立出版(株), p. 1-190.
- 4) 生出慶司, 中川久夫, 蟹沢聡史(1986): 日本の地質2 東北地方, 共立出版(株), p. 1-144.
- 5) 地学団体研究会地学事典編集委員会(1970): 地学事典, 平凡社, p. 1031-1039.
- 6) 勘米良亀齡, 橋本光男, 松田時彦(1980): 地球科学15 日本の地質, 岩波書店, p. 157-158, 218.
- 7) 沢村正四郎(1954): 日本地方地質誌 東北地方-東北地方新生層の概要-, 朝倉書店, p. 142 -205.
- 8) 日本原子力研究所, 中央開発(株)(1998): 研究所廃棄物の処分に係わる地質特性調査, p. 2-33.
- 9) 北村 信(1986): 新生代東北本州弧地質資料集-島弧横断ルートNo. 8およびNo. 9, 宝文堂, 各p. 1-3.
- 10) 北村 信(1986): 新生代東北本州弧地質資料集- 島弧横断ルートNo. 10, 宝文堂, p. 1-3.
- 11) 大槻憲四郎ほか(1977): 東北地方南東部の第四紀地殻変動とブロックモデル, 地球科学31, p. 1-14.
- 12) 久保和也, 柳沢幸夫, 吉岡敏和, 高橋 浩(1994): 浪江及び磐城富岡の地質, 地質調査所, p. 50-63.
- 13) 柳沢幸夫, 山元隆広, 坂野靖行, 田沢純一, 吉岡敏和, 久保和也, 滝沢文教(1996): 相馬・中村の地質, 地質調査所, p. 93.
- 14) 久保和也, 柳沢幸夫, 吉岡敏和, 山元隆広, 滝沢文教(1990): 原町及び大甕地域の地質, 地質調査所, p. 95.
- 15) 須貝寛二, 松井 寛, 佐藤 茂, 喜多河庸二, 佐々木 実, 宮下美智夫, 河内英幸(1957): 常磐炭田地質図説明書, 地質調査所, p. 10-73.
- 16) 坂本 了, 田中啓策, 曾屋龍典, 野間泰二, 松野久也(1972): 那珂湊地域の地質, 地質調査所, p. 10-31.

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·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·m
工率, 放射束	ワット	W	J/s
電気量, 電荷	クーロン	C	A·s
電位, 電圧, 起電力	ボルト	V	W/A
静電容量	ファラド	F	C/V
電気抵抗	オーム	Ω	V/A
コンダクタンス	ジーメン	S	A/V
磁束	ウェーバ	Wb	V·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	°C	
光束	ルーメン	lm	cd·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	°, ', "
リットル	l, L
トン	t
電子ボルト	eV
原子質量単位	u

1 eV = 1.60218 × 10⁻¹⁹ J
1 u = 1.66054 × 10⁻²⁷ 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	Å
バ	b
バ	bar
ガ	Gal
キュリー	Ci
レントゲン	R
ラ	rad
レ	rem

1 Å = 0.1 nm = 10⁻¹⁰ m
1 b = 100 fm² = 10⁻²⁸ m²
1 bar = 0.1 MPa = 10⁵ Pa
1 Gal = 1 cm/s² = 10⁻² m/s²
1 Ci = 3.7 × 10¹⁰ Bq
1 R = 2.58 × 10⁻⁴ C/kg
1 rad = 1 cGy = 10⁻² Gy
1 rem = 1 cSv = 10⁻² 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, 1 eV および 1 u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, ヘクト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では流体の圧力を表す場合に限り表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 ⁵ dyn)	kgf	lbf
	1	0.101972	0.224809
	9.80665	1	2.20462
	4.44822	0.453592	1

粘度 1 Pa·s (=N·s/m²) = 10 P (ポアズ) (g/(cm·s))

動粘度 1 m²/s = 10⁴ St (ストークス) (cm²/s)

圧	MPa (=10 bar)	kgf/cm ²	atm	mmHg (Torr)	lbf/in ² (psi)
	1	10.1972	9.86923	7.50062 × 10 ³	145.038
力	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 erg)	kgf·m	kW·h	cal (計量法)	Btu	ft·lbf	eV
	1	0.101972	2.77778 × 10 ⁻⁷	0.238889	9.47813 × 10 ⁻⁴	0.737562	6.24150 × 10 ¹⁸
	9.80665	1	2.72407 × 10 ⁻⁶	2.34270	9.29487 × 10 ⁻³	7.23301	6.12082 × 10 ¹⁹
	3.6 × 10 ⁶	3.67098 × 10 ⁵	1	8.59999 × 10 ⁵	3412.13	2.65522 × 10 ⁶	2.24694 × 10 ²⁵
	4.18605	0.426858	1.16279 × 10 ⁻⁶	1	3.96759 × 10 ⁻³	3.08747	2.61272 × 10 ¹⁹
	1055.06	107.586	2.93072 × 10 ⁻⁴	252.042	1	778.172	6.58515 × 10 ²¹
	1.35582	0.138255	3.76616 × 10 ⁻⁷	0.323890	1.28506 × 10 ⁻³	1	8.46233 × 10 ¹⁸
	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

1 cal = 4.18605 J (計量法)
= 4.184 J (熱化学)
= 4.1855 J (15 °C)
= 4.1868 J (国際蒸気表)
仕事率 1 PS (仏馬力)
= 75 kgf·m/s
= 735.499 W

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

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