



# 最近の第四紀地質学

## 2. 地質調査

—南関東の上総層群を対象にして—

みつ なし  
三 梨

たかし  
昂\*

### 2.1 まえがき

大きな都市は大きな川の河口部にあることが多く、そこは必然的に広い段丘やチュウ積低地が発達する地域でもある。東京、大阪、新潟地域などがそれであるが、このような地域の段丘・チュウ積低地構成層の基盤をなしている地層は第四紀中・前期から第三紀鮮新世にかけての地層である。これらの基盤構成層は建造物の基礎問題のほか、天然ガスの採取、地下水の利用といった利用面とその過度の利用による地盤沈下問題の対象ともなっている。

本章では、南関東に広く分布する上総層群（第四紀前期～鮮新世）とよばれる地層群に対する地質調査法を主として述べるが、あらかじめ、この調査法の特徴および内容について簡単にふれておきたい。すでに本誌 '73, 12月号での紹介では微細地質調査法とされているが、そのような名称が適当であるか否かは別として、一般的な地質調査法より一けた精度が高い方法であるといえる。一般地質調査の精度は、その使用する地形図（2.5万分の1、1万分の1とか3千分の1）によって異なる。あつかえる地層の単元の大きさや、層相変化の表現がおのずから異なるからである。しかしこの調査法では、使用する地形図の縮尺に関係なく、各地区ごとの層序の記載をかなり精度を上げて行なうこと（100分の1程度）、またその結果を総合した層序断面図の作成にかなりの重点がおかれるのが特徴となっている。この方法による調査を行なってからすでに20数年を越え、最近では、さらにその基礎の上にたって1/2程度の層序記載を行なっているところもあるが、ふりかえって、この方式の調査についてみると、個人とか集団的調査、あるいはベテランとか初心者を問わず、同じ結果になることが大きな特徴である。それは層序記載の精度を一けた上げることによって、層相や構造（推定断層を含めて）の記載的段階に個人のご都合主義的な論理や勝手な推理がさしはさめなくなっていることにあると思われる。しかしこれまでの方法がまったくだめであるといっているのではなく、具

体的な調査では、自然のいろいろの条件や限られた調査日数などによって、伝統的な概査的な方法とこの調査法とを組み合わせる調査がなされる。したがって、一般的な調査法についても略述するが、この方法の性質上、層序の組み立てと層厚・層相の変化に力点がおかれている。またこれらの結果から導きだされる層厚・層相変化の一般的規則性について、あるいは地層の累重形態にみられる規則性（法則性）、シュウ曲の形成過程、さらにはこれらを総合し、タイ積盆地の発展過程を組み立てる地質屋の考え方についてもふれることにする。

### 2.2 地質層序の調査

調査にさきだち、文献などによって、調査地域の地層の一般的な走向がわかるときは、まず地形図上で地層の走向に直角に発達する沢、ないし沢ぞいの道を選んでおく。特に沢を選ぶのは、沢には崖が多く、また川によって浸食された新鮮な露頭を観察できるからである。

もしあらかじめ地層の一般走向がわからないときは調査地域を一巡して一般走向なり、露出の状況などを調べるのもよい。そして最も露出の良好な地域から調査を始めるべきである。露頭の連続したところで層序を組み立て、ある程度走向方向にも地層を追跡しておけば、露出の悪い地域での小さな露頭に対しても、そこに露出する地層が全体の層序のなかでどこに位置づけられるかがわかるからである。この逆の手順での調査は労多く功は少ない。

つぎに一般の地質調査法との手法的な違いについて述べる。普通、ルートにそって地層の走向と傾斜を測定し、岩相区分、鍵層、地層の変形状態（断層・シュウ曲）など（詳しくは項目ごとに後述する）を地形図上に記入、または歩測測量をしながら調査し、のちに室内作業として走向・傾斜に従い、図学的に層厚を計算して層序を組み立てるのが、概査、精査を問わず一般の地質調査の方法である。一方、ここで述べる調査法は直接法ともいえるべく、層厚を露頭面で直接測定して層序を組み立てる点で異なっている注1)。

#### 2.2.1 仕事の分担

注1) 水平に分布する薄い地層では、一般の地質調査でも、この方法をとっているが、数kmの厚さの地層もこの手法で行なうわけである。

昭和23年秋田鉱専採油科卒業  
現在 通産省地質調査所燃料部 理博  
研究分野 層位学 構造地質学  
刊行物、三浦半島地質図(1/2万6千)、富津・大多喜(1/5万)、茂原(1/1万)、東京湾周辺地区地質図(1/10万)近刊、各地調発行

講座

1) ルート・マップを作成する係

①あらかじめ測量の専門の人に依頼して作成した路線図を使う、できればほぼ50mごとにクイカ露頭面にナンバーを付し、その番号を路線図上に記入したものを使用すれば正確である。これができないときは、②間縄を用いて、また歩測によるルート・マップを作成する。

2) 露頭をクワなどで層理(面)に直角な方向に削り、新鮮面を出す係(人手による)。

3) 岩相読みをする係。 4) 記録係 (2.5.4参照)。

分担の目的は従来ともすれば、ルート・マップ作成に注意力が向けられ地層の観察、測定がおろそかになるからである。この分担は適宜交替してよいが、隣接したルートでの地層や鍵層との対比は3)の責任である。3)は最もよく地層を観察できる条件にあり、また言葉にならない(記録にとめてない)もろもろの地層の特徴を感じとっているからである。

2.2.2 岩相区分

露頭に接したら、まず第一に地層の岩相(層相)による区分をするが、岩相区分は粒度による区分が最も合理的である。

区分表は表-2.1としてかかげた。同表を暗記してみても、それだけでは野外では何の役にもたない。図-2.1のような標本を携帯し、それと比較すること、また微粒なものは下記するように標本で訓練しておく必要がある。標本の試料はできるだけ、そのフィールドの地層からのものがよい。それは同じ粒度の標本でも、有色岩石(鉱物)の含有度合いにより感覚が違ってくるからである。また肉眼的に区別のむずかしい微粒なシルトや粘土については、試料をぬらして指先でつぶしてみる方法もあるが、経験的には舌の感覚でみるのが一番よい。はじめ標準的な標本で、つぎには実際の岩相の粒度に似せて標本を配合したもので舌の訓練をしておくことよい。また地層からの試料はできるだけ新鮮なものを取り出し、まちがってもハンマーの刃先の跡がついた試料などでは用いないことである。粒子がつぶれていて正確な判定ができないからである。こうすることによって岩相の変化がわかるようになる。また客観的に精度を高める必要があるときは、粒度分析器によるが、その結果もフィールドでの感覚とあわせてチェックしておくことよい。

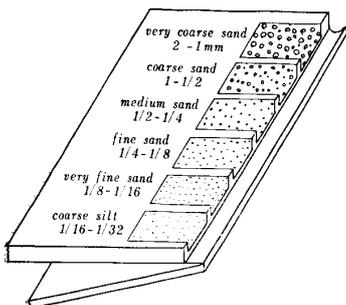


図-2.1 手帳型粒度標本

2.2.3 柱状図の作り方

ある地域の、または路線にそっての層序調査は、もっぱら地層の上下(新旧)関係に注目して行なわれる。層序調査の結果は、柱状のワク(幅2cm前後)のなかに、定められた縮尺に従い、地層の厚さに応じて層

表-2.1

タイ積物(岩)(Sedimentary rocks)の分類

1 碎屑物(Clastic)	未固結のもの	粒 径	碎屑岩(岩石名)
レキ質 (Psephitic)	巨レキ (Boulder gravel)	256mm以上	(円)レキ岩 (Conglomerate) 角レキ岩 (Breccia)(角レキ を主とするレキ 岩)
	大レキ (Cobble gravel)	256~64mm	
	中レキ (Pebble gravel)	64~4mm	
	細レキ (Granule)	4~2mm	
砂 質 (Psammitic, Arenaceous)	極粗粒砂 (Very coarse sand)	2~1mm	砂 岩 (Sandston)
	粗粒砂 (Coarse sand)	1~1/2mm	
	中粒砂 (Medium sand)	1/2~1/4mm	
	細粒砂 (Fine sand)	1/4~1/8mm	
	極細粒砂 (Very fine sand)	1/8~1/16mm	
泥 質 (Pelitic, Argillaceous)	シルト (Silt)	1/16~1/256mm	泥 岩 (Mudston) シルト岩 (Siltstone) 粘土岩 (Claystone)
	粘 土 (Clay)	1/256mm以下	

相(地層の岩相)などを記入し整理される。普通岩相(粒度)は色によって区別し、一枚の地層すなわち単層が続くか、レンズ状か、層理面(Bedding plane)の形態、また地層の内部構造、葉層(Lamina)=粒子の並び方などを、あらかじめ定めた記号で図化して表現する。このような図を柱状図(Columnar Section)という。

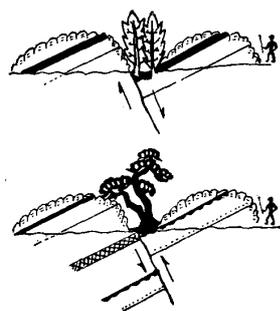
1) 層厚の測定

層理面間の垂直距離すなわち最短距離を地層の(真の)層厚とよぶ。これらは1m大の折尺を用いて、つぎつぎと測定すれば良いのであるが、地層がある程度急傾斜しているとき、露頭面が、層理面と垂直な方向と大きく斜行しているときは、あらかじめ走向傾斜を測定しておき、工夫しながら測るようにする。タイ積学的な目的で10~30cm単位一枚一枚の砂層(単層)を追跡し、その層厚変化や内部構造を調べるときには、層理面に対して、直角な面をツルハシなどで削ってから層厚を測定する場合もある。しかし一般にはそれほど厳密さを必要としないが、できるだけ層厚測定に適した露頭面を選ぶべきである。

2) 層序の組み立て

特に注意を要するのは、図-2.2のように露頭が連続しない場合には、安易に上下関係を推定して層序を作らないことである。

それは、断層により地層が重複(図-2.2上)していたり、地層が欠如(図-2.2下)していたりする場合があるからで、図では簡単であるが実際にはかなりむずかしい。このようなとき、欠如として層序的に保留しておく。付近の枝沢や、つぎのルートで、上下関係をはっきり確認して



図—2.2 断層による層序の重復(上)と欠如(下)

から層序を組み立てるべきである。特に鍵層については、間違った層序を作ると、ありもしない断層を推定したり、間違った対比が行なわれることになり、調査の価値を著しく損うことになる。

### 3) 柱状図の精度について

普通 100 分の 1 の柱状図 (厚さ 10 cm が 1 mm に表現される) を作ることが最も多く、薄い凝灰質鍵層では  $1/10$  程度のものをつくる。しかし、すべての地層の記載をこのような精度で行なう必要はなく、その目的や調査日数などによって、重点的に測定記載する。概略的すむものは、岩相読みの段階で区別する。たとえば、厚い砂層 (クロス・ラミナの発達する) などは概略的記載すむ地層であり、また砂泥互層は、砂層と泥層との厚さのだいたいの単位を記載し、一括して、層厚だけを測定すればよい。ただし、層序の組み立てや、鍵層の発見のために、露頭を全面的に削って観察しておく必要がある。そうすることによって、同じ層準を別のルートで観察するときの重点のおきどころが明らかになる。

### 4) 野帳の書き方と整理

(1) 層相(地層の岩相)を観察し、岩相読みを行なうとき、上位から下位へ向かって行なうとき、その逆の順序で岩相読みをする場合とがある。いずれにしろ、野帳では、上位の地層が上のほうになるように記載する。したがって、下位から読む場合では、ページの一番下から上のほうへ書いてゆく。それは柱状図を作るときに上・下の相違を生じないようにするためである。

(2) 野外での記載は、粒度・色などは、あらかじめ定めた略字で表現し、記録係は記載しながら、観察も行ない、むしろ観察の補足をするよう心がける。そうしないと、地層に対する具体的なイメージが非常に希薄になるからである。

(3) 条件にもよるが、一日、300m~500mの層序の調査を一人で柱状図に整理することは不可能であり、そのため野帳は2冊以上に分けておき、複数の人で整理ができるようにしておく。

(4) 柱状図はその日のうちに整理し、別のルートで同じ層準を調査するときは必ず持参すること。

## 2.2.4 鍵層 (Key bed) について

1) 鍵層の意義 ある地域の地層のなかで、もし地質時代のある特定の同時(ある瞬間の)海底タイ積面を基準にすることができれば、そのときの海底面にタイ積したいろいろなタイ積物(河口に近いあらいタイ積物とか、浅い、または深い海のタイ積物)の関係がわかり、それによって

容易に昔の海底面の大まかな形を復元することができるし、またその上下のいくつかの面を基準にすることができれば、いろいろの地層の空間的なひろがりや相互の関係がわかる。さらにはシュウ曲断層などを基準にタイ積層の構造を知ることでもできる。このような方法により層序を組み立てるのが層序学の原則であるが、実際には“同時面”の判定がなかなかむずかしい。そこで野外調査ではその発見が大きな課題になる。調査では一般に他の地層に比べて、色や岩相に特徴があって発見しやすく、また他の地層より相対的に広く分布する地層(これを鍵層とよぶ)をさがし、これを基準に上下の地層の重なりや離れたルートでの対比を行ないながら順次層序を組み立てていく。私事にわたるが、20数年ほど前に上総層群について、地層の観察をうけた精度を上げて(100分の1柱状図)調査を行なってみたところ、地層のなかにはさまっている凝灰岩層(火山灰層)が意外に連続し、鍵層として適当であることがわかった。この地域のように比較的薄い凝灰岩層は、火山噴火に伴う降下火山灰が固結してできた地層で地質学的には一瞬を表わしており、同時面(同時タイ積面)であるといえる。これを基準にして調査した結果を層序断面図(後述)という形で表現したものが図—2.10である。この図で U<sub>0</sub> という凝灰岩層をたどってみると、右端(房総東岸)では、比較的深い海のタイ積層、図の中ごろの房総西岸から三浦半島にかけては浅い海のタイ積層、左端(多摩地区)では河口に近いタイ積層のなかに発達している。この図をもとにして、U<sub>0</sub> の時期の大まかな海底地形の復元が可能である。しかし凝灰岩層を間違えて追跡したり、また対比したりすると、それが同時面という非常に限定された意味をもつだけに大変な誤りをおかすことになるので、以下凝灰岩層の記載と対比のしかたについて簡単にふれることにする。

### 2) 凝灰岩層の粒度区分と特徴

火山放出物は一般に径が 4 mm 以下を一括して火山灰 (Volcanic ash)、その固化したものを凝灰岩 (tuff) と呼ぶ。具体的に凝灰岩層を調べるためには、砕屑岩と同様に細かく区分することが必要となる。それは細かな粒度からなる成層の特徴が広い地域にわたり連続するからである。そこで砕屑岩(表—1)にならって、たとえば、中~細粒砂粒の凝灰岩 (medium~fine sand grained Tuff, 略字で m~f. s. T) とか、粗粒シルト粒の凝灰岩 (coarse silt grained Tuff, 略字で c. silt T.) のように区分し記載する。

- (1) 凝灰岩層は級化 (grading) をうけ、一般に下方から上方に向かって粒度が小さくなり成層する。なお凝灰岩には重鉱物が多く混じっているので下部では粗粒の軽鉱物のなかに沈降速度の速い重鉱物(角閃石、輝石など)が混じって、いわゆる“ゴマ塩”状の凝灰岩となっていることが多い。またときに2組の級化をもつものもあり、その特徴は広く連続する。さらに軽石、スコリヤなどは多孔質のため、粒径の大きなものが上部へ集まり、一見逆級化のようにみえるものもあるので、凝灰岩層の特徴は細かく記載する必要がある。
- (2) 1枚の凝灰岩層の上部は砕屑岩と混ざり合っ(特に微粒の場合)、その特徴が不安定であるが、下部の特徴は変化しない

講座

- ことが多いので、記載は下部を重視して行なうようにする。
- (3) 含有重鉱物の種類の比率から起源火山岩の種類を知ることができるので、凝灰岩層はルーペを用いて観察しておく。
  - (4) 特徴的な凝灰岩層は、同層の観察だけで同定が可能であるが、その場合でも必ず上位や下位にある鍵層との組み合わせで同定するようにする(図-2.3)。
- また鍵層の組み合わせや各鍵層のこまかな変化などは同定を客観的にするために必ず記載しておく。普通3回ぐらい柱状図を参照しながら同定や記載をすると、その組み合わせが覚えられ、部分的な露頭でも同定できるようになる。
- (5) 凝灰岩層が地層として沈着するときは、当然その場のタイ積条件に規制される。したがって、クロス・ラミナの発達する砂層などにはほとんどタイ積せず、泥質層中に保存されていることが多い(図-2.3)。
  - (6) 非常に離れたところ(たとえば、房総と三浦半島など)の対比では、一般に層相・層厚変化がはげしいから対称とする鍵層の上下の層厚2000mぐらいの地層に習熟しておくことが必要である。

2.3 地質構造の調査

地殻変動のため地層が変形してさまざまな地質構造を呈する場合がある。それらのうちで、最も基本的なものとして、不整合、シウ曲、断層の三つがある。

2.3.1 不整合

不整合を調べるためには、つぎの点に注意しなくてはならない。

- 1) 不整合面を観察して、その面に著しい侵食による凹凸があるかどうか、特に不整合面が谷形地形を呈するときは、上位層が不整合面にアバット<sup>注2)</sup>する形態や谷形地形の発達の方向などを調べる。
- 2) 不整合面の上下の地層が、ほぼ平行であるときは不整合面上・下の地層の柱状図を作り、鍵層を追跡して下位の地層に削剝現象(地層の欠如)があるかどうか。また上位層が大きくみて、アバット関係にあるかなど。

3) 問題になっている不整合面上位と下位の地層で走向・傾斜、シウ曲、断層などの構造要素に著しい差があるかどうか。

4) 不整合面の上下の地層に入っている化石が違い、その相対年代や絶体年代が大きく違うかどうか。

不整合か、整合かの判断は、たいていの場合、前記のいくつかの見地から総合的に行なうのであって、一つの露頭の観察だけで、簡単に結論をだすことは避けなくてはならない、なお1)は、洪積世後期以降の地層にみられ、海水面変動のためとされているものが多い。

2.3.2 シウ曲

地殻変動によって地層が可塑性な変化をしていて曲動し、馬の背と俗称されるような山型の曲がりを示す背斜(Anticline)とそれと反対に谷型の曲がりを示す向斜(Syncline)が対になって現われる。

シウ曲構造を側面や上面からみると、その曲がり目に一本の軸(Axis)を想定することができる。また立体的にみれば一枚の軸面(Axisial plane)をもうけることができ

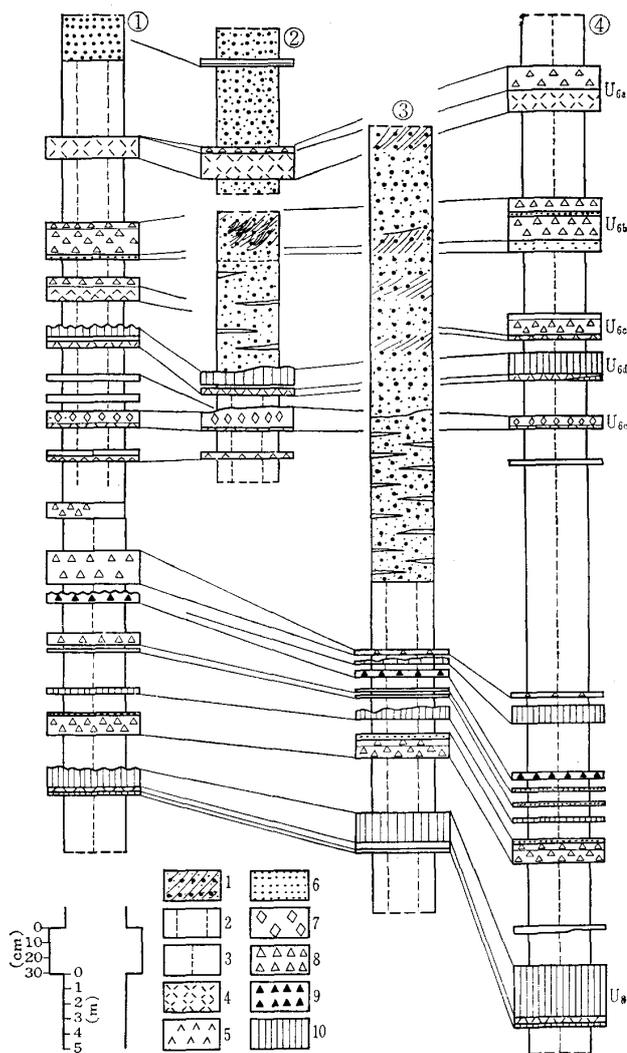


図-2.3 U<sub>6</sub>—U<sub>8</sub> 火砕質鍵層の組み合わせと層相の違いによるタイ積の状態を示す。

①から④までの水平距離は約45km  
 U<sub>6</sub>、U<sub>8</sub>はあわせて、15枚ほどの鍵層の組み合わせからなるが、クロス・ラミナの発達する砂層③ではタイ積していない。砂層②のところでは、わずかにU<sub>6</sub>aのようなゴマ塩状(中〜粗粒の軽鉱物と重鉱物がまじり合ったもの)のものがタイ積している。  
 ①横浜市戸塚区中野(小柴砂層と下位の大船泥層との漸移部) ②千葉県、国鉄さぬき駅北方(上部:市宿砂層と岩坂細砂層) ③鹿野山一駒場道上(上部:市宿砂層、下部:岩坂層) ④千葉県君津郡苗削(栗倉砂質泥岩層)  
 1: 砂岩(クロス・ラミナの発する), 2: 泥質砂岩, 3: シルト岩, 4, 5: ゴマ塩状凝灰岩, 6, 7: 砂粒凝灰岩, 7: は長石の結晶の特徴的な凝灰岩, 8: 軽石とスコリヤ質凝灰岩, 9: 黒色スコリヤ質凝灰岩, 10: シルト粒凝灰岩

る。またその規模は軸長が30~40kmに及ぶものから2~1km程度のもの、また、シウ曲が形成される時期も、地層がタイ積する段階のものや、地層が陸化する途中でできたもの、造山運動に伴うものなどが識別される。特に背斜部に石油やガスが、向斜部には、地下水が集まるなどシウ曲構造の解析は地質調査の重要な仕事の一つになっている。

関東地方では、上総層群にはシウ曲構造がみられるが、同層群の上限を境する長沼不整合より上位の地層にはシ

注2) 上位の地層が基底面と斜行し、ぶつかるような状態になっている形態

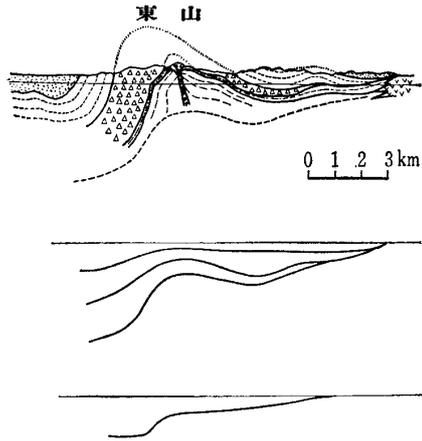


図-2.4 東山地域を東西に切るタイ積構造断面図

下は推谷期末, 中は魚沼期末, 上は現在の構造断面図。現在の背斜軸を境に各地層の厚さの急変がみられる。中図の推谷層の基底を上図で示すと(点線)東翼のその後の隆起が読みとれる。

ウ曲構造がみられない。したがって上記の構造は長沼不整合形成期の構造運動によって形成され、それ以降現在までは、さまざまな大きさの地塊運動(Block movement)注3)が主となっていると考えられている。

野外調査にあたり、ルートを歩いていて、傾斜方向が逆になったら、当然それまでと同じ地層が繰り返して出てくるはずであるから、鍵層などによって確かめ、特に背斜の頂部と翼部とで層厚・層相の変化を綿密に調べておく必要がある。それはその変化によって背斜の形成過程がわかるほか、背斜を境として地層の発達形態が大きく異なることがあるからである。

たとえば図-2.4に示すように、下位よりSi層, Ni-Hz層, U層の層厚変化を測っておき、下位より各層の上限を水平において表現し、順次U層まで累積すると、各層の地層のタイ積過程での構造発達の様子を知ることができる。またU層タイ積後洪積世前期末の変形の度合いや形式などがわかる(ここでは層厚≒沈降量注4)と考えられ、その層厚変化は全般的に沈降するタイ積盆地内での相対的な運動量の差として表現される)。また図-2.4とは異なりシュウ曲構造のそれぞれの部位で層厚の変化がない場合は、それらの地層がタイ積後に変形されたものとする。

つぎの例は(図-2.5)、三浦半島から多摩地区にいたるほぼ傾斜方向の断面でみられる上総層群の層厚変化を、鍵層によってそれを表現したものである。この図で星川ドーム(H)および金沢文庫半ドーム(K)を境とし前者では上位層(地層名)の、後者では下位層(地域名)の層厚が北方に著しくなっているのがわかる。この現象は、あとで述べる図-2.10や図II右側にも表現されているが、これらについ

注3) 地殻が断裂により地塊に分かれて運動する、地塊間の相対的変位をもたらす運動がおもで、地塊内部での地層の変形は少ない。階段状の変形。  
注4) 沈降量は詳しくは、地層のタイ積環境(タイ積深度)、また第四紀の地層では海水準の変動なども問題になるが、層厚2000~3000m以上の地層を扱うときは誤差範囲として無視される。

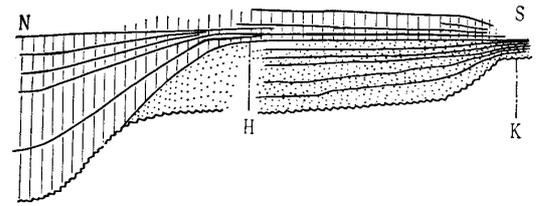


図-2.5 三浦-多摩地区の上総層群鍵層により層厚変化を示した図

H: 星川ドーム, K: 金沢文庫半ドームの位置を示す。

ては、あとで述べることにする。また最近、シュウ曲構造がどのような応力場で形成されたか(水平応力か、垂直応力か)についての論議が盛んであり、それは現在の地殻変動の形式を解明するためにも、見のがせない重要な問題であるが、詳しくは専門書<sup>4)</sup>に譲る。ここではシュウ曲構造の形式過程を知るための基礎データとして層厚変化が重要であることを強調しておこう。

### 2.3.3 断層

地層の転位量(落差)が1cm程度のものから数mまでのものを「小断層」とよび、それ以上のものを「大断層」と便宜的によんでおく。

#### 1) 小断層

(1)野外における観察 ①断層面の走向・傾斜: 面の開いている断層はハンマーで面を出し、面なし断層はほぼ直角に削って層面板を用い、3点法で測定する。また面がカーブしたり、屈折しているときは、面の様子をスケッチした上で測定する。②断層の相対的運動についての種々の量: 断層による隔離のセンスと量を記載する。センスは普通、断層の正・逆、右ズレ・左ズレと面の走向傾斜から判定できる。図-2.6で、A(逆)、B(垂直)、D(正)はセンスが同じく、C(正)だけが他とセンスが異なる。なお断層によって地層が伸長したか、短縮したかも記載する(図-2.6)。③断層面の性質: 面が開いているか、閉じているかに着目する。ゆ着了したものが、いわゆる“面なし断層”である。また断層角レキや断層粘土の断層間物質の有無、存在するときは、性質・形状・起源を記載する。④共役断層の確認: 同一時期に同一条件下の力の作用でできた、互いに“ずれ”のセンスが逆な断層を共役断層という。図-2.7のよ

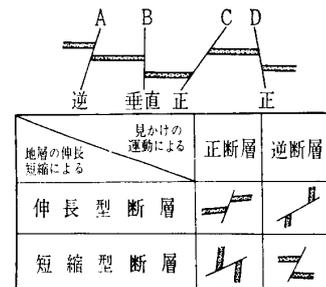


図-2.6

## 講座

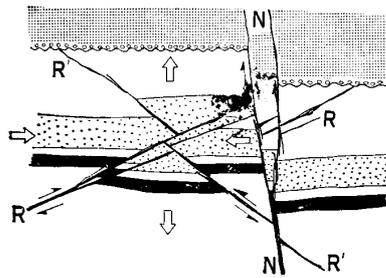


図-2.7 断層の新旧の見分け方と共役断層

右側の垂直に近い断層面(N)は、左側の斜め十字状の断層面(R, R')をいずれも切断し、ずれを生じさせているから、R, R'よりも新しい(後でできた)断層である。つぎにRとR'についてみると、R'(図の右下から左上を通るもの)はR(二つに枝分かれした断層)の上のほうの断層によって切られているが、同じRの下方の断層をR'が逆に切っている。すなわちRとR'は切りつ、切られつの関係にある。またRとR'が図のようなずれを生じさせているとすると、力学的には白い矢印の方向の応力によって、RとR'が同時に発生したことになる。

R, R'のような2方向断層を共役断層とよぶ。

うな断層を一つの露頭で観察できればよいが、実際の地層中には一方のみ卓越することが多く、共役性を認定するためには慎重を要し、次の条件を確認する必要がある。(a)2方向の断層のなす角が鋭角の方向に短縮、鈍角の方向に伸長の変位がみられること。(b)2方向の断層が互いに切りつ、切られつに関係にあり、一方が他方を切りつばなしでないこと。断層の性質が似ていること。⑤断層と地層との関係:断層による地層の引きずりや、岩質によって断層の発達程度やセン断面角が異なるか調べる。⑥断層群相互の関係:いくつかの断層が観察されるとき、断層の走向・傾斜、ずれの方向面の性質から、ほぼ等しいものを同系統とし、各断層系間の新旧関係を明らかにする(図-2.9)。

## 2) 造構応力場の空間配置とその変遷

野外調査からつぎのような手順で研究を進める。①野外での共役断層系識別に基づき、断層系発生時の主応力の方向をまず復元する。②いくつかの系があるときは、その新旧関係により応力場の変遷の順序を明らかにする。③地史の資料から系のできた時代を明らかにする。④断層の性質やセン断面角などと岩石力学の資料から、それぞれの系の環境や力学条件を検討する。⑤応力場と地質構造との関係から大構造の発達の力学条件を推定する。ただし、大構造を生じた要因を応力場だけから直接的には決められないことに留意する。

## 3) 大断層

断層の一般的な形態はすでに前述したので、ここでは補足的に述べる。

1) 調査法:大きな断層は破碎帯が大きいことなどから発見されにくいから、これに遭遇したら、断層面の性質を特に綿密に記載する必要がある。また断層面が発見されなくとも、層準の違った地層が間近に接していることが、鍵層

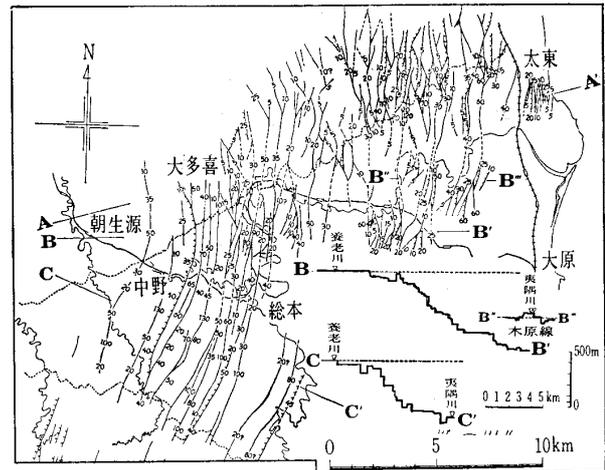


図-2.8 房総半島東部の大断層、数字は落差を示す。右下は断層落差の累積図(小断層解析グループ、1973)

などによってわかれば断層を推定することができ、またその地域の柱状図によってその層間落差注5)がわかる。このようにして調査を行なったものが図-2.8である。数字は層間落差を示す。

2) 小断層と大断層の関係:また図-2.8の地区周辺で小断層の解析を行なった結果、小玉注6)は小断層と大断層の関係をつぎのように説明している。地層の変形が進むとはじめ小断層が、数多く、分布密度が高く生じ、これらの小断層が成長する過程で、大断層はより大きな波長ですでにできた小断層を、選択的に利用して発生する。

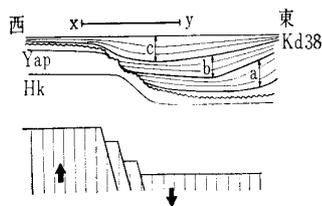
小断層解析法の特質はすでに述べたが、たとえば、50cm以下の小断層では、共役2方向の断層のうち、どちらが発達するか、すなわちNS性の断層なら、東落ちか、西落ちかは同じ応力場であって決定できない。しかし大断層では図-2.8右下にみられるように、ヒズミの量的関係が具体的に表現できるので重要である。

房総東部の上総層群に発達する大断層群(図-2.8)は長沼不整合(洪積前期末)形成期を中心として生じたものである。その成因については、小断層解析から、NS方向、すなわち房総半島の発達する方向を軸とする断層を作ったトウ(撓)曲運動注6)の結果とされている(小玉注6)。

また水準点の変動も同様な傾向を示すから、このトウ曲運動は洪積世中期から現在の運動の性格といえる。古い時代(上総層群タイ積期、およびそれ以前の時代)の地層のすべてが、ほぼ東西性のシュウ曲をもつから、この地区ではこれと直交する質的に異なった運動でもある。一般にこの時期の運動は島弧変動(藤田、1973)とよばれている。一方NS性の断層の発達する場所の上総層群基底の黒滝不整合面についてみると(図-2.9上)、同層群が不整合面

注5)断層をはさんで接する異なる2地層間の実際の層厚。実移動または落差が露頭で求められない場合に用い、移動量の大きさを表わす。

注6)ここでは、シュウ曲の度合いの小さな、段状の細形をなす運動



図一2.9 黒滝不整合の形成と上総層群のタイ積

X-Y: 新しいNS性断層の変位量の多い部分  
Yap, Hk三浦層群中の鍵層

に対して、急激にアバットし、層厚が急変することや断層崖のタイ積物様の基底レキ岩が発達することから 不整合面が古いNS性の断層により階段状の形となっていたと考えられ、図一2.9下のような基盤のブロック状運動が推定される。新しいNS性の断層の発達する位置と変位量(図一2.8下)にみられる傾向とがほぼ一致することから、新しいNS性の断層は黒滝不整合形成期の地塊運動に伴う古いNS性の断層系の再活動であると考えられる。

## 2.4 調査結果の表現

地質調査結果は地質図として表現するのが基本であるが、ここでは、特に以下述べる二つの方法について述べ、またそれから導きだされる、層厚・層相変化の一般的な形式および地層の累重形態にみられる規則性について述べる。

### 2.4.1 層序断面図

(Stratigraphic profile, Restored diagram)

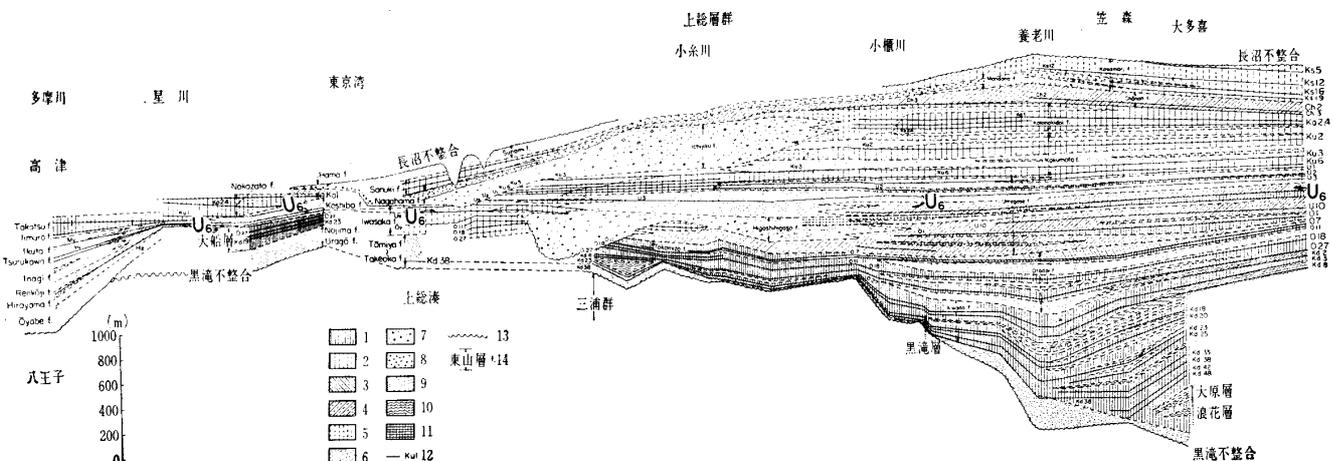
調査地域の地層の層相、層厚について、特定の地層面を水平と仮定しておき、その上下にそれぞれの地域の地層の境(層相の境)や鍵層を層厚に応じて描いた図をいう。前述した調査法の各ルート(柱状図)を利用すればよい。これにより層相・層厚変化の状態がわかり、また層厚=沈降量と考えれば、地域ごとの沈降量がわかる。図一2.10は房総

・三浦両半島および多摩地区に分布する上総層群の層序断面図であり、主要ルートは1/100柱状図をもとにしている。また上下2枚の凝灰岩層にはさまれた地層の層厚変化から一定タイ積期間の沈降量(沈降速度)の地域的な比較ができる。たとえば、1500mの地層が30mの地層に変わる(1/50)ことが確認される場合もある。このような検討からこの地区の層相・層厚変化の一般的な形態についてみると、最大層厚部から南へ向かい(傾斜の上る方向)著しく収れん状に薄くなりながら凝灰質砂層に移行し、一方傾斜の下がる方向には、薄くなりつつ基盤にアバットする形態をとる。そしてこのような地層の単元の重なり合ったものが地層群全体の形態である。

### 2.4.2 タイ積盆地の発展過程を示す模式断面図

図一2.11はタイ積盆地の発展過程を模式的に描いたもので、三つの段階に分けて表現し、また地層の変形を想定してある。図Iは三浦層群(中新統中上部、層厚約5,000m)のタイ積末期のもので、その最上位の地層を水平において表現してある、それぞれの地層の単元は上述した層相・層厚変化の一般形態と同じ形をとるが、最大層厚部はタイ積盆地内の隆起部の存在にかかわらず、①、②……④と古いものから順次南から北方へ(左から右へ)変位する現象がみられる。図IIは上総層群タイ積末のもので峯岡一葉山隆起帯が陸化し、それにより、南北二つのタイ積盆地に分化しているが、それぞれのタイ積盆地ではIの場合と同様にタイ積の中心部位は南から北へと変位している。このように形態は多少複雑になっているが、図一2.12に示した“将棋倒し構造”(藤田, 1951)とよばれるものと本質的に同じとみてよい。またその原因が“古い地層の部位の相対的な隆起”により最大層厚部(最大沈降部位)が一方向に変位する”ということから、その南側に隆起帯を推定したものである。

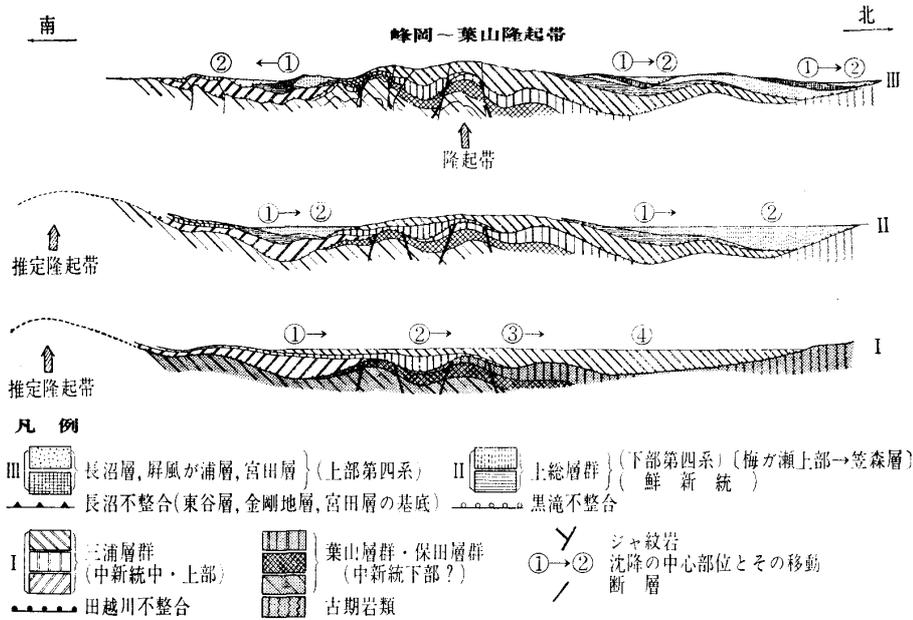
IIIは長沼不整合(洪積世前期末)を境とする相模層群末の



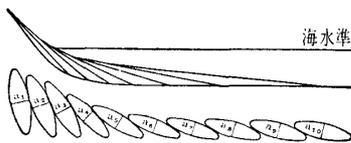
図一2.10 上総層群の層序断面図一房総・三浦・多摩地区を一部修正

- 1: 泥岩 2: 砂質泥岩 3: 砂泥互層(泥勝ち) 4: 砂泥互層(砂勝ち) 5: 泥質砂 6: 細粒~中粒砂 7: 粗粒砂(ときにレキを含む)
- 8: レキ 9: 凝灰質砂 10: 異常タイ積層(深層地スベリ型) 11: 異常タイ積層(表層地スベリ型)
- 12: 火砕質鍵層 13: ~~~~~不整合 14: 地層の模式地とその上・下限

講座



図—2.11 南関東地区のタイ積盆地の発展と構造を示す模式断面図



図—2.12 地層の将棋倒し構造の模式図 (藤田)

a は各層の厚さ,  $a_1 + a_2 + \dots + a_{10}$  が正しい地層の厚さ

もので南側のタイ積盆地は、これまでとは逆に最大層厚部は北から南へと変位し、北側のタイ積盆地では、背斜構造の発達により、さらに二つに分化するが、それぞれ南から北へと変位する現象がみられる。すなわち峰岡-葉山隆起帯は大きく隆起しそれによりタイ積運動を規制するまでに発展し、それと同時に南側に推定した隆起帯はこの期（島弧変動のアクメにあたる）の構造運動により消滅したものと推定される。

2.5 あとがき

層序および層厚・層相に基づき主として構造地質学とよばれる方向にのみ説明を進め、化石をもとにした古生物学

の問題や古環境、編年といった点についてふれずに終わった。これらについては“大阪層群”（市原実執筆）の章で関東地区のものもまとめて述べて載くことにする。なお上述してきたところは、実習を伴って初めて理解されるものであるのでおすすめしておく。

参考文献

入手しやすいものだけをあげる。

- 1) 藤田至則：日本列島の成立，築地書館，1973，p. 257.
- 2) 岩松暉編著：小断層解析法，構造地質実習テキスト，構造地質研究会，1972，p. 55，新潟市五十嵐二の町8050，新大理・地鉱教室内.
- 3) 井尻正二・新堀友行編著：地学入門，築地書館，1963，p. 302.
- 4) 垣見俊弘・鈴木尉元編：関東地区の地震と地殻変動，ラティス，1974，p. 279.
- 5) 湊正雄・小池清：地質調査法，古今書院，1954.
- 6) 三梨 昂：南関東・新潟地区における中新世から洪積世にいたるタイ積盆地の変遷，地球科学，1973，vol. 27，pp. 48-65.
- 7) 大久保雅弘・藤田至則編著：地学ハンドブック，築地書館，1964，p. 242.
- 8) 大森昌衛責任編集：地学野外調査の方法，築地書館，1972，p. 262.
- 9) 鈴木尉元・三梨昂ほか：新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について，地質雑，1971，Vol. 77，pp. 301~315. (原稿受理 1975. 3. 24)

