

浅層反射法探査による伊豆半島, 姫の湯地域の地下地質構造

横倉隆伸* 加野直巳* 渡辺史郎* 山口和雄*

YOKOKURA, T., KANO, N., WATANABE, S. and YAMAGUCHI, K. (1986) Subsurface geology in Himenoyu area, Izu Peninsula, obtained by shallow seismic reflection survey. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 37 (6), p. 301-308.

Abstract : Seismic reflection survey was conducted in Himenoyu area, Izu Peninsula, in order to clarify the shallow part of subsurface geology. As a result, followings are found. On the seismic profile, four remarkable layers are distinguishable, which are called as layers A, B, C and D from upper to lower. Layer D shows about 20° dip to the northeast, which is the most remarkable feature on the profile. Layer D is overlain by layers A, B and C with distinct unconformity. The boundary between layers B and C also shows the gentle unconformity. Layer B probably has false bedded internal structure. Compared with the surface geology around the area, layers A, B, C and D are correlated with alluvium, terrace deposits, Jō group and Omi white tuffs of Sawamura (1955), respectively.

要 旨

伊豆半島中北部の中伊豆町・姫の湯地域において、対象深度 20-100 m の反射法地震探査を行った。その結果、以下のことが判明した。当地域には、上位から A, B, C, D 層と名づけられた 4 つの顕著な層が見られる。D 層は北東側へ約 20° の角度で傾斜している。このことは記録断面上で最も良く目立つ特徴である。D 層の上には C, B, A 層が順に重なる。D 層とこれらの地層の間は顕著な傾斜不整合となっている。B 層と C 層の間にもゆるやかな不整合が存在する。詳細に見ると B 層は偽層状になっているように見える。各層の厚さは A が約 10 m, B が約 30 m である。C, D の正確な層厚は不明であるが、断面外でかなりの厚さになるものと推定される。地表地質との対比から、A は沖積層、B は近隣の段丘堆積物を構成するものと一連の地層、C は城層群、D は大見白色凝灰岩類にそれぞれ対応するものと考えられる。

1. はじめに

工業技術院特別研究「地殻活構造及び岩石破壊機構に関する研究」中の「潜在活断層の研究」の一環として、昭和 58 年 9 月に伊豆半島中北部の中伊豆町、姫の湯地域において反射法探査を行ったので、その結果について報告する。

本来反射法は成層構造をした大規模堆積盆の探査に威力を発揮する手法である。伊豆半島は多数の火山体から成り立っており、それらからの様々な形態の噴出物が複雑に錯綜しているところである。更に、活発な地殻変動により、大きな変形を受けている。また反射法が得意とする水成堆積物もそれほど多くはない。そのため反射法にとっては非常に不得意とする地域であると言える。更に悪いことには、姫の湯地域は狩野川の支流の一つである大見川をつくる狭い谷の中にあり、探査測線も満足にとれないようなところである。

もともとは研究題目にある通り姫の湯断層の探査が主眼であったが、限られた測線しかとれないこと、日程及び天候上の制約があったこと等により、姫の湯断層を横断する探査を行うことができなかった。しかし当地域の地下地質について、一部を除きほとんど知られていない現状では、たとえ断層探査という目的をはたすことができなかつたとしても、本探査結果は当地域の地質を明らかにする上で、一つの有益な制限条件を与えるものである。

当特別研究に参加した他グループによって行われた断層発掘調査で、表層数 m については多くのことが明らかにされた(水野ほか, 1984; 衣笠ほか, 1984)が、それ以深についてはほとんど情報が得られていない。そのため本探査結果と地質との対応を充分な確度で明らかにすることはできない。しかし後日のために探査結果及び現時点で可能な記録断面の解釈を報告しておく。

* 物理探査部

域に城層が分布していることが示されている。恐らく沢村(1955)はこの見解に従ったものと思われる。しかしほぼ同時期の田山(1931), 田山・新野(1931)の論文にはこれらの地域に城層の分布を認めていない。また近年では、北村ほか(1968), 北村ほか(1969)も城層の分布を認めていない。北村ほかは、城付近よりも南にある沢村(1955)の城層は標式地である城東方の城層とは別のものであり、むしろ梅の木凝灰岩(沢村の大見白色凝灰岩類にほぼ一致する)に含めるべきであると述べている。

以下で梅木及び筏場付近の城層に言及することがあるが、これが城層であろうと、大見白色凝灰岩類の上部層であろうと、以下の議論にはあまり影響しないので、本稿では沢村(1955)の分類に従っておく。

3. 探査の概要

3.1 測線

測線位置を姫の湯断層とともに第1図に示す。この測線は大見川西岸の土手上にある、砂利がちの農道である。測線長はおよそ250mである。当地域は5万分の1地質図幅「修善寺」(沢村, 1955)の東端中央付近にあり、大見白色凝灰岩類の東側の、南南西から北北東方向へ細長く伸びる沖積層分布域に相当する。

3.2 使用機材及び探査の諸元

本探査で使用した探鉱器はInput/Output社製のDHR-2400である。これは、入力24チャンネルのデジタル探鉱器であり、磁気テープ出力を有する。なおその機能・構成の簡単な説明は渡辺・加野(1984)に記されている。

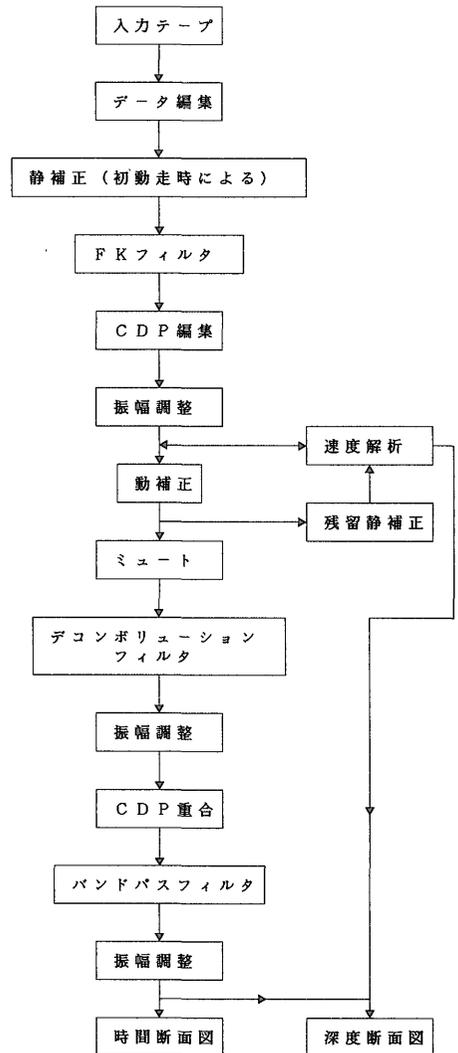
震源としては、通常のかげや(大型の槌)を使用した。このかけやにInput/Output社製のトリガー・センサSS-1を取り付け、トリガーをとった。通常我々は震源として道路工事に利用されるランマーを使用している(渡辺・加野, 1982a, b; 横倉・加野, 1983)が、今回は反射面が浅いこと、きれいの良い波形がほしいこと等の理由のため、かけやを使用した。

受振器は固有周波数100HzのGeospace社製のGS-100であり、1チャンネルあたり12個の受振器を一つのグループとして使用した。

本探査で使用した探査諸元を第1表にまとめておく。この探査では20-100mくらいの深度を対象としたため、受振点間隔を2mとした。発振点間隔も同じく2mである。この2mの間にはほぼ均等に打撃点が分布するようにパターン・シューティングを行った。垂直重合数は10である。かけや、すなわち人力を使用したため振動のエネルギーは小さいが、比較的きれいの良い明瞭な波

第1表 探査の諸元

測線長	約 250 m
発振点間隔	2 m
受振点間隔	2 m
インライン・オフセット	8 m
グループピニング	12 個/グループ
パターン・シューティング	2 m
垂直重合数	10(かけやによる)
C D P 重合数	12
サンプリング間隔	0.25 ms
ローカット・フィルター	170 Hz (24 dB/oct.)



第2図 データ処理の流れ図

形が得られた。

また分解能を向上させるため、データ収録時のアナログ・ローカット・フィルターを170 Hz(24dB/oct.)に設定した。

4. 処理の概要

収録されたデータは地質調査所物理探査部の会話型高速処理システム(加野ほか, 1983)を使用して処理された。今回の処理の流れ図を第2図に示す。これは加野ほか(1983)のデータ処理の流れ図と本質的には同じものである。詳細ならびに用語等の意味については加野ほか(1983)を参照されたい。

今回の処理の中で加野ほか(1983)と異なる主な点は、FK フィルターを用いたこと、改良された静補正法(横倉・加野, 1983a)を使用したことである。

FK フィルターは、一般には反射信号と異なる見掛け速度をもった、コヒーレントなノイズを除去するために使用される。本探査では、地表震源に起因する低速度の表面波を取り除くために用いられた。

静補正は、地表の起伏・地表付近の低速度の層(いわゆる風化層)の厚さの変化等によって生じた反射波の走時の乱れを取り除くためのものである。陸上の浅部地質構造を精度良く求めるために非常に重要な処理である(横倉, 1985)。当地域では地表付近におよそ30-80 cmの厚さで、約100 m/sという遅い弾性波速度を有する風化層が存在する。これが処理結果の精度を低下させる原因となるため、上記の方法によりその影響を取り除いた。その際に得られた低速度の表層の形状を地表の標高とと

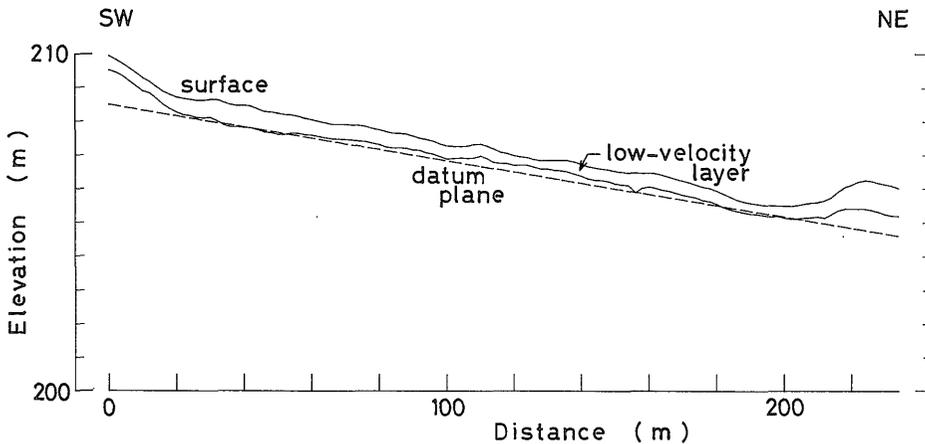
もに第3図に示す。図中の破線がここで採用した静補正の基準面である。以後の断面では、この基準面を時間の原点としている。

5. 処理結果及び考察

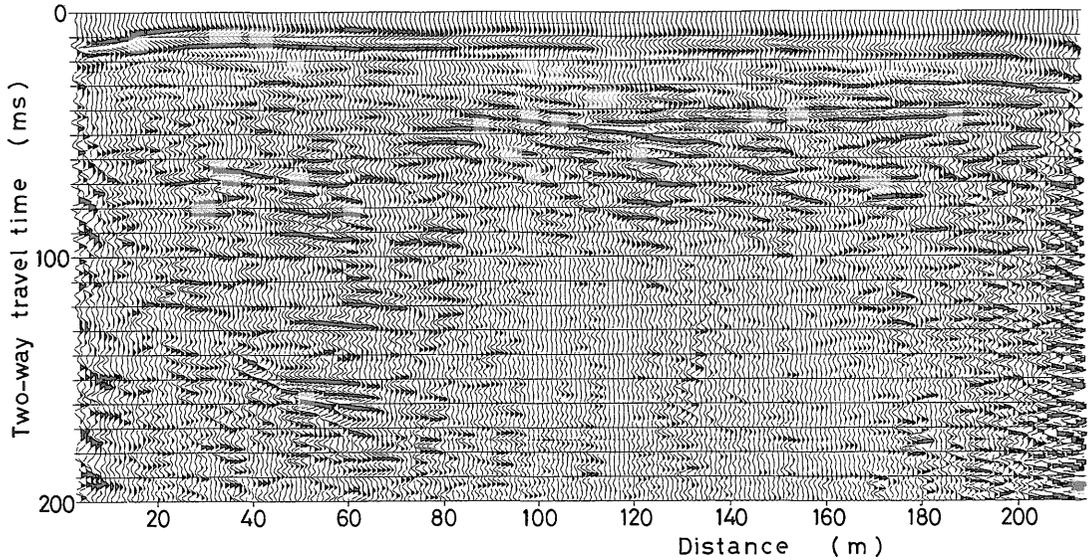
データ処理後の時間断面を第4図に、深度断面を第5図にそれぞれ示す。ここで特徴的なことは、往復走時約30 ms(深度約25 m)・距離約60 mのところから、北東側へ傾斜する顕著な反射面が存在することである。この反射面より上方の層は河床とほぼ平行な構造をしている。下方の層はこの傾斜した反射面と同様の傾斜をしている。また図右半部(北東側)の往復走時40-45 ms(深度約40 m)にも顕著な反射面が認められる。

断面の下半部を占める傾斜層の傾斜角は約20°である。本探査では交叉測線がないため、真の走向・傾斜を明らかにすることはできない。従って上述の角度は見掛け上の値である。

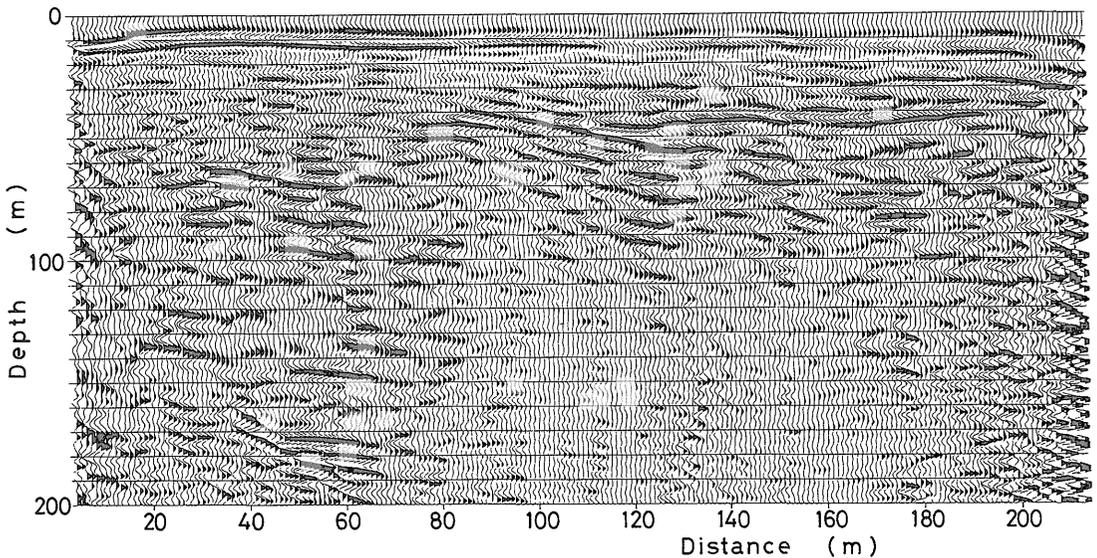
現時点で考えられる、断面の解釈図を第6図に示す。以下に各層を同定した理由を順に述べる。第6図の傾斜層Dを大見白色凝灰岩類に対比した理由として、測線西方に露出している大見白色凝灰岩類について沢村(1955)が「おおむねNW-SEの走向をもち、北東に15°前後の緩やかな傾斜を示す。」と述べていることがあげられる。傾斜層Dと露出している大見白色凝灰岩類との位置関係(後述の第7図参照)、類似した傾斜角からみて、この対比はまず間違いないと考えられる。測線はほぼ南西-北東方向であり、大見白色凝灰岩類の傾斜方向とたまたま一致している。従って先に見掛け上の値であ



第3図 測線の標高及び風化層の形状
横軸は第1発振点からの距離(単位 m)、縦軸は標高(単位 m)。破線はデータ処理に用いた基準面。



第4図 処理結果—時間断面
横軸は第1発振点からの距離(単位 m)，縦軸は往復走時(単位 ms)。



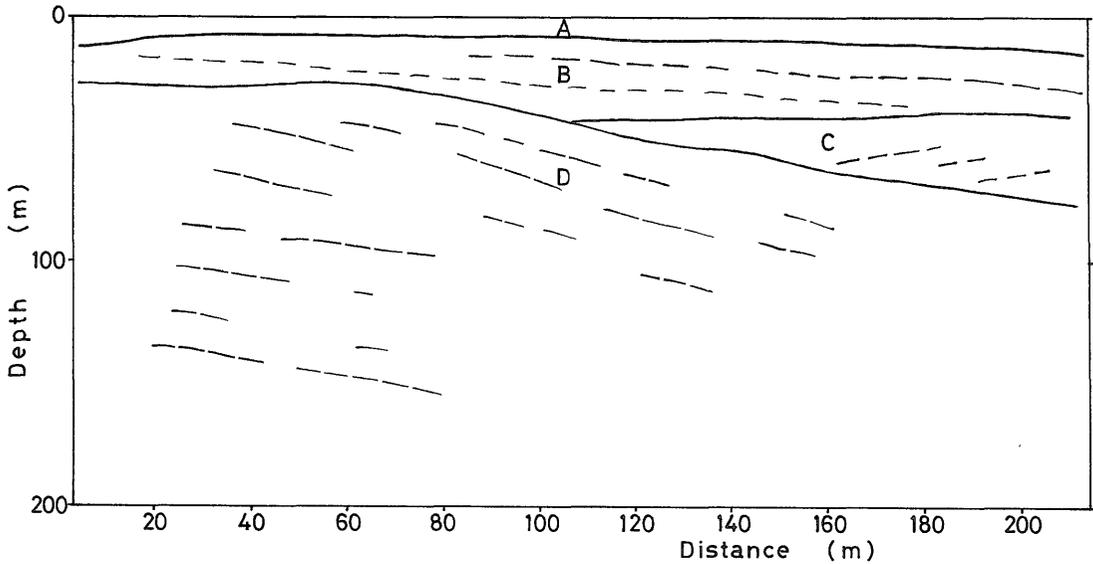
第5図 処理結果—深度断面
横軸は第4図と同じ，縦軸は第3図の基準面からの深度(単位 m)。

るとした約 20° という角度は，真の傾斜角に近いものと考えて良い。

第6図のBは，現河床とほぼ平行であることから河川性の堆積物であると推定される。測線のすぐ南(上流側)で筏場段丘が消滅し，少し北方(下流側)の戸倉野付近から柏久保段丘が出現し始める(沢村，1955)。その間は沖積層におおわれている(第7図)。このことから考えると，これらの段丘を構成している堆積物とB層とは

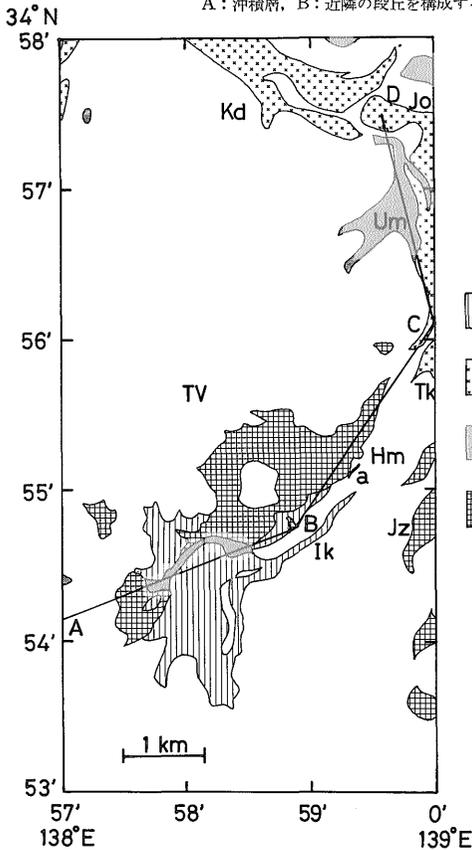
一連のものとしてよい。B層内にもいくつかの反射面がある。それを詳細に見ると，偽層状の構造を呈しているように見える。偽層状の構造の傾斜方向(北東方向)は現在の川の流れの方向と調和的である。

その直下のC層については城層群である可能性がある。B層とC層の境界は顕著な反射面となっており，緩やかな傾斜不整合となっている。従って上位の河川性堆積物とは別のものと推定される。上流側の筏場付近で



第 6 図 断面の解釈図

A: 沖積層, B: 近隣の段丘を構成する堆積物と一連のもの, C: 城層群, D: 大見白色凝灰岩類.



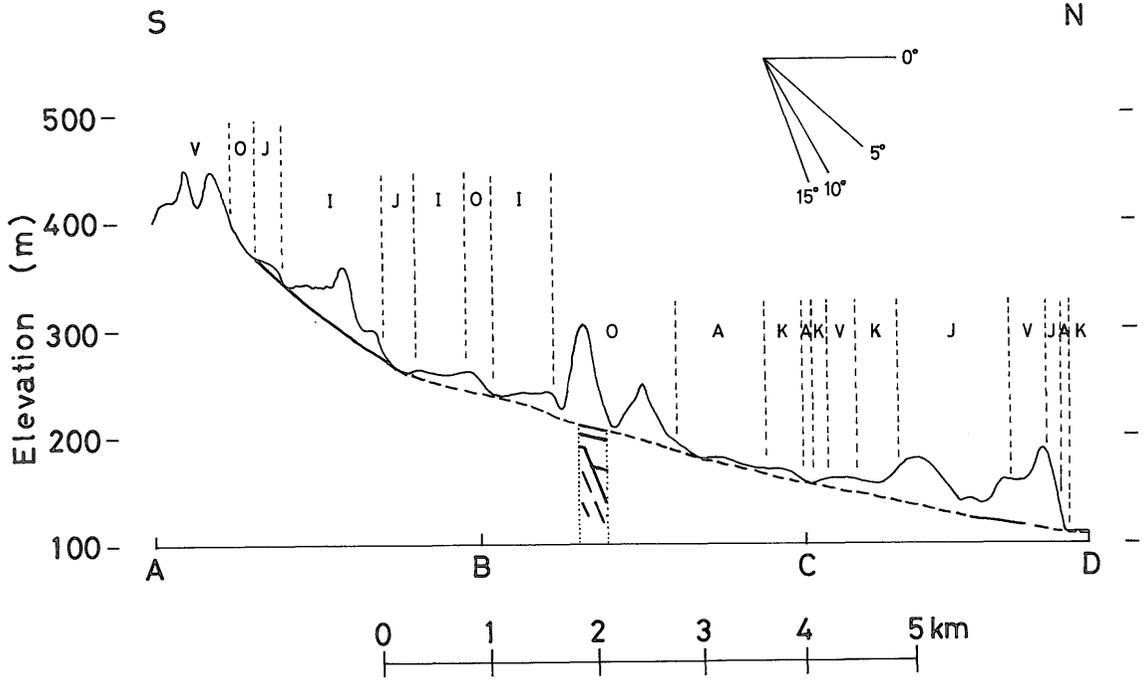
第 7 図 地質概略図

I: 筏場段丘堆積物, K: 柏久保段丘堆積物, J: 城層群, O: 大見白色凝灰岩類, Hm: 姫の湯, Ik: 筏場, Jz: 地藏堂, Jo: 城, Kd: 加殿, Tk: 戸倉野, Um: 梅木, TV: 天子火山, A-B-C-D は第 8 図の地形・地質断面の位置, a: 探査測線.

は、露頭観察によれば城層群が大見白色凝灰岩類の上に不整合に直接重なっている。城層群は筏場付近の河床、及び下流側の梅木付近の河床に露出している。以下に述べるように、これらの露出高度と第 6 図の C 層上面とは滑らかにつながるようである。これらの状況証拠及び層位関係(第 2 章参照)からみて、C 層を城層群と解釈することができる。

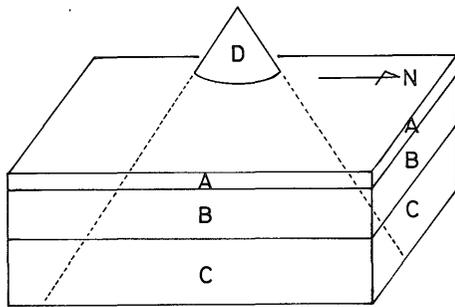
沢村(1955)による当地域の大見白色凝灰岩類、城層群、筏場段丘堆積物、柏久保段丘堆積物の分布域を第 7 図に示す。第 7 図の A-D の断面線に沿った地形と地質、並びにその近傍の現河床(大見川、蛇喰川の河床)の高度を第 8 図に示す。細実線が断面線に沿った地形、太破線が現河床、太実線(図中央下部の点線で囲まれた部分を除く)が現河床における城層群分布域である。また同時に本探査結果の概略図をも第 8 図に示した。第 8 図から先に述べた城層の露出高度と C 層上面とが滑らかにつながる事がわかる。

反射断面上では C 層は北東側にわずかに分布しているにすぎないが、実際はもっと広い分布をしている可能性がある。測線の南西側は大見白色凝灰岩類から成る海拔約 340 m の円錐状の小山の裾を回り込むようになっている(第 1 図参照)。この円錐状の D 層の上に、ほぼ水平な C, B, A 層が順次重なっていたとしても、反射断面がこの円錐に近づく部分では、見掛け上 C 層が反射断面に現れないということはあるからである。従って測線よりも東方側に、この小山をとりかこむようにして C 層が存在する可能性は大いにある。それを模式的

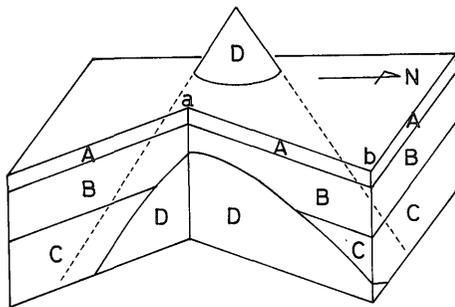


第8図 姫の湯周辺の地形及び地質断面図

第7図のA-B-C-Dに相当。細実線：地形，太破線：現河床の標高，太実線：現河床における城層群分布域。A：沖積層，I：筏場段丘堆積物，J：城層群，K：柏久保段丘堆積物，O：大見白色凝灰岩類，V：第四紀火山岩類。図中央下部の点線で囲まれた部分は探査結果の概略図(太線で地層境界を示す)。



(a)



(b)

第9図 予想される測線近傍の模式的地質構造

(a) 予想される模式的地下構造，(b) 測線に沿う断面と地質構造の関係，a-b：測線，A-D：本文中のA-D層に対応。

に示したのが第9図である。場合によっては第8図から類推されるように、筏場付近から姫の湯を通り、更に梅木付近まで連続して当地域全体にわたり城層群が分布している可能性すら考えられる。しかしその可否は後日の探査にまたねばならない。

Aは沖積層である。これは浅すぎて本探査の限界を越えているため詳しいことはわからない。言えることはその層厚がおよそ10m内外であるということだけである。

6. まとめ

既に述べたように、当地域には反射法地震探査にとって多くの困難な点が存在する。今回はごく浅部のみ対象をしばり、かけやを震源として使用した。それにより切れの良い反射信号が得られた。そのため当地域のような難探査地においても10mオーダーの分解能を得ることができた。

その結果をまとめると次のようになる。上から順にA, B, C, D層と名づけられた4つの顕著な層が探査断面上で識別できる。A層は沖積層である。これは浅すぎて我々の探査の限界をこえているので詳しいことはわ

からない。言えることは、その厚さがおよそ10m内外であるということだけである。その下位のB層は、近隣の段丘を構成している堆積物と一連のものと考えられる。その厚さは約30mである。B層の内部を詳細に見ると、偽層状の構造が認められる。その下位のC層は城層群に相当する。B層とC層とは緩やかな傾斜不整合になっているようである。見掛け上C層は水平かやや南西方向に傾いている。更にその下位にあり、顕著な傾斜不整合をなして分布しているD層は大見白色凝灰岩類に対比される。D層は北東方向へ約20°の角度で傾斜している。

謝 辞

探査に際し中伊豆町役場の皆様には種々の御便宜をはかっていただいた。また環境地質部小野見司部長、衣笠善博地震地質課長、地殻熱部小川克郎部長は原稿を読み、有益な御助言をしてくださった。以上の皆様に対し深く感謝の意を表します。

文 献

- 伊原敬之助・石井清彦(1932) 北伊豆震災地調査報文。地調報告, no. 112, p. 111.
- 加野直巳・横倉隆伸・渡辺史郎(1983) 地質調査所の反射法処理システム—会話型高速処理システム—。地調月報, vol. 34, p. 311-327.
- 衣笠善博他51名(1984) 地殻活構造及び岩石破壊機構。通商産業省工業技術院特別研究報告集, 昭和59年度版, p. 169-191.
- 北村 信・高柳洋吉・三井 忍(1968) フォッサマグナにまつわる第三紀問題—伊豆半島の層序問題—。フォッサマグナ(日本地質学会総合討論会資料), p. 62-71.
- ・—————・増田孝一郎・早坂祥三・三井 忍・菅原 健・高橋邦夫(1969) 伊豆半島の地質学的問題。東北大地質古生物研報, no. 68, p. 19-31.
- 水野清秀・佃 栄吉・山崎晴雄(1984) 伊豆姫之湯断層発掘調査速報。地調月報, vol. 35, p. 280-283.
- 沢村孝之助(1955) 5万分の1地質図幅「修善寺」および同説明書。地質調査所, p. 47.
- 田山利三郎(1931) 昭和5年11月26日の北伊豆地震と地質構造との関係。斎藤報恩会学術研究報告, no. 11, p. 54.
- ・新野 弘(1931) 伊豆半島地質概報。斎藤報恩会学術研究報告, no. 13, p. 81.
- 渡部景隆(1980) a. 伊豆半島の第三系。VI 伊豆半島・箱根火山, 猪郷久義・菅野三郎・新藤静夫・渡部景隆編著, 日本地方地質誌関東地方, 改訂版, 朝倉書店, 東京, p. 362-368.
- 渡辺史郎・加野直巳(1982a) ここまで来た浅層反射法。地質ニュース, no. 337, p. 230-231.
- ・—————(1982b) 浅層反射法。物理探鉱, vol. 35, p. 290-300.
- ・—————(1984) 論理的演算処理機能をもつ地震探鉱器。物理探鉱, vol. 37, p. 237-244.
- 横倉隆伸・加野直巳(1983a) 反射法地震探査のための簡単な静補正法。物理探鉱, vol. 36, p. 190-200.
- ・—————(1983b) 反射法の震源—特にミニソシーの原理について—。地質ニュース, no. 351, p. 6-13.
- (1985) 浅層反射法データの速度解析に及ぼす静補正の影響。物理探鉱, vol. 38, p. 10-19.

(受付: 1985年8月18日; 受理: 1986年3月14日)