

四国中央構造線地下構造の総合物理探査

Geophysical exploration of the subsurface structure of the Median Tectonic Line, East Shikoku, Japan

Abstract

伊藤谷生¹ 井川 猛²
 足立幾久³ 伊勢崎修弘¹
 平田 直^{1*} 浅沼俊夫¹
 宮内崇裕¹ 松本みどり¹
 高橋通浩^{1**} 松澤進一^{1***}
 鈴木雅也^{1****} 石田啓祐⁴
 奥池司郎⁵ 木村 学⁶
 國友孝洋⁷ 後藤忠徳⁸
 澤田臣啓⁵ 竹下 徹⁹
 仲谷英夫¹⁰ 長谷川修一¹¹
 前田卓哉¹² 村田明広⁴
 山北 聡¹³ 山口和雄¹⁴
 山口 覚¹⁵

Tanio Ito¹, Takeshi Ikawa²,
 Ikuhisa Adachi³, Nobuhiro Isezaki¹,
 Naoshi Hirata^{1*}, Toshio Asanuma¹,
 Takahiro Miyauchi¹, Midori Matsumoto¹,
 Michihiro Takahashi^{1**},
 Shin'ichi Matsuzawa^{1***},
 Masaya Suzuki^{1****}, Keisuke Ishida⁴,
 Shiro Okuike⁵, Gaku Kimura⁶,
 Takahiro Kunitomo⁷, Tadatoku Goto⁸,
 Shinkei Sawada⁵, Tohru Takeshita⁹,
 Hideo Nakaya¹⁰, Shuichi Hasegawa¹¹,
 Takuya Maeda¹², Akihiro Murata⁴,
 Satoshi Yamakita¹³, Kazuo Yamaguchi¹⁴,
 and Satoshi Yamaguchi¹⁵

The Median Tectonic Line (MTL), with a length of more than 1000 km, is the most significant fault in Japan. It juxtaposes the high P/T Sambagawa metamorphic rocks against the Ryoke belt with its low P/T metamorphic rocks. The MTL was probably formed in the Cretaceous with many subsequent reactivations. The western half segment of MTL is still active with an almost pure right-lateral sense of motion. Although a great amount of geological information on the MTL has been accumulated from surface and near-surface studies, information about the subsurface, especially the deep-seated structure of MTL, is still insufficient. Prior to the late 80's the MTL was generally assumed to be vertical at depth because (1) its trace is straight, and (2) its recent activity has been manifest as lateral motion. Recently new geophysical data have been collected which argue against the traditional idea of a vertical attitude for the MTL. These strongly suggest that the MTL dips northward at about 30 degrees at depth. We made the first complete geophysical survey (seismic reflection and refraction, gravity, and MT method) across the MTL in east Shikoku. The results of reflection study also indicate that the MTL dips northward at 30 to 40 degrees. The gravity study provides the important information on the structures around the north-dipping MTL. The best-fit model from MT method study likewise supports the interpretation.

Thus, we confirm that a material boundary MTL dips northward at about 30 to 40 degrees to several km depth. The active fault MTL is probably one of the splaying faults from the north-dipping MTL. However, there is a possibility that the active fault MTL cuts completely across the material boundary MTL at high angle.

Key words : Median Tectonic Line, subsurface structure, geophysical exploration, seismic reflection, seismic refraction, gravity, magnetotelluric method

1995年11月13日受付.

1996年1月16日受理.

¹⁾ 千葉大学理学部.

Faculty of Science, Chiba University, 1-33 Yayoi-cho, Inage-ku, Chiba 263, Japan

^{1)*} 千葉大学理学部. 現在 東京大学地震研究所. Faculty of Science, Chiba University. Present address: Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 1-1-1 Yayoi-cho, Bunkyo-ku, Tokyo 113, Japan^{1)**} 千葉大学理学部. 現在 NTT データクリエイション(株)システム部.

Faculty of Science, Chiba University. Present address: NTT Data Creation Ltd., 1-9-1 Konan, Minato-ku, Tokyo 108, Japan

^{1)***} 千葉大学理学部. 現在 石油公団. Faculty of Science, Chiba University. Present address: Japan National Oil Cor-

はじめに

中央構造線 (MTL) は総延長 1000 km に達する日本列島最大の断層であり, しかも高圧型三波川変成岩類と低圧型領家変成岩類とを接触させるという点で地殻構造上極めて重要な位置を占めている. しかし, その地下構造についてはほとんど知られていない. 例えば, 断層面の傾斜にしても, その直線的トレースから漠然と高角と信じられ続けてきたが, 紀伊半島西部, 別府湾における反射法地震探査や松山における重力探査から判断すると, 三波川変成岩類/和泉層群もしくは領家カコウ岩類の境界としての MTL (以下, “物質境界 MTL” と略す) が北に緩く傾斜している可能性が強まった (吉川ほか, 1987; Ohno et al., 1989; 吉川ほか, 1992; 由佐

poration, 2-2-2 Uchisaiwai-cho, Chiyoda-ku, Tokyo 110, Japan

- 1)**** 千葉大学理学部. 現在 クローバテック(株)技術部.
Clover Tec Inc., 3-25-26 Naka-machi, Musashino, Tokyo 180, Japan
- 2) (株)地球科学総合研究所.
Japex Geoscience Institute Inc., NYK Tennoz Building, 2-2-20 Higashi-Shinagawa, Shinagawa-ku, Tokyo 140, Japan
- 3) (株)大和探査技術.
Daiwa Exploration Ltd., 2-14-1 Kami-Meguro, Meguro-ku, Tokyo 153, Japan
- 4) 徳島大学総合科学部.
Integrated Arts and Sciences, Tokushima University, 1-1 Minami-Josanjima, Tokushima 770, Japan
- 5) (株)サワソフトサイエンス.
Sawa Soft Science Ltd., 3-10-14 Higashi-Nihonbashi, Chuo-ku, Tokyo 103, Japan
- 6) 香川大学教育学部. 現在 大阪府立大学総合科学部.
Faculty of Education, Kagawa University, Present address: College of Integrated Arts and Sciences, University of Osaka Prefecture, 1-1 Gakuen-machi, Sakai, Osaka 593, Japan
- 7) 名古屋大学理学部.
Faculty of Science, Nagaoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-01, Japan
- 8) 神戸大学理学部. 現在 京都大学防災研究所.
Faculty of Science, Kobe University, Present address: Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Gokasho, Uji, Kyoto 611, Japan
- 9) 愛媛大学理学部. 現在 広島大学理学部.
Faculty of Science, Ehime University, Present address: Faculty of Science, Hiroshima University, 1-3-1 Kagamiyama, Higashi-Hiroshima 724, Japan
- 10) 香川大学教育学部.
Faculty of Education, Kagawa University, 1-1 Saiwai-cho, Taka-matsu 760, Japan
- 11) 四国総合研究所地質研究室.
Geology Section, Shikoku Research Institute Inc., 2109-8 Yashimanishi-machi, Takamatsu 761-01, Japan
- 12) 東京大学地震研究所. 現在 石油資源開発株式会社探査部.
Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Present address: Exploration Department, Japan Petroleum Exploration Co., Ltd., NYK Tennoz Building, 2-2-20 Higashi-shinagawa-ku, Tokyo 140, Japan
- 13) 宮崎大学教育学部.
Faculty of Education, Miyazaki University, 1-1 Gakuenkibanadai-nishi, Miyazaki 880, Japan
- 14) 工業技術院地質調査所地殻物理部.
Geophysics Department, Geological Survey of Japan, 1-1-3 Higashi, Tsukuba, Ibaragi 305, Japan
- 15) 神戸大学理学部.
Faculty of Science, Kobe University, 1-14 Rokkodai-machi, Nada-ku, Kobe, Hyogo 657, Japan

ほか, 1992 など). これらの結果は必然的に, 日本列島の地質構造形成史の解明や, 活断層としての MTL (以下, “活断層 MTL” と略す) の性格の検討に深刻な影響を与える. このことを踏まえ, 中央構造線の地下構造を明らかにするために, 反射法地震探査を中心とし, 屈折波, 重力, MT 等による総合的な物理探査を四国東部において行った.

反射法探査の測線は, 使用する道路の状態 (直線性, 高低差, 幅員等), 交通量, 周辺の住宅状況などを考慮し, 徳島県脇町から国道 193 号線を北上し, 香川県側に入り領家カコウ岩類分布域に至る約 15.5 km である (Fig. 1). 探査は, 1992 年 2 月 27 日より 3 月 12 日に行われた. 測線に沿う重力探査, 測線の東側の山地における MT 探査が, それぞれ平行して実行された. これらの結果については, 速報的には伊藤谷生・四国中央構造線探査グループ (1993), 伊藤ほか (1993), 前田ほか (1993), 高橋ほか (1993), 後藤ほか (1993b) および長谷川ほか (1993), 詳細は伊藤 (1993) および後藤ほか (1993a) に示されている.

本論文においては, 調査地域の地質を概説した後, 本研究の中心をなす反射法地震探査結果を示す. 地質構造との対応関係においては, 反射法の分解能は他の物理探査手法と比してはるかに高いので, まず, 反射法から得られた結果の解釈を行う. 次に, その解釈の妥当性について屈折法, 重力, MT の探査結果などから検討するとともに, これらの結果も踏まえて, 中央構造線地下構造の解明をめざす. なお, 本研究はさまざまな分野の研究者の共同作業によってはじめて可能となったこともあって, 本論文は解釈に重点を置き, 踏み込んだ構造地質学的議論は行わない.

探査測線周辺の地質

探査ルートは阿讃山脈を南北に横断しており, 測線周辺には, 北から領家カコウ岩類, それを不整合に覆い山脈主部を構成する和泉層群, 中央構造線を挟んで山脈南麓から吉野川沿岸の低地に分布する土柱層ならびにその基盤である三波川変成岩類が分布する (Fig. 1).

1. 和泉層群

探査地域の和泉層群は, 上部白亜系に属する海成層であり, 北縁部と中軸部では岩相と構造に差異が見られる. 測線上ではおよそ受振点 (Receiving Point, 以下 RP と略す) 490 以北の北縁部における岩相は, 泥岩優勢の砂岩・泥岩互層を主として, 基底に礫岩とアルコーズ砂岩を伴う. 基底礫岩はアルコーズ基質であり, 領家カコウ岩を混成不整合に覆う. 不整合面は, 測線東方では, 走向 N80°E で 30~35°南に傾斜する. 基底部の泥岩層からは, アンモナイトやイノセラムスが産し (坂東・橋本, 1984; Morozumi, 1985), 上部カンパニアンに属するとみなされている.

中軸部 (測線上ではおよそ RP490 以南) の岩相は砂岩優勢の砂岩泥岩互層を主として, 酸性凝灰岩を挟在する. 砂岩・泥岩互層は, 級化層理と流痕の発達が顕著な乱泥流堆積物である. 酸性凝灰岩層は淡緑灰色で, 厚さ数~数 10 m の部層を構成し, 鍵層として利用できるが, 本ルートには分布しない. 中軸部の地層は東に開いた向斜を形成する. 向斜軸は N

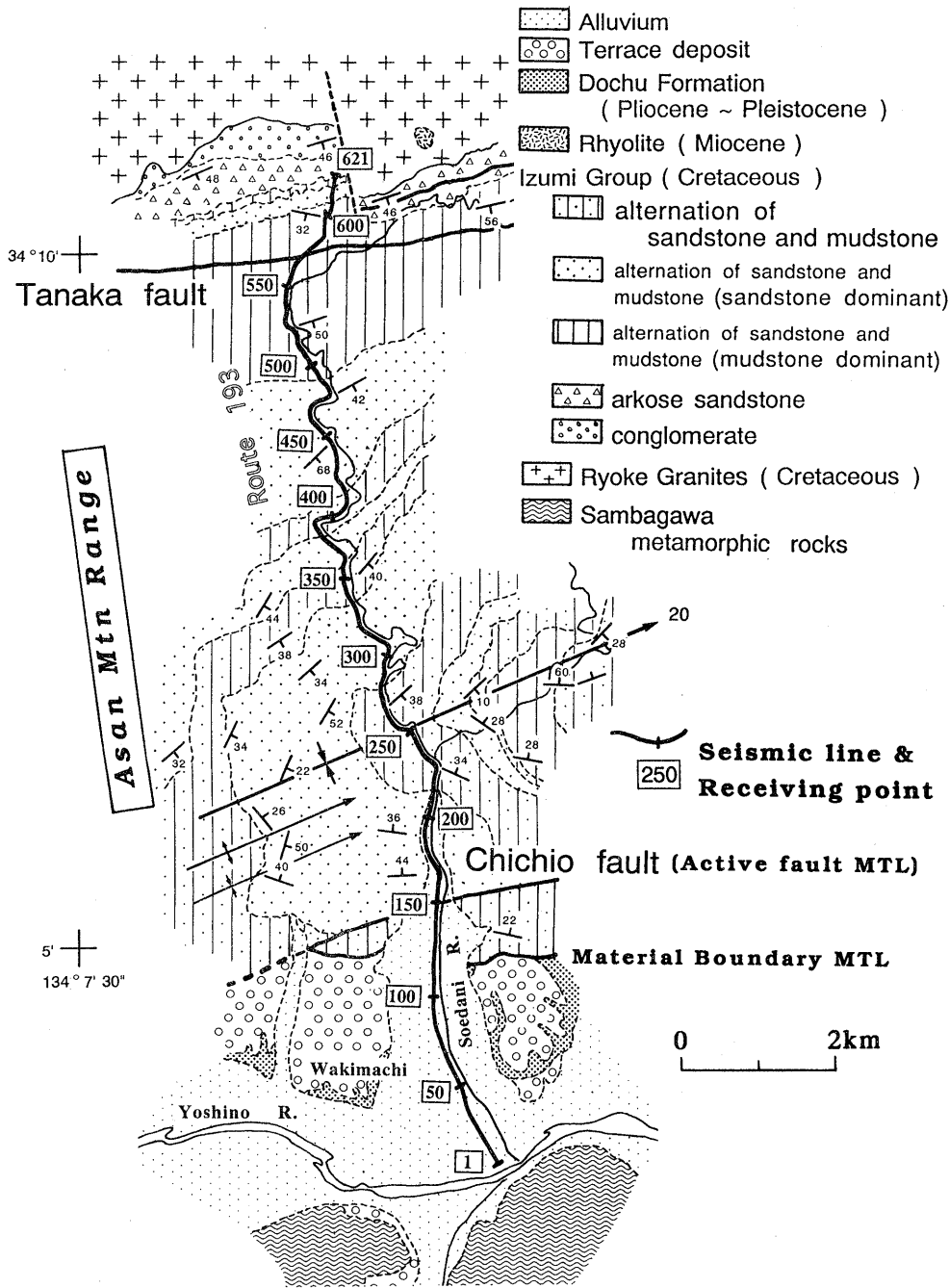


Fig. 1. Geology in the vicinity of the seismic reflection survey. Based on Kagawa and Tokushima Prefectures (1977), Geological Survey of Japan (1993), and our geologic study.

70~80°E でおおよそ 20° 程度東にプランジしており、調査地域では、RP250 付近を通ると考えられる。軸面はほぼ垂直である。軸部での地層の曲がり是比较的緩やかであるが、副次的な 10 数 m 波長の褶曲を伴うことがある。北翼は N40~60°E 走向で 35~45° 南東に傾斜する。南翼は一般に N40~60°W 走向で、35~45° 北東に傾斜するが、RP200 の西方約 2 km 付近では、局部的に北翼と同じ走向・傾斜を示すことから小背斜を形成すると考えられる。古流向は東から西への軸流が主であり、泥岩から産する放散虫群集は、北縁部同様にカンパニアン後期を示す (山崎, 1990 など)。

2. 土柱層

阿讃山脈南麓の中央構造線断層線崖下に分布する礫層は、

阿波町土柱付近を模式地として土柱層と再定義された (須鎗・阿子島, 1978; 水野, 1987; 須鎗・阿子島, 1990)。須鎗・阿子島 (1990) によれば、土柱層は阿讃山脈起源の扇状地礫層 (崖錐・土石流堆積物を含む) と、吉野川起源の本流成礫層 (川床・氾濫原堆積物) からなり、それぞれ層相と分布に差異がある。土柱層の北半分は扇状地礫層を主体とし、全層厚 70 m 以上である。礫層は、和泉層群起源の砂岩亜角礫を主体とし、基質は半固結状態である。また土柱火山灰 (層厚 0.5 m) と呼ばれる鍵層を挟み、そのフィッシュトラック年代は 1.3±0.2 Ma を示す (阿子島・須鎗, 1989)。最上部からは 0.34±0.1 Ma の火山灰層が報告されている (長谷川, 1992b) ので、本層の時代は、前~中期更新世とな

Table 1. Specifications of the seismic reflection survey.

SEISMIC SOURCE	VIBRATOR	:Y-2400 x 2units
	FREQUENCY	:8-60Hz
	SWEEP LENGTH	:20sec
	SWEEPS/VP	:15
	VP INTERVAL	:50m
GEOPHONE	FREQUENCY	:8Hz
	PHONES/STATION	:18
	STATION INTERVAL	:25m
SEISMIC RECORDER	DIGITAL TELEMETRY, GDAPS-3	
	SAMPLE RATE	:4msec
	RECORD LENGTH	:5sec
	NO. OF CHANNELS	:120
	FREQUENCY	:8-90Hz

る。地層は約 10°北に傾斜している。一方、土柱層の南半分は本流成の砂礫層(最大 20 m)と扇状地礫層(30 m 以下)から成り、両者は指交する。本流成礫層は砂基質の円礫層(結晶片岩礫含む)であり、0.45 ± 0.11 Ma の火山灰層を挟む(阿子島・須鎗, 1989)。

3. 三波川変成岩類

測線南端付近の吉野川南岸には、片理面が水平に近い三波川帯の点紋緑色片岩が分布する。土柱層との関係は不整合であるが、調査地域内の露頭では観察されていない。調査地域の南東方における詳しい調査によれば、三波川変成岩類は泥質片岩および珪質片岩と互層する塩基性片岩を主体としている(通商産業省, 1971)。

4. 田中断層

和泉層群北縁部の泥岩層を切って、流紋岩質の酸性火山岩脈の貫入を伴う断層が発達する。この断層は長谷川(1985)により、塩江町田中を模式地として命名された。田中断層は、江畑断層、榎原断層などとともに、阿讃山脈の北縁を画す右雁行の逆断層群の一つである。模式露頭以東では、三木町奥山の採石場から、探査ルートの中山橋北を経て、兼割の多和採石場入口にかけて露頭が追跡できる。幅 15~20 m の破碎帯や断層ガウジを伴うことがあり、N80°E 走向で、45~50°南へ傾斜する。また三木町堂ヶ平南の国道 193 号線以東では、田中断層の北側に並走して、同様の酸性火山岩脈や、熱水変質により形成された粘土を破碎帯中に伴う断層が発達する。この断層は、和泉層群基底のアルコーズ砂岩と泥岩の境界付近をとおり、N80°E 走向で 50~60°南へ傾斜する。田中断層には、少なくとも第四紀後期の断層運動の証拠はない。

5. 中央構造線断層系

父尾断層は阿讃山脈の南麓を N80°E の走向で走る高角・北傾斜の活断層 MTL で、当地域の中央構造線活断層系を表す(岡田, 1970, 1973)。この断層の南方数 100 m~約 1

km にわたって土柱層礫層の上にほぼ水平ないし北に緩く傾斜する境界面をもって和泉層群の地層が重なっている地域がある。この土柱層と和泉層群の関係が、少なくとも地表近傍では長谷川(1992a)の指摘するように地迂りによって生じたことは確実であるが、本質的には岡田(1970, 1973)の述べるように物質境界断層に起因するものなのかどうかは、なお意見の分かれるところである。

反射法探査結果とその解釈

1. 測線

測線は Fig. 1 に示されているように、徳島県美馬郡脇町から香川県木田郡三木町に南北に通ずる国道 193 号線を主として用い、南北方向に約 15.5 km が設定された。この測線は、四国を東西に流れる吉野川に対して、直角に流れ込む曾江谷川にほぼ沿ったものであり、また、中央構造線におおむね直交している。受振点は南端の曾江谷川と吉野川の合流点近くの吉野川河川敷を RP1 とし、ほぼ道なりに北に向かって 25 m ごとに設置され、北端では RP621 となっている。発震点は受振点の近傍に平均 50 m ごとに設置され、独自に発震点番号(VIBRO-POINT, 以下 VP と略す)がつけられている。最終発震地点は VP230 であり、これは RP595 に対応している。測線は一部で相当屈曲しているものの平均的にはほぼ NNW-SSE 方向の直線として近似できるものである。また、標高は南端の RP1 および北端の RP621 においてそれぞれ海拔 31 m および 318 m であり、一部を除けばほぼ一様に北に向かって増加している。

2. 調査方法とデータ処理・解析

調査は、いわゆる共通反射点(CDP, Common Depth Point)重合法に基づいて行われた(詳細については、例えば、井川(1994)などを参照)。震源としてはパイプロサイス(Y-2400, FAILING 社製)が使われた。これは油圧により、周波数を変化させながら 10 数秒間のスイープ振動を発生させる装置である。そして、この振動波は後にコンピュータ処理によりパルス波に変換される。測線は大半が国道上であり、交通ノイズ等が大きく、このためパイプロサイスは同一点で平均 15 回の発振を行いこれを加算して用いた。反射波の観測と記録には、8 Hz の固有周期の小型地震計を 18 個 1 組としたものと IFP 型(浮動小数点型)アンプを用いた 120 チャンネルのデジタルテレメトリーシステム(GDAPS-3, 地球科学総合研究所製)が使用され、平均 30 重合のデータが得られた。このデータ取得の主要な仕様を Table 1 に示す。

データ処理には Fig. 2 に示されるように標準的な反射法データの処理法(市川ほか, 1987)が用いられた。まず、CDP データの編集については、現実の測線は相当屈曲しているので反射点(発震点と受振点の中間)は面的な広がりをもって、そこで、その面的分布を調べ、ほぼその中央を通るような折線をプロファイル作成上の仮想測線とした(Fig. 3)。次に、原記録の中の余計な周波数成分を予め取り除くフィルター(PRE-FILTER)を適用し、さらに、記録の振幅は時間とともに減衰してゆくの、これを補償するゲインリカバリ(GAIN RECOVERY)処理、反射波をパルス状に変換するデ

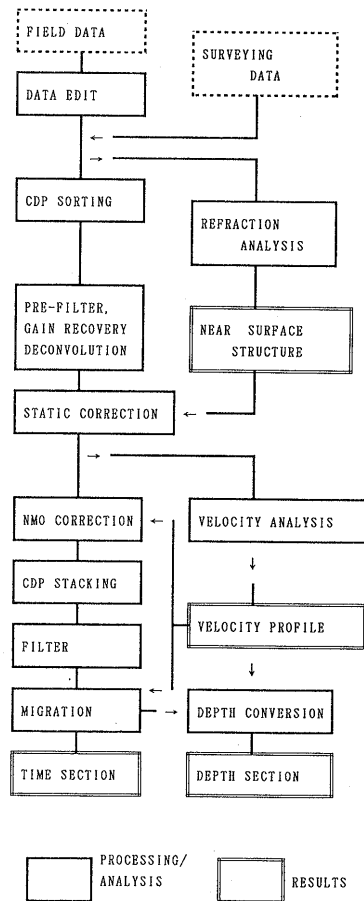


Fig. 2. Flow chart for computer processing of reflection data.

コンボリューション (DECONVOLUTION) 処理を行った。また、一般に地表近傍には数百メートル毎秒の低速度の風化層があり、これが反射波の走時を不規則にするのでこの影響を取り除く処理 (静補正, STATIC CORRECTION) を行った。このため、記録の中の初動を読みとり、風化層直下の地層からの屈折波の解析 (タイム ターム法による) を行った (Fig.4)。静補正にはまた、測線の標高差の補正も含まれるが、これが大きい場合は、標高補正は NMO 補正または重合後に行われた。

このような前処理を行った後に、測線上で平均 500 m 間隔に速度解析を行ったうえで速度プロファイルを作成し、NMO 補正を行った。またこの速度プロファイルは、マイグレーション、深度変換にも用いられるが、その場合はこのプロファイルを平滑化したものを用いた。

NMO 補正の後には静補正の残差を統計的に処理する残差静補正 (RESIDUAL STATICS) が行われることがあるが、今回は連続的な反射面に乏しく、効果が期待できなかったので実施しなかった。重合の後には浅部 (0.0~0.6 秒) では比較的高い周波数 (10~55 Hz) を、深部 (0.6~3.0 秒) では低い周波数 (10~40 Hz) によるタイムバリエーションフィルターが用いられた。

重合・フィルター処理の後には、周波数-波数領域で操作

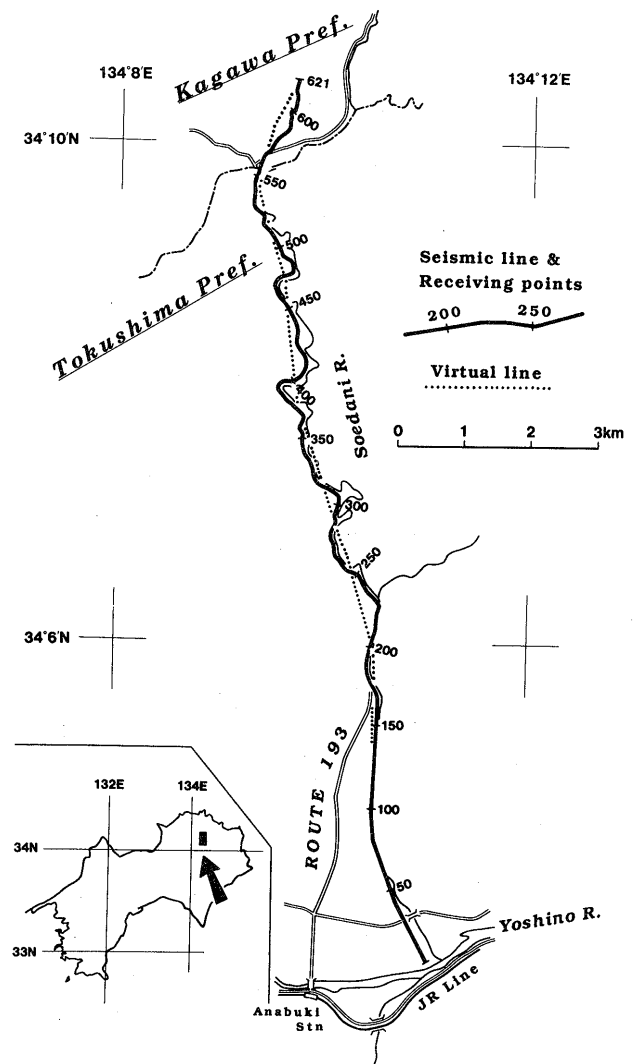


Fig. 3. Seismic reflection line and the virtual line used for the stacked reflection profile.

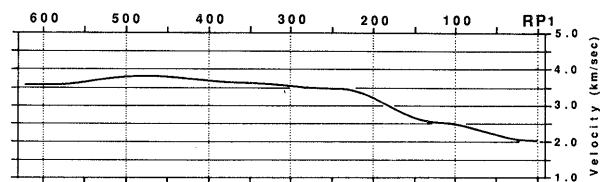


Fig. 4. Variation in subsurface velocity provided by time-term method. Velocity of the 1st layer is assumed to be 1000 m/sec. Location No. corresponds to RP No.

する F-K マイグレーションが行われ、さらに反射波の連続性を強調する 2 次元フィルターが適用された。こうして、反射法地震探査の最も重要な成果である時間断面図が得られた (Fig. 5)。この時間断面図には、南方から RP400, TWT (往復走時) 2.0 秒付近にかけて認められる北傾斜の反射面、北方から RP350, TWT 1.3 秒付近に続く南傾斜の反射面を含めていくつかの反射面ならびに反射イベントが認められる。

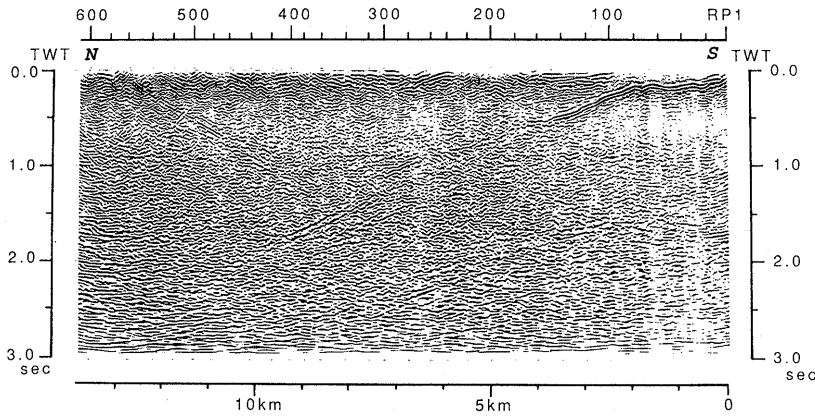


Fig. 5. Migrated time section. 0.0 (tw) corresponds to the surface of seismic line.

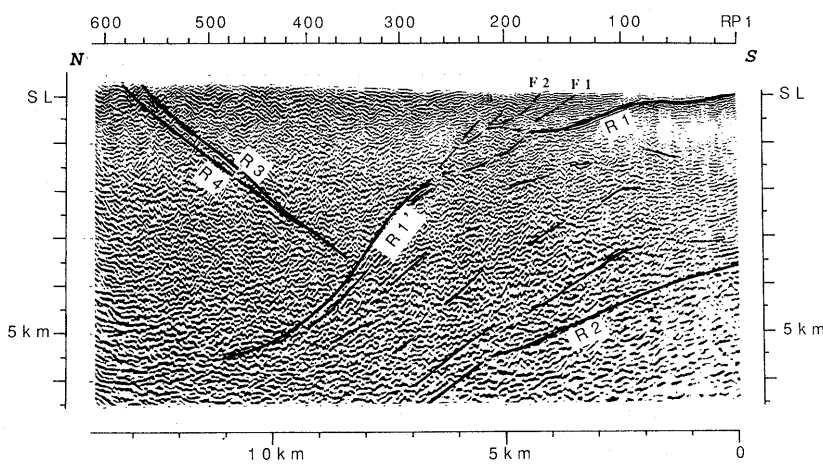


Fig. 6. Major features of the seismic depth section. Vertical axis denotes elevation and depth (m) below the mean sea level. Figures in the section indicate the P-velocities (km/s) around there. No vertical exaggeration.

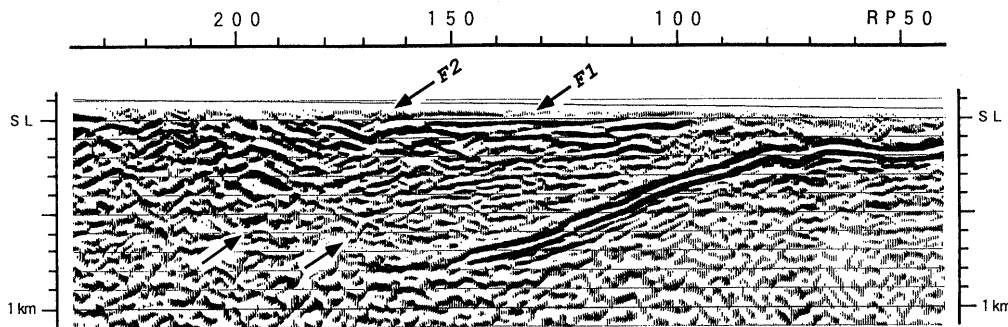


Fig. 7. Seismic depth section focussed on the shallow structures near MTL. Arrows F1 and F2 indicate F1 and F2 in Fig. 6, respectively. See text in detail. No vertical exaggeration.

3. 反射面と反射イベントの解釈

地質との対応関係を議論するために、速度プロファイルで平滑したものを適用して時間断面図 (Fig. 5) から深度断面図を作成し、このなかに顕著な反射面と代表的な速度を示したものが Fig. 6 である。なお、これらの図は、Fig. 3 に示された仮想測線にそって描かれているため、RP 間隔が一定でない部分もある。

【R1 について】

まず、注目されるのは、測線の南端の地表付近から北傾斜する非常に強い連続した反射面 (R1) である。これは RP80 までは緩やかに傾斜しているが、ここから RP150 までやや急傾斜 (約 20°) で深度 900 m まで至り、再び緩やかになっ

て RP180 以北で直接的な追跡は困難になる。測線の南端の吉野川対岸では三波川変成岩類の露頭が見られることからみても、R1 面が三波川変成岩類の上面であることは疑いない。

【R1' について】

RP270、深度 2000 m から、R1 の延長と思われる反射面 (R1') が現われ、40~50° の傾斜で RP400、深度 5000 m まで連続し、そこで傾斜をやや緩めながらおよそ 5600 m まで追跡できる。これより北側では、不明瞭になるがさらに緩やかになって延長しているように見える。R1 と R1' をつなぐように短いイベント群が認められる。

領家帯に関するこれまでの研究をもとに考えると、R1' に対応する地質学的実体の候補としては、(1)三波川変成岩類と

領家帯との境界である、(2)領家カコウ岩と和泉層群の間の不整合である、という2つの場合のいずれかに絞られる。(1)の場合、R1'は北に30~40°傾斜するMTLの一部となり、別府湾における由佐ほか(1992)の反射法地震探査の結果とよく対応する。三波川変成岩類の上面はR1からR1'へとつながっていくことになる。これに対して、(2)の場合は、深度5600mまで到達した不整合面が測線北端の北方の地表で確認される不整合に連続するわけであるから、不整合面の北翼が急立した地質断面図となる。ここにおいては(1)と違って三波川変成岩類の上面はR1'に接続しないのでR1北端で絶ち切られているとみなす。したがって、MTLは高角度で北傾斜していることになる。しかし、このR1'を不整合面とみなす考えは、いくつかの深刻な困難を伴う。第1に、地質断面形態の異様さである。もし、この構造が一連の褶曲で形成されたとするならば、その向斜軸面は地表の向斜軸(RP250)と不整合最深部(RP490, 深度5600m)を連ねる位置に存在するので、北に50°もしくはそれより低角で傾斜していることになる。しかも、南翼の地層が北翼に比べて非常に薄くなる。これを避けようとする、下位から上位に向かって向斜軸面に南にシフトするモデルが必要になる。周知のように、和泉層群についてはすでに多くの徹底した地表調査結果が報告されているが(例えば、須鎗, 1973)、これらのような構造を支持するものは見当たらない。第2に、なぜ、不整合の南翼のみが反射面としてとらえられるのか、ということについて合理的な説明が見当たらないことである。北翼の不整合のうち急傾斜の部分は困難であるとしても、測線北端部付近の浅部や最深部(RP250)より少し北側では不整合面は低角であり、南翼と同様に反射面がとらえられてもよいはずである。以上の考察から、(2)の可能性は退けられ、R1'は三波川変成岩類と領家帯との境界、すなわちMTLの一部であるという(1)の解釈が採用される。この解釈は、R1'が、周辺から孤立した連続性のよいイベントという断層に普遍的に見られる特徴を有していることから支持される。

【R2について】

R1およびR1'の下方に、測線南端、深度約3500mから北傾斜で不連続ながらRP280, 深度6500mに至る反射面(R2面)が断続的に認められる。R1およびR1'とR2の間にはこれらとほぼ平行な短い反射面が多数認められる。これらについては後に検討する。

【R3, R4について】

RP570付近の地表から約45°南傾斜でRP370付近、深度3000mまで追跡できる反射面(R3)が認められる。この面は、R1'と交差する手前で消滅している。さらにRP600付近の地表から約40°南傾斜の反射面(R4)があるが、これは深度2500m付近でR3面に合流する。R3, R4とも深部まで比較的直線的なイベントとシャープな波形を示しており、典型的な断層面の特徴を有している。R3は和泉層群北部の泥岩中を走る田中断層(長谷川, 1985)に対応し、R4は測線東方において、田中断層と北側で平行する断層(Fig.1参照)と対応する。

【浅部におけるMTLについて】

Fig.4における表層直下の速度とFig.1に示された地層区分の対応関係を検討する。RP1からRP90までの沖積層では2.0から2.5km/sと緩やかに増加し、RP90からRP130までの土柱層はほぼ2.5km/sを示す。RP130以北の和泉層群においては、RP240までは2.5km/sから3.5km/sへと増加し、それより北では速度は安定し、3.5km/sから3.8km/sを示す。以上の結果を参考にしながら、MTL周辺の浅部の拡大深度断面(Fig.7)をみると、土柱層は北に緩く傾斜した比較的連続性のよい反射面群によって構成されており、反射面の間隔は短い。これに対して、和泉層群中の反射面と思われるものは連続性が不良で、かつその傾斜が頻繁に変わる。また、これらの間に、北に傾斜する細かいイベントがいくつも認められる。両者の境界は、北傾斜の短いイベントの配列によって構成され、RP130の地表から北傾斜でRP170, 深度600mに至っていると思われる。これをF1としてFig.6およびFig.7に示した。すなわち、土柱層が和泉層群の下にもぐり込むように存在している。和泉層群には、さらに、反射面の連続性を絶つ北傾斜のイベント配列が、RP160の地表からRP200, 深度600m程度まで追跡できる。これをF2とした。それ以北の和泉層群の内部構造については、極めて複雑な反射イベントが多数みられ、今後さらに検討を要する。RP90以南の地表近傍に存在する反射面のない領域は、沖積層であろう。

【和泉層群と領家カコウ岩の間の不整合】

和泉層群と領家カコウ岩の間の不整合は、地表調査の結果(Fig.1)やこれまでの研究によれば、測線北端の地表直下に位置し南に傾斜していることが予想されるが、反射断面上には対応する反射面は確認できない。また、深部における不整合面の位置を示唆する反射面や反射イベントも確認できない。

屈折法によるMTL浅部構造の解析

土柱層と和泉層群の地層境界、さらに活断層としての父尾断層近傍、すなわち、RP90~200の浅部においては、速度構造が水平方向に激しく変化していると考えられる。このような場所では、水平多層構造を仮定した通常の反射法の処理によって詳細な地質構造をとらえることは困難な場合がある。そこで、通常の反射法の解析ではほとんどがノイズとして消去されてしまう地震記録の初動走時を用いて、地下の速度構造の屈折法解析を試みた。

1. 解析方法

解析に使用したデータは反射法地震探査のために得られた地震記録の初動走時であり、全部で発震点数(226)×チャンネル数(120)個の初動走時があることになるが、ノイズの影響などにより初動走時が読み取れないところもあるため、解析に用いた走時はそのうち約9割位になる。

速度の決定には、測線が必ずしも直線性を維持していないことから、タイムタム法を用いた。中央構造線付近のより正確な速度構造を得るために、RP1~200の範囲について速度構造モデルを作成し、最も観測走時に近い理論走時が得られるまでモデルの修正を行って、最終的な速度構造モデルを

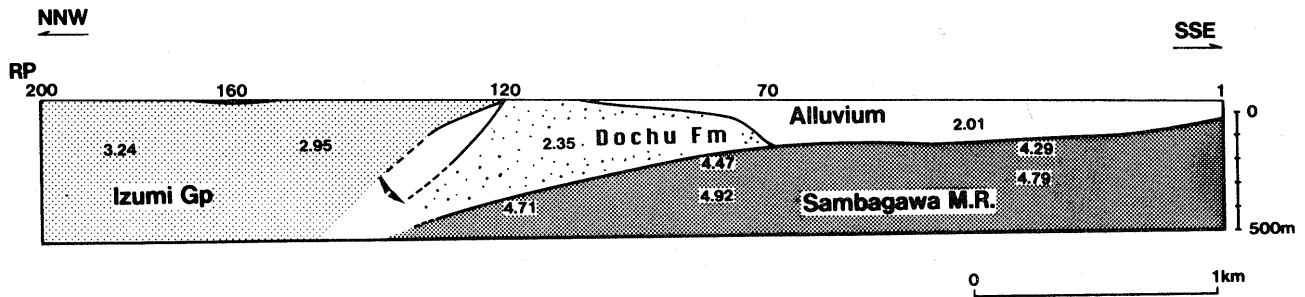


Fig. 8. Detailed shallow velocity structure of the southern part of the seismic line, based on refraction analysis. Figures denote P-wave velocity in km/sec. Arc with arrows indicates the probable range of the boundary between the Izumi group and the Dochu formation. No vertical exaggeration. This profile was derived by the wavefront simulation method (Sakai, 1992).

求めた。理論走時の計算には、波面伝播法（酒井，1992）を用いた。

2. 中央構造線付近の浅部速度構造モデル

Fig. 8にRP1からRP200までの詳細な速度解析結果とその速度に対応すると考えられる地層を示す。この速度構造図からいくつかの特徴を上げることができる。

(1) 三波川結晶片岩の速度は4.0 km/s以上で、RP70番位まではその上面の傾斜が非常に緩く、それより北側では傾斜角をやや増して北へ向かって徐々に深くなっている。しかし、その上面がどこまで続いているのかは、受振器の展開が120チャンネル、3 kmと短いため明らかにできない。また三波川結晶片岩の岩体においても埋没深度の増加に伴う速度の増加が解析の結果から期待されるが、これは封圧の増加によって三波川結晶片岩の速度がかなり増加するという実験結果からも支持されるものである（松澤ほか，1994）。

(2) 土柱層と和泉層群との境界は活断層 MTL（父尾断層）より相当南のRP120付近に存在していると考えられる。これは原記録でRP120付近で見かけ速度が変化していることから明らかである。RP120の南側と北側で速度が2.35 km/sから2.95 km/sへと増加する。このことは、RP130付近に至ってもなお深度5~6 mの第1層（0.405 km/s）の下には3.02 km/sの和泉層群が存在しているという屈折法による表層速度解析（伊藤，1993）とも調和的である。なお、境界断層の傾斜が北向きであることは確実であるが、その傾斜角に関しては受振器の展開が短いため特定することはできない。

(3) 父尾断層が通っていると考えられるところ（RP150~160付近）では初動走時は明瞭な遅れを示し、表層に速度の遅い堆積物が厚く分布していることがわかる。また父尾断層を挟んで速度は若干の上昇がみられるが地下深部での速度がどの程度変化しているかは初動の解析からだけでは判断できない。

重力探査による地下構造の推定

1. 目的と測定概要

反射法ならび屈折法地震探査で本測線下数 km 程度までの地質構造の概要は明らかになったが、当然のことながら未解明の点も残されている。重力探査においてはそれら

ち、主として、以下の3点を中心に地下構造に関する情報を得ることを目的とした。第1は、Fig. 6におけるR1とR1'が三波川変成岩類の上面であると解釈されることはすでに述べたが、両者の間における三波川変成岩類上面の位置である。第2は、和泉層群と傾家カコウ岩類のあいだの不整合最深部の深度である。第3に、MTL浅部構造に関する重力探査からの拘束条件である。

測定は、探査測線に沿ってRP1から始め、以下RPの下1桁が0か5の地点（約125 m間隔）で行った（総数131点）。建築物等により、測定が困難な箇所については、測定点をずらしている。

2. データ解析

測定データに、潮汐補正、ドリフト補正を行った後に、以下に示す補正を実行した。

(1) 地形補正

地形補正は、測定点から半径45 kmまでの範囲を、3通りに分けて行った。地形データは、①測定点~50 m：現地でのマッピングデータ ②50 m~1 km：2万5千分の1の地形図 ③1 km~45 km：国土地理院グリッドデータ並びに海上保安庁海図、を使用し、広島ほか（1978）による方法で地形補正値を計算した。観測点に近いほど、より高い精度が要求されるので、測定点~50 mの範囲の補正には0.1 m単位まで測定したデータを用いた。

(2) ブーゲ補正

測線付近の岩石の平均密度がブーゲ補正を行うために必要である。相関法に基づき測線各地点の異常値と地形変化との対応を検討した結果、地形の起伏との相関が最も小さいのは、岩石の平均密度が2.3~2.5 g/cm³のときであることが明らかとなった。次に、絶対重力から正規重力を引いた値と高度の関係を示すg-H関係図を用いて検討したところ、密度はおおよそ2.5 g/cm³であることがわかった。一方、探査測線周辺においてジオイド面より上にある岩石は圧倒的に和泉層群に属する砂岩泥岩互層である。和泉層群の砂岩泥岩互層の岩石試料における密度は、Ohno et al. (1989)によれば2.52 g/cm³である。以上のことを考慮し、全体としての平均密度を $\rho = 2.50 \text{ g/cm}^3$ とした。

得られたブーゲ異常を、測線南端RP1と北端RP621を結ぶ直線に投影することによって得られたものが、Fig. 9に実

線で示してある。この図における横軸に示された距離と、Fig. 3に示された仮想測線沿いの距離とはわずかに違うが全体の構造解析には影響ない。Fig. 9に示されているように、測線南部で強い正の異常がでている。RP120~130付近（距離約3km）において、急激に減少し、RP460付近（約10.2km付近）で最小になる。それより北側になると再び増加し始める。

3. 地下構造のモデル

(1) 構造モデル設定

一つの重力異常を与えるモデルは、幾何学的構造と密度の関係によって、無数に存在する。ここでは、地下が三波川変成岩類、和泉層群、領家カコウ岩類、土柱層という4種類の岩石類から構成されているものとして、幾何学的構造モデルを設定し、密度を変動させながらシミュレーションを実行する。

まず、重力探査の第1の目的に関して検討する。R1とR1'の間には両者をつなぐように多数の短いイベントがあり、大局的にみて三波川変成岩類の上面が両者をつなぐように位置していることは疑いない。そこで、問題を単純化し、R1が北側にどこまで追跡できるかということを検討する。幾何学的構造としては、次の2種類のモデルを設定した。1つは、三波川変成岩類、和泉層群、土柱層の3者会合位置が、R1が追跡され得る北端（RP210付近=5km）であるとした。これをA系と呼ぶ。もう1つは、会合位置がR1面の確実な北端（RP180付近=4.4km）となっている。これをB系と呼ぶ。

次に、第2の目的のために、三波川変成岩類、領家カコウ岩類、和泉層群の3者の会合点の深度を考える。和泉層群の向斜北翼に分布する地層の層厚を測線に沿って単純に加算するとおおよそ4km、探査地域北部で観察される不整合面の傾斜30~35°をそのまま南部に延長した場合、R1'との交点の深度は4kmとなる。一方、層厚数100mを越える砂勝ち砂岩泥岩互層（測線上ではRP280~RP340に分布、Fig. 1参照）が、層厚を変化させることなく向斜を形成していることに注目すれば、砂岩泥岩互層を主体とする中軸部の層厚は翼部に至ってもあまり変化していないと考えてもよい。測線に沿う中軸部の層厚はおおよそ2kmであるので、地表における向斜軸下少なくとも2kmは和泉層群が存在しているに違いない。また、深度5km以深とすると、R1'を不整合面とみなした時に生じたと同様な困難に陥る。そこで、会合点の深度を2km、3km、4kmとし、それぞれ01、02、03とした。こうして、A01~03、B01~03の6種類のモデルが作られた（Fig. 10）。

(2) モデル計算条件

東西方向に無限に平行に延びた構造を仮定した二次元モデルを設定し、閉じた多角形で幾何学的構造を与えるTalwaniの方法によって計算した。同方法による周辺での形状効果を影響を無視できるほど小さくするために、探査範囲よりさらに南北とも10km三波川変成岩類および領家カコウ岩の分布域をそれぞれ拡張したが、これは地質学的に見ても妥当である。深度は、R1'が確実に追跡できる5.6kmとした。

密度については、土柱層は礫岩層を主体とするために、全

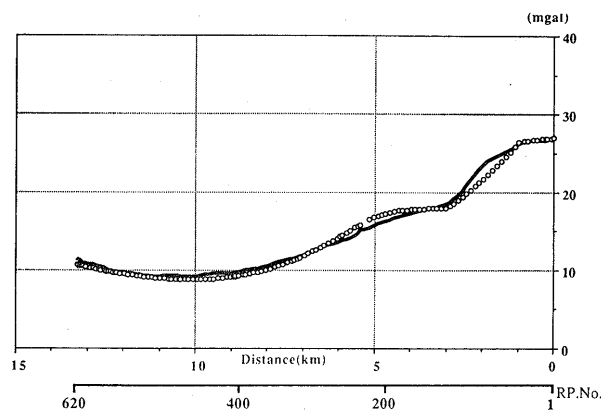


Fig. 9. Well-fit model (A02-No.13; open circles) compared with observed Bouguer anomalies (solid line). Horizontal axis indicates the distance from RPI.

体の密度を推定するのが難しい。そこで、4で述べたようにP波速度が2.35 km/sであるということを活用し、堆積岩における密度と弾性波速度のについてのLudwig et al. (1970)の図を用いて、2.3 g/cm³とした。和泉層群については、前述の理由により2.5 g/cm³と固定した。そのうえで、領家カコウ岩類と三波川変成岩類の密度を合理的な範囲内で変動させ、まず、Fig. 9のブーゲ異常の最高値と最低値の差に概ね一致する岩石密度範囲を求めた。その結果、領家カコウ岩類は、2.57~2.65 g/cm³、三波川変成岩類は2.65~2.73 g/cm³の範囲となった。和泉層群の密度は、Ohno et al. (1989)と比較しても合理的である。三波川変成岩類は、主として、密度2.9~3.0 g/cm³の塩基性片岩、およそ2.7 g/cm³の珪質片岩、2.5~2.6 g/cm³の泥質片岩により構成されている。三波川変成岩類全体の密度が一見小さすぎるように見えるが、測線南端から17 km東の鴨島で得られた深度1200 mのボーリングデータ（45EAYS-1）によれば、塩基性片岩が全体に占める割合は60%以下であり（通商産業省、1971）、塩基性片岩と呼ばれるものでも、泥質片岩と薄互層になっている場合がしばしばである。したがって、三波川変成岩類総体としての密度の変動幅を上記のように想定するのは妥当である。こうして、Table 2に示されているように1つの構造モデルに対してNo. 1からNo. 25までの25の密度条件が用意された。

4. 最適モデル

A系モデルの場合は、A01に対しては密度条件No. 25、A02に対してはNo. 13、A03に対してはNo. 8、B系モデルの場合はB01に対してはNo. 25、B02に対してはNo. 13、B03に対してはNo. 8、というように相当広い範囲の条件で観測値とほぼ一致する。これらのなかで最もよく適合するモデルが「A02-密度条件No. 13」（Fig. 9の白丸）であることから、(1)三波川変成岩類、和泉層群、土柱層の3者会合位置は、R1が追跡され得る北端（RP210付近=5 km）であること、(2)三波川変成岩類、領家カコウ岩類、和泉層群の3者の会合点、すなわち、不整合の最深部の深度は3 kmである、ということが得られる。しかし、詳細を検討すると、1~4 km（RP40~160）近傍の計算値プロファイルは観測値プロファイルと

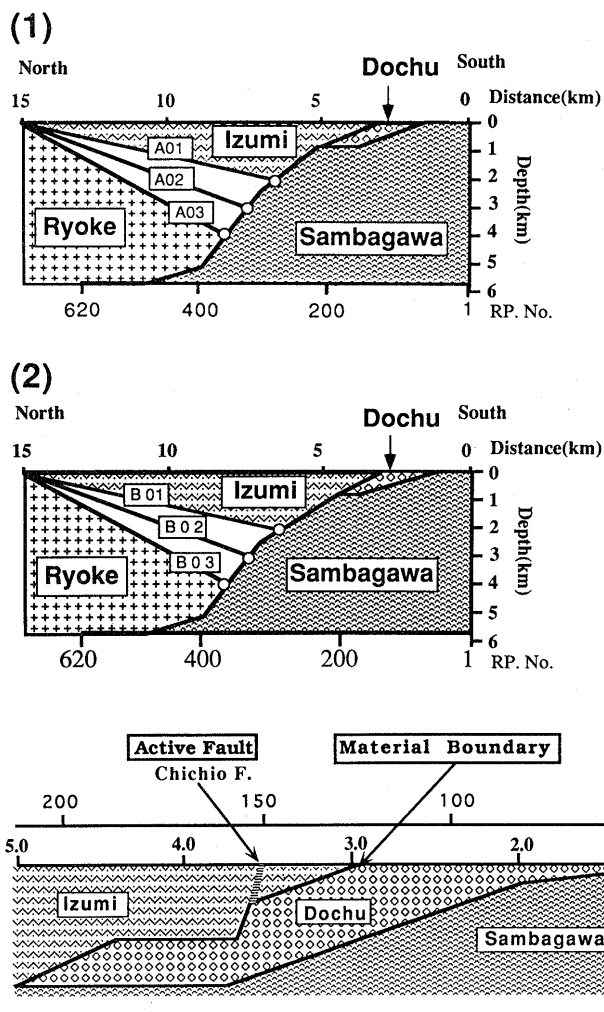


Fig. 11. Modification of well-fit model (A02).

は十分には一致しない。そこで、同所近傍の構造を地表においてはほぼ垂直な父尾断層 (RP150) の存在を考慮しながら、「A02-密度条件 No. 13」をより現実的に修正しつつシミュレーションを改めて実行した。その結果、土柱層の上にある和泉層群の底面を Fig. 11 のように父尾断層が変位させている構造モデルの方がより観測値プロファイルに近いことが明らかとなった (Fig. 12)。

総合解釈

1. 主要反射面の地質学的実体

反射法地震探査によって得られた反射面や反射イベントについて、屈折法探査、重力探査に加えて MT 法による電気伝導度探査などを踏まえつつ、検討する。MT 法については、すでに、後藤ほか (1993a) が詳しく報告しているので、結果のみを Fig. 13 に示した。同図において、電気伝導度が $10 \Omega \text{ m}$ と最も良好な領域は三波川変成岩類、 $200 \Omega \text{ m}$ は和泉層群、 $1 \text{ k}\Omega \text{ m}$ は領家カコウ岩類に対応すると考えられている。

(1) R1-R1' について

R1 および R1' が三波川変成岩類の上面であることはすでに述べた。このことは、 $10 \Omega \text{ m}$ の電気伝導度を示す領域 (三波川変成岩類に対応) の上面の位置が地表における物質境界

Fig. 10. Geometrical model. (1) A-series : Junction of Dochu formation, Izumi group, and Sambagawa metamorphic rocks is under RP200 (distance=5km). (2) B-series : Junction of the same units under RP170 (distance =4.5 km). In each series, three cases (01, 02 and 03) are proposed based on the depth (2.0, 3.0, and 4.0 km, respectively) of the conjunction of the Izumi group, Sambagawa metamorphic rocks, and Ryoke granitic rocks.

Table 2. Density conditions for the simulations

Case No.	Density g/cm^3	
	RYOKE	SAMBAGAWA
1	2.57	2.65
2	2.59	2.65
3	2.61	2.65
4	2.63	2.65
5	2.65	2.65
6	2.57	2.67
7	2.59	2.67
8	2.61	2.67
9	2.63	2.67
10	2.65	2.67
11	2.57	2.69
12	2.59	2.69
13	2.61	2.69
14	2.63	2.69
15	2.65	2.69
16	2.57	2.71
17	2.59	2.71
18	2.61	2.71
19	2.63	2.71
20	2.65	2.71
21	2.57	2.73
22	2.59	2.73
23	2.61	2.73
24	2.63	2.73
25	2.65	2.73

[Izumi Gr 2.50g/cm^3]
[Dochu Fm 2.30g/cm^3]

MTL 付近から北に傾斜している (Fig. 13) ことによっても支持される。

さらに詳しく検討すると、第 1 に、R1 に対応する三波川変成岩類と土柱層の間の不整合面は、重力探査で A02 が最適モデルとなったことにより、RP210 付近まで延長され、そこで断層によって切断される。これより以北では、三波川変成岩類の上面、すなわち、和泉層群あるいは領家カコウ岩類との境界は、断層関係となる。松澤ほか (1994) が行った封圧 $0 \sim 1.6 \text{ kbar}$ 下での音響インピーダンス測定によれば、土柱層/三波川変成岩類の不整合面としての R1 においては、両者の間の音響インピーダンス比が大きいため、高い反射係数が期待される。しかし、和泉層群/三波川変成岩類という断層関係にはいると音響インピーダンス比が急激に低下する。RP 180 以北で三波川変成岩類の上面に対応する反射面が不鮮明になるのは当然といえる。一方、三波川変成岩類は封圧上昇とともに片理面にそう空隙が減少するため速度が増加する。このため三波川変成岩類と和泉層群あるいは領家カコウ岩類との間の反射係数は封圧上昇とともに高くなり、RP270 以降、再び、R1' として確認されるのであろう。

第 2 に、一方、R1' の方からみると、RP270 以南、深度 2000 m 以浅で R1' に対応する断層はいくつもの断層に枝分

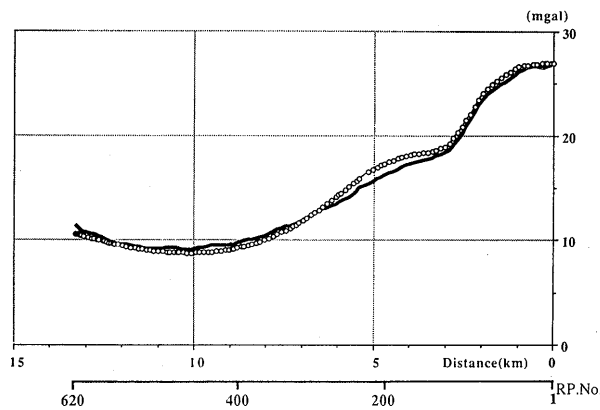


Fig. 12. Bouguer anomalies (open circles) for the modified well-fit model (Fig. 12). Solid line indicates the observed Bouguer anomalies.

れ (splaying) して、地表に到達している可能性がある。R1 と R1' の間の短い反射面群、および F1, F2 とそれらと平行する北傾斜のイベントはそれら枝分れした断層群に対応している可能性がある。こうした枝分れが、R1 と R1' の関係が明確に示されない理由の1つになっているかも知れない。この枝分れ断層群の存在は、3で述べた表層直下の屈折波速度の低下によっても支持される。すなわち、RP130 から RP240 までの和泉層群の P 波速度は 2.5 km/s から 3.5 km/s であり、RP240 以北の和泉層群がほぼ安定して 3.5 km/s を示していることに比して有意に小さい (Fig. 4)。さらに、この浅所における枝分れ断層群は地層中に多数の破断面を形成させるため、この区間下の和泉層群全体の密度を下げる効果をもたらすことが予想される。和泉層群の密度をすべて一様としたこれまでのシミュレーションでは、距離 3 km ~ 6.5 km (RP130 ~ RP280) は観測値より計算値の方が大きかった (Fig. 12)。そこで枝分れ断層群の存在する和泉層群を低密度域 (Fig. 14) にして、和泉層群の密度を 0.05 g/cm³ 下げる、すなわち、2.45 g/cm³ として、改めて計算し直すと、観測値と計算値をいっそう近付けることができ、重力的には最適のモデルを得る (Fig. 15)。この結果は、先に述べた枝分れ断層群に伴う低密度域の存在を支持する。

第3に、R1 と R1' の間を明確に判定にするデータが得られていないことに関しては、探査におけるデータ取得上の問題も指摘しておく必要がある。すなわち、RP1 から RP170 までは探査測線は比較的よい直線性を示すが、まず、RP170 近傍で、さらに RP230 付近でも屈曲する (Fig. 3)。このため、RP180 から RP250 までの間では共通反射点が空間的に拡がり、全測線のなかで最も共通反射点の集中配列の悪い区間になっている (伊藤, 1993)。さらに、曾江谷川河川敷の低ノイズ地域を通過して来た測線は、RP180 付近からは交通量の多い国道 193 号線上を走る。これら 2 つの悪条件が RP180

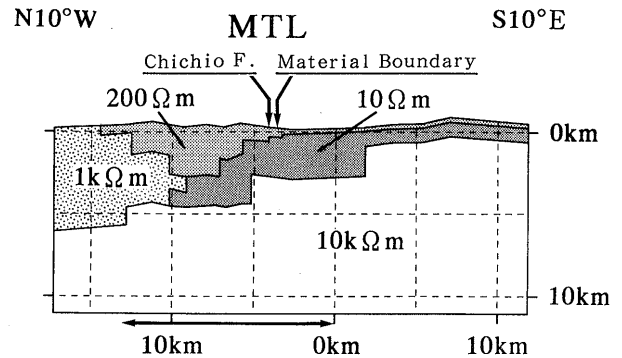


Fig. 13. Resistivity structure determined from MT measurements. Solid line with arrows at bottom indicates the position of the seismic reflection profile.

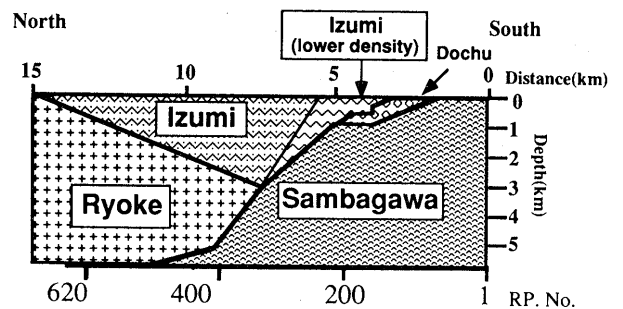


Fig. 14. Model considering that the Izumi group has the splaying zone of the lower density portion.

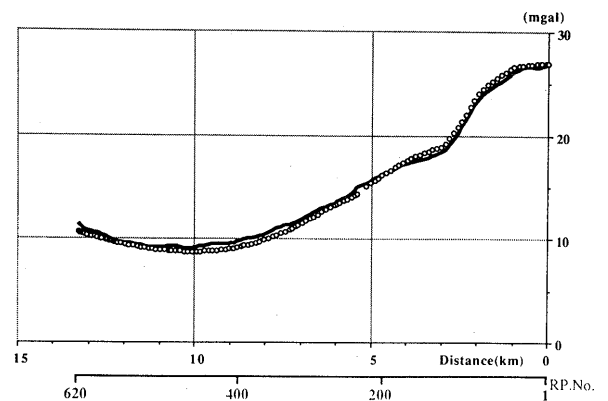


Fig. 15. Bouguer anomalies for the model of Fig. 15 in case that the the lower density portion of the Izumi group is 2.45 g/cm³.

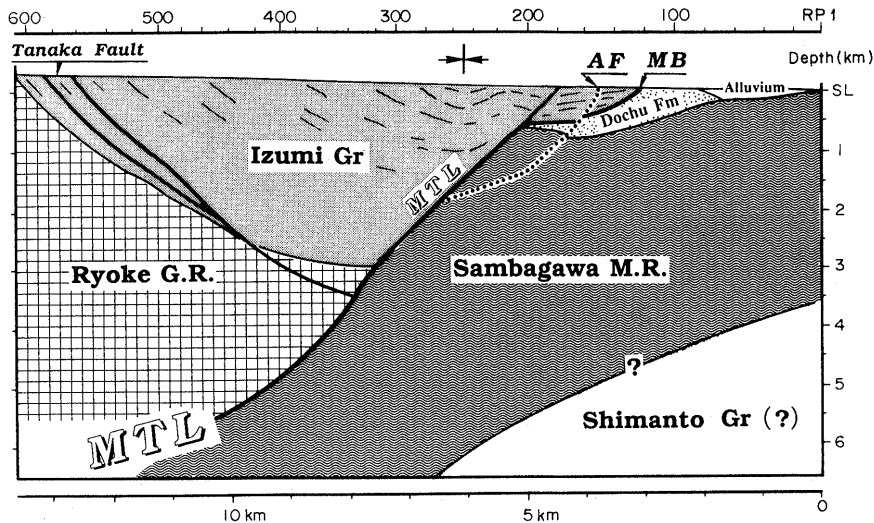


Fig. 16. Interpretation of the subsurface structure of MTL suggesting that the active fault MTL splays off the material boundary MTL.

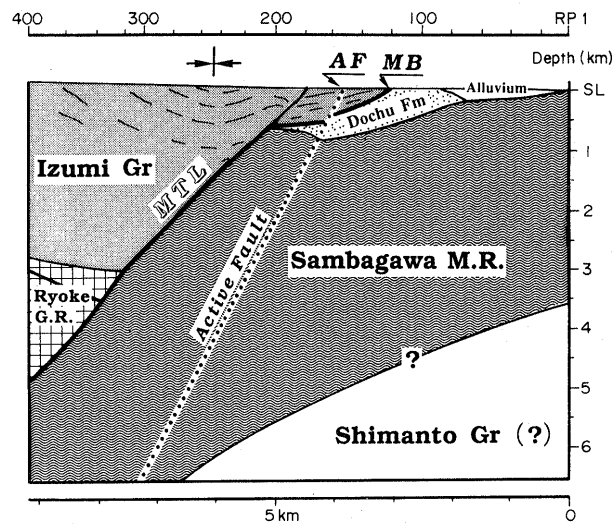


Fig. 17. Interpretation of the subsurface structure of MTL proposing that the active fault MTL is formed independently on the material boundary MTL.

から RP250 付近までの記録の質を下げ、R1 と R1' の接続関係の判定を困難にしている。

(2) F1 について

F1 が土柱層/和泉層群の境界であろうということは、すでに示したが、屈折法解析でも同様な結果が得られている (Fig. 8)。したがって、F1 が、土柱層/和泉層群の境界であり、それが北に約 30° 傾斜しているとみなされる。この境界は重力解析からみると活断層 MTL (父尾断層) によって切断されている可能性が高い (Fig. 11)。活断層 MTL (父尾断層) より南側の境界が断層なのか、地入り境界なのか、あるいは断層が地入りに移化したものなのかは、この探査だけでは依然として判断できない。

(3) R2 について

R1-R1' と R2 の間には両者に平行な反射面がかなり認められるが、R2 より下にはない。このことは、R2 が物質境界であることを示唆している。MT 法による最適モデル (Fig. 13) を考慮すると、三波川変成岩類 (10 Ωm) の下面に対応

する可能性も検討されてよい。

(4) R3, R4 について

R3, R4 が田中断層およびそれと平行する断層に対応しているであろうことは、地表地質調査の結果から、すでに指摘した。ここでは、R3, R4 の反射面が、和泉層群中の岩質境界と対応する可能性がないかどうか、検討する。タイムタム法による表層直下第 2 層の P 波速度は、田中断層周辺の非破砕部の砂岩泥岩互層が 3.5 km/s 以上、泥岩層が 3.2 km/s 以上の P 波速度であるのに対して、田中断層破砕帯の直上で断層破砕帯の P 波速度を測定した結果、約 2.7 km/s である (伊藤, 1993)。すなわち、和泉層群砂岩泥岩互層と泥岩層との P 波速度差は 0.3 km/s 程度であるのに対して、田中断層の破砕帯は泥岩非破砕部と比較して、0.7 km/s 程度の速度低下がある。さらに、田中断層ならびに平行する断層に沿って、中期中新世の流紋岩が貫入している。これらのことを考慮すれば、R3, R4 が田中断層およびそれと平行する断層であるという、先の推定は妥当である。

2. 地下構造

以上の探査結果を踏まえて、物質境界 MTL と活断層 MTL に焦点をあてつつ、探査地域の地下構造の解釈を試みる (Fig. 16, Fig. 17).

まず、物質境界 MTL は、三波川変成岩類と領家カコウ岩類もしくは和泉層群との境界断層であるので、地下においては R1' に相当する。R1' が深度 2000 m 以浅でどこに接続するかは、重力解析結果の最適モデル (Fig. 14) を活用して推定した。重力解析結果は、R1 と R1' をつなぐ反射面群 (Fig. 6) のうち最上部のものが、三波川変成岩類上面に対応していることを示唆している。さらに、浅所の物質境界 MTL については、F1 が本質的に断層であるとすれば、F1 に接続する。こうして物質境界 MTL は深度 5 km 程度までは北に 30~40° 傾斜しているといえよう。浅部は紀伊半島西部のプロファイル (吉川ほか, 1987) とよく符合する。なお、表層付近においては、父尾断層 (活断層 MTL) 以南の F1 はすべて地回りという見解もある (長谷川, 1992)。物質境界 MTL は、多数の枝分れ断層を随伴している可能性が高い。F2 もその 1 つの断層に対応するものであろう。Fig. 16 には、これらの枝分れ断層も示しておいた。

次いで、活断層 MTL は、地表において高角の断層面を持つ父尾断層であり、RP150 付近を通過する。この父尾断層が地下にどう続くかについては、可能性としては大きくいて 2 つある。第 1 は、R1' から分岐した断層が地表近傍で高角化したものが活断層としての MTL であるという考えである (Fig. 16)。第 2 は、RP150 の地表から R1 の先端を切りおよそ 70° 北傾斜で三波川変成岩類を切断する (Fig. 17)。この場合、活断層 MTL は、北傾斜の物質境界 MTL とは少なくとも探査深度内では独立に存在していることになる。現在のところ、こうした高角断層の存在を積極的に支持する探査結果は出ていないが、今後、第 2 の可能性も含めてより詳細な探査が期待される。なお、屈折法による解析によれば、RP150~160 付近の地表近傍に低速度の物質がある (Fig. 8)。これは、活断層上で岩盤が洗掘され河川堆積物が堆積しているためであろう。

一方、田中断層は、南傾斜 45° 程度であり、物質境界 MTL の back thrust として阿讃山脈の隆起に寄与している。和泉層群基底の不整合面が反射面として確認できないのは、カコウ岩上面が混成不整合をなしており、明瞭な音響インピーダンスコントラストを有する面が存在しないからであろう。したがって、和泉層群基底の不整合最深部の深度は、重力探査の結果をもとにして 3 km とした。このことは、Fig. 16 に示される和泉層群の地下分布断面が、200 Ωm の電気伝導度を示す和泉層群の領域 (Fig. 13) とほぼ一致していることによっても支持されている。

最後に、R2 が三波川変成岩類の下面であるとする、当然、その下位には、どのような地質体が存在するか、という問題が浮かびあがる。紀伊半島中央部において三波川変成岩類が直接、四万十層群の上に低角断層を介して重なっている (栗本, 1982; 磯崎・丸山, 1991, など) ことを考慮すると、R2 の下位には四万十層群が位置している可能性が高い。

おわりに

本研究の結果は、いくつか重要な課題を我々に提起している。第 1 に、紀伊半島西部、別府湾、松山に続いて、四国東部でも、物質境界 MTL は北に緩く傾斜していることが明らかになった。MTL は深部まで垂直として立てられてきたこれまでの数多くの議論は根本的に再検討されねばならないだろう。色々なセンスを示す運動史をもつ中央構造線が、このような地下構造をどのようにして作り上げてきたのか、新しい構造地質学的研究の進展が求められる。第 2 に、活断層 MTL と物質境界 MTL の関係を早急に明らかにする必要性が生じている。高分解能の反射法探査などが試みられなければならない。

最後に、指摘したいことがある。従来、日本における陸上反射法地震探査は、変化にとんだ地形と人工的ノイズの多さのために困難であるとの諦観が支配的であった。確かに、平坦な地形上にはほぼ直線的な測線を展開でき、しかも人工的ノイズのほとんどない大陸地域に比べれば、探査条件は明らかに不利である。しかし、本研究は、日本においても適切な探査条件を設定すれば、地下構造の解明への重要な情報を得ることが可能であることを示している。今後、反射法地震探査を軸にした総合的な物理探査の展開とその地質学的解釈の前進によって日本の地下構造解明作業が進捗することを切望する。

謝辞 本研究は、1991-1992 年度 (平成 3-4 年度) 文部省科学研究費補助金 (一般研究 A=課題番号 03402017, 代表: 伊藤谷生) によって行われた。また、なお、測線測量は、1990 年度 (平成 2 年度) 文部省科学研究費補助金 (一般研究 B=課題番号 02452065, 代表: 伊藤谷生) によって用意されたトータルステーションを用いて実施された。

本研究が首尾よく実施できたのは、地元住民の方々、以下に記す関係諸機関、諸方面のご理解とご援助があったからである。徳島県、徳島県脇町、徳島県脇町土木事務所、徳島県脇町警察署、香川県、香川県長尾町、香川県長尾町土木事務所、香川県長尾警察署、徳島県庁記者クラブ、さらに宿舎を提供された脇町のビジネスホテル・マツカ、これらの関係者の方々に謝意を表す。

本研究の中心である反射法地震探査および同データ処理は株式会社地球科学総合研究所によって行われた。重力探査においては株式会社地球科学総合研究所の、そして測線測量においては株式会社ソフトウェアサイエンスの御支援をいただいた。封圧下における岩石試料の弾性波速度測定に際しては、石油資源開発株式会社技術研究所反町美与志氏ならびに、工業技術院地質調査所西澤 修博士のご指導・ご援助を受けた。以上の機関および関係の方々に深く感謝するものである。

最後に、反射法地震探査においては 4 つの大学の学生・大学院生諸君の力強い協力があってはじめて可能となった。以下に全員の名前 (所属は当時) を記して感謝の意を表す。

千葉大学: 小林成能, 三浦誠一, 網敷俊志, 荒井良祐, 渡辺

弘樹, 福田修一, 高橋成美, 永井 隆, 金沢 淳, 村岡明子, 山口 孝, 飯田俊彦, 津久井朗太, 鈴木裕一, 齋藤裕子, 徳間伸介, 林 衛, 酒井寿美子

愛媛大学: 大西秀夫, 小泉友美, 小池芳広, 北尾秀夫, 川本康司

香川大学: 水沼佳子, 浅野哲也, 猪原三義, 筒井 謙, 都築幸夫

神戸大学: 柏原功治

文 献

- 阿子島功・須鎗和巳, 1989, 中央構造線吉野川地溝の形成過程. 地球科学, 43, 428-442.
- 坂東祐司・橋本寿夫, 1984, 阿讃山地における和泉層群産アンモナイトとその生層序. 香川大教育研報, ② 34, 11-39.
- 地質調査所, 1993, 中央構造線活断層系(四国地域)ストリップマップ, 1: 25,000. 構造図 8, 地質調査所.
- 後藤忠徳・山口 覚・宝谷博之・伊勢崎修弘・安川克巳, 1993a, 中央構造線(四国東部)の電気伝導度構造. Conductivity Anomaly 研究会 1993 年論文集(CA グループ編), 31-37.
- 後藤忠徳・山口 覚・伊勢崎修弘・宝谷博之・安川克巳, 1993b, 四国東部中央構造線地下構造の総合物理探査(その4) 地下電気伝導度構造. 地球惑星科学関連学会 1993 年合同大会予稿集, 175.
- 長谷川修一, 1985, 東部讃岐山脈北麓における第四紀前期断層. 日本地質学会第 92 年学術大会演旨, 472.
- 長谷川修一, 1992a, 讃岐山脈南麓における中央構造線沿いの大規模岩盤すべりと第四紀断層運動. 地質学論集, no. 40, 143-170.
- 長谷川修一, 1992b, 中央構造線沿いの大規模岩盤すべりと第四紀断層運動. 学位論文(東京大学), 219p.
- 長谷川修一・伊藤谷生・石田啓祐・村田明広・竹下 徹・前田卓哉・井川 猛・足立幾久, 1993, 反射法地震探査で明らかになった讃岐山脈北麓の田中斷層. 日本地質学会第 100 年学術大会演旨, 733.
- 広島俊男・須田芳朗・丹治耕吉, 1978, グラフィクスディスプレイ装置を用いた重力周辺地形補正の計算について. 物理探査, 31, 313-323.
- 市川健士・太田陽一・熊井 基・内田真人, 1987, 改良タイムタイム法を用いた会話型静補正処理システム. 物理探査学会第 77 回(昭和 62 年度秋季)学術講演会論文集, 129-133.
- 井川 猛, 1994, 地下構造の探査—反射法地震探査と VSP (VERTICAL SEISMIC PROFILING). 地震, 47, 103-112.
- 磯崎行雄・丸山茂徳, 1991, 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分. 地学雑, 100, 697-761.
- 伊藤谷生, 1993, 平成 3-4 年度文部省科学研究費一般研究 A「反射法による中央構造線の 3 次元的形態解析と周辺の地下構造探査」(課題番号 03402017) 研究成果報告書
- 伊藤谷生・四国中央構造線探査グループ, 1993, 四国東部, 中央構造線地下構造の総合物理探査. 日本地質学会第 100 年学術大会演旨, 732.
- 伊藤谷生・伊勢崎修弘・平田 直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・石田啓祐・村田明広・木村 学・竹下 徹・山北 聡・山口 覚・長谷川修一・奥池司郎・前田卓哉・山口和雄・井川 猛・足立幾久, 1993, 四国東部, 中央構造線地下構造の総合物理探査(その 1) 反射法地震探査. 地球惑星科学関連学会 1993 年合同大会予稿集, 168.
- 香川県・徳島県, 1977, 阿讃山地開発地域土地分類基本調査「脇町」表層地質図等 8 図及び説明書.
- 栗本史雄, 1982, 和歌山県高野山南西方のいわゆる秩父系—上部白亜系花園層—. 地質雑, 88, 901-914.
- Ludwig, W. J., Nafe, J. E. and Drake, C. L., 1970, Seismic refraction. In Maxwell, A. E., A. E. ed., *The sea*, vol. 4, Part 1, Wiley-Interscience, 53-84.
- 前田卓哉・伊藤谷生・井川 猛・足立幾久, 1993, 四国東部, 中央構造線地下構造の総合物理探査(その 2) 波面法による中央構造線付近の浅部速度構造. 地球惑星科学関連学会 1993 年合同大会予稿集, 174.
- 松澤進一・伊藤谷生・西澤 修・井川 猛, 1994, 岩石試料のインピーダンス実測値を用いた四国東部・中央構造線地下構造プロフィールの解釈. 日本地震学会講演予稿集, no. 2, 381.
- 水野清秀, 1987, 四国及び淡路島の中央構造線沿いに分布する鮮新—更新統について(予報). 地質調査所月報, 38, 171-190.
- Morozumi, Y., 1985, Late Cretaceous (Campanian and Maastrichtian) ammonites from Awaji island, Southwest Japan. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*, 39, 1-58.
- Ohno, I., Takaichi, K., Endo, Y., Goto, R., Takahashi, A., Ishii, M., Okada, S., Saiki, Y., Ohtani, E. and Kato, M., 1989, Gravity survey in Northwestern Shikoku, Japan, and subsurface structure of the Median Tectonic Line. *Jour. Phys. Earth*, 37, 385-400.
- 岡田篤正, 1970, 吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度. 地理評, 43, 1-21.
- 岡田篤正, 1973, 中央構造線の第四紀断層運動について. 杉山隆二編「中央構造線」, 東海大学出版会, 49-86.
- 酒井慎一, 1992, 2 次元および 3 次元速度構造における地震波走時の新しい計算法(波面伝播法), 東京大学学位論文.
- 須鎗和巳, 1973, 阿讃山脈の和泉層群の岩相区分と対比. 東北大学理科報告(地質学), 特別号, no. 6, 489-495.
- 須鎗和巳・阿子島功, 1978, 四国島の中央構造線の諸問題(その 3) —吉野川流域のネオテクトニクスの再検討—. 徳島大教養紀要(自然科学), 11, 51-69.
- 須鎗和巳・阿子島功, 1990, 阿讃山地南麓・北麓の鮮新—更新統. 徳島大教養紀要(自然科学), 23, 21-31.
- 高橋通浩・伊勢崎修弘・平田 直・高橋成美・鈴木雅也・伊藤谷生・浅沼俊夫・宮内崇裕・奥池司郎・前田卓哉・井川 猛・熊井 基・足立幾久, 1993, 四国東部, 中央構造線地下構造の総合物理探査(その 3) 重力探査. 地球惑星科学関連学会 1993 年合同大会予稿集, 174.
- 通商産業省, 1971, 昭和 45 年度広域調査報告書「吉野川地域」.
- 山崎哲司, 1990, 四国・淡路島西部の和泉層群の放散虫群集. 地質雑, 93, 403-417.
- 吉川宗治・岩崎好規・井川 猛・黒田 徹・横田 裕, 1987, 紀伊半島西部地域における中央構造線の反射波構造(第 2 報). 地震学会講演予稿集, no. 2, 161.
- 吉川宗治・岩崎好規・井川 猛・横田 裕, 1992, 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造. 地質学論集, no. 40, 177-186.
- 由佐悠紀・竹村恵二・北岡豪一・神山孝吉・堀江正治・中川一郎・小林芳正・久保寺章・須藤靖明・井川 猛・浅田正陽, 1992, 反射法地震探査と重力測定による別府湾の地下構造. 地震, 45, 199-212.

(要旨)

伊藤谷生・井川 猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田 直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・高橋道浩・松澤進一・鈴木雅也・石田啓祐・奥池司郎・木村 学・國友孝洋・後藤忠徳・澤田臣啓・竹下 徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓哉・村田明広・山北 聡・山口和雄・山口 覚, 1996, 四国中央構造線地下構造の総合物理探査. 地質雑, 102, 346-360. (Ito, T., Ikawa, T., Adachi, I., Isezaki, N., Hirata, N., Asanuma, T., Miyauchi, T., Matsumoto, M., Takahashi, M., Matsuzawa, S., Suzuki, M., Ishida, K., Okuike, S., Kimura, G., Kunitomo, T., Goto, T., Sawada, S., Takeshita, T., Nakaya, H., Hasegawa, S., Maeda, T., Murata, A., Yamakita, S., Yamaguchi, K. and Yamaguchi, S., 1996, Geophysical exploration of the subsurface structure of the Median Tectonic Line, east Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 102, 346-360.)

中央構造線は、総延長1,000 kmに達し、しかも高圧型三波川変成岩類と高温型領家変成岩類を含む領家帯を接触させる大断層である。しかし、その地下構造に関しては、ほとんど知られていなかった。例えば、断層面の傾斜にしても、その直線的な地表トレースから漠然と地下深部に至るまで垂直であると信じられていたに過ぎない。1980年代半ば以降、反射法地震探査をはじめとする物理探査によって、中央構造線が北に緩く傾斜しているのではないか、ということが強く示唆されるようになった。このことを確認するために、四国東部において、反射法地震探査を軸に、屈折法、重力、MT法を用いて総合的物理探査を実施したところ、物質境界としての中央構造線は地下数 km に至るまで北に30~40°傾斜していることが確認された。