

東濃地震科学研究所報告

Seq. No.5

屏風山断層調査研究委員会報告書



2000年3月

財団法人 地震予知総合研究振興会



屏風山断層（右側断層崖）と恵那盆地（恵那県事務所より北東をみる）

屏風山断層調査研究委員会名簿

氏名	専門	所属・職	備考
青木 治三	地震学	東濃地震科学研究所所長	委員長
植原 茂次	土木工学	地震予知総合研究振興会 副主席主任研究員	
橋本 好一	地質学	地震予知総合研究振興会理事	
大久保慎人	地球物理	東濃地震科学研究所研究員	
田中 俊行	地球物理	東濃地震科学研究所研究員	
池田 隆司	地質学	国立防災技術研究所 地殻力学研究室室長	
足立 守	地質学	名古屋大学大学院理学研究科 教授	
山崎 文人	地震学	名古屋大学大学院理学研究科 助手	
佐々木嘉三	地球物理	岐阜大学教育学部教授	

目 次

はじめに	1
第1章 岐阜県東濃地域の地下構造	3
1-1 沈み込んだフィリピン海プレートの形状	3
1-2 中部地方の地殻および上部マントルの構造	3
1-3 中部地方南部の重力異常	5
第2章 東濃地域の地形・活断層・地質	11
2-1 東濃地域の地形	11
2-2 東濃地域の活断層	12
2-3 東濃地域の地質	15
第3章 弾性波構造調査	19
3-1 調査測線の選定	19
3-2 測線沿いの地形・地質	20
3-3 地表地質調査による活断層調査	23
第4章 現地調査概要	29
4-1 調査日程・規模	29
4-2 調査内容	29
4-3 測定作業仕様	33
第5章 反射法データ処理	35
5-1 反射データ処理方法	35
5-2 データ処理概要	37
5-3 浅部反射法データ処理	41
5-4 深部反射法データ処理	65
第6章 データ解析	75
6-1 データ解析の概要	75
6-2 浅部反射法	75
6-3 深部反射法	77
6-4 P波屈折法解析	79
6-5 3成分データ解析	90

第7章 屏風山断層の屈折波地震探査	97
7-1 過去の研究について	97
7-2 屏風山断層パイプロサイス屈折法地震探査	98
第8章 屏風山断層の重力調査	111
8-1 重力測定	111
8-2 重力異常図	112
8-3 データ解析	112
第9章 総合考察	125
9-1 浅部反射法南部	125
9-2 浅部反射法北部	125
9-3 深部反射法	126
9-4 屈折法データ	127
9-5 屏風山断層の地学的意義	127

はじめに

岐阜県の南東側に延びた部分が東濃地域である。中部地方の活断層と県境をFig.1に示した。長方形内部の白丸が恵那市、黒丸が瑞浪市、このあたりが東濃の中央部である。東側は活断層やリニアメントの密集域である。もし図中太線で示した活断層（阿寺断層と屏風山断層）が動けば東濃に大きな被害が発生するだろう。屏風山断層は長野県境から恵那市、瑞浪市、土岐市の南部を通り東濃地域を横断する。口絵写真でわかるように屏風山断層の地形は見事な断層崖の連続であるが、その活動度を疑問視する見解は少なくない。「新編日本の活断層」に記載されている屏風山断層は、南西部の猿投山北断層まで入れれば長さ70km、M8級地震発生の可能性のある長大な活断層であるが、活断層詳細GISマップ（中田・隈元，1999）ではその中央部の活動は停止とされている。歴史的にみても内陸型地震発生についての確かな記録はない。阿寺断層については数多くのトレンチ調査が実施され、少なくとも中央部は1700年程度の繰り返し間隔が報告されている。しかし東濃地域の地震活動は、阿寺断層を含め、少なくとも現在は、静穏そのものである。微小地震地震についても空白域である。

一方、東海沿岸部にはフィリピン海プレートが沈み込み、巨大地震の巣になっている。したがって中部地方南部は地震多発域であっても不思議ではないのに現実には内陸地震が少ない。その謎を解くことで内陸地震の解明に一つの手掛かりが掴めるかも知れない。その意味において阿寺断層や屏風山断層の研究は重要である。

まず、これら活断層の深部構造の解明から着手することにした。調査対象としては阿寺断層も重要であるが、山岳地域で調査が容易ではない。断層にともなう破碎帯の幅は広く、周辺の活断層との関連も複雑である。未知数が多すぎるので、その前段階として阿寺断層に共役な屏風山断層の深部構造を調査することにした。

本報告書は調査結果の報告であって、論文というよりは屏風山断層研究のための基礎データ、すなわちパイプロサイスによる屈折波、反射波の記録および関連する資料の紹介である。

現在、地質調査、重力異常調査、地震活動、地殻変動等を勘案した総合的な解析を継続中であるが、データ公開の意味もあって、データを主体とした報告書を出版することとした。

今回の調査にあたり岐阜県庁をはじめ、瑞浪市、恵那市、山岡町、明智町等、地元の方々には一方ならぬご協力を頂いた。ここに厚く御礼申しあげる次第である。

2000年3月

屏風山断層調査研究委員会委員長 青木治三

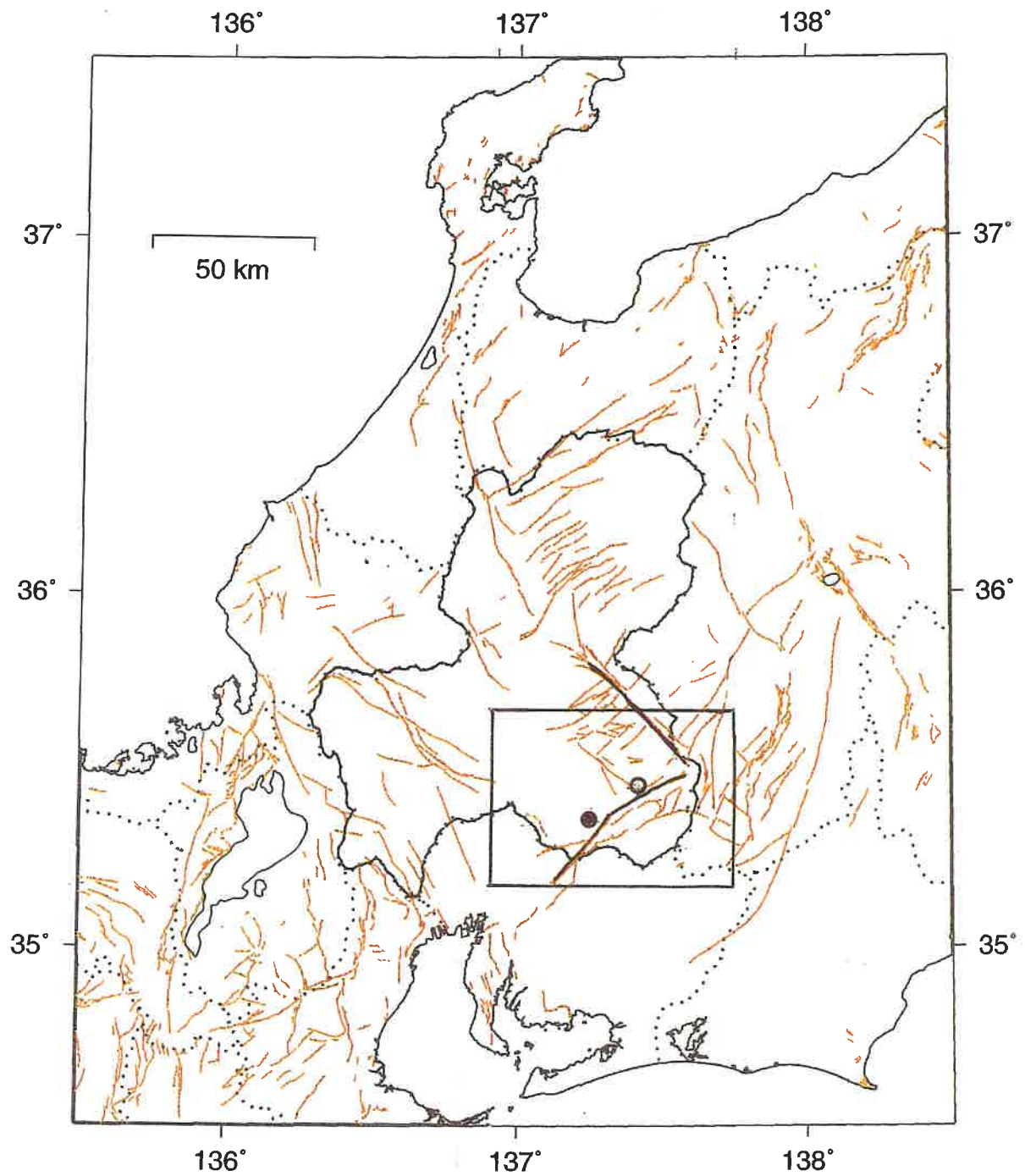


Fig. 1 中部地方の活断層分布

● 瑞浪市、○ 恵那市
太線は屏風山断層と阿寺断層

(〔新編〕日本の活断層 (1991) より)

第1章 岐阜県東濃地域の地下構造

1-1	沈み込んだフィリピン海プレートの形状	3
1-2	中部地方の地殻および上部マントルの構造	3
1-3	中部地方南部の重力異常	5

第1章 岐阜県東濃地域の地下構造

1-1 沈み込んだフィリピン海プレートの形状

中部地方ではフィリピン海プレートが東海地方の地殻下に沈み込んでいるが、その形状は複雑である。伊豆半島および伊豆諸島を含む東側は、本州を構成する陸域のプレートと衝突しているので、典型的な海域のプレートの沈み込みとは様子が異なる。その結果、プレート境界である駿河トラフと南海トラフの走向が異なり、御前崎南方沖で約45度の屈曲となっている。したがって東海地域の下に沈み込むプレートの変形は著しく、平板ではありえない。その形状は沈み込むプレート内の震源分布によって推定することができる。フィリピン海プレートは厚さ約40kmと推定されているが、地震発生層はプレート上面付近厚さ10kmの層である。したがって地殻下に発生する地震発生層の上面をプレート上面と考えてよい。このようにして求めたプレート上面の等深線（山崎・青木, 1994）を10km間隔でFig.1-1-1に示した。等深線の北端を結ぶ点線はプレート内に発生する地震の北限を示す。その線より北側ではプレート内の地震は観測できないということであって、必ずしも沈み込んだプレートの北限を示すものではない。プレートはさらに北方にまで延びている可能性が強い。

プレート境界屈曲部の変形はこの図によく出ている。駿河トラフと南海トラフの屈曲に伴い、プレートは御前崎から東濃地域東部の方向を折れ目として谷状に折れ曲がっている。この折れ目の東側ではプレートは西に深く傾き、西側では北に深くなる。さらに西の伊勢湾から琵琶湖の下部では尾根状の形に見えるが、これは尾根ではなく、プレートの重なりという解釈もある。

東濃東部では、その直下70kmの深さでフィリピン海プレートが急角度で沈み込んでいる（山崎私信, 2000）。屏風山断層の下では、プレートの10km間隔等深線の幅が10~15kmという急勾配である。屏風山断層に直交する方向でも15~20km、角度にして30度前後にも達している。

1-2 中部地方の地殻および上部マンツルの構造

1966~1967年、愛知県渥美半島から能登半島にいたる東経137度線沿いの側線上に地震計間隔20~30kmの地殻構造地震探査が実施された。実験は2回に分けられ、1966年は爆破震源を渥美半島沖、1967年はほぼ同様の観測点配置で爆破震源は能登半島西方の日本海に置いている。中間爆破点として岐阜県で陸上爆破も実施された。この2年にわたる実験で中部地方の地殻構造が求められたが、1966年ではPg波とPn波、1977年ではPg波のみの観測

であるからモデルには任意性があった (Aoki et al, 1972)。特に下部地殻にいたってはその有無すら検証できなかつたが、東海地域における Pn 波が沈み込むプレートの深度について重要な情報をもたらしている。

渥美半島沖の爆破点は北緯33度から北緯34度20分まで約150km にわたって23 発、いずれの場合も陸上において明瞭な Pn 波が観測された。むしろ観測されたのは Pn 波のみで、Pg 波は爆破点が北緯34度線を越えた近距離あたりから初めて観測できるようになった。すなわち東海沖では上部地殻は大陸棚の外側には存在しないことを示唆するデータである。

また、陸上で観測される Pn 波の見かけ速度は、爆破点の位置によって変化していることが発見された。Fig.1-2-1 は爆破点の海岸からの距離を横軸に、観測された Pn 波の見かけ速度を縦軸にとって、内陸における Pn 波の見かけ速度が震源距離とともに増大していることを示したものである。爆破点が海岸から50kmでは見かけ速度 7.45km/s の低速であるが、

180km の遠方では 7.62km/s と速くなる。この Pn 波速度に変化がある以上、内陸部のモホからの臨界屈折波ではない。沈みこんだ海洋プレートの中を伝播する P波と考えられる。

その海洋坂プレートとしては小さ過ぎるP波速度と見かけ速度の変化は、沈み込んだプレートの傾斜角が次第に大きくなることで説明できる。 Fig.1-2-1 に最終的に求めた地殻+上部マントル構造と破線の例を示した。数字は海岸からの距離で、左端は渥美半島沖 200km、右端は内陸側 200km である。図から判るように、太平洋爆破点が海岸に近いとプレート内の波線の傾斜が大きく、遠いと傾斜が小さくなる。この傾斜の変化によって陸上での見かけ速度の変化が説明できる。1972 年のモデルは Pn 波を陸のモホの臨界屈折波として解釈したが、Fig.1-2-2 に示す改良モデルでは、Pn 波を沈み込んだプレート内を進行して中部地方の陸上に到達したP波として解釈した。このように解釈することによって異常に明瞭であった Pn 波の発生が理解できよう。内陸での初動はモホでの臨界屈折波ではなく、地殻の下から地表に抜けた波動であった。ということは、内陸の地殻構造、特に上部地殻、下部地殻の厚さに関しては何の情報も得られなかったことを意味する。Fig.1-2-2 右側の地殻モデルおよび Pn 波速度 (7.8km/s) は中部地方中央部を東西に横断する側線で得られた構造を借りたものである。

これとプレート内地震の震源から求めたプレートの形状と比較してみよう。Fig.1-1-1 にあるように、プレート内地震は海岸から約100km の東濃東部で最も深く、60~70km に達する。Fig.1-2-2 でこれに対応する場所 (陸側100km) では約 50km と読み取れる。プレートモデルとは 10~20km の差がある。しかしプレートは最深点付近で急勾配になっているので、全体

としては爆破地震動から求めたプレートの位置と震源分布から求めたプレートの位置は一致しているとみてよいだろう。

以上のようにして東海に近い内陸側では沈み込んだプレートの形状は地下構造調査からも確認できた。しかし内陸地殻の構造に関してはいまだに情報が乏しいままである。

1-3 中部地方南部の重力異常

前節で中部地方南部に沈み込んだプレートの形状を紹介したが、プレートの影響は重力異常にも現れている。Fig.1-3-1 は、志知(1998)による中部地方南部における重力のブーゲー異常の分布である。コンターは1 mgal 間隔、地形補正の密度は 2.67g/cm^3 である。愛知県東部、静岡県西部には中心部が+30~35mgal の正異常のプラトーがあり、その周辺を取り巻く急勾配の異常帯がある。その帯は駿河湾奥から、岐阜県境(太い実線)を南西端でかすめ、知多半島に抜ける楕円状を呈している。東濃地域の詳細な重力異常は第8章に述べるが、その範囲(北緯35度10分~35度40分, 東経136度55分~137度45分の範囲)を長方形で示した。Fig.1 の長方形も同じ範囲である。屏風山断層は長方形の南東部、重力異常の急勾配が消えるあたり存在する。ブーゲー異常値は殆どゼロに近い。東濃西半分では重力異常は平坦となり、その範囲は北西側に延びている(長方形の西側)。北部では再び重力異常値が急減し、長方形の右上に位置する阿寺断層および飛驒山間部の負異常へとつながる。

山地の負異常はアイソスタシーを示唆するので正常な変化であるが、東濃から愛知県北部、静岡県西部の山地での値が正異常というのは、地殻下に高密度層が存在するかあるいは地殻を下から押し上げる力学的不安定を意味する。前章にのべたように、東海地域の地下にはフィリピン海プレートが浅く、陸域の地殻と接していると考えられる。島弧内陸の代表的な地殻は約15km の上部地殻、10~15km の下部地殻が 7.8km/s 程度の上部マントルに浮いているという構造であるが、東海地域の南方では「上部マントルは沈み込む冷たいプレートである」という点が特徴である。東海地域ではプレートと陸域地殻のカップリングが強いと考えられる。したがって、プレートの沈み込みの反動として陸域は上昇し、重力異常も正となるであろう。このモデルが妥当であるとする、愛知県北部、静岡県西部を取り巻く重力異常勾配の大きなベルトは、プレートと陸域地殻のカップリングが切れる位置を示すことになる。同時に大規模な逆断層の存在が示唆されるであろう。フィリピン海プレートが中部地方の下に沈みこむようになって以来、ある時期に、あるいはごく最近に、活発な地殻活動が東濃にもあったに違いない。有井琢磨(1958)のいう洪積世初期~中期の大地塊変動がそれに当た

るのではないだろうか。この運動には陸域地殻の北西方向への圧縮が必要である。過去100年間の地殻水平歪をみると、圧縮軸の方向は調和的であるが、地殻歪の絶対量が小さい（地震予知総合研究振興会，1987）。最近のGPS観測でも同様である。したがって現時点でみるかぎり屏風山断層および周辺の地殻変動は低調、現在の地震活動と調和的である。

参 考 文 献

- 有井琢磨，岐阜県岩村町付近の断層地形，新地理，7，110-121，1958.
- Aoki H., et al., Crustal structure in the profile across Central Japan as derived from explosion seismic observations, J. Phys. Earth, 20, 197-223, 1972..
- 青木治三，中部東海地域の地震活動の特徴とテクトニクス,東海地震の予知と防災，静岡新聞，1996，28-42.
- 地震予知総合研究振興会，日本の地殻水平歪 1985年-1883年，1987.
- 志知竜一，名古屋大学地震火山観測地域センター編集重力データベース，1998.
- 岐阜県・岐阜東濃地域の地震災害に対する安全性調査（報告書），1998
- 中田高，隈元崇，日本の活断層詳細GISマップからわかること，月刊地球，Vol. 21, No. 10, 687-693, 1999.

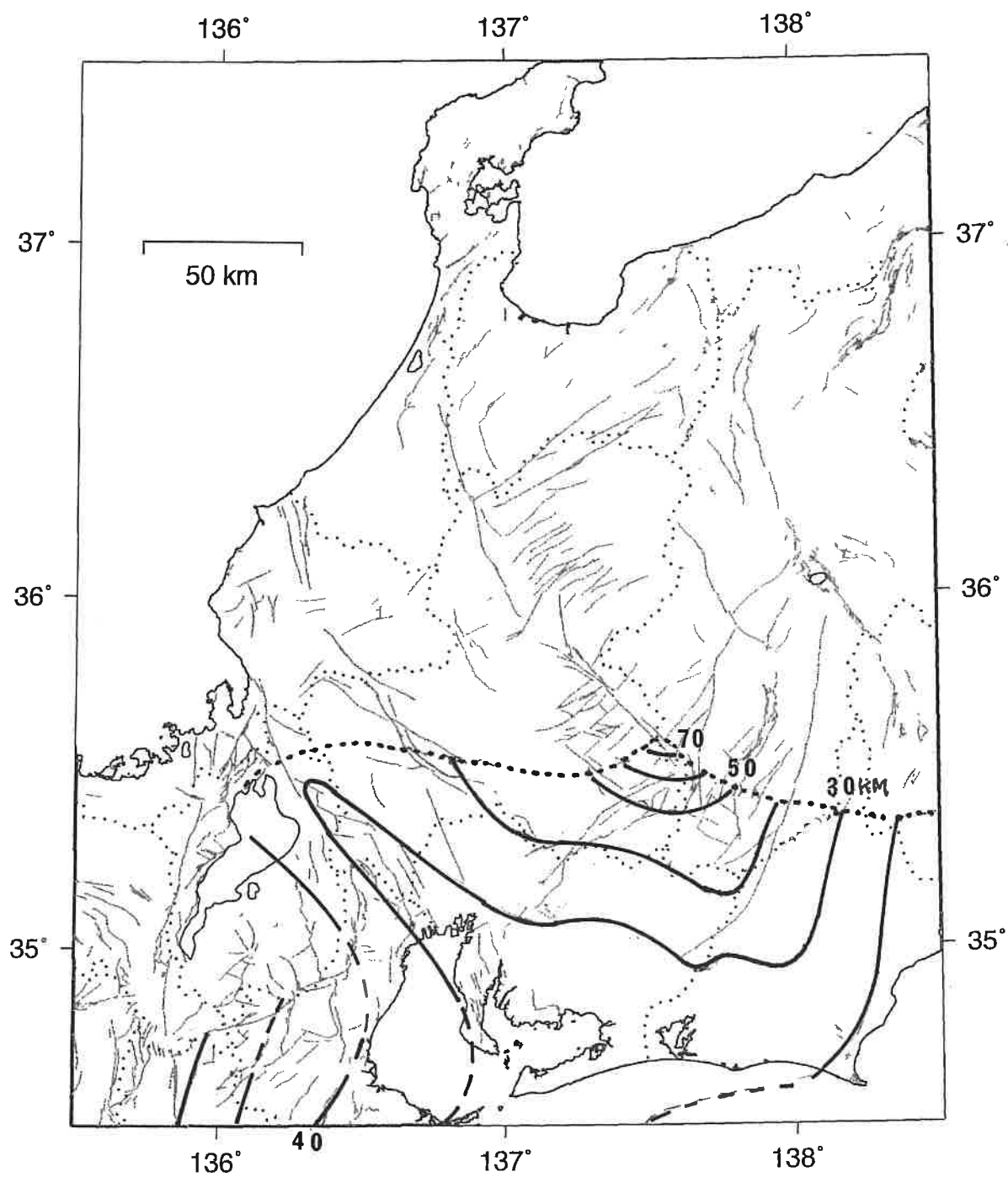


Fig. 1-1-1 中部地方の地下にあるフィリピン海プレートの形
 深発地震の深度分布から推定した。点線は地震発生の北限である（青木・山崎、1994）。

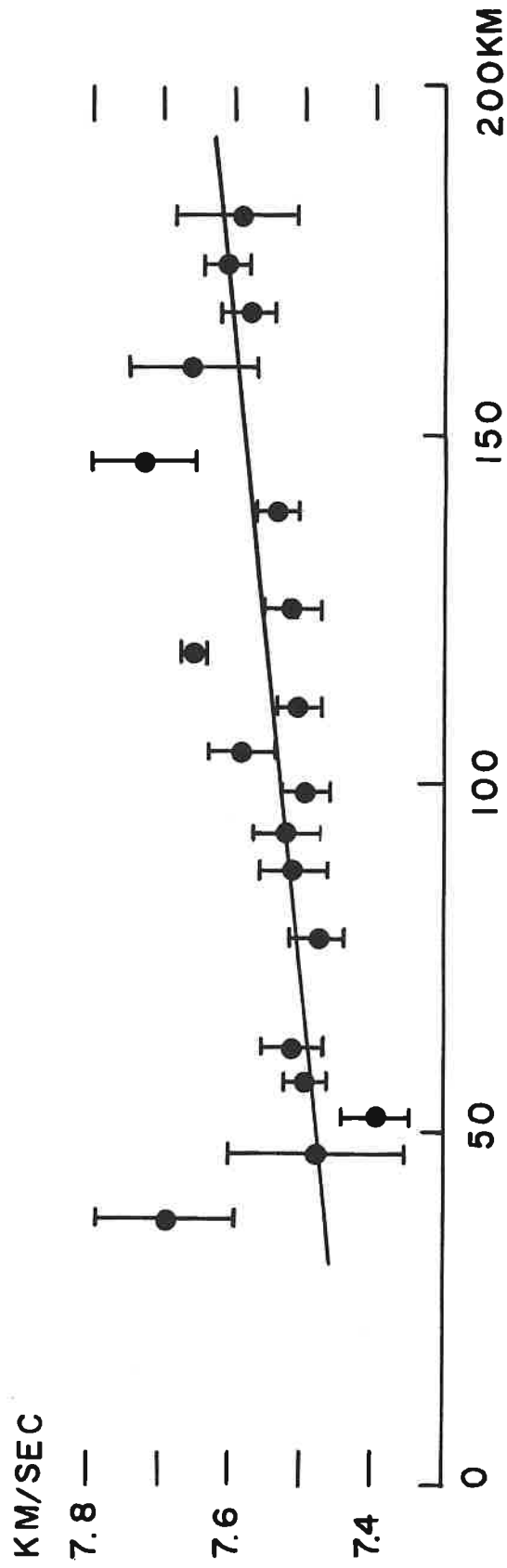


Fig. 1-2-1 中部地方で見つかった Pn 波見かけ速度の変化

上部マントルの P 波 (Pn) の見かけ速度は一定のはず。ところが瀬美半島沖の爆破震源では、海岸からの距離によって変化した。横軸は海岸からの距離、縦軸は内陸で観測された見かけ速度である。この変化はフィリピン海プレートが沈みこんでいることの傍証になった (Aoki, 1972)。

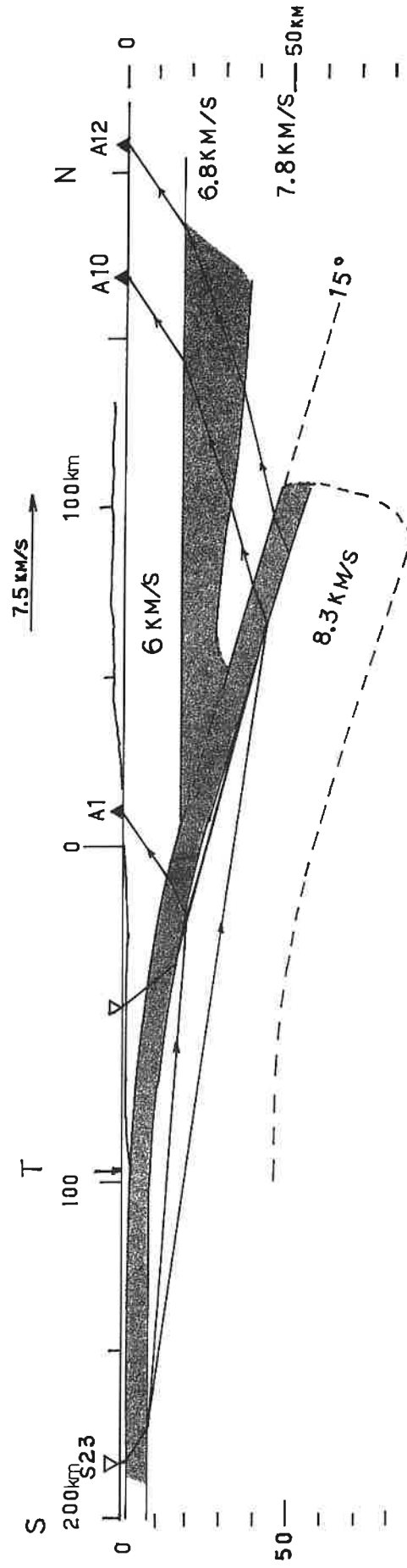


Fig. 1-2-2 中部日本地下構造の南北断面図

東経 137 度線沿いの地下構造。横軸は太平洋岸からの距離。東海地域では陸域の地殻と沈みこんだプレートが直接接している。東濃地域は北側 100km、この辺りから北が標準的な内陸構造である (青木, 1996)。

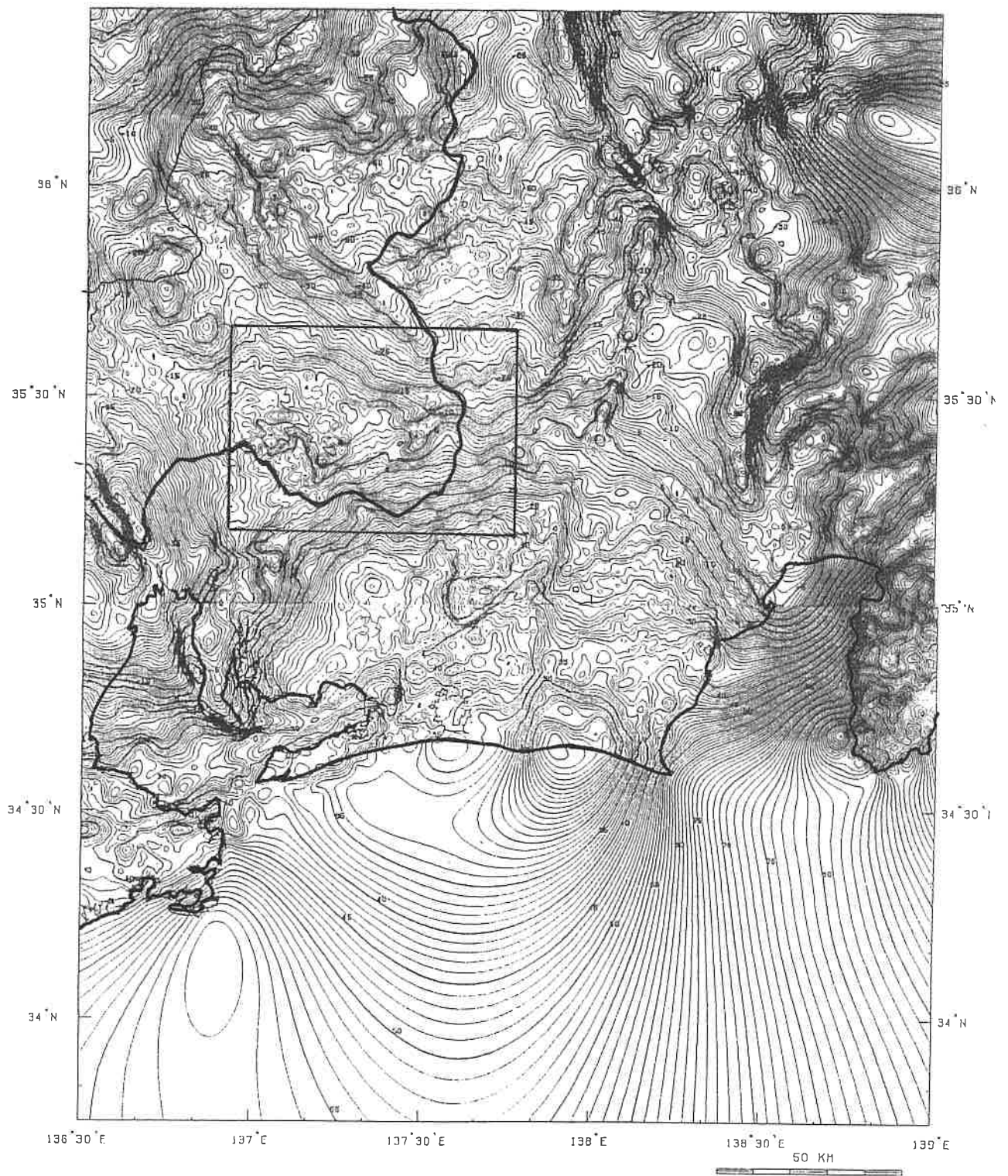


Fig. 1-3-1 東海地方のブーゲー異常

(1 mgal コントア、ブーゲー密度 2.67 g/cm³)

志知 (1999) による。

第2章 東濃地域の地形・活断層・地質

2-1	東濃地域の地形	11
2-2	東濃地域の活断層	12
2-3	東濃地域の地質	15

第2章 東濃地域の地形・活断層・地質

2-1 東濃地域の地形

東濃地域は山地であって、南から美濃三河高原、山間盆地、美濃丘陵殻なる。東濃地域南部から愛知県まで続く美濃三河高原と東濃地域北部を形成する美濃丘陵（東濃丘陵）の間には、北東-南西方向に延びる帯状の低地があり、山間盆地が土岐川流域に沿って列状に並んでいる。東濃地域の地形的特徴には地域性が強いので、土地分類図（日本地図センター）の地形分類にそって各地の特徴を述べる。

(1) 屏風山断層南側の高地（美濃三河高原）

中津川市南部・上矢作町・岩村町・山岡町・明智町・串原町、瑞浪市と土岐市の南部、笠原町がこの範囲に入る。標高 400~600m の山地、丘陵地である。岩村町の中央部は山に囲まれた小さな山間盆地となっている。しかし中津川市南部の山地（恵那山地）は河谷に深く刻まれ、谷密度も高い大起伏山地である。最高峰は標高 2119m の恵那山、恵那山地の起伏量は 600m を越える。上矢作町の東半分は中起伏山地、西半分は小起伏山地である。面積の 3分の1 は標高 1000~1500m、2分の1 が 600~1000m の山地である。串原町、瑞浪市の南部では起伏量 200~400m の小起伏山地が続く。山岡町と明智町は山地というよりは大起伏丘陵地（起伏量100~200m）に属する。面積の 3分の2 は標高 400~600m である。

山岡町と明智町の間には北東-南西走向の恵那山断層がある。南側上盤の逆断層であるため美濃三河高原は断層を境に高低2段の丘陵地となっている。北西側は約 20km で落差 200~300m の屏風山断層で恵那・瑞浪・土岐の山間盆地と画される。

(2) 屏風山断層北側の山間盆地

屏風山断層と北部の東濃丘陵の間には土岐川流域を形成する山間盆地があり、断層に平行に並ぶ。低地は、東濃西部の多治見に至ると、美濃帯の山地に遮られ、北西方向に向きを変える。その先には可兒盆地、美濃太田盆地がある。

屏風山断層に近い盆地を概観しよう。

<恵那盆地>

中津川盆地の南西に位置する。恵那市は屏風山断層を南に背負い、崖錘が厚く堆積している。恵那市の北西側は中起伏山地、したがって恵那市中央部は盆地になる。岩村町から北に流れる阿木川は恵那盆地に扇状地を形成し、周囲に段丘を残し木曾川にそそぐ。地形的には東濃のトレンドに直交する形になっている。

これに平行して恵那盆地の西側に濃飛流紋岩からなる丘陵地帯があり、土岐川はこのあた

りから始まり、西に流れる。その下流域が土岐・瑞浪盆地である。

<土岐・瑞浪盆地>

その起源は第三紀中新世の第一瀬戸内海の海進期にさかのぼるが、盆地北部の基盤には東西に走る月吉断層、南部には屏風山断層に平行な山田断層帯が伏在している。土岐・瑞浪盆地の基盤岩は東部が花こう岩、西部が美濃帯で南に傾く単斜構造となっている。基盤は南部で深い。堆積層は厚い瑞浪層群である。最下部は新第三期の土岐夾炭累層で基盤岩を不整合に覆う泥岩・砂岩・角礫岩からなる。さらに第三紀から第四紀にかけて瀬戸層群が不整合に重なっている。地表は瑞浪層群や瀬戸層群で覆われ、第四紀層は薄い。盆地の南縁は基盤岩類に接するが、大部分は崖錘性堆積物により覆われている。

<多治見盆地>

多治見市の大部分は多治見盆地であるが、愛知県境付近に笠原断層と華立断層の活断層があり、西部は美濃帯で遮られる。盆地は北西方向に幅を広げ、可児町、美濃加茂市の美濃太田盆地につながる。

(3) 東濃丘陵

土岐・瑞浪盆地の北側から木曾川にかけて広がる大起伏丘陵地帯である。この丘陵地の北部には美濃帯の砂岩、粘板岩、花こう岩、濃飛流紋岩もあるが、大部分は中新世の瑞浪層群や鮮新世の瀬戸層群からなる。小起伏の丘陵地は瀬戸層群が多い。中央部は起伏量 100m 以下の小起伏丘陵となっている。瑞浪市と土岐市の北部、御嵩町の大部分、可児町の東部は東濃丘陵である。

2-2 東濃の活断層

Fig.2-2-1 は「新編日本の活断層」による東濃および周辺の活断層分図である。屏風山断層は中央の55である。東濃地域の東端は阿寺山地で長野県に接するが阿寺山地と美濃山地の境が阿寺断層(24)になっている。阿寺断層は恵那山から北西方向に延びる確実度Ⅰ、活動度Aの活断層である。左横ずれが卓越するが、北東側の阿寺山地が隆起している。第四紀以来隆起しつつある飛騨山脈南端と東濃地域とを画する顕著な構造線と考えられる。この地域の活断層の走向は大部分が北西—南東と北東—南西で、阿寺断層は前者である。これに平行な東濃の活断層には恵那市北西の赤河断層(52)、その南西の権現山断層(54)および多治見市西部の華立断層(69)がある。これらは確実度Ⅰ～Ⅱ、活動度〔B〕で第四紀後半の活動は確認されていない。

走向が北東—南西の断層は、阿寺断層にほぼ直交する共役断層を形成する。長野県側では木曾山脈断層群（71）や田切断層（7）と長短多数の活断層がある。また屏風山断層の北東への延長部に馬籠峠断層（确实度 I、活動度 B、長さ 20km）があるが、岐阜県側には屏風山断層（55）や恵那山断層（58）がある。恵那山断層の連続性はあまりよくない。瑞浪市の南方の（7）も恵那山断層である。その南西への延長部に猿投山北断層（10、确实度 I、活動度 B）があり、瀬戸市にまで伸びている。これらは活断層の定義によれば B 級であるが、第四紀後半には恵那山断層は活動を停止。屏風山断層の活動度は不明である。

特異な走向を示す断層としては長野県の清内寺断層（17）が長大である。确实度は I、活動度 B、長さ 49km の南北走向を示す。また土岐市多治見市の南方の笠原断層（8）がほぼ東西に延びているが、その活動度は B～C である。

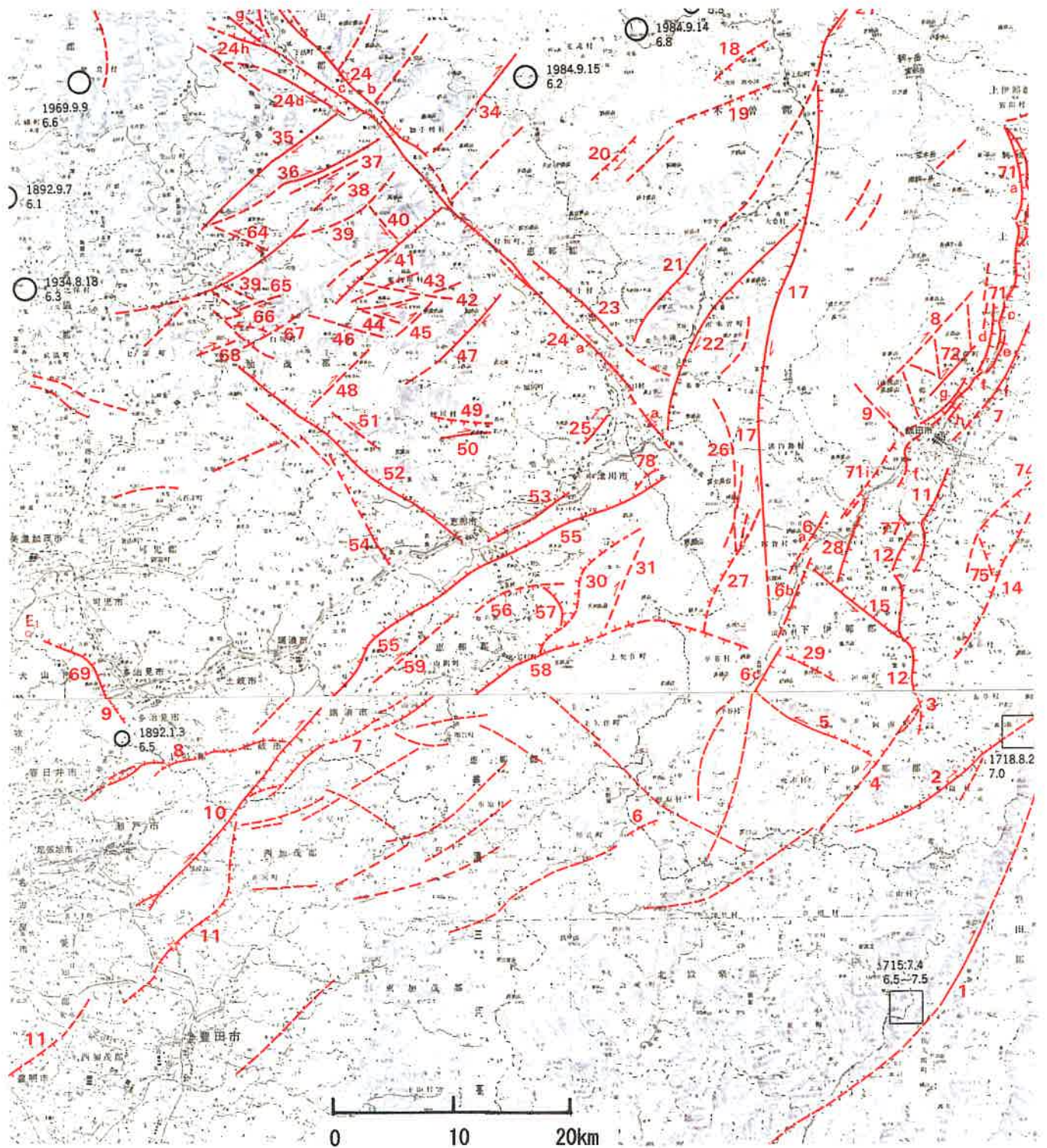


Fig. 2-2-1 中部地方の活断層分布 (拡大図)

2-3 東濃地域の地質

岐阜県北部の飛騨変成岩類や花こう岩からなる飛騨帯を取り巻くように結晶片岩類の飛騨外縁帯がある。飛騨外縁帯の外側からが東濃地域で、そこには美濃帯と領家帯がある。美濃帯は中生代三畳紀～ジュラ紀、非変成の頁岩チャートであり、東濃地域西部の基盤となっている。美濃帯には複雑な褶曲構造が各所にみられるが、その東側には白亜紀後期に噴出した流紋岩ないし溶結凝灰岩からなる濃飛流紋岩類が広く分布する。濃飛流紋岩類は東濃地域北東部の基盤であり、その南西端は瑞浪市釜戸町から岩村町北部にまで延びている。美濃三河高原に入ると領家花こう岩類が広く分布する。このように東濃地域の基盤は、西部の美濃帯頁岩チャート、北東部の濃飛流紋岩類、および南部の領家花こう岩類で3分されている。

瑞浪・土岐・可児地方は領家帯と美濃帯の境界に位置し、新第三紀中新統の海成または陸成の瑞浪層群や瀬戸層群が厚く堆積している。瑞浪層群は砂岩・泥岩を主とし、瀬戸層群は基盤や瑞浪層群を不整合に覆う。瀬戸層群はさらに土岐口陶土層と土岐砂礫層に区分される。上位の土岐砂礫層は恵那市や中津川市に広く分布する。

第四紀層には段丘堆積層や沖積層があるが、土岐川流域では、前者は層厚 10m 以下の砂礫層であり、各地の崖の最上部に見られる。沖積層は、木曾川とそれに流入する河川の合流点以外にはあまり発達していない。東濃では沖積層の厚い地域は希である。山麓の扇状地性・崖錘性の堆積物も時代は新しい。礫・砂を主とした未固結の地層である。

東濃地域の地質図をFig.2-3-1 と Fig.2-3-2 に示した。なお、参考のために Fig.2-3-2 には今回の屏風山断層調査の測線を記入しておいた。

参 考 文 献

- 有井琢磨，岐阜県岩村町付近の断層地形，新地理，7，1958，110-121.
活断層研究会，「新編」日本の活断層，東京大学出版会，1991.
中山勝弘，岐阜県土岐市における瀬戸層群の堆積盆地，地団研専報，29，1985，119-129.
地震予知総合研究振興会東濃地震科学研究所，弾性波探査補足調査（報告書），1999.
地震予知総合研究振興会，岐阜県東濃地域の地震時安全性に関する調査（報告書），1999.
山下昇・紺野義夫・糸魚川淳二，日本の地質5，中部地方Ⅱ，共立出版，1988.

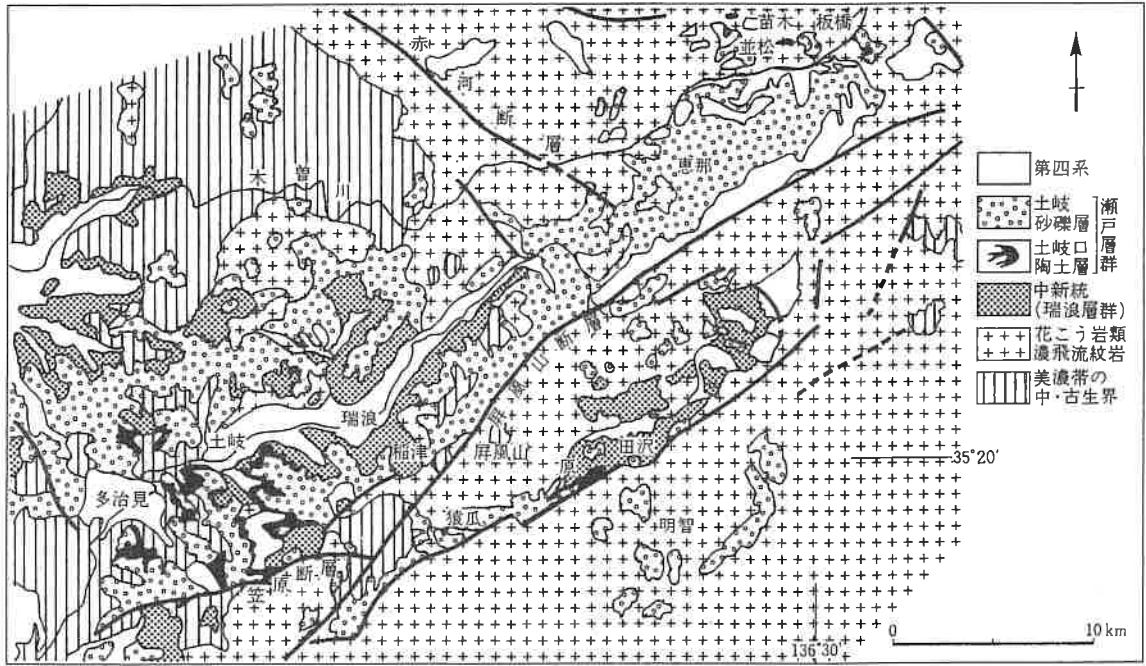


Fig.2-3-1 東濃地域の地質

(日本の地質、中部地方II (共立出版) より)



Fig.2-3-2 調査地域の広域地質図(縮尺 1: 200,000)

第3章 弾性波構造調査

3-1	調査測線の選定	19
3-2	測線沿いの地形・地質	20
3-3	地表地質調査による活断層調査	23

第3章 弾性波構造調査

屏風山断層を横断する弾性波構造調査の目的は、屏風山断層それ自体の深部構造の調査が当面の目的ではあるが、フィリピン海プレートと内陸部の地震テクトニクスの解明、特に屏風山断層と恵那山断層の地学的意味、東濃地域のテクトニクスの解明が本来の目的である。そのため、地殻深部からの反射波を観測できる程度の大規模の実験を計画した。

3-1 調査測線の選定

屏風山断層は中津川市にはじまり、土岐市、多治見市の南部にまで延びているが、東部には阿寺断層があり、西部には土岐市から多治見市にかけて笠原断層が屏風山断層から枝分かれする形で存在し、構造を複雑にしている。屏風山断層にほぼ直交する測線を選定しようとするれば、屏風山断層の典型的な部分は急峻な断層崖になっているので測線を設定するのは困難である。道路沿いに測線を設定しようとするれば、緩傾斜の谷地形を通る県道や国道を選ばざるを得ない。次の4本の道路が候補に上った。

- ① 恵那市から岩村町へ抜ける国道 257号線
- ② 測線中央線武並から三郷町、山岡町を経て明智町までの国道 418号線
- ③ 浪市から小里を通過して南東にのびる県道 20号線（瑞浪大野瀬線）
- ④ 土岐市から駄知町を通過して南東に延びる県道 390号線

これらの道路については以下のような評価がなされた。

- ①は阿木川沿いの道路である。阿木川流域は堆積層が特に厚く、屏風山断層の代表とみなすことはできない。
- ②は最終的に選定された測線である。屏風山断層と恵那山断層を横断し、比較的直線に近い。欠点があるとすれば、屏風山断層から土岐川の間で測線の東西で地質状況が異なることである。
- ③は屈曲が多く、また交通も頻繁である。この測線と上記 ② の測線上では屏風山断層の重力異常調査が 1998年に実施されているが、重力の観点からすれば、②と③はほぼ同等である。ノイズの軽減という観点からすれば③より②が優れている。
- ④は、断層崖の北側に大きな重力の負異常があり、魅力的であるが、屏風山断層の通過する辺りに土岐市駄知町がある。道路が狭く家屋も密集しているためバイプロサイズによる調査は実施困難である。またすぐ南側に猿投山北断層、恵那山断層と続くので屏風山断層の調査という観点からすれば好ましい位置にはない。

以上の理由により、弾性波構造探査の測線は、南端の明智町から国道363号線を北上し、山岡町からは国道418号線にそって中央線を越え、木曾川近くの恵那市藤までとした。測線の方向は北北西—南南東、総延長約23kmである。この地域は岐阜県土岐市から中津川市にかけての東濃地域の盆地およびその周辺の山間地である。本調査地の地形および屏風山断層の走向は北東—南西のトレンドを示す。方向としては都合がよい。

Fig.3-1-1 に測線の位置を示す。黒丸はこの測線上の屈折法調査で用いた発振点である。受振点は実線上に配置された。

弾性波探査の直後、応用地質株式会社により測線に沿った地表地質および活断層調査が実施された。以下調査報告に基づき、その概要を記載する。

3-2 測線沿いの地形・地質

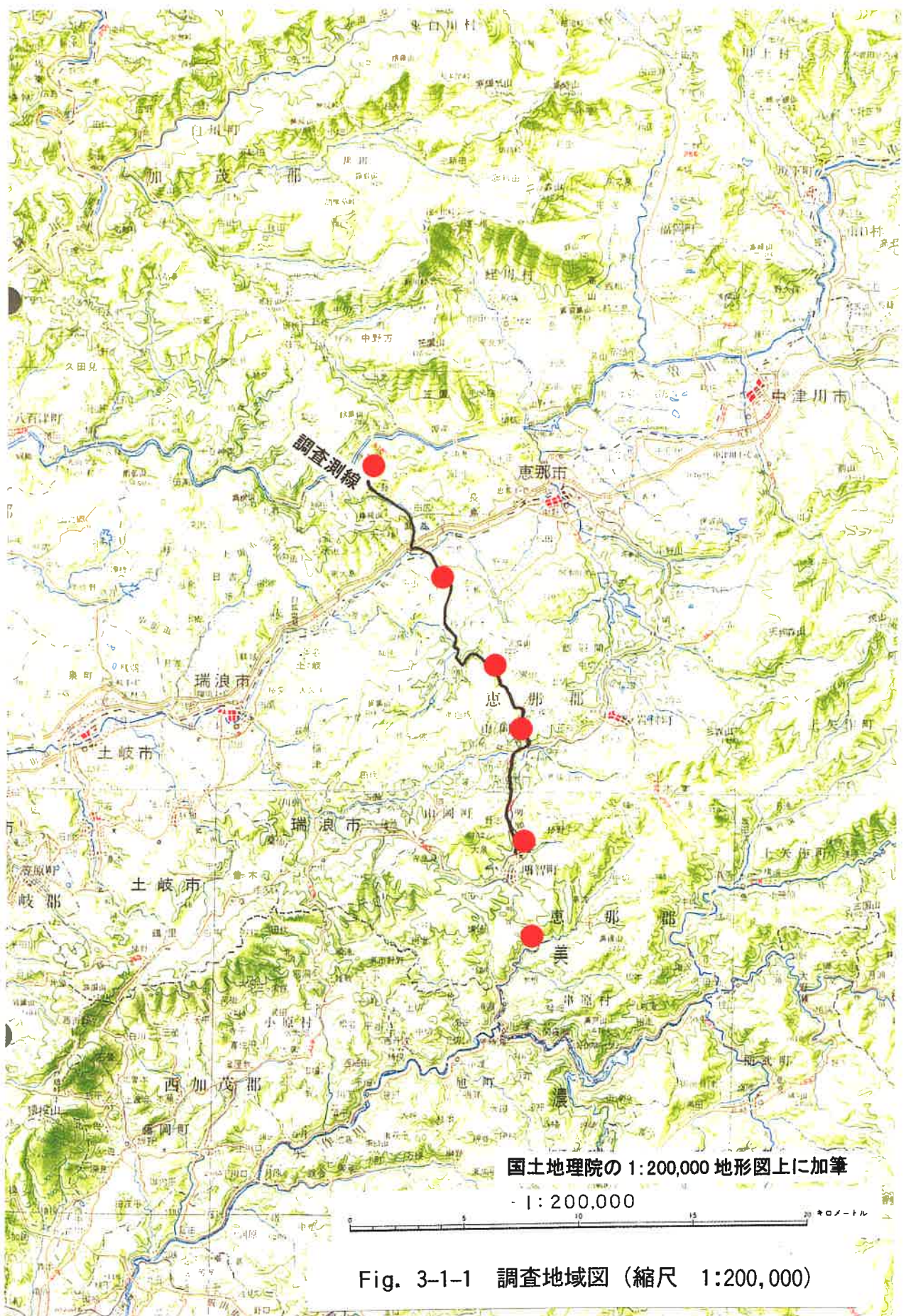
調査地は屏風山断層と恵那山断層を境に3つの侵食平坦面に分類できる。屏風山断層より北部では標高300~400m前後の平坦面、屏風山断層から恵那山断層までは標高500~600m、恵那山断層以南では標高600m前後の平坦面が発達している。各平坦面を横断するように北より阿木川、佐々良川、小里川が南東—北西方向に流下し、屏風山断層、恵那山断層付近をよぎるあたりで河川浸食により急峻な横谷を形成している。

調査地に分布する地質は中生代三畳紀~ジュラ紀の美濃帯のチャート・頁岩（上麻生ユニット）、白亜紀の濃飛流紋岩類、領家帯の花こう岩類、貫入岩類が基盤として分布し、それらを覆う形で新生代第三紀中新世の瑞浪層群、鮮新世の瀬戸層群、第四紀更新世~完新世の段丘堆積物、崖錐堆積物、谷底平野堆積物が分布する。

地表地質調査結果から、道路沿いでは瑞浪層群、瀬戸層群、第四紀堆積物は薄く、層厚は10m弱と推定される。恵那郡山岡町を東西に流れる小里川以南では、瑞浪層群は層厚20m前後で分布すると推定され、以深は濃飛流紋岩、伊奈川花こう岩が分布する。深部では調査地北部~中部は主に濃飛流紋岩類が、調査地中部~南部は伊奈川花こう岩が分布すると推定される。さらに部分的に美濃帯の砂岩・頁岩・チャート（上麻生ユニット）、花こう斑岩が分布すると考えられる。

濃飛流紋岩は、弾性波探査側線上では比較的新鮮で、浅部より新鮮岩が分布するものと推定される。

伊奈川花こう岩は、恵那市三郷町椋実の佐々良木川沿いでは一部新鮮岩が分布しているものの、ほとんどはマサ化し、比較的深部まで風化が進行しているものと推定される。



美濃帯の砂岩・頁岩・チャート（上麻生ユニット）は、割れ目が発達するものの新鮮堅硬な岩盤からなる。花こう斑岩についても浅部より割れ目が発達するものの新鮮堅硬な岩盤からなると推定される。

以上の調査結果は Fig.3-2-1 に、地質調査に基づく地質断面図は Fig.3-2-2 に示した。

3-3 地表地質調査による活断層調査

屏風山断層は、弾性波探査測線沿いでは恵那市三郷町伊保中切付近を北東-南西方向に通ると推定される。

恵那山断層は、弾性波探査側線上ではオフセットし瑞浪層を切っているはずであるが地表では不明瞭である。現在、重力異常の面的な調査を 3.5km x 4.5km の範囲で実施中である。詳細は別の機会に報告する。

調査地道路沿いを横断する断層としては、主なものとして屏風山断層、夕立山断層、恵那山断層および明智町北部の断層がある。また横断している可能性ある断層として手賀野断層が挙げられる。

「新編日本の活断層」（活断層研究会1991）によれば、次表に示すようにそれぞれ断層について以下の記載がある。

調査地域断層の一覧表

断層名	確実度	活動度	長さ	断層形態
手賀野断層	I ~ II	B	5km	低断層崖
屏風山断層	I	B	32km	高度不連続
恵那山断層	I ~ II	B~C級	40km	高度不連続
明智町北部の断層	III	不明	6km	

<手賀野断層>

中間恵那盆地南部にある断層で、屏風山断層に近くかつ走向が同じ、しかし小さな断層である。「新編日本の活断層」の図では測線を横断しているようには見えないが、後述する反射波の記録からは、屏風山断層は複数の断層面で構成されている可能性がある。また、土岐市南部の屏風山断層の北側に山田断層（現在は活動していない）が伏在しており、その延長あるいは類似の断層構造の可能性が高い。

<屏風山断層>

恵那市南部に位置し、北東～南西方向にのびる規模の大きい断層である。空中写真結果および地表地質踏査では明瞭な横ズレは認められない。有井（1958）によれば、屏風山断層本体は未確認ではあるものの次表に示す地点で断層を確認している。

屏風山断層確認地点

確認地点	走行傾斜および断層状況
恵那市両島端橋畔 (阿木川右岸, 高度300m付近)	走行傾斜: EW58° ~65° S 花こう斑岩/土岐砂礫層
恵那市両端橋畔 阿木川右岸, 高度300m付近より上流500m	旧期断層破碎帯を確認 gouge, fault breccia, slickenside を確認
恵那市中切(高度380m付近)砂防工事実施地	層厚傾斜 N70° E 5 1° S 伊奈川花こう岩/土岐砂礫層
瑞浪市大草の谷左岸(高度460m)付近	走行傾斜 N15° E50° S 伊奈川花こう岩/土岐砂礫層
瑞浪市小里(山の田, 高度275m)付近	走行傾斜 N78° E50° S 土岐砂礫層/伊奈川花こう岩

屏風山断層は南側隆起により比高差が 200m 前後の急斜面となっている。そのため斜面裾部には完新世以降の比較的新しい時代の崖錐堆積物が広く分布している。そのため断層の確認は困難となっている。

今回の調査では、変位地形の確認、露頭による断層の確認はできなかったものの、恵那市三郷町では断層を挟み土岐砂礫層を標高差で約 250m 変位させ、瑞浪市稲津町小里では、土岐砂礫層が北側に急傾斜した個所も確認されている。弾性波探査側線沿いでは恵那市三郷町伊保中切の佐々良木川沿いに土岐砂礫層を確認しており、その地点よりも断層は山側を通ると推定される。

今回の調査結果および既存資料から、屏風山断層は第三紀鮮新世までは逆断層センスの南側隆起の断層であったと推定される。しかし第四紀以降の活動履歴については、今回の地表調査では確認できなかった。

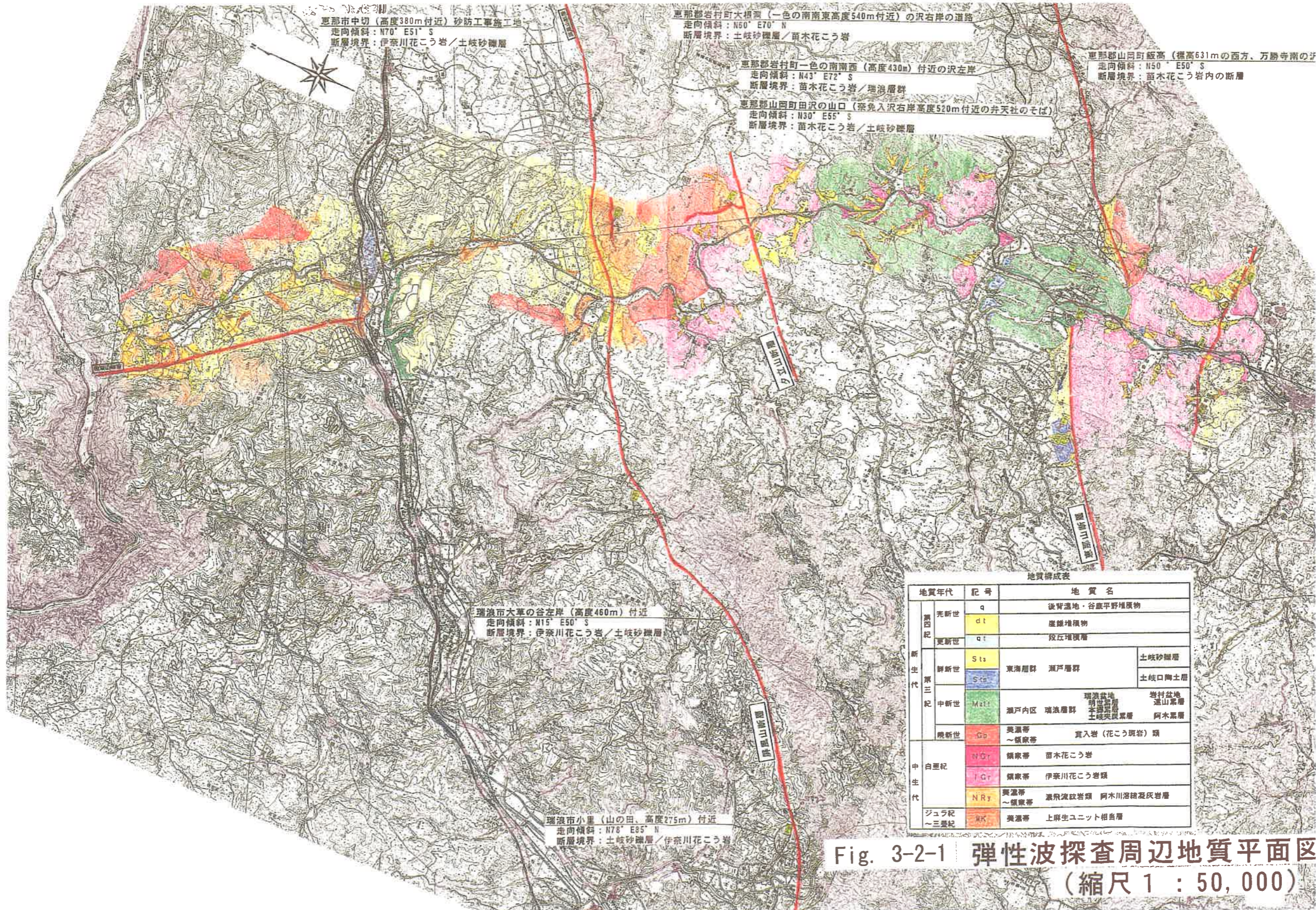
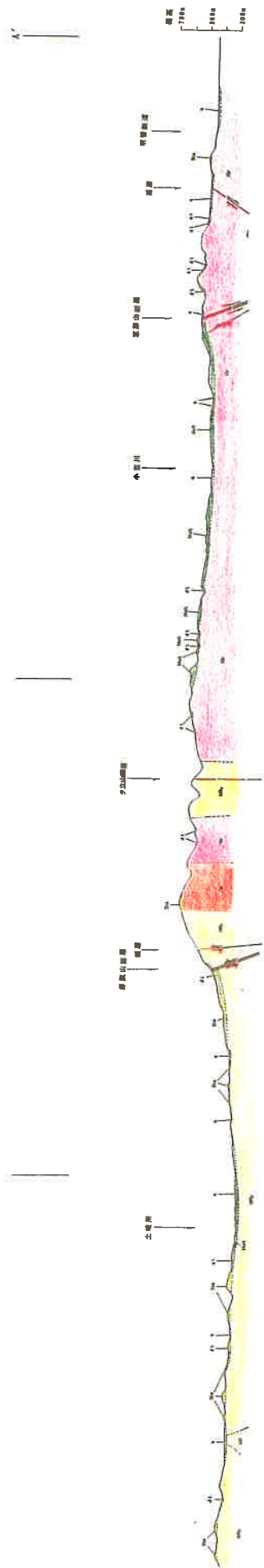


Fig. 3-2-1 弾性波探査周辺地質平面区 (縮尺 1 : 50,000)



地質構成表

地質年代	記号	地質名
新 生 代	d	陸相湖底・湖沼堆積物
	dl	陸相湖底物
	dl	陸相湖底物
	SII	厚砂層
	SII	厚砂層
	AGI	阿波山層
	AGI	阿波山層
	G	阿波山層
	G	阿波山層
	C	阿波山層
中 生 代	C	阿波山層
	C	阿波山層
	C	阿波山層
	C	阿波山層
	C	阿波山層
シ ユ ウ 紀	A	阿波山層
	B	阿波山層
	C	阿波山層
	D	阿波山層
	E	阿波山層



Fig. 3-2-2. 調査地断面図

(縮尺 縦 1:25,000, 横 1:60,000)

第4章 現地調査概要

4-1	調査日程・規模	29
4-2	調査内容	29
4-3	測定作業仕様	33

第4章 現地調査概要

4-1 調査日程・規模

(1) 日程

準備作業（地元交渉・許認可申請等）	1999年2月8日～同年2月18日
測量作業	1999年2月13日～同年3月3日
測定作業（反射法・屈折法調査）	1999年2月19日～同年3月10日

(2) 調査測線

受振点は調査測線に沿って2種類の間隔で設定した。北部地域の一部の区間では50m間隔で3成分受振器も併設した。実績は次の通りである。

- ・ 受振点数 936点 25m間隔
- ・ 3成分受振器設置点 30点 50m間隔
- ・ 調査測線長 23.375km

なお側線長は(受振点数-1) * 受振点間隔で定義されている。

4-2 調査内容

バイプロサイスによる深部反射法調査、浅部反射法調査およびバイプロサイスのスタッキングによる屈折法調査を実施した。深部反射法は調査測線全体にわたり実施したが、浅部反射法は、那山断層を横断する南部地域と屏風山断層を横断する北部地域の2区間で実施した。それぞれの範囲はFig. 4-2-1に示す。また、北部の浅部反射法測定区間には、別途、3成分受振器を配置してS波測定を合わせて実施した。

屈折法では調査測線及びその延長上の6点の発震点を設け、側線全体の受振点において、屈折データを取得した。

現地調査の作業実績は次の通りである。

	深部反射法	浅部反射法 (南部)	浅部反射法 (北部)	屈折法
測線長	23.375km	3.125km	7km	23.375km
バイプロサイスタ数	4台	2台	2台	5台
発震回数	15～20回	3～5回	3～5回	7～100回
発震点数	161点	98点	189点	6点

なお、浅部反射法の測線長は、発震区間の距離で定義されている。



Fig- 4-2-1. 調査測線図 (縮尺 1:50,000)

4-3 測定作業仕様

本調査で実施した深部反射法、浅部反射法および屈折法における測定作業の仕様は、次の通りである。

調査実績及び測定仕様一覧表

調査法	深部反射法	浅部反射法		屈折法
測定区間	全区間	屏風山断層周辺区間	恵那山断層周辺区間	全区間
調査測線長(実績)	23.375km	7km	3.125km	23.375km
標準重合数	28	40～50	40～50	
<震源>				
エネルギー	パイプレータ 4台	パイプレータ 2台	パイプレータ 2台	パイプレータ 5台
発震点間隔	標準100 m	25 m	25 m	
スイープ長	20 sec	20 sec	20 sec	20 sec
発震回数/発震点	15回～20回	3回～5回	3回	70～100回
スイープ周波数	8～40Hz (一部 8～60Hz)	8～80Hz	8～80Hz	8～40Hz
発震点数(実績測点数)	161点	189点	98点	6点
<受振>				
受振点間隔	25 m	25 m	25 m	25m
受振展開長/発震	8 km	3 km	3 km	固定展開
受振器	10Hz ジョフォン	10Hz ジョフォン	10Hz ジョフォン	10Hz ジョフォン
受振器数/受振点	9個	9個	9個	9個
総受振点数(実績)	936点	401点	245点	936点
3成分受振器設置区間	1.45 km	1.45 km		
3成分受振器設置点数	30点 (50m間隔)	30点 (50m間隔)		
3成分受振測点数(実績)	76点	189点		
<記録システム>				
探鉱機	GDAPS-3システム	GDAPS-3システム	GDAPS-3システム	GDAPS-3システム
サンプルレート	4 msec	4 msec	4 msec	4 msec
チャンネル数 (3成分受振区間)	320チャンネル (440チャンネル)	120チャンネル (240チャンネル)	120チャンネル	936チャンネル
記録長(相互相関後)	20 sec	5 sec	5 sec	20 sec
<データ処理>				
処理測線長	19.2 km	7 km	4.1 km	
CDP数	768点	561点	328点	
CDP間隔	25 m	12.5 m	12.5 m	

