

3. 2 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人九州大学理学院	教授	清水 洋
国立大学法人九州大学理学院	准教授	松本 聡
国立大学法人九州大学理学院	准教授	松島 健
国立大学法人九州大学理学院	助教	相澤 広記
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	竹村 恵二
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	福田 洋一
国立大学法人九州大学工学研究院	教授	渡邊 公一郎
国立大学法人九州大学工学研究院	教授	藤光 康宏
国立大学法人九州大学工学研究院	助教	西島 潤
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	大倉 敬宏
国立大学法人東京大学地震研究所	助教	石山 達也
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	鍵山 恒臣
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	大沢 信二
国立大学法人京都大学理学研究科	准教授	柴田 智郎
国立大学法人京都大学理学研究科	助教	宇津木 充
国立大学法人京都大学理学研究科	助教	佐藤 活志
公立大学法人大阪府立大学学術研究院第2学群	准教授	伊藤 康人
国立大学法人富山大学大学院理工学研究部	准教授	楠本 成寿

(c) 業務の目的

別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の震源断層形状と周辺の地殻構造を解明することを業務の目的とする。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 26 年度：

本サブテーマは（2－1）深部構造調査（自然地震・MT 比抵抗探査）、（2－2）浅部構造調査（反射法、重力、地震、GPS、ボーリング DB）、（2－3）水理構造調査（地下水調査及び比抵抗構造探査）、（2－4）応力変遷解析（地質解析、断層構造シミュレーションおよび小断層解析）の4つの調査観測を実施した。また、各研究に関する情報交換と議論を行うために関係者間の打ち合わせ、サブテーマ会議を行った。

（2－1）深部構造調査（自然地震・MT 比抵抗探査）

国立大学法人九州大学大学院理学研究院は、サブ（2－1）を担当し、別府－万年山断

層帯下の地震発生層（深さ 20km 程度）までの断層形状と 3 次元不均質構造を明らかにするため、自然地震データおよび断層帯地下深部情報の収集・解析を進めた。また、断層帯およびその周辺に臨時地震観測を設置するための調査を行い、平成 26 年度に整備した速度型地震計を用いて観測を開始した。また MT 法による比抵抗構造探査のための予備調査を実施した。さらに、広域の地震観測網も同時に用いることで地殻活動状況の把握を行った。

（２－２）浅部構造（反射法、重力、地震、GPS、ボーリング DB）

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、既存の地球物理学的資料（反射法地震探査、重力調査など）の収集・整理を進めるとともに、既存データの再解析やデジタル化を実施した。また、断層帯周辺の地震活動や地殻変動の解析高度化のために、GPS および地震観測地点を増強する準備を整えた。さらに、断層帯構造の解明のための稠密重力調査を実施した。あわせて、盆地浅部における地盤構造の高度化に必要な地盤モデル構築に向けてボーリングデータベースを作成するため、既存ボーリングの情報収集整理を実施した。

（２－３）水理構造調査（地下水調査及び比抵抗構造探査）

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、別府・由布院・大分平野等に存在する温泉掘削の情報を整理するとともに、水位観測や水質分析を追加して水理学的解析を行った。また浅層の比抵抗探査を実施して、浅層地下構造との関連を明らかにする調査を開始した。

（２－４）応力変遷解析（地質解析、断層構造シミュレーションおよび小断層解析）

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、野外携行データ記録システム等を活用した小断層解析による応力変化史の解析、および地質調査に基づく断層帯形成のプロセスの解明を進めるとともに、地殻内応力シミュレーション装置を用いた、三次元断層構造形成の解析を開始した。関連して、大分平野において発見された液状化にともなう砂脈の年代や形成時の応力等の推定を実施した。

2) 平成 27 年度：

本サブテーマは（２－１）深部構造調査（自然地震・MT 比抵抗探査）、（２－２）浅部構造調査（反射法、重力、地震、GPS、ボーリング DB）、（２－３）水理構造調査（地下水調査及び比抵抗構造探査）、（２－４）応力変遷解析（地質解析、断層構造シミュレーションおよび小断層解析）の 4 つの調査観測を実施した。また、各研究に関する情報交換と議論を行うために関係者間の打ち合わせ、サブテーマ会議を行った。

（２－１）深部構造調査（自然地震・MT 比抵抗探査）

国立大学法人九州大学大学院理学研究院は、別府－万年山断層帯下の地震発生層（深さ 20km 程度）までの断層形状と 3 次元不均質構造を明らかにするため、自然地震資料および断層帯地下深部情報の収集・解析を進めるとともに、断層帯およびその周辺に臨時地震観測点を設置するための調査、および臨時地震観測を継続実施した。また MT 法による比抵抗構造探査を実施した。探査では由布院断層を横切る測線に加え、周辺でも観測を行い、3 次元比抵抗構造を推定した。

（２－２）浅部構造調査（反射法、重力、地震、GPS、ボーリング DB）

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、既存の地球物理学的資料（反射法地震探査、重力調査など）の収集・整理を進めるとともに、平成 26 年度実施の既存データの再解析やデジタル化を参照して、大分平野で東西方向の反射法地震探査を実施した。また、断

層帯周辺の地震活動や地殻変動の解析高度化のために増強した、GPS および地震観測地点を合わせて、解析システムや収録システムを活用し解析を進めた。さらに、断層帯構造の解明のための稠密重力調査を継続実施した。あわせて、盆地浅部における地盤構造の高度化に必要な地盤モデル構築に向けてボーリングデータベースを作成するため、既存ボーリングの情報収集整理を継続実施した。

(2-3) 水理構造調査(地下水調査及び比抵抗構造探査)

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、別府・由布院・大分平野等に存在する温泉掘削の情報の整理を継続するとともに、水位観測や水質分析を追加して水理的解析を継続実施した。さらに、フラックスメーターを活用して、平野域での CO₂ の分布調査を開始した。また浅層の比抵抗探査を実施して、浅層地下構造との関連を明らかにする調査を継続実施した。

(2-4) 応力変遷解析(地質解析、断層構造シミュレーションおよび小断層解析)

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、野外探査システム等を活用した小断層解析による応力変化史の解析および地質調査に基づく断層帯形成のプロセスの解明を進めるとともに、地殻内応力シミュレーション装置を用いた、三次元断層構造形成の解析を継続実施した。

3) 平成 28 年度 :

平成 26 年度・27 年度も観測調査結果に加え、各サブテーマ(2-1、2-2、2-3、2-4)ごとに課題調査の追加観測を実施し、解析とまとめを進める。特に震源断層モデルの構築のために各観測調査の精査を実施し、震源断層モデルの構築を行う。また、各解析データのデータアーカイブの作成を実施する。成果として別府一万年山断層帯(大分平野-由布院断層帯東部)の構造評価、震源断層形状モデルの提案、地殻構造モデルの提案を進める。

以下、サブテーマ(2-1、2-2、2-3、2-4)ごとに業務の成果をまとめる。

3. 2 - 1 深部構造（自然地震・MT 比抵抗探査）

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	教授	清水 洋
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	准教授	松本 聡
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	准教授	松島 健
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	助教	相澤 広記

(c) 業務の目的

別府－万年山断層帯これまでの人工地震探査および重力探査結果に加えて、自然地震・MT比抵抗探査等による震源断層の推定、深部構造把握を目指す。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 26 年度：

自然地震観測においては臨時地震観測点を展開し、この地域の構造及び力学的な背景を求めるためのデータ蓄積を開始した。また、比抵抗構造推定については本調査の前に人工ノイズの影響を評価するため予備調査を実施した。

2) 平成 27 年度：

自然地震によって震源断層域における地殻構造不均質の抽出と非弾性変形の検出を行った。
また、約 60 観測点での電磁気探査により 3 次元比抵抗構造を推定した。

3) 平成 28 年度：

前年度の補完観測を行うと共に、別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）断層形状把握を目指す。

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の要約

自然地震によるこの地域の調査においては、過去 20 年余の震源データを再解析し、非弾性ひずみの分布を明らかにした。非弾性ひずみは別府－万年山地域で $10^{-7}/\text{yr}$ のレートを示す。また、変形は活断層と同様な方向で進んでいる。

本研究で実施した地震観測データを中心に用い、断層帯下の不均質構造を推定した結果、断層帯南部や火山体近傍に強い散乱を示すことが明らかになった。

広帯域 MT 調査を行い、断層帯浅部に複数の低比抵抗体が存在していることを明らか

にした。また深さ 3 km から 10km にかけては、地表断層の東西走向に対応する比抵抗構造は見られず、むしろ北東－南西走行の比抵抗構造が卓越していることが明らかになった。

(b) 業務の成果

自然地震観測による調査については、①昨年度決定された地震の震源およびメカニズム解を詳細に解析し、九州全体の構造の中での別府－万年山断層帯の構造の考察、②別府－万年山断層帯下の不均質構造推定を行った。

本学地震火山観測研究センターによって蓄積されているデータのうち、2000 年から 2013 年 7 月までの震源およびメカニズム解、防災科学技術研究所による F-net モーメントテンソル解を用いて、九州における地震発生層の非弾性ひずみ検出を行った。九州全体を緯度経度 0.15° ごとのグリッドで区切り、それぞれでの非弾性ひずみを計算した。解析期間 13.6 年での非弾性ひずみレートは大きいもので $10^{-7}/\text{yr}$ に達することが明らかになった。これは GNSS によって推定されているひずみ速度と同じオーダーになり、地震による変形も無視できないことを示した。別府－万年山地域においては非弾性ひずみレートが大きく、その方向は活断層のタイプと相関がある（図 3.2.1-1）。このように、別府－万年山断層帯における地殻変形は活断層のほか、定常的に発生する中小規模の地震による変形が重要であることが示され、地殻ダイナミクスのモデル化には考慮しなければならないことが示唆された。

本研究において展開された臨時地震観測点および周辺の定常地震観測点で捉えられた自然地震のデータから、別府－万年山断層帯直下の不均質構造を推定した。自然地震の S 波到達時以降に見られる波群のうち、エネルギーが大きい部分を抽出し、その走時と震源・観測点の位置から空間へ投影することで、散乱の強い部分を推定した（図 3.2.1-2）。得られた結果によると、断層帯そのものではなく、断層帯南部の下部地殻（深さ 20km 以深）に強い不均質構造が分布することが示された。また、九重や阿蘇火山の直下には散乱の強い部分がイメージされた。そのほか、下部地殻や上部マントルにおいては強い散乱体がいくつも見られた。火山に関連した散乱体は地震波低速度域浅部に位置するものもあり、マグマ供給系に関連している可能性がある。

広帯域 MT 観測による比抵抗構造調査は 2015 年 8 月から 10 月にかけて 73 点で行われた。このうち 53 点は電場のみの観測とした（図 3.2.1-3）。32Hz サンプリングで連続データを、深夜 1 時間のみ 1024Hz サンプリングデータの取得を行い、得られた電場と磁場の時系列データから、周期 0.005～3000 秒の周波数応答関数を推定した。なお電場のみの観測点では近隣の磁場データを計算に使用した。1 観測点あたり約 2 週間の測定を行ったこと、観測期間中、地磁気活動が活発であったことにより、ほぼ全ての観測点、全ての周期帯で精度のよい応答関数を得られた。比抵抗構造の大局的な特徴を phase tensor (Caldwell, 2004) および平均的な見掛け比抵抗によって考察したところ、大局的な電流の卓越方向は、北東－南西方向であり、地表の断層の東西走向と斜交することが示唆された。さらに Phase tensor の形状、平均的な見掛け比抵抗とも、由布岳と伽藍岳を北東－南西方向に結ぶライン周辺で顕著に変化しており、このラインが比抵抗の構造境界になっている可能性が示唆された（図 3.2.1-4）。

広帯域 MT 観測で得られた周波数応答関数を用い、3 次元比抵抗構造を推定した。陸上地形と海底地形を差分法による 3 次元比抵抗インバージョンコード (Siripunvaraporn and Egbert, 2009) に組み込み、海水を $0.3 \Omega \text{ m}$ 、空気部分 $10^8 \Omega \text{ m}$ 、それ以外の部分を $100 \Omega \text{ m}$ とした初期モデルを用い計算を行った。入力として使用したパラメータはインピーダンステンソル 4 成分、地磁気変換関数 2 成分であり、それぞれ 10% の誤差を与え 10 回の iteration を繰り返した結果、RMS は 2.8 に低下した。得られた比抵抗構造 (図 3.2.1-5) は深さ 3 km 以深で北東-南西走行の構造が卓越する一方、地表断層の東西走向に対応する構造は見られない。活火山周辺では低比抵抗体が深部から浅部へ上昇している様子が得られ、マグマ供給系に関連している可能性がある。

前述の 3 次元比抵抗インバージョンでは、計算メモリの制約のため観測点が密集した領域では観測点を間引いて使用した。さらに電場と磁場が離れた場所で取得した効果を組みこんでいない。そのため断層の詳細な構造を推定するのに不向きであった。そこで、断層帯を北北西-南南東方向に横切る測線を設定し観測点を稠密に配置し、測線方向に電流が流れるモード (TM モード) のみを用いた比抵抗 2 次元インバージョン (Ogawa and Uchida, 1996) を行った。得られた結果 (図 3.2.1-6) は断層直下にはほぼ鉛直に伸びる低比抵抗体が複数推定された。さらに地表に断層が存在しない測線の南部でも、同様の低比抵抗体が推定された。これらの低比抵抗体は断層運動に伴う破碎および粘土化によって低比抵抗となっていると推測される。

活断層分布との比較

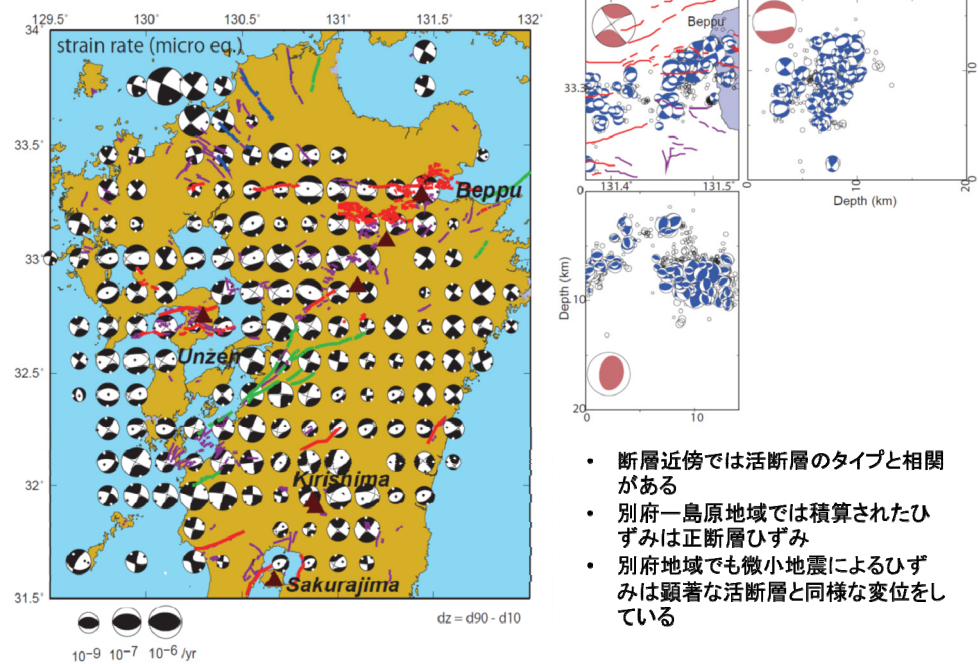


図 3.2.1-1 2000-2013.7 までの地震と F-net CMT 解、Iio et al. (2006) から得られた CMT データ約 9000 個から 0.15 度ずつのグリッドにおける積算モーメント、弾性乗数から求めたひずみレート分布。△は活火山の位置を示す。図中の赤、緑、青、紫実線は活断層のタイプを示し、それぞれ正断層、横ずれ断層、逆断層、不明なものを示している。ビーチボールの大きさ・パターンが非弾性ひずみの大きさ・パターンを示す。別府、熊本などでは 10^{-7} を超えるひずみレートで変形が進んでいる。変形パターンは活断層のタイプと関連があるように見える。右図は別府周辺の活断層、地震のメカニズム解（青）、地震で解放されたひずみのテンソルパターンを示す。

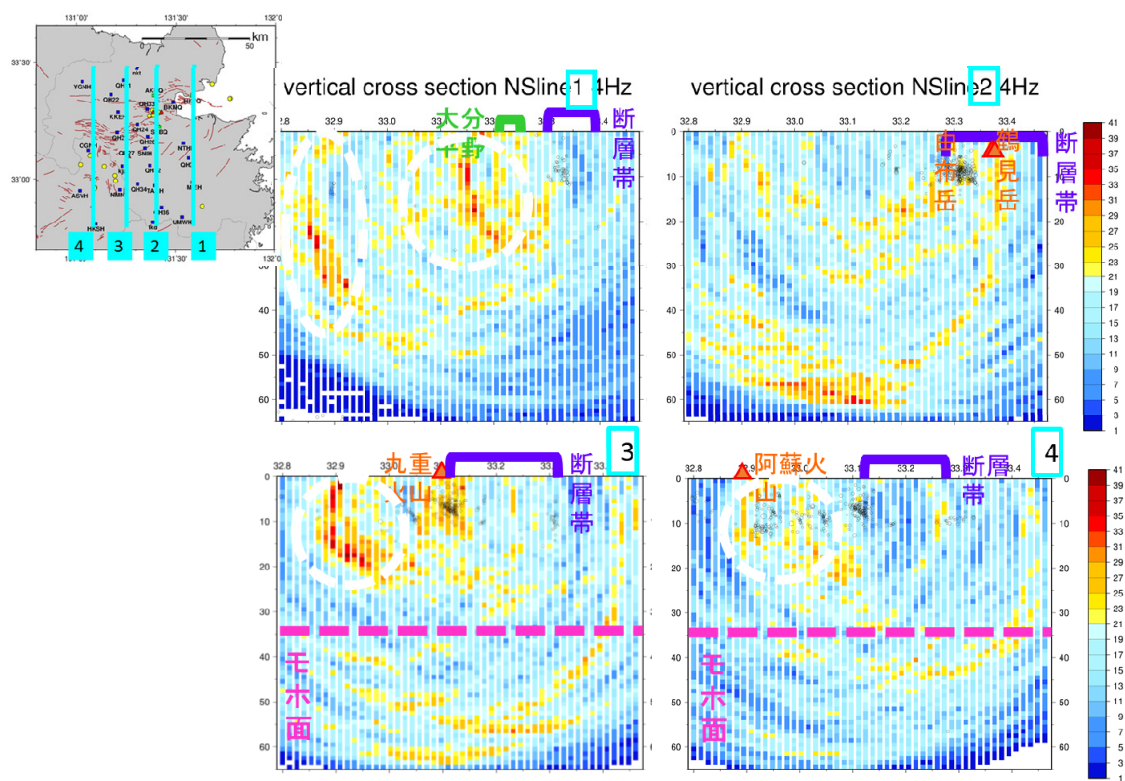


図 3.2.1-2 得られた散乱体分布の南北鉛直断面図。暖色系になるほど散乱強度が相対的に高い場所を示す。左上の挿入図に断面をとった位置を示す。

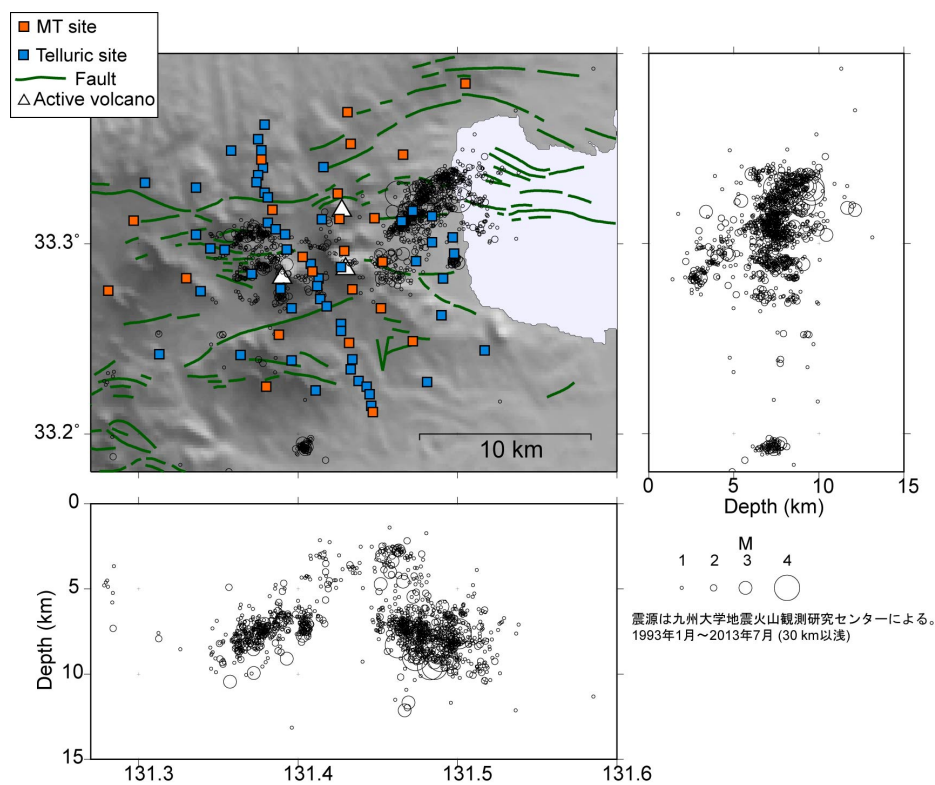


図 3.2.1-3 広帯域 MT 観測点図。赤色の口は電磁場 5 成分の観測点、青色の口は電場 2 成分の観測点を表す。

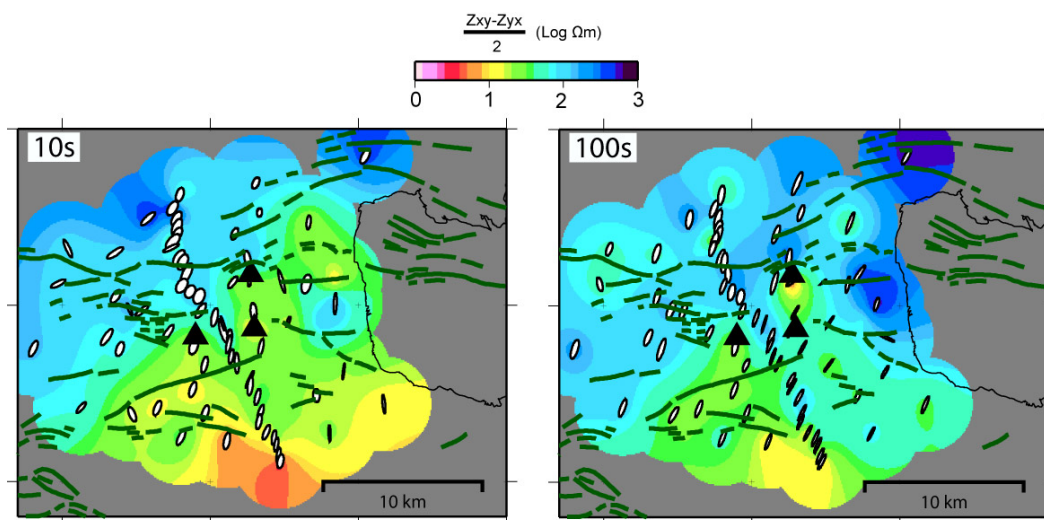


図 3.2.1-4 周期 10 秒および 100 秒の Phase tensor (楕円) と平均的な見掛け比抵抗。Phase tensor の長軸は概ね北東－南西方向であり大局的な比抵抗構造の走向が北東－南西方向であることを示唆している。

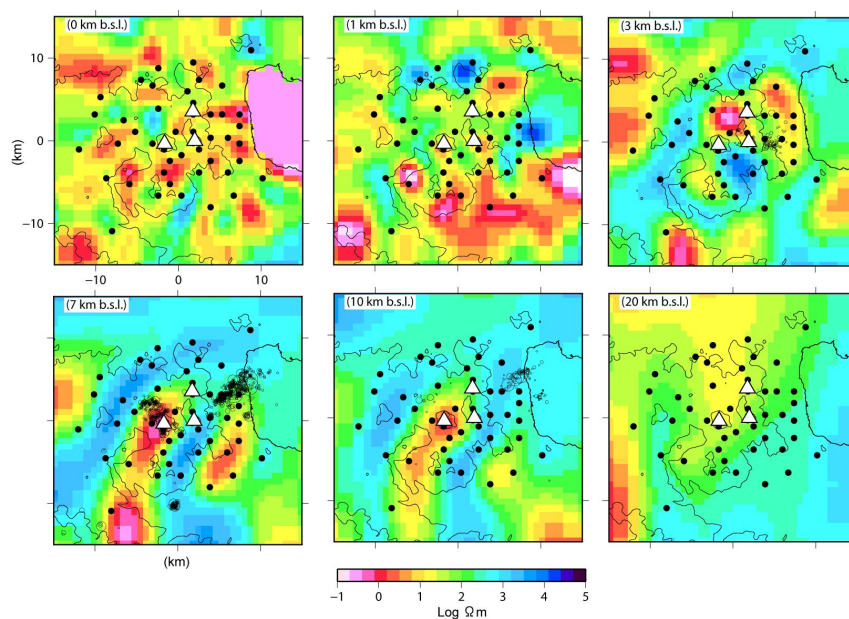


図 3.2.1-5 3 次元インバージョンにより推定された比抵抗構造。海水準からの深さ断面をそれぞれ示す (b. s. l: below sea level)。電場データと磁場データが離れた場所で取得されている効果は計算に組みこんでいない。

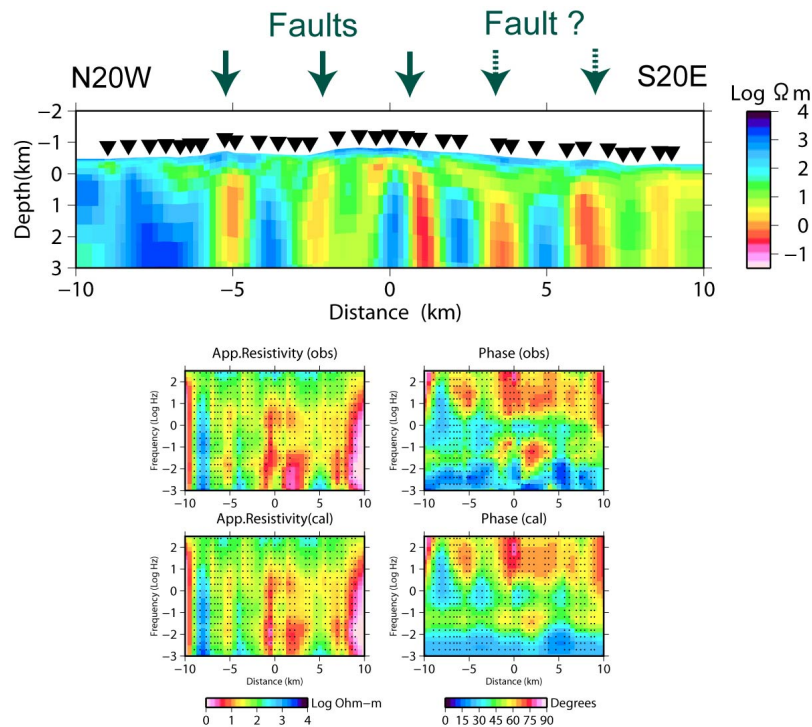


図 3.2.1-6 上段：2次元インバージョンにより推定された比抵抗構造。観測点が密集している測線（図 3.2.1-1）上のデータを全て用い、そのうち測線方向に電流が流れるモード(TM モード)のみを用いて比抵抗構造を推定した。下段：観測値 (obs) および比抵抗構造からの理論値 (cal) との比較。

(d) 結論ならびに今後の課題

従来までに得られたデータを再解析することによって、この地域の力学的背景について調査することができた。今後は、現在蓄積されているデータをさらに解析することにより、別府－万年山断層帯に作用する力とそれに対する応答を、構造の推定とともに調査し、活動に及ぼす影響等を調査していく必要がある。

MT探査の2次元観測によって断層帯浅部に複数の低比抵抗体がほぼ鉛直に存在していることが示唆された。別府－万年山断層帯が純粋な正断層だとすると断層低比抵抗体の傾斜がほぼ鉛直であることと必ずしも一致せず、今後考察が必要である。深部3次元比抵抗構造からは地表断層の東西走行に対応する構造は見られず、むしろそれに斜交する北東－南西方向の走行が卓越することが示唆された。今後、浅部断層の詳細な構造と（東西走行）、深部の断層帯の大局的な構造（北東－南西走行）の関係を明らかにすると共に、この地域の地震活動との関連を検討する必要がある。

(e) 引用文献

Caldwell, T.G., Bibby, H.M. and Brown, C., 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophys. J. Int.*, 158(2).

Matsumoto, S., S. Nakao, T. Ohkura, M. Miyazaki, H. Shimizu, Y. Abe, H. Inoue, M. Nakamoto, S. Yoshikawa, Y. Yamashita, Spatial heterogeneities of deviatoric stress inferred from the focal mechanisms and its relation to the shear zone in Kyushu,

Japan, submitted to Earth Planets Space, 2015.

Ogawa, Y. and Uchida, T., 1996. A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift. *Geophys. J. Int.*, 126(1): 69-76.

Siripunvaraporn, W. and Egbert, G., 2009. WSINV3DMT: Vertical magnetic field transfer function inversion and parallel implementation. *Phys. Earth. Planet. Int.*, 173(3-4): 317-329.

3. 2 - 2 浅部構造（反射法地震探査・GPS および地震観測・重力調査・ボーリング DB）

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	竹村 恵二
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	福田 洋一
国立大学法人九州大学工学研究院	教授	渡邊 公一郎
国立大学法人九州大学工学研究院	教授	藤光 康宏
国立大学法人九州大学工学研究院	助教	西島 潤
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	大倉 敬宏
国立大学法人東京大学地震研究所	助教	石山 達也
公立大学法人大阪府立大学学術研究院第2学群	准教授	伊藤 康人
国立大学法人富山大学大学院理工学研究部	准教授	楠本 成寿

(c) 業務の目的

別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の震源断層形状と周辺の地殻構造を解明することを業務の目的とする。特に、サブテーマ2－2では反射法地震探査・重力探査等やボーリング等のデータ解析から、平野基盤形状の推定と断層との関係を探る。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成26年度：

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、既存の地球物理学的資料（反射法地震探査、重力調査など）の収集・整理を進めるとともに、既存データの再解析やデジタル化を実施した。また、断層帯周辺の地震活動や地殻変動の解析高度化のために、GPS および地震観測地点を増強する準備を整えた。さらに、断層帯構造の解明のための稠密重力調査を実施した。あわせて、盆地浅部における地盤構造の高度化に必要な地盤モデル構築に向けてボーリングデータベースを作成するため、既存ボーリングの情報収集整理を実施した。

2) 平成27年度：

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、既存の地球物理学的資料（反射法地震探査、重力調査など）の収集・整理を進めるとともに、26年度実施の既存データの再解析やデジタル化を参照して、大分平野で東西方向の反射法地震探査を実施した。また、断層帯周辺の地震活動や地殻変動の解析高度化のために増強した、GPS および地震観測地点を合

わせて、解析システムや収録システムを活用し解析を進めた。さらに、断層帯構造の解明のための稠密重力調査を継続実施した。あわせて、盆地浅部における地盤構造の高度化に必要な地盤モデル構築に向けてボーリングデータベースを作成するため、既存ボーリングの情報収集整理を継続実施した。

3) 平成 28 年度：

平成 26 年度・27 年度の観測調査結果に加え、サブテーマ 2-2 の課題調査の追加観測を実施し、解析とまとめを進める。特に震源断層モデルの構築のために各観測調査の精査を実施し、震源断層モデルの構築を行う。また、各解析データのデータアーカイブの作成を実施する。成果として別府-万年山断層帯（大分平野-由布院断層帯東部）の構造評価、震源断層形状モデルの提案、地殻構造モデルの提案を進める。

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の要約

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、既存の地球物理学的資料（反射法地震探査、重力調査など）の収集・整理を進めるとともに、26 年度実施の既存データの再解析やデジタル化を参照して、大分平野で東西方向の反射法地震探査を実施した。また、断層帯周辺の地震活動や地殻変動の解析高度化のために増強した、GPS および地震観測地点を合わせて、解析システムや収録システムを活用し解析を進めた。さらに、断層帯構造の解明のための稠密重力調査を継続実施した。あわせて、盆地浅部における地盤構造の高度化に必要な地盤モデル構築に向けてボーリングデータベースを作成するため、既存ボーリングの情報収集整理を継続実施した。

(b) 業務の成果

(i) 反射法地震探査

本業務では、大分川と大野川に挟まれた大分平野を東西に横断する約 10km の探査測線を設定し、別府湾南岸における別府-万年山断層帯の断層分布及び深部形状の把握と共に、別府湾及び周辺陸域における強震動予測に向けた三次元構造モデル構築に資する基礎資料を提示することが調査目的とされた。

・調査地域

図 3.2.2-1 に、調査測線位置図を示した。本調査では、大分平野を東西に横断する稠密反射法-屈折法測線を Line-1、この東西測線に直交する高分解能反射法測線を Line-A とした。これらの調査測線は、大分平野北部の臨海地域に位置し、西側より、住吉川、大分川、

裏川放水路、原川、乙津川、小中島川及び大野川を横断する。

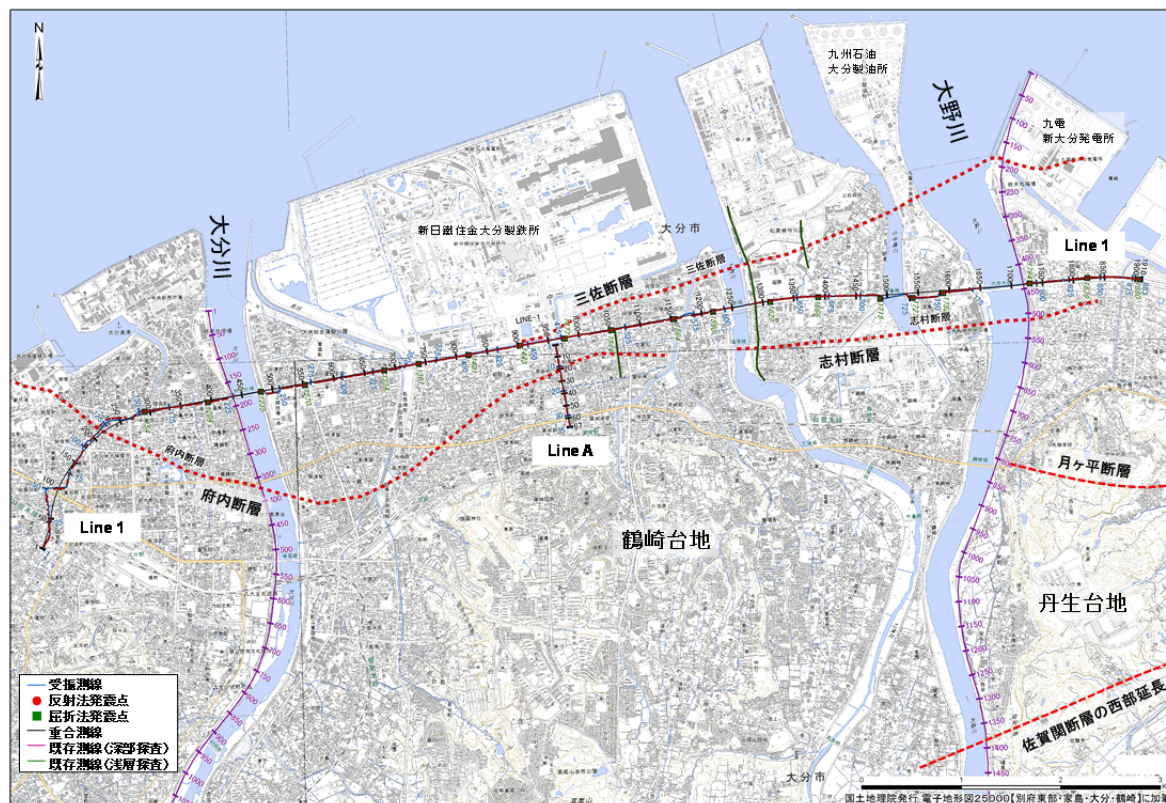


図 3.2.2-1 調査測線及び既存測線位置図

(千田他(2004)及び地震調査研究推進本部、(2005)を参照)

本調査業務では、大分地質図幅(吉岡他(1997))を主に参照し、地質概要及び伏在断層に関わる諸情報を総括し、地震探査データ解析に資する基礎資料とした。

大分平野は主として三角州及び後背湿地として形成され、自然堤防箇所を除いて、地形は平坦である。大分平野に位置する代表的な河川としては、大分川及び大野川であり、大分川は九重火山山麓に、大野川は阿蘇火山外輪山東麓に源流を持つ。両河川共に、広大な流域に第四紀火山が存在するため、火山岩礫を主体とする碎屑物の供給が多い。また、人口改変前の海岸線は比較的直線的であり、両河川の河口では三角洲が発達しているが、新日鐵住金製鉄所を中心とする大規模埋立地によって、旧海岸線は明瞭ではない。この旧海岸線の東部地域は、P波を著しく減衰させるピート層、泥炭層、浅層ガス混在層等の不飽和層の存在、未固結層が極端に深くなる堆積層の急激な層変化を伴う分布域に該当することが、千田他(2004)によって指摘されている。

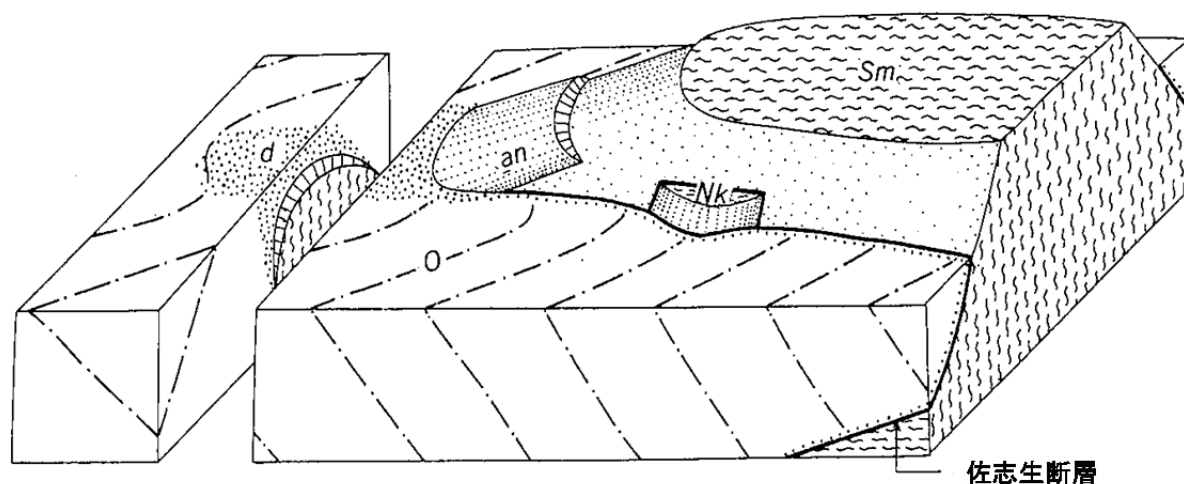
大分平野は別府-島原地溝帯の南縁付近に該当し、地域全体において東西走向の正断層が卓越する。南東部の三波川変成岩類からなる佐賀関山地と、後期鮮新世-前期更新世の碩南層群、前期-中期更新世の大分層群からなる丹生台地は、直線状の崖線で画されているが、これは佐賀関断層の西方延長に該当する。この丹生台地内には、碩南層群-大分層群を階段

状に変位させる正断層が分布し、代表的な月ヶ平断層では丘陵高度に 10-30m の上下変位が確認されている。大分川-大野川に画された鶴崎台地と大野川右岸の丹生台地の段丘面高度差を大野川断層とする指摘(千田(1974))があるが、低断層崖等の変位地形等は明確には確認されていない。一方、大分平野の別府湾岸地域では、首藤・日高(1971)が多数のボーリング資料と鬼界アカホヤ(K-Ah)火山灰層分布から、沖積低地下に伏在する別府湾南岸断層の存在を示唆した。吉岡他(1997)は、K-Ah 層準に 10m 以上の落差が認定できる箇所をトレースし、大分平野地下において完新統を変位させる可能性が高い断層群として、F1、F2、F3 及び F4 の 4 条の断層を示した。また、千田他(2004)は、大分平野において実施された地方交付金による大分県活断層調査結果(1999-2003 年)を総括し、深部反射法地震探査(大分川, 大野川), 浅層高分解能反射法探査(大分川, 大野川, 日岡, 松原及び乙津川)及びボーリング調査結果から、大分層群及び碩南層群相当層中の北傾斜の不連続構造として、三佐断層及び志村断層を定義した。これらの断層群の走向は、東北東-西南西方向であり、三佐断層東部は旧海岸線沿いに存在する。三佐断層東方海域には大在沖断層群が存在するが、変位方向及び K-Ah 火山灰層の上下方向変位量が異なるため、その関係性に関しては様々な議論がある。また、志村断層南側では、完新統が直接大分層群相当層を覆っているが、北側では、完新統の下位に晩氷期-最終間氷期の堆積物が厚く分布する。

別府市市街地の南麓山麓線に沿って朝見川断層が位置する。別府湾南岸地域には東西に軸を持つ水深 50-70m の谷状凹地が存在するが、この南縁部を朝見川断層の海域延長部が通過する。この別府湾南岸断層は、大分市街地では府内断層として、大分川左岸の府内城址を西北西-東南東方向に通過し、大分川を越えて県立芸術会館付近まで延長していることが推測されている(千田他(2003))。さらに、府内断層は、志村断層の西方延長上に位置し、別府湾南岸断層の主たる二条の断層系の内、南側に位置する同系列の断層トレースとして認定されている(地震調査研究推進本部(2005))。こうした別府湾南岸断層(三佐断層, 府内-志村断層)に関しては、浅層反射法構造探査、浅層ボーリング、鬼界アカホヤ(K-Ah)火山灰層の同定を通じて、最新活動時期及び活動間隔が議論されている(同(2005))。

大分平野における強震動予測の高精度化を図る上で、断層位置及び断層形状の把握と共に、基盤構造を含む地下構造モデルの構築が非常に重要な課題である。大分平野に分布する地質系統を概観すると、白亜紀三波川変成岩類、上部白亜系堆積岩類の大野川層群、及び第四紀火山岩-堆積岩類からなる。大分平野における基盤構造を規定する三波川変成岩類は、地表露頭が大野川以東の丹生台地及び佐賀関山地に分布し、北縁部は大分層群に不整合に被覆され、佐賀関山地から北西の大分平野地域へと、大野川層群下に潜り込むドーム状構造が推定されている(寺岡(1970)、図 3.2.2-2 参照)。従って、三波川変成岩類の出現深度は、北西方向に徐々に深くなる傾向を示す。上部白亜系大野川層群は、阿蘇南方から臼杵湾に至る臼杵-八代構造線の北側に広く分布する海成の堆積層であり、七瀬川南側の霊山山地に露頭(霊山層 R1 部層)が分布する(吉岡他(1997))。この R1 部層は、淘汰が良好ではない固結した赤色礫岩から形成され、花崗岩、安山岩、チャート、石灰岩、片麻岩、結晶

片岩他の多様な礫種が認められる。従って、大分平野西部域深部に分布する大野川層群は上位の大分層群-碩南層群とのインピーダンス差はあるものの、様々な礫種から構成される不均質な礫層が主体である可能性が高く、その内部は有意な反射波群の生成は困難であると推定される。



Sm: 三波川変成岩類、Nk: 西川内層、O: 大野川層群(dは擾乱部)、an: かんらん石安山岩

図 3. 2. 2-2 三波川変成岩類と大野川層群の構造関係(寺岡, 1970)

・データ取得作業

① 調査測線

本調査では、大分県大分市田室町から大分市大住北に至る東西方向 12.2 km 区間の調査測線 Line-1 において、反射法及び屈折法地震探査データを取得した。また、新日鐵住金大分製鉄所正門前から JR 高城駅前に至る南北方向 0.8 km 区間の調査測線 Line-A において、反射法地震探査を実施した。図 3. 2. 2-3 に探査データ取得に関する現場状況を示す。



図 3.2.2-3 探査データ取得状況を示す現場写真

大分市田室町交差点を起点として市道を東進し、大分市住吉町新川の交差点に至る 1.5km の Line-1 西端区間（府内断層を横断）は、市街化が進んだ住宅地域に位置し、教育施設及び病院が点在しているため、発震エネルギー調整及び受振器展開（地面等への受振機材固定）における保安対策を講じた。測線屈曲を伴う西部区間以外の測線区間は、大半が県道 22 号線大在・大分港線（臨海産業道路）に位置し、大分市大住北 3 号線入口交差点が東端である。この臨海産業道路では、片側三車線を通行する車両ノイズが卓越し、基底ノイズレベルが極めて高い領域が全域に及んだ。また、調査測線近傍には商業店舗を中心とした中層ビルが散在しているため、発震点位置毎にパイププレート発震出力の調整を綿密に実施した。一方、Line-A は、大分県大分市新日鐵住金大分製鉄所正門前の交差点を起点として市道高城駅通り線、県道高城停車場線を南進し、JR 高城駅前に至る 0.8 km の区間に設定した。

② 調査内容

本調査では、Line-1 における反射法地震探査及び屈折法地震探査が平成 27 年 8 月 5 日から同年 8 月 11 日の期間に、Line-A の反射法地震探査が平成 27 年 8 月 10 日から同年 8 月 11 日の期間に実施した。本調査測線は、交通量の極めて多い臨海産業道路沿い及び住宅・商業店舗が密集する市街地に位置したため、全区間において独立型受振システムを採用し

た。こうした独立型受振システムは、従来の有線テレメトリー記録装置と比較して可搬性に優れ、交通量の多い幹線道路、河川、標高差を伴う地形変化、ノイズレベル等の測線状況を考慮して、非常に自由度の高い受振点位置の設定が可能であった。本調査で採用された独立型受振システムは、A/D 変換、GPS システム、データ収録装置が一体型となったユニットに加え、受振器からの信号を入力するアナログケーブル及びリチウムバッテリーユニットから構成されており、1 ユニットで 1-3 チャンネルの連続データが収録された。一方、Line-1 の反射法バイブレータ発震では、発震点間隔は受振点間隔と同一の 12.5 m に設定され、受振間中点に発震点を設定する ‘Half-integer’ 発震を採用した。測線西端区間では、近傍の住宅・店舗等の建造物、構築物、路面強度及び埋設管設置状況など保安要件への影響を減ずる観点から、標準的な Linear-up スウィープを用いると共に、発震エネルギーの低減（バイブレータ台数 1 台、制御出力 30%）を行ったものの、発震点確保は困難であり、有効発震点数は受振点数に対して約 61%程度の確保に止まった。一方、臨界産業道路区間では、比較的、発震条件が良好であったため、地下深部へのエネルギー透過を目的として、低周波成分の確保が可能な MD(Maximum Displacement)スウィープを採用した。また、発震点近傍における構造物への影響を勘案し、発震エネルギーの低減調整（制御出力 50%）を実施し、有効発震点として受振点数の約 82%程度を確保した。総発震点数は 690 点である。また、Line-1 測線の屈折法及び広角反射法バイブレータ発震に関しては、中型バイブレータ 2 台（制御出力 90%）を標準とする発震が実施された。この屈折法発震点（間隔 500m）に関しては、住宅・店舗、埋設管などの保安要件に近接せず、十分な路面強度を有する位置を選択した。また、オフセット距離 10 km 以上の屈折初動データ取得を目的として、各発震記録の S/N 向上を図るため、スウィープ周波数 6-30 Hz による MD スウィープによって、各点 20 回の連続発震作業を行った。さらに、Line-A の反射法バイブレータ発震作業では、発震点間隔を 25m とし、MD スウィープによって、有効発震点として全測線区間の約 80%程度を確保した。総発震点は 28 点であった。

③ 調査仕様

本調査の調査仕様及び調査工程実績を表 1 に示す。

表 3. 2. 2-1 データ取得仕様一覧(左)及び調査工程実績(右)

調査測線		大分平野地質構造調査 陸域測線	
測線名	Line-1		Line-A
調査項目	反射法	屈折法	反射法
受振系			
受振点間隔	12.5m		25m
総受振点数	883点		36点
記録システム(独立型)	GSR(Loc.1・410, 471・883) MS2000(Loc.411・470)		GSR
受振器(10Hz速度計)	SM24・3S/GS-one		GS-one
受振点番号	1・883		1・36
展開パターン	片側6.0km以上の 展開長を確保	固定展開	固定展開
サンプリングレート	4msec		
震源系			
震源	中型バイブレータ		
バイブレータ台数	2台(標準)		
スイープタイプ	Linear Up sweep/MD sweep		MD sweep
スイープ長	17sec	20sec	17sec
スイープ周波数	Linear Up sweep...8-80Hz MD sweep...6-80Hz		6-80Hz
バイブレータアレイ	B-B		
発震回数/VP	2回	20回	2回
発震点間隔	12.5m	500m	25m
発震点数	690点	20点	28点

月日	測量 作業	調査 日数	Line-1	Line-A
7月31日	金	↑		
8月1日	土			
8月2日	日			
8月3日	月			
8月4日	火	1	調査要員移動・現地確認・関係機関への調査開始挨拶	
8月5日	水	2	受振器展開(Line-1)	
8月6日	木	3	受振器展開(Line-1)	
8月7日	金	4	受振器展開(Line-1)	
			発震作業(反射法)	
8月8日	土	5	発震作業(屈折法及び反射法)	
8月9日	日	6	発震作業(反射法)	
			受振器撤収(Line-1)	
8月10日	月	7	発震作業(反射法)	受振器展開(Line-A)
			受振器撤収(Line-1)	発震作業(反射法)
8月11日	火	8	受振器撤収(Line-1)	受振器撤収(Line-A)
8月12日	水	9	調査要員移動・関係機関への調査終了挨拶	

④ データ品質

Line-1 反射法データ取得では、測線西端の 1.5km 区間では、中型バイブレータ 1 台（制御出力 30%）による低エネルギー発震の制約があったが、往復走時 0.5-0.8 秒まで反射波列の把握が可能であった。また、臨海産業道路沿いでは、中型バイブレータ 2 台（制御出力 70%以上）による標準出力による発震点を確保したものの、極めて高い基底ノイズレベルに影響を受けると共に、新日鉄住金大分製鉄所の正門以東では、急激な速度低下（800-1200m/sec）領域が出現し、地表近傍における発震エネルギー減衰に伴うデータ品質低下域が顕著となった。この測線東部区間では、分散性表面波のレベルは低いものの、P 波を著しく減衰させるピート層、泥炭層及び浅層ガス混在層等の不飽和層分布に起因する品質低下によって、大分層群及び碩南層群相当の往復走時 0.5-1.0 秒までの反射波列が断片的に見出されたに止まった。こうした条件は、比較的高エネルギー発震を採用した屈折法データに関しても同様であり、アレイフォーミングを適用しない原記録については、屈折初動の到達オフセット距離は約 4.0km が最大であった。図 3. 2. 2-4 に典型的な発震記録例を示す。

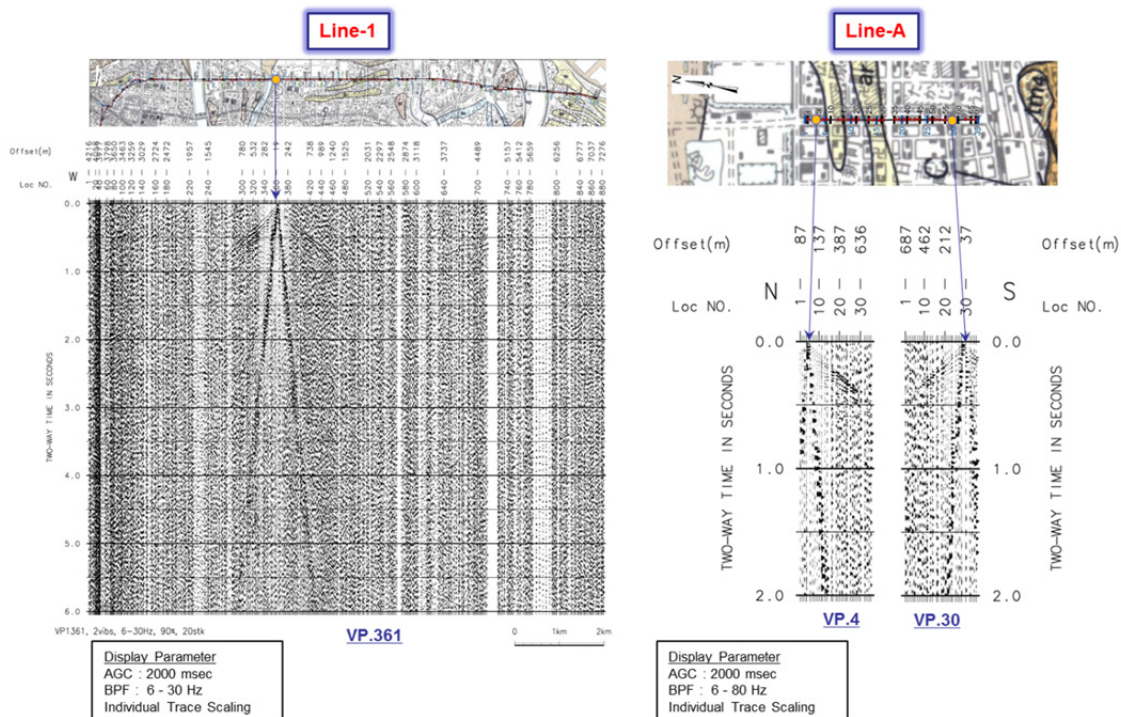


図 3.2.2-4 発震記録例 右図が Line-A 反射法発震記録、左図が Line-1 反射法-屈折法発震記録例

・データ解析

データ解析に関しては、複合型ノイズ抑制処理、屈折波-反射波静補正、ウェーブレット処理、速度推定、MDRS 解析及び重合後マイグレーションから構成されるデータ処理フローを採用した。図 3.2.2-5 に、反射法データ処理フローを示す。また、図 3.2.2-6 には、Line-1 に関する CMP の各種情報(重合数分布、オフセット距離分布、アジマス分布、標高分布及び CMP 偏倚分布)を測線情報の確認のために示した。

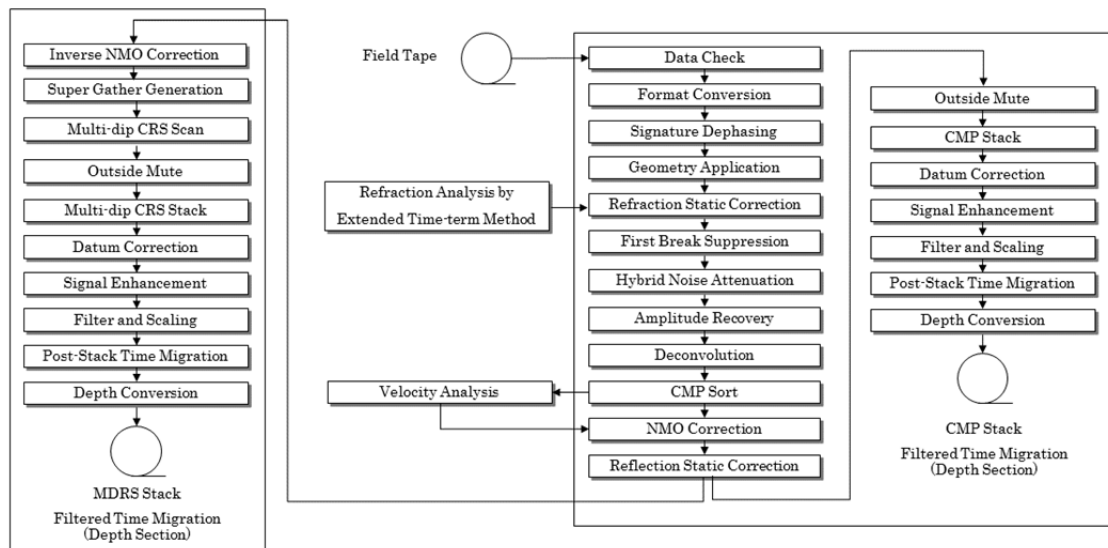


図 3.2.2-5 反射法データ処理フロー

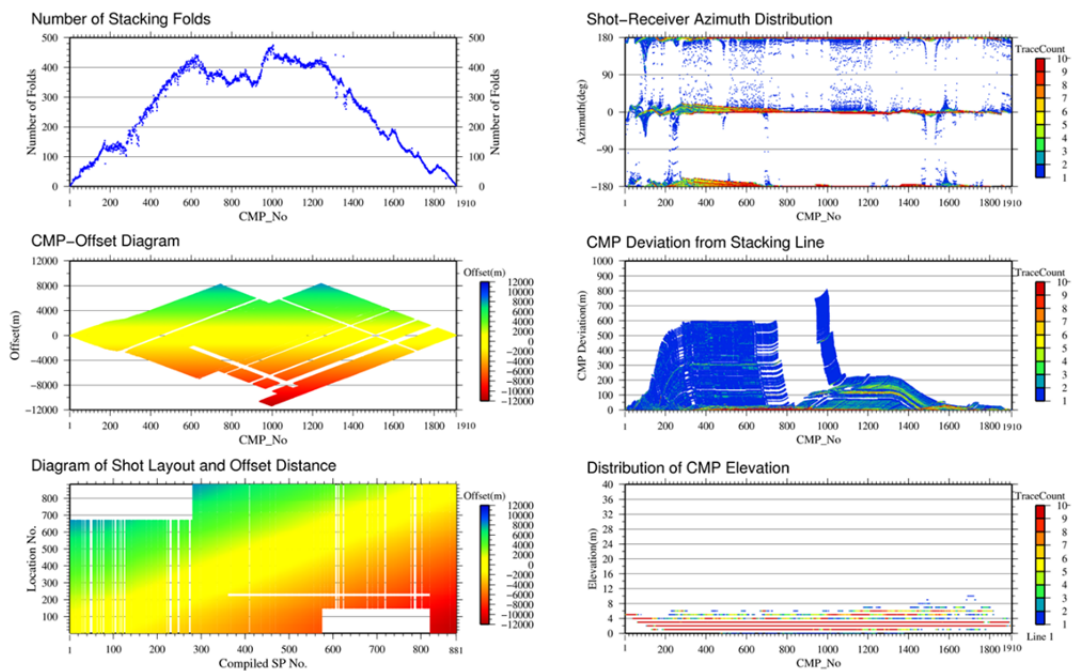


図 3.2.2-6 取得データに関わる CMP 各種ジオメトリー表示結果

① 標準反射法データ解析

本データ再解析において、データ解析フローを構築する際の主たる課題は、多様なノイズを抑制する最適な複合型抑制処理の設計と共に、不均質表層構造に対応する広波長帯域の静補正適用であった。以下に、その概要を記述する。

[1] 各種ノイズに関する複合型抑制処理の適用

解析対象データには、分散性の強い表面波、音波、S 波、側方反射波及び屈折多重反射

波等のコヒーレントノイズ、ランダムノイズに加えて、地表近傍における後方散乱波等の非定常ノイズ、さらに、車両通行等に起因する強振幅一過性ノイズが混入した。こうしたノイズは過大振幅及び空間エイリアジングを伴うため、複層的な各種ノイズの特性を把握し、各種抑制処理手法を選択し、複合適用を図った。こうした各種ノイズの的確な抑制は、速度推定の精度向上、MDRS 解析による微弱な反射波抽出、マイグレーション処理の解像度改善等に帰結する。従って、本解析では、各種ノイズの特性把握を通じて、最適な抑制手法の選択と複合化を実施した。表 3.2.2-2 に各種ノイズ抑制処理手法の一覧を示す。

表 3.2.2-2 各種ノイズ抑制処理手法一覧

分類	種類	適用対象ノイズ	特徴
予測型	F-X予測フィルター	ランダムノイズ	線形イベントを保持
エディット型	Data adaptive time-variant filter	局所的な強振幅ノイズ	コヒーレントノイズ(表面波など)も抑制可能 強振幅反射波を損傷する可能性
	F-Xエディット		連続性を持つ波の振幅を保存 ランダムな強振幅成分を抑制
走時差準拠型	F-Kフィルター	コヒーレントノイズ	不規則ジオメトリへの対応困難
	F-X速度フィルター		不規則ジオメトリへの対応可能
	線型ラドン変換法		
アレイフォーミング型	ビームステアリング法	コヒーレントノイズ ランダムノイズ	到来方向の調整で反射波の損傷低減

この複合型ノイズ抑制処理として、第一に、車両ノイズを含む比較的強振幅の一過性ノイズに対して、エディット型局所的強振幅ノイズ抑制処理を適用した。この処理手法では、細分化した時間ゲート毎に特定の周波数範囲での平均振幅が計算され、指定した閾値を超えるゲートに対して振幅のスケーリング調整が直接適用された。第二に、分散性の強い表面波及び比較的継続時間の長い屈折多重反射波の除去を目的に、線型ラドンフィルターを共通発震記録及び共通受振記録の両領域に対して適用した。さらに、ランダムノイズ抑制を目的として、周波数-空間領域において複素型予測フィルターを設計・適用した。

[2] 広波長帯域の静補正適用

大分平野東部臨海地域におけるピート層、泥炭層及び浅層ガス混在層等の地震波減衰を伴う不飽和表層が存在する地表条件下において、浅層速度構造の把握、さらには短波長から長波長までの広波長帯域における静補正值推定は、極めて重要な課題であった。本解析では、浅層速度構造の把握には、改良型タイムターム法及び屈折トモグラフィ解析を組み合わせた手法を精査し、精密な浅層速度構造を推定し、併せて、中長波長の静補正值を算出する必要があった。従って、中-短波長静補正值の推定については、改良型タイムターム法の適用と共に、低 S/N データ品質に対応可能な 'Global Optimization' 型の 'Surface-consistent' 残差静補正解析を複合適用によって、反射波イメージングの向上を図った。

② 高精度反射法データ解析

本解析では、標準データ解析において、残差静補正までの基本処理を適用したデータを入力として、MDRS (Multi-Dip Reflection Surface) 法による高精度イメージング処理を実施した。本解析では、まず、MDRS 法の第一段階として CRS (Common Reflection Surface) 法を適用した。CRS 法 (Common reflection surface stack (Jager, 2001; Mann, 2007; Schleicher, 1993)) は CMP に属するトレースだけではなく、その近傍の CMP を集約した

’Super gather’ を重合処理することによって、従来の CMP 重合法と比べて飛躍的に高い重合数を得ることができる。また、反射点の異なるトレースの重合処理について、空間解像度の低下を回避するため、走時補正において、ゼロオフセットセクション上での反射波走時の傾きと曲率といった CMP 間の挙動要素を自動抽出し、複雑な地下構造への適用性が確保される。本調査地域である別府湾及び大分平野北部域には様々な東西走向の断層群が発達し、ゼロオフセット断面上で反射波が交差する状況（コンフリクティング・ディップ）が予想される。こうした状況に対応するため、第二段階として、高精度 CRS 解析として位置付けられる MDRS 法(Aoki et al. (2010))を適用し、複数の交差する傾斜を持つ反射面に関わるイメージングの改善を実施した。MDRS 法の基本原理概念図を図 3.2.2-7 に示す。左上の基本概念図において、上段左側はコンフリクティング・ディップを含んだ CMP 重合記録を表している。上段右側は MDRS 重合記録を示しており、下段左側に示した MDRS サブセクション（range 1、2、3）の重ね合わせによって、S/N 比を改善しながらコンフリクティング・ディップのイメージングを達成することが可能である。MDRS 法では各定速度重合パネル上でゼロオフセット反射波の傾斜と曲率をスキャンし、得られた傾斜スペクトル上でセンブランスピークを検出した後に、これらのピーク値を降順に並べ替え、上位から数枚を選択加算し、MDRS 重合記録が得られる。

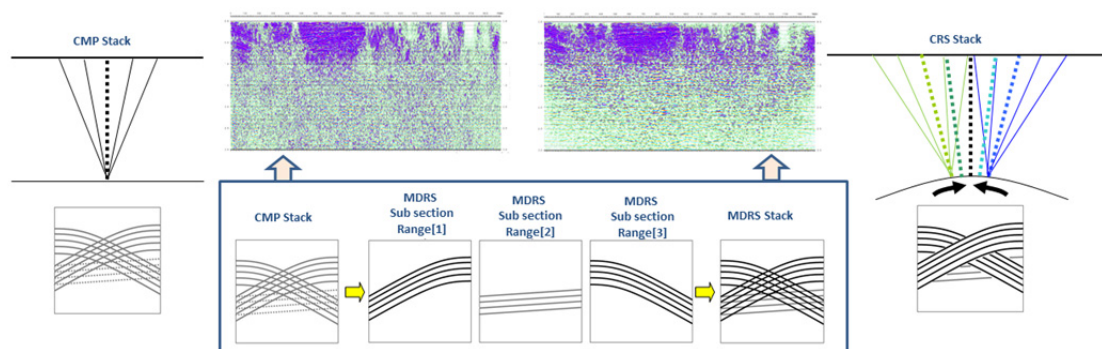


図 3.2.2-7 MDRS 解析に関わるデータ処理概念図

③ 屈折法データ解析

本解析では、稠密反射法及び広角反射法データの屈折初動を入力として、図 3.2.2-8 に示す屈折波トモグラフィ解析を実施した。

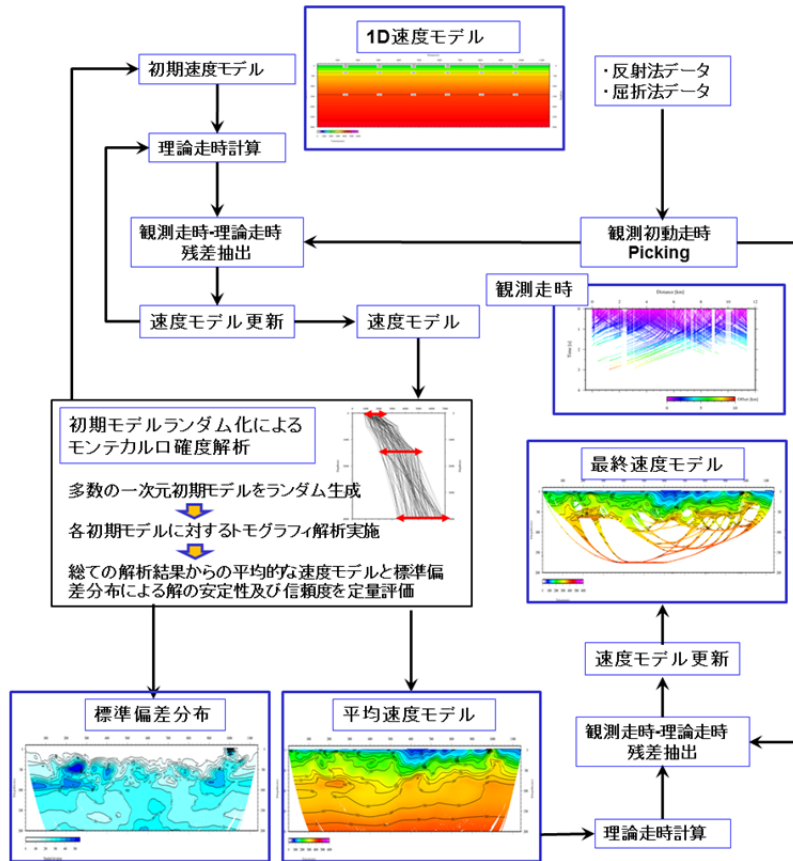


図 3.2.2-8 屈折トモグラフィ解析 処理フロー

今回、屈折トモグラフィ解析の結果に対する信頼性の評価を与える方法として初期モデルランダム化によるモンテカルロ型信頼性評価解析(白石他、2010 ; Zhang and Toksoz, 1998)を採用した。この手法では、一定の条件化でランダムに生成した多数の初期モデルに対してトモグラフィ解析を実施し、すべての結果を平均化した速度分布およびその平均値からの偏倚を示す標準偏差分布が得られる。これらの情報は、トモグラフィ解析による最終速度構造モデル及びその確実度に関わる指標として用いられた。本解析では、初期モデルとして線型勾配を持つ一次元速度モデルを100個ランダムに生成した。

・データ解析結果

反射法及び屈折法データ処理を経て、最終的なデータ解析結果を得た。図 3.2.2-9 に Line-A に関わる CMP 標準重合処理による時間-深度断面図を、図 3.2.2-10 及び図 3.2.2-11 に MDRS 反射法解析を適用した Line-1 の時間断面図及び深度断面図を示す。また、図 3.2.2-13 は、重合後マイグレーション処理深度記録(MDRS 解析)に屈折トモグラフィ解析による最終深度速度構造を重複表示した結果である。調査測線西部域は、深度 1000m 程度まで非常に反射波に富む特徴を示す一方、新日鉄住金大分製鉄所の正門以東では、急激な速度低下(800-1200m/sec)及び表層深度(80-100m)が増大する領域が出現すると共に、地表近傍における発震エネルギー減衰に伴うデータ品質低下域が小中島川まで続くことが確認された。特に、乙津川左岸域でこの傾向が顕著である。この要因としては、P 波を著しく減衰させるピート層、泥炭層及び浅層ガス混在層等の不飽和層分布、未固結層自体の不均質変化、さらには、調査測線に雁行する別府湾南岸断層群(三佐断層, 志村断層)による影響が考えられる。今後、浅層ボーリングデータ等の地表地質コンパイル、稠密重力測定結果等の詳細情報との対比を通じて、S/N 低下の主要因を同定することが望ましい。

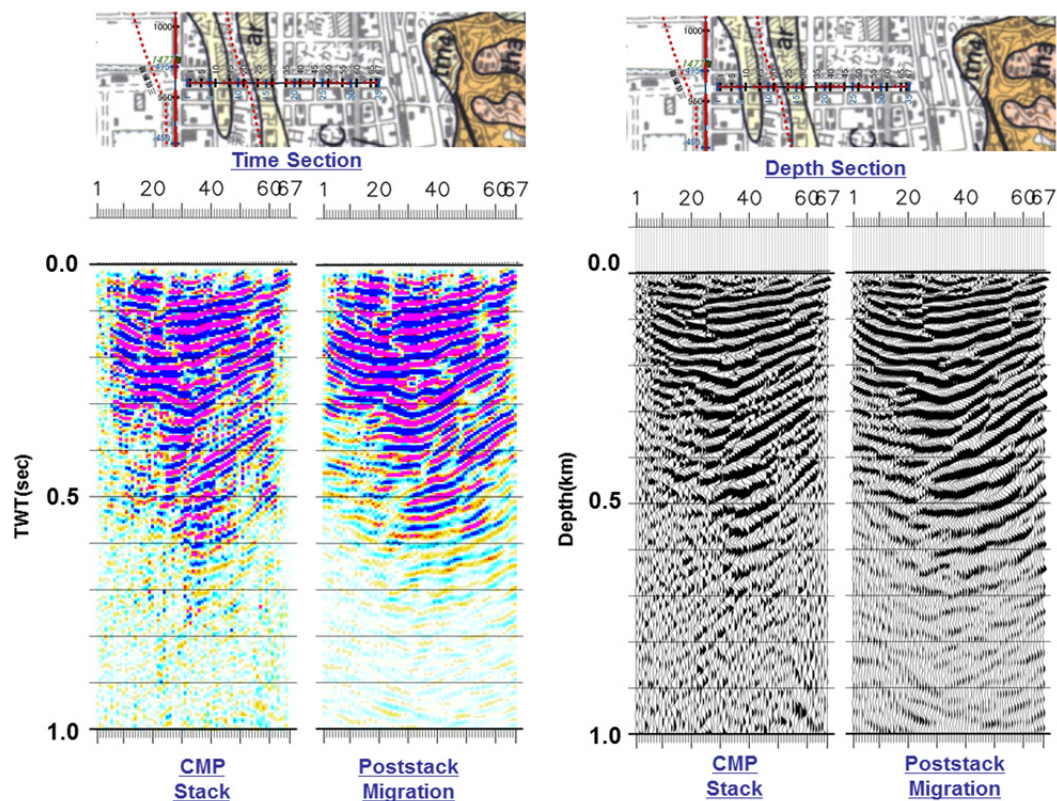


図 3.2.2-9 Line-A データ解析結果

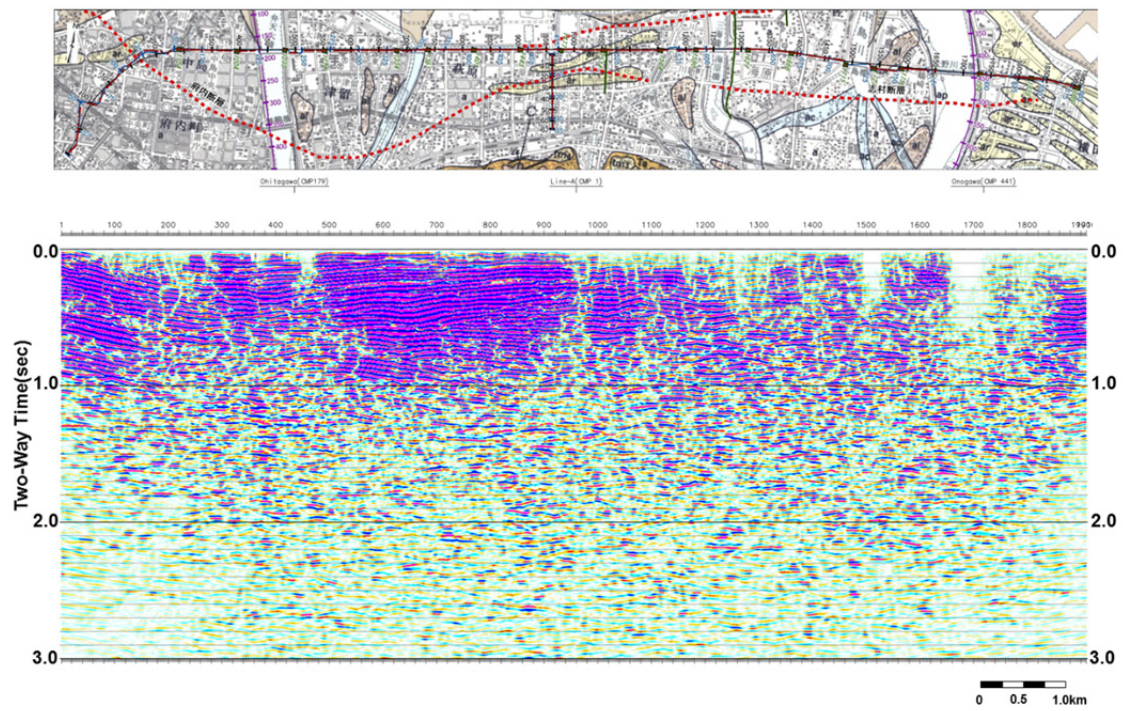


図 3.2.2-10 Line-1 データ解析結果[1] MDRS 解析時間断面図

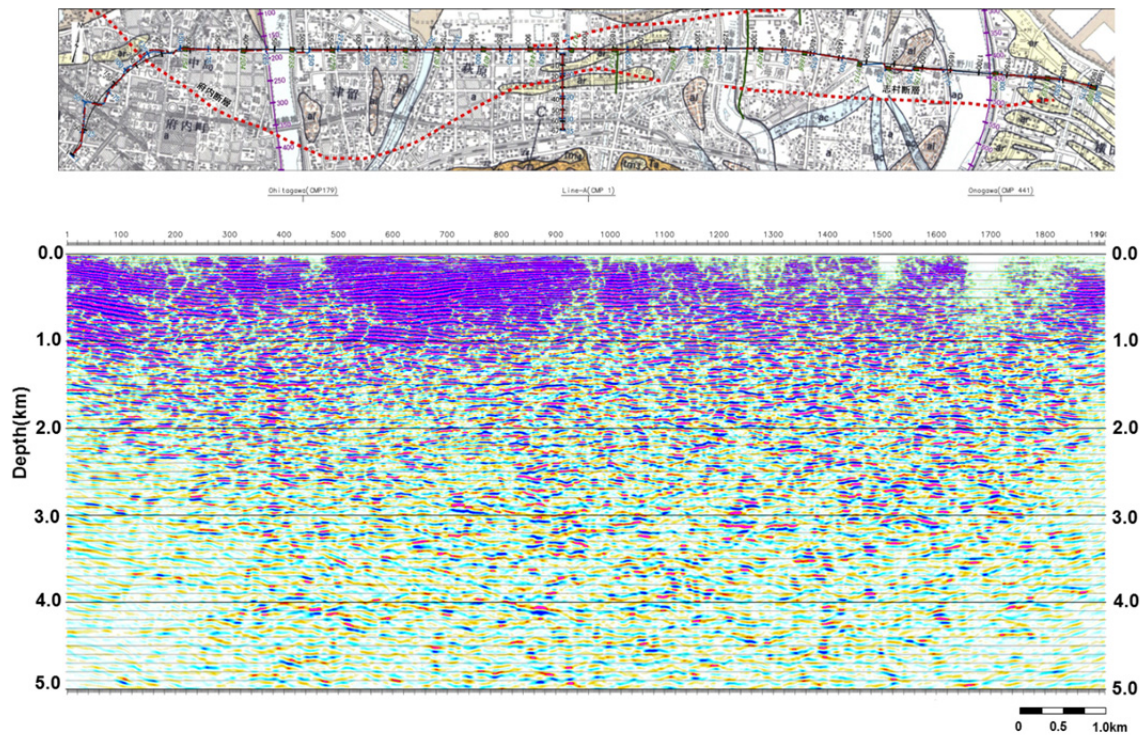


図 3.2.2-11 Line-1 データ解析結果[2] MDRS 解析深度断面図

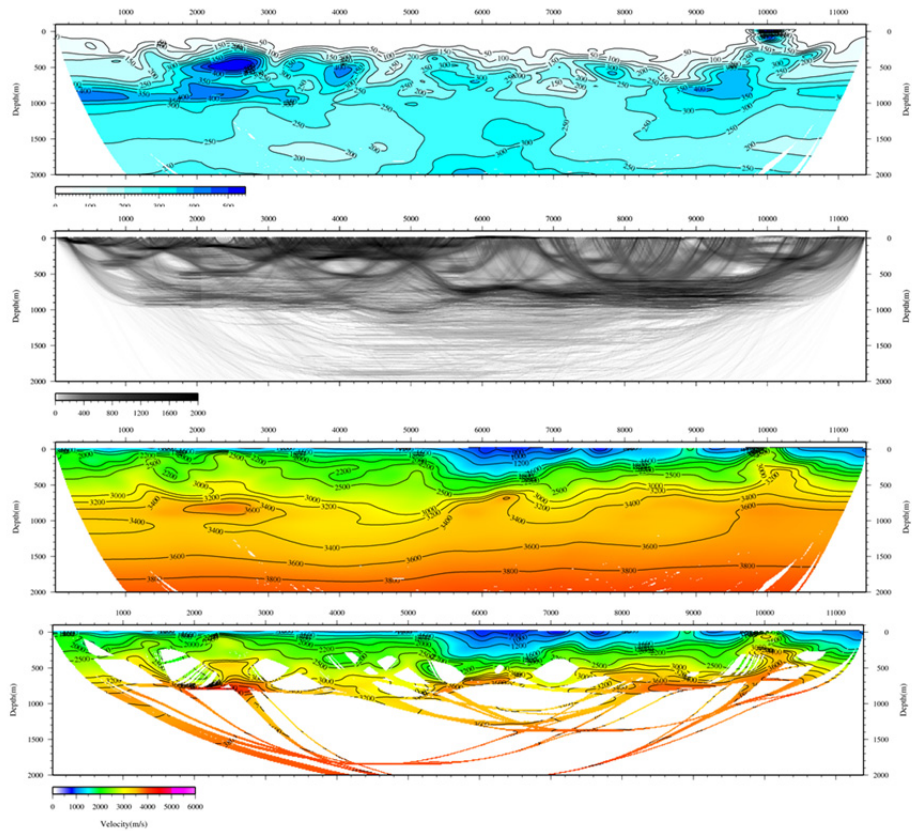


図 3.2.2-12 屈折トモグラフィ解析結果. 上図から順に、100 個の初期モデルから得られた計算結果の平均速度分布、標準偏差分布、波線密度分布、そして、平均化速度モデルを初期モデルとする再解析結果である.

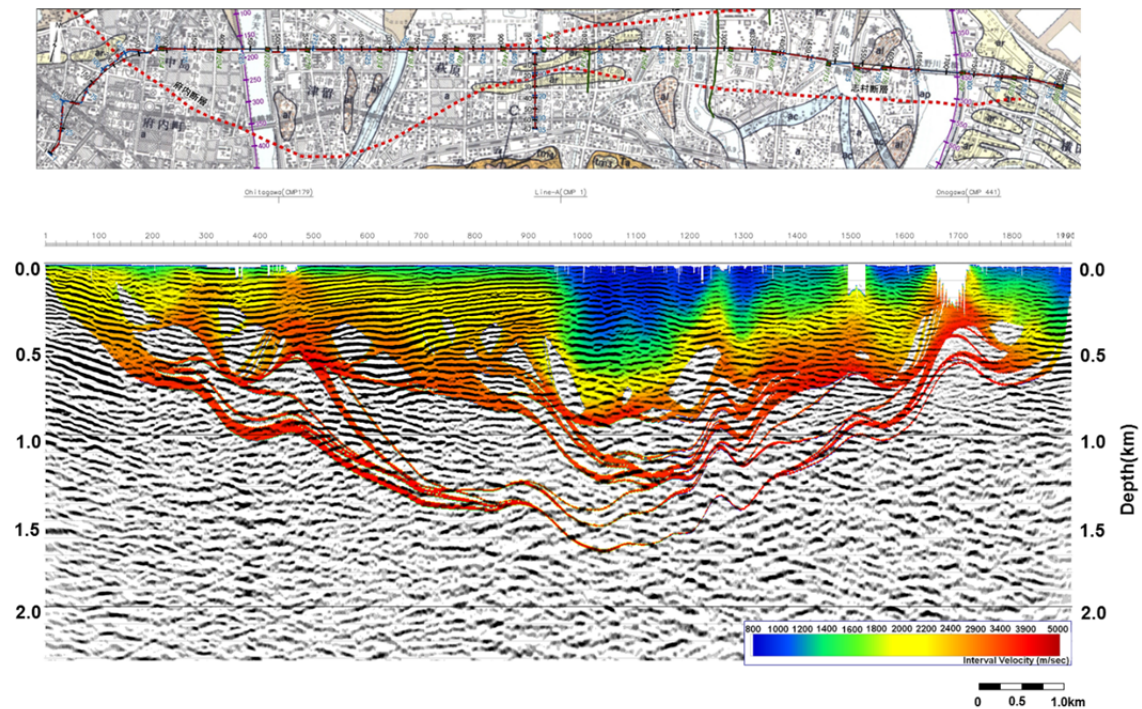


図 3.2.2-13 反射法・屈折法解析結果 統合表示図

千田他(2004)及び地震調査研究推進本部(2005)によると、大分平野北部の別府湾南岸地域においては、大分層群及び碩南層群相当層中の北傾斜の不連続構造として、東北東-西南西の走向を持つ三佐断層、志村-府内断層からなる別府湾南岸断層が議論されている。東西測線 Line-1 において、府内断層は CDP. 220 近傍を横断する。今回の解析結果からは、現在の府内断層は、CDP240~260 の深度 200m 付近の背斜状の反射パターン及び CDP280 の深度 200m 付近の断層上盤側の相対的な高速度領域の存在として、初生的には北落ちの正断層がテクトニック・インバージョンしている形状を持つことが示唆された。また、同じく東西測線 Line-1 において、三佐断層は CDP. 950 近傍で斜交し、反射パターンの不連続及び屈折トモグラフィによって推定された速度の急変箇所に該当する。また、南北測線 Line-A において、志村断層は CDP. 25 で横断するが、反射パターンの不連続として認定され、府内断層と同様の断層ジオメトリが示唆される。

大分平野の堆積構造を規定する上で、白亜系大野川層群を堆積層に含めるか否かに議論がある。泥岩、砂岩及び礫層の交互層から成る大野川層群は、層相の側方不均質が顕著であり、淘汰が良好ではない固結度の高い多様な礫種から構成される(三郡変成岩由来を含む)。前述の様に、三波川変成岩類は、佐賀関山地から北西の大分平野地域へと、大野川層群下に潜り込んでいる。従って、既存反射法測線である大野川測線(2001 年大分県、吉見他(2008))と Line-1 東部域の交点における地震基盤相当の強反射境界深度は 2100m、大分川測線(1999 年大分県、吉見他(2008))と Line-1 西部域の交点では 3200m であり、これらの強反射境界面は、三波川変成岩上面として解釈される。また、Line-1 において比較的データ品

質が良好な測線西部域及び大分川測線との交差域では、深度 1500m 程度から基盤相当層上面まで、区間速度は 3000m/sec 以上を示し、かつ、反射波群に乏しい傾向が強く、不均質性が高く、かつ内部で反射境界を生成しにくい白亜系大野川層群が分布している可能性が高い。一方、大野川以東の Line-1 区間及び大野川測線では、基盤相当深度まで相対的に反射波に富む傾向が強く、大分層群及び碩南層群が厚く堆積するか、あるいは大野川層群内の堆積構造が測線西部と異なり、細礫化、または砂泥互層が卓越傾向にあることを示唆している。

大分平野における強震動予測の高精度化に向けた三次元速度構造モデルの構築では、断層位置及び断層ジオメトリの把握と共に、三波川変成岩による基盤構造の把握が重要な課題である。また、相対的に高速度-高密度である白亜系大野川層群と三波川変成岩類との接合関係と大野川層群の層厚分布の同定が必要である（図 3.2.2-2）。従って、大分平野において広域的に観測された稠密重力データを用いて、測定による三次元重力モデリング-インバージョンを実施することが望まれる。想定する地質構造モデルとしては、沖積層-大分層群-碩南層群で構成される上位堆積層、三波川変成岩類からなる基盤面に加えて、白亜系大野川層群を定義し、その三次元的な層厚変化を推定することが必要である。大野川以東の丹生台地以南に分布する三波川変成岩類について、その北縁部が大分層群に不整合に被覆されることと調和的であることから、大分平野東部域における大野川層群分布域の推定は重要な課題である。

以上の様に、別府湾南岸地域の大分平野を東西に横断する区間において、制御震源を用いた反射法・屈折法地震探査データを用いた統合解析によって、別府湾南岸断層の位置・形態及び地下構造を理解する上で重要な知見が提示できたものと考えられる。これは、稠密固定展開による反射法-屈折法統合データの取得を基本としたデータ取得仕様の決定に負う所が大きい。本調査では、全発震記録に関して固定展開によるデータ取得を実施した結果、反射法及び広角反射法と併せて、稠密発震記録を用いた高精度トモグラフィ解析に資するデータを取得することができた。このトモグラフィ解析は初期モデルランダム化による誤差評価を含むものであり、反射法データとの統合解釈及び速度評価の高精度化に大きく寄与した。また、'Half-integer' 発震を伴う完全な対称サンプリング (Vermeer (1999)) 及びスタックアレイの構築によるデータ取得を実現できたことは、県道 22 号線臨海産業道路周辺における高ノイズ環境において、CMP 重合効果、空間エイリアシングの低減及び共通受振領域を含めたノイズ抑制処理の最適化を図り、浅部構造のイメージング向上に帰結したと考えられる。

図 3.2.2-14 に MDRS 重合深度記録に関する四方向からの鳥瞰表示図を示す。今後、本再解析結果をもとに、スケルトン解析等の反射パターン認識、各種の地震波アトリビュート表示、さらには三次元重力モデリング-インバージョンを通じて、別府湾南岸断層の基本ジオメトリ把握、大分平野速度構造モデルの構築、さらには、Itoh et al. (2014) 等による最近の研究成果を参照し、別府湾及び別府-島原地溝帯の形成過程に関わる統合解釈を進展

させる。

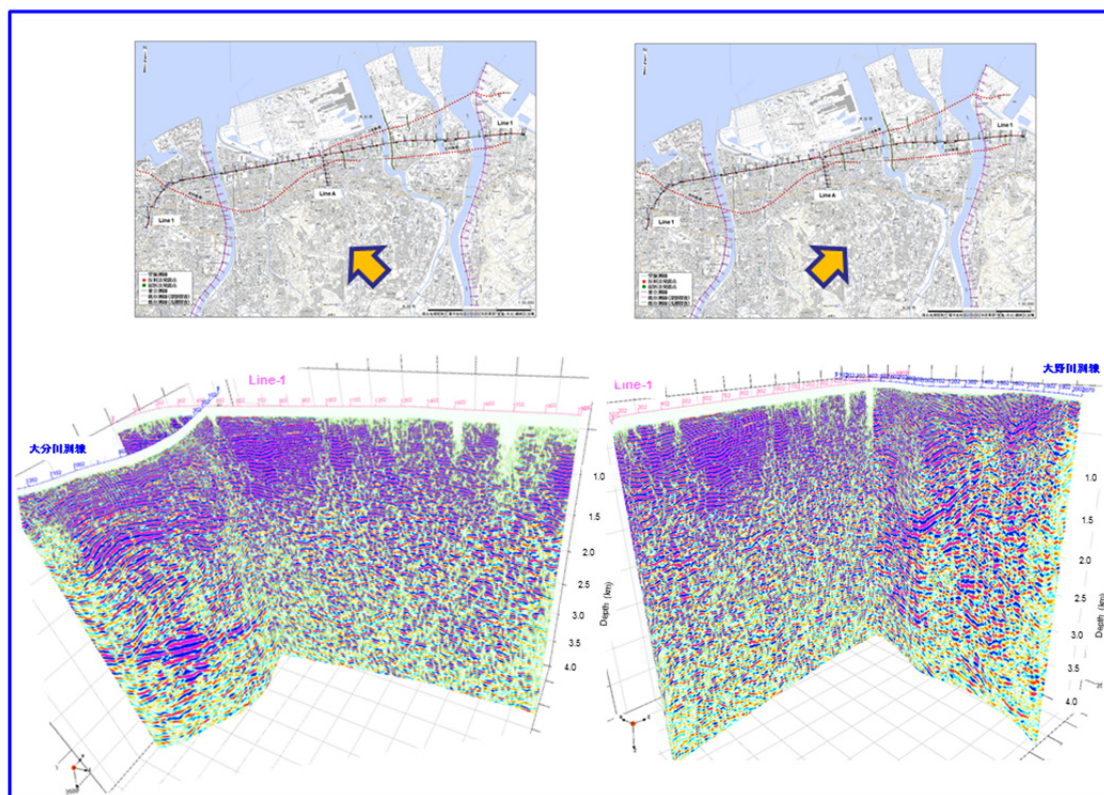


図 3.2.2-14 大分平野深部構造探査断面 鳥瞰表示図

(ii) 別府地域における地震観測および GPS 観測：九州北部地域の地震波速度構造

別府一万年山断層帯（大分平野-由布院断層帯東部）の震源断層形状の高度化を図るためには、断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測が必要である。そこで我々は、自然地震探査により断層帯及び周辺の地殻上部の不均質構造を明らかにすることを目標とし、地震観測を行っている。ここでは、既往の観測データを用いた地殻構造解析の結果について述べる。

レシーバ関数法による地殻構造解析

我々は、九州地方のモホ面の深度分布を明らかにするために、九州地方に設置されている 120 点の地震観測点 (Hi-net、気象庁、九州大学、鹿児島大学) のデータを用いたレシーバ関数解析を行った。用いたのは、1996 年 8 月から 2010 年 5 月までの間に発生した遠地震 (マグニチュード 5.5 以上、震央距離 $30\text{--}90^\circ$) の地震波形である。これらから、時間拡張型マルチテーパ (Shibutani et al., 2008) を用いてレシーバ関数 (RF) を作成した。次に、作成した RF を Matsubara et al. (2008) が求めた 3 次元速度構造を用いて深さ領域に変換しスタックした。そして、緯度・経度 0.1 度毎に、スタックした RF からモホ面に対応するピークを自動的に読み取り、モホ面深度を決定した。

図 3.2.2-15 には、RF 解析の結果が示されている。大分熊本構造線を境界としてモホ面の深度が大きく異なっていることがわかる。一方、別府周辺地域では、

未だにモホ面深度決定にいたっておらず、別府一万年山断層帯の地殻構造を議論するには至っていない。今後、解析する地震数を増やすとともに、本研究で設置されている観測点のデータなども活用して、別府一万年山断層帯周辺の地殻の厚さを決定することが必要である。

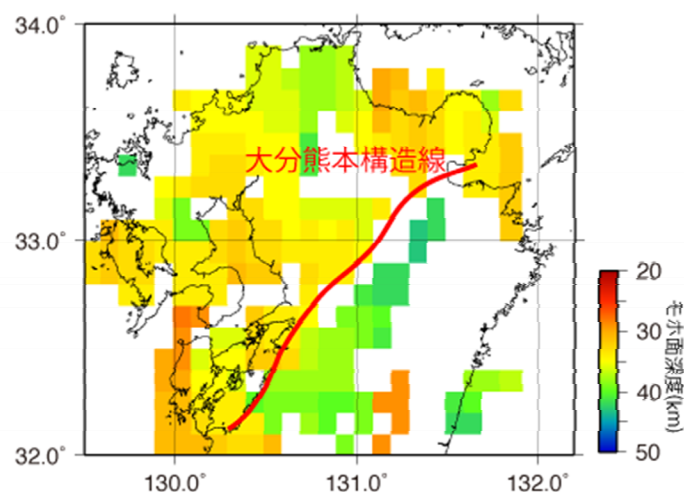


図 3.2.2-15 レシーバ関数解析によって求められたモホ面の深度分布

地震波走時トモグラフィーによる地殻構造解析

九州北中部の定常観測点（九州大学、Hinet、気象庁、京大阿蘇・別府）と 2009 年から 2013 年の間に行われた臨時観測点の地震波形データを統合処理して得られた走時データを用いトモグラフィーを行なった。

トモグラフィーには Rawlinson et al (2006) による FMTOMO が用いられている。FMTOMO では、速度不連続面を考慮することや、遠地地震と近地地震の走時データを同時に使用することが可能である。しかし、今回の解析では、近地地震の走時データのみを用い、また不連続のない構造を仮定している。

2009 年 11 月から 2013 年 3 月に発生した地震のうち 3646 個の地震の P 波、S 波の読み取り値を解析に使用した。最小グリッドサイズは緯度および経度方向に 0.05 度、深さ方向に 6km である。なお、基準の速度構造としては JMA2001 を使用した。一例として、図 3.2.2-16 には深さ 5 km の P 波速度の分布が示されている。

トモグラフィーの結果、別府一島原地溝帯では、表層部に P 波および S 波低速度領域が分布していること、深度 20km の断面では、阿蘇火山から九重火山にかけて、P 波、S 波ともに低速度の領域が広がっていることなどが明らかになってきている。この結果などは次年度に提示する。

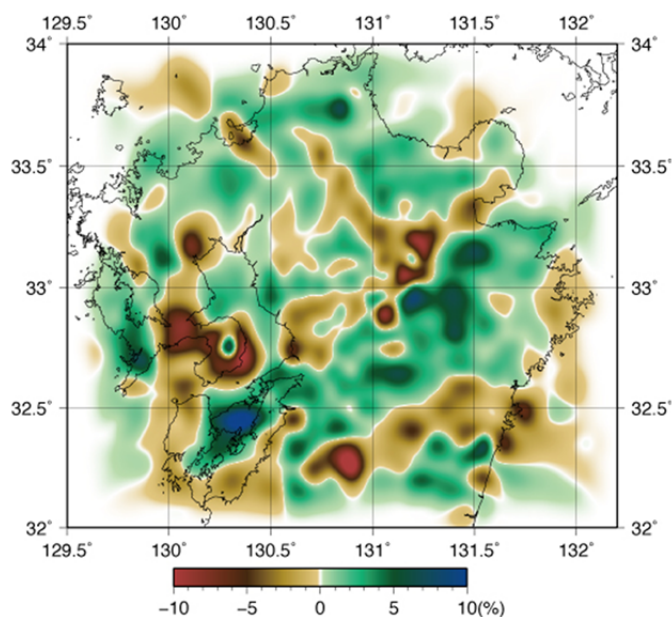


図 3.2.2-16 FMTOMO により求められた P 波速度構造（深さ 5 km の水平断面）標準構造 (JMA2001) からの偏差 (%)

まとめ

既往の観測データを用い、レーシーバ関数法や走時トモグラフィーによる地殻構造解析を実施した。H28 年度には、本計画にて取得されたデータも統合し、大分平野-由布院断層帯東部の地殻上部の不均質構造や断層帯の詳細な構造を明らかにする。

(iii) 重力稠密測定

本年度の調査では、大分駅前を起点にして 95 点で測定を行った（図 3.2.2-17）。使用した重力計はシントレックス社製 CG-3+相対重力計で、昨年度と同様に測定点を数 10 m～100 m 程度の高密度な間隔で配置し、各測定点の座標は GPS と携帯電話回線を利用したリアルタイムキネマティック（RTK）測量により決定した。重力基準値は国土地理院によって重力値が測定されている大分市中央町一等水準点 1935（979541.04mgal）を使用した。重力異常図は今回の重力測定データに既存の重力点 181 点（昨年度の測定点 155 点，産総研地質調査総合センター（編），2013 より 28 点）を加え合計 276 点のデータに対して各種重力補正（器械高補正、地球潮汐補正、ドリフト補正、フリーエア補正、ブーゲー補正、地形補正）を行い作成した（図 3.2.2-18）。重力異常図を作成する際の補正密度は Murata（1993）の方法を用いて 2450 kg/m^3 と決定した。また、高密度に配置した測定点による高分解能な重力探査においては、従来の地形補正で用いられるグリッドサイズ（100 m オーダー）では粗すぎるため、より微小なグリッドサイズによる地形補正が必要になる。そこで西島（2009）の手法により、国土地理院基盤地図情報 50 m メッシュの地形データを用いて地形補正を行った。

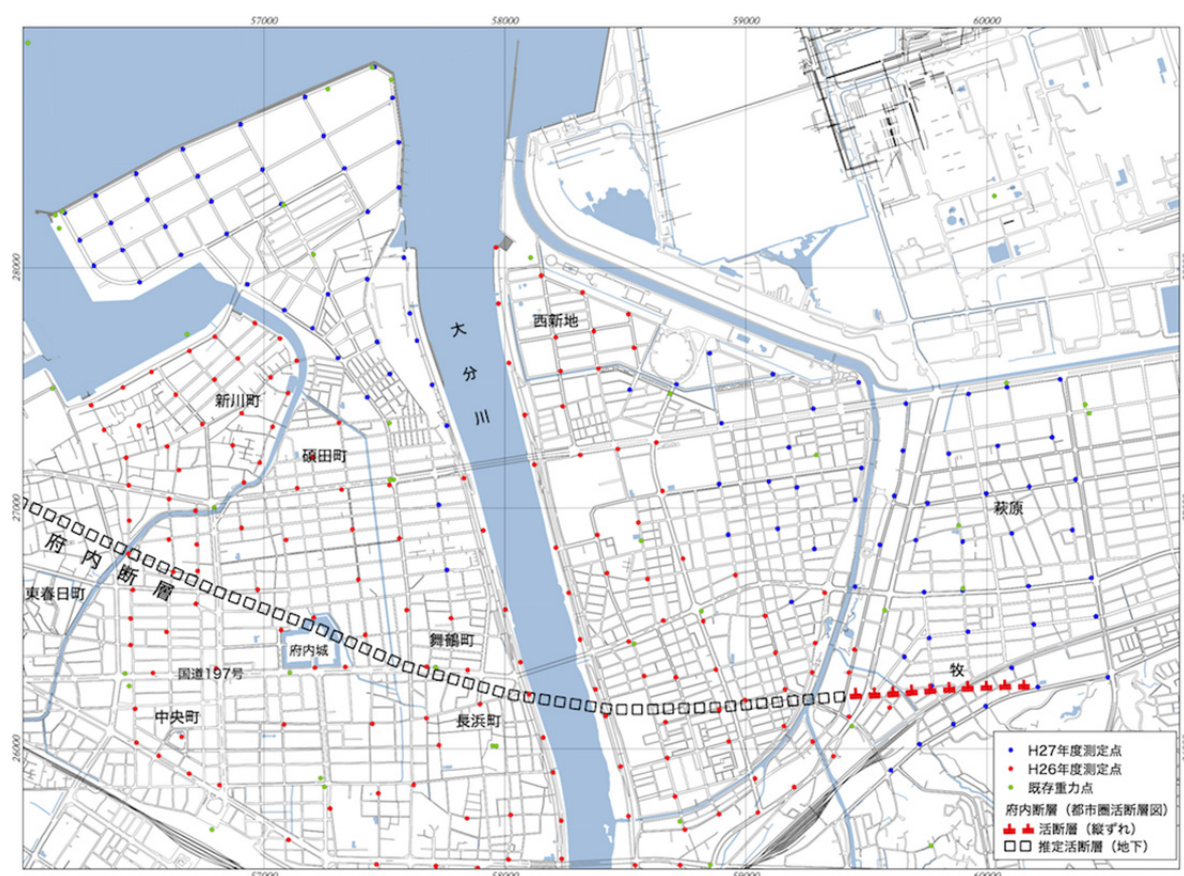


図 3.2.2-17 重力探査測定点配置図 (赤点:平成 27 年度重力探査測定点 青点 :既存重力点)

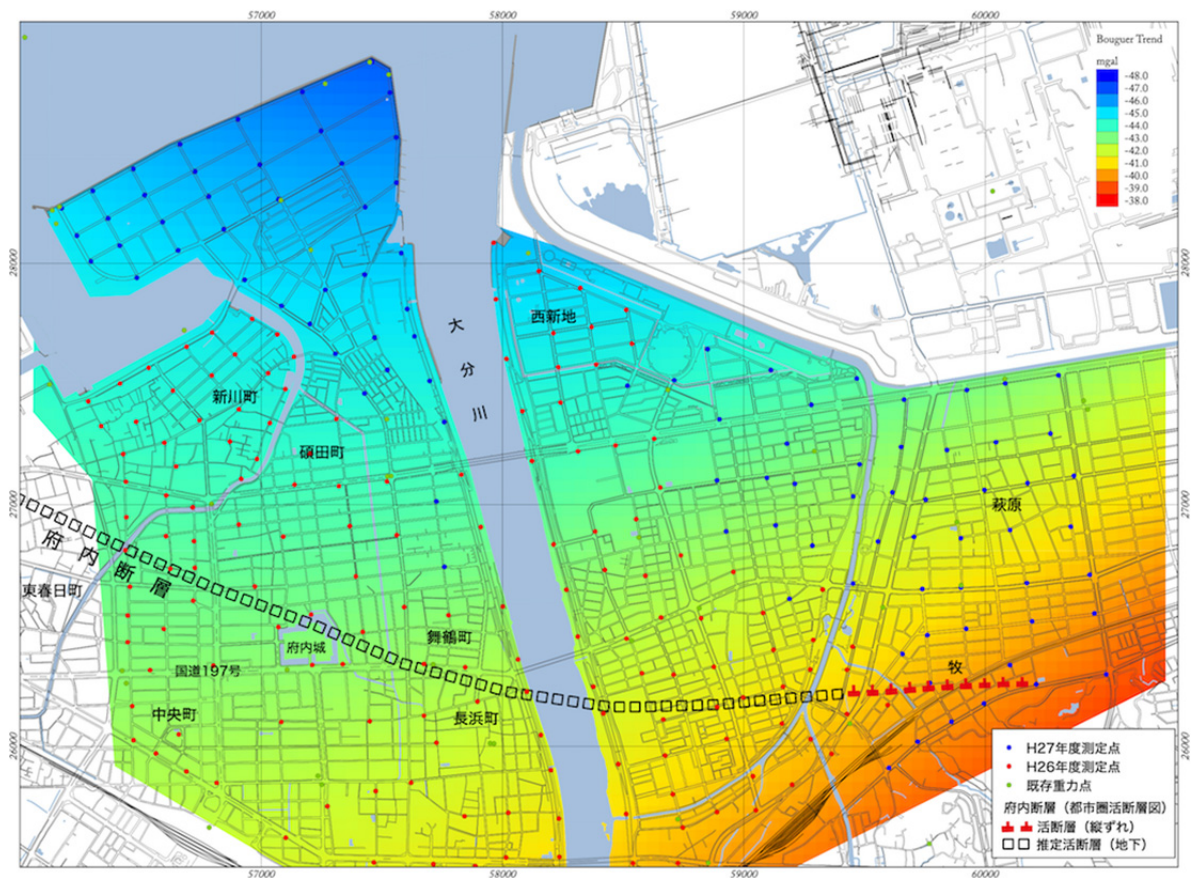


図 3.2.2-18 重力異常図（補正密度 2450kg/m^3 ）

得られた重力異常図には、今回ターゲットにしている断層による重力異常のほかに深部構造を反映した長波長の重力異常が含まれるため、1～3 次の傾向面で検討を行った。この結果、大分市牧付近に大分層群を反映したと考えられる高重力異常が見られることや、重力残差図の重力異常の急傾斜部が本地域に推定されている府内断層と良い対応が見られることから、この長波長成分を 2 次曲面（図 3.2.2-19）で近似して分離し、比較的浅部の地下構造を反映した残差図を作成した（図 3.2.2-20）。2 次傾向面は昨年度とほぼ同じ傾向で大分市牧付近に高重力異常が見られ、北西方向へ国道 197 号線にかけてやや急激に重力異常が低くなり（約 4mgal ）、国道 197 号線以北では比較的傾斜が緩くなっている。この形状は大分層群が調査地域南東部で急激に北落ちし、197 号線以北で緩やかに北に向かって深くなっている構造を反映しているものと考えられる。

2 次傾向面残差図を見ると、大分市新川町および砥田町を中心に北西方向の高重力異常が大分川（舞鶴町）付近まで続いているが、大分川の東側で急激に低異常に転じている。また、この高異常域の南西側には東春日町から府内城南を通り長浜町まで低重力異常が見られ。また、高異常域の北東側にも西新地付近に低重力異常が見られる。これらの高重力異常とその北東および南西側に見られる低重力異常は落差自体あまり大きくないものの（約

1.8mgal)、急激に高重力異常から低重力異常に変化している。特に南西側の重力異常の急傾斜部については、本地域に推定されている府内断層の位置と非常に良く合っている（図3.2.2-20）。一方、大分川の東側は西新地に見られる低重力異常を除くとほぼ平坦であり、大分川の東側と西側で大きく構造が異なっていることが考えられ

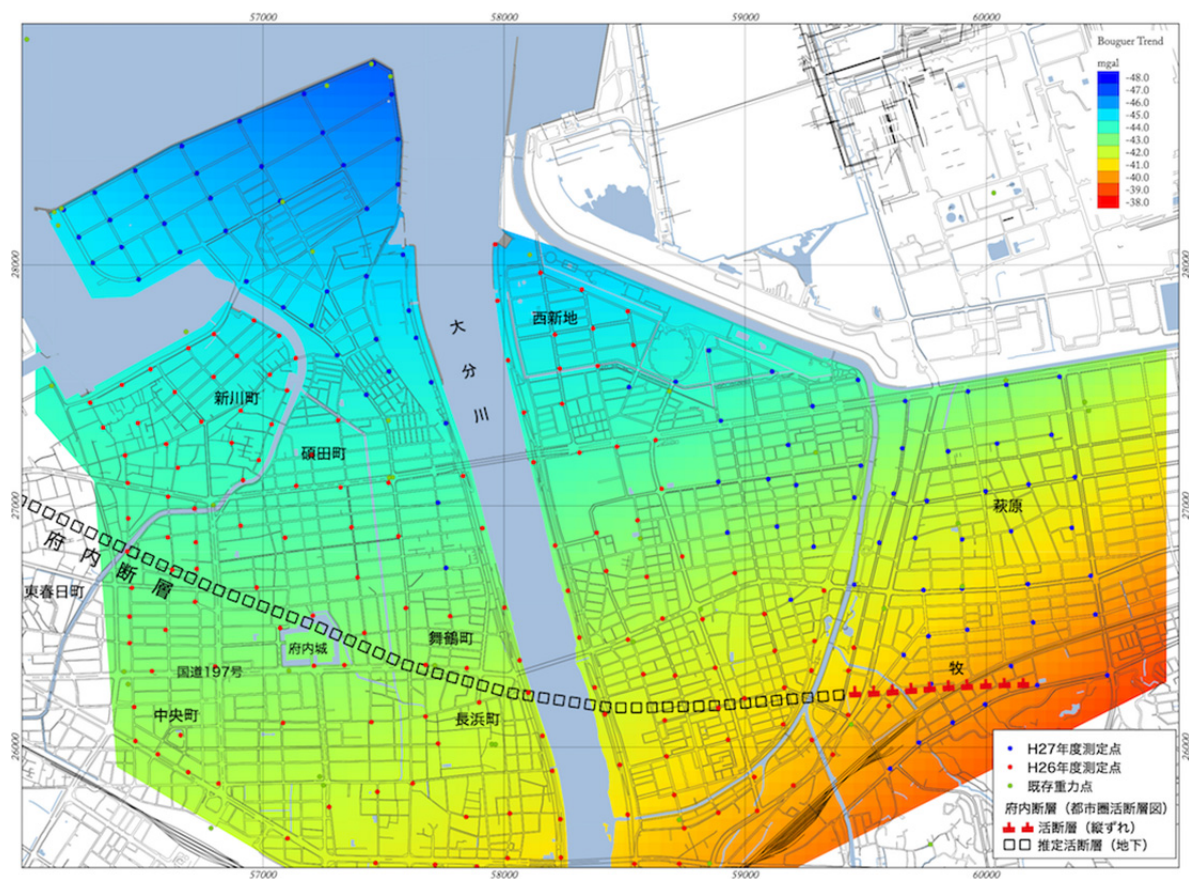


図 3.2.2-19 重力異常 2 次傾向面

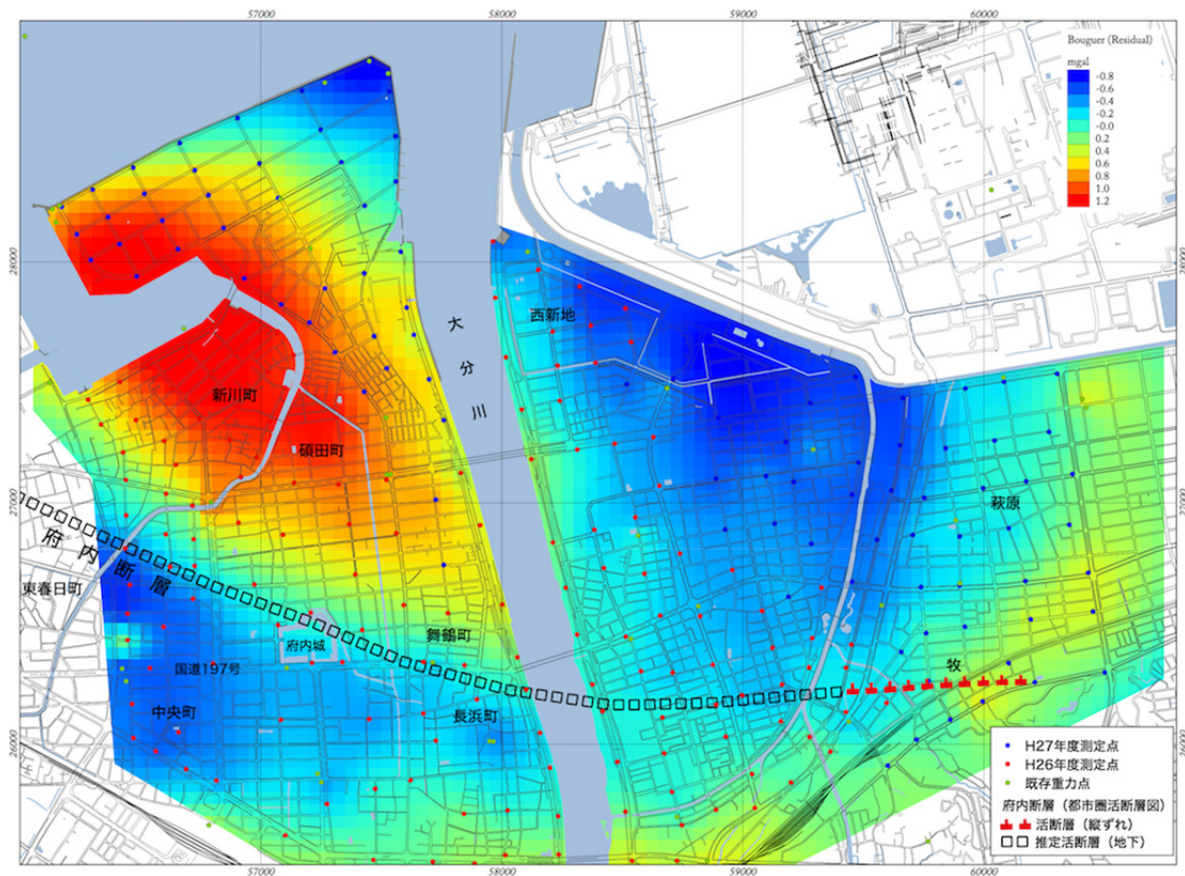


図 3.2.2-20 重力異常 2 次傾向面残差図

る。また、調査地域東部に位置する牧、萩原付近では、2 次傾向面残差異常が東に向かって急激に高くなっている。ただし、この急傾斜は 2 次傾向面の形状によって落差が変化するため、今後は低次の曲面のフィッティングだけでなく、広域の重力データを使用しローパスフィルターを使用して、本地域の広域傾向を検討する必要がある。

重力異常 2 次傾向面残差図より断層構造を反映する重力異常の急傾斜部分を抽出するために鉛直一次微分（図 3.2.2-21）および水平一次微分（図 3.2.2-22）の処理を行った。鉛直一次微分図は黒色と白色の境界部分に断層が位置し、水平一次微分は赤色から橙色の部分に断層が位置すると推定される。図 3.2.2-21、図 3.2.2-22 共に本地域で推定されている府内断層（岡田ほか, 2000）とほぼ一致している。今年度測定点を密に測定した大分川の東側では府内断層の推定位置と異なった傾向になることが明らかになった。

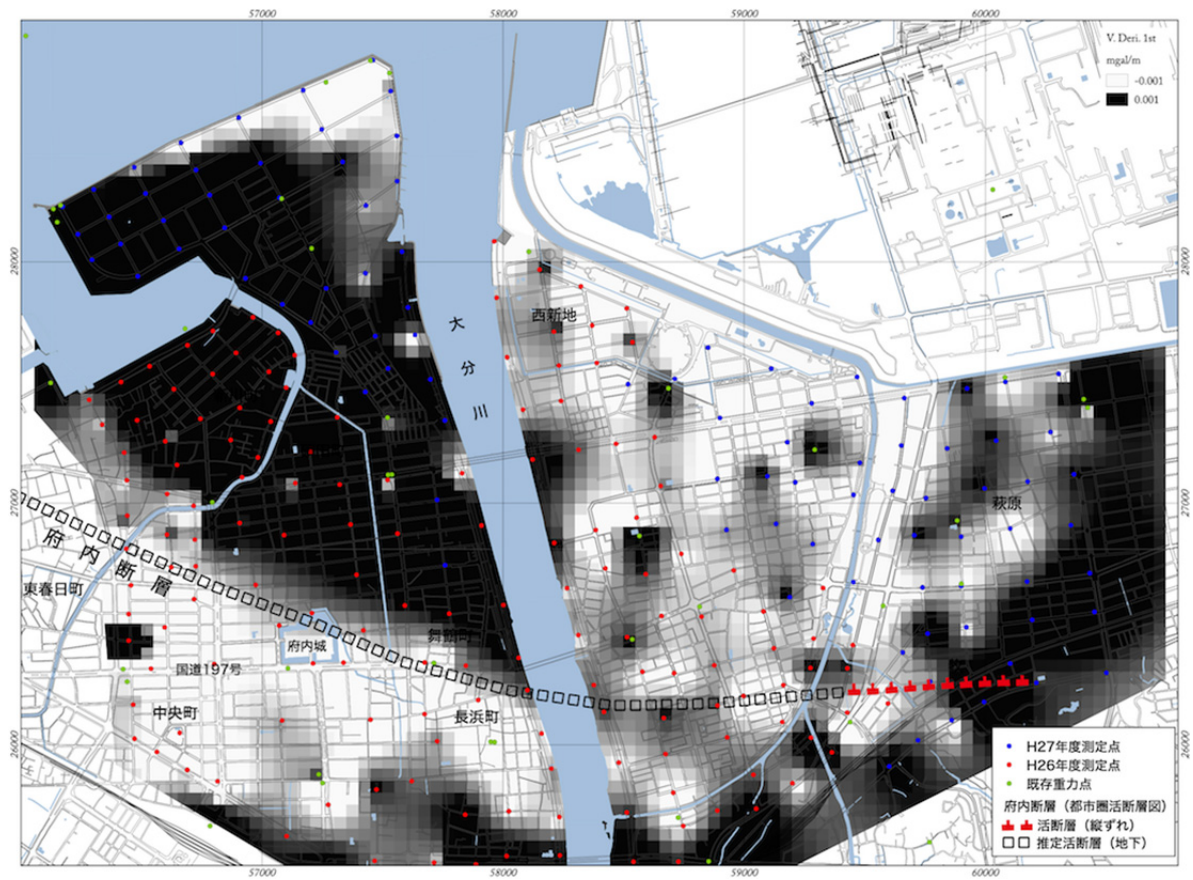


図 3.2.2-21 鉛直一次微分図

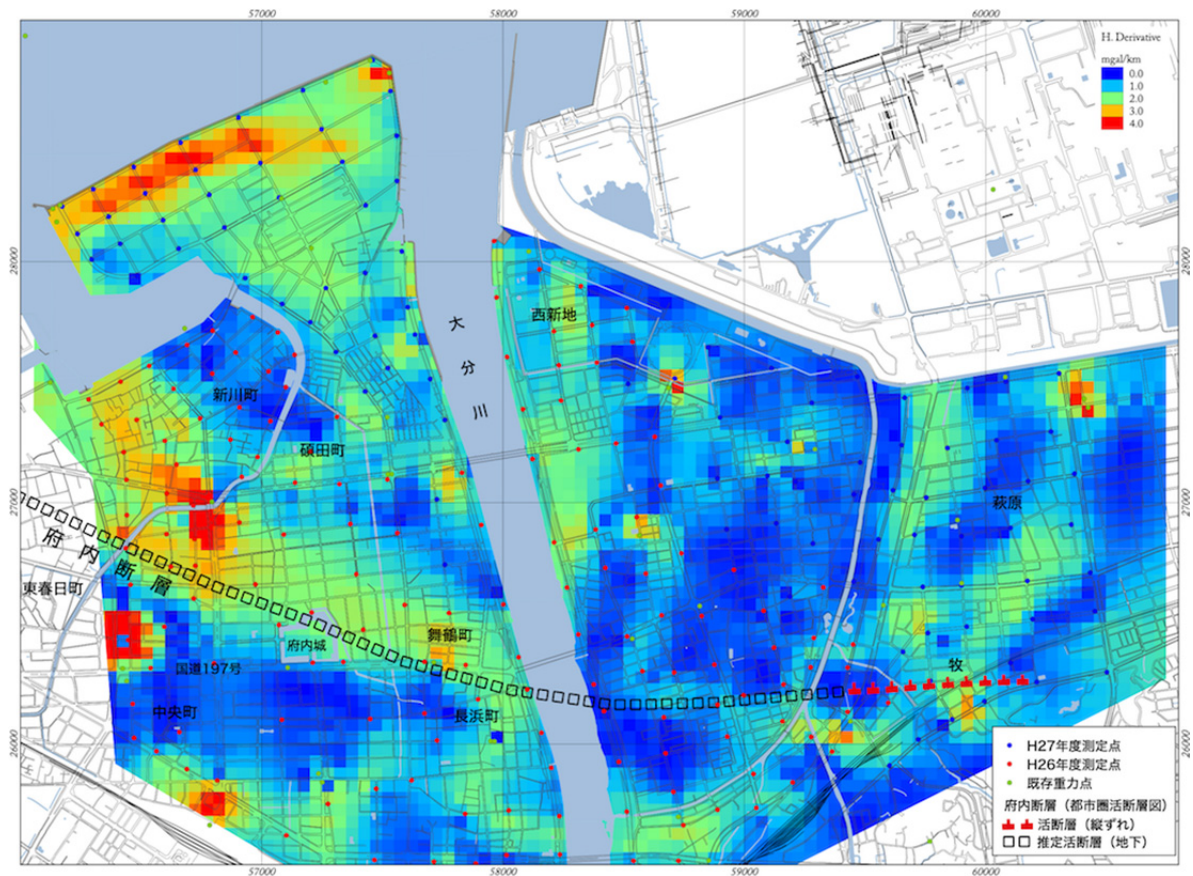


図 3.2.2-22 水平一次微分図

昨年度と今年度の測定から得られた 2 次傾向面残差異常から本地域の密度構造推定を行った。計算に用いたインバージョンソフトは、カナダ Geosoft 社の VOXI Earth modeling (GEOSOFT、2016) を使用した。本手法はクラウドサービスであるため、ユーザー側のコンピュータスペックに依存せず、大規模な 3 次元モデルを高速に計算することが可能である。

本解析では、地下を直方体セル (Voxel) に分割し、観測された重力異常を説明する最適な密度構造を探索する。解析範囲は東西方向に 4.4 km、南北方向に 3.5 km の範囲で、深度方向は地表から標高-1597 m までを解析範囲とした。メッシュ数は東西方向 88、南北方向 70、深度方向 26 となっている。メッシュサイズは水平方向 50 m、深度方向には 25 m × 4 ブロック、残りは深くなると共にブロックサイズが大きくなる (27~136 m)。地表標高は SRTM3 秒メッシュ (メッシュサイズ約 90 m) からリサンプリングしたものを使用している。モデルの拘束条件としては、各ブロックの密度の上限 (2550 kg/m³) と下限 (2350 kg/m³) のみを与えている。

本解析から得られた密度分布図 (標高-200 m, -500 m, -1000 m, -1500 m) を図 3.2.2-23 ~ 図 3.2.2-26 に示す。大きな特徴としては、2 次傾向面残差異常で見られた楕円状の高異常域に高密度域が存在する。浅部ではこの高異常域の南西部に高密度域が見られ、周辺と

の間に密度の急変部が見られる。この傾向は標高-500 m 以深で楕円状になり、標高-1500 m にかけて密度の急変部が見られる。この南西部の密度の急変部は府内断層の位置とほぼ一致しているが、高密度部分は南落ちしており、府内断層とは落ちの方向が逆になっている。また、東側の密度の急変部は、大分川と一致している。今回拘束条件で与えた密度の上限と下限は、本地域の地質図を基に一般的な値を用いたが、密度の実測より少し大きいことが判明したため、この拘束条件については今後検討を行う必要がある。

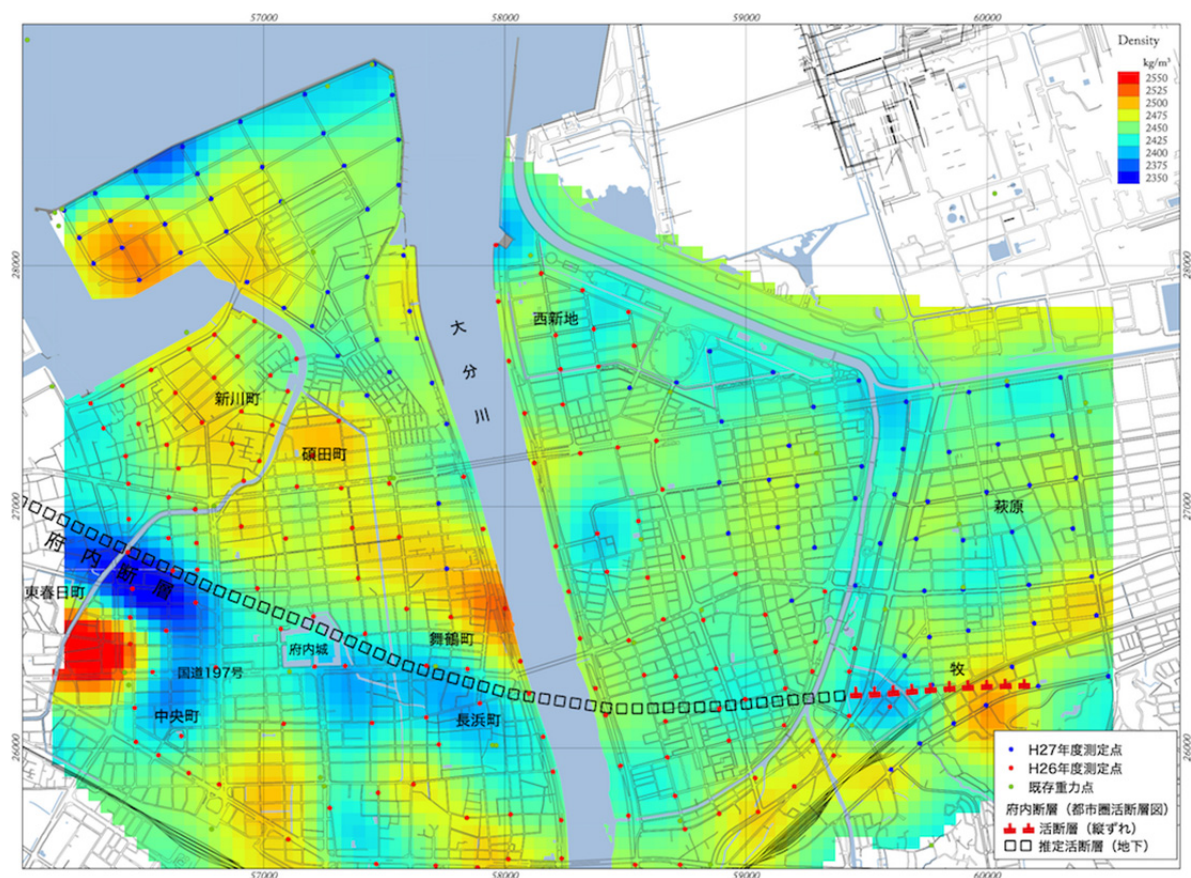


図 3.2.2-23 標高-200m の密度分布図

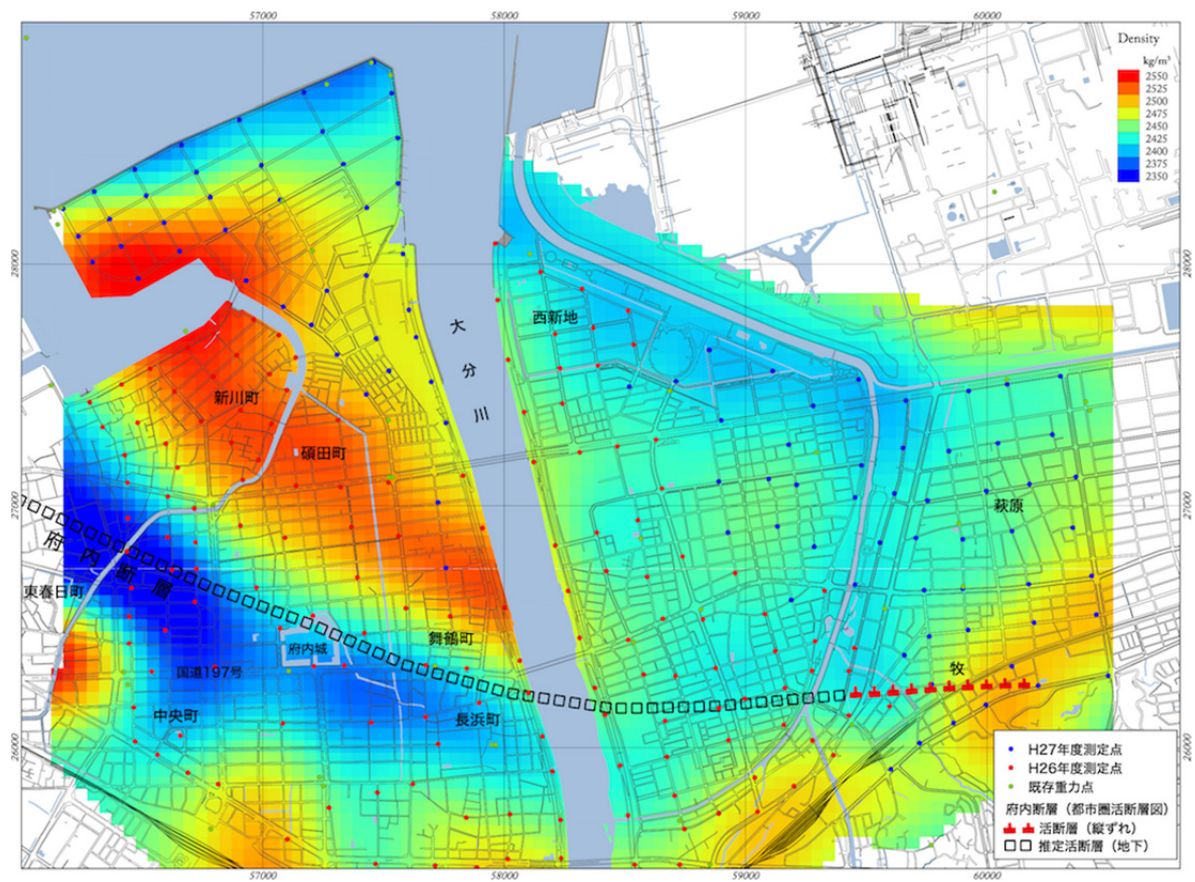


図 3. 2. 2-24 標高-500m の密度分布図

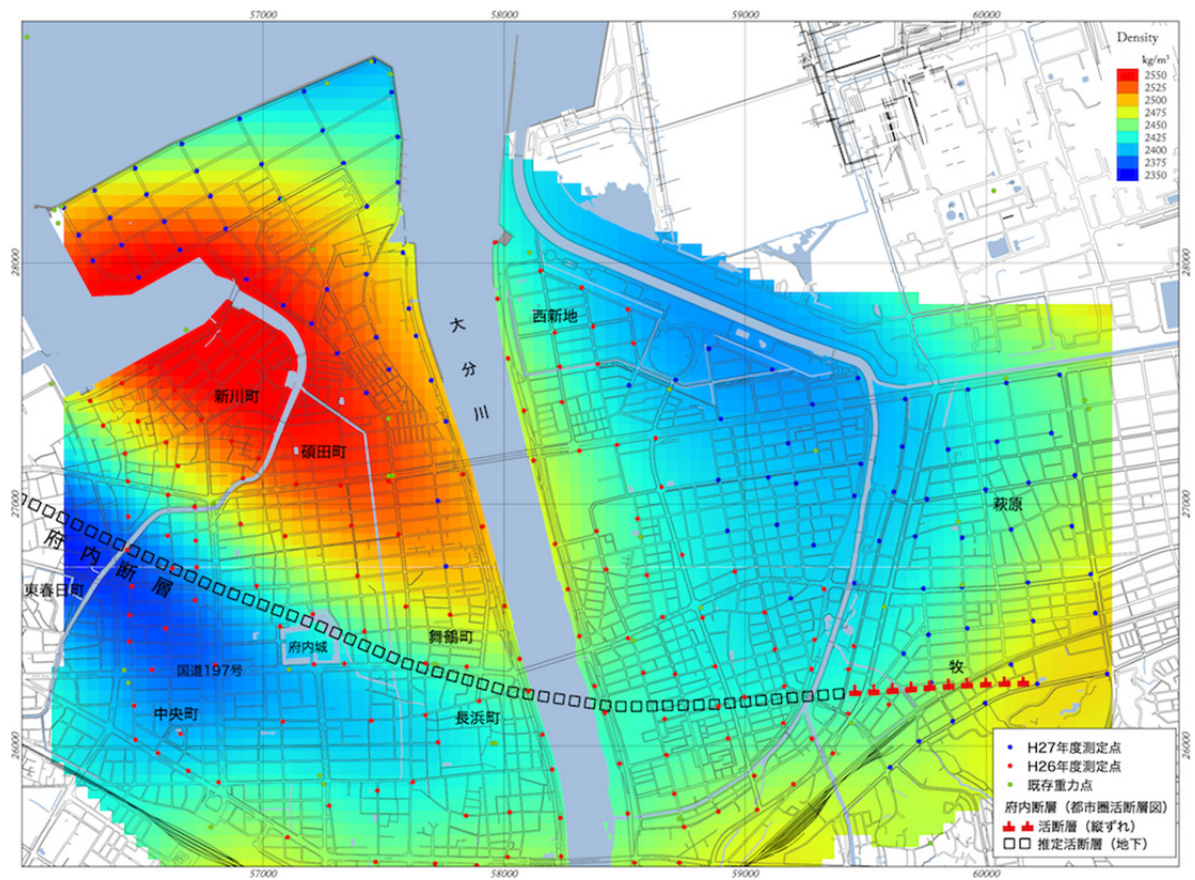


図 3. 2. 2-25 標高-1000m の密度分布図

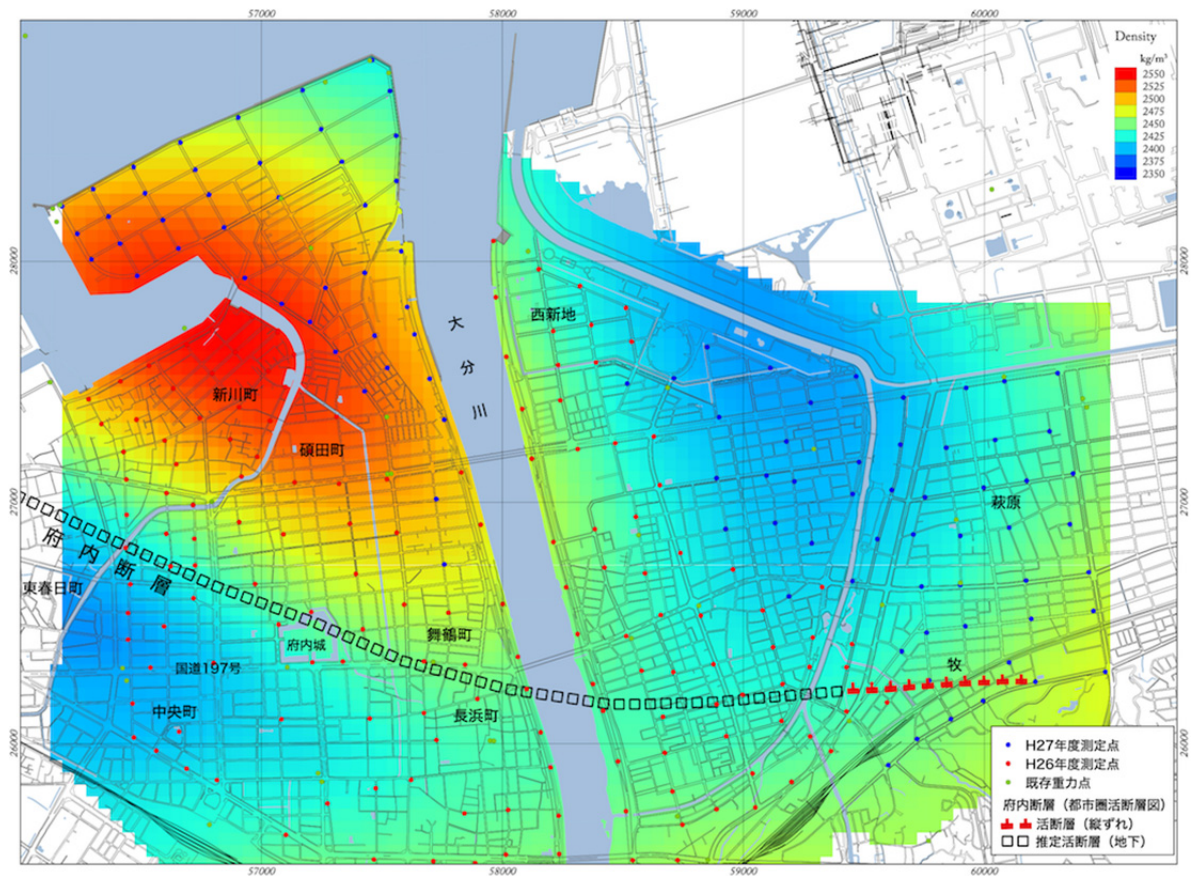


図 3.2.2-26 標高-1500m の密度分布図

結論と今後の予定

今年度行った重力探査 95 点に既存重力データ 181 点を加え合計 276 点で大分市中心部の重力異常図を作成した。重力異常に含まれる広域トレンドを 2 次曲面で近似し、2 次傾向面残差図を作成した。残差異常図には大分川西側に北西方向の重力急傾斜部分が存在し、これまでに推定されている府内断層の位置とほぼ一致することが明らかになった。得られた 2 次傾向面残差異常から本地域の密度構造を推定した結果、次年度は大分川と大野川に挟まれた地域で高密度重力探査を行う必要性が判明し、得られた重力異常から本地域の密度構造を推定する予定である。

(iv) 地盤情報および既往情報の収集と整理

・概 要

平成 26 年度に引き続き別府・万年山断層帯の分布する地域に関するボーリングデータなどの地盤情報や地形・地質に関する既往研究などの文献を収集した。収集した情報は内容に応じて関連情報のアーカイブ化を行い、今後の別府・万年山断層帯における重点的な調査観測（以降、本調査観測とする）において、研究分担者と研究協力者が汎用的に使える抄録を作成した。

・地盤情報の収集・入力

地盤情報のうち、地質関係情報として大分県における表層地質¹⁾、微地形情報²⁾を収集した。図 3.2.2-27 に表層地質、図 3.2.2-28 に微地形分布を示す。また、収集・入力したボーリング情報として、表 3.2.2-3 に平成 26 年度に収集し本年度入力を行ったボーリングデータの数量を示した。

大分平野に関する文献として以下の資料を収集した。なお、文献は巻末資料として添付した。

清水龍来（2015）：大分平野における断層構造を考慮した第四紀後期以降の地形発達，国立大学法人信州大学 教育学部自然地理学研究室『2013年度地理学野外実習報告書Ⅵ 大分』（2015）p. 1-16

表 3.2.2-3 収集・入力ボーリング情報の一覧

媒体	入力本数
柱状図集（紙資料）	610
大分被害想定 CD-ROM	867
合 計	1,477

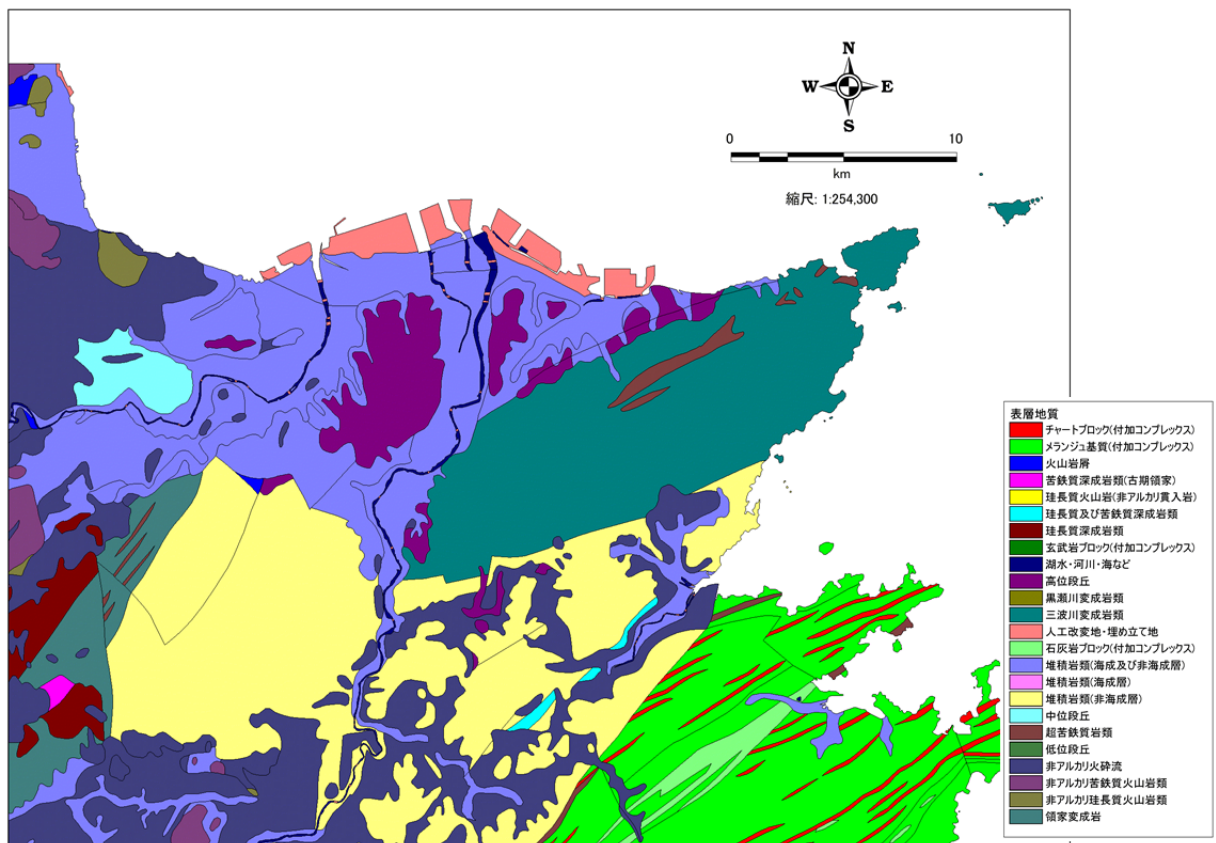
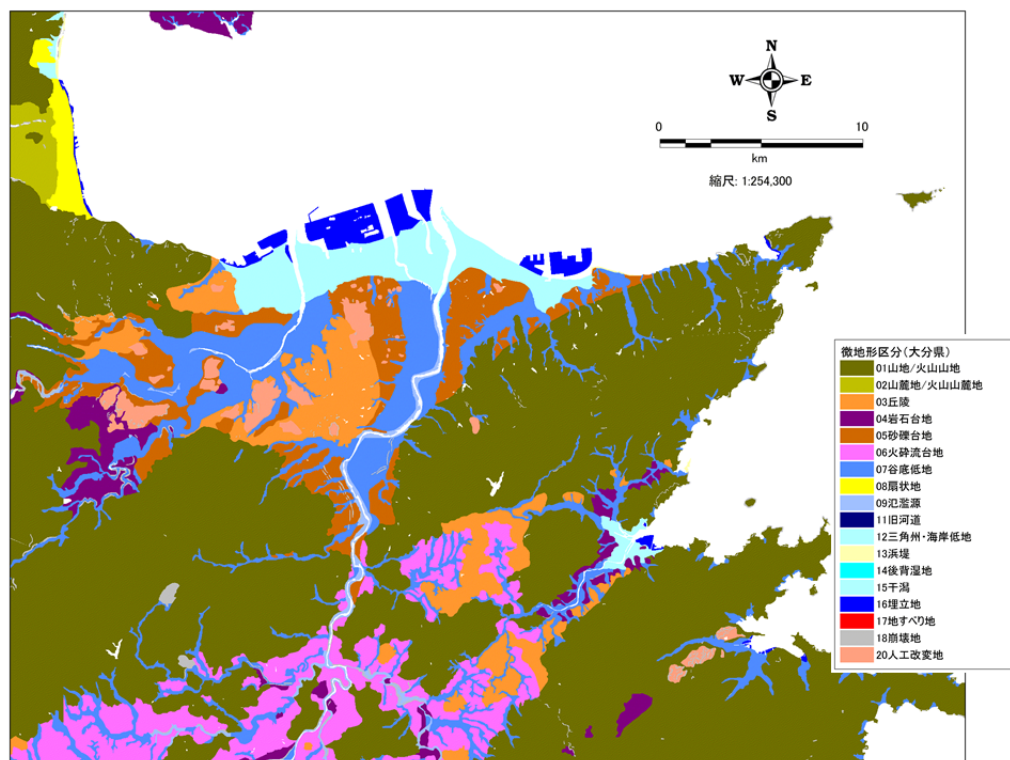
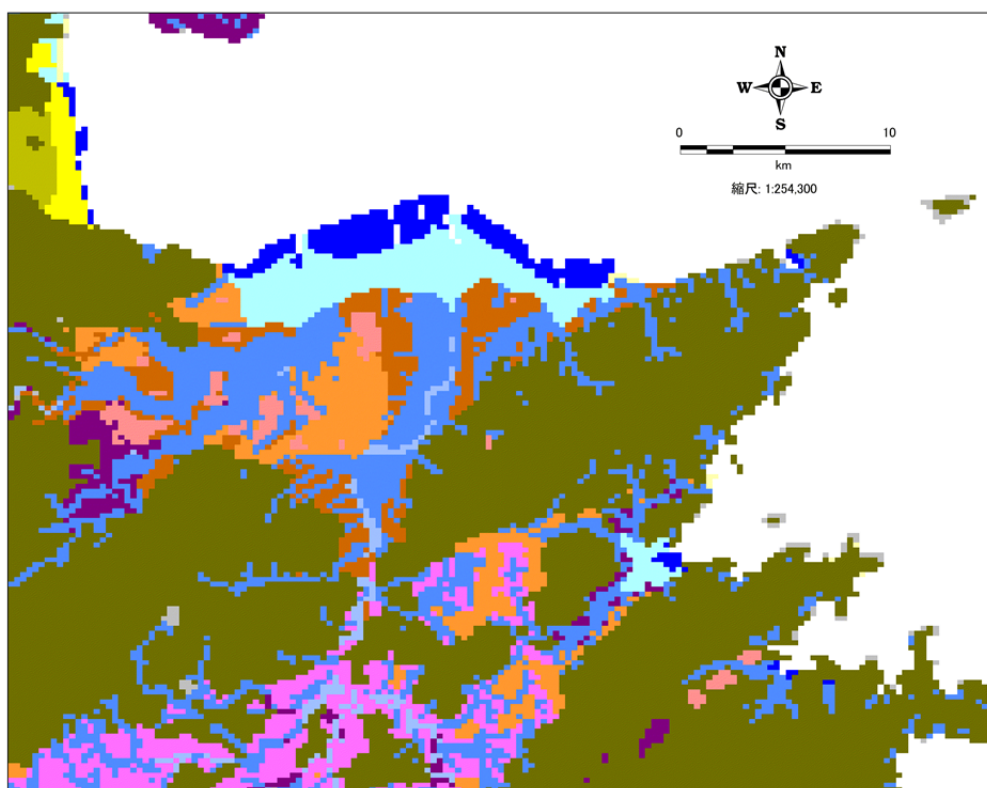


図 3. 2. 2-27 大分平野の表層地質（産業技術総合研究所地質調査総合センター（編）（2012））



(a) ポリゴン



(b) メッシュ

図 3. 2. 2-28 大分平野の微地形 (大分県、2008)

・収集データのデジタル化

「地盤情報および既往成果の収集」において収集した各種情報について、紙媒体等のデータを汎用性の高いデータ記録形式でデジタル化し、本調査観測において活用できるようにした。

ボーリングデータは、地盤モデルを作成するために共通フォーマットにしてデジタル化を行った。入力項目は、以下に示すとおりである。

- 調査基礎データ … 調査年月日、掘進長、孔口標高、孔口水位、位置座標など
- 柱状図データ … 土質、岩相名、混入物、N値など

デジタル化したデータは、データベース形式として、図 3.2.2-29 に示すようなデータ構造にモデル化しており、地盤調査のデータを「調査地域 → 調査地点 → 柱状図・検層（深度） → 試験」の順につなげている。このように各調査データを 4 つのグループに分類して、0～3 のランクで従属関係が定義されている。本調査では、地盤モデル作成のため柱状図と *N* 値の入力を行った。このデータベースは、階層構造で構築されているため今後情報の追加も可能である。

図 3.2.2-30～3.2.2-31 に大分平野においてデータベース化したボーリングの位置を示す。

図 3.2.2-32 と図 3.2.2-33 に昨年度デジタル化を行ったボーリングと本年度デジタル化を行ったボーリングを合わせて、そのボーリングの掘進長の分布とヒストグラムを示した。昨年度と本年度のデジタル化を行ったボーリングは合わせて、約 2,100 本である。その内の約 80%は、掘進長が 30m 以内である。埋立地の海岸付近では沖積層が深く、ボーリングの掘進長が約 70m を超すボーリングも実施されている。

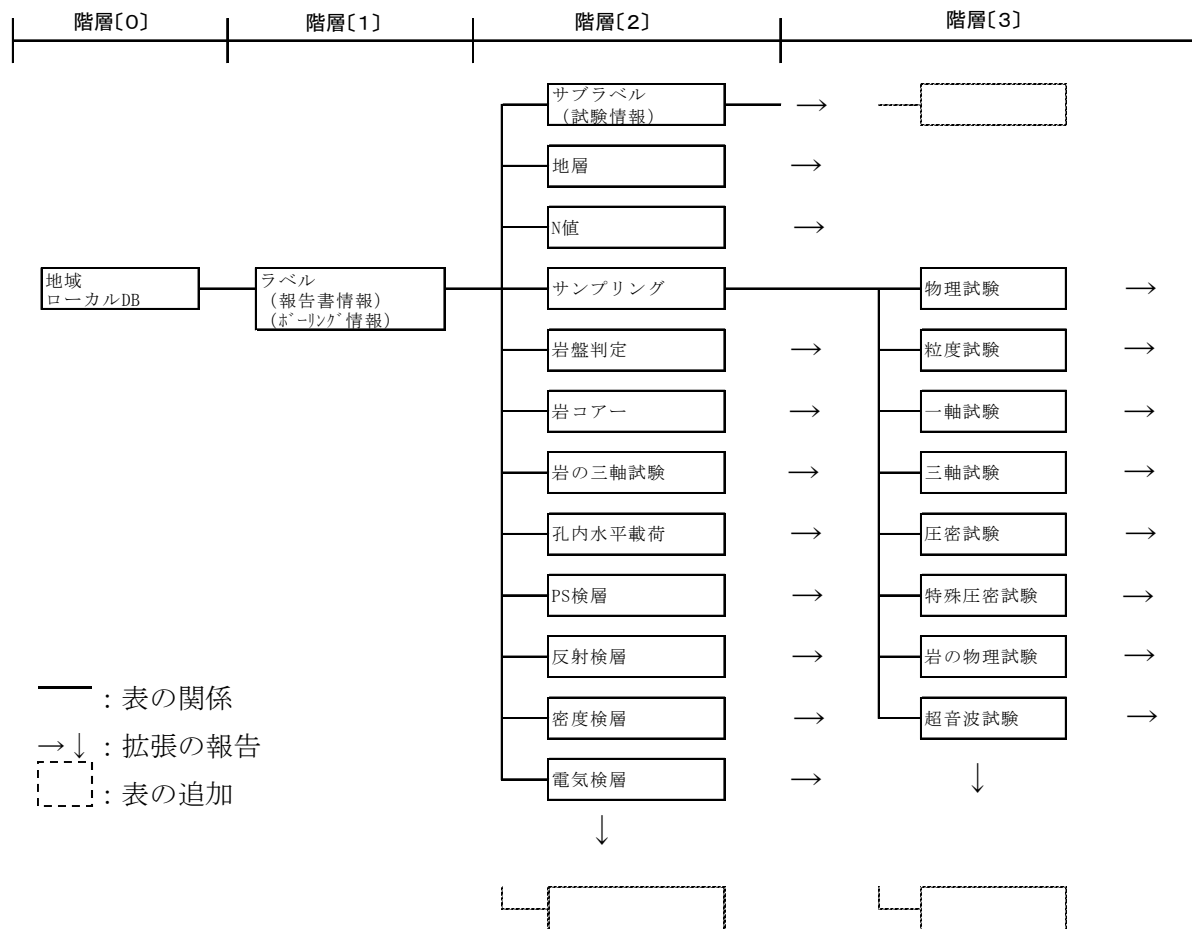


図 3. 2. 2-29 地盤情報データベースのデータ構造

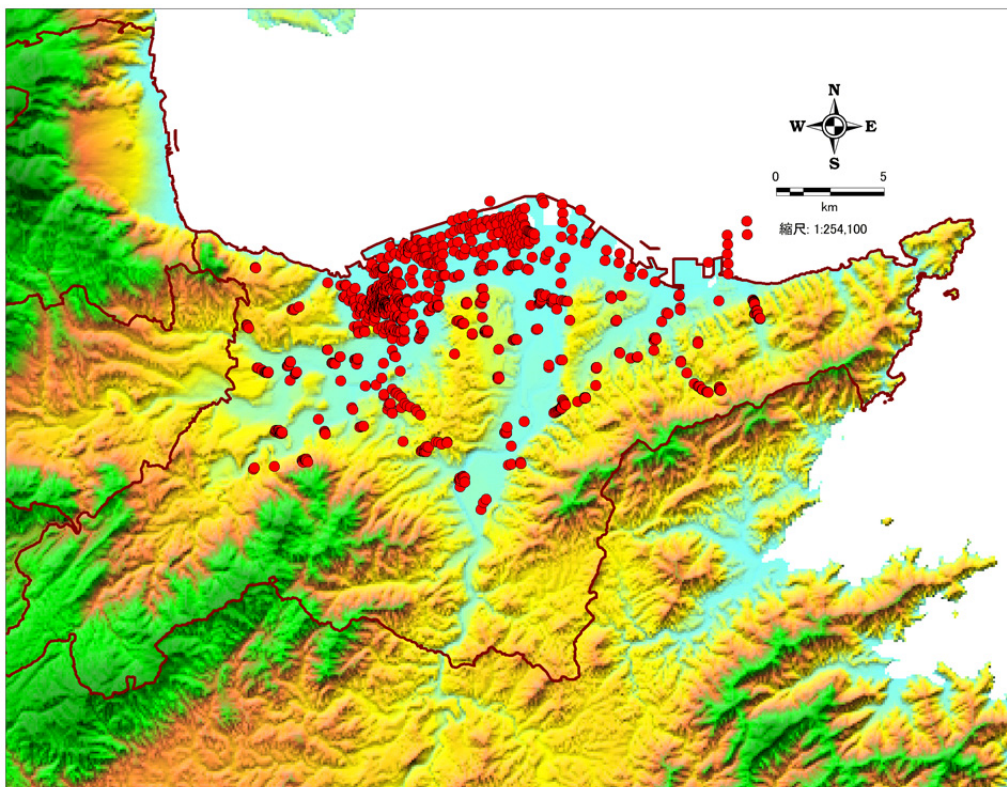


図 3. 2. 2-30 入力ボーリング位置 (紙資料)

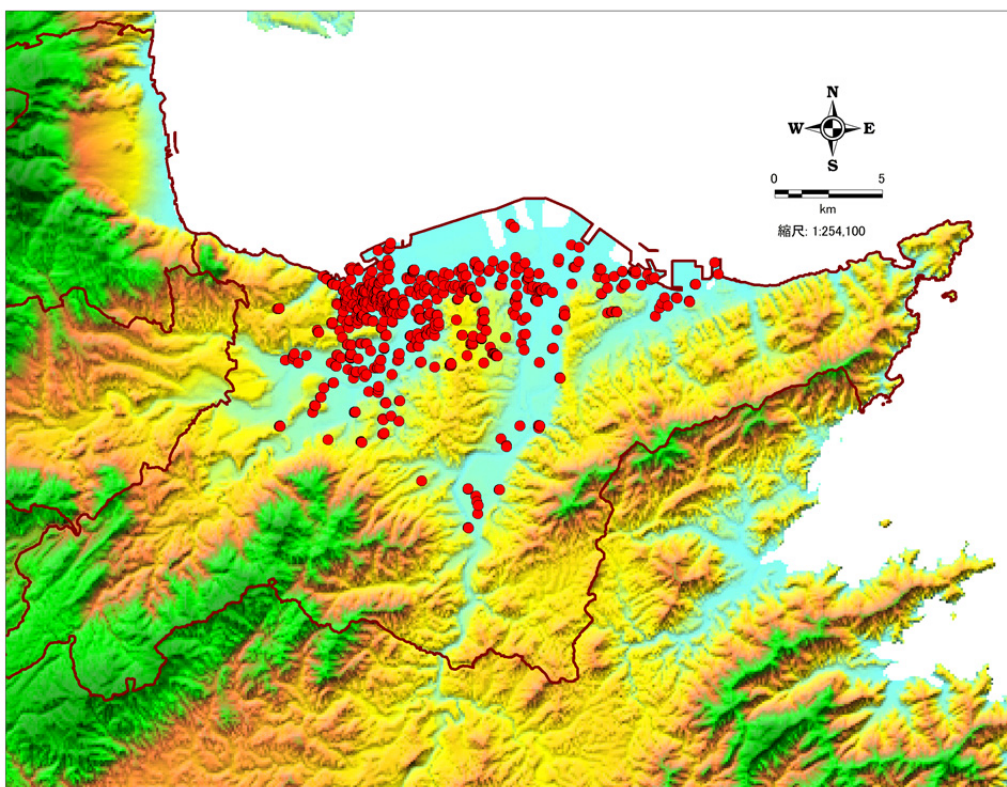


図 3. 2. 2-31 入力ボーリング位置 (大分被害想定 CD-ROM)

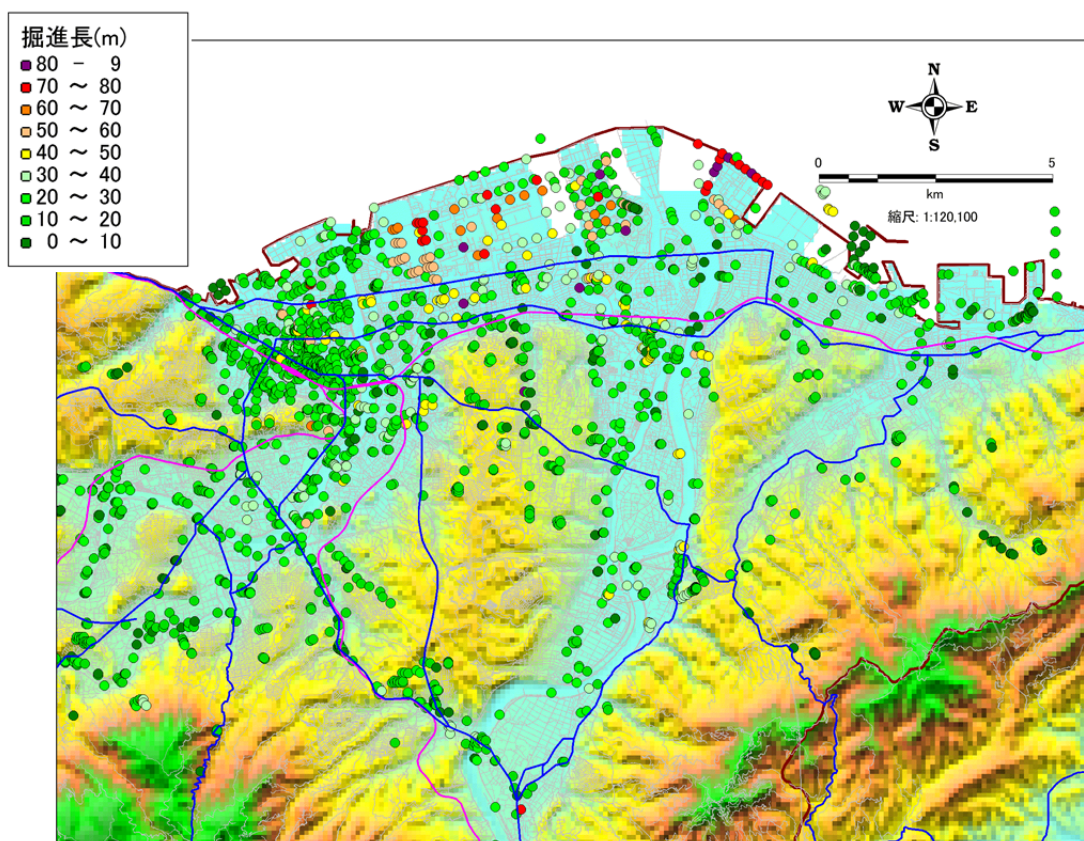


図 3. 2. 2-32 ボーリング掘進長の分布

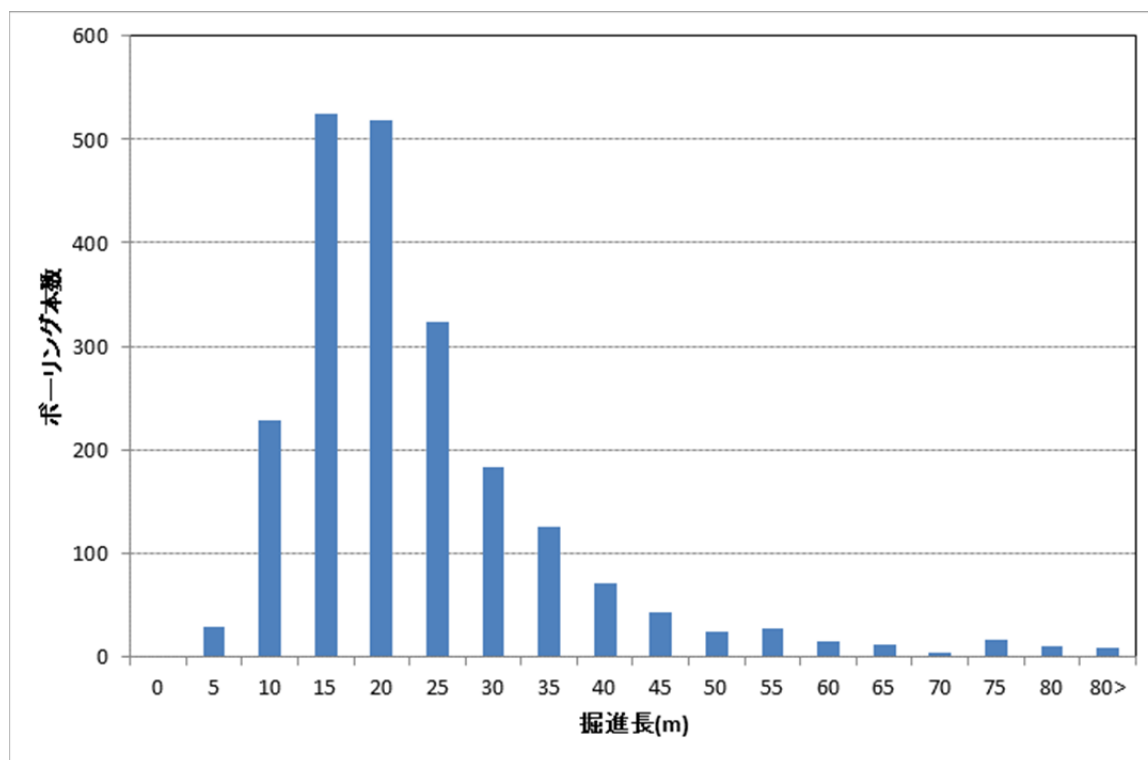


図 3. 2. 2-33 ボーリング掘進長のヒストグラム

- ・ 収集データのアーカイブ化

「収集データのデジタル化」において整理した各種情報について、分野や項目といった大系毎に整理してアーカイブ化し、今後の本観測調査において活用できるようにした。

4.1 地盤情報のアーカイブ化（データベース化）

昨年度入力したボーリングデータから地盤情報データベースを構築した。この地盤情報データベースに本年度デジタル化したボーリングデータを追加し、地盤情報データベースの更新を行った。図 3.2.2-34 に地盤情報データベースによるボーリング位置を示す。構築したボーリングデータ数は約 2,100 本である。

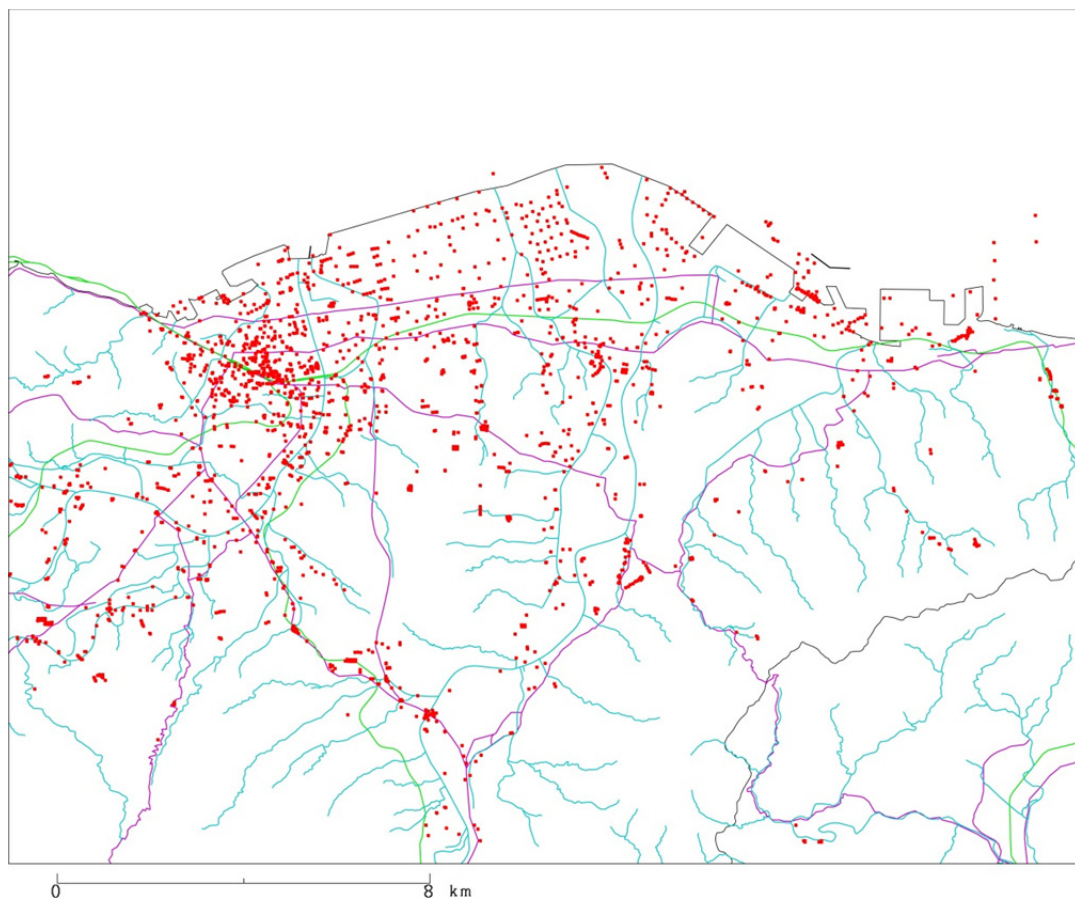


図 3.2.2-34 地盤情報データベースによるボーリング位置

4.2 ボーリング情報による大分平野の地盤状況

構築した地盤情報データベースより、地層層序や N 値から大分平野の地盤概況の把握を行った。

図 3.2.2-36 に大分平野の地区名を示す。以降文章中に記載している地区名は図 3.2.2-36 に該当する。

図 3.2.2-37 に地層の模式平面図（円柱状図）を示す。図では、地表から深度 20m までの土質を円柱状図で示した。円柱状図は円弧の頂点から時計回りに地層の層厚と深度を示している。円になっていない地点（円弧状態）は、掘進長が 20m に達していないボーリングである。別府湾から r22 までの間には、大分鶴崎臨海工業地帯の埋立地がある。表層から数 m までは埋立土である。その下位では、新栄町から別府湾では粘土層、東側では砂層が卓越している。大分川西側の中島西周辺は表層に砂層が堆積している。中島西から西側の R10 付近になると砂層の下位に粘土層の堆積がみられる。また、大分平野の内陸になると砂礫層の堆積が見られる。

図 3.2.2-38～図 3.2.2-45 に地表（GL±0m）から GL-5m 毎に土質と平均 N 値の分布を示した。図の種別は以下のとおりである（表 3.2.2-4）。

表 3.2.2-4 深度別の図の種別

	全 層	粘土層と火山灰層	砂層と礫層
GL±0m～GL-5m	図 3.2.2-38	図 3.2.2-39 (1)	図 3.2.2-39 (2)
GL-5m～GL-10m	図 3.2.2-40	図 3.2.2-41 (1)	図 3.2.2-41 (2)
GL-10m～GL-15m	図 3.2.2-42	図 3.2.2-43 (1)	図 3.2.2-43 (2)
GL-15m～GL-20m	図 3.2.2-44	図 3.2.2-45 (1)	図 3.2.2-45 (2)

※全層：粘土層，火山灰層，砂層および礫層の重書

GL-5m 毎に土質と N 値は次のようにして求めた。まず表層から地層毎に N 値平均を求めるため N 値数がある程度みこめる区間として 5m 毎に各土質の層厚の合計を算出し、その合計値が最も厚い層厚を対象となる 5m 間の代表土質（優勢土層）とした。そして代表土層で測定された N 値を平均した。図では、土質については、粘土層を■、火山灰層を◆、砂層を●および礫層を●で区分し、 N 値についてはそれぞれの土層で各印の大きさに表現した。図のうち、全層は粘土層、火山灰層、砂層および礫層の全てを重ね書きしたものであり、前述の順位で上位から表現している。粘土層と火山灰層および砂層と礫層の各分布は、全層からその 2 層を抽出して分布図として示した。なお、火山灰層は柱状図に火山灰層と明記されている層である。

GL±0m～GL-5m

中島西・大分では砂層の堆積が卓越しており、その砂層の N 値は 10～20 程度である。海岸部においても、砂層が卓越して堆積しており N 値は 10 程度である。ただし表層には埋立土があることに注意が必要である。大分では粘土層が卓越している場所もみられる。R197 より内陸では表層から礫層の堆積がみられ、その層の N 値は 30 以上である。火山灰層の分布は見られない。

GL-5m～GL-10m

中島西・大分では砂層の分布状況は上位の GL±0m～GL-5m とあまりかわらない。ただし、 N 値は若干大きくなり 25～30 程度を示している。大分では上位の GL±0m～GL-5m に比べ、粘土層の出現頻度が多くなっている。その粘土層の N 値は 10～20 程度である。礫層についても上位の GL±0m～GL-5m と同様に国道 197 号線より内陸では表層から礫層の堆積がみられ、その層の N 値は 50 程度を示している。R22 と JR 日豊本線間に火山灰の堆積がみられる。この火山灰はアカホヤ火山灰である。 N 値は 10～20 程度である。

GL-10m～GL-15m

中島西・大分では砂層と粘土層がほぼ同程度の分布状況となっている。埋立地についてみると、新栄町から海岸部では粘土層の堆積が優勢になり、三佐では砂層の堆積が優勢となっている。粘性土および砂層とも N 値は 20 程度である。火山灰層は R22 と JR 日豊本線の間、R10 と JR 肥後本線の間には火山灰の堆積がみられる。 N 値は 10～20 程度である。礫層についても上位の GL-5m～GL-10m と同様に R197 より内陸では表層から礫層の堆積がみられ、その層の N 値は 50 程度を示している。

GL-15m～GL-20m

土層の堆積状態は上位の GL-10m～GL-15m とかわらない。火山灰層の分布もみられるの、分布範囲は上位の GL-10m～GL-15m より狭いようである。礫層についても上位の GL-15m～GL-20m と同様に R197 より内陸では表層から礫層の堆積がみられ、その層の N 値は 50 程度を示している。

沖積層とアカホヤ火山灰層の分布範囲を抽出するために、地盤情報データベースに以下の項目を基本として地層の同定作業を行い。地層情報を追記した。

〔沖積層の下端深度〕

- ・ N 値 > 約 50 の砂礫層の上端
- ・ アカホヤ火山灰層より下

〔アカホヤ火山灰層の下端深度〕

- ・ 火山灰層、火山灰混・火山灰質を抽出

柱状図に火山灰や混入物として火山灰が登録されている土層を抽出

大分平野の既存研究（千田(1987)、千田ほか(2004)や大分県(2008)や27年度の本事業によるボーリング調査）などでは、沖積層中には、1層の白色のガラス質で層厚の火山灰が記載されている。これらの火山灰はシラスともよばれ、他の近くから供給される火山灰等とは異なる。今回は、これらのデータの記載からアカホヤ火山灰層としているが、データの精査を進め、アカホヤ火山灰の深度分布の精度を高める必要がある。

図 3.2.2-46 から図 3.2.2-48 に沖積層の下端深度、下端標高および層厚の分布、図 3.2.2-49～図 3.2.2-51 にアカホヤ火山灰層の下端深度、下端標高および層厚の分布を示す。また、図 3.2.2-52～図 3.2.2-80 に代表的な地層断面を示す。

前述の条件で抽出した沖積層の下端深度は、海岸埋立地周辺で GL-70m～-60m となっており、その下端深度は内陸に向かうに従い浅くなっている。大野川上流部では沖積層の下端深度は GL-20m～GL-10m 程度となっている。大分川西側の中島西・大分付近では、沖積層の下端深度は GL-20m～GL-10m であり、大分川東側の海岸部に比べて浅くなっている。沖積層の層厚は、海岸埋立地では 25m を超えるようであり、内陸に行くに従い層厚は薄くなっている。大分川西側の中島西・大分付近では、沖積層の層厚は 4～10m 程度である。今回は前述の条件で沖積層を抽出したことにより、堆積深度が浅く評価されたと考えられる。今後の課題である。

アカホヤ火山灰層は、r22 と JR 日豊本線間や R10 と JR 肥後本線の間に見られ、大分川に沿って堆積している状況がうかがえる。その下端深度は、GL-20 m～GL-10m であり、その層厚は 2～8m 程度となっている。今回は、柱状図に火山灰層、火山灰質および火山灰混と記載されている地層、火山灰が混入物として記載されている地層を抽出した。柱状図を詳細にみると、粘土層で実施された N 値の深度分布から、上下の N 値より若干高めの N 値を示すものがあつた。この深度の N 値は火山灰層の N 値と推定されるので、今後注意して判断することが必要である。

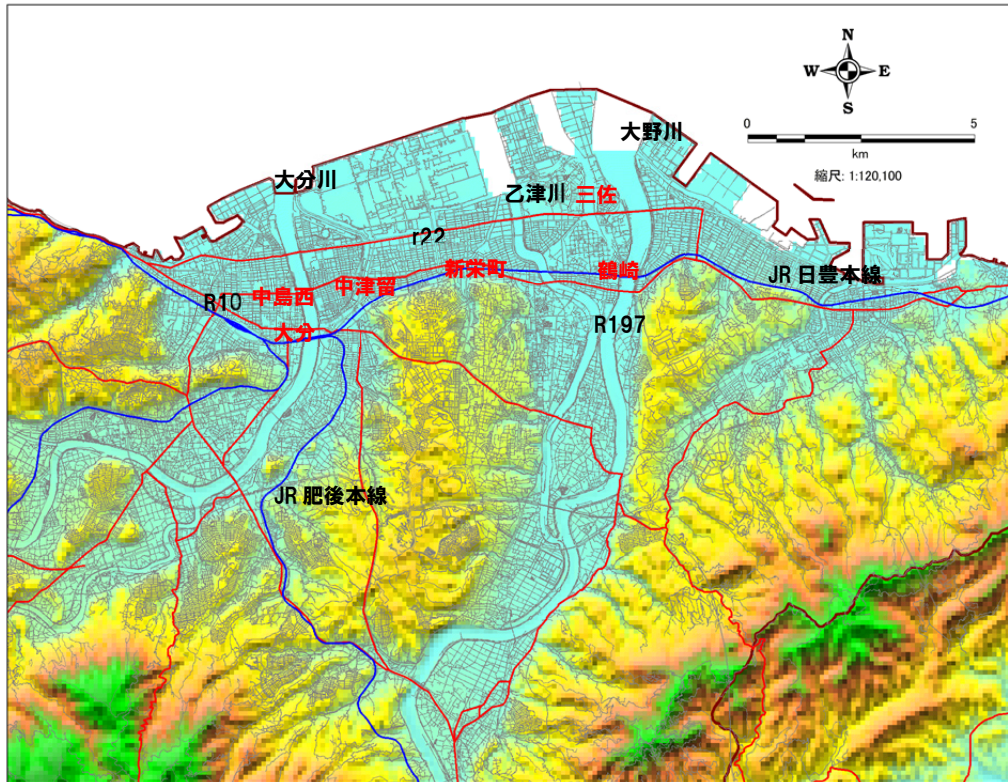


図 3.2.2-36 大分平野における地区概要

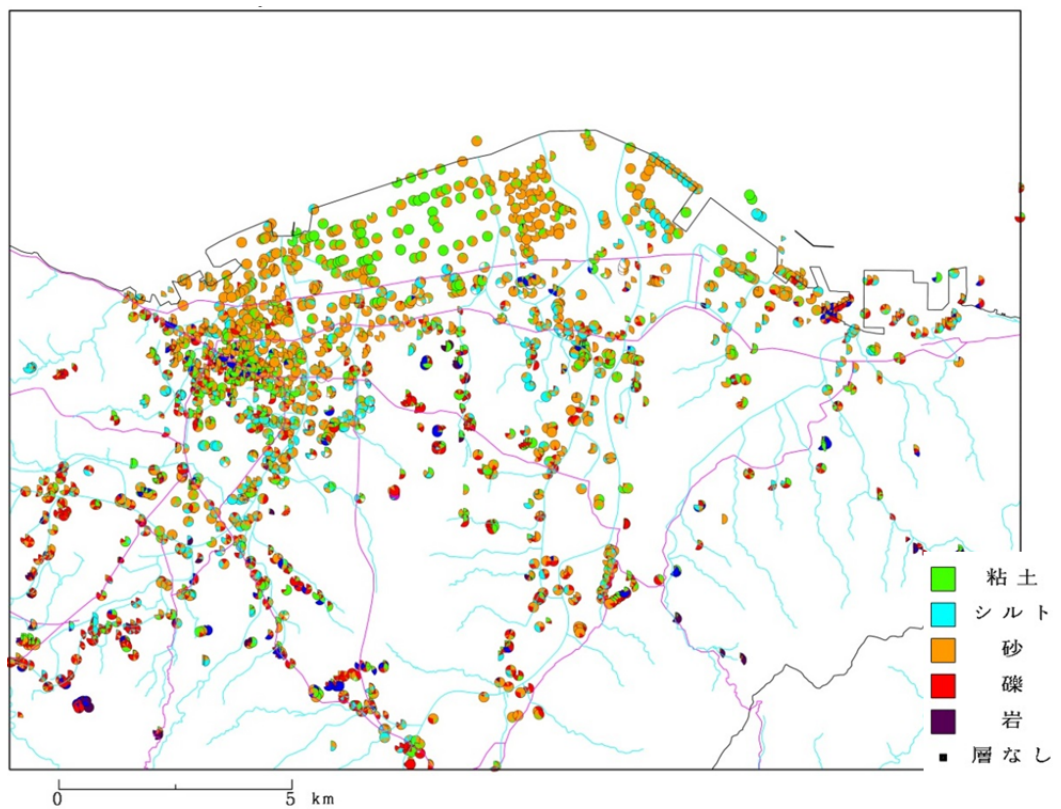


図 3.2.2-37 地層の模式平面分布（円柱状図）

層厚/周 = 20m

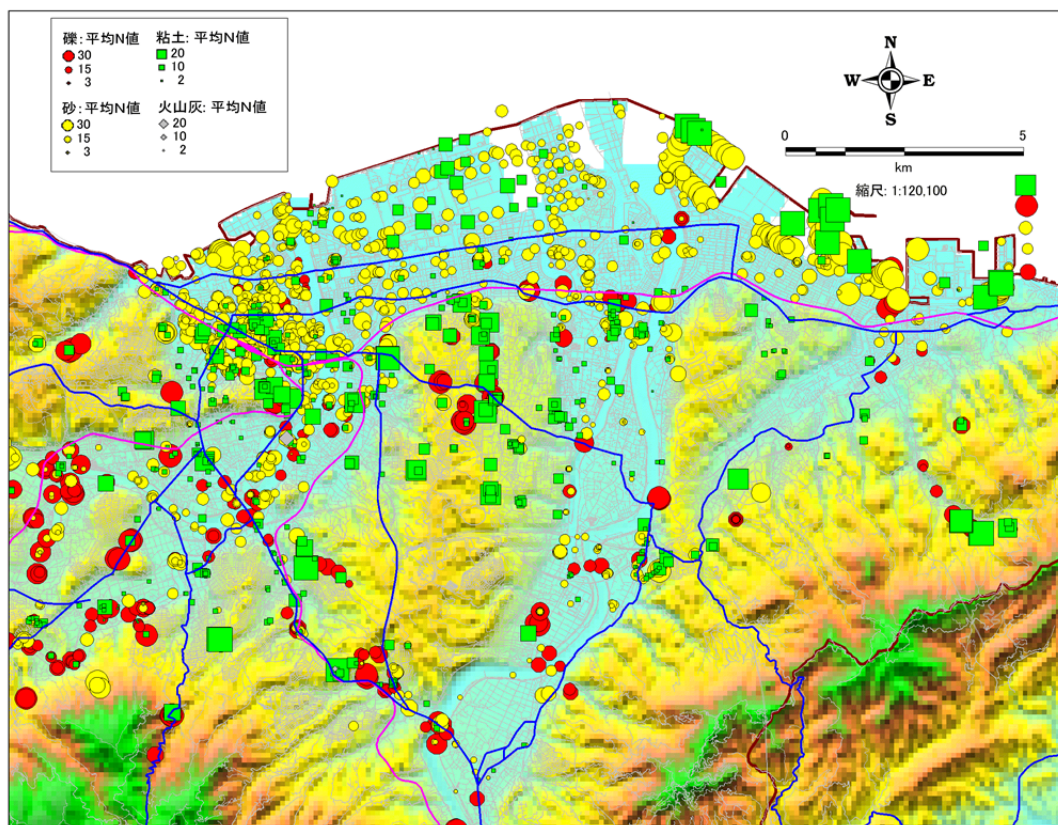


図 3. 2. 2-38 GL0m～GL-5m 間の土質と N 値 (全層)

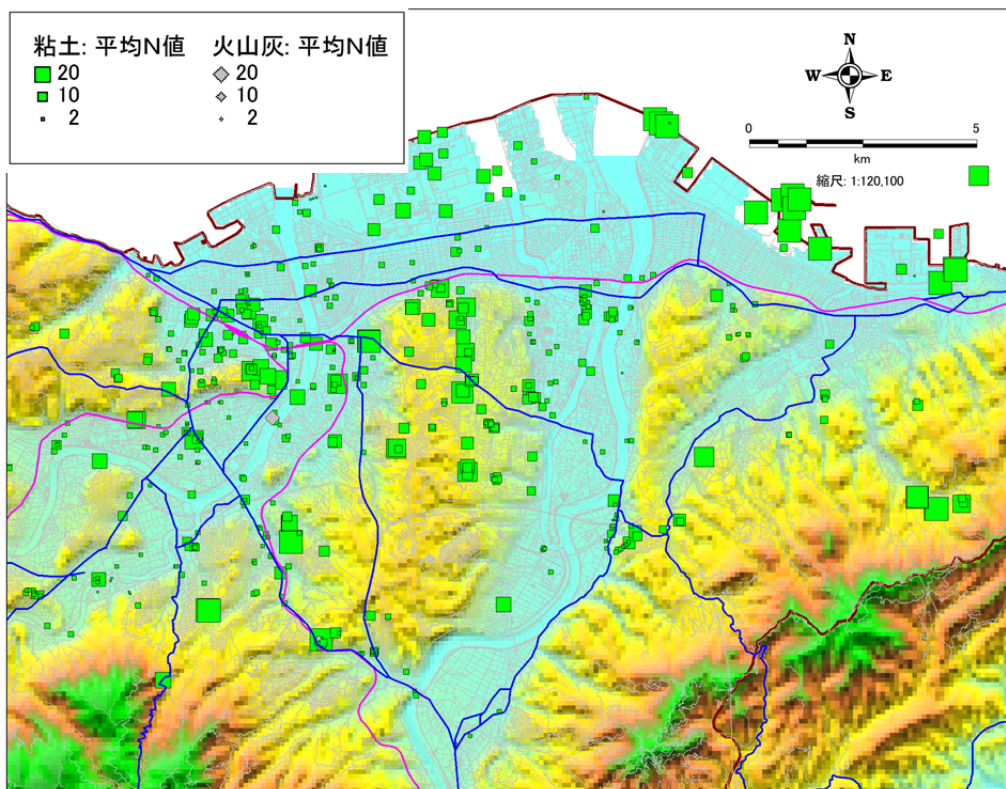


図 3.2.2-39 (1) GL0m~GL-5m 間の土質と N 値 (粘土層と火山灰層)

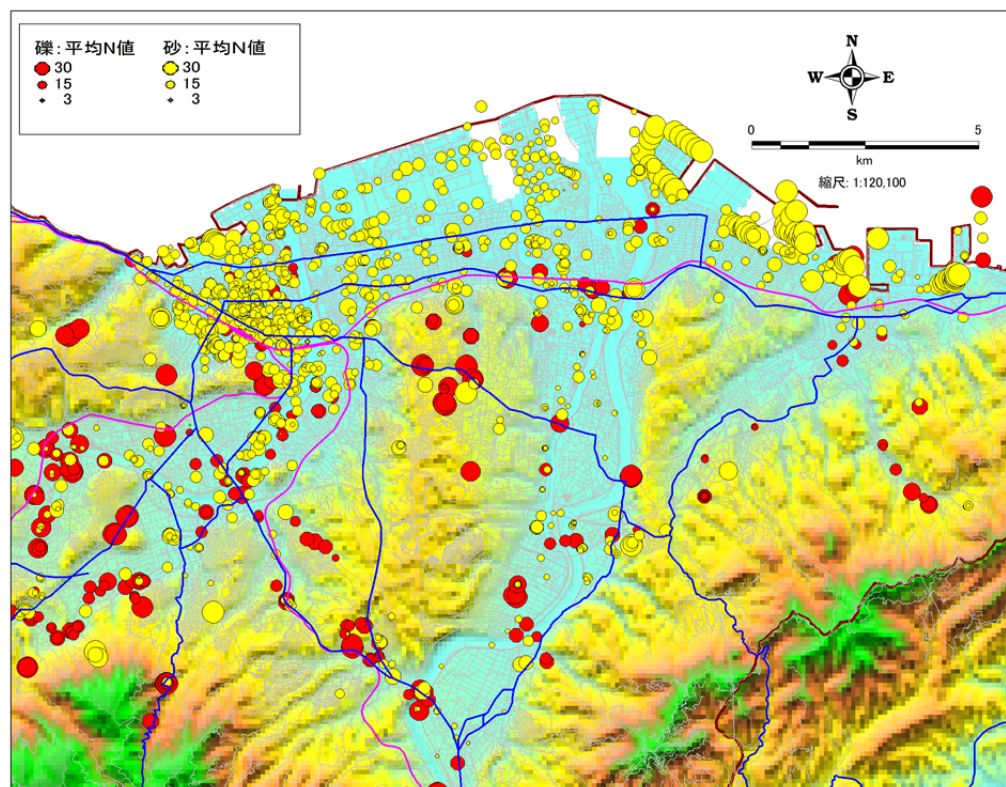


図 3.2.2-39 (2) GL0m~GL-5m 間の土質と N 値 (砂層と礫層)

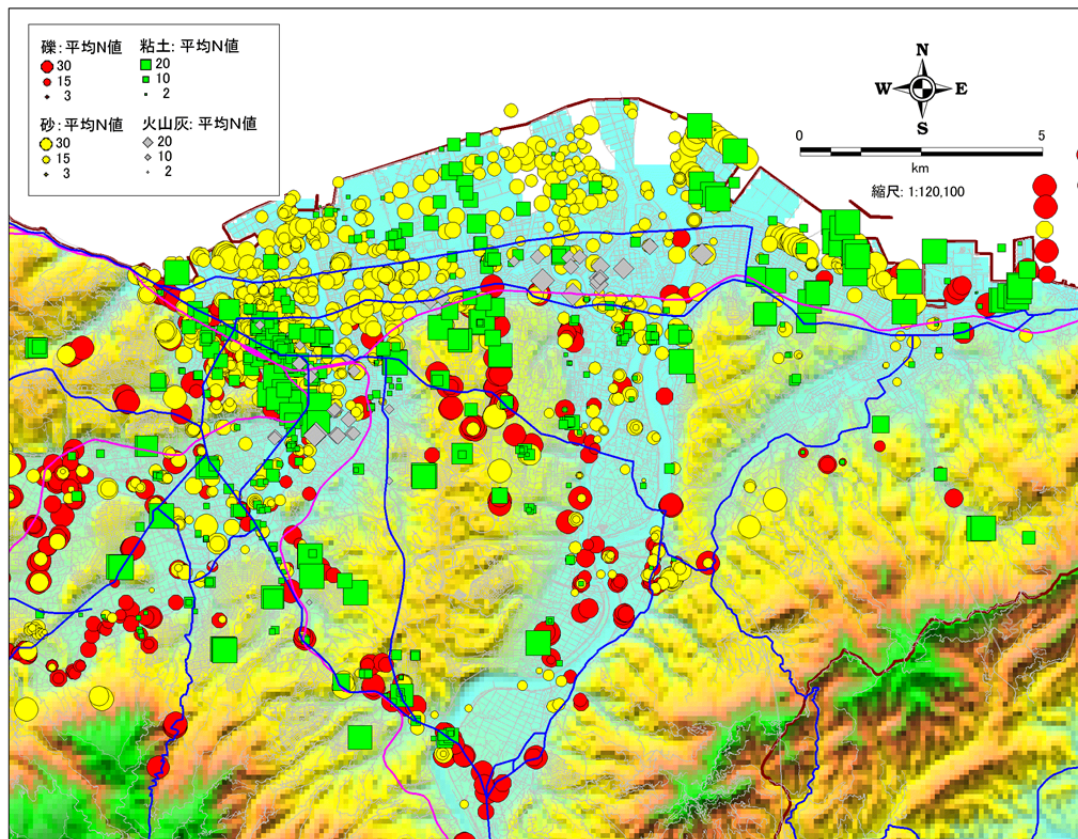


図 3.2.2-40 GL-5m～GL-10m 間の土質と N 値（全層）

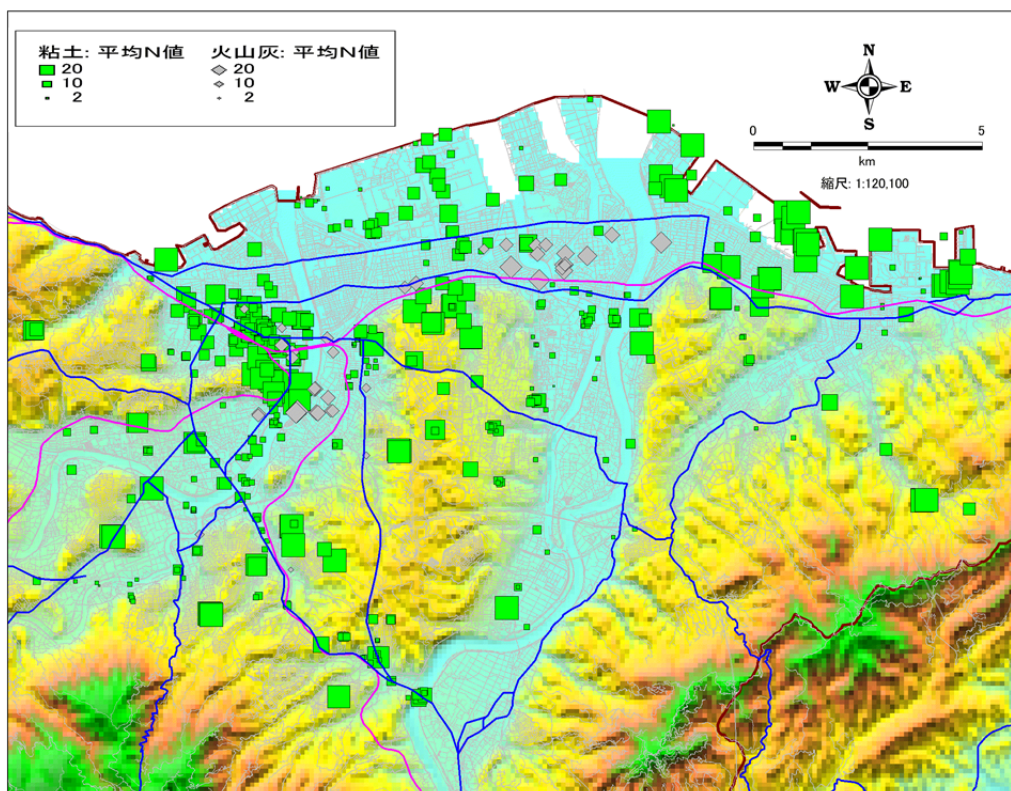


図 3. 2. 2-41 (1) GL-5m～GL-10m 間の土質と N 値 (粘土層と火山灰層)

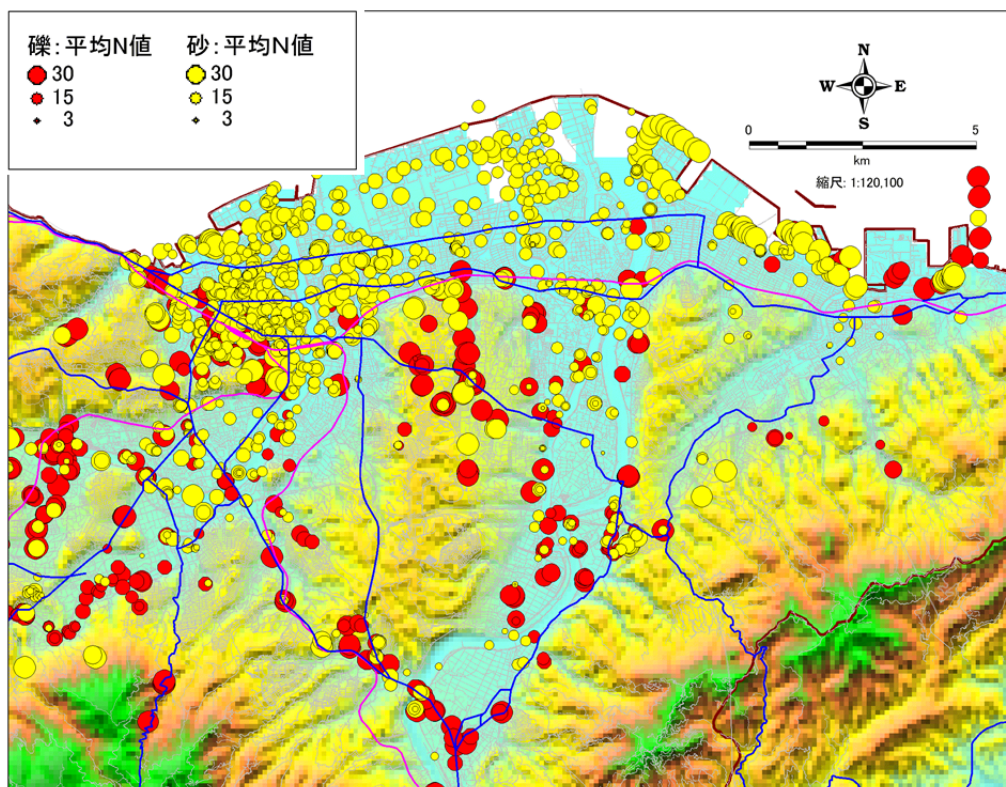


図 3. 2. 2-41 (2) GL-5m～GL-10m 間の土質と N 値 (砂層と礫層)

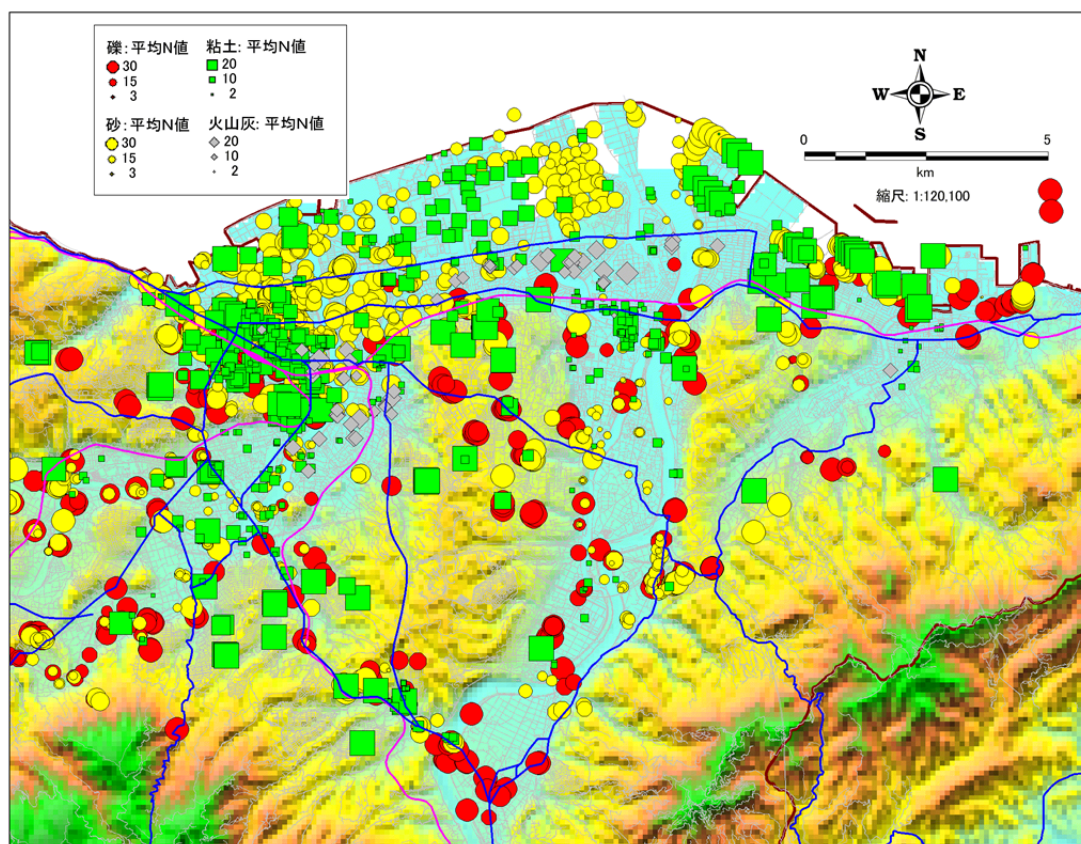


図 3. 2. 2-42 GL-10m～GL-15m 間の土質と N 値（全層）

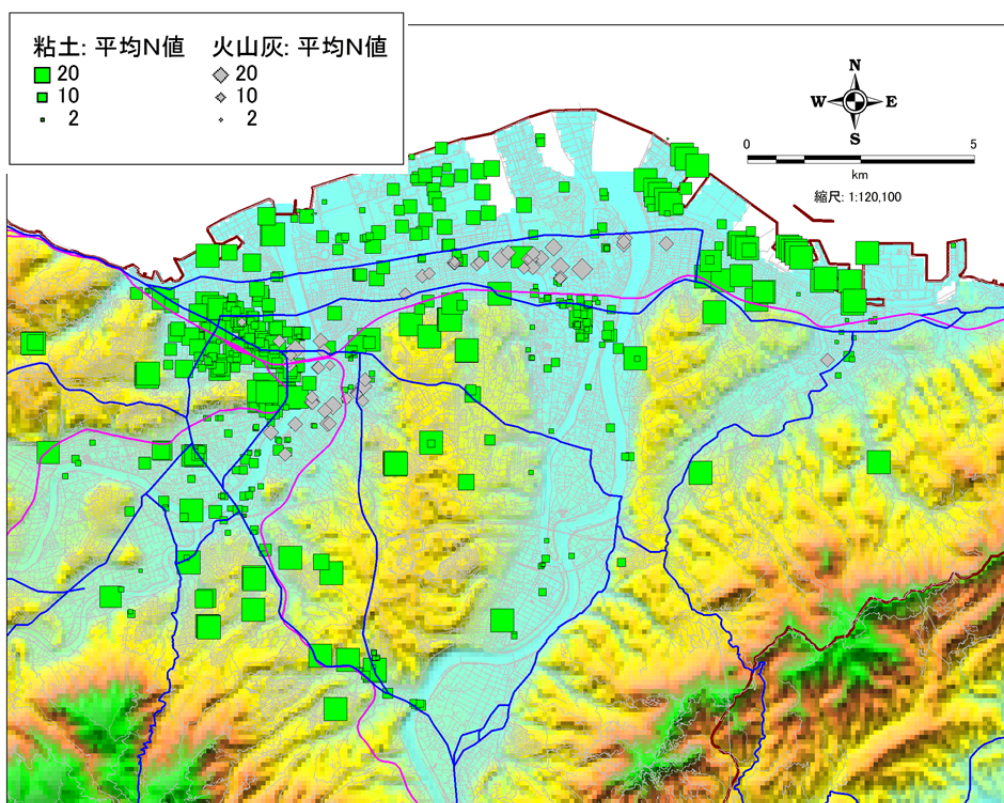


図 3. 2. 2-43 (1) GL-10m～GL-15m 間の土質と N 値 (粘土層と火山灰層)

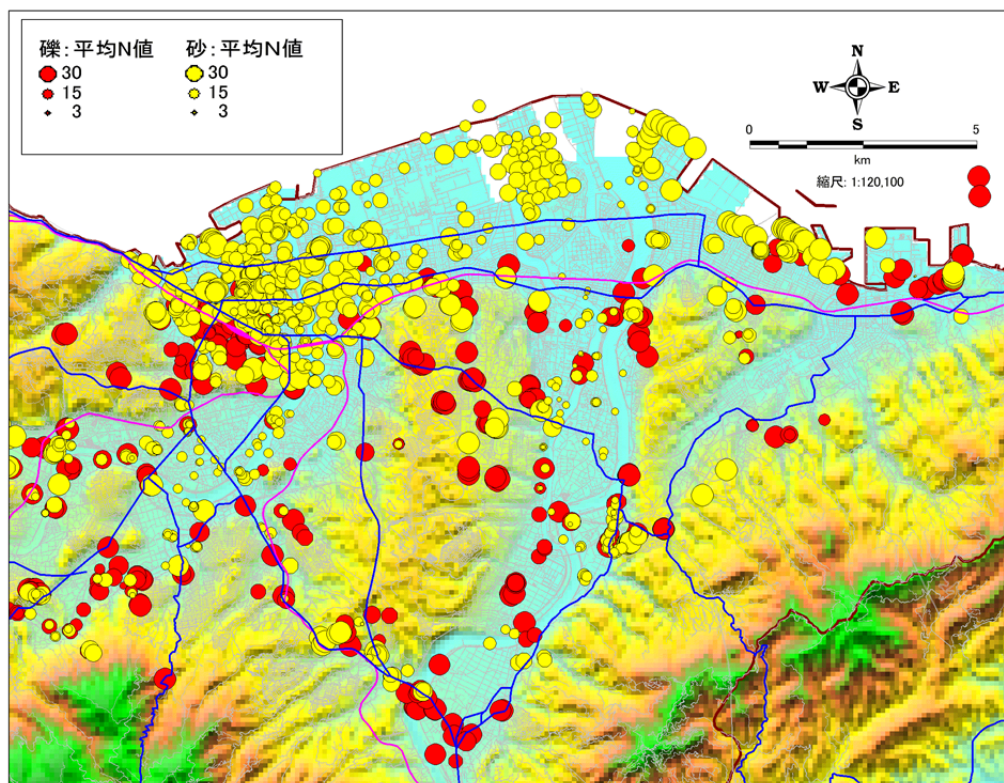


図 3. 2. 2-43 (2) GL-10m～GL-15m 間の土質と N 値 (砂層と礫層)

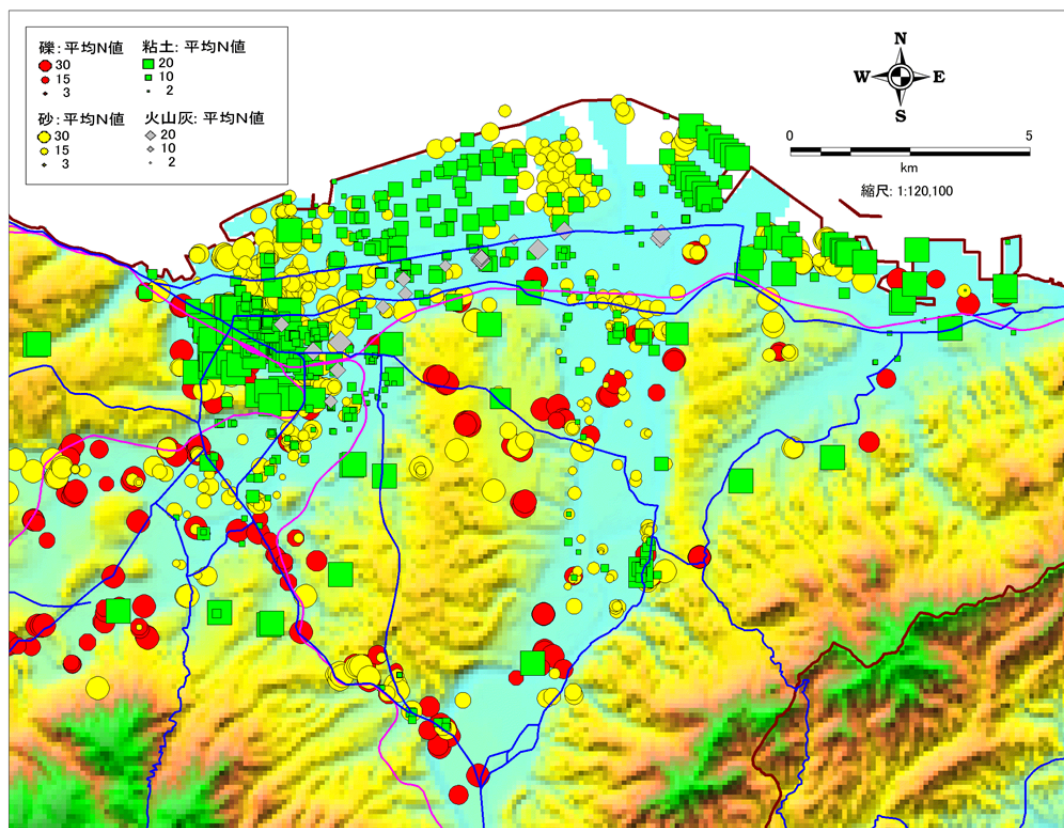


図 3. 2. 2-44 GL-15m～GL-20m 間の土質と N 値 (全層)

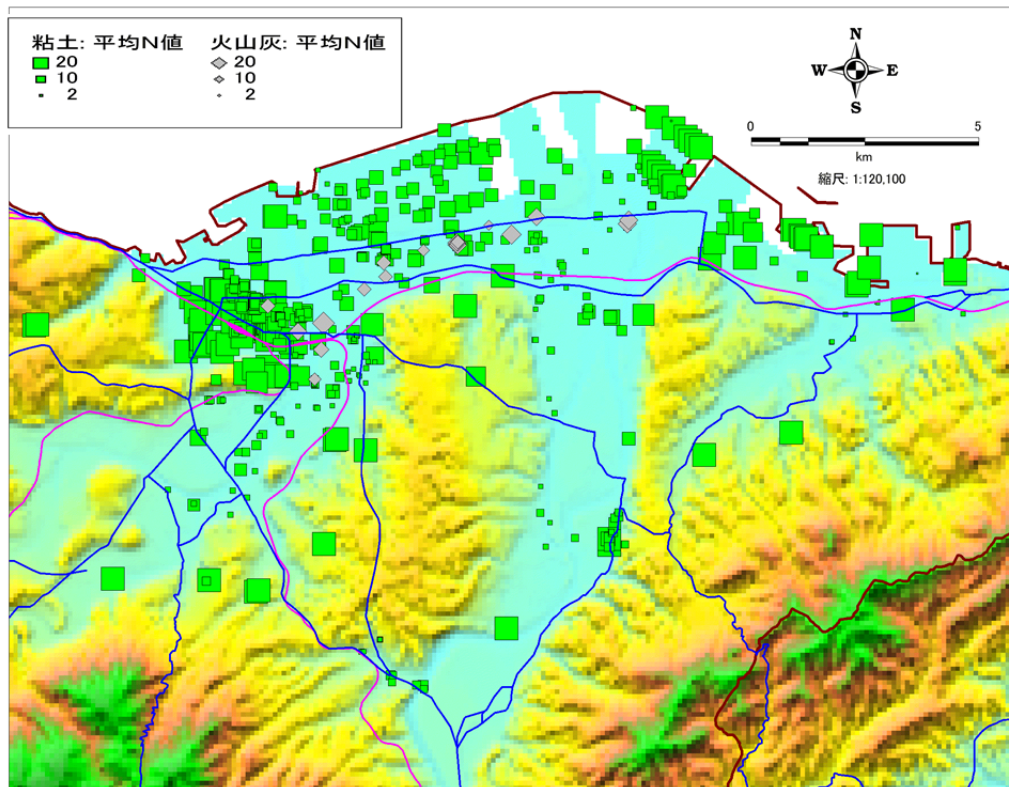


図 3. 2. 2-45 (1) GL-15m～GL-20m 間の土質と N 値（粘土層と火山灰層）

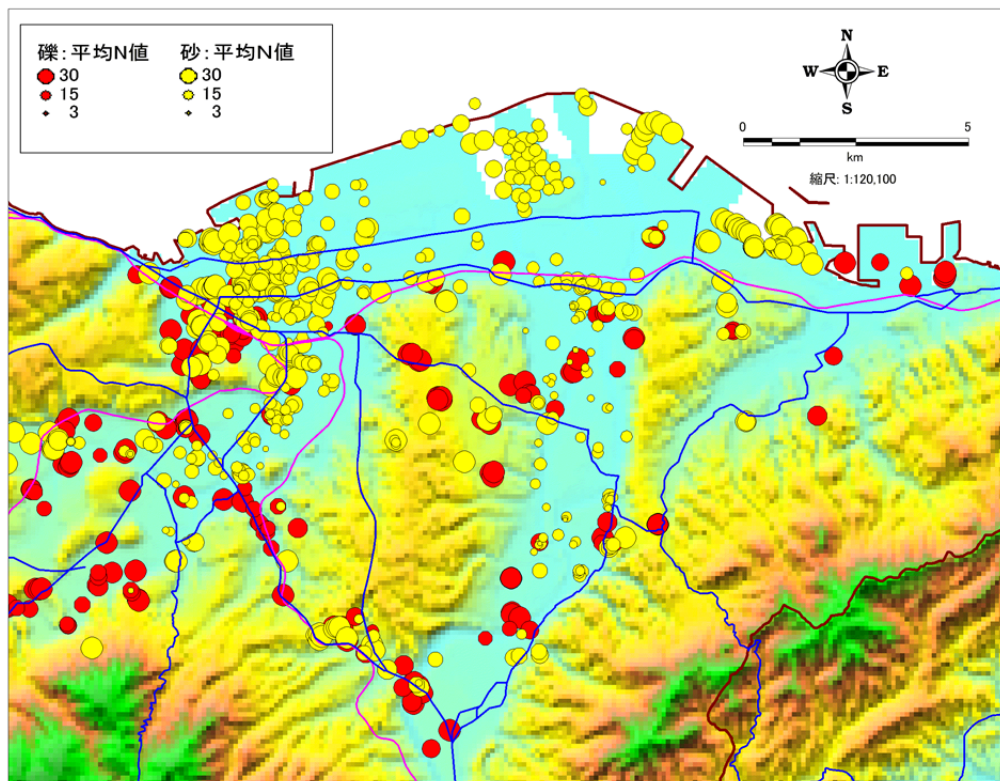


図 3. 2. 2-45 (2) GL-15m～GL-20m 間の土質と N 値（砂層と礫層）

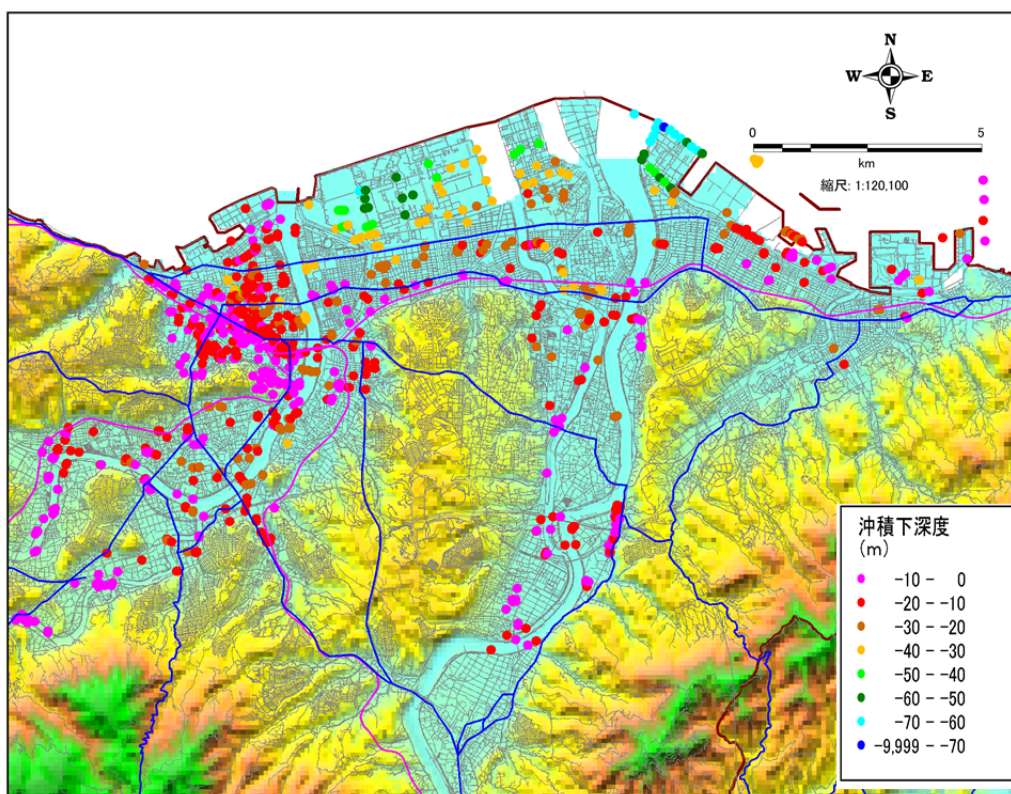


図 3. 2. 2-46 沖積層の下端深度分布

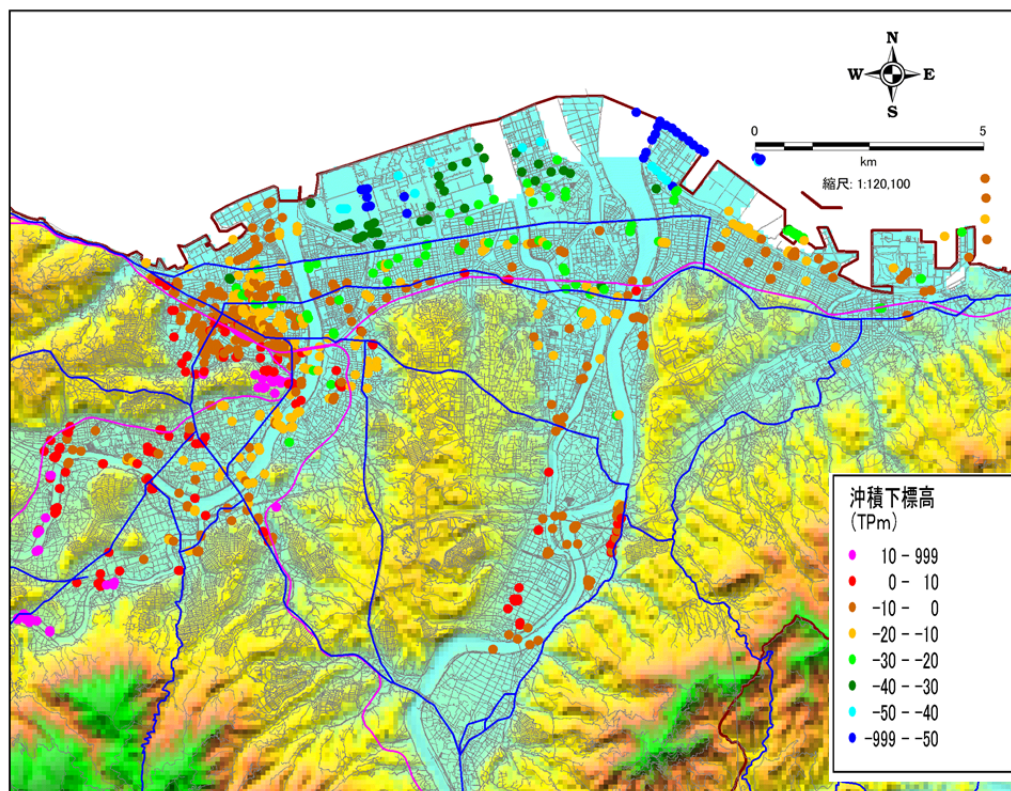


図 3. 2. 2-47 沖積層の下端標高分布

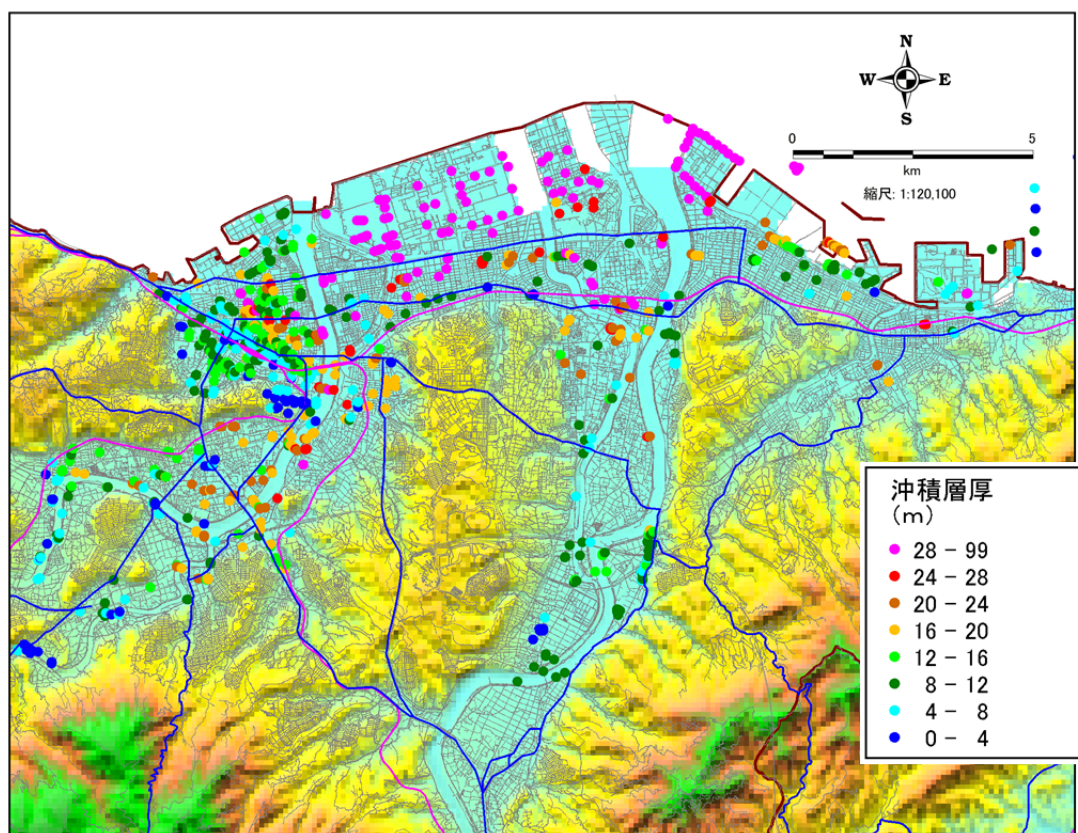


図 3. 2. 2-48 沖積層の層厚分布

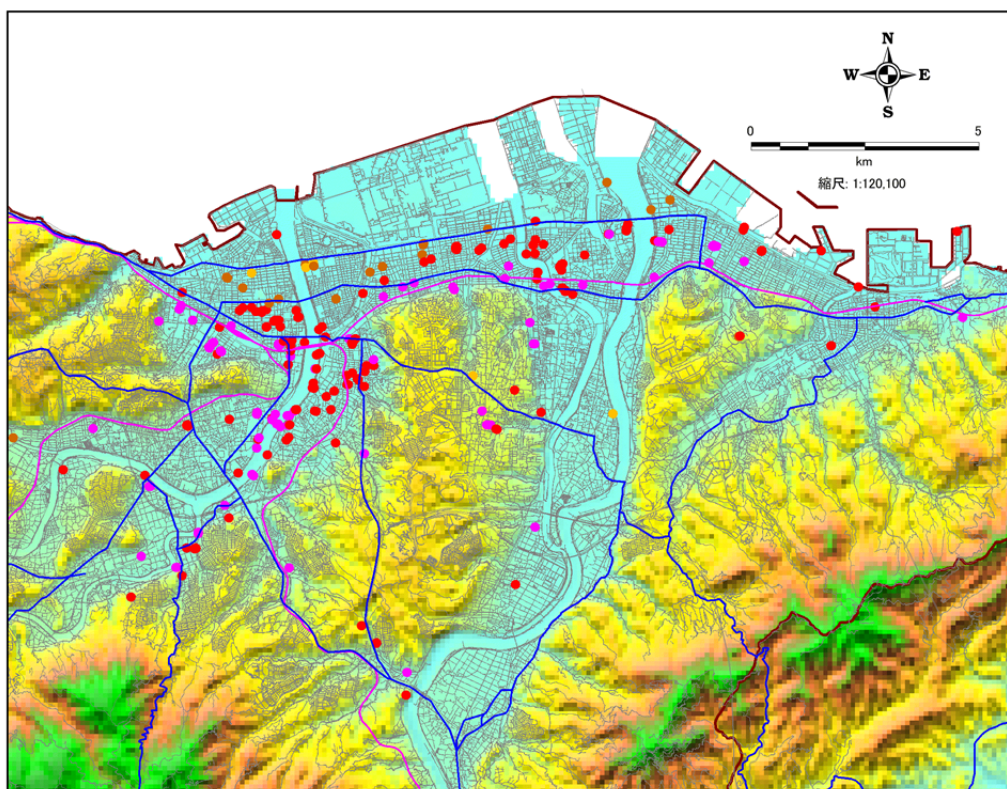


図 3. 2. 2-49 アカホヤ火山灰層の下端深度分布

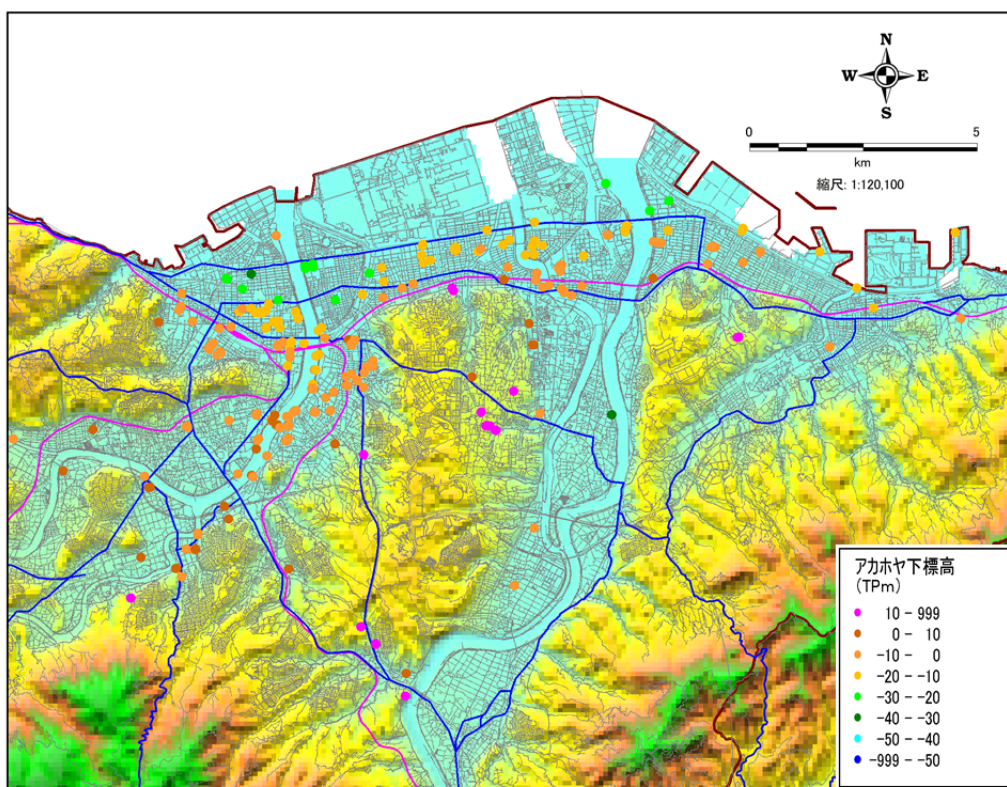


図 3. 2. 2-50 アカホヤ火山灰層の下端標高分布

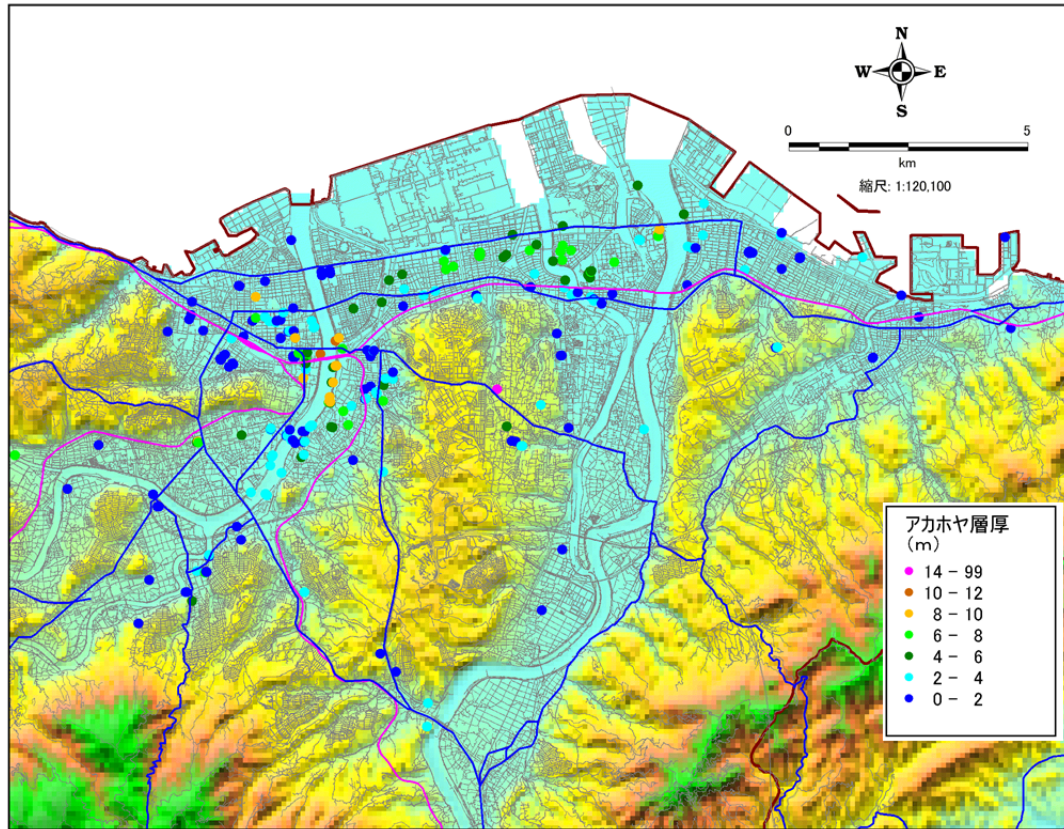


図 3.2.2-51 アカホヤ火山灰層の層厚

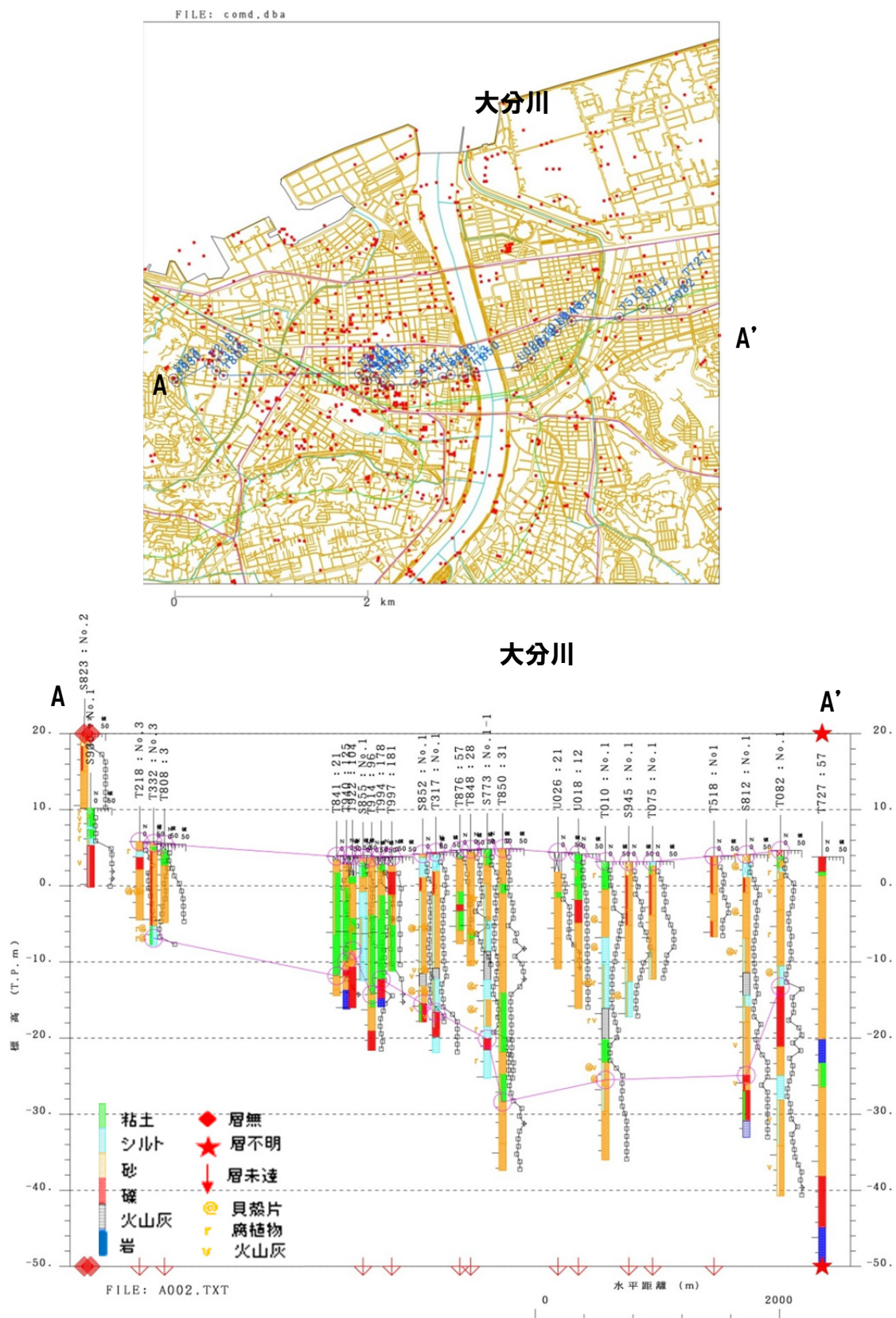


図 3.2.2-52 大分川をはさむ東西断面

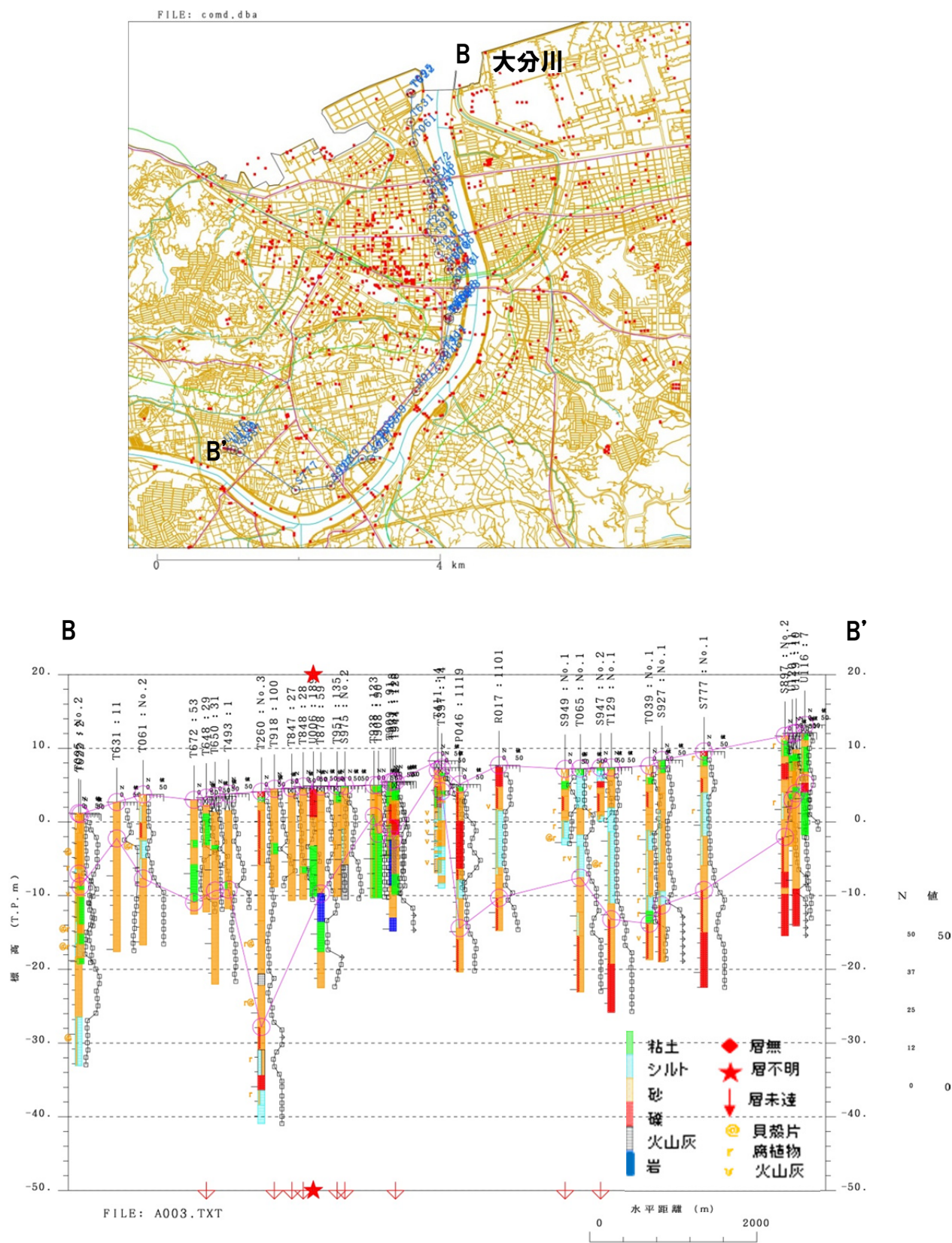


図 3.2.2-53 大分川左岸断面

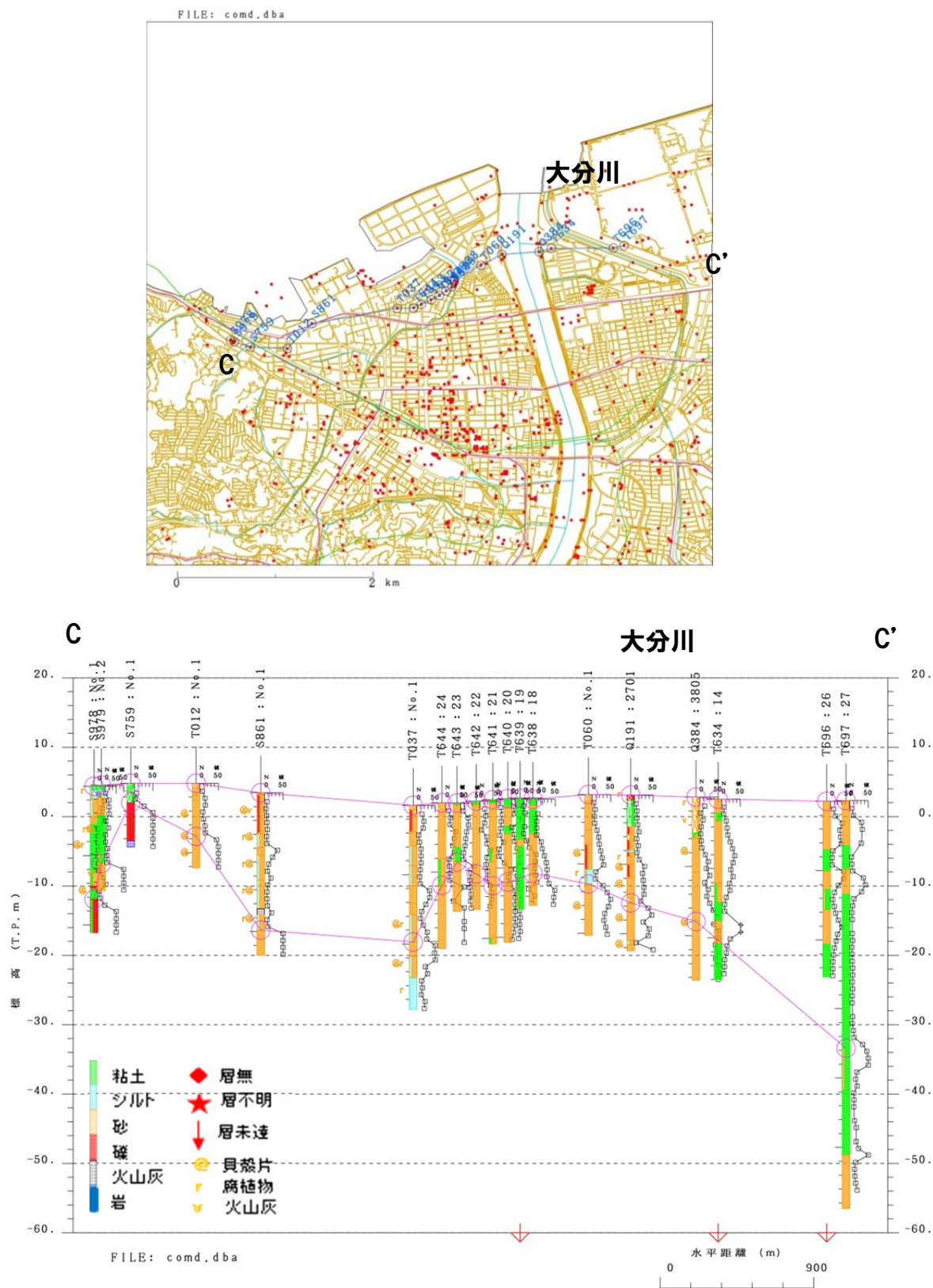


図 3. 2. 2-54 大分川を挟む東西断面

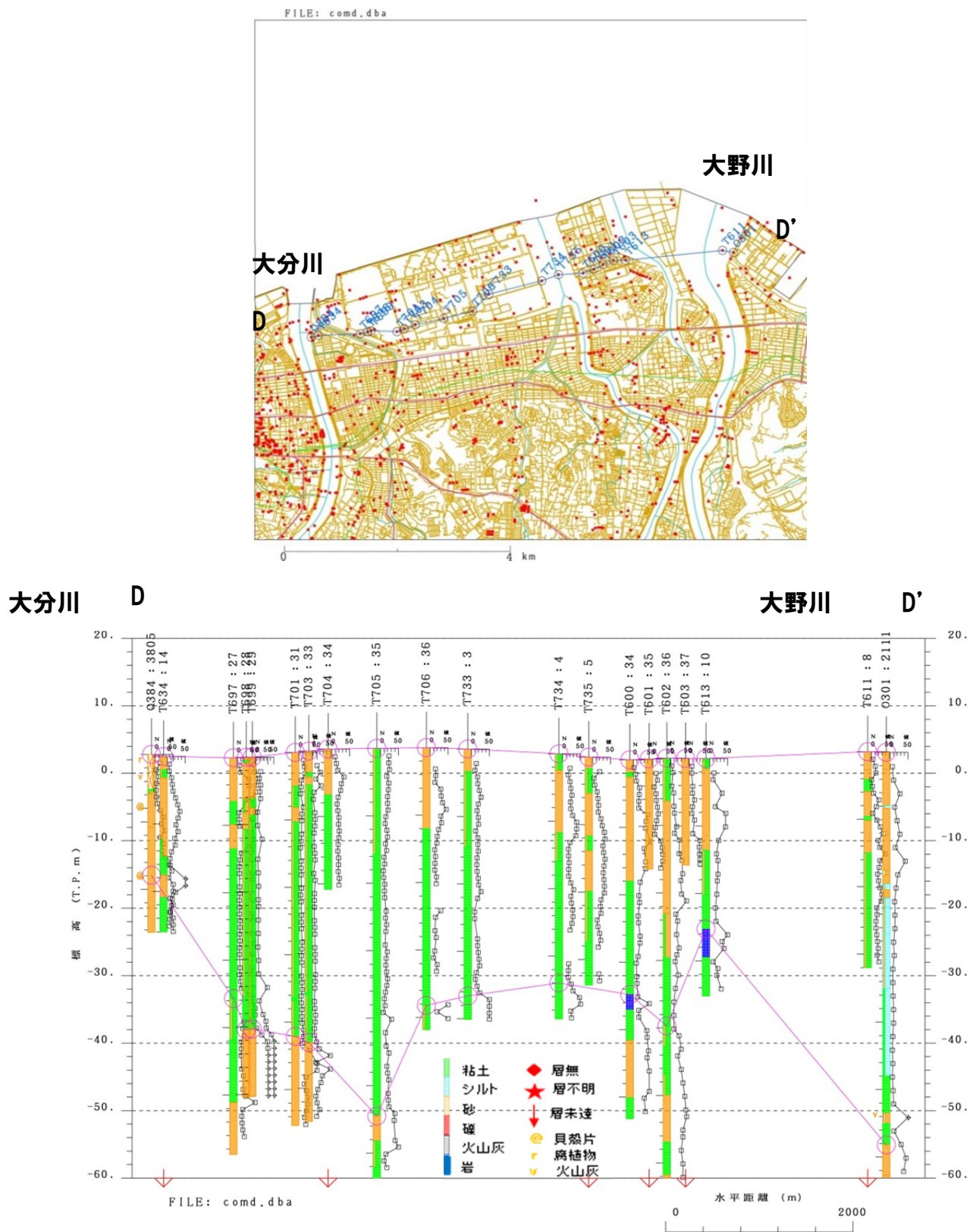


図 3.2.2-55 大分川から大野川断面

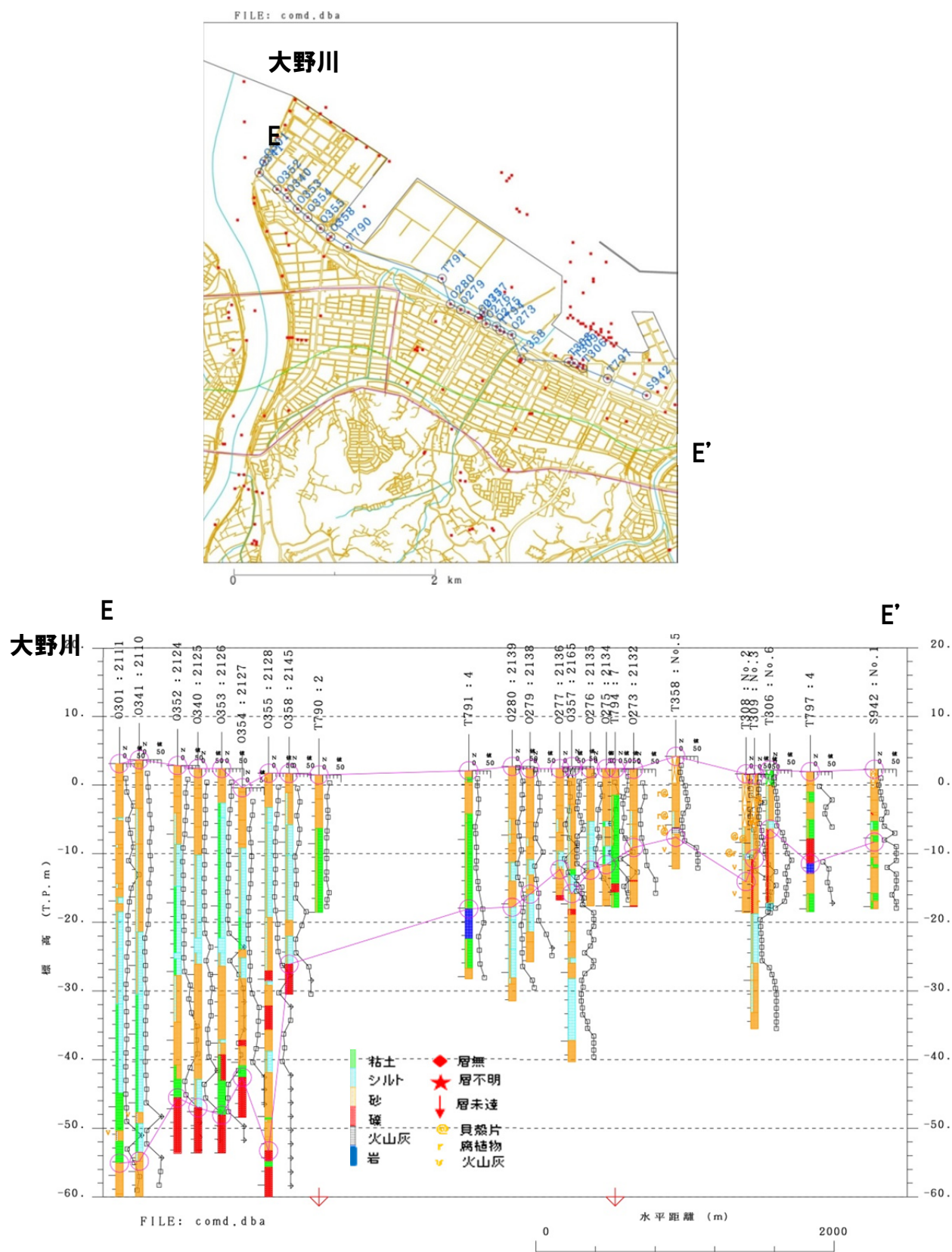


図 3.2.2-56 大野川から海岸沿いの断面

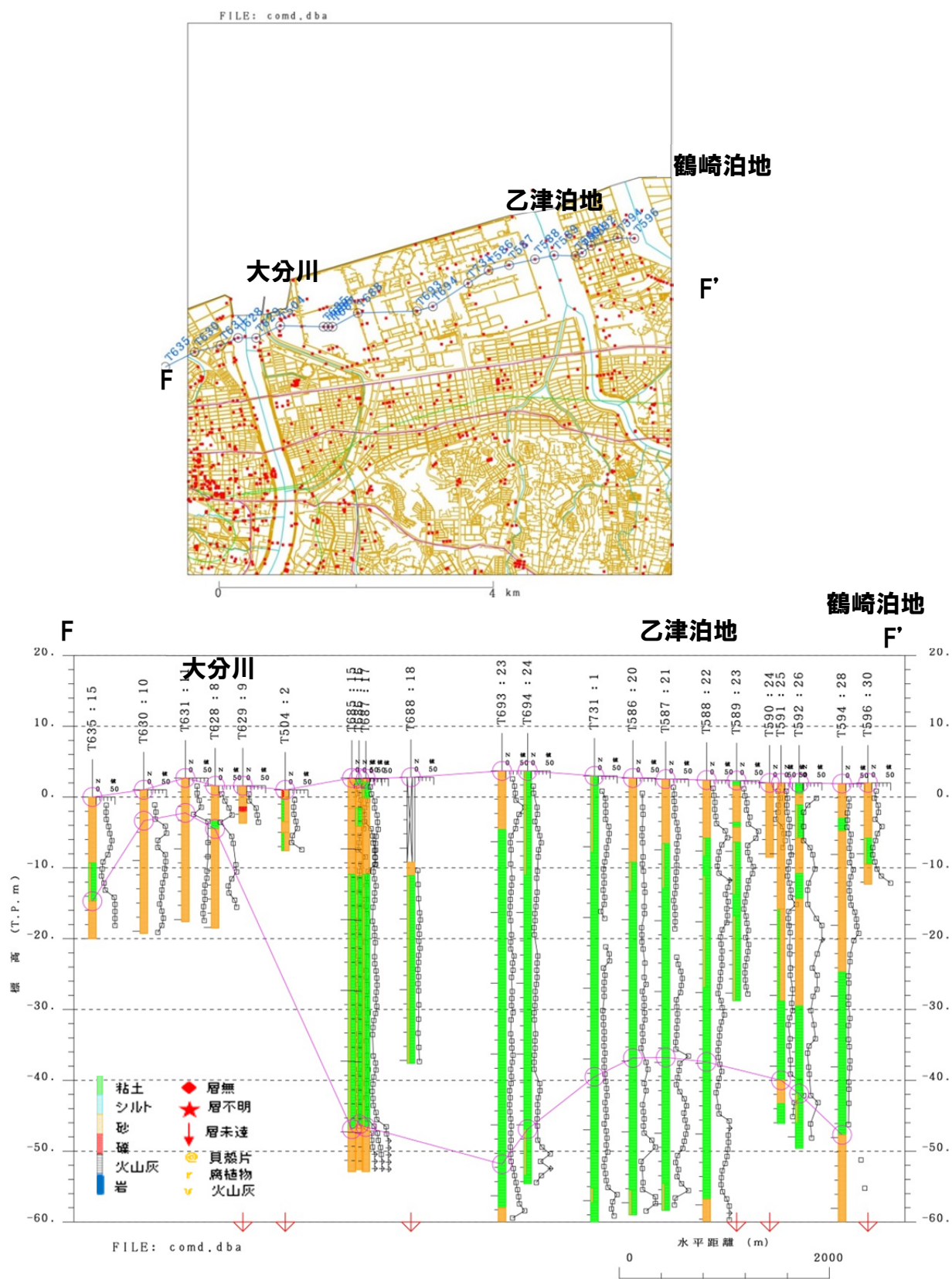


図 3.2.2-57 大分川から鶴崎泊地までの海岸に沿う断面

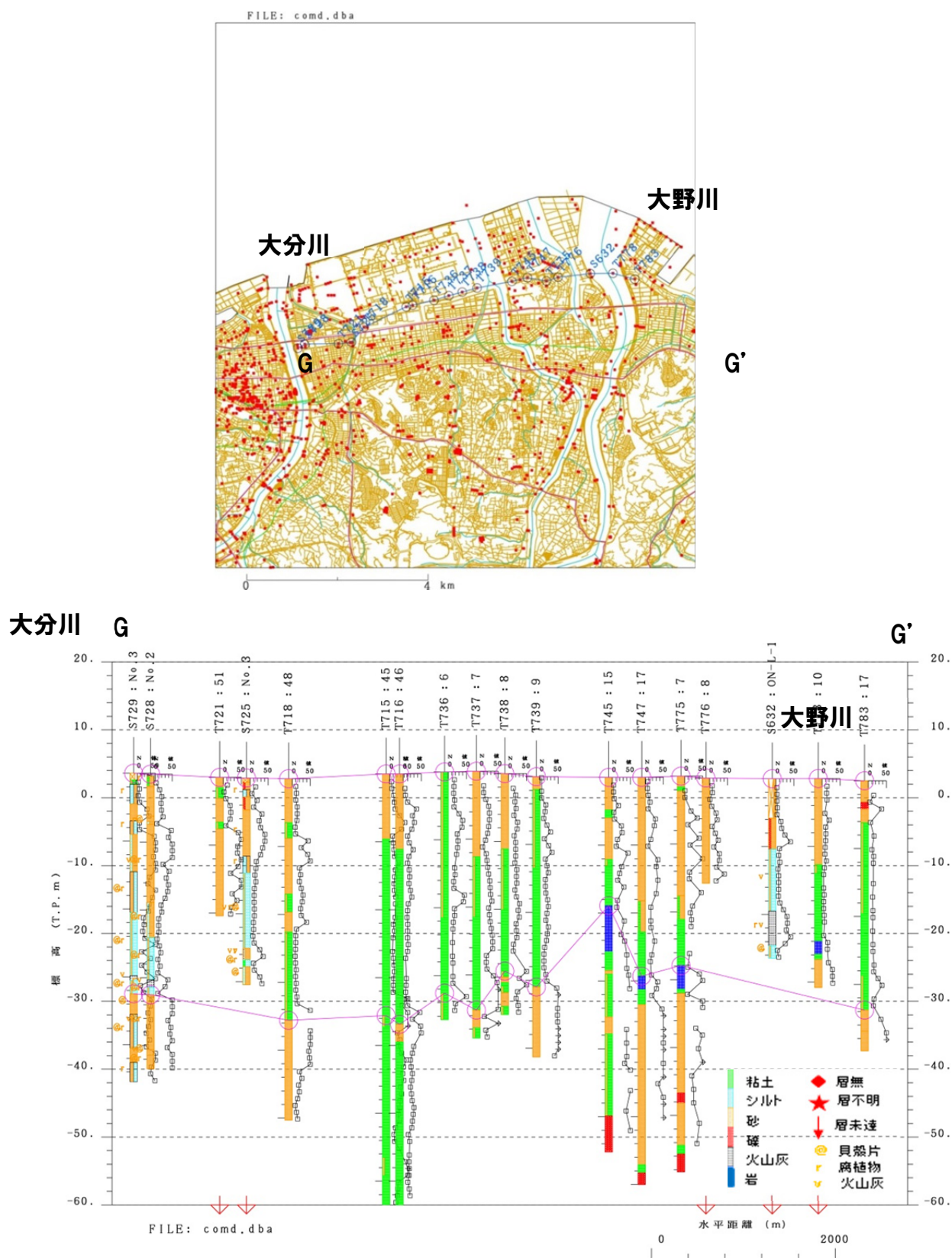


図 3.2.2-58 大分川から大野川までの断面

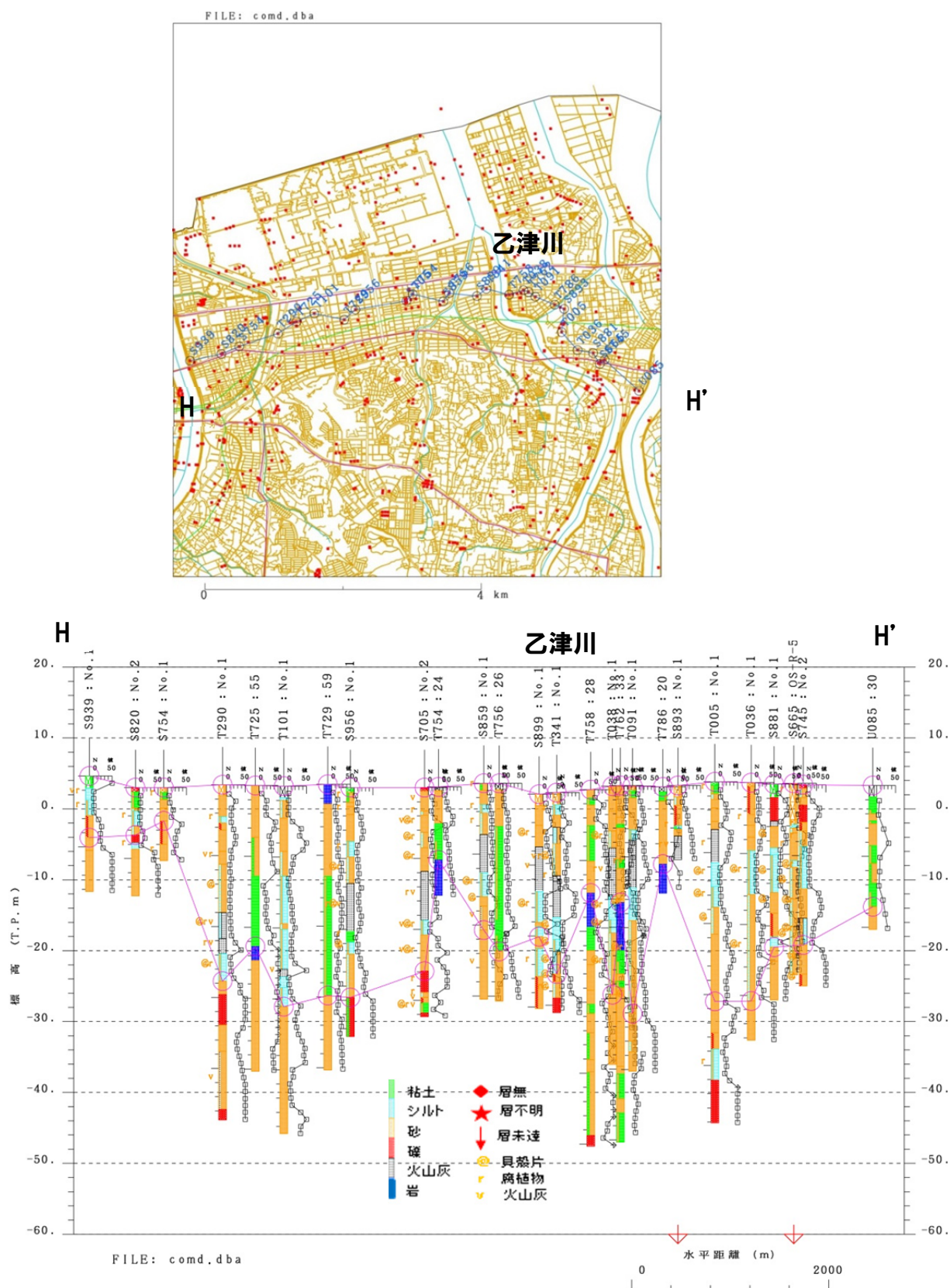


図 3.2.2-59 大分川から大野川までの断面

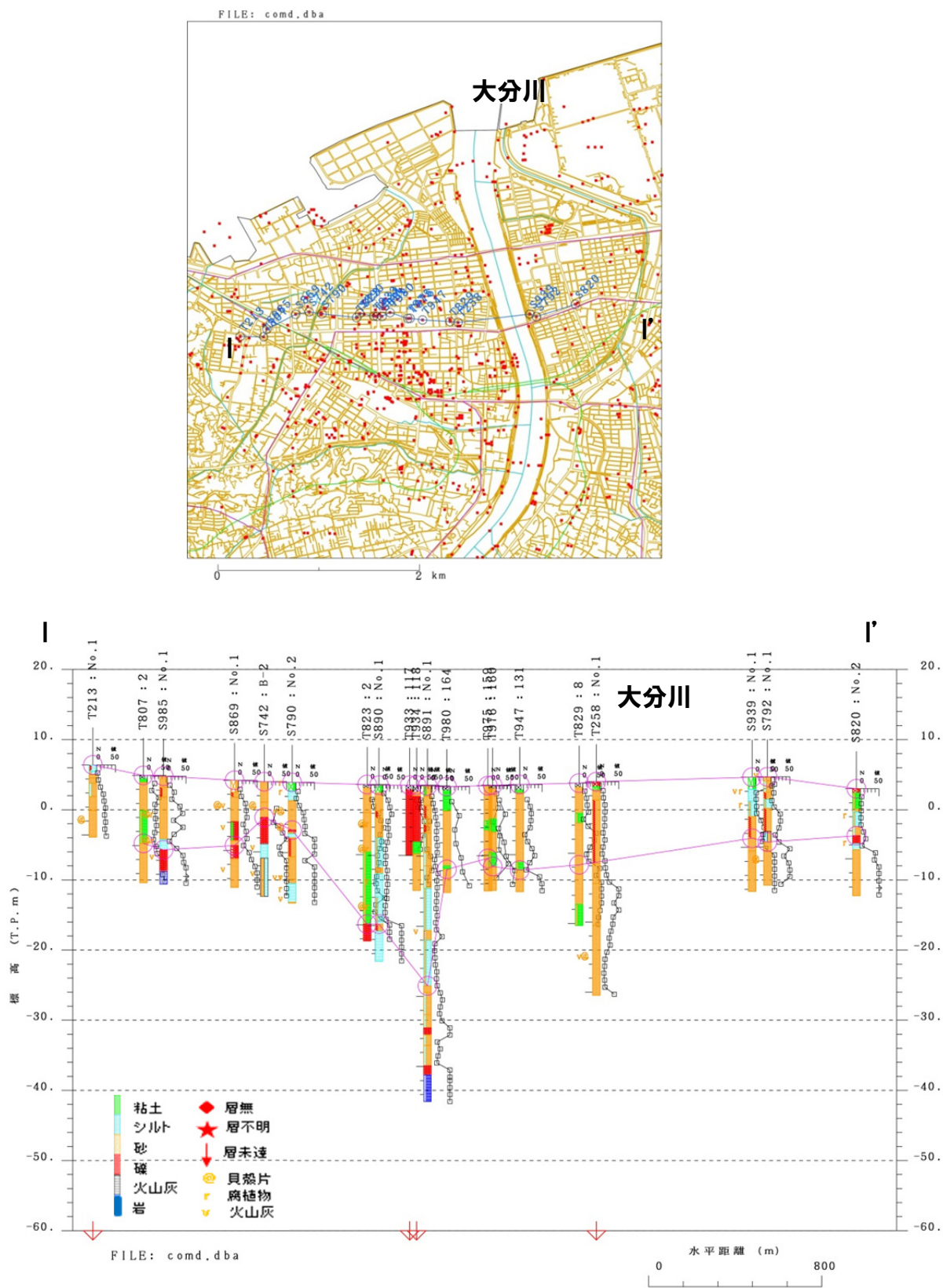


図 3.2.2-60 大分川を挟む東西断面

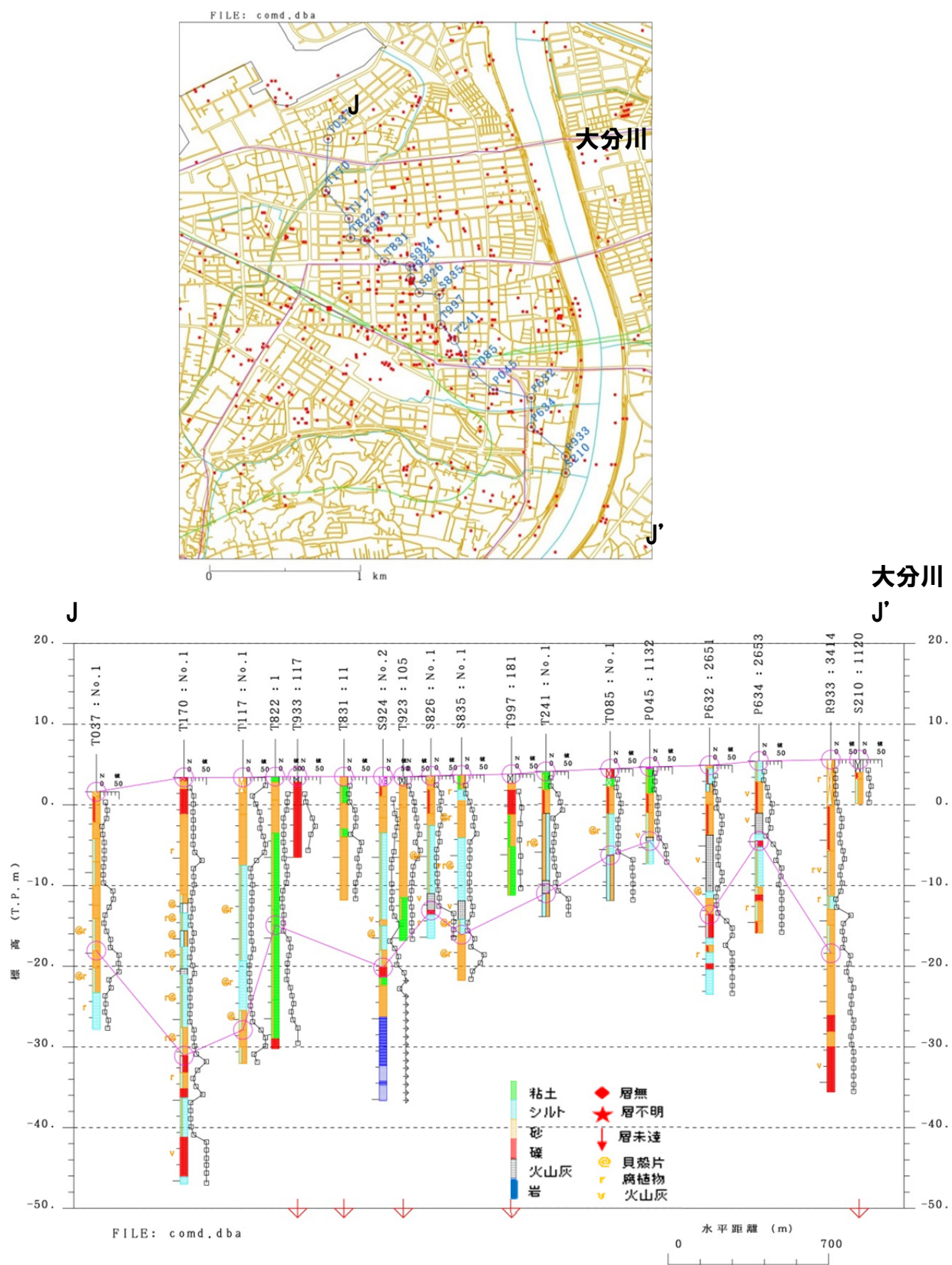


図 3.2.2-61 大分川左岸の海岸から内陸の断面

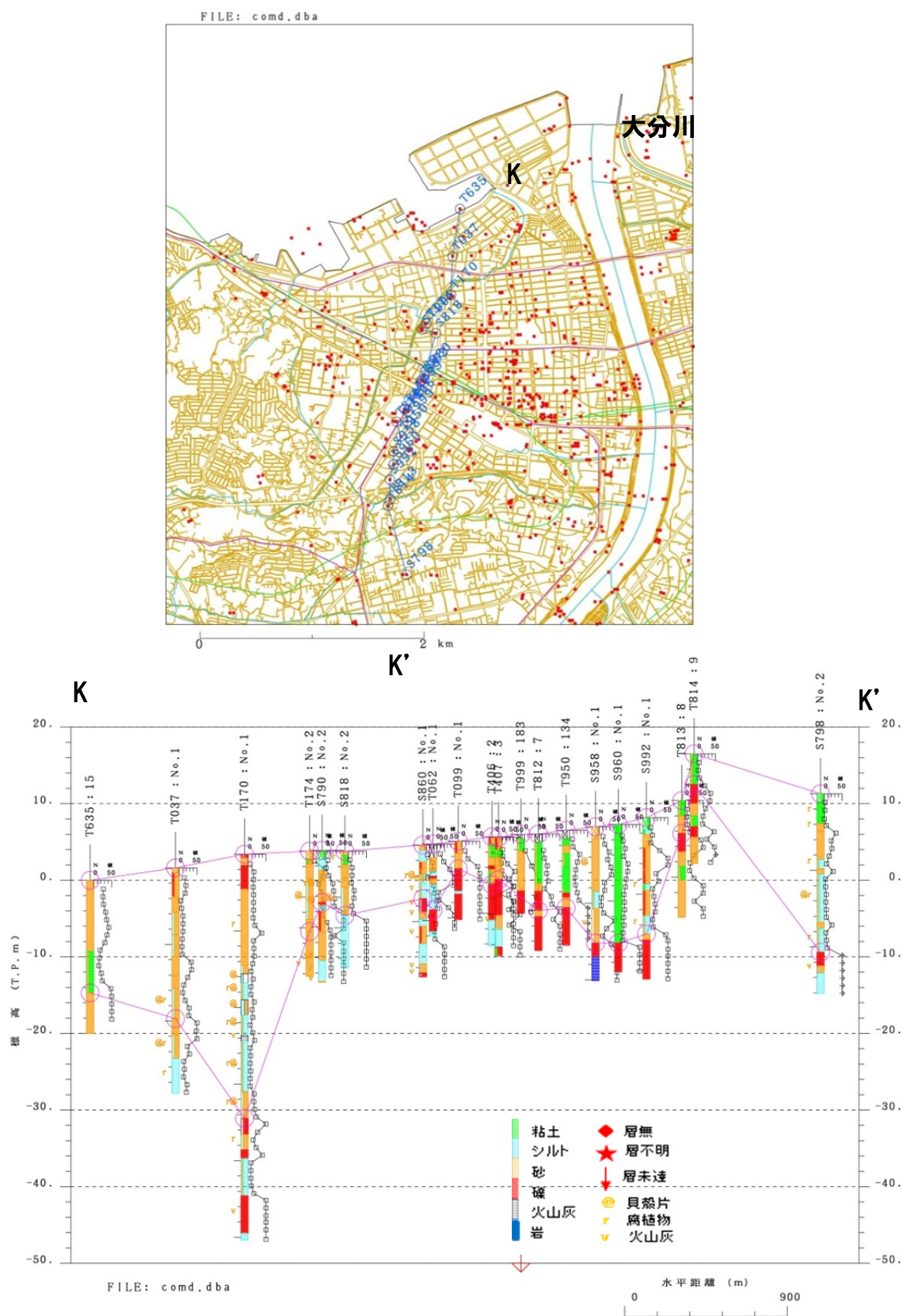


図 3.2.2-62 大分川左岸の海岸から内陸の断面

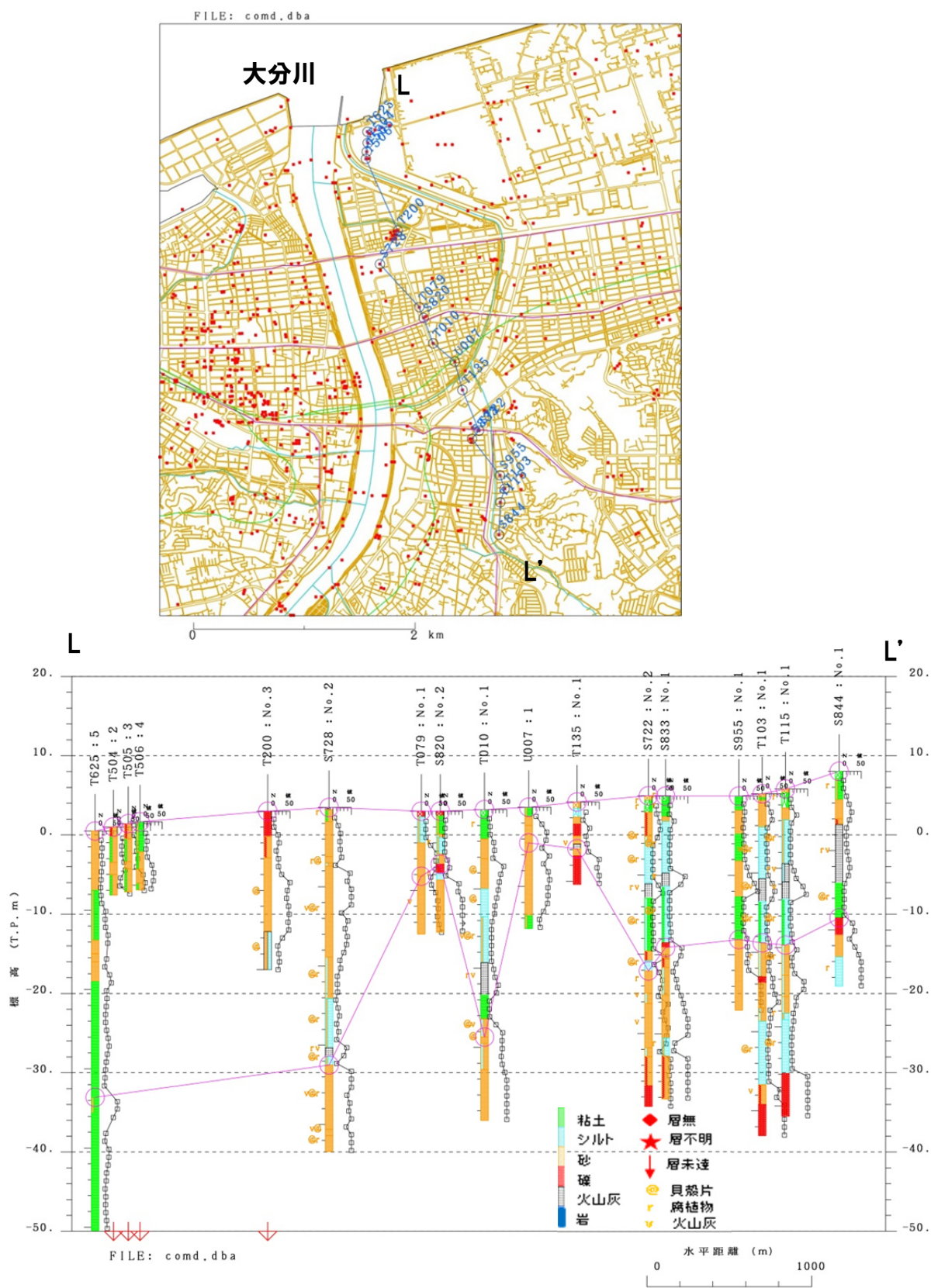


図 3.2.2-63 大分川右岸の海岸から内陸の断面

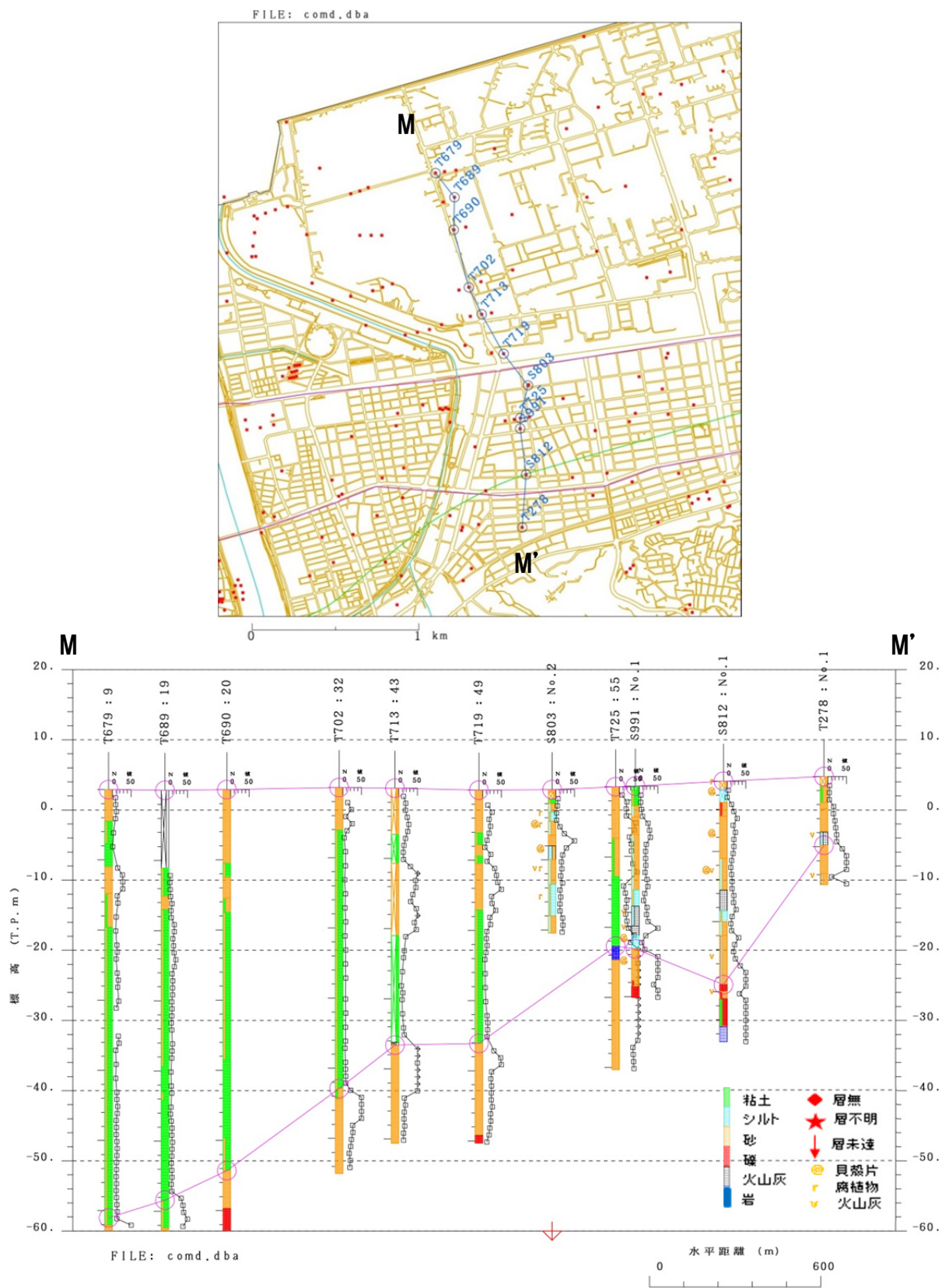


図 3.2.2-64 大分川右岸の海岸から内陸の断面

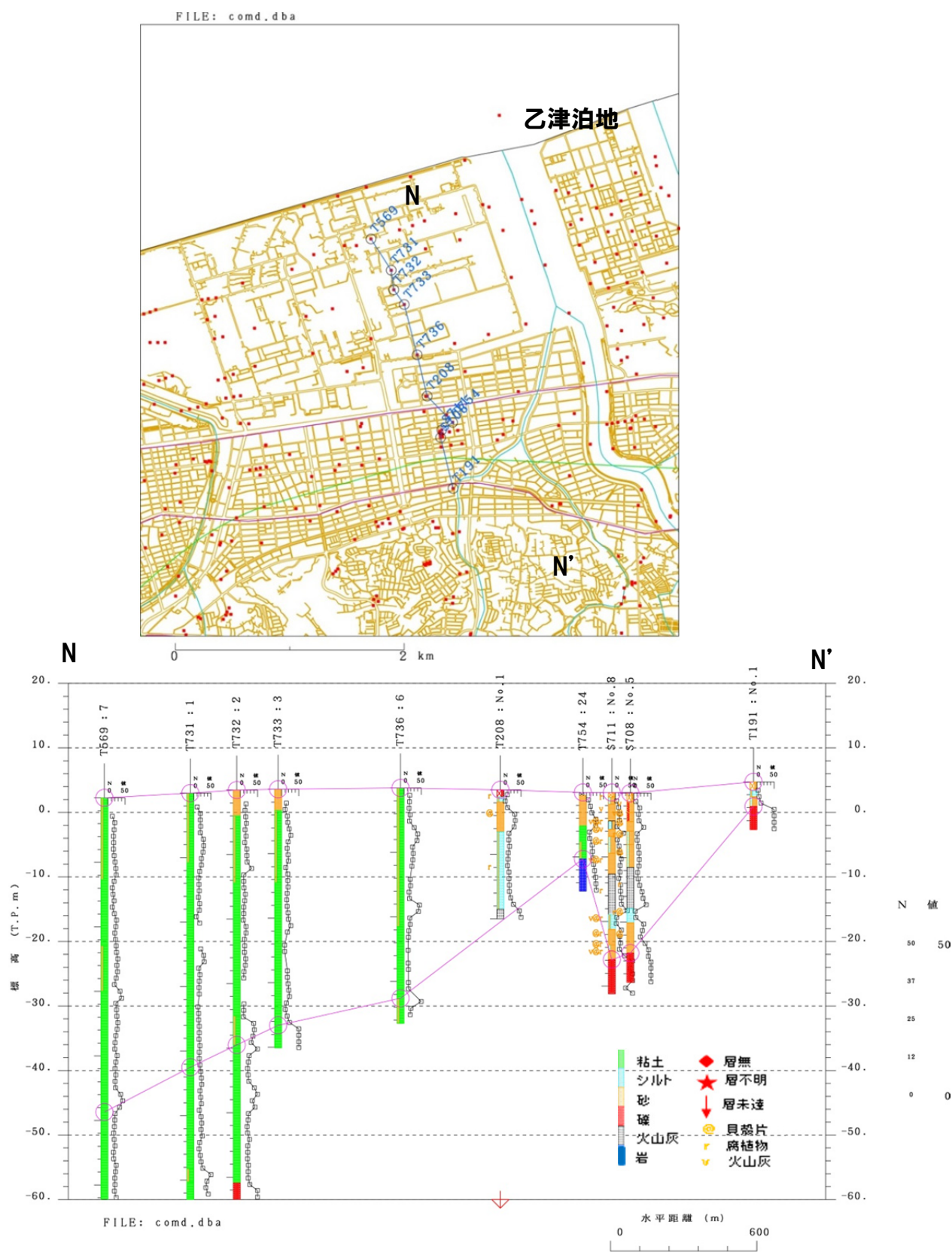


図 3.2.2-65 乙津泊地左岸の海岸から内陸の断面

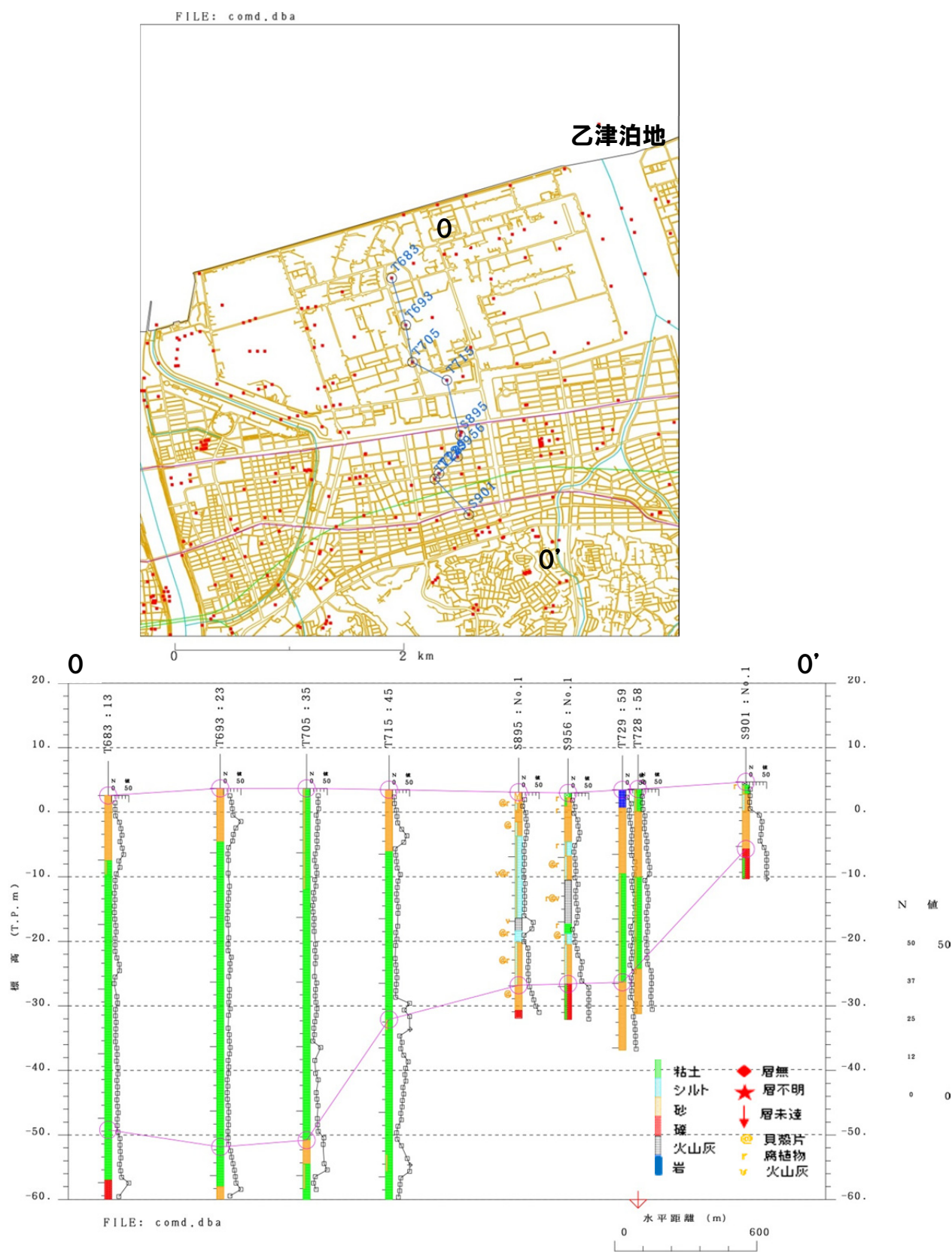


図 3.2.2-66 乙津泊地左岸の海岸から内陸の断面

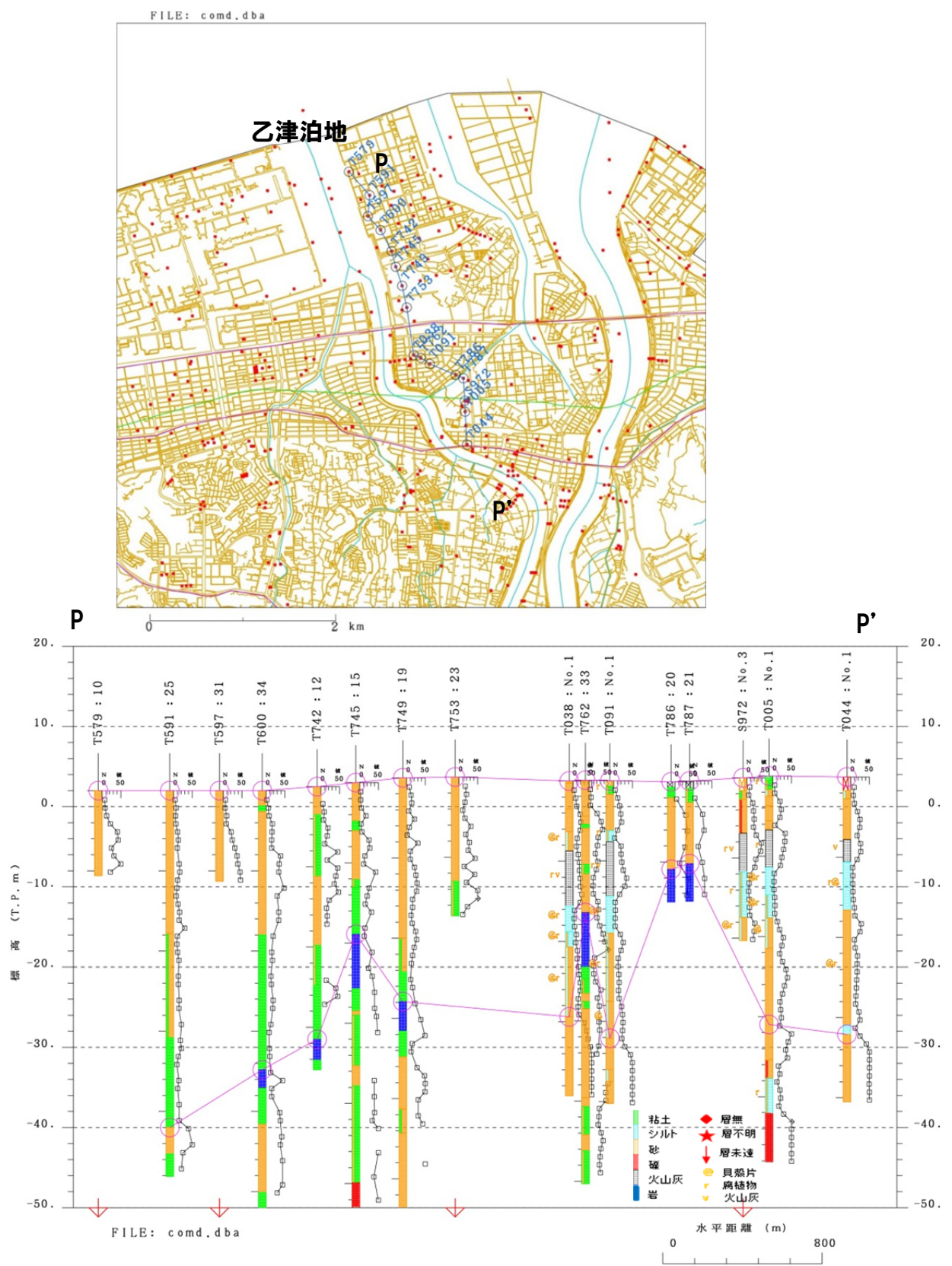


図 3.2.2-67 乙津泊地右岸の海岸から内陸の断面

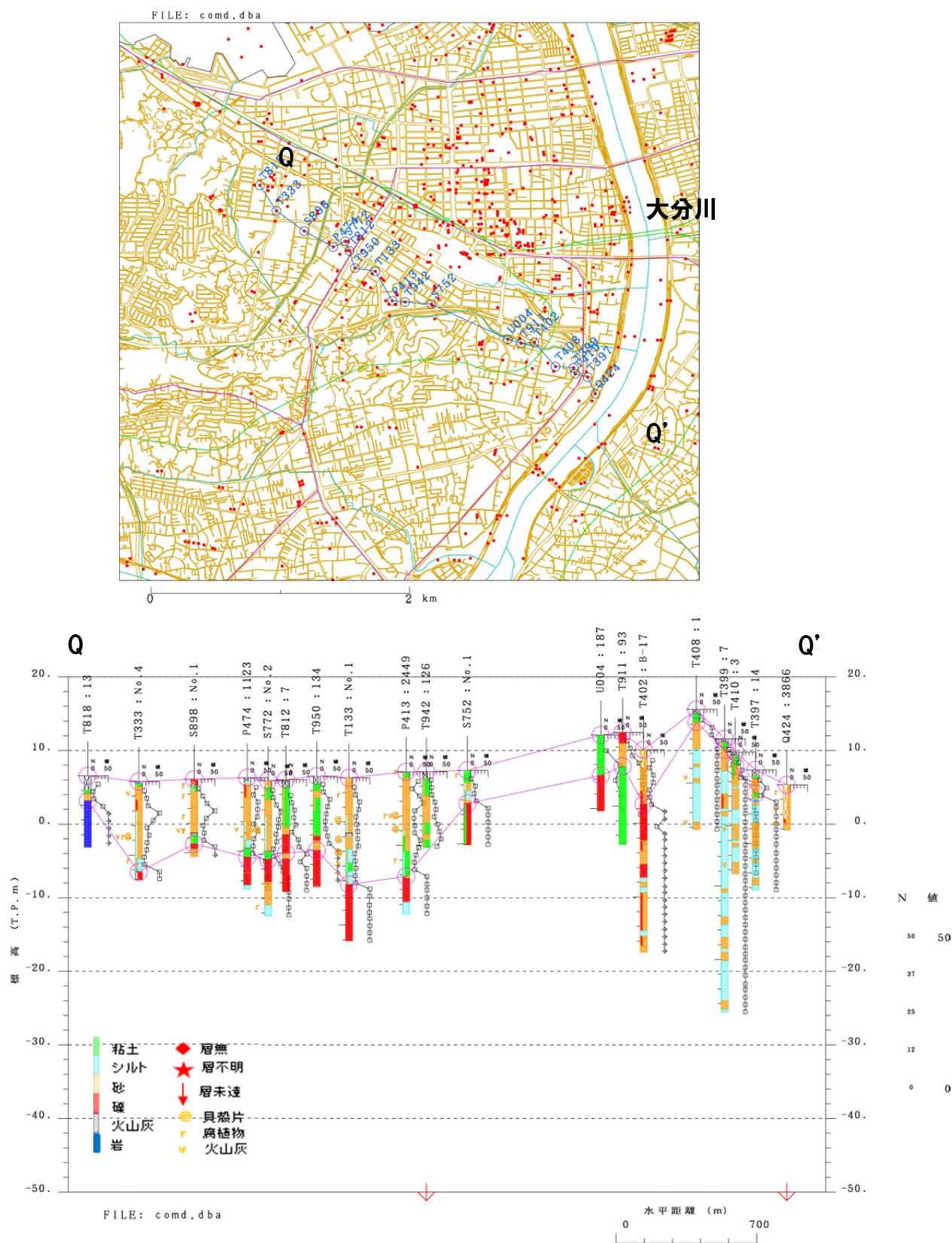


図 3. 2. 2-68 海岸から大分川に直交する内陸の断面

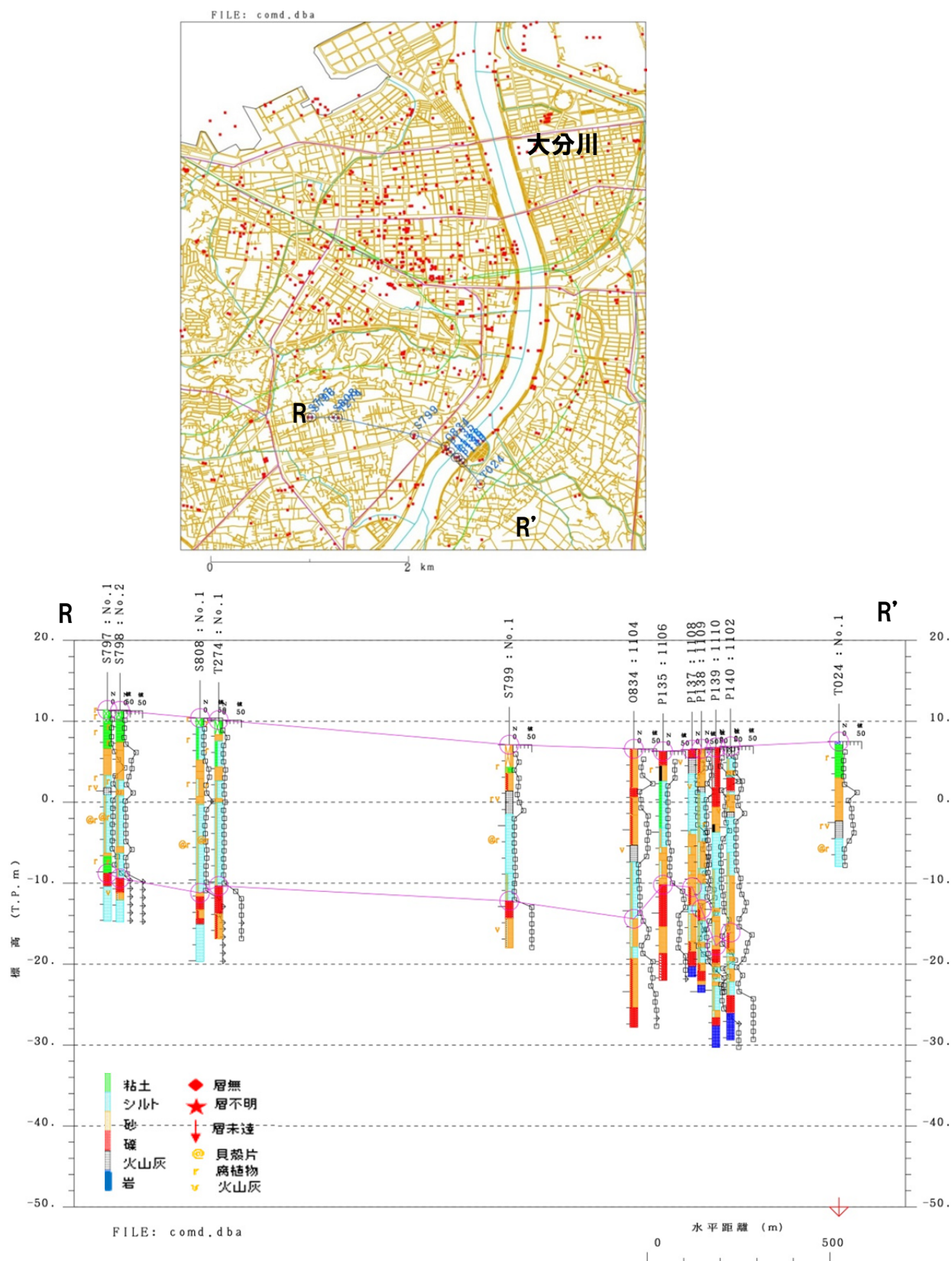


図 3.2.2-69 海岸から大分川に直交する内陸の断面

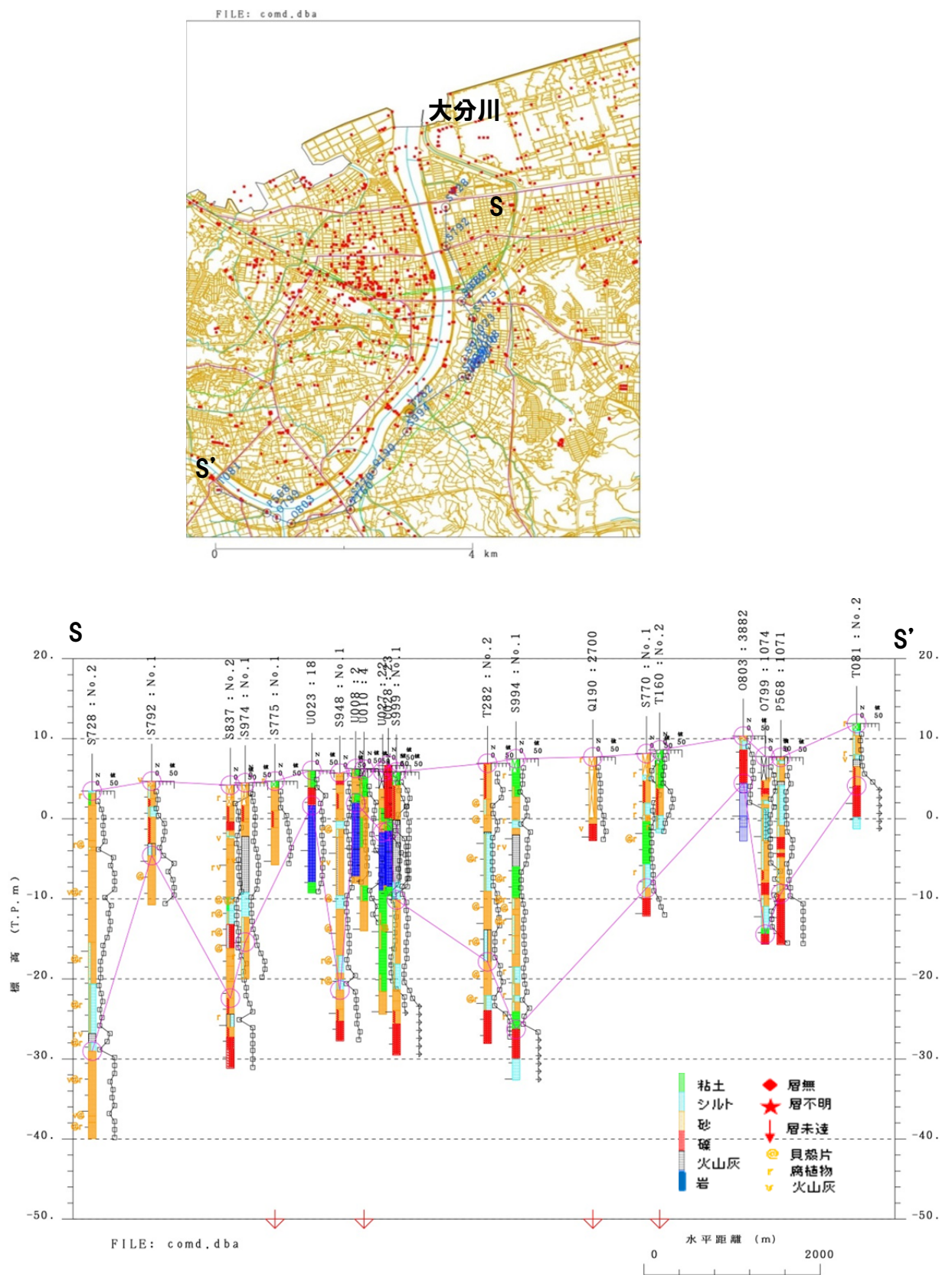


図 3.2.2-70 大分川右岸に沿う断面

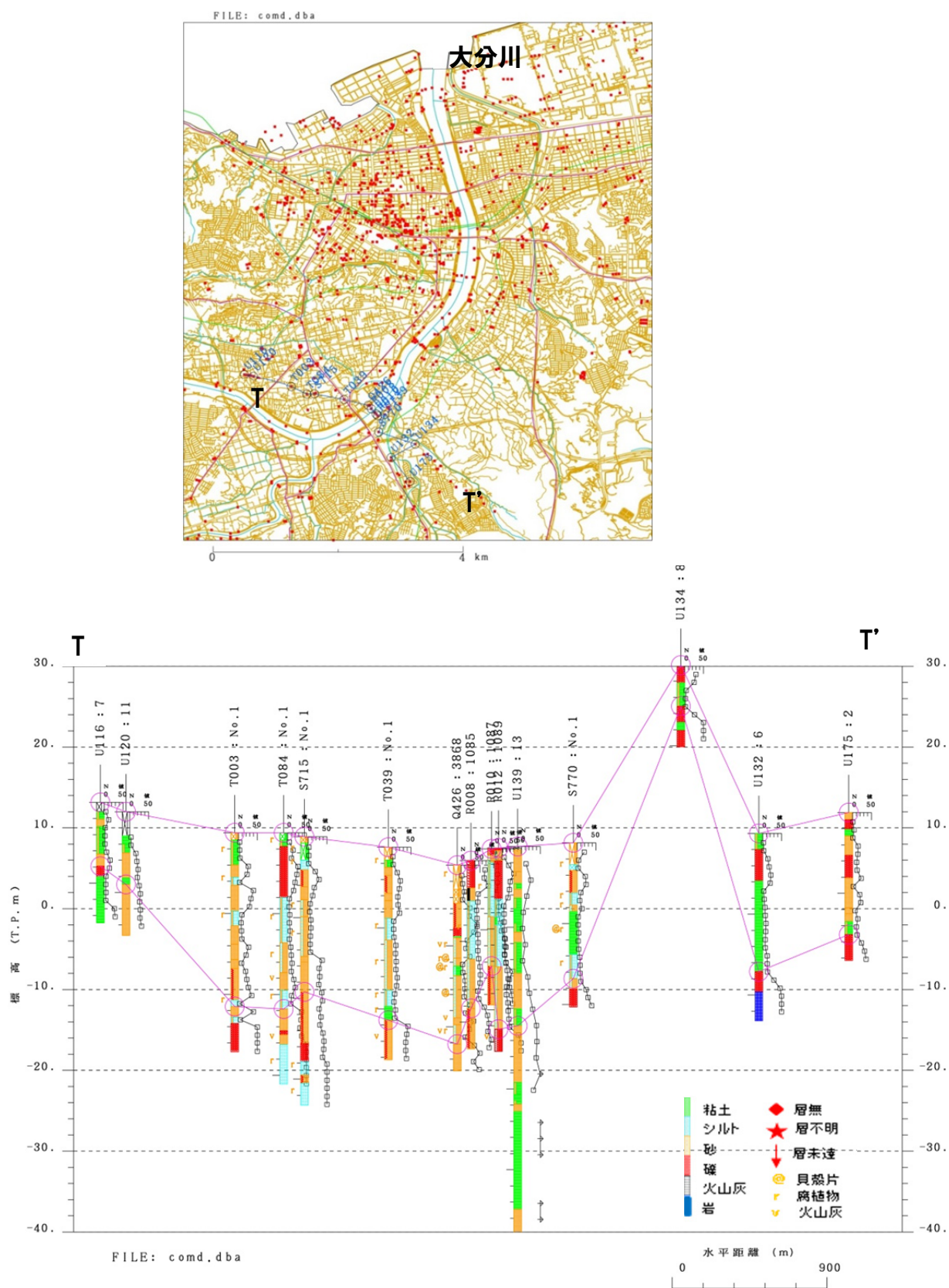


図 3. 2. 2-71 海岸から大分川に直交する内陸の断面

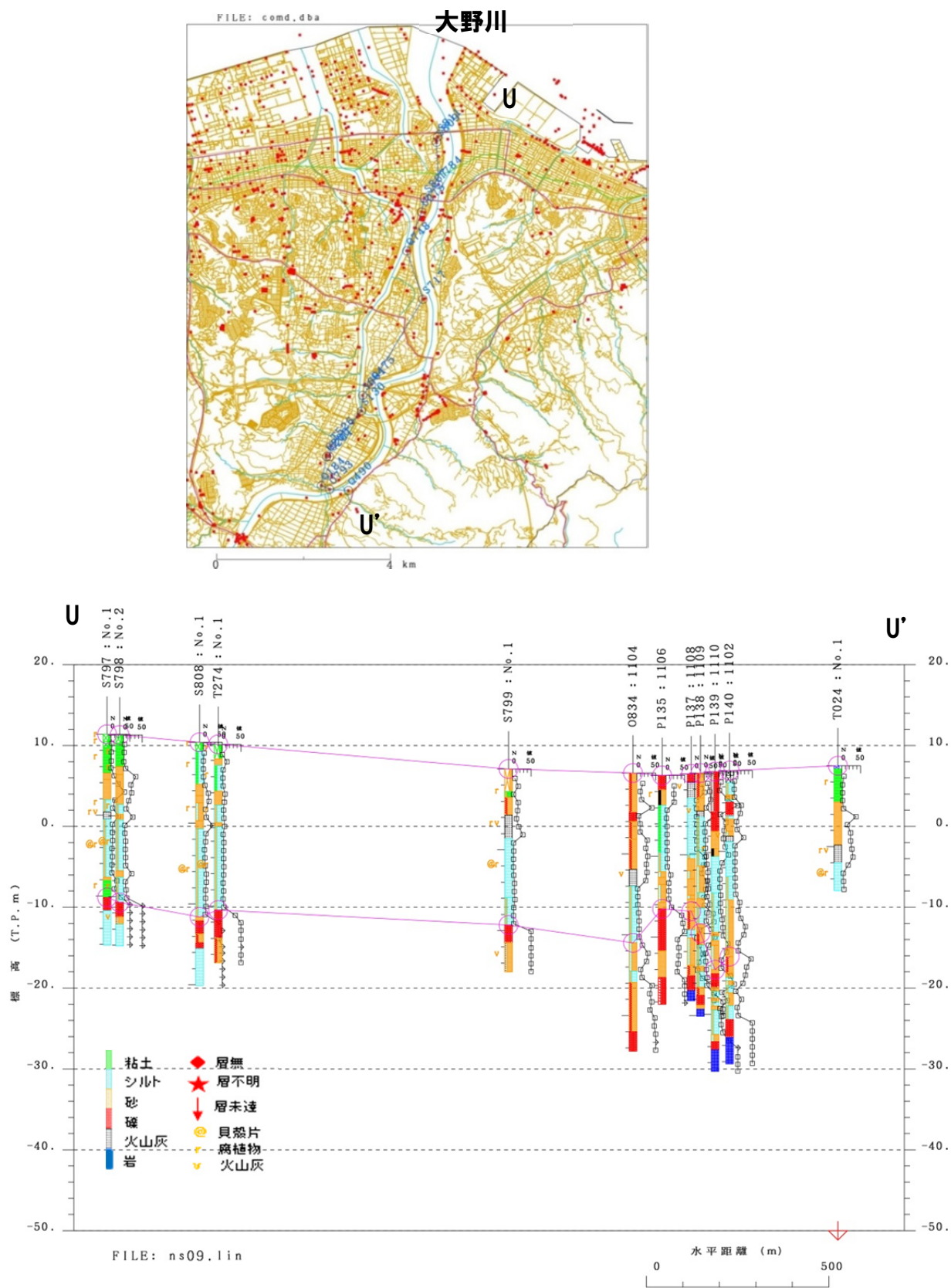


図 3.2.2-72 大野川左岸に沿う断面

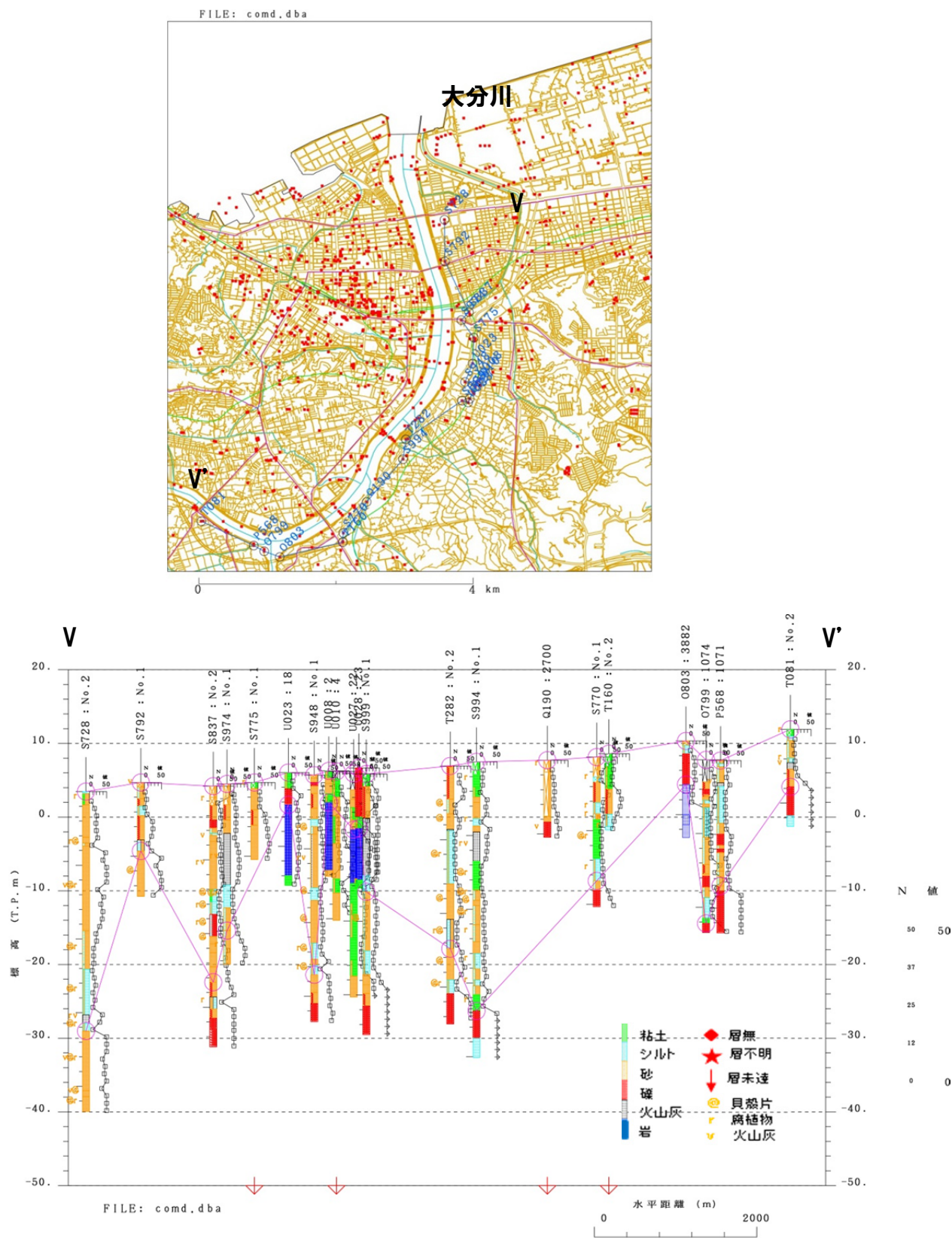


図 3.2.2-73 大分川右岸に沿う断面

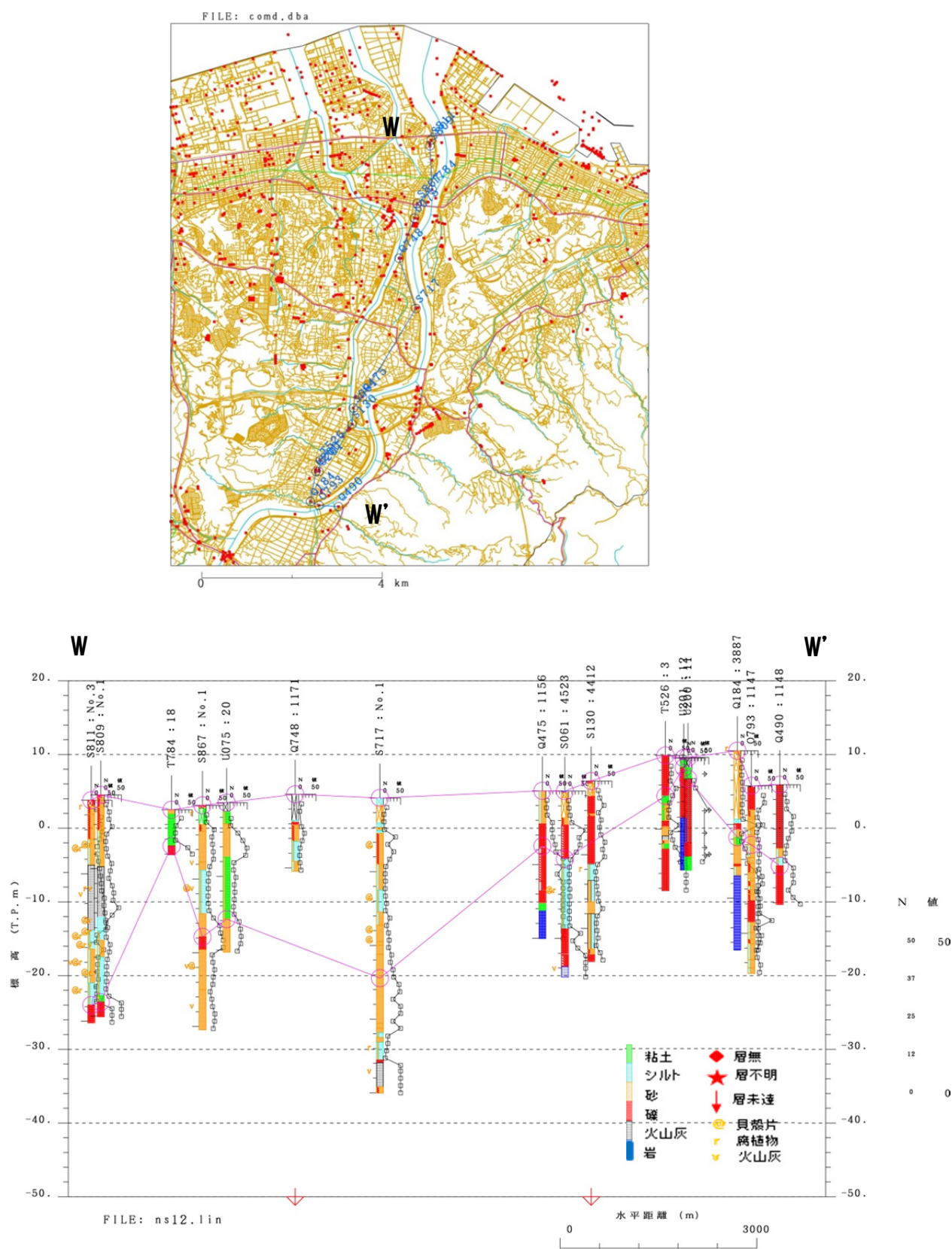


図 3.2.2-74 大野川右岸に沿う断面

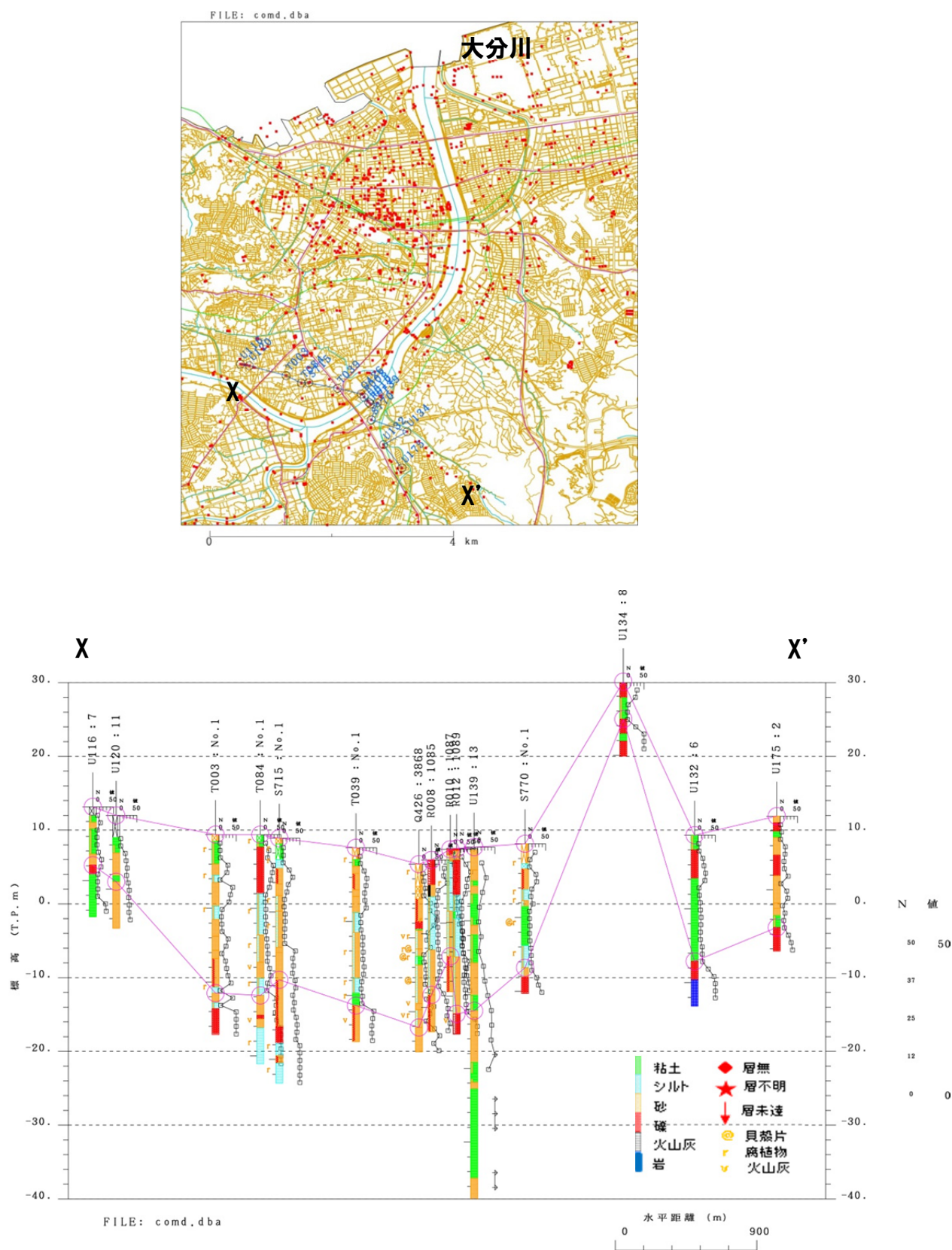


図 3. 2. 2-75 海岸から大分川に直交する内陸の断面

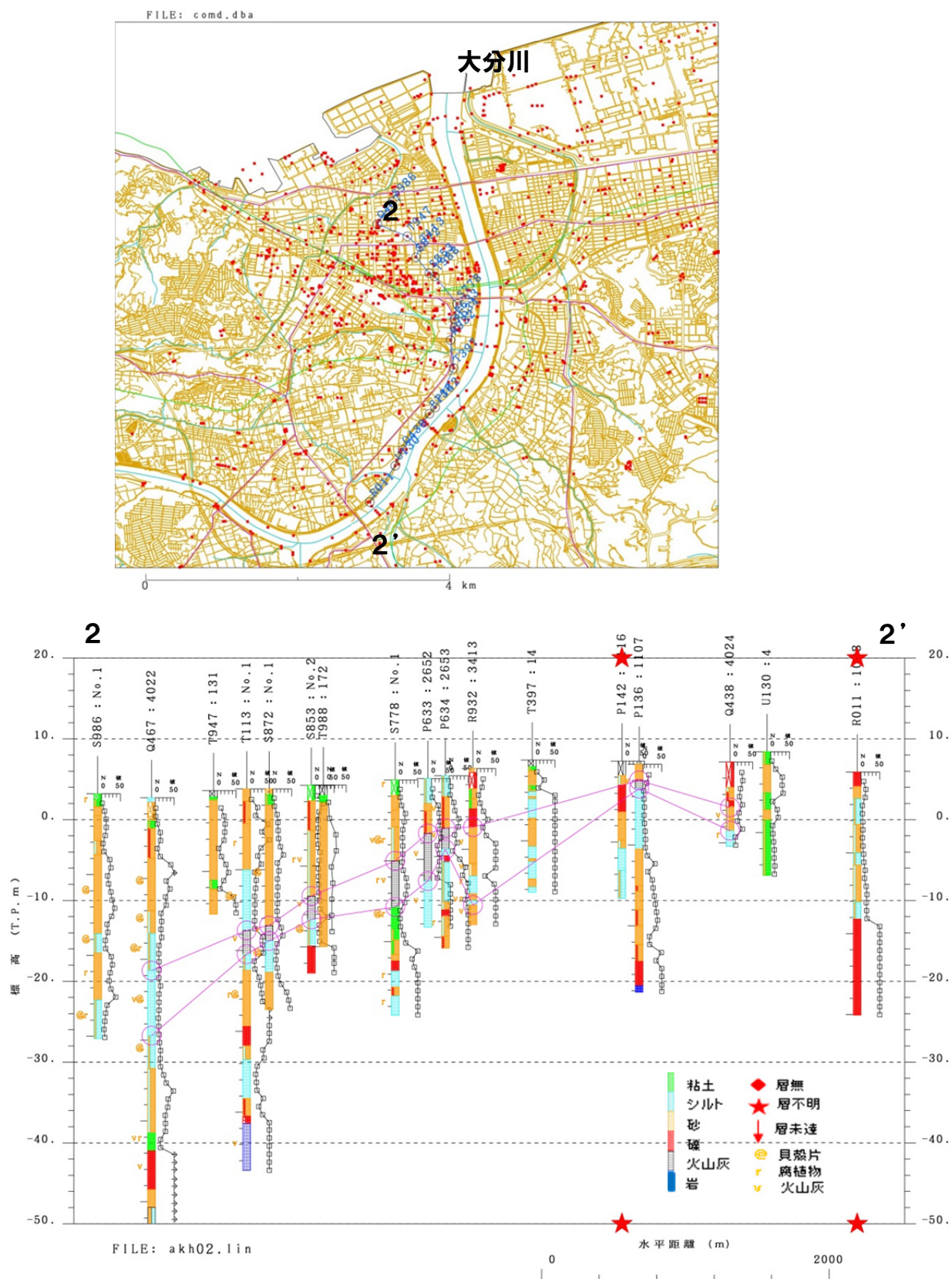


図 3.2.2-77 大分川左岸に沿う断面

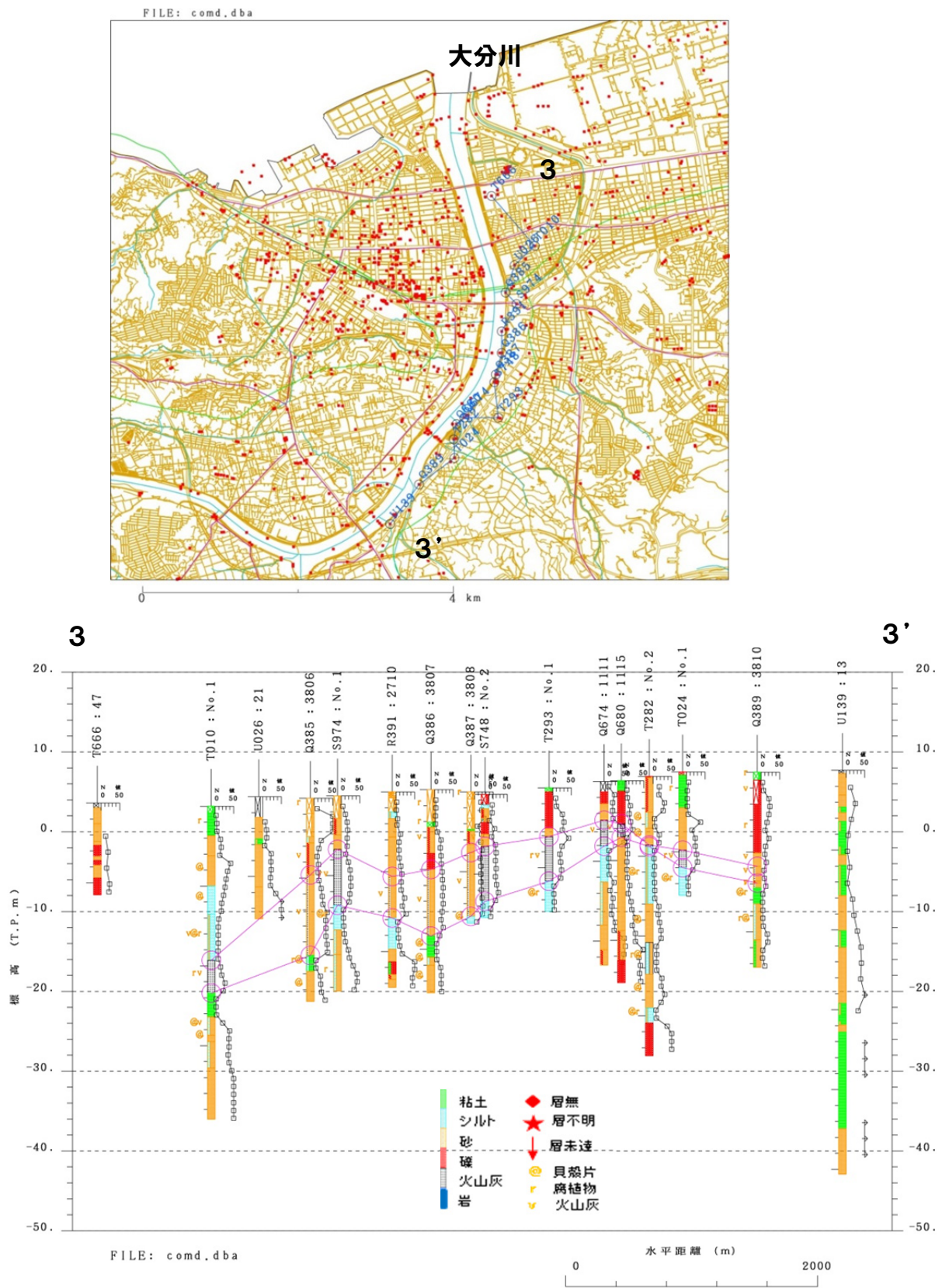


図 3. 2. 2-78 大分川右岸に沿う断面

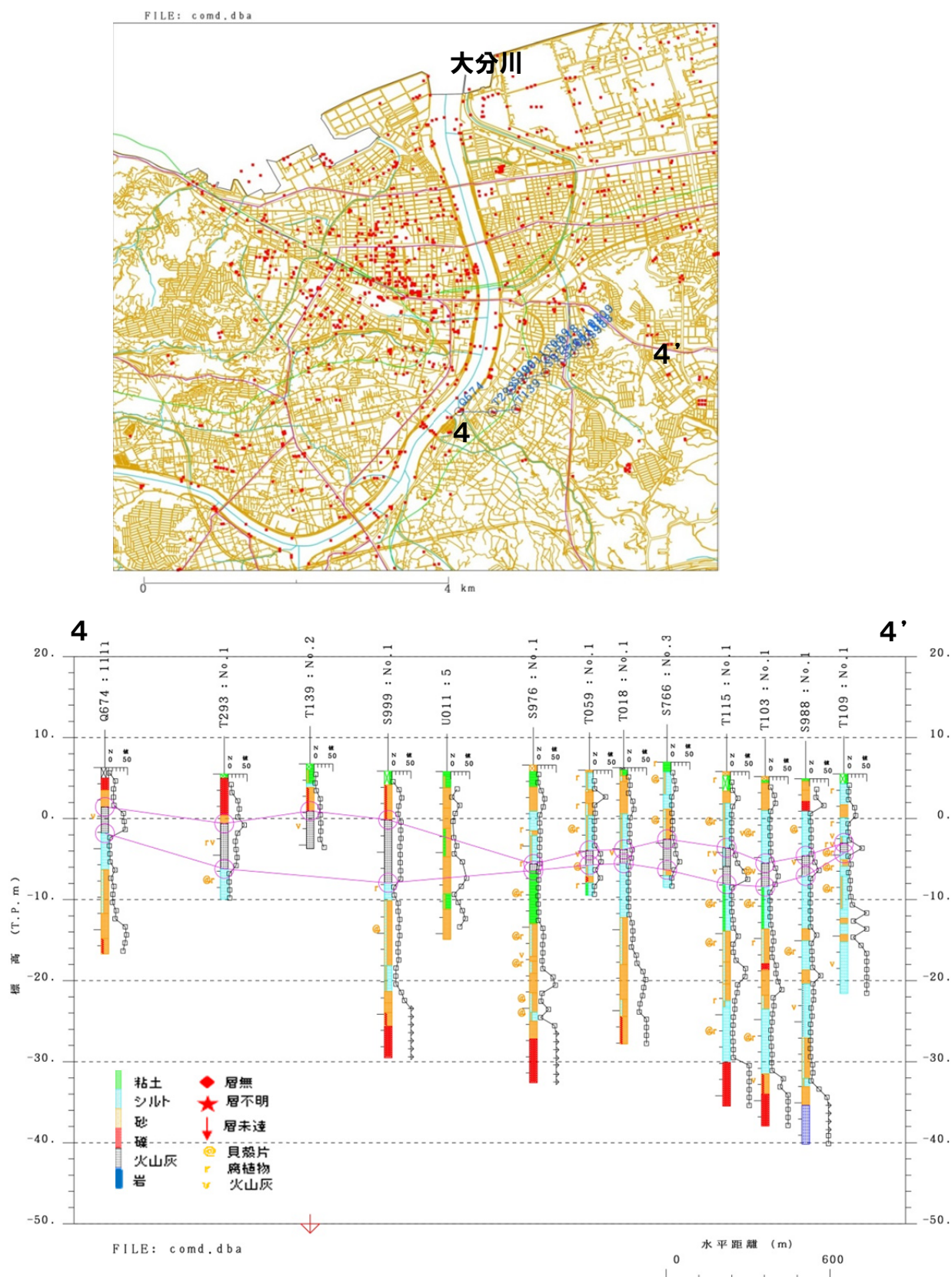


図 3.2.2-79 大分川左岸に沿う断面

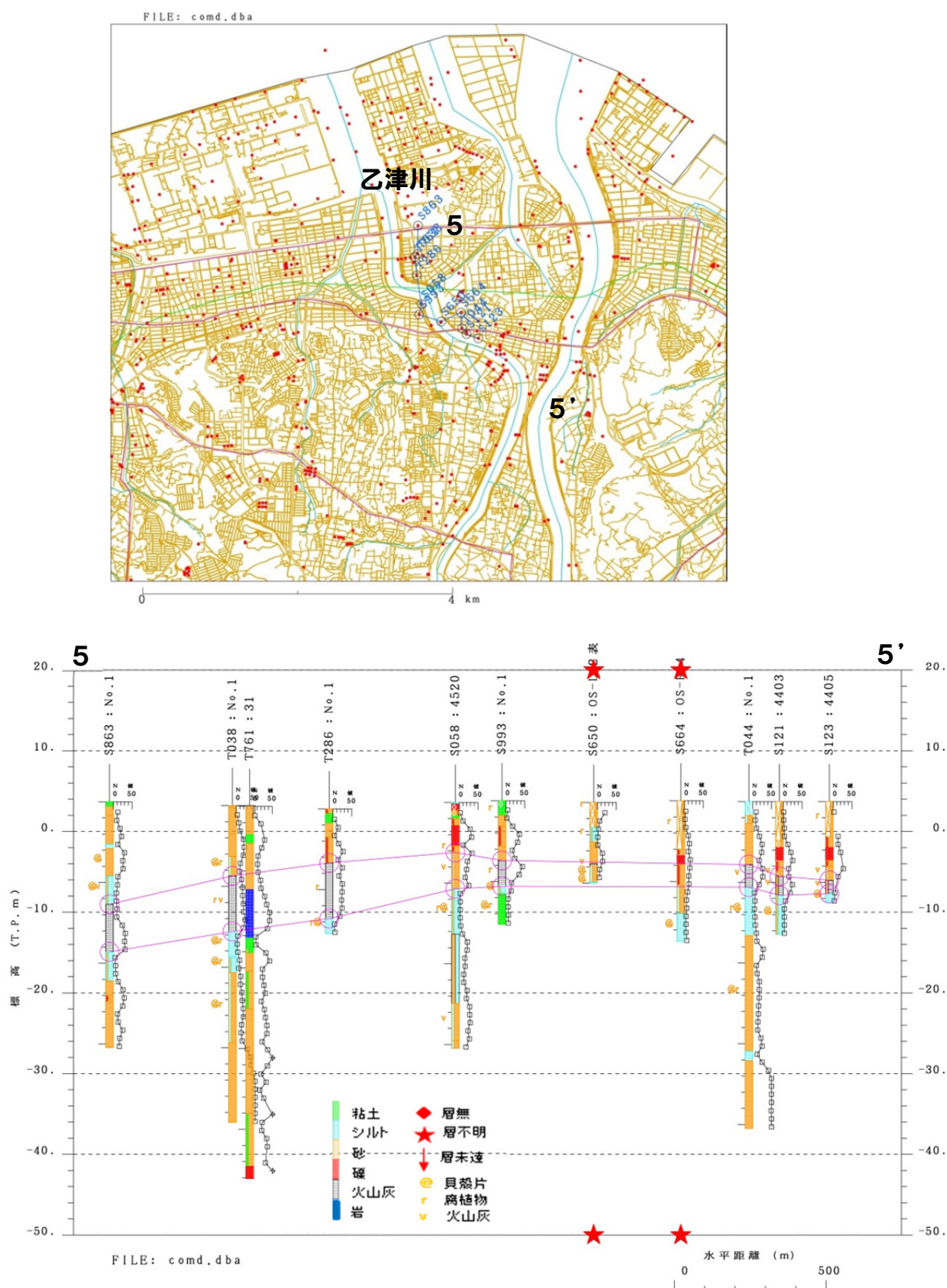


図 3.2.2-80 乙津川右岸に沿う断面

d) 引用文献

(i) 反射法探査再解析

- Aoki, N., Narahara, S., Takahashi, A., and Nishiki, T.: Imaging of conflicting dipping events by the multi-dip reflection surfaces method, SEG Expanded Abstract, 2010.
- 千田 昇: 大分平野の地形発達と地殻変動, 地理学評論, 47-3, 1974.
- 千田 昇, 竹村恵二, 松田時彦, 島崎邦彦, 池田安隆, 岡村 眞, 水野清秀, 松山尚典, 首藤次男: 大分平野直下に伏在する府内断層の位置と最新活動時期, 活断層研究, 23, 92-108, 2003.
- 千田 昇, 竹村恵二, 松田時彦, 島崎邦彦, 池田安隆, 岡村 眞, 水野清秀, 松山尚典, 首藤次男: 大分平野東部に伏在する活断層, 活断層研究, 24, 185-198, 2004.
- Jager, R., Mann, J., Hocht, G. and Hubral, P.: Common-reflection-surface stack: Image and attributes, Geophysics, Vol. 66(1), pp. 97-109, 2001.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 別府-万年山断層帯の長期評価, 2005.
- Itoh, Y., Kusumoto, S., and Takemura, K.: Evolutionary process of Beppu Bay in central Kyushu, Japan: a quantitative study of the basin-forming process controlled by plate convergence modes, Earth, Planets and Space, 66-74, 2014.
- Mann, J., Schleicher, J., and Hertweck, T.: CRS Stacking - A Simplified Explanation, In Extended abstracts, 69th Conf. Eur. Assn. Geosci. Eng. B044, 2007.
- Schleicher, J., Tygel, M., dan Hubral, P.: Parabolic and hyperbolic paraxial twopoint traveltimes in 3d media, Geophysical Prospecting, (41):495-5, 1993.
- 白石和也, 阿部進, 岩崎貴哉, 斎藤秀雄, 佐藤比呂志, 越谷信, 加藤直子, 新井隆太, 川中卓: 屈折初動走時トモグラフィ解析における初期モデルランダム化による解の信頼性評価, 物理探査, 63, 4, 345-356, 2010.
- 首藤次男, 日高稔: 大分地方の沖積層-特に別府湾の起源について-, 九大理研報(地質), 11, 87-104, 1971.
- 寺岡易司: 九州大野川盆地付近の白亜紀層, 地調報告, 237, 1970.
- Vermeer, G. J. O., Factors affecting spatial resolution, Geophysics, 64, No. 3, 942-953, 1999.
- 吉見雅行, 吉田邦一, 関口春子, 堀川晴央, 竿本英貴, 松浦旅人: 微動アレイ探査で推定した大分平野のS波速度構造, 活断層・古地震研究報告, 8, 295-315, 2008.
- 吉岡敏和, 星住英夫, 宮崎一博: 地域地質研究報告 5 万分の 1 地質図幅「大分」, 地質調査所, 1997.
- Zhang, J., and Toksoz, M. N., Nonlinear refraction traveltome tomography, Geophysics, 63, No. 5, 1726-1737, 1998.

(ii) 地震活動・GPS

- Shibutani, T., T. Ueno and K. Hirahara, (2008), Improvement in the extended-time multitaper receiver function estimation technique, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98(2), 812-816, doi:10.1785/0120070226.
- Matsubara, M., K. Obara and K. Kasahara, (2008), Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, 454, 86-103.
- Rawlinson, N., Reading, A.M. and Kennett, B.L.N. (2006). Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research* 111: doi: 10.1029/2005JB003803. issn: 0148-0227.

(iii) 重力

- 地質調査総合センター(編) 日本重力データベース DVD 版, 数値地質図 P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013.
- GEOSoft Inc. (2016): “VOXI Earth Modeling”, <http://www.geosoft.com/products/voxi-earth-modelling/> (accessed March 20, 2016).
- Murata, Y., Estimation of optimum average surficial density from gravity data: An objective Bayesian approach, *J. Geophys. Res.*, 98, 12097-12109, 1993.
- 西島 潤, 50m メッシュ標高データを用いた地形補正プログラム, 九大地熱・火山研究報告, 第 18 号, 35-38, 2009.
- 岡田篤正・池田安隆・中田 高・千田 昇・宇根 寛, 都市圏活断層図 大分, 国土地理院技術資料 D.1-No. 375.

(iv) ボーリングデータベース

- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編), 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース(2012 年 7 月 3 日版). 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター、2012.
- 大分県, 大分県地震被害想定調査(平成 20 年 3 月), 2008.
- 吉岡敏和・星住英夫・宮崎一博、大分地域の地質, 地域地質研究報告, 地質調査所, 1997.
- 千田 昇, 大分平野西部の完新世における地形発達, 地理評, 60, pp.466-480, 1987.
- 首藤次男・日高 稔、大分平野の沖積層, とくに別府湾の起源について, 九大理研報(地質), 11 巻, 1 号, pp.87-104. 1971.

3. 2 - 3 水理構造（地下水解析・浅層比抵抗測定）

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	鍵山 恒臣
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	大沢 信二
国立大学法人京都大学理学研究科	准教授	柴田 智郎
国立大学法人京都大学理学研究科	助教	宇津木 充

(c) 業務の目的

別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の震源断層形状と周辺の地殻構造を解明することを業務の目的とする。特に、サブテーマ2－3では水理構造調査（地下水位観測、温泉水データ解析など）や浅層比抵抗調査の解析から、平野基盤形状の推定と断層との関係を探る。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 26 年度：国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、別府・由布院・大分平野等に存在する温泉掘削の情報を整理するとともに、水位観測や水質分析を追加して水理的解析を行った。また浅層の比抵抗探査を実施して、浅層地下構造との関連を明らかにする調査を開始した。

2) 平成 27 年度：国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、別府・由布院・大分平野等に存在する温泉掘削の情報の整理を継続するとともに、水位観測や水質分析を追加して水理的解析を行った。さらに、フラックスメーターを活用して、平野域での CO₂ 分布調査を開始した。また浅層の比抵抗探査を実施して、浅層地下構造との関連を明らかにする調査を継続実施した。

3) 平成 28 年度：平成 26 年度・27 年度の観測調査結果に加え、追加観測を実施し、解析とまとめを進める。特に震源断層モデルの構築のために各観測調査の精査を実施し、震源断層モデルの構築に資する。また、各解析データのデータアーカイブの作成を実施する。成果として別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の構造評価、震源断層形状モデルの提案、地殻構造モデルの提案を進める。

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の要約

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、別府・由布院・大分平野等に存在する温泉掘削の情報の整理を継続するとともに、水位観測や水質分析を追加して水理的解析を継続実施した。さらに、フラックスメーターを活用して、平野域での分布調査を開始した。また浅層の比抵抗探査を実施して、浅層地下構造との関連を明らかにする調査を継続実施した。

(b) 業務の成果

(i) 地下水理構造調査

温泉の中には、断層などの割れ目を通して湧出するものがある。別府湾周辺には多数の活断層が発達しており、数多くの温泉が湧出している。断層と関係がある温泉の 1 つに、別府温泉がある。別府温泉の活動は、南縁と北縁にそれぞれある朝見川断層と亀川断層の 2 つの断層に沿って発達している (Allis & Yusa, 1989)。一方、別府温泉の東部、別府湾南岸に位置する大分平野では、自然に湧出している温泉は数少ないが、1960 年代後半から温泉開発が進み、平野部や丘陵地帯で数多くの温泉が確認されている。

大分平野の温泉は、これまで数多く研究されており、局所的に高温帯が存在し、鉛直方向に流動する構造が指摘されている (吉川・北岡, 1984; 北岡, 1987; 北岡・川野, 1991)。そこで平成 26 年度から、大分市内の温泉の化学組成に基づき、断層に関連する温泉を抽出し、その分布から深部に伏在する断層の位置を特定することを試みた。大分県がまとめた大分県温泉情報データベース 2014 を使用し、大分市内にある温泉の 303 データのうち、171 データを整理し、アニオンインデックス (野田, 1987) という指標を用い、温泉を分類し、その分布から鉛直方向に流動する構造について調べた。アニオンインデックスとは温泉水中の主要陰イオン濃度から求め、地熱地域で見られる熱水の生成と流動機構を検討するために提案された指標である。このため、深部を掘削して湧出する温泉や海水や化石海水が温泉化したものなどを対象としていないため、適切に分類することができないことが明らかになった。そのため平成 27 年度は、温泉情報データベース 2014 にある大分市内の温泉データのうち、化学組成の陽イオンと陰イオンの当量濃度の差が小さい 286 データを用いて、多変量解析の 1 つである主成分分析法を用いて温泉を分類し、それぞれ分類した温泉ごとの分布状況を調べた。また、平成 26 年度から引き続き、別府市北部の鉄輪温泉にある大分県農林水産研究指導センター農業研究部花きグループと南部の京都大学大学院地球熱学研究施設にある未利用温泉井戸で水位観測を行った。

・大分平野の温泉データの整理・解析

① 温泉井戸の湧出地

使用した大分県温泉情報データベース 2014 では、温泉の湧出地（井戸の位置）が住所表記で記載されており、住所表記の区画内の位置が不明である。そこで、本年度は温泉台帳の井戸位置図を入手し、再度、井戸の緯度・経度を求め直した。

② 地下の温度構造

平成 26 年度に引き続き、温泉井戸により地温勾配を求め、図 3.2.3-1 に示す。地温勾配は地下の温度構造を示す 1 つの指標である。地下の温度構造は地質を構成する岩石と熱の移動を反映している。熱の移動には、地層の熱伝導と地下水流動に伴う運搬の 2 つの機構がある。熱伝導は構成する岩石の熱伝導率で決まり、地下水流動は、地下水が移動することによって地下水自身が持っている温度（熱）が運搬される。一般に、熱伝導より地下水流動の方が熱移動の効率が高い。

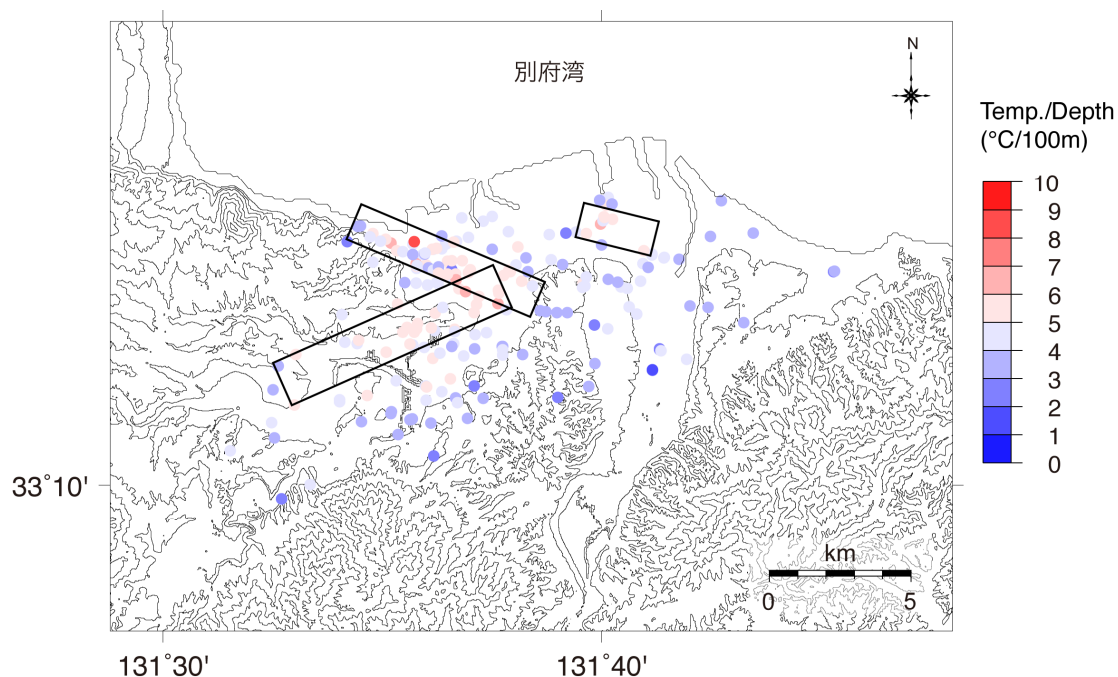


図 3.2.3-1 仮の地温勾配（ λ_p ）で示した温泉の分布。地温勾配の高い地域は矩形で囲んだように、大分平野北西部の西北西～東南東に延びる方向、西南西～東北東に延びる方向、北東部の 3 カ所に位置する。

地下の温度構造は、掘削された井戸の坑口から坑底まで連続的に温度を測定する温度検層を行うことで求められる。温度検層は掘削直後や井戸を利用している状態では、掘削中の泥水や汲み上げている温泉の影響を受け、真の地中の温度を示さないため、井戸掘削後十分な時間が経過した後で行われる。このため、温度検層は井戸を掘削した業者が行い、その結果を掘削井戸の柱状図資料とともに記載される場合が多い。吉川・北岡（1984）、および北岡（1987）によれば、大分平野の温度検層の結果は、深さに対しほぼ直線的に温度が増加していることが報告されている。地温勾配（ λ ）は、深さに対する地温の上昇を示しており、地表付近の地温を平均気温に近い 15℃ とすると、

$$\lambda = \frac{T_n - 15}{d_n} \quad (1)$$

で表される。ここで、 T_n は深度 d_n における地中温度である。しかし、今回は温度検層データがないので、深度 d_n に井戸の掘削深度 d_w を、温度 T_n に湧出温度 T_d を代用して、仮の地温勾配（ λ_p ）

$$\lambda_p = \frac{T_d - 15}{d_w} \quad (2)$$

を求めた。温泉は、スクリーンと呼ばれるスリットがある管を通して、対象の帯水層から井戸内に入り、汲み揚げられる。井戸深度が深いと途中で温泉水は冷却されるため、その湧出温度は帯水層中にある時よりも低くなる。そのため、仮の地温勾配は、必ずしも地下の温度構造を正確に示すものではないが、一応の目安として使用することができる。

仮の地温勾配は平野全体で一様な値を示すのではなく、地域により異なる。大分平野北西部の西北西～東南東に延びる方向、西南西～東北東に延びる方向、平野北東部の一群の 3 カ所が明らかに周囲よりも高い（図 3.2.3-1）。データ数が増えたが、平成 26 年度と同様の結果が得られた。

③ 温泉の分類

温泉水の主要 7 成分の塩化物イオン・炭酸水素イオン・硫酸イオン・ナトリウムイオン・カリウムイオン・マグネシウムイオン・カルシウムイオンを変数として主成分分析を行った。得られた第 1 及び第 2 主成分係数と寄与率を表 3.2.3-1 に示す。第 1 主成分（PC1）係数は塩化物イオン、第 2 主成分（PC2）係数は炭酸水素イオンの変数が高い。第 1 主成分係数の寄与率が 93.4% と高く、第 1 主成分係数の影響が大きい。

第 1 主成分（PC1）スコアと第 2 主成分（PC2）スコアの関係を図 3.2.3-2 に示す。主成分スコアは各データの主成分係数に対する大きさを示す。この相関図より、温泉を次の 5 つに分類する。G1 は第 1 主成分スコアが他よりも高いもの、G2 は第 1 主成分スコアと第 2 主成分スコアが比較的高いもの、G3 は第 1 主成分スコアが比較的高く第 2 主成分スコアが低いもの、G4 はそれ以外のものとする。また、G4 には全体の 3 分の 2 のデータが含まれているので、図 3.2.3-2b に示すような第 1 主成分スコアと $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比の関係から、第 1 主成分スコアが大きく、 $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比が低い G4-1 と、第 1 主成分スコアが小さく、 $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比が高い G4-2 とに分けた。

表 3.2.3-1 第 1 主成分係数、第 2 主成分係数とその寄与率.

	第 1 主成分係数	第 2 主成分係数
塩化物イオン	0.963	-0.266
炭酸水素イオン	0.266	0.963
硫酸イオン	0.00011	-0.00049
ナトリウムイオン	0.029	0.0039
カリウムイオン	0.00056	-0.00023
マグネシウムイオン	0.0018	0.0045
カルシウムイオン	0.0015	-0.0023
寄与率 (%)	93.4	6.5

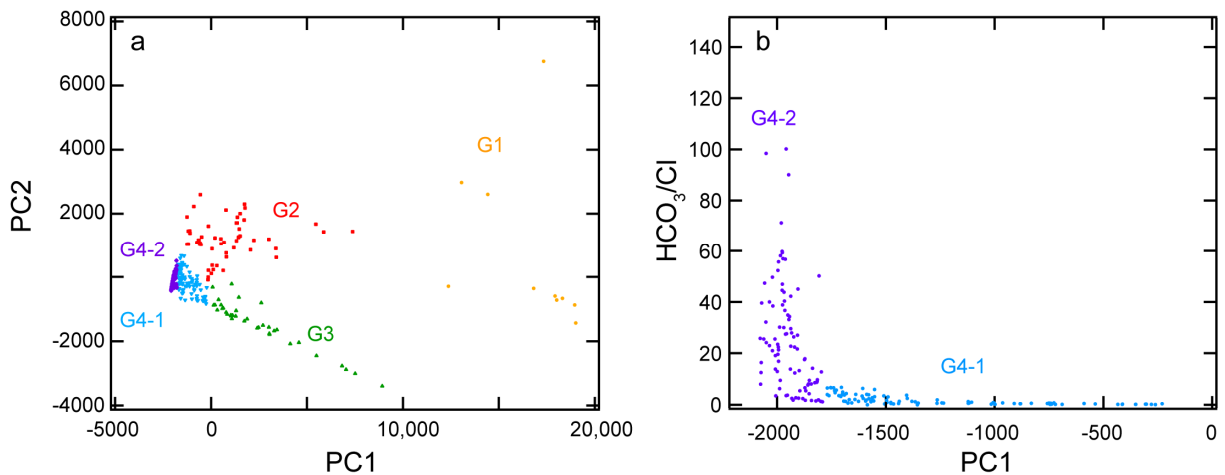


図 3.2.3-2 主成分分析の結果. (a) 第 1 主成分 (PC1) スコアと第 2 主成分 (PC2) スコアの関係、(b) 第 1 主成分 (PC1) スコアと $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比の関係.

④ 温泉の分布

温泉には、堆積層などの地層に貯留する層状温泉と岩盤の中の構造や割れ目に貯留する裂か状温泉がある。層状温泉の分布は、貯留層となる地層の形状によるが、一般的に水平方向に広がっているため、水平分布では等方的になる。一方、裂か状温泉の分布は、貯留している岩盤の構造や割れ目に支配されているため、割れ目に沿った方向を示す。そこで、2 源泉間の水平分布の角度を調べ、分布の異方性の有無から、温泉の貯留機構を推定する。

2 源泉間の角度分布は、源泉間距離が短い場合には局所的な影響を、長い場合には広域的な影響を反映する。そこで、分布の対称・非対称性を示す指標である歪度が、ほぼゼロとなる源泉間距離 (5km 以内) を求め、角度分布を調べた。角度の頻度分布をローズダイアグラムとその分布を図 3.2.3-3 と図 3.2.3-4 にそれぞれ示す。

G4-1 に属する温泉は、あらゆる方向に一樣に広がっていることから、層状温泉である。しかし、G1~3 に属する温泉は、佐賀関断層に平行の東北東-西南西方向に、G4-2 に属する温泉は、府内断層に平行の東南東-西北西方向に卓越していることから、裂か状温泉である。

大分平野では、別府市のように地表面に温泉を湧出するような割れ目は少ないが、深部から温泉を上昇するような割れ目が伏在していることがあきらかになった。この伏在する割れ目は、佐賀関断層や府内断層に関連していると思われる。

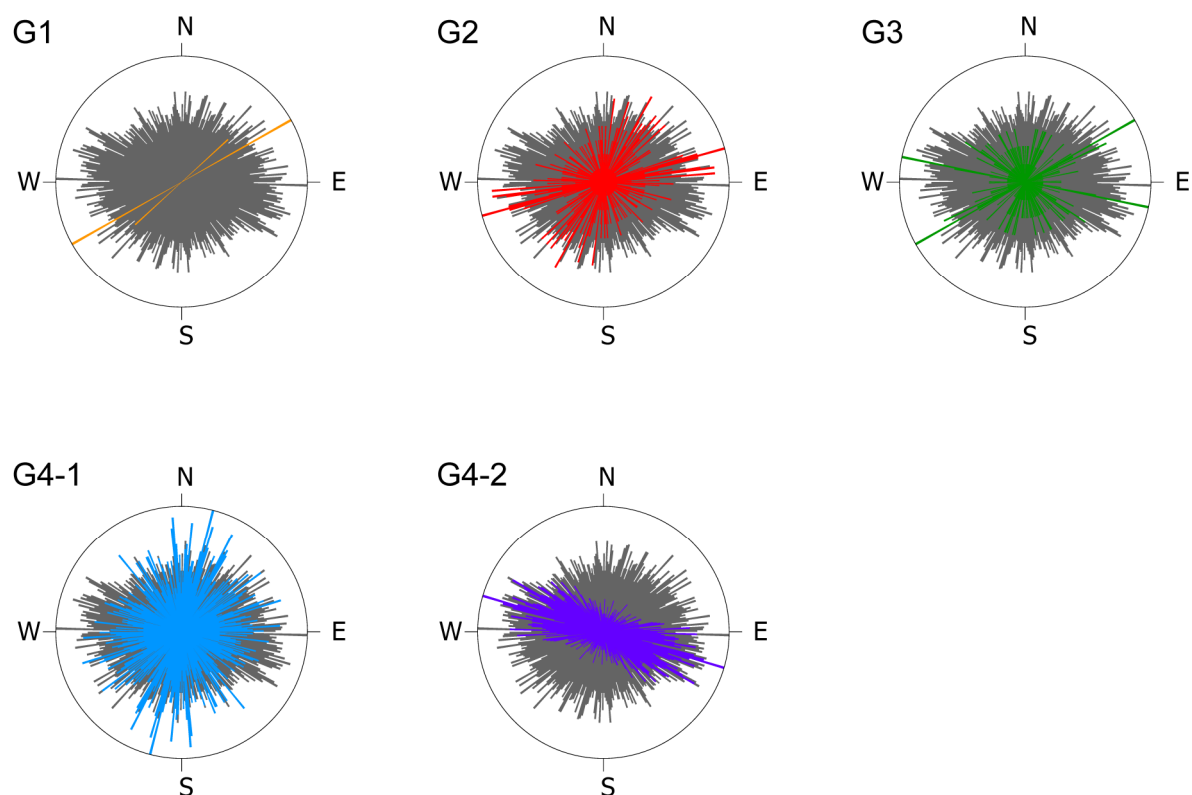


図 3.2.3-3 5 つに分類した温泉の 2 温泉間の角度頻度分布．灰色の背景は全体の分布を示す

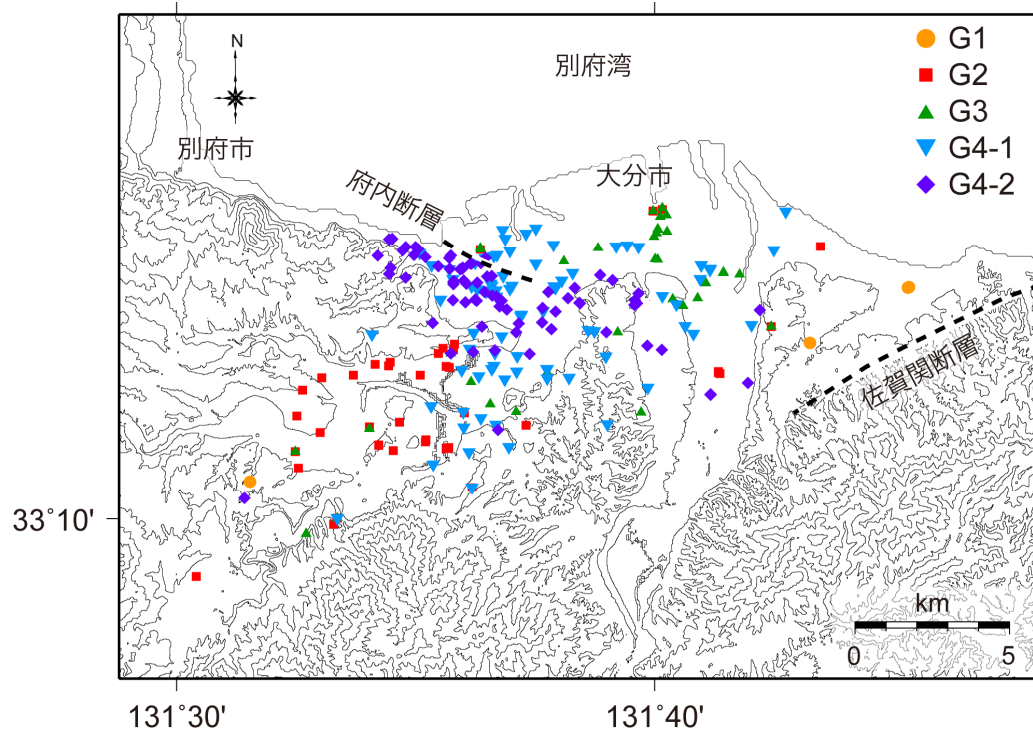


図 3.2.3-4 5 つに分類した温泉の分布

・水位観測

別府温泉は九州中部の張力が発達する地域の東端に位置する。温泉活動は、西側の鶴見火山群から東側の別府湾岸まで続き、火山群から供給される熱水流体がもたらしめている。西側の火山群から供給された熱水流体は、南の朝見川断層と北の鉄輪断層の2つの断層に沿って、東側の海岸方向に流動している。そこで、この2つの断層における水の流動を調べるため、京都大学大学院地球熱学研究施設にある観測点1 (N33.2837°; E131.4850°) と大分県農林水産研究指導センター農業研究部花きグループにある観測点2 (N33.3140°; E131.4724°) の2つの井戸に、現地収録型の水位計 (ノースワン社製 Kadec21-MZPT-C) をそれぞれ設置し、2014年12月24日 (観測点1) および25日 (観測点2) から水位観測を行った。なお、観測点1は朝見川断層地域に、観測点2は鉄輪断層地域に位置している。測定したデータは標高表記に換算して図3.2.3-5に示す。

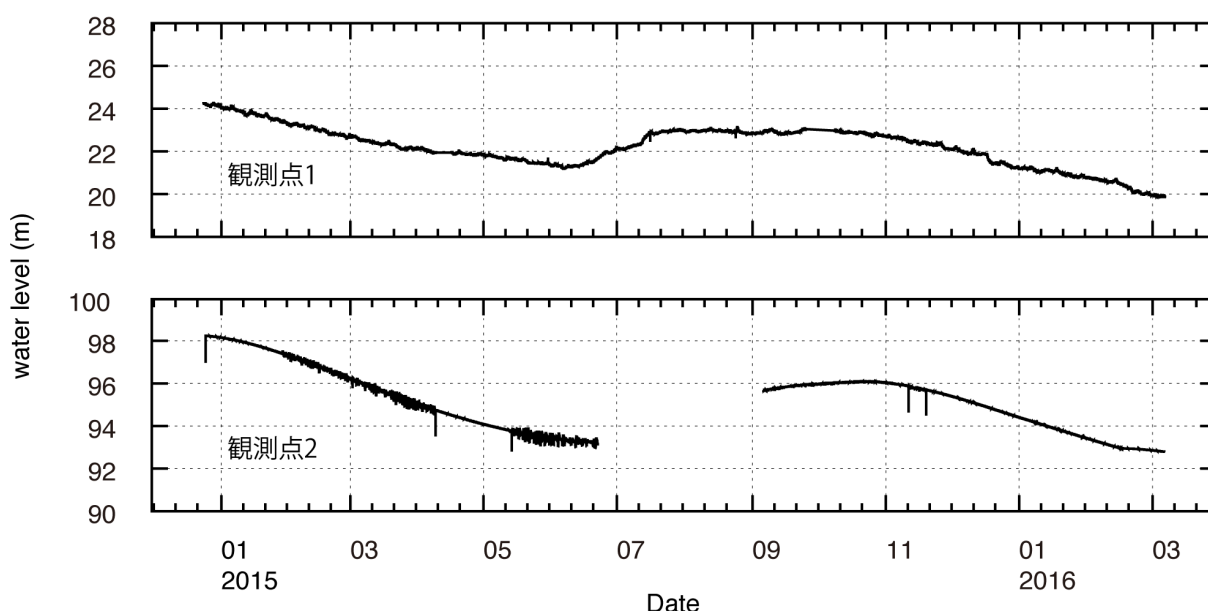


図 3.2.3-5 観測した水位. 鉄輪断層地域に位置する観測点2は、朝見川断層地域に位置する観測点1よりも水位が約75m高い。

観測された水位は、夏季には高く、冬季には低い年周期変化を示している。夏季と冬季の水位差は、観測点1では約3m、観測点2では5mである。2015年から2016年にかけて全体的に水位が1.5~2m低下している。観測点2は観測点1よりも水位が約75m高い。このことから鉄輪断層と朝見川断層の2つの断層に沿って流動する温泉は、それぞれ異なる流動機構であることが示唆される。しかし、同じような年周期変化を示していることから、温泉の起源となる地下水の涵養機構は同じ流系と推測される。

(ii) 比抵抗調査（電気伝導度調査）

・はじめに

VLF-MT は、周波数 20kHz 程度の人工的な電波によって誘導される電場の変化を測定することによって地表から数 10m～数 100m の深さまでの平均的な電気伝導度を測定する手法である。火山地域においては、熱水の広がりやを推定する方法として使用されているが、断層においても断層面に沿って深部流体が上昇するなどが期待されている。平成 27 年度は、中部九州において鶴見岳・伽藍岳、由布岳、九重山などの活火山周辺において過去に実施されてきた表層電気伝導度調査の資料を収集し、同地域の断層に関してどういう傾向が見られるかを検討した。その結果、それぞれの活火山周辺において高電気伝導度領域が分布していることが確認されたが、それ以外にも、何らかの構造線を反映したものと思われる高電気伝導度領域が見られた。たとえば、大分ー熊本構造線に沿う領域、由布院断層から野上川流域に至る領域、由布院川西地区から大分川流域を経て下湯平、湯平温泉、山下池に至る領域、硫黄山から長者原を経て北麓に延びる領域などである。特に、長者原以北の玖珠川以西の領域では、特に電気伝導度の高い領域が西北西ー東南東方向に延びる傾向を示している。この方向は、崩平山ー万年山地溝北縁断層帯とほぼ一致する方向性を持っており、断層の亀裂を通して熱水が上昇し、周辺の岩盤を熱変質させていると思われる。これらの領域が中部九州の活構造を反映したものであるならば、より広域においても同様の関係が見出されると期待される。こうした理由から、より広域の調査、特に大分市周辺の調査を行う必要があると考えられた。

調査は、平成 27 年度中に複数回に分けて行ったが、期間中に VLF の送信局の長期保守が行われたために、人工的な電磁気ノイズの大きい市街地での調査が行えなくなり、より広域の調査を行うように方針を変更した。また、断層が想定されている大分市において、駅周辺にある温泉の水の電気伝導度を測定し、VLF-MT によって測定される電気伝導度との整合性についても検討をおこなった。以下に、調査結果を示す。

・表層電気伝導度分布調査の結果

調査は、図 3.2.3-6 に示すように、東西方向では別府市から佐賀関まで、南北方向では別府市から熊本県高森町までの範囲で行った。なお、東西、南北とも 1 度のメッシュを切り、メッシュ内に複数の測定データがある場合は、その平均値をそのメッシュの電気伝導度としている。この地域の構造線との関係を検討した結果、以下のような点が明らかとなった。

大分市付近の電気伝導度分布に注目すると、別府温泉南側の朝見川断層から海岸に沿って西大分にかけて $1000 \mu\text{S/cm}$ を超える高電気伝導度域が延びている。また、西大分から東側に向けても観測点数が十分ではないが、佐賀関方向に $300 \mu\text{S/cm}$ を超える電気伝導度が測定されている。大分市よりも南側に注目すると、大分駅付近から長湯温泉にかけて、大分ー熊本構造線に沿う領域で、 $100 \mu\text{S/cm}$ を超える高電気伝導度域が延びている。この領域はさらに阿蘇カルデラの方に延びている。しかし、大分ー熊本構造線より南では、すべての地域で $50 \mu\text{S/cm}$ 以下の低電気伝導度域となっているわけではなく、ほかの構造線を反

映していると思われる電気伝導度分布が見られた。

この調査域でもっとも明瞭に見える特徴は、臼杵―八代構造線より南側で $30\ \mu\text{S}/\text{cm}$ 以下の低電気伝導度を示していることである。低電気伝導度と高電気伝導度との境界は比較的明瞭で、臼杵市から西南西に延び、祖母山の西で南に折れている。この構造線と大分―熊本構造線との間における領域では、 $50\sim 100\ \mu\text{S}/\text{cm}$ 程度の低電気伝導度を示しているが、より細かな分布の特徴がみられる。鶴崎駅付近から三重町駅にいたる大野川に沿う地域で $100\ \mu\text{S}/\text{cm}$ を超える高電気伝導度域が延びており、三重町からは臼杵―八代構造線の北側を西南西方向に $100\ \mu\text{S}/\text{cm}$ 以上の高電気伝導度域が延びている。また、大野 IC 付近から竹田市にかけての領域でも $100\ \mu\text{S}/\text{cm}$ 以上の電気伝導度を示している。こうした特徴的な分布は、臼杵―八代構造線、大分―熊本構造線における変動の時間的経過を反映したものである可能性がある。

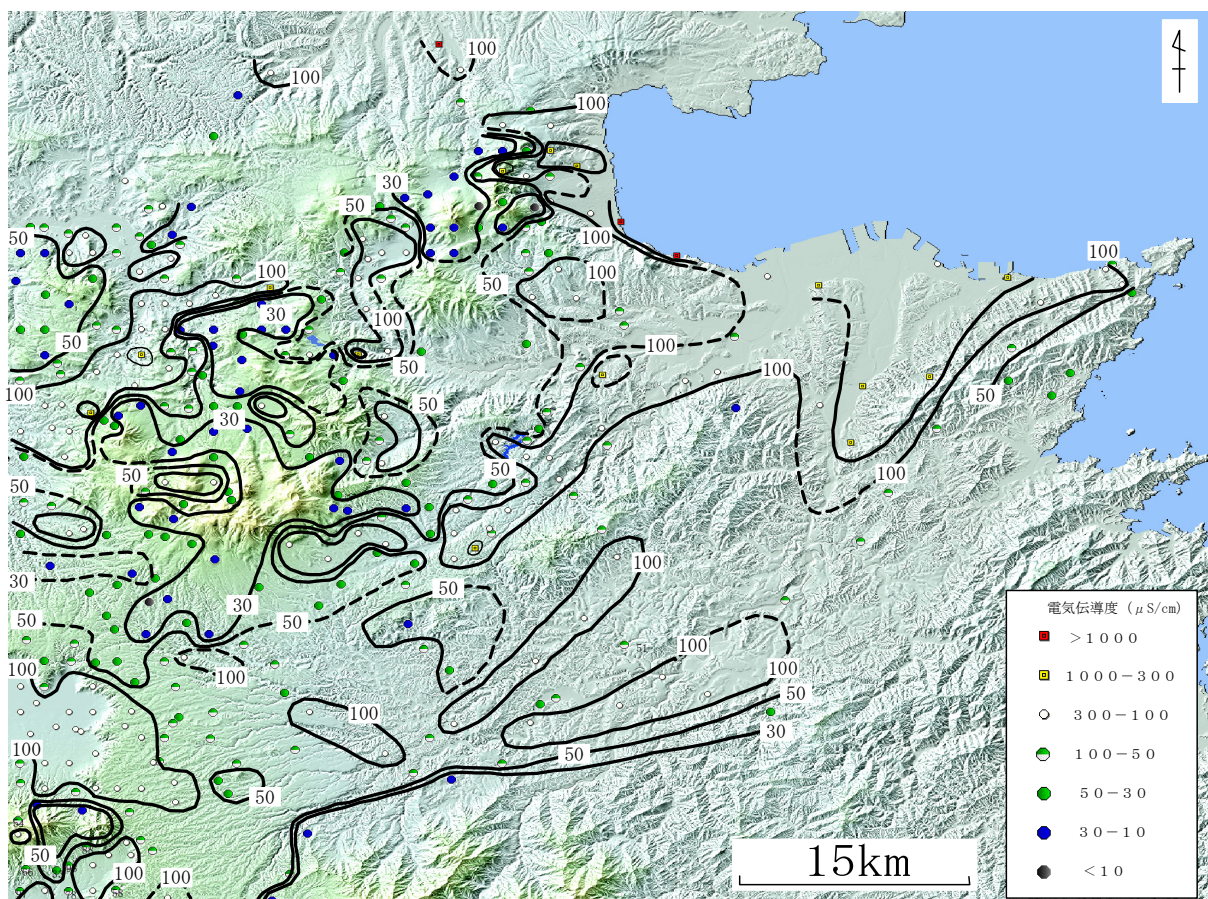


図 3.2.3-6 VLF-MT による中部九州東部の広域表層電気伝導度分布（単位は $\mu\text{S}/\text{cm}$ ）
（地図は、国土地理院のウォッチーズおよびカシミールによる）
点線は任意性の大きい等値線を示す。

・温泉水の電気伝導度との関係の検討

大分駅周辺の温泉水を 500cc 採取し、電気伝導度を測定した。測定は、試料を湯中に置き、温度低下の経過中に 5 分間隔で電気伝導度を測定した。結果を図 3.2.3-7 に示す。電気伝導度は水温に対してほぼ直線的に変化しており、30℃において 206.6 mS/m、25℃において 186.2 mS/m、20℃において 166.7 mS/m、電気伝導度の温度勾配は、2.12 %/℃、pH は、8.05 であった。2%程度の温度勾配は、標準的な温度勾配である。大分駅周辺の他の温泉水を測定した結果でも、25℃において 132～187 mS/m 程度であり、電気伝導度の温度勾配、pH ともほぼ同じ結果となった。

この電気伝導度から、下記のような考察が可能である。変質していない岩石の電気伝導度を 10 mS/m (100 μ S/cm) 程度、岩石の空隙率を 10%程度と仮定し、空隙を海水 (5000 mS/m) が満たしている場合の見かけ電気伝導度は、509 mS/m (5090 μ S/cm) と計算される。この値は、別府温泉から大分駅周辺において VLF-MT によって測定されている見かけの電気伝導度と比べると 1 桁程度大きい。一方、岩石の空隙を 30℃、207 mS/m の温泉水が満たしている場合には、見かけ電気伝導度は 29.7 mS/m (297 μ S/cm) と計算される。この結果は、実際の観測値とほぼ一致している。なお、岩石の電気伝導度が仮定した値よりも小さくなくても、上記の計算結果にはほとんど影響しない。

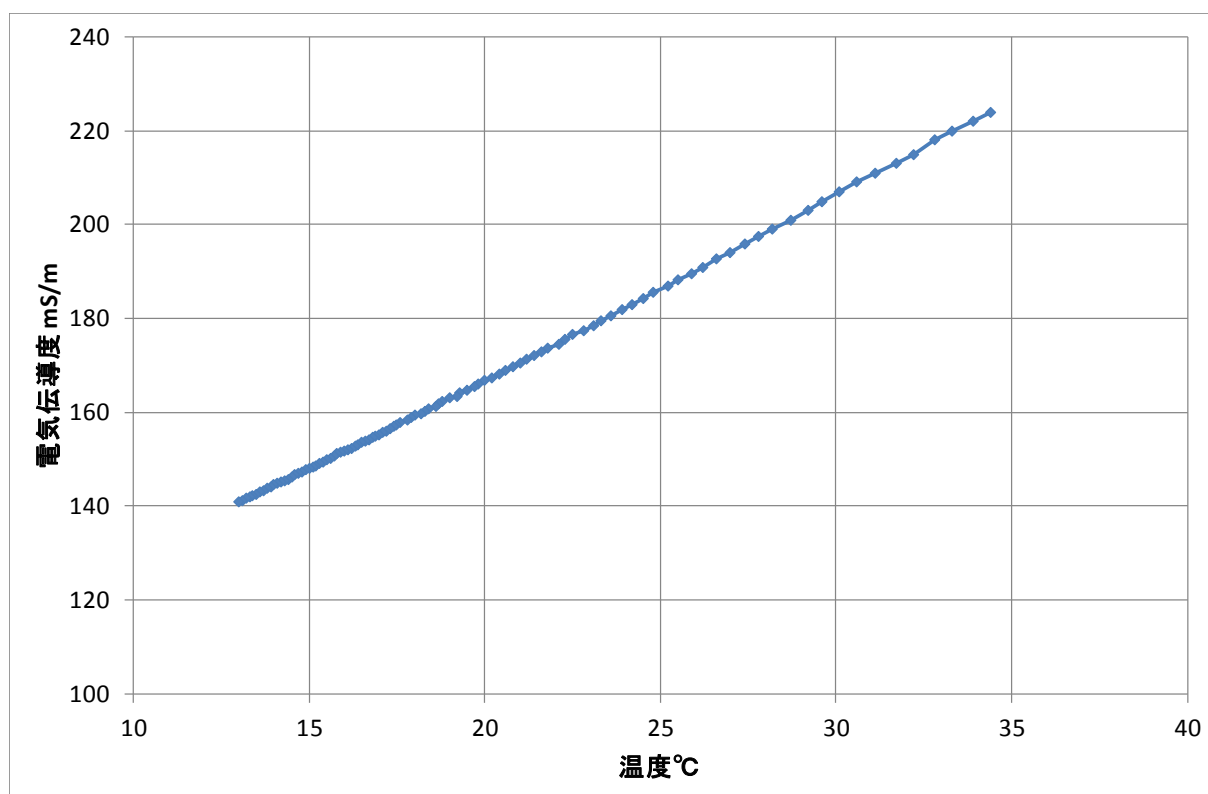


図 3.2.3-7 大分駅周辺の温泉水の電気伝導度と温度との関係

(d) 結論ならびに今後の課題

地下水理構造調査：

大分県温泉情報データベース 2014 を利用し、大分平野にある温泉井戸の温泉データの位置や温度、化学組成などを整理した。温泉の化学組成データを用い、多変量解析の主成分分析を行い、5つのグループに分類した。また、源泉間距離が5 km以内の2源泉の確度分布を求め、佐賀関断層（東北東-西南西方向）や府内断層（東南東-西北西方向）に平行して線状に分布する温泉のグループがある。このことは断層沿いに発達した帯水層と関連していると考えられる。

水位観測を別府市の異なる2つの断層を対象として行った。2つの水位は約75m異なることから、2つの断層に関する温泉は、それぞれ異なる起源と流動機構であることが示唆される。また、2つの水位データが同じように低下傾向を示すことは、広域の水収支の特徴が反映されていると思われるが、28年度の観測結果も含めて、今後の解析を期待したい。

浅層比抵抗調査：

別府の朝見川断層から大分を経て佐賀関にいたる領域で高電気伝導度が測定された。また、大分駅付近から長湯温泉にかけての大分ー熊本構造線に沿う領域、鶴崎駅付近から三重町駅にいたる大野川に沿う地域、大野 IC 付近から竹田市にかけての地域でも $100 \mu \text{ S/cm}$ 以上の電気伝導度域が見られた。こうした特徴的な分布は、臼杵ー八代構造線、大分ー熊本構造線における変動の時間的経過を反映したものである可能性がある。平成28年度は、こうした特徴をより詳細に調べる必要があり、市街地も含めたより高密度の測定を行う必要がある。また、大分駅周辺で測定された表層電気伝導度は、空隙率が10%程度の地層中に温泉水が存在しているとすれば説明が可能な値である。

(e) 引用文献

- Allis & Yusa (1989) Fluid flow processes in the Beppu geothermal system, Japan. *Geothermics*, 18, 743-759.
- Evans J.P., Forster C.B., Goddard J.V. (1997) Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zone. *Jour. Strust. Geol.*, 19, 1393-1404.
- 北岡豪一 (1987) 大分市における地温勾配と深層温泉源の分布. 大分県温泉調査研究報告, 38, 7-22.
- 北岡豪一・川野田実夫 (1991) 大分市温泉の化学成分の分布とその変化. 大分県温泉調査研究報告, 42, 1-10.
- 野田徹郎 (1987) 地熱活動の指標としてのアニオンインデックス. 日本地熱学会誌, 9, 133-141.
- 大沢信二 (1996) 大分平野の温泉水の起源について. 大分県温泉調査研究報告, 47, 34-42.
- Seront S., Wong T.-F., Caine J.S., Forster C.B., Bruhn R.L., Fredrich J.T. (1998) Laboratory characterization of hydrological properties of a seismogenic normal fault system. *Jour. Strust. Geol.*, 20, 865-881.
- 吉川恭三・北岡豪一 (1984) 大分市における温泉減の分布. 大分県温泉調査研究報告, 35, 7-15.
- 吉川恭三・北岡豪一 (1984) いわゆる深層熱水型温泉について. 大分県温泉調査研究報告, 36, 1-12.

3. 2 - 4 応力変遷史（小断層解析・地質構造発達史・応力変遷シミュレーション）

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	竹村 恵二
国立大学法人京都大学理学研究科	助教	佐藤 活志
公立大学法人大阪府立大学学術研究院第2学群	准教授	伊藤 康人
国立大学法人富山大学大学院理工学研究部	准教授	楠本 成寿

(c) 業務の目的

別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の震源断層形状と周辺の地殻構造を解明することを業務の目的とする。特に、サブテーマ2－4では応力変遷解析（地質解析、断層構造シミュレーションおよび小断層解析）から、平野基盤形状の推定と断層との関係を探る。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成26年度：

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、野外携行データ記録システム等を活用した小断層解析による応力変化史の解析および地質調査に基づく断層帯形成のプロセスの解明を進めるとともに、地殻内応力シミュレーション装置を用いた、三次元断層構造形成の解析を開始した。関連して、大分平野での砂脈の形成時の応力等の推定を実施した。

2) 平成27年度：

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、野外探査システム等を活用した小断層解析による応力変化史の解析および地質調査に基づく断層帯形成のプロセスの解明を進めるとともに、地殻内応力シミュレーション装置を用いた、三次元断層構造形成の解析を継続実施した。

3) 平成28年度：

平成26年度・27年度の観測調査結果に加え、サブテーマ2－4の課題調査の追加観測を実施し、解析とまとめを進める。特に震源断層モデルの構築のために各観測調査の精査を実施する。また、各解析データのデータアーカイブの作成を実施する。成果として別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の構造評価、震源断層形状モデルの提案、地殻構造モデルの提案を進める。

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の要約

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、野外探査システム等を活用した小断層解析による応力変化史の解析および地質調査に基づく断層帯形成のプロセスの解明を進めるとともに、地殻内応力シミュレーション装置を用いた、三次元断層構造形成の解析を継続実施した。

(b) 業務の成果

(i) 別府湾周辺の第四紀の応力変遷史と堆積盆形成機構

・背景と目的

断層の変位方向や滑り易さは、地殻応力状態に強く依存する。したがって、別府湾周辺地域の応力変遷史の解明は、活断層のリスク評価の基礎となる。第四紀の応力変遷史の復元を目的として、更新統碩南層群および大分層群の陸上露頭の地質調査と小断層解析を行った。碩南層群の堆積盆については、右横ずれ断層運動に伴うプルアパート盆地であるとの見解がある（吉岡，1992；Itoh et al., 1998）。この説を検証するため、碩南層群判田層と基盤の大野川層群とを画する境界断層の滑り方向を観測した。

・応力逆解析法の改良

露頭規模の小断層（図 3.2.4-1 a）から古応力状態を復元する手法として応力逆解析法（Sato, 2006）を用いた。しかしながら、この手法では応力をグラフから視認するため、最適応力の認定に任意性を伴うという問題がある。そこで、本研究では自動的に複数の応力を検出する手法を開発した。Hough 変換に基づく応力逆解析法（Sato, 2006）を小断層データに適用すると、5次元偏差応力空間（Sato and Yamaji, 2006）に適合度の分布が得られる。適合度のピークが最適応力を示すので、複数の5次元 Kent 分布を混合した確率分布モデルをピークに当てはめることで最適応力を自動的に検出した。混合する分布の数（応力の数）を特定するため、ベイズ情報量基準を用いた。

・小断層解析結果

別府湾の北岸（図 3.2.4-2）および南岸（図 3.2.4-3）において、主に平成 26 年度に収集した合計 257 条の断層方位データを解析した。小断層の多くは傾斜方向滑りの正断層であったが、斜め滑り断層、横ずれ断層、逆断層も含まれる。

応力逆解析の結果を図 3.2.4-2、3.2.4-3 に示す。上位の大分層群からは北北東～北東引張の正断層型応力が検出された。また、下位の碩南層群からは、北岸と南岸のそれぞれで2種類の正断層型応力が検出された。北岸では北北東引張と北北西引張、南岸では北北東引張と東西引張である。応力比（ $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ ）は中程度から低いものが多く、三軸応力～軸性圧縮応力が多いことを示す。

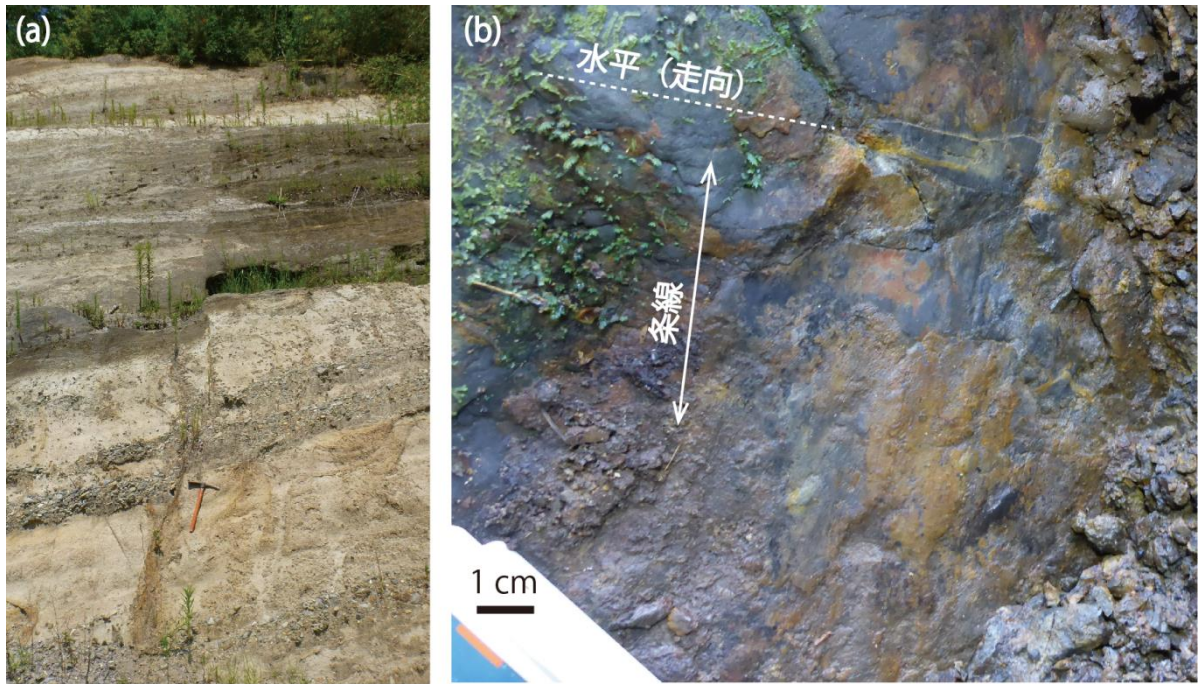


図 3.2.4-1. (a) 大分層群片島層を切る小断層(大分市鶴崎台地). ツルハシの長さは約 70cm. (b) 判田層と大野川層群の境界断層の断層面. 条線は走向にほぼ直交し, 傾斜方向滑りを示す.

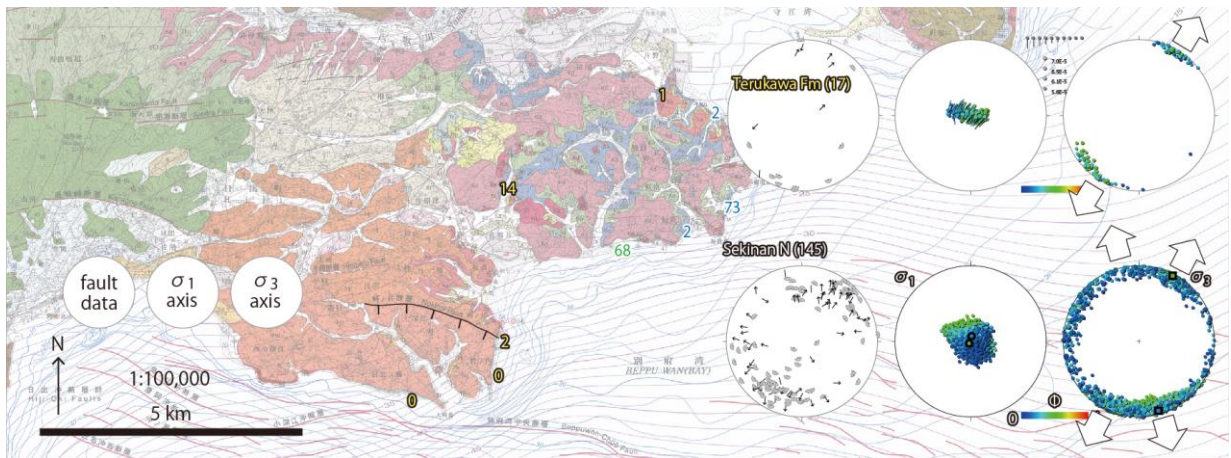


図 3.2.4-2. 別府湾北岸地域(杵築市周辺)の小断層方位データと応力解析結果. 3つずつ組になったステレオ投影図(下半球等積投影)の左列が断層面の極と滑り方向(tangent-lineation diagram), 中列が最大圧縮主応力(σ_1)軸, 右列が最小圧縮主応力(σ_3)軸を示す. 主応力軸の図の色は応力比(寒色が軸性圧縮, 暖色が軸性引張)を示す. 地図中の数字は, 調査地点と小断層数を表す. 背景の地質図は石塚ほか(2005)による.

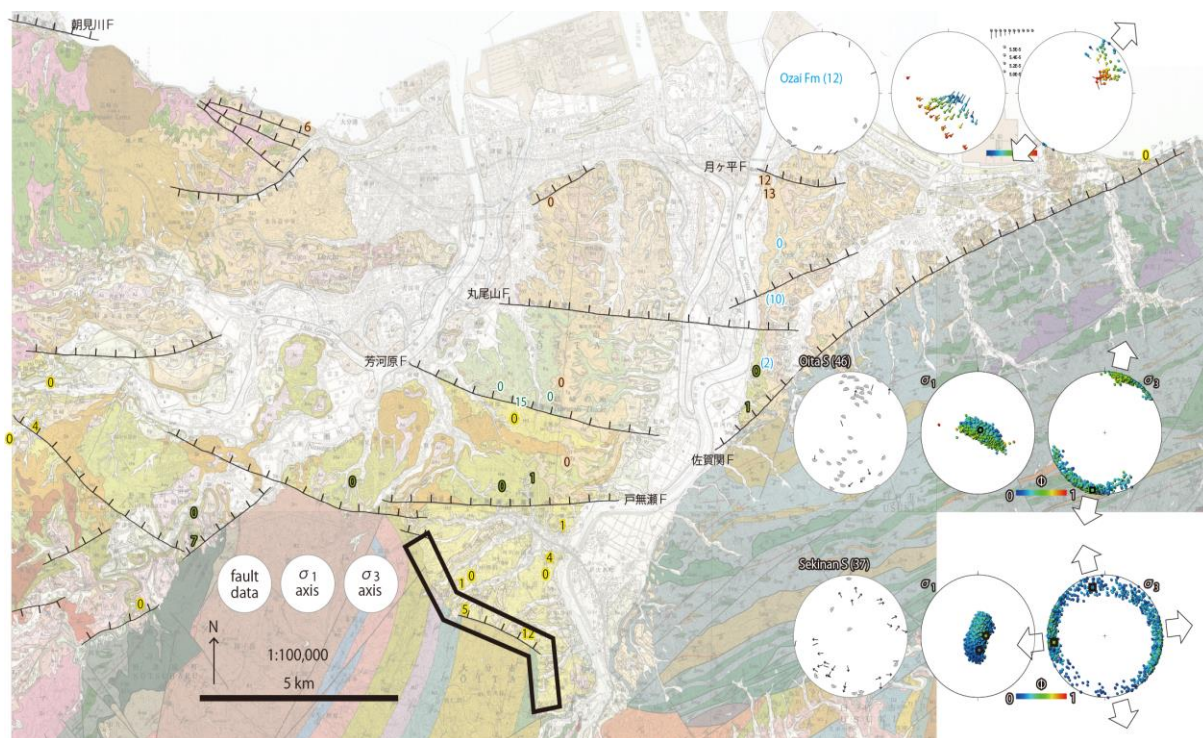


図 3.2.4-3. 別府湾南岸地域（大分市周辺）の小断層方位データと応力解析結果．表示方法は図 3.2.4-2 と同じ．地図中の数字は，調査地点と小断層数を表す．黒太枠は判田層と大野川層群の境界断層（図 3.2.4-5）の観察範囲を示す．背景の地質図は寺岡ほか（1992），宮崎・吉岡（1994），吉岡ほか（1997）による．

碩南層群のみから検出された北北西引張応力は碩南層群の堆積期間中（2.6 Ma?～約 1 Ma）に、碩南・大分両層群から検出された北北東引張応力は大分層群の堆積開始（約 1 Ma）以降にはたらいた応力だと解釈できる（図 3.2.4-5）。ただし、南岸地域の碩南層群分布域では北北東引張応力ではなく東西引張応力が検出された。この応力は局所的なものと考えられるが、はたらいた時期は不明である。

・ 碩南層群判田層の堆積盆形成機構

碩南層群判田層とその基盤である大野川層群との境界断層の条線（図 3.2.4-1 b）の方位を、10 数地点の露頭で測定した。その結果、傾斜方向滑りが卓越することが分かった（図 3.2.4-5）。

本調査の結果は、判田層の堆積盆が境界断層の右横ずれ運動に伴って形成されたという説（吉岡，1992）に反する。また、前述の小断層解析によって、碩南層群から正断層型応力のみが得られたことも、境界断層の横ずれ運動には不調和である。ただし、判田層の境界断層は大局的に北西走向であり、北東走向の中央構造線に対する引張性屈曲部（正断層形成場）に相当するので、中央構造線が右横ずれ運動を起こしていた（Itoh et al., 1998）との説は否定されない。

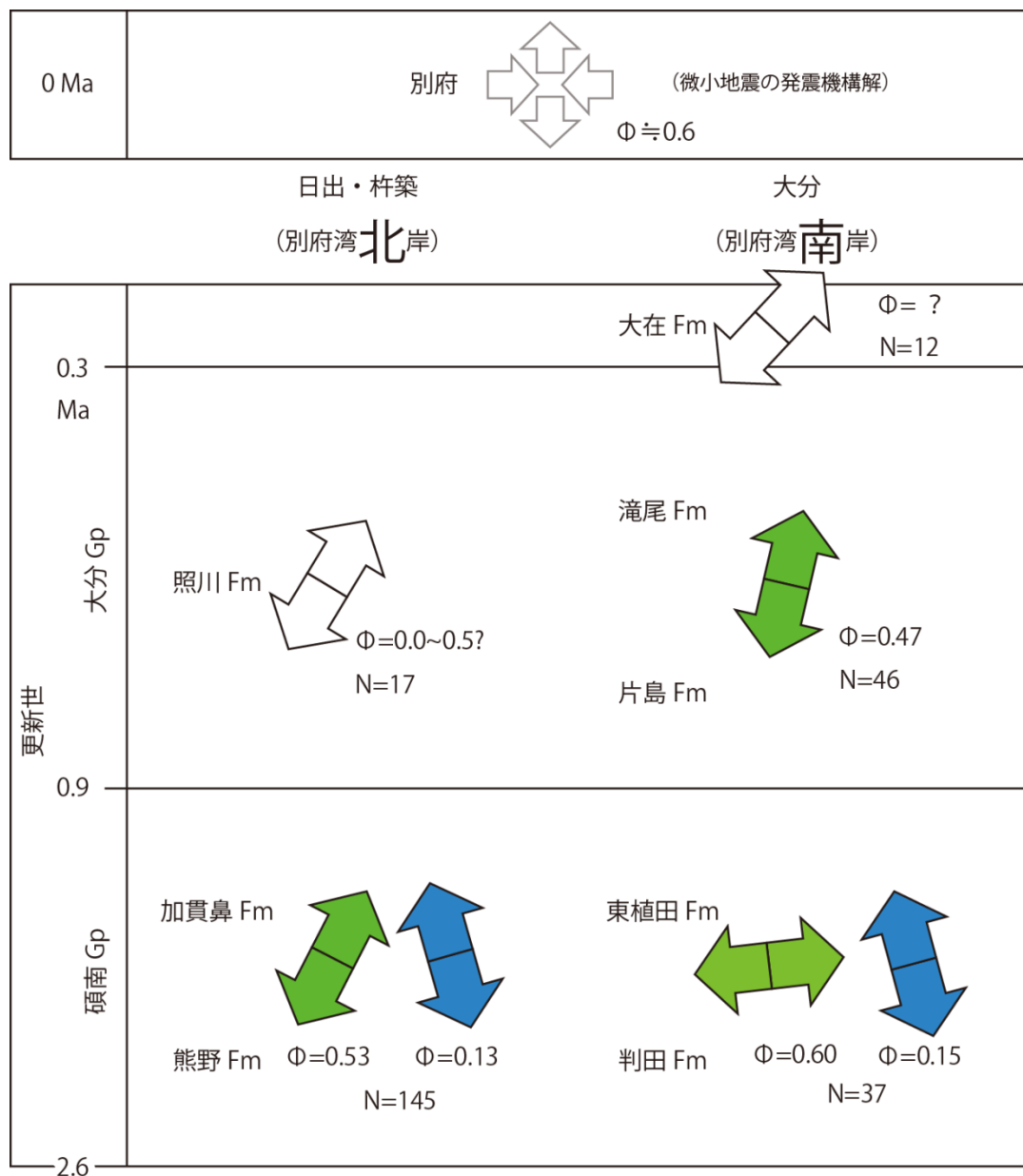


図 3.2.4-4. 各層群の小断層解析によって検出された引張応力の方向および応力比 ($\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$). 碩南層群からは 2 種類の応力, 大分層群からは 1 種類の応力が得られた. 現在 (0 Ma) の応力は, 防災科学技術研究所が公開する高感度地震観測網 (Hi-net) による発震機構解の解析結果 (別府周辺).

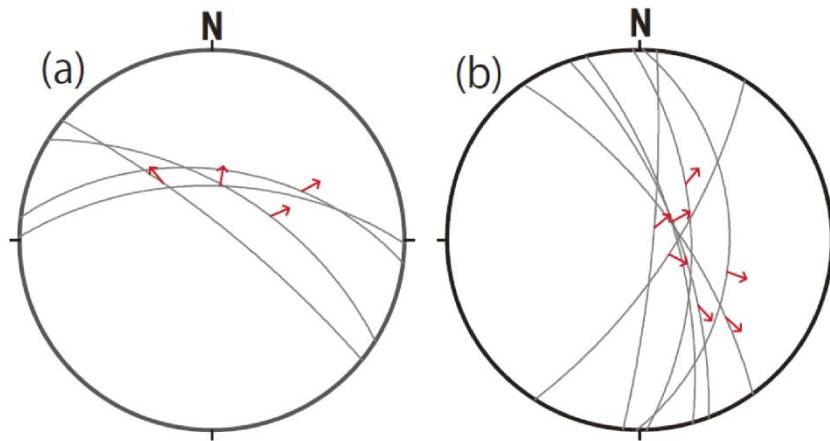


図 3.2.4-5. 判田層と大野川層群の境界断層の姿勢. 位置を図 3 に示す. 大円が断層面, 赤矢印が滑り方向を示す. 傾斜方向滑りが卓越する. (a) 西北西走向部. (b) 北北西走向部. 下半球等積投影.

(ii) 地質構造発達史調査

佐多岬半島部分には、北側に大きな負の重力異常が知られ、第四紀層が佐多岬半島の北向き斜面に、北西方向の大きな傾斜をもって分布していることが知られている。その周辺の古期地層群（特に和泉層群）にどのような変形が被ってきたのかを明らかにすることは重要であり、その現地調査を実施した。

また、本対象活断層帯周辺には多くの火山活動があり、その年代も断層帯周辺の地質構造発達史を検討する上で重要な情報である。この報告では、高崎山火山の年代を報告する。

・高崎山火山の年代

試料は、高崎山北西斜面から採取された。

フィッション・トラック年代は 30 個のジルコンを使用した。 0.2 ± 0.1 Ma (error: 1σ)の結果が得られた。また、U-Pb 年代測定では 0.30 ± 0.06 Ma (error: 2σ)の結果となった。この結果は、既往の報告である 0.24Ma, 0.33Ma, 0.43Ma など（吉岡ほか、1997）と整合的である

(iii) 応力変遷シミュレーション

（万年山断層帯が正断層として活動するために必要とされる応力場と火山活動の関係）

万年山断層帯は、豊肥火山地域(Kamata, 1989a)中央部に分布する正断層帯であり、極近傍に概ね 1Ma 頃に形成された埋没カルデラである猪牟田カルデラ (Kamata, 1989b) が存在する(図 3.2.4-6)。そのため、万年山断層帯の形成や再活動は、テクトニックな応力場だけではなく、火山活動によって形成される応力場にも影響を受けることが想定される。そこで、猪牟田カルデラ形成のようなマグマ溜まりの大規模な収縮・崩壊を伴う火山活動がつくる応力場と、カルデラ形成に至らない火山活動、すなわちマグマ溜まりが膨張する範囲で生じる火山活動が発生させる応力場の評価を行った。マグマ溜まりの膨張・収縮による応力場の計算には、点力源モデルを用いた(図 3.2.4-7)。

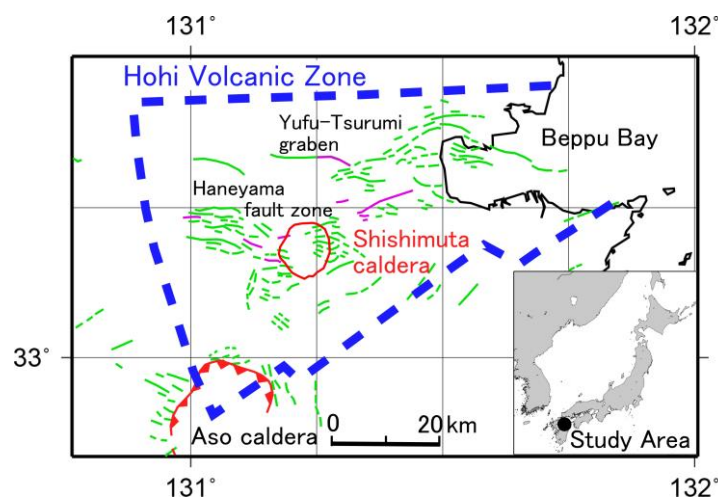


図 3.2.4-6 研究地域の図。青線は豊肥火山地域の輪郭であり、赤線はカルデラの輪郭を示す。緑の線は、活断層を示す(e.g., 活断層研究会編, 1991)。

一般に、カルデラ形成を生じさせるマグマ溜まりの崩壊は、連続体力学にその基礎をおいた点力源モデルではモデル化が困難である。Kusumoto and Takemura (2003, 2005) や Kusumoto and Gudmundsson (2009) は、マグマ溜まりの崩壊を収縮で近似し、カルデラ形成初期に形成される環状断層の形成に必要な収縮量を与える解を求めている。Kusumoto and Takemura (2005) は、数値計算により、地表に環状断層が形成されるために必要なマグマ溜まりの収縮量とマグマ溜まりの深さの関係を導いている。Kusumoto and Gudmundsson (2009) は、同じ問題を解析的に解き、地表に環状断層が形成されるために必要なマグマ溜まりの収縮量は、マグマ溜まりの深さの 3 乗に比例するという関係式を導いている。また、この式を導く途中段階で、カルデラ半径とマグマ溜まりの深さの関係式も導いている。これら一連の研究では、マグマ溜まりの収縮により生

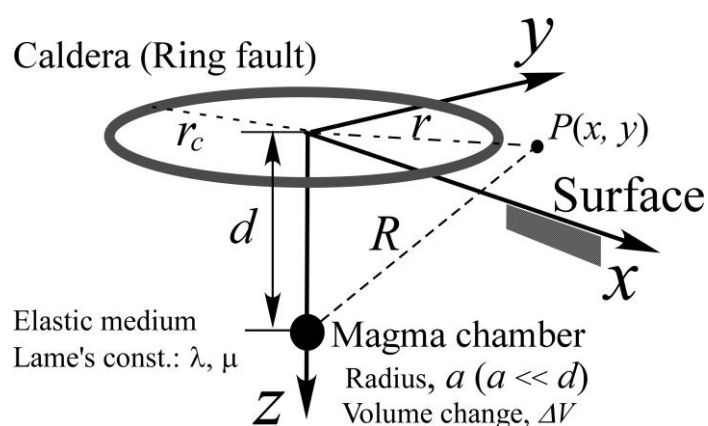


図 3.2.4-7. 深さ d に埋まった点力源モデル。ここで、 r は、マグマ溜まり直上から、地表上の任意の点までの距離であり、 r_c は環状断層までの距離(環状断層の半径)。

じる地表面の応力場を、クーロン破壊基準で評価するという手順で実施してきた。そのため、応力場は平面応力や平面ひずみといった 2 次元近似で得られていた。

本研究では、マグマ溜まりの収縮により生じる地表面の地表面の 3 次元応力場を評価することで、地表に環状断層が形成されるために必要なマグマ溜まりの収縮量を与える式と、環状断層の半径とマグマ溜まりの深さとを関係づける式を導いた。今回は、破壊基準として、中間主応力を考慮できる von Mises 基準 (例えば、Jaeger et al., 2007) を用いた。

まず、環状断層の半径とマグマ溜まりの深さ関係づける式は、以下のように求められた。

$$r_c = \sqrt{\frac{-3(3\nu^2 - 9\nu + 5) + \sqrt{(2 - 3\nu)(135\nu^2 - 273\nu + 137)}}{9\nu^2 - 15\nu + 7}} \cdot d \quad (1)$$

ここで、 ν は媒質のポアソン比であり、 r_c は環状断層の半径、 d はマグマ溜まりの深さである。Kusumoto and Gudmundsson (2009) と同様、両者の間には線形関係が成り立つと仮定した。また、この比例係数を α とおくと、環状断層の形成に必要とされるマグマ溜まりの

体積変化量 ΔV を与える式は、

$$\Delta V = \frac{\pi \sigma_0 (1+\nu) (\alpha^2 + 1)^{\frac{5}{2}}}{E \sqrt{q_1 \alpha^4 + q_2 \alpha^2 + q_3}} d^3 \quad (2)$$

で与えられることが分かった。これも Kusumoto and Gudmundsson (2009)と同様、地表に環状断層が形成されるために必要なマグマ溜まりの収縮量は、マグマ溜まりの深さの3乗に比例する。なお、式(2)中の E はヤング率であり、 σ_0 は降伏応力である。また式中の q_1 、 q_2 、 q_3 は以下のようにポアソン比の関数として与えられる。

$$q_1 = 9\nu^2 - 15\nu + 7 \quad (3)$$

$$q_2 = 18\nu^2 - 48\nu + 26 \quad (4)$$

$$q_3 = 9\nu^2 - 6\nu + 1 \quad (5)$$

猪牟田カルデラ(Kamata, 1989b)の直径は8~10 kmであるため、平均直径を9kmとすると、半径は4.5kmである。研究地域は安山岩質であるため、安山岩の平均的なポアソン比0.20 (例えば、Lama and Vutukuri, 1978; Kusumoto and Gudmundsson, 2009)として式(1)を用いると、マグマ溜まりの位置は深さ8.82 kmとなる。これは、Kamata (1989b)で示されるマグマ溜まりの深さ(6~10 km)と調和的である。

安山岩質地殻のヤング率を45.3 GPa(例えば、Lama and Vutukuri, 1978; Kusumoto and Gudmundsson, 2009)、降伏応力として引張強度8 MPa (例えば、Lama and Vutukuri, 1978)を仮定すると、環状断層形成に必要なマグマ溜まりの体積変化量は、式(2)より0.58 km³と推定される。この体積変化量が、マグマ溜まりに生じたとき、地表に発生する主応力場(σ_1 、 σ_2 、 σ_3)を図3.2.4-8に示す。

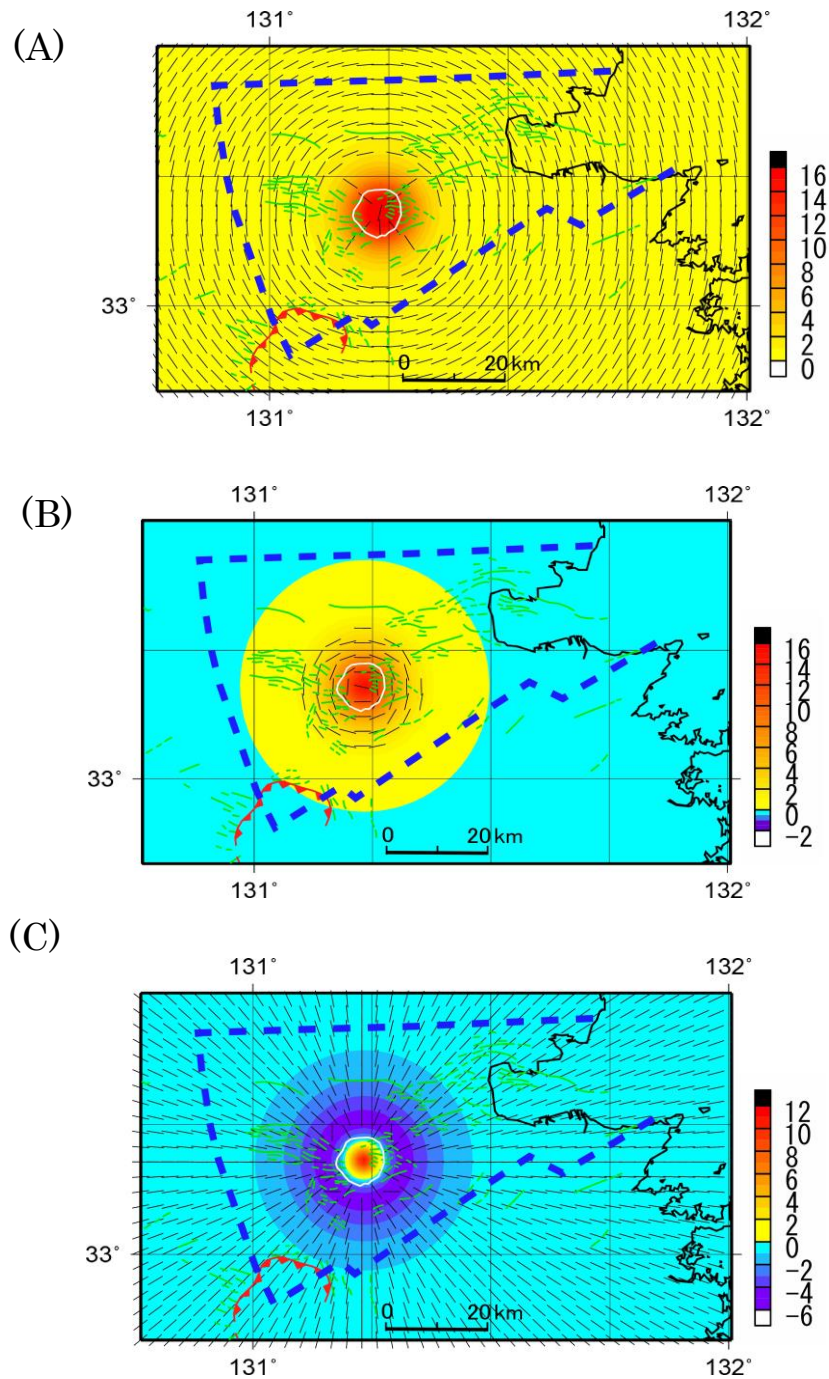


図 3.2.4-8. 猪牟田カルデラ形成期の地表面主応力分布。カラーコンターは応力の大きさを表し、正が圧縮である。短いバー(tick)は主応力の方位を表し、長さは応力の大きさを表すものではない。(A) σ_1 の分布。(B) σ_2 の分布、(C) σ_3 の分布。

図 3.2.4-8 より、伸張場(σ_3)は猪牟田カルデラを中心に放射状に分布するため、この応力軸に直交する σ_1 あるいは σ_2 の軌跡に沿って引張り破壊、ここでは環状断層が形成され

る。万年山断層帯の地表トレースに直交する σ_1 は、圧縮応力であるため、万年山断層帯は正断層運動を起こすことは出来ない。これは、マグマ溜まりが収縮するような火山活動では、万年山断層帯は、正断層として形成、あるいは再活動をするのではないことを示している。

豊肥火山地域は、猪牟田カルデラ形成後も数多くの火山活動があったことが知られている。そこで、猪牟田カルデラ形成で使われたマグマ溜まりにマグマが入り、火山活動が生じる時の地表での応力分布を推定した。体積変化量は、マグマ溜まりの収縮時と同じ量とした。ただし、今回は収縮ではなく、膨張である。

結果を図 3.2.4-9 に示す。

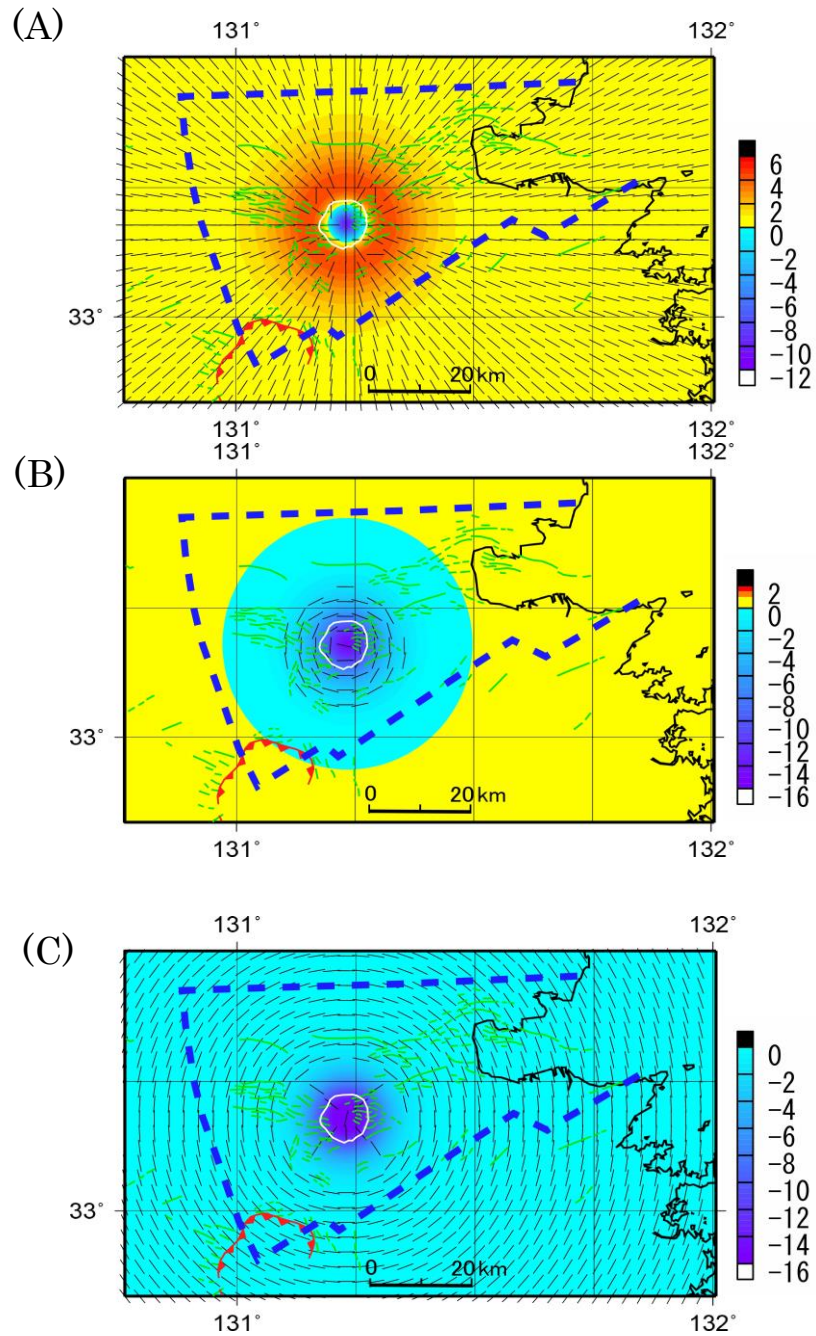


図 3.2.4-9. 猪牟田カルデラ形成後のマグマ溜まりの膨張に起因する地表面主応力分布。
 カラーコンターは応力の大きさを表し、正が圧縮である。短いバー(tick)は主応力の方位を表し、長さは応力の大きさを表すものではない。(A) σ_1 の分布。(B) σ_2 の分布、(C) σ_3 の分布。

図 3.2.4-9 より、圧縮場(σ_1)は猪牟田カルデラを中心に放射状に分布することが分かる。これに直交する伸張場 σ_2 あるいは σ_3 は、万年山断層帯の地表トレースに直交するため、

万年山断層帯に正断層運動を発生させる可能性を高めている。これは、猪牟田カルデラ形成後のマグマ溜まりを膨張させるような火山活動が、万年山断層帯を正断層として形成、あるいは再活動させる可能性があることを示している。

以上より、万年山断層帯を正断層帯として形成、あるいは再活動させる火山活動は、カルデラ形成等、マグマ溜まりを収縮・崩壊させるような火山活動ではなく、より小規模な、マグマ溜まりが膨張源となる通常の火山活動によって引き起こされる可能性の方が高いということが明らかになった。

d) 引用文献

小断層解析：

石塚吉浩・水野清秀・松浦浩久・星住英夫，2005，豊後杵築地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），産総研地質調査総合センター，83p.

Itoh, Y., Takemura, K. and Kamata, H., 1998, History of basin formation and tectonic evolution at the termination of a large transcurrent fault system: deformation mode of central Kyushu, Japan. *Tectonophysics*, 284, 135-150.

宮崎一博・吉岡敏和，1994，佐賀関地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，40p.

Sato, K., 2006, Incorporation of incomplete fault-slip data into stress tensor inversion. *Tectonophysics*, 421, 319-330.

Sato, K. and Yamaji, A., 2006, Embedding stress difference in parameter space for stress tensor inversion. *Journal of Structural Geology*, 28, 957-971.

寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・吉岡敏和・酒井彰・小野晃司，1992，犬飼地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，129p.

吉岡敏和，1992，大分県，碩南層群分布南縁部における横ずれ地質構造．地質学雑誌，98，53-55.

吉岡敏和・星住英夫・宮崎一博，1997，大分地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，65p

地質構造発達史：

吉岡敏和・星住英夫・宮崎一博，1997，大分地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，65p

応力シミュレーション：

Jaeger, J. C., Cook, N. G. W., and Zimmermann, R. W. (2007). *Fundamentals of Rock Mechanics*, 4th ed., Blackwell, Oxford.

Kamata, H. (1989a). Volcanic and structural history of the Hohi volcanic zone, central

- Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol.* 51, 315-332.
- Kamata, H. (1989b). Shishimuta caldera, the buried source of the Yabakei pyroclastic flow in the Hohi volcanic zone, Japan. *Bull. Volcanol.* 51, 41-50.
- Kusumoto, S., and Takemura, K. (2003). Numerical simulation of caldera formation due to collapse of a magma chamber, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2278, doi10.1029/2003GL018380, 2003.
- Kusumoto, S. and Takemura, K. (2005). Caldera geometry determined by the depth of the magma chamber. *Earth Plan. Space* 57, e17-e20.
- Kusumoto, S., and Gudmundsson, A. (2009). Magma-chamber volume changes associated with ring-fault initiation using a finite-sphere model: application to the Aira caldera, Japan. *Tectonophysics* 471, 58-66. doi: 10.1016/j.tecto. 2008.09.001
- Lama, R. D., and Vutukuri, V. S. (1978). *Handbook on mechanical properties of rocks - testing techniques and results* - Vol. 2, Trans Tech Publications, Clausthal.
- 活断層研究会（編），1991，新編「日本の活断層」、東京大学出版会。