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研究院	教授	清水 洋
国立大学法人九州大学理学研究院	准教授	松本 聡
国立大学法人九州大学理学研究院	准教授	松島健
国立大学法人九州大学理学研究院	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 惠二
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ヵ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、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、大分平野における砂脈の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する。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う。

(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、別府一万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する。また MT 法による比抵抗構造探査を実施する。由布院断層を横切る測線に加え、その周辺でも観測を行い、 3 次元比抵抗構造を推定する。

(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、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する。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る。さらに、断層帯構造の解明 のための稠密重力調査を継続する。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 報収集整理を継続する。

(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学的解析を継続する。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する。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する。

(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。 さらに、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する。

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	教授	清水 洋
国立大学法人九州大学	准教授	松本 聡
国立大学法人九州大学	助教	相澤 広記

(c) 業務の目的

別府-万年山断層帯の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ヵ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の継続、大分平野での反射測線における断層構造情報抽出と堆積層情報収集を行う。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する。

3) 平成 28 年度:

前年度の補完観測を行うと共に、別府一万年山断層帯(大分平野一由布院断層帯東部)の断層形状把握を目指す。

(2) 平成 26 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、地震発生層下限の分布が求められた。別府-万年山断層帯においては、これらの深度が九州内陸の他地域に比べて浅く、脆性領域が薄いことが示された。この領域は、GPS によるせん断ひずみの空間分布のうち、せん断ひずみの大きい領域と対応していることが明らかになった。また、応力場は活断層が形成された応力場と整合的である正断層パターンを示している。

MT 法による比抵抗構造推定においては、本調査の対象地域が市街地に近く、人工ノ

イズの影響により深部構造推定が困難なことが予想されたため、平成 26 年度は平成 27 年度の本調査に先立ち、予備調査を実施し人工ノイズの影響を評価した。その結果、1 観測点につき 2 週間程度、電磁場データを取得することで深さ 15km 程度までの構造推定が可能であることが判明した。予備調査で得られた周波数応答関数からは、この地域の比抵抗構造は 3 次元性が非常に強い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、本年度、九州全体の構造の中での別府-万年山 断層帯の構造を考察した。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、1993年から2013年7月までの震源および読み取り値を使って、九州内陸の 浅発地震(30km 以浅)の震源再決定を行った。再決定には Saiga et al. (2010)および Hori et al. (2006)の3次元速度構造モデルを用いた。これらの再決定震源40981個に ついて、地震発生層下限を示すパラメータである D90 の深度を緯度・経度 0.15 度ごとの グリッドごとに求めた。グリッド分布は 0.075 度ずつずらしたものについても D90 を計 算し、平滑化された空間分布を得た。得られた D90 の分布を図1右に示す。別府-万年 山断層帯においては D90 が 7-10km となっており、他地域に比べて地震発生層下限が浅 くなっていることが明らかになった。この領域と、中尾・ほか(2005)や Wallace et al. (2009)による GPS から得られたせん断ひずみの空間分布を比較すると、せん断ひずみの 大きい部分と D90 の浅い部分がほぼ対応していることがわかる (図1)。これは数年程度 の期間の地殻変動との対応を示すものであり、地殻の弾性応答を見ているものであると 考えられる。そのため、D90 が示す地震発生層下限が九州内陸の弾性的な変形に大きく 寄与していることが明らかになった。一方、九州内陸の地殻応力場については Matsumoto et al. (2015) によって九州全域の発震機構解データを基に解析されている。それらに よると図2に示す通り、別府-万年山断層帯においてはほぼ南北伸長が卓越する正断層 応力場が得られており、この地域に活断層が発達する応力場とほぼ一致していることが 明らかになった。

比抵抗構造探査の予備調査は由布院東部、由布岳一鶴見岳の中間部、鶴見伽藍岳の3か所を選定し、Metronix 社製 ADU07e システムにより電場2成分、磁場3成分の時系列データをそれぞれ2週間取得した。サンプリング周波数は夜間(2~3時)のみ1024Hz、それ以外は32Hzとした。解析は、まず霧島火山の32Hz 磁場時系列データ、気象庁柿岡地磁気観測所の1Hz 磁場時系列データを用い Remote reference 処理(Gamble et al., 1979)により電場一磁場周波数応答関数を求めた。計算にはBIRRP(Chave and Thomson, 2004)を用い200~0.001Hzの周波数帯において比抵抗構造推定に使用出来る質の周波数応答関数を得た(図3)。周期0.001Hzは、地下が電磁波の減衰が大きい低比抵抗体(1Ωm 均質)で占められていると仮定しても、探査深度(skin depth)が15km に相当し、本調査地域では、1観測点において2週間程度データを取得すれば深さ15km程度までの深部比抵抗構造推定が可能であることが明らかになった。得られた周波数応答関数は電流が南北に流れるモード(図3中のZxy)において長周期の位相が90°を超えている。この特徴はMT法解析における異常位相(anomalous phase, out of quadrant phase)と呼ばれ、この地域の3次元性が非常に強いことを示している。異常位相は1次元、2次元構造で

は説明が困難なため、比抵抗構造推定には3次元解析が必須であり(Ichihara and Mogi, 2009; Aizawa et al., 2014)、H27 年度の本調査は3次元解析を念頭に観測点を配置すべきことが明らかになった。

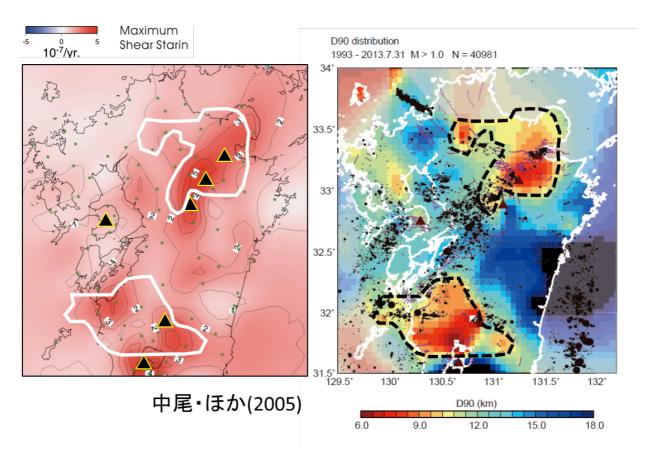


図1 GPS で求められた中尾ほか(2005)によるせん断ひずみ分布(左)と D90 深さ分布(右) D90 の浅い領域を白実線(左図)黒破線(右図)で示す。左図中の▲は活火山。

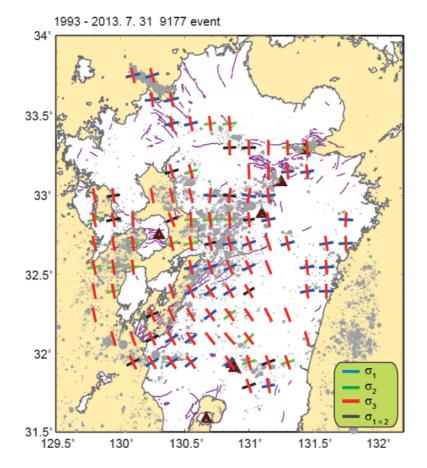


図2 発震機構解から求められた主応力方向(Matsumoto et al., 2015)。青、緑、赤実線はそれぞれ最大、中間、最小主圧縮応力方向を示す。黒実線は最大主応力および中間主応力がほぼ同じ値を持つことを示している。

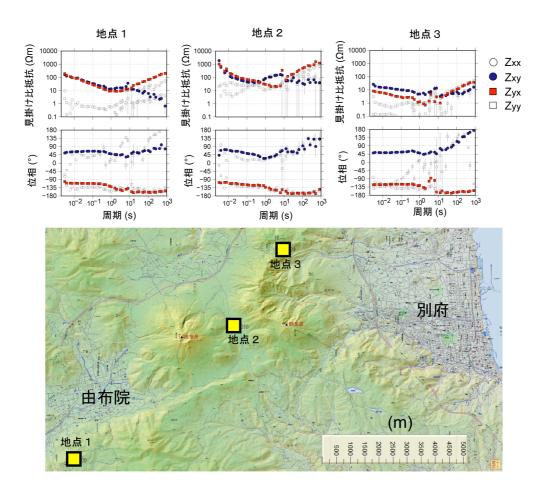


図3 比抵抗構造予備調査によって得られた周波数応答関数。色つきはインピーダンステンソルの非対角成分、モノクロは対角成分をそれぞれ示す。縦棒は標準誤差(Chave and Thomson, 2004) を示す。

(c) 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解析することにより、別府-万年山断層帯下で得られた浅い地震発生層下限のさらに下部において、不均質構造を詳しく調査し、活動に及ぼす影響等を調査していく必要がある。

MT法の深部比抵抗構造推定について、懸念されていた人工ノイズの影響は致命的ではないことが予備調査により明らかになった。また1次元、2次元構造では説明が困難なデータが得られたため、H27年度の本調査は3次元解析を念頭に観測点を配置すべきことが明らかになった。

(d) 引用文献

Aizawa, K., Koyama, T., Hase, H., Uyeshima, M., Kanda, W., Utsugi, M., Yoshimura,

R., Yamaya, Y., Hashimoto, T., Yamazaki, K., Komatsu, S., Watanabe, A., Miyakawa, K., and Ogawa, Y., Three-dimensional resistivity structure and magma plumbing system of the Kirishima Volcanoes as inferred from broadband magnetotelluric data: Journal of Geophysical Research-Solid Earth, v. 119, p. 198-215, 2014

Chave, A.D., and Thomson, D.J., Bounded influence magnetotelluric response function estimation: Geophysical Journal International, v. 157, p. 988-1006, 2004

Gamble, T.D., Clarke, J., and Goubau, W.M., Magnetotellurics with a remote magnetic reference: Geophysics, v. 44, p. 53-68, 1979

Hori, M., et al., Three-dimensional seismic velocity structure as determined by double-difference tomography in and around the focal area of the 2005 west off Fukuoka Prefecture earthquake, Earth Planets Space, 58, 1621–1626, 2006.

Ichihara, H., and Mogi, T., A realistic 3-D resistivity model explaining anomalous large magnetotelluric phases: the L-shaped conductor model: Geophysical Journal International, v. 179, p. 14-17, 2009

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.

中尾茂,三浦哲,佐藤俊也,GEONET により観測された九州のひずみ変化について,地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会予稿集,D007-013,2005.

Saiga, A., S. Matsumoto, K. Uehira, T. Matsushima, and H. Shimizu, Velocity structure in the crust beneath the Kyushu area, Earth Planets Space, 62, 449-462, doi: 10.6047/eps.2010.02.003, 2010.

Wallace, L. M., S. Ellis, K. Miyao, S. Miura, J. Beavan, J. Goto, Enigmatic, highly active left-lateral shear zone in southwest Japan explained by aseismic ridge collision, Geology, 37, 2, 143–146; doi: 10.1130/G25221A.1, 2009.

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 惠二
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ィ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する。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る。さらに、断層帯構造の解明のための稠密重力調査を継続する。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する。

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 26 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、特に反射法地震探査については、既存データの再解析やディ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。

(b) 業務の成果

(i) 反射法地震探査: 既存資料の収集と整理・再解析・ディジタル化

本業務では、別府湾及び周辺陸域において関係機関によって取得された既存データを解析対象測線として、最新の反射法地震探査データ解析技術を適用し、別府-万年山断層帯 (大分平野-湯布院断層帯東部)の断層分布及び深部形状の把握、中央構造線断層帯との接合関係の解明、さらには、別府湾及び周辺陸域における三次元構造モデル構築に資する地下構造断面図の作成が目的とされた。

• 再解析対象測線

本業務では、別府湾及び周辺陸域における下記の6調査の既存構造探査データが再解析の対象とされた。図4に再解析対象測線図を示す。

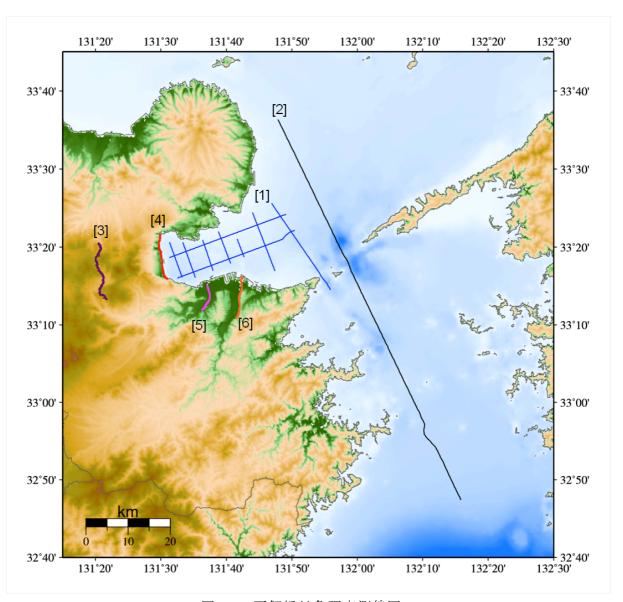


図4 再解析対象調査測線図。

- [1] 京都大学理学部 1988 年度 別府湾地質構造探査(伊予灘地質構造探査を含む) 調査測線...10 測線, 総測線長...142.5km
- [2] 京都大学理学部 1990 年度 豊後水道地質構造探査 調査測線...1 測線, 測線長...100km
- [3] 京都大学理学部 1994 年度 由布院盆地バイブロサイス調査 調査測線...1 測線, 測線長...18.8km
- [4] 京都大学理学部 1989 年度 別府陸域バイブロサイス調査 調査測線...1 測線, 測線長...11.0km
- [5] 大分県(文部科学省地震関係基礎調査) 1999 年度 大分川左岸バイブロサイス調査 調査測線...1 測線, 測線長...3.0km
- [6] 大分県(文部科学省地震関係基礎調査) 2001 年度 大野川右岸バイブロサイス調査 調査測線...1 測線, 測線長...5.4km

上記解析対象の内、大分川左岸バイブロサイス調査及び大野川右岸バイブロサイス調査

に関しては、2007年度に(独)産業技術総合研究所によって各測線の南部延長位置において 反射法地震探査データが取得されている。これらの探査測線は、大分川左岸で 4.3km(豊肥本線鉄道橋-七瀬川合流点)、大野川右岸で 5.3km(新殿-杵河内)であり、堆積平野の基本構造と主要断層群の詳細構造把握に資する目的で、解析対象に加えることとした。但し、京都大学理学部によって 1989年度に取得された別府陸域バイブロサイス調査データに関しては、フィールド記録及び重合処理記録がディジタルデータとしては、残存していないため、紙面で残存する CMP 重合記録断面図をスキャナーで読み取り、ディジタルデータを生成し、重合後の信号強調処理、時間マイグレーション及び深度変換を実施した。

・別府湾及び豊後水道地質構造調査データ再解析

① 対象測線及びデータ取得仕様概要

別府湾地質構造調査は、平成元年1月30日から同年2月9日の期間に京都大学理学部によってデータ取得が実施された。調査測線として、東北東-西南西方向の2測線及び、これらに直交する北北西-南南東方向の7測線の計9測線(測線長..138.3km)が別府湾内に設定された。豊後水道地質構造調査は、平成2年8月5日から同年8月8日の期間に京都大学理学部によってデータ取得が実施された。調査測線は、国東半島東方沖合から別府湾口、豊予海峡(速吸瀬戸)を通り、豊後水道を南下し高知県宿毛湾沖合に至る100.188kmの区間に設定された。本調査海域は全般的に多数の航行船舶による船舶ノイズが非常に高く、また、潮流の影響によるケーブル偏倚は最大15度に達した。

以下、取得データの測定仕様について、その特徴的な概要を述べる。

- [1] 別府湾構造探査データの最大オフセットは約 664m であり、最新技術によるデータ再解析を前提としても、深部構造抽出における速度解析精度の低下、走時差準拠型の多重反射波抑制処理の適用限界、さらには、浅部急傾斜構造に関する受振範囲(Aperture)の不足等の問題は否めない。一方、豊後水道地質構造調査データの有効最大オフセットは約 1470m であり、こうした問題点はある程度緩和されると考えられる。また、別府湾構造探査データのチャンネル数は 24 であり、発震記録内におけるマルチトレース型のデータ処理に関しては適用限界が存在する。
- [2] エアガンアレイに関しては、豊後水道構造探査では同調配列によるクラスター型'Sleeve'アレイが採用され、安定したエアガン基本波形が確保された。一方、別府湾地質構造データでは、300cu. inch の単一エアガン(Bolt1500B)が両舷から曳航され、バブルノイズがデータに残存している。
- [3] 別府湾構造探査データに関しては、測位システムとして'SYLEDIS'が採用され、杵築、 別府及び佐賀関に陸上基地局が設置され、その測位精度は 1-3m が担保されている。一方、豊後水道構造探査データに関しては、測位システムとして LORAN-C が採用され、 その測位精度は 30-400m である。但し、豊後水道構造探査の Line-J は、別府湾構造探査データの東端測線である Line-H から約 7-11km 沖合に位置し、両データの交点は存在しないため、位置精度の問題は顕在化しないと考えられた。
- [4] 両調査のケーブル曳航深度は 10-12m であり、海面ゴーストを考慮すると、その有効周波数帯域の上限は 60Hz 程度に限定される。

表1に、別府湾及び豊後水道地質構造調査のデータ取得仕様一覧を示す。

			豊後水道1990
		,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	
	震源	Bolt 1500B	WGC Sleeve Array
	ガン容量及び圧力	(600cu.in.,1800psi)	(2250cu.in.,2000psi)
震源	ガン深度	7m	7m
	発震間隔	25m	26.33m
	Compressor	APS-F2-250	LMF 230-HD
	受振システム	AMG	LRS-16A Digital
海上受振	受振器	Hydrophone(P-38)	Hydrophone (LRS2510 WM2-36)
	ケーブル深度	10.0m	12.0m
	受振点間隔	25m	26.66m
	受振点(チャンネル数)	24	48
	Near-offset GAP	88.60m	217.68m
	サンプル間隔	2msec	2msec
記録システム	記録長	5sec	6sec
	探鉱機	TI DFS-V	LRS-16A
	Filter	8Hz(18dB/oct) - 128Hz(70dB/oct)	6Hz(18dB/oct) - 188Hz(156dB/oct)
	極性	Compression='Negative'	Compression='Negative'
	Format	SEGB	SEGD
測位システム	電波測量	Sercel SYLEDIS	Loran-C + NNSS
例1立ンヘデム	航法システム	JX-7000A	WISDOM

表 1 別府湾及び豊後水道地質構造探査 データ取得仕様一覧。

② 標準データ再解析

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、発震点内挿 処理によるオフセット分布の均一化と共に、各種多重反射波の抑制・予測解析であった。 以下に、その概略を記載する。

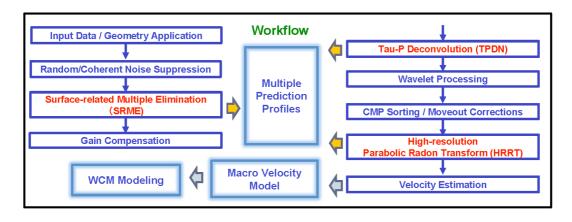
[1] 発震点内挿処理によるオフセット分布の均一化

共通受振点データを構築し、周波数-空間領域予測フィルターによって、反射面傾斜を 考慮した発震点内挿処理を実施した。この内挿処理によって、各 CMP アンサンブル内のオフセット分布は均一化され、特に浅層部における解像度の向上に寄与した。

[2] 複合型多重反射波抑制処理

別府湾内の水深は 80m 以浅であり、周期 100m 以下の短周期多重反射波が卓越する。一方、豊後水道に関しては、速吸瀬戸(豊予海峡)を中心に水深が 200m を越える区間が存在し、長周期から短周期にかけて様々な多重反射波が混入している。本データ解析においては、こうした多重反射波について三種類の抑制手法を複合化した処理を適用した。短周期多重反射波については、線型ラドン変換領域におけるデコンボリューション法を、中周期多重反射波については放物線ラドン変換法を、長周期多重反射波の推定についてはSRME(Surface-related Multiple Elimination)法(Verschuur (2006))を採用した。別府湾周辺の既存データについては、曳航ケーブル長が別府湾内に関して 665m、豊後水道に関

して 1470m と限定され、データ取得仕様上、十分な抑制効果は期待できない。しかし、多重反射波を複合的に予測し、記録断面図に重複表示させることによって、解釈作業の最適化に資するデータの提示が可能となった(阿部他(2013)。図 5 に、複合型多重反射波抑制処理の基本概念図を示した。



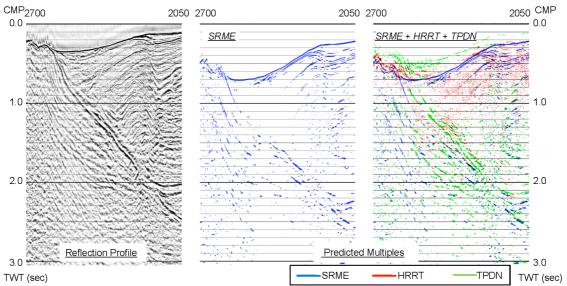


図 5 複合型多重反射波抑制処理手法のワークフロー(上)及び抽出された多重反射波抑制結果(下)。下図について、左は豊後水道データ(Line-J)に関する重合処理結果であり、中央は SRME 法によって予測された多重反射波群、右は全手法によって予測された多重反射波群を示した。

SRME 法は波動方程式に準拠し、データ内の2トレースに対するコンボリューションを通じて、一次反射波から海面に節点が存在する多重反射波を自動合成し、取得記録から減算する手法である。SRME 法による処理は基本的にパラメータテストを必要としないため、解析者の判断に左右されない客観的な結果を得ることができる利点がある。また、走時差に準拠する抑制手法と異なり、ケーブル曳航長が比較的短いデータに関しても適用性が高い。一方、周期 200msec を超える長周期多重反射波を除去する手法として、一次反射波と多重反射波の走時差を指標にする各種のアルゴリズムが存在する。この内、放物線ラドン変換法に代表される走時差準拠型の抑制手法は、多重反射波除去処理後の一次反射波の非線形波形歪みが小さい利点がある。しかし、走時差の小さいニアオフセット部分における抑制

効果の低下、鉛直速度勾配が小さい場合、Differential NMO量に依存した分解能低下等の問題点が存在する。別府湾内の水深は相対的に浅いため、短周期の多重反射波と共に、屈折多重反射波も卓越している。そのため、多重反射波の周期性に準拠する線型ラドン変換領域におけるデコンボリューション処理を採用した。この線型ラドン変換領域では多重反射波の周期性が担保されるため、予測型デコンボリューションによって効果的に抑制処理を適用することが可能である。

③ 高精度イメージング解析

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 (Aoki et al., 2010)による高精度イメージング処理を実施した。本解析では、先ず、MDRS 法の第一段階とし 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 を併せた所謂'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湾内には様々な断層群が発達し、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6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 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7に MDRS 解析データ処理フロー(標準解析を含む)を示す。

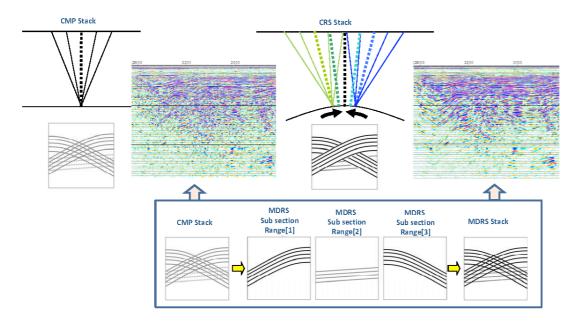


図6 MDRS解析に関わるデータ処理概念図。

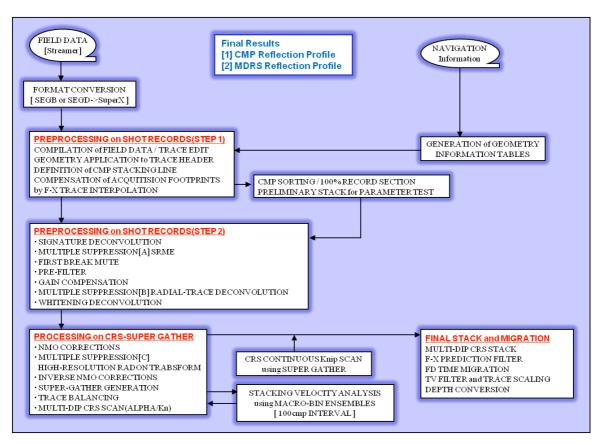


図7 別府湾及び豊後水道地質構造調査データに関する MDRS解析データ処理フロー図(標準解析を含む)。

④ データ再解析結果

本解析業務では、別府湾及び周辺陸域における既存反射法データについて、統一パラメ

ータによる標準データ再解析を実施すると共に、微弱な深部反射波の抽出を前提とした高 精度イメージング解析が適用された。別府-島原地溝帯北東端に位置する別府湾内の複雑な 構造を把握する上で、非常に重要な解析技術要素は、第一に、複合型多重反射波抑制処理 であった。従来の反射法断面図では、海底多重反射波を含む多様な'Surface-related'型多 重反射波、層間多重反射波及び屈折多重反射波によって、構造解釈が困難な場合が存在し た。本解析では、短周期多重反射波については、線型ラドン変換領域におけるデコンボリ ューション法を、中周期多重反射波については放物線ラドン変換法を、長周期多重反射波 の推定については SRME 法を採用し、その複合化を通じて多重反射波の抑制を図った。こう した多重反射抑制処理においては、その処理過程において、前処理後の発震記録を入力と した多重反射波の予測トレースの抽出が容易であり、抽出された予測トレースについて重 合処理を適用することによって重合記録上での対比が可能である。こうして抽出された多 重反射波トレースを発震記録あるいは重合記録に関して、カラー化表示させた重複図面を 作成することによって、多重反射波の可視化が実現され、構造解釈上の強力な補助ツール となることが確認された。第二の解析技術要素は、先第三系基盤に付随する微弱な深部反 射波抽出の観点から適用した'Multi-Dip'型 CRS(MDRS)処理であった。この MDRS 処理で は、'Super Gather'を構築するアパチャー及び傾斜分割範囲に関して十分なパラメータ テストが実施され、MDRS センブランスアトリビュートを参照した場合、抽出された深部反 射波が十分に有意であることが確認された。図8に別府湾-豊後水道海域調査測線の位置図 (CMP 重合測線)を示す。



図8 別府湾-豊後水道海域調査測線位置図(CMP 重合測線)

本再解析を通じて得られた重合時間断面図に関して、1989年当時の解析結果との比較図面を図9及び図10に示す。再解析によって、領家帯及び三波川帯基盤岩相当の深部反射

波列が抽出されると共に、浅部堆積層内の短波長不均質構造に伴う褶曲及び横ずれ成分を 持つ断層群の把握に資する顕著な品質改善が図られた。

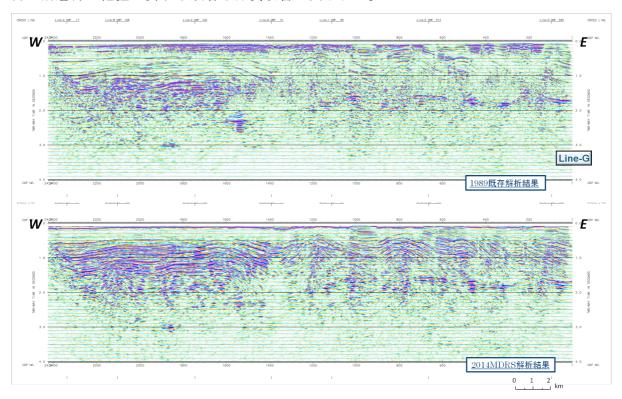


図 9 データ解析比較重合記録(Line-G)(上)旧解析(1989年)(下)再解析(2014年)

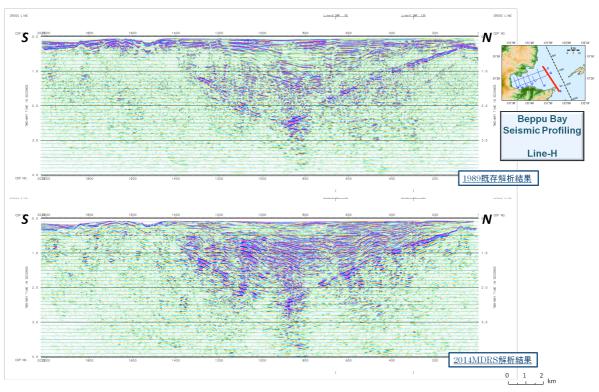


図 10 データ解析比較重合記録(Line-H) (上)旧解析(1989年)(下)再解析(2014年)

本解析では、多重反射抑制処理において抽出された多重反射予測トレースを発震記録あ

るいは重合記録に関して、カラー化表示させた重複図面を作成することによって、多重反射波の可視化が実現された(図 11)。また、MDRS 解析を通じて推定された反射波指標であるセンブランス及び自動抽出された速度情報等が、付帯情報としてもたらされた(図 12)。

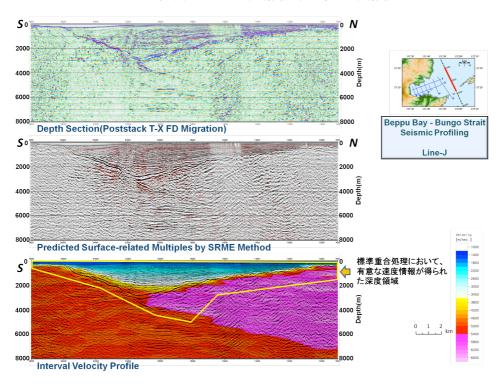


図 11 多重反射波抑制処理に付随する各種情報

(上)深度断面図 (中)抽出された多重反射波群(赤色) (下)推定された区間速度分布

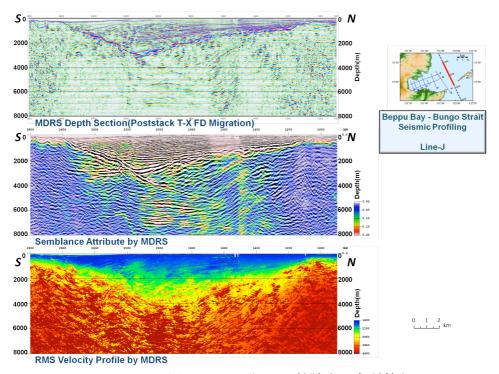


図 12 MDRS 処理に付随する各種情報

(上)深度断面図 (中)センブランス分布 (下)自動抽出された重合速度分布 次に、今回の再解析を通じて得られた最終的な深度断面図について、標準処理及び MDRS

処理を併置して以下に示す(図 13-17)。

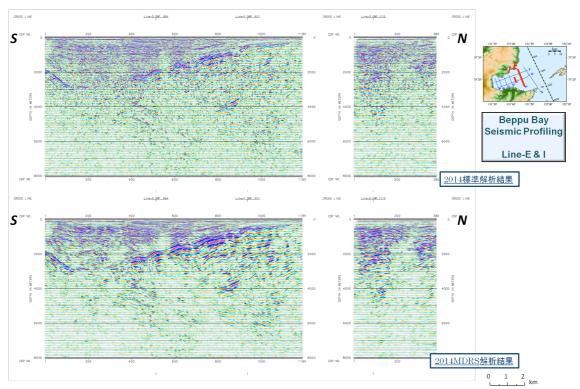


図 13 再解析結果(Line-E<左>及びLine-I<右>)

(上)標準処理深度断面図 (下)MDRS 処理深度断面図

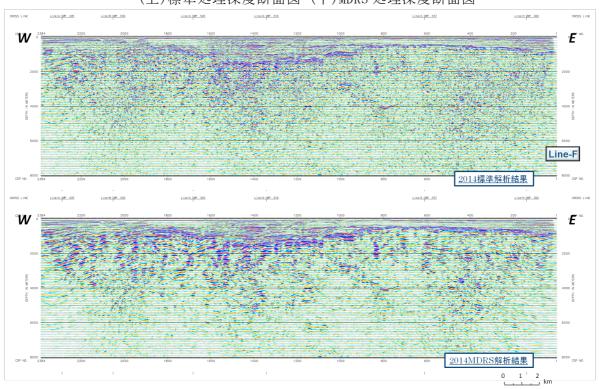
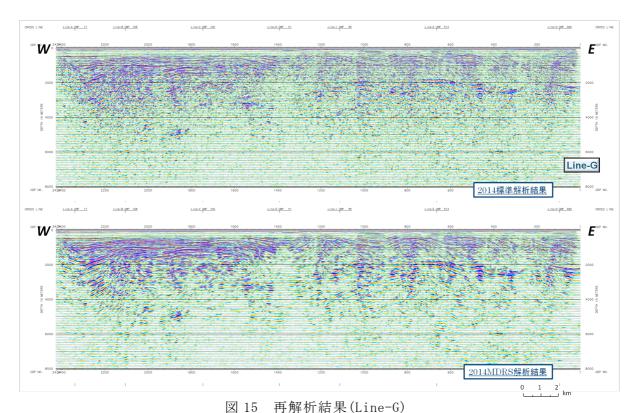


図 14 再解析結果(Line-F)

(上)標準処理深度断面図 (下)MDRS 処理深度断面図



(上)標準処理深度断面図 (下)MDRS 処理深度断面図

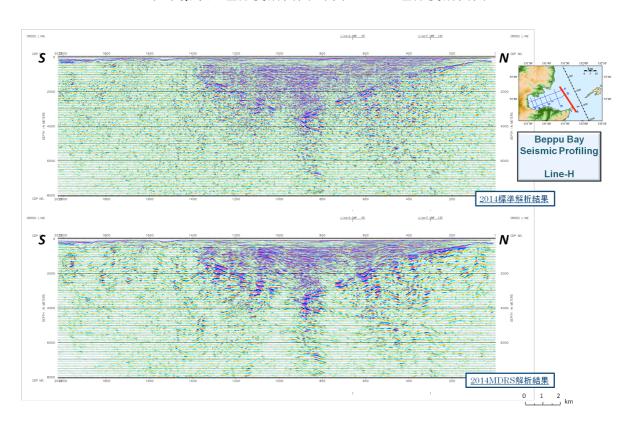


図 16 再解析結果(Line-H) (上)標準処理深度断面図 (下)MDRS 処理深度断面図

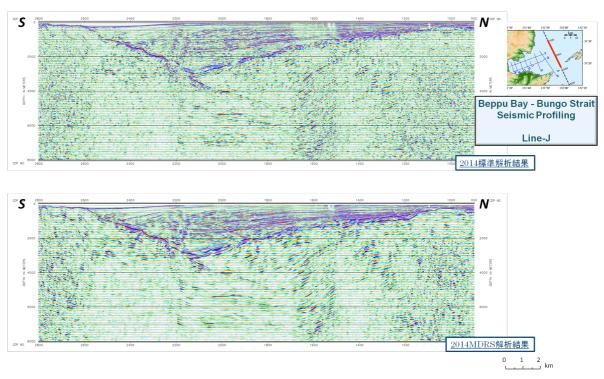


図 17 再解析結果(Line-J) (上)標準処理深度断面図 (下)MDRS 処理深度断面図

図 18 に別府湾周辺データに関する CMP 重合深度記録に関する鳥瞰表示図を示す。今後、本再解析結果が、スケルトン解析等の反射パターン認識、多重反射波予測トレースの精査、さらには重力モデリングを通じて、中央構造線の構造把握、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に帰結することが期待される。

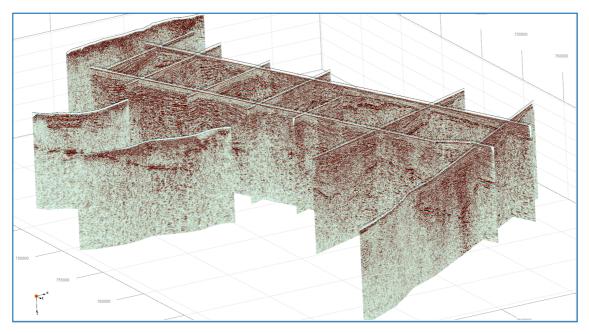


図 18 別府湾周辺データ再解析結果に関わる鳥瞰表示図

・大分平野-別府陸域地質構造調査データ再解析

① 対象測線及びデータ取得仕様概要

先ず、大分平野大野川及び大分川周辺における既存データに関して、調査測線及びデー タ取得仕様の概要を記述する。図 19 に CMP 重合測線に関する測線位置図を示す。大分平野 における既存調査としては、1999年度に実施された大分県(文部科学省地震関係基礎調査 交付金調査)による大分川左岸地下構造調査の南部延長部(豊肥鉄道鉄道橋-七瀬川合流点)、 及び 2001 年度に実施された大分県(文部科学省地震関係基礎調査交付金調査)による大野 川右岸地下構造調査の南部延長部(新殿-杵河内)において、(独)産業技術総合研究所によっ てバイブロサイス探査データが取得されている。両機関による構造探査データに関しては、 約 500m の重複区間が設定され、統合探査結果として反射法地震探査データ解析が可能であ り、統合測線長は大分川左岸測線に関しては約 7.1km、大野川右岸測線に関しては約 10.4km である。表2に解析対象測線に関わるデータ取得仕様一覧を示す。調査地域は、大分平野 の市街地に位置し、大型バイブレータ1台による稠密発震点確保及びノイズ環境を考慮し て、河川敷周辺に設定され、受振点及び発震点間隔は、各々、標準20m及び10mである。 両測線共に、大分県-産業総合技術研究所の測線接続箇所 500m 区間においては、重合数低 減と共に、最大オフセットが 1000m まで低下し、三波川変成岩相当の基盤構造に関わる影 響が生じた。また、大分県の大野川右岸地下構造調査に関しては、発震点に関して受振展 開が北側に設定され、北傾斜反射面の抽出精度が一部低下している。両測線共に、保安要 件が確保できることを前提にバイブレータ台数及び発震エネルギーの調整を踏まえて最大 限の発震点が設定され、調査測線全域に亙って稠密発震点が確保された。

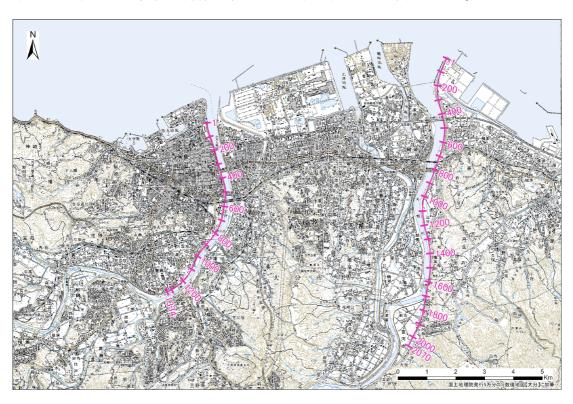


図 19 大分川-大野川バイブロサイス調査 調査測線図(CMP 重合測線位置図)

調査測線				
調査名	大野川右岸バイブロサイス(北部)	大野川右岸バイブロサイス(南部)	大分川左岸バイブロサイス(北部)	大分川左岸バイブロサイス(南部)
測線名	01-A	07-A	99-A	07-B
調査実施機関	大分県(交付金調査)	(独)産業技術総合研究所	大分県(交付金調査)	(独)産業技術総合研究所
調査期間	2001年9月8日-9月15日	2007年3月1日-3月7日	1999年8月24日-8月29日	2007年3月7日-3月12日
測線長	5.6km	5.57km	3.0km	4.56km
発震系パラメータ				
震源	大型バイブレータ(Y2400)	大型バイブレータ(Y2400)	大型バイブレータ(Y2400)	大型バイブレータ(Y2400)
バイブレータ台数	1台	1台	1台	1台
標準発震点間隔	10m	10m	10m	10m
スイープ長	22sec	20sec	20sec	20sec
発震回数/発震点	5回	5回	10回	5回
スイープ周波数	6-90Hz(TP=0.4sec)	8-90Hz(TP=0.3sec)	8-90Hz(TP=0.4sec)	8-90Hz(TP=0.3sec)
スイープタイプ	Linear-up	Linear-up	Linear-up	Linear-up
バイブレータアレイ長	B-B	B-B	B-B	B-B
総発度点数	550点	528点	304点	350点
受振系パラメータ				
受振点間隔	20m	20m	20m	20m
受振器種別	SM-7(10Hz)	SM-7(10Hz)	SM-7(10Hz)	SM-7(10Hz)
受振器数/受振点	9個組	9個組	9個組	9個組
受振器アレイ長	Banching	Banching	Banching	Banching
展開パターン	終点発展(発展点南端) 固定展開	終点発震(発震点北端) 固定展開	固定展開	終点発震(発震点北端) 固定展開
展開長	2.98km	2.0km	3.03km	2.0km
受振測線長(有線テレメトリー)	5.6km	2.0km	3.03km	2.0km
受振点数(有線テレメトリー)	279点	278点	151点	229点
総受振点数	279点	278点	151点	229点
展開設定に関わる特記事項				
記録系パラメータ				
有線テレメトリーシステム	GDAPS-4A	GDAPS-4A	GDAPS-4A	GDAPS-4A
利得制御	24bit Delta-Sigma	24bit Delta-Sigma	24bit Delta-Sigma	24bit Delta-Sigma
サンプルレート	2msec	2msec	2msec	2msec
チャンネル数	179-298ch	101-148ch	151ch	101-151ch
Diversity Edit パラメータ	W=2.0sec, α=3.0	W=2.0sec, α=3.0	W=2.0sec, α=3.0	W=2.0sec, α=3.0
プリアンプゲイン	24dB	24dB	24dB	24dB
相互相関	CAS	CAS	CAS	CAS
記録長	4sec	4sec	4sec	4sec
アナログフィルター	-	-	-	-

表 2 大分川-大野川バイブロサイス調査 データ取得仕様一覧

次に、由布院盆地既存データに関して、調査測線及びデータ取得仕様の概要を記述する。 本調査測線は、大分県旧湯布院町(現由布市)を中心として南北に延びる地域に位置する。 測線東側には由布岳、飛岳、立石山が、西側には高尾山、福万山、高陣ヶ尾等の活動期の 新しい火山が分布している。調査測線は南側 14.0km が大分郡旧湯布院町(現由布市)、北側 4.8km が宇佐郡旧安心院町(現宇佐市)管内に位置している。調査測線は、大型バイブレー 夕震源の発震点を最大限確保する観点から、別府-島原地溝帯南部に位置する旧町道中川-下湯平線、JR 久大本線周辺の由布院盆地水田地域における旧町道、県道安心院-由布院線 に沿って設定された。発震測線の屈曲度は比較的大きく、また測線内の高低差は比高変化 にして 250m に達する。また、本調査は、平成7年1月16日-2月2日までの18日間に亙 って実施された。当該測線では、南端部及び北端部で各々250、300 チャンネルの固定展開 とし、他の測線中央部では展開長 6.25km(250 チャンネル、北側 1.6km-南側 4.65km 非対称 中点展開)の移動展開方式による標準的な反射法地震探査データが、大型バイブレータ3 台によって取得された。受振点及び発震点間隔は、各々、標準 25m 及び 50m である。本調 査に関しては、調査測線の屈曲を考慮すると、有効オフセットは展開北側で約 1.5km、展 開南側で約 3.7km である。展開長 6.0km(標準 240 チャンネル、受振点間隔 25m)の非対称中 点展開方式でデータ取得がなされている。各展開に関して発震点位置は南端から 4.0kmの 地点に設定されている。従って、由布院盆地における深度約 2km の先新第三系基盤構造抽 出には、適切な最大オフセットが確保されていると考えられる。しかしながら、非対称中 点展開のオフセット距離を勘案すると、深部反射面への感度は、北へ傾斜する反射面に関

しては高いが、南へ傾斜する反射面については低い傾向を持つ。但し、VP. 481 以降では、 南傾斜の別府北断層に関わる構造傾斜を考慮して、北側オフセット展開長を徐々に増加させる展開パターンに変更された。また、発震間隔は標準 50m である。本調査では、保安要件が確保できることを前提にバイブレータ台数及び発震エネルギーの調整を踏まえて最大限の発震点が設定されたが、周辺構造物及び埋設管への対応が必要であり、受振展開に関して発震点が確保できた区間は約 60%に止まった。

陸域データに関する最後の解析対象は、平成2年1月8日-19日までの12日間に亙って取得された別府湾西岸におけるバイブロサイス調査データである。この別府湾西岸測線は、大分県速見郡日出町より、国道10号線日向街道沿いに、別府市街南東端を経て大分市との境界に至る約11.2kmの測線であり、大型バイブレータ2台を用いて、展開長約960mの移動展開(北端発震)によってデータが取得された。国道10号線は非常に車両通行量が多く、大型車両に起因する顕著なノイズレベルを回避するための、発震作業は夜間に実施された。

図 20 に由布院盆地及び別府湾西岸バイブロサイス調査に関する CMP 重合測線図を示す。

図 20 由布院盆地(左)及び別府湾西岸(右)バイブロサイス調査 調査測線図(CMP 重合測線位置図)

また、両測線に関するデータ取得仕様一覧を表3に示した。

調査測線		
調査名	由布院盆地バイブロサイス	別府陸域バイブロサイス
測線名	Y94-A	89-A
調査実施機関	京都大学理学部	京都大学理学部
調査期間	1995年1月16日-2月2日	1990年1月8日-1月19日
測線長	18.8km	11.18km
発震系パラメータ		
震源	大型バイブレータ(Y2400)	大型バイブレータ(Y900)
バイブレータ台数	3台	2台
標準発震点間隔	50m	40m
スイープ長	20sec	16sec
発震回数/発震点	16回	15回
スイープ周波数	8-50Hz(TP=0.3sec)	10-56Hz
スイープタイプ	Linear-up	Linear-up
バイブレータアレイ長	50m	40m
総発震点数	227点	208点
受振系パラメータ		
受振点間隔	25m	20m
受振器種別	SM-7(10Hz)	L-410(10Hz)
受振器数/受振点	9個組	24個組
受振器アレイ長	25m	20m
展開パターン	非対称中点発震 1(North):3(South)	終点発震(発震点北端)
展開長	6.25km	0.96km
受振測線長(有線テレメトリー)	18.8km	11/18km
受振点数(有線テレメトリー)	753点	569点
総受振点数	753点	569点
展開設定に関わる特記事項		
記録系パラメータ		
有線テレメトリーシステム	GDAPS-3	DFS-V
利得制御	I.F.P	I.F.P
サンプルレート	4msec	2msec
チャンネル数	250ch	48ch
Diversity Edit パラメータ	W=26.0sec, α=1.0	-
プリアンプゲイン	36dB	36dB
相互相関	CAS	-
記録長	6sec	21sec(相互相関前)
アナログフィルター	8Hz(18dB/oct) - 90Hz(72dB/oct)	8Hz(18dB/oct) - 128Hz(70dB/oct)

表3 由布院盆地(左)及び別府湾西岸(右)バイブロサイス調査 データ取得仕様一覧

② データ再解析

陸域データ再解析に関しては、各種ノイズ抑制処理、屈折波-反射波静補正、ウェーブレット処理、速度推定及びマイグレーション処理に関わる総ての処理ステップを見直した。 陸上探査記録における各種ノイズは、その発生源及び波線経路が多岐に亙るが、大別して、ランダムノイズ、分散性の強い表面波に代表されるコヒーレントノイズ、さらには車両通行等に起因する強振幅一過性ノイズに分類される。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4に各種ノイズ抑制処理手法の一覧を示す。由布院盆地バイブロサイス記録に関しては、火山岩分布に起因する後方散乱ランダムノイズを主たる対象として、F-X 予測フィルターを主体とする抑制処理を選択した。また、大分平野バイブロサイス記録に関しては、分散性表面波及び屈折多重反射波が卓越し、F-X 速度フィルター及び線型ラドンフィルターを複合化した抑制処理を適用した。

また、高精度イメージング再解析として、別府湾-豊後水道海域データと同様にマルチディップ型 CRS 法 (MDRS 法) を採用した。複合型ノイズ抑制処理と MDRS 解析に関する比較重合記録例を図 21 に示す。

さらに、大分平野-別府陸域地質構造調査データに関わる再解析データ処理フロー(標準解析及び MDRS 解析)を図 22 に示す。

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	/可け167/d.39L3MV幅ノイス	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		不規則ジオメトリへの対応困難
	F-X速度フィルター	コヒーレントノイズ	不規則ジオメトリへの対応可能
	線型ラドン変換法		ארידי Hac
アレイフォーミング型	ビームスティアリング法	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

表 4 各種ノイズ抑制処理手法。

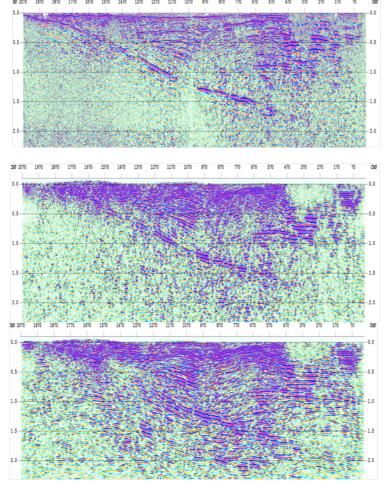


図 21 陸域データ再解析に関わる比較図面

(大野川バイブロサイス記録) (上)複合型ノイズ抑制処理を 伴わない既存 CMP 重合記録 (中)複合型ノイズ抑制処理を 適用した新規 CMP 重合記録 (下)複合型ノイズ抑制処理を 行ったデータに関して MDRS 解 析を適用した新規重合記録

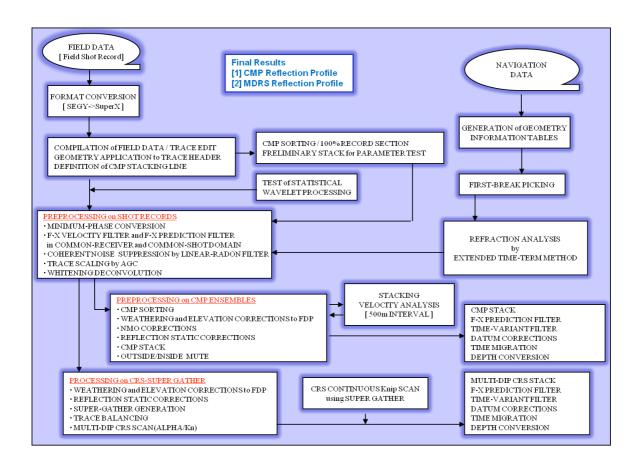


図 22 大分平野-別府陸域地質構造調査データに関する MDRS解析データ処理フロー図(標準解析を含む)。

③ データ再解析結果

陸域データに関する再解析作業において、各種ノイズ抑制処理を経て、'Multi-Dip'型 CRS (MDRS) 処理を適用することによって、当該地域における三波川変成岩帯及び領家帯花崗岩基盤の構造解釈に資する深部反射波列の抽出が可能となった。また、由布院盆地北部においては、深度約7.0-8.0kmにおいて有意な反射波群が抽出され、脆性-延性境界に相当する上部地殻下部の反射波列に該当する可能性が示唆された。

由布院盆地バイブロサイスデータに関する再解析結果について、CMP 重合速度-時間断面の重複表示図及び深度断面図を図 23 に示した。また、大分平野における大分川左岸及び大野川右岸における既存データの再解析結果として、既存重合時間断面図、MDRS 解析時間断面図及び深度断面図を、図 24 及び図 25 に示した。

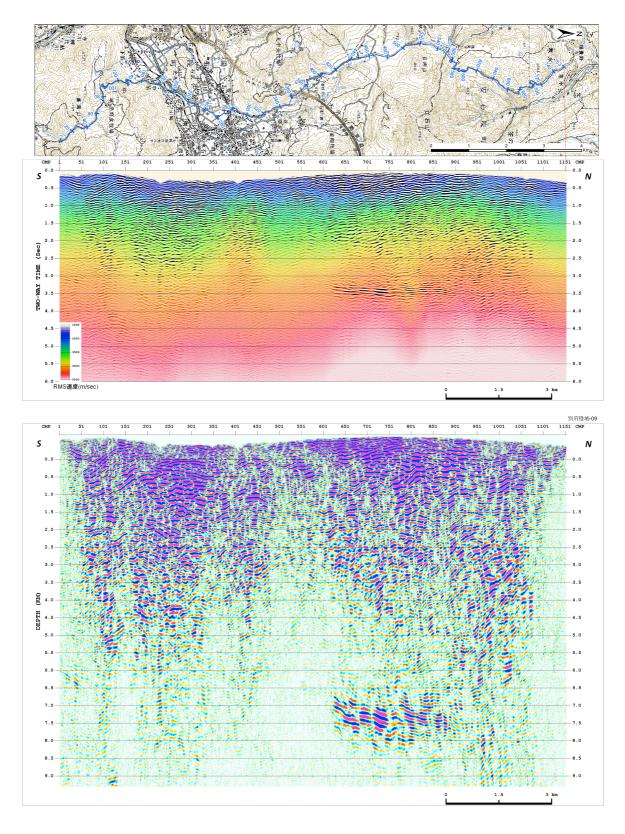


図 23 由布院盆地バイブロサイス調査 再解析結果 (上) CMP 重合速度-時間断面重複表示図(下)深度断面図(CMP 重合処理結果)

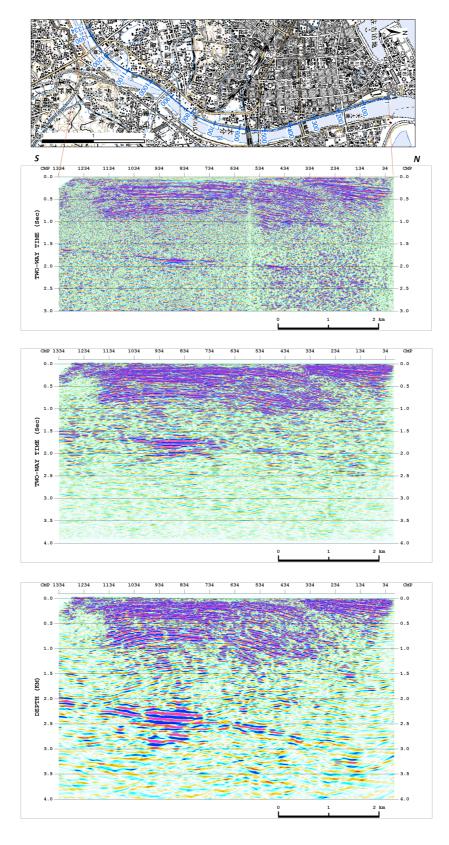


図 24 大分川左岸バイブロサイス調査 再解析結果 (上)既存解析時間断面図 (中)時間断面図(MDRS 解析)(下)深度断面図(MDRS 解析)

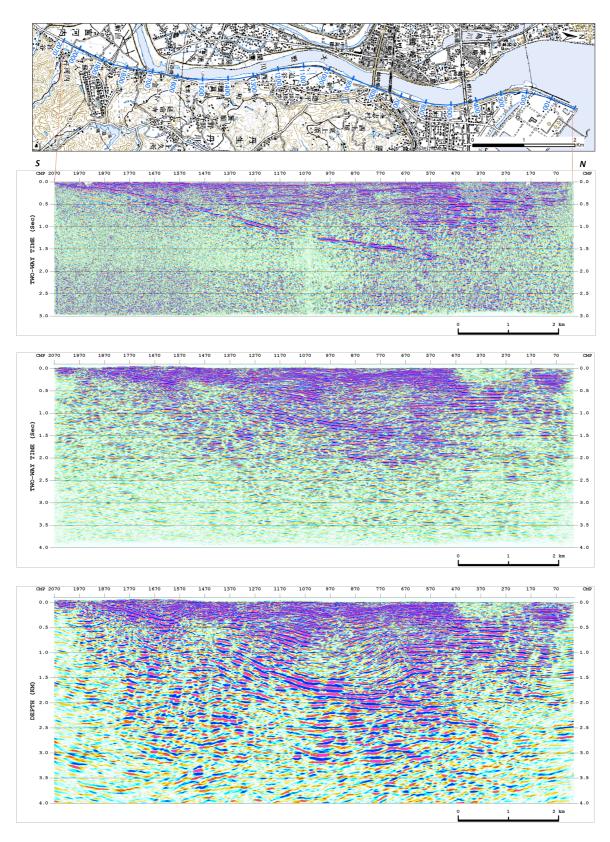


図 25 大野川右岸バイブロサイス調査 再解析結果 (上)既存解析時間断面図 (中)時間断面図(MDRS 解析) (下)深度断面図(MDRS 解析)

別府湾西岸の陸域バイブロサイス調査データに関しては、紙面で残存する CMP 重合記録 断面図をスキャンすることにより SEGY データを生成した。スキャンは 400dpi の精度で実施した。紙面の折り目及び汚れによる劣化箇所、時間スケールラインなどのトレース以外の線分のベクトル化を回避するため、トレース検知パラメータのテストを実施し、極性が正値のサンプルを抽出し、負値は予測フィルターによって内挿を実施した。しかし、ごく一部に振幅が過度に集約される偽像が存在する。図 26 にスキャン-ディジタル化による復元結果を示す。本データについては、スキャン-ディジタル化を通じて復元した時間重合記録に対して、重合後マイグレーション処理と深度変換を適用した。

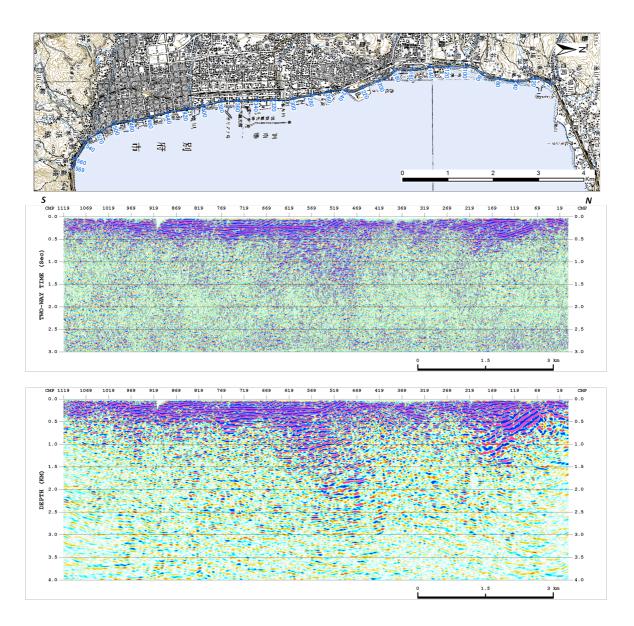


図 26 別府市周辺バイブロサイス調査 スキャン-ディジタル化結果 (上)復元した重合時間断面図 (下)深度断面図(重合後時間マイグレーション適用)

(ii) 別府地域における地震観測および GPS 観測

京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究施設は、別府地溝帯および周辺地域の地震活動とテクトニクスの関連などを研究するために、1993年に5ヶ所に独自の地震観測点を設置し観測を行なってきた。また2009年には当該地域の地殻変動研究のため、九州大学理学研究院附属地震火山観測研究センターと共同でGPS連続観測を開始した。ここでは、それら観測の概要および結果について述べる。

・地震観測

図 27 に示される別府地溝帯および周辺域の 5 ヶ所の地震観測点(BGRL, KRK, TRM, AMM, TKS)には、固有周期 1 秒の 3 成分速度型地震計(Sercel L-4C-3D)が設置されており、1993年から 2001年までは、BGRL を除く 4 ヶ所の地動データが NTT 専用回線で研究施設(BGRL)に送られたのち、イベントトリガー方式による収録が行われていた(古川・他 2000)。

現在の波形収録システムは 2007 年に再開されたもので、NTT 西日本(株)のフレッツグループ サービスを利用して、テレメータ を実現している。さらに2008年4 月以降は、図27中の京都大学、九 州大学、Hi-net および気象庁のデ ータの統合処理をおこなっている。 自動震源決定の他、地溝帯内およ び周辺で発生した地震に関しては、 P波および S波到着時刻の再験測 をし、震源を再決定している。図 28 は図 27 の点線で囲まれた範囲 で 2008 年 4 月から 2014 年 6 月ま での間に発生した地震の震央分布 図および東西、南北断面図である。 この図から、大分平野-由布院断層

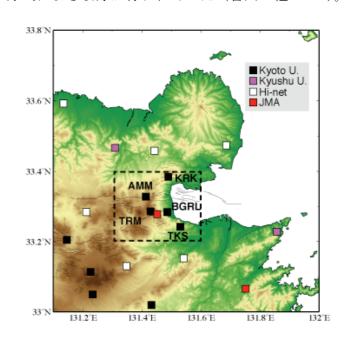


図 27 地震観測点分布図. 点線で囲まれた領域の震源 が図 28 で示される

帯と別府湾-日出生断層帯に挟まれた別府地溝は周辺地域にくらべてサイスミシティが高いこと、また、大分平野-由布院断層帯東部の朝見川断層沿いではサイスミシティが低いことがわかる。また、地震発生層の厚さは(震源の下限の深さ)は伽藍岳および鶴見岳の下でもっとも薄く(浅く)なり、ここから東西にむけて深くなっていく。これらは古川・他(2000)が求めた 1993 年から 2000 年までの震源分布にも見られる特徴である。電磁気探査によると、震源の下限の浅い領域の比抵抗は低く(NEDO, 1989)、この領域の温度が高いことが示唆される。

なお、現在の地震収録システムでは、イベント波形だけでなく連続波形記録も保存されている。今後はそれらのデータを活用し、遠地地震波形のレシーバ関数解析により、大分平野-由布院断層帯東部地域のモホ面深度の空間分布を求めていく予定である。

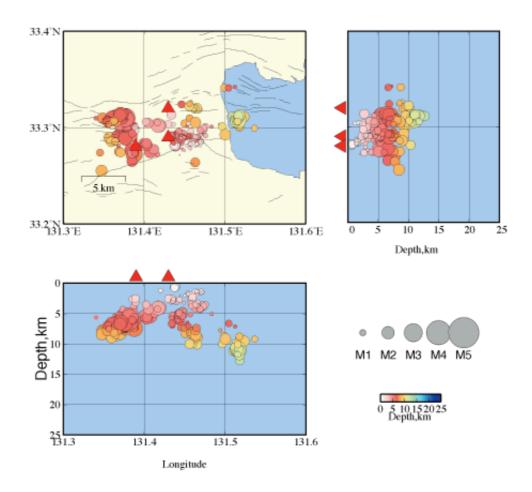


図 28 別府周辺で発生する地震の震央分布図および断面. 2008 年 4 月から 2014 年 6 月まで。 ▲は活火山を表わす。北から順に伽藍岳、鶴見岳、由布岳

• GPS 観測

別府周辺域では 1997 年以降に国土地理院により GEONET 観測点が整備されてきた。一方、京都大学は別府湾周辺で GPSキャンペーン観測を行なっていたが(Fukuda et al., 2000)、2008 年以降に九州大学と共同で連続観測点を増設した。図 29 に別府地溝帯周辺の GPS 連続観測点を示す。これらのデータは、火山研究センターに集約されたのち、ソフトウェア、GIPSY OASIS II Version 6.1.2 により、自動解析が行なわれ日々の座標値が算出されている。図 30 は BGRL (地球熱学研究施設)の座標値の時間変化をあらわしている (ITRF2008 準拠)、 2009 年8月

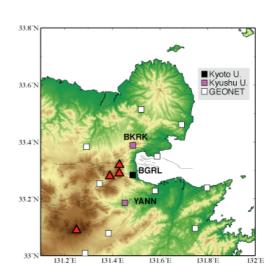


図 29 GPS 観測点分布図 (▲は活火山。北から順に伽藍岳、鶴見岳、由布岳および九重山)

~2010年11月および2014年夏以降に豊後水道でスロースリップイベントが発生した。それに対応して、定常的な変化からのずれが認められる。また、2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震の際には、別府でも大きな変動が引き起こされたことが見て取れる。今後はこれらの変動の影響を取り除き、大分平野ー由布院断層帯東部地域における歪速度やその時間変化などを求めていく予定である。

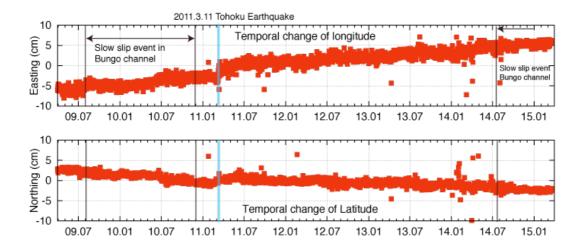


図 30 BGRL 観測点の座標の時系列 (2009 年 4 月から 2015 年 3 月, 水平のみ, ITRF2008 準拠). 黒線がスロースリップ, 青線が 2011 年東北地方太平洋沖地震発生時に対応する

(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 153 点で測定を行った (図 31)。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、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 28 点(地質調査総合センター (編), 2013)を加え合計 181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 32)。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/m³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。

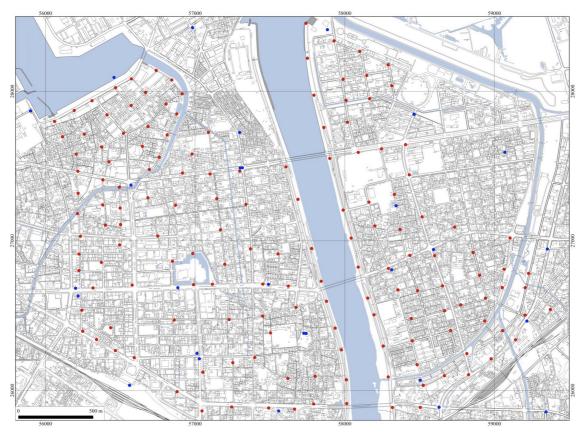


図 31 重力探査測定点配置図 (赤点:今年度重力探査測定点 青点:既存重力点)

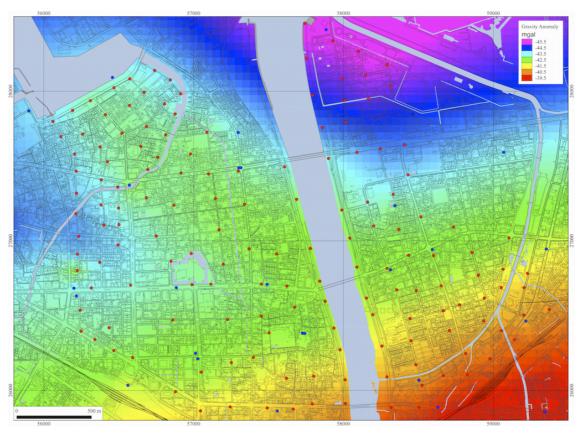


図 32 重力異常図 (補正密度 2450kg/m³)

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、~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33)で近似し分離して、比較的浅部の地下構造を反映した残差図を作成した(図34)。2次傾向面は大分市牧付近に高重力異常が見られ北西方向に国道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碩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、大分川を挟んで東側には見られない。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1.2mgal)、急激に高重力異常から低重力異常に変化している。特に南東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。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る。

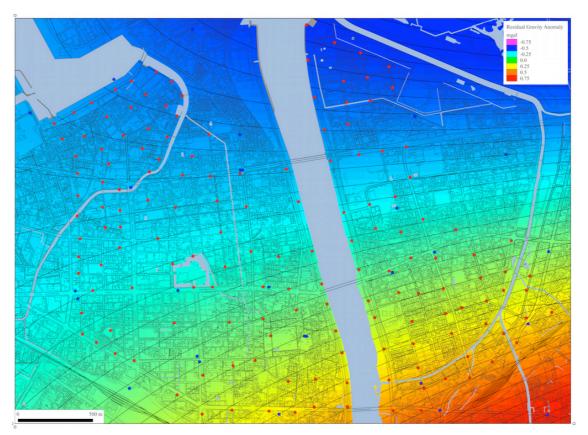


図33 重力異常2次傾向面

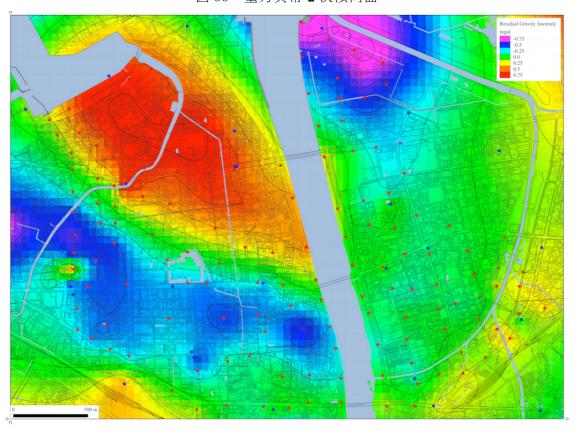


図 34 重力異常 2 次傾向面残差図

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 35) および水平一次微分(図 36 の処理を行った。鉛直一次微分図は茶色と白色の境界部分に断層が位置し、水平一次微分は茶色から橙色の部分に断層が位置する。図 35、図 36 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。ただし、測定点間隔が広い調査地域北西部では府内断層の推定位置と異なった傾向になっている。この地域については今後重力の測定点間隔を密にして比較を行う必要がある。

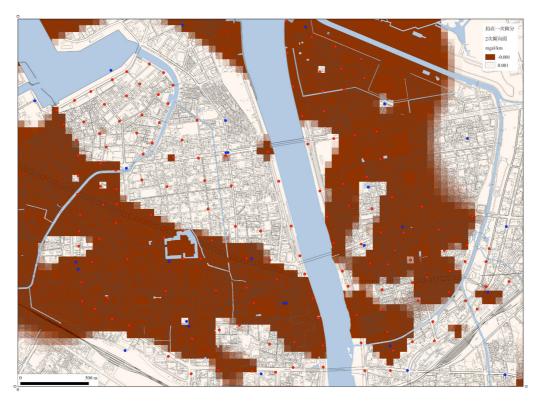


図 35 鉛直一次微分図

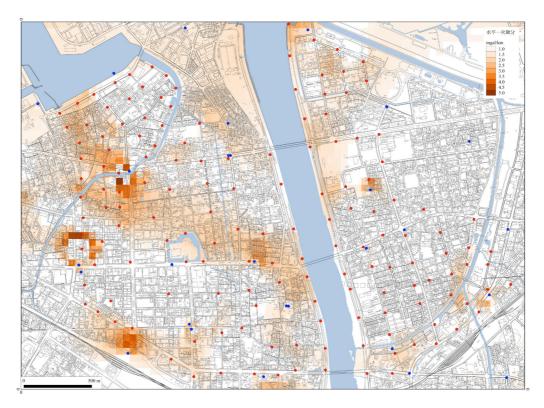


図 36 水平一次微分図

(iv) 地盤情報および既往情報の収集と整理

・概要

一般公開されている地盤情報や公共事業で実施された地盤調査に関する報告書など、別 府-万年山断層帯での地震予測に資する地盤モデル作成のために有用と思われる地盤情報 を収集した。

・地盤情報の収集・入力

表 5 および図 37・図 38 に収集したボーリングの一覧と位置を示す。総計で約 2700 本収集した。本年度は、大分平野の地盤の概要を把握するために、地盤工学会九州支部 CD-ROM および Kuni jiban の国土交通省仕様による電子納品データのデジタル化(柱状図入力)を行った。柱状図入力に際して、地盤情報データベースの構築の実績が多い Dig システム (山本ら、1991) を利用した。図 37 に入力したボーリングの位置を示す。今後、この地盤情報データベースを利用して地盤モデルの作成を目指す。

表 5 収集ボーリング情報の一覧

媒体	本数
地盤工学会九州支部 CD-ROM	1502
Kunijiban	162
柱状図集 (紙資料)	658
大分県被害想定(柱状図集)	367
合 計	2, 689

・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、大分平野の地盤状況の概要を把握するために地層 断面図と火山灰層 (鬼界ーアカホヤ火山灰(K-Ah)相当層) の分布図を作成した。

図 39 に大分川左岸に沿う断面 (A-A'断面)、図 40 に乙津川左岸に沿う断面 (B-B'断面)を示す。大分川左岸に沿う断面 (A-A'断面)より次のことがうかがえる。東九州自動車道より内陸では、表層より礫質土が優勢に堆積している。その礫質土の N値は標高 10m ほどでは、N値=20 程度である。それ以深となると N値が 50 以上となっている。東九州自動車道から R10 (国道 10 号)までは、砂層が主体となっている。標高 0m 程度の砂層の N値は20 以下である。R10 付近では標高 0m において火山灰層 (鬼界ーアカホヤ火山灰 (K-Ah)相当層)がみられる。その火山灰層の層厚は約 8m あり、N値は 10~20 程度である。R10 から別府湾へ向かっては、砂層が主体となり、薄層の粘性土を挟んでいる。砂層の N値は 30 以下である。

乙津川左岸に沿う断面(B-B'断面)より次のことがうかがえる。東九州自動車道より r21 (県道 21 号)までは、表層に礫質土が優勢に堆積している。r21 から別府湾に向けて は砂質土が主体となる。その砂層の N値は標高-20m においても 10 以下であり緩い状態で ある。R197 (国道 197 号)付近から別府湾に向かい、標高-10m 付近に層厚が約 $6\sim8m$ の粘性土が堆積している。その粘性土の N値は 2 以下であり小さい。その付近より少し別府湾 寄りに向かうと同標高に火山灰層(鬼界-アカホヤ火山灰(K-Ah)相当層)がみられる。

次に、地層断面図で見られた火山灰層(鬼界-アカホヤ火山灰(K-Ah)相当層)の平面分布図を作成した。柱状図に火山灰と記載されている層あるいは混入物として火山灰がみられる層を抽出し、火山灰層の上端境界と下端境界をおさえ、その差を層厚とした。

図 41 に火山灰層 (鬼界ーアカホヤ火山灰(K-Ah)相当層) の上面標高、図 42 にその層厚を示す。火山灰層 (鬼界ーアカホヤ火山灰(K-Ah)相当層) の上面標高は、別府湾に向かうにつれて深くなる傾向にある。また、その層厚は、別府湾に向かうにつれて厚くなる傾向にある。層厚は、おおまかに 2~8m程度であるが、厚くなると 10m となる箇所も見受けられる。火山灰の層厚が厚くなる場所は、火山灰が複数の層にまたがって記載されている場合、その層厚を抽出したこともあるので今後精査していく必要がある。

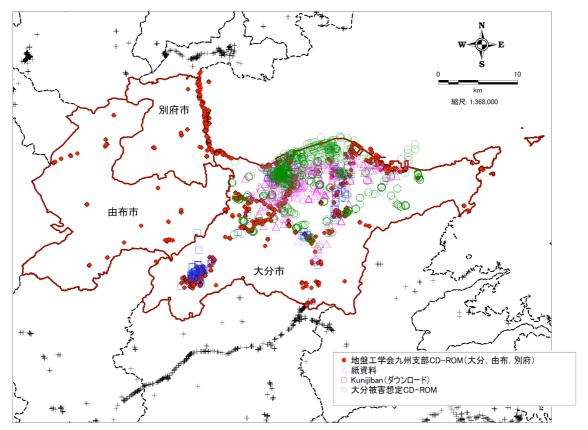


図 37 収集したボーリング位置(収集全データ)

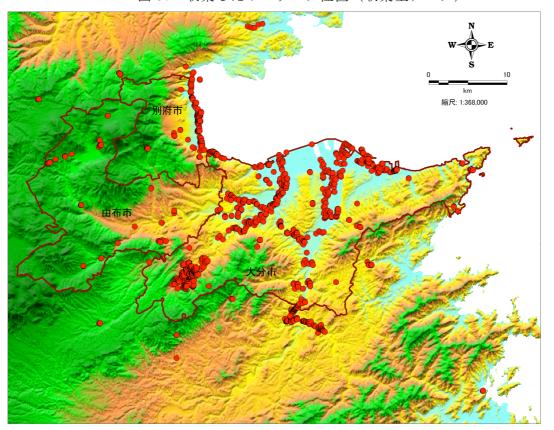


図 38 入力したボーリングの位置 (地盤工学会九州支部 CD-ROM, Kunijiban)

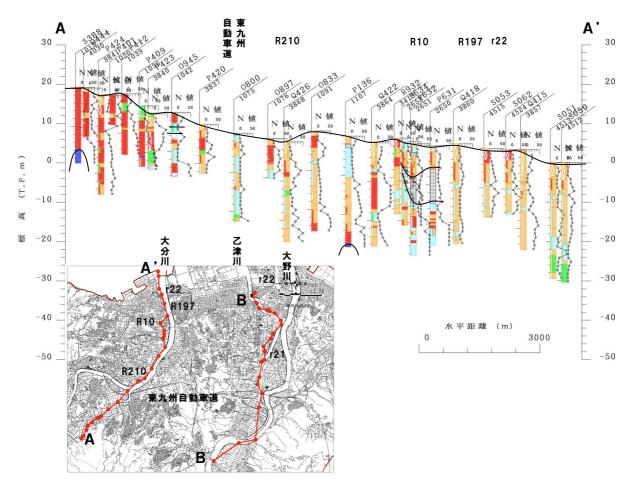


図 39 大分川左岸に沿う断面

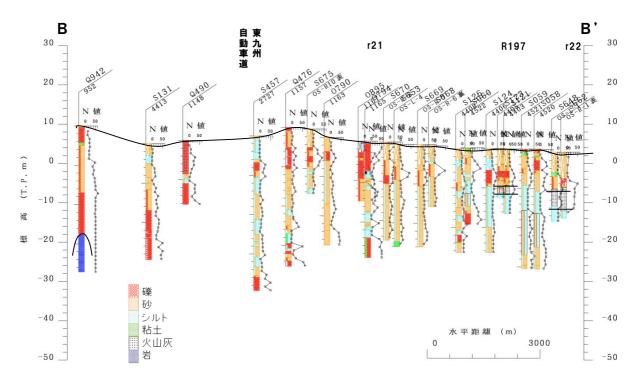


図 40 乙津川左岸に沿う断面

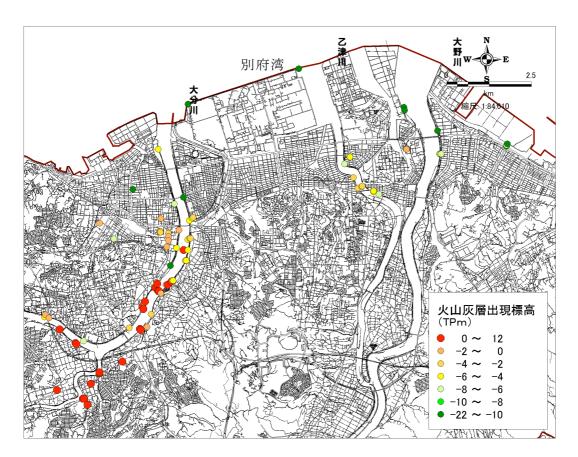


図 41 ボーリング情報による火山灰層 (アカホヤ相当層) の上面標高

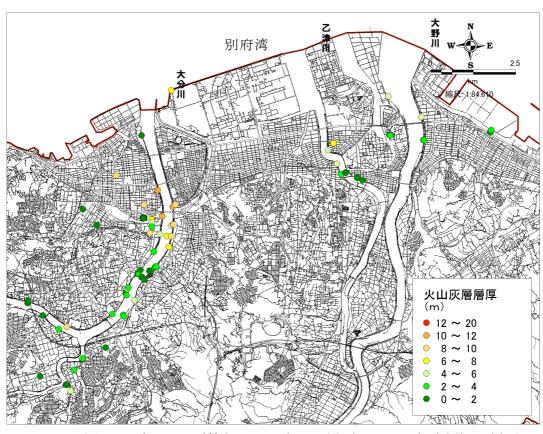


図 42 ボーリング情報による火山灰層 (アカホヤ相当層) の層厚

(v) 追加調查(砂脈分析):大分市文化財発掘調查区(中世大友府内町跡発掘調查)

2014年秋に大分市教育委員会による埋蔵文化財発掘調査(図43)で、大分市内で砂脈が多数発見された。砂脈が地震時の液状化である可能性があり、表層地盤分布・地盤挙動等や形成年代を明らかにするために下記の調査を実施した。



図 43 発掘調査看板 (大分市教育委員会)

・発掘区における砂脈の平面分布確認(大分市教育委員会)

大分市教育委員会の協力で、砂脈の分布や断面の情報を得ることができた(図 44)。また、砂脈に切られている地層群の遺物から、室町時代後半から江戸時代初期に砂脈が生じたことが推定された。

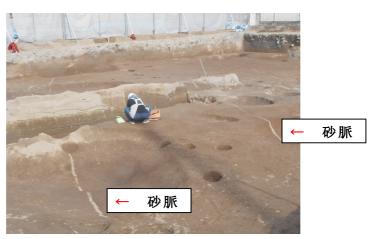


図 44 噴砂と考えられる砂脈(白い直線的な筋)の分布状況

・発掘区における分布測量調査

写真と地点位置から、スクリーンショットによる合成画像を作成し、分布状態を確認できた(図 45)。

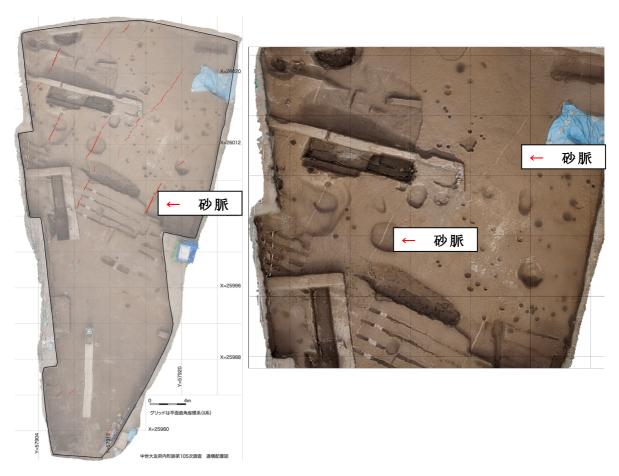
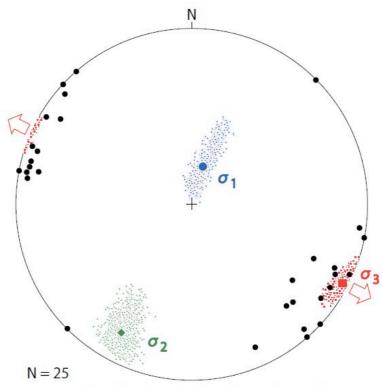


図 45 スクリーンショットによる合成画像 (左図の赤い線が砂脈、右図の白い線が砂脈)

・砂脈の走向・傾斜を用いた応力解析

砂脈の走向・傾斜から応力解析を実施した。正断層型応力の場合は脈の走向がブレ易く、 横ずれ断層型応力の場合は傾斜角がブレ易いが、今回の結果は正断層型となった。

また、駆動流体圧比(3つの主応力と流体圧の比)は約0.16と小さく、砂水が能動的に 地層を割ったというより、割れ目を受動的に充填したと考えられる(図46)。



Equal area projection, lower hemisphere

応力解析(Sato et al., 2013 の方法)により WNW-ESE 引張の正断層型応力が得られた。黒丸は砂脈の極。色付きの小さいシンボルは主応力軸の 95%信頼範囲(ブートストラップ法)。

図 46 砂脈調査からの応力解析結果

・砂脈および供給砂層の粒度特性

液状化評価のために、粒度特性を調査した。原地盤・砂脈ともに、採取された試料の粒度特性は日本港湾協会:港湾の施設の技術上の基準・同解説(2007)の「液状化の可能性あり」の範囲で、液状化しやすい粒度特性を有していることがわかった(図 47)。

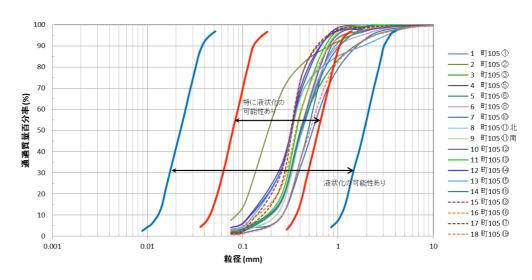


図 47 粒度試験結果 (通過重量百分率:ある粒径のふるいを通過した土の量の質量百分率)

・砂層の液状化試験 (室内土質試験)

実施した繰返し非排水三軸試験による結果を用いて液状化安全率 FL (液状化安全率 FL が 1.0 を上回れば非液状化、1.0 以下となれば液状化と判断)を算出し、液状化の危険性について検討した。今回採取した試料は地下水位以下であったので、地下水位以下の深度 2~5m における液状化安全率 FL を求めた。

結果として、ほぼ全深度で液状化安全率 FL は 1.0 未満となり、本砂層は液状化の可能性が高いことがわかった。

· 放射性炭素同位体年代測定

砂脈に切られている地層と覆う地層から炭化物を採取し、11 試料について放射性炭素同位体年代測定を実施した(表6)。切られている地層群は下位ほど年代が古く、層序学的な順序関係が成立している。下層で、AD250~400 の暦年較正年代が得られ、切られている地層群の上部・最上部は AD1450~1640 や AD1490~1655 などの年代が得られ、この砂脈は室町時代後半以降江戸時代初期までの間に生じた可能性があることがわかった。この結果は、考古遺物の調査結果(室町時代から江戸時代)とも整合的である。

試料番号	Material	$\delta^{13}C$	Conventional ¹⁴ C age			¹⁴ C age (AD) :右列の範囲)	Sample code
		(‰)	(BP)	(+/- yr)	AD	AD	BETA-,
S-415(1)	charred material	-22.6	260	30	1050	1665	405831
S-415(2)	charred material	-24.4	300	30	1780 1490		
S-415(3)	charred material	-27.5	460				
S-415(4)	charred material	-29.6	360				
S-415	charred material	-26.1	330	30	1465	1645	405835
Kasou	organic sediment	-25.8	1710	30	250	400	405836
SE Kita Sunmi 5	charred material	-27.1	350	30	1450	1640	405853
Ue Kitakabe Sumi3	charred material	-24.4	360	30	1450	1640	405855
Kitakabe Higashi Funsaue Sumi 1,2	charred material	-27.0	510	30	1400	1440	405856
Higashi (jouten) Sumi 2	charred material	-24.9	480	30	1410	1450	405857
Higashi (Sarekiue) Sumi 2	charred material	-28.7	330	30	1465	1645	405658

表 6 放射性炭素同位体年代測定結果

(c) 結論ならびに今後の課題

- i) 別府湾地域でこれまで実施されてきた反射法地震探査の再解析が実施され、最近の 手法によるディジタル化や図化処理によって、より詳細な地下構造を海域および陸域でイメージングすることができた。今後は、断層構造および地下構造の高精度解析と解釈により、断層の三次元構造の高度化を進めることが必要である。あわせて、大分平野における 海岸に並行な方向での地下構造データ取得により、陸域と海域をつないだ地質構造と速度 構造が明らかにできると考えられる。
- ii) 別府地域における地震観測および GPS 観測でこれまでに得られたデータの解析により、地域の地震発生の状況 (分布・深度・マグニチュードなど) が明らかにできた。また、朝見川断層沿いでの地震活動が少ないことも確認された。今後は、新たな観測点データも加えて、解析精度の高度化を図ることが必要である。
- iii) 今年度行った重力探査 153 点に既存重力データ 28 点を加え合計 181 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。 今後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い、詳細な重力基盤構造を推定する予定である。

- iv)一般公開されている地盤情報や公共事業で実施された地盤調査に関する報告書など、別府-万年山断層帯での地震予測に資する地盤モデルを作成するため、有用と思われる地盤情報を収集してディジタル化した。また、代表的な地質断面を作成して、沖積層の基底標高分布や鍵層である K-Ah 火山灰の標高分布図の作成に着手した。今後は、入力データ数を増やし、大分平野全域での沖積層基底や K-Ah 火山灰層深度分布図を作成し、地盤モデル作成や浅層速度構造解析に資する情報整理を進める予定である。
- v)大分平野での大分市教育委員会が発掘した大友館跡遺跡で砂脈が多数発見された。 地質学的・年代学的調査を実施し、液状化による可能性が高いと判断できた。また放射性 炭素同位体年代測定の結果をもとに、砂脈が室町時代後期から江戸時代初期に形成された ことも明らかになった。今後は、別府湾周辺での液状化痕跡の調査を継続し、その分布範 囲や年代から、揺れの大きさの推定や時代の特定をすることが必要である。

d) 引用文献

- (i)反射法探查再解析
- 阿部進・新色隆二・猪野滋: 多重反射波の予測及び抑制処理の最適化, 物理探査学会春季 大会論文集, 2013.
- 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・竹村恵二・松田時彦・島崎邦彦・池田安・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.
- 千田 昇・松山尚典・下山正一・松田時彦・三島久尚: 別府地溝帯・別府湾地溝を構成する 亀川断層の最近の活動履歴,活断層研究,20,92-103,2001.
- 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.
- 井上直人・竹村恵二・ 由佐悠紀: 由布院盆地の地下構造と堆積物に関する研究(2), 大分県温泉調査研究会報告, 55, 77-80, 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.
- 鎌田浩毅: 別府湾および周辺地域の深部地下構造とその成因, 地質学雑誌, 99, No.1, 39-46, 1993.
- 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.

- 竹村恵二・井上直人・由佐裕紀: 由布院盆地の地下構造と堆積物に関する研究, 大分県温泉調査研究会報告, 54, 1-6, 2003.
- 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.
- 由佐悠紀・竹村恵二・北岡豪一・ 神山孝吉・堀江正治・中川一郎・小林芳正・久保寺章・ 須藤靖明・井川 猛・浅田正陽: 反射法地震探査と重力測定による別府湾の地下構造, 地 震2,45,No.2,199-212,1992.
- 由佐悠紀・福田洋一・北岡豪一・大沢信二・井川 猛・阿部 進: 由布院盆地における反射 法地震探査(速報), 日本地震学会予稿集, 61,1995.
- Verschuur, D. J.: Seismic multiple removal techniques, past, present and future, Europian Association of Geoscientists & Engineers (EAGE), 2006.

(ii)

- Fukuda, Y., Itahara, M., Kusumoto, S., Higashi, T., Takemura, K., Mawatari, H., Yusa, Y., Yamamoto, T. and Kato, T., Crustal movements around the Beppu Bay area, East-Central Kyushu, Japan, observed by GPS 1996-1998, Earth, Planets and Space, 52, 979-984, 2000.
- 古川善紹・馬渡秀夫・黒田徹,九州・別府地域での地震活動,地震2,52,487-490.
- NEDO(1989) 昭和 63 年度全国地熱資源総合調査(第3次)広域熱水流動調査鶴見岳地域報告書要旨,pp 342, 2000.

(iii)

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.

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.,2002

(iv)

公益社団法人地盤工学会九州支部 九州地盤情報共有データベース (第2阪),2012 国土地盤情報検索サイト Kuni Jiban http://www.kunijiban.pwri.go.jp/jp/ HPより日本港湾協会:港湾の施設の技術上の基準・同解説,2007

山本浩司・岩崎好規・諏訪靖二:地盤情報データベースシステムの開発と大阪地域地盤への適用,地盤情報データベースシステムに関するシンポジウム論文集,土質工学会,pp. 143~150, 1991

(v) なし

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、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) 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学的解析を継続する。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する。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する。
- 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2-3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。

(2) 平成 26 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。

(b) 業務の成果

(i)地下水理構造調查

サブテーマ 2-3 では、地下水理構造の調査から断層を推定することが目標である。断層 帯周辺における水の透水性構造は、断層面に近い順から水を通しにくい粘土化した断層中心部、水を通しやすい破砕された岩石、水を通しにくい破砕されていない岩石(母岩)の 3 つに区分できることが知られている(たとえば, Evans et al., 1997, Seront et al., 1998)。 断層帯周辺の地下水の流れは、断層面に垂直方向では小さく、平行な方向では大きくなる と考えられる。つまり、地層内を流れていた地下水は断層面で妨げられ、断層面に沿うように流れを変化する。古くからの温泉の中には、断層などの割れ目を通って湧出するものがある。地下の深いところから断層面に沿って上昇してきた熱水は、地表部で温泉として湧出したり、地下浅部にとどまり温泉帯水層を形成したりしている。20 世紀後半になり、平野部での温泉開発が増加することで、平野部での地下水・温泉に関するデータが得られるようになった。そこで、本調査研究ではこれらのデータを活用することで、断層の推定を試みた。

大分平野から別府〜由布院地域にかけて、数多くの温泉井戸が分布している。平成 26 年度においては、①温泉データの整理・解析と②水位観測を実施した。温泉データの整理・解析では、大分県がまとめた温泉情報データベース 2014 を利用し、大分市内にある 303 井ある温泉井戸のうち、これまでに 171 井の温泉データの位置や温度、化学組成などを整理した。また、水位観測では、別府市北部の亀川断層と南部の朝見川断層のそれぞれ 2 つの断層の近くにある未利用温泉井戸を選び、2014 年 12 月 24 日、および 25 日から水位の観測を行った。

・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)が住所表記であるため、住所から緯度・経度に変換する必要がある。湧出地の住所は湧出地を含む一区画を示しており、中には一区画の 1 辺が 100m 以上ある場合もある。区画内のどこに温泉井戸があるかは現地を調査しないと判断できないが、本調査研究ではそこまでの精度を必要としないので現地調査は行わず、地図上から緯度・経度を求めた。したがって、求めた緯度・経度には、各温泉井戸ごとで異なるが、数十~数百 m 程度の誤差がある。

② 地下の温度構造

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。

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。温度構造を示す指標に地温勾配(λ)がある。この地温勾配は、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、

$$\lambda = \frac{T_n - 15}{d_n} \tag{1}$$

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_n)

$$\lambda_p = \frac{r_d - 15}{d_w} \tag{2}$$

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。

各温泉から得られた仮の地温勾配を図 47 に示す。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。各地域内では同程度の値を示していることから、それぞれの仮の地温勾配の違いは、地下の温度状態の特性を示していると考えられる。特に、明らかに周囲よりも高い地域が、平野北西部の西北西~東南東に延びる方向、平野中央部の西南西~東北東に延びる方向、平野北東部の一群の3カ所あるようにみえる。これらの地域は、北岡(1987)が報告した温泉の温度が高い地域と類似している。

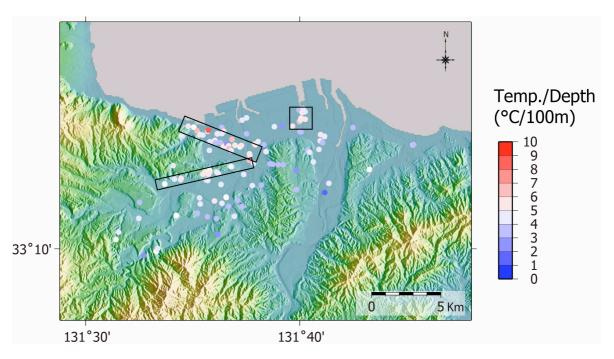


図 48 仮の地温勾配 (λ_p)で示した温泉の分布. 周囲よりもλ_pが高い地域を四角で囲む。

・温泉の化学組成

大分平野に分布する温泉の化学組成の多くは、Na-C1型から Na-HCO₃型に分類される(図48)。北岡・川野(1991) および、大沢(1996) の研究では、大分平野の温泉は地下深部に貯留していると考えられている。

温泉水の化学組成からその生成や流動機構を求める研究が行われている。その中で、温泉水の生成や流動機構を示す指標の1つにアニオンインデックスがある(野田,1987)。このアニオンインデックス(A.I.)は、温泉水中に含まれる塩化物イオン・硫酸イオン・炭酸水素イオンの主要3陰イオンを用い、

$$A.I. = 0.5 \times \left(\frac{so_4}{cl + so_4} + \frac{cl + so_4}{cl + so_4 + Hco_3}\right)$$
(3)

で表されるものである。なお、各イオンは当量濃度を示す。このアニオンインデックスは、 地熱地域で見られる熱水の生成・流動機構に対して地熱活動の活動地点を探るために提案 された指標である。式3の第1項目は地熱活動度を表し、第2項目は地層中の流動を表し、 それらの重みを同じになり、最大値が1になるように係数0.5を掛けている。このため、 地熱井戸のように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温泉など は対象としていない。大分平野には海水や化石海水を起源とする温泉があるため(北岡・ 川野,1991;大沢,1996)、アニオンインデックスが示す数値自体で温泉の生成・流動機構 を判断するのは適切ではない。そこで、本調査研究では温泉水の分類を行うために、アニ オンインデックスを用いた。

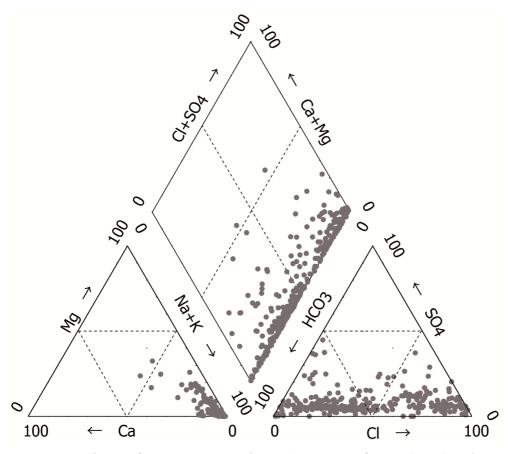


図 49 大分市の温泉のトリリニアダイヤグラム. 温泉の化学組成の多くは、Na-C1 型から Na-HCO₃型に分類される。

得られたアニオンインデックスは、 $0.07\sim0.72$ と広い値をとり、0.25 付近と 0.50 付近の 2 つにピークがみられる(図 50)。次に、アニオンインデックスで示した温泉の分布を図 51 に示す。近いアニオンインデックスをもつ温泉は、ある地域内に集まって分布していることが認められる。そこで、比較的近い距離にあり、アニオンインデックスが近い温泉の分布特性を調べた。 2 つの温泉間の距離が 5 km 以内で、かつアニオンインデックスの差が 0.01 以下であるものを選び、2 温泉間の角度を求めた(図 51)。

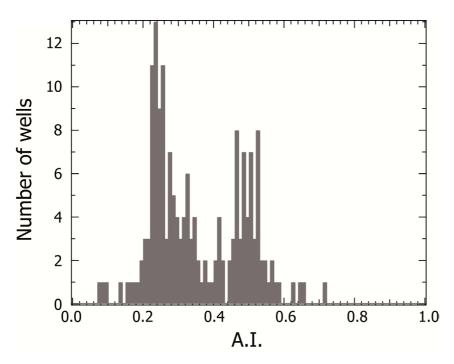


図 50 アニオンインデックス (A. I.) で分類した温泉の頻度分布. A. I. が 0.25 と 0.5 に 2 つのピークがみられる。

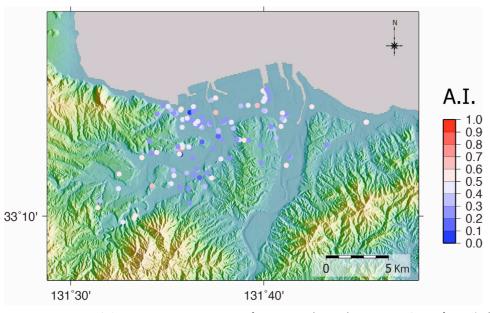


図 51 アニオンインデックス (A.I.) で示した温泉の分布.

その結果、アニオンインデックス値が $0.22\sim0.36$ の範囲の温泉は、互いの温泉が北を基準として時計回りに角度 $70^\circ\sim120^\circ$ の線上に位置する。一方、アニオンインデックス値が $0.44\sim0.56$ の範囲の温泉は、2 温泉間の角度に規則性はないことが明らかになった。

図 52 には、アニオンインデックス値が $0.22\sim0.36$ で 2 温泉間の角度が $70^\circ\sim120^\circ$ にあるものをグループ 1、アニオンインデックス値が $0.44\sim0.56$ で 2 温泉間の角度が 10° 以上のものグループ 2、それ以外に分けてプロットした。するとグループ 1 の温泉は 4 直線上に位置し、それぞれの角度は 73° が 2 本、 100° 、 110° となる。グループ 1 の温泉の分布は、

温度構造で示した温度勾配が高い地域と一致する。

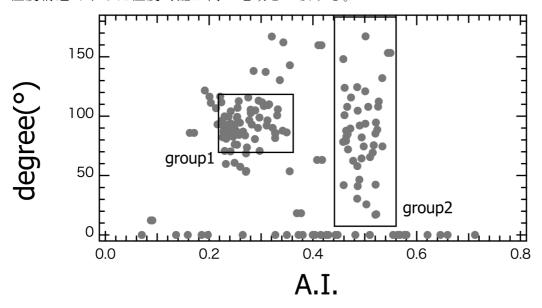


図 52 アニオンインデックス (A. I.) と 2 つの温泉間の角度の関係. 2 つの温泉間の距離が 5 km 以内で、かつアニオンインデックスの差が 0.01 以下であるものを選び、2 温泉間の角度を求めた。

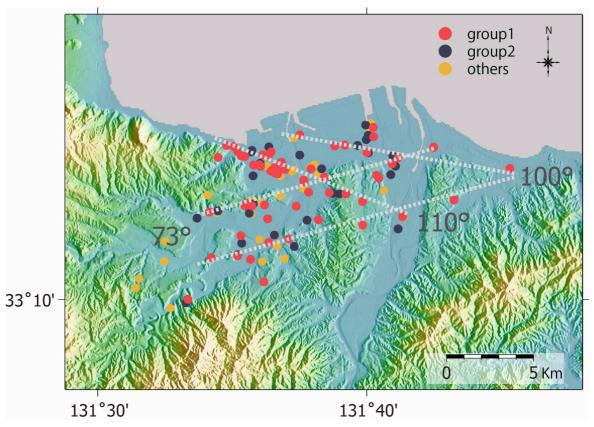


図 53 グループ分けした温泉の分布. グループ 1 の温泉は 4 直線上に位置し、それぞれの角度は 73°が 2 本、100°、110°となる。

・水位観測

断層における水の流動を調べるため、別府市南部にある朝見川断層近傍に観測点 1 (N33.2837°; E131.4850°) と北部にある亀川断層近傍にある観測点 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)を設置し(図 54)、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。測定したデータは標高表記に換算して図 55 に示す。

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。3ヶ月間のデータであるが、ともに単調に低下しており、その低下量がほぼ同じであることから、広域の水収支の特徴が反映していると思われるが、詳しくは長期間のデータを収集してから解析したい。

なお、観測点2ではデータ回収した2015年1月29日前後でデータの様相が異なっているため、今後、確認する必要がある。

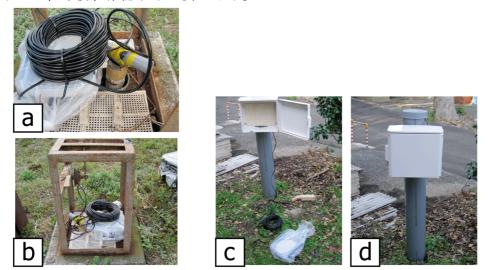


図54 水位計の設置の写真. 写真のaとbは観測点1、cとdは観測点2である。

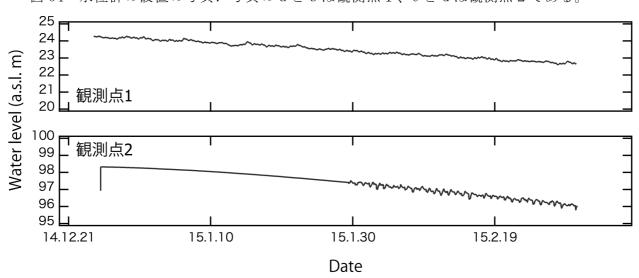


図 55 観測された水位. 観測点 2 は観測点 1 よりも水位が約 75m 高い。

・考察

一般的に、断層に関連した帯水層の温泉は線状に分布するが、層状の帯水層であれば平面的な広がりを持って分布している。そのため、図 48 と図 53 で示した分布は温泉帯水層の構造を反映しており、特に、図 53 で示したグループ 1 は線上に分布しており、地下に伏在する断層など割れ目と関連していると考えられる。

グループ1の温泉が示す直線延びは、平野北西部の西北西~東南東の方向、平野中央部の西南西~東北東の方向にそれぞれ2本ずつあると考えられる。これらの直線は、仮の地温勾配が高い地域に重なるように延びている。平野北西部の西北西~東南東の方向は、すでに北岡(1987)によって指摘されていたが、平野中央部の西南西~東北東の方向は新たに見つかったものである。

西北西~東南東の直線のうち、南側は別府にある朝見川断層の延長上にある府内断層と一致し、北側は府内断層の東側にある月ケ平断層に一致する。一方、西南西~東北東の2直線は、中央構造線の西端の佐賀関断層に平行しており、広域的な構造と関係しているものと思われる。

(ii) 比抵抗調查 (電気伝導度調查)

・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。中部九州には、鶴見岳・伽藍岳、由布岳、九重山などの活火山が点在しており、これらの火山周辺で表層電気伝導度調査が行われている。今年度は、過去に中部九州東部において行われてきた調査資料を収集し、既存資料において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する。以下に、それぞれの火山周辺について、調査結果を示す。

・鶴見岳・伽藍岳周辺の調査結果

鶴見岳・伽藍岳周辺においては、鍵山恒臣・他(2008、 2009)が調査を行っている。その結果は、図 56 に示すとおりである。この中で特に顕著な特徴として、以下に示すものがある。第 1 には、伽藍岳の地熱活動中心である塚原から鍋山を経て明礬(みょうばん)温泉にいたる地域に $100\,\mu$ S/cm 以上の高電気伝導度の領域が東西に延びている。この領域の延長には噴出温度が高温である鉄輪温泉があり、なんらかの構造線の存在が推定される。この領域では比較的多数の地震の発生も対応している。また、鶴見岳東麓の朝見川断層付近において高電気伝導度領域が認められる。これらの領域は温泉・地熱活動と断層の関係が考えられる。このほかに、伽藍岳北側の別府北断層付近と鶴見岳南麓の湯布院断層付近、伽藍岳と由布岳にはさまれた地域において、 $100\,\mu$ S/cm には至らないが周囲よりもやや高い電気伝導度を示す領域が見られる。これらは、低地を埋積する堆積層中に地下水が多く含まれることを示している。

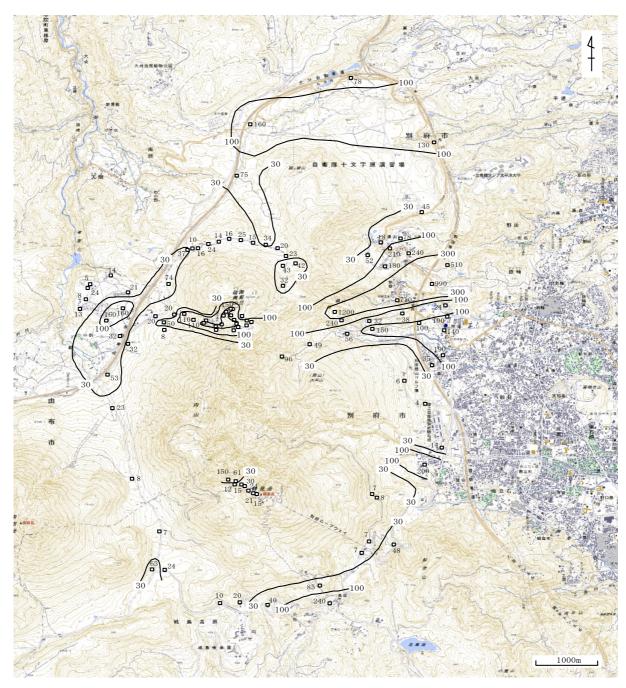


図 56 VLF-MT による鶴見岳・伽藍岳周辺の表層電気伝導度分布(単位は μ S/cm) (地図は、国土地理院のウォッちずおよびカシミールによる)

・由布岳・由布院盆地周辺の調査結果

由布岳・由布院盆地周辺においては、鍵山恒臣・他(2010)が調査を行っている。その結果は、図 57 に示すとおりである。由布院盆地内は $100\,\mu\,\mathrm{S/cm}$ 以上の高電気伝導度を示し、盆地を埋積する層に地下水が多く含まれることを示している。盆地の南縁は由布院断層に

よって明瞭に区切られており、南側は低電気伝導度の基盤となっている。一方、盆地の北縁は明瞭ではなく、やや電気伝導度の高い領域が伸びている。こうした特徴は、由布院断層を通路として深部から温泉水が上昇してきていると考えられる。その他、由布院盆地内の湯の坪から光永地区にかけての地域と並柳地区の方向に(北西方向に)電気伝導度のやや高い領域が伸びており、なんらかの構造線が伸びている可能性がある。

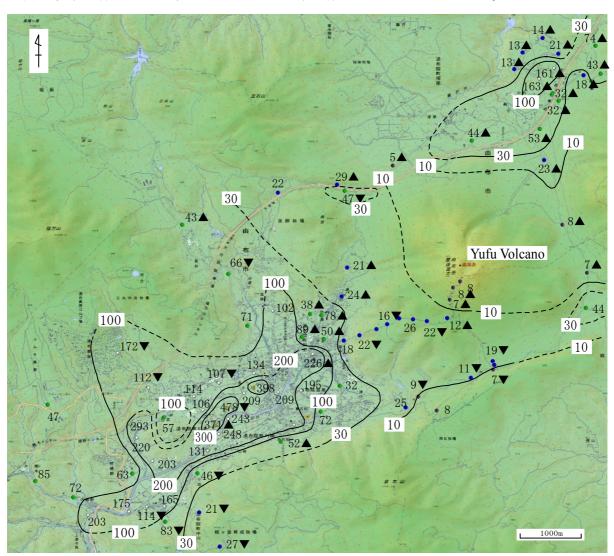


図 57 VLF-MT による由布院盆地周辺の電気伝導度分布(単位は μ S/cm).

(地図は、国土地理院のウォッちずおよびカシミールによる)

数値の後に付く三角は位相を示す. ▲:50 度以上、無印:40-50 度、▼:40 度以下. 点線は任意性の大きい等値線を示す

・九重火山・九重町周辺の調査結果

九重火山・九重町周辺においては、鍵山・吉川 (2011)、鍵山恒臣・他 (2012, 2013, 2014) が調査を行っている。その結果は、図 58 に示すとおりである。

九重町中央部に位置する鹿伏牧場から野稲岳、崩平山にいたる広い地域で 30μS/cm 以

下の低電気伝導度を示すことが明らかになった。この領域は、猪牟田カルデラなどから噴出し、溶結した噴火堆積物や溶岩によって覆われているために表層付近に地下水が存在せず、熱変質も進んでいないと思われる。この領域の周辺にあたる領域(西側の玖珠川以西の領域、東側の山下池から滝上地熱発電所にいたる領域、北側の野上川流域)において、50 μ S/cm 以上の高電気伝導度領域が認められた。

第1に、大分一熊本構造線に沿う領域、第2に、由布院断層から野上川流域に至る領域、第3に、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。これらの領域は、九重火山群より東側の活構造を反映した領域と思われる。第4に、九重火山群から山麓にむけて広がる高電気伝導度領域、硫黄山から長者原を経て北麓に延びる領域、大船山から北東麓の阿蘇野にいたる領域、大船山から南東麓の七里田、長湯温泉に至る領域などで、九重火山群のマグマ起源の揮発性成分が地下水とともに流下して形成された可能性がある。第5に、玖珠川以西の領域で、特に電気伝導度の高い領域が西北西一東南東方向に延びる傾向を示している。この領域は、崩平山一万年山地溝北縁断層帯(九州活構造研究会、1989)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、より広域の調査を行う必要がある(図59)。

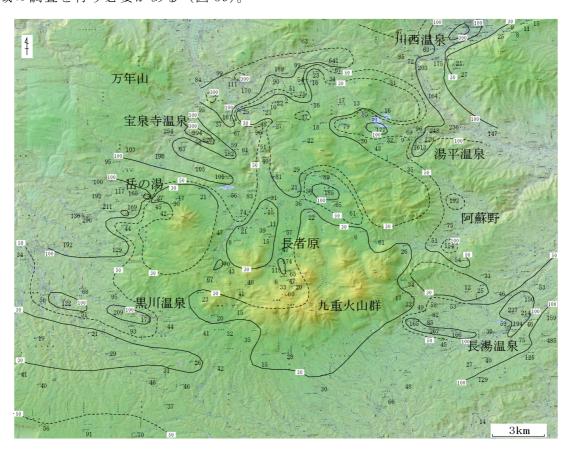


図 58 VLF-MT による大分県九重町周辺の広域表層電気伝導度分布 (単位は μ S/cm). (地図は、国土地理院のウォッちずおよびカシミールによる) 点線は任意性の大きい等値線を示す

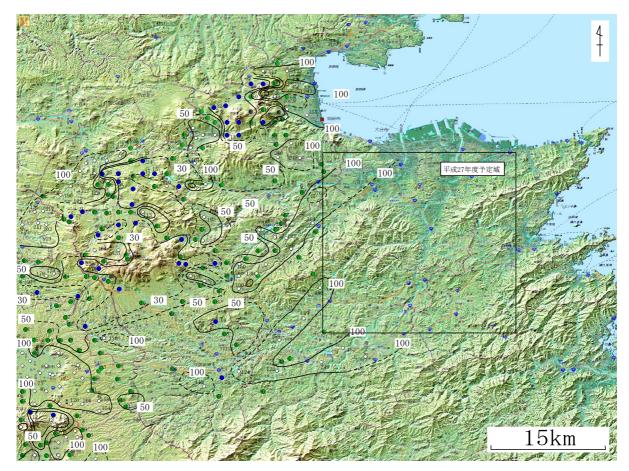


図 59 VLF-MT による中部九州東部における広域表層電気伝導度分布 (単位は μ S/cm). 1 分メッシュ内において平均を求めている。青〇:30 μ S/cm 以下、緑〇:30~100 μ S/cm、白〇:100 μ S/cm 以上. 点線は任意性の大きい等値線を示す. (地図は、国土地理院のウォッちずおよびカシミールによる)

(d) 結論ならびに今後の課題

地下水理構造調查:

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 303 井ある温泉井戸のうち、これまでに 171 井の温泉データの位置や温度、化学組成などを整理した。掘削井戸の深度、温度、化学組成などのデータから仮の地温勾配を算出するとともに、アニオンインデックスの指標を基づき温泉を分類した。大分平野の地下の温度構造や温泉の化学組成は一様に分布しているのではなく、不均一であることが判明した。地温勾配が高い地域とアニオンインデックスで分類したグループ1の地域は一致しており、ともに線状を示す。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から、広域の水収支の

特徴が反映していると思われるが、今後の解析を期待したい。

浅層比抵抗調查:

別府-万年山断層帯における VLF-MT による鶴見岳・伽藍岳周辺、由布岳・由布院盆地周辺、九重火山・九重町周辺での表層電気伝導度分布の概要がまとめられた。今後は、大分地域を中心として、これまでの調査地域の東側において調査を行う必要があると思われる。

d) 引用文献

(i)

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.

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

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.

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. 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.

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.

(ii)

- 鍵山恒臣・宇津木 充・吉川 慎・寺田暁彦 (2008): 伽藍岳・塚原の地熱活動の周辺域への広がりに関する調査,大分県温泉調査研究会報告,**59**,35-39.
- 鍵山恒臣・宇津木 充・吉川 慎・井上寛之 (2009): 鶴見岳・伽藍岳の噴気活動と表層の電気伝導度分布に関する調査,大分県温泉調査研究会報告,**60**, 3-6.
- 鍵山恒臣・吉川 慎・宇津木 充・井上寛之 (2010): 由布岳・由布院盆地周辺の表層電気 伝導度分布、大分県温泉調査研究会報告、61、3-6、2010.
- 鍵山恒臣・吉川 慎 (2011):長湯温泉周辺の表層電気伝導度分布,大分県温泉調査研究会報告,62,9-12,2011.
- 鍵山恒臣・宇津木 充・吉川 慎 (2012): 九重火山群北東麓・阿蘇野周辺の表層電気伝導度分布,大分県温泉調査研究会報告,63,19-22.
- 鍵山恒臣・宇津木 充・吉川 慎 (2013): 九重火山群北麓周辺の表層電気伝導度分布, 大分県温泉調査研究会報告, 64, 53-56.
- 鍵山恒臣・宇津木 充・吉川 慎(2014):大分県九重町周辺の表層電気伝導度分布,大分

県温泉調査研究会報告,65,51-56.

九州活構造研究会 (1989): 九州の活構造. 東京大学出版会, 553p.

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 惠二
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、地設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する。

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、地設構造モデルの提案を進める。

(2) 平成 26 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。

(b) 業務の成果

(i) 小断層解析による別府湾周辺の応力変遷史

・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。別府湾周辺地域には多数の活断層が発達する(図 60)が、その危険度の判定には、応力状態とその安定性(時間的・空間的変化)を知る必要がある。応力変遷史を知ることは、地下構造発達史の理解にも繋がる。そこで本研究は、小断層解析による応力変遷史の復元を試みた。別府湾の北岸および南岸には、第四紀に堆積した碩南層群および大分層群が分布する(吉岡ほか,1997;石塚ほか,2005)。これらの地層を対象に陸上の地質調査を行い、小断層の方位データを収集した。

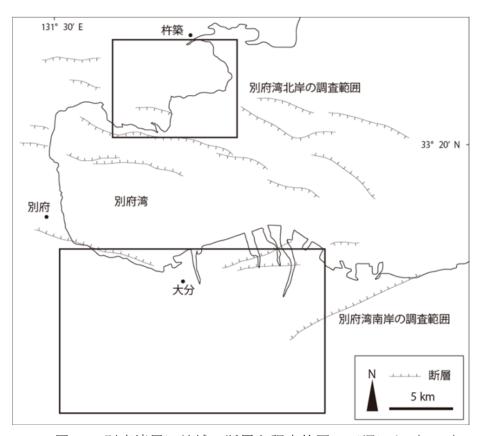


図 60 別府湾周辺地域の断層と調査範囲. 石塚ほか (2005) の図を改変

・方法

小断層とは、露頭で変位が視認できる規模(変位量が数 cm~数 10 m)の断層である(図 61a). 小断層群の方位は、それらが形成された当時の応力状態を推定する手掛かりとなる。 応力状態を求めるために必要なデータは、断層面の方位と変位方向である。 変位方向は、断層面上の条線(擦痕)によって示される(図 61b)。

断層方位データの解析には、Sato (2006) の応力逆解析法を用いた。この手法は、断層の滑り方向が剪断応力と平行であるとの仮定に基づき、観測されたデータを説明できる応力状態を列挙する。この手法の利点は、条線が見られないデータや、地層の対比ができず剪断センス(正断層、逆断層、右横ずれ断層、左横ずれ断層の区別)が不明なデータも解析できることである。





図 61 小断層の例. (a) 大分市鶴崎台地に分布する大分層群片島層を切る小断層. ツハシの長さは約 70cm. (b) 断層の滑り方向を示す条線 (ペンと平行).

・結果

別府湾の南岸および北岸(図 60) において、計 254条の断層方位データを収集した。その内訳は、下位の層から順に、南岸の判田層で 24条、東稙田層で 10条、片島層で 15条、滝尾層で 31条、大在層で 12条、北岸の熊野層で 77条、加貫鼻層で 68条、照川層で 17条である。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(図 62、63)。

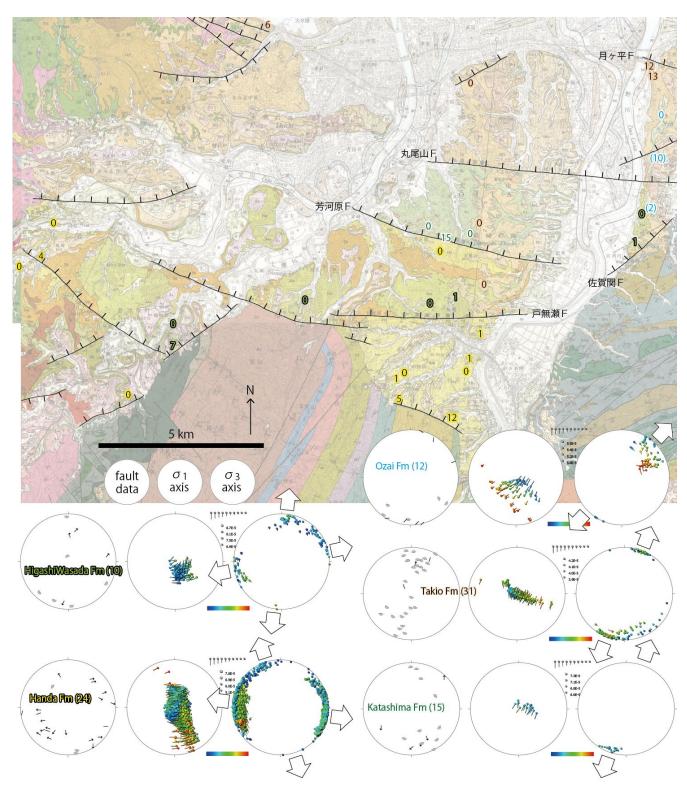


図 62 別府湾南岸地域(大分市周辺)の小断層方位データと応力解析結果. 位置を図 5 9 に示す. 3 つずつ組になったステレオ投影図(下半球等積投影)の左列が断層面の極と滑り方向(tangent-lineation diagram)、中列が最大圧縮主応力(σ_1)軸、右列が最小圧縮主応力(σ_3)軸を示す. 主応力軸の図の色は応力比(寒色が軸性圧縮、暖色が軸性引張)を示す. 地図中の数字は、調査地点と断層数を表す. 背景の地質図は寺岡ほか(1992)、宮崎・吉岡(1994)、吉岡ほか(1997)による.

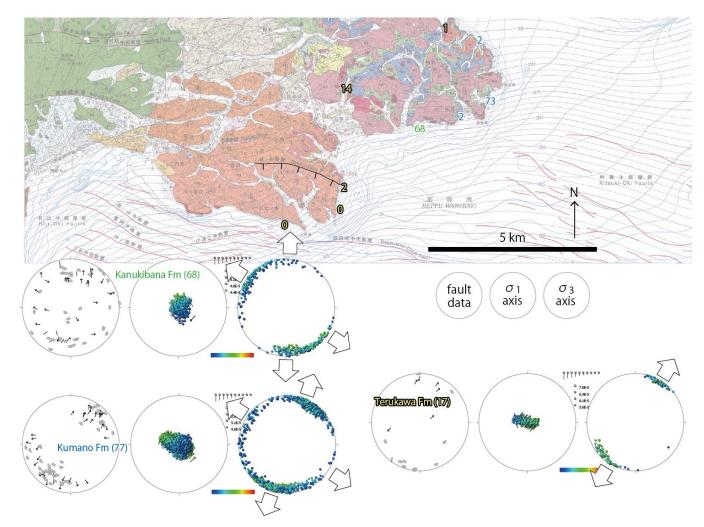


図 63 別府湾北岸地域(杵築市周辺)の小断層方位データと応力解析結果. 位置を図 60 に示す. 表示方法は図 62 と同じ. 背景の地質図は石塚ほか(2005)による.

応力逆解析の結果、すべての層準から南北~北北東-南南西方向の引張応力が検出された (図 62、63、64)。また、下位の碩南層群の各層からは、東西~西北西-東南東方向の引張応力も得られた。応力比 (3つの主応力の間の比) はよく制約できなかったが、中程度から低いものが多かった。これは、三軸応力~軸性圧縮応力が多いことを示す。

考察

下位の碩南層群から東西引張と南北引張の2種類の応力、上位の大分層群から南北引張応力のみが検出された(図 64)。この解析結果を最も単純に解釈すると、碩南層群堆積期(約 90 万年前以前)に東西引張応力、大分層群堆積期(約 90 万年前以降)に南北引張応力がはたらいたと考えられる。この応力転換の時期は、碩南層群堆積中のどの時点でもよい。ただし、例えば南北引張→東西引張→南北引張というふうに、碩南層群堆積期に複数回の応力転換が起こった可能性も否定されない。この可能性の検証のため、小断層どうしの切断関係を確認することが必要である。小断層群は地図規模の大断層付近に偏在している可能性がある(図 62)。しかし、応力状態に地域差は見られないので、地域規模(本研究の対象地域の規模である数 10km)の応力状態が検出されたと考えてよい。ただし、東西引張

応力に関しては、別府湾の南岸で東西、北岸で西北西-東南東方向という地域差が認められた。南北引張応力は正断層型(最大圧縮主応力軸が鉛直)であるので、東西走向に近い地図規模の断層群(図 60)が正断層として活動することに調和的である。一方、東西引張応力の成因は明らかでない。Yama ji(2003)は、宮崎県に分布する宮崎層群の中期~後期鮮新統から西北西-東南東方向の引張応力を検出し、火山フロントの海側への前進と関連付けて slab rollback(海溝の海側への移動)による応力であると推論した。このような広域的な応力状態が、別府周辺地域にも記録された可能性がある。吉岡(1992)は、碩南層群と地図規模の断層の方位・分布、および基盤岩との不整合関係を元に、右横ずれテクトニクスによって別府ー島原地溝帯が形成され始めたと推論した。しかし、本研究が検出した東西引張応力は、地溝帯のトレンド(東北東-西南西)に対する左横ずれの変形を示唆する。東西引張応力が地溝帯形成時のものであるかどうか、更なる調査が必要である。

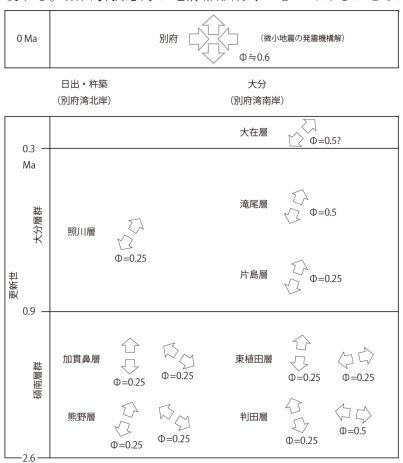


図 64 各層から検出された引張方向および応力比(Φ = (σ_2 - σ_3)/(σ_1 - σ_3)). 碩南層群の各層から、南北引張と東西引張ないし西北西-東南東引張の2種類の応力が得られた. 大分層群より上位では、北北東-南南西引張の応力のみが検出された. 現在 (0 Ma) の応力は、防災科学技術研究所が公開する高感度地震観測網 (Hi-net) による発震機構解の解析結果 (別府周辺).

(ii) 地質構造発達史調查

・地質層序のまとめ(佐多岬半島部分:中央構造線との関係において)

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面に大きな傾斜をもって分布していることが知られている。調査地周辺の地質概略を図 65 に示す。基盤岩の和泉層群に、郡中層が不整合に重なることが確認された。郡中層の地質層序は、大きくふたつのユニットに区分された (図 66)。下位ユニットは、泥 (一部炭質)・シルト・砂礫の互層からなり、層厚は南側でおよそ 250m、北側でおよそ 180m 程度である。火山灰が 2 層確認された。年代測定結果等は別に示す。 上部ユニットと下部ユニットの境界は礫層の急激な増加と変成岩礫の増加によって特徴づけられる。変成岩礫の量は、空間的・層序的に変わるが、砂岩礫が北方や上位に向かって増加する傾向がある。上部ユニットの中部は、植物片を多く含む砂シルト層が多く挟まれる。層厚はおよそ 270m 程度である。

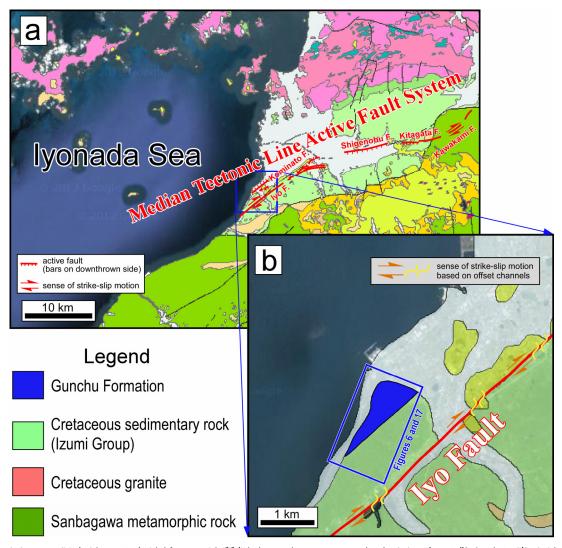


図 65 調査地<郡中地域>の地質概略 (Itoh, 2015) (a 図は伊予灘を取り巻く地質と構造の概略:北部のピンクとオレンジなど赤系統領域;領家変成岩類および白亜紀花崗岩類、うすい黄緑色;白亜紀堆積岩類(和泉層群)、緑色(黄緑色、黄土色を含む黒実線より南側);三波川変成岩類、(産業技術総合研究所地質総合センター、2012より簡略化)

Mizuno (1987)	Present Study
Upper Member	
Gravel-dominant unit intercalating many coaly sand and silt layers. Middle Member	Upper Member Gravel-dominant unit. Metamorphic clasts and sand clasts are abundant in its lower part and upper part, respectively.
Gravel (abundant schist clasts)-dominant unit intercalating many sand, silt and clay layers.	
	Lower Member
Alternation of gravel and silt-clay intercalated by coaly sand layers. It yields nonmarine mollusca and plant remains.	Alternation of gravel, sand and silt intercalating coaly clay layers. Plant remains are abundant. This unit is characterized by presence of granitic material in gravel beds.

図 66 従来の研究との比較 (Itoh, 2015)

・火山灰の年代

年代は、下部ユニットの火山灰を対象にして、2つの方法で測定された。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。そのうち、7粒子は分布ヒストグラムにより除外され、1.8±0.2 Ma (error: 1σ)の結果が得られた。また、U-Pb年代測定では1.92±0.05 Ma (error: 2σ)の結果となった。

・構造発達史と古地理

まず、本地域の地質層序や構造、基盤岩との関係、年代等から、今回の調査結果と従来 の西南日本の構造発達史の考察を含めて、堆積盆地の変遷、後背地の削剥過程(図 67)、 本地域を含む範囲の時空間的な応力系の変遷(図 68)が明らかになった。

なお、本報告の詳細内容は、Itoh (2015)によって、報告された。

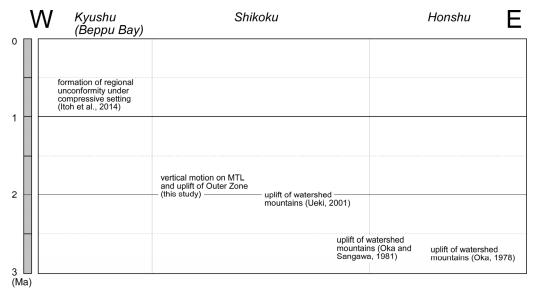


図 67 西南日本の中央構造線に沿う地域の圧縮イベントのタイミング (Itoh, 2015)

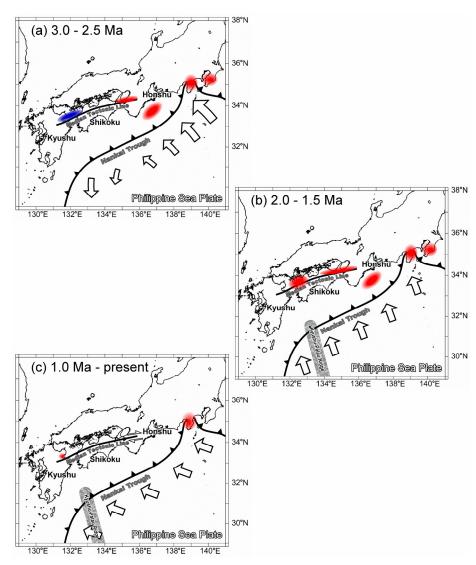


図 68 フィリピン海プレートの沈み込みモードの時間的変遷と堆積盆地の形成 (Itoh, 2015) (赤色は圧縮場<隆起>、青色は伸長場<沈降>を示す)

(iii) 応力変遷シミュレーション

(重力勾配テンソルを用いた別府湾周辺の地下構造形状の概略と断層傾斜角分布の推定) ・はじめに

広域応力場やその変化に伴う断層運動、さらに断層運動に伴う構造形成の議論には、断層形状についての情報が必要である。特に、断層運動に伴う構造形成の数値シミュレーションでは、断層位置と長さ、傾斜角が重要なパラメータとなる。これらのパラメータのうち、断層位置と長さは、これまで実施されてきた地形学的調査研究や地質学的調査研究を基に、重力異常図等の定性的な解釈からも推定が可能である。しかしながら、断層傾斜角については、これらの調査からでは十分な情報を得ることが難しく、反射法地震波探査等の震探データの解釈や、それらに基づく重力異常の定量解析が必要である。

近年、航空機に重力偏差計を搭載し、短期間のうちに広範囲の重力勾配テンソルを計測する空中重力偏差計測が世界中で実施されてきている(例えば、Jekeli 1987; Vasco 1989; Bell et al., 1997; Beiki and Pedersen, 2010)。重力勾配テンソル(Γ)とは、3 次元全方位における重力ポテンシャル(Ψ)の二階微分値であり、以下のように定義される(例えば、Hofmann-Wellenhof and Moritz, 2005)

$$\Gamma = \begin{bmatrix} \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} & \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial x} & \frac{\partial^2 W}{\partial z \partial x} \\ \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y} & \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} & \frac{\partial^2 W}{\partial z \partial y} \\ \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} & \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z} & \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} \end{bmatrix}$$
(1)

いわゆる重力異常 g_z は \mathbb{W} の z 方向の一階微分である。一般に、微分という操作は、データの感度を高くするため、重力勾配テンソルの計測は、地下構造についての情報を、通常の重力異常よりも高い感度で得ることが出来る。

重力勾配テンソルを用いた解析は、その初期に、Vasco (1989)や Vasco and Taylor (1991)により行われた。彼らは、アメリカ空軍が開発した重力勾配測量システム(Gravity Gradient Survey System: GGSS, Jekeli 1988)によって得られた重力勾配を用いて、3次元地下構造解析のための逆解析を実施した。GGSS にはデータ品質に問題があったものの、重力勾配成分は、通常の重力異常よりも良い精度で盆地の深さを推定できることを Vasco and Taylor (1991)は示した。

現在では、重力勾配テンソルを用いた地下構造解析手法や解釈手法が積極的に議論されてきている(例えば、Butler, 1995; Zhang et al., 2000; Beiki, 2010)。そのような中、重力勾配テンソルからポテンシャル場の最大曲率と最小曲率を用いて重力勾配データの地質学的な解釈に応用する手法(Cevallos et al., 2013; Cevallos, 2014)や、重力勾配テンソルの固有値から地下構造形態が 2 次元的であるのか 3 次元的であるのかを示す指標(Pedersen and Rasmussen, 1990)、さらに固有ベクトルを用いた 2 次元構造の走向や傾斜角を推定する手法(Beiki and Pedersen, 2010; Beiki, 2013)などが提案されてきている。

本報告では、これらの手法を用いて、今後のテクトニクスのモデリングや議論に必要となる、別府湾周辺の地下構造形状の概略と断層傾斜角分布の推定をおこなった。

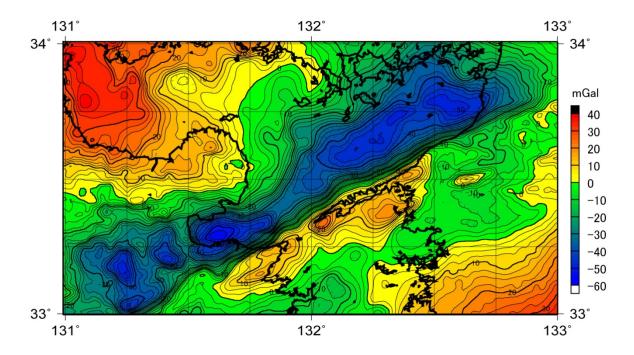


図 69 ブーゲー密度 2670 kg/m³ が仮定された解析領域のブーゲー重力異常。駒澤(2013) によるブーゲー重力異常データベースに基づき作成。コンター間隔は 2.5 mGal。

重力異常から推定される重力勾配テンソルを用いた地下構造特性と断層傾斜角分布

本報告では、伊予灘から別府湾を経て九重、万年山に至る地域を解析領域とした。図 69 は、駒澤(2013)による重力異常データベースを用いた解析領域のブーゲー異常図 (ブーゲー密度 2670 kg/m³) である。

伊予灘から別府湾にかけて-50mGal を越える低重力帯が中央構造線沿いに並び、別府湾から九重、万年山を含む豊肥火山地域も-40mGal を越える低重力異常である。豊肥火山地域内では、庄内盆地、九重盆地、獅子牟田カルデラに起因する顕著な低重力の目玉がみられる。この地域では、重力偏差計による重力勾配テンソルの測定は行われていないため、Mickus and Hinojosa (2001)の手法により、重力異常から重力勾配テンソルデータを計算し、解析に用いた。

図 70 に重力異常の水平一次微分の分布を示す。重力異常の水平一次微分は、重力勾配テンソルのうち、 g_z の x 方向と y 方向の勾配成分、 $\partial g_z/\partial x$ 、 $\partial g_z/\partial y$ を用いて重力異常の水平方向の変化率を定量的に知る手法であり、構造急変(例えば、断層等)による重力異常の急変帯の検出によく利用される(e.g., ten Brink et al., 1993。重力異常の水平一次微分(HGA: Horizontal Gradient Analysis)は以下の式で与えられる。

$$HGA = \sqrt{\left(\frac{\partial g_z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g_z}{\partial y}\right)^2}$$
 (2)

図 70 から、中央構造線や堆積盆地の縁辺部に顕著な帯状の急変部がみられる。九重盆地 や庄内盆地縁辺部の急変帯は、これらの盆地を形成した断層(大分-熊本構造線、庄内断 層)に起因するものと考えられる。別府湾を取囲む急変部は、朝見川断層、別府湾横断断

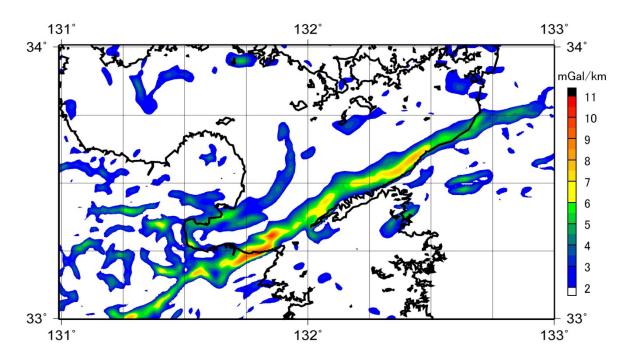


図 70 ブーゲー重力異常の水平一次微分の分布。2 mGa1/km 以上の水平勾配値をもつ領域のみを表示。コンター間隔は 0.5 mGa1/km。

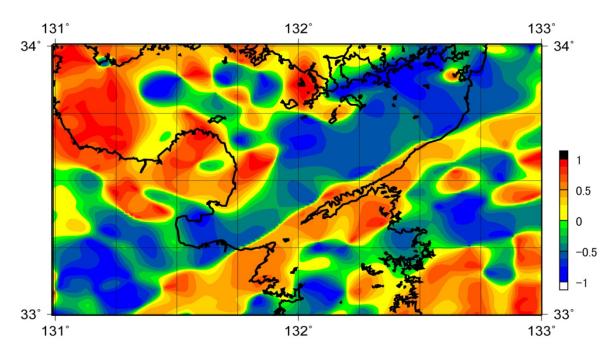


図 71 Shape Index の分布。+1 は Dome、+0.5 は Ridge、0 は Flat、-0.5 は Valley、-1 は Bowl に対応する。コンター間隔は 0.125。

層等に一致する。また、獅子牟田カルデラを取囲むように分布する急変帯は、カルデラ形成時に運動した正断層によるものと考えられる。重力異常の水平一次微分の分布は、この地域の重要な地質構造を形成するに至った主要な断層位置を検出しているといえる。

図 71 は、重力勾配テンソルから求められるポテンシャル場の最大曲率(K_{\max})と最小曲率

 (K_{\min}) を用いて定義される Shape Index (例えば、Koenderink and van Doorn, 1992; Robert, 2001)の分布である。 Shape Index (SI) は以下の式で与えられる。

$$SI = \frac{2}{\pi} \arctan \left[\frac{K_{\text{max}} + K_{\text{min}}}{K_{\text{max}} - K_{\text{min}}} \right]$$
(3)

重力勾配テンソルの成分を用いると、SIは以下のように与えられる。

$$SI = \frac{2}{\pi} \arctan \left[\frac{\frac{\partial g_z}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial g_x}{\partial x} - \frac{\partial g_y}{\partial y}\right)^2 + 4\left(\frac{\partial g_x}{\partial y}\right)^2}} \right]$$
(4)

図 71 から、別府湾内、各盆地、カルデラでは-0.5 から-1 という、Valley から Bowl 構造を示唆する数値となっている。また、中央構造線や大分-熊本構造線などの大構造近辺では、+0.5 から-0.5 へ急激に SI 値が変化している。これは重力異常の水平一次微分値同様、構造急変部の存在を示唆しており、これらの構造線が高角断層である可能性を示唆しているといえる。

図 72 は、重力勾配テンソルの固有値 $(\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3)$ の不変量

$$I_{1} = \lambda_{1}\lambda_{2} + \lambda_{2}\lambda_{3} + \lambda_{1}\lambda_{3}$$

$$I_{2} = \lambda_{1}\lambda_{2}\lambda_{3}$$
(5)

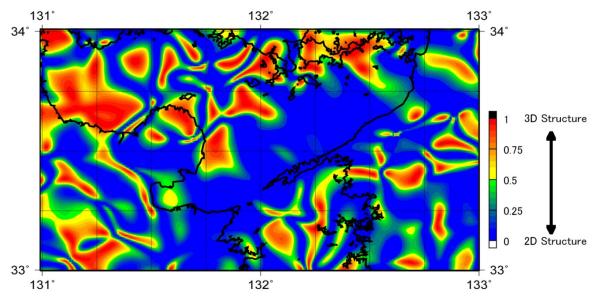


図 72 Dimensionality Index の分布。重力異常の原因となる地下構造が 3 次元的である場合、Iは+1 に近づき、2 次元的である場合、Iは 0 に近づく。コンター間隔は 0.05。

を用いて定義される不変量比 I (Perdersen and Rasmussen, 1990)

$$I = \frac{-27I_2^2}{4I_1^3} \tag{6}$$

の分布である。原因物体がダイクのように鉛直方向に 2 次元的である時、Iは 0 に、3 次元的であるときは 1 に近づく。

Beiki and Pedersen (2010)は、この不変量比 Iを構造のDimensionality Index とよび、この指数を用いて、構造が鉛直方向に 2 次元的であるか 3 次元的であるかの線引きができると提案している。彼らはいくつかの数値実験を行い、概ね I=0.5 が 2 次元的構造と 3 次元的構造の境界の目安としている。

図 72 より、本解析地域には、 $I \le 0.5$ の領域が広く 分布することが分かる。これは、この地域が、鉛直方 向に 2 次元的な構造(例えば、底が深く細長い地溝や 規模の大きな断層構造)の組合せで説明され得ること を示唆している。Dimensionality Index が 2 次元構造

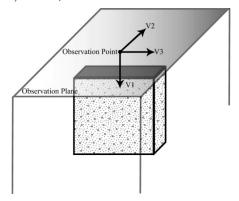


図 73 重力勾配テンソルの固 有ベクトルと重力異常の原因 となる 2 次元的構造との関係。 図中の v1 は最大固有ベクトル、v2 は中間固有ベクトル、 v3 は最小固有ベクトル。Beiki and Pedersen (2010)による。

を示唆する領域では、固有ベクトルの方向特性から、最大固有ベクトルは原因物体の方向を向くため(Beiki and Pedersen, 2010)、2次元構造の傾斜角(\mathfrak{g})は、最大固有ベクトル \mathbf{v}_1 の 3成分(\mathbf{v}_{Ix} , \mathbf{v}_{Iy} , \mathbf{v}_{Iz})を用いて以下の式により、推定できる(例えば、Beiki, 2013)。

$$\beta = \arctan\left(\frac{v_{1z}}{\sqrt{v_{1x}^2 + v_{1y}^2}}\right) \tag{7}$$

ここでは、式(7)を用いて、解析領域の大規模な断層の傾斜角分布を推定することを試みた。式(7)を用いた断層傾斜角の推定では、①構造に 2 次元的な構造を仮定できること ②構造急変部であること を同時に満足する地点での重力勾配テンソルの最大固有ベクトルを用いる。条件①を満たす地域は、 $I \leq 0.5$ の領域になり、条件②を満たす地域は、図 70 示されるように、重力異常の水平一次微分値が 2 mGal/km 以上の領域になる。これらの条件を満たす領域で推定した構造の傾斜角の分布を図 74 に示す。

図 74 より、伊予灘から佐賀関半島の中央構造線は、南側で 60° を越える高角断層であるが、北側(瀬戸内)に向かって順次低角になるという分布になっている。別府湾奥沿岸部や別府湾横断断層、庄内断層が分布する領域は 45°以下の低角断層と推定されている。また、野稲岳一万年山断層帯領域も 45°以下の低角断層と推定されている。

別府湾内では、これまで反射法地震波探査が行われ、反射断面図の解釈やテクトニクスの議論が行われてきている(例えば、由佐ほか、1992; Itoh et al., 1998; Kusumoto et al., 1999; Itoh et al., 2014)。Itoh et al. (2014)による別府湾内の反射断面の再解釈図では、別府湾内の比較的大きな断層はいずれも 45°以下の低角断層であり、その成因として、より深部の断層傾斜角 7°あるいは 17°という非常に低角な正断層運動の活動によることが、個別要素法によって確かめられている。これは、図 73 に示される別府湾内の断層は低

角であるということをサポートしている。

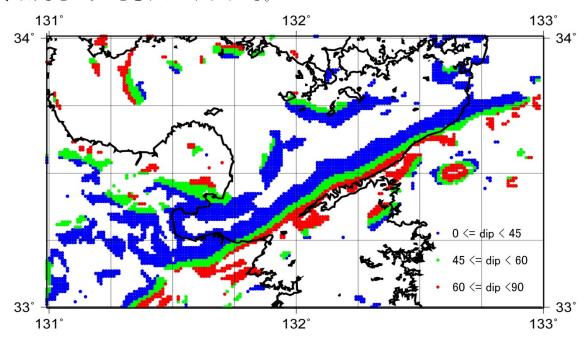


図 74 重力勾配テンソルの最大固有ベクトルから推定された断層傾斜角の分布。

別府湾内の反射法地震波探査結果だけから、図 74 に示されている断層傾斜角分布がすべて正しいと考えることは難しいが、指標にはなり得ると思われる。今後のテクトニクスの議論や数値シミュレーション実施時の参考データとして活用し、得られる結果と実際の観測データの矛盾点等の有無を見極めていく必要があるであろう。

(a) 結論ならびに今後の課題

- (i) 下位の碩南層群から東西引張と南北引張の2種類の応力、上位の大分層群から南 北引張応力のみが検出された(図 64)。このことから、碩南層群堆積期(約 90 万年前以前)に東西引張応力、大分層群堆積期(約 90 万年前以降)に南北引張 応力がはたらいたと推測される。データ数の課題や従来の見解との相違が認めら れる点もあり、今後は測定地点の増加を図り、分布域全体での時空間での応力変 遷を明らかにすることが必要である。
- (ii) 伊予地域の地質層序や構造、基盤岩との関係、年代等から、今回の調査結果と従来の西南日本の構造発達史の考察を含めて、堆積盆地の変遷、後背地の削剥過程、地質構造形成史本地域を含む範囲の時空間的な応力系の変遷が明らかにできた。今後は、佐多岬沖から別府湾周辺にかけての第四紀の構造発達史のまとめのために、第四紀層ならびに基盤岩の現地調査および年代測定を実施し、地質構造形成の時空間的位置づけを明らかにすることが重要である。
- (iii) 伊予灘から別府湾を経て九重、万年山に至る地域の既存の重力異常データから重力勾配テンソルを求め、解析領域の構造の概要と断層傾斜角分布を推定した。その結果、この地域は、Bowl 状構造のほか、底が深く細長い地溝や規模の大きな断層構造の組合せで説明され得ることが示された。断層傾斜角については、①伊予

攤から佐賀関半島の中央構造線は、南側で 60° を越える高角断層であるが、北側 (瀬戸内)に向かって順次低角になること、②別府湾奥沿岸部や別府湾横断断層、庄内断層が分布する領域は 45°以下の低角断層であること、③野稲岳一万年山断層帯領域も 45°以下の低角断層であることが推定された。別府湾内の反射法地震波探査と比較したところ、別府湾内の構造については、本研究結果をサポートすることが明らかとなった。

27年度以降は、シミュレーション(個別要素法 或いは 有限要素法)により構造の復元を試みることで、この地域のテクトニクスの議論を行う予定である。

(b) 引用文献

(i)

- 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.
- 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.
- 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.
- Yamaji, A., 2003, Slab rollback suggested by latest Miocene to Pliocene forearc stress and migration of volcanic front in southern Kyushu, northern Ryukyu Arc. Tectonophysics, 364, 9-24.
- 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.

(ii)

- Mizuno, K., 1987. Preliminary report on the Plio-Pleistocene sediments distributed along the Median Tectonic Line in and around Shikoku, Japan. Bulletin of the Geological Survey of Japan 38, 171-190.
- Itoh, Y., 2015, Gunchu Formation: An indicator of Active Tectonics on an Oblique Convergent Margin. LAMBERT Academic Publishing, 76P.
- 産業技術総合研究所地質総合センター、2012、シームレス地質図.

(iii)

Beiki, M., 2010. Analytic signals of gravity gradient tensor and their application to estimate source location. Geophysics, 75, I59-I74.

- Beiki, M., 2013. TSVD analysis of Euler deconvolution to improve estimating magnetic course parameters: an example from the Asele area, Sweden. Journal of Applied Geophysics, 90, 82-91. doi:10.1016/j.jappgeo2013.01.002.
- Beiki M., and Pedersen, L. B., 2010. Eigenvector analysis of gravity gradient tenso r to locate geologic bodies. Geophysics, 75, I37-I49. doi:10.1190/1.3484098.
- Bell, R., Anderson, R., and Pratson, L., 1997. Gravity gradiometry resurfaces. The Leading Edge, 16, 55-60.
- Butler, D.K., 1995. Generalized gravity gradient analysis for 2-D inversion. Geophy sics 60, 1018-1028.
- Cevallos, C., Kovac, P., and Lowe, S. J., 2013. Application of curvatures to airbor ne gravity gradient data in oil exploration. Geophysics, 78, G81-G88.
- Cevallos, C., 2014. Automatic generation of 3D geophysical models using curvatures derived from airborne gravity gradient data. Geophysics, 79, G49 G58.
- Hofmann-wellenhof, B., and Moritz H., 2005. Physical Geodesy. Springer, Berline.
- Itoh, Y., Takemura, K., and Kamata, H., 1998. History of basin formation and tecton ic evolution at the termination of a large transcurrent fault system: deformati on mode of central Kyushu, Japan. Tectonophysics, 284, 135-150.
- Itoh, Y., Kusumoto, S., and Takemura, K., 2014. Evolutionary process of Beppu Bay i n central Kyushu, Japan: a quantitative study of the basin-forming process cont rolled by plate convergence modes. Earth, Planets and Space, 66:74, doi:10.1186/1880-5981-66-74
- Jekeli, C., 1987. New instrumentation techniques in geodesy. Review of Geophysics, 25, 889-894.
- Jekeli, C., 1988. The gravity gradiometer survey system (GGSS). EOS, Trans. AGU, 69, 105.
- Koenderink, J. J., and van Doornm A. J., 1992. Surface shape and curvature scales. Image and Vision Computing, 10, 557-564.
- 駒澤正夫,2013. 日本重力データベース DVD版 Digital Geoscience Map P-2. 独立行政法人 産業技術総合研究所,地質調査総合センター,つくば.
- Kusumoto, S., Takemura, K., Fukuda, Y., and Takemoto, S., 1999. Restoration of the depression structure at the eastern part of central Kyushu, Japan by means of dislocation modeling. Tectonophysics, 302, 287-296.
- Mickus, K. L., and Hinojosa, J. H., 2001. The complete gravity gradient tensor derived from the vertical component of gravity: a Fourier transform technique. Jour nal of Applied Geophysics, 46, 159-174.
- Perdersen, L. B., and Rasmussen, T. M., 1990. The gradient tensor of potential fiel d anomalies: Some implications on data collection and data processing of maps. Geophysics, 55, 1558-1566.
- Robert, A., 2001. Curvature attributes and their application to 3D interpreted hori zons. First Break, 19, 85-99.

- ten Brink, U. S., Ben-Avarham, Z., Bell, R. E., Hassouneh, M., Coleman, D. F., Andreasen, F., Tibor, G., and Coakley, B., 1993. Structure of the Dead Sea Pull-apart Basin from Gravity Analyses. Journal of Geophysical Research, 98, 21877-21894.
- Vasco, D. W., 1989. Resolution and variance operators of gravity and gravity gradio metry. Geophysics, 54, 889-899.
- Vasco, D.W., and Taylor, C., 1991. Inversion of airborne gravity gradient data, sou thwestern Oklahoma. Geophysics, 54, 90–101.
- 由佐悠紀, 竹村恵二, 北岡豪一, 神山孝吉, 堀江正治, 中川一郎, 小林芳正, 久保寺章, 須藤靖明, 井川猛, 浅田正陽, 1992. 反射法地震探査と重力測定による別府湾の地下構造. 地震 第2輯, 45, 199-212.
- Zhang, C., Mushayandebvu, M. F., Reid, A. B., Fairhead, J. D., and Odegrad, M. E., 2000. Euler devonvolution of gravity tensor gradient data. Geophysics, 65, 512-520.