

九州大学大学院理学研究院

研 究 報 告

地球惑星科学

第 23 卷 第 1 号

平成 24 年 2 月

九州大学大学院理学研究院

目 次

高原半島地域における微動H/Vスペクトル比を用いた地盤構造推定	糸谷夏実・松島 健	1~12
西南日本、長崎県対馬に分布する新第三系対州層群からの メタン湧水性石灰岩の発見とその意義	二宮 崇	13~21

編集委員会

委員長	高橋	孝三
委員	竹中	博士
委員	下山	正一

島原半島地域における微動H/Vスペクトル比を用いた地盤構造推定

糸谷夏実*・松島 健**

Estimation of subsurface structure in the Shimabara Peninsula using microtremor H/V spectral ratio

Natsumi ITOYA* and Takeshi MATSUSHIMA**

Abstract

In recent times, the estimation of long-period strong ground motions has become more important in the construction of large-scale buildings. From the contour map of peak period for long-period ground motions in Japan (the Central Disaster Prevention Council, 2008), it has been estimated that long-period ground motions are amplified not only in sedimentary basins like the Kanto Plain in the central Japan, but also in volcanic areas such as the Shimabara Peninsula in Kyushu, Japan. In particular, in the Yadake region of the Shimabara Peninsula, the long-period ground motions are amplified to the same extent as in the Kanto Plain. In order to estimate the ground structure in the Shimabara Peninsula using microtremor H/V spectra (horizontal-to-vertical spectral ratio), we carried out microtremor observations at 60 sites throughout the Shimabara Peninsula.

Using data derived from these observation sites, we traced a contour map of primary natural peak period (the longest peak period that ranges from 1 to 10 s). Peak periods of 5–6 s in the H/V spectra were observed at many of the observation sites to the east of the Shimabara Peninsula, where thick volcanic sediments are distributed. It is thought that the thick volcanic sediment layer is the cause of such long peak periods in the H/V spectra.

In the central western area of the Shimabara Peninsula, there are no remarkable peaks in the observed H/V spectra. According to explosion seismic research (Explosion seismic research group of Unzen Volcano, 1995), this area corresponds to a rock layer having $V_p = 3.5$ km/s; this is a solid lava layer that extends to the ground surface. This structure is reflected in the shape of the H/V spectra; in this region, the value of H/V spectral ratio remains nearly constant in the frequency of microtremors.

We also estimated subsurface structures in the peninsula using the observed H/V spectra. Using P-wave velocity obtained from the explosion seismic research, S-wave velocity and density were calculated according to Ludwig *et al.* (1970). Using a trial-and-error estimation process, S-wave velocity, P-wave velocity, and density were fixed, and the thickness of the sedimentary layers was adjusted to find a reasonable fit between the primary natural peak period of the calculated H/V spectra and the observed H/V spectra in order to determine the ground structure. The depth to the $V_s = 600$ m/s layer is estimated as 1.2 km at boring Site USDP2 which lies to the east of the Shimabara Peninsula. Our result is consistent with borehole sample data.

The horizontal component of long-period microtremors in the Yadake area commonly exceeds that in the central part of the Shimabara Peninsula. If the ground structure is determined using the same parameters as the surrounding sites, the depth to the basement at Site Yadake should be approximately 1000 m. However, local tectonic maps and the results of explosion seismic research do not indicate such a steep basin structure under Site Yadake. Therefore, we varied the S-wave velocity of the shallow part of the underground structure and found that a very low-velocity layer exists beneath the area surrounding Site

平成23年12月7日受付，平成23年12月14日受理

* 九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター

現所属：本郷中学校・高等学校

〒170-0003 東京都豊島区駒込4丁目11-1

** 九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター

〒855-0843 長崎県島原市新山2丁目5643-29; takeshi_matsushima@kyudai.jp

* Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University

Present address : Hongo Junior & Senior High School

Komagome 4-11-1, Toshima-ku, Tokyo, 170-0003, Japan

** Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University

Shinyama 2-5643-29, Shimabara City, Nagasaki 855-0843, Japan

Yadake. It is thought that this low-velocity layer is related to the existence of numerous hot-spring sources in and around Site Yadake and causes an increase in long-period strong ground motions.

Key words: microtremor, H/V, subsurface structure, long-period ground motions, Shimabara Peninsula

1. はじめに

一般に、地震動の大きさは震源、伝達経路、地盤条件の相互作用によって決定される。特に地震時の揺れの大きさは地盤の影響を受けている。例えば東京東部のいわゆる下町地域では軟弱な沖積層が厚く堆積しているため、関東地震（1923, M7.9）において大きな地震動が発生し被害が集中している（たとえば、大崎, 1983）。さらに、兵庫県南部地震（1995年, Mj7.3）において大被害が生じたいわゆる「震災の帯」では、神戸市直下の深い地盤構造の強い影響が指摘されている（たとえば、Pitarka et al., 1996）。

さらに近年の建造物の長大化に伴い、長周期地震動の被害予測が重要になっている。長周期地震動とは、周期が2秒以上のゆっくりとした揺れを示す。この周期では木造家屋への影響は小さいが、2~10秒の揺れは高層ビル、体育館、橋のような大型建造物に大きな被害を与える。大型建造物では震源から100 km以上離れた震度が小さい地域でも共振現象が発生して被害が増大することがある。たとえば2003年十勝沖地震において北海道苫小牧市で石油タンクがスロッシングにより破損し火災を起こしたこと、2004年新潟県中越地震において震度3だった東京で高層ビルのエレベーターのワイヤが切れたことなどが挙げられる。堆積層の厚い平野部には、高層建築物や長大建造物が多数存在し、長周期地震動による被害が懸念されている。

そこで、中央防災会議（2008）は長周期地震動で揺れやすい場所をまとめ、全国の長周期地震動の卓越周期分布図を作成した。この報告によると、関東平野や濃尾平野などの第四紀層が厚い堆積盆地のほか、長崎県島原半島地域でも長周期地震動が増幅されることが推定されている。特に島原半島中央部にある雲仙地域では、関東平野と同程度に長周期地震動が増幅するという結果が得られている。島原半島は関東平野のような沖積層による堆積盆地構造をなしておらず、この長周期地震動の増幅の原因解明が必要である。

長周期地震動には、深い地盤構造、特にS波速度構造が強く影響を及ぼしているため、1000 mオーダーの深いS波速度構造を把握が重要である。このような深いS波速度構造は、人工震源を用いた反射法や屈折法探査、ボーリング掘削孔で行われる速度検層法（PS検層）などで推定される。しかし、これらにはコスト面や安全面に問題点があり、都市部で調査を行うのは困難である。これらの問題点を解決させるS波速度構造探査法として、微動を用いる方法

がある。この方法には、調査を行う設備が簡単である、地盤の掘削も不要である、いつでも比較的簡単に調査を行うことができるという利点がある。本研究では、地盤構造の評価法として微動H/Vスペクトル比（水平動／上下動スペクトル比）に着目し、島原半島内60地点で単点微動観測を行い、半島内の詳細な地盤構造の推定を試みる。

2. 微動 H/V スペクトル比

2.1. 微動の概念

自動車や工場、風や波浪などで地盤は絶えず微小な振幅で振動している。このような恒常的に地表面に存在する微小振動を微動と呼んでいる。微動は、振動源（発生源）の違いによって、“常時微動”と“脈動”とに分類される。常時微動は、交通振動や機械振動など主として人間活動に起因する短周期（周期0.1~1秒程度）の微動である。一方、脈動は長周期（周期約1秒以上）の微動で、風、波浪など自然現象に起因している。

2.2. 微動探査

微動を用いた地下構造探査法は、反射地震探査などと違い大規模な振動源は不必要で、いつでもどこでも比較的簡便に調査が可能である。

微動探査には、複数の地震計で構成された地震計アレイで得られた微動記録からS波速度構造を推定する方法と、1台の地震計で観測された微動のH/Vスペクトル比（水平動／上下動のパワ・スペクトル比）からS波速度構造を推定する2つの方法がある。

Matsushima and Okada（1990）は、微動アレイ観測によって長周期微動の到来方向が主に海岸方向であり、発生源は海洋波浪であること、さらに、位相速度に分散性があることを確認し、微動は表面波の集まりであることを示した。

微動のH/Vスペクトル比による地盤の評価手法は、中村（1988）により提案された。この方法では、基盤と地表間のS波の伝達関数は、地表で観測された微動の上下動成分に対する水平動成分の比から求められているとしている。基盤では上下動と水平動の微動振幅はほぼ同じで、上下動はP波として、水平動はS波として地盤を伝わると仮定されているが、弾性波の波動伝播の物理的現象として合理的な説明は難しい。

時松ほか（1994）は、短周期微動に含まれる表面波特性の抽出を検討するために、アレイ観測を行った。その結果、短周期微動は表面波が優勢であり、

その短周期微動の観測H/Vスペクトル比は既知の地下構造を基に計算されたレイリー波基本モードの理論H/Vスペクトル比と一致することが示された。

Yamanaka et al. (1994) は、関東平野北西部で微動観測を行い、長周期微動のH/Vスペクトル比を用いた地盤構造の推定を試みた。地震動のS波coda部分のH/Vスペクトル比と微動H/Vスペクトル比は一致する。さらに、既知の地下構造を基に計算されたレイリー波基本モードの理論H/Vスペクトル比と観測H/Vスペクトル比は一致することが示された。

したがって、微動は表面波で構成されており、さらにH/Vスペクトル比は、直下の地下構造をよく反映したものと言える。

2.3. 微動H/Vスペクトル比

H/Vスペクトル比によるS波速度構造探査は、微動に含まれる表面波（レイリー波）の水平・上下振幅比が極小・極大となる周波数を用いて地下構造の推定を行う。

レイリー波は、楕円軌跡を描きながら媒質中を伝わる。Fig. 1は、H/Vスペクトル比に対応する周波数ごとのレイリー波楕円軌跡の変化を模式的に表したものである。レイリー波の楕円軌跡が円形になるとH/Vスペクトル比の値は1になる。

一方、楕円軌跡が横長（平たい形状）になるとH/Vスペクトル比は無窮大に発散する。同様に、楕円軌跡が縦長になるとH/Vスペクトル比は無窮小に発散するというを示している。このように、レイリー波の分散特性により周波数ごとのレイリー波の楕円軌跡は変化する。この楕円軌跡の変化によりH/Vスペクトル比の値も周波数ごとに変化してくる。レイリー波の楕円率は、地下のS波速度、P波速度、密度、層厚によって決まる。よって、H/Vスペクトル比は、直下の地下構造をよく反映している。

H/Vスペクトル比の問題点として、微動の中に含まれるラブ波の存在が挙げられる。微動はレイリー波で主に構成されているが、厳密にはラブ波も含まれており、その時々によって微動中に含まれるラブ波の割合が変化している。この手法は、水平成分と

上下成分の比を計算しているが、水平成分にはレイリー波とラブ波が含まれているため、ラブ波の寄与が大きい場合H/Vスペクトル比の値は大きくなる。H/Vスペクトル比の卓越周波数は大きく変わることはないが、H/Vスペクトル比の値は時間によって変動してしまう。

先行研究(Yamanaka et al. 1994)から、基盤と堆積層のS波速度コントラストの明瞭な地盤では、レイリー波の卓越周波数が、地盤の固有周波数とよく対応することが示されている。本研究では、微動中に含まれるラブ波の寄与を少なくするため、H/Vスペクトル比の卓越周波数のみに着目して島原半島における地盤構造の推定を試みた。

3. 微動観測と解析方法

3.1. 島原半島の地質的特徴

九州の地殻応力場は南北方向の張力が卓越している。このため、九州中部では東西方向の正断層群が発達し、これらの断層群により、別府湾から九重・阿蘇を経て島原半島に至る「別府-島原地溝帯」が形成されている。Fig. 2に星住ほか(2002)による島原半島の地質構造を示す。別府-島原地溝帯の西端に位置する島原半島には、北縁の千々石断層、南縁の布津-金浜断層によって切断された幅約8 kmに及ぶ雲仙地溝が東西に走っている。このため、中心部ほど深く沈降していると考えられている。そして、雲仙火山は雲仙地溝内に形成された活火山であり、普賢岳をはじめ国見岳、妙見岳などからなる複合火山である。島原半島の7割は、古期および新期の雲仙火山噴出物に覆われている。溶岩の噴出と平行して地溝の沈降が続いた結果、噴出物の厚さは地溝の外側では0~500 m程度、地溝の内側では1000 m以上に達する。雲仙火山の噴出率は、古期で大きく、新期で小さい。古期雲仙火山噴出物が半島全域に広がるのに対して、新期雲仙火山噴出物は中央部から東部の地溝の軸部で古期雲仙火山噴出物を覆っている。

3.2. 微動観測点

微動H/Vスペクトル比は時間的に安定しているかどうかを確認するために、池原観測点(Fig. 3)で期間7ヶ月間の連続観測を行った。また島原半島中央部において長周期地震動が最も増幅していることが示されている(中央防災会議, 2008)。この結果は、地震動のS波coda部分のH/Vスペクトル比で推定されており、雲仙温泉街の南にある気象庁の矢岳観測点(Fig. 3)のデータを使用している。本研究では、微動H/Vスペクトル比でも地震動H/Vスペクトル比と同じ結果が得られるかどうかを確認するために、実際に矢岳観測点で微動観測を行った。

さらに、島原半島全体の振動特性や地下構造を推定するため2010年3~5月と9~12月に合計60地点に

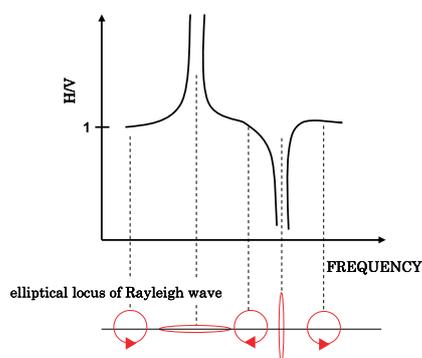


Fig. 1 Variation in the elliptical locus of the Rayleigh wave that corresponds to the H/V spectral ratio of each frequency. This is a double-logarithmic plot.

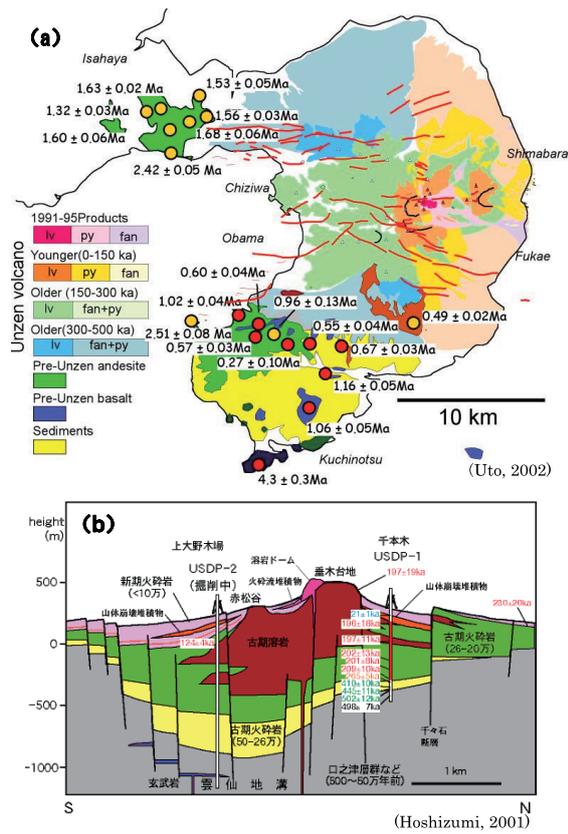




Fig. 4 Photographs of the observation instruments.

3.4. 解析方法

解析は以下の手順で実施した.

- 1) 100 Hzサンプリングの記録から163.84秒間のデータを取り出し、FPAC (大崎, 1994) を用いて水平動 (NS・EW)・上下動 (UD) のパワースペクトルを算出する.
- 2) 成分ごとに、30回のアンサンブル平均を行う.
- 3) 水平動スペクトルの合成を、NS成分のパワースペクトルとEW成分のパワースペクトルの相乗平均から求める.
- 4) H/Vスペクトル比を、水平動スペクトルと上下動パワースペクトルの比で導出する.

4. 微動 H/V スペクトル比の適用性

4.1. 微動H/Vスペクトル比の時間的变化

まず、微動データを使って地盤構造の解釈をする前に、微動の時間的な安定性を確かめた。池原観測点での連続観測データを用いて、微動の時間的变化を調査した。

Fig. 5に2009年9月2日5時の微動波形例を示す。3成分共通して言えることは、1秒以上の長周期微動成分が多く含まれていることである。

Fig. 6は、池原観測点における2009年9月2~11日の4:00~5:30の90分間データから、各3成分パワースペクトルとH/Vスペクトル比を求め、それぞれプロットしたものである。本研究は、研究対象である周波数0.1~1 Hzの領域に着目する。Fig.6で示すように、0.1~1 Hzの長周期微動のパワが強くなっている。前述のとおり0.1~1 Hz領域の長周期微動は、島原半島における深部地盤構造の推定を行うのに非常に適している。次に、各3成分パワースペクトルとH/Vスペクトル比を比較する。パワースペクトルは、微動の振動源が日々変化するため、卓越周波数が不安定であり、日によって異なってくる。一方、H/Vスペクトル比をとることで時間的に変化がなく、安定している。

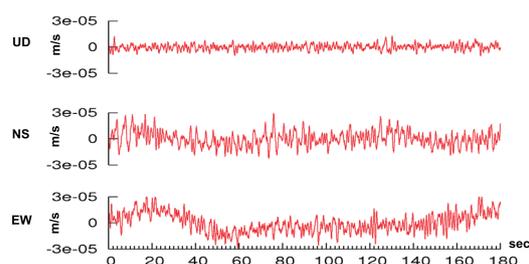


Fig. 5 Examples of microtremor records from Site Ikenohara at AM5:00 September 2, 2009.

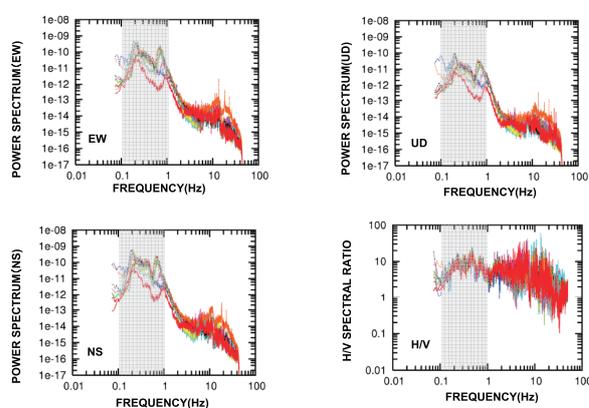


Fig. 6 Power spectra of three components (UD, NS, EW) and the H/V spectral ratio at Site Ikenohara.

以上より、H/Vスペクトル比は、振動源の影響が除去され、時間に依存しないので、地盤特性を的確に表すことができる。さらに、一般に微動を用いた研究では人工ノイズの影響を避けるために、社会活動がほとんど停止した深夜のデータを使うべきとされていたが、H/Vスペクトル比は振動源に依存しないので、昼夜問わずデータを使うことができることがわかった。

4.2. 微動H/Vスペクトル比と地震動H/Vスペクトル比の比較

Fig. 7は、地震動H/Vスペクトル比の解析で使用した上下動の速度波形を示す。S波coda部の地震動H/Vスペクトル比は、2005年福岡県西方沖地震の本震から約3分後のデータ (Fig. 7の四角で囲んだ部分) を使用して求められた。81.92秒間のデータを用いて、各3成分パワースペクトルを算出した。0.1Hzのバンド幅のParzenスペクトルウィンドウを用いて平滑化を行った。

Fig. 8では島原半島において最も長周期地震動が増幅する矢岳観測点で求められた微動H/Vスペクトル比と地震動H/Vスペクトル比を比較した。ここで、0.1~1.0 Hzの領域で存在する最も低い周波数を1次

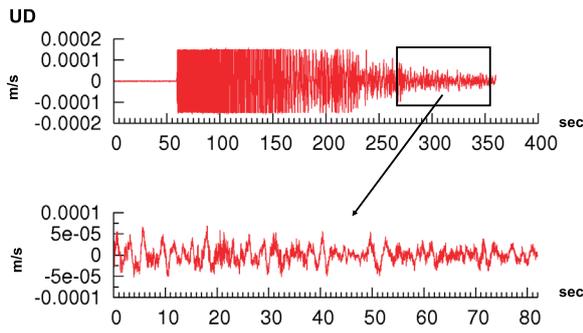


Fig. 7 Example of ground motion records (UD) at Site Yadake during Fukuoka Earthquake on March 20, 2005.

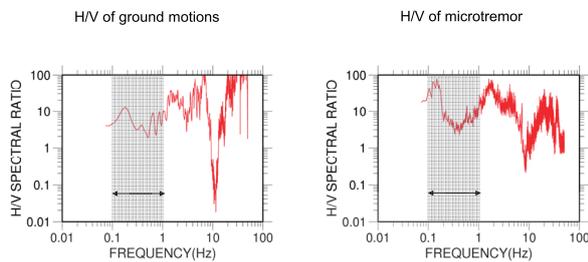


Fig. 8 Comparison between H/V spectral ratios of microtremors and ground motions at Site Yadake.

卓越固有周波数と定義する。地震動H/Vスペクトル比と微動H/Vスペクトル比は、高周波数側の卓越周波数もよく一致しているが、最も注目したいのは1次卓越固有周波数の一致である。両者のH/Vスペクトル比は、双方とも約0.16 Hz (周期約6秒) 付近にピークがある。

以上より、微動を計測することで地震時(表面波が地面に入射したとき)の地盤震動特性も把握することが可能であることがわかった。

5. 島原半島における微動 H/V スペクトル比の卓越周期分布

5.1. 微動H/Vスペクトル比の卓越周期分布図

島原半島内の60地点で得られたデータから、各点H/Vスペクトル比の1次卓越固有周波数を周期換算し、等周期図(Fig. 9)を作成した。Fig. 9のカラーバーの通り、H/Vの卓越周期を2~7秒の範囲で色分けして示している。さらに、1次卓越固有周波数が明瞭に現れなかった地域を水色で示した。Fig. 10は、等周期図の作成に使用したH/Vスペクトル比の例であり、卓越周期2~3秒、3~4秒、4~5秒、5~6秒、6~7秒の代表的なH/Vスペクトル比を示す。

Fig. 9を見ると島原半島東部や中央部において、長周期微動が卓越していることが分かる。また島原半島中央部から南北両側に向かって、卓越周期が短くなる傾向がある。さらに、普賢岳を境に東西で卓越

周期分布が異なっていることも特徴的である。

このように、島原半島の各観測点において観測されるH/Vスペクトル比の卓越周期は、半島の地盤構造を強く反映して様々であることがわかる。

5.2. 微動H/Vスペクトル比の卓越周期分布図と地質図の比較

Fig. 2 (a)の地質図とFig. 9の微動H/Vスペクトル比の卓越周期分布図を比較する。まず、島原半島東部に着目する。島原半島東部の雲仙地溝内では、新期雲仙火山噴出物が厚く堆積している。雲仙火山の形成史(星住ほか, 2002)によると、新期雲仙火山は野岳、妙見岳、普賢岳の3火山からなり、15万年前以降、火山体の中央より東側にいくつかの噴出中心をもつ小規模な火山体の集合として、溶岩ドーム、ドーム崩壊型火砕流および溶岩流を伴う活動を繰り返した。さらに、雲仙地溝の活動は、より内側へと限定されるようになり、陥没地形が顕著になった。そのため、雲仙火山の西側には新期雲仙火山噴出物がほとんど供給されず、東側のみに供給された。H/Vスペクトル比の卓越周期分布図でも、東部5~6秒のピークが見られ、水平動の長周期成分が卓越している。特に、科学掘削が行われたUSD2地点(No.33, Fig. 9)では、新期雲仙火山噴出物が約380 mの厚さで分布しており、古期雲仙火山噴出物も含めると約

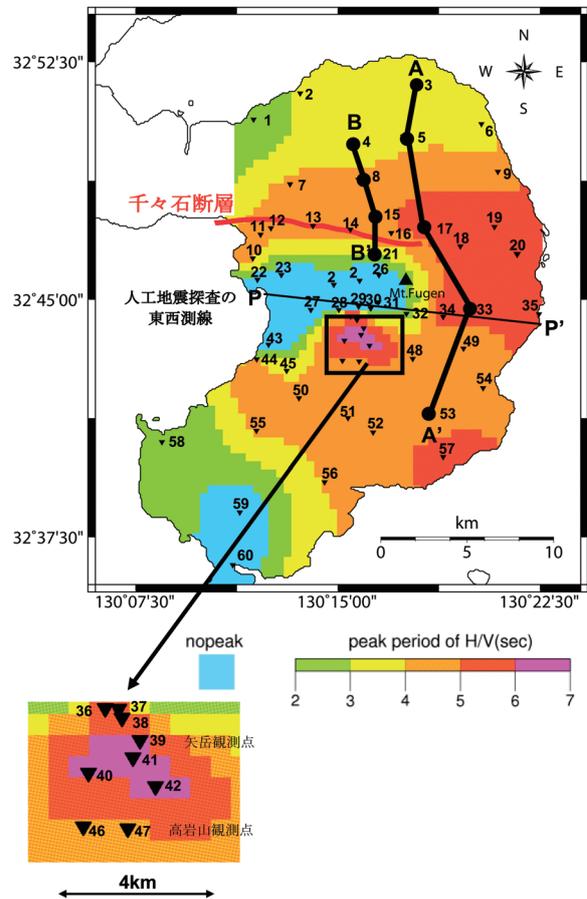


Fig. 9 Contour map of the observed H/V peak period.

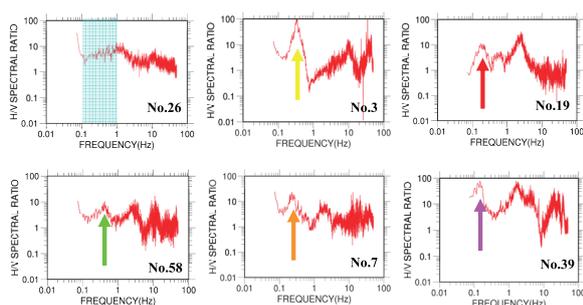


Fig. 10 Examples of H/V spectral ratios.

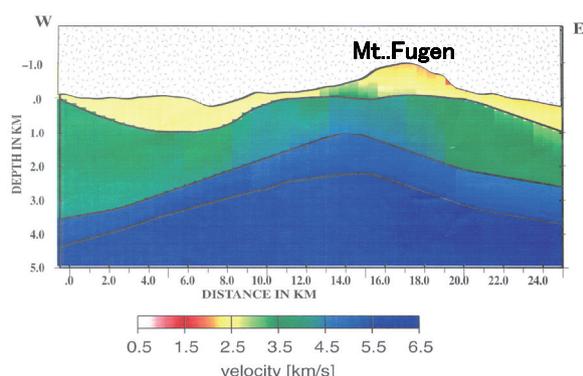


Fig. 11 P-wave structure of the Unzen volcano derived from the explosion experiment after Explosion Seismic Research Group of Unzen Volcano (1997).

1.2 kmにもわたり厚く堆積していることがわかっていいる。この厚い雲仙火山噴出物が島原半島東部における長周期成分卓越の原因だと考えられる。

島原半島南部は、先雲仙火山岩類が地表に広く分布している。H/Vスペクトル比の卓越周期分布図では、2~3秒のピークが見られ、短周期微動が卓越している。この短周期成分卓越の原因として、硬い先雲仙火山岩類が地表に露頭していることが考えられる。このように半島中央部以外は、微動H/Vスペクトル比の卓越周期分布図と地質図はよく対応している。

しかし、島原半島中央部の矢岳付近における局所的な長周期微動の卓越地域は、付近の地質図と良い対応が見られない。この地域は半島東部のように新期雲仙火山噴出物が厚く堆積しているわけではないので、他の原因が考えられる。

5.3. 微動H/Vスペクトル比の卓越周期分布図と人工地震探査結果の比較

島原半島内の人工地震探査の報告 (Fig. 11, 雲仙火山人工地震探査グループ, 1997) によると、普賢岳西部域では $V_p = 3.5$ km/sの速度を持つ高速度層が地表近くまで迫っている。これは古期雲仙火山の厚い溶岩層に相当すると考えられる。Fig. 9とFig. 11を比較すると、この領域はH/Vスペクトル比卓越周期分布図の0.1~1.0Hz範囲でピークが現れない領域(水

色部分) に相当している。普賢岳西部域の微動H/Vスペクトル比は、地下の構造を反映してH/Vスペクトル比に明瞭なピークが現れず、H/Vスペクトル比の値はほぼ一定となっている。

微動を主に構成しているレイリー波は、水平多層構造の場合において分散性があるが、均質な半無限媒質構造においては分散性がないため、楕円軌跡は周波数ごとに変わず、H/Vスペクトル比にはピークが生じない。つまり、普賢岳西部域下の構造は、均質な半無限媒質構造をなしていると考えられる。

6. S波速度構造の推定

6.1. S波速度構造の推定方法

長周期微動のH/Vスペクトル比は安定しており、地下構造の情報を引き出すのに有効なパラメーターであることがこれまでに示された。

次に長周期微動の観測H/Vスペクトル比とレイリー波から計算された理論H/Vスペクトル比を比較することで、深さ1000 mオーダーの地盤構造を推定する。

H/Vスペクトル比は、地下が水平多層構造であると仮定すると、各層の厚さおよびS波速度、P波速度、密度を与えると理論的に計算することができる。このうちレイリー波の場合、各層の厚さとS波速度の寄与が最も大きいことが知られており (たとえば、Matsushima and Okada, 1990)、H/Vスペクトル比から逆問題を解くことにより、層厚とS波速度を精度良く求めることができる。

そこで本研究では推定するパラメーターを減らす目的で、Ludwig *et al.* (1970) が経験的に求めた岩石の密度とP波速度・S波速度の関係をもとに、島原半島内の人工地震探査で求められているP波速度からS波速度や密度を算出した。本研究では3層構造を仮定し、各層第1層からP波速度1.6, 2.0, 3.9 km/s, S波速度0.17, 0.63, 2.1 km/s, 密度1.7, 1.9, 2.4 g/cm³と設定した。そして、観測H/Vスペクトル比と理論H/Vスペクトル比の1次卓越固有周波数が一致するように層厚を調整し、トライアンドエラーで地下構造を決めることとした。

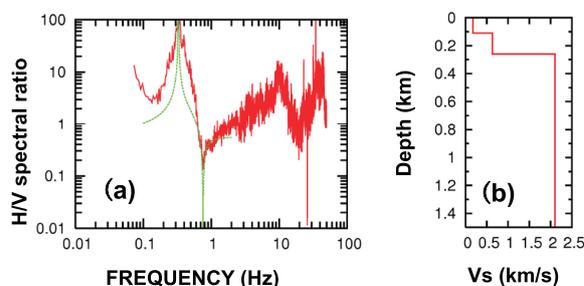


Fig. 12 (a) Fitting of observed H/V (red line) and theoretical H/V (green line) that were calculated using Rayleigh waves. (b) Required S-wave velocity structure at Site Kunimi (No. 3).

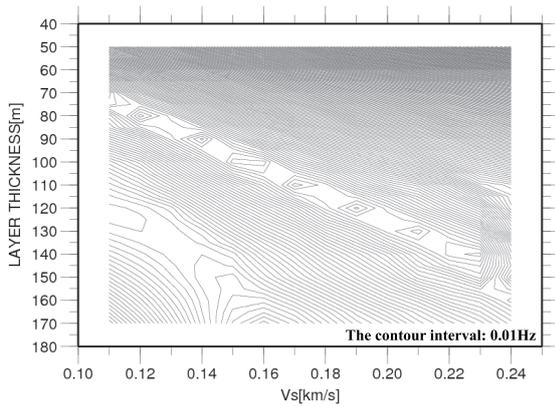


Fig. 13 Contour map of the residuals between observed and theoretical H/V spectral ratios of microtremors as a function of S-wave velocity and thickness of the first layer.

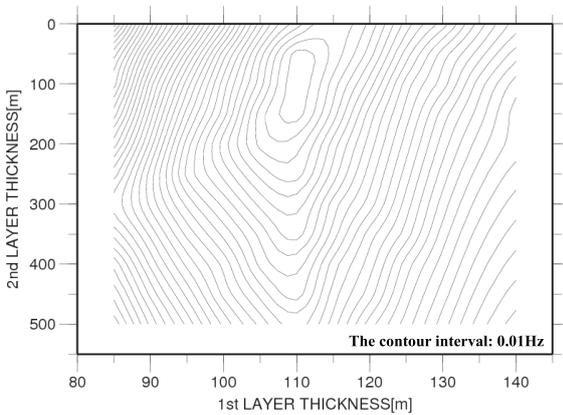


Fig. 14 Contour map of the residuals between observed and theoretical H/V spectral ratios of microtremors. Thickness of the first and second layer is the only variable in this figure; the S-wave velocity of each layer is fixed.

Fig. 12 (a) は雲仙市国見町の観測値と理論H/Vピークが一致するように層厚を調整して重ね合わせたもの、Fig. 12 (b) は求められた雲仙市国見町のS波速度構造を示す。この地点では第一層の層厚が110 m、第二層が150 mと推定された。

次に層厚とS波速度を変えることで、理論H/Vピークが観測値からどのくらいずれるかを調べてみる。第1層のみのS波速度と層厚を変えて、H/V卓越周波数における理論値と観測値との残差を計算した。Fig. 13に0.01 Hz間隔の残差分布図を示す。残差が小さくなるピークは、図の中央に帯状に連なっており、S波速度と層厚には強いトレードオフ関係がある。したがって、本手法で両者を同時に正確に推定することは難しいことが分かる。次に第1層と第2層のS波速度を固定し、第1層と第2層の層厚のみ変えて、H/V卓越周波数における理論値と観測値との残差を計算した。Fig. 14に0.01 Hz間隔の残差分布図を示す。S波速度が決まっていれば、第1層の層厚 ± 3 m、第2層は ± 50 mの精度で構造を決めることができる。

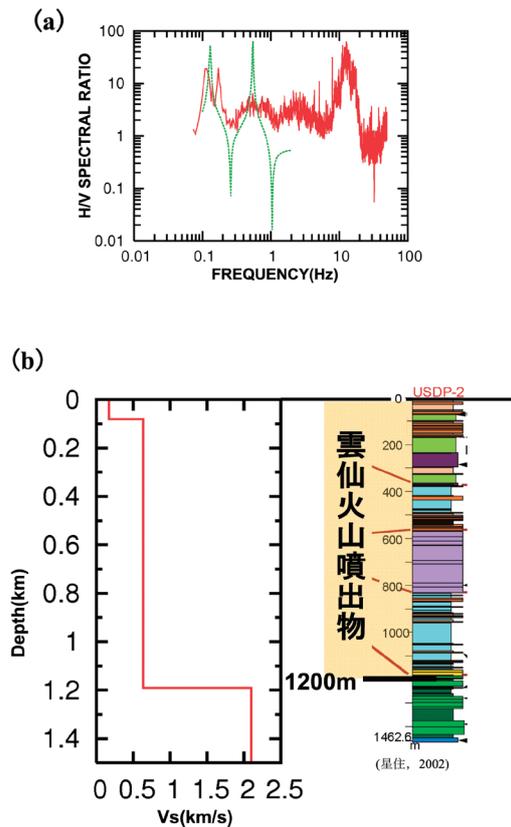


Fig. 15 (a) Fitting of observed H/V (red line) and theoretical H/V (green line) that were calculated using Rayleigh waves. (b) Required S-wave velocity structure at borehole Site USDP2.

6.2. 島原半島における地盤構造の推定

本研究で設定しているパラメーター（S波速度、P波速度、密度）が妥当であることを確認するため、科学掘削が行われている USDP2 地点で S 波速度構造を求めた。1 層目及び 2 層目の層厚のみを調整し構造を求めると、基盤境界と考えられる第 2 層の下面の深さが約 1.2 km となり、科学掘削によって得られた雲仙火山噴出物の厚さとよく一致している (Fig. 15)。よって、本研究で設定したパラメーター（S 波速度、P 波速度、密度）は妥当であり、他の地点の構造を決める際にも利用できる。各地点で測定された微動 H/V の一次卓越周期とそれから求められた地下構造（各層の S 波速度、P 波速度、密度、層厚）を Table 2 に示す。

雲仙地溝を縦断する測線 A の 5 点（北から No.3, 5, 17 (USDP1), 33 (USDP2), 53) を用いて、S 波速度断面図を作成した (Fig. 16)。S 波速度 2.1 km/s の層を基盤岩と仮定すると、USDP2 地点で最も深くなっている。S 波速度断面図は、Fig. 2 (b) の地質構造図ともよく対応し、雲仙地溝の特徴を良く表している。

千々石断層を縦断する測線 B の 4 点（北から No.4,8,15,21) を用いて、S 波速度断面図を作成した (Fig. 17)。S 波速度 2.1 km/s の層を基盤岩と仮定す

Table 2. Parameters for determination of the S-wave velocity structural model at all observation sites.

観測点 番号	一次卓越 周期(秒)	第1層				第2層				第3層		
		Vs (km/s)	Vp (km/s)	ρ (g/cm ³)	層厚(km)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	ρ (g/cm ³)	層厚(km)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	ρ (g/cm ³)
1	2.07	0.17	1.6	1.7	0.08	0.63	2.0	1.9	0.10	2.1	3.9	2.4
2	3.28	0.17	1.6	1.7	0.09	0.63	2.0	1.9	0.25	2.1	3.9	2.4
3	3.01	0.17	1.6	1.7	0.11	0.63	2.0	1.9	0.15	2.1	3.9	2.4
4	3.72	0.17	1.6	1.7	0.14	0.63	2.0	1.9	0.25	2.1	3.9	2.4
5	3.64	0.17	1.6	1.7	0.14	0.63	2.0	1.9	0.17	2.1	3.9	2.4
6	3.64	0.17	1.6	1.7	0.14	0.63	2.0	1.9	0.17	2.1	3.9	2.4
7	4.3	0.17	1.6	1.7	0.11	0.63	2.0	1.9	0.40	2.1	3.9	2.4
8	4.16	0.17	1.6	1.7	0.04	0.63	2.0	1.9	0.60	2.1	3.9	2.4
9	4.31	0.17	1.6	1.7	0.17	0.63	2.0	1.9	0.15	2.1	3.9	2.4
10	4.55	0.17	1.6	1.7	0.20	0.63	2.0	1.9	0.10	2.1	3.9	2.4
11	4.16	0.17	1.6	1.7	0.20	0.63	2.0	1.9	0.10	2.1	3.9	2.4
12	4.31	0.17	1.6	1.7	0.17	0.63	2.0	1.9	0.10	2.1	3.9	2.4
13	4.54	0.17	1.6	1.7	0.21	0.63	2.0	1.9	0.10	2.1	3.9	2.4
14	4.55	0.17	1.6	1.7	0.15	0.63	2.0	1.9	0.30	2.1	3.9	2.4
15	4.76	0.17	1.6	1.7	0.19	0.63	2.0	1.9	0.21	2.1	3.9	2.4
16	4.8	0.17	1.6	1.7	0.19	0.63	2.0	1.9	0.20	2.1	3.9	2.4
17	5.55	0.17	1.6	1.7	0.09	0.63	2.0	1.9	0.79	2.1	3.9	2.4
18	5.26	0.17	1.6	1.7	0.09	0.63	2.0	1.9	0.70	2.1	3.9	2.4
19	5.88	0.17	1.6	1.7	0.09	0.63	2.0	1.9	0.70	2.1	3.9	2.4
20	5.55	0.17	1.6	1.7	0.09	0.63	2.0	1.9	0.70	2.1	3.9	2.4
21	3.22	0.17	1.6	1.7	0.11	0.63	2.0	1.9	0.16	2.1	3.9	2.4
22	nopeak				0.00				0.00	2.1	3.9	2.4
23	nopeak				0.00				0.00	2.1	3.9	2.4
24	nopeak				0.00				0.00	2.1	3.9	2.4
25	nopeak				0.00				0.00	2.1	3.9	2.4
26	nopeak				0.00				0.00	2.1	3.9	2.4
27	nopeak				0.00				0.00	2.1	3.9	2.4
28	nopeak				0.00				0.00	2.1	3.9	2.4
29	nopeak				0.00				0.00	2.1	3.9	2.4
30	nopeak				0.00				0.00	2.1	3.9	2.4
31	nopeak				0.00				0.00	2.1	3.9	2.4
32	2.38	0.17	1.6	1.7	0.09	0.63	2.0	1.9	0.10	2.1	3.9	2.4
33	5.5	0.17	1.6	1.7	0.08	0.63	2.0	1.9	1.11	2.1	3.9	2.4
34	5.5	0.17	1.6	1.7	0.09	0.63	2.0	1.9	0.70	2.1	3.9	2.4
35	5.8	0.17	1.6	1.7	0.25	0.63	2.0	1.9	0.10	2.1	3.9	2.4
36	6.3	0.09	1.5	1.7	0.11	0.34	1.6	1.7	0.29	2.1	3.9	2.4
37	6	0.09	1.5	1.7	0.11	0.34	1.6	1.7	0.29	2.1	3.9	2.4
38	4.31	0.09	1.5	1.7	0.11	0.34	1.6	1.7	0.29	2.1	3.9	2.4
39	6.6	0.09	1.5	1.7	0.11	0.34	1.6	1.7	0.36	2.1	3.9	2.4
40	6.55	0.09	1.5	1.7	0.11	0.34	1.6	1.7	0.30	2.1	3.9	2.4
41	5.64	0.09	1.5	1.7	0.11	0.34	1.6	1.7	0.29	2.1	3.9	2.4
42	6.55	0.09	1.5	1.7	0.11	0.34	1.6	1.7	0.30	2.1	3.9	2.4
43	nopeak				0.00				0.00	2.1	3.9	2.4
44	3.9	0.17	1.6	1.7	0.18	0.63	2.0	1.9	0.10	2.1	3.9	2.4
45	3.57	0.17	1.6	1.7	0.15	0.63	2.0	1.9	0.10	2.1	3.9	2.4
46	4.68	0.17	1.6	1.7	0.22	0.63	2.0	1.9	0.10	2.1	3.9	2.4
47	4.4	0.17	1.6	1.7	0.17	0.63	2.0	1.9	0.20	2.1	3.9	2.4
48	4.31	0.17	1.6	1.7	0.08	0.63	2.0	1.9	0.50	2.1	3.9	2.4
49	4.1	0.17	1.6	1.7	0.20	0.63	2.0	1.9	0.10	2.1	3.9	2.4
50	4.42	0.17	1.6	1.7	0.18	0.63	2.0	1.9	0.10	2.1	3.9	2.4
51	4.82	0.17	1.6	1.7	0.15	0.63	2.0	1.9	0.20	2.1	3.9	2.4
52	4.68	0.17	1.6	1.7	0.19	0.63	2.0	1.9	0.10	2.1	3.9	2.4
53	4.1	0.17	1.6	1.7	0.18	0.63	2.0	1.9	0.10	2.1	3.9	2.4
54	4.68	0.17	1.6	1.7	0.19	0.63	2.0	1.9	0.10	2.1	3.9	2.4
55	4.1	0.17	1.6	1.7	0.12	0.63	2.0	1.9	0.30	2.1	3.9	2.4
56	4.1	0.17	1.6	1.7	0.10	0.63	2.0	1.9	0.10	2.1	3.9	2.4
57	5.85	0.17	1.6	1.7	0.19	0.63	2.0	1.9	0.40	2.1	3.9	2.4
58	2.37	0.17	1.6	1.7	0.10	0.63	2.0	1.9	0.10	2.1	3.9	2.4
59	nopeak				0.00				0.00	2.1	3.9	2.4
60	nopeak				0.00				0.00	2.1	3.9	2.4

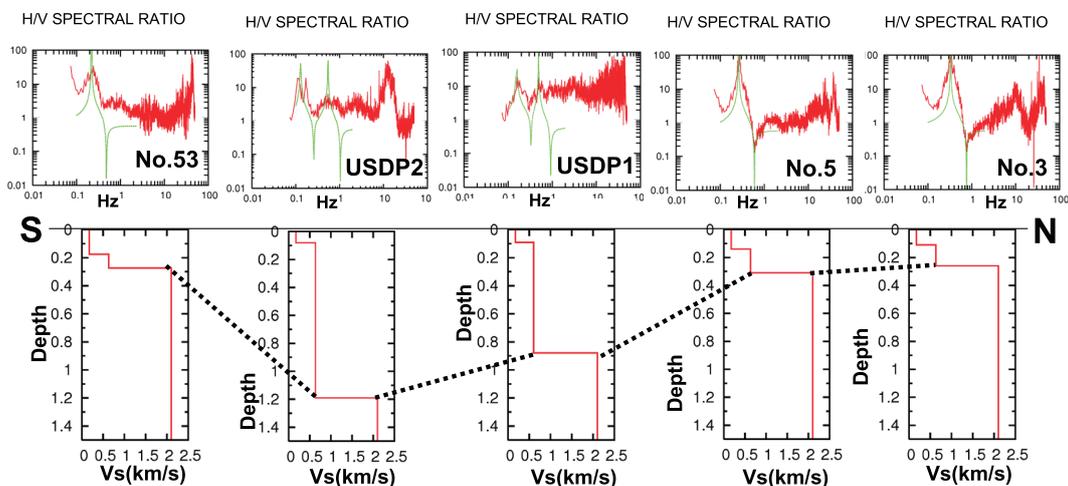


Fig. 16 S-wave velocity structure along the section A-A'.

ると、深さが千々石断層に近い No.15 で最も深くなり、南北に向かって基盤深度は浅くなっている。千々石断層は南落ちの正断層であり、本来ならば断層を境に南側の基盤深度が深くなるはずである。しかし、Fig. 17 では南に向かって構造が浅くなっている。これは 5.3 節で述べたように千々石断層の南側の地溝帯内に古期・中期の溶岩が存在しているので、基盤深度が浅くなる傾向になると考えられる。

6.3. 島原半島中央部における局所的な長周期微動の卓越の要因

島原半島中央部は、半島内で最も長周期地震動が局所的に増幅する場所である（中央防災会議, 2008）。本研究でも、Fig. 9 より、島原半島中央部の矢岳観測点を中心とした約 4 km の範囲において、局所的に水平動長周期成分が卓越しているという結果が得られた。周囲の観測点（高岩山）と同じ速度パラメータを使用して構造を決めた場合この地域の基盤の深さは局所的に 1000 m におよぶことになっ

てしまう。しかし、付近の地質構造図や人工地震探査の結果ではこのような局所的な凹地は見られない。そこで、基盤深度を大きく変えずに第 1 層、第 2 層の S 波速度を約 50% 小さくして構造を決めた。

Fig. 18 はこの 2 つのモデルを模式的に表している。Fig. 19 は矢岳観測点と高岩山における観測および推定された構造から計算された H/V スペクトル比と、求められた S 波速度構造を示す。低層度層の存在を仮定することにより、基盤の深さは 500 m 足らずであると推定された。

矢岳観測点付近の周辺には豊富な温泉源があり、実際多くの温泉ボーリングの掘削がなされていることから、この高温の温泉滞留層が低速度層を形成していると考えられる。気象庁は人工震動が大きい温泉街をさけて、矢岳に雲仙 A 点を設置して火山地震観測を始めたが、この地域は奇しくも長周期地震動の異常振動領域であることが分かった。中央防災会議（2008）では、この雲仙 A 点の地震動データを島原半島領域の代表データあるとして解析したため、

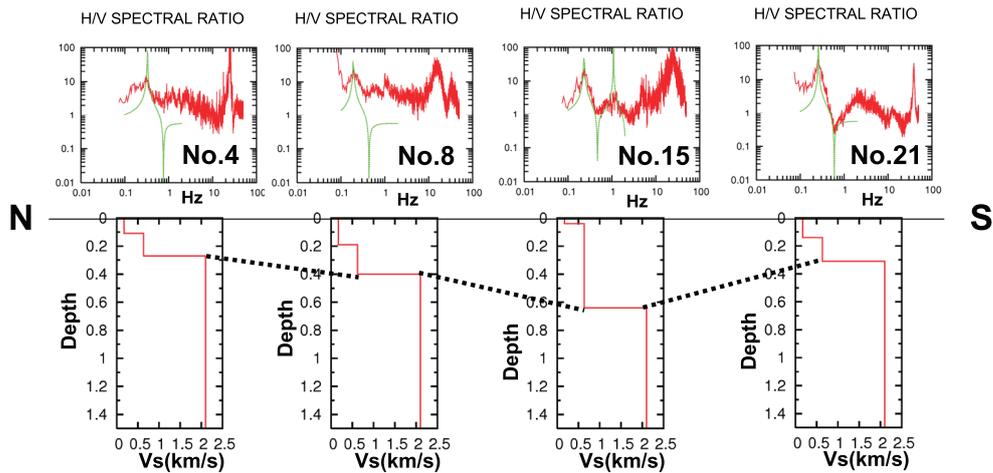


Fig. 17 S-wave velocity structure along the section B-B'.

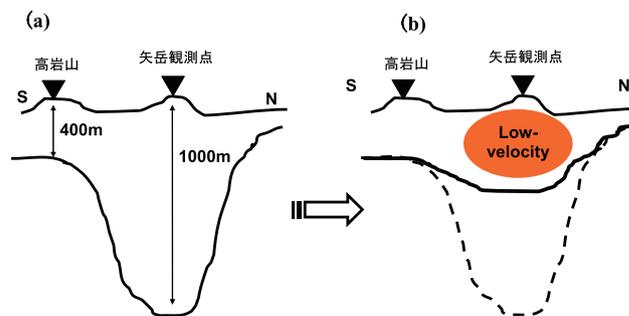


Fig. 18 Model of subsurface structure at Site Yadake.

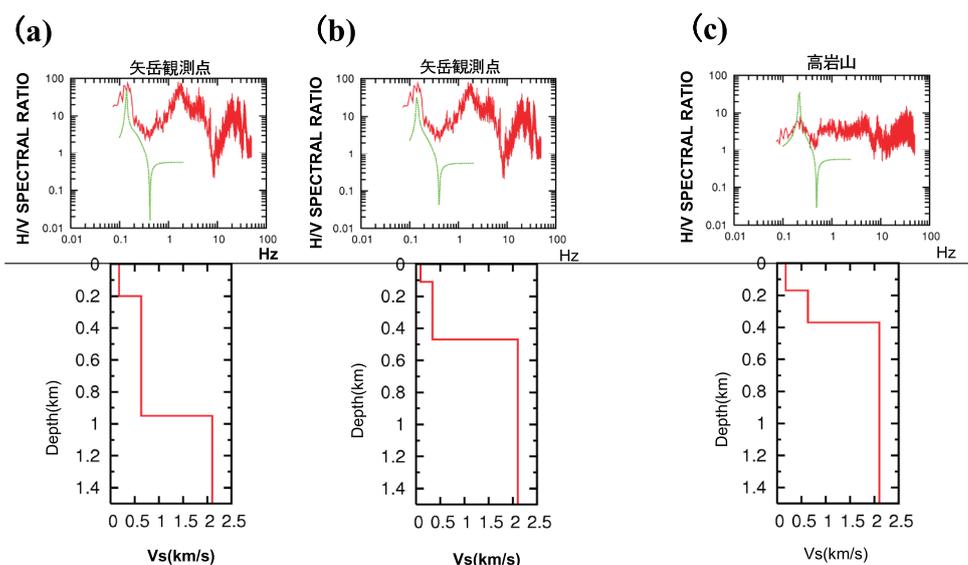


Fig. 19 Comparison of the S-wave velocity structure at Yadake and Takaiwayama.

島原半島全体が長周期地震動で非常に揺れやすい地域であると誤った結論に導いてしまったと考えることができる。

7. まとめ

島原半島内60地点で微動観測を行い、地盤構造の評価法として微動H/Vスペクトル比（水平動／上下動スペクトル比）を用いて、半島内の地盤構造の推定を試みた。

微動H/Vスペクトル比が時間的な安定性を見るために、連続観測点における10日間のデータを用いて、3成分パワースペクトルとH/Vスペクトル比を比較した。パワースペクトルは、振動源の影響を受け卓越周波数が不安定であるが、微動H/Vスペクトル比は時間的に安定していることがわかった。さらに、微動と地震動のデータを用いてH/Vスペクトル比の形状を比較した。両者のH/Vスペクトル比における卓越周期はほぼ一致し、特に第一次固有周期が一致している。観測された微動のH/Vスペクトル比から地震時の地盤震動特性を把握することが可能であることがわかった。

島原半島地域における60地点での測定結果より、各観測点でH/Vスペクトル比の卓越周期が異なり、詳細なH/Vスペクトル比の卓越周期分布図が得られた。微動H/Vスペクトル比の卓越周期分布は、島原半島の地盤構造を強く反映していると推定できる。

H/Vスペクトル比の卓越周期分布図より、島原半島東部ではH/Vスペクトル比の卓越周期が5～6秒となり、長周期地震動の増幅の要因として雲仙地溝内に厚く堆積した火山堆積物の存在が考えられる。さらに、H/Vスペクトル比のピークが現れない領域であ

る雲仙地溝西側では、緻密な溶岩流で満たされているため、長周期地震動は増幅されないと考えられる。

半島中央部の矢岳観測点付近を中心とした約4 kmの範囲では局所的に長周期地震動が増幅されており、微動でも水平動長周期成分が卓越している。しかし、付近の地質構造図や人工地震探査の結果では局所的な基盤の沈降は見られないことから、この領域では地下に低速度層が存在し、それが長周期地震動の増幅の要因となっていると考えられる。

最終的に求められた地下構造から、基盤と想定さ

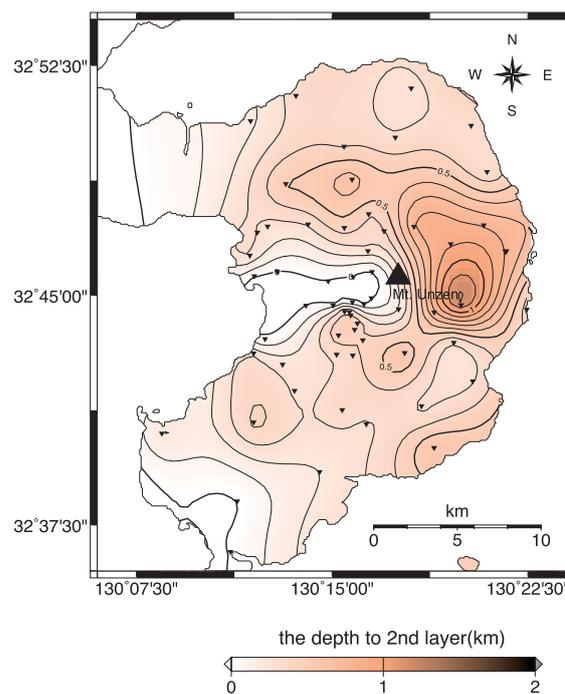


Fig. 20 Contour map of the depth to the basement (third) layer.

れる第2層の下面の深さの等深度図をFig. 20に示す。最深部は普賢岳東方の約1200 mであり、千々石断層および深江布津断層挟まれた雲仙地溝帯内の深度が大きい。しかし、普賢岳の西側の雲仙地溝部では、基盤はほぼ地表に達しており、普賢岳の緻密な溶岩流が雲仙地溝を満たしているためと推定される。

8. 謝 辞

本研究を進めるにあたっては、九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センターの清水洋教授、松本聡准教授、植平賢司博士から観測サポートや適切な助言を頂いた。査読者の竹中博士准教授のコメントは本論文を改稿する上で非常に有益であった。島原半島内の小学校や自治体等には、観測測定に御協力頂いた。矢岳観測点における地震データは、気象庁福岡管区気象台から提供して頂いたここに記して厚くお礼申し上げる。

9. 参考文献

中央防災会議（2008）長周期地震動の卓越周期と深部地盤の固有周期，東南海・南海地震等に関する専門調査会，pp. 74.
星住英夫・宇都浩三・松本哲一・徐 勝・栗原新・角井朝昭（2002）雲仙火山の形成史－山麓掘削と組織的放射年代測定の成果－，月刊地球，**24**，828-834

Ludwig, W. J., Nafe, J.E. and Drake, C.L. (1970) Seismic Refraction, *In: The Sea*, Maxwell, A. E. (ed.), Wiley-Interscience, **4**, 53-84.
Matsushima, T. and Okada, H. (1990) Determination of deep geological structure under urban areas using long-period microtremors, *Butsuri-Tansa*, **43**, 21-33.
中村豊（1988）常時微動計測に基づく表層地層の地震動特性の推定，鉄道研究報告，**4**，18-27.
大崎順彦（1983）地震と建築，岩波新書，pp. 200.
大崎順彦（1994）新・地震動のスペクトル解析入門，鹿島出版会，pp. 299.
Pitarka, A., Irikura, K., Iwata, T., and Kagawa, K. (1996), Basin Structure Effects in the Kobe Area Inferred from the Modeling of Ground Motions from two Aftersocks of the January 17, 1995 Hyogoken-nanbu Earthquake, *J. Phys. Earth*, **44**, 563-576.
時松孝次・仲條優二・田村修次（1994）短周期微動の水平鉛直振幅比と地盤特性の関係，日本建築学会構造系論文報告集，**457**，11-18.
雲仙火山人工地震探査グループ（1997）1995年人工地震探査による雲仙火山の地下構造，マグマ探査－現状と展望－，京都大学防災研究所論文集，9-15.
宇都浩三・Nguyen Hoang・小栗和清・星住英夫・内海茂（2002）島原半島における火山発達史とマグマ進化，月刊地球，**24**，835-842.
Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H., and Niwa, M. (1994) Characteristics of Long-Period Microtremors and Their Applicability in Exploration of Deep Sedimentary Layers, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1831-1841.

西南日本, 長崎県対馬に分布する新第三系対州層群からの メタン湧水性石灰岩の発見とその意義

二宮 崇

Seep limestone and chemosynthetic fossil assemblages dependent on the seep from the Neogene Taishu Group, Tsushima Island, Nagasaki Prefecture, the southwest Japan

Takashi NINOMIYA

Abstract

Bivalve limestone and non bivalve limestone, occurs in the lower part of the Middle Formation of the Neogene Taishu Group, Tsushima Island, Nagasaki Prefecture, southwest Japan. The fossil fauna of the limestone and surroundings of the limestone are considered to be composed of chemosynthetic fossil ecosystem. This limestone is autochthonous originated from a methane seep, based on the occurrence, their very low carbon isotope ratios ($\delta^{13}\text{C}$; per mil PDB, respectively) and sulfur isotope ratios ($\delta^{34}\text{S}$; per mil PDB, respectively) of sulfide sulfur contained the limestone, and it is highly possible that the chemosynthetic ecosystem was maintained by hydrogen sulfide occurred anaerobic methane oxidation and/or originated from magma. The limestone indicates the existence of a large methane supply, possibly from methane hydrate. The fossil flora and molluscan fauna indicate the Taishu Group was deposited in a warm-temperate zone (mid-latitude), warmer than the climate of the present-day Tsushima district. The lower part of the Middle Formation was deposited in a deep-sea environment at water depths greater than 500 m, as indicated by the habitat depth of the molluscan fauna, the absence of photosynthesizing faunas, and the stable condition of methane in mid-latitude regions.

Rapid subsidence is considered to have occurred over a wide area during the maximum opening stage of the Japan Sea in the middle Miocene. However, in previous studies information concerning the middle Miocene strata indicating such deep-sea environmental conditions in the southwestern part of the Japan Sea is meager. The present findings from the Taishu Group such as limestone originated from a methane seep and of a fossil chemosynthetic ecosystem indicate the existence of a deep-sea environment over a wide area in the Japan Sea during the middle Miocene. These results suggest the early stage of the opening Japan Sea formed in a very deep and narrow ocean.

Key words: Taishu Group, authigenic limestone, methane seep, the southwestern Japan Sea, deep-sea environment

1. はじめに

日本海は, 18-20 Maには浅海として存在し, 16 Ma前後には, 日本海拡大最盛期を迎え, 海底火山活動を伴う堆積盆の沈降により深海環境が初めて成立したと考えられている (Otofujii and Matsuda, 1983, 1987; Iijima and Tada, 1990; 多田・玉木, 1992). その後, 15 Ma前後には, 拡大が終了し日本列島が誕生したと考えられている (Iijima and Tada, 1990).

Iijima and Tada (1990) によれば16 Ma前後に日本海域にはじめて形成された深海海盆は, 北陸-山陰沖堆積盆と定義されており, 活発な海底火山活動を伴っ

ていた. この時期に堆積した地層は日本海沿岸に広く分布している (早川・竹村, 1987; Iijima and Tada, 1990; 藤井ほか, 1992; 高安ほか, 1992; Kano et al., 2002 など). この深海堆積盆の一部では, 合弁の*Adulomya* や*Acharax*などの二枚貝化石や低い炭素同位体比をもつ自生石灰岩が報告されている (Amano et al., 2001, 2010). これらは, メタン湧水に依存した化学合成生態系の存在を示すものである.

一方で, 九州北西部には, 古第三紀に堆積した石炭を含む陸成層および浅海に堆積した海成層が広く分布する (酒井, 1993; 岩田・亀尾, 2001). Kano et al. (2007) によれば, 九州北西部や日本海沿岸の古第

三系は、始新世から漸新世の約36 Maごろから日本海拡大が始まっていたことを示唆している。これらの古第三系の中でも、対馬に分布する対州層群は、前期始新世から前期中新世までの整合的な海成層と考えられており、日本海拡大期の地質学的情報を記録していることが期待され、対州層群は日本海や日本列島形成を考える上で重要である。しかし、対馬に分布する対州層群の堆積環境に関する情報は断片的で、形成年代にも見解の相違があった(岡田・藤山, 1970; Nakajo and Maejima, 1998; Sakai and Yuasa, 1998; Nakajo et al., 2006; 山口・於保, 2007)。

対州層群は大型動物化石に乏しく、保存も悪く、詳しく記載されているものについては浅海生化石群集が主であった(Kan'no, 1955; Masuda, 1970; 松本, 1969; 高橋・西田, 1974)。しかし、近年、対州層群の中部から小規模な石灰岩や化石群集が相次いで発見された(青木・西田, 1999; Ninomiya et al., 2008)。さらに、中部層下部から新たに石灰岩が発見された。本論文では、この石灰岩を鹿ノ浦石灰岩と呼ぶ。著者は、鹿ノ浦石灰岩の起源を知るために、産状、岩相、安定同位体比の測定、群集組成について検討をおこない、対州層群中部の堆積環境を明らかにした。

2. 地質概要

対馬は九州北西沖の日本海に位置する南北約120 kmの島である(図1)。図2に対馬の地質図を示す。

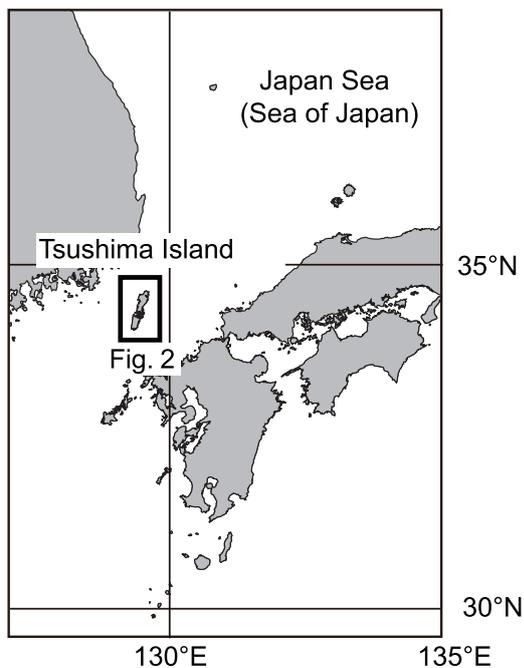


図1. 本研究対象とした対馬の位置。

対馬に分布する対州層群は、全層厚5400 m以上の海成層で、岩相の特徴やT3と呼ばれる水平方向に40 km以上も追跡可能な水中火砕岩との層序に基づき、下部層、中部層、上部層に区分されている(通産省, 1972, 1973, 1974)。さらに、対州層群には、多くのスランプ堆積物を伴い、浅海成堆積物からなる巨大地滑りブロックも報告されている(古家ほか, 1988; 通産省, 1972, 1973, 1974; 山口・於保, 2007)。また対馬南部では、対州層群に花崗岩が貫入し、周囲の対州層群をホルンフェルス化させている。他にも、流紋岩、石英斑岩、斜長斑岩、ドレライトの貫入岩がみられる。構造的には、北東-南西方向の軸をもつ複背斜・複向斜構造が発達している(通産省, 1972, 1973, 1974)。

対州層群は、前期始新世から前期中新世に堆積したと考えられてきた(茨木, 1994; 中条・舟川, 1996; Sakai and Yuasa, 1998)。しかし、最近著者らは、中部層基底と上部層に発達する水中火砕岩のU-Pb年代測定をおこない、対州層群のうち中部層と上部層が16 Ma前後の中期中新世の日本海拡大期に火成活動を伴いながら堆積したことを明らかにした(Ninomiya, 2011)。しかし、前期始新世の放散虫が報告された下部層最下部(中条・舟川, 1996)は、九州北西部の古第三系と対比される可能性が残されている。

これまで、対州層群から見出された石灰岩は、吹崎、鹿ノ浦、田の浜(通産省, 1972)、仁田(青木・西田, 1999)、井口浜(岡田ほか, 1971)および海老島(石

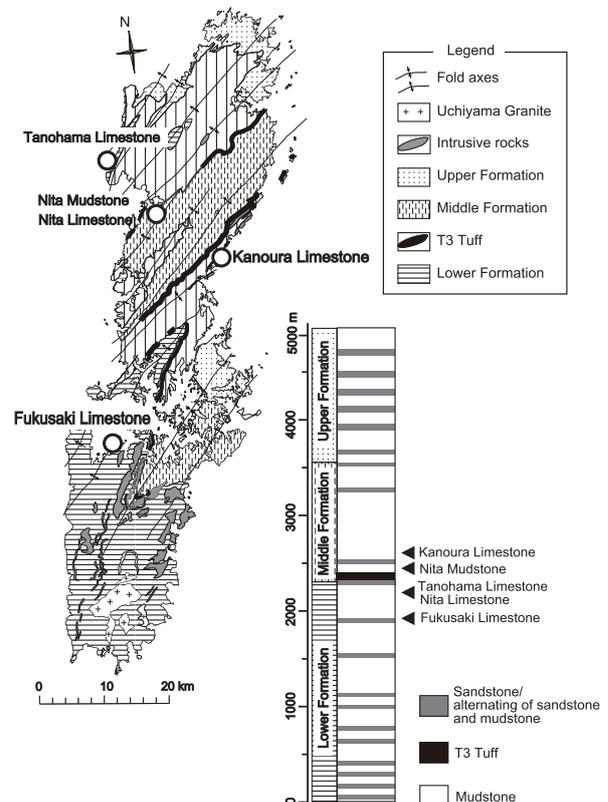


図2. 対州層群中の石灰岩の産地と産出層準。柱状図は通産省(1972, 1973, 1974)に基づく。○は石灰岩と化石群集の産出位置。

島, 1951; 磯見・長浜, 1965) の6地点である。海老島に分布する海老島石灰岩は、第四紀後期の沿岸砂丘堆積物が陸水性続成作用により固結したもので、含まれる化石はいずれも異地性である(二宮ほか, 2010)。井口浜石灰岩は、カキ殻からなる石灰岩である(岡田ほか, 1971)。これらを除いた鹿ノ浦・田の浜・仁田・吹崎石灰岩の産出地点は、いずれも対州層群中部にあたる。本研究ではこれらの石灰岩について詳しく研究した。

3. 鹿ノ浦石灰岩について

3.1. 鹿ノ浦石灰岩周囲の岩相

鹿ノ浦には対州層群中部層下部に相当する泥質岩が分布しており、頻繁に細粒な砂岩薄層を挟在する。石灰岩露頭は柱状図の最下位から約290 mの泥岩中にみとめられる(図3)。鹿ノ浦では、スランプ堆積物が多く認められる層準があり、生痕化石を伴う潮汐堆積物からなる移動ブロックがみられる。これは、浅海域から堆積物が供給されていたことを示している。石灰岩周囲の黒灰色泥岩中にはしばしば長径数mm程度のペレット(糞粒)がみられる。石灰岩直上及び下位の砂岩層の底面には楕円状で直径約4 cmのウニの生痕がみられ、黒灰色泥岩から*Acharax*属の二枚貝が産出した(Ninomiya, 2011)。

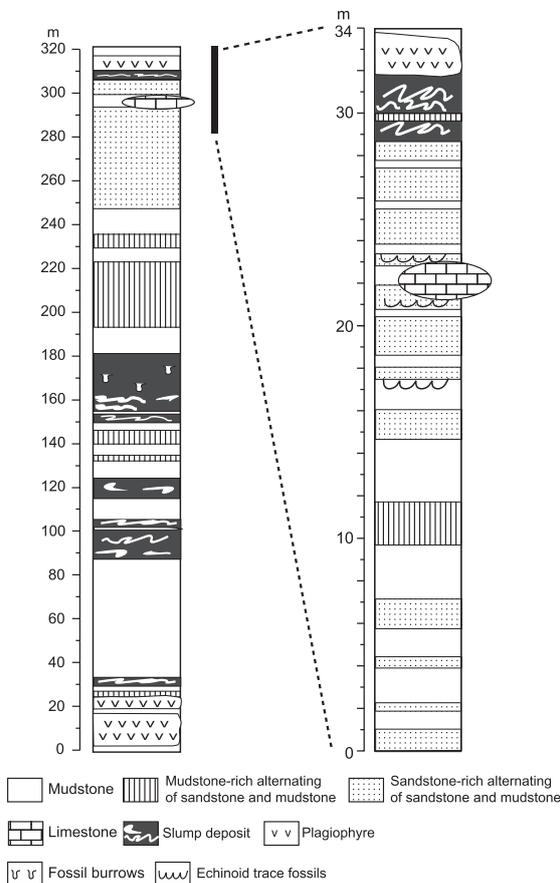


図3. 鹿ノ浦の岩相柱状図。

3.2. 鹿ノ浦石灰岩の岩相

鹿ノ浦石灰岩は黒灰色泥岩中に挟在する幅10 m以上、厚さ2 mほどのレンズ状の岩体で、現在の海面から数mの海崖に露出している。石灰岩露頭直下には径2 m以上に及ぶ石灰岩の転石が散在している砂岩の薄層は、石灰岩に向かって尖滅しており、石灰岩と砂岩薄層は同時異相と考えられる(第4図A)。

石灰岩直下の石灰質泥岩には、二枚貝の破片や幅数十cmのノジュール状の二枚貝石灰岩が多数みられる(図4B)。石灰岩は、直下の石灰質泥岩、主部の二枚貝石灰岩と非貝殻質石灰岩および最上部の泥質石灰岩から構成される。非貝殻質石灰岩と二枚貝石灰岩の境界は複雑に入り組んでいる。石灰質泥岩は、石灰岩に漸移し、最上部の泥質石灰岩は上位の泥岩との境界も複雑に入り組んでいる。このような産状から、鹿ノ浦石灰岩は自生と判断される。

二枚貝石灰岩は、合弁の二枚貝の貝殻が密集しており、この貝殻の隙間にチューブ状構造がみられる(図4C; 図5A, B)。チューブ状構造はカルサイトからなり、貝殻と共に周囲は基質であるミクライトで充填されている(図6A, B)。ミクライトには、底生有孔虫のほか、まれに属種不明の0.8 mmほどの小型巻貝がみられる(図6C, D)。塊状石灰岩は、二枚貝石灰岩中に部分的に存在し、二枚貝をほとんど含まない。

転石では、黒色非貝殻質石灰岩が観察される。切断研磨面では、葉理状の縞状組織が観察できる(図5C, D)。黒色非貝殻質石灰岩は、下限では、二枚貝石灰岩とは不規則に入り組んでいるが、上限では二枚貝石灰岩と明瞭な境界で接する。

黒色非貝殻質石灰岩は、ハンマーで砕くと腐卵臭がする特徴をもち、カルサイトと黒色基質からなり、碎屑粒子を全く含まない(図6E)。塊状石灰岩はミクライト、無色及び褐色のカルサイトからなり、直

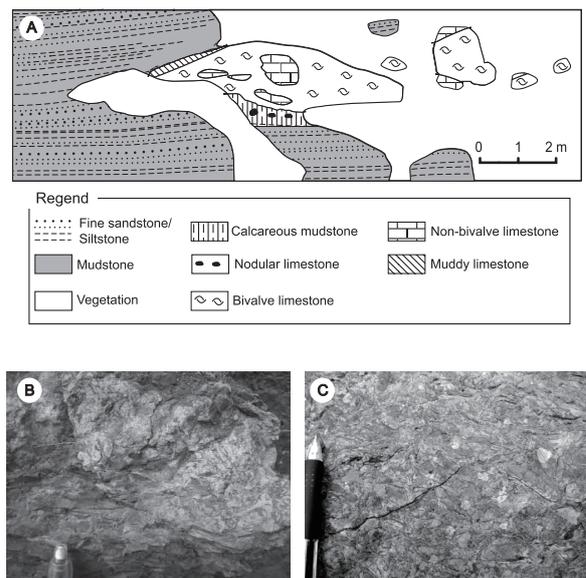


図4. 鹿ノ浦石灰岩のスケッチと露頭写真。

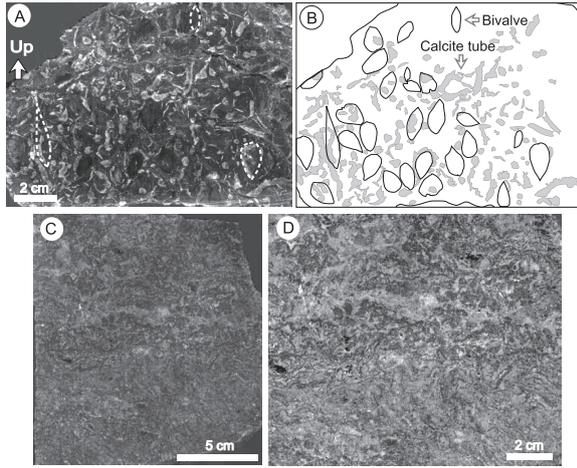


図5. A, B: 二枚貝石灰岩の垂直断面とスケッチ. C, D: 黒色塊状石灰岩の断面.

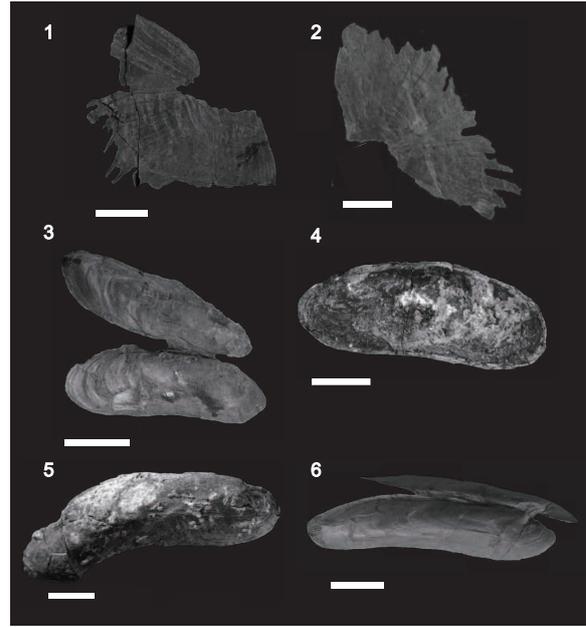


図7. 鹿ノ浦石灰岩および周辺の泥岩から産出した二枚貝化石. スケールバーは全て1 cm.

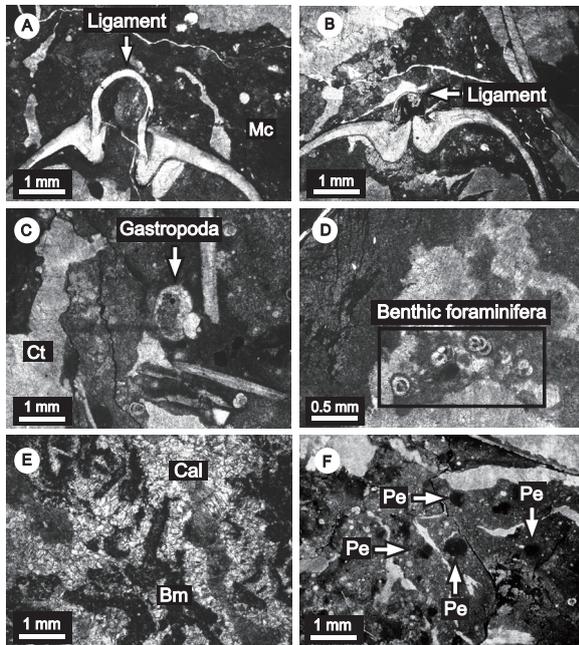


図6. 鹿ノ浦石灰岩の薄片写真. A-D: 二枚貝石灰岩の薄片写真. A, B: 二枚貝化石の靱帯. C: 小型巻貝. D: 底生有孔虫. E: 黒色塊状石灰岩の薄片. F: 塊状石灰岩の薄片写真. Mc: micrite, Ct: calcite tube, Cal: calcite, Bm: black matrix, Pe: pellet.

径0.3 mmほどのペレットが含まれる(図6F). 最上部の泥質石灰岩中の二枚貝はほとんどが離弁かつ破片状である. 二枚貝石灰岩と同様に有孔虫, まれに属種不明の小型巻貝がみられる.

3.3. 鹿ノ浦石灰岩中の動物化石

第7図に鹿ノ浦石灰岩やその周辺から産出した二枚貝化石の写真を示す. 表1に, 対州層群から産出した化学合成二枚貝化石を示す. これらの貝化石の多くは新種である可能性が高く, 今後更に分類学的検討が必要である.

石灰岩下位の泥岩からは, 鯨骨生物群集の構成生

表1. 対州層群から産出する化学合成二枚貝.

Locality	Fossil Molluscs	Lithology	Reference
Kanoura Limestone	<i>Calyptogena</i> spp.	Limestone	Ninomiya (2011)
	<i>Adipicola</i> sp.	Mudstone	Ninomiya (2011)
	<i>Acharax</i> sp.	Mudstone	Ninomiya (2011)
	Gastropoda	Limestone	Ninomiya et al. (2008)
Nita Limestone	<i>Adulomya</i> sp.	Limestone	Aoki and Nishida (1999)
Tanohama Limestone	<i>Adulomya</i> cf. <i>uchimuraensis</i>	Limestone	MITI (1972)
	<i>Calyptogena akanudaensis</i>	Limestone	MITI (1972)
Fukusaki Limestone	<i>Bathymodiolus</i> sp.	Limestone	Ninomiya (2011)
	<i>Acila</i> sp.	Mudstone	Ninomiya (2011)
	<i>Acharax</i> sp.	Mudstone	Aoki and Nishida (1999)
Nita Mudstone	<i>Yoldia</i> sp.	Mudstone	Aoki and Nishida (1999)
	<i>Portlandia</i> sp.	Mudstone	Aoki and Nishida (1999)
	<i>Nuculana</i> sp.	Mudstone	Ninomiya (2011)

物としてとして出現する*Adipicola* sp.をはじめ, 還元堆積物近傍に出現し硫黄酸化細菌を共生させる*Acharax* sp., および小型の*Calyptogena* spp.が産出した(Ninomiya, 2011). 石灰岩からも, 小型の*Calyptogena* spp.が産出した(Ninomiya, 2011).

鹿ノ浦石灰岩には属種不明の小型巻貝が観察された. 現世および過去の湧水成堆積物からは小型巻貝が報告されており(Sasaki et al., 2005, 2010など), これらの巻貝の生態を明らかにするには, 同位体比の測定などが必要であると指摘されている(Sasaki et al., 2010). Fujikura et al. (2009)は, 同位体比分析に基づき, 相模湾の湧水域では, エゾバイ科の*Phymorhynchus buccinoides*が*Bathymodiolus platifrons*を餌にしていたことを示唆している. それゆえ, この小型巻貝は, 化学合成生態系に依存した生物を餌にしていた可能性があり, 小型巻貝も化学合成生態系に依存していたと考えられる. このように対州層群中部の石灰岩周辺からは, 光合成生態系に属する動物化石は産出しなかった.

4. 分析方法

石灰岩を構成する炭酸塩鉱物の $\delta^{13}\text{C}$ は、炭酸塩岩形成にメタンが関係したかどうかの指標になる (Campbell et al., 1993). 堆積岩の硫黄同位体比は、硫黄化合物の起源や堆積環境について重要な情報を提供する (Hoefs, 2004). 自生炭酸塩岩の $\delta^{18}\text{O}$ は、主に間隙水の組成、沈殿時の温度、炭酸塩の鉱物種を反映する (Stakes et al., 1999). それゆえ、鹿ノ浦石灰岩の起源を知るために、炭酸塩の炭素-酸素同位体比、全有機炭素 (TOC) の炭素同位体比、石灰岩中の硫化物態硫黄 (黄鉄鉱) の硫黄同位体比の測定を行った。測定には石灰岩を粉碎・均質化した粉末試料を用いた。

炭素および酸素同位体比 (定法に則り $\delta^{13}\text{C}$ 値、 $\delta^{18}\text{O}$ 値で示し、いずれも国際標準物質であるPDBに対する値) は、真空中で試料を濃リン酸と反応させ、精製した二酸化炭素の $\delta^{13}\text{C}$ 値と $\delta^{18}\text{O}$ 値を測定した。熊本大学のDeltaPlus型質量分析計 (Finnigan MAT社製) を用いた。

TOCの炭素同位体比は、まず粉末試料に塩酸を加え炭酸塩を除去した後、真空中で乾燥させた。炭素同位体比を測定する前に、元素分析計NA1500 (CE Instrument社製) でTOCおよび全窒素量 (TN) を定量した。その後、TOCの含有量に基づき、熊本県立大学の質量分析計 (Thermo Electron社製 NA2500) を用いて炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$ 値) を測定した。

硫化物態硫黄の硫黄同位体比は、以下の方法で求めた。まず粉末試料を過酸化水素で酸化し、生じた硫酸を塩化バリウムの添加により硫酸バリウム沈殿として回収した。全硫黄量 (TS) を、回収した硫酸バリウムから求めた。その後、この硫酸バリウムを10倍量の $\text{SiO}_2 + \text{V}_2\text{O}_5$ 混合酸化剤を混合し、混合試料を 950°C に真空中で加熱し、二酸化硫黄を精製した。この二酸化硫黄の硫黄同位体比 (国際標準物質CDTに対する $\delta^{34}\text{S}$ 値として示す) を、岡山大学理学部のIsoPrime EA (Micromass社製) を用いて測定した。いずれの測定においても測定誤差は、 $\pm 0.1\%$ である。

5. 分析結果

表2にTOC, TN, TSの定量結果を示す。石灰岩に含まれるTOC量は、0.07 ~ 0.15 wt. %に対し、TN量は0.07 wt. %以下であった。TS量は、0.04 ~ 0.29 wt. %であり、泥質石灰岩中で他の試料に比べて高い値が得られた。

表2. 石灰岩のTOC, TN, TSの含有量測定結果。-は未測定, ndはサンプル量が限られていたため未測定。

	TOC (wt. %)	TN (wt. %)	TS (wt. %)
Nodular limestone	-	-	0.04
Bivalve limestone	0.11	0.04	0.09
Non-bivalve limestone	0.15	0.05	0.15
Black non-bivalve limestone	0.07	nd	nd
Muddy limestone	0.15	0.04	0.29

表3. 石灰岩の同位体比測定結果。 $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ 値は対PDB値, $\delta^{34}\text{S}$ は対CDT値。-は未測定, ndはサンプル量が限られていたため未測定。

	Carbonate		TOC	Sulfide sulfur
	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$
Nodular limestone	-33.1	-12.8	-	+5.8, +6.1
Bivalve limestone	-38.3	-14.5	-40.9	+9.6, +9.8, +14.7, +14.8
Non-bivalve limestone	-36.4	-13.9	-40.5	+12.9, +13.0
Black non-bivalve limestone	-39.7	-8.1	-43.5	nd
Muddy limestone	-	-	-37.0	-

炭素、酸素、および硫黄の同位体比測定結果を表3に示す。石灰岩の炭酸塩鉱物の $\delta^{13}\text{C}$ 値はノジュール状石灰岩で-33.1‰, 二枚貝石灰岩で-38.3‰, 非貝殻質石灰岩で-36.4‰, 黒色非貝殻質石灰岩で最も軽い-39.7‰であった。TOCの $\delta^{13}\text{C}$ 値は二枚貝石灰岩で-40.9‰, 非貝殻質石灰岩で-40.5‰, 黒色非貝殻質石灰岩で-43.5‰, 最上部の泥質石灰岩で最も重い-37.0‰であった。 $\delta^{18}\text{O}$ 値は、ノジュール状石灰岩で-12.8‰, 二枚貝石灰岩で-14.5‰, 非貝殻質石灰岩で-13.9‰, 黒色非貝殻質石灰岩で最も重い、-8.1‰であった。

石灰岩中の硫化物態硫黄の $\delta^{34}\text{S}$ 値は、ノジュール状石灰岩で、+5.8‰, +6.1‰, 二枚貝石灰岩で、+9.6 ~ +14.8‰, 塊状石灰岩で+12.9‰, +13.0‰で、下位から上位に向かって重くなる傾向が認められた。

6. 鹿ノ浦石灰岩の起源

$\delta^{13}\text{C}$ 値, $\delta^{18}\text{O}$ 値, $\delta^{34}\text{S}$ 値, 産状に基づいて鹿ノ浦石灰岩の起源について考察を行った。石灰岩から得られた多くの $\delta^{13}\text{C}$ 値や $\delta^{18}\text{O}$ 値は、通常の実成炭酸塩に比べて著しく軽い値であった。-33.1 ~ -39.7‰と軽い石灰岩の $\delta^{13}\text{C}$ 値は、現世や地層中の湧水性石灰岩の値に一致し (Campbell et al., 1993, 2002; Peckmann et al., 2004; Takeuchi et al., 2007; Wallmann et al., 1997 など), 石灰岩の形成にメタンが関与したことを示唆する。

石灰岩から得られた $\delta^{18}\text{O}$ 値は、-8.1 ~ -14.5‰で、古生代の湧水性石灰岩の値に一致するが、このような値は続成作用によるものと考えられている (Campbell, 2006)。対州層群には、多くの水中火砕岩が知られているほか (通産省, 1972, 1973, 1974), 堆積後に日本海拡大時の熱による強い続成作用をうけたと考えられている (於保ほか, 2007)。したがって、石灰岩の低い酸素同位体比は、酸素が続成作用による影響か、マグマや火成岩である可能性がある。

湧水系の炭酸塩であることを強く裏付けるために、石灰岩中に共存する TOC の $\delta^{13}\text{C}$ 値の考察を行った。もし、光合成起源の有機物 ($\delta^{13}\text{C} = -10$ から-35‰; O'Leary, 1988) に比べて軽い値が得られれば、TOC の $\delta^{13}\text{C}$ 値はメタン湧水を指示する証拠となり得る。TOC の $\delta^{13}\text{C}$ 値は、-37.0 ~ -43.5‰で光合成起源の有機物 ($\delta^{13}\text{C} = -10$ ~ -35‰; O'Leary, 1988) に比べて軽い値が得られた。この値は鹿ノ浦石灰岩が湧水性石灰岩であることを強く示唆している。

メタンの酸化や分解は現世の湧水系炭酸塩生成場でメタンを利用する微生物による硫酸還元とリンクしておこっていることが示されている (e.g., Masuzawa et al., 1992; Takeuchi et al., 2007). 石灰岩中の硫化物の硫黄同位体比は, +5.8 ~ +14.8 %で海水硫酸よりも明瞭に低い. この値は, 沖縄トラフなどの現在の海底熱水系や中期中新世に形成された黒鉱床の硫化物の硫黄同位体比 (Marumo and Hattori, 1999; 中嶋・佐々木, 1985; 酒井, 1974) にほぼ一致するほか, 硫酸還元細菌起源の同位体比とも重なる. 鹿ノ浦石灰岩やその周辺には, 大量の硫化物や硫酸塩鉱物, 熱水変質帯などの地質学的痕跡は観察されていない. このことは, 石灰岩中の硫黄が微生物起源であることを示唆している. 通常の硫酸還元では, -20%を超える大きな硫黄同位体分別がおこる (Kaplan and Rittenberg, 1964; Jørgensen, 1990). その結果, 海水硫酸 ($\delta^{34}\text{S} = +21\%$; Rees et al., 1978) よりも低い値の硫黄が形成される. 石灰岩中の硫化物の硫黄同位体比は通常の海底でおこる硫酸還元と比べて重く, 活発な硫酸還元を示唆しているかもしれない. これらの同位体組成, 石灰岩の産状, 石灰岩に含まれる貝化石から, 鹿ノ浦石灰岩はメタン湧水域で形成された自生石灰岩と考えられる. また, 硫酸還元細菌によるメタン酸化により生じる硫化水素によって化学合成生態系が維持されていた可能性が高い.

7. 対州層群中部の古水深とその意義

メタン湧水域で自生的に形成された鹿ノ浦石灰岩中の *Calypptogena* spp. やその周辺の泥岩から産出した貝化石は, 化学合成生態系に属していたと考えられる. 泥岩と石灰岩では, 化石の保存状態に大きな差がみとめられた. 泥岩から産出した二枚貝化石, 例えば, *Acharax* は, 殻は保存されておらず殻皮のみとなっており石灰質の貝殻は保存不良であった (図7(3), (6)). 一方, 石灰岩中の二枚貝は, 合弁な上に, 石灰質の貝殻は保存され, 靱帯すら保存されていた (図6C, D). つまり, 鹿ノ浦石灰岩分布域に含まれる化石は母岩の泥岩中では化石が溶解し, 石灰岩中では保存された. これは, 炭酸塩が溶解しやすい環境, 強酸性あるいは炭酸塩補償深度よりも深い環境を暗示する. このような状況にも関わらず, メタン湧水起源の自生石灰岩が保存された. このことは, 局所的な大量のメタン供給場の存在が考えられる. 対州層群堆積時には火山活動が活発であったことから大量のメタンは, 大量の陸源有機物が急速に埋没し, 形成されたと考えられる. それゆえメタンは熱分解起源が主で, 微生物起源ものも含まれていると考えられる. このような過程で形成された大量のメタンがメタンハイドレートを形成していた可能性がある.

現世のメタン湧水域やメタンハイドレート分布域には, しばしば自生炭酸塩岩や化学合成生態系に属

する生物群集が知られている (Masuzawa, et al., 1992; Stakes et al., 1999; Naehr et al., 2007など). 現世の日本列島周辺では, シロウリガイ類の多くは水深500m以深に生息し (奥谷, 2000, 2008), シロウリガイ類を伴う湧水石灰岩の多くも, 水深500 m以深で見出されている (芦ほか, 2004; 服部ほか, 1996; Takeuchi et al., 2007; Greinert et al., 2002など). このような貝類の生息深度や現世の湧水炭酸塩岩の分布深度から, 鹿ノ浦石灰岩の形成深度は水深500m以深と推定できる. ただし, この推論は, メタンハイドレートの安定条件が中緯度と仮定したもので, 対州層群の堆積が寒帯もしくは高緯度であったならば, メタンハイドレートの安定領域が上昇し, 浅海域にも化学合成生態系が成立可能である. それゆえ, 海底地滑りによって流入したと考えられる浅海成堆積物に基づき対州層群堆積時の古緯度を推定した.

対州層群には, 海底地滑りによって流入したと考えられる浅海成堆積物がしばしばみられ, まれに貝化石が含まれている. 貝化石は, *Mizuhopecten cf. kimurai murayamai*, *Glycymeris cisshuensis*, *Turitella inflarilata* などが報告されている (Kan'no, 1955; Masuda, 1970; 高橋・西田, 1974). これらの動物化石は光合成生態系に属し温帯~亜熱帯の浅海生群集と考えられる. さらに下部層から中部層下部で産出した植物化石から推定される陸域の古気候は暖温帯と推定されている (松尾, 1970; Matsuo, 1971). それゆえ, 対州層群は, 現在よりもやや温暖な暖温帯 (中緯度) の環境で形成されたと考えられる.

以上のことから鹿ノ浦石灰岩を含む対州層群中部は, メタン湧水に依存した化学合成群集が卓越する水深500 m以深の環境であったと考えられる.

8. 対州層群からのメタン湧水起源の自生石灰岩の意義

日本海南西部に分布する16 Ma前後に形成された地層は, 淡水環境やデルタ環境で堆積した地層が主体であったが (Hwang et al., 1995; 小松原ほか, 2003; 安永ほか, 2007), 秋元ほか (1999) は有孔虫群集に基づき, 深海環境が成立していたことを推定した. 本研究では, 日本海南西部にあたる16 Ma前後に堆積した対州層群中部からメタン湧水起源の自生石灰岩やメタンに依存した化学合成群集が見出され, 対州層群中部が500 m以深の深海海盆で堆積したことを示した. 対州層群中部には, T3凝灰岩 (=対馬火山凝灰岩; 酒井・川原, 1998) のほか多くの水中火砕岩が知られており (通産省, 1973), 海底火山活動が活発であったと考えられる.

以上のことから, 対州層群中部は, 16 Ma前後に日本海南西部で形成された海底火山活動を伴う深海海盆で堆積したと考えられる. この結果は, 16 Ma前後に日本海南西部における深海環境の形成を示し, 日本列島が大陸から分裂していく時の具体的な状況を表したものである.

9. まとめ

本研究で明らかになった点は以下のとおりである。

1. 鹿ノ浦石灰岩は、貝殻が密集する二枚貝石灰岩と葉理状組織がみられる塊状石灰岩、最上部の泥質石灰岩からなる。
2. 鹿ノ浦石灰岩の $\delta^{13}\text{C}$ 値は、 $-33.1 \sim -43.5\%$ 、 $\delta^{34}\text{S}$ 値は $+5.8 \sim +14.8\%$ で、これらの値とその産状から鹿ノ浦石灰岩はメタン湧水起源の自生石灰岩である。
3. 石灰岩および周辺から産出する化石群集は、化学合成化石群集である。
4. 対州層群中部層下部は、化学合成生態系が成立した大量のメタン供給場が存在した水深500m以深の環境であった。
5. 日本海形成初期の16Ma前後に日本海南西部で海底火山活動を伴う深海堆積盆が形成し、メタンの湧出とそれに伴う化学合成群集が発見された。

10. 謝辞

本論文は著者の修士論文、博士論文の一部である。高橋孝三教授には本論を執筆する機会をいただき有益なご助言をいただいた。清川昌一博士からは重要なご意見をいただき本稿を改善された。

本研究を行うにあたり、下山正一博士には終始にわたり懇切丁寧なご指導をいただいた。宮田雄一郎教授（山口大学）には山口大学在籍中に懇切丁寧なご指導をいただいた。松田博貴教授（熊本大学）、山中寿朗博士（岡山大学）には同位体比の測定をおこなっていただき、その解釈に関してご助言をいただいた。西田民雄名誉教授（佐賀大学）には本研究に関してご助言をいただいた。青木隆弘氏（株式会社親和テクノ）には化石の一部をお貸しいただいた。本研究は経費の一部に松本達郎名誉教授のご寄付による平成20年度高千穂奨学金をいただいた。

以上の方々のご支援に厚くお礼を申し上げます。

11. 引用文献

- 秋元和實・嬉野みひろ・杉浦麻紀・入月俊明・山路敦・鄭圭積・李年揆（1999）中新世底生有孔虫群集による大韓民国南東部浦項地域の古環境復元。地質学雑誌, **105**, 391-409.
- Amano K., Hamuro T., Hamuro M. and Fujii S. (2001) The Oldest Vesicomimid Bivalves from the Japan Sea Borderland. *Venus* (Journal of the Malacological Society of Japan), **60**, 189-198.
- Amano, K., Jenkins, R.G., Aikawa, M. and Nobuhara, T. (2010) A Miocene chemosynthetic community from the Ogaya Formation in Joetsu: Evidence for depth-related ecologic control among fossil seep communities in the Japan Sea back-arc basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **286**, 164-170.
- 青木隆弘・西田民雄（1999）対州層群中部層基底部に見出した化学合成軟体動物群。日本地質学会西日本支部会報, **114**, 19-20.
- 芦寿一郎・青池寛・中村恭之・斎藤実篤・倉本真一・木下正高・森田澄人・角皆潤・小島茂明・ピエール・アンリ（2004）遠州灘沖第2渥美海丘の地質構造と冷湧水。JAMSTEC深海研究, **24**, 1-11.
- Campbell, K.A. (2006) Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeontology*, **236**, 362-407.
- Campbell, K.A., Carson, C. and Bottjer, D.J. (1993) Fossil seep limestones and associated chemosymbiotic macroinvertebrate faunas, Jurassic-Cretaceous Great Valley Group, California. In Graham, S. and Lowe, D. (Eds.), *Advances in the Sedimentary Geology of the Great Valley Group, Pacific Section*, 73, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 37-50.
- Campbell, K.A., Farmer, J.D. and Marais, D. (2002) Ancient hydrocarbon seeps from the Mesozoic convergent margin of California: carbonate geochemistry, fluids and palaeoenvironments. *Geofluids*, **2**, 63-94.
- 藤井昭二・鮎野義夫・中川登美雄（1992）北陸地域における新第三系の層序対比と新第三紀古地理。地質学論集, **37**, 85-95.
- Fujikura, K., Sasaki, T., Yamanaka, T. and Yoshida, T. (2009) Turrid whelk, *Phymorhynchus buccinoides* feeds on *Bathymodiulus* mussels at a seep site in Sagami Bay, Japan. *Plankton and Benthos Research*, **4**, 23-30.
- Given, R.K. and Lohmann, K.C. (1985) Derivation of the original isotopic composition of Permian marine cements. *Journal of Sedimentary Petrography*, **55**, 430-439.
- Greinert, J., Bollwerk, S.M., Derkachev, A., Bohrmann, G. and Suess, E. (2002) Massive barite deposits and carbonate mineralization in the Derugin Basin, Sea of Okhotsk: precipitation processes at cold seep sites. *Earth and Planetary Science Letters*, **203**, 165-180.
- 服部陸男・蟹江康光・大場忠道・秋元和實（1996）相模湾の沈み込み帯の冷湧水域に伴う炭酸塩類と化学合成独立栄養動物群集の環境。化石, **60**, 13-22.
- 早川秀樹・竹村厚司（1987）富山県八尾地域の新第三系。地質学雑誌, **93**, 717-732.
- Hoefs, J. (2004) *Stable Isotope Geochemistry*, 5th edition. 244pp. Springer.
- Hwang, I.G., Chough, S.K., Hong, S.W. and Choe, M.Y. (1995) Controls and evolution of fan delta systems in the Miocene Pohang Basin, SE Korea. *Sedimentary Geology*, **98**, 147-179.
- 茨木雅子（1994）浮遊性有孔虫群からみた九州北西

- 部第三系の年代と古環境. 月刊地球, **16**, 150-153.
- Iijima, A. and Tada, R. (1990) Evolution of Tertiary sedimentary basins of Japan in reference to opening of the Japan Sea. *Journal of Faculty of Science University of Tokyo, Section 2*, **22**, 121-171.
- 石島渉 (1951) 対馬北端海老島の石灰岩. 地質学雑誌, **57**, 457-458.
- 磯見博・長浜春夫 (1965) 対馬北端の海老島に見られる鮮新統と対州層群との不整合関係 - 対州層群の時代論に関する一資料 -. 地質学雑誌, **71**, 32-35.
- 岩田尊夫・亀尾浩司 (2001) 北西九州の含炭堆積盆地におけるシーケンス層序と堆積過程. 石油技術協会誌, **66**, 278-291.
- Jørgensen, B.B. (1990) A thiosulfate shunt in the sulfur cycle of marine sediments. *Science*, **249**, 152-154.
- Kan'no, S. (1955) Tertiary Mollusca from Taishu Mine, Tsushima, Nafasaki Prefecture, Japan. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan, New Series*, **18**, 31-36.
- Kano, K., Uto, K. and Ohguchi, T. (2007) Stratigraphic review of Eocene to Oligocene successions along the eastern Japan Sea: Implication for early opening of the Japan Sea. *Journal of Asian Earth Sciences*, **30**, 20-32.
- Kano, K., Yoshikawa, T., Yanagisawa, Y., Ogasawara, K. and Danhara, T. (2002) An unconformity in the early Miocene syn-rifting succession, northern Noto Peninsula, Japan: Evidence for short-term uplifting precedent to the rapid opening of the Japan Sea. *Island Arc*, **11**, 170-184.
- Kaplan, I. R. and Rittenberg, S. C. (1964) Microbiological fractionation of sulfur isotope. *Microbiology*, **34**, 195-212.
- 古家英和・平朝彦・芦寿一郎・倉本真一・藤岡換太郎 (1988) デルタフロントの大崩壊-対馬, 対州層群の例 -. 月刊地球, **10**, 516-522.
- 小松原純子・廣木義久・松本良 (2003) 堆積相と総有機炭素・総硫黄含有量からみた下部中新統野島層群の堆積環境. 地質学雑誌, **109**, 20-29.
- Marumo, K. and Hattori, K. (1999) Seafloor hydrothermal clay alteration at Jade in the back-arc Okinawa Trough: mineralogy, geochemistry and isotope characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**, 2785-2804.
- Masuda, K. (1970) Molluscan fauna from the Taishu Group, Tsushima Islands, Nagasaki Prefecture, Japan. *Memoirs of Natural Science Museum Tokyo*, **3**, 25-32.
- Masuzawa, T., Handaa, N., Kitagawa, H. and Kusakabe, M. (1992) Sulfate reduction using methane in sediments beneath a bathyal "cold seep" giant clam community off Hatsushima Island, Sagami Bay, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **110**, 39-50.
- 松本達郎 (1969) 対馬の地質とその問題点. 国立科学博物館専報, **2**, 5-18.
- 松尾秀邦 (1970) 対馬の古第三紀植物化石について (概報). 国立科学博物館専報, **3**, 19-24.
- Matsuo, H. (1971) Paleogene mega-plant remains of the Tsushima Islands, Japan. *Bulletin of Natural Science Museum, Tokyo, series C*, **14**, 671-710.
- 通産省 (MITI) (1972) 昭和46年度広域調査報告書「対馬上県地域」. 29p
- 通産省 (MITI) (1973) 昭和47年度広域調査報告書「対馬上県地域」. 34p
- 通産省 (MITI) (1974) 昭和46年度広域調査報告書「対馬上県地域」. 52p
- Naehr, T.H., Eichhubl, P., Orhan, V., Hovland, J.M., Paull C.K., Ussler III, W., Lorenson, T.D. and Green, H.G. (2007) Authigenic carbonate formation at hydrocarbon seeps in continental margin sediments: A comparative study. *Deep Sea Research Part II*, **54**, 1268-1291.
- 中嶋輝允・佐々木昭 (1985) 黒鉄母岩の硫黄同位体比および黄鉄鉱/磁鉄鉱比の分布と鉄化帯. 鉱山地質, **35**, 273-287.
- 中条武司・舟川哲 (1996) 長崎県対馬の対州層群下部層から産出した始新世放射虫化石. 地質学雑誌, **102**, 751-754.
- Nakajo, T., and Maejima, W. (1998) Morpho-dynamics development and facies organization of the Tertiary delta system in the Taishu Group Tsushima Islands, southwestern Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **104**, 749-763.
- Nakajo, T., Yamaguchi, Y., Komatsubara, J., and Ohtake, S. (2006) Sedimentation and tectonics of the Tertiary delta to basin successions in the Tsushima Islands, off northwestern Kyushu, Japan. In: Ito, M., Yagishita, K., Ikehara, K. and Matsuda, H. (Eds.), *Field Excursion Guidebook, 17th International Sedimentological Congress, Fukuoka, Japan*, Sedimentary Society of Japan, FE-B11, 1-12.
- Ninomiya, T. (2011) Chemosynthetic fossil molluscan faunas from the Neogene Taishu Group, distributed in Tsushima Islands, Nagasaki Prefecture, the southwest Japan. *Memoirs of Faculty of Science, Kyushu University, Ser. D, Earth and Planetary Science*, **32**, (3), 11-26.
- Ninomiya, T., Miyata, Y., Taniguchi, S., Shimoyama, S., Matsuda, H., Yamanaka, T., Aoki, T., and Nishida, T. (2008) Cold-seep carbonates and chemosynthetic assemblages from the Taishu Group, in the Tsushima Islands. Japan Geoscience Union, 2008 Meeting, abstract.
- 二宮崇・谷口翔・下山正一・宮田雄一郎・松田博貴・山中寿朗・市原季彦 (2010) 対馬北端に分布する海老島石灰岩層の形成環境と年代の考察. 地質学雑誌, **116**, 174-177.
- 於保幸正・山口悠哉・平山恭之 (2007) 対馬北部の対州層群中にみられる初期的ストレートへき開組織. 地質学雑誌, **113**, 146-157.
- 岡田博有・藤山家徳 (1970) 対馬中部, 塩浜付近の対州層群中のサイクルと堆積. 国立科学博物館専報, **3**, 9-17.

- 岡田博有・柴田秀道・辰巳洋治郎・鍋倉直哉 (1971) 対馬北部の地質. 鹿児島大学理科報告, **20**, 13-31.
- 奥谷喬司 (2000) オトヒメハマグリ科. 奥谷喬司 (編) 日本近海産貝類図鑑. 東海大学出版, 996-999.
- 奥谷喬司 (2008) 軟体動物. 藤倉克則・奥谷喬司・丸山正編, 潜水調査船が観た深海生物. 東海大学出版会, 99-142.
- O'Leary, M.H. (1988) Carbon isotope in photosynthesis-Fractionation techniques may reveal new aspects of carbon dynamics in plants-. *Bioscience*, **38**, (5), 328-336.
- Otofujii, Y., and Matsuda, T. (1983) Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**, 349-359.
- Otofujii, Y., and Matsuda, T. (1987) Amount of clockwise rotation of Southwest Japan-fan shape opening of the southwestern part of the Japan Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, **85**, 289-301.
- Peckmann, J., Gischler, E., Oschmann, W. and Reitner, J. (2001) An Early Carboniferous seep community and hydrocarbon-derived carbonates from the Harz Mountains, Germany. *Geology*, **29**, 271-274.
- Peckmann, J., Goedert, J.L., Heinrichs, T., Hoefs, J., and Reitner, J. (2003) The Late Eocene Whiskey Creek methane-seep deposit (western Washington State): Part II. Petrology, stable isotopes, and biogeochemistry. *Facies*, **48**, 241-254.
- Peckmann, J., Thiel, V., Reitner, J., Taviani, M., Aharon, P. and Michaelis, W. (2004) A microbial mat of a large sulfur bacterium preserved in a Miocene methane-seep limestone. *Geomicrobiology Journal*, **21**, 247-255.
- Rees, C.E., Jenkins, W.J. and Monster, J. (1978) The sulphur isotopic composition of ocean water sulphate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**, 377-381.
- 酒井治孝 (1993) 北部九州の第三紀堆積盆地のテクトニクスと堆積作用. 地質学論集, **42**, 183-201.
- 酒井治孝・川原和博 (1998) 九州北西沖合, 対馬の古第三紀茂木・穿岩水中火砕流堆積物. 国立科学博物館専報, **31**, 29-47.
- Sakai, H. and Yuasa, T. (1998) K-Ar Ages of the Mogi and Ugetsuiwa Subaqueous Pyroclastic Flow Deposits in the Taishu Group, Tsushima Islands. *Memoirs of Natural Science Museum Tokyo*, **31**, 23-28.
- 酒井均 (1974) 「黒鉱鉱床の地球化学」温泉水からみた黒鉱鉱化液の同位体地球化学. 地球化学, **7**, 47-55.
- 酒井均・松久幸敬 (2003) 安定同位体地球化学, 第3版. 東京大学出版会, 403pp.
- Sasaki, T., Okutani, T., and Fujikura, K. (2005) Molluscs from hydrothermal vents and cold seeps in Japan: A review of taxa recorded in twenty recent years (1984-2004). *Venus (Japanese Journal of Malacology)*, **64**, 87-133.
- Sasaki, T., Warén, A., Kano, Y., Okutani, T. and Fujikura, K. (2010) Gastropods from Recent hot vents and cold seeps: systematics, diversity and life strategies. In: Kiel, S. (ed.) The Vent and Seep Biota. Topics in Geobiology, Springer. pp. 169-254.
- Schoell, M. (1988) Multiple origins of methane in the Earth. *Chemical Geology*, **71**, 1-10.
- Stakes, D.S., Orange, D., Paduan, J.B., Karen, A. Salamy, K.A. and Norman, N. (1999) Cold-seeps and authigenic carbonate formation in Monterey Bay, California. *Marine Geology*, **159**, 93-109.
- Tada, R. and Iijima, A. (1992) Lithostratigraphy and compositional variation of Neogene hemipelagic sediments in the Japan Sea. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **127/128**, 1229-1251.
- 多田隆治・玉木賢策 (1992) 日本海深海掘削の成果とその層序学的意義. 石油技術協会誌, **57**, 103-111.
- 高橋清・西田民雄 (1974) 対馬上県地域の対州層群下部層の軟体動物化石について. 長崎大学教養部紀要, 自然科学, **15**, 15-20.
- 高安克己・山崎博史・上田哲郎・赤木三郎・松本俊雄・野村律夫・岡田昭明・沢田順弘・山内靖喜・吉谷昭彦 (1992) 山陰地方の中新統層序と古地理. 地質学論集, **37**, 97-116.
- Takeuchi, R., Matsumoto, R., Ogihara, S. and Machiyama, H. (2007) Methane-induced dolomite "chimneys" on the Kuroshima Knoll, Ryukyu Islands, Japan. *Journal of Geochemical Exploration*, **95**, 16-28.
- Veizer, J. (1983) Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Reviews in Mineralogy*, **11**, 265-299.
- Wallmann, K., Linke, P., Suess, E., Bohrmann, G., Sahling, H., Schluter, M., Dahmann, A., Lammers, S., Greinert, J. and von Mirbach, N. (1997) Quantifying fluid flow, solute mixing, and biogeochemical turnover at cold vents of the eastern Aleutian subduction zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**, 5209-5219.
- 山口悠哉・於保幸正 (2007) 対馬北部における第三紀斜面相の堆積史. 地質学雑誌, **113**, 113-126.
- 安永雅・清川昌一・植村和彦 (2007) 長崎県五島列島中部 (若松島及び中通島西部) の新第三系五島層群の岩相層序と植物化石の産出について. 堆積学研究, **64**, 155-161.

既刊一覧

(Back Issues)

九州帝国大学理学部研究報告 地質学之部

Science Reports of the Faculty of Science, Kyushu Imperial University. Geology

Vol.1 No.1 (Aug., 1941), No.2 (June, 1943), No.3 (Jan., 1944).

九州大学理学部研究報告 地質学之部

Science Reports of the Faculty of Science, Kyushu University. Geology

Vol.2 No.1 (Oct., 1947), No.2 (Sept., 1950).

Vol.3 No.1 (Sept., 1949), No.2 (Mar., 1951).

Vol.4 No.1 (Dec., 1952), No.2 (Feb., 1953).

Vol.5 No.1 (Mar., 1960), No.2 (Feb., 1961), No.3 (Mar., 1961), No.4 (Nov., 1961).

Vol.6 No.1 (Mar., 1962), No.2 (Jan., 1963), No.3 (Mar., 1964).

Vol.7 No.1 (Mar., 1964), No.2 (Aug., 1966).

Vol.8 No.1 (Jan., 1965), No.2 (Nov., 1965), No.3 (Feb., 1967), No.4 (Mar., 1968).

Vol.9 No.1 (Mar., 1969).

Vol.9 Special Issue, No.1 (Nov., 1967), No.2 (Feb., 1969).

九州大学理学部研究報告 地質学

Science Reports, Department of Geology, Kyushu University

Vol.10 No.1 (Feb., 1969), No.2 (Nov., 1969), No.3 (Jan., 1971).

Vol.11 No.1 (Oct., 1971), No.2 (Dec., 1973).

Vol.12 No.1 (Oct., 1974), No.2 (Nov., 1975), No.3 (Feb., 1977).

Vol.13 No.1 (Nov., 1978), No.2 (Feb., 1980).

Vol.14 No.1 (Jan., 1981), No.2 (Dec., 1981), No.3 (Jan., 1985), No.4 (Jan., 1986).

Vol.15 No.1 (Mar., 1987).

Vol.16 No.1 (Jan., 1989), No.2 (Jan., 1990).

九州大学理学部研究報告 地球惑星科学

Science Reports, Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University

Vol.17 No.1 (Jan., 1991), No.2 (Jan., 1992), No.3 (Dec., 1992).

Vol.18 No.1 (Dec., 1993), No.2 (Dec., 1994).

Vol.19 No.1 (Dec., 1995), No.2 (Dec., 1996).

Vol.20 No.1 (Jan., 1998), No.2 (Dec., 1998), No.3 (Dec., 1999).

九州大学大学院理学研究院研究報告 地球惑星科学

Science Reports, Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University

Vol.21 No.1 (Dec., 2000), No.2 (Feb., 2002).

Vol.22 No.1 (Feb., 2005), No.2 (Feb., 2007), No.3 (Mar., 2009), No.4 (Mar., 2011).

Vol.23 No.1 (Feb., 2012).

訂正 (Corrigenda of Vols. 17-21)

正 (Read) ISSN 1348-0545 誤 (For) ISSN 0916-7315

この出版物は不定期に発行される。(This publication is published irregularly.)

九州大学大学院理学研究院研究報告 地球惑星科学

第23巻 第1号

平成24年2月28日 発行

編集者兼
発行者 九州大学大学院理学研究院
編集 株式会社ミドリ印刷

Published by

Faculty of Sciences, Kyushu University

Hakozaki 6-10-1, Higashi-ku
Fukuoka 812-8581, Japan

SCIENCE REPORTS
DEPARTMENT OF EARTH AND PLANETARY SCIENCES
KYUSHU UNIVERSITY

Vol. 23, No. 1

CONTENTS

Estimation of subsurface structure in the Shimabara Peninsula using microtremor H/V spectral ratio	Natsumi ITOYA and Takeshi MATSUSHIMA1-12
Seep limestone and chemosynthetic fossil assemblages dependent on the seep from the Neogene Taishu Group, Tsushima Island, Nagasaki Prefecture, the southwest Japan	Takashi NINOMIYA13-21

FUKUOKA, JAPAN

February, 2012