


Online ISSN : 2186-490X
Print ISSN : 1346-4272

地質調査研究報告

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 73 No. 1 2022



 **産総研** 地質調査総合センター

令和4年

論文

西三河平野西南部油ヶ淵低地下の更新統古地磁気層序

羽田裕貴・中谷是崇・水野清秀 1

埼玉県江南町での反射法探査 —— 反射面傾斜角の深さ依存性の検出 ——

大滝壽樹・加野直巳・横倉隆伸 19

表紙の写真

阿波の土柱

地質調査総合センターでは、沿岸域の地質・活断層調査の一環として、徳島平野、和歌山平野、淡路島南岸にわたる紀伊水道沿岸域で調査を進めている。徳島平野沿岸域に分布する更新統の土柱層は、かつての吉野川や阿讃山地からの河川成の礫、砂、泥から構成されている。「阿波の土柱」は、ガリーの集合による侵食地形で、土柱が林立する景観となっており、国の天然記念物に指定されている。

(写真・文：羽田裕貴・中島 礼)

Cover Photograph

Awa no Dochu (earth pillars of Awa)

The Pleistocene Dochu Formation distributed in the Tokushima Plain is fluvial deposit composed of gravel, sand, and mud originating from the Shikoku and Asan mountains. Awa no Dochu is known for its erosion landform with the forest of earth pillars and is designated as a national natural monument.

(Photograph and caption by HANEDA Yuki and NAKASHIMA Rei)

西三河平野西南部油ヶ淵低地下の更新統古地磁気層序

羽田 裕貴^{1,*}・中谷 是崇¹・水野 清秀¹

HANEDA Yuki, NAKATANI Koretaka and MIZUNO Kiyohide (2022) Subsurface Pleistocene magnetostratigraphy under the Aburagafuchi Lowland in the southwestern Nishi-mikawa Plain, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 73 (1), p. 1–17, 6 figs, 4 tables.

Abstract: We conducted paleomagnetic, rock-magnetic, and tephra analyses for the 80 m-deep core GS-HKN-1, which was drilled at the Aburagafuchi Lowland, Hekinan City, Aichi Prefecture in 2018, to constrain the depositional age of the subsurface Pleistocene in the Nishi-mikawa Plain. Progressive alternating field demagnetization was conducted for samples obtained from 73 horizons, and then we assigned paleomagnetic polarity zones based on resulting paleomagnetic inclinations. In combination with the previously reported palynostratigraphy, it is thought that a polarity transition between 40.44 and 40.75 m within a non-marine mud bed is correlated to the Matuyama–Brunhes (M–B) boundary. The stratigraphic position of the M–B boundary is consistent with those in oxygen isotope stratigraphy from the Boso Peninsula, and North Atlantic. Volcanic glasses in muddy beds below the M–B boundary are likely admixture of several reworked tephra beds, based on large deviations of those refractive indexes and major and trace element components. In the future, additional thermomagnetic experiments, and pollen analysis are required to evaluate the magnetostratigraphy and correlate muddy beds to Marine Isotope Stages.

Keywords: magnetostratigraphy, Pleistocene, Matuyama–Brunhes boundary, EDX, element analysis, LA-ICP-MS, Nishimikawa Plain, Aichi Prefecture

要 旨

2018年に愛知県碧南市繩手町で掘削されたオールコアボーリング試料GS-HKN-1を用いて、古地磁気、岩石磁気、およびテフラ分析を実施した。全73試料に対して段階交流消磁を施し、磁化ベクトルの伏角方位を用いて地磁気極性を判定した。また、先行研究による花粉化石層序との比較に基づき、地磁気極性年代表との対比を行った。その結果、松山–ブルン境界に相当する極性境界は、相対的な海水準低下を示す非海成泥層中の40.44～40.75 m区間に置かれると考えられる。これは、詳細な古地磁気–酸素同位体複合層序が報告されている房総半島の陸上セクション、および北大西洋の深海底コアの報告と矛盾しない。古地磁気極性境界より下位の泥質層に含まれる火山ガラスは、その屈折率、主成分・微量成分組成から、複数の二次堆積テフラの混合が示唆され、堆積年代決定に有用な火山灰層は見つけることができなかった。今後、段階熱消磁などの追加実験や詳細な花粉化石層序による泥質層と海洋酸素同位体ステージの対比が必要である。

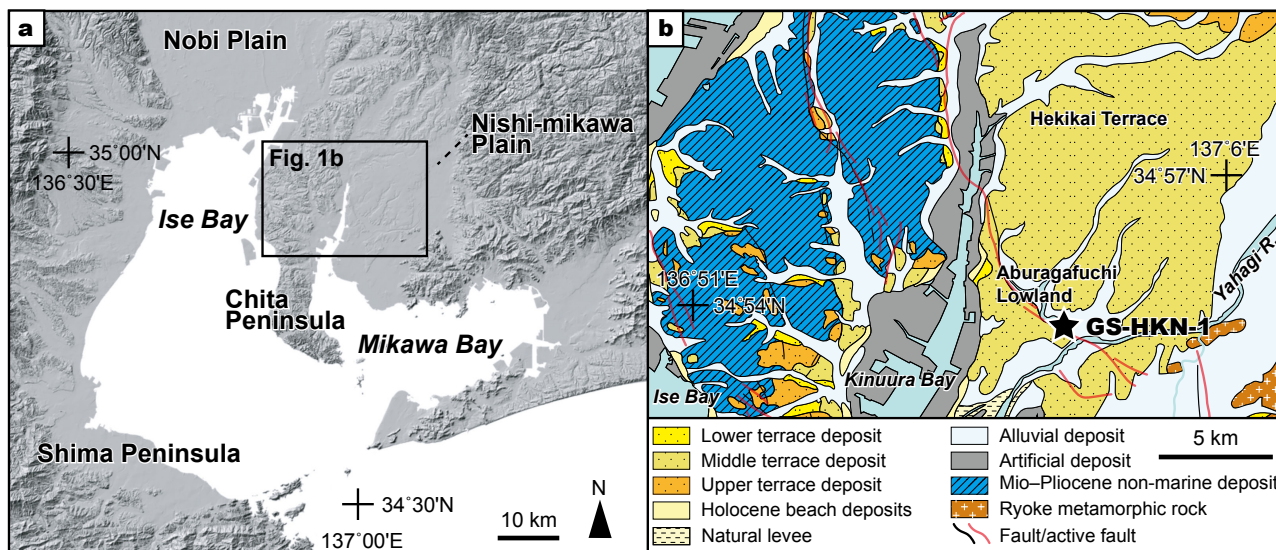
1. はじめに

西三河平野は愛知県中央部に位置し、矢作川および境川の営力により形成された平坦な台地と沖積低地が、幅約20 km、長さ約40 kmにわたって北北東–南南西方向に分布する。町田ほか(1962)による総括的な地形発達史の研究により、西三河平野では、北東から南西に向かって階段状に低くなる5面の段丘面が認定されている。これらは、高位から藤岡面、三好面、拳母面、碧海面、越戸面と呼ばれ、それぞれ鮮新統東海層群、および更新統三好層、拳母層、碧海層、越戸層によって構成される(町田ほか、1962)。臨海部や矢作川、境川、およびその支流沿いには沖積低地が分布する(牧野内、2005；堀、2018)。

西三河平野地下に分布する更新統の層序と堆積環境は、ボーリング試料の堆積相解析や微化石分析によって議論されてきた(森、1984；桑原ほか、1985；森山、1994；森山ほか、1994、1997)。珪藻化石分析や貝殻片の産出から、複数の海成層の存在が明らかにされており、氷河性海水準変動に関連した堆積環境の変化が指摘されてい

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

* Corresponding author: HANEDA, Y., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: y.haneda@aist.go.jp



第1図 コア掘削サイトの位置と周辺の地質図。(a) 伊勢湾および三河湾周辺の陰影起伏図。国土地理院発行の図に加筆 (<https://www.gsi.go.jp/>)。 (b) GS-HKN-1 コア掘削サイト周辺の地質図。20万分の1日本シームレス地質図(産総研地質調査総合センター, 2018)に基づいて作成。

Fig. 1 Locality of the coring site and geology around Aburagafuchi Lowland. (a) Shaded-relief map around Ise and Mikawa bays modified from Geospatial Information Authority of Japan. (b) Geological map around the GS-HKN-1 core based on the Seamless Digital Geological Map of Japan, 1: 200,000 (Geological Survey of Japan, AIST, 2018)

る(森, 1984; 桑原ほか, 1985; 森山, 1994; 牧野内ほか, 2011)。海成層の堆積年代は, 珪藻化石および花粉化石群集とその変化を, 濃尾平野地下の更新統と対比することで推定された(森, 1984; 桑原ほか, 1985; 森山, 1994)。また, 2017年から開始された伊勢湾・三河湾沿岸域の地質・活断層調査の一環で, 碧南市の油ヶ淵低地で80 mのオールコアボーリングが掘削された。このGS-HKN-1コアの花粉化石分析から, 大阪湾沿岸域の更新統における海洋酸素同位体ステージ(MIS: Marine Isotope Stage) 16~21に相当する花粉化石群集帯の存在が報告された(阿部ほか, 2019)。しかし, 西三河平野地下の更新統は微化石層序以外の年代制約に乏しく, その堆積年代の推定には検証の余地がある。

そこで, 本研究では, 西三河平野の地下層序に新たな年代制約を提供することを目的として, GS-HKN-1コアの古地磁気および岩石磁気分析を実施し, 古地磁気極性境界の認定と対比を検討した。その結果, GS-HKN-1コアに松山-ブルン境界を認定した。また, 松山-ブルン境界より下位の泥質層に含まれる火山ガラスの主成分, および微量元素分析を実施したので結果を報告する。

2. 試料と手法

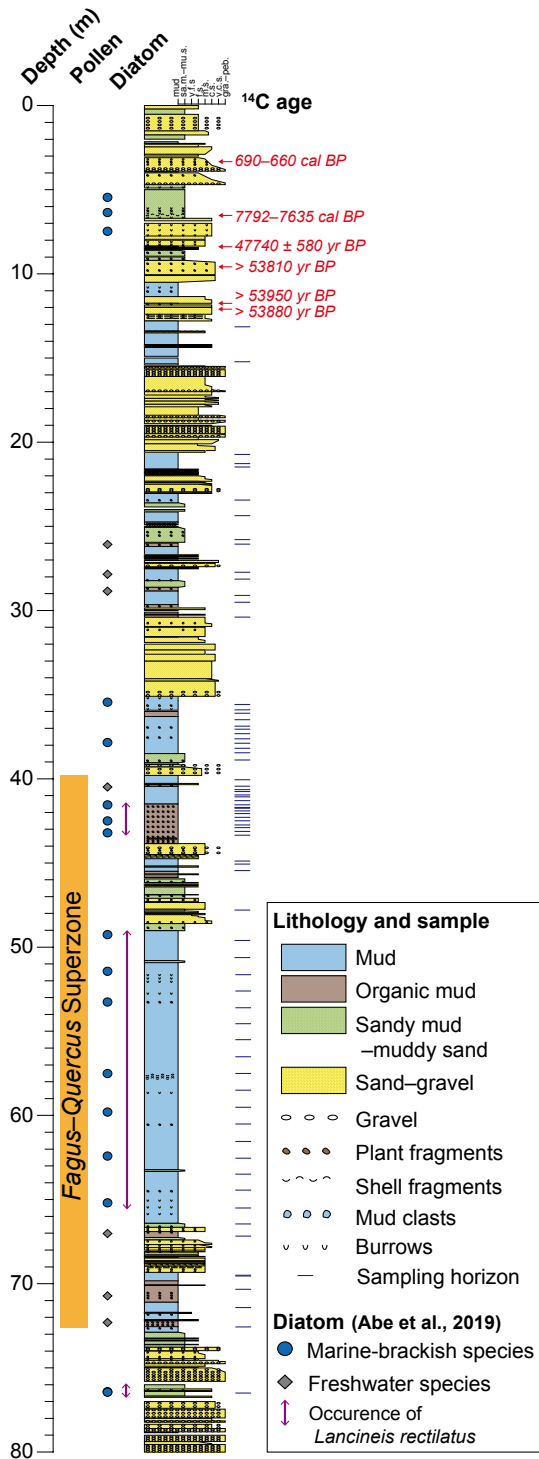
2.1 ボーリング試料

GS-HKN-1コアは, 産業技術総合研究所地質調査総合センターが平成29年度より実施している伊勢湾・三河湾沿岸域の地質・活断層調査の一環として, 西三河平野の

地下地質構造や地下層序を明らかにするため2018年に採取された。掘削地点は, 愛知県碧南市繩手町の畑地(34°53'27.4"N, 137°1'27.8"E, 孔口標高:1.38 m, 第1図), 掘削長は80 mである。GS-HKN-1コアでは, 堆積相解析, 珪藻化石・花粉化石分析, 放射性炭素年代測定(阿部ほか, 2019)およびCNS分析(太田・阿部, 2019)が実施された。その結果, GS-HKN-1コアは沖積層, および海成・河成泥質層と河成砂~砂礫層で構成される更新統に区分され, 少なくとも5つの海進・海退に伴う堆積サイクルが認定された(阿部ほか, 2019)。また, 深度39.85~75.78 m区間の泥層から, 大阪層群における*Fagus-Quercus*超帯(MIS 16~21; 本郷, 2009; 楡井・本郷, 2018)に対比される花粉化石群集を見出されていることから(阿部ほか, 2019), 西三河平野地下更新統の堆積開始年代は少なくとも約900 kaまで遡る可能性がある。さらに, GS-HKN-1コアでは, 関東平野で有用な年代指標である海生化石珪藻*Lancineis rectilatus* (Naya, 2010)が産出するが(阿部ほか, 2019; Naya, 2019), 中部地方におけるその産出年代は不明である。

2.2 試料採取

放射性炭素年代が報告されている深度12.82 mより下位の泥質層を対象に, 73層準から古地磁気および岩石磁気分析用の試料を採取した(第2図)。試料採取には容積7 cm³のポリカーボネイト製キューブを使用し, コア中央にキューブを手で押し込むことで, 各層準につき1試



第2図 GS-HKN-1 コアの岩相, 花粉化石分帯, 珪藻化石産出層準, および古地磁気試料の採取層準. 阿部ほか (2019) を一部改変. *Fagus-Quercus* 超帯は大阪層群における花粉化石分帯に基づく (本郷, 2009; 楡井・本郷, 2018).

Fig. 2 Columnar section of the GS-HKN-1 core with pollen and diatom data, and horizons of paleomagnetic samples modified from Abe et al. (2019). *Fagus-Quercus* Superzone is from a local pollen zone for the Pleistocene Osaka Group (Hongo, 2009; Nirei and Hongo, 2018).

料を採取した.

2.3 古地磁気分析

各試料に対して, 自然残留磁化 (NRM: natural remanent magnetization) の測定および段階交流消磁 (pAFD: progressive alternating field demagnetization) を, 国立極地研究所の磁気シールドルーム内に設置された SRM-760R パスルー型超電導岩石磁力計 (2G Enterprises 社製) を用いて行った. pAFD は, ピーク磁場が 0 ~ 10 mT の範囲では 2.5 mT 刻みで, 10 ~ 60 mT の範囲では 5 mT 刻みで, 60 ~ 80 mT の範囲では 10 mT 刻みで, 合計 16 段階で行った. 各消磁段階の残留磁化ベクトルは直交面投影図 (Zijderveld, 1967) に表した.

2.4 岩石磁気分析

本研究では岩石磁気実験として, 全ての試料に対して, 帯磁率, 帯磁率異方性測定, および人工磁化 (非履歴残留磁化, 飽和等温残留磁化, 逆等温残留磁化) の着磁・残留磁化測定を行った. また, 9 つの試料に対して等温残留磁化の段階着磁実験を行った. これら岩石磁気実験はすべて国立極地研究所にて実施した. 以下に, 岩石磁気分析の詳細を記述する.

帯磁率 (κ) は, 試料中に含まれる強磁性鉱物の全含有量を反映する. 帯磁率測定は, KLY-3S Kappabridge 帯磁率計 (AGICO 社製) を用いて, 消磁を施す前の全ての試料に対して行った.

非履歴残留磁化 (ARM: anhysteretic remanent magnetization) は, 試料に直流磁場を加えながら, 交流磁場の振幅を徐々に減衰させることで獲得される残留磁化である. その強度は, 交流磁場の最大振幅と直流磁場強度に比例するが, これらが一定の場合は試料中の強磁性鉱物の含有量, 粒径, および磁気相互作用に依存する (小玉, 1999 など). また, 帯磁率が試料中の全強磁性鉱物量を反映するのに対して, ARM は比較的細粒な強磁性鉱物に着磁される. そのため, ARM 強度から算出する ARM 帯磁率 (κ_{ARM}) と帯磁率の比 (κ_{ARM}/κ) は, 磁性鉱物の粒径の相対的な指標となる (Banerjee et al., 1981; King et al., 1982). ARM の着磁は, 直流磁場強度を 0.03 mT, 交流磁場の最大振幅を 80 mT の条件下で, SRM-760R パスルー型超電導岩石磁力計を用いて行った. また, ARM 帯磁率は ARM 強度を印加磁場強度 0.03 mT で規格化することで算出した.

堆積物中に含まれる強磁性鉱物の推定は, 残留磁化のキャリアを特定する上で重要である. そこで, 試料中の強磁性鉱物を推定するために, 等温残留磁化 (IRM: isothermal remanent magnetization) の着磁実験を行なった. IRM は, 一定の温度下において, 試料に人工的な外部磁場を与えることで獲得される磁化であり, NRM に比べて多磁区サイズの磁性粒子への寄与が大きい. 外部磁場

強度、あるいは試料中に含まれる強磁性鉱物の含有量が増加すると、IRM強度は大きくなる。そのため、IRMの着磁実験は、試料中の強磁性鉱物の含有量や種類などを推定するために用いられる。

まず、泥層および有機質泥層から採取した9つの試料に対して、外部磁場10 mTから3000 mTの範囲の計30段階にて、IRMの着磁と残留磁化測定を実施した。この結果、段階着磁実験を行なった試料は、概ね2000 mTで磁化が飽和した。そこで、外部磁場が2000 mTで獲得されたIRMを飽和等温残留磁化(SIRM: saturation isothermal remanent magnetization)として、他の全ての試料にSIRMを着磁・磁化測定を行なった。その後、SIRMとは逆向きに、外部磁場100 mT, 300 mTの順で試料に逆等温残留磁化(BIRM: back-field isothermal remanent magnetization)を着磁し、磁化測定を行なった。IRM着磁と磁化測定にはそれぞれ、MMPM10パルス磁化装置(Magnetic Measurement社製)およびNMB-89スピナー磁力計(夏原技研製)を用いた。

強磁性鉱物はそれぞれ特有の保磁力分布をもつ。そのため、人工磁化の段階着磁曲線あるいは段階消磁曲線の成分分離によって、堆積物に含まれる強磁性鉱物を推定することが可能である(Kruiver *et al.*, 2001; Heslop *et al.*, 2002; Maxbauer *et al.*, 2016など)。そこで、9つの試料のIRM段階着磁実験によって得たIRM獲得曲線に対して、保磁力成分の分離を試みた。成分分離には、Maxbauer *et al.* (2016)によるウェブアプリケーションMAX Unmixを用いた。解析には、元の段階着磁データをSF (smoothing factor) = 0.3ないし0.4でスプライン補完したIRM獲得曲線を微分することで得たIRM獲得効率曲線を用いた。

また、SIRMおよびBIRMの磁化測定結果から、S比($S_{0.1T}$, $S_{0.3T}$: Bloemendal *et al.*, 1992)を算出した。 $S_{0.1T}$, $S_{0.3T}$ はそれぞれ、保持力が100 mT以下、300 mT以下の強磁性鉱物が担うIRMとSIRMの比であり、試料中のフェリ磁性鉱物(マグネタイトやマグヘタイトなどの低保磁力の強磁性鉱物)と反フェロ磁性鉱物(ヘマタイトやゲータイトなどの高保磁力の強磁性鉱物)の相対的な含有量の指標である。その値が1より低いほど、試料中の反フェロ磁性鉱物量が多いことを示す。これらパラメータの算出にはBloemendal *et al.* (1992)による以下の計算式を用いた。

$$S_{0.1T} = (1 - \text{BIRM}_{0.1T} / \text{SIRM}) / 2$$

$$S_{0.3T} = (1 - \text{BIRM}_{0.3T} / \text{SIRM}) / 2$$

なお、 $\text{BIRM}_{0.1T}$ および $\text{BIRM}_{0.3T}$ は、それぞれ外部磁場100 mTおよび300 mTにおけるBIRM強度である。

2.5 テフラ分析

深度50.22 ~ 72.38 mの泥質層を対象に、テフラ分析を行った。計37試料を、超音波洗浄とふるいによる水洗いを繰り返して泥粒子を除去し、60°Cで数時間乾燥

させた後、0.063 ~ 0.25 mmの粒子を分析用試料とした。その結果、十分な量の火山ガラスを含む3試料(52.25 ~ 52.30 m, 58.42 ~ 58.47 m, 59.85 ~ 59.90 m)に対して、屈折率、主成分、微量元素分析、および偏光顕微鏡下での火山ガラスの形状の観察を行った。火山ガラスの形状の分類は岸・宮脇(1996)に従った。火山ガラスの屈折率には、温度変化型屈折率測定装置MAIOT(古澤, 1995)を用いた。

火山ガラスの主成分分析は、 SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* (総FeをFeOとして計算した値), MnO , MgO , CaO , Na_2O , および K_2O の9成分について実施した。分析は株式会社古澤地質に依頼し、エネルギー分散型X線分析装置(EDX) EMAX Evolution EX-270 (HORIBA製)と走査型電子顕微鏡SU1510 (HITACHI製)を用いた。分析条件は、加速電圧15 kV, 試料電流0.3 nA, およびビーム径約90 nmで4 μm 四方を走査させ、ライブタイムを50秒として、ファイローゼット(φ (ρZ))法にて主成分化学組成の補正計算を行なった。

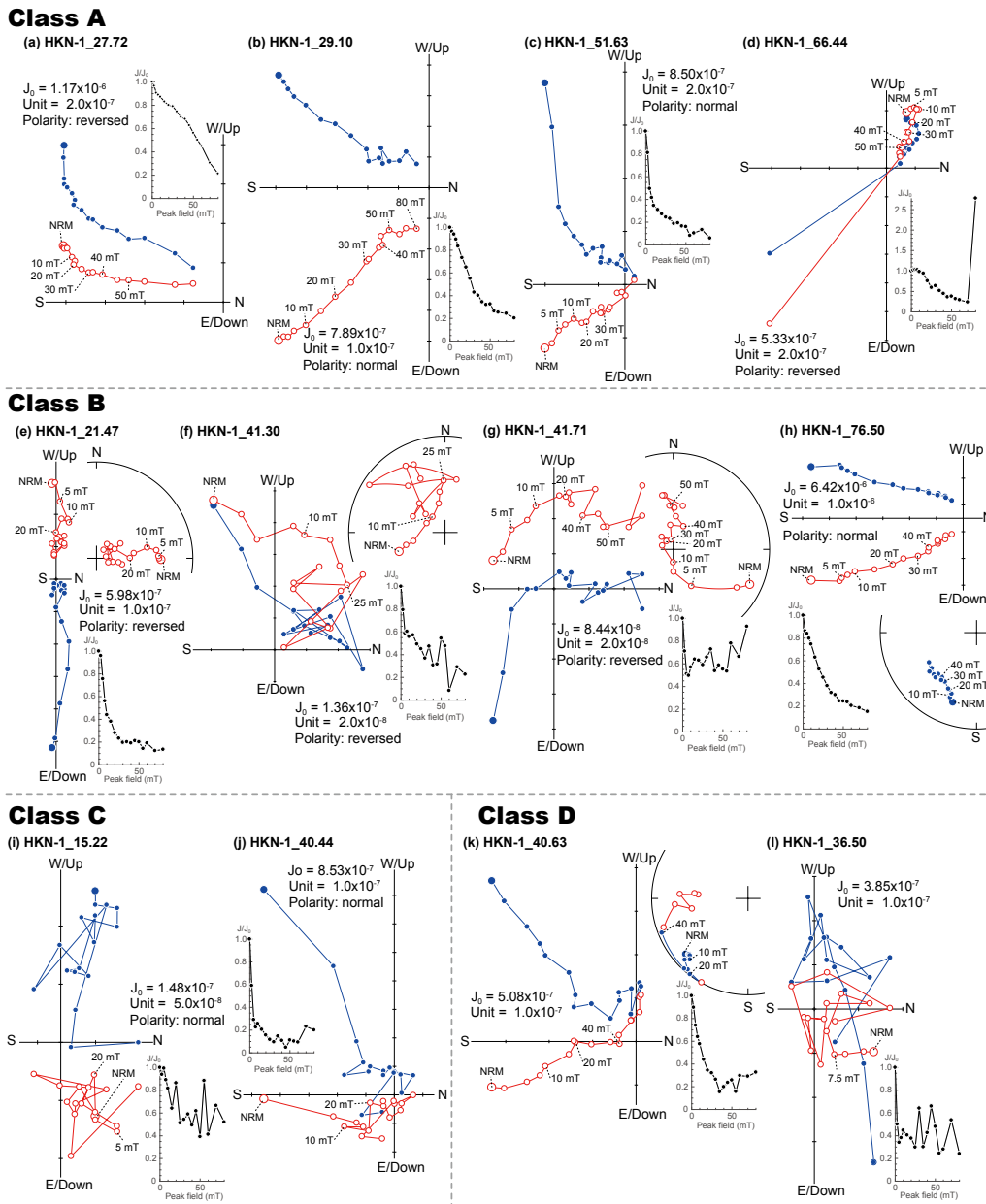
微量元素分析は株式会社古澤地質に依頼し、レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析計(LA-ICP-MS)を用いた。ICP-MSは、Thermo Fisher Scientific社製iCAP Qc, レーザーアブレーション装置(LA)は、TELEDYNE社製LSX-213 G2+を用いた。LAによる試料導入のキャリアガスおよび干渉イオンの分離のためのコリジョンガスには、Heガスを使用した。標準試料には、Kimura *et al.* (2015)と同様に、USGS発行のGSE-1Gガラスを用いた。なお、分析は1試料あたり火山ガラス11 ~ 13粒子に対して実施した。

3. 結果

3.1 磁化ベクトル

pAFDの結果を第3図に示す。GS-HKN-1コアの試料は、全体を通して磁化の安定性が悪く、ほとんどの試料で磁化方位の算出が困難であった。そこで、本研究では、直交面投影図上に示した消磁ベクトルをクラスA ~ Dの4つに区分し、極性判定を試みた。また、GS-HKN-1コアは定方位試料として採取されていないため、古地磁気偏角を用いた議論はできない。そのため、極性判定は古地磁気伏角に基づき、伏角が正(下向き)の場合は正帯磁、負(上向き)の場合は逆帯磁とした。

クラスAの試料は、直交面投影図の原点に向かって消磁される磁化成分を含み(第3図a-d), 全73試料のうち11試料が分類される(第1表)。磁化成分は、おおむね10 mT以下の成分(低保磁力成分)と15 mT以上の成分(高保磁力成分)に分けられる。これら2つの磁化成分は、直交面投影図上でやや曲線の消磁経路を描く場合があり(第3図a, c), 保磁力分布が一部重なる2種類以上の強磁性鉱物が磁化を担っていることを示唆する。また、クラスAの磁化は、おおむね40 mT以上で消磁経路が原点からそ



第3図 段階交流消磁の結果の代表例。残留磁化の安定性に基づいて、測定結果をクラスA (a-d)、クラスB (e-h)、クラスC (i-j)、およびクラスD (k-l)に分類。分類の詳細は本文を参照。それぞれの消磁結果は直交面投影図および磁化減衰図で示し、(e-h)および(k)については等面積投影図も示した。直交面投影図は横軸をベクトルの南北方向ないし水平面、縦軸を東西方向ないし上下方向として図示した。直交面投影図上の青丸および赤丸は、それぞれ残留磁化ベクトルの水平面および鉛直面への投影を示す。磁化減衰図(黒丸)は、横軸を交流磁場のピーク磁場の値、縦軸を磁化強度(J)を消磁前の磁化強度(J_0)で規格化した値(J/J_0)として図示した。等面積投影図上の青丸および赤丸は、それぞれ残留磁化ベクトルの下半球および上半球への投影を示す。試料番号は深度を表す。 J_0 : 消磁前の磁化強度(単位はkA/m); Unit: 直交面投影図の各目盛幅(単位はkA/m)。

Fig. 3 Results of progressive alternating field demagnetization (pAFD) for representative samples on orthogonal vector diagrams. Results are classified into class A (a-d), class B (e-h), class C (i-j), and class D (k-l), based on remanence stability. In orthogonal vector diagrams, the horizontal axis is the north-south direction or horizontal plane of vectors, and the vertical axis is the east-west direction or vertical direction. Closed blue and open red circles in orthogonal vector diagrams indicate horizontal and vertical components, respectively. Magnetization decay diagrams, indicated by closed black circles, show normalized NRM intensities (J/J_0) on each pAFD level. Closed blue and open red circles in equal-area projections indicate remanence vectors projected on the lower and upper hemispheres, respectively. Specimen numbers indicate sampling depth. J_0 : NRM intensity before conducting pAFD (unit is kA/m); Unit: each scale width in orthogonal vector diagrams (unit is kA/m).

第1表 古地磁気および岩石磁気分析の結果.

Table 1 Results of the paleomagnetic and rock-magnetic measurements.

Core depth (m)	Lithology	Polarity	Stability	Inclination (°)	MAD (°)	Range (mT)	NRM int. (kA/m)	κ (SI)	κ ARM (SI)	κ ARM/ κ	S -0.3T	S -0.1T	SIRM (kA/m)
13.12	mud	-	D	-	-	-	1.27E-07	9.33E-05	1.93E-05	0.21	0.96	0.80	9.86E-05
15.22	mud	N	C	-	-	-	1.48E-07	9.03E-05	1.85E-05	0.21	0.96	0.81	7.67E-05
20.73	mud	N	B	-	-	-	8.35E-07	9.54E-05	7.18E-05	0.75	0.96	0.81	1.70E-04
21.27	mud	R	B	-	-	-	8.50E-07	1.01E-04	2.06E-05	0.20	0.95	0.79	9.21E-05
21.47	mud	R	B	-	-	-	5.98E-07	7.75E-05	2.07E-05	0.27	0.96	0.80	8.04E-05
23.44	mud	N	A	48	12.2	30-50	4.24E-07	1.35E-04	5.26E-05	0.39	0.87	0.63	1.80E-04
24.36	mud	N	C	-	-	-	4.43E-07	1.32E-04	4.31E-05	0.33	0.88	0.65	1.42E-04
25.78	sandy mud	-	D	-	-	-	1.20E-07	4.00E-05	1.83E-05	0.46	0.94	0.63	9.62E-05
26.05	mud	-	D	-	-	-	2.12E-07	1.05E-04	3.92E-05	0.37	0.89	0.68	1.25E-04
27.72	mud	R	A	-13.8	8	30-50	1.17E-06	1.40E-04	3.24E-05	0.23	0.87	0.62	1.31E-04
28.13	mud	N	A	61.4	14.6	20-50	5.13E-07	1.29E-04	3.03E-05	0.24	0.86	0.60	1.36E-04
29.10	mud	N	A	40.8	7.8	20-40	7.89E-07	1.19E-04	5.12E-05	0.43	0.89	0.68	1.19E-04
29.52	mud	N	B	-	-	-	5.95E-07	1.54E-04	3.11E-05	0.20	0.89	0.66	1.06E-04
30.40	peaty mud	N	C	-	-	-	3.35E-07	9.25E-05	3.14E-05	0.34	0.90	0.69	6.35E-05
35.58	mud	N	C	-	-	-	3.38E-07	1.07E-04	6.87E-05	0.64	0.94	0.74	2.16E-04
35.92	mud	-	D	-	-	-	2.00E-07	1.14E-04	7.30E-05	0.64	0.95	0.77	2.08E-04
36.10	peaty mud	N	C	-	-	-	3.00E-07	1.48E-04	8.40E-05	0.57	0.95	0.77	2.54E-04
36.50	mud	-	D	-	-	-	3.85E-07	1.22E-04	6.97E-05	0.57	0.95	0.75	2.14E-04
36.88	mud	N	B	-	-	-	4.76E-07	1.08E-04	7.16E-05	0.66	0.94	0.73	2.25E-04
37.06	mud	N	C	-	-	-	3.01E-07	1.27E-04	8.39E-05	0.66	0.95	0.75	2.69E-04
37.36	mud	-	D	-	-	-	2.99E-07	1.26E-04	8.49E-05	0.67	0.94	0.75	2.92E-04
37.64	mud	N	C	-	-	-	4.84E-07	1.20E-04	9.02E-05	0.75	0.94	0.75	2.88E-04
37.88	mud	N	B	-	-	-	4.51E-07	1.02E-04	7.50E-05	0.73	0.93	0.73	2.50E-04
38.22	mud	N	B	-	-	-	1.19E-06	1.12E-04	7.63E-05	0.68	0.92	0.72	2.55E-04
38.45	mud	N	C	-	-	-	2.66E-07	1.04E-04	6.38E-05	0.61	0.91	0.72	2.41E-04
38.90	mud	-	D	-	-	-	1.31E-07	8.76E-05	4.47E-05	0.51	0.93	0.75	1.65E-04
40.05	mud	-	D	-	-	-	2.23E-07	1.09E-04	2.48E-05	0.23	0.95	0.77	9.95E-05
40.44	mud	N	C	-	-	-	8.53E-07	1.26E-04	9.66E-05	0.77	0.91	0.73	2.75E-04
40.63	mud	-	D	-	-	-	5.08E-07	1.59E-04	2.01E-04	1.27	0.96	0.83	3.65E-04
40.75	mud	R	C	-	-	-	2.42E-07	1.71E-04	1.27E-04	0.74	0.95	0.80	2.41E-04
40.95	mud	R	C	-	-	-	2.27E-07	1.49E-04	7.39E-05	0.50	0.92	0.73	1.57E-04
41.08	mud	R	C	-	-	-	7.56E-08	1.26E-04	7.88E-05	0.63	0.93	0.74	1.75E-04
41.30	mud	R	B	-	-	-	1.36E-07	1.09E-04	6.27E-05	0.57	0.93	0.74	1.45E-04
41.53	peaty mud	-	D	-	-	-	1.40E-07	1.16E-04	8.39E-05	0.72	0.97	0.82	1.25E-04
41.71	peaty mud	R	B	-	-	-	8.44E-08	9.52E-05	7.22E-05	0.76	0.97	0.83	9.97E-05
41.75	peaty mud	R	B	-	-	-	1.35E-07	7.46E-05	6.02E-05	0.81	0.97	0.83	7.60E-05
41.90	peaty mud	N	C	-	-	-	2.88E-07	1.08E-04	7.32E-05	0.68	0.97	0.82	1.11E-04
42.07	peaty mud	R	B	-	-	-	6.60E-07	1.24E-04	9.44E-05	0.76	0.97	0.81	1.58E-04
42.30	peaty mud	R	B	-	-	-	1.96E-07	1.17E-04	7.64E-05	0.66	0.97	0.82	1.12E-04
42.50	peaty mud	-	D	-	-	-	9.44E-08	1.06E-04	6.95E-05	0.66	0.97	0.82	1.09E-04
42.74	peaty mud	R	B	-	-	-	7.49E-08	1.09E-04	6.48E-05	0.59	0.97	0.82	9.84E-05
42.90	peaty mud	-	D	-	-	-	1.48E-07	9.00E-05	6.34E-05	0.70	0.97	0.82	8.96E-05
43.12	peaty mud	R	B	-	-	-	1.31E-07	8.94E-05	7.24E-05	0.81	0.97	0.82	1.02E-04
43.36	peaty mud	R	B	-	-	-	7.15E-08	8.45E-05	6.58E-05	0.78	0.98	0.84	8.89E-05
44.88	peaty mud	R	C	-	-	-	6.45E-07	1.62E-04	1.07E-04	0.66	0.94	0.75	3.82E-04
45.06	mud	R	B	-	-	-	1.05E-06	1.37E-04	6.39E-05	0.47	0.91	0.66	2.25E-04
45.44	mud	R	B	-	-	-	1.38E-06	1.07E-04	7.19E-05	0.67	0.93	0.69	2.39E-04
47.80	sandy mud	N	B	-	-	-	1.45E-06	1.55E-04	2.49E-04	1.61	0.97	0.88	9.36E-04
49.60	sandy mud	R	B	-	-	-	3.42E-07	1.06E-04	1.05E-04	1.00	0.95	0.75	2.27E-04
50.60	mud	-	D	-	-	-	6.35E-07	1.35E-04	1.52E-04	1.12	0.95	0.81	4.59E-04
51.63	mud	N	A	28.7	22.6	30-55	8.50E-07	1.11E-04	1.37E-04	1.23	0.92	0.70	4.41E-04
52.60	mud	-	D	-	-	-	1.99E-07	1.04E-04	1.20E-04	1.15	0.93	0.71	3.48E-04
53.60	mud	R	B	-	-	-	8.48E-07	1.06E-04	1.07E-04	1.02	0.93	0.71	2.94E-04
54.55	mud	R	B	-	-	-	2.22E-07	8.80E-05	8.54E-05	0.97	0.94	0.72	2.11E-04
55.50	mud	R	B	-	-	-	1.99E-07	9.62E-05	9.44E-05	0.98	0.93	0.71	2.52E-04
56.52	mud	R	B	-	-	-	1.99E-07	1.12E-04	1.01E-04	0.90	0.93	0.73	3.10E-04
57.50	mud	R	C	-	-	-	1.45E-07	1.08E-04	9.56E-05	0.89	0.88	0.65	3.51E-04
58.50	mud	-	D	-	-	-	1.94E-07	1.22E-04	1.15E-04	0.94	0.87	0.65	4.34E-04
59.50	mud	-	D	-	-	-	1.68E-07	1.13E-04	1.20E-04	1.07	0.92	0.71	3.99E-04
60.50	mud	R	A	-46.2	13.6	15-35	1.25E-06	1.97E-04	2.09E-04	1.06	0.97	0.88	1.02E-03
61.54	mud	R	A	-51.5	3.8	20-55	3.57E-06	2.92E-04	3.73E-04	1.28	0.99	0.92	2.21E-03
62.55	mud	R	B	-	-	-	1.00E-06	1.62E-04	2.31E-04	1.43	0.96	0.87	7.49E-04
63.48	mud	R	A	-42.9	6.6	15-40	3.96E-06	4.25E-04	6.58E-04	1.55	0.99	0.92	2.92E-03
64.44	mud	R	A	-52.9	3.1	20-45	5.97E-06	3.73E-04	7.65E-04	2.05	0.98	0.92	3.25E-03
65.50	mud	R	A	-46.5	12.4	20-50	1.74E-06	1.88E-04	3.65E-04	1.95	0.96	0.87	1.10E-03
66.44	mud	R	A	-59.2	10.8	15-50	5.33E-07	1.12E-04	1.46E-04	1.31	0.90	0.73	3.43E-04
67.16	mud	R	B	-	-	-	4.72E-06	1.93E-04	5.59E-04	2.90	0.97	0.87	1.59E-03
69.50	mud	R	B	-	-	-	1.71E-06	1.38E-04	1.19E-04	0.86	0.90	0.67	3.31E-04
69.55	mud	R	B	-	-	-	1.43E-06	1.43E-04	1.31E-04	0.91	0.90	0.68	3.40E-04
70.33	peaty mud	R	B	-	-	-	4.66E-06	1.40E-04	1.06E-03	7.58	0.93	0.77	4.80E-04
71.41	mud	R	B	-	-	-	1.71E-06	1.42E-04	1.40E-04	0.99	0.89	0.72	4.13E-04
72.58	peaty mud	-	D	-	-	-	1.22E-06	1.40E-04	1.25E-04	0.89	0.88	0.68	4.41E-04
76.50	sandy mud	N	B	-	-	-	6.42E-06	2.67E-04	5.10E-04	1.91	0.99	0.94	2.26E-03

れるように減衰する傾向がある。なお、クラスAの試料では、直交面投影図上で原点に向かって直線的に減衰する成分を初生磁化と判断して、連続する5点以上のデータを用いて主成分分析を行い(Kirschvink, 1980)、磁化ベクトルの伏角方位を算出した(第1表)。

クラスBの試料は、安定な磁化を保持しておらず、消磁に伴ってステレオネット上で大円を描く(第3図e-h)。全73試料のうち30試料がクラスBに分類される(第1表)。磁化はおおむね20～25 mT以下の成分(低保磁力成分)と30 mT以上の成分(高保磁力成分)に分けられる。低保磁力成分に比べて、高保磁力成分は明瞭な消磁経路を示さない場合がある(第3図f, g)。クラスBの試料は、伏角の上下方向に基づいて極性判定が可能である。

クラスCの試料は、安定な磁化を保持しておらず、消磁に伴ってステレオネット上で大円を描かない(第3図i-j)。全73試料のうち15試料がクラスCに分類される(第1表)。10 mT以下で直線的な磁化成分を保持する場合がある(第3図j)。クラスCの試料は、伏角の上下方向に基づいて極性判定が可能である。

クラスDの試料は、安定な磁化を保持しておらず、極性判定が不可である(第3図k-l)。全73試料のうち17試料がクラスDに分類される(第1表)。消磁に伴ってステレオネット上で大円を描く磁化でも、伏角が直交面投影図の水平面に交わるデータは、極性判定ができないものとしてクラスDに分類した(例えば、第3図k)。

3.2 古地磁気層序

第4図に、クラスAからクラスCの磁化ベクトルから判断したGS-HKN-1コアの古地磁気極性を示す。それぞれの層準のプロットサイズは、消磁ベクトルの安定性(クラス区分)を示す。深度15.22～40.44 mの区間は正帯磁が卓越する正磁極帯(HKN-N1帯)、深度40.75～71.41 mの区間は逆帯磁が卓越する逆磁極帯(HKN-R1帯)である。なお、HKN-N1帯では、深度21.27 m, 21.47 m, 27.72 mで伏角が上向き逆帯磁を示すデータが、HKN-R1帯では、深度41.09 m, 41.90 m, 47.80 m, 51.63 mで伏角が下向き正帯磁を示すデータが得られている。

GS-HKN-1コアの最下部層準の砂質泥層から採取された試料(76.50 m)は、クラスBの正帯磁を示す(第3図h, 第4図)。この試料の72 cm上位には礫層を挟み、最下部砂質泥層とその上位の泥層が別の堆積ユニットに分けられることから(阿部ほか, 2019)、個別の正磁極帯(HKN-N2帯)として扱う。

3.3 岩石磁気特性

岩石磁気分析結果の深度プロファイルを第4図に示す。NRM強度は、深度13.12～59.50 mの層序区間ではおおそ一定の値で推移するが、60.50 m以深では上位層準の10倍に増加し、61.54 m, 64.44 m, 67.16 m, 70.33

mおよび76.50 mの5層準で特に高い値を示す。同様に、ARM帯磁率は、60 m以深の層序区間で大きく変動し、NRM強度と同じ層準で特に高い値を示す。帯磁率およびSIRMも、NRM強度、ARM帯磁率と同様の変動パターンを示すが、70.33 mのピークは確認できない。なお、ARM帯磁率は60 mより上位層準では帯磁率より値が小さい、あるいは同等であるが、60 mの下位層準では帯磁率より高い値を示す。このことは、 $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$ 比に反映されており、60 m以深で1より大きい値がみられる。

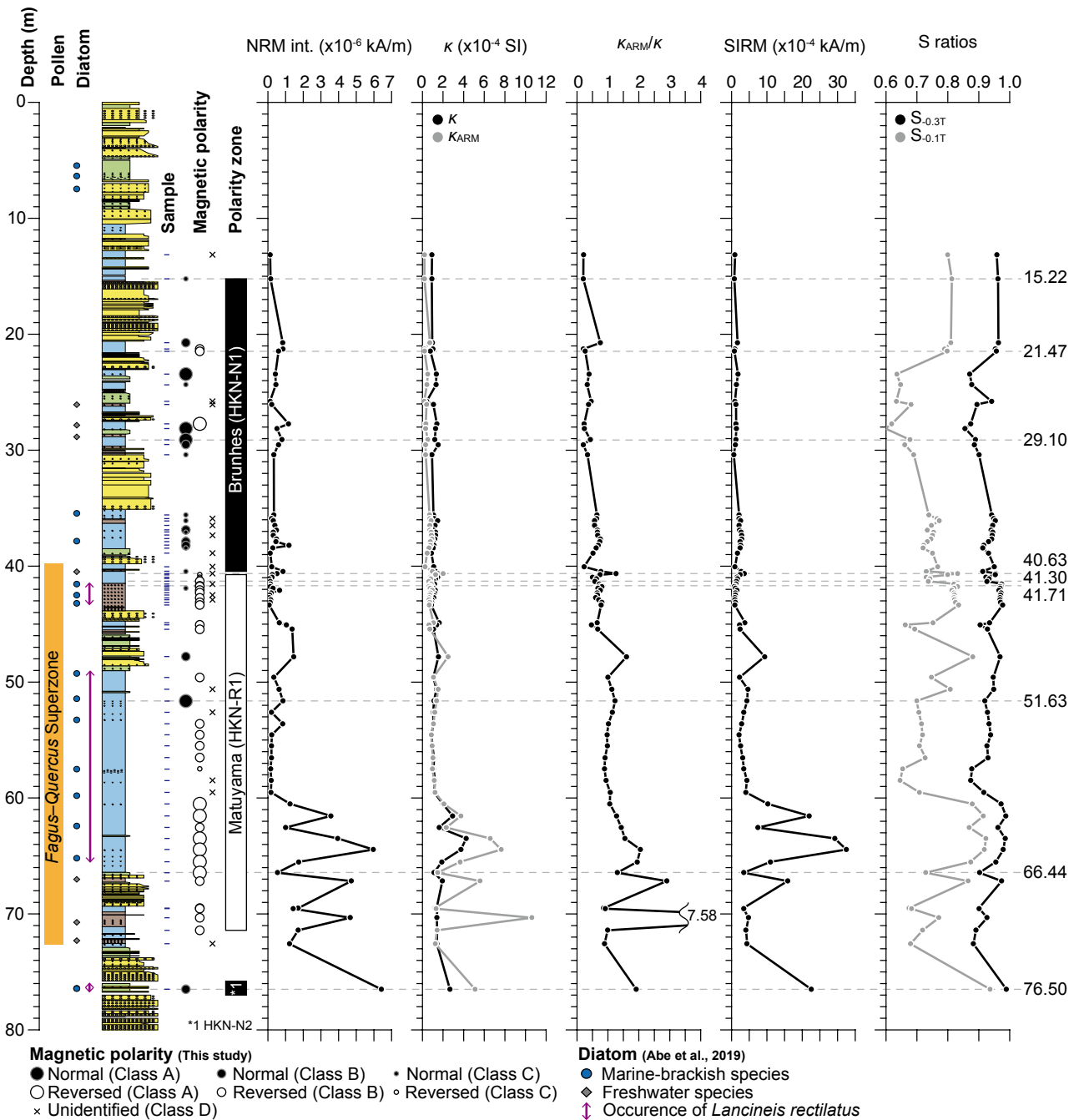
$S_{-0.3T}$ および $S_{-0.1T}$ は、それぞれ0.86～0.99および0.60～0.94の間で変動する。これらS比は、23.44～30.40 m, 40.44～41.30 m, 45.06 m, 57.50～58.50 mの層序区間で特に小さい。60 mより下位の層準区間では、NRM強度およびARM帯磁率が低い層準でS比も減少する。

IRM段階着磁データの解析結果は第5図および第2表に示す。図の縦軸および横軸は、それぞれIRM強度の微分と対数表示の外部磁場強度を示している。本研究で得られた9試料のIRM獲得効率曲線は、3つないし4つの保磁力成分(component)を想定することによって説明可能である。これら成分は、全IRMを占める割合(寄与率, TC)が大きい方から第一成分, 第二成分, 第三成分, および第四成分とした。

15.22 m, 21.47 m, 29.10 mの3試料のIRM獲得効率曲線からは、約10～17 mT, 30～35 mT, 78～97 mT, および200 mT以上の4つの保持力成分が想定される(第2表)。いずれの試料も78～97 mTの成分の寄与率が最も大きく、第一成分となる。15.22 mと21.47 mでは、約16～17 mTの第二成分の寄与率が32～37%で次いで大きく、29.10 mの第四成分(保磁力[Bh]: 10 mT, TC: 2%)に類似する。また、15.22 mと21.47 mの第三成分(Bh: 35 mT, TC: 14～20%)および第四成分(Bh: >200 mT, TC: 5～11%)に類似する成分は、29.10 mではそれぞれ第二成分(Bh: 30 mT, TC: 39%)、第三成分(Bh: 477 mT, TC: 12%)となる。

40.63 m, 41.30 m, 41.71 m, 51.63 m, 66.44 mの5試料のIRM獲得効率曲線からは、3つないし4つの保磁力成分が想定される(第2表)。第一成分は、これら5つの試料で共通しており、その保磁力は47～54 mT、寄与率は55～78%である。第二成分以下では、寄与率の違いはあるが、保磁力が100～250 mTの成分と10 mT前後の成分が想定される。また、51.63 mおよび66.44 mの試料からは、寄与率は約3%と小さいが、1000 mTを超える保磁力成分が含まれる。

76.50 mの試料からは、3つの保磁力成分が想定される(第2表)。第一成分の保磁力は30 mTで、15.22 mおよび21.47 mの第三成分(Bh: 35 mT, TC: 14～20%)、あるいは29.10 mの第二成分(Bh: 30 mT, TC: 39%)に近い。第二成分は56 mTの保磁力をもち、これは40.63～66.44 mの第一成分(Bh: 47～54 mT, TC: 55～78%)に類似する。第三成分の保磁力は5 mTで、その寄与率は1%と低い。



第4図 GS-HKN-1コアの古地磁気層序および岩石磁気特性の深度方向プロファイル。水平の点線は、第5図で示した段階IRM着磁実験を実施した試料の層準を示す。

Fig. 4 Magnetostratigraphy and profiles of rock-magnetic properties of the GS-HKN-1 core. Horizontal dashed lines indicate samples for the stepwise IRM acquisition experiment, shown in Fig. 5.

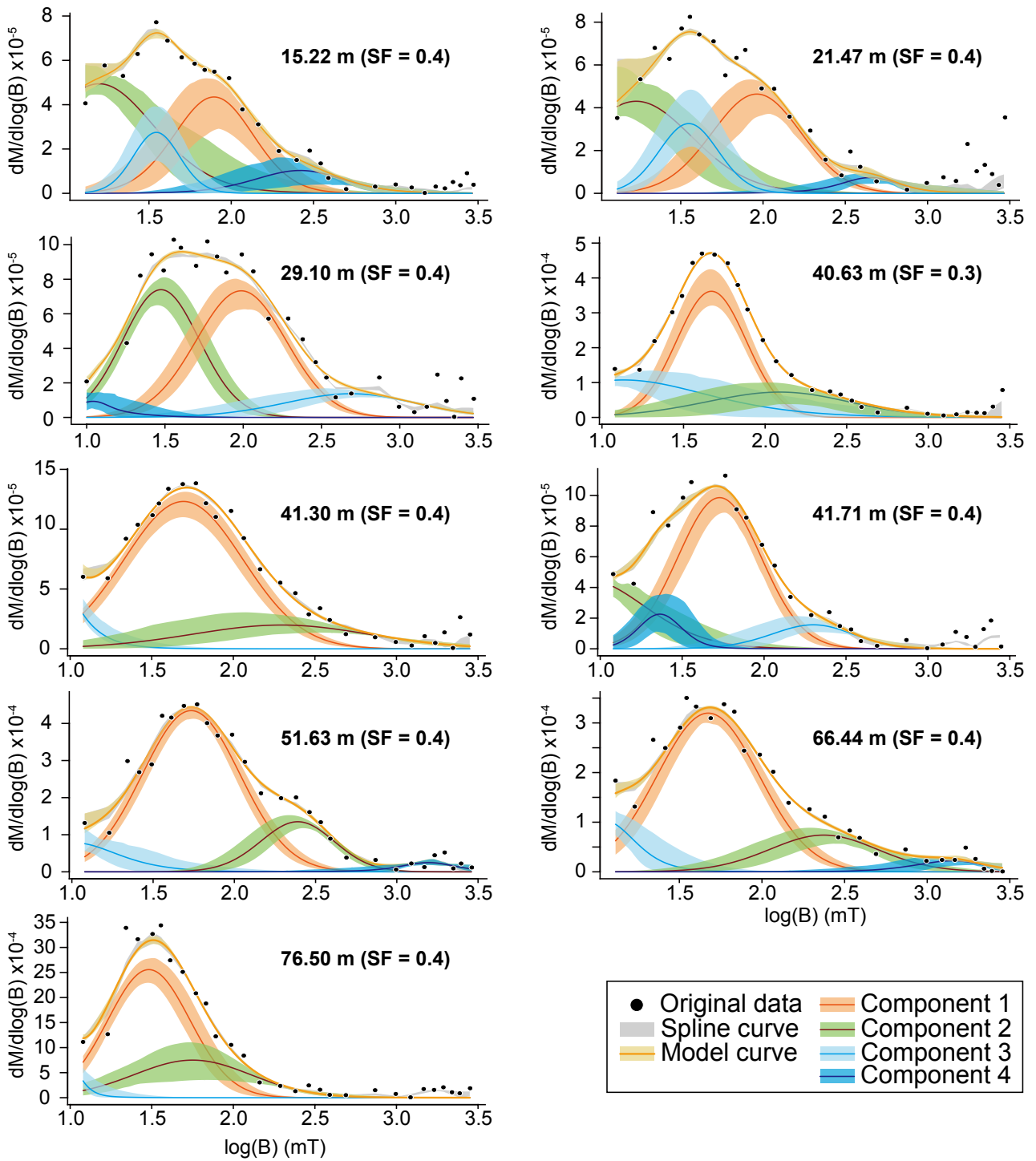
3.4 テフラ分析

3.4.1 GS-HKN-1コアのテフラ

第6図および第3表、第4表に、個別の火山ガラス分析データを示す。

深度 52.25 ~ 52.30 m : 0.063 ~ 0.25 mmの粒子中に、粒

数比にして2.1%の火山ガラスを含み、その形状はほとんどがバブルウォール型である。平行型およびスモールバブル型も少量含まれる。屈折率(n)は、1.504を示す1粒子を除くと、1.497 ~ 1.502 (1.500) (括弧内はモード：以下同様)と低い。火山ガラスの主成分組成では、含有



第5図 段階IRM着磁実験の結果。横軸と縦軸は、それぞれ外部磁場およびIRMの獲得効率を表す。黒点と灰色の帯は、それぞれ段階IRM着磁実験の生データとそのスプライン補完曲線を示す。保磁力分布(オレンジ、緑、水色、紫の曲線と帯)は、スプライン補完曲線を最もよく説明できるモデル曲線(黄色の線と帯)を成分分離することで得た。帯の太さは、95%信頼区間を表す。SF: スムージング係数。

Fig. 5 Results of the progressive IRM acquisition. Horizontal and vertical axes indicate the applied field and acquisition efficiency of IRM in log scales, respectively. Black closed circles and gray shades are original data of the IRM acquisition experiment, and its spline fit, respectively. Coercivity distributions (orange, green, light blue, and purple lines and shades) are deconvoluted from the model curve (yellow line and shade), which best fits the spline curve. The shaded area represents error envelopes of 95% confidence intervals. SF: smoothing factor.

第2表 IRM獲得曲線の保磁力成分. *SF*: スムージング係数; *Bh*: 保磁力; *DP*: 分散パラメータ; *TC*: 寄与率.
 Table 2 Coercivity components obtained by deconvoluting the IRM acquisition curves. *SF*: smoothing factor; *Bh*: mean coercivity; *DP*: dispersion parameter; *TC*: contribution.

Depth (m)	SF	Component 1			Component 2			Component 3			Component 4		
		<i>Bh</i> (mT)	<i>DP</i> (mT)	<i>TC</i> (%)	<i>Bh</i> (mT)	<i>DP</i> (mT)	<i>TC</i> (%)	<i>Bh</i> (mT)	<i>DP</i> (mT)	<i>TC</i> (%)	<i>Bh</i> (mT)	<i>DP</i> (mT)	<i>TC</i> (%)
15.22	4	78.23	1.74	38.16	15.62	2.23	37.12	35.06	1.38	14.18	266.86	1.93	10.55
21.47	4	91.46	1.87	43.02	16.94	2.21	32.14	35.34	1.51	19.90	443.52	1.60	4.94
29.10	4	97.11	1.94	46.53	29.88	1.76	38.98	476.83	2.61	12.44	10.01	1.51	2.05
40.63	3	46.89	1.64	54.89	120.60	2.71	22.69	13.10	3.34	22.42	-	-	-
41.30	4	49.50	2.31	77.87	201.38	3.49	19.25	0.48	2.81	2.88	-	-	-
41.71	4	53.50	1.80	66.67	7.98	2.34	14.60	197.33	1.78	10.66	23.23	1.35	8.06
51.63	4	54.26	2.00	74.29	244.41	1.68	17.85	10.05	1.93	5.39	1565.47	1.60	2.48
66.44	4	47.25	2.04	72.25	237.65	2.13	18.60	10.36	1.61	5.58	1413.15	1.72	3.56
76.50	4	30.39	1.78	69.06	56.22	2.36	29.88	5.06	1.44	1.06	-	-	-

率の平均値でSiO₂が77.3%, Al₂O₃が12.7%, FeO*が1.0%, CaOが1.1%, Na₂Oが3.2%, K₂Oが4.3%付近にクラスターが識別できる. また, 含有率の平均値でSiO₂が77.8%, Al₂O₃が12.3%, FeO*が0.9%, CaOが1.0%, Na₂Oが2.8%, K₂Oが4.8%付近にもクラスターがみられる. なお, 微量元素組成では, Baが800 ppm前後, かつVが10 ppm以上と, 本検討試料中で最も高い値をもつ火山ガラスを少量含む.

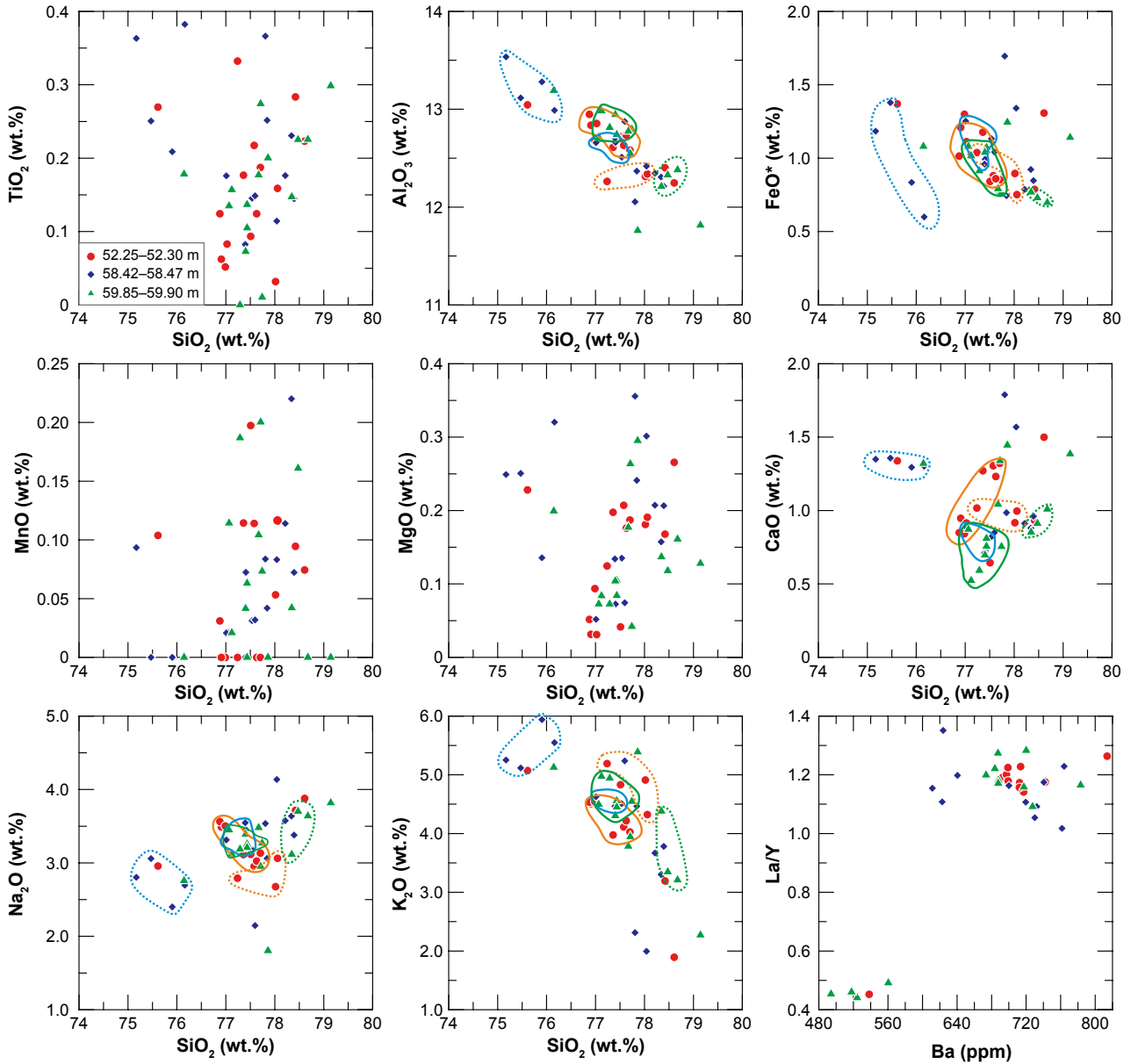
深度58.42 ~ 58.47 m: 0.063 ~ 0.25 mmの粒子中に, 粒数比にして2.7%の火山ガラスを含み, その形状はほとんどがバブルウォール型である. 平行型およびスモールバブル型も少量含まれる. 火山ガラスの屈折率(n)は, 1.496 ~ 1.504 (1.499)である. 火山ガラスの主成分組成では, 含有率の平均値でSiO₂が77.3%, Al₂O₃が12.6%, FeO*が1.1%, CaOが0.8%, Na₂Oが3.4%, K₂Oが4.5%付近にクラスターが識別でき, 52.25 ~ 52.30 m試料のK₂Oが4.3%付近にクラスターを形成するガラスとほぼ一致する. また, SiO₂が75.7%, Al₂O₃が13.2%, FeO*が1.0%, CaOが1.3%, Na₂Oが2.7%, K₂Oが5.5%付近にもクラスターがみられる. なお, 微量元素組成では, Vが14 ppm前後と比較的高い値を示す火山ガラスを少量含む.

深度59.85 ~ 59.90 m: 0.063 ~ 0.25 mmの粒子中に, 粒数比にして1.9%の火山ガラスを含み, その形状はほとんどがバブルウォール型である. 平行型およびスモールバブル型も少量含まれる. 火山ガラスの屈折率(n)は, 1.505を示す1粒子を除くと, 1.496 ~ 1.500 (1.498)と低く, 本論で検討した3試料のうちレンジは最も小さい. 火山ガラスの主成分組成では, SiO₂が77.4%, Al₂O₃が12.8%, FeO*が1.0%, CaOが0.7%, Na₂Oが3.3%, K₂Oが4.6%付近にクラスターが識別できる. これは, 52.25 ~ 52.30 m試料と58.42 ~ 58.47 mにみられるK₂Oが4.3%付近および4.5%付近にクラスターを形成するガラスとほぼ一致する. また, SiO₂が78.5%, Al₂O₃が12.3%, FeO*が0.7%, CaOが0.9%, Na₂Oが3.5%, K₂Oが3.6%付近にもクラスターがみられる. なお, 微量元素成分では, 少数ではあるがLa/Yが0.5程度の火山ガラスを含む. これらの火山ガラスはBaが500 ppm前後と, 検討試料中では比較的小さい.

4. 議論

4.1 強磁性鉱物の推定

IRM獲得曲線の解析から, GS-HKN-1コアの泥質堆積物中には, < 10 mT, 10 ~ 17 mT, 30 ~ 35 mT, 47 ~ 56 mT, 78 ~ 97 mT, 120 ~ 480 mT, および> 1000 mTの保磁力分布をもつ強磁性鉱物の存在が示される(第5図). 一般に, 安定した堆積残留磁化を担うマグネタイト(磁鉄鉱)やマグネタイトの低温酸化によってつくられるマグヘタイト(磁赤鉄鉱)の保磁力は, 磁区構造に依存



第6図 検討試料に含まれる火山ガラスの主成分組成。赤色の丸、青色の菱形、緑色の三角マークは、それぞれ52.25~52.30 m, 58.42~58.47 mおよび59.85~59.90 mの泥層に含まれる火山ガラスのデータを示す。オレンジ、水色、黄緑色の実線および点線の領域は、特徴的なクラスターを示す。

Fig. 6 Major element components of volcanic glasses in examined samples. Red circles, blue diamonds, and green triangles indicate original data of volcanic glasses obtained from 52.25–52.30 m, 58.42–58.47 m and 59.85–59.90 m depths in the GS-HKN-1 core. Areas, which are closed by solid and dashed lines (orange: 52.25–52.30 m; light blue: 58.42–58.47 m; light green: 59.85–59.90 m) indicate characteristic clusters.

して10 ~ 100 mTの範囲で変化する(例えば, Day *et al.*, 1977; Kodama and Hinnov, 2014). また, 還元的な堆積環境で形成され, 二次的な磁化(二次磁化)として化学残留磁化を担うグレイナイト(硫化鉄)も, マグネタイトやマグヘマイトと類似した保磁力分布を示す(Roberts *et al.*, 2011). そのため, グレイナイトは, 堆積物あるいは堆積岩から初生磁化を抽出する際にしばしば障害となる

(Roberts, 2011; Okada *et al.*, 2017など). GS-HKN-1コアから得られた磁化ベクトルの大半は, 本研究のクラスBに分類され, ステレオネット上で大円を描くように消磁される(第3図). これは, マグネタイト, マグヘマイト, およびグレイナイトのように, 保磁力分布が類似した強磁性鉱物が担う磁化がオーバーラップしているためだと考えられる. また, クラスCやクラスDの消磁ベクトルに

第3表 GS-HKN-1コアに含まれる火山ガラスの主成分組成. アスタリスクは、各クラスターに含まれるデータとその平均を示す(*: 第6図の実線で囲まれたデータ; **: 第6図の点線で囲まれたデータ)

Table 3 Major element composition of volcanic glass in the GS-HKN-1 core. Asterisks indicate datum, which is included in each cluster (*: datum closed by solid line in Fig. 6; **: datum closed by dashed line in Fig. 6).

Depth (m)	Count	Major element composition of volcanic glass (%)									Total
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
52.25–52.30	1	78.42	0.28	12.40	0.79	0.09	0.17	0.93	3.72	3.19	100
	2*	76.91	0.06	12.84	1.21	0	0.03	0.95	3.49	4.51	100
	3	75.61	0.27	13.04	1.37	0.10	0.23	1.34	2.96	5.07	100
	4*	76.88	0.12	12.95	1.02	0.03	0.05	0.85	3.56	4.54	100
	5*	77.58	0.22	12.63	0.88	0.11	0.21	1.31	2.95	4.11	100
	6*	77.51	0.09	12.72	0.84	0.20	0.04	0.64	3.12	4.83	100
	7**	78.02	0.03	12.31	0.90	0.05	0.18	0.92	2.68	4.91	100
	8*	77.36	0.18	12.61	1.18	0.11	0.20	1.27	3.11	3.98	100
	9*	77.03	0.08	12.85	1.11	0.02	0.03	0.92	3.46	4.49	100
	10	76.99	0.05	12.68	1.30	0	0.09	0.84	3.50	4.54	100
	11	78.61	0.22	12.25	1.31	0.07	0.27	1.50	3.88	1.89	100
	12*	77.71	0.19	12.58	0.85	0	0.19	1.32	3.13	4.03	100
	13**	77.24	0.33	12.26	1.04	0	0.12	1.02	2.79	5.19	100
	14**	78.06	0.16	12.34	0.75	0.12	0.19	1.00	3.06	4.32	100
	15*	77.63	0.12	12.74	0.86	0	0.18	1.23	3.03	4.22	100
Average*	77.32	0.13	12.74	0.99	0.06	0.12	1.06	3.23	4.34	-	
S.D.*	0.34	0.06	0.13	0.15	0.07	0.08	0.25	0.24	0.30	-	
Average**	77.77	0.17	12.31	0.90	0.06	0.17	0.98	2.84	4.81	-	
S.D.**	0.46	0.15	0.04	0.14	0.06	0.04	0.05	0.20	0.44	-	
58.42–58.47	1**	75.17	0.36	13.54	1.18	0.09	0.25	1.35	2.80	5.25	100
	2**	75.91	0.21	13.28	0.84	0	0.14	1.29	2.40	5.94	100
	3**	75.47	0.25	13.12	1.38	0	0.25	1.36	3.06	5.12	100
	4*	77.54	0.15	12.51	1.13	0.03	0.14	0.82	3.18	4.51	100
	5*	77.41	0.08	12.66	0.99	0.07	0.07	0.72	3.46	4.53	100
	6	78.39	0.14	12.21	0.85	0.07	0.21	0.96	3.38	3.78	100
	7	78.04	0.11	12.42	1.34	0.08	0.30	1.57	4.14	2.00	100
	8	78.34	0.23	12.31	0.92	0.22	0.16	0.88	3.64	3.30	100
	9	78.21	0.18	12.34	0.79	0.11	0.21	0.91	3.58	3.67	100
	10**	76.16	0.38	12.99	0.60	0	0.32	1.30	2.70	5.55	100
	11*	77.40	0.08	12.70	0.96	0	0.13	0.71	3.55	4.47	100
	12*	77.01	0.18	12.66	1.25	0.02	0.05	0.89	3.31	4.63	100
	13	77.81	0.37	12.05	1.70	0.08	0.36	1.79	3.54	2.31	100
	14	77.84	0.25	12.37	0.74	0.04	0.24	0.99	3.06	4.46	100
	15	77.60	0.15	12.87	1.04	0.03	0.07	0.85	2.15	5.24	100
Average*	77.34	0.12	12.63	1.08	0.03	0.10	0.79	3.37	4.53	-	
S.D.*	0.23	0.05	0.09	0.13	0.03	0.04	0.08	0.16	0.07	-	
Average**	75.68	0.30	13.23	1.00	0.02	0.24	1.33	2.74	5.46	-	
S.D.**	0.44	0.08	0.24	0.35	0.05	0.08	0.03	0.27	0.36	-	
59.85–59.90	1	77.71	0.27	12.55	0.77	0.20	0.26	1.34	2.95	3.94	100
	2**	78.35	0.15	12.21	0.77	0.04	0.14	0.85	3.12	4.38	100
	3*	77.12	0.16	12.98	1.02	0.02	0.08	0.52	3.12	4.97	100
	4*	77.74	0.01	12.80	0.77	0.07	0.04	0.75	3.27	4.55	100
	5*	77.07	0.14	12.71	1.08	0.11	0.07	0.87	3.45	4.50	100
	6*	77.43	0.11	12.74	1.05	0	0.11	0.76	3.26	4.56	100
	7	76.15	0.18	13.19	1.08	0	0.20	1.32	2.76	5.13	100
	8	77.86	0.20	11.76	1.24	0	0.30	1.44	1.80	5.39	100
	9**	78.48	0.23	12.33	0.73	0.16	0.12	0.91	3.70	3.35	100
	10**	78.67	0.23	12.38	0.70	0	0.16	1.01	3.64	3.21	100
	11	79.14	0.30	11.81	1.14	0	0.13	1.39	3.82	2.27	100
	12*	77.43	0.14	12.74	1.07	0.06	0.08	0.81	3.21	4.45	100
	13	77.67	0.18	12.77	0.79	0.10	0.18	1.04	3.48	3.78	100
	14*	77.40	0.07	12.95	1.04	0.04	0.10	0.70	3.39	4.30	100
	15*	77.29	0	12.81	0.91	0.19	0.07	0.59	3.19	4.94	100
Average*	77.36	0.09	12.82	0.99	0.07	0.08	0.72	3.27	4.61	-	
S.D.*	0.23	0.06	0.11	0.11	0.06	0.02	0.12	0.11	0.25	-	
Average**	78.50	0.20	12.31	0.73	0.07	0.14	0.92	3.49	3.65	-	
S.D.**	0.17	0.05	0.09	0.04	0.08	0.02	0.08	0.32	0.64	-	

西三河平野地下更新統の古地磁気層序 (羽田ほか)

第4表 GS-HKN-1 コアに含まれる火山ガラスの微量元素組成

Table 4 Trace element composition of volcanic glass in the GS-HKN-1 core.

Depth (m)	Count	La/Y	Trace element (ppm)																
			Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce
52.25-52.30	1	1.2	5.0	2.6	0.2	0.3	1.1	0.5	40.8	18.2	172.1	113.3	24.1	122.4	13.3	6.6	692.8	28.7	53.8
	2	1.2	5.2	2.5	0.2	0.3	1.9	0.5	41.9	18.0	176.2	111.0	24.2	123.8	13.7	6.5	699.3	28.7	50.2
	3	1.1	4.9	2.4	0.2	0.3	1.0	0.5	44.4	19.9	173.6	110.3	25.1	122.6	13.2	6.3	717.0	28.6	52.8
	4	1.2	5.0	2.7	0.2	0.3	1.0	0.8	39.0	18.3	178.1	109.6	24.0	123.8	13.6	6.4	697.4	28.9	50.8
	5	1.2	5.1	2.5	0.2	0.4	1.9	0.7	38.4	17.8	176.1	110.5	24.0	120.6	13.5	6.5	699.0	29.4	51.3
	6	1.2	5.1	2.6	0.5	0.3	1.0	0.8	41.2	18.0	177.0	108.0	23.6	116.4	13.7	6.7	699.1	27.9	51.7
	7	1.2	5.0	2.5	0.2	0.3	1.0	0.5	39.1	18.3	167.6	110.2	24.5	122.3	13.9	6.3	712.5	28.8	51.6
	8	1.2	5.1	2.6	0.2	0.3	1.0	1.1	46.8	18.8	176.7	108.0	23.8	125.3	13.2	6.8	713.7	29.2	52.8
	9	1.2	5.2	2.5	0.2	0.3	1.5	0.5	41.9	19.2	177.8	111.6	24.8	124.5	13.2	6.6	742.1	29.1	54.8
	10	1.2	5.2	2.5	0.2	0.3	1.0	0.5	42.6	18.4	177.4	108.8	24.7	124.2	13.3	6.4	712.2	28.5	62.6
	11	1.3	5.8	10.1	0.0	1.1	0.0	1.2	38.5	24.7	303.4	109.8	26.7	180.6	10.8	8.8	813.7	33.8	65.5
	12	1.6	6.6	11.2	1.2	1.2	0.0	0.0	38.4	22.9	284.2	114.9	21.1	174.0	10.2	8.5	775.1	33.9	67.2
	13	0.5	7.6	3.7	2.8	1.1	-3.3	4.3	44.6	16.0	51.0	103.9	48.8	189.8	6.3	1.6	538.3	22.1	38.8
58.42-58.47	1	1.1	5.6	2.0	0.0	0.3	0.1	1.1	40.6	18.0	181.5	113.2	24.8	135.4	13.3	6.4	719.6	27.4	56.9
	2	1.1	5.3	1.9	0.0	0.2	0.1	1.1	40.7	17.4	184.8	120.2	26.0	132.7	13.8	8.4	730.1	27.4	55.2
	3	1.2	5.0	1.5	0.0	0.3	0.1	0.4	40.9	18.1	183.5	114.2	22.7	126.3	12.7	5.3	700.0	26.4	57.5
	4	1.2	5.5	1.9	0.0	0.2	0.1	0.4	40.4	17.4	170.6	114.8	21.6	125.8	13.1	6.0	764.0	26.5	48.6
	5	1.2	5.8	1.5	0.0	0.3	0.6	1.1	38.2	17.5	189.1	113.3	23.9	128.0	13.2	6.2	740.5	28.1	56.8
	6	1.1	5.0	2.0	0.0	0.3	0.1	0.4	41.7	17.2	181.1	98.8	24.6	128.6	14.0	6.2	732.3	26.9	48.3
	7	1.0	5.1	2.0	0.0	0.3	0.1	0.9	40.0	17.8	185.6	103.7	24.7	129.2	13.7	6.1	761.6	25.1	53.6
	8	1.2	4.4	14.8	3.4	1.4	6.5	5.0	24.9	18.1	203.6	130.1	23.9	214.5	13.2	7.5	640.5	28.7	50.5
	9	1.4	3.6	14.8	1.1	1.3	4.4	2.7	24.9	21.4	214.8	133.8	24.0	223.5	11.6	7.5	624.0	32.5	53.5
	10	1.2	4.4	13.4	1.8	1.3	2.4	2.7	28.8	16.0	182.1	119.3	24.1	205.6	11.3	7.5	611.4	27.8	48.3
	11	1.1	3.5	14.8	1.5	1.3	2.1	2.4	25.6	20.5	226.7	137.4	25.2	190.8	13.2	7.8	622.8	27.9	47.5
59.85-59.90	1	1.2	4.9	2.6	0.1	0.3	1.0	0.4	39.8	17.8	168.2	117.3	23.9	122.1	13.1	6.7	673.6	28.6	54.6
	2	1.2	5.4	2.4	0.1	0.4	2.7	0.4	42.3	17.5	177.3	112.0	24.2	125.2	14.0	6.6	688.0	28.5	46.6
	3	1.1	4.7	2.3	0.1	0.4	0.7	0.4	47.8	21.6	171.6	110.5	26.0	122.6	12.9	6.1	727.4	28.4	52.3
	4	1.2	4.9	2.9	0.1	0.3	0.7	1.1	35.9	18.1	181.6	109.0	23.7	125.4	13.8	6.3	683.8	29.0	47.8
	5	1.3	5.2	2.4	0.1	0.4	2.6	0.8	34.4	17.0	177.1	110.9	23.7	118.1	13.5	6.5	687.4	30.2	48.9
	6	1.2	5.1	2.8	0.9	0.3	0.7	0.9	40.7	17.4	179.2	105.4	22.8	108.8	14.1	6.9	687.7	26.7	49.7
	7	1.2	4.8	2.4	0.1	0.2	0.7	0.4	36.1	18.1	158.2	110.4	24.8	121.9	14.4	5.9	717.3	28.8	49.6
	8	1.3	5.1	2.7	0.1	0.3	0.7	1.6	53.1	19.2	178.5	105.3	23.2	128.7	12.9	7.2	720.1	29.8	52.3
	9	1.2	5.3	2.4	0.1	0.3	1.9	0.4	42.4	20.1	180.9	113.4	25.4	126.8	13.0	6.8	783.1	29.6	56.8
	10	0.4	7.7	4.2	0.4	0.8	2.2	1.7	43.8	13.5	58.5	88.8	44.8	172.7	6.5	1.9	524.3	19.7	38.0
	11	0.5	7.6	3.3	1.0	0.8	3.4	0.7	36.5	14.0	47.7	96.5	45.4	167.5	6.0	1.7	517.8	20.9	37.7
	12	0.5	6.9	3.8	0.9	1.0	2.9	1.3	35.9	13.3	55.7	98.1	42.0	174.6	6.5	1.9	494.1	19.0	38.0
	13	0.5	6.6	0.0	1.3	0.0	0.0	1.7	49.7	15.5	75.6	97.5	57.5	276.4	8.0	2.8	560.4	28.3	54.0

Depth (m)	Count	La/Y	Trace element (ppm)																
			Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
52.25-52.30	1	1.2	6.1	18.7	3.6	0.5	3.2	0.6	3.4	0.7	2.2	0.4	2.4	0.4	3.6	0.9	23.8	12.5	2.8
	2	1.2	6.1	18.5	3.7	0.6	3.2	0.6	3.4	0.7	2.3	0.3	2.5	0.4	3.5	0.9	23.4	12.6	2.9
	3	1.1	6.0	18.8	3.7	0.5	3.3	0.6	3.2	0.7	2.2	0.4	2.4	0.4	3.5	0.9	24.4	12.0	2.9
	4	1.2	6.1	18.8	3.6	0.6	3.2	0.6	3.3	0.7	2.2	0.4	2.4	0.4	3.5	1.0	24.8	12.3	2.9
	5	1.2	6.1	18.9	3.7	0.5	3.2	0.6	3.5	0.7	2.3	0.4	2.3	0.4	3.6	1.0	24.4	12.2	2.9
	6	1.2	6.1	18.9	3.7	0.6	3.3	0.6	3.4	0.7	2.2	0.4	2.3	0.4	3.6	0.8	24.2	12.4	2.9
	7	1.2	6.0	18.6	3.7	0.6	3.1	0.6	3.4	0.6	2.2	0.4	2.4	0.4	3.5	0.9	23.9	12.4	2.9
	8	1.2	6.1	18.7	3.6	0.6	3.1	0.6	3.3	0.6	2.2	0.4	2.3	0.4	3.6	1.0	24.1	12.2	3.0
	9	1.2	6.0	18.9	3.7	0.6	3.3	0.6	3.3	0.7	2.3	0.3	2.4	0.4	3.6	0.9	25.1	12.3	2.9
	10	1.2	6.5	22.3	5.1	0.6	3.9	0.6	4.0	0.9	2.7	0.4	2.5	0.5	3.4	0.8	23.0	12.7	3.1
	11	1.3	7.1	19.4	5.3	0.8	3.5	0.7	2.9	0.9	2.0	0.4	2.5	0.5	6.4	0.9	23.2	20.5	4.3
	12	1.6	5.7	20.9	4.9	0.6	3.6	0.7	2.5	0.7	2.0	0.2	2.3	0.3	5.8	1.2	23.3	19.6	4.5
	13	0.5	4.3	19.1	3.8	0.8	5.0	0.8	5.5	1.3	3.4	0.6	5.7	0.7	4.7	0.5	18.5	6.4	1.6
58.42-58.47	1	1.1	5.9	19.3	3.8	0.6	3.2	0.6	3.5	0.7	2.1	0.3	2.6	0.4	3.2	0.9	22.0	11.9	2.8
	2	1.1	6.0	21.6	3.7	0.6	3.5	0.6	3.3	0.6	2.2	0.3	2.4	0.5	3.5	0.9	22.4	12.5	2.9
	3	1.2	5.6	19.9	3.7	0.5	3.3	0.4	3.0	0.7	1.9	0.3	2.3	0.3	2.9	1.0	22.6	12.3	3.0
	4	1.2	6.1	19.0	3.8	0.6	3.3	0.5	3.1	0.6	1.9	0.3	2.2	0.3	3.0	0.9	22.1	12.3	2.9
	5	1.2	5.7	20.8	3.9	0.6	3.2	0.6	3.3	0.7	1.9	0.3	2.5	0.5	3.1	1.0	22.5	12.0	3.1
	6	1.1	6.2	19.5	3.9	0.6	2.8	0.5	3.1	0.7	2.2	0.3	2.3	0.3	2.7	0.9	22.1	12.6	2.8
	7	1.0	5.5	18.1	3.6	0.6	3.1	0.5	2.8	0.7	2.0	0.3	2.1	0.3	2.6	0.9	22.2	12.5	2.9
	8	1.2	5.8	21.1	3.7	0.8	3.6	0.5	3.5	0.8	2.8	0.4	2.5	0.5	5.0	1.1	23.2	20.4	3.2
	9	1.4	5.5	21.5	3.3	0.7	3.5	0.5	3.6	0.7	2.8	0.4	2.5	0.4	5.6	1.2	23.7	20.6	3.6
	10	1.2	5.4	20.6	3.6	0.7	3.0	0.5	3.3	0.7	2.6	0.4	2.4	0.5	4.2	1.3	22.5	21.6	3.4
	11	1.1	5.5	21.2	3.6	0.7	3.6	0.5	3.4	0.8	2.7	0.4	2.5	0.4	4.8	1.1	23.4	19.8	3.5
59.85-59.90	1	1.2	6.0	18.2	3.4	0.5	3.0	0.6	3.4	0.7	2.2	0.4	2.4	0.4	3.7	0.9	23.3	12.8	2.7
	2	1.2	6.2	17.8	3.6	0.6	3.1	0.6	3.3	0.7	2.3	0.3	2.6	0.4	3.4	1.0	22.6	12.9	2.9
	3	1.1	5.9	18.4	3.5	0.5	3.2	0.6	2.9	0.6	2.0	0.4	2.4	0.4	3.5	1.0	24.7	11.5	2.9
	4	1.2	6.1	18.4	3.3	0.5	3.1	0.7	3.3	0.7	2.1	0.4	2.3	0.4	3.5	1.0	25.6	12.3	2.8
	5	1.3	6.0	18.7	3.6	0.5	3.2	0.6	3.6	0.6	2.4	0.4	2.2	0.4	3.6	1.0	24.8	11.9	2.9
	6	1.2	6.0	18.6	3.6	0.6	3.2	0.6	3.3	0.6	2.2	0.4	2.3	0.4	3.7	0.7	24.3	12.4	2.9
	7	1.2	5.8	18.1	3.5	0.5	3.0	0.7	3.3	0.6	2.1	0.4	2.5	0.4	3.5	0.9	23.7	12.4	2.9
	8	1.3	6.1	18.3	3.4	0.5	3.0	0.6	3.2	0.6	2.0	0.4	2.3	0.4	3.7	1.0	24.1	11.9	3.1
	9	1.2	5.8	18.7	3.6	0.6	3.3	0.5	3.2	0.6	2.3								

は、しばしば10 mT以下の直線的な磁化成分が含まれる(第3図j, l)。この低保磁力の磁化成分は、粒径が比較的大きい多磁区構造のマグネタイトやマグヘマイトが担う二次磁化であると考えられる。さらに、IRM獲得効率曲線の解析結果は、数百～数千mTの保磁力をもつヘマタイト(赤鉄鉱)やゲータイト(水酸化鉄)などの強磁性鉱物の存在を示唆する(第5図; Tauxe, 2010; Kodama and Hinnov, 2014)。いくつかの試料は、80 mTまでpAFDを施した後も、15～20%程度の磁化を残すことから(第3図a-e, h)、これら高い保磁力をもつ強磁性鉱物が残留磁化の一部を担っていると考えられる。

4.2 GS-HKN-1 コアの岩石磁気特性

NRM強度、帯磁率、ARM帯磁率、 κ_{ARM}/κ 比、およびSIRMは、深度60 m以深で大きく変動し、それより上位の層序区間とは明瞭に異なる変化をする(第4図)。これらの岩石磁気パラメータは、61.54 m, 64.44 m, 67.16 m, 70.33 m, および76.50 mの5層準で、最大の値をとる。一方、62.55 m, 66.44 m, 69.55 m, および72.58 mでは、比較的低い値を示し、S比の減少を伴う。このことから、深度60 m以深の層序区間では、試料に含まれる強磁性鉱物の種類および量比が大きく変動したことを示す。すなわち、62.55 m, 66.44 m, 69.55 m, および72.58 mの試料では、ヘマタイトやゲータイトなどの高保磁力かつ磁化強度が小さい強磁性鉱物の含有量が増加したために、NRM強度やS比が低下したと考えられる。このことは、S比が高い76.50 mの保磁力分布に比べて、比較的低いS比をもつ66.44 mでは、200 mT以上の高保磁力成分が存在することからも支持される(第5図)。69.55 mおよび72.58 mにみられるS比の顕著な低下は、これらの層準を含む泥層から非海生珪藻群集の産出が報告されていることから(阿部ほか, 2019)、非海成層の堆積環境に関連すると考えられる。なお、NRM強度や帯磁率などの岩石磁気パラメータに大きな変動はないが、珪藻化石群集から淡水環境での堆積が指摘されている23.44～30.40 m区間においても(第2図; 阿部ほか, 2019)、S比は低い値を示す(第4図)。深度30 mより上位の試料の保磁力分布は、同程度の寄与率を持つ2種類の強磁性鉱物の存在を示し、この特徴は深度30 mより下位の試料ではみられない(第5図)。以上から、西三河平野の更新統の岩石磁気特性が変動する要因の一つとして、相対海水準変動による堆積環境の変化が考えられる。

4.3 古地磁気極性の対比

古地磁気測定の結果、2つの正磁極帯(HKN-N1帯: 15.22～40.44 m, HKN-N2帯: 76.50 m)と1つの逆磁極帯(HKN-R1帯: 40.75～71.41 m)を設定した(第4図)。GS-HKN-1 コアでは、予察的な花粉分析によって更新統の堆積年代が推定されており(阿部ほか, 2019)、古

地磁気層序と組み合わせることにより詳細に堆積年代を制約することが可能である。深度39.85～75.78 mは、*Quercus* subgen. *Lepidobalanus* (コナラ属コナラ亜属; 相対産出頻度: 5.1～66.7%)と*Fagus* (ブナ属; 相対産出頻度: 4.8～45.5%)の産出で特徴付けられ、大阪層群の花粉化石分帯である*Fagus-Quercus*超帯(MIS 16～21)(本郷, 2009; 楡井・本郷, 2018)に相当すると推定されている(阿部ほか, 2019)。そのため、HKN-N1帯およびHKN-R1帯は、それぞれブルン正磁極期、松山逆磁極期に、その境界が置かれる39.85～43.85 mの泥質層はMIS 19に対比される。また、HKN-N2は、松山逆磁極期中の正磁極亜帯のいずれかに相当すると考えられる。

阿部ほか(2019)は、GS-HKN-1 コアの珪藻化石分析から、*Fagus-Quercus*超帯に含まれる41.60～43.25 m, 49.30～62.50 m, および76.50～76.52 mの海成層から、浅海生の化石珪藻である*Lancineis rectilatus*の産出を報告した。*L. rectilatus*は、関東平野中央部のボーリングコアからも産出が報告されており、層序指標としての有用性が指摘されている(納谷, 2019)。テフラ層序、古地磁気層序、および花粉層序から、関東平野における*L. rectilatus*の産出範囲は約1.45～0.7 Ma (MIS 17)に制約されている(納谷ほか, 2017; Naya, 2019)。一方、GS-HKN-1 コアにおける*L. rectilatus*の産出上限はMIS 19の泥層であり、関東平野における終産出年代(MIS 17, 納谷ほか, 2017; 納谷, 2019; Naya, 2019)と矛盾しない。ただし、濃尾平野においてはMIS 11付近の層準においても*L. rectilatus*が産出する可能性が指摘されており(納谷, 2019)、中部地方における浅海成層の年代指標として利用できるか、さらに検討が必要である。

また、HKN-N1帯(27.72 m)およびHKN-R1帯(51.63 m)において、地磁気エクスカージョンの可能性があり、磁極帯の極性とは逆向きの伏角を示すクラスAの消磁結果がそれぞれ1層準から得られた(第3図a, c, および第4図)。花粉化石層序から、GS-HKN1 コア下限の年代は少なくともMIS 21まで遡る(阿部ほか, 2019)。MIS 21以降の間氷期から報告されている地磁気エクスカージョンには、Kamikatsura (MIS 22–21あるいはMIS 22), Osaka Bay (MIS 17), La Palma (MIS 15c–b), Orphan Knoll (MIS 13a), Bermuda (MIS 11c), Portuguese Orphan (MIS 9a), Pringle Falls (MIS 7dおよび7d), Iceland Basin (MIS 7–6), Blake (MIS 5e–d), Post-Blake (MIS 5c), Skalamaelifell (MIS 5c)などがある(Channell *et al.*, 2020)。27.72 mは松山–ブルン境界より上位の地磁気エクスカージョンのいずれかに、51.63 mは松山–ブルン境界より下位の地磁気エクスカージョンに相当する可能性がある。

4.4 松山–ブルン境界の層位と堆積環境

GS-HKN-1 コアにおける松山–ブルン境界の層位と堆積環境の関係について検討する。HKN-N1帯とHKN-R1

帯の境界は40.44～40.75 mに置かれ(第4図), 松山-ブルン境界に対比されると考えられる. 40.50～40.55 mの泥層試料からは淡水生珪藻化石が, それより下位の41.50～43.85 mの有機質泥層からは海生珪藻化石が産出する(阿部ほか, 2019). そのため, 39.85～43.85 mの泥質層は, MIS 19の中の海水準変動に対応した堆積環境を反映している可能性がある. また, GS-HKN-1コアでは, CNS 元素組成の変動が主に淡水-海水間の堆積環境変動を反映している可能性が指摘されている. 40.50～40.55 m試料は, 下位の有機質泥層の試料(深度41.60 mおよび42.55 m)に比べて, 低い全有機炭素/全窒素(C/N)比と高い全有機炭素/全硫黄(C/S)比で特徴付けられ, 海水の侵入が少なかったことを示す(太田・阿部, 2019). 以上のことから, 少なくとも40.50～40.55 m層準では, 41.50～43.85 mの有機質泥層よりも海水準は相対的に低かったと考えられる.

有孔虫化石の海洋酸素同位体記録から, MIS 19は, MIS 19c, 19b, 19aの3つのサブステージに区分される(Railsback *et al.*, 2015; Haneda *et al.*, 2020a). 松山-ブルン境界は, 北大西洋の深海底コアや房総半島における酸素同位体層序のMIS 19cから19bへの海水準低下期に置かれることが明らかになっており(Channell *et al.*, 2020; Haneda *et al.*, 2020b), 前期-中期更新世境界のGSSP(国際境界模式層断面とポイント: Global Boundary Stratotype Section and Point)では 772.9 ± 5.4 kaの年代値が報告されている(Haneda *et al.*, 2020b; Saganuma *et al.*, 2021). HKN-N1帯とHKN-R1帯の境界, すなわちGS-HKN-1コアで推定された松山-ブルン境界の層位は非海成泥層に置かれることから(第4図), 深海底堆積物コアなどの酸素同位体層序における松山-ブルン境界の層位と矛盾しない.

しかし, 39.85～43.85 mの泥質層の磁化ベクトルの安定性は悪く, 初生的な磁化方位を抽出できていない. そのため, 段階熱消磁などによる追加の検証が必要である.

4.5 テフラの検討

本研究では, 松山逆磁極帯の泥質層を対象にテフラの検討を行い, 3試料では火山ガラスが粒数比にして1.9～2.7%含まれていることを見出した. しかし, これらの試料に含まれる火山ガラスは, その含有率が3%以下であり, テフラの降灰層準を示すといえるほどの有意な濃集層を形成していない. また, その屈折率および主成分・微量元素組成のばらつきが大きいことから(第6図, 第3表, 第4表), 前期更新世以前の複数の起源を持つテフラが二次堆積し, 混在したものであることが示唆される. これらのテフラの起源を検討するため, Kimura *et al.* (2015)に示された鮮新世から前期更新世の37枚の広域テフラの主成分および微量成分化学組成値と比較した. しかし, これら広域テフラに対比できる火山ガラスは見

出すことができなかった. 従って, 今回比較対象としなかったほかの広域テフラも含めて, GS-HKN-1コアの松山-ブルン境界より下位層準の火山ガラスの起源について, 今後さらなる検討が必要である.

5. まとめ

本研究では, 愛知県碧南市縄手町の油ヶ淵低地で掘削されたGS-HKN-1コアの古地磁気層序を検討した. その結果, 2つの正磁極帯(HKN-N1帯: 15.22～40.44 m, HKN-N2帯: 76.50 m)と1つの逆磁極帯(HKN-R1帯: 40.75～71.41 m)を認定した. 阿部ほか(2019)によって報告された花粉化石層序との比較により, HKN-N1帯はブルン正磁極期, HKN-R1帯は松山逆磁極期, HKN-N2帯は松山逆磁極期中の正磁極亜期のいずれかに対比される. 松山-ブルン境界の層位は, 40.44～40.75 m区間の非海成泥層の中に置かれる可能性がある. 本研究の古地磁気層序は, 油ヶ淵低地下の更新統の堆積開始年代が, 前期更新世まで遡ることを示す. また, HKN-N1帯およびHKN-N2帯において, 各磁極帯の極性と逆向きとの, 安定な磁化方位がそれぞれ1層準から得られた. これらは, 地磁気エクスカージョンによる磁化方位の短期的な反転を示す可能性がある. しかし, 松山-ブルン境界の層位も含めて, 段階熱消磁などの追加実験による検証が必要である.

極性境界より下位の層準に含まれる火山ガラスの屈折率, 主成分および微量元素分析を行なった. その結果, 検討した火山ガラスは, 複数のテフラの二次堆積に由来するものと考えられ, GS-HKN-1コアの堆積年代の制約に用いることはできなかった.

本研究の古地磁気層序は, 西三河平野の地下更新統に対し新たな年代制約を与える. 一方, 古地磁気極性境界より下位の層準では, 堆積年代の制約に有用なテフラは含まれていない. GS-HKN-1コアの下部更新統の堆積年代を明らかにするには, 詳細な花粉化石層序を構築し, 大阪湾や関東平野といった花粉化石群集と海洋酸素同位体ステージの対応関係が明らかになっている地域と比較・検討する必要がある.

謝辞: 本研究を進めるにあたり, 産業技術総合研究所の阿部朋弥博士には, 柱状図データの提供とテフラ試料の採取に関してお世話になった. 国立極地研究所の菅沼悠介准教授には, 古地磁気・岩石磁気分析でお世話になった. 本稿は, 国立極地研究所の菅沼悠介准教授および産業技術総合研究所の宇都宮正志博士, 納谷友規博士, 中島 礼博士による建設的な意見によって大きく改善された. 以上の皆様に御礼申し上げます.

文献

阿部朋弥・中島 礼・納谷友規(2019)西三河平野南西部,

- 油ヶ淵低地におけるボーリング調査. 地質調査総合センター速報, no. 79, 71–86.
- Banerjee, S.K., King, J. and Marvin, J. (1981) A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. *Geophysical Research Letters*, **8**, 333–336.
- Bloemendal, J., King, J.W., Hall, F.R. and Doh, S.-J. (1992) Rock magnetism of late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: relationship to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 4361–4375.
- Channell, J.E.T., Singer, B.S. and Jicha, B.R. (2020) Timing of Quaternary geomagnetic reversals and excursions in volcanic and sedimentary archives. *Quaternary Science Review*, **228**, 106114.
- Day, R., Fuller, M. and Schmidt, V.A. (1977) Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **13**, 260–267.
- 古澤 明 (1995) 火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別. 地質学雑誌, **101**, 123–133.
- Haneda, Y., Okada, M., Kubota, Y. and Suganuma, Y. (2020a) Millennial-scale hydrographic changes in the northwestern Pacific during marine isotope stage 19: teleconnection with ice melt in the North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, **531**, 115936.
- Haneda, Y., Okada, M., Suganuma, Y. and Kitamura, T. (2020b) A full sequence of the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal in the Chiba composite section, Central Japan. *Progress in Earth and Planetary Science*, **7**, 44.
- Heslop, D., Dekkers, M.J., Kruiver, P.P. and van Oorschot, I.H.M. (2002) Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm. *Geophysical Journal International*, **148**, 58–64.
- 本郷美佐緒 (2009) 大阪堆積盆地における中部更新統の花粉生層序と古環境変遷. 地質学雑誌, **115**, 64–79.
- 堀 和明 (2018) 第 I 章 地形と地質. 新編知立市史 8 資料編 自然, 1–94.
- Kimura, J.-I., Nagahashi, Y., Satoguchi, Y. and Chang, Q. (2015) Origins of felsic magmas in Japanese subduction zone: Geochemical characterizations of tephra from caldera-forming eruptions <5 Ma. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **16**, 2147–2174.
- King, J., Banerjee, S.K., Marvin, J. and Özdemir, Ö. (1982) A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **59**, 404–419.
- Kirschvink, J.L. (1980) The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, **62**, 699–718.
- 岸 清・宮脇理一郎 (1996) 新潟県柏崎平野周辺における鮮新世～更新世の褶曲形成史. 地学雑誌, **105**, 88–112.
- 小玉一人 (1999) 古地磁気学, 東京大学出版会, 東京, 248p.
- Kodama, P.K. and Hinnov, L. A. (2014) *Rock Magnetic Cyclostratigraphy*. Wiley-Blackwell, Oxford, 167p.
- Kruiver, P.P., Dekkers, M.J. and Heslop, D. (2001) Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth and Planetary Science Letters*, **189**, 269–276.
- 桑原 徹・吉野道彦・森 忍 (1985) 西三河地区(碧海盆地)の地下水盆構成について, 一色・碧南観測井の微化石分析結果による再検討. 地盤地下の実態とその対策に関する調査研究報告書, 第10報, 愛知県環境部, 29–56.
- 町田 貞・太田陽子・田中真吾・白井哲之 (1962) 矢作川下流域の地形発達史. 地理学評論, **35**, 505–524.
- 牧野内 猛 (2005) 第1章 地形と地質. 新編安城市史 11 資料編 自然, 2–92.
- 牧野内 猛・加藤麻衣・大石康雄・塚本将康・武邑圭司・大島 武・杉浦 武 (2011) 愛知県安城市の地下地質. 地質学雑誌, **117**, 79–94.
- Maxbauer, D.P., Feinberg, J.M. and Fox, D.L. (2016) MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions. *Computers & Geosciences*, **95**, 140–145.
- 森 忍 (1984) 愛知県碧南市地下における更新統のケイソウ群集. 瑞浪化石博物館研究報告, **11**, 93–99.
- 森山昭雄 (1994) 西三河平野, 碧海層の堆積構造と海水準変動. 地理学評論, **67A**, 723–744.
- 森山昭雄・伊勢野暁彦・谷口和穂・吉野道彦 (1994) 西三河平野, 碧海層の花粉組成と最終間氷期の気候変動. 日本第四紀学会講演要旨集, **24**, 60–61.
- 森山昭雄・橋爪 厚・石原 秀 (1997) 化石ケイソウ群集による碧海層の堆積環境の変遷と油ヶ淵断層による変位. 愛知教育大学研究報告(自然科学編), no. 46, 61–69.
- Naya, T. (2010) *Lancineis rectilatus* sp. nov., a new fossil species from Pleistocene sediments in Japan. *Diatom Research*, **25**, 111–124.
- 納谷友規 (2019) 第四紀の層序指標としての海生珪藻化石—浅海域における生層序指標としての新たな可能性—. 第四紀研究, **58**, 289–301.
- Naya, T. (2019) Stratigraphic distribution and biostratigraphic utility of the fossil diatom *Lancineis rectilatus* in

- the central Kanto Plain, central Japan. *Quaternary International*, **519**, 131–143.
- 納谷友規・本郷美佐緒・植木岳雪・八戸昭一・水野清秀 (2017) 関東平野中央部の地下に分布する鮮新–更新統の層序と微化石分析. *地質学雑誌*, **123**, 637–652.
- 楡井 尊・本郷美佐緒 (2018) 中部日本における前期末～中期更新世の花粉生層序. *第四紀研究*, **57**, 143–155.
- Okada, M., Suganuma, Y., Haneda, Y. and Kazaoka, O. (2017) Paleomagnetic direction and paleointensity variations during the Matuyama-Brunhes polarity transition from a marine succession in the Chiba composite section of the Boso Peninsula, central Japan. *Earth, Planets and Space*, **69**, 45.
- 太田雄貴・阿部朋弥 (2019) 西三河平野南西部堆積物を用いた CNS 元素分析(速報). *地質調査総合センター速報*, no. 79, 87–93.
- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G. and Toucanne, S. (2015) An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, **111**, 94–106.
- Roberts, A. P., Chang, L., Rowan, C. J., Horng, C.-S. and Florindo, F. (2011) Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄): An update. *Reviews of Geophysics*, **49**, RG1002.
- 産総研地質調査総合センター (2018) 20万分の1日本シームレス地質図V.2. <https://gbank.gsj.jp/seamless/> (閲覧日: 2021年6月25日)
- Suganuma, Y., Okada, M., Head, M.J., Kameo, K., Haneda, Y., Hayashi, H., Irizuki, T., Itaki, T., Izumi, K., Kubota, Y., Nakazato, H., Nishida, N., Okuda, M., Satoguchi, Y., Simon, Q. and Takeshita, Y. (2021) Formal ratification of the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Chibanian Stage and Middle Pleistocene Subseries of the Quaternary System: the Chiba Section, Japan. *Episodes*. doi:10.18814/epiiugs/2020/020080
- Tauxe, L. (2010) *Essential of Paleomagnetism*. University of California Press, London, 489 p.
- Zijderveld, J.D.A. (1967) A.C. demagnetization of rocks: analysis of result. In Collinson, D.W., Creer, K.M. and Runcorn, S.K., eds., *Methods in paleomagnetism*. Elsevier, New York, 254–286.

(受 付 : 2021年8月2日 ; 受 理 : 2022年1月11日)

埼玉県江南町での反射法探査 —— 反射面傾斜角の深さ依存性の検出 ——

大滝 壽樹^{1,*}・加野 直巳¹・横倉 隆伸¹

OHTAKI Toshiki, KANO Naomi and YOKOKURA Takanobu (2022) Seismic reflection survey at Konan Town, Saitama Prefecture, Japan: linear dependence of the dip angles of reflection layers with depth. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 73 (1), p. 19–28, 7 figs.

Abstract: We performed a seismic reflection survey using 3-component geophones with P-wave vibrators in lowlands near the Arakawa River at Konan Town, Saitama Prefecture, Japan, in 2001. The direction and length of the survey line are from approximately east to west and 2 km, respectively. This survey was originally planned to obtain S-wave velocity of tilted underground structure using P–SV reflected waves. Unfortunately, we found only one or two clear P–SV reflected waves on each receiver gathers, which are not enough to determine the velocity. However, we also performed P-wave reflection analysis using vertical component of the geophones. In this paper, we show the two-dimensional P-wave velocity profiles and depth section along the reflection survey to a depth of about 1 km. The velocities beneath the survey are obtained as from 200 to 300 m/s near the surface, from 400 to 700 m/s at 100-m depth, from 1,400 to 1,800 m/s at 500 m-depth, and from 2,700 to 3,000 m/s at 1,000-m depth. The obtained depth profile shows several dipping layers from west to east. The dip angles of the layers measured along the survey increase approximately linearly with depth from 7° to 12° at a rate of 5–6 °/km, indicating that the inclination of the sedimentary layers caused by fault movement had increased at an approximately constant rate with age in this area. These dipping layers are also observed in the depth profile of a previous P-wave reflection survey that was performed about 1-km west of the survey at Konan Town with the direction from south-west to north-east. Combined with their results, our findings suggest that the sedimentary layers beneath the surveys tilt to the approximately north-east direction.

Keywords: P-wave reflection survey, P-wave velocity, P–SV reflected wave, near-surface structure, Konan Town, Kumagaya City

要 旨

我々は2001年に埼玉県江南町(現熊谷市)の荒川近くの低地でP波震源を用いた3成分反射法探査を行った。測線はほぼ東西方向でその長さは2 kmほどである。この探査はP–SV反射波を用いた傾斜層でのS波速度構造解析を企図していた。残念ながら明瞭なP–SV反射波はほとんど確認できなかったが、合わせて行なった深さ1 km程度までのP波反射法解析でえられたP波速度および反射断面の解析結果を示す。えられた速度は表層で200～300 m/s、深さ100 mで400～700 m/s、500 mで1,400～1,800 m/s、1,000 mで2,700～3,000 m/s程度であった。反射断面は、測線下で西から東への傾斜構造が卓越していることを示している。その測線方向の傾斜角は7～12°ほどであり、深くなるにつれおよそ5～6 °/kmで増加している。このことは、傾動ひいては傾斜を起こした断層運動が一定のペースで進行していたことを示唆している。

傾斜反射面はこの測線の1 kmほど西のP波反射法測線でも観測されている。この観測結果と総合すると、この地域の層構造の真の傾斜方向はおおよそ北東と考えられる。

1. はじめに

我々は、P–SV反射波を用いた地下浅部、地震基盤までのS波速度(V_s)構造の解析手法の開発を行ってきた(e.g., 横倉ほか, 2003; Kano *et al.*, 2003; 加野ほか, 2004, 2008; 大滝ほか, 2011)。これは、一つには地表の揺れやすさを評価する上で地下の V_s 構造が以前から重要な基礎資料となっている(例えば入倉, 1995; 川瀬ほか, 1998)ためである。またもう一つには、P波速度(V_p)と V_s の同時測定は構成岩石や空隙率の情報といった地下深部地質の手がかりを V_p 単独より多く与える(e.g., Castagna *et al.*, 1985; Avseth *et al.*, 2010; Schön, 2011)ためである。この点、P–SV反射波を用いた3成分地震計による地震探査法(PS変換波反射法)は V_p 構造と V_s 構造を

¹産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門(AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

* Corresponding author: OHTAKI, T., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: t-ohtaki@aist.go.jp

同時に同程度の分解能で深部までイメージングできる優れた方法である(加野ほか, 2004)。

しかし, この探査法には, P波探査の2, 3倍のチャンネル数とより長い発震—受振点間距離(オフセット)とが必要となる, という使いにくさがある(大滝ほか, 2011)。チャンネル数が増大するのは, 上下動成分地震計のみを使用するP波探査とは違いP-SV波探査には水平動成分地震計も使用するためである。レコーダのチャンネル数には制約があるため, P-SV波探査ではP波探査と比べ一回の発震毎に観測できる地点数が1/2—1/3ほどとなる。一方, 長大オフセットが必要となるのは, 一つには, P-P反射波と違いP-SV反射波振幅はP波が反射面に斜めに入射した際に大きくなるためである。もう一つには, P-P反射波よりP-SV反射波の走時が遅いため, P-SV反射波のほうが振幅の大きな表面波に遠方まで隠されてしまいやすいためである。これらチャンネル数の増大と長大オフセットとは相まって同一期間に調査可能な測線長を短くする。そのため, 我々は, チャンネル数の増加を抑えながら簡易に V_s 構造をえることを目的とし, 上下動地震計によるP波探査測線に3成分地震計1台を導入することによって構造がえられることを示した(大滝ほか, 2011)。この論文では, P-SV反射波が受振点にほぼ鉛直入射することを利用し, P-P反射波探査により得られた V_p 層構造を使って, 1受振点でのP-SV反射波走時曲線から V_s 構造を求められることを示した。そして, $V_p \cdot V_s$ を与えた水平成層構造および傾斜構造モデルにたいし, 波線追跡により計算したP-SV反射波走時から V_s 構造を本方法で求め, 与えた V_s と比較しその有効性を議論した。さらに水平成層構造については, 実際の観測記録から本方法で求めた V_s 構造と V_sP の結果等との比較からも本方法の有効性を示した。一方, 傾斜構造については, 実探査記録を用いた有効性の議論をしていない。

これをうけ, 筆者らは加野ほか(2003)が行った傾斜構造域での3成分反射法探査データを再解析し, 大滝ほか(2011)の方法で V_p および V_s 構造を求めることを試みた。また, 同一測線上の複数受振点にたいし本方法を適用し, 測線方向の構造変化を求めることを試みた。しかし残念ながら, ラディアル成分(受信器と発震点とを結ぶインライン方向の水平動成分)の受振点ギャザ上に詳細な速度解析を行うに足るほどの数の明瞭なP-SV反射イベントを抽出することは困難であり, V_s 構造を求めることはできなかった。

一方, この解析の際には同一測線上で上下動成分を使った通常のP波反射法解析も実施しており, 測線下の V_p 構造を十分な精度で求めることができた。えられた反射断面には, 複数枚の傾斜の異なる反射面が確認できる。この地域では, 今回解析した測線と斜行する方向で山口ほか(2000)がP波反射法探査を行っている。この二つの測線は交差していないが, その距離は最も近いところで

1 kmほどと比較的近い。彼らの反射断面にも傾斜構造が確認されており, 2本の測線の結果を比較することにより, この地域における反射面の傾斜方向を論じることもできるだろう。このような解析を通しこの地域の V_p 構造を示すことは, 関東平野の地下構造の理解の一助となるであろう。

本稿では, 加野ほか(2003)が行った傾斜構造域での3成分反射法探査データを解析したこれら二つの結果を示す。まず, 上下動成分を解析してえられた2次元 V_p 構造断面を提示し地下構造について議論する。次に, ラディアル成分の受振点ギャザを提示する。

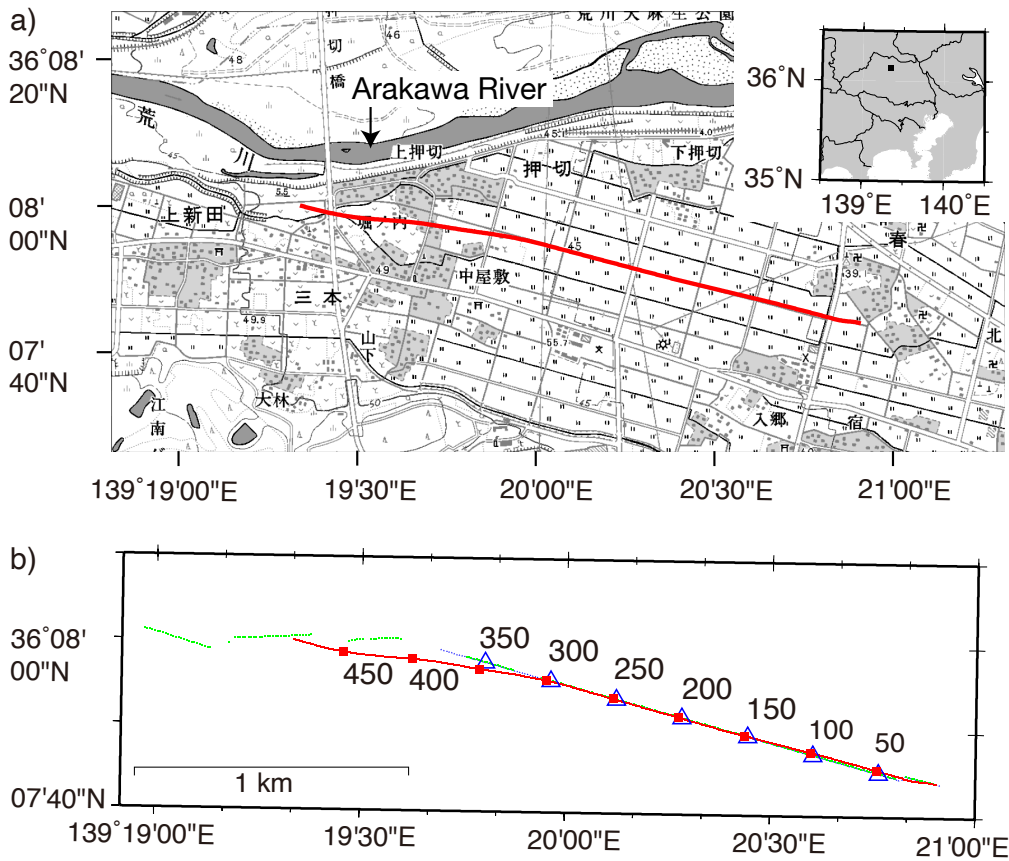
2. 探査諸元

本段落では, 加野ほか(2003)を元に探査諸元を述べる。探査は2001年10月23日から11月1日にかけて埼玉県大里郡江南町(当時, 現熊谷市)の舗装道路で行われた。探査地域は関東平野のほぼ中央に位置する。荒川の右岸にあたり, 周囲は水田が広がる平坦な地域で, 厚い堆積層におおわれている。測線下の先新第三系基盤深度は3 kmほどとされている(鈴木, 2002)。第1図に発震点, 受振点およびCMP (Common Midpoint)の位置を示す。受振点は96点の固定展開とし, 総受振点数は192点, 総測線長は1,910 mである。探査は2回にわけて行った。それぞれの受振展開で発震点数は213点および234点であり, オフセットは最大で2,752 mおよび2,021 mである。受振および発震点の間隔は10 mであり, CMPの間隔は5 mである。受振点には固有周期10 Hzの3成分受振器を使用した。P波発震源としてバイブレータ(model Y2400)2台を使用した。スイープ周波数は10~80 Hz, スイープ長は20 sであった。スイープ波形の相互相関処理後の観測記録長は6秒, サンプリングは500 Hzである。測線はほぼ直線のため, 受振器はその水平1成分が測線方向(インライン)を向くように設置し, その成分でえられた記録をラディアル成分としている。探査でえられた記録例は加野ほか(2003)に示されているため再掲しない。以下, この測線を江南2001測線と呼ぶ。

この探査はPS変換波反射法による V_s 構造探査を目的としたため, 全受振点に3成分受振器を設置していた(加野ほか, 2003)。一方, 大滝ほか(2011)で提案した V_s 構造探査方法では, 簡便さを優先しP波反射法測線に水平動受振器1台を加えるのみである。そこで本稿では, 大滝ほか(2011)で提案した方法が傾斜構造にたいして有効であるかを確認するため, 25点置きに選んだ受振器ごとに V_s 構造探査を試みた。

3. P波速度断面解析と結果

本研究では, 加野ほか(2003)の探査でえられた観測記録を以下のように再解析した。上下動受振器の記録を使って屈折波静補正を行った後, V_p の解析をCMP番号

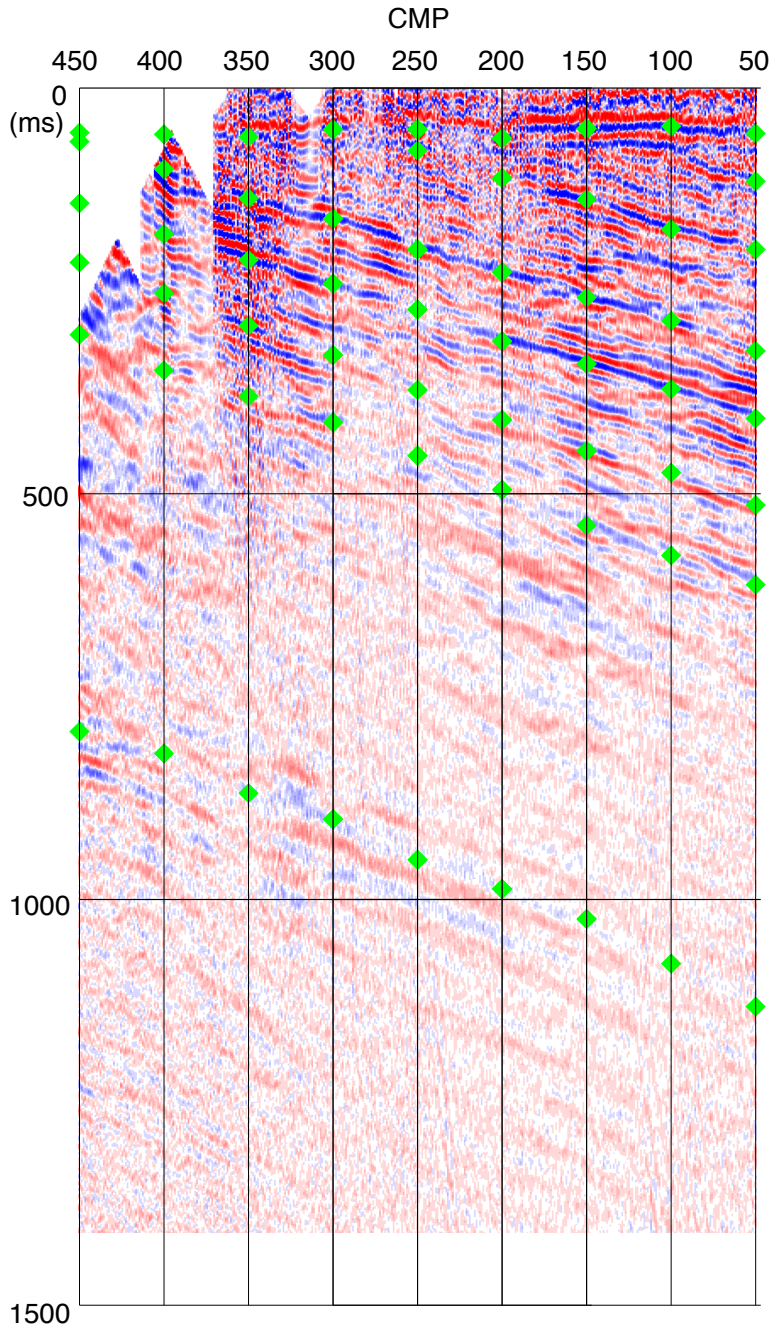


第1図 a) 2001年に行われた江南町での反射法地震探査(加野ほか, 2003)の測線(江南2001測線)のCMP重合線(赤線). 西(左)から東(右)へと流れる荒川の南岸堆積層上で観測した. より小縮尺図上での測線位置(■)を県境とともに挿入図に示した. b) 受振点(青), 発震点(緑), CMP(赤)図. これら3つの点はほとんど重なっている. P波速度を解析したCMP番号をその番号とともに赤四角(■)で示した. 受振点を25番から25点ごとに白抜き青三角で示した.

Fig. 1 a) Map showing the location of the CMP (Common midpoint) stacking line of the seismic reflection survey (Konan2001) by Kano *et al.* (2003) at Konan Town in 2001 (solid red line). The survey was conducted on a sedimentary layer south of the Arakawa River, which flows from west (left) to east (right) in the upper part of the figure. Inset is a smaller-scale map of the survey area (square) with prefecture borders. b) The locations of the shots (green), the receivers (blue), and the CMPs (red). Note that these three locations are considerably overlapped. The CMPs where P-wave velocities are analyzed in this study are shown as red squares with numbers. Every 25th receiver is shown as blue open triangles.

で50点おき(250 mおき)にCMP 50からCMP 450までの9地点で行い, 暫定的な重合速度を求めた. その際, CMPギャザ上で反射波を追跡し, 反射波の計算走時が観測走時およびその距離依存性と合うことを重視した. また, 反射面の水平方向の連続性も考慮した. この後, 残留静補正を行い, 速度を再解析した. 最終的に速度を読んだ点を第2図に, その結果えられたP波のRMS (root mean square)速度を第3図に示す. えられた速度は深度と強い相関を持ち, 表層で200~300 m/s, 深さ100 mで400~700 m/s, 500 mで1,400~1,800 m/s, 1,000 mで2,700~3,000 m/s程度となった.

えられた速度を使い, CMP重合し, マイグレーションを行い, P波のマイグレーション時間断面をえた(第4図a). この結果を深度変換したものをP波のマイグレーション深度断面とした(第4図b). えられた深度断面には, 表層(第1層)を除き, 東下がりの傾斜構造が卓越している. 速度解析でえられた各層境界の深さを第4図cに示す. 境界は第1層下面を除けば直線で近似可能である. 境界の深さの直線からのずれは第2~6層下面ではほとんどの点で10 m以下に留まり, 第7層下面でも15 m程度であった. そこで, これらのずれは解析の誤差であると考え, 第2層から第7層下面の深さを最小二乗法で直線近



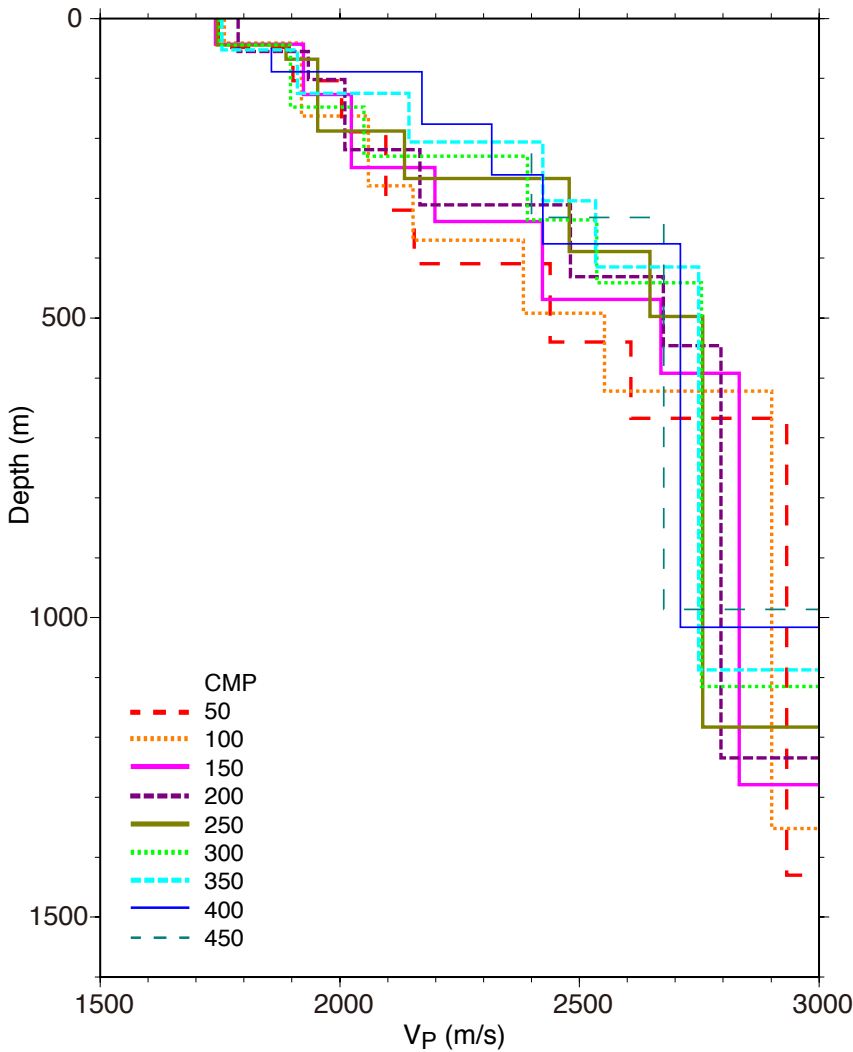
第2図 速度解析時に読んだ時刻(緑菱形)を Brute stack 断面上に示した。縦軸は往復走時 (ms)，横軸はCMP 番号。

Fig. 2 The time picked during velocity analysis (green diamonds) shown on brute stack cross section. The X axis is CMP number and the Y-axis is two-way travel time (ms).

似して求めた。えられた層境界も第4図cにあわせて示す。層境界の傾斜角は表層近くの第2層下面で約7°，深い境界になるほど多少急になり，CMP 1下で深さ700 m程度の第6層下面で約10°，1,500 m程度の第7層下面で約12°となった(第5図)。この図が示すように，層境界が深くなるにつれその傾斜はほぼ線形に増加する。その増加率

は，深さ1,500 mの面を入れるかにより変わるが，およそ5～6°/kmである。このような傾斜の増加傾向は，時間断面でもみてとることができる(第2図，第4図a)。このため，この傾向は速度解析の誤差によるものではない。

江南2001測線下で見られた傾斜構造は，近傍の他の測線でも観測されている。山口ほか(2000)は，今回の江南

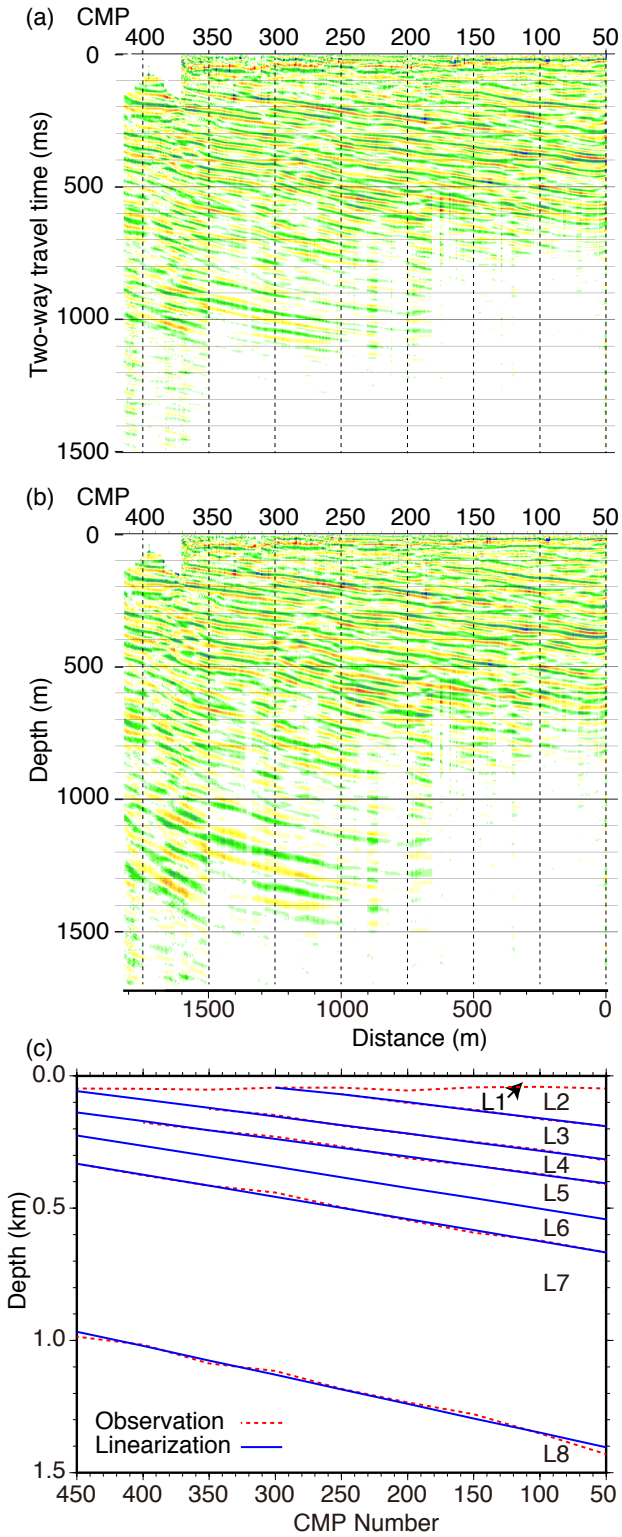


第3図 速度解析によりえられた江南2001測線下のP波速度構造。各CMPの位置は第1図に示した。CMP 450下の深さ200 mほどまでとCMP 400下の深さ50 mほどまでの速度は観測からえられていないため示していない。

Fig. 3 Velocity profiles of P-wave obtained by P-wave velocity analysis beneath the Konan2001 survey line described in this study. The locations of the CMPs are shown as red square in Fig. 1. The velocities at CMP 450 above approximately 200-m depth and at CMP 400 above approximately 50-m depth are not constrained by the observations and, thus, are not shown.

2001 測線の西南方から北方にかけておよそ 12 km 長の反射法探査を行った。その測線(以下、S2 測線とする)の平均的な方向はほぼ北東であり、江南2001 測線との距離は最も近いところで 1 km ほどである(第6図b)。2本の測線は交差していないため、傾斜反射面の対応を直接は判断できない。しかし、ともに傾斜していることから、少なくともいずれかの測線下の反射面は測線直交方向の傾斜を持つと考えられる。この2本の探査はともに二次元反射法であるため、真の傾斜方向は明らかではない。そこで、江南2001 測線をS2 測線北部に投影して傾斜面の対応を考え、傾斜構造について議論する。まず、S2 測線北部をそのCMP 1100 からCMP 2000 までの測線方向をもとにおおまかに直線で近似する。この直線と江南2001 測線方向となす角は約 60° となる。江南2001 測線をこの近似直線へ垂直に投影すると、江南2001 測線のCMP 400 およびCMP 5 がそれぞれS2 測線のCMP 1700 およびCMP 1900 付近に到達する。また、須藤ほか(2002)が纏めた地

質図より江南断層(堀口, 1995; 水野ほか, 2002)の走向を求め、その走向にそって投影すると、江南2001 測線の上記CMPsがS2 測線のCMPs 1650 ~ 1800 に至った。S2 測線断面図(第6図a)は、これらの区間を含むS2 測線のCMPs 1200 ~ 2000 で北東方向の傾斜構造が卓越していることを示している。ただし、このうちCMP 1550 から1700 にかけては反射面が不明瞭である。反射面の傾斜角を上述のCMP 範囲のうち不明瞭な区間を避けたCMPs 1700 ~ 1900 でこの図から読み取ると、CMP 1700 付近の深さ 200 m ほどではおおよそ 23°、350 m ほどではおおよそ 26° となる(第6図a)。江南2001 測線でそれらに対応する反射面は、その深さと反射強度から第4層、第6層下面と考えられる。その傾斜角はそれぞれ約 8°、10° であり、S2 測線下の傾斜角との比は 2.5 ~ 3 程度となる。これらS2 測線と江南2001 測線でえられた傾斜角と地表で二測線のなす角から探査域下での真の傾斜方向を推定すると、おおよそS2 測線方向から多少北向きとなる。S2 測線と

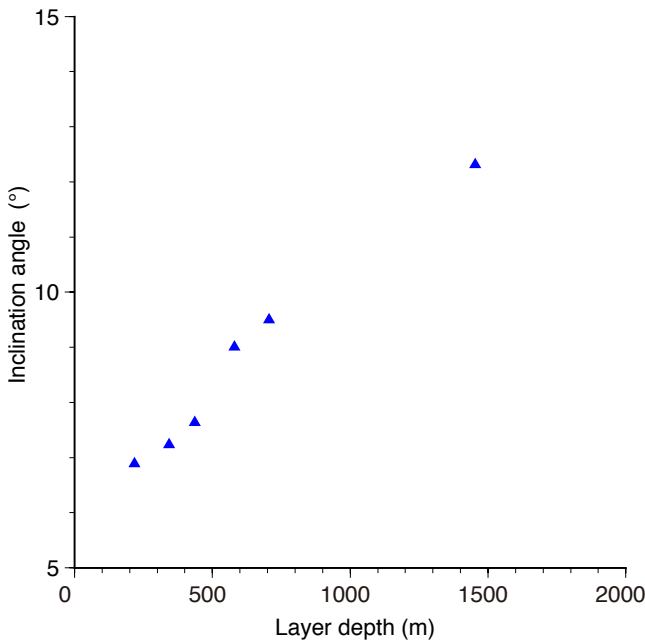


第4図 a) P波反射法処理によりえられた時間断面. 縦軸は往復走時(ms), 横軸はCMP番号. b) P波反射法処理によりえられた深さ断面. 縦軸は深さ(m), 横軸はCMP番号. CMP 50からの水平距離を図の下に示した. c) P波速度解析によりえられた平滑化前の反射面(赤点線)およびそれを線形近似した反射面の2次元断面(青線). 最上層(L1)下面是線形近似を示していない. 層番号も合わせて示す.

Fig. 4 a) Time section along the survey line obtained using P-wave reflection profiling. Horizontal axis is CMP number and vertical axis is two-way travel time (ms). b) Depth section along the survey line. Horizontal axis is CMP number and vertical axis is depth (m). The horizontal distances from CMP 50 are shown below. c) Depth profile of the reflectors beneath the survey line obtained by the P-wave velocity analysis (red dotted lines) with layer numbers. The linearly approximated reflectors are also shown as blue lines except for the shallowest one (L1).

江南2001測線での反射面傾斜角の比を多少変化させても、この推定傾斜方向に大きな変化はない。この結果は、地層の一般走向から傾斜の方向はS2測線の方向である北東方向に近いとした山口ほか(2000)の議論を裏付ける。

ただし、この見積もりには反射面の対応の不確定性、測線の曲折、傾斜角の読み取りなどによる誤差を含むことに留意する必要がある。よって、より詳細な傾斜方向は議論しない。



第5図 平滑化した反射面の傾斜角. 第4図cに示した線形近似したP波反射面のCMP 1での反射面の深さを横軸に、傾斜角を縦軸に示す.

Fig. 5 Inclination angles of the linearly approximated reflectors shown in Fig. 4c with respect to layer depth at CMP 1.

4. ラディアル成分の受振点ギャザ

大滝ほか(2011)の方法では、ラディアル成分の受振点ギャザを作成し、そのギャザ上でP-SV反射波を同定し、その走時を理論走時曲線と比較して、S波速度(V_s)構造を求める。このとき、 V_p および層境界はP波反射法解析によって得られたものを用いる。反射係数からP-SV波の反射波が生じる面からはP-P波も反射すると考えられるため(P-P波、P-SV波の反射係数については例えばAki and Richards (1980) Eqs. 5.39, 5.44参照のこと)、P-SV波の反射面はP-P波反射面でもあるからである(大滝ほか, 2011)。また、少数の例外を除けばP-P波の反射面はかつての地表面と考えられるため(Sheriff and Geldart, 1995),その面からはP-SV波も反射するであろう。

受振点ギャザを作成し V_s を求める受振点として、 V_p を求めたCMP点に一番近い点を選んだ。今回のように測線が直線に近ければ、CMP点と受振点の差は結果に影響しない。例えば、今回の場合、両者間の距離は、CMP番号50では11 mほど、番号100～300では10 m以下、番号350は30 mほどであった。番号350で両者の距離が離れるのは、測線の湾曲のためである(第1図b)。両者間の距離をさらに小さくすることは、測線の湾曲が小さい区間では V_p を求めるCMP点を工夫することにより可能であろう。しかし、反射波の代表的な周波数を30 Hz、速度を500 m/s、反射面の深さを100 mとしたときの第一フレネルゾーン(Sheriff and Geldart, 1995)はおおよそ30 mであり、前述の両者間の距離と同等か大きい。反射面が深くなれば、第一フレネルゾーンはさらに大きくなる。よって、このCMP点と受振点との違いは無視できる。

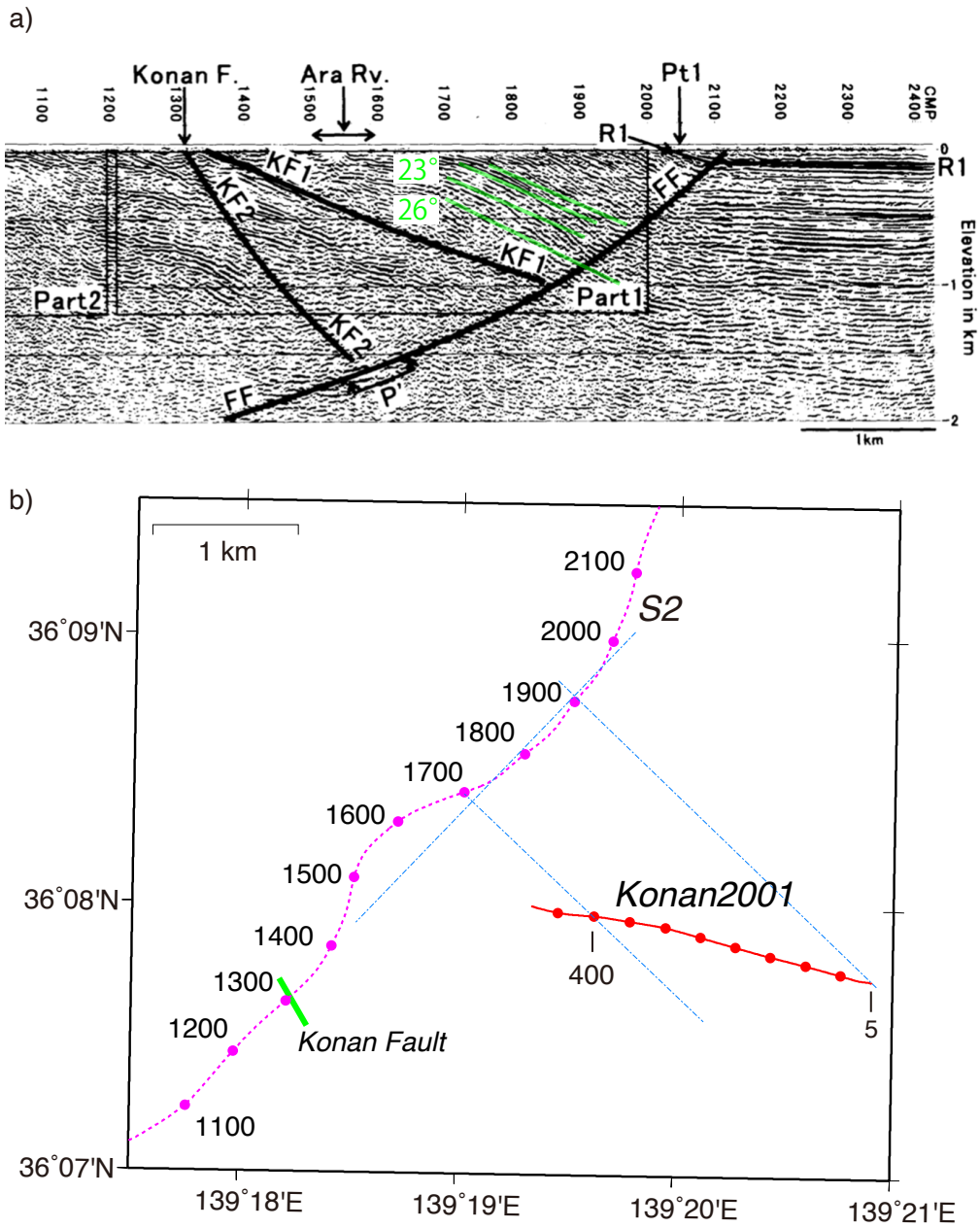
したがって、未知数は各層内 V_s のみとなる。

各点での上下動成分・ラディアル成分の受振点ギャザを第7図a, bに示す。スネルの法則によりP-SV反射波の反射点は受振点近傍下に位置する。このことに加え、地表付近の V_s はとくに遅いためP-SV波はほぼ鉛直に近い下方から入射し、その振動方向はほぼ水平となる。よって、上下動成分・ラディアル成分でともに観測される反射波はほぼP-P反射波であり、ラディアル成分でのみ観測できる波がP-SV反射波と考えられる。このとき、P-SV反射波の見かけ速度が V_p 構造と反射面の深さに、走時がその面までの平均速度にほぼ依存する(大滝ほか, 2011)。これは反射点位置の発震受振点間距離への依存が小さいためである。江南2001測線では、P-SV反射波と確認できた波はCMP 300を除けば各CMPで1つ以下と少なく、CMP 300でも2本目の反射波が観測される水平距離の範囲は狭い。P-SV反射波走時は反射面までの各層内走時の積算であるから、このように観測されるP-SV反射波が少ない場合は層内 V_s を求めることは難しい。

5. 議論

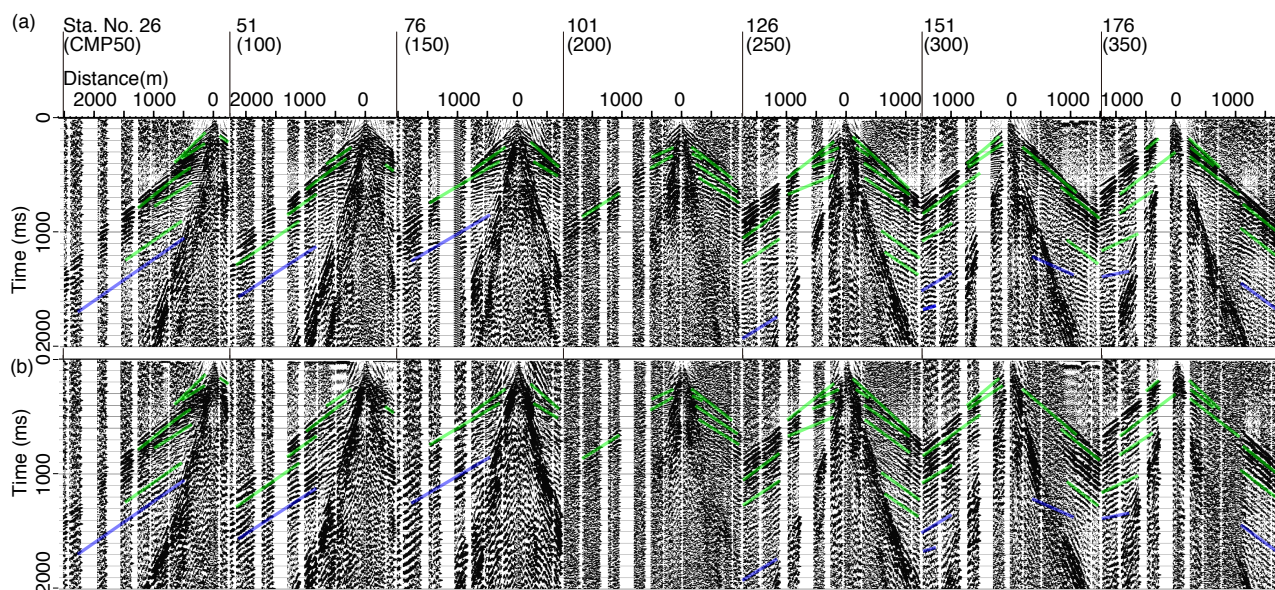
山口ほかはS2測線下の傾斜構造が断層運動によることを示した。このことから、今回の江南2001測線下の反射面の傾斜も同様に断層運動によると考えられる。反射面の傾斜角と面の深度にほぼ線形のあるとの我々の結果は、したがって、堆積速度が一定であると仮定すればこの地域での断層運動が一定の割合で継続していたことを示唆する。

この江南2001測線の東端付近では、井川ほか(1998)による南北方向の反射法探査(RAN97測線)が行われて



第6図 a) 山口ほか(2000)のマイグレーション深さ断面(山口ほか(2000) Fig. 6cを転載)に、図から読み取ったCMPs 1700 ~ 1900での傾斜した反射面およびその角度を緑線・字で重ねた。b) 江南2001測線のCMP重合線(赤線)と山口ほか(2000)が行なった反射法地震探査測線S2のCMP重合線(紫点線)の一部。本文中で言及されているS2測線の100番ごとのCMPsと今回の江南2001測線のCMPs 5, 400の位置を示す。S2測線を大まかに直線近似した線およびその直交線(青一点鎖線)、山口ほか(2000) Figs. 2, 4に記載された江南断層のおおよその位置と走向(緑太実線)も合わせて示す。

Fig. 6 a) Depth section with poststack migration of Yamaguchi *et al.* (2000) reproduced from their Fig. 6c. Dipping reflectors (solid green line) seen between CMPs 1700 and 1900 are superimposed on their figure with the inclination angles we measured (green numerals). b) The CMP stacking lines of the seismic reflection surveys by Kano *et al.* (2003) (Konan2001; solid red line), whose records are analyzed in this study, and by Yamaguchi *et al.* (2000) (S2; dotted purple line). The positions of the CMP numbers of the survey by Yamaguchi *et al.* at interval of 100 and those by Kano *et al.* for CMPs 5 and 400, which are referred in the text, are also shown. A rough linear approximation of the CMP lines by Yamaguchi *et al.* and its perpendiculars are shown as blue dot-dash lines. Green thick line shows the estimated location and strike of the presumed Konan Fault drawn in Figures 2 and 4 of Yamaguchi *et al.* (2000).



第7図 a) 受振点各点での上下動成分のギャザ。b) ラディアル成分の受振点ギャザ。ラディアル成分のみで観測された反射波を青線で、ラディアル成分に加え上下動成分でも観測された反射波を緑線で示した。前者はP-SV反射波、後者はP-P反射波と考えられる。受振点番号および対応するCMP番号を上部に記した。受振点の位置は第1図に示した。

Fig. 7 a) Vertical component receiver gathers. b) Radial component receiver gathers. Detected reflected waves observed on only b) are shown by blue lines; waves on a) and b) by green lines. The former reflected waves can be considered as P-SV reflected waves; the latter P-P reflected waves. The receiver numbers with the corresponding CMP numbers are shown above. See Figure 1 for receiver locations.

おり、両測線は江南2001測線CMP 50付近でほぼ直角に交差する。RAN97測線の時間断面は笠原(2001)に載せられており、江南2001測線に対応すると推測できる共通反射点付近には、往復走時1 s弱まで北落ちの反射面が複数見える。これらの反射面が江南2001測線で観測された反射面に対応すると考えられるが、江南2001測線ほど細かな構造が分離されていないことなどから具体的な対応をみることは難しい。このほか、稲崎ほか(1988)は、荒川右岸および左岸の堤防上で線長1.5 km、1.3 kmの反射法探査を行っている。これらの測線は江南2001測線の北～北東を東西方向に伸びている。これら測線の反射断面にも、江南2001測線同様、それぞれ0.3 s、0.5 sほどまで東に傾斜する反射面が複数見えている。

この江南町での調査では、府中市での調査(大滝ほか, 2011)と違い、明瞭なP-SV反射波が各CMPでそれぞれ1本ほど観測されたにとどまった。これは、屈折S波または表面波の速度が約650 m/sと速く大振幅であること(加野ほか, 2003)などが要因と考える。観測されたP-SV反射波は、往復走時1,000～2,000 msに位置する。これは、より走時の早いP-P反射波からの多重反射が減衰した結果、P-SV反射波が観測されるようになったと考えることができる。これは長い記録長がP-SV反射波観測には有利となる可能性を示唆する。

6. おわりに

本稿では、2001年に埼玉県江南町の荒川近くの低地で行った3成分反射法探査記録を扱った。当初の目的であった明瞭なP-SV反射波はほとんど確認できなかったが、P-P反射波は確認できた。このP-P反射波を解析したところ、測線下には複数の傾斜した反射面が存在することがわかった。面が深くなるにつれ、その傾斜はほぼ線形に増加する。この結果は、断層運動が一定の割合で継続していたことを示唆する。この探査測線はほぼ直線であったが、近隣の別の探査結果と合わせ、反射面のおおよその傾斜方向を求めることができた。

謝辞：図作成にはthe Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel and Smith, 1998)、基図として国土地理院の数値地図25000宇都宮を用いた。地質情報研究部門(2019年より地圏資源環境研究部門) 山口和雄氏には反射法記録の処理環境を整える上でお世話になった。また氏らの探査測線についてお教えいただいた。地質情報研究部門 稲崎富士氏には周辺の探査情報についてお教えいただいた。査読者の地圏資源環境研究部門 横田俊之氏からは論文の改訂に役立つコメントを多くいただいた。ここに記して感謝します。

文献

- Aki, K. and Richards, P. G. (1980) *Quantitative Seismology: Theory and Methods, vol. 1*, W. H. Freeman and Company, New York.
- Avseth, P., Mukerji, T. and Mavko, G. (2010) *Quantitative Seismic Interpretation: Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk*. Cambridge University Press, paperback edition, 359p. doi:10.1017/cbo9780511600074
- Castagna, J. P., Batzle, M. L. and Eastwood, R. L. (1985) Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. *Geophysics*, **50**, 571–581. doi:10.1190/1.1441933
- 堀口萬吉(1995) 関東平野西縁江南台地で発見された活断層. 日本地質学会第102年学術大会講演要旨, 121.
- 井川 猛・川中 卓・小澤岳史・伊藤谷生・笠原敬司・佐藤比呂志(1998) 関東平野北西部の反射法地震探査による地下構造. 1998年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, SL-p013.
- 稲崎富士・神保 悟・長沢政和・阿部昌彦・池田研一・杉本芳博(1988) 熊谷市西方における反射法探査. 物理探査学会第78回学術講演会論文集, 110–113.
- 入倉孝次郎(1995) 兵庫県南部地震の震源断層, 強震動と被害の特徴. 物理探査, **48**, 463–489.
- Kano, N., Yokokura, T. and Yamaguchi, K. (2003) A P-S converted-wave survey with severe statics problems on a Quaternary plain. *Exploration Geophysics*, **34**, 151–157. doi:10.1071/EG03151
- 加野直巳・横倉隆伸・山口和雄・大滝壽樹(2003) 傾斜成層構造のPS反射法調査. 物理探査学会第108回学術講演会論文集, 227–230.
- 加野直巳・横倉隆伸・山口和雄・木口 努(2004) PS変換波を利用した反射法の基礎実験. 物理探査, **57**, 285–296.
- 加野直巳・横倉隆伸・大滝壽樹(2008) PS変換波を用いたS波速度の推定. 最新の物理探査適用事例集, 物理探査学会, 219–226.
- 笠原敬司(2001) 首都圏のバイプロサイス地震波反射法による地下構造調査. 月刊地球号外, **34**, 165–179.
- 川瀬 博・松島信一・Graves, R. W.・Somerville, P. G. (1998) 「エッジ効果」に着目した単純な二次元盆地構造の三次元波動場解析—兵庫県南部地震の際の震災帯の成因—. 地震第2輯, **50**, 431–449. doi:10.4294/zisin1948.50.4_431
- 水野清秀・伏島祐一郎・須貝俊彦・杉山雄一・細矢卓志・山崎晴雄(2002) 埼玉県岡部町及び江南町における深谷断層系の活動履歴調査. 活断層・古地震研究報告, No. 2, 25–40.
- 大滝壽樹・加野直巳・横倉隆伸(2011) P波反射法測線に加えた3成分地震計1個でのS波速度の簡易推定法. 地震 第2輯, **63**, 107–121. doi:10.4294/zisin.63.107
- Schön, J. H. (2011) *Physical Properties of Rocks: A Workbook, Handbook of petroleum exploration and production*, **8**, Elsevier, Oxford, 481p.
- Sheriff, R. E. and Geldart, L. P. (1995) *Exploration seismology 2nd ed.*, Cambridge University Press, New York, 592pp.
- 須藤 斎・高橋雅紀・柳沢幸夫(2002) 埼玉県比企丘陵の中部中新統から産出した珪藻化石—微化石年代による岩層層序の再検討—. 地質学雑誌, **108**, 4, 266–278.
- 鈴木宏芳(2002) 関東平野の地下地質構造. 防災科学技術研究所研究報告, **63**, 1–19.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of Generic Mapping Tools released. *EOS, Transactions, AGU*, **79**, 579.
- 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・横田俊之・田中明子・佐藤比呂志(2000) 深谷断層周辺における反射法地震探査——江南台地と妻沼低地の地下構造——. 地震 第2輯, **53**, 115–125. doi:10.4294/zisin1948.53.2_115
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・衣笠善博(2003) S波速度構造の解析手法. 地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究 平成14年度研究成果報告書, 141–148.

(受付：2021年3月8日； 受理：2022年2月25日)

地質調査総合センター研究資料集

- 718 東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測施設整備工事（愛媛県松山市地区）報告書 佐藤 努・北川 有一・小泉 尚嗣・木口 努・名取 二郎・芳賀 政蔵
- 719 伊豆大島火山地質図（暫定版 2021） 川辺 禎久
- 720 中国地域の地殻内応力マップデータ 今西 和俊・内出 崇彦・椎名 高裕・松下 レイケン・中井 未里
- 721 始良カルデラ大隅降下軽石の地点層厚データ 下司 信夫・西原 歩亮
- 722 大規模火砕噴火推移時系列データ集 その2 下司 信夫・池上 郁彦・西原 歩
- 723 日光白根火山の噴火記録集 及川 輝樹
- 725 第2白嶺丸重力データ 石原 丈実・小田 啓邦
- 726 産総研地下水等総合観測井における透水性評価のための孔井内測定手法の適用事例：主に測定時の制約に対応するために 木口 努・桑原 保人
- 727 蛍石の「履歴書」（補遺） 佐脇 貴幸
- 728 屈斜路・三瓶・鬼界・十和田・鬱陵島・白頭山火山の大規模噴火の前駆活動と噴火推移 金田 泰明・宝田 晋治・下司 信夫
- 729 粘土ノルム計算プログラム (N88 BASIC) の Windows 10® 上での利用 高木 哲一・大野 哲二
- 730 地質標本館緊急展示：福徳岡ノ場火山 2021 年噴火とその漂流軽石 草野 有紀・及川 輝樹・川邊 禎久・池上 郁彦・Christopher Conway・岩橋 くるみ・山崎 雅・古川 竜太・森田 澄人・清家 弘司・横井 久美

地質調査総合センターの最新出版物

5 万分の 1 地質図幅	豊田
20 万分の 1 地質図幅	野辺地 (第 2 版)
土壌評価図	E-8 表層土壌評価基本図 ~四国地域~
水文環境図	No. 6 山形盆地 (第 2 版) No. 12 紀の川平野
空中磁気図	No. 48 仙台平野南部沿岸地域高分解能空中磁気異常図
重力図	No. 34 名古屋地域重力図 (ブーゲー異常)
海陸シームレス地質図	S-7 海陸シームレス地質情報集「相模湾沿岸域」
大規模火砕流分布図	No. 1 始良カルデラ入戸火砕流堆積物分布図
その他	東・東南アジア磁気異常図 改訂版 (第 3 版) 中部地方の地球化学図

地質調査研究報告編集委員会

委員長 鈴木 淳
副委員長 佐々木 宗建
委員 宮城 磯 治
松本 弾 子
東郷 洋 子
高木 哲 一
川辺 能 成
大谷 竜 竜
長森 英 明
工藤 崇 崇
天野 敦 子
納谷 友 規
森 尻 理 恵

Bulletin of the Geological Survey of Japan Editorial Board

Chief Editor: SUZUKI Atsushi
Deputy Chief Editor: SASAKI Munetake
Editors: MIYAGI Isoji
MATSUMOTO Dan
TOGO Yoko
TAKAGI Tetsuichi
KAWABE Yoshishige
OHTANI Ryu
NAGAMORI Hideaki
AMANO Atsuko
NAYA Tomonori
KUDO Takashi
MORIJIRI Rie

事務局

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター
地質情報基盤センター 出版室
<https://www.gsj.jp/inquiries.html>

Secretariat Office

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology
Geological Survey of Japan
Geoinformation Service Center Publication Office
<https://www.gsj.jp/en/>

地質調査研究報告 第73巻 第1号
令和4年3月25日 発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒305-8567
茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

Bulletin of the Geological Survey of Japan
Vol. 73 No. 1 Issue March 25, 2022

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1, Higashi,
Tsukuba, Ibaraki 305-8567 Japan

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 73 No. 1 2022

CONTENTS

Subsurface Pleistocene magnetostratigraphy under the Aburagafuchi Lowland in the southwestern Nishi-mikawa Plain, central Japan

HANEDA Yuki, NAKATANI Koretaka and MIZUNO Kiyohide 1

Seismic reflection survey at Konan Town, Saitama Prefecture, Japan: linear dependence of the dip angles of reflection layers with depth

OHTAKI Toshiki, KANO Naomi, and YOKOKURA Takanobu 19