

科学研究費助成事業 研究成果報告書

平成 29 年 6 月 16 日現在

機関番号：82110

研究種目：挑戦的萌芽研究

研究期間：2014～2016

課題番号：26630468

研究課題名(和文) ESR年代測定法を用いた泥火山の形成プロセスの解明

研究課題名(英文) Study on formation mechanism of mud volcano by ESR geochronology

研究代表者

宮川 和也 (Miyakawa, Kazuya)

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構・バックエンド研究開発部門 幌延深地層研究センター・研究員

研究者番号：90721225

交付決定額(研究期間全体)：(直接経費) 2,200,000円

研究成果の概要(和文)：泥火山現象に対して、地下空間の有効利用や地球温暖化ガスの把握などのために、近年地球科学的な調査が実施されている。北海道道北にある上幌延泥火山の噴出年代を調査するために、電子スピン共鳴(ESR)年代測定法を、泥火山噴出物に対して適用した。電気探査やボーリング調査、化学分析、ESR測定を実施し、泥火山現象に対するESR年代測定法の適用性を確認することができ、今後の泥火山研究に貢献できる成果が得られた。

研究成果の概要(英文)：Concern regarding onshore mud volcanism has been growing over the past decade, especially as related to hazard mitigation and the construction of underground facilities for storage of hazardous waste. In this study, the age of mud volcanism of the Kamihoronobe mud volcano in northern Hokkaido was investigated by using electron spin resonance (ESR) geochronology. Electronic, boring, chemical, and ESR surveys were conducted. ESR geochronology was appropriately applied to the mud sediments. This method confirmed in this study will contribute to the world wide research related to mud volcanism.

研究分野：地球化学

キーワード：泥火山 mud volcano ESR 電子スピン共鳴

1. 研究開始当初の背景

泥火山とは、堆積岩地域において石油・天然ガスや地下水を伴い噴出した泥により形成された地形的高まりであり、資源調査や温室効果ガスの観点から研究がなされている (e.g., Kopf, 2002; Etiope et al., 2008)。一方で、2006年にインドネシアで活動を開始した LUSI 泥火山は、1万5千人以上の避難者を出し、周辺環境に甚大な被害を与えた (Mazzini et al., 2007)。また、鍋立山トンネルの膨張性地山による難工事と、その付近の泥火山の分布との関連性が検討されるなど (田中, 2009)、人間活動への影響という観点から、泥火山活動の場所や時空間の規模を絞り込む必要性が認識されている。このためには、泥火山の形成プロセスを明らかにする必要がある。

研究代表者は、これまでに北海道北部にある上幌延泥火山の噴出物の起源と形成プロセスの解明を試みており (Miyakawa et al., 2013)、上幌延泥火山の噴出物が深度 2-3 km にある白亜系の砂岩を起源とすることを明らかにした。泥火山は、通常は泥が卓越するが、上幌延泥火山は、砂が卓越することが特徴的である。研究代表者はさらに、ガスの存在が上幌延泥火山のリザーバーの形成において重要な役割を果たした可能性を提案している。リザーバーの形成プロセスに対して、泥火山の形成年代や活動周期は重要な知見を与えるが、適切な年代の推定が困難であるため、これまでに一例の報告も無い。

2. 研究の目的

本研究の目的は、砂粒子に着目し、電子スピン共鳴 (ESR) 年代測定により、泥火山の形成年代や活動周期を明らかにすることである。

泥火山の形成プロセスを明らかにするためには、岩石と水、ガスの化学分析から包括的な議論を行う必要があるが、このような観点からの研究例は Nakada et al. (2011) による中国の Junggar 盆地の一例のみである。日本やイタリア、台湾などの類似した構造地質環境における泥火山は、その多くが第三系の泥岩層に形成されている。一方、上幌延泥火山のリザーバーは、白亜系の砂岩層であることから、この形成プロセスを明らかにすることは、泥火山研究に対して新しい知見を提供できる。泥火山の形成年代、活動周期が明らかになると、上幌延泥火山が位置する天北油・ガス田の発達史と合わせて考察を行うことで、泥火山活動の生じ得る活動域や時空間の規模に新たな制約を与えることができ、資源開発や国土の有効利用に貢献することができる。

3. 研究の方法

(1) 調査地域の地質概要

幌延町の位置する天北地域は北海道の道北に位置し、そこは新第三系から第四系の厚い堆積層に覆われており、石油天然ガス地域として知られている (長尾, 1960)。本地域は、

オホーツクプレートとアムールプレートの境界の近くに位置しており、東西圧縮によるテクトニックな応力による活褶曲構造が、約 2-3 百万年前に形成された (小椋・掃部, 1992)。本地域を構成する堆積層は、上部から順に声間層 (オパール A を含む新第三系珪藻質泥岩)、稚内層 (オパール CT を含む新第三系珪質泥岩)、増幌層 (新第三系の礫岩層を含む砂泥互層)、曲淵層 (古第三系の砂岩、凝灰岩を含む泥岩層)、羽幌層 (古第三系の石炭層を含む砂泥互層)、函淵層群 (白亜系の石炭層を含む砂岩、泥岩)、蝦夷層群 (白亜系の砂岩、泥岩) である。上幌延泥火山の周辺の表層地質は増幌層である (図 1)。

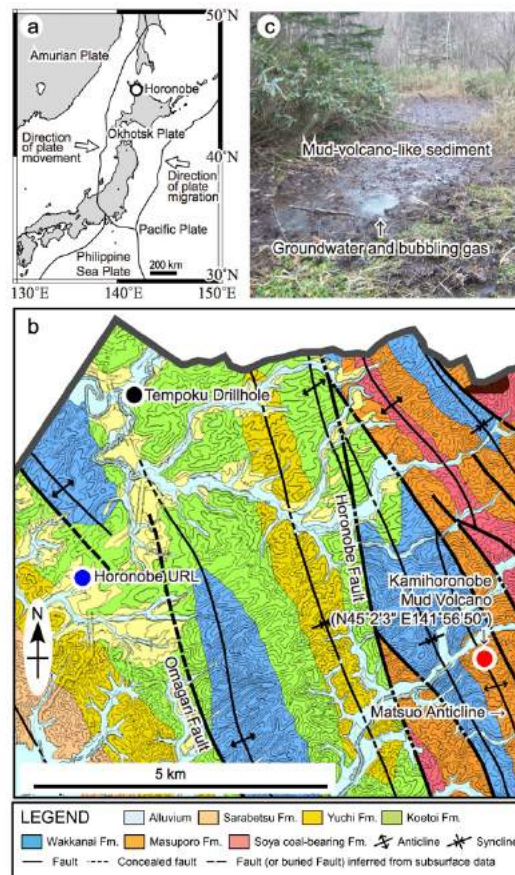


図 1 上幌延泥火山周辺の表層地質図 (Miyakawa et al., 2013 を一部改変)。a: 日本周辺のテクトニックマップ, b: 表層地質図 (Ota et al., 2011 を一部改変), c: 上幌延泥火山噴出部の写真。

上幌延泥火山 ($45^{\circ}02'3''$ N, $141^{\circ}56'50''$) はおおそ松尾背斜軸上に位置しており (図 1)、この松尾背斜は稚内層の堆積前から第四系の堆積層の堆積前までの期間に形成されたと考えられている (広岡, 1962)。上幌延泥火山は、コーン状の地形的高まりは見られず、平らな泥質堆積物が見られるのみである (図 1)。上幌延泥火山からは、泥質噴出物のみでなく、高塩分濃度の地下水とメタンや二酸化炭素の気泡が湧出しており、その湧出量はそれぞれおおそ $2 \text{ m}^3/\text{day}$ と $40 \text{ L}/\text{day}$ である (Miyakawa et al., 2013)。

(2) 電気探査

試料の採取のために、ボーリング調査を行う位置を調査することを目的とした比抵抗電気探査を行った。電気探査は、約 100 m の 3 本の側線 (L-1, L-2, L-3) (図 2) に対し、二次元比抵抗探査を実施し、高比抵抗と低比抵抗を示す 2 地点 (S1, S2) (図 3a) に対し、比抵抗法垂直探査を実施した。二次元比抵抗探査の結果は、専用の解析ソフト (E-tomo) を用いて逆解析し、比抵抗分布を求めた。垂直探査は、シュランベルジャー法を用いて行い、カーブマッチング法により逆解析を行った。その結果、深度 50 m まで一様な比抵抗が 5 Ω m 以下の低比抵抗分布が得られた (図 3)。

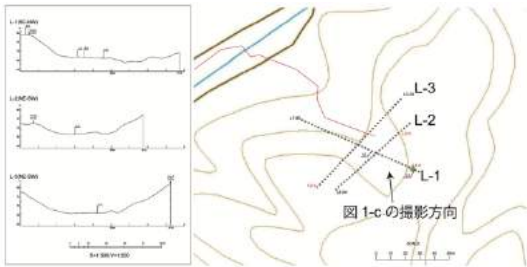


図 2 電気探査の側線とその測量結果。場所は図 1b の赤丸の位置。

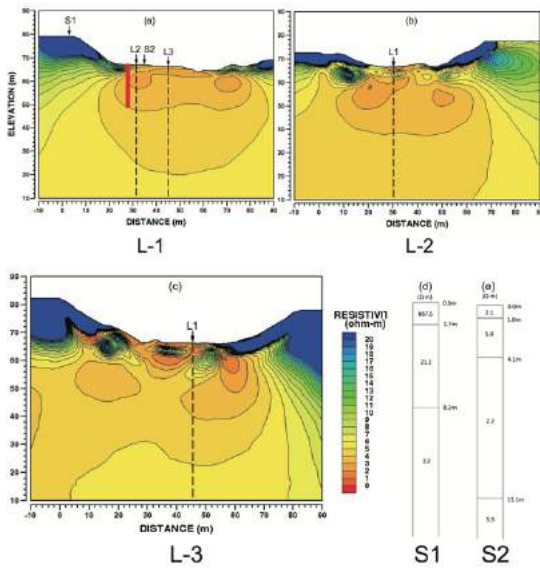


図 3 電気探査の結果とボーリング掘削位置。(a)L-1 側線, (b)L-2 側線, (c)L-3 側線, (d)S1 測点, (e)S2 測点。ボーリングの掘削位置を図 3a に赤色で示す。

(3) ボーリング調査

ボーリングの掘削位置は、電気探査の結果から、二次元比抵抗探査の側線 L1 上にある垂直探査点 S2 の近傍とした (図 3a)。掘削は打ち込み式で、深度 20m まで行った。ボーリングコアの記載を表 1 に示す。コア試料の多くは、電気探査の結果からの予測の通り、深度 20m まで水分・泥・砂を多く含み、未固結の状態であった。深度 1-2m の区間や、深度 17-18m の区間では、掘削の直後から孔が埋まってしまいう状態であった。

Sample No. and Remarks

0-1U	礫混粘土	
0-1M	礫混粘土	礫多い
0-1L	粘土	さらったもの
1-2U	礫質粘土	さらったもの
1-2M	礫混粘土	さらったもの
1-2L	礫混粘土	さらったもの
2-3U	礫混粘土	植物片を多く含む
2-3M	礫混粘土	風化泥岩片をきむ
2-3L	礫混粘土	
3-4U	礫混粘土	この深度まで硬い礫
3-4M	強風化泥岩	この深度から風化泥岩礫が主
3-4L	強風化泥岩	
4-5U	強風化泥岩	4-5Uと4-5Mとの間に砂岩の薄層を挟む
4-5M	強風化泥岩	
4-5L	不明	
5-6U	泥岩	破碎された泥岩に砂・粘土が入っている
5-6M	泥岩	
5-6L	粘土	砂岩・泥岩湿り(砂ではない)、さらったもの
6-7U	粘土混砂	砂岩ほい、柔らかい
6-7M	礫質粘土	
6-7L	礫質粘土	
7-8U	粘土質礫	
7-8M	粘土質礫	
7-8L	粘土質礫	
8-9U	粘土質礫	
8-9M	粘土質礫	
8-9L	粘土質礫	
8-9L	粘土質礫	8-9Lと9-10Uとの間に明瞭な境界有り
9-10U	泥岩	
9-10M	泥岩	
9-10L	泥岩	
10-11U	粘土質礫	岩片の隙間を粘土が埋めている
10-11M	泥岩	
10-11L	粘土質礫	
11-12U	粘土質礫	
11-12M	粘土質礫	
11-12L	粘土質礫	
12-13U	粘土質礫	
12-13M	粘土質礫	
12-13L	粘土質礫	
13-14U	礫混粘土	
13-14M	礫混粘土	
13-14L	礫混粘土	
14-15U	礫混砂質粘土	
14-15M	礫混粘土	
14-15L	砂質粘土	
15-16U	シルト質砂	
15-16M	シルト質砂	この深度から砂粒子が荒くなる
15-16L	シルト質砂	
16-17U	シルト質砂	
16-17M	シルト質砂	
16-17L	シルト質砂	
17-18U	粘土質砂	さらったもの
17-18M	粘土質砂	さらったもの
17-18L	粘土質砂	さらったもの
18-19U	粘土	18-19Uと18-19Mとの間に砂の貫入の跡有り、黒い墨片有り
18-19M	シルト混砂	
18-19L	砂	
19-20U	砂	
19-20M	砂	
19-20L	シルト質砂	

表 1 採取試料の性状。数字は深度区間を示し、U は上部、M は中央部、L は下部を意味する。

(4) 試料の化学分析

No.	試料名	主成分 (平均値) (単位: wt%)														主成分割合 (%)		
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	LOI				
1	0-1U																	
2	0-1M																	
3	0-1L																	
4	1-2U																	
5	1-2M																	
6	1-2L																	
7	2-3U																	
8	2-3M																	
9	2-3L																	
10	3-4U																	
11	3-4M																	
12	3-4L																	
13	4-5U																	
14	4-5M																	
15	4-5L																	
16	5-6U																	
17	5-6M																	
18	5-6L																	
19	6-7U																	
20	6-7M																	
21	6-7L																	
22	7-8U																	
23	7-8M																	
24	7-8L																	
25	8-9U																	
26	8-9M																	
27	8-9L																	
28	9-10U																	
29	9-10M																	
30	9-10L																	
31	10-11U																	
32	10-11M																	
33	10-11L																	
34	11-12U																	
35	11-12M																	
36	11-12L																	
37	12-13U																	
38	12-13M																	
39	12-13L																	
40	13-14U																	
41	13-14M																	
42	13-14L																	
43	14-15U																	
44	14-15M																	
45	14-15L																	
46	15-16U																	
47	15-16M																	
48	15-16L																	
49	16-17U																	
50	16-17M																	
51	16-17L																	
52	17-18U																	
53	17-18M																	
54	17-18L																	
55	18-19U																	
56	18-19M																	
57	18-19L																	
58	19-20U																	
59	19-20M																	
60	19-20L																	

表 2 主要鉱物組成 (橙) と微量鉱物組成 (青) の深度分布。主要鉱物は、石英、長石、緑泥石、イライト、スメクタイトであり、微量鉱物は、炭酸塩鉱物、黄鉄鉱、輝沸石である。

コア試料の 1m から 3 箇所 (上部、中央部、

下部) からコア試料を採取し (表 1), 鉱物組成と化学組成をそれぞれ X 線回折分析 (XRD) と蛍光 X 線分析 (XRF) により求めた. 含水比については, 試料を 50-80°C で 1 週間乾燥させ, 乾燥の前後の重量から求めた. XRD の結果を表 2 に示し, XRF の結果を図 4 に示す.

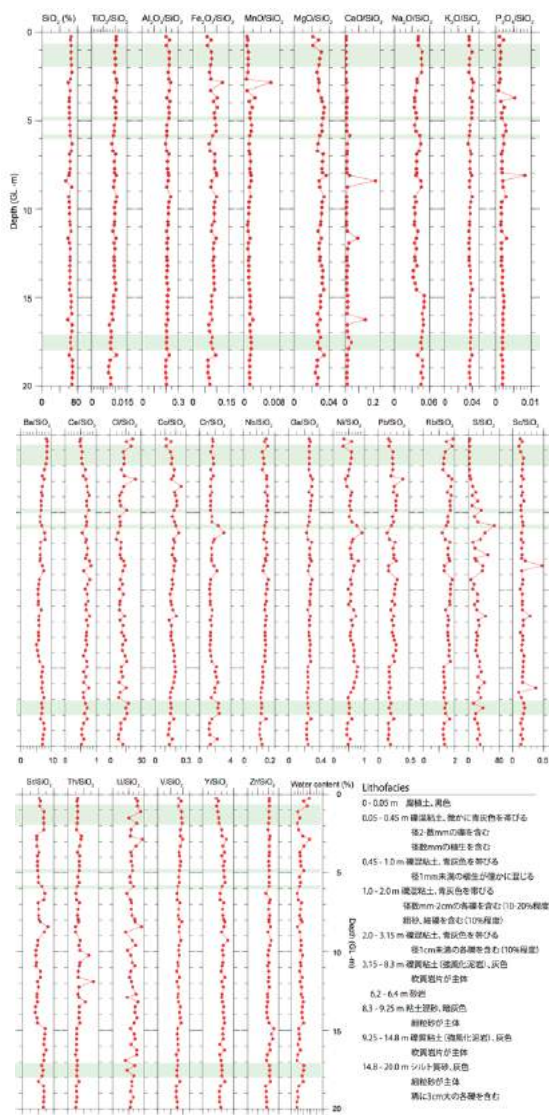


図 4 XRF 分析結果及び含水率の深度分布. 緑で示される深度の試料は, 採取時に崩れてしまい, 深度情報が正確ではないものである.

Miyakawa et al. (2013) では, 地表部の泥火山噴出物の分析結果から, この泥火山噴出物が下部の増幌層, 羽幌層, 函淵層群の混ざったものであることを報告している. 本研究で得られた地表部より深度 20m のコア試料の分析結果を, Miyakawa et al. (2013) の結果と合わせて図 5 に示す. 図 5 から, 少なくとも深度 20m までは, 下部の増幌層, 羽幌層, 函淵層群の混ざったものであることが分かる. このことは, 函淵層群に特徴的な鉱物である輝沸石が, コア試料全体を通して普遍的に認められることから支持される (表 2).

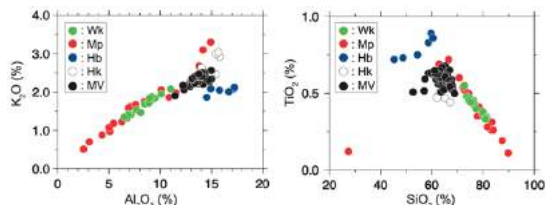


図 5 元素濃度の相関図. Wk: 稚内層, Mp: 増幌層, Hb: 羽幌層, Hk: 函淵層群, MV: 上幌延泥火山 (コア試料).

(5) 試料の ESR 測定

本研究では, 上幌延泥火山噴出物中の主要構成鉱物である石英 (砂粒子) に着目し, 外部からの被曝線量が粒径によって変わることに着目した ESR アイソクロン年代測定法 (Ikeya et al., 1995) を適用する. この手法は, 時間ゼロの時の ESR 信号の濃度にばらつきが無いことを仮定している. そして, その後に受ける放射線量が α 線や β 線の透過距離によって変わることから, 年代とともに増加する ESR 信号の強度が粒径によって異なることになる. したがって, 横軸に年間線量 (粒径に依存) を取り, 縦軸に等価線量をプロットして得られる直線の傾きから年代が求められる.

本研究では, ESR アイソクロン年代測定法の他に, γ 線照射による成長曲線を用いた通常の ESR 年代測定を各粒径毎に行なった. そのためには, 比較的多量の石英粒子が必要となるため, 砂質分を比較的多く含む次の 3 区間から試料を採取した: 4-5 m, 7-8 m, 17-20 m. 試料の前処理は, 次のように行なった: ① コア試料を多量の水で洗い, 多量に含まれる粘土及び大きな有機物片などを取り除いた. ② 過酸化水素と塩酸を用いて, 有機物と炭酸塩鉱物を取り除いた後, 試料を水洗いし, 乾燥させた. ③ 篩を用いて, 250-420 μm , 125-250 μm , 75-125 μm , 32-75 μm , 32 μm 以下の粒径に分けた. ④ 各フラクションに対して, 磁力選鉱機を用いて, できるだけ石英粒子のみを抽出した. ⑤ 各フラクションに対して, 重液分離を行ない, 最終的に抽出された石英粒子を, ESR 測定用の試料として用いた. なお, ESR 測定における石英粒子の一般的な抽出方法では, 最後にフッ酸を用いた化学処理により長石類を除去し, 石英粒子の純度を上げるが, アイソクロン年代測定法では, 石英粒子の表面の α 線の影響も得る必要があるため, フッ酸処理は行っていない.

磁力選鉱機は, Frantz Magnetic Barrier Laboratory 社の Model LB-1 を用いた. 横の傾斜角を約 3° , フロントの傾斜角を約 10° に設定し, 電流・電圧は, 約 2 A と 150 V で, 各フラクションに対して, 計 3-4 回の分離操作を行なった. 重液分離では, ポリタングステン酸ナトリウム溶液を用いて, 2 段階の分離を行なった. 最初に, 比重 2.63 g/cm^3 に調整した重液を用いて, 沈殿物を回収した. 次に, 比重 2.68 g/cm^3 に調整した重液を用いて浮遊物を回収することで, 長石類と石英とを分離した.

分離された石英粒子の粒径毎のフラクションに対して、ガンマ線照射を行なった。ガンマ線照射は、量子科学技術研究開発機構・高崎量子応用研究所のコバルト 60 を用いた照射施設を利用した。線量率は、5.93 C/kg h とし、計 4 時間の照射により、試料に対して 50, 100, 200, 400, 800 Gy の追加の被曝線量になるように照射した。

以上の前処理により得られた石英試料の ESR 信号を、日本原子力研究開発機構・土岐地球年代学研究所において、日本電子社製 JES-X320 を用いて測定した。最初に、液体窒素を用いて 77K の温度条件で、Al 中心及び Ti-Li 中心の ESR 信号を出力 5 mW で測定した。次に、常温で E₁ 中心の ESR 信号を出力 0.01 mW で測定した。その後、石英試料を 300°C で 15 分間加熱処理し、再度、常温で E₁ 中心の ESR 信号を出力 0.01 mW で測定した。年代測定に用いるのは、E₁ 中心の測定結果である。図 6 に例として、17-20m から採取した石英試料の 250-420 μm フラクションに 200 Gy のガンマ線を照射した試料の E₁ 中心の ESR スペクトルを示す。

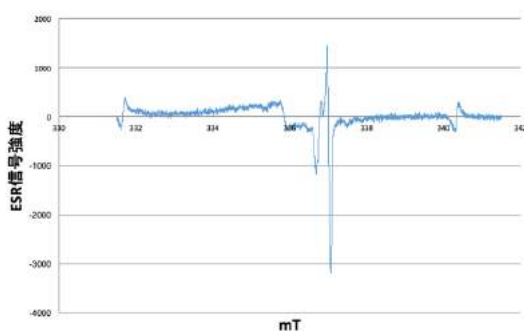


図 6 ESR 測定結果 (E₁ 中心) の例. 332 mT 及び 340 mT に見える変化は、内標準として用いた Mn マーカーである。

4. 研究成果

(1) 通常の ESR 年代測定

図 7-9 に 4-5 m, 7-8 m, 17-20 m から採取した石英試料の E₁ 中心の成長曲線をそれぞれ示す。ここでは、成長曲線を 1 次関数で近似した。7-8 m の資料については、32-75 μm の試料のみ、正の傾きを示す直線が得られた。

図 7-9 の結果から、4-5 m の試料からは、約 30-80 万年の年代が得られ、7-8 m の試料からは、約 40 万年の年代が得られ、17-20 m の試料からは、約 30 万年の年代が得られた。

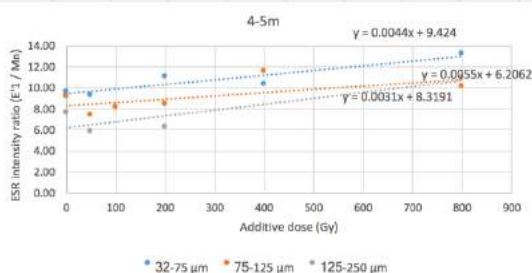


図 7 4-5 m の石英試料の成長線。

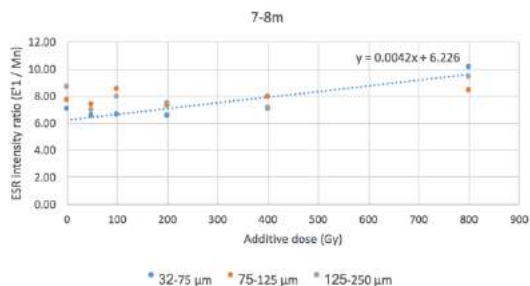


図 8 7-8 m の石英試料の成長線。

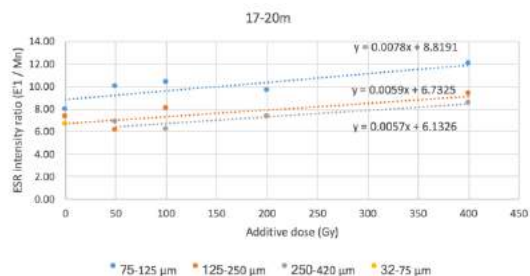


図 9 17-20 m の石英試料の成長線。

(2) ESR アイソクロン年代測定

ESR 測定結果から、アイソクロン年代として意味のある結果が得られたのは、17-20 m の試料のみであった (図 10)。得られたアイソクロン年代は、約 15 万年であった。

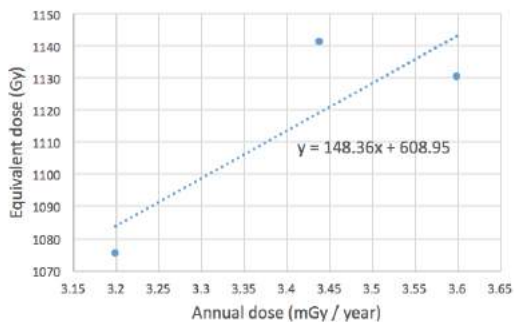


図 10 ESR アイソクロン。

得られた年代測定の結果は、誤差の大きいものであるため、異なる深度の試料が示す年代値の違いが、異なる噴出年代を示すものであるのか、判断がつかない結果となった。しかしながら、上幌延泥火山は、少なくとも約 80-20 万年前に噴出し、形成されたものである可能性が示唆された。この年代は、テクトニックな東西圧縮により本地域が隆起に転じ、比較的大きな地殻変動が生じた時期と一致する。

ここで報告した、本成果は、暫定的なものであり、年間線量の再評価や成長曲線の再評価などにより、年代値が変わる可能性がある。これらの詳細な計算過程については、本報告では割愛した。また、本研究は、挑戦的萌芽研究であるが、非常に限られた予算の中、特にボーリング調査については、十分な掘削深度を得られなかった。しかしながら、電気探査や化学分析, ESR 測定とも全て、直営で実施し、最終的な狙いである ESR アイソクロン年代測定法の適用性を確認することができたため、最低限の成果は出すことができたと考えてい

る。今後は、本成果を精査し、学術雑誌にて公表したい。

<引用文献>

- Etiopie et al. (2008) Geophys. Res. Lett. 35, L09307.
広岡 (1962) 石技誌 27, 113-134.
Ikeya et al. (1995) Jpn. J. Appl. Phys. 34, L334-L337.
Kopf (2002) Rev. Geophys. 40, 1005.
Mazzini et al. (2007) Earth Planet. Sci. Lett. 261, 375-388.
Miyakawa et al. (2013) Geochem. Geophys. Geosys. 14, 4980-4988.
長尾 (1960) 地質図幅 豊富 (旭川-第15号).
Nakada et al. (2011) Appl. Geochem. 26, 1065-1076.
小椋・掃部 (1992) 石技誌 57, 32-44.
Ota et al. (2011) JAEA-Research 2010-068.
田中 (2009) 地学雑誌 118, 578-586.

5. 主な発表論文等

[学会発表] (計 1 件)

① 宮川 和也, 宮良 信勝, 柴田 健二, 徳安 佳代子, 清水 麻由子, 上幌延泥火山における電気探査とボーリング調査-泥火山噴出物の ESR 年代測定に向けて-, 日本地球化学会 第 63 回年会, 2016 年 9 月 14 日, 大阪市立大学 杉本キャンパス (大阪府大阪市)

[その他]

ホームページ等

① 上幌延泥火山での電気探査と簡易ボーリングの実施について

<http://www.jaea.go.jp/04/horonobe/forum/14/0801.html>

② 上幌延泥火山での簡易ボーリングの実施

<http://www.jaea.go.jp/04/horonobe/cyoua/kenkyu27.html#0703>

6. 研究組織

(1) 研究代表者

宮川 和也 (MIYAKAWA, Kazuya)

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構・バックエンド研究開発部門 幌延深地層研究センター・研究員

研究者番号: 90721225

(2) 研究分担者

村上 拓馬 (MURAKAMI, Takuma)

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構・バックエンド研究開発部門 幌延深地層研究センター・研究員

研究者番号: 30422760

(平成 28 年度より削除)

水野 崇 (MIZUNO, Takashi)

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構・バックエンド研究開発部門 幌延深地層研究センター・研究員

研究者番号: 90421669

(平成 28 年度より削除)

(3) 研究協力者

徳安 佳代子 (Kayoko Tokuyasu)

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構・バックエンド研究開発部門 東濃地科学センター・技術開発協力員

清水 麻由子 (Mayuko Shimizu)

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構・バックエンド研究開発部門 東濃地科学センター・研究員

宮良 信勝 (Nobukatsu Miyara)

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構・バックエンド研究開発部門 幌延深地層研究センター・技術開発協力員

柴田 健二 (Kenji Shibata)

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構・バックエンド研究開発部門 東濃地科学センター・技術開発協力員

曾我 弘一 (Koichi Soga)

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構・バックエンド研究開発部門 幌延深地層研究センター・技術開発協力員

女澤 徹也 (Tetsuya Mezawa)

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構・バックエンド研究開発部門 幌延深地層研究センター・技術開発協力員

松岡 稔幸 (Toshiyuki Matsuoka)

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構・バックエンド研究開発部門 幌延深地層研究センター・研究職

鈴木 庸平 (Yohey Suzuki)

国立大学法人東京大学・大学院理学系研究科・准教授