

利尻島, ギボシ沼割れ目火口における AMS¹⁴C 年代

近藤玲介¹⁾・佐藤雅彦²⁾・宮入陽介³⁾・松崎浩之⁴⁾

¹⁾ 〒101-8301 東京都千代田区神田駿河台 1-1 明治大学文学部

²⁾ 〒097-0311 北海道利尻郡利尻町仙法志字本町 利尻町立博物館

³⁾ 〒277-8564 千葉県柏市柏の葉 5-1-5 東京大学 大気海洋研究所

⁴⁾ 〒113-0032 東京都文京区弥生 2-11-16 東京大学 総合研究博物館

AMS¹⁴C Dating at Giboshi-Numa Eruptive Fissure, Rishiri Island

Reisuke KONDO¹⁾, Masahiko SATO²⁾, Yousuke MIYAIRI³⁾ and Hiroyuki MATSUZAKI⁴⁾

¹⁾School of Arts and Letters, Meiji University, 1-1 Kanda-Surugadai, Chiyoda-ku, Tokyo, 101-8301 Japan

²⁾Rishiri Town Museum, Aza Honcho, Senhoshi, Rishiri, Hokkaido, 097-0311 Japan

³⁾Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 5-1-5 Kashiwanoha, Kashiwa-shi, Chiba, 277-8564 Japan

⁴⁾The University Museum, The University of Tokyo, 2-11-16 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 101-8301 Japan

Abstract. Giboshi-numa eruptive fissure is a flank volcano located on the southeastern part of the Rishiri stratovolcano, Rishiri Island, northern Hokkaido, Japan. During the Final stage (< ca. 45 ka) of its volcanic activities, many lava flows and pyroclastics erupted from the lateral / flank volcano in this area. The Giboshi-numa eruptive fissure and the associated lava flow from this fissure are thought to have been produced by one of the last eruptions in the Final stage. To estimate the eruption age and geo-history of Giboshi-numa eruptive fissure, two AMS¹⁴C ages were obtained from peat and soil collected in the crater. The radiocarbon age of the lowest soil in the fissure was 3,565–3,470 cal. yr BP (1σ). The bottom of the peat, which covered the soil, was 3,070–2,840 cal. yr BP (1σ). These results indicate that the last eruption event of Giboshi-numa eruptive fissure occurred at ca. 3.5 ka. At the end of this eruptive event, a lahar flowed down from the crater. A wetland eventually formed in the crater after ca. 3.0 ka.

1. はじめに

北海道北部の日本海上に位置する利尻島は、全域が第四紀火山である利尻火山からなる(松井ほか, 1967)。利尻火山は、およそ 20 万年前に活動を開始し、数千年前まで火山活動が生じていた活火山として知られる(石塚, 1999; 気象庁, 2013)。利尻火山の火山活動期は、マグマ噴出率や噴火位置などから、複数の時期に区分されている(石塚, 1999; 石塚・中川, 1999)。石塚・中川(1999)は、

利尻火山の活動期を岩石学的記載や鉱物化学組成などにに基づき、初期、最盛期、末期に区分した。初期活動では、長官山(1,218m)を主峰とする長官山成層火山体を形成するとともに、利尻島北部の鴛泊ポン山(444m)をはじめとする複数の溶岩ドームを形成した(石塚, 1999)。最盛期の火山活動は、利尻島中央部の利尻山(1,721m)を主峰とする主成層火山体を成長させるとともに、利尻火山南東地域の溶岩ドームを形成した。末期活動では、初頭に

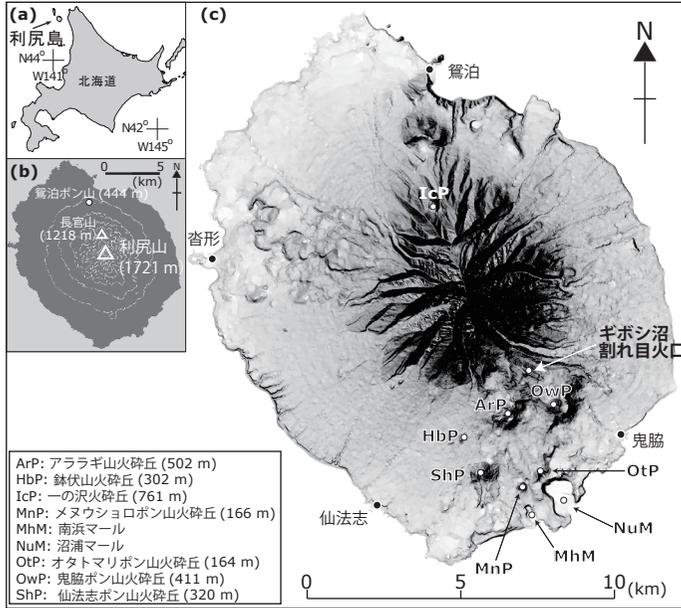


図1. 利尻火山の概観と主な側火山の分布。(a) 利尻島の位置；(b) 利尻島の等高線図。等高線間隔は200m。利尻山は主成層火山体の、長官山は長官山成層火山体の主峰であり、鴛泊ボン山は潜在溶岩円頂丘である（石塚，1999）；(c) 利尻火山の地形（陰影図）と末期活動の主な火砕丘。陰影図は、国土地理院、基盤地図情報（10mメッシュ）から SAGA GIS を用いて作成。

利尻山の山頂付近や山腹から野塚溶岩流、杓形溶岩流、種富溶岩流などの大規模な溶岩流を噴出させた（およそ3万年前頃；三浦・高岡，1993，植木・

近藤，2008；近藤ほか，2014）。引き続き，利尻火山の南東部を中心に多数の火砕丘や割れ目火口，マールを形成させた側噴火活動が生じた。

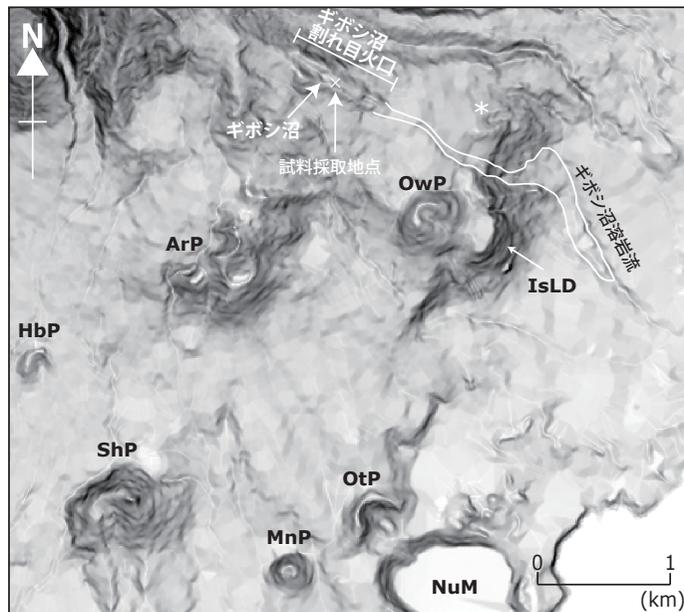


図2. ギボン沼割れ目火口周辺の概観（傾斜図）と調査地点。国土地理院、基盤地図情報（10mメッシュ）から SAGA GIS を用いて作成。図中の IsLD 周辺の急崖を伴う高まりは石山溶岩ドーム（石塚，1999 など）。その他の側火山の記号は図1と同様。なお，ギボン沼溶岩流北方の*付近には既往研究で未記載の割れ目火口状の地形が認められる。

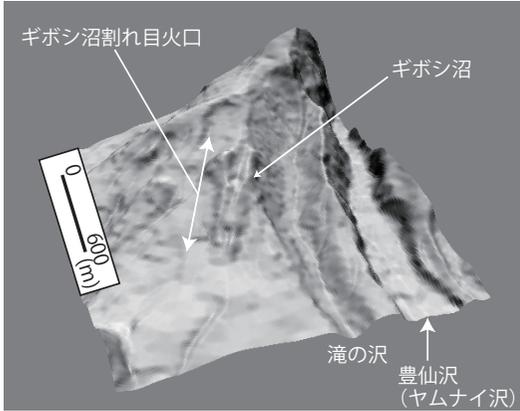


図3. ギボシ沼割れ目火口の鳥瞰図。
国土地理院，基盤地図情報（10mメッシュ）から SAGA GIS を用いて作成。図の上側が利尻山山頂方向（概ね北西方向）。高さは2倍に強調してある。

末期活動の開始時期は、支笏降下第一軽石（以下、Spfa-1；勝井，1959；柳田，1994；町田・新井，2003）と利尻島南岸に分布する火砕物との層序関係から、約4万年前頃以降と推定されている（石塚，1999；暦年代換算で約45ka）。その後、複数の側火山を形成しながら数千年前まで噴火活動が生じ、現在は火山としての寿命を終えたと考えられている（石塚，1999）。しかし、末期中の多数の側噴火活動に関する編年資料の報告は極めて乏しく、側噴火活動の活動履歴や層序については不明な点が多い。そこで本研究では、利尻火山における最新の噴出物の一つである、ギボシ沼溶岩流の給源火口（図1；松井ほか，1967；小林，1987；石塚，1999；以下、ギボシ沼割れ目火口）より得られた有機物試料から AMS¹⁴C 年代値を報告し、割れ目火口の噴火年代を推定することを目的とする。

2. 調査地点周辺の概要

2-1 利尻火山南東部の末期活動による側火山（図2）

利尻火山南東部における末期活動の側噴火活動は、利尻島南岸における火砕物と Spfa-1 テフラとの層序から、およそ45ka以降に開始されたとされる（石塚，1999）。末期活動の初頭には鬼脇ボン山火砕丘が約30ka頃に形成され、最後の比較的大規模な噴火活動として沼浦マールが13ka頃に形成さ

れたことが OSL 年代測定法によって推定されている（近藤，2015）。その後も最新の小規模な噴火により、オタマリボン山火砕丘、仙法志ボン山火砕丘、メヌウシヨロボン山火砕丘、ギボシ沼割れ目火口などが形成され、それぞれから溶岩流が噴出した（石塚，1999）。仙法志ボン山火砕丘より流出した仙法志ボン山溶岩流は、溶岩を被覆する土壤層厚から2,000～7,000年前に噴出したことが推定されている（石塚，1999）。また、南浜マールにおけるボーリング調査の結果から、南浜マールが4kaまでに噴火したこと、メヌウシヨロボン山火砕丘が3.5～4ka頃に活動したことが AMS¹⁴C 年代値に基づき示唆されている（佐藤ほか，2013）。

2-2 調査地点（Loc.1）の記載

ギボシ沼割れ目火口は、利尻火山南東麓の標高約450～580m 付近の尾根上に開口し、少なくとも4つの火口が直線的に配列する（図3；松井ほか，

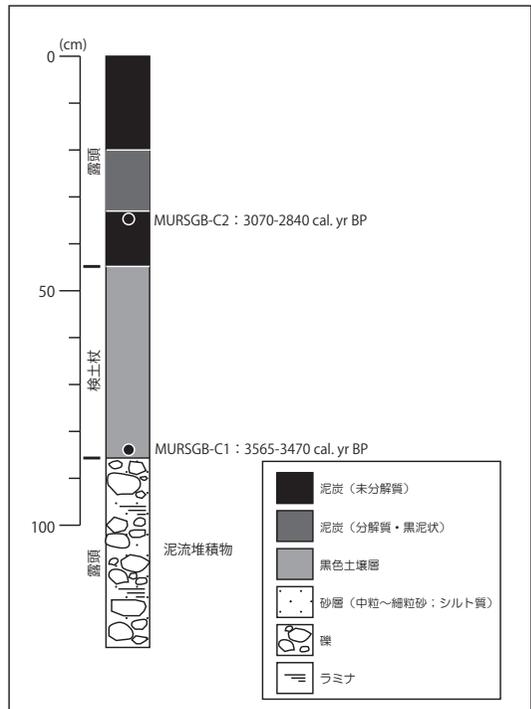


図4. 調査地点の総合柱状図。
露頭での記載部分と検土杖による堆積物の記載部分を統合して示してある。本露頭の最上部は、ギボシ沼湿原表層よりも数10cm下位に位置する。

1967; 小林, 1987, 石塚, 1999). 割れ目火口は北西-南東方向に分布し, 長さが約 750m, 幅が約 40~100m である。割れ目火口の辺縁部には, スパター・コーンと考えられる地形が明瞭に認められる。割れ目火口上部の凹地内(標高 540m)は, 直径約 30m 弱のギボシ沼と主にミズゴケとハイマツなどからなる小規模な湿原(以下, ギボシ沼湿原; 佐藤ほか, 2015)となっている。ギボシ沼の詳細や現生植生については, 本号の佐藤ほか(2015)を参照されたい。ギボシ沼割れ目火口の下流側には, 割れ目火口を給源とする玄武岩質のギボシ沼溶岩流(小林, 1987; 石塚, 1999)が認められる。ギボシ沼溶岩流は標高約 50m まで分布し, 末端付近においては溶岩の地形が明瞭であるが, 割れ目火口下端から標高約 100m にかけては溶岩地形が相対的に不明瞭である。

ギボシ沼割れ目火口内の標高約 539m に位置する Loc.1 は, ギボシ沼湿原の下流側の辺縁部に位置する。Loc.1 は, ギボシ沼湿原の堆積面を侵食する小規模なガリーの谷頭部に位置する高さ 45cm の露頭であり, ギボシ沼湿原を構成する堆積物が露出する(図 4)。露頭では主にミズゴケからなる未分解の泥炭層の間に, 層厚 13cm の分解の進んだ黒泥状の泥炭層を挟む。Loc.1 では, 露頭基部において検土杖を用いて堆積物を採取した結果, 層厚 41cm の黒色土壌層が確認された。また, 黒色土壌層の直下には不淘汰な砂礫層が堆積していることが確認された。Loc.1 の露頭および検土杖調査地点から数 m 離れた下流側のガリー内では, 黒色土壌層下位の不淘汰な砂礫層が断片的に露出する。周辺の小露頭での記載の結果, 不淘汰な砂礫層は層厚 1m 以上であり, 砂礫層中に含まれる礫は平均礫径約 5cm, 最大礫径約 50cm の玄武岩の垂角礫および垂円礫からなる。これらの砂礫層には, 高温酸化が認められる礫や, 熱水または火山ガスによると思われる変質により風化が著しい碎屑物が多く含まれる。基質はシルト分に富み, ラミナが認められる場合がある。これらの特徴から, 黒色土壌層下位に堆積する不淘汰砂礫層は泥流堆積物と判断された。

なお, Loc.1 の泥炭露頭における堆積物の露出部

表 1. AMS¹⁴C 年代測定結果

ID	Labo. Code	Radiocarbon Age (yr BP)	Calibrated Age (cal. yr BP; 1σ)
MURSGB-C1	MTC-16704	3282 ± 38	3565 - 3470
MURSGB-C2	MTC-16702	2831 ± 83	3070 - 2840

分は, ギボシ沼湿原の地表面より数 10cm 下位となる。Loc.1 では, 堆積物露出部と湿原表面の間が植被により確認できないが, 湿原上での調査の結果, 露頭での植被部分も主にミズゴケからなる未分解の泥炭層であると判断される。

3. AMS¹⁴C 年代測定

Loc.1 において検土杖試料の最下部(検土杖試料の深度 40cm; 泥流堆積物直上)の黒色土壌層より MURSGB-C1 を, 露頭下部の泥炭層(露頭の深度 34cm)より MURSGB-C2 をそれぞれ採取し, 土壌有機物(ヒューミン)の AMS¹⁴C 年代測定を実施した。採取された試料は, 東京大学大気海洋研究所において酸-アルカリ-酸処理の後に, 真空ラインにより CO² ガスを精製し AMS 分析用グラファイトを作成した。AMS 測定は, 東京大学タンデム加速器研究施設の 5MV ペレトロンタンデム加速器によって行った。得られた AMS¹⁴C 年代値は, 校正データセットに INTCAL13 (Reimer *et al.*, 2013) を用いて暦年校正 (1σ) を行った。

4. 結果と考察

AMS¹⁴C 年代測定の結果, 泥流堆積物を覆う黒色土壌層最下部の MURSGB-C1 の年代値は 3,565-3,470 cal. yr BP (1σ), 泥炭層下部の MURSGB-C2 の年代値は 3,070-2,840 cal. yr BP (1σ) であった(表 1)。これらの年代測定結果から, 割れ目火口内に分布する泥流堆積物が約 3.5ka 直前に堆積し, 3.5ka 以降から腐植質な土壌が堆積する環境となったこと, 約 3.0ka 頃には泥炭の堆積が開始されていたことが明らかとなった。

ギボシ沼周辺で見出される泥流堆積物については, 全体の層厚やギボシ沼溶岩流との直接の層序関係を観察できる露頭は確認されていない。しかし,

ギボシ沼周辺の泥流堆積物は、割れ目火口内という地理的位置に認められることから、ギボシ沼割れ目火口の形成後に堆積したことは明らかである。また、ギボシ沼割れ目火口は尾根上に位置することや、割れ目火口内という集水域の極めて限定された地域での泥流が堆積していることから、割れ目火口より上流部を泥流の発生源とするとは考えられない。したがって、割れ目火口形成時の噴火活動の最終段階で地下水に起因する泥流が発生し、割れ目火口内に堆積した可能性が高いといえる（たとえば、金子ほか、2001）。また、泥流堆積物内に含まれる礫がギボシ沼割れ目火口起源と考えられる玄武岩のみからなること、熱水または火山ガスによる変質が認められる礫を多量に含むことなども、ギボシ沼の噴火活動の直接の影響を受けたことを示唆する。すなわち、約 3.5ka 直前という泥流堆積物の堆積年代は、ギボシ沼割れ目火口の噴火年代をほぼ示していると考えられる。ギボシ沼割れ目火口の形成時に流下したと考えられる泥流堆積物は、ギボシ沼周辺以外では観察されていない。割れ目火口下流側の標高 400m 付近より溶岩ドームからなる急崖の上端（標高約 330m 付近；石山溶岩ドーム；松井ほか、1967；小林、1987；石塚、1999）までは、ギボシ沼溶岩の地形が不明瞭で平滑な緩斜面の形態を呈する。本研究で得られた AMS¹⁴C 年代測定の結果から、ギボシ沼溶岩からなる斜面は氷期の強力な寒冷環境を経験していないといえるので、割れ目火口下流側の緩斜面が周水河性の平滑斜面とは考えられない。したがって、ギボシ沼割れ目火口内と同一の泥流堆積物が緩斜面の表層を被覆している可能性が指摘できる。一方で、溶岩ドームの急崖基部より下流側においてはギボシ沼溶岩の地形が明瞭であるので、割れ目火口形成時の泥流堆積物は到達しなかったか、侵食によりほとんど失われたと考えられる。

以上の結果と考察から、ギボシ沼割れ目火口ではおよそ 3.5ka に噴火活動が生じ、ギボシ沼溶岩流の噴出後に割れ目火口を給源とする泥流を発生させた。その後、土壌が堆積する環境を経て、約 3ka 頃までには泥流堆積物を不透水層として割れ目火口内が湿原化したと考えられる。湿原化の過程や

周辺の古植物の変遷については、本号の大森ほか（2015）や小林ほか（2015）、沢田ほか（2015）も参照されたい。

5. まとめ

利尻火山においては、末期活動の最後の大規模な噴火が約 13ka に沼浦マールにおいて生じた（石塚、1999；近藤、2015）。その後も、利尻火山南東部を中心に比較的小規模な噴火活動が継続し、3.5ka 頃まで活動が生じていたと結論付けられる。佐藤ほか（2013）は、メヌウシヨロポン山火砕丘の噴火年代が約 4.0～3.5ka 頃であったことを示唆している。本研究で得られたギボシ沼割れ目火口の噴火年代は約 3.5ka であることから、メヌウシヨロポン山火砕丘での活動と概ね同時期に、利尻火山南東山腹においても火山活動が活発であった可能性を示す。

これらの成果は、利尻火山における末期活動の噴火史の解明や利尻島における火山防災上の意義をもたらすだけではなく、利尻島で数少ない湖沼・湿原の一つであるギボシ沼湿原の形成史や生態学的な議論にも寄与するものである。利尻島の多様かつ希少な自然史を解明するためにも、今後も側火山において AMS¹⁴C 年代測定法や OSL 年代測定法などの絶対年代測定法を適用し、高分解能な噴火履歴が解明されることが期待される。

謝辞

利尻島での野外調査にあたっては、稚内森林管理署（当時）の松本英宣氏、環境省稚内自然保護官事務所（当時）の山本貴之氏に作業補助をおこなっていただいた。利尻町の佐藤里恵氏には島での滞在時に多くのお世話になった。AMS¹⁴C 年代測定にあたっては、東京大学大気海洋研究所の横山祐典教授、日本大学文理学部の竹村貴人准教授、明治コンサルタント株式会社の新井悠介氏、俊成学園の菅沢雄大氏に、試料処理上のご便宜とご協力をいただいた。GIS ソフトによる作図にあたっては、日本大学文理学部の植村杏太研究員に有益なご助言をいただいた。以上の方々に深く感謝申し上げます。

引用文献

- 石塚吉浩, 1999. 北海道北部, 利尻火山の形成史, 火山, 44: 23-40.
- 石塚吉浩・中川光弘, 1999. 北海道北部, 利尻火山噴出物の岩石学的進化. 岩鉱, 94: 279-294.
- 金子隆之・宗包浩志・M. J. ウスター・鎌山恒臣, 2001. 赤外カメラ画像による有珠2000年噴火活動の観測. 東京大学地震研究所彙報, 76: 215-226.
- 勝井義雄, 1959. 支笏降下軽石堆積物について—特に支笏カルデラ形成直前の活動について. 火山, 4: 33-48.
- 気象庁, 2013. 日本活火山総覧(第4版) Web掲載版. URL: http://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/souran/menu_jma_hp.html (URL取得日 2014年9月1日)
- 小林弘和・百原 新・大森彩瑚・近藤玲介・佐藤雅彦, 2015. 利尻島ギボシ沼の後期完新世泥炭から産出した外生菌根菌 (*Cenococcum geophilum*) の菌核と植生との関係. 利尻研究, (34): 85-90.
- 小林哲夫, 1987. 利尻火山の地質. 地質学雑誌, 93: 749-760.
- 近藤玲介, 2015. OSL年代測定法による北海道北部, 利尻火山における側火山群の形成年代. 駿台史学, 153. (印刷中)
- 近藤玲介・塚本すみ子・坂本竜彦, 2014. OSL年代測定法によって推定された北海道北部, 利尻島における化石凍結割れ目と火山麓扇状地の形成年代. 第四紀研究, 53: 95-101.
- 町田 洋・新井房夫, 2003. 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 東京. 336pp.
- 松井和典・一色直紀・秦 光雄・山口昇一・吉井守正・小野晃司・佐藤博之・沢村孝之助, 1967. 5万分の1地質図幅「利尻島」および同説明書. 北海道開発庁. 北海道. 25 pp.
- 三浦英樹・高岡貞夫, 1993. 利尻火山から噴出した溶岩流に埋没する木材遺体の¹⁴C年代と樹種同定の意義. 第四紀研究, 32: 107-114.
- 大森彩瑚・百原 新・小林弘和・近藤玲介・佐藤雅彦, 2015. 大型植物遺体に基づく利尻島東南部ギボシ沼周辺の植生変遷. 利尻研究, (34): 79-84.
- Reimer P. J., E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, P. G. Blackwell, C. Bronk Ramsey, C. E. Buck, H. Cheng, R. L. Edwards, M. Friedrich, P. M. Grootes, T. P. Guilderson, H. Hafliðason, I. Hajdas, C. Hatté, T. J. Heaton, D. L. Hoffmann, A. G. Hogg, K. A. Hughen, K. F. Kaiser, B. Kromer, S. W. Manning, M. Niu, R. W. Reimer, D. A. Richards, E. M. Scott, J. R. Southon, R. A. Staff, C. S. M. Turney and J. van der Plicht, 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55: 1869-1887.
- 佐藤雅彦・近藤玲介・百原 新・西内李佳・紺野美樹・五十嵐八枝子・重野聖之・長井雅史・小杉和樹・遠藤邦彦・入野智久, 2013. 利尻島の湿原の生態系保全と自然史教育のための環境史・植生史に関する研究—ボーリング調査で探る南浜湿原の生い立ち—. プロ・ナトゥーラ・ファンド助成 第21期 助成成果報告書, 103-118.
- 佐藤雅彦・松本英宣・大石善隆・近藤玲介, 2015. 利尻島南部, ギボシ沼の自然誌. 利尻研究, (34): 49-59.
- 沢田陽巳・近藤玲介・佐藤雅彦・五十嵐八枝子, 2015. 北海道北部利尻山腹のギボシ沼湿原における3500年間の植生変遷史. 利尻研究, (34): 67-78.
- 植木岳雪・近藤玲介, 2008. 利尻火山, 杓形溶岩流の噴出年代: 溶岩直下の腐植質シルト層に含まれる炭化木片のAMS¹⁴C年代に基づいて. 第四紀研究, 47: 349-353.
- 柳田 誠, 1994. 支笏降下軽石1 (Spfa-1) の年代資料. 第四紀研究, 33: 205-207.