

JNC TN5400 2005-011

# 北海道北部幌延町における 地球化学的特徴を用いた侵食量の推定

(研究報告)

2005年8月

核燃料サイクル開発機構

幌延深地層研究センター

本資料の全部または一部を複写・転載する場合は、下記にお問い合わせ  
ください。

〒319-1184 茨城県那珂郡東海村村松4番地49  
核燃料サイクル開発機構  
技術展開部 技術協力課  
電話：029-282-1122 (代表)  
ファックス：029-282-7980  
電子メール：jserv@jnc.go.jp

Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to:  
Technical Corporation Section,  
Technology Management Division,  
Japan Nuclear Cycle Development Institute  
4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki 319-1184,  
Japan

© 核燃料サイクル開発機構  
(Japan Nuclear Cycle Development Institute)  
2005

## 北海道北部幌延町における地球化学的特徴を用いた侵食量の推定

(研究報告)

高橋一晴<sup>1</sup>, 新里忠史<sup>1</sup>, 安江健一<sup>1</sup>, 石井英一<sup>1</sup>

## 要 旨

高レベル放射性廃棄物の地層処分では、処分場の地質環境が長期間にわたって十分に安定していることが求められる。このため、安全性を確認する上で重要となる地殻変動を予測する調査手法の整備が必要と考えられる。特に、隆起・侵食については、過去数万年程度の期間を対象として時間・空間的分布を把握し、外挿法等により将来数万年程度の変動を予測することが重要となる。

本報告では、幌延に分布する新第三紀珪質岩（稚内層・声間層）の鉱物学および有機地球化学的特徴に基づく隆起・侵食の推定手法の適用結果を述べる。

シリカ鉱物の鉱物相の転換温度を利用した手法を適用した結果、幌延町北進地区の侵食速度は、隆起量の多い場所では約  $0.66 \text{ [m ky}^{-1}\text{]}$  以上、少ない場所では約  $0.21 \text{ [m ky}^{-1}\text{]}$  以上であることが明らかになった。また、ステラン/ステレン比については、温度依存性が認められ、古地温勾配が推定できる場合には、その比を用いて、侵食量を推定することが可能になると考えられる。また、有機物組成を利用した手法を適用した結果、隆起・侵食量の時間的・空間的把握や、詳細な侵食量・侵食速度を推定することが可能になると考えられる。

---

<sup>1</sup>幌延深地層研究センター 深地層研究グループ

**Estimation of erosion amount by geochemical characteristic  
in the Horonobe area, northern Hokkaido**

Kazuharu Takahashi<sup>1</sup>, Tadafumi Niizato<sup>1</sup>, Ken-ichi Yasue<sup>1</sup>, Eiichi Ishii<sup>1</sup>

**Abstract**

This article presents the results of the estimated amount of erosion and uplifting based on mineralogy and organic geochemical characters of the Neogene siliceous rock (Wakkanai and Koetoi Formations) in Horonobe.

As a result of the transformational change of silica minerals, it was clarified that the erosion amount was about 0.66 [m ky<sup>-1</sup>] or more at the large uplift site, and was about 0.21 [m ky<sup>-1</sup>] or more at the small uplift site at Hokushin region, Horonobe area. In this case of the correlation with the palaeo-geothermal temperature and the sterane / sterene ratio, the ratio is effective measure to estimate the burial depth and erosion amount. We think that the estimation of the amount of erosion and uplifting became possible in high resolution by the organic geochemical character.

---

<sup>1</sup> Geotechnical Science and Engineering Group, Horonobe Underground Research Center.

和文要旨  
英文要旨

## 目次

1. はじめに	1
2. シリカ鉱物, 有機物などを用いた侵食速度の推定	2
2. 1 研究の概要	2
2. 2 シリカ鉱物, 有機物などの化学組成による侵食速度の推定	3
2. 2. 1 稚内層および声問層の有機物組成・岩石化学組成	3
2. 2. 2 シリカ鉱物相の変化による侵食量の推定方法	9
2. 2. 3 有機物組成の温度依存性および有機物組成の変化による侵食量の推定方法	17
3. まとめと今後の展望	22
参考文献	25

## 図 目次

図 1	幌延町地質図およびボーリング孔位置	2
図 2	HDB-3, 4, 5, 6, 7, 8 孔柱状図および有機物分析結果 (1) ~ (2)	6
図 3	ボーリング調査の試料から得られた C27-C28-C29 ステレンおよびステランの 三角ダイアグラム	8
図 4	北海道北部地域における火山岩類の位置図	13
図 5	断面図	14
図 6	地質構造モデル	14
図 7	幌延町北進地区における侵食量のコンターマップ	15
図 8	幌延町北進地区における地質構造と侵食量の関係	16
図 9	ステラン/ステレン比と古地温の相関性 (全試料)	18
図 10	ステラン/ステレン比と古地温の相関性 (古地温 40~60°Cの範囲の試料のみ)	18
図 11	鉱物学的・有機地球化学的温度指標の関係	19
図 12	第三紀珪質岩の分布図	20
図 13	幌延町北進地区において、有機物組成を用いた場合に推定される侵食量の コンターマップの例	21
図 14	シリカ鉱物の鉱物相の転換温度を利用した侵食量および侵食速度推定のための 作業フロー	23
図 15	有機物組成を利用した侵食量および侵食速度推定のための作業フロー	23

## 表 目次

表 1	地表踏査およびボーリング調査によって得られた各層の特徴	3
表 2	ボーリング調査の試料から得られた有機物分析結果一覧	4
表 3	ボーリング調査の試料から得られた全岩化学組成の分析結果一覧	5
表 4	オパール CT 化の深度および侵食量	12
表 5	既存文献による古地温勾配の見積もり	12
表 6	北海道北部における第三紀以降の火山活動	13
表 7	既存文献によるシリカ鉱物相変化の温度	16
表 8	オパール CT 化の条件から得られる埋没深度	24

## 1. はじめに

核燃料サイクル開発機構では、北海道幌延町において新第三紀堆積岩を対象に深地層の研究施設計画（幌延深地層研究計画）を行っている。最終処分法で示されている概要調査では、「対象地層等において自然現象による地層の著しい変動が長期間生じていないこと」を明らかにすることが求められている。侵食については、それに伴って処分施設および廃棄体が地表近くに接近する可能性の有無やそれらが地質環境に及ぼす影響などを検討しておく必要がある（原子力安全委員会、2002）。このためには、処分場建設地を含む概要調査地区およびその周辺地域において、過去の侵食量および侵食速度を把握する必要がある。

侵食作用とは、風化した岩屑を運搬し、地表を削り下げていくプロセスを総称したものである。侵食には地域全体が平均的に削剥される面的侵食と河川の下刻のように流路が選択的に削剥される線的侵食といった2つの概念があり、一般に後者の方が削剥の程度が大きく、地形の起伏を生じやすい。地形の起伏は、地下水理を支配する重要な因子であり、概要調査以降の段階において、隆起・侵食による地下水流動や水質の変化を検討する必要性が述べられている（原子力安全委員会、2002）。そのため、概要調査では、将来の地形変化を検討するために必要な基盤情報として、広域的な隆起量に加えて、河川や断層崖などの線的侵食を含めた局所的な侵食量および侵食速度を把握することが必要となる。

侵食速度の推定には対象とする期間の長さや空間的拡がりによって、様々な調査・研究手法が試みられている。例えば、面的侵食では、ダム堆砂量を用いた研究（Yoshikawa, 1974；吉川, 1985；藤原ほか, 1999 など）、平野や盆地、池、湖などの土砂堆積を用いた研究（小口, 1991 など）、また、線的侵食については、段丘面などに形成された開析谷を用いた研究（鈴木・横山, 1981 など）やカルスト地帯の河谷に形成された洞窟の堆積年代を用いた研究（Wang et al., 2004）などがある。それぞれの手法は、侵食速度を推定するに際して利用したデータの時空間スケールが異なるため、それらを十分に考慮し、適用する必要がある。

石油探鉱が行われている地域では、堆積岩中に含まれる自生鉱物を利用して埋没深度の推定や侵食量を推定する試みが行われているが（天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1982 など）、侵食速度までの推定は行われていない。ここでは、北海道北部の幌延地域を対象として取り組んでいるシリカ鉱物による侵食速度の推定手法および有機物を用いた侵食速度の推定手法の概要とその適用事例について紹介する。



## 2. シリカ鉱物、有機物などを用いた侵食速度の推定

### 2.1 研究の概要

堆積岩中に含まれる鉱物の結晶構造や鉱物組み合わせ（鉱物相）、および有機物組成については、石油探鉱に関するボーリング調査などで実施された数多くの研究から、堆積後に被った埋没の過程、特に温度（深度）に依存して変化することが広く知られている（Aoyagi and Kazama, 1980 など）。それら石油地質学的観点からの研究では、対象地域に分布する泥質岩が過去に被った最高古地温や埋没深度を鉱物組み合わせや有機物組成などにに基づき、石油の根源岩となる泥質岩の深度が推定されている。

ある基準面について過去の埋没深度と現在の深度を把握できる場合には、侵食量の推定が可能となる。これらの侵食量によって沈降から隆起に転じた時期の地層の境界を特定することができ、この境界の年代と侵食量から侵食速度を求めることが可能となる。鉱物学的温度指標により古地温勾配が得られたボーリング孔では、侵食量が推定されている（天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1982 など）。また、有機物組成の深度依存性（温度依存性）については、石油探鉱の対象となり得る石油が生成される深度付近の研究が多く行われ、有機物の熟成度を示す指標として用いられている（Mackenzie, 1984 など）。一方、石油が生成されない未熟成帯に属する地層の堆積環境や有機物起源の特定などに関する研究は行われてはいるが（Leeuw et al., 1989 など）、有機物組成変化の深度依存性に関する研究例は少ない（鈴木, 2004 など）。

以下では、主に幌延町北西部の北進地区で実施したボーリング調査や地表地質調査に基づき、これらの地域に分布する新第三紀堆積岩類（図1：舟木ほか, 2005）の全岩化学組成、鉱物組成および有機物組成を用いて、同地区を対象とした侵食速度を求めた研究事例を示す。

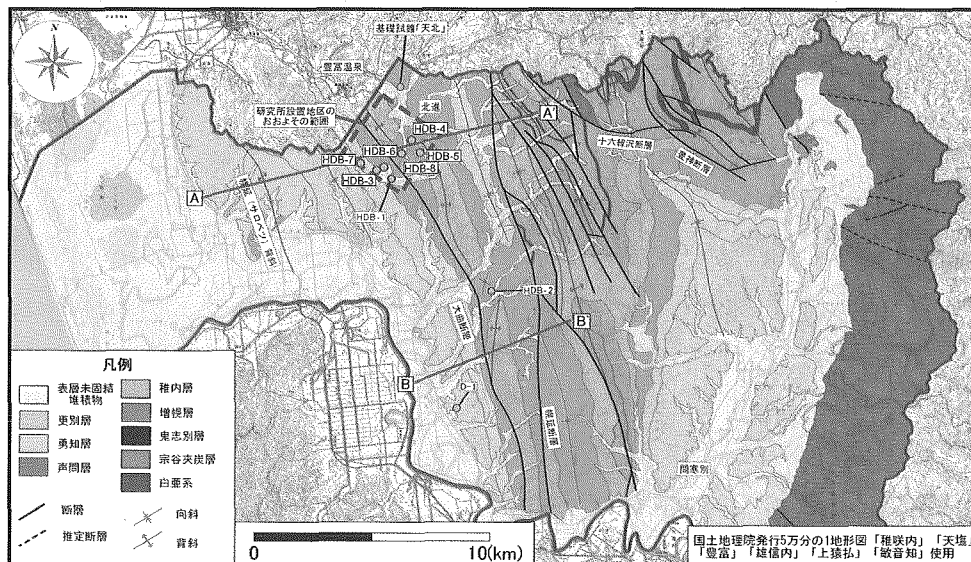


図1 幌延町地質図およびボーリング孔位置  
(舟木ほか, 2005 にボーリング孔位置を追記)

## 2.2 シリカ鉱物、有機物などの化学組成による侵食速度の推定

### 2.2.1 稚内層および声問層の有機物組成・岩石化学組成

幌延地域の中央部から西部に向かっては、白亜系と古第三系を不整合に覆う新第三系堆積岩類と新第三紀末から第四紀にかけての堆積岩類が分布している。このうち、中期中新世の増幌層に不整合で重なる稚内層、稚内層の上位に整合漸移関係で重なる声問層、鮮新世～前期更新世の勇知層および更別層は、海成層から淡水成層へと至る堆積物である。

幌延町内においてサイクル機構が実施した地表踏査および HDB-1～HDB-8 孔におけるボーリング調査の結果では、稚内層および声問層は珪藻質泥岩から構成され、稚内層については、オパールCT化の影響により、硬質頁岩となっている(表1:高橋, 2005)。稚内層と声問層における全岩有機元素組成(全炭素/全窒素原子量比および全炭素/全硫黄原子量比)および全岩化学組成に大きな差異はない(表2, 表3:高橋, 2005)。また、有機物組成(ケロジェン組成およびC27-C28-C29ステレン・ステラン組成)については主に海洋プランクトン起源の有機物から構成される(図2, 図3:高橋, 2005)。このため、深度方向における鉱物相および有機物比率の変化は、岩石それ自体の組成変化によるものではなく、埋没の程度による差異であると判断される。バイオマーカー分析の結果、HDB-7孔を除くHDB-3～HDB-8孔では、深度増加に伴い飽和ステロイド炭化水素のステランの前駆体である不飽和ステロイド炭化水素のステレンが減少し、ステランは増加する傾向が認められた(高橋, 2005)。

表1 地表踏査およびボーリング調査によって得られた各層の特徴(高橋, 2005より)

地層	岩相	硬度(Ld値)	鉱物組成	珪藻化石	珪藻年代	有機炭素濃度 炭化水素量
更別層	礫岩・砂岩 および泥岩	-	石英(60%程度) 長石類(30%程度) 粘土鉱物(10%以下)	低産出	-	-
勇知層	砂岩	200～350	石英(50～80%) 長石類(10～20%) 粘土鉱物(20%以下)	産出	<i>N. koizumii</i> 帯 (2.7～2.0 Ma)	0.01～0.42 % -
声問層	珪藻質泥岩 上部では砂 礫を挟む	300～400	石英(55～70%) オパールA(5～13%) 長石類(10～20%) 粘土鉱物(15%以下)	多産	<i>N. kamtschatica</i> 帯 (6.4～3.9/3.5 Ma)	0.60～1.68 % 2.55～3.31 mg/g
稚内層	硬質頁岩	400以上	石英(45～60%) オパールCT(10～30%) 長石類(10～20%) 粘土鉱物(10%以下)	低～無産出	-	0.57～1.52 % 0.60～1.42 mg/g
増幌層	礫岩・砂岩 および泥岩	250～400	石英(40～90%) オパールCT(0～50%) 長石類(0～10%) 粘土鉱物(20%以下)	低産出	-	0.42～0.83 % 0.60～0.91 mg/g





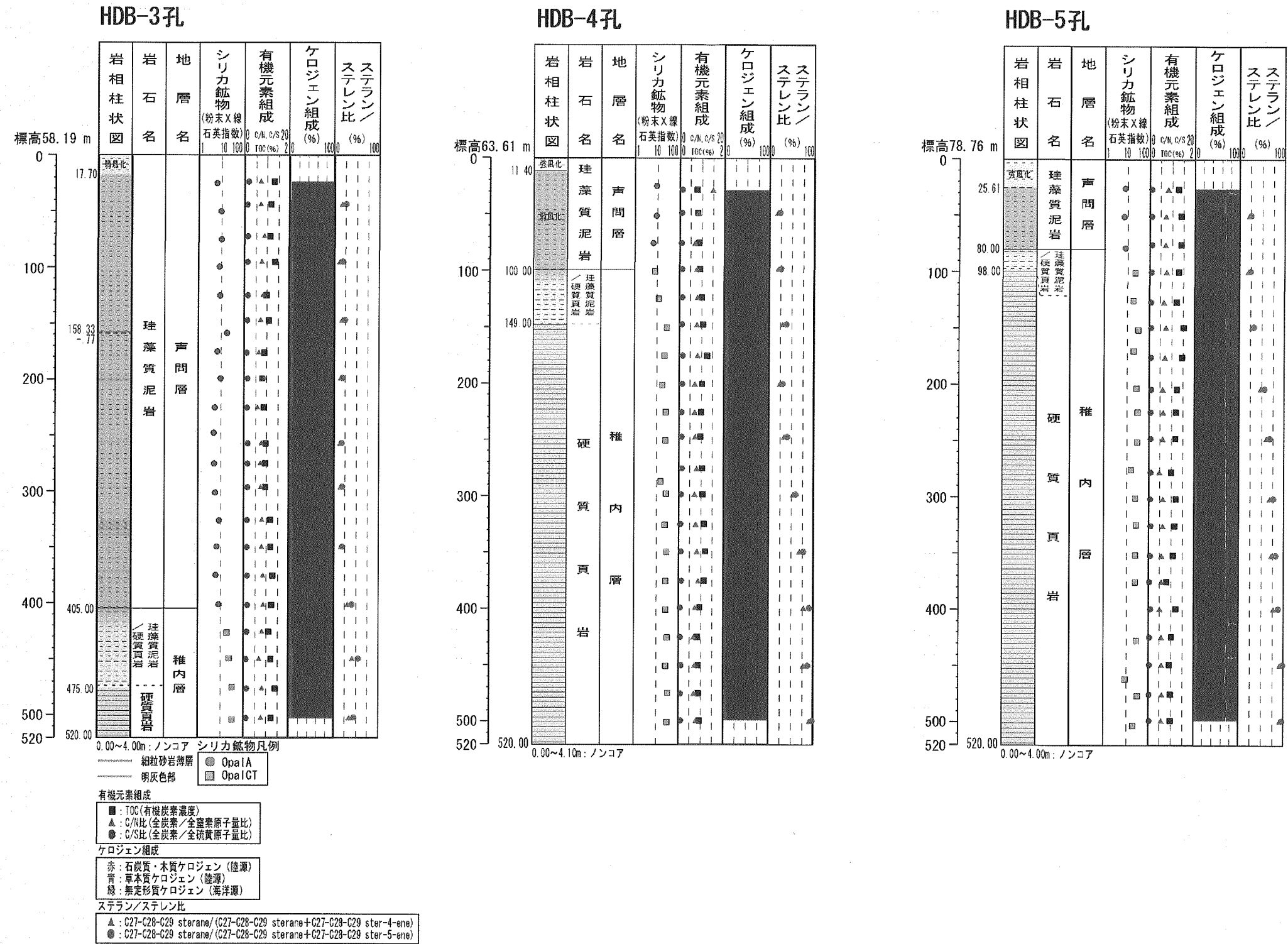


図2 HDB-3, 4, 5, 6, 7, 8 孔柱状図および有機物分析結果 (1) (高橋, 2005 より)

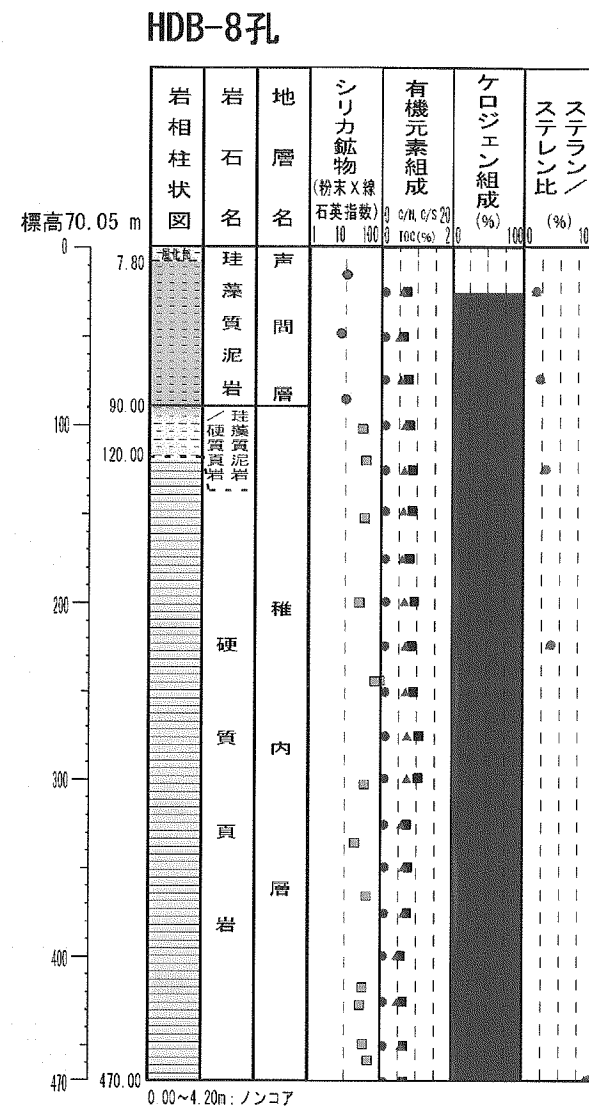
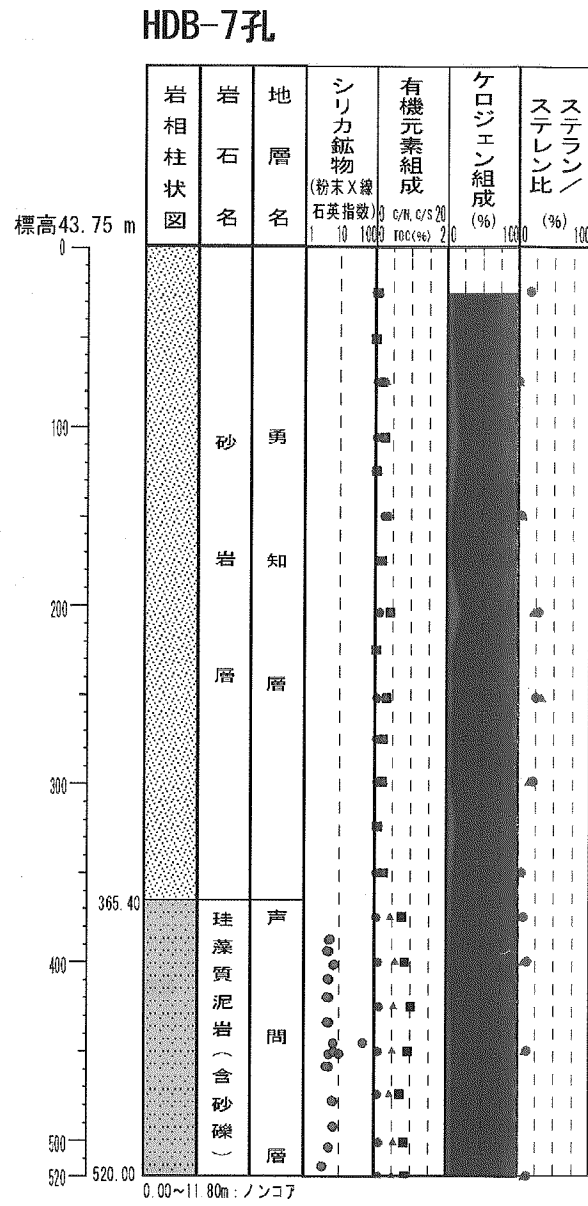
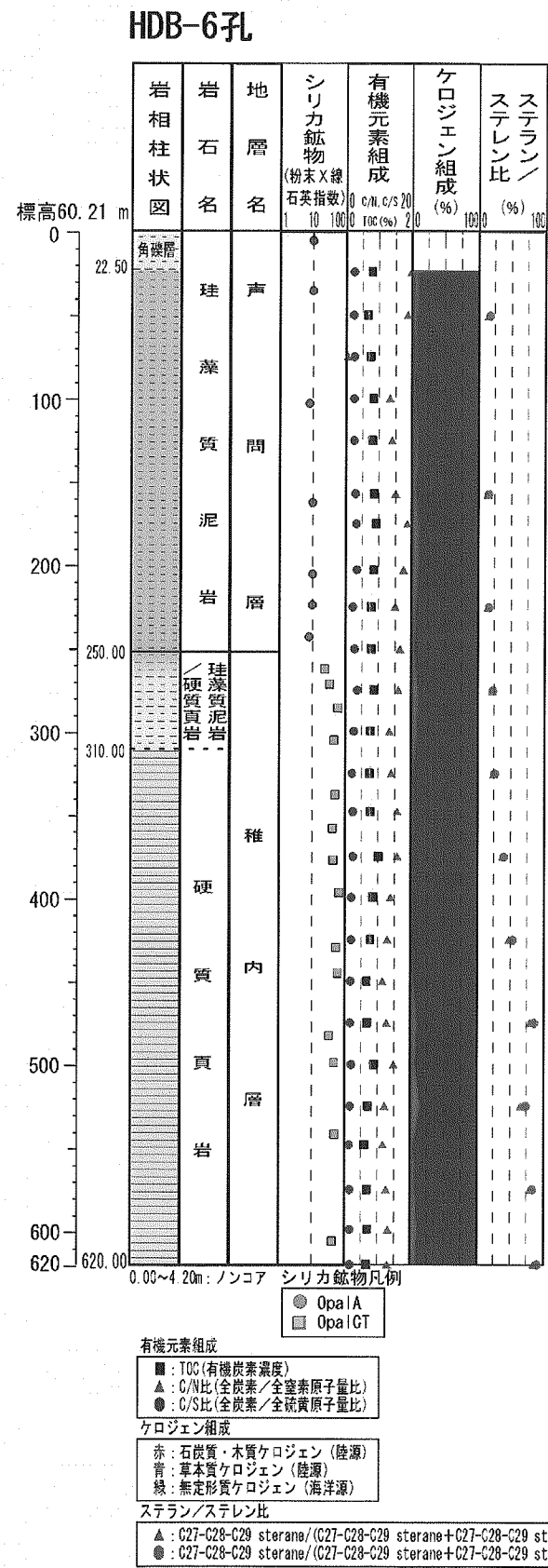


図2 HDB-3, 4, 5, 6, 7, 8 孔柱状図および有機物分析結果 (2) (高橋, 2005 より)

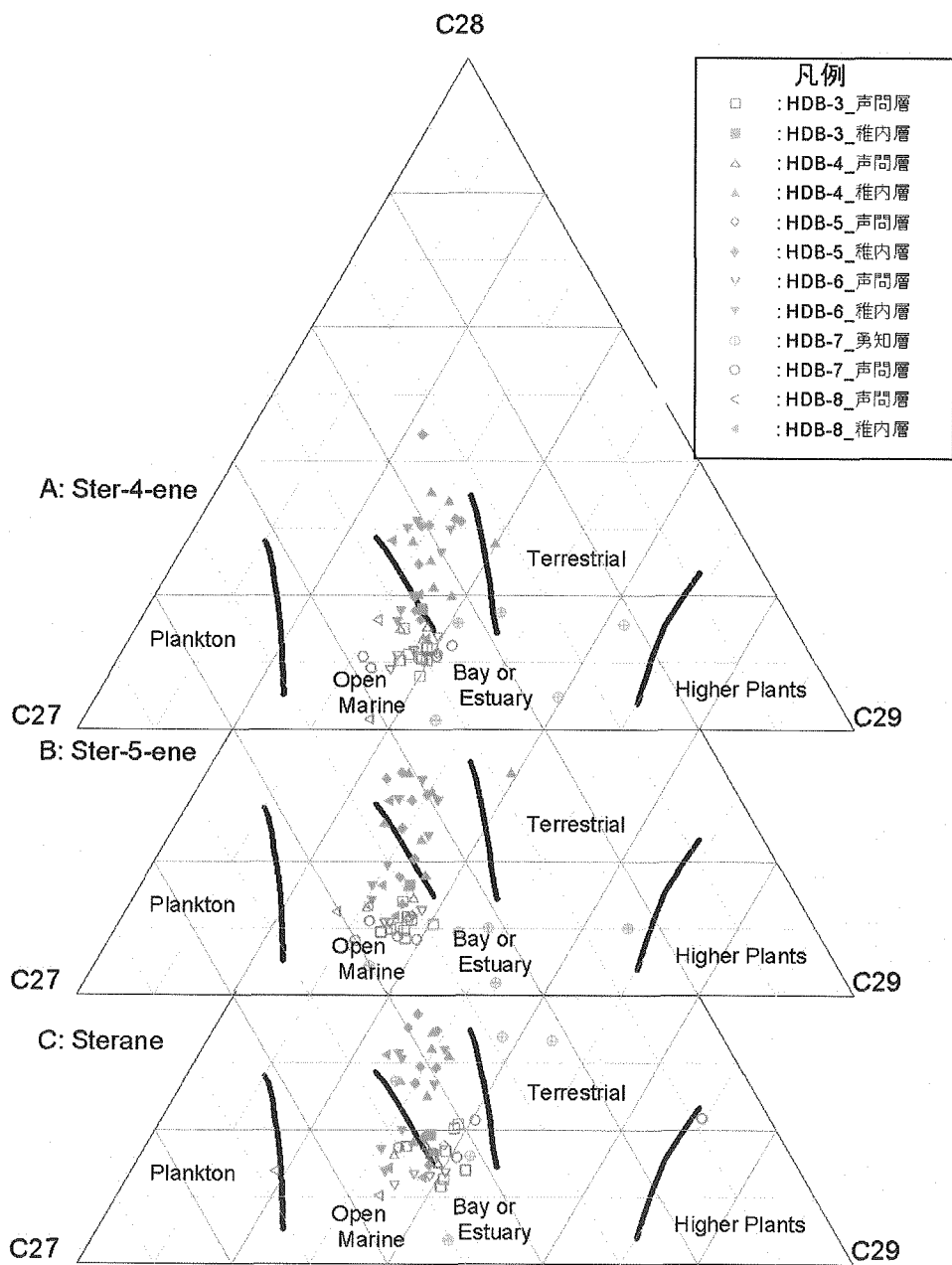


図3 ポーリング調査の試料から得られた C27-C28-C29 ステレンおよびステランの三角ダイアグラム  
 (高橋, 2005 より ; ダイアグラムの区分は Huang and Meinschein, 1979 に従う)

## 2.2.2 シリカ鉱物相の変化による侵食量の推定方法

珪質堆積物では、地下に埋没して温度が上昇するにつれて、堆積物中に含まれるシリカ鉱物相が非晶質シリカ（オパール A）→低温型クリストバライト（オパール CT）→低温型石英へと相変化する（Aoyagi and Kazama, 1980；吉村, 2001 など）。このシリカ鉱物相の変化は、Na や Ca に富む沸石や長石とともに、埋没続成過程における鉱物指標となることが広く知られている。特にシリカ鉱物相の変化は、堆積物の埋没による温度変化に強く規制されている（Iijima and Tada, 1981）。シリカ鉱物相の転換温度は、その温度に地域差が認められる（Aoyagi and Kazama, 1980；Iijima and Tada, 1981；白水, 1988 など）。火山活動や熱水活動、およびそれに伴う熱水変質作用が埋没続成変質作用後に生じていなければ、それらの温度は、岩石が埋没続成変質作用により過去に被った最高温度条件を示す。このため、あるボーリング孔においてシリカ鉱物のオパール CT 化と石英化の両者の深度が得られれば、そのボーリング孔における古地温勾配を求めることが可能である。いったん古地温勾配（ $G$  [°C/100m]）を求めることができると、オパール CT 化もしくは石英化の温度条件（ $T_{\text{opal}}$  [°C]）、古地温勾配獲得時の地表温度（ $T_s$  [°C]）を仮定することにより、古地温勾配獲得時のオパール CT 化もしくは石英化の深度を見積もることができる(式 1)。

$$D \text{ [m]} = \frac{(T_{\text{opal}} - T_s)}{G} \times 100 \quad (\text{式 1})$$

シリカ鉱物相の転換温度については、いくつかの報告がなされている。北海道で取得されたデータが最も多い Aoyagi and Kazama (1980) によると、非晶質シリカ鉱物が続成変質によりオパール A からオパール CT へ変化する温度は 45 [°C]、オパール CT から石英へ変化する温度は 69 [°C]と考えられている。ここで、古地温勾配（ $G$ ）を 3 [°C/100m]、地表温度（ $T_s$ ）を 15 [°C]、オパール CT 化の温度（ $T_{\text{opal}}$ ）を 45 [°C]とした場合には、オパール CT 化の深度（ $D$  [m]）は 1,000 [m]と計算できる。古地温勾配獲得時におけるオパール CT 化の深度から、現在オパール CT 化が認められる深度を引いた値は、オパール CT 化した時点から現在までの期間における地層の侵食量を示す。例えば、オパール CT 化の深度を 1,000 [m]、現在オパール CT 化が認められる深度を 700 [m]とした場合には、侵食量は 300 [m]と求められる。ただし、著しく複雑な隆起沈降を生じていた場合は、これだけでは古地温勾配を求めることができないため、注意が必要である。なお、以下の議論において、シリカ鉱物相の転換温度については、Aoyagi and Kazama (1980) の値を用いることとする。

幌延地域におけるシリカ鉱物相の鉱物学的温度指標については、オパール CT 化の深度が得られている（表 4）。なお、各ボーリング孔において、オパール CT から石英への変化は確認されていない。

北海道における現在の地温勾配を概観した場合、第三系の分布域における地温勾配は約 2.0~5.0 [°C/100m]であり、特に北海道北部では 3.0~4.5 [°C/100m]の地温勾配が多く分布する（矢野ほか, 1999）。幌延町周辺では、町の北端部（基礎試錐「天北」）、および町の南西側（北川口 SK-1 号井）において古地温勾配が得られている（石油公団, 1995）。また、シリカ鉱物が相変化する深度を Aoyagi and Kazama (1980) に基づいて温度に読み替え、さらに地層の傾斜を考慮した場合には、基礎試錐「天北」で約 3.3 [°C/100m]、北川口 SK-1 号井で約 3.8 [°C/100m]の古地温勾配が推定できる（表 5）。そ



のため、以下では幌延地域の古地温勾配を 3.5 [°C/100 m]と仮定して議論を進める。

古地温勾配および鉱物相の変化に基づいて対象地層の侵食量を推定するためには、前述したように続成作用による鉱物相の変化が生じて以降、火山活動やそれに伴う熱水活動などにより、地温勾配の急激な変化などによる鉱物相の変化が生じていないことが前提となる。稚内層は 7.6~3.5 [Ma]の化石帯に対比される珪藻化石を産出し(山本ほか, 2002 など)、他の微化石層序の検討では、後期中新世~前期鮮新世 (10.4~3.4 [Ma])に対比される(石油公団, 1995 など)。幌延地域とその周辺の新第三紀の火山岩類の年代は、放射年代測定などによりほぼ明らかとなっており、利尻火山を除き、いずれも 10 [Ma]より古い年代値を示している(表 6, 図 4: Miura, 1995; 後藤ほか, 1995; 広瀬・中川, 1999 など)。梅田ほか(1999)によると、火山の噴出中心から 10 ~20km 程度で地温勾配は低下し、その地域のバックグラウンド程度になるとされている。利尻火山の活動時期は第四紀であり、稚内層の堆積以降となるが、その噴出中心から幌延までの距離は約 50 km ある。このため、利尻火山の活動は幌延地域における地温勾配の上昇等に影響を及ぼしていなかったと推定される。併せて、幌延地域の地表踏査やボーリング調査の結果からも、熱源となりうる岩脈などの存在や、熱水活動に伴う鉱物組成や熱熟成の変化は報告されていない(図 5 および石油公団, 1995)。以上のことから、シリカ鉱物相の変化は一連の埋没続成作用により生じたものであり、火成活動などの影響を被っていないと見なすことができる。

基礎試錐「天北」では、Aoyagi and Kazama (1980) による北海道を含めた 13 孔の孔口部の平均温度である 15 [°C]を地表温度と仮定して侵食量を推定している。幌延地域においても同様に、対象岩石がオパール CT 化したときの地表温度を 15 [°C]と仮定する。その場合、オパール CT 化が生じた過去の深度は約 860 [m]となり、過去において堆積物は 860m 以深まで埋没したことを意味している。したがって、その最大埋没深度と現在の深度との差から侵食量が推定できる。その結果、各ボーリング孔地点の侵食量は少なくとも、約 435~820 [m]と推定される。地表踏査の結果、地表に露出する稚内層/声間層境界は、ボーリング調査の結果と同様に、オパール A/CT 境界付近と一致する。また、地質構造モデル(図 6: 石井・安江, 2005a) から得られる稚内層/声間層境界についても、ボーリング調査によるオパール A/CT 境界と一致する。これらのことから、稚内層/声間層境界については、侵食を推定する上での基準面となり、各孔の侵食量、地表部の稚内層/声間層境界を基準として得られる侵食量の情報を基にして、幌延町北進地区における侵食量のコンターマップを作成した(図 7)。各孔の侵食量、地表部の稚内層/声間層境界を基準として得られる侵食量の情報だけで侵食量のコンターマップを作成した場合には、既存地質構造とは、異なる傾向を示した(図 7-A, B)。特に大曲断層の西側および背斜軸部周辺の地質構造から得られる侵食量の情報を入力していないため、既存地質構造とは異なる傾向を示すことになった。地質構造モデル(図 6) から推定した侵食量を追加した場合(図 7-C, D)、既存地質構造に近い侵食量のコンターマップが得られた。推定した地質構造と侵食量の関係を見ると、背斜軸部で 860 [m]以上、翼部の HDB-7 孔周辺で約 275 [m]と推定される(図 8)。

北進地区におけるオパール A/CT 境界(稚内層/声間層境界)は、上述のように、その形成深度が 860 [m]と推定され、現在までにそれ以上の埋没を被っていないことを示す。北進地区の周辺地域では、オパール A/CT 境界付近から約 860 [m]上位は、勇知層と更別層の境界付近である(図 8)。このことから、勇知層と更別層の境界付近の年代である約 1.3 [Ma] (岡・五十嵐, 1997) 以降は、北進地区については沈降場になっていないと考えられる。さらに北進地区の周辺地域では、勇知層以前の堆積物に由来する

礫層などの粗粒な堆積物を含む更別層が分布することから、同地区は約 1.3 [Ma]には削剥域であったと考えられる。このことから、幌延町北進地区における侵食速度は、隆起量の多い背斜軸部では約 0.66 [m ky<sup>-1</sup>]以上、隆起量の少ない翼部では約 0.21 [m ky<sup>-1</sup>]以上と見積もられる。また、小池・町田 (2001) によると、幌延地域およびその周辺の隆起速度は 0.27~0.55 [m ky<sup>-1</sup>]であり、今回推定した侵食速度とも整合的である。

ここでは、古地温勾配と地表温度を、それぞれ 3.5 [°C/100 m]および 15 [°C]と仮定して侵食量を推定した。しかしながら、シリカ鉱物相の温度変化は地域差が認められる(表 7)。そのため、オパール A/CT 境界およびオパール CT/石英境界がともに得られている基礎試錐「天北」および北川口 SK-1 のボーリング調査結果において、それらの仮定を変更させた場合の古地温勾配獲得時におけるオパール CT 化深度を見積もった。各孔の古地温勾配については石油公団 (1995) および天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1982) を使用した。その結果、Iijima and Tada (1981) および白水 (1988), Isaacs et al. (1983) では、オパール CT 化を生じた深度が現在のオパール A/CT 境界よりも浅い深度となった。それら以外の Aoyagi and Kazama (1980) および吉村 (1994) の条件ではオパール CT 化を生じた深度は 800~1,400 [m]となり、一般的なオパール A/CT 境界の深度と一致し、珪質岩の孔隙率から得られた北海道北部の埋没深度 800~1,100 [m] (福沢, 1987) ととも矛盾しない結果となった。鉱物学的条件として用いている Aoyagi and Kazama (1980) では、この計算結果におけるオパール CT 化を生じる深度についての浅い場合となり、前述した侵食速度となる。逆に深い場合には、侵食開始年代が更に新しくなるため、更に早い侵食速度になると考えられる。以上のことから、堆積岩類の全岩化学組成および鉱物組成を用いて侵食量を推定する際には、仮定となる地表温度や古地温勾配、およびシリカ鉱物の相転換温度の参照データなどについて、十分な検討を実施する必要がある。

表4 オパールCT化の深度および侵食量

ボーリング孔名	オパールCT化の深度(m)	侵食量(m)
HDB-1	324.97	535
HDB-2	41.30	820
HDB-3	426.00	435
HDB-4	100.00	760
HDB-5	99.90	760
HDB-6	426.00	435
HDB-7	ND.	ND.
HDB-8	102.30	760

表5 既存文献による古地温勾配の見積もり

	基礎試錐「天北」	北川口SK-1
温度検層による地温勾配 (°C/100m) *	2.7	3.2
鉱物学的古地温勾配 (°C/100m) **	2.7	3.2
シリカ鉱物相による古地温勾配 (°C/100m) ***	3.2	3.5
補正古地温勾配 (°C/100m) ****	3.3	3.8

\*温度検層の結果を使用

\*\*オパール A/CT, オパール CT/石英, 方沸石, 濁沸石の温度および深度条件を使用

\*\*\*オパール A/CT, オパール CT/石英の温度および深度条件を使用

\*\*\*\*ディップメーター解析の結果から得られた稚内層・声間層の平均地層傾斜 13° (基礎試錐「天北」), 25° (北川口 SK-1) を用いて, 真の層厚に補正した際に得られる古地温勾配

表6 北海道北部における第三紀以降の火山活動

岩体名	岩石種	K-Arおよび <sup>14</sup> C年代	岩相記載・層序学的年代	幌延からの距離
1 宗谷岬玄武岩類	主としてかんらん石玄武岩	-	○稚内東方宗谷岬周辺の弁天島、泊内、丸山、朝間山などに点在する小規模な貫入岩類。 ○岩脈あるいはシルの産状を呈する。	46 km
2 利尻島	○後期：玄武岩、少量の安山岩～流紋岩 ○中期：安山岩～デイサイト ○E-2期：玄武岩～安山岩 南東部ではデイサイト ○E-1期：安山岩～デイサイト	○利尻火山由来の最上位テフラ (Rs-Ho) を覆う土壌 8.180±180y. B.P. ( <sup>14</sup> C年代：Miura, 1995) ○L-2期山頂溶岩流直下の木片 28.230±1.020y. B.P. ( <sup>14</sup> C年代：三浦・高岡, 1993) ○L-1期溶岩流直下の炭化木片 >37,820y. B.P. ( <sup>14</sup> C年代：三浦・高岡, 1993) ○中期最下位溶岩流 0.042±0.013Ma (石塚, 1999) ○E-2期最下位溶岩流 0.044±0.012Ma (石塚, 1999) ○E-1期溶岩ドーム 0.133±0.008Ma (石塚・中川, 1994) 0.078±0.005Ma (石塚・中川, 1994) ○E-1期最下位溶岩流 0.067±0.023Ma (石塚, 1999)	○利尻火山の活動開始年代：約20万年前 E-1期最下位溶岩流の年代値およびE-1期からF-2期にかけての噴出率に基づき、約20万年前と推定 (石塚, 1999)。 ○利尻火山の最新活動年代：規模の大きな活動は7,000～8,000年前頃。 その後の小規模な活動は数千年前には終息。 L-2期Rs-Hoテフラを覆う土壌から得られた年代値と噴出量とから、利尻島内の主要な噴火活動は7,000年前以前には終了したと推定 (石塚, 1999)。また、利尻島で認められる最新の噴出物について、それらを覆う土壌の堆積速度から、最新の活動時期を2,000～7,000年前と推定 (石塚, 1999)。	51 km
3 スコトン岬貫入岩体 (礼文島)	主として優黒質細粒輝石ドレイライトからなり、優白質単斜輝石ドレイライトおよび単斜輝石ヒン岩を伴う (平原・周藤, 2003)	-	○礼文東部のスコトン岬、ゴロク岬、稲穂ノ崎、白浜などに点在するシル・ラコリス群。 ○弱変質。	84 km
4 久種湖ドレイライト (礼文島)	ドレイライト	18.2±1.2Ma (Goto and Wada, 1991) 17.8-18.6Ma (広瀬・中川, 1999)	○礼文東部の久種湖東岸に露出する貫入岩体で、斜長石、チタン普通輝石、イルメナイトからなる。	78 km
5 メシク二層 (礼文島)	輝石安山岩、かんらん石玄武岩、普通角閃石を含む輝石安山岩	10.4±2.2Ma (後藤ほか, 1995) 10-11Ma (広瀬・中川, 1999)	○礼文東南部に分布する火砕岩層で、南北6km、東西3kmの範囲に広く分布する (長尾ほか, 1963)。 ○主にハイアロクラスタイト、塊状溶岩、エビクラスティック火山閃岩からなり、それらのフィーダー岩脈を伴う。	71 km
6 桃岩 (礼文島)	斜長石と少量の普通輝石斑晶を含むデイサイト	13.0±1.6Ma (後藤ほか, 1995) 13.3-12.6Ma (広瀬・中川, 1999)	○礼文東南部に位置する未固結合水堆積物に貫入したクリプトドーム (直径300m、比高170m)。	71 km
7 敏音知岳溶岩	黒雲母、石英、斜長石斑晶を含む流紋岩	17.1±0.9Ma (後藤ほか, 1995)	○稚内の南東70kmに位置する敏音知岳 (標高740m) を形成する溶岩で、侵食された溶岩ドーム。	34 km
8 音威富士溶岩	ガラス質普通輝石シン輝石安山岩	12.0±0.7Ma (後藤ほか, 1995)	○敏音知岳の南方20kmに位置する音威富士 (標高477m) とその東側に分布。 ○南北9km、東西4kmの分布域を持つ (長谷川ほか, 1962)。	47 km
9 函岳溶岩	主として輝石安山岩	12.1±0.6Ma (渡辺・山口, 1988) 10.2±0.5Ma (渡辺・山口, 1988) 12.2-10Ma (広瀬・中川, 1999)	○函岳 (標高1,129m) を中心に広がる溶岩・火砕岩の総称。 ○分布域は南北24km、東西20kmにわたる (小山内・庄谷, 1965)。 ○標高900m～1100mの平坦な台地 (平坦溶岩) を形成。 ○層序学的検討に基づく噴出年代は12Ma前後 (中期中新世；垣原, 1999) と推定されている。	59 km

(表中の番号は図4を参照)

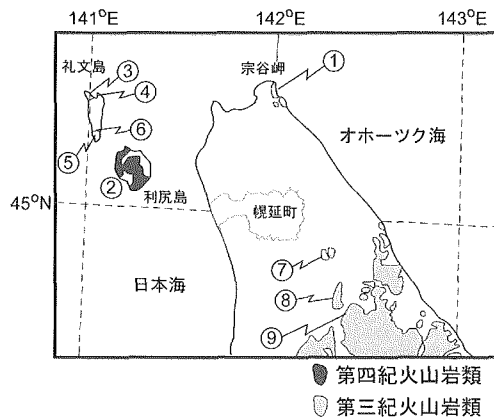


図4 北海道北部地域における火山岩類の位置図 (広瀬・中川, 1999を一部改変：図中の番号は表6を参照)

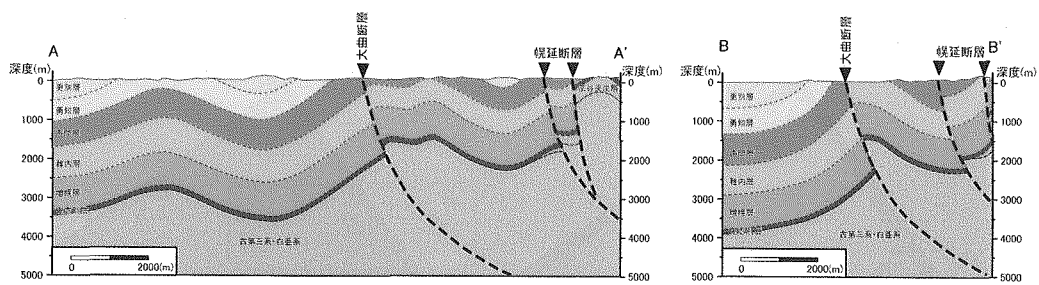


図5 断面図（断面図の位置については図1を参照：舟木ほか，2005より）

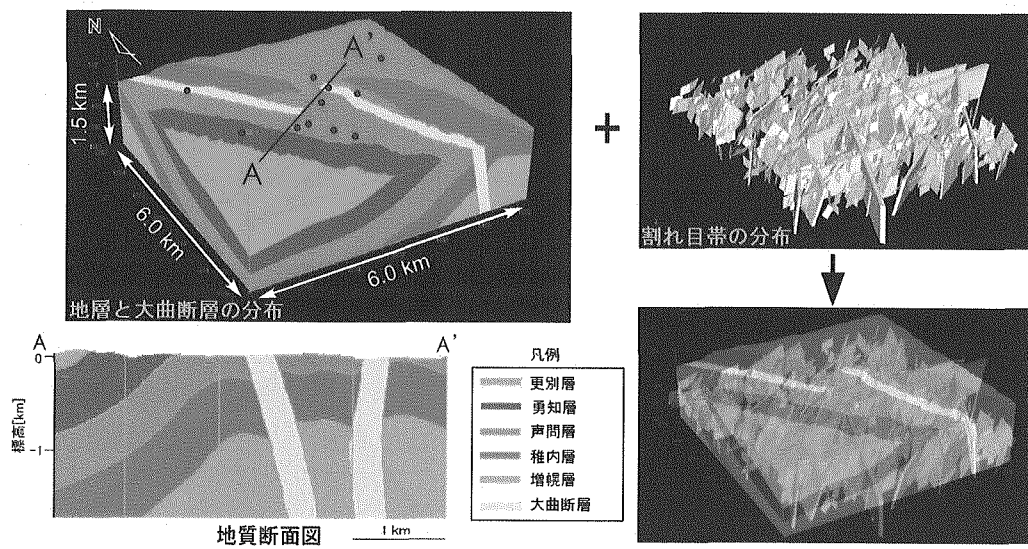


図6 地質構造モデル（石井・安江，2005a）

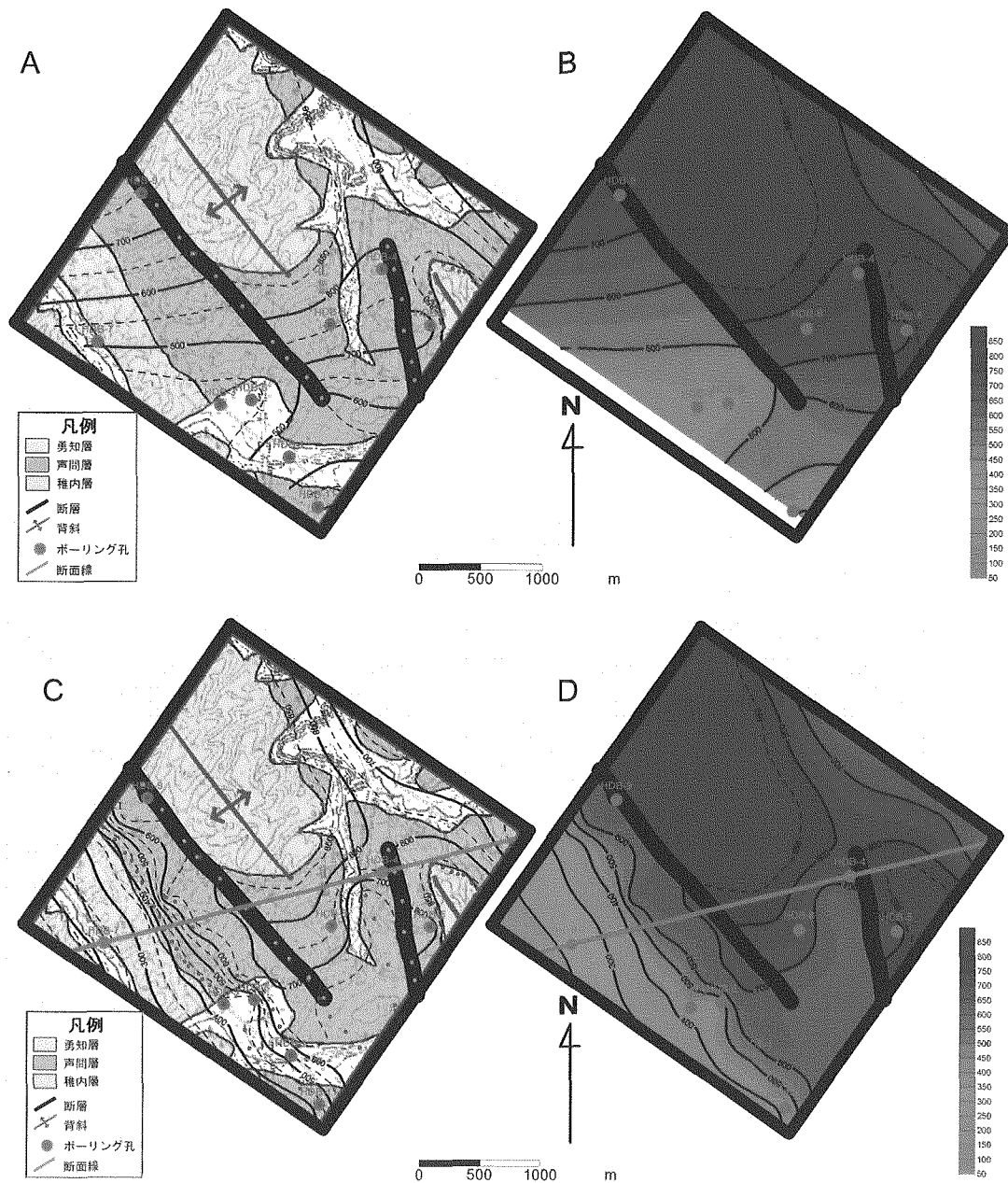


図7 幌延町北進地区における侵食量のコンターマップ

- \* コンターマップ作成には Golden Software Surfer8 を使用し、Gridding Method は Minimum Curvature とした
- \*\* 研究所設置地区の範囲で解析を行い、A および C については地質図に侵食量のコンターを重ね合わせ、B および D については侵食量コンターに侵食量による色差（侵食量大：茶色，侵食量小：黄緑色）を付けた
- \*\*\* A および C の●は、コンターマップを作成する際に使用したデータ位置を示す。
- \*\*\*\* 使用データについては、各孔のオパール A/CT から得られた侵食量および地質構造モデル（図6：石井・安江，2005a）から推定した侵食量を使用。
- \*\*\*\*\* 桃色線は断面線を示す（断面図は図8を参照）。
- \*\*\*\*\* B の南西側の侵食量が白色部は、データ数が足りないため、解析が行えない範囲。

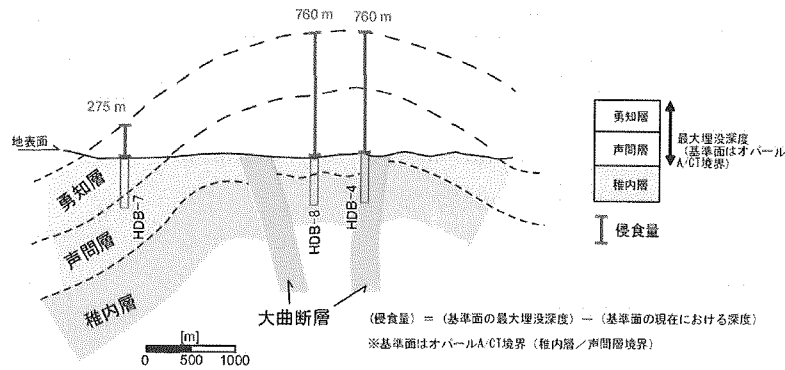


図8 幌延町北進地区における地質構造と侵食量の関係  
(断面線の位置は図7を参照)

表7 既存文献によるシリカ鉱物相変化の温度

	オパールA -オパールCT境界	オパールCT -石英境界	使用データ
Aoyagi and Kazama (1980)	45°C	69°C	北海道 (天北地域, 石狩地域, 日高地域の計11孔), 新潟 (1孔), および熊本県天草 (1孔) における深層ボーリング結果
Tada and Iijima (1983)	22~33°C	72°C	北海道 (天北地域, 釧路の計3孔), および東北地方 (男鹿半島, 下北半島, 下北半島東方沖約150kmの計6孔) における深層ボーリング結果
白水 (1988)	38~56°C	87~106°C	不明
吉村 (1994)	約50°C	約80°C	?
Isaacs et al. (1983)	50~54°C	77~110°C	カリフォルニア州Santa Maria地区で実施された深層ボーリングおよび地表地質調査結果

### 2.2.3 有機物組成の温度依存性および有機物組成の変化による侵食量の推定方法

オパール CT 化の層準を基準として深度を古地温に変換し、古地温と環状イソプレノイドであるステラン/ステレンの有機物比との相関性を調べた。なお、イソプレノイドは、動物、植物および微生物に至るまで最も広く分布する生体有機物の一つである。オパール A/CT 境界が認められる現境界深度 ( $D_{\text{opalA/CT}}$ [m]) を基準として、古地温を求める深度 ( $D_{\text{detum}}$ [m]) を古地温勾配 ( $G$ [ $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ]) から古地温 ( $T_{\text{placo}}$ [ $^{\circ}\text{C}$ ]) に次式 (式 2) により変換した。

$$T_{\text{placo}}[^{\circ}\text{C}] = 45 + (D_{\text{detum}} - D_{\text{opalA/CT}}) \times \frac{G}{100} \quad (\text{式 2})$$

その結果、古地温とステラン/ステレン比の間には正の相関性が認められた (図 9, 図 10)。ステラン/ $\Delta^4$ -ステレン比について見ると、全試料でピアソンの積率相関係数の 2 乗値は  $R^2=0.7391$ 、ステラン/ $\Delta^5$ -ステレン比については全試料で  $R^2=0.7141$  である (図 9)。また、古地温  $40\sim 60$  [ $^{\circ}\text{C}$ ] の範囲に限定すると、それぞれ  $R^2=0.9180$ ,  $R^2=0.9007$  となり、非常によい相関を示す (図 10)。以上のことは、続成変質作用により岩石が被った最高温度条件を示す指標として、岩石中に含まれる有機物の比率、すなわちステラン/ステレン比が有効であることを示している。加えて、古地温勾配が推定できる場合には、ステラン/ステレン比により見積もった温度条件を深度に読み替えることができるため、シリカ鉱物相と同様に、温度条件を求めた岩石の深度とその温度条件に基づいて、対象地域の侵食量を推定することが可能となる。

ステラン/ステレン比を用いた温度条件推定方法は、古地温勾配を  $3.5$  [ $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ] と仮定した場合、埋没続成変質作用時に獲得した最高温度条件が約  $40\sim 60$  [ $^{\circ}\text{C}$ ]、すなわち埋没深度  $700\sim 1,300$  [m] 程度の岩石を対象として適用可能と考えられる。この温度より低温もしくは浅所の条件では、ステランおよびステレンより早く続成変化を生じる鎖状イソプレノイドの組成変化が利用可能と考えられる (鈴木, 2004)。また、この温度より高温もしくは深度増加の条件では、ステランの立方異性体や、主に被子植物、コケ類およびバクテリアなどに含まれる有機物であるトリテルパンの立方異性体、更に高温では、ビトリナイト反射率による温度条件の推定方法が適用可能である (図 11)。鈴木(2004) に従い、堆積盆の昇温速度については、 $100$  万年程度として、温度指標の関係図を作成した。なお、HDB-7 孔で得られているステラン/ステレン比については、深度依存の傾向は認められていない。この原因として、稚内層、声問層の珪質岩および勇知層の砂岩では、有機物組成がそれぞれ異なることが考えられる。

稚内層および声問層と同様な珪質岩 (硬質頁岩, 珪藻質泥岩) 層は、北海道および日本海側油田地帯の中部中新統上部~上部中新統で認められ、北海道の石狩南東地域に分布する軽舞層、秋田地域の女川層、山形地域の草薙層、新潟地域の寺泊層下部などが例としてあげられる (図 12)。これらの地層は主に珪藻から構成されており、有機物組成が稚内層に類似しているため、上記有機物の温度指標が適用できると予想される。また、それらの地層以外においても、全岩化学組成、鉱物組成および有機物組成に大きな差異がないと確認できた堆積岩であれば、上記の有機物温度指標が適用できると考えられる。

研究所設置地区において、地表浅所の試料を簡易ボーリング調査などで大曲断層の西部および背斜軸部周辺において採取し、ステラン/ステレン比からの侵食量が  $15$  箇所得られたと仮定した場合に、得られる侵食量コンターマップを作成した (図 13)。図



13-B に示す 15 箇所の侵食量データは、図 7-C および図 7-D から得られる侵食量データを用いた。各孔および地表部のオパール A/CT 境界から得られる侵食量と、地表浅所試料のステラン/ステレン比で得られる侵食量によって、コンターマップを作成した場合でも、地質構造モデルから得られた侵食量コンターマップ（図 7-C, D）と同様な分布を示した。この指標を用いることにより、対象地域の隆起・侵食量の時間的・空間的把握が可能になり、比較的簡便に詳細な侵食量・侵食速度を推定することが可能になると考えている。

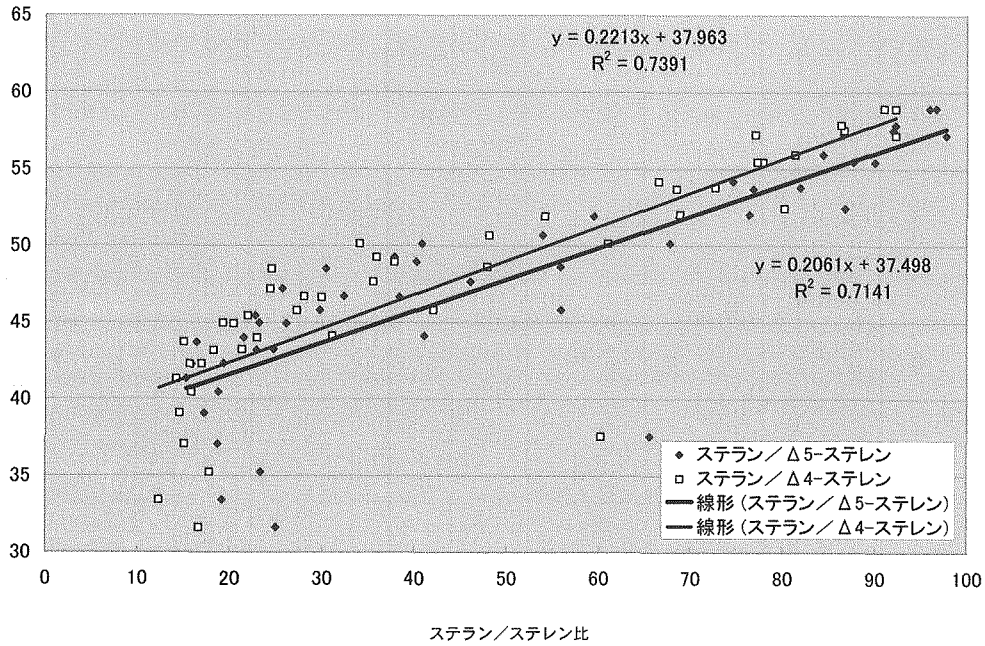


図 9 ステラン/ステレン比と古地温の相関性（全試料）

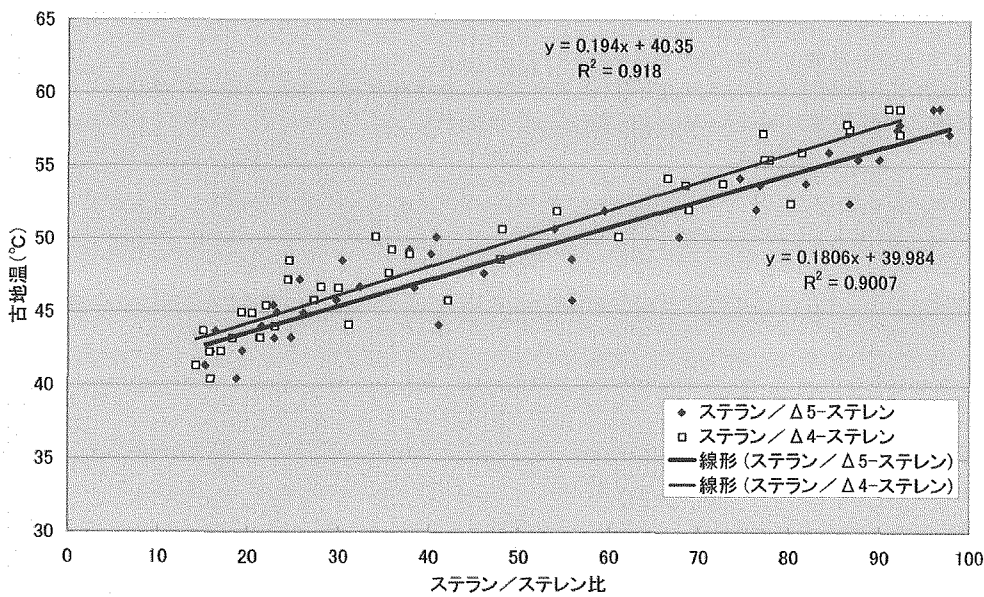


図 10 ステラン/ステレン比と古地温の相関性(古地温 40~60°Cの範囲の試料のみ)

古地温温度 (°C) xxxxxxx	粘土鉱物 xxxxxxx			有機物熟成指標			
	粘土	沸石	シリカ鉱物	ビトリナイト 反射率(%)	Tmax(°C)	バイオマーカー熟成度指標	
45°C		ガラス	非晶質	0.37*	40°C		
56°C	モンモリロ ナイト		クリスト パライト	0.35**~0.48*	60°C		
69°C					Ro=0.4%		
100°C		斜ブチロ ル沸石		0.40**~0.50*	430 (Ro=0.5)*		Ro=0.5%****
113°C	混合層			0.41**~0.53*			
134°C		方沸石 輝沸石	石英				Ro=0.6%
150°C		濁沸石 アルバイト		0.55**~0.70*			Ro=0.8% Ro=1.0%****
180°C	イライト				465 (Ro=1.3)*		Ro=1.4% Ro=1.5%****

図11 鉱物学的・有機地球化学的温度指標の関係

- \* 基礎試錐「天北」(石油公団, 1995)におけるビトリナイト反射率 (Ro) およびロックエバル分析による熟成度指標Tmaxの結果を使用。
- \*\*石油資源開発(株)の北川口SK-1ボーリング調査におけるビトリナイト反射率 (Ro) を使用(データはサイクル機構, 1999による)。
- \*\*\* HDB-3, 4, 5, 6, 8孔(高橋, 2005)。
- \*\*\*\* バイオマーカー熟成度指標の例(Peters and Moldowan, 1993)。
- \*\*\*\*\* ビトリナイト反射率および古地温, バイオマーカー熟成度指標と関係(鈴木, 2004)。
- \*\*\*\*\* 鉱物学的温度指標の例(Aoyagi and Kazama, 1980)。

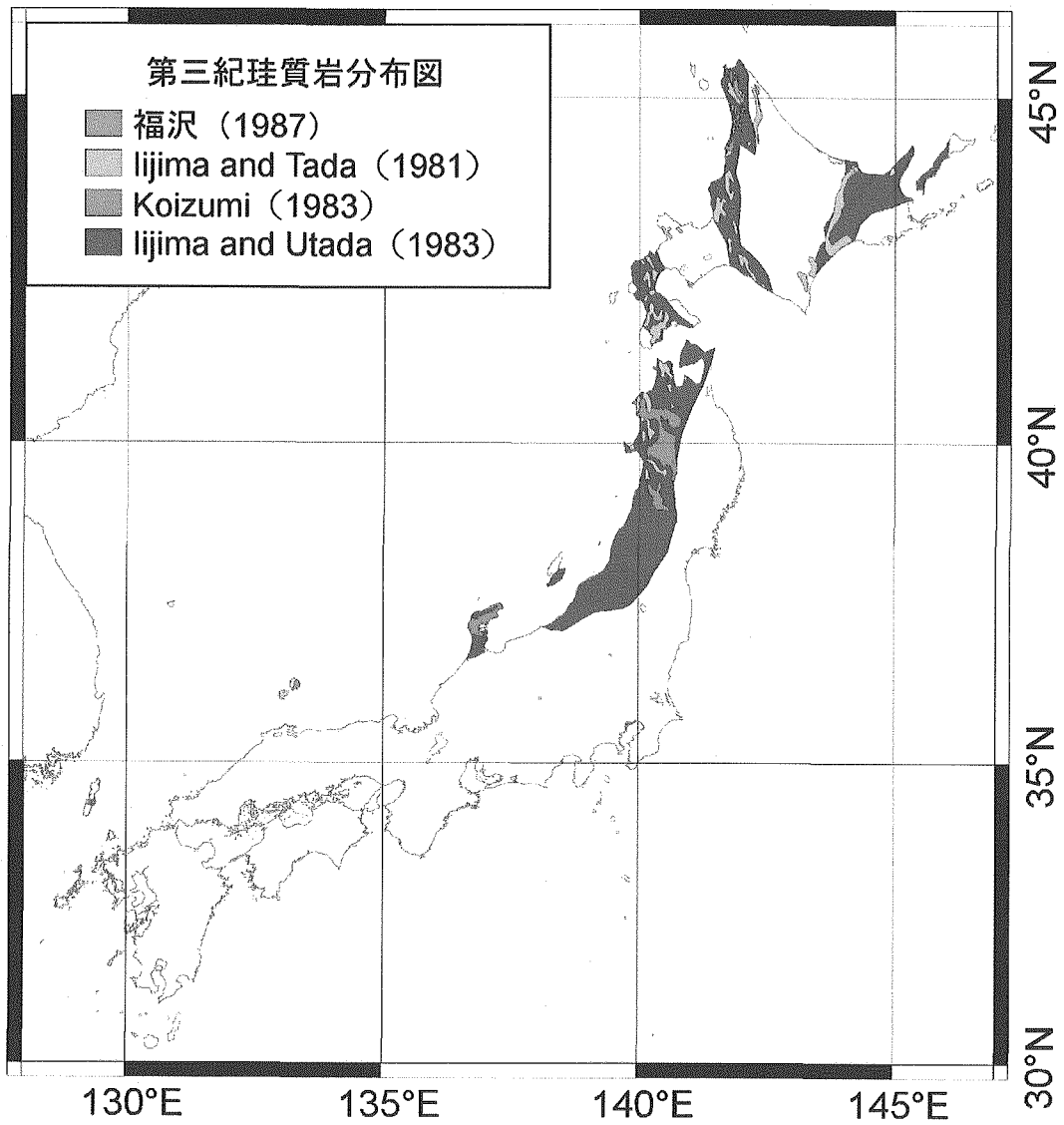


図 12 第三紀珪質岩の分布図

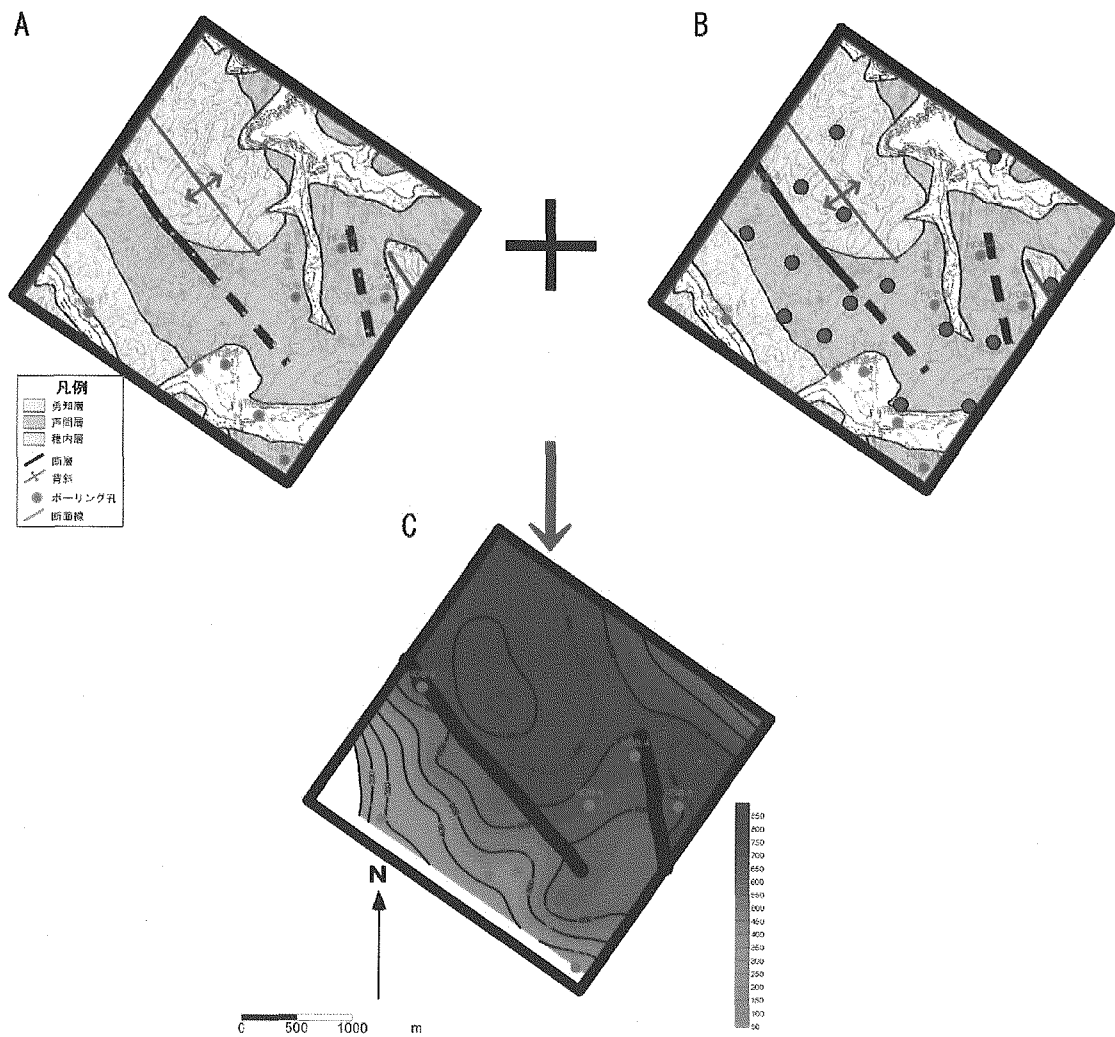


図 13 幌延町北進地区において、有機物組成を用いた場合に推定される侵食量の  
コンターマップの例

- A: 各孔および地表部のオパール A/CT 境界から得られる侵食量データ (○)
- B: 地表浅所のステラン/ステレン比から得られる侵食量データ (●)
- (採取・分析とも未実施、侵食量については、図 7-C, D からの情報を使用)
- C: A と B のデータを入力した際に推定される侵食量のコンターマップの例

### 3. まとめと今後の展望

ここでは、幌延町北進地区のボーリング試料を用いて、シリカ鉱物相の変化および有機物組成の変化を指標とし、過去 100 万年程度の地層の侵食量から侵食速度を推定する方法を示した。侵食速度を推定するための作業フローは、図 14 (シリカ鉱物) および図 15 (有機物) にまとめられる。シリカ鉱物の鉱物相の転換温度を利用した手法を適用した結果、幌延町北進地区の侵食速度は、隆起量の多い場所では約  $0.66 \text{ [m ky}^{-1}\text{]}$  以上、少ない場所では約  $0.21 \text{ [m ky}^{-1}\text{]}$  以上であることが明らかになった。日本列島を概観した場合に、シリカ鉱物相の変化を用いた侵食速度の推定方法は、稚内層および声間層と同様の地層が分布する北海道から日本海側の油田地域で適用できると考えられる。また、ステラン/ステレン比を用いた方法については、無機・有機元素組成および有機物組成に大きな差異がない堆積岩 (例えば海成堆積物起源の泥岩) に適用可能である。地表浅所の試料を用いた侵食量の推定には、これまでの簡易ボーリング調査の試料などを用いて、ステラン/ステレン比を測定して、侵食量を今後求める予定である。併せて、ステラン/ステレン比と古地温の関係についても、分析数を増やすなどして、信頼性の向上に努めていく予定である。

いずれの手法においても、沈降から隆起に転じたネオテクトニクスの枠組みでの侵食作用を前提としている。また、古地温勾配を求める際の当時の地表温度やシリカ鉱物の相転換温度、侵食が始まった時期などの特定には、様々な不確実性を伴っている。例えば、古地温勾配およびシリカ鉱物の相転換温度について条件を変更し、埋没深度の推定を行った場合には、オパール CT 化を生じる深度は約  $800\sim 1,300 \text{ [m]}$  となることから (表 8)、場所によっては、侵食速度が  $1 \text{ [m ky}^{-1}\text{]}$  を超えることになる。また、侵食の開始時期については、勇知層/更別層境界の年代を  $1.3 \text{ [Ma]}$  としたが、 $1.5 \text{ [Ma]}$  まで遡る可能性もあり (石井・安江, 2005b)、その場合には侵食速度が 2 割程度小さく見積もられる。したがって、ここで提示した方法によって求めた侵食速度に対する信頼性の向上を図るためには、上記の見積もりに際して、対象地域の層序などについても十分な検討を行うことが重要である。併せて、幌延地域においては、地殻変動域が鮮新世以降に移動していること (Yasue et al., 2005) など、当該地域における地史を考慮することも必要である。

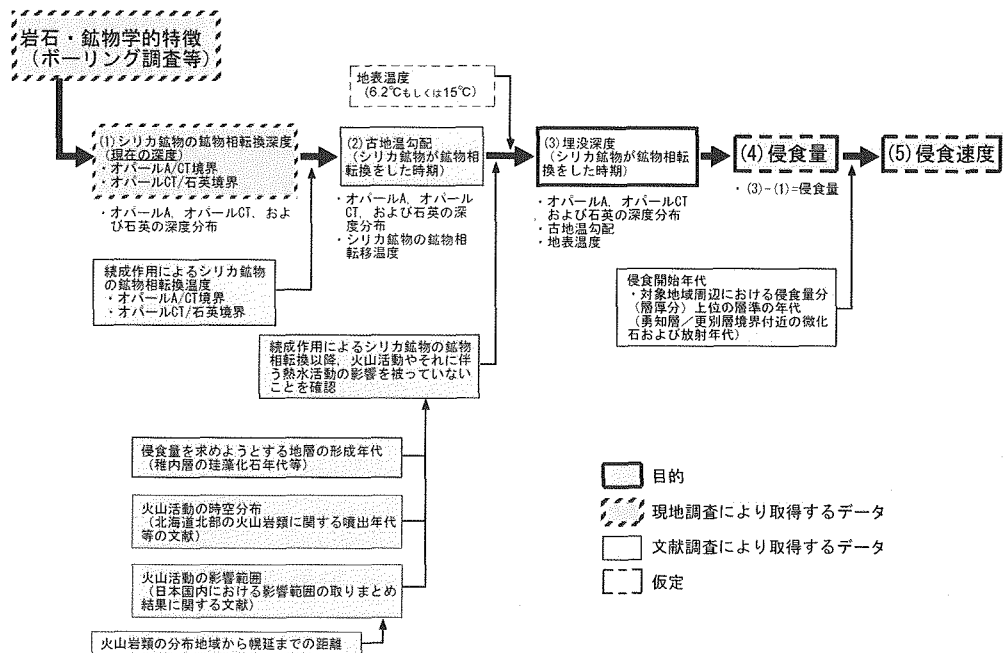


図 14 シリカ鉱物の鉱物相の転換温度を利用した侵食量および侵食速度推定のための作業フロー

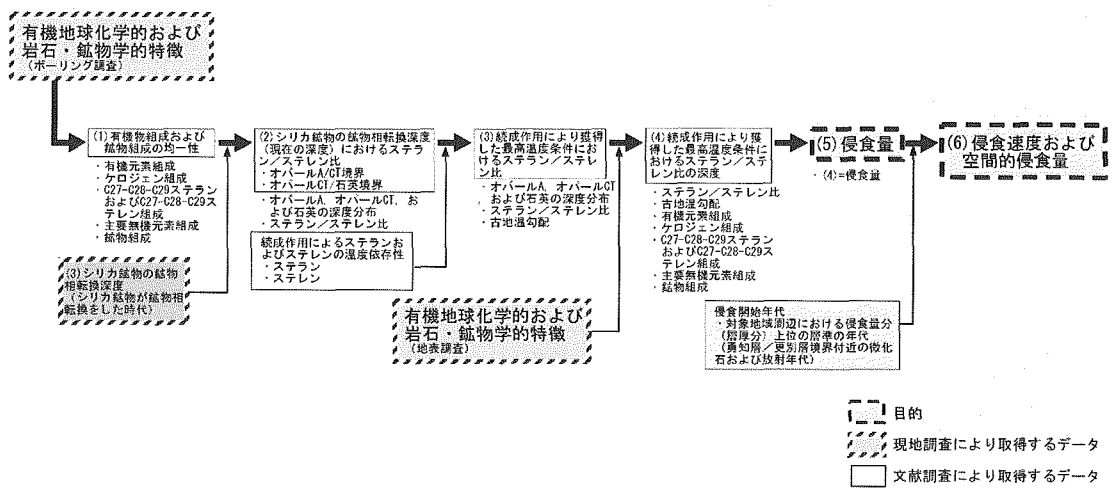


図 15 有機物組成を利用した侵食量および侵食速度推定のための作業フロー

表 8 オパール CT 化の条件から得られる埋没深度

条件	オパールA/CT	オパールCT/石英	深度差	オパールA/CT	オパールCT/石英	温度差	古地温勾配	オパールCT化	引用文献***	備考	
	境界深度(m)	境界深度(m)	(m)	境界温度条件(°C)	境界温度条件(°C)	(°C)	(°C/100 m)	深度(m)			
基礎試錐「天北」	地層の傾斜未補正 地表温度15°C*	250	996	746	45	69	24	3.2	932	1)	****
					22	72	50	6.7	104	2)	
					38	106	68	9.1	252	3)	
					50	80	30	4.0	870	4)	
					50	110	60	8.0	435	5)	
	地層の傾斜を補正 地表温度15°C*				45	69	24	3.3	908	1)	****
					22	72	50	6.9	102	2)	
					38	106	68	9.4	246	3)	
					50	80	30	4.1	847	4)	
					50	110	60	8.3	424	5)	
地層の傾斜未補正 地表温度6.2°C**	45	69	24	3.2	1205	1)	****				
	22	72	50	6.7	236	2)					
	38	106	68	9.1	349	3)					
	50	80	30	4.0	1088	4)					
	50	110	60	8.0	544	5)					
地層の傾斜を補正 地表温度6.2°C**	45	69	24	3.3	1174	1)	****				
	22	72	50	6.9	229	2)					
	38	106	68	9.4	340	3)					
	50	80	30	4.1	1060	4)					
	50	110	60	8.3	530	5)					
北川口SK-1	地層の傾斜未補正 地表温度15°C*	601	1379	778	45	69	24	3.1	973	1)	****
					22	72	50	6.4	109	2)	
					38	106	68	8.7	263	3)	
					50	80	30	3.9	908	4)	
					50	110	60	7.7	454	5)	
	地層の傾斜を補正 地表温度15°C*				45	69	24	3.4	881	1)	****
					22	72	50	7.1	99	2)	
					38	106	68	9.6	239	3)	
					50	80	30	4.3	823	4)	
					50	110	60	8.5	411	5)	
	地層の傾斜未補正 地表温度6.2°C**				45	69	24	3.1	1258	1)	****
					22	72	50	6.4	246	2)	
					38	106	68	8.7	364	3)	
					50	80	30	3.9	1136	4)	
					50	110	60	7.7	568	5)	
地層の傾斜を補正 地表温度6.2°C**	45	69	24	3.4	1140	1)	****				
	22	72	50	7.1	223	2)					
	38	106	68	9.6	330	3)					
	50	80	30	4.3	1030	4)					
	50	110	60	8.5	515	5)					

\* Aoyagi and Kazama (1980)で仮定された地表温度

\*\* 天塩気象観測点で測定された1979年から2000年までの平均気温

\*\*\* シリカ鉱物相の相転換温度 引用文献 1) Aoyagi and Kazama (1980); 2) Iijima and Tada (1981); 3) 白水(1988); 4) 吉村(1994); 5) Isaacs et al. (1983)

\*\*\*\* オパールCT化を生じた深度が現在のオパールA/CT境界深度より浅いデータ

## 参考文献

- Aoyagi, K. and Kazama, T. : "Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis", *Sedimentology*, Vol. 27, p.179~188 (1980)
- 藤原 治, 他 : "日本列島における侵食速度の分布", サイクル機構技報, No.5 (1999.12), p.85-93 (1999)
- 福沢仁之 : "北海道北部, 新第三紀後期の層状珪質岩の堆積場", 地質学雑誌, Vol.93, p.37~55 (1987)
- 舟木泰智, 他 : "文献調査に基づく幌延地域の地質・地質構造に関する検討", サイクル機構技術資料, JNC TN5400 2004-006 (2005)
- 原子力安全委員会 : "高レベル放射性廃棄物処分の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について", 21p. (2002)
- 後藤芳彦, 他 : "北海道北部の中新世火山活動の活動場 : K-Ar 年代と主成分化学組成からの推定", 岩鉱, Vol. 90, p.109~123 (1995)
- Goto, Y. and Wada, K. : "The middle Miocene alkali dolerite from Rebun Island, northeastern Japan Sea", *J. Min. Petr. Econ. Geol.*, Vol. 86, p.375~378 (1991)
- 長谷川 潔, 他 : "5 万分の 1 地質図幅「音威子府」及び同説明書", 北海道開発庁 (1962)
- 平原由香・周藤賢治 : "北海道礼文島, ドレライト質スコトン岬貫入岩体の内部構造と形成過程", 地質学雑誌, 109, p.442~458 (2003)
- 広瀬 亘・中川光弘 : "北海道中央部~東部の新第三紀火山活動 : 火山学的データおよび全岩化学組成からみた島弧火山活動の成立と変遷", 地質学雑誌, Vol. 105, p.247~265 (1999)
- Huang, W. -Y. and Meinschein, W. G. : "Sterols as ecological indicators", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol.43, p.739~745 (1979)
- Iijima, A. and Tada, R. : "Silica diagenesis of Neogene diatomaceous and volcanoclastic sediments in northern Japan", *Sedimentology*, Vol. 28, p.185~200 (1981)
- Iijima, A. and Utada, M. : "Recent developments in the sedimentology of siliceous deposits in Japan", In *Development in sedimentology Vol. 36 Siliceous deposits in the Pacific region* (Iijima, A., Hein, J.R., and Siever, R. eds.), p.45~64 (1983)
- Isaacs, C. M., et al. : "Facies and diagenesis of the Miocene Monterey Formation, California: a summary", In *Development in sedimentology Vol. 36 Siliceous deposits in the Pacific region* (Iijima, A., Hein, J. R. and Siever, R. eds.), p.247~282 (1983)
- 石井英一・安江健一 : "幌延深地層研究計画における断層の解析と地質構造モデルの構築", サイクル機構技術資料, JNC TN5400 2005-008 (2005a)



- 石井英一・安江健一：“幌延町における鮮新世～前期更新世のテフラ層序と FT 年代”，サイクル機構技術資料，JNC TN5400 2005-006 (2005b)
- 石塚吉浩：“北海道北部，利尻火山の形成史”，火山，vol. 44, p.23～40 (1999)
- 石塚吉浩・中川光弘：“北海道北部，利尻火山のデイサイト質溶岩ドーム群の K-Ar 年代”，岩鉱，Vol. 89, p.360～364 (1994)
- 垣原康之：“北海道北部美深町函岳地域の新第三紀火山岩類の層序”，地質学雑誌，vol. 105, p.13～24 (1999)
- 小池一之・町田 洋編：“日本の海成段丘アトラス (+CD-ROM3 枚+付図)”，東京大学出版会 (2001)
- Koizumi, I. : “Sedimentary environments of Neogene diatomaceous sediments, west coast of Japan”, In Development in sedimentology Vol. 36 Siliceous deposits in the Pacific region (Iijima, A., Hein, J.R., and Siever, R. eds.), p.347～360 (1983)
- de Leeuw, J. W., et al. : “Limited double bond isomerisation and selective hydrogenation of sterenes during early diagenesis”, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol.53, p.903～909 (1989)
- Mackenzie, A. S. : “Application of biological markers in petroleum geochemistry”, In: Advances in Petroleum Geochemistry (Brooks, J. and Welte, D.H., eds.), Vol. 1, Academic Press, London, p.115～214 (1984)
- Miura, H. : “A proposal for the source vent of the Rishiri-Wankonosawa tephra (RS-WN), the late Pleistocene marker tephra in northern Hokkaido”, Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ., Vol. 30, p.133～145 (1995)
- 三浦英樹・高岡貞夫：“利尻火山から噴出した溶岩流に埋没する木材遺体の  $^{14}\text{C}$  年代と樹種同定の意義”，第四紀研究，32, p.107～114 (1993)
- 長尾捨一，他：“5 万分の 1 地質図幅「礼文島」及び説明書”，北海道開発庁 (1963)
- 小口 高：“山地流域の侵食域と堆積域における最終氷期末期以降の土砂移動の量的検討”，地形，12, p.25～39 (1991)
- 岡 孝雄・五十嵐八枝子：“北海道・天塩平野北部の上部新生界—特に勇知層・更別層の堆積相と花粉化石層序について—”，加藤誠教授退官記念論文集，p.341～365 (1997)
- 小山内 熙・庄谷幸夫：“5 万分の 1 地質図幅「恩根内」及び説明書”，北海道開発庁 (1965)
- Peters, K. E. and Moldowan, J. M. : “The Biomarker guide”, Prentice-Hall, Inc., New Jersey (1993)
- サイクル機構：“北海道北部地域における地質データの収集”，サイクル機構技術資料，JNC TN1440 99-005 (1999)

- 石油公団：“国内石油・天然ガス基礎調査基礎試錐「天北」調査報告書”，石油公団（1995）
- 白水晴雄：“粘土鉱物学－粘土科学の基礎－”，朝倉書店（1988）
- 鈴木徳行：“古地温指標分子”，石渡良志，山本正伸編「地球化学講座 4 有機地球化学」，培風館，東京，p.256～258（2004）
- 鈴木隆介・横山勝三：“火山体の削剥速さ”，地形，Vol.2，p.53～58（1981）
- Tada, R. and Iijima, A.：“Petrology and diagenetic changes of Neogene siliceous rocks in northern Hokkaido”，Journal of Sedimentary Petrology，Vol.53，p.911～930（1983）
- 高橋一晴：“幌延深地層研究計画における地表踏査およびボーリング調査の各種測定・分析データ集”，サイクル機構技術資料，JNC TN5400 2005-010（2005）
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会：“日本の石油・天然ガス資源”，天然ガス鉱業会大陸棚石油開発協会（1982）
- 梅田浩司，他：“坑井温度データから算定した地熱地帯における熱水流体の流動速度及び熱流量”，地熱，Vol.36，p.219～237（1999）
- Wang, F., et al.：“Late Quaternary downcutting rates of the Qianyou River from U/Th speleothem dates, Qinling mountains, China”，Quaternary Res., Vol.62，p.194～200（2004）
- 渡辺 寧・山口昇一：“北部北海道名寄－旭川地域の中新世火山岩の K-Ar 年代とその造構場”，地球科学，42，p.91～99（1988）
- 山本卓也，他：“幌延深地層研究センターにおける試錐調査（HDB-1 孔）”，サイクル機構技術資料（委託研究成果報告書：大成建設株式会社），JNC TJ1400 2002-010（2002）
- 矢野雄策，他：“日本列島地温勾配図”，地質調査所特殊地質図および同解説書（1999）
- Yasue, K., et al.：“Neotectonics of the Tenpoku Sedimentary Basin in northern Hokkaido, Japan : a case of Horonobe area”，Abstracts of the HOKUDAN International Symposium on Active Faulting (Research on Active Faulting to Mitigate Seismic Hazards: the State of Art), Operation Committee of the Hokudan International Symposium on Active Faulting, Hiroshima, p.176～177（2005）
- Yoshikawa, T.：“Denudation and tectonic movement in contemporary Japan” Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo, vol.6, p.65～78（1974）
- 吉川虎男：“湿潤変動帯の地形学”，東京大学出版会，東京（1985）
- 吉村尚久：“鉱物の変化から見た堆積盆の熱履歴評価”，石油技術協会誌，Vol. 59, p.271～278（1994）
- 吉村尚久編著：“粘土鉱物と変質作用”，地学団体研究会（2001）