

JNE TJ7K20 2005-05X

図書室

地質環境の熱履歴推定手法に関する調査

(核燃料サイクル開発機構 契約業務報告書)

2004年2月

三菱マテリアル資源開発株式会社

本資料の全部または一部を複写・複製・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

Tel: 029-282-1122 (代表)

Fax: 029-282-7980

e-mail: jserv@jnc.go.jp

Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to:
Technical Cooperation 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

JNC TJ7420 2005-054

地質環境の熱履歴推定手法に関する調査

(核燃料サイクル開発機構 契約業務報告書)

2004年2月

三菱マテリアル資源開発株式会社

2004年2月

地質環境の熱履歴推定手法に関する調査 (核燃料サイクル開発機構 契約業務報告書)

富山眞吾*, 松尾重明*, 松永絹子*, 鈴木美穂子*

要 旨

地質環境の長期安定性を評価するためには、過去から現在までの地質環境の熱履歴（熱史）を精度よく把握するための体系化された調査手法が必要となる。

本調査では、上記手法を構築するための基礎資料として、現在用いられている地質温度計に関する研究事例を収集し、カード形成にて対象鉱物・岩石、研究の適用分野、測定上の長所・短所、適用年代・温度範囲、適用性・精度、今後の課題等を取りまとめた。

また、最近の研究事例についても情報を収集し、研究の進展状況、発展性のほか、文献で引用されることの多い主要な研究発表事例についても記載した。

本報告書は三菱マテリアル資源開発株式会社が核燃料サイクル開発機構との契約により実施した研究成果に関するものである。

機構担当課室：東濃地科学センター 地質環境研究グループ

*三菱マテリアル資源開発株式会社

February, 2004

Investigation about a technique for the thermal history of geological environment

(Outsourcing report of the Japan Nuclear Cycle Development Institute)

Shingo Tomiyama *, Shigeaki Matsuo *,
Kinuko Matsunaga *, Mihoko Suzuki *

ABSTRACT

In order to evaluate the long-term stability of geological environment, the investigation technique systematized for grasping the thermal history of the geological environment from the past to the present with sufficient accuracy is needed.

In this investigation, the research examples about the geologic thermometer used at the present were collected as underlying data for building the above-mentioned technique, and an objective mineral and rock, the application field of research, the strengths and weaknesses on measurement, an application age and the temperature range, applicability and accuracy, a future subject, etc. were adjusted by card formation.

Moreover, the underlying data was collected also about the latest research example and the presentation examples for main research with being quoted by other reference besides the status of progress and possibilities for research were also entered up this report.

This work was performed by Mitsubishi Materials Natural Resources Development Corporation under contract with Japan Nuclear Cycle Development Institute.

JNC liaison: Neotectonics Research Group, Tono Geoscience Center

* Mitsubishi Materials Natural Resources Development Corporation

目次

1	はじめに	3
2	地質温度計の概要	4
2.1	年代測定	4
2.2	続成作用	6
2.3	変成作用	7
2.4	地熱開発	7
3	地質環境の熱履歴推定手法に関する情報収集・整理.....	8
3.1	FT (フィッシュトラック) 法.....	15
3.2	TL(熱ルミネッセンス)法	17
3.3	ESR 法.....	18
3.4	放射性同位体年代測定法	19
3.5	固溶体温度計	19
3.6	流体包有物	20
3.7	自生鉱物	22
3.8	イライト結晶度	22
3.9	有機物の熟成度	23
3.10	同位体温度計	24
3.11	地化学温度計	25
3.12	解析	26
3.13	その他	26
4	まとめ	28
4.1	現状の地質温度計の適用範囲	28
4.2	今後の課題	29

表目次

表 2-1 年代測定法と熱履歴解析の原理.....	5
表 3-1 地質温度計	9
表 3-2 地質温度計・熱履歴推定手法のまとめ(1).....	10
表 3-3 収集文献リスト (FT 法)	16
表 3-4 文献リスト (TL 法)	17
表 3-5 文献リスト (ESR 法)	18
表 3-6 文献リスト (放射性同位体年代測定法)	19
表 3-7 文献リスト (固溶体温度計)	20
表 3-8 文献リスト (流体包有物)	21
表 3-9 文献リスト (自生鉱物)	22
表 3-10 文献リスト (イライト結晶度)	23
表 3-11 文献リスト (有機物の熟成度)	24
表 3-12 文献リスト (同位体温度計)	25
表 3-13 文献リスト (地化学温度計)	25
表 3-14 文献リスト (解析)	26
表 3-15 文献リスト (その他)	27
表 4-1 対象鉱物と地質温度計	28
表 4-2 熱履歴推定手法体系化のための適用性評価研究における手法組み合わせ (案)	32

図目次

図 4-1 カルデラ火山による周辺領域への影響の概念.....	30
---------------------------------	----

1 はじめに

地質環境の長期安定性を評価するためには、過去から現在までの地質環境の熱履歴（熱史）を精度よく把握するための体系化された調査手法が必要となる。

本調査では、上記手法を構築するための基礎資料として、現在用いられている地質温度計の精度、適用性（適用範囲・条件等）、問題点等を取りまとめた。また、また、最近の研究事例についても情報を収集し、研究の進展状況、発展性のほか、文献で引用されることの多い主要な研究発表事例についても記載した。

2 地質温度計の概要

地質温度計の草分けは、平衡状態にある鉱物の共生関係や固溶体組成から熱力学的に生成温度条件を求める室内実験的な手法をフィールドに対して応用したことからはじまる。

その後、地質学的、資源探査に重要な意味を持つ岩石などの対象に応用できる地質温度計が開発され、火成岩の生成年代、石油の生成に重要な堆積盆の温度履歴、変成岩の最高温度圧力履歴の推定、地熱開発に重要な地熱流体の温度分布の推定などの分野において発展してきた。

ここでは各分野における地質温度計のレビュー論文や教科書等の内容について紹介し、地質温度計・熱履歴解析の基礎と現状をまとめる。

2.1 年代測定

一般的には、岩石の生成年代とは「マグマから生成された鉱物が、それぞれ独立した鉱物としての元素の交換などをしなくなったときを生成年代として、それらの年代の平均値を岩石の生成年代とする」として定義付けられる。

しかし、冷却過程に時間を要する花崗岩体の場合には、鉱物の種類によってその晶出年代に大きな差が生じたり岩石全体の形成年代にも不確かさが伴う。年代測定の観点からみれば、年代測定の不確かさは対象となっている現象の持つ本質的なもので、その精度を上げることは出来ない。年代測定の不確かさの原因の一つとなる鉱物の閉鎖温度の違いなどについて突き詰め、熱履歴の観点から研究が行われている。

地質温度計および熱履歴解析に用いられる年代測定法の原理は、元素の放射性核種の壊変を利用するもので、親核種と娘核種の同位体比の時間変化を用いた手法と放射線損量を利用した手法が応用されている。前者には Rb-Sr 法、K-Ar 法、Ar-Ar 法などがあり、後者には FT 法、ESR 法、TL 法がある。表 2-1 にこれらの年代測定の原理と熱履歴の推定への応用の原理について概略を示す。

表 2-1 年代測定法と熱履歴解析の原理

年代測定法	年代測定の原理	熱履歴解析への応用
娘核種/親核種(放射壊変による親核種と娘核種の同位体比の時間依存性を用いた年代測定)	K-Ar法	①年代値。 ②年代測定値と鉱物種による閉鎖温度の違いを利用して火成岩体の冷却史・冷却速度などが求められる。
	Ar-Ar法	
	Rb-Sr法	
放射線損量	FT法	①FT年代値。 ②トラック長分布の解析による熱履歴の推定に利用される。フィッシュボーントラックは温度に対して敏感で、ある温度以上になるとアニーリングによりその長さは急速に短くなり年代の若返りが起こる。熱アニーリングによるトラック長の短縮は温度だけでなく、トラック消失までのその温度の持続時間(冷却率)に関係している。
	TL法	①TL年代測定(最後に熱がかかってから測定するまでの時間)。 ②TL年代のマッピングによる熱史の推定。
ESR法	放射性元素の壊変などによる放射線によって、通常は対電子としてあるものが一方が弾き飛ばされて不対電子となる。放射線の量が一定であれば、単位時間に準位の高い状態になる電子の数も一定であるから、残される半端な電子の数も時間とともに一定の速さで増えてゆく。半端な電子の数と放射線の強さ(年間の線量など)が分かれば電子が高い準位に蓄積するのにかかった時間を求めることができる。 残された半端な電子は磁場においてゼーマン分離(右図)を起こし、マイクロ波に反応(電子スピン共鳴)するので、その反応の大きさ(ESR強度)を測定すれば半端な電子の数に分る。 この方法は最後に熱がかかってから測定するまでの時間が求められる。放射線の量は、試料の周囲の土壌の含む放射性元素の量、宇宙線の量などから計算で求めたり、実際に測定したりすることによって求めている。	①ESR年代値。 ②磁場強度を変化させていき、ゼーマン効果によるエネルギー分離の値がマイクロ波のエネルギーと一致したところで生じるマイクロ波吸収のスペクトル解析による熱影響の推定。

参考文献

- ・ 今村 峯雄 (1991) ; 年代をはかる, 日本規格協会
- ・ 兼岡 一郎 (1998) ; 年代測定概論, 東京大学出版会, pp274
- ・ 齊藤 和男 (2003) ; 年代学いろいろ,
<http://ksgeo.kj.yamagata-u.ac.jp/~kazsan/class/chronology/chronology-index.html>
- ・ 原山 智 (1999) ; プルトンの熱年代学と定置モデル, 月刊地球, 花崗岩研究の最前線, 30, 35-38, 海洋出版

2.2 続成作用

石油根源岩の熱史は, 石油の生成と排出に直接影響を与えるため, 石油探査の過程の中で実施される堆積盆地のモデリングにおいて熱史評価はきわめて重要な位置を占めている。このため, 鉱物, 有機物の温度指標をもちいて, 間接的に温度を推定する方法が多数存在する。

〔鉱物を用いた熟成指標〕

続成作用や低度変成作用における粘土鉱物, 沸石, ケイ酸塩鉱物などの自生鉱物 (Authigenic mineral) の転移温度が, 鉱物温度指標として検討されている。多数の試料を温度変化にそって連続的に分析すると自生鉱物の相転移帯を特定できることがある。このようにして特定された相転移帯に相転移温度を適用し, 最大古地温の評価が行われている。また, アパタイトフィッシュトラックの熱アニーリング帯が石油熟成帯と一致することから FT 長解析からの熱史解析と石油熟成帯との関係について研究がなされている。自生石英や方解石中などの流体包有物の均質化温度を用いた古地温評価も行われている。

〔有機物を用いた熟成指標〕

有機物熟成度は温度と時間などの要因による堆積岩の続成過程で生じる有機物変化の進行度を示すものである。これは石油の起源をケロジェンとする「ケロジェン起源説」に基づいている。ケロジェン起源説とは自然界や実験室での温度上昇に伴う堆積岩有機物の組成変化や炭化水素の増加を矛盾なく説明することができるため, 石油炭化水素の成因説として最も受け入れられている。

有機物を温度指標として用いるものにはビトリナイト反射率 (%Ro) を用いた TTI (time temperature index) 法や, ステラン 20S/ (20S+20R) を指標とするものがある。室内実験のフィールドへの応用には, 熟成指標の分析結果に基づいて経験的に温度・熟成度を求める手法がとられてきた。近年では数値的アプローチによる解析や, コンピュータモデリングによる熱流量史や熱史補正の指標としての総合的な解析が試みられ

ている。

参考文献

- ・ 鈴木 徳行, 中山 一夫 (1993); 第1章 探鉱技術の進歩 1.4 地球化学的評価技術, 最近のわが国の石油開発—石油技術協会創立 60 周年記念 第Ⅲ章 石油技術の最近 10年の進歩, 石油技術協会, 208-242
- ・ 松林 英樹, 重川 守, 武田 信従, 平井 明夫, 早稲田 周 (1992); B. 石油地球化学技術, 改訂版 日本の石油・天然ガス資源 1992, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 332-358

2.3 変成作用

変成作用における鉱物間の化学反応の大部分は温度の上昇に伴って進行する。

化学平衡に達した鉱物の組み合わせが得られれば相律が成り立ち, 温度圧力条件を推定することができる。高温で出来た鉱物の中心部により低温のときの古い鉱物がつつまこまれている累帯構造などによって, P-T-t パスと呼ばれる温度圧力履歴を知ることができる場合がある。

また, 変成過程において最高温度に達した後, 温度の降下時に再びその温度条件において平衡に達することを後退変成作用と呼ぶ。ある時点の平衡状態を残している鉱物組成から温度圧力条件を推定する手法が変成作用および構造地質学の研究手法として用いられてきた。

変成岩の温度計は, 黒雲母-ざくろ石温度計, 輝石温度計等がある。変成作用には高压型, 低压型と呼ばれるように温度のほか圧力に依存する。また H₂O の存在によっても変成条件・変成の型は大きく異なる。

参考文献

- ・ 都城 秋穂, 久城 育夫 (1977); 岩石学Ⅲ, 共立出版
- ・ Frank S. Spear. (1993) Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths, Washington, D. C., Mineralogical Society of America monograph series Mineralogical Society of America xxii, 799 p.

2.4 地熱開発

地熱開発では熱水対流体系の拡がり, 化学的性質, 温度条件などが開発計画・設計に必要なため, これらの推定・解析が重要な位置を占める。

地熱開発において用いられる特徴的な温度計に, 地熱流体 (温泉水, 地熱水, 噴気ガス) の化学組成から経験的に温度条件を知ろうとする地化学温度計や流体包有物の均質化温度の測定手法がある。

地化学温度計は、化学平衡・同位体交換平衡の温度依存性を利用して地熱水の温度や鉱物の生成温度を求めようとするものである。また、流体包有物の均質化温度の測定は、地熱流体の性状などの地下温度状態を推定しようとするものである。

その他、熱水対流系の熱源としてのマグマ溜まりの位置、規模および状態を知ることが目的として、K-Ar 法、フィッシュトラック法を用いた火山岩の噴出年代の推定が行われている。また、現在の地下状態を推定するために重力探査や比抵抗および磁気などの物理探査が行われている。

- ・ 森 康夫, 陶山 淳治 (1980) ; 地熱エネルギー読本, オーム社

3 地質環境の熱履歴推定手法に関する情報収集・整理

地質温度計の確立を目的とした研究、地質温度計を用いて熱履歴を推定する手法の研究・応用に関する文献を収集・整理し、地質温度計として用いられる研究の手法の洗い出しを行った。

文献の収集は、次の観点から行った。

- ① 本邦において用いられている地質温度計・熱履歴解析の研究事例を収集。
- ② 各研究論文で引用された地質温度計・熱履歴に関する論文を収集。
- ③ 各手法における教科書的文献の収集。

収集論文は、原則として1980年以降のものを対象とした。ただし、必要に応じて1980年以前の文献も収集対象とした。また、教科書文献や原著論文のほか、最新の研究動向と、熱履歴を推定する上での現状の課題の把握を目的として、近年の学会・大会で発表された研究報告の要旨の収集も行った。

ここで抽出された地質温度計の一覧を表3-1に示す。

主要な地質温度計は12手法となった(表3-1のNo.1-No.12)。その他、総合的な解析も熱履歴を推定するための手法として分類した(表3-1のNo.13)。また、温度条件や熱履歴が推定可能な温度計および可能性のある分析手法をその他(表3-1のNo.14)に区分した。

これらの論文一編につき1シートに内容を要約した。要約シートの項目を以下に示す。

- ① 文献番号：手法の略記号一年代順通し番号
- ② 文献の種類：原著論文、レビュー論文(教科書や総括的な内容の文献)、講演要旨
- ③ 文献題目
- ④ 掲載誌名
- ⑤ 研究対象地域
- ⑥ 研究対象

- ⑦ 研究手法
- ⑧ 内容
- ⑨ 主要な引用文献

要約シートは付表として巻末に示す。収集された文献数は 112 文献，うち要旨を 23 文献含む。

作成したシートを手法別に取りまとめ，地質温度計・熱履歴の推定に関する情報の整理を行った。結果のまとめを表 3-2に示す。情報の整理・抽出は，表 3-2の項目にしたがって行った。

表 3-1 地質温度計

No.	手法	略称記号	内容
1	FT 法	FT-00	FT アニーリングの温度・時間依存性を用いた温度計・熱履歴解析
2	TL (熱ルミネッセンス) 法	TL-00	鉱物の熱ルミネッセンスの温度・時間依存性を用いた温度計
3	ESR 年代測定法	ESR-00	鉱物の構造欠陥による電子スピンを用いた温度計
5	放射性同位体	RISO-00	鉱物に含まれる放射性同位体の壊変による同位体比の違いを利用した温度計
6	固溶体温度計	SOL-00	相平衡による鉱物組成を用いた温度計
7	流体包有物	FI-00	流体包有物を用いた温度計
8	自生鉱物	AM-00	自生鉱物を用いた温度計
9	イライト結晶度	ILL-00	イライトの結晶度の温度・圧力依存性を用いた温度計
10	有機物の熟成度	BIO-00	有機物の熟成度を用いた温度計
11	同位体温度計	ISO-00	同位体交換反応による安定同位体比を用いた温度計
12	地化学温度計	GC-00	地熱流体の化学組成を用いた温度計
13	解析	SS-00	数値解析などの総合解析による熱履歴の解析
14	その他	OT-00	その他温度履歴が推定可能な温度計

表 3-2 地質温度計・熱履歴推定手法のまとめ (1)

No.	手法	対象	適用分野	長所	短所	適用年代に関する情報	温度範囲	適用性および精度に関する情報	今後の課題	備考
1	FT法	・アパタイト ・ジルコン	・石油探査のための熱履歴評価 ・火成岩体の冷却史解析 ・鉱床探査, 断層岩の熱検出 ・付加体構造解析 ・クレーター熱履歴	・FTの閉鎖温度は比較的低温なため地殻浅部における熱履歴を解析するのに適している(田上, 1989)。 ・圧力に影響されにくい ・ため温度履歴解析に適している。 ・フィッシュトラックの計数のためには, 大型の測定機器を必要としない(兼岡, 1998)。	・フィッシュトラックの形状は, 測定試料の種類によって異なるので, その判別に経験を要する(兼岡, 1998など)。 ・エッチングの効率が正確に評価できない(林, 2000)。	・FT年代法としての適用年代は, 数万年~数億年前から(U含有量による)現在(兼岡, 1998に記述)。 ・短時間加熱(ジルコン)の結果, 860℃ 10秒間, 920℃ 1秒間, 1000℃ 1秒間の場合トラックは出現しないことが確認(村上ほか, 2002)	・閉鎖温度 70-125℃ (アパタイト), 240±50℃ (ジルコン)。冷却速度を 10℃/Myとした場合(兼岡, 1998など)。 ・短時間加熱(ジルコン)の結果, 860℃ 10秒間, 920℃ 1秒間, 1000℃ 1秒間の場合トラックは出現しないことが確認(村上ほか, 2002)	・アニーリングによる FT 長自体の感度は ±10℃ (Corrigan, 1991 など)。 ・ジルコン FT の温度特性は精密な加熱実験により反応速度関数が求められ (Yamada et al, 1995; Tagami et al, 1998), 10my の加熱では 200℃ 以下では FT は短縮・消滅しないとされる (村上ほか, 2002 にて記述)。 ・理論的には地下 7km 以浅の断層摩擦熱の検出が可能 (村上ほか, 2002)。 ・ICP-MS を用いた FT 年代の誤差は不明であるが, 数 10 粒低度の FT 年代値を算出するには十分な性能がある (吉岡ほか, 2001)	・熱以外に FT に影響を与える因子の検討。例えばエッチング条件の年代値への影響(森ほか, 1999 など)。 ・原子炉を用いない ICP-MS を用いた次世代型 FT 年代測定法, 計測自動化(壇原他, 2000 など)。 ・ICP-MS 測定において U 含有量既知の試料による精度の確認の必要(檀原ほか, 2000 など)。 ・中性子照射(高速・熱), ディテクター補正(ゼータ補正, ED2 補正)。 ・熱履歴解析におけるトラック長計測の検討(温度-時間-トラック長の関係)(吉村 1989 など)。 ・FT 温度履歴の逆解析: 温度上昇におけるアニーリング特性の問題(吉岡ほか, 1996)。	・(U-Th)/He 法と同程度の温度レンジである。
2	TL (熱ルミネセンス) 法	・石英	・地熱探査 ・火山岩/火砕流噴出年代 ・堆積岩の年代測定 ・花崗岩の熱履歴 ・考古学	・U や K などの放射性核種をほとんど含まない試料に対して適用可能。 ・比較的測定が簡便。	・300℃ 以下の低温ピークしか持たない試料は測定不能(高島・本多, 1988)。 ・数 10 万年前までの試料。 ・溶岩ドームの年代測定において 2 万年より若い場合でも千年の分解能で測定可能なことが確認された(山縣, 1999)。	・300~500℃ 以下になった時点の年代を推定可能。 ・数 10 万年前までの試料。 ・溶岩ドームの年代測定において 2 万年より若い場合でも千年の分解能で測定可能なことが確認された(山縣, 1999)。	・80~90℃ で 1000 年保持されれば, 年代値はリセットされる(高島・本多, 1987) ・熱水変質による影響を受けた場合, 150~200℃ の変質作用を数年受けた場合, 変質帯中心部では年代値がリセットされる (Tsuchiya and Fujino, 2000)。 ・理論上, 閉鎖温度は約 70℃ (Tsuchiya, 2000)	・年間放射線損量を見積もりによる実際との差が不明(高島・本多, 1988)。 ・条件の良いときで 10~20% 程度の年代誤差(高島・本多, 1988)。 ・条件によっては千年単位の分解能がある(高島・本多, 1988)。 ・フッ化水素処理による影響はほとんどない(高島・本多, 1988)。 ・TL 法による誤差は年間線量の見積もり (U/Th の含有量測定) による誤差が大きい(高島・本多, 1988)。 ・U の放射非平衡の問題(高島・本多, 1988)。 ・他の手法との比較では, 誤差は ±10%, 最大 ±30% (高島他, 1987)。	・地熱地域の履歴解析では, 応用例が少ないことから不確実性(高島・本多, 1987)。 ・石英の大きさや形と放射線量の関係の取り扱いの問題のための同一岩石中の異なる石英粒間の差の検討が必要(高島・本多, 1988)。 ・U の放射非平衡と放射線量の取り扱い(高島・本多, 1988)。 ・K-Ar 年代などとの比較(高島・本多, 1988)。 ・TL 法による誤差は年間線量の見積もり (U/Th の含有量測定) による誤差は半導体ガンマ線測定子器の利用で改善可能(高島私信)。	
3	ESR 年代測定法	・石英 ・化石骨/貝/サンゴ ・火山岩/火山灰/火砕流 ・断層岩 ・チャート ・石膏	・貫入岩の熱影響 ・貫入岩の熱史 ・断層形成年代 ・地熱活動史	・測定可能な試料の種類が多い(兼岡, 1998 等にて記述)。 ・比較的簡便で非破壊で測定可能(兼岡, 1998 にて記述) ・繰り返し測定が可能(今村, 1991 にて記述)。 ・測定装置が比較的安価(今村, 1991 にて記述)	・TL 法より検出感度は低い(兼岡, 1998 にて記述)。←数千年の若い試料については該当する場合もある(高島, 私信)。 ・放射線的环境が一定でないと使えない(今村, 1991 にて記述)。	・格子欠陥が熱エネルギーなどによってリセットされるときは時点からの年代を推定可能。 ・10 ³ ~10 ⁷ 年の範囲の年代測定が可能(兼岡, 1998 にて記述)。	・温度が十分低くなければ数十万年経たないうちに年代測定の結果に影響する(今村, 1991 にて記述)。 ・E', Al および Ti では, 冷却速度を 10℃/Ma と見積もった場合, 閉鎖温度はそれぞれ 91℃, 78℃, 31℃ (Toyoda and Ikeya, 1991) ・Al センターのシグナル強度は 200℃ で減少し 300℃ で完全にアニールされる (Mizugaki, 2000 中に Shimokawa, 1989 から引用)	・年間放射線損量を見積もりによる実際との差が不明。 ・条件の良いときで 10% 程度の年代誤差。 ・水の流れがある場, ウラン・トリウム偏在により誤差を生ずる(今村, 1991 にて記述) ・野島断層の温度が 600℃ と見積もられたときの誤差が 50~80℃ (福地ほか, 2002)。	・パラメータが正確に決められるようになれば, 蓄積線量の空間分布から変成の過程における熱履歴を定量的に議論することが可能になる(豊田, 1990)。 ・クラックの多い試料では Al 中心の信号強度が大きくなることから石英中の Al 濃度との関係を調べる必要がある(谷ほか, 2001)。	

表 3-2 地質温度計・熱履歴推定手法のまとめ (2)

No.	手法	対象	適用分野	長所	短所	適用年代に関する情報	温度範囲	適用性および精度に関する情報	今後の課題	備考
4	放射性同位体年代測定法 (K-Ar 法)	<ul style="list-style-type: none"> 全岩：火山岩/黒曜石/隕石 鉱物：角閃石/雲母類/長石類/準長石類/海緑石/イライト 	<ul style="list-style-type: none"> 変成岩の変成年代。 花崗岩の熱履歴。 	<ul style="list-style-type: none"> 適用できる鉱物の種類が多い。 Ar は希ガスなので微量の測定が可能。 	<ul style="list-style-type: none"> 風化・変質による Ar の損失。 閉鎖温度の違いは温度だけでなく、継続時間によっても異なる (柴田, 1992, 私信) 	<ul style="list-style-type: none"> ⁴⁰K の半減期が 12.5 億年, 原理的には地球生成時から 10Ka 程度までの広い範囲に適用可。 	<ul style="list-style-type: none"> 閉鎖温度：白雲母；350±50°C (Zeng et al., 1997), 黒雲母；300±50°C (Zeng et al., 1997; Jager, 1979; Dodson, 1985), カリ長石；150±30°C (Zeng et al., 1997; Dodson, 1985), 角閃石；550°C (Jager, 1979) ジルコンの閉鎖温度はカリ長石とほぼ同じ (NEDO, 1990) 	<ul style="list-style-type: none"> まれに過剰 Ar の存在による年代値への影響。 信頼性の向上には初生 Ar 同位体比の同位体分別の補正を行う場合がある。 (冷却史を検討する場合) 閉鎖温度に幅があることから、精度の点で問題がある (斉藤 (1989))。 熱水系の冷却史を議論する場合、年代誤差が大きい、誤差の種類が多い、閉鎖温度の精度等の問題が挙げられる (Mizugaki, 2000)。 	<ul style="list-style-type: none"> 地球表面上における岩石・鉱物などへの二次的な影響が複雑で、個々の減少に対応する年代パターンの解釈が完全に理解されているとは言い難く、今後基礎実験などでその機構を明らかにする必要がある。 	
	放射性同位体年代測定法 (Ar-Ar 法)	<ul style="list-style-type: none"> K-Ar 法で用いられる試料 (特に隕石, 月の岩石など)。鉱物：白雲母, 黒雲母, 角閃石, 斜長石, カリ長石 	<ul style="list-style-type: none"> 隕石・火山岩や変成岩・海底の火山岩・変成岩の帰属。 	<p>(以下, 兼岡 (1988) による)</p> <ul style="list-style-type: none"> K の不均質性に起因する誤差を最小限に出来る。 試料重量の測定が不要 (重量測定誤差の軽減)。 K-Ar 法に比べ、試料量が相対的に少なくすむ。 同位体比の測定のみであり、定量に比べ精度が良い。 K の定量がいらす、そのための分析技術・機器を必要としない。 プラト一年代を検討する事により、二次的な影響を受けた年代 (生成年代), 影響を受けない年代値を推定できる。 段階加熱法による Ar パターンから、過剰 Ar の存在の有無を確認できる。 	<p>(以下, 兼岡 (1988) による)</p> <ul style="list-style-type: none"> 試料に速中性子照射を行うので、原子炉が必要。 中性子照射を行った試料は放射性をもつので、取り扱いに注意が必要。 中性子照射をした際に生成された妨害同位体の補正が必要。 <1Ma の K 含有量の少ない試料の場合、妨害同位体補正の影響により、精度が悪くなる (兼岡, 1988)。 段階加熱法による測定では Ar 量の関係から第三紀以前のものに適用されてきたが、最近では <1Ma の報告もある (兼岡, 1988) K-Ar 法にくらべ、測定の労力、時間、費用がかかる。 ガラス質ないし非常に細かい粒子の試料は中性子照射の影響を受けて測定には不適當。 	<ul style="list-style-type: none"> <1Ma の K 含有量の少ない試料の場合、妨害同位体補正の影響により、精度が悪くなる (兼岡, 1988)。 段階加熱法による測定では Ar 量の関係から第三紀以前のものに適用されてきたが、最近では <1Ma の報告もある (兼岡, 1988) 	<ul style="list-style-type: none"> <1Ma の K 含有量の少ない試料の場合、妨害同位体補正の影響により、精度が悪くなる (兼岡, 1988)。 	<ul style="list-style-type: none"> 地球表面上における岩石・鉱物などへの二次的な影響が複雑で、個々の減少に対応する年代パターンの解釈が完全に理解されているとは言い難く、今後基礎実験などでその機構を明らかにする必要がある。 		
5	固溶体温度計	<ul style="list-style-type: none"> オリビン-スピネル 斜方輝石-スピネル 斜長石 輝石 角閃石 ザクロ石 閃亜鉛鉱-黄鉄鉱-磁硫鉄鉱 アクチノ閃石-マグネシオ・リーベック閃石 	<ul style="list-style-type: none"> 変成岩の温度圧力経路の推定。 火山岩の斑晶晶出時のマグマ温度の推定。 地熱地域の熱履歴の推定。 	<ul style="list-style-type: none"> 累帯構造などの微小領域の分析による詳細な P-T パスの推定が可能 (Ozawa, 1983 など)。 	<ul style="list-style-type: none"> 化学平衡が成り立っているという前提が成り立たない場合には適用不能 (小畑, 1999 など)。 多成分系の相図は限られた領域でしか作られておらず将来においても作られる見込みは少ない (日高, 1995)。 地質温度・圧力計の根本仮定, ある条件下で安定な鉱物組み合わせを見出せる, という事はそう簡単ではない (坂野, 1996)。 	<p>— (外挿)</p> <ul style="list-style-type: none"> 輝石温度計：800～1270°C (石井, 1996 にて記述) 斜方輝石-スピネル：600～1000°C 黒雲母-ザクロ石温度計：約 400-800°C。 	<ul style="list-style-type: none"> 閃亜鉛鉱地質圧力計に及ぼす後退変成作用の影響を定量的に扱えるようになり、さらに変成帯の冷却速度も議論出来る様になってきた (湯川, 1990 にて記述)。 斜方輝石-スピネル温度計において熱力学的計算による地質温度計では、パラメーター (熱力学的定数や組成-活量関係) などが明らかになっていない部分が非常に多い (日高, 1995)。 斜方輝石-スピネル温度計において経験的温度計は限られた組成範囲でしか使えない (日高, 1995)。 輝石温度計は、共存する輝石が実際には化学的な平衡に達していない場合も多く、その結果について多くの議論がなされてきた (中牟田・本村, 1995 にて引用：McSween and Patchen, 1989)。 三輝石温度計は自由度が小さくこれまでの輝石温度計の中でも最も信頼性が高い (石井, 1996)。 「UniEQ」プログラム解析による P-T 経路は、これまでの逆の反時計回り。(眞砂ほか, 2003)。 	<ul style="list-style-type: none"> 閃亜鉛鉱地質温度圧力計が後退変成作用にどの程度影響されていくかを、拡散実験に対応させながら詳細に論じていく必要あり (湯川, 1990)。 ペリステライト不混和, 相転移論争 (坂野, 1996 にて記述)。 非可逆結晶作用による準安定相の形成の取り扱いの問題。 平衡状態のアセスメントには鉱物中の拡散モデリングが不可欠。→拡散係数のデータの蓄積の必要。 温度・圧力履歴は分析値を出来合いのプログラムに入力すればすぐ求まる状況には至っていない (坂野, 1996)。 		

表 3-2 地質温度計・熱履歴推定手法のまとめ (3)

No.	手法	対象	適用分野	長所	短所	適用年代に関する情報	温度範囲	適用性および精度に関する情報	今後の課題	備考
6	流体包有物	<ul style="list-style-type: none"> 鉱物中の流体包有物 石英 螢石 岩塩 方解石 燐灰石 苦灰岩 閃亜鉛鉱 重晶石 トパーズ 長石カンラン石など (但し、包有物が観察されるものに限る) 	<ul style="list-style-type: none"> 地熱開発 鉱床探査 石油資源探査 堆積岩の熱履歴 変成岩の形成条件および構造地質学 クレーター 隕石 マグマの貫入、固結、冷却等に伴う接触変成 古応力場解析 古環境解析 	<ul style="list-style-type: none"> 流体の均質化温度を測定することにより直接の温度測定が可能 (佐脇, 2003)。 他の地質データと組み合わせることにより、沸騰深度の3次元的な解釈が可能 (石山, 2003)。 熱水活動の早期~晩期にかけての温度プロセスを把握でき (石山, 2003)。 物理化学性状を直接捉えることが困難な地熱流体の温度、化学組成、変遷等を探ることが出来る (石山, 2003)。 	<ul style="list-style-type: none"> 圧力の直接測定が出来ない。 加熱による有機物などの二次性生成物による初期状態の不保持。 加熱によるストレッキングにより、加熱前後で均質化温度が異なる (石山, 2003)。 非沸騰流体を捕獲した液相包有物がネッキングダウンを起こした場合、沸騰の認定には注意が必要 (石山, 2003)。 包有物の大きさ等により測定が左右される (石山, 2003)。 真空雰囲気中での包有物の抽出ではサブマイクロメートルオーダーの包有物も抽出されるため、注意が必要 (石山, 2003)。 	— (外挿)	<ul style="list-style-type: none"> 均質化温度 (対象鉱物が流体を捕獲した際の圧力・温度・流体組成条件による) 	<ul style="list-style-type: none"> 流体の組成に対応したアイソコアを用いた圧力に依存する補正を行う必要がある (石山, 2003)。 圧力を考慮した温度補正を行っても生成温度が均質化温度より 20°C を超えることはない (石山, 2003)。 同一試料 (人工包有物) 繰り返し測定の誤差は最大で 0.4°C、均質化温度の変動幅は ±2°C (石山, 2003)。 ネッキングダウン (温度低下に伴う流体包有物の分離減少) の考慮をする必要がある (石山, 2003)。 	<ul style="list-style-type: none"> 温度データ・塩濃度データを流体の状態方程式や PVTX 関係と共に定量的に解釈していくことが必要 (石山, 2003)。 	
7	自生鉱物	<ul style="list-style-type: none"> 続成作用 クリストバル石 クリノプチロン 沸石-石英-モンモリロナイト/イライト混合層-方沸石-輝沸石-イライト-濁沸石-曹長石 変質作用 酸性変質帯: 明礬石, ハロサイト, カオリナイト, ディッカイト等 中性変質帯: スメクタイト, 緑泥石, イライト等 アルカリ変質帯: 束沸石, ワイラケ沸石等 	<ul style="list-style-type: none"> 堆積岩の熱履歴 (石油資源探査) 地熱探査 	<ul style="list-style-type: none"> 青柳 (1979) の古地温解析手法では、地層の堆積時における最高古地温勾配が求まる。 古地温勾配が求まると削剥量の推定が可能となる (青柳, 1979 など) 変成鉱物の生成環境の目安が求まる (吉村, 2001)。 	<ul style="list-style-type: none"> 初生組成によるためフィールドごとの検討が必要。 	— (外挿)	<ul style="list-style-type: none"> 続成作用 クリストバル石 45°, クリノプチロン沸石が 56°C, 石英 69°C, モンモリロナイト-イライト混合層鉱物 104°C, 沸石・輝沸石 116°C イライト 137°C, 濁沸石・曹長石 138°C (Aoyagi and Kazama, 1980 などによる本邦第三系の解析結果) 変質作用 ハロサイト帯, スメクタイト帯, 束沸石帯, モルデン沸石帯; 0-100°C 程度。 カオリナイト帯, 混合層帯, 輝沸石帯, 方ふっせきディッカイト-ナクライト帯, パイロフィライト帯, スメクタイト帯, 混合層帯, セリサイト帯, カリ長石帯, 緑泥石-セリサイト帯, カリ長石帯, 束沸石帯, 輝沸石帯, ワイラケ沸石帯, モルデン沸石帯, 方沸石帯, 曹長石帯 	<ul style="list-style-type: none"> 続成作用 青柳 (1979) の古地温解析手法では、堆積岩中における自生鉱物の形成が、温度以外の物理学的因子、化学的因子に影響されることを考慮していない (青柳, 1979)。 自生鉱物の転換は不可逆的で、生成時間は 100 万年以上という仮定が必要 (Aoyagi and Kazama, 1980 など)。 堆積岩中の自生鉱物の形成が温度以外の物理因子と化学因子との影響により、解析結果にばらつきが生じる (風間, 1980)。 沸石帯の厚さが求まると、古地温勾配が推定可能となる (佐々木ほか, 1982)。 変質作用 中性変質帯では続成作用と酷似しておりこの境界の判断は困難 (吉村, 2001)。 温度以外の条件でも、変質鉱物組み合わせは変化するので、一様の目安としてみる必要がある (吉村, 2001) 	<ul style="list-style-type: none"> 続成作用 深度方向の情報が必要なため、ボーリング調査データが必要。 	
8	イライト結晶度	<ul style="list-style-type: none"> イライト 	<ul style="list-style-type: none"> 構造地質 (付加体) 石油資源探査 	<ul style="list-style-type: none"> 有効領域が沸石相~緑色片岩相まで次幅広い (原ほか, 1998)。 (付加コンプレックスの場合) 大量のサンプルを広域的活系統的に処理・検討することが可能 (原ほか, 1998)。 最高被熱温度に強く支配され、変成度の相対的評価を数値化することが可能 (原ほか, 1998) 	<ul style="list-style-type: none"> 測定誤差や試料調整における誤差がありかなりばらつきがある (原ほか, 1998)。 最大で 15% 程度 (原ほか, 1998)。個々の値に対して精密な議論は出来ない (原ほか, 1998)。 測定、試料調整の手法の違いにより、IC 値が変化。 結晶化の過程において、温度条件以外の因子 (温度、圧力、流体圧、時間、岩相、反応溶液の組成、岩石の浸透性、間隙率) が関係する (原・木村, 2001)。 	— (外挿)	<ul style="list-style-type: none"> 沸石相~緑色片岩相 (200-500°C: 諏訪・黒田, 1968 を参照) の相対的評価 	<ul style="list-style-type: none"> 自生鉱物帯が明瞭に認識できるフィールドにおいて適用可能。 原・木村 (2000) の手法では IC 値の測定 (機器測定) 誤差は約 1.5%。 断層周辺では、剪断変形による IC 値の低下、熱水変質による IC 値の増加が認められ、IC 値が変化しやすい (原・木村, 2000)。 誤差要因としての岩相の影響は碎屑性白雲母 (3% 混入で IC 値 6% 減少)、砂岩岩片 (減少傾向) の混入が考えられる (原・木村, 2000)。 粒度による影響では、<0.5 μm 粒子が高い IC 値を示す (原・木村, 2000)。 	<ul style="list-style-type: none"> IC 値における絶対温度の評価は議論の余地がある場合もありその他の温度計を組み合わせる必要あり (原・木村, 2001)。 	

表 3-2 地質温度計・熱履歴推定手法のまとめ (4)

No.	手法	対象	適用分野	長所	短所	適用年代に関する情報	温度範囲	適用性および精度に関する情報	今後の課題	備考
9	有機物の熟成度	有機物 (炭質物・ケロジェン・抽出性有機物バイオマーカー・花粉)	・石油探査のための熱履歴評価 ・構造地質学	・石油生成の評価法として実用的な観点から開発されている。 ・堆積盆の地史の解釈に利用できる (小椋, 1982 などに例)。	・ポーリング調査データを利用する (氏家, 1979 など)。	— (外挿)	・バイオマーカー地質温度計 ホバンのエピ化: 70~130°C, ステランのエピ化: 80~150°C, ステランのクラッキング: 120°C以上 (鈴木, 1987)。 ・ビトリナイト反射率: 約 100-350°C, 増温率による (鈴木・松林, 1995 中に Suzuki, et al, 1993 より引用)	・ビトリナイト反射率 (R0) は石炭の炭化度の指標として工業規格化されている (氏家, 1976 にて記述)。 ・バイオマーカー地質温度計: 増温率が 10 倍程度変わっても, 最大古地温は 20°C 程度しか変わらないことから, 実際の古地温評価に適用可能 (鈴木, 1987)。 ・バイオマーカー地質温度計: 埋没史 (増温率) の違いにより, ひとつの速度論的な熟成指標 (ステラン) の反応進行と最大古地温は単純には対応していない (鈴木, 1987)。 ・%R0 ベースモデリング: 反応プロセスの増加に伴い, カイネティックパラメーターを最適化する作業が困難となる (鈴木・村松, 1995)。	・バイオマーカー地質温度計: 無機鉱物と有機物質の相互作用の評価 (鈴木, 1987)。 ・バイオマーカー地質温度計: 低分子量有機物の生成が圧力条件に影響がある可能性がある (鈴木, 1987 にて記述)。 ・バイオマーカー地質温度計: その他の多様なバイオマーカー化合物についての研究の可能性 (鈴木, 1987)。 ・バイオマーカー地質温度計: ステランの 20R/20S 比のメカニズムを明らかに必要がある (町原・鈴木, 1994)。 ・%R0 モデリングにおいて堆積盆毎にカイネティックパラメータを改めて検討する必要がある (鈴木・村松, 1995)。 ・%R0 ベースモデリング: 堆積盆の深部では反応速度に与える圧力の影響 (変化速度の遅延) が無視できない (鈴木・村松, 1995)。	
10	同位体温度計	酸素同位体 ・海洋堆積物 (有孔虫) ・ケイ酸塩鉱物 炭素同位体 ・石灰石-石墨	・古環境解析 ・岩石の生成条件	・同位体分配係数の圧力依存性は小さい (酒井・松久, 1996 などに記述)。 ・高温変成作用では冷却過程での酸素同位体拡散による再平衡が生じ最高温度が保持されない (和田, 1999 などに記述)。 ・石墨-方解石の高温での同位体交換反応は平衡に達する速度が遅く平衡に達したか否かの判断が困難な場合がある (和田, 1999)。	・ケイ酸塩の酸素同位体比測定は困難ため, データが少ない (和田, 1999 に記述)。 ・高温変成作用では冷却過程での酸素同位体拡散による再平衡が生じ最高温度が保持されない (和田, 1999 などに記述)。 ・石墨-方解石の高温での同位体交換反応は平衡に達する速度が遅く平衡に達したか否かの判断が困難な場合がある (和田, 1999)。	— (外挿)	酸素同位体 ・方解石・アラゴナイト (数°C-30°C, 松久, 2000 に記述) ・ケイ酸塩鉱物-水間で計算されている同位体分別の温度範囲は, 約 400-800°C (松久, 2000 に記述)。 炭素同位体 ・石墨-方解石 (約 400-800°C, 和田 1999 に記述)	・同位体交換反応の実験による同位体交換分別係数を求める際, 第 3 相の生成・動的同位体効果に注意する必要がある (松久, 2003 に記述) ・水溶液からのケイ酸塩の鉱物合成実験では, 鉱物によって溶解度が異なるために, この手法によって求められた同位体分別係数は内部統一性を持たない (松久 2003 にて記述)。 ・熱水溶液中での硫酸と硫黄化合物間の同位体交換反応速度は溶液の温度と pH に依存しており, 天然の系ではしばしば平衡からずれている (松久, 2003 にて記述)。 ・方解石-グラファイトの炭素同位体分別係数の温度依存性に関する理論的-実験的-地質学的研究成果には大きな不一致 (和田, 1999 などに記述)。 ・ケイ酸塩鉱物の酸素同位体比分別の温度依存性については必ずしも確立されたものではない (松久, 2003 にて記述)。 ・後退変成作用での鉱物の同位体拡散の再平衡による最高温度の評価の問題 (和田, 1999 などに記載)。 ・二酸化炭素-メタンにおける炭素同位体分別の実験結果は理論値と一致するが, 触媒の働きにより同位体交換反応が著しく進むことが確かめられており自然界では様々な元素の寄与が大きいと考えられる (松久 2003 にて記述)。 ・温度計として同位体比を扱う場合, 温度以外の反応条件 (pH, 元素の存在度) の評価を行う必要がある。 ・閉鎖温度は冷却率, 拡散データ, 鉱物粒径を考慮する必要がある (森下, 2003 にて記述) ・NaCl 濃度が高い場合には酸素同位体比に対する塩濃度効果を考慮する必要があるが, 一般的な熱水環境では塩濃度効果は無視できるほど小さく鉱物ペアの同位体比の差を議論する場合には塩濃度効果は無視できる。	・2 次イオン質量分析計 (SIMS) を用いた同位体累帯構造などの分析による同位体平衡非平衡の問題へのアプローチ (和田, 1999 などに記述)。	

表 3-2 地質温度計・熱履歴推定手法のまとめ (5)

No.	手法	対象	適用分野	長所	短所	適用年代に関する情報	温度範囲	適用性および精度に関する情報	今後の課題	備考
11	地化学温度計	熱水中のシリカ, アルカリ成分, 溶存ガス, 熱水鉱物	<ul style="list-style-type: none"> 地熱流体 地表兆候のみから地熱貯留層モデルを構築する (茂野, 1988; 内田, 1980) 地下貯留層中に胚胎する地熱流体の解明 (茂野, 1988) 	<ul style="list-style-type: none"> 地表の温泉, 噴気ガス, 地熱井からの地熱流体の化学成分, 組成比から, 地下貯留層の温度を推定できる (茂野, 1988)。 	<ul style="list-style-type: none"> 初生化学組成に左右される。 全ての鉱物/溶液/ガス間の平衡あるいは溶解を表しているわけではない (高橋, 1991) ガスの化学温度計; ガスの化学組成は溶液の化学組成に比べて圧力依存性が著しく大きい, 離脱・付加の補正に関するデータが少ない, 平衡な鉱物の確定 (高橋, 1991) 	— (外挿)	<ul style="list-style-type: none"> シリカ温度計 (Fournier and Potter, 1982): 0~900°C (圧力: 1bar~10kbar) アルカリ温度計: Arnorsson et al. (1982, 1983); Na-K 温度計 (25~350°C), Arnorsson and Svavarsson (1985); H_4SiO_4, H_2CO_3, H_2S, Na/K, Na/Rb, Na/Li, Ca/H, Mg/K, HF, H_2SO_4 (25~250°C, 中~酸性; 100~250°C), Gigenbach (1988); Na-K-Mg 温度計: 温度制限なし., Lharalka and Mariner (1998); Mg-Li (0~350°C) $H_2S-H_2-CH_4-CO_2$ 温度計 (F. D. Amore and C. Panichi, 1980); : 50~300°C $CO_2/H_2-CH_4/H_2$ 温度計 (古賀他, 1995); <250°C 		起源の異なる地熱流体の混合を考慮する必要がある (高橋, 1991)。	
12	解析	<ul style="list-style-type: none"> 粘土鉱物, 沸石, 珪酸鉱物 ビトリナイト 	<ul style="list-style-type: none"> 堆積岩の古地温の推定 (鈴木, 2003) 石油探鉱における熱履歴解析 (中山, 2003) 熱水対流系の形成や他地域とのつながりの推定。 	<ul style="list-style-type: none"> 粘土鉱物, 沸石, 珪酸鉱物などの自生鉱物は比較的溫度依存性が大きく, 堆積岩の古地温指標として有用 (鈴木, 2003) シミュレーションモデルによる熱履歴解析は, 新しい石油炭鉱の手段拡大をもたらし, 地質技術者の思考法に新しい視点を持ち込んだ (中山, 2003) 地熱流体と岩石の相互作用の計算が可能 (NEDO) 	<ul style="list-style-type: none"> 使用する化学平衡式の成立条件以下の温度では誤差を生じる (NEDO) 	— (外挿)	<ul style="list-style-type: none"> SOLTHERM データベース (実験的データに基づくデータソース): 150~350°C, SUPCRT92 (理論的に平衡定数の計算を行なうプログラム): 350~415°C (NEDO) 	<ul style="list-style-type: none"> 計算の境界領域では, 実際の鉱物出現深度と計算結果とで良い一致が獲られない (NEDO) 	<ul style="list-style-type: none"> 大きな系の地化学モデルリングをさらに進める際に, CO_2 と NaCl の化学平衡式をシミュレーションに組み込むことで, より詳細な深部の貯留層の位置と規模の推定が可能となる (NEDO) 	

3.1 FT (フィッシュトラック) 法

19 文献の収集を行った。収集した文献のリストを表 3-3に示す。

メルボルン大学の研究グループによる Mexico の Durango apatite を使った一連の研究によってアパタイトの FT のアニーリング特性を明らかされてきた (Laslett et al., 1987; Dutty et al. 1988)。彼らの研究成果は、アパタイトのアニーリング特性についてしばしば引用される。アパタイトのアニーリング特性を利用した、FT 長の解析による熱履歴の推定手法が田上 (1989) にて紹介されている。Corrigan (1991) は FT 長解析の手法を逆解析をもちいて発展させた。山田 (1996) ではこの手法を参考にランダムモンテカルロ法によるジルコンの逆解析法を開発した。地質事象への適用として、花崗岩の冷却史 (山田・西村, 1995, 姫野ほか, 1997), 堆積盆解析 (吉村, 1994), 付加体研究 (大森, 1996) 等の研究がなされている。1999 年以降の文献では、FT 法の適用範囲の拡大 (角田ほか, 2000 ; 村上ほか, 2002), 手法の課題の議論 (森ほか, 1999 ; 檀原ほか, 2000) が行われている。

表 3-3 収集文献リスト (FT 法)

文献番号	著者	発行年	タイトル
FT-01	Carpena	1985	Tectonic interpretation of an inverse gradient of zircon fission-track ages with respect to altitude
FT-02	Laslett et al.	1987	Thermal annealing of fission tracks in apatite:2. A quantitative analysis.
FT-03	Dutty et al.	1988	Thermal annealing of fission tracks in apatite3. Variable temperature annealing.
FT-04	田上	1989	フィッション・トラック熱年代学—地質体の温度履歴解析への新しいアプローチ—
FT-05	渡辺・井沢	1991	鉱床と母岩の温度履歴の検討—フィッション・トラック熱年代学の利用(演旨)
FT-06	Corrigan	1991	Inversion of apatite fission track data for thermal history information
FT-07	吉村	1994	鉱物の変化から見た堆積盆の熱履歴評価
FT-08	伊藤	1994	フィッション・トラック法を用いた堆積盆解析
FT-09	山田・西村	1995	FT 法による温度履歴解析—黒部川花崗岩類におけるケーススタディー—
FT-10	大森	1996	低変成度領域における地質温度計の関係と有効性—四国四万十帯付加体の古温度構造解析例から—
FT-11	山田	1996	ランダムモンテカルロ法によるフィッショントラック温度履歴定量解析モデリング
FT-12	吉岡ほか	1996	最小二乗法による FT 温度履歴の逆解析(演旨)
FT-13	姫野ほか	1997	中国東北地方大興安嶺山脈に産する花崗岩類のフィッション・トラック年代と熱履歴解析
FT-14	森ほか	1999	ジルコン中の FT のエッチング・アニーリング特性における残余 FT ダメージの影響(演旨)
FT-15	Himeno et al.	2000	Fission track thermal history analysis in geothermal field using heavy ion irradiation method
FT-16	檀原ほか	2000	FT 年代測定システムの自動化は可能か?—次世代型 FT 年代測定の構想—
FT-17	林	2000	ジルコンの FT 年代測定における ICP-MS の利用と問題点
FT-18	吉岡ほか	2001	ICP-MS による Zircon のウラン濃度の測定—Grain by Grain での FT 法との比較—
FT-19	角田ほか	2002	大規模火砕流による基盤岩への熱影響—FT 法による熱履歴解析—(演旨)
FT-20	村上ほか	2002	ジルコンフィッショントラック熱年代学を用いた断層摩擦発熱検出の実証実験(演旨)
FT-21	大平	2003	フィッション・トラック法による熱履歴解析(演旨)

3.2 TL(熱ルミネッセンス)法

収集文献は7文献となった。文献のリストを表 3-4に示す。

熱ルミネッセンスによる年代測定方法(TL法)は, Daniels et al. (1953)によって提案され, 石英や長石などをもちいる土器などの考古試料の年代測定, 火山噴出の年代測定, 堆積物の年代に利用されるようになってきている(兼岡, 1998)。

TL法を用いた温度計, 熱履歴の推定への適用・検討は, 国内において地熱地域, 火山地域などでなされているが, これらの研究論文の引用文献には, 海外文献の引用は少なく, 本邦においてTL法による研究が発展してきているようである。高島を中心とした研究グループは, 地熱地域をフィールドとしたTL年代法の測定手法の評価・改善と並行して熱史の解析を精力的に行なっている。そのほか, 火山岩の熱影響や活動史(小松ほか, 1997 や山縣ほか, 1999 など), 深成岩の冷却史(Tsuchiya and Fujino, 2000)へのTL法の適用研究が報告されている。TL法による年代測定の概論は兼岡(1998)にてまとめられている。

表 3-4 文献リスト (TL法)

文献番号	著者	発行年	タイトル
TL-01	高島ほか	1987	八平葛根田—大松倉沢及び周辺地域の地熱活動史と熱水系—ルミネッセンス法による変質岩の年代測定の地熱探査への応用
TL-02	高島・本多	1988	熱ルミネッセンス法による第四紀酸性火砕流及び火山岩の年代測定
TL-03	土屋ほか	1997	石英の熱発光を用いた葛根田地熱地域の熱履歴(演旨)
TL-04	小松ほか	1997	噴火活動による地質環境への影響調査(その2)——岐阜県北部, 水鉛谷給源火道周辺の熱履歴——(演旨)
TL-05	山縣ほか	1999	熱ルミネッセンス法による雲仙火山新期溶岩ドームの年代測定——2万年より若い溶岩ドームの活動史復元——(ポスターセッション)(演旨)
TL-06	Tsuchiya and Fujino	2000	EVALUATION OF COOLING HISTORY OF THE QUATERNARY TAKIDANI PLUTON USING THERMOLUMINESCENCE TECHNIQUE

- Daniels, F., Boyd, C. A. and Saunders, F. F., 1953: Thermoluminescence as a research tool. Science, 117, 343-349

3.3 ESR法

収集文献は7文献となった。文献のリストを表 3-5に示す。

Zeller et al. (1967) によって電子スピン共鳴 (ESR) を用いた地質年代測定に応用され、各種の試料に対する ESR 年代測定を行い応用範囲が広げられてきた (Ikeya, 1975, 1978 など)。熱履歴推定手法としては、豊田ほか (1990) によって、ESR 信号を用いた熱影響の評価手法が提案された。ESR 法は、花崗岩体の冷却史の推定手法として適用されており (Toyoda and Ikeya, 1991; 谷ほか, 1999; Mizugaki, 2000), TL 法と同時に議論がなされている (Tchiya and Fujino, 2000, TL-06)。その後、同手法を用いた断層岩の熱履歴の評価および室内実験による地質温度計としての検討が谷を中心として進められている (谷ほか, 2000, 2001)。

表 3-5 文献リスト (ESR 法)

文献番号	著者	発行年	タイトル
ESR-01	豊田	1990	貫入岩体付近の変成岩の ESR による熱履歴評価
ESR-02	Toyoda and Ikeya	1991	Thermal stabilities of paramagnetic defect and impurity centers in quartz; basis for ESR dating of thermal history
ESR-03	谷ほか	1999	貫入岩花崗岩体の熱史の解明-ESR 年代測定法の第四紀地質への展開-
ESR-04	谷ほか	2000	電子スピン共鳴による野島断層コア試料の熱履歴調査 (Sf-004) (演旨)
ESR-05	Mizugaki	2000	ESR dating of quartz veins: cooling history of a hydrothermal system
ESR-06	谷ほか	2001	ESR 法による野島断層平林 NIED コアの熱履歴調査
ESR-07	福地ほか	2002	ESR 解析による断層摩擦発熱温度の推定——野島断層と高速剪断実験結果を例として——

- Zeller E. J., Levy, P. W. and Mattern, P. L., (1967), Geologic dating by electron spin resonance. In Radioactive Dating Methods of Low-Level Counting, IAEA, Vienna, pp. 531-540
- Ikeya, M., (1975), Dating a stalactite by electron paramagnetic resonance. Nature, 225, 48-50
- Ikeya, M., (1978), Electron spin resonance as a method of dating. Archaeometry, 20, 147-158.

3.4 放射性同位体年代測定法

収集文献は4文献となった。文献のリストを表 3-6に示す。

放射性同位体による年代測定のうち熱履歴の観点からは、K-Ar 法を用いた花崗岩体の冷却史の議論が多い（松永ほか，1993；Weizhou et al., 2000）。変成岩や変質岩への適用例は、鹿野ほか（1990）などがあるものの多くはない。これは、放射性同位体による年代測定手法が Dodson（1973）による閉鎖温度モデルの考えを基礎としており、得られた年代値の意味づけが困難な場合が多い（兼岡，1998）ことが一因していると考えられる。

近年では、(U-Th) /He 年代測定法が提案され、第三紀より若い年代測定の実用化に向けた研究が進められている（山田ほか，2003）。

表 3-6 文献リスト（放射性同位体年代測定法）

文献番号	著者	発行年	タイトル
RIS0-01	兼岡	1988	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ による年代測定—基礎とその問題点—
RIS0-02	鹿野ほか	1990	愛媛県八幡浜市大島の変成岩の鉱物組み合わせと K-Ar 年代値
RIS0-03	松永ほか	1993	肘折カルデラの花崗閃緑基盤岩—K-Ar 年代測定結果を基にした熱履歴の検討—
RIS0-04	Weizhou et al.	2000	The thermal history of the miarolitic granite at Xincun Fujian Province, China
RIS0-05	Heumann et al.	2001	Crystallization history of rhyolites at Long Valley, California, inferred from combined U-series and Rb-Sr isotope systematics
RIS0-06	山田ほか	2003	国際標準試料と九州産流紋岩中ジルコンにおける (U-Th) /He 年代の現状

- Dodson, M.H., (1973) Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contrib. Mineral. Petrol., 40, 259-274
- 兼岡 一郎 (1998) ; 年代測定概論, 東京大学出版会, pp274

3.5 固溶体温度計

収集文献は8文献となった。文献のリストを表 3-7に示す。

坂野（1996）によると、共生鉱物間の元素分配を利用した地質温度計は1960年代から実用化され温度履歴を求められるようになり、また1970年代からEPMAによるざくろ石の累帯構造を利用して温度履歴を推定する研究が進んだと述べられている。現在においても、眞砂ほか（2003）にザクロ石を用いた同手法の議論が見られるが、国内の変成岩

体に対してはかなりデータの蓄積はなされている(番場, 私信)。近年では, 手法の改良(石井, 1996), 適用範囲の拡大(日高, 1995), など, 多方面からの研究が進んでいる。また, 固溶体温度計の前提である化学平衡の評価についても議論され(小畑, 1999) 固溶体温度計の信頼性向上を目的とした研究がなされている。

表 3-7 文献リスト (固溶体温度計)

文献番号	著者	発行年	タイトル
SOL-01	Ozawa	1983	Evaluation of olivine-spinel geothermometry as an indicator of thermal history for peridotites
SOL-02	湯川	1990	閃亜鉛鉱地質圧力計・地質温度計研究の現状と課題――主に変成鉱床への応用的研究について――
SOL-03	日高	1995	斜方輝石―スピネル地質温度計とダイオジェナイトへの応用
SOL-04	中牟田・本村	1995	斜長石温度計を用いた普通隕石の変成温度の推定(演旨)
SOL-05	石井	1996	輝石地質温度計とマヌス海盆の岩石
SOL-06	坂野	1996	造岩鉱物の非平衡組織と変成帯の温度・圧力履歴
SOL-07	小畑	1999	地質温度計・圧力計の適用限界についての再検討―化学平衡の評価
SOL-08	眞砂ほか	2003	カザフ共和国コクチェタフ変成帯の白色片岩中のザクロ石の組成累帯構造から推定した累進変成経路

3.6 流体包有物

収集文献は 18 文献となった。文献のリストを表 3-8 に示す。

1970 年以降地熱資源探査, 石油探査等に適用されてきた(佐脇, 2003)。流体包有物が持つ地下の物理化学情報のうち, 特に熱に注目した流体包有物の研究は, 均質化温度の測定による鉱物の出現温度の推定である。流体包有物を用いた温度計の基礎は笹田(1989), 石山(2003)に, 最新の研究動向・課題については佐脇(2003)で紹介されている。

地熱開発分野への適用(番場ほか, 1987; 村松, 1987; 佐脇・笹田, 1997; 佐脇・笹田, 2003), 石油探査への適用(笹田, 1989), 付加体研究への適用(橋本ほか, 2001; 坂口, 2001; 篠崎ほか, 2002; 村松ほか, 2002)等, 適用例は数多い。

表 3-8 文献リスト (流体包有物)

文献番号	著者	発行年	タイトル
FI-01	大場・風早	1986	流体包有物中の水の $\delta^{18}\text{O}$ から石英の熱履歴を推定する試み (演旨)
FI-02	番場ほか	1987	地熱変質と流体含有物の充填温度からみた八幡平-焼山地域の熱履歴 (演旨)
FI-03	村松	1987	葛根田地熱地域の熱水脈とその流体包有物の研究
FI-04	笹田	1988	流体包有物マイクロサーモメトリーの基礎-地熱篇-(1),
FI-05	笹田	1989	流体包有物による堆積岩の熱履歴の解析
FI-06	笹田	1989	液体包有物マイクロサーモメトリーの基礎-地熱篇-(2),
FI-07	村松	1993	地熱井評価への流体包有物温度計適用上の留意点
FI-08	佐脇	1994	流体包有物の測定手法について-地熱探査への応用-
FI-09	佐脇・笹田	1997	流体包有物のマイクロサーモメトリーから見た鬼首地熱系の熱履歴
FI-10	大谷ほか	1998	野島断層破碎帯における熱水活動の痕跡-流体包有物による解析 (演旨)
FI-11	橋本ほか	2001	過去の付加体に見る沈み込みから底付け付加に至るプレート境界に沿った流体移動と温度圧力履歴(S2-012) (演旨)
FI-12	坂口	2001	流体包有物から見た付加体中の深度 10 km 付近の流体移動
FI-13	篠崎ほか	2002	流体包有物から見たスコットランドサザンアプランズ付加体の形成条件
FI-14	村松ほか	2002	流体包有物から推定した、四万十帯・牟岐メランジュの温度・圧力条件
FI-15	角替ほか	2003	東南極ナピア岩体の超高温グラニュライトに含まれる CO_2 に富む流体包有物と温度圧力履歴
FI-16	佐脇・笹田	2003	秋田県湯沢雄勝地域産流体包有物の研究-温度履歴と地熱流体の化学的性状-
FI-17	石山	2003	Ⅲ - C1 流体包有物
FI-18	佐脇	2003	流体包有物-その基礎と最近の研究動向-

3.7 自生鉱物

収集文献は4文献となった。文献のリストを表3-9に示す。

沸石、粘土鉱物などの出現帯を識別することによって古地温勾配等の情報を得られる手法が石油資源開発(株)の青柳・風間によって開発された(青柳, 1979; 風間, 1980)。この手法は、石油探査に重要な石油熟成帯の評価、堆積盆の評価を目的として開発された。石油資源開発井での調査では、基礎的な研究手法として鉱物分帯の識別はなされているが、その後、自生鉱物分帯を用いた温度履歴推定手法の発展の議論はなされていないようである。

また、地熱地帯の変質帯調査では、変質鉱物の区合わせにより変質分帯され、変質温度の推定が行われている(野呂, 1991, 歌田・清水, 1995)。

表 3-9 文献リスト (自生鉱物)

文献番号	著者	発行年	タイトル
AM-01	青柳	1979	堆積岩中の自生鉱物を用いた古地温の解析法
AM-02	Aoyagi and Kazama	1980	Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis.
AM-03	風間	1980	堆積岩石学的手法による古地温の推定
AM-04	佐々木ほか	1982	古地温勾配の推定
AM-05	野呂	1991	変質鉱物組合せから変質温度を推定するための専門家システム
AM-06	歌田・清水	1995	三途川地熱地帯における変質鉱物の産状と熱履歴 (演旨)

3.8 イライト結晶度

収集文献は4文献となった。文献のリストを表3-10に示す。

低変成作用である沸石相～緑色片岩相(200-500℃: 諏訪・黒田, 1968 を参照)の相対的評価手法として経験的に用いられてきた。サンプルの調整, 実験条件が測定値に影響を及ぼすことから Warr and Rice(1994)等で、実験手法の統一がはかられた。測定が粉末 X線回折と簡便なこともあり、3次元的地質構造把握・付加体の地質構造の議論の重要な位置を占めてきた(原ほか, 1998; 原・木村, 2001)。近年では、イライト結晶度に影響

を及ぼす要因の評価の検討（原，木村，2000）も行われている。

表 3-10 文献リスト（イライト結晶度）

文献番号	著者	発行年	タイトル
ILL-01	Warr and Rice	1994	Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data
ILL-02	原ほか	1998	イライト結晶度からみた関東山地秩父帯・四万十帯の古地温構造
ILL-03	原・木村	2000	イライト結晶度の測定誤差の評価：付加コンプレックスに適用する際の限界と問題点
ILL-04	原・木村	2001	流体包有物とイライト結晶度から復元される付加体の温度圧力履歴

・ 諏訪 兼位・黒田 吉益，1968，偏光顕微鏡と岩石鉱物，共立出版

3.9 有機物の熟成度

収集文献は11文献となった。文献のリストを表 3-11に示す。

有機物を用いた温度履歴の評価は，石油根源岩の評価手法として最も重要であり，研究例は多い。ビトリナイト反射率を用いる熟履歴の推定は，有機物の熟成度の評価を目的としたもの（氏家，1976）のほか，付加体の構造地質学の研究手法としても用いられている（Yamaji,1994；池原，2001）。1980代以降のガスクロマトグラフィー質量分析計，軽元素同位体質量分析計などの分析技術の進歩と普及により，バイオマーカーを熟成度の指標とする研究がなされている（鈴木，1987，町原・鈴木1994）。近年では，コンピュータの普及により，石油生成・排出モデリングの試みが展開されている（Hirai,2003）。

表 3-11 文献リスト (有機物の熟成度)

文献番号	著者	発行年	タイトル
B10-01	氏家	1976	基礎試錐「浜勇知」におけるケロジェンの熟成と石油の生成
B10-02	小椋	1982	石油根源岩有機物熟成度の予測—その一 古地温の測定—
B10-03	鈴木	1987	バイオマーカー地質温度計による堆積岩の古地温評価
B10-04	町原・鈴木	1994	大型研究「原油・根源岩対比技術」におけるバイオマーカーの研究
B10-05	Yamaji	1994	Thermal History of the NE Japan frontal arc since the Late Miocene inferred from vitrinite reflectance
B10-06	鈴木・松村	1995	石油生成とビトリナイト反射率のカイネティックモデル—堆積盆における高分子量有機物変化の予測—
B10-07	Ujiie	2001	Brightness of pollen as an indicator of thermal alteration by means of a computer-driven image processor: statistical thermal alteration index (stTAI)
B10-08	池原	2001	四万十帯の熱構造と付加体の削剥
B10-09	橋本ほか	2002	陸上付加体から推定された地温勾配とその解釈
B10-10	Ujiie	2003	花粉化石の色調変化からみた堆積岩の熱履歴 (演旨)
B10-11	Hirai	2003	新潟堆積盆における熱履歴の復元と石油システム (演旨)

3.10 同位体温度計

収集文献は7文献となった。文献のリストを表 3-12に示す。

同位体平衡を用いた安定同位体温度計は、H. C. Urey (1947) によって提唱され、その後、質量分析計の精度が向上に伴って発展してきた。同位体温度計として用いられる元素は $O \cdot C \cdot S$ が主で、これらの元素を含む異なる相間および固相間での同位体平衡定数等の議論が実験室や地質試料への適用 (例: Noto and Abe, 1997) 等、数多く報告されている。岩石の成因に係る酸素同位体、炭素同位体温度計、硫黄同位体比については、酒井・松久 (1996) でまとめられている。炭素同位体については、和田 (1999) にて、一部レビューされ、高温域への適用の可能性が示唆されている。同位体温度計の原理については酒井・松久 (1996)、松久 (2003) 等にて解説がなされている。

表 3-12 文献リスト (同位体温度計)

文献番号	著者	発行年	タイトル
ISO-01	北	1989	地質温度計としてのアモルファスシリカ中の酸素同位体と希ガスの意義
ISO-02	酒井・松久	1996	8 酸素水素同位体比から見た岩石の成因 8-1~8-2
ISO-03	酒井・松久	1996	2 平衡における同位体効果 2-4~2-7
ISO-04	Noto and Abe	1997	Oxygen isotope geochemistry of geothermal wairakite
ISO-05	和田	1999	同位体地質温度計と超高温変成作用——特に方解石-石墨同位体温度——
ISO-06	松久	2003	III-B1 同位体地質温度計：原理
ISO-07	森下	2003	III-B2 同位体地質温度計：応用

H. C. Urey, (1947) J. Chem. Soc (LONDON)., 562-581

3.11 地化学温度計

収集文献は3文献となった。文献のリストを表 3-13に示す。

地化学温度計は、地熱井などから得られた地熱流体の地化学的な情報、および実験に基づく熱力学的な体系化が進んだ。地化学温度計の歴史・現状・問題点は、高橋 (1991) にまとめられている。地化学温度計は、シリカ濃度を用いるシリカ温度計・陽イオンの組成比を用いるアルカリ温度計に大別され、様々な温度計が提案されている。本邦では、内田によって Amore and Panichi (1980) による地化学温度計が紹介され、地熱井での研究が進んでいる (例：古賀ほか, 1995)。

表 3-13 文献リスト (地化学温度計)

文献番号	著者	発行年	タイトル
GC-01	AMORE and PANICHI (内田訳)	1980	新しいガス地質温度計による地熱地帯地下深部の推定方法
GC-02	高橋	1991	地化学温度計の現在
GC-03	古賀ほか	1995	CO ₂ /H ₂ 比とCH ₂ /H ₂ 比に基づく気体地質温度計の開発

3.12 解析

収集文献は4文献となった。文献のリストを表 3-14に示す。

熱の要素を含む数値モデルをもちいる解析は、石油探鉱、地熱開発の分野において実施されている。石油探鉱分野では、有機物の熟成に熱履歴が重要なことに加え、石油の生成・集積・移動も視野に入れた解析（石油システム解析、ベースモデリングと呼ばれている）が試みられ（例、平井、2003：BIO-11 参照）、熱履歴解析の重要性（中山、2003）や数値モデルの重要性（鈴木、2003）などの議論も行われている。地熱開発分野では、差分法を用いた熱輸送解析（例：秋林・佐藤）がコンピュータの能力向上と共に発展し、現在では、水-岩石反応を考慮した地熱貯留層評価も試みられている（NEDO, 2003）。

表 3-14 文献リスト（解析）

文献番号	著者	発行年	タイトル
SS-01	秋林・佐藤	1984	一次元流動に伴う多孔質貯留層内の温度分布に関する数値解析法
SS-02	鈴木	2003	熱履歴解析における数値モデルの重要性（演旨）
SS-03	中山	2003	石油探鉱における熱履歴解析の重要性（演旨）
SS-04	NEDO	2003	平成12年度 深部地熱資源調査報告書

3.13 その他

収集文献は13文献となった。文献のリストを表 3-15に示す。

磁性鉱物のキュリー温度を用いた地層対比の手法が野尻湖古地磁気グループを中心としてなされている（野尻湖古地磁気グループ、1980）が、その後の議論の発展には至っていないようである。榎並ほか(1997)では、名古屋大学の研究グループによって提唱された新しい年代測定法である CHIME 法の P-T-t パスへの適用性を議論している。炭化木片の C/H を用いた火砕流の定置温度（沢田ほか、1999）、色の変化に基づいた火山弾の着地温度（宮城・東宮、2002）など火山噴出物の温度や地表部への影響の推定手法が近年提案されている。石英のカソードルミネッセンスを用いた放射線量計としての可能性は示唆されており、これからの発展が期待される。

表 3-15 文献リスト (その他)

文献番号	著者	発行年	タイトル
OT-01	野尻湖古地磁気グループ	1980	野尻ローム層の磁化機構と強磁性鉱物のキュリ-温度
OT-02	小笠原・植村	1992	新生代生物化石温度計の試みーその論理と適用ー開催経過と課題
OT-03	榎並ほか	1997	変成作用における圧力-温度-時間経路
OT-04	山本ほか	1997	地震波速度から推定した東北日本地殻内温度構造と浅発地震の深さ分布 (演旨)
OT-05	佐藤ほか	1997	地震波速度構造による地殻内温度分布の見積り
OT-06	沢田	1999	炭化木片の H/C 比を用いた火砕流堆積物の定置温度見積り
OT-07	長江・宮下	1999	九州四万十帯北帯の低圧高温型変成作用と変形作用
OT-08	沢田ほか	1999	後期第四紀三瓶火山の古地磁気学：溶岩ドームの年代，構造，火砕流堆積物の定置温度見積り，及び自己反転磁性鉱物の発見 (演旨)
OT-09	宮城・東宮	2002	色変化に基づく火山灰加熱温度の推定ー三宅島火山 2000 年 8 月 18 日火山弾の着地温度への適用ー
OT-10	橋本ほか	2002	九重硫黄山の熱放出過程と地磁気変化
OT-11	奥村ほか	2003	石英のカソードルミネッセンス測定における温度消光効果

4 まとめ

4.1 現状の地質温度計の適用範囲

3章において収集・整理した熱履歴推定手法に関する情報から、測定手法と対象鉱物ごとの地質温度計範囲（表 4-1）を作成した。

表 4-1 対象鉱物と地質温度計

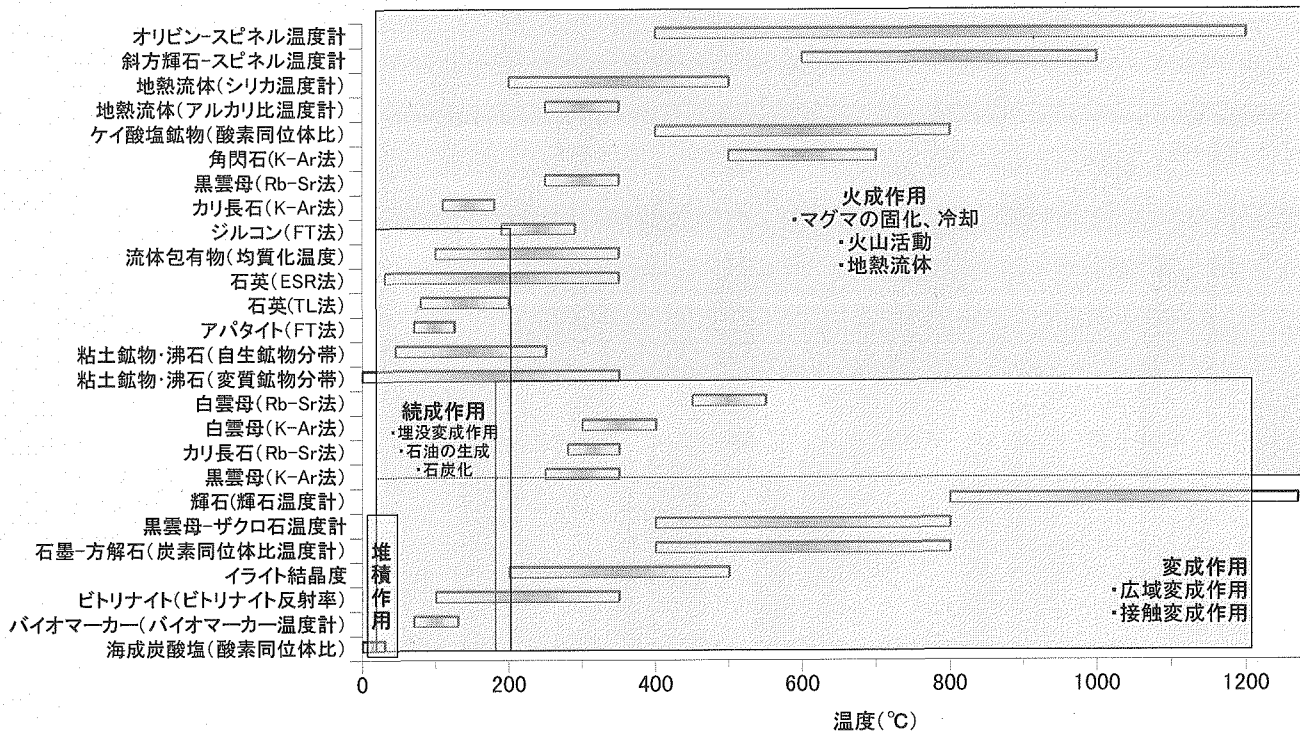


表 4-1では、熱影響をもたらす事象を以下の4つに分類し、その温度領域を合わせて示した。

- ①火成作用：地殻内へのマグマの貫入とその後の固化・冷却過程や熱水対流系の形成に伴う周辺母岩の変質。
- ②変成作用：広域変成ないしは接触変成による影響。
- ③堆積作用：堆積・埋没による温度・圧力条件変化に伴う変質、石油の生成、植物の石炭化。

現状の熱履歴推定手法の対象範囲は、地表温度付近（海成炭酸塩、変質鉱物分帯）から岩石の溶融温度（輝石温度計など）までの幅広い領域に渡る。

4.2 今後の課題

本調査では、地質環境の長期安定性評価の研究を進める際に必要となる、過去から現在までの地質環境の熱履歴（熱史）を把握するための調査手法構築の基礎資料として、地質温度計の精度、適用性（適用範囲・条件等）、問題点等の現状を取りまとめた。

各手法の課題は、以下に大別することができる。

- ①測定手法の原理によるもの：放射性同位体による年代測定手法における閉鎖温度モデル、固溶体温度計および地化学温度計の前提である化学平衡など。
- ②測定の困難性によるもの：珪酸塩鉱物を対象とした酸素同位体の測定、流体包有物測定における圧力測定（直接測定ができなことから圧力補正の困難さ）など。
- ③手法の確立度によるもの：応用例が十分ではなく、手法として確立していないことによる課題。ウラントリウムヘリウム法（U-Th）/He法による1 Ma以降の年代試料のデータ取得など。適用目的を明確化した上で、他手法との併用による精度の確認や異なる温度・年代の資料を対象とした実データを蓄積することで、手法の適用性評価を行ない、精度向上策を見つけていくことが可能と考えられる。

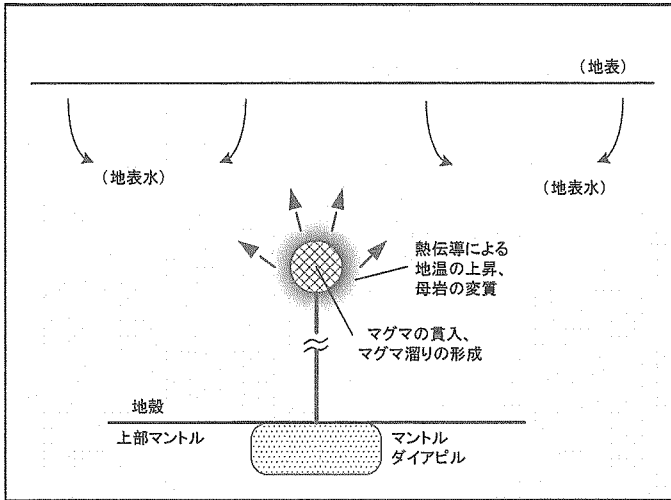
本調査は、地質環境の長期安定性評価の研究という位置付けで実施された。研究の目的である体系的な調査手法の構築を進めていくために効果的なのは、適用性が高いと判定された複数の手法の組み合わせによる実データの取得とデータに基づく影響事象・履歴のモデル化であると考えられる。

対象となる天然事象の例として、第四紀火山のうちのカルデラ火山による周辺領域への影響概念を図4-1に示す。

図4-1では、地殻内へのマグマの貫入とそれに引き続く地表へのマグマ噴出（噴火活動）および熱水対流系の形成といった一連の影響事象を想定し、概念化した。

このような火山・火成活動を含めた天然事象による地層処分システムへの影響は、本来的には適切なサイト選定と工学的な対策を行なうことで、十分に低く抑えられると考えることができる。しかしながら、不確実性をもつ超長期の安定性を論じる際には、あえて仮想的に天然事象の影響が及ぶものと仮定し、その場合の安全評価を行うための評価手法を構築していくことが望まれる。

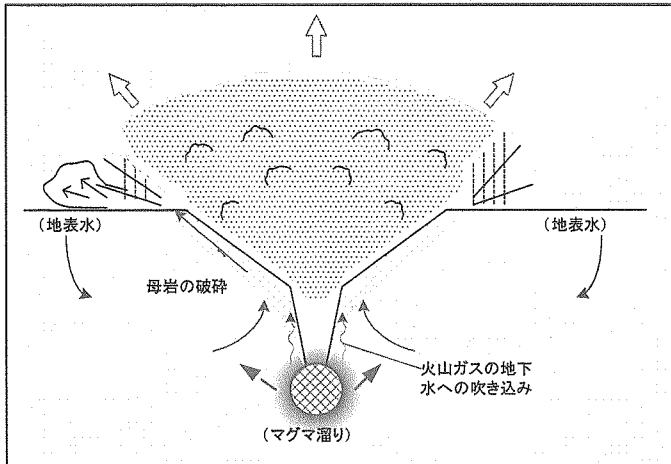
マグマ溜りの形成直後



〔発生する事象〕

- カルデラ火山をもたらすマグマがダイアピルより上昇し、地殻内にマグマ溜りが形成される。
- マグマ溜りの形成に伴い、熱伝導による地温の上昇が生じる。

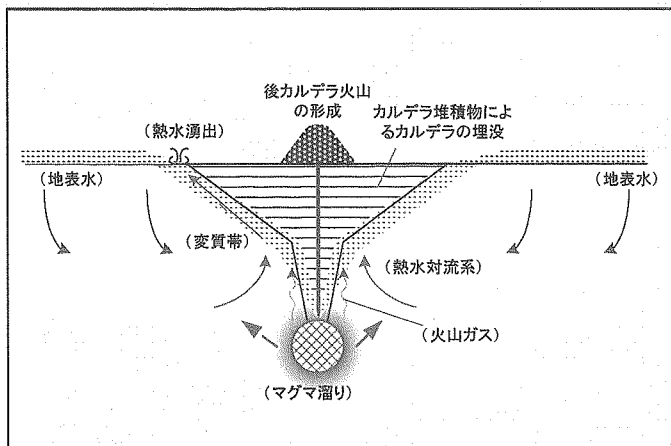
カルデラ火山の形成時期



〔発生する事象〕

- マグマ溜りからマグマが爆発的に噴出し、母岩や破砕物をテフラ(火砕物、火山灰などの固体状の噴出物)として大気中へ噴出する。火山噴出物は、火砕流堆積物ないしは降下テフラとして火山周辺域に堆積する。
- 母岩がカルデラ噴火によって破砕される。
- マグマ溜りから地下水への火山ガスの吹き込み、ないしは熱伝導により地下水が熱水化し、密度差により熱水対流系が形成される。

カルデラ火山の形成後



〔発生する事象〕

- 堆積物によりカルデラの凹地が埋設される。
- カルデラ内にマグマが上昇、地表に流出し、後カルデラ火山(溶岩円頂丘)溶岩を形成。
- 熱水対流系の形成に伴い、母岩が変質を受ける。
- 母岩中の破砕部を経路として、熱水が地表に到達する。

* : 図は水平・鉛直方向共にノンスケール

図 4-1 カルデラ火山による周辺領域への影響の概念

熱履歴の推定手法の構築は、上記天然事象が処分システムの安全性へ与える影響を長期の観点から評価するにあたり、過去の地質環境が受けた熱履歴から将来的な変動要因を設定・想定する情報の取得技術として重要と考えられる。本調査では、熱履歴推定手法の研究事例を収集・整理することで、各手法の現状と課題を抽出することができた。

今後は、有効性が高いと判断される熱履歴推定手法を火山・火成活動地域へ適用することで、その適用性評価と精度向上の具体策を抽出していくことが肝要であると考えられる。

熱履歴推定手法体系化のための適用性評価研究における手法組み合わせの案を表 4-2 に示す。

研究の前提条件となる対象とすべき年代については、安全評価の時間対象が現時点で明確となっていないため数 100 万年程度（新第三紀～第四紀）を対象とし、温度領域としてはマグマの直接的な熱影響および熱水対流系による影響を考慮して 0～400℃程度を想定する。

我が国の地質環境を考慮した場合の具体的な研究対象としては、第四紀火山およびその周辺、新第三紀末～第四紀の貫入岩体およびその周辺、非火山性地域の 3 つがあげられる。第四紀火山については、噴火の規模・形態から円錐火山とカルデラに大別されるため、ここでは双方を対象として扱うものとした。

表 4-2 熱履歴推定手法体系化のための適用性評価研究における手法組み合わせ

適用対象地域		第四紀火山		新第三紀末～第四紀貫入岩体	非火山性高温地域（堆積岩）
		円錐火山	カルデラ火山		
研究対象		火口・火道周辺の母岩，熱水変質帯，火道跡，周辺温泉	カルデラ壁周辺の母岩，熱水変質帯，火道跡，周辺温泉	貫入岩体，周辺母岩，周辺温泉	熱水／続成変質帯，周辺温泉
適用性評価の候補となる測定手法	オリビンスピネル温度計	○	○	○	
	斜方輝石-スピネル温度計	○	○	○	
	地熱流体（シリカ温度計）	○	○	○	○
	地熱流体（アルカリ比温度計）	○	○	○	○
	ケイ酸塩鉱物（酸素同位体比）				
	角閃石（K-Ar 法）				
	黒雲母（Rb-Sr 法）				
	カリ長石（K-Ar 法）	○	○	○	○
	ジルコン（FT 法）	○	○	○	
	流体包有物（均質化温度）	○	○	○	
	石英（ESR 法）	○	○	○	○
	石英（TL 法）	○	○	○	○
	アパタイト（FT 法）				○
	粘土鉱物・沸石（自生鉱物分帯）			○	○
	粘土鉱物・沸石（変質鉱物分帯）	○	○	○	○
	白雲母（Rb-Sr 法）				
	白雲母（K-Ar 法）				
	カリ長石（Rb-Sr 法）				
	黒雲母（K-Ar 法）	○	○	○	
	輝石（輝石温度計）				
	黒雲母-ザクロ石温度計				
	石墨-方解石（炭素同位体比温度計）				
	イライト結晶度				○
	ビトリナイト（ビトリナイト反射率）				○
	バイオマーカー（バイオマーカー温度計）				
	海成炭酸塩（酸素同位体比）				
解析		○	○	○	○

卷末

—文献シート—

1. FT法

文献番号	著者	発行年	タイトル
FT-01	Carpena	1985	Tectonic interpretation of an inverse gradient of zircon fission-track ages with respect to altitude
FT-02	Laslett et al.	1987	Thermal annealing of fission tracks in apatite: 2. A quantitative analysis.
FT-03	Dutty et al.	1988	Thermal annealing of fission tracks in apatite: 3. Variable temperature annealing.
FT-04	田上	1989	フィッショントラック熱年代学 - 地質体の温度履歴解析への新しいアプローチ -
FT-05	渡辺・井沢	1991	鉱床と母岩の温度履歴の検討 - フィッショントラック熱年代学の利用 (演旨)
FT-06	Corrigan	1991	Inversion of apatite fission track data for thermal history information
FT-07	吉村	1994	鉱物の変化から見た堆積盆の熱履歴評価
FT-08	伊藤	1994	フィッショントラック法を用いた堆積盆解析
FT-09	山田・西村	1995	FT法による温度履歴解析 - 黒部川花崗岩類におけるケーススタディー -
FT-10	大森	1996	低変成度領域における地質温度計の関係と有効性 - 四国四万十帯付加体の古温度構造解析例から -
FT-11	山田	1996	ランダムモンテカルロ法によるフィッショントラック温度履歴定量解析モデリング
FT-12	吉岡ほか	1996	最小二乗法によるFT温度履歴の逆解析 (演旨)
FT-13	姫野ほか	1997	中国東北地方大興安嶺山脈に産する花崗岩類のフィッショントラック年代と熱履歴解析
FT-14	森ほか	1999	ジルコン中のFTのエッチング・アニーリング特性における残余FTダメージの影響 (演旨)
FT-15	Himeno et al.	2000	Fission track thermal history analysis in geothermal field using heavy ion irradiation method
FT-16	檀原ほか	2000	FT年代測定システムの自動化は可能か? - 次世代型FT年代測定の方法 -
FT-17	林	2000	ジルコンのFT年代測定におけるICP-MSの利用と問題点
FT-18	吉岡ほか	2001	ICP-MSIによるZirconのウラン濃度の測定 - Grain by GrainでのFT法との比較 -
FT-19	角田ほか	2002	大規模火砕流による基盤岩への熱影響 - FT法による熱履歴解析 - (演旨)
FT-20	村上ほか	2002	ジルコンフィッショントラック熱年代学を用いた断層摩擦発熱検出の実証実験 (演旨)
FT-21	大平	2003	フィッショントラック法による熱履歴解析 (演旨)

文献番号	FT-01
文献の種類	原著論文
文献題目	Tectonic interpretation of an inverse gradient of zircon fission-track ages with respect to altitude: alpine thermal history of the Gran Paradiso basement
掲載誌名	Contrib. Mineral Petrol.
発表年	1985年
研究対象地域	西アルプス、Gran Paradiso盆地
研究対象	ジルコン、アパタイト
研究手法	FT法
内容	<p>始新世の反転変成と報告されているGran Paradiso盆地(地塊)の熱履歴に関して検討を行うため、同盆地で採取した36試料についてジルコン、アパタイトのフィッション・トラック年代測定を実施した。</p> <p>測定の結果、放射年代値は29-93Ma(ジルコン)、42-16Ma(アパタイト)の年代値が得られた。ジルコンの年代値に関しては、年代値の分布から地塊南西部(72-93Ma)、南部(59-82Ma)、北部(40-49Ma)、南東部(29-35Ma)に分類される。また、アパタイトに関しては南から北方向に年代値が徐々に若くなった。</p> <p>年代結果および閉鎖温度の検討より、Gran Paradiso地塊の冷却は70-90Maであったことが明らかとなった。</p> <p>また、それらの検討とともに採取位置の標高を考慮すると、Monte Emilius - Dent Blanche ナップの押被せが40Maに起こり、“反転変成”が生じたと考えられる。</p> <p>同地塊の最終的な冷却は地塊の隆起に起因し、南部で35-40Ma、北部で20Maに生じたと考えられる。また、その隆起量は、アパタイトの年代値から2mm/yrと推定される。</p>

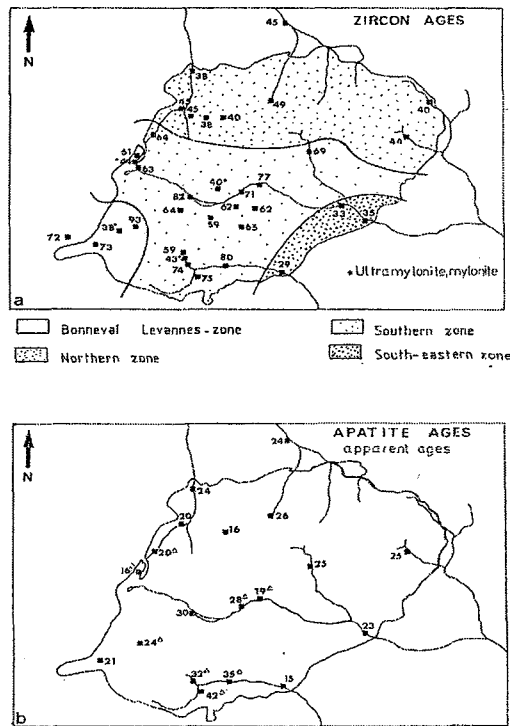


Fig. 3. Zircon and apatite fission-track (FT) ages in the Gran Paradiso massif. a Zircon FT ages divide the Gran Paradiso massif into four different zones. b Apatite FT ages map: the ages are apparent (low temperature) ages. Corrected ages (Δ) are shown in Table 2

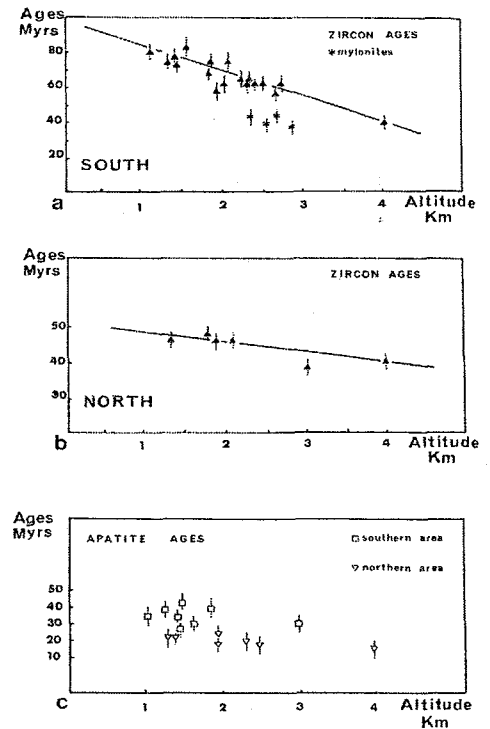


Fig. 4a-c. Zircon and apatite FT ages versus altitude. a Zircons from the southern zone of the Gran Paradiso massif yield Upper Cretaceous ages (except for mylonites) and show an inverse gradient of ages with respect to sample altitude. b Zircons from the northern zone of the Gran Paradiso massif yield Eocene ages and indicate again an inverse gradient of ages. c Apatites from the Gran Paradiso basement do not show a significant inverse gradient of ages with respect to altitude (squares: samples from the southern zone; triangles: samples from the northern zone)

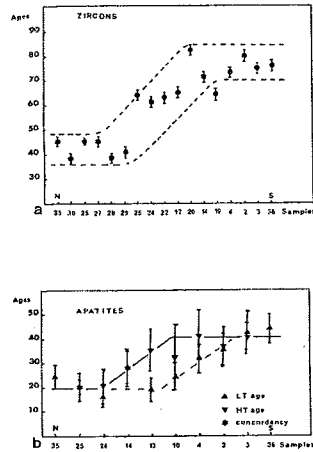


Fig. 5a-c. Zircon and apatite FT ages along a north-south cross-section (the position of this cross-section is given in Fig. 1. For more clarity each sample is separated from each other with an equal distance, but the relative location of the samples is respected, especially for the samples 27, 28, 29.) a Zircon FT ages along the north-south cross-section. Sample 36 comes from the Dora Maira massif, another internal crystalline massif, situated to the south of the Gran Paradiso massif. b Apatite FT ages along the same north-south cross-section. c FT ages of sphene and apatites in the vicinity of a volcanic intrusion in the Cathedral Peak granite (from Calk and Naeser 1973)

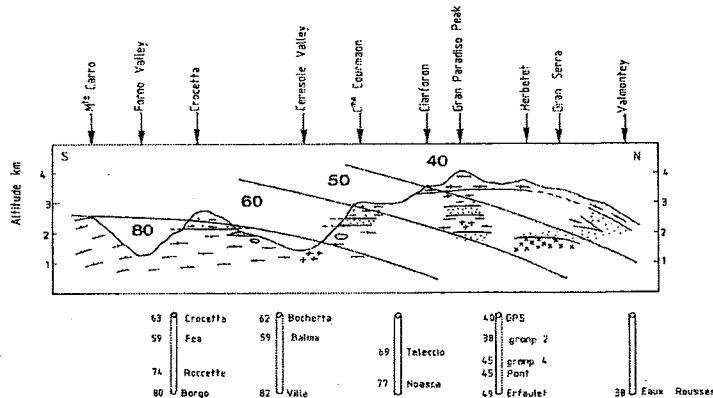


Fig. 6. Zircon FT age distribution on a north-south cross-section in the Gran Paradiso basement (same legend as Fig. 2). The circles represent the different vertical cross-sections studied and the zircon FT ages obtained

まとめ・課題

“反転変成”の原因は40Maに生じたMonte Emilius - Dent Blancheナップの押被せによるものと考えられる。

同地塊は、南部では35-40Ma、北部では20Maまで構造的に活性であったと考えられ、アパタイト年代値より推定される隆起量は2mm/yrである。

主要な引用文献

測定手法にかかわる主要な引用文献を以下に示す。

Briggs, N.D., Naeser, C.W. and Mac Culloh, T. (1979): Thermal history of sedimentary basins by fission track dating. *Prog. Geol. Geol. Soc. Am.* (abstract), 11, p394.

Calk, L.C. and Naeser, C.W. (1973): The thermal effect of a basalt intrusion on fission tracks in quartz monzonite. *J. Geol.*, 81, p189-198.

Gleadow, A.J.W. and Duddy, I.R. (1981): A natural long-term annealing experiment for apatite. *Nucl. Tracks*, 5, p169-174.

Hurford, A.J. (1984): Fission Track dating, K/Ar and Rb/Sr dating results from the central Alps. *Terra Cognita*, 4, p206.

Johnson, N., Macgee, V.E. and Naeser, C.W. (1979): A practical method of estimating standard error of age in the F.T. dating method. *Nucl. Tracks*, 3, p93-99.

Naeser, C.W. (1978): Fission Track Dating. U.S. Geol. Surv. open-file report, p76-190

文献番号	FT-02
文献の種類	レビューと原著論文
文献題目	Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis
掲載誌名	Chemical Geology
発表年	1987年
研究対象地域	- (定量分析: quantitative analysis)
研究対象	Durango apatite (Mexico)
研究手法	熱アニーリング特性
内容	<p>(はじめに)</p> <p>・Green et al.(1986)は、アニーリング中におけるconfineトラックのトラック長の様々な変化に着目し、アパタイト中のFTアニーリングの量的特性について報告している。</p> <p>(数学的検討の見直し)</p> <p>・Mark et al. (1973)</p> <p>p: アニーリング後のトラック密度 p_0: 初期トラック密度 T: アニーリング温度(K) t: アニーリング時間 k: ボルツマン定数 E_0: 活性化エネルギー α_0: 定数</p> $p/p_0 = \exp[-\alpha(T)t] \quad (1a)$ <p>in which</p> $\alpha(T) = \alpha_0 \exp(-E_0/kT) \quad (1b)$ <p>・Bertel and Mark (1983)</p> $p(t) = \sum_{j=1}^n p_j \exp(-\alpha_j t) \quad (2)$ <p>・Dakowski et al. (1974)</p> $\ln(t) - \ln(t_0) = (T^{-1} - T_0^{-1})(\alpha r^2 + \beta r + \gamma) \quad (3)$ <p>$r = p/p_0$ β, γ: 定数 $\ln(t_0), T_0$: 全トラック保持時点での初期値</p> $p(t)/p_0 = a - b \ln(t) \quad (4)$ <p>・近年ではオーストラリアのグループが式2を用いる一方で、式4の対数表記が指示されるようになってきている。 ・アニーリング過程の解明、正確な分析手法に対し、公式はアニーリングの等温・等時依存で定義される。</p> <p>(統計的分析)</p> <p>・Durangoアパタイトのアニーリングデータへの適合モデル7をFig1に示す。 $r = l/l_0$ = トラック長</p> <p>①コンターは直線をなすか？データと矛盾しないか？ ②コンターは平行か？扇形に広がるか？</p> $g(r) = f\{\ln(t), T^{-1}\} \quad (7)$
	<p>Fig. 1. Laboratory annealing data of Green et al. (1986), in the form of the conventional fission-track Arrhenius plot (logarithm of time in seconds against inverse absolute temperature). Data are coded according to reduction in mean confined track length, as indicated in the key, and contours of equal track length reduction have been fitted using the method of Laplacian smoothing splines.</p>

(平行アレニウスプロット: The parallel Arrhenius Plot)

- ・式9に対応した直線コンターを用いた平行アレニウスプロット。A(r)はrの未知関数。
- ・点は、A(r)およびGreenのデータの関係である急なカーブ(対数形式)に適度に落ちる。
- ・本論におけるフィッティングと検討は関数A(r)およびB(r)(式26)を用いずに行った。
- ・式9から式13がみちびかれる。

$$A(r) = \ln(t) - BT^{-1} \quad (9)$$

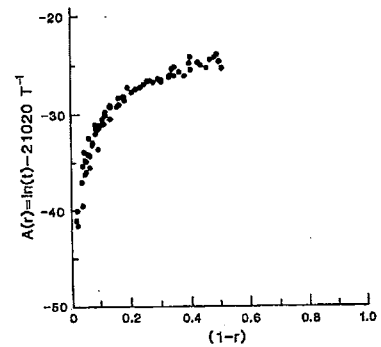


Fig. 2. Relationship between fitted intercepts, A(r), for the parallel Arrhenius plot, and (1-r), where r is the reduction in mean track length. Data taken from table 1 of Green et al. (1986).

$$\ln(1-r) = c_0 + c_1 \ln(t) + c_2 T^{-1} \quad (13)$$

$$\ln(1-r) = 3.87 + 0.219 [\ln(t) - 19270 T^{-1}] \quad (14)$$

(扇形アレニウスプロット: The Fanning Arrhenius Plot)

- ・扇形モデルは活性エネルギーEをrに変換したものである(式20)
- ・モデル27は、トラック長の短縮(式19により導かれるg(r))の98%でデータにフィットするが、対数、指数、一次関数およびln(1-r)モデルは全てが調和的ではない。
- ・B(r)の明快な式が現在受け入れられているが、ln(t0)(=-28.12)の推定値は若干異なることが報告されている。

$$\ln(t) = A(r) + B(r) T^{-1} \quad (20)$$

$$g(r) = \left[\left\{ \frac{(1-r^b)}{b} \right\}^a - 1 \right] / a = c_0 + c_1 \ln(t) + c_2 T^{-1} \quad (19)$$

$$\left[\left\{ \frac{(1-r^{2.7})}{2.7} \right\}^{0.86} - 1 \right] / 0.35 = -4.87 + 0.000168 T [\ln(t) + 28.12] \quad (27)$$

(平行および扇形アレニウスプロットの比較)

- ・明らかとなった若干の差異は実用的見地から重要と予測される。
- ・平行モデルは様々な値に対してまだ96.7%を占め、使用には近似を用いることから、扇形モデルが優れていると考えられる。
- ・扇形モデルは1~0.65以上のトラック長減少数の範囲で良く近似されるが、2つのモデルは両方とも良くデータを表す(Fig5)。
- ・Fig5における2つのモデルの違いは非常に小さいものであり、制限温度内において良く似ている。
- ・アニーリング動力学を地質学的制限に適用する試みはモデルの精度をあげるうえで、有効である。
- ・アニーリング特性におけるアパタイト組成の影響はGreen et al.(1985, 1986)により報告されており、考慮する必要がある。

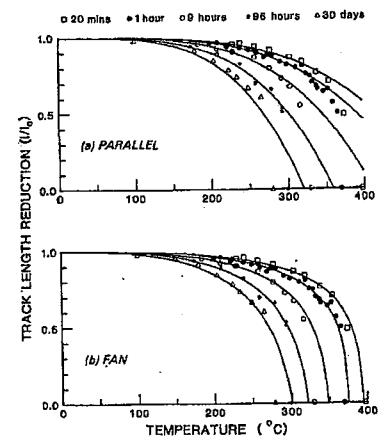


Fig. 4. Isochronal laboratory annealing data of Green et al. (1986), together with fitted curves, corresponding to the five annealing times indicated. In (a), the fitted curves are predicted from the parallel Arrhenius model (eq. 14), while in (b), the curves are fitted using the fanning model (eq. 27). Major differences between the two models appear below values of r ~ 0.65.

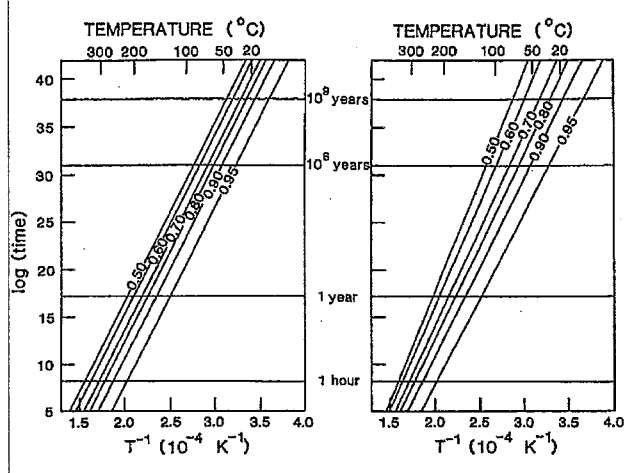


Fig. 6. Comparison of the parallel and fanning models from eqs. 14 and 27, respectively, extrapolated from laboratory to geological time scales. Differences between the two models are magnified by extrapolation, and it is possible that geological annealing studies could be useful in further refining the description of annealing.

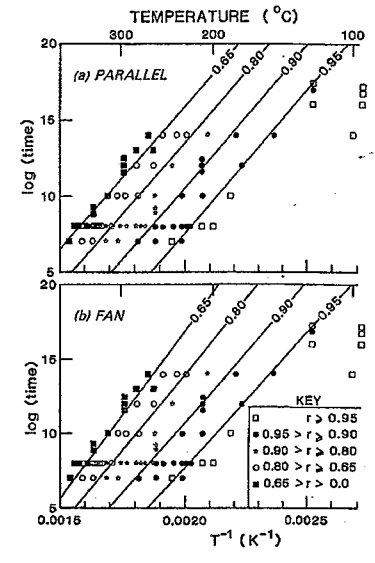


Fig. 5. Full laboratory annealing data set of Green et al. (1986), presented in Arrhenius plot form. In (a), contours of equal length reduction are predicted from the parallel Arrhenius model (eq. 14), while in (b), the contours are fitted using the fanning model (eq. 27). The parallel model gives a useful approximation to the fanning model.

まとめ・課題

- ・アニーリングは拡散過程が卓越している。この場合の熱条件下の影響のもとでは、原子は格子に戻される。
- ・アニーリング動力学を地質学的制限に適用する試みはモデルの精度をあげるうえで、有効である。
- ・アニーリング特性におけるアパタイト組成の影響はGreen et al.(1985, 1986)により報告されており、考慮する必要がある。

主要な引用文献

Bertel, E. and Mark, T.D., 1983, Fission tracks in minerals: annealing kinetics, track structure and age correction. *Phys. Chem. Miner.*, 9, 197-204

Burchart, J., Butkiewicz, T., Dakowski, M. and Galazka-Friedman, J., 1979, Fission track retention in minerals as a function of heating time during isothermal experiments - a discussion. *Nucl. Tracks*, 3: 109-117

Dakowski, M., Burchart, J. and Galazka, J., 1974, Experimental formula for thermal fading of fission tracks in minerals and natural glasses. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Terre*, 22, 11-19

Green, P.F., Duddy, I. R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R. and Laslett, G.M., 1986, Thermal annealing of fission tracks in apatite, 1. A quantitative description. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 59, 237-253.

Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A.J. W. and Tingate, P. R., 1985, Fission track annealing in apatite: track length measurements and the form of the Arrhenius plot. *Nucl. Tracks*, 10, 323-328

Mark, E., Pahl, M., Purtscheller, F. and Mark, T.D., 1973, Thermische ausheilung von Uran-Spaltspuren in Apatiten, Alterskorrekturen und Beitrage Zur Geothermo-chronologie. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 20: 131-154

文献番号	FT-03
文献の種類	原著論文
文献題目	Thermal annealing of fission tracks in apatite 3. Variable temperature annealing
掲載誌名	Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)
発表年	1988年
研究対象地域	-
研究対象	apatite
研究手法	アパタイトを対象とした熱アニーリング特性
内容	<p>(はじめに)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・Durangoアパタイト中のFTを対象にした等温アニーリング室内試験の検討 (Green et al., 1986)。 ・アニーリングの時間・温度依存性の新しいモデルの提唱 (Laslett et al, 1987)。 ・本論では、Part2で示した式の拡張により、温度・時間変化条件下でのFTアニーリング特性を検討する。 <p>(温度・時間変化に対するFTアニーリングの既存検討に対する見直し)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・温度・時間変化に対する現在までのFTアニーリングの検討は十分ではない。 ・以前の検討では、アニーリングを受けたトラックはアニーリングを受けてないトラックと同様に正確に反応するという仮定で行った。 <p>(アニーリングの温度変化)</p> <ul style="list-style-type: none"> ●等時原理 ・一定温度におけるアニーリングのconfineトラックのトラック長に関する室内試験データは式12、13で示される。 ・熱履歴 (T(t)) に対して全履歴を等間隔で等分すると、個々のトラックの増加は式19、20に適用で表現できる。 <div style="float: right; width: 30%;"> $g(r) = -4.87 + 0.000168T[\ln(t) + 28.12] \quad (12)$ $g(r) = \{[(1-r^{2.7})/2.7]^{0.35} - 1\}/0.35 \quad (13)$ $\ln(t_{eq}) = -28.12 + \{[g(r_{i-1}) + 4.87]/0.000168 T_i\} \quad (19)$ <p>and:</p> $r_i = \{1 - \{1 + 0.35[-4.87 + 0.000168 T_i \{\ln(t_{eq} + \Delta t_i) + 28.12\}]\}^{1/0.35}\}^{1/2.7} \quad (20)$ </div>
	<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="text-align: center;"> <p>(a)</p> </div> <div style="text-align: center;"> <p>(b)</p> </div> </div> <p>Fig. 1. Diagram to illustrate the application of the concept of equivalent time. Consider the simple thermal history shown in (a), consisting of two isothermal intervals of duration Δt (where $\Delta t = t_2 - t_1$), linked by a step increase in temperature from T_1 to T_2. During the first isothermal interval A-B, the progress of annealing can be simply calculated from the isothermal description of annealing developed by Laslett et al. (1987). At the end of the interval, the length reduction, r_1, of tracks subjected to this treatment can thus be located at the position $\{1/T_1, \log(t_1)\}$ in the Arrhenius plot, as shown in (b) (point B). The temperature is then instantaneously increased to T_2. According to the concept of equivalent time, tracks located at B in the Arrhenius plot (the values 0.8 to 0.95 refer to contours of equal length reduction) subsequently behave as if they had achieved their existing length reduction, r_1, at temperature T_2, in an equivalent time, t_{eq}, such that the point $\{1/T_2, \log(t_{eq})\}$ also lies on the r_1 contour. Thus the tracks "evolve" to the new position C in the Arrhenius plot. Subsequent behaviour of tracks through the second interval (2) can then be calculated using the isothermal description, by adding t_{eq} to the time spent at T_2. At the end of interval 2 the tracks thus evolve to the new position D in the Arrhenius plot, defined by the coordinates $\{1/T_2, \log(t_{eq} + \Delta t)\}$, where $t_{eq} + \Delta t$ is the effective time spent at T_2. The degree of length reduction at D can then be calculated from the isothermal description. By reducing a thermal history to a series of isothermal intervals, the evolution of track length through that history can thus be calculated by repeated application of these principles. Note that the first point on the evolution trend in the Arrhenius plot, represented by an open circle, is that characterising annealing at the end of the first interval. A similar symbol is used in later figures.</p>

● 経験的検証

・式15、16を検証するため、“段階加熱”、“段階冷却”、“連続昇温・降温”のアニーリング室内試験をDurangoアパタイト (Green et al.(1986))を用いて行った。

・アニーリングの室内試験結果は、予測および観察されたトラック長の比較において概して良い一致が認められた (Fig2)。

・高温領域において、アニーリングは初期段階より簡単に生じ、予想と観察結果の間には必ずしも良い一致は認められない。これは、高温領域では僅かな温度上昇により、アニーリング程度が予想よりも大幅に増加することを表すと考えられる。

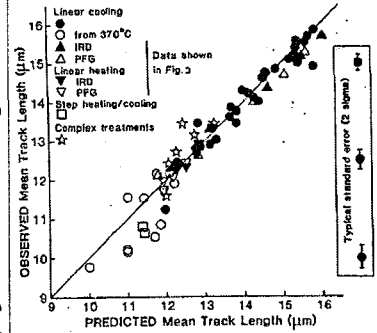


Fig. 2. Comparison of mean confined track length observed in variable-temperature annealing experiments with values of mean length predicted from application of eqs. 19 and 20. Data are presented in Table I and are denoted in the figure according to the nature of the thermal treatment.

TABLE I

Observed and predicted mean confined track lengths in Durango apatite subjected to variable-temperature annealing treatments

Thermal treatment	Predicted mean length (μm)	Observed mean length (μm)	Thermal treatment	Predicted mean length (μm)	Observed mean length (μm)
<i>Step heating:</i>			<i>Linear cooling (cont.):</i>		
258°C, 1 hr.	11.37	10.81 ± 0.13	330-290°C, 2 hr.*2	12.25	12.30 ± 0.08
338°C, 1 hr.				11.92*1	11.70 ± 0.11*1
<i>Step cooling:</i>			330-250°C, 4 hr.*2	12.25	12.28 ± 0.09
337°C, 1 hr.	11.43	10.64 ± 0.30		11.92*1	11.68 ± 0.10*1
258°C, 1 hr.			330-170°C, 8 hr.*2	12.25	12.22 ± 0.09
<i>Linear cooling:</i>				11.92*1	12.03 ± 0.11*1
340-258°C, 1 hr.	12.85	13.46 ± 0.12	<i>Linear heating:</i>		
338-258°C, 20 min.	13.69	13.87 ± 0.13	170-190°C, 1 hr.*2	16.07	15.70 ± 0.08
370-290°C, 1 hr.	11.01	11.55 ± 0.13		15.64*1	15.29 ± 0.09*1
258-338°C, 1 hr.	12.89	12.85 ± 0.12	170-230°C, 3 hr.*2	15.53	15.18 ± 0.10
370-338°C, 1 hr.	9.99	9.77 ± 0.23		15.11*1	14.69 ± 0.10*1
370-230°C, 1 hr.	11.69	10.55 ± 0.14	170-270°C, 5 hr.*2	14.66	14.36 ± 0.09
310-230°C, 1 hr.	14.03	14.32 ± 0.10		14.26*1	13.97 ± 0.14*1
250-170°C, 1 hr.	15.44	15.58 ± 0.10	170-310°C, 7 hr.*2	13.19	13.31 ± 0.08
310-170°C, 1 hr.	14.30	14.11 ± 0.11		12.84*1	12.64 ± 0.11*1
210-170°C, 1 hr.	15.84	15.85 ± 0.10	170-330°C, 8 hr.*2	12.12	12.31 ± 0.08
340-200°C, 1 hr.	13.25	13.33 ± 0.10		11.80*1	12.12 ± 0.10*1
340-300°C, 1 hr.	12.28	12.45 ± 0.13	<i>Complex treatments:</i>		
310-270°C, 1 hr.	13.67	13.61 ± 0.12	250-330°C, 1 hr.		
370-210°C, 1 hr.	11.84	10.86 ± 0.14	330-285°C, 20 min.		
345-210°C, 50 min.	13.14	12.91 ± 0.14	285°C, 20 min.	12.02	11.59 ± 0.12
315-210°C, 40 min.	14.15	14.25 ± 0.12	285-318°C, 20 min.		
290-210°C, 30 min.	14.87	14.85 ± 0.10	318°C, 1 hr.		
290-210°C, 1 hr.	14.61	14.75 ± 0.13	250-330°C, 1 hr.		
250-210°C, 30 min.	15.45	15.03 ± 0.10	330-285°C, 20 min.		
370-290°C, 1 hr.	11.00	10.20 ± 0.16	285°C, 20 min.		
355-290°C, 50 min.	12.00	11.25 ± 0.14	285-318°C, 20 min.	12.73	13.18 ± 0.12
340-290°C, 40 min.	12.80	12.72 ± 0.12	290-330°C, 30 min.		
330-290°C, 30 min.	13.33	13.05 ± 0.14	330-285°C, 20 min.		
370-210°C, 2 hr.	11.00	10.16 ± 0.17	285°C, 20 min.		
340-210°C, 100 min.	12.80	12.76 ± 0.12	285-318°C, 20 min.		
315-210°C, 80 min.	13.85	13.79 ± 0.13	318°C, 1 hr.	12.05	12.42 ± 0.12
370-165°C, 1 hr.	11.82	12.15 ± 0.12*1	330-285°C, 20 min.		
370-215°C, 30 min.	12.07	12.22 ± 0.12*1	285°C, 20 min.		
370-237°C, 45 min.	11.42	11.55 ± 0.14*1	285-318°C, 20 min.		
370-290°C, 15 min.	12.24	11.90 ± 0.12*1	318°C, 1 hr.	12.28	12.72 ± 0.11
290-165°C, 45 min.	14.53	14.63 ± 0.10*1	330-285°C, 20 min.		
231-164°C, 30 min.	15.41	15.43 ± 0.13*1	285°C, 20 min.		
193-158°C, 15 min.	15.73	15.67 ± 0.11*1	285-318°C, 20 min.	13.27	13.45 ± 0.13
262-210°C, 40 min.	15.23	15.09 ± 0.10	285°C, 10 min.		
240-210°C, 20 min.	15.63	15.55 ± 0.10	285-318°C, 20 min.		
320-290°C, 20 min.	13.83	13.46 ± 0.13	318°C, 1 hr.	12.45	13.44 ± 0.14
305-290°C, 10 min.	14.46	14.02 ± 0.11			
263-210°C, 20 min.	15.39	15.13 ± 0.07			
235-210°C, 10 min.	15.79	14.88 ± 0.11			
330-320°C, 30 min.*2	12.86	12.92 ± 0.09			
	12.52*1	12.44 ± 0.10*1			
330-310°C, 1 hr.*2	12.50	12.35 ± 0.08			
	12.17*1	12.08 ± 0.13*1			

Measurements have been made by I.R.D., except where denoted *1, which were measured by P.F.G. Eqs. 19 and 20 were used to predict values of $r (= l/l_0)$ for each run, which were then converted to predicted values of mean track length using the appropriate value of l_0 for each observer (Green et al., 1986). Those linear heating and cooling runs used to construct Fig. 2 are denoted *2.

(検討)

- ・昇温過程における僅かな違いを除くと、昇温および冷却過程における平均トラック長の短縮は予測、観察結果の間で良い一致が認められる。
- ・観察結果では、高温領域においてアニーリングが最も早く進み、トラック長の最終的な長さは最高温度に非常に影響を受ける。
- ・昇温の場合 (Fig4) の初期温度 (i) では、新しく設定した温度 (Ti) に対する加熱時間が等温時間に比べ短く、アニーリング加熱時間の設定が重要である。
- ・冷却の場合 (Fig5)、新しく設定した温度に対する冷却時間は降下時間とほとんど同じくらい大きく、各降温間隔の連続性は昇温時の影響と比べて余り重要ではない。

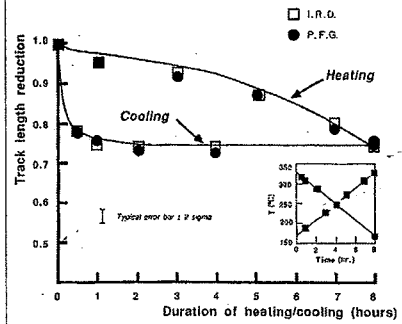


Fig. 3. Values of mean coefficient track length reduction for symmetrical linear heating and cooling treatments, as specified in Table I. Data measured by two observers (I.R.O., open squares and P.F.G., closed circles) are shown, each normalized to the appropriate value of unannealed mean length. Solid lines show the variation predicted by eqs. 19 and 20. Despite some slight differences, the overall agreement is good, and the distinctive shapes of the predicted behaviors are well matched by the observations.

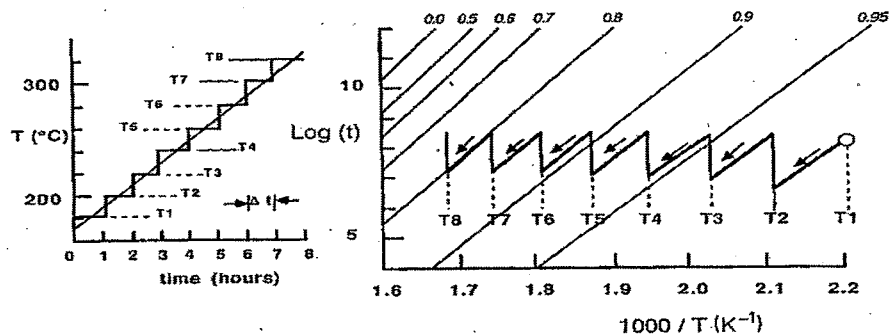


Fig. 4. The bold "zig-zag" line in the Arrhenius plot on the right (given by eqs. 12 and 13) shows the trajectory, in terms of temperature and time conditions, taken by a track subjected to the linear heating treatment shown on the left (equivalent to the total duration of the heating treatment used in Fig. 3), approximated to a series of 1-hr. steps. The trajectory is calculated by repeated application of eqs. 19 and 20, and is based on the principle of "equivalent time", as described in the text and Fig. 1. As temperature increases with each new interval, the equivalent time at the new temperature is always small compared to the duration of the interval, Δt , and shortening through the interval is considerable. This leads to a progressive decrease of length with time, as shown in Fig. 3. The values 0 to 0.95 refer to contours of equal length reduction.

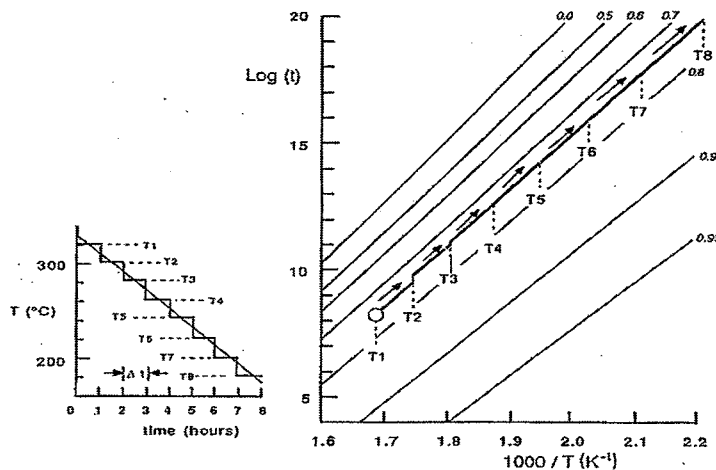


Fig. 5. As for Fig. 4, for the case of linear cooling, equivalent to the total duration of the cooling treatment used in constructing Fig. 3. In this case, the equivalent time at the start of each interval soon becomes so large that addition of the interval duration makes no appreciable difference, and no further annealing takes place. This accounts for the "saturation" of the length reduction for the cooling case in Fig. 3. The values 0 to 0.95 refer to contours of equal length reduction.

まとめ・課題

- ・本検討手法は室内における熱処理によりトラック長の予測を確認する際に利用出来る。
- ・FTアニーリングは一次速度式で記述されるものではないが、トラック長の挙動に対して一次速度式を使用することにより、温度・時間に対する様々なFTパラメーターの量的特性の誤差を導く可能性がある。

Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. and Gleadow, A.J.W., 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite, 2.A quantitative analysis. Chem, Geol. (Isot, Geosci. Sect.), 65, 1-13

文献番号	FT-04																																																									
文献の種類	レビュー論文																																																									
文献題目	フィッシュン・トラック熱年代学—地質体の温度履歴解析への新しいアプローチ—																																																									
掲載誌名	地球																																																									
発表年度	1989年																																																									
研究対象地域	-																																																									
研究対象	FT法																																																									
研究手法	FT法を用いた熱履歴解析																																																									
内容	<p>●熱年代学 (Thermochronology)</p> <p>鉱物特有の閉鎖温度(表1)を用いて熱史の議論を行う。同一の岩体について複数の手法・鉱物の組み合わせを用いて年代測定することにより、その岩体が経験してきた温度時間パスを広い温度領域に渡って復元することが出来る (Wagner et al., 1977)。</p>	<p>表1 放射年代測定の手法と鉱物に対する閉鎖温度 (主に Harrison and McDougall (1980) と Hurford (1986) に基づく)。</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>手法</th> <th>鉱物</th> <th>閉鎖温度 (°C)</th> <th>冷却速度 (°C/my)</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>FT</td> <td>Apatite</td> <td>105±10</td> <td>1-10</td> </tr> <tr> <td>K-Ar</td> <td>Microcline</td> <td>150±30</td> <td>-</td> </tr> <tr> <td>K-Ar</td> <td>Plagioclase</td> <td>200-250</td> <td>~10</td> </tr> <tr> <td>FT</td> <td>Zircon</td> <td>240±50</td> <td>10-100</td> </tr> <tr> <td>FT</td> <td>Sphena</td> <td>280±40</td> <td>~10</td> </tr> <tr> <td>K-Ar</td> <td>Biotite</td> <td>280-345</td> <td>1-100</td> </tr> <tr> <td>Rb-Sr</td> <td>Biotite</td> <td>320±40</td> <td>~10</td> </tr> <tr> <td>K-Ar</td> <td>Muscovite</td> <td>~350</td> <td>-</td> </tr> <tr> <td>Rb-Sr</td> <td>Muscovite</td> <td>500±50</td> <td>-</td> </tr> <tr> <td>K-Ar</td> <td>Hornblende</td> <td>480-580</td> <td>5-1000</td> </tr> <tr> <td>U-Pb</td> <td>Monazite</td> <td>~530</td> <td>-</td> </tr> <tr> <td>U-Pb</td> <td>Zircon</td> <td>650-750</td> <td>-</td> </tr> <tr> <td>Rb-Sr</td> <td>Whole-rock</td> <td>Crystallization</td> <td>-</td> </tr> </tbody> </table>	手法	鉱物	閉鎖温度 (°C)	冷却速度 (°C/my)	FT	Apatite	105±10	1-10	K-Ar	Microcline	150±30	-	K-Ar	Plagioclase	200-250	~10	FT	Zircon	240±50	10-100	FT	Sphena	280±40	~10	K-Ar	Biotite	280-345	1-100	Rb-Sr	Biotite	320±40	~10	K-Ar	Muscovite	~350	-	Rb-Sr	Muscovite	500±50	-	K-Ar	Hornblende	480-580	5-1000	U-Pb	Monazite	~530	-	U-Pb	Zircon	650-750	-	Rb-Sr	Whole-rock	Crystallization	-
手法	鉱物	閉鎖温度 (°C)	冷却速度 (°C/my)																																																							
FT	Apatite	105±10	1-10																																																							
K-Ar	Microcline	150±30	-																																																							
K-Ar	Plagioclase	200-250	~10																																																							
FT	Zircon	240±50	10-100																																																							
FT	Sphena	280±40	~10																																																							
K-Ar	Biotite	280-345	1-100																																																							
Rb-Sr	Biotite	320±40	~10																																																							
K-Ar	Muscovite	~350	-																																																							
Rb-Sr	Muscovite	500±50	-																																																							
K-Ar	Hornblende	480-580	5-1000																																																							
U-Pb	Monazite	~530	-																																																							
U-Pb	Zircon	650-750	-																																																							
Rb-Sr	Whole-rock	Crystallization	-																																																							
	<p>●温度履歴解析としてのFT法の長所</p> <p>①FTの消滅即ち年代値のリセットは熱のみによって起こるので (Fleischer et al., 1965), FT年代は常に岩体の温度履歴を反映する。</p> <p>②FT法の閉鎖温度は約300°C以下と相対的に低いので二次的な温度上昇などの熱イベントを感度よく検出できる。</p> <p>③年代値すなわちFTの個数以外にFTの長さをパラメータとして更に詳細な温度履歴の解析を行える。</p>																																																									
	<p>●FT法を用いた温度履歴解析</p> <p>・FTの生成時には約10µm程度の一定の長さを持っているが(図1), 試料に熱を加えるとFTの短縮が起こる(図2)。このときのFT長は受けた熱の温度と時間に依存し、最終的に消滅する。FT長の分布から試料がどの程度の過熱を受けたか推定できる。</p> <p>・二次的な温度上昇の最高到達温度よりも閉鎖温度が十分に高ければ年代値に影響を与えないが閉鎖温度が低ければ年代値はリセットされ若返る。閉鎖温度と後期の温度上昇の程度が同程度の場合、年代値はapatite track annealing zone に温度幅があるために、年代値は部分的に若返ることになる。FT長解析ではこれが識別可能である(図3)。このFT長分布パターンを識別することにより温度履歴の推定が可能である。</p> <p>・FT長の測定誤差は0.1µm即ち1%程度と精度がよい。</p>																																																									
		<p>図1 加熱していないアパタイト中のフィッシュン・トラックの長さ (horizontal confined track length) の頻度分布。(a)は²³⁵Uが原子炉での熱中性子照射により生じる誘導トラック。(b)は天然で²³⁸Uが生じる自発(化石)トラックである。両者はよく似た分布を示し、約15-16µmの平均値を持つ (Gleadwell et al. (1986b) より)。</p>																																																								

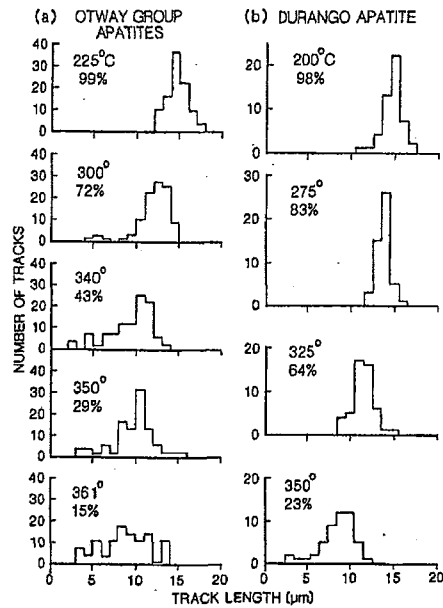


図2 実験室においていろいろな温度で1時間加熱した後のアパタイト中のフィッション・トラックの長さの頻度分布。温度が上昇するに従い、トラックの長さが短くなり(元の長さに対する平均値の減少が%で示してある)、また分布が幅広くなることわかる。(a)は南オーストラリアのOtway層群中のアパタイトの自発トラック、(b)はDurangoアパタイトの誘導トラックの結果である (Gleadow et al.(1986b)より)。

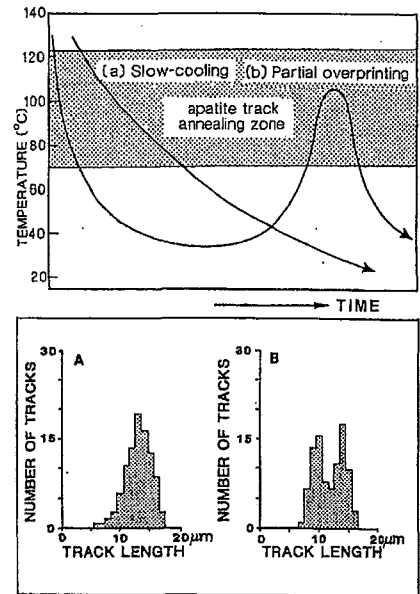


図3 不一致年代の地質学的解釈に関する、2つの仮想的な温度履歴のパターン(上)と、それらに対応するトラック長の頻度分布(下)。上図の(a) slow cooling に対する分布は下図のAであり、上図の(b) partial overprinting は下図のBに対応する (Gleadow et al.(1988, 1986b)より)。

●FT熱年代学の応用領域

- ・造山帯上昇冷却テクトニクス(Wagner et al., 1977, Zeitler, 1985, Tagami et al., 1988)
- ・リフト帯の熱テクトニクス(Moore et al., 1986)
- ・堆積盆の温度履歴解析。→石油熟成帯とアパタイトの閉鎖温度が一致することによる石油探査目的のため発展(Gleadow et al.(1983)など)。
- ・鉱床探査や貫入岩体の評価。
- ・隕石や衝突クレーター熱履歴(Pellas and Storzer(1981), Miller and Wagner(1979)など)。

まとめ・課題

- ・トラック長データに基づく温度履歴解析の精密な定量化がGleadowとGreenを中心としたグループにより精力的に研究されてきた。
- ・アパタイトより精度のおとるジルコン、スフェーンのFTアニーリング特性と閉鎖温度を精度よく決定する必要がある。
- ・付加体上昇過程などの上部地殻の研究に貢献できる。

備考

Fleischer, R.L., Price, P.B. and Walker, R.M. 1965, J. Geophys. Res., 70, 1497-1502
 Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F. and Hegarty, K.A., 1986(b), Earth Planet. Sci.
 Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F. and Lovering, J. F., 1983,
 Harrison, T.M. and McDougall, I., 1980, Geochim. Cosmochim. Acta, 44, 1985-2003
 Hurford, A.J., 1986, Contrib. Mineral. Petrol., 92, 413-427
 Miller, D.S. and Wagner, G.A., 1979, Earth Planet. Sci. Lett., 43, 351-358
 Moore, M.E., Gleadow, A.J.W. and Lovering, J.F., 1986, Earth Planet. Sci. Lett., 78, 255-
 Pellas, P. and Storzer, D., 1981, Proc. R. Soc. Lond., A374, 253-270.
 Tagami, T., Lal, N., Sorkhabi, R.B. and Nishimura, S., 1988, J. Geophys. Res., 93, 13705-
 13715
 Wagner, G.A., Reimer, G.M., and Jager, E., 1977, Mem. Inst. Geol. Mineral. Univ. Padva, 30,
 1-27
 Zeitler, P.K. 1985, Tectonics, 4, 127-151

文献番号	FT-05
文献の種類	講演要旨
文献題目	鉱床と母岩の温度履歴の検討ーフィッショソ・トラック熱年代学の利用
掲載誌名	鉱山地質
発表年	1991年
研究対象地域	長崎県五島列島
研究対象	粘土鉱物
研究手法	FT法
内容	<ul style="list-style-type: none"> ・母岩の生成時代や冷却時期、複数の熱水変質作用や鉱化作用の時期などの一連の温度履歴の情報を得ることができる。 ・試料のFT年代測定も行い、各試料中の生成粘土鉱物を調べ、得られた年代及び既報の年代にトラック飛程データを組み合わせることにより熱履歴を検討した。
まとめ・課題	<ul style="list-style-type: none"> ・15Ma頃・・・花崗岩類が五島層群に貫入した。 ・14～15Ma・・・後火成作用として高温の熱水変質作用(ロウ石、ダイアスポア)が一部生じている。 ・11～12Ma・・・西部の荒川地区ではおよそ200℃まで冷却した。 ・6～7Ma・・・流紋岩の貫入に伴う熱水変質作用と温度上昇があった。 ・現在・・・これらの過去2回にわたる温度上昇とおそらく温泉活動(～60度)が地表で認められる。
主要な引用文献	-

文献番号	FT-06
文献の種類	原著論文
文献題目	Inversion of apatite fission track data for thermal history information
掲載誌名	Journal of Geophysical Research
発表年	1991年
研究対象地 域	-
研究対象	アパタイト
研究手法	アパタイトフィッショントラック長のインバージョン解析
内容	<p>(背景)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・順解析(Forward Model)による解析では、複雑な熱履歴の解析への適用は難しい。 <p>・トラック長の短縮モデルは式1によって表され、トラック長の短縮は式2で表される。L(t): 時間tにおけるエッチング後のトラック長, B: アニーリングパラメーター, L0: アニーリング前の初期値, T(t): 熱履歴。</p> <p>・トラック密度は</p> $l(t) = f(B, l_0, T(t)), \quad (1)$ $P(t) = \frac{l(t)}{l_0}, \quad (2)$ <p>(逆解析モデル)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・逆解析の手法では、トラック長分布との時間変化を追うことはできるがその時間軸の情報は得られないため、トラック長分布と同様に初期年代が既知である必要がある。 ・温度と時間、複数のパラメータ解析可能なモンテカルロ法(Kirkpatrick et al., 1983など)による熱履歴の最適化予測手法を行った。 ・シミュレーテッド・アニーリング(simulated annealing)関数の適用性(Fig.1)。 ・シミュレーテッド・アニーリング(simulated annealing)による最適化(optimization)および逆解析は Metropolis アルゴリズム(Metropolis et al., 1953)に基づいており、熱力学系(thermodynamic system)は、式13によって与えられる。 <p>E: 多数のエネルギー状態(all possible energy state), k: ボルツマン定数。</p> $P(E) \propto \exp(-E/kT) \dots (\text{式13})$ $P(\Delta E) \propto \exp\left[-\frac{(E_2 - E_1)}{kT}\right]. \quad (13)$ <p>(Objective Function and "Cooling" Schedule)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・効果的な冷却は局所的な極微領域の外で速く、中ではゆっくりと進行する。 ・この過程は次の減少規則(式18)で表される。$\sigma(l)$: 標準偏差, t: 温度近似 $C_T^{(t+1)} = C_T^{(t)} \exp\left(-\frac{\lambda C_T^{(t)}}{\sigma^{(t)}}\right) \quad (18)$
	<p>Figure 1. Conceptual representation of optimization by simulated annealing. (a) Schematic objective function (E) dependent on a single parameter (m); the global minimum of the objective function is found by randomly traversing the parameter space and slowly settling in to the value of the parameter that minimizes the objective function [after Vanderbilt and Louie, 1984]. (b) Schematic representation of the probability (P) of being at any value of the parameter (m) for progressively lower values of a control parameter (C_T) analogous to temperature.</p>

(モデルパラメーター)

- ・任意の熱履歴は一次独立変数(ϕ_k)の加重総和により近似される。本論では係数 a_k をパラメーターとして最適化した。
- ・この最小次元の多項式に比べて2~3次元高い多項式により、熱履歴の最大許容数(200)がサンプリングされ、許容される熱履歴の範囲分布が明らかとなる。

$$T(t) = \sum_{k=0}^n a_k \phi_k(t), \quad (19)$$

(結果)

- ・結果は、Carlson(1990)などによるアニーリングモデル公式(fig.2)によって表した。
- ・誤差(2 σ standard error)は、フィッシュトラック年代(σ age) 10% 程度とされる。
- ・アパタイトが、最初のトラック長を維持している初期状態が100Ma。

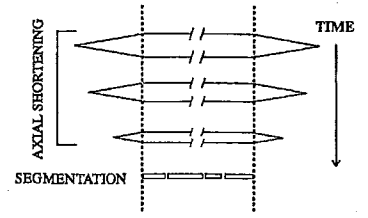


Figure 2. Schematic representation of the two mechanisms of track length reduction proposed by Carlson [1990]. Initial stages of track length reduction occur by axial shortening of a cylindrical disruption zone with conical terminations. Track length reduction by axial shortening is augmented by annealing across the small radius disruption zone (segmentation) at advanced stages of annealing.

● 単調冷却 (Monotonic Cooling) (fig.3)

- ・冷却史例: 地殻浅部からの相対的に上昇速度のゆっくりな深成岩の露出過程。
- ・温度が部分的なトラックの安定領域の上限をまたいで温度が低下するとき、 $P(t)$ は急激に減少(fig.3b)。
- ・60Ma時点でのトラック長分布(fig.3c)は15.5 μ m付近にピークを持ち単長側にゆるい尾をひいて分布する。
- ・90Ma~100Maにかけては、 $\pm 20\%$ 以内の温度に99%が分布する結果となった。

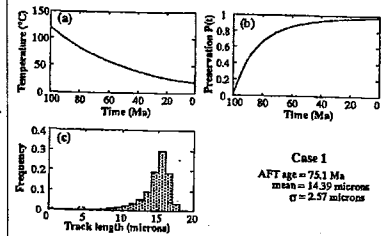


Figure 3. Case 1: (a) thermal history defined by exponential cooling, (b) preservation function, and (c) synthetic track length distribution. Dashed line represents regrouping of the sum of the frequencies from 0 to 5 μ m into a single 1- μ m width bin to reduce the weight of this part of the distribution when evaluating the first term of the objective function (AFT is apatite fission track).

● 単調加熱 (Monotonic Heating) (fig.4)

- ・冷却史例: 急冷却した火山岩が、2~3kmの深度までゆっくり埋没した場合。
- ・ $P(t)$ は0.7で一定。
- ・トラック長分布は、11.45 μ mにピークを持ち正規分布する。
- ・現在($t=0$)の温度は収束しない。
- ・現在に近い時期の熱履歴解析は妥当だが、熱履歴初期の解析結果は精度が悪い。

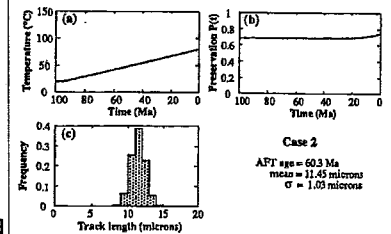


Figure 5. Case 2: (a) thermal history characterized by linear heating, (b) preservation function, and (c) synthetic track length distribution (AFT is apatite fission track).

●パルス熱履歴(Pulse Thermal History)(fig.7)

- ・急冷された火山岩が2~3km埋没した後、ゆっくり上昇した場合。
- ・ $P(t)=100\text{Ma}\sim 50\text{Ma}$ では、0.6で一定、 $50\text{Ma}\sim 25\text{Ma}$ では、等増加率で増加し、 $25\text{Ma}\sim 0\text{Ma}$ も緩やかに増加する。
- ・トラック長分布は $11.5\mu\text{m}$ と $15.5\mu\text{m}$ のピークを持ち漸移適に変化する。
- ・ $100\text{Ma}\sim 60\text{Ma}$ の熱履歴は、トラック長に反映されていないが、最高温度は 50Ma では、よい解が得られている。The
- ・ $60\text{Ma}\sim 40\text{Ma}$ では、99%が $\pm 10\%$ の範囲に分布する。

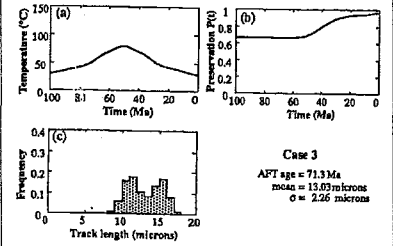


Figure 7. Case 3: (a) thermal history characterized by a pulse heating event, (b) preservation function, and (c) synthetic track length distribution (APT is apatite fission track).

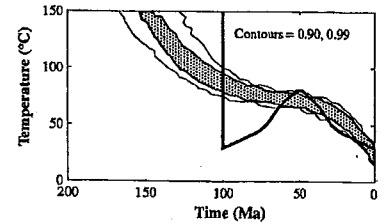


Figure 10. Results for case 3 synthetic data with $t_0 = 200\text{ Ma}$ using fourth-order Chebyshev polynomials.

●感度解析

- ・多項式オーダー:項が増えるほど、ある時点での温度の不確かさは増し、妥当な熱履歴の頻度が増える。これらのシミュレーションはデータが独立に熱履歴に依存していることを示している。
- ・モデル時間(Model time):ここで得られた結果は $t=0$ の設定条件に敏感である(fig10)。初期を推測する場合フィットトラック法よりより明らかな年代値を見る盛る必要がある。
- ・データの精度:30%、10%および<1%(Fig1)の2倍の確率分布は漸次実際の分布に近似するようになり、FT年代および 2σ の不確か性(誤差)として用いられる。
- ・100個の年代値がCase3および5%標準偏差に対するforwardモデルをもって正規分布より得られた。

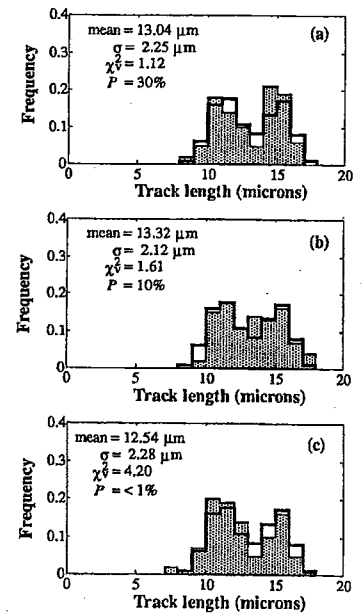
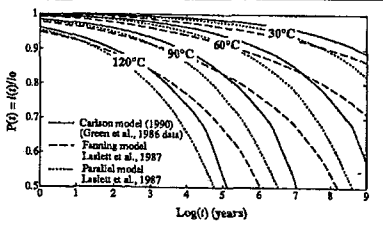


Figure 11. Three track length distributions (shaded) randomly drawn from the parent distribution for case 3 (bold-lined histograms). The reduced chi-square value (χ^2) and probability (P , to nearest 5%) of a random sampling of the parent distribution giving a χ^2 value greater than or equal to this value are shown for each distribution. Inversion results using these distributions as input are shown in Figure 12.

- ・実年代を用いて得られた境界は10%の不確か性を持った 2σ に匹敵する。年代における統計的不確か性は許容できる時間・温度分布密度に影響するが、温度・時間分布の許容限界は相対的に影響が小さいと考えられる。

	<p>(議論)</p> <ul style="list-style-type: none"> • これらのを統合した結果、理想的なアニーリングシステムが仮定された。 • これらのモデル (Laslett et al., 1987 and Green et al., 1989b) は実験データに良く適合し、定温におけるトラック長短縮の予測では最大30%の違いが認められた (Fig15)。 	 <p>Figure 15. Predicted track length reduction for three recently proposed annealing models derived from the experimental annealing data set of Green et al. (1986) extrapolated to geologic time scales for isothermal annealing.</p>
<p>まとめ・課題</p>	<p>• 本手法は、アパタイトのFTデータを含む熱履歴情報の定量化に重要な意味をもち、地質学的スケールにおけるFTアニーリング・モデルの不確実性に制限される地質試料の適用性を有効にする。</p>	
<p>主要な引用文献</p>	<p>Carlson, W. D., Mechanism and kinetics of apatite fission-track annealing, <i>Am. Mineral.</i>, 75, 1120-1139, 1990</p> <p>Green, P.F., I.R. Duddy, G.M. Laslett, K.A. Hegarty, A.J.W. Gleadow, and J.F. Lovering, Thermal annealing of fission tracks in apatite, 4, Quantitative modeling techniques and extension to geologic timescales, <i>Chem. Geol.</i>, 79, 155-182, 1989b</p> <p>Kirkpatrick, S., C.D. Gelatt, Jr., and M.P. Vecchi, Optimization by simulated annealing, <i>Science</i>, 220, 671-680, 1983</p> <p>Laslett, G.M., P.F. Green, I.R. Duddy, and A.J.W. Gleadow, Thermal annealing of fission tracks in apatite, 2, A quantitative analysis, <i>Chem. Geol.</i>, 65, 1-15, 1987</p> <p>Metropolis, N., A. Rosenbluth, M. Rosenbluth, A. Teller, and E. Teller, Equation of state calculations by fast computing machines, <i>J. Chem. Phys.</i>, 21, 1087-1092, 1953</p>	

文献番号	FT-07
文献の種類	レビュー論文
文献題目	鉱物の変化から見た堆積盆の熱履歴評価
掲載誌名	石油技術協会誌
発表年	1994年
研究対象地域	-
研究対象	主に第三系
研究手法	FT法, 混合層粘土
内容	特にFT長の短縮に基づく熱履歴と混合層粘土鉱物の変化について熱履歴の観点からまとめた。

表1 堆積盆の熱履歴を示す鉱物の変化

鉱物変化の種類	鉱物	研究事例
鉱物種・結晶構造	SiO ₂ 鉱物	<p>図1 シリカ鉱物および珪酸塩鉱物の碎屑性堆積岩の埋没続成-低度変成過程における自生鉱物の生成温度範囲 (Hoffmann and Hower, 1979; Pollastro, 1993; その他から編集)</p>
		オパールA→オパールC→オパールCT→石英の変化 (Aoyagi and Kazama, 1980)。
		日本の第三系についてのオパールCTの結晶構造における規則度の進行過程 (Iijima and Tada, 1981; Kano, 1983)
		堆積岩中の斜長石粒子の曹長石化 (Boles, 1982; Gold,
	粘土 鉱物	-
	ゼオライト	新第三系における斜プチロル沸石-輝沸石形の変化 (中牟田, 1990)。
固溶体における組成	粘土 鉱物	Naeser et.al., 1989
	長石	-
	ゼオライト	-

混合層における
構成層

イライト-
スメクタイト

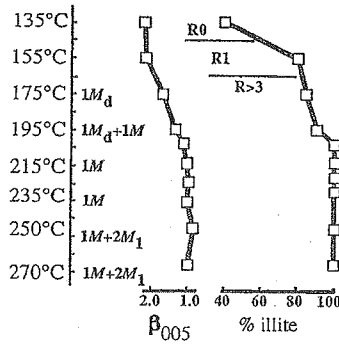


図6 カルフォルニア湾の北方延長に沿うリフト帯に第四紀層が厚く堆積した地熱地帯のボーリングにおけるI/S混合層からイライトへの変化およびイライトのポリタイプ変化と測定温度の関係。β₀₀₅は(005)回折線の半価値でCuKαの2θを示す。(Walker, 1993による)

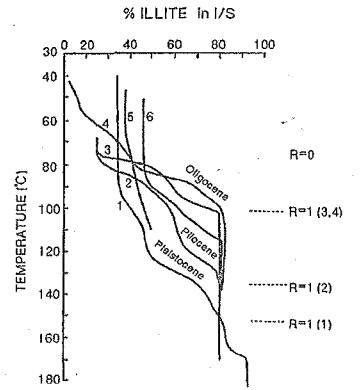


図7 頁岩中の粘土粒子 (<2μm) の温度の関数としてのI/S混合層におけるイライト層の含有率とR(前層影響有効範囲)。 (1) Salton Sea (現在の地熱地帯), (2)~(4) Gulf Coast, (5) Campos. (Anjos, 1996による)

表2 I/S混合層におけるI層およびS層の含有率・規則度と出現温度

Reichweite (前層影響有効範囲)	含有率 (存在確率)	規則度	出現温度
R=0 前の層に無関係で、 Sが出現する	S > 50% I < 50%	不規則混合層	長期 (5my~300my) 50~60°C
R=1 前の層がIで、次に Sが継続する	S ≤ 50% I ≥ 50%	50%で規則的な とき、rectorite	長期 100~110°C 短期 120~140°C (3my以下)
R=3 前の3層がIIIで、 次にSが継続する	S ≤ 25% I ≥ 75%	S 25%で規則的 なとき、ISII	長期 170~180°C

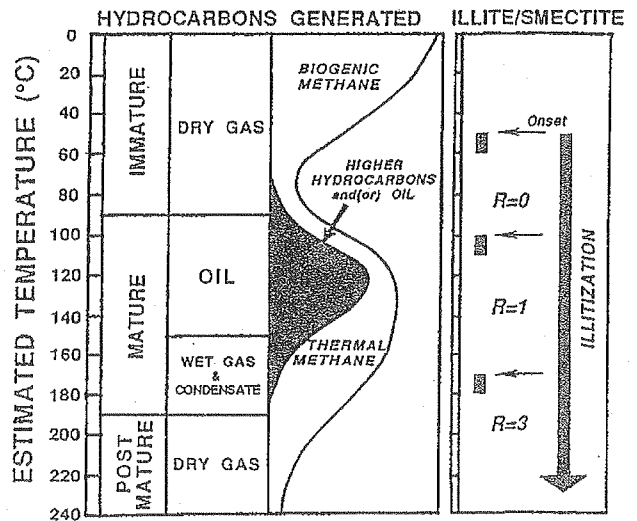


図8 I/S混合層の構成層の変化と温度および炭化水素発生との間の一般的関係を示す図、中新世から炭化水素発生期の地層に適用される。(Pollastro, 1993による)

緑泥石-
スメクタイト

構造欠陥

トラックの消滅と長さの短縮

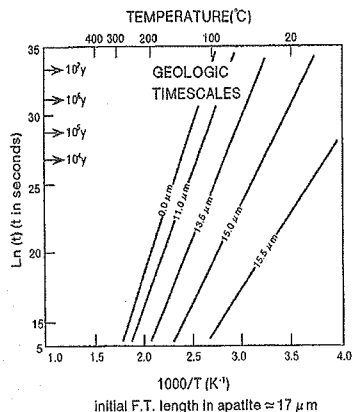


図2 実験室で行われた温度と持続時間によるアパタイトのトラック長の短縮の実験結果 (アレニューズプロット) を地質年代スケールまで外挿した関係図 (Ravenhurst and Donelick, 1992 を一部改定)

石油の熟成帯とアパタイトのアニーリングの関係 (Naeser et al., 1989)

FTの長さの短縮を用いた熱履歴評価

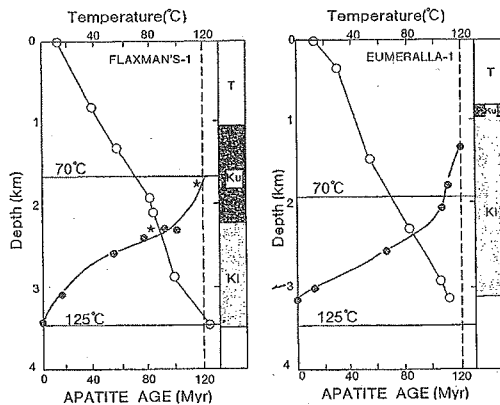


図3 オーストラリア南東部 Otway Basin の石油探査ボーリングにおけるアパタイトの FT 年代。白丸は地下の坑底温度、黒丸は FT 年代を示す。(Gleadow et al., 1983 による)

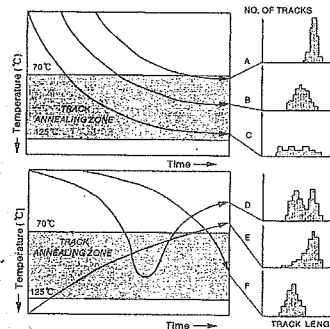


図4 様々な熱履歴を経た岩石中のアパタイトトラック長の頻度分布と温度-時間経路。上の3つ (A, B, C) は埋没による累進的進度上昇によってアニーリング帯に達した場合で、下のDは過去に温度が上昇した熱的イベントを経た場合、Eは徐冷、Fは最近の熱上昇の場合を示す。(Gleadow et al., 1983 による)

ルミネッセンス

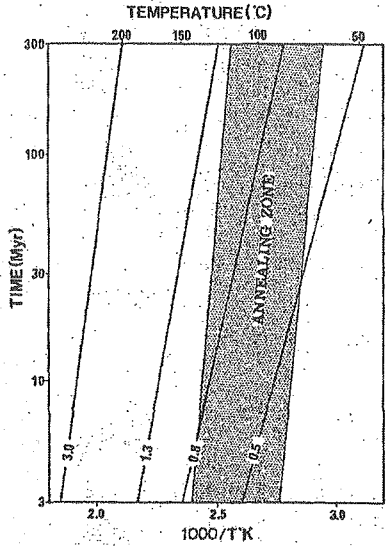
まとめ・課題

- FTトラック長の頻度分布から複雑な熱履歴を解析できる可能性がある。
- I/S混合層は、炭化水素の探査に有効である。
- I/S混合層は火山性堆積岩についても地質温度計としてある程度有効である。

主要な引用文献

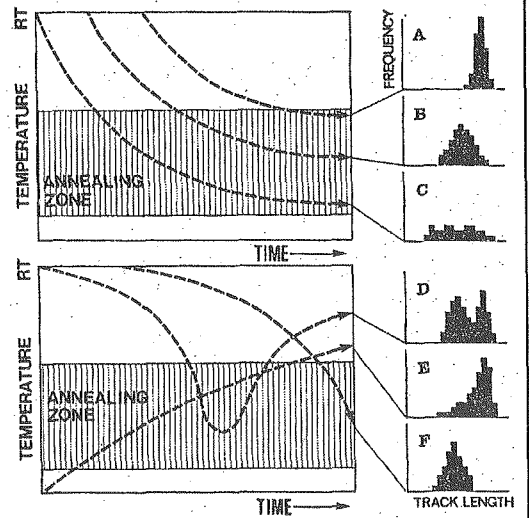
Anjos, S.M.C., 1986, Absence of clay diagenesis in Crataceous-Tertiary marine shales, Campos basin, Brazil, Clays and Clay Minerals, 34, 424-434

Aoyagi, K. and Kazama, T., 1980, Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis. <i>Sedimentology</i> , 27, 179-188
Boles, J.R., 1982, Active albiteization of plagioclase, Gulf coast Tertiary. <i>Amer. Jour., Sci.</i> , 282, 165-180.
Gleadow, A.J.W., Duddy, I. and Lovering, J.F., 1983, Fission track analysis: a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential. <i>Aust. Petro. Explo. Assoc. Jour.</i> , 23, 93-102
Gold, P.B., 1987, Textures and geochemistry of authigenic albite from Miocene sandstone Louisiana Gulf Coast. <i>Jour. Sed. Petrology</i> , 57, 353-362.
Hoffman, J. and Hower, J., 1979, Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: Application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, U.S.A., <i>SEPM Special Pub.</i> , 16, 55-79
Iijima, A. and Tada, R., 1981, Silica diagenesis of Neogene diatomaceous and volcanoclastic sediments in northern Japan. <i>Sedimentology</i> , 28, 185-200.
Kano, K., 1983, Ordering of opal-CT in diagenesis. <i>Geochem. Jour.</i> , 17, 87-93
Naeser, N.D., Nease, C.W. and McCulloch, T.H., 1989, The application of fission-track dating to the depositional and thermal history of rocks in sedimentary basins. In Naeser, N.D. and McCulloch, T.H., ed.: <i>Thermal history of sedimentary basins</i> , 157-180, Springer-Verlag.
中牟田 義博, 1990, 福岡県宗像地域の第三紀堆積岩中の輝沸石-斜方沸石の熱的性質と化学組成. <i>粘土科学</i> , 30, 1-10
Pollastro, R.M., 1993, Considerations and applications of the illite/smectite geothermometer in hydrocarbon-bearing rocks of Miocene to Mississippian age. <i>Clays and Clay Minerals</i> , 41, 119-133.
Ravenhurst, C.E. and Donelick, R.A., 1992, Fission track thermochronology. <i>Mineral. Assoc. Canada, Short Course Handbook</i> , 20-21-42
Walker, J.R., 1993, Chlorite polytype geothermometry. <i>Clays and Clay Minerals</i> , 41, 260-267.

文献番号	FT-08
文献の種類	原著論文
文献題目	フィッシュン・トラック法を用いた堆積盆解析
掲載誌名	石油の開発と備蓄
発表年	1994年
研究対象地域	北陸地方
研究対象	新第三紀堆積盆
研究手法	フィッシュン・トラック法
内容	<p>・堆積盆 単調に沈降を続ける堆積盆ではアニーリング帯は、ほぼ石油熟成帯に一致する(図3)。</p>
	<p>図3 フィッシュン・トラックのアニーリング帯(アパタイト; 網掛部)とビトリナイト反射率(実線)との関係 (Gleadow and Duddy, 1983 より一部改変)</p> 
	<p>・坑井試料 アパタイトのフィッシュン・トラック年代を求める場合、深度の増加とともに年代値が減少して0に近づく層準が認定できれば、そこで石油が生成しつつあることになる。この場合、アパタイトは複数の後背地から供給されたものであっても、平均年代値で議論することが可能である。</p>

さまざまな熱史に応じたトラック長ヒストグラムを示す。A~Cは徐々にアニーリングを受けた場合で、トラック長分布はもともと単に狭いピークを持っているが、温度上昇に伴って平均値が減少し分散が大きくなる。Dのようにアニーリング帯程度まで急熱された後、再び冷却した場合には、一律に短縮したトラックに正常な長さのトラックが追加されるため、バイモーダルな分布が見られる(図4)。

図4 さまざまな熱史パターン(改稿)に応じたトラック長頻度分布 (Gleadow and Duddy, 1983より一部改変)



まとめ・課題	(フィッション・トラック法導入に当たっての留意点として) ・ビトリナイト反射率とフィッション・トラックとで温度-圧力条件への依存性が異なることが読み取れる(図3)。 ・同一の坑井試料を用いてビトリナイト反射率による熟成帯とアニーリング帯の対比を行い、探鉱対象の堆積盆についての標準パラメータを決定することが重要である。
主要な引用文献	Gleadow, A.J.W., Duddy, I.r. and Lovering, J.F., 1983, Fission track analysis:a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential. Aust. Perto. Explo. Assoc. Jour., 23, 93-102

文献番号	FT-09
文献の種類	原著論文
文献題目	FT法による温度履歴解析——黒部川花崗岩類におけるケーススタディー——
掲載誌名	フィッション・トラックニュースレター
発表年	1995年
研究対象地域	富山県黒部川流域
研究対象	黒部川花崗岩類
研究手法	FT(フィッショントラック)法
内容	<p>黒部川花崗岩類に含まれるジルコンのフィッショントラックに注目。ジルコンのフィッショントラックは以下の特徴をもつ。</p> <p>①時間の経過と共に増加し、また加熱により短縮・消滅。</p> <p>②300°C前後にて敏感な温度計となる。</p> <p>③加熱を受けた試料中のFTはその温度・時間関数に応じて固有の長さ分布を示す。このうち③の性質に注目し、FT長の頻度分布パターンをforward modeling(Duddy et al., 1988など)により求める。次に実際に測定した天然サンプル(黒部川花崗岩体)のトラック長分布・年代値と計算されたものとの比較を繰り返すことで温度履歴解析をおこなった。測定値に補正を加えた、一次近似モデルを求めた。モデリングの仮定条件は次のように反映した。</p> <p>①40Maに貫入→モデル時間40m.y.</p> <p>②花崗岩体は、冷却の一途をたどった→各ノード温度は一つ前のノードの温度と等しいか低い。</p> <p>以上の前提において、1000ケースについて分布パターンと年代値を測定値と比較し評価した。</p>
	<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="width: 45%;"> </div> <div style="width: 45%;"> </div> </div> <p>図5 トラック長分布の例。白部は測定値、黒部は補正後。mean, stdev.はそれぞれ平均長、長さの標準偏差。数値は左が測定値、右が補正後。補正により全体がやや左側に動くことが分かる。SV21の年代値は暫定値。</p> <p>図6 1次近似に用いたメッシュとSV21の1次近似結果。×印の点は除外した。ノードとノードの間の温度は外挿して求めた。メッシュ中の黒丸及び太線によるパスが最もよく近似した。下はそれに対応するトラック長パターンを計算したもの。</p>
まとめ・課題	<ul style="list-style-type: none"> ・トラック長頻度分布パターンはcooling rateの変化によってもbimodalパターンが現れることがforward解析により確認された。 ・黒部川花崗岩体は、貫入移行かなり長い期間にわたり約300°C以上の高温であった。 ・黒部川花崗岩体は熱履歴解析により最近になって急冷した可能性が示唆される。
主要な引用文献	Duddy, I. R, Green, P.F. and Laslett, G.M., 1988, Thermal annealing of fission tracks in apatite3. Variable temperature annealing. Chem. Geol(Isot. Geosci. Sect.), 73, 25-38.

文献番号	FT-10
文献の種類	原著論文
文献題目	低変成度領域における地質温度計の関係と有効性—四国四万十帯付加体の古温度構造解析例から—
掲載誌名	フィッション・トラック ニュースレター
発表年	1996年
研究対象地域	徳島・手結・高知
研究対象	付加体
研究手法	地質温度計(輝炭反射率、イライト結晶度、沸石相解析、ジルコンFT)
内容	<p>・近年、白亜紀～第三紀の付加体である四万十帯において、古温度構造解析の研究が進んできており、低変成度領域における様々な地質温度計が用いられてきている(e.g. Mori and Taguchi, 1998; 坂口ほか, 1992; Sakaguchi et al., 1994; DiTullio et al., 1993; Hasebe et al., 1993; Laughland & Underwood, 1993; Underwood et al., 1993; Awan & Kimura, 1996; Ohmori et al., 投稿中)。</p> <p>・輝炭反射率を基準として、低変成度領域で有効であるイライト結晶度・沸石相、ジルコンのFTのアニーリングゾーンがどのような関係にあるのかを比較検討した。</p> <p>輝炭反射率・・・50～300°Cの範囲の低変成度領域における古温度構造解析に大変有効な地質温度計指標である(Middleton, 1982; Underwood and Howell, 1987)。石炭化植物片(輝炭)の有機熟成度を評価したものであり、炭素含有率を反映している(Aihara, 1989)。</p> <p>本研究地域では、$Ro=0.7\sim 3.1\%$の試料が得られた。解析結果例(徳島地域)をFig. 2に示した。</p>

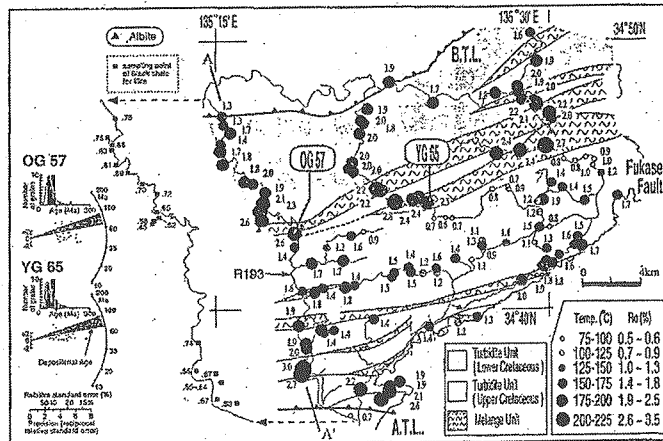


Fig. 2. Paleo-thermal structure by Ro in Tokushima area with sampling point of sandstone for FT analysis, black shale for Illite crystallinity along Route 193, and distribution of zeolites in the acidic siliceous tuff samples. Radial plot (Galbraith, 1990) histograms, and age spectrum (Hurford et al., 1984) of FT age of zircon are shown. Shading portions represent the depositional age (radiolarian age, Taira et al., 1988). Thanks are due to Dr. Takahiro Tagami (Kyoto Univ.) and Dr. Roderic Brown (Univ. College London) for permission to use application software ("Mac Track ver. 3.1") for radial plot's calculation of FT data.

全調査地域で得られた各地質温度計と輝炭反射率値の関係をFig.3に示した。

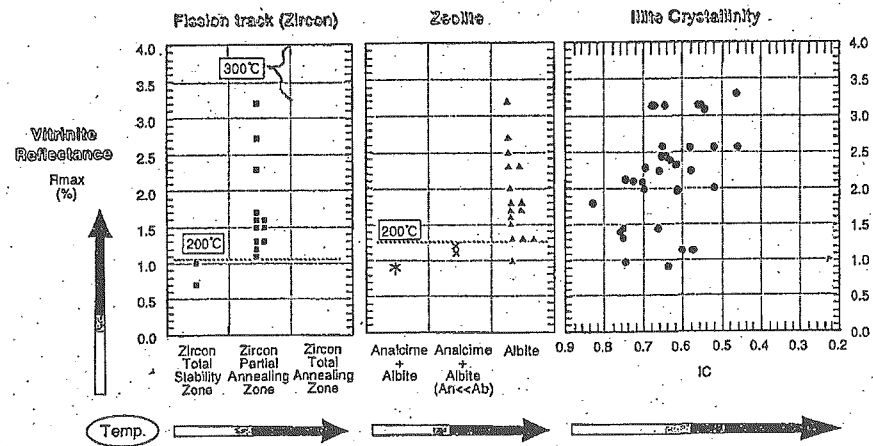


Fig. 3 The relationships vitrinite reflectance index and other low-grade metamorphism indicators.

●輝炭反射率 VS. イライト結晶度

33個の岩石試料についてイライト結晶度を測定すると、 $0.45 \sim 0.83 \angle^{\circ} 2\theta$ の値が得られた。イライト結晶度と輝炭反射率を比較した結果、同じ輝炭反射率値を示す地点でのイライト結晶度は $\pm 0.1^{\circ}$ 程度の広い幅を持って変化していることがわかった。イライト結晶度の測定には、黒色～黒灰色の半遠洋性泥岩から2ミクロン以下の粘土鉱物粒子を分離した後、測定誤差を削減する為Awan & Kimura (1996)の方法に従って定方位マウントした試料を作成し、測定に用いた。

●輝炭反射率 VS. 沸石帯

研究地域のなかでも一部地域のみを除いて曹長石が検出された。輝炭反射率=0.9～1.3%の範囲で方沸石が出現したが、曹長石と共存していた。したがって方沸石帯の上限は輝炭反射率=1.3%になることが明らかとなった。

●輝炭反射率 VS. FTアニーリングゾーン

FT長の解析を行っていないため、アニーリング程度の判定はFT年代と堆積年代の比較によって検討した。Rmax=1.2～3.2%の試料が部分アニーリングゾーンに属すると推定される。

まとめ・課題

●イライト結晶度と輝炭反射率の関係

- ・イライト結晶度は測定誤差を最小限にする実験を行ったが、反応時間のスケールが異なるケースにおける両者の比較研究が必要である。
- ・松田ほか(1996)による最新の研究では、通常のイライト結晶度測定実験で用いられている 2μ 以下のイライト試料中には、碎屑性の雲母が混入している可能性が高い。したがって、粒径が大きくなると年代値が大きくなり、イライト結晶度が高くなるという結果が得られてしまう。
- ・イライト結晶度は輝炭反射率と比較して地質温度計としての精度が欠けている。

<p>主要な引用 文献</p>	<p>Aihara, A., 1989, Paleogeothermal influence on organic metamorphism in the neotectonics of the Japanese Island: <i>Tectonophysics</i>, 159, 291-305.</p>
	<p>Awan, M. A. and Kimura, K., 1996, Thermal structure and uplift of the Cretaceous Shimanto Belt, Kii Peninsula, Southwest Japan: An Illite Crystallinity and Illite bolattice spacing study: <i>Island Arc</i>, 5, 69-88.</p>
	<p>DiTullio, L., Laughland, M.M. and Byrne, T., 1993, Thermal maturity and constrains on deformation from illite crystallinity and vitrinite reflectance in the shallow levles of an accretionay prism: Eocene-Oligocene Shimanto Belt: In Underwood, M. B. ed., <i>Thermal evolution of the Tertiary Shimanto Belt, Southwest Japan: An example of Ridge Trench interaction: Boulder, Colorado, G. S. A. special paper</i>, 273.63-82.</p>
	<p>Galbraith R. F., 1990, The radial plot: graphical assesment of spread in ages: <i>Nucl, Tracks</i>, 17, 207-214.</p>
	<p>Hasebe, N., Tagami, T., and Nishimura, S., 1993, Evolution of the Shimanto accretional complex: A fission-track thermochronologic evolution of the Tertiary Shimanto Belt, southwest Japan: An example of Ridge-Trench interaction: Boulder, Colorado, G.S.A. special paper, 237, 121-135.</p>
	<p>Hurford, A. J., Fitch, F. J., and Clarke A., 1984, Resolution of the age structure of the detrital zircon populations of two Lower Cretaceous sandstones from Weald of England by fission track dating: <i>Geological Magazine</i>, 121, 269-396.</p>
	<p>Laughaland, M.M., and Underwood, M. B., 1993, Vitrinite reflectance and estimates of paleotemperature within the Upper Shimanto Group, Muroto Peninsula, Shikoku, Japan: In Underwood, M. B. ed., <i>Thermao evolution of the Tertiary Shimanto Belt, southwest Japan: An example of Ridge- Trench interaction: Boulder, Colorado, G. S. A. special paper</i>, 273, 25-43.</p>
	<p>松田達夫・丸哲央・木村美奈子・坂幸恭・杉山雄一, 1996, 2μmより細粒な試料を用いて行ったイライトの結晶度による高山衝上帯の古温度構造解析: <i>日本地質学会第103年学術大会講演要旨集</i>, 103, 370.</p>
	<p>Middleton, M. F., 1982, Tectonic History from Vitrinite Reflectance: <i>Journal of Geophysical Research</i>, 68, 121-132.</p>
	<p>Mori, K., and Taguchi, K., 1998, Examination of the low-grade metamorphism in the Shimanto Belt by vitrinite reflectance: <i>Modern geology</i>, 12, 325-339.</p>
	<p>Ohmori, K., Taira, A., Tokuyama, H., Sakaguchi, A., Okamura, M., and Aihara, A., 投稿中, The Paleo-Thermal Structure of the Shimanto Accretionary Prism, Shikoku, Japan: <i>Geology</i></p>
	<p>Sakaguchi, A., Aihara, A. and Okamura, M., 1994, Thermal event of Vitrinite Reflectance, Shikoku, Japan: <i>Proceeding of the international Symposium on Coal and Organic Petrology, Fukuoka 1994</i>, 124-127.</p>
	<p>坂口有人・大森琴絵・山本浩士・相原安津夫・岡村真, 1992, 輝炭反射率からみた四国四万十帯北帯の熱構造—高知県中西部域を例にして—: <i>高知大学学術研究報告(自然科学)</i>, 41, 29-44.</p>
	<p>Taira, A., Katto, J., Tashiro, M., Okamura, M., and Kodama, K., 1998, The Shimanto Belt in shikoku, Japan -evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism: <i>Modern Geology</i>, 12, 5-46.</p>
	<p>Underwood, M. B., and Howell, D. G., 1987, Thermal Maturity of the Cambria slab, an Inferred Trech-slope Basin in Central California : <i>Geology</i>, 15, 216-219</p>
	<p>Underwood, M. B., Laughland, M. M., and Kang, S. M., 1993, A comparison among organic and inorganic indicators of diagenesis and low- temperature metamorphism, Tertiary Shimanto Belt, Shikoku, Japan: In Underwood, M. B. ed., <i>Thermal evolution of the Tertiary Shimanto Belt, southwest Japan: An example of Rige-Trench interaction: Boulder, Colorado, G.S.A. special paper</i>, 273, 45-62.</p>

文献番号	FT-11
文献の種類	研究論文
文献題目	ランダムモンテカルロ法によるフィッシュントラック温度履歴定量解析モデリング
掲載誌名	フィッシュン・トラック ニュースレター
発表年	1996年
研究対象地域	—
研究対象	ジルコン
研究手法	ジルコンのFT法
内容	<p>ジルコンのAKFを用いて、現在主流となっているランダムモンテカルロ法による定量温度履歴逆解析法を開発した。逆解析のアルゴリズムに関しては基本的にCorrigan (1991)を参考にしている。</p> <p>温度履歴の解析における順計算、逆解析の定義をする(図1)。</p> <p>順計算法に関しては、山田・西村(1995)が概説した。アパタイトのAKFを用いた定量温度履歴逆解析手法は既にいくつか開発されている(例えば、Corrigan, 1991; Gallagher et al., 1996)</p>
	<div style="text-align: center;"> <p>The diagram illustrates the relationship between different data types and processes in FT temperature history analysis. At the top, 'T-t path' (温度履歴) is shown, with 'real' (現実) and 'model' (モデル) as sub-categories. Below this, 'FT data' (FT年代・トラック長分布) is shown, with 'observed' (測定値) and 'predicted' (予測値) as sub-categories. An upward arrow labeled 'inverse analysis' connects 'observed' to 'real'. A downward arrow labeled 'forward modeling' connects 'model' to 'predicted'.</p> </div> <p>図1 FT温度履歴解析における順計算 (forward modeling) と逆解析 (inverse analysis) の定義。仮想的なモデル温度履歴からAKFを用いてFTデータの予測値を計算することを順計算と呼ぶ。FTデータの測定値から現実に測定した試料が被った温度履歴を推定することを逆解析と呼ぶ。一般的に逆解析では測定値とよく一致する予測値を与えるモデルを探すことによって実際を推定する。</p>

ランダムモンテカルロ法・・・ある程度測定結果を説明できるT-t pathモデルを乱数によりさがす。
 実際の計算機上でどのように実現しているか流れ図を示し、モデル設定を示す(図2、図3)。

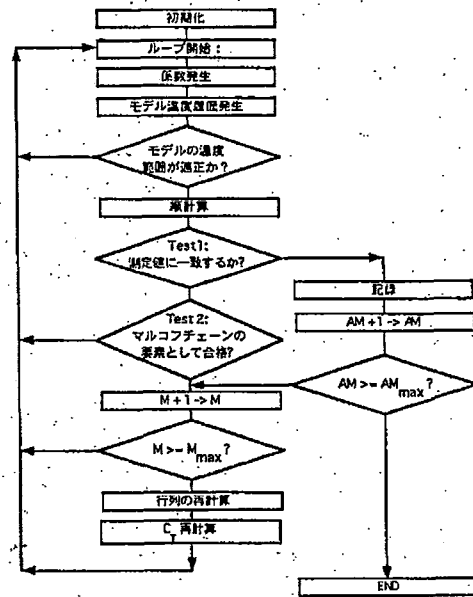


図2 MCSにおける解析手順の流れ図。M: マルコフチェーンの長さ; AM: 測定値とある範囲で一致するモデル(acceptable model)の数; AM_{max} : それぞれの最大値; C_i : 最適化コントロールパラメータ。各々の用語については文中を参照。

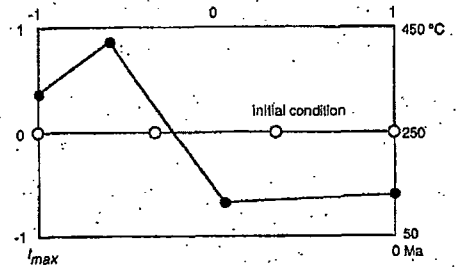


図3 MCSにおけるモデル空間の設定。モデル温度履歴はいくつかの節をもつ折れ線で表される。温度軸は50-450°C、時間軸は0- t_{max} の大きさを持っている。計算上は温度・時間軸とも(-1, 1)としている。図は節点数が4個の場合。節点のうち、2つの端点は温度方向に自由・時間方向に固定、その他の点は温度・時間方向に自由に動くため、任意のモデル温度履歴は((節点数-1)×2)個のパラメータで表される。順計算を行うときにはこのモデルをさらにNステップに分割する。初期状態は、時間方向に均等に分割し、温度は250°C一定とした(白丸で示されたモデル)。

解析結果のテストを行う要領を示す(図6)。

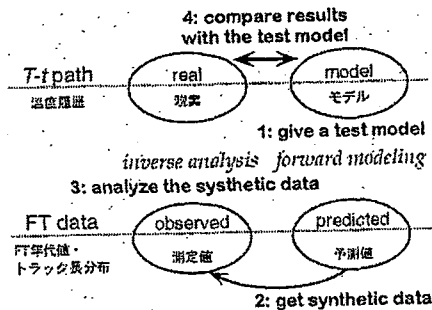


図6 MCSの定量解析テストを行う要領。1: 任意のテスト温度履歴モデルを与える。2: 順計算によって人工FTデータを得る。3: 人工データを測定値と考え解析を行う。4: 解析で得られた結果をはじめに与えたテストモデルと比較し、再現の程度から解析能力を見積もる。

実際にMCSがどのような範囲で検索しているかをみるために、ZPAZをほぼ $10^{\circ}\text{C}/\text{m.y.}$ で通過・冷却する単純冷却パターンの逆解析時にモデルがたどったパスを図7,8に示す

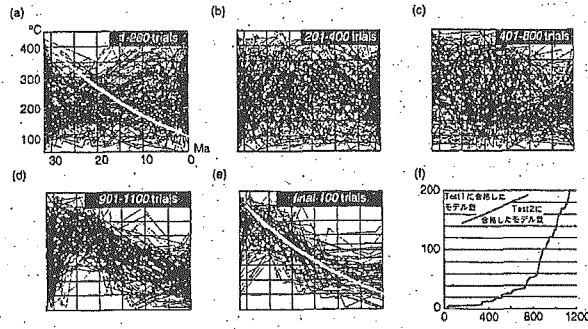


図7 MCSにて逆解析時に乱数によって発生されたモデルの軌跡。はじめに与えた人工データは(a), (e)中白線で示した指数関数で表された単純冷却パターン。冷却速度はほぼ $10^{\circ}\text{C}/\text{Ma.}$ (a)-(e)はそれぞれ200回目, 201-400回目, 401-600回目, 901-1100回目, 最後の100回で発生したモデルを重ね合わせたものである (Test2に不合格のものも含む)。全体ではおよそ1450回の計算をした。比較的初期(a-c)にはモデル空間を満遍なく検索しているのに対し、解析が進むと(d-e)次第に検索範囲がしぼられていくのが見て取れる。(f)は、Test2に合格したモデル中、Test1に合格したものの比をみたもの。解析が進むにつれTest1の合格モデルの割合が高まっている。

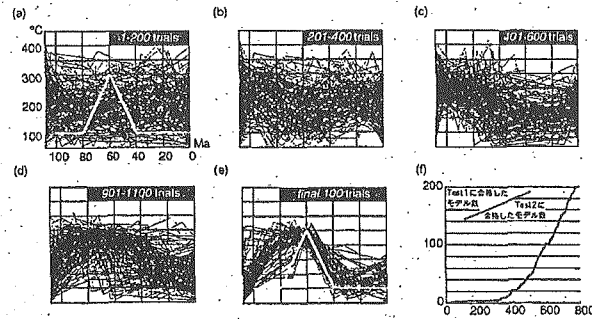


図8 MCSにて逆解析時に乱数によって発生されたモデルの軌跡。はじめに与えた人工データは(a), (e)中白線で示したパルス状の2次加熱パターン。(a)-(f)は図7と同様。全体ではおよそ1650回の計算をした。図7の場合同様、比較的初期にはモデル空間を満遍なく検索し、解析が進むと次第に検索範囲がしぼられていく。

解析テストの結果を図7,8のパターンについてそれぞれ図9,10に示す。

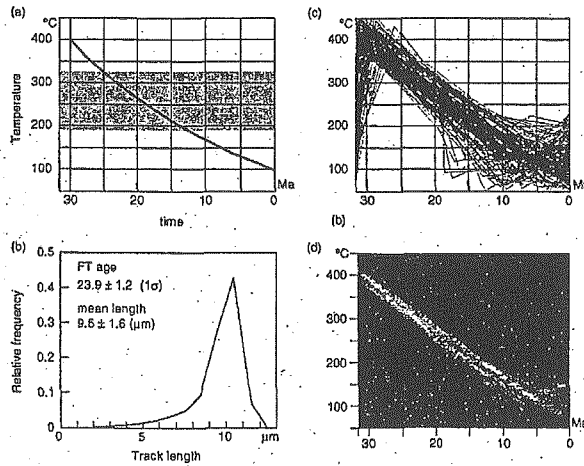


図9 MCSによる温度履歴解析結果。(a): テストに用いた人工T-t path. ZPAZをほぼ $10^{\circ}\text{C}/\text{m.y.}$ で通過する冷却パターン。図7のT-t pathと共通。(b): (a)の順計算によって得られたFTデータ。(c): (b)のデータをMCSによって解析した結果得られた推定T-t pathを重ね書きしたもの。(d): (c)の推定T-t pathの集中度を濃度分布に示した。

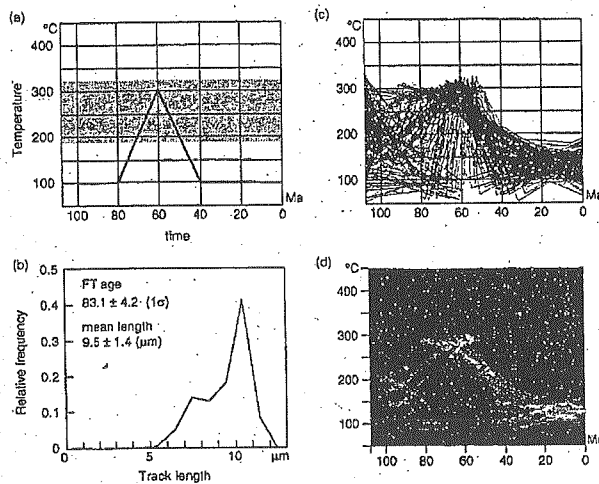


図10 MCSによる温度履歴解析結果。(a)-(d)の内容は図9と同じ。(a)で与えた人工T-t pathは図8のT-t pathと共通。モデル時間を100 Maとしたときに60 Maに300°Cまで達するパルス状の2次加熱パターン。

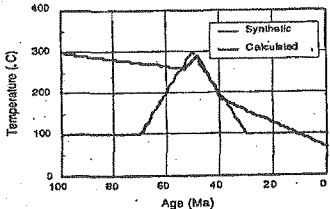
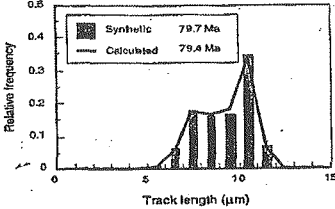
図10の場合、与えたパターンと解析結果は±20°C程度の範囲で一致している。また、最高到達時点以降の冷却過程においては、図9の場合程よく一致していない。この事は、温度冷却速度が急変するパターンの再現性はよくないことを示している。

MCSなど温度履歴解析ツールの結果を用いて議論する場合に、解析結果の信頼度を決定する要素としては主に以下の5つが考えられる。

- ①解析で用いられているannealing kinetic functionがいかによく決まっているか
- ②鉱物ごとのFTアニーリング特性に対する理解
- ③horizontal confined track検出に関するバイアスの評価
- ④FTデータ、特にトラック長分布に対する統計的取り扱い
- ⑤解析結果の取り扱い、特に①に関しては、特に温度の見積に対して大きく影響を与えるため、室内実験のみならず、地質学的検討を含めた関数の検討・決定が望まれる。

まとめ・課題 MCS等の逆解析ツールが出力した情報から何をどのように抽出するのが、温度履歴逆解析モデリングにおける今後の課題であろう。

主要な引用文献
 Corrigan, J., (1991), Inversion of apatite fission track data for thermal history information. *J. Geophys. Res.*, 96, 10347-10360.
 Gallagher, K., (1996), Evolving temperature histories from apatite fission-track data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, 421-446.
 山田隆二・西村進, (1995), FT法による温度履歴解析; 黒部川花崗岩類におけるケーススタディ. *フィッション・トラックニュースレター*, 8, 35-40.

文献番号	FT-12
文献の種類	原著論文
文献題目	最小二乗法によるFT温度履歴の逆解析
掲載誌名	フィッション・トラック ニュースレター
発表年	1996年
研究対象地域	—
研究対象	岩石試料
研究手法	FT年代法、トラック長分布、Powellの最小二乗法
内容	<p>・FT年代とトラック長分布は地質学的時間スケールに渡る岩石試料の温度履歴を保持している。そのためこれらの情報を解析する事で、過去の温度履歴を解明する事が出来る。このような研究にはGallagher, 1995などがある。</p> <p>・本研究では、年代値とトラック長分布に含まれる乗法をPowellの最小二乗法を適用することによって定量化し、FTのannealing kinetic functionを用いて計算された人工的な温度履歴に矛盾しない温度履歴を実現した。</p> <p>温度履歴(図a)に対するFT年代とトラック長分布(図b)をforward calculationで得られたデータを用いて逆解析を行い、計算で得られた温度履歴を予測し、元の温度履歴と比較した。</p> <div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="text-align: center;">  <p>(a) 解析に用いた人工的な温度履歴 (Synthetic) と逆解析によって得られた温度履歴 (Calculated)。</p> </div> <div style="text-align: center;">  <p>(b) 人工的な温度履歴から得られた年代値・トラック長分布 (Synthetic) と逆解析後の温度履歴から得られた年代値・トラック長分布 (Calculated)。</p> </div> </div>
まとめ・課題	<p>・両方の温度履歴に対するFT年代とトラック長分布のデータ間には極めてよい一致が得られた。</p> <p>・温度履歴パターンに関しては、最高到達温度と冷却速度の近似の程度は十分高かったが、温度上昇の過程では、FTアニーリングの性質自体のためにあまりよい近似を示さな</p>
主要な引用文献	Gallagher, K., 1995, Evolving temperature histories from apatite fission-track data. Earth Planet. Sci. Lett., 136, 421-435.

文献番号	FT-13
文献の種類	原著論文
文献題目	中国東北地方大興安嶺山脈に産する花崗岩類のフィッション・トラック年代と熱履歴解析
掲載誌名	フィッション・トラック
発表年	1997年
研究対象地域	中国東北地方の中央部 松遼盆地
研究対象	花崗岩類
研究手法	フィッション・トラック年代測定法、アパタイトのトラック長測定、熱履歴解析
内容	調査地域の地質図

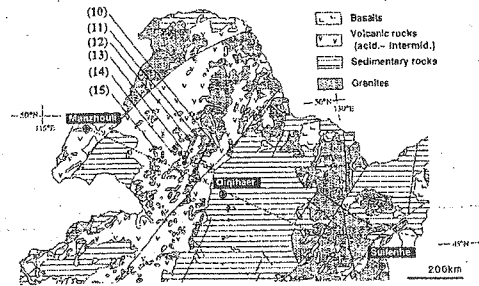


Fig. 2. The simplified geologic map of NE China. Solid circles show sampling localities and their sample codes. The Manzhouli-Suifhe GGT is also stretched with dotted line in the figure.

・ジルコンFT年代...112~121Maと誤差範囲でよい集中を示し、その加重平均値は $116 \pm 6 (1\sigma)$ Maとなった。
 ・アパタイト年代...119Maとやや古いサンプル(13)を除いて4つが86~101Maと比較的よくまとまっていた。
 ・トラック長分布パターンも他と著しく異なっており、この試料を除いたアパタイトFT年代値の加重平均値は、 $94.5 \pm 4.2 (1\sigma)$ Maとなった。これらの年代値は常にアパタイトのFT年代の法がジルコンFT年代よりも若い。

Table 3. Fission track count data for zircon and apatite age determination.

Sample code	No. of crystals	Spontaneous		Induced		Dosemeter	ρ	Age $\pm 1\sigma$
		ρ_s (%)	N _s	ρ_i (%)	N _i			
		Zircon		Apatite				
		$\times 10^6 \text{cm}^{-2}$		$\times 10^6 \text{cm}^{-2}$		$\times 10^4 \text{cm}^{-2}$		
(10)	7	10.0 (794)	1.26 (100)	7.36 (1,493)	0.73	114	± 12	
(11)	10	16.8 (1,269)	2.16 (163)	7.36 (1,493)	0.85	112	± 10	
(12)	15	9.91 (1,795)	1.18 (213)	7.37 (1,493)	0.79	121	± 9	
(14)	5	17.1 (505)	2.09 (62)	7.37 (1,493)	0.96	117	± 16	
		Apatite		Zircon				
		$\times 10^6 \text{cm}^{-2}$		$\times 10^6 \text{cm}^{-2}$		$\times 10^4 \text{cm}^{-2}$		
(10)	12	1.60 (51)	4.07 (130)	14.5 (3,726)	0.82	88.6	± 14.7	
(11)	17	2.50 (133)	5.81 (314)	14.6 (3,726)	0.80	97.7	± 10.2	
(13)	17	9.20 (558)	3.04 (306)	4.40 (3,021)	0.78	119	± 9	
(14)	11	10.2 (395)	7.83 (303)	4.39 (3,021)	0.81	85.7	± 6.7	
(15)	16	11.2 (540)	7.27 (350)	4.38 (3,021)	0.84	101	± 7	

Note:
 (i) ρ and N denote track density and number of tracks counted, respectively.
 (ii) Analysis was made by the external detector method using geometry factor of 0.5.
 (iii) ρ is the correlation coefficient between ρ_s and ρ_i .
 (iv) All ages were calculated using a dosemeter glass NBS592.
 (v) Zircon ages were calibrated with ξ -value of 392. Apatite ages were calibrated with ξ -value of 314 for sample (10) and (11), and 301 for the others.

Table 4. Fission track dating and length measurement results for the Dabinkanling Mts. region in this study.

Sample code	FT age		Apatite track length measurement	
	Zircon (Ma) ($\pm 1\sigma$)	Apatite (Ma) ($\pm 1\sigma$)	Mean length (μm) ($\pm 1\sigma$)	S.D.V. (μm)
(10)	114 ± 12	88.6 ± 14.7	11.9 ± 0.4	39
(11)	112 ± 10	97.7 ± 10.2	12.3 ± 0.3	87
(12)	121 ± 9			
(13)		119 ± 9	13.0 ± 0.5	101
(14)	117 ± 16	85.7 ± 6.7	12.2 ± 0.2	102
(15)		101 ± 7	12.8 ± 0.2	102

得られた年代値をM-S測線上に落とした。ジルコン、アパタイトについての冷却年代値とサンプル位置との間には、大興安嶺山脈横断方向に150kmの広い範囲にわたり地域的な差異や傾向が見られない(Fig.3)。

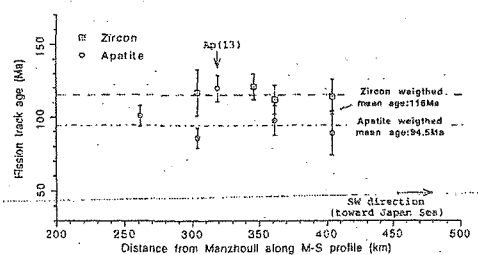


Fig. 3. Fission track ages plotted versus distance from Manzhouli along the M-S GGT (error bars indicate one standard error). Sample (13) was excluded for apatite weighted mean age calculation. See the text for descriptions.

トラック長分布パターンとサンプル採取位置図 (Fig.4)

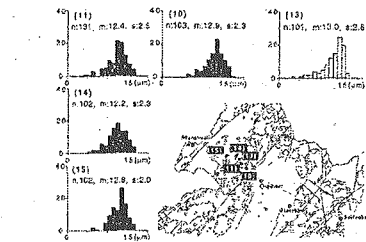


Fig. 4. Apatite track length distributions for the Dahingangling Mts. region. The numbers in each distribution with n, m and s.e. correspond to number of track length measurements, mean length and one sigma error, respectively.

サンプル(13)を除くと得られたトラック長は直線的に徐冷した際に見られる分布パターンに比べ短縮したトラックが多く見られる。このことは岩体がアパタイトのPAZ(120~50°C)に長い期間とどまっていたことを示している。

冷却史

・アパタイトのアニーリング特性は、室内実験データをもとに数式化された(Lalsett et al., 1987)。これによりある熱史に対応するFT年代値とトラック長分布を、Forward modelingにより得る事が可能となった。さらにランダムモンテカルロ法を用いて、コンピューター上で熱史をランダムに発生させ、各々の熱史に対してForward modelingを行い、これを実測年代値、トラック長分布と比較し統計的に適合する熱史を描かせる熱履歴逆解析プログラムが開発された(e.g. Corrigan, 1991)

・アパタイトのFT逆解析結果と同一地域のジルコン年代を加味し、松遼盆地西部の大興安嶺山脈域に産する花崗岩体について210°C前後からの冷却史をFig. 5に示した。
 ・FT法を用いたジルコン年代の閉鎖温度は、種々報告されているが175~250°C程度である(Wagner and Van den haute, 1992)。ここでは、閉鎖温度、210±40°Cを用いた。
 ・(1)115Maに210°C前後から100Maの90°C前後まで比較的速く(およそ8°C/m.y.)冷却した。
 (2)その後、100Maの90°C前後から50Maの60°C前後まで、その後ゆっくり(およそ0.5°C/m.y.)冷却した。
 (3)さらに50Maの60°C前後から現在の温度(20°C)まで冷却した。

(Fig.5)

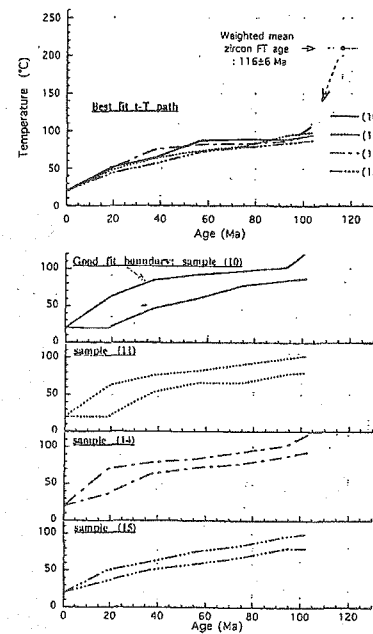


Fig. 5. Possible cooling history of granitic rock bodies in the Dahingangling Mts. region. Error bar with zircon weighted mean age indicates one standard error. Time-temperature paths derived from apatite inversion analysis showing best fit and good fit boundary for each samples. See the text for the detail.

まとめ・課題

・ジルコンFT年代は、112~121Maと誤差範囲内により集中を示し、その加重平均値は、116±6(1σ)Maとなった。アパタイト年代は119Maとやや古いサンプル(13)を除いて4つが86~101Maと比較的よくまとまっており、加重平均値は94.5±4.2(1σ)Maである。

・アパタイトのトラック長分布パターンはアパタイトのPAZ(120~50°C)に長い期間とどまっていたことを示している。

・これらに加えアパタイトの熱履歴解析プログラムを用いた解析を行い、これまで情報が得られていない当地域の花崗岩体の低温域(およそ210°C以下)の冷却史に、強い束縛条件を与えることになった。

主要な引用 文献	Corrigan, J., 1991, Inversion of apatite fission track data for thermal history information. <i>J. Geophys. Res.</i> , 16, 10347-10360.
	Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. and Gleadow, A.J.W., 1987, Thermal annealing of fission tracks in apatite; 2. A quantitative analysis. <i>Chem. Geol.</i> , 65, 1-13
	Wagner, G.A. and Van den Haute, P., 1992, Fission-track dating, Kluwer Acad., Solid Earth Science Library, 6, 1-285

文献番号	FT-14
文献の種類	講演要旨
文献題目	ジルコン中のFTのエッチング・アニーリング特性における残余FTダメージの影響
掲載雑誌名	地球惑星科学関連学会合同大会予稿集
発表年度	1999年
研究対象地域	室内実験
研究対象	ジルコン
研究手法	FT法
内容	<p>(目的) ジルコンのエッチング・アニーリングにおける放射性損傷の影響を評価するために、残余FTダメージの影響を調べる。残余FTダメージとは、FTがすべてアニーリングされ、見た目(エッチングした状態)上でFTが、ないように見えるときの潜在的に鉱物中に残っている核分裂によるダメージ。</p> <p>(実験方法) 試料をさまざまな条件で照射(0-20hr)、加熱(600-700°C, 1hr)後、トラック長を計測。</p> <p>(結果) アニーリングさせていないサンプルや600°Cで一時間加熱させたのものについては、互いに差がなく照射時間に関係なくFTダメージの影響も少ない。650°Cと700°Cで一時間加熱させた試料については短時間照射のものほど比較的短く計測される傾向があり、逆に長時間照射したものでは長く測定される傾向がある。</p> <p>(結論) 放射線損傷をより多く受けた試料ほど熱アニーリングに対して高い抵抗力を持っている。古い試料ほどダメージを受けているのでアニーリングされにくいと予測されるため、堆積岩のようにそもそものトラック密度にばらつきのある試料においてアニーリングが起こる場合、トラック長が余波FTダメージの影響を受けている可能性がある。</p>
まとめ・課題	<ul style="list-style-type: none"> ・放射線損傷をよりおおく受けた試料ほど熱アニーリングに対して高い抵抗力を持っている。 ・アパタイトではすでに明らかにされている化学組成やfluid inclusionの量などのほかFTに影響のあるファクターを明らかにすることにより、FT法を用いてより精密な上部近くの温度履歴のモデル化が出来る。
備考	—

文献番号	FT-15
文献の種類	講演要旨
文献題目	Fission track thermal history analysis in geothermal field using heavy inon irradiation
掲載誌名	Proceedings World Geothermal Congress 2000
発表年	2000
研究対象地域	長崎県、五島列島(福江島)
研究対象	熱水活動(影響)の冷却史
研究手法	FT年代測定、重イオン照射を用いたトラック長解析

過去に熱水活動のあった福江島において、その活動時期・範囲を把握するため、花崗閃緑岩のボーリングコア試料に対して、FT年代測定法、トラック長解析を行った。特にトラック長解析では、試料が熱水活動による影響を受けていることから、測定前に重イオン照射を行い、解析を試みた。

FT年代は深度方向に徐々に古くなり、11.3~6.6Maを示した。これは、トラック長の解析結果をあわせて考慮すると、熱アニーリングによる影響を意味すると考えられ、11.3Maの冷却以降に貫入岩による熱のオーバープリントがあったことを示すと考えられる。

また、トラック長の解析では、287~1134mの試料でトラック長の長いものと短いもの頻度分布が2極化する傾向が認められた。これは二度の熱履歴があったことを意味すると考えられる。さらに最深度:1481mの試料ではトラック長の短いものは認められなかった。これは花崗閃緑岩冷却時からのトラックが地熱活動により完全にアニーリングされた結果と考えられ、この年代が熱水の活動時期を示すと考えられる。

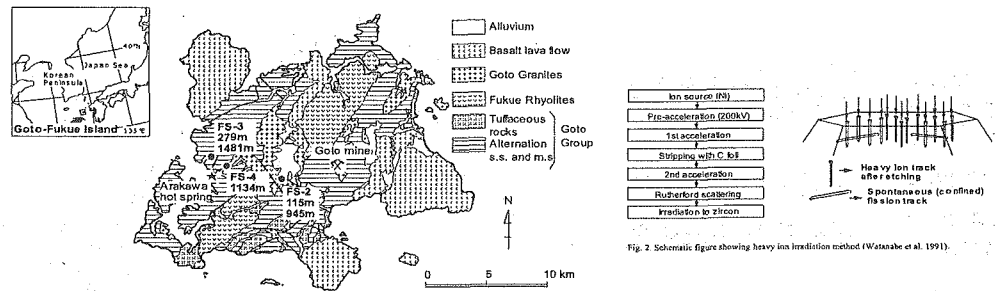


Fig. 1. Location and geology of the Goto-Fukue Island (after Matsui and Kawada, 1986). The granite-porphry samples for fission track study were collected from the drill holes FS-2, 3 and 4 at depth shown in the figure.

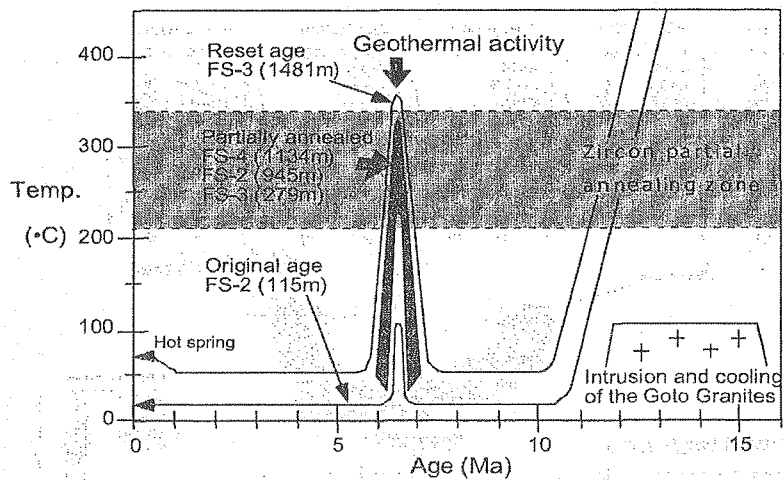


Fig. 4. Thermal history reconstructed for a granite-porphry rock body based on fission track data.

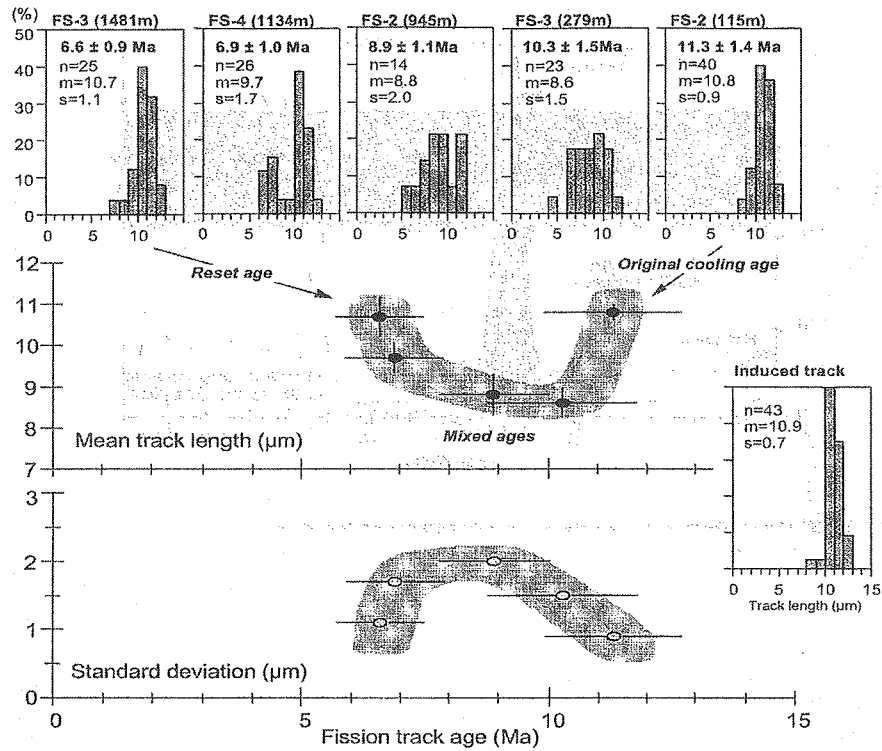


Fig. 3. Interrelationships between mean track length, standard deviation of the distribution of track lengths and zircon FT age for the granite-porphry drill core samples from the Goto-Fukue Island (data are after Kuroki, 1990). The "boomerang" trends indicate a partial to complete thermal overprint of pre-existing tracks. Track length distribution for the oldest sample (11.3 Ma) shows unimodal pattern with no short ($<8\mu\text{m}$) tracks. This indicates the sample has experienced no annealing since the original cooling of the granite-porphry intrusion. As the sampling depths increase (from 279 m to 1134 m), obtained ages become progressively young and partially annealed tracks (e.g. 4-8 μm) mixed with long ones (e.g. 8-13 μm) are found. These samples have experienced a thermal event to cause track annealing in zircon at a certain stage of track accumulation. Pre-existed tracks have completely annealed and no short tracks are found in the youngest sample (6.6 Ma). The timing of the thermal event can be interpreted to be around 6.6 Ma.

まとめ・課題	FT年代は深度方向に若返りを示し、11.3~6.6Maであった。 トラック長の解析より、花崗岩の貫入時期は最浅部の11.3Ma、熱水の活動時期は最深部の6.6Maであることが明らかとなった。
主要な引用文献	Gleadow, A.J.W. (1981): Fission track dating methods: What are the real alternatives? Nucl.Tracks, 5, p3-14. Watanabe, K., Izawa, E., Kuroki, K., Honda, T. and Nakamura, H. (1991): Detection of confined ^{238}U fission tracks in minerals and its application to geothermal geology. Kyushu Univ.Tandem Accelerator Lab.Rep., 3, p151-155. Yamada, R., Yoshida, T., Watanabe, K., Tagami, T., Nakamura, H., Hashimoto, T. and Nishimura, S. (1998): Comparison of experimental techniques to increase the number of measurable confined fission tracks in zircon. Chem.Geol., 149, p99-107. Yamada, R. Tagami, T. Nishimura, S. and Ito, H. (1995): Annealing kinetics of fission track in zircon: an experimental study. Chem.Geol., 122, p249-258.

文献番号	FT-16
文献の種類	原著論文
文献題目	FT年代測定システムの自動化は可能か？-次世代型FT年代測定の構想-
掲載誌名	フィッショントラックニュースレター
発表年	2000年
研究対象地域	-
研究対象	FT法
研究手法	FT測定法
内容	<p>(FT法の現状)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・FT法は、年代標準試料を用いたゼータ較正法の導入(Hurford,1990)により、測定値の確度を保証できた。 ・トラック計数には1試料に数時間必要で、20-30粒子のルーチン測定では5%程度の測定程度しか得られない。 ・FT法の高精度・高速化には機器計測の導入が必要。 ・画像処理によるFTの識別・計数の自動化の試み(Wadatsumi et al.,1988など)は、実用化に至っておらず、正確な画像処理は依然困難である。 ・ウラン濃度測定には原子炉照射が必要で、分析期間に数ヶ月要する。 ・ウラン濃度測定法として、EPMA、αトラック法などの試みは実用には至っていない(Kasuya et al.,1993など) <p>(自発トラック計測の自動化)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・自発トラックの計測の自動化にはエッチングに変わる電解液処理によるトラックの固定(檀原, 1997)による画像処理手法が可能性として挙げられる。 <p>(ウラン濃度測定の機械化)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・レーザーアブレーション型ICP質量分析法(LA-ICP-MS)の発展による結晶一粒子ごとのウラン測定が可能となった(Kimura et al,2000)。
まとめ・課題	<p>・LA-ICP-MSの導入(図1)で多数粒子測定が可能になり第四紀試料の高精度化が測れる。</p> <p>・対象外の鉱物(雲母など)の年代測定の可能性を指摘。</p> <p>・K-Ar年代測定に依存しない測定系として、壊変定数についても研究を行う。</p>
	<p>図1. 従来および次世代型 FT 年代測定法のフローチャート(檀原, 1999)</p>
主要な引用文献	<p>Hurford,A.J.,1990,Chem.Geol.(Isot.Geosci.Sect.),80,171-178.</p> <p>Kasuya,M.,Iwano,H.,Danbara,T.,1993,Nucl.Tracks Radiat.Meas.,21,525-533</p> <p>Kimura,J.,Danbara,T.,Iwano,H.,2000 Fission Tracks News Letter.</p> <p>Wadatsumi,K.,Masumoto,S.,Suzuki,K.,1988,J.Geosci.Osaka City Univ.,31,Art.2,19-46.</p>

文献番号	FT-17
文献の種類	講演要旨
文献題目	大規模火砕流による基盤岩への熱影響—FT法による熱履歴解析—
掲載誌名	地球惑星科学関連学会合同大会予稿集
発表年	2002年
研究対象地域	中部九州
研究対象	大規模火砕流堆積物(今市火砕流)
研究手法	FT法
内容	<p>①ジルコンとアパタイトを用い、基盤岩の見かけFT年代値およびFT長分布を測定し、基盤岩の被熱量を評価する。両鉱物の加熱に対するFT長変化(アニーリング)の方程式(Laslett and Galbraith,1996など)を使用する。</p> <p>②火砕流から距離を変えた複数の基盤試料のFT年代値とFT長データに合う熱履歴を求め、火砕流の初期条件(層厚と温度)を決定する。</p> <p>③②で得られた結果を一次元熱伝道モデルの初期条件として扱い、基礎の地下温度のプロファイルに使う。</p>
まとめ・課題	<p>基盤岩の見かけ年代は、境界面からの距離5cmで$0.48 \pm 0.08\text{Ma}$、10cmで$0.83 \pm 0.07\text{Ma}$、40cmで$1.39 \pm 0.09\text{Ma}$である。</p> <p>FTデータから今市火砕流の初期条件として層厚50m、温度730°Cが与えられた。この条件の一次元熱伝導モデルから、火砕流による熱的影響を反映した基盤の地表部から地下への温度プロファイルが得られた。</p>
主要な引用文献	Laslett and Galbraith,1996 (詳細不明)

文献番号	FT-17
文献の種類	原著論文
文献題目	ジルコンのFT年代測定におけるICP-MSの利用と問題点
掲載誌名	フィッシュントラックニュースレター
発表年	2000年
研究対象地域	-
研究対象	ジルコン
研究手法	ICP-MSを用いたU濃度測定
内容	<p>(FT法の短所)</p> <p>①エッチングが必要であるため、その効率が正確に評価できない。 ②トラックを肉眼で観察する為、客観性に乏しい。 ③自発核分裂定数が不正確。 ④熱中性子照射が必要である為、迅速性に乏しい。 ⑤④に関して近年、原子炉の利用が困難になりつつある。</p> <p>(ICP-MSを用いたU濃度測定)</p> <p>・ICP-MSにレーザーを装備したレーザーアブレーションICP-MSによる微小領域分析の方法の検討。 ・ICP-MSの長所 ①分析感度がよい。 ②迅速分析が、可能である(1点1分) ③前処理が不要で、テフロンシートに埋め込んだまま分析が可能。 ・ICP-MSの短所 ①信号強度が不安定でU/SiあるいはTh/Si比として測定する必要がある。 ②ランニングコストがかかる。 ③分析した部分が酸化し自発トラックが残らない。 ・ジルコン($ZrSiO_4$)の主要な3成分組成は一定と見なせるので、$^{238}U/^{90}Zr$あるいは$^{238}U/^{29}Si$を測定し標準試料と比較することによりU含有量を決定できる。</p> <p>(標準試料)</p> <p>標準試料として以下の特徴を備えた試料が望まれる。 ・約$100\mu m$の粗粒結晶である。 ・自発トラックの密度が約$10^6/cm^2$で自発トラック密度と年代値とからU濃度を見積もられる。 ・ウラン濃度が$10^1, 10^2, 10^3$ ppmの三種類のジルコンが望まれる。 ・粒子内および粒子間の濃度変化が少ない。 ・包有物が少ない。 ・標準試料は分析毎に消費するので広範囲に分布し採取に便利である。</p>
まとめ・課題	・上の条件を備えた標準試料の検討が必要である。
主要な引用文献	-

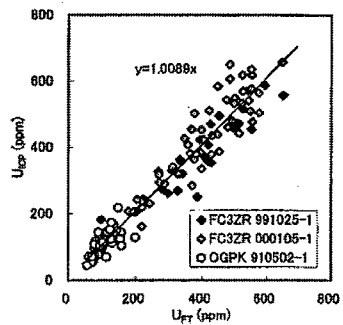
文献番号	FT-18												
文献の種類	原著論文												
文献題目	ICP-MSを用いたZirconのウラン濃度の測定－Grain by Grain でのFT法との比較												
掲載誌名	フィッシュオントラックニュースレター												
発表年	2001年												
研究対象地域	-												
研究対象	ジルコン												
研究手法	ICP-MSを用いたU濃度測定												
内容	<p>(はじめに)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・中性子照射によるディテクターを用いたU濃度の測定は、自発FTと誘導FTを同時に計測できる優れた方法であるが、FT計測を人間が行うため精度向上が困難であることと、原子炉照射を行う為、迅速に測定を行うことが困難である。 ・以上の欠点解決を目的としてエキシマレーザーアブレーション型ICP-MS(ExLA-ICP-MS)を用いてU濃度測定の実験を行う。 <p>(実験)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・試料:年代標準試料であるFish Canyon Tuff zircon(FC3ZR), ピンク火山灰から得られたジルコン(OGPK)。 ・測定手順 <ol style="list-style-type: none"> ①ジルコン結晶をテフロンシートに埋め込む。 ②シートを研磨し、ジルコン内部面を露出させる。 ③マイカディテクターとともに原子炉で中性子照射し、1粒子ごとにFT法によるU濃度(U_{FT})を算出する。 ④FT法で測定した同一結晶について、ExLA-ICP-MSでU濃度を測定する(U_{ICP})。 <p>(結果)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・U_{ICP}とU_{FT}は高い相関がある(図1)。 ・Uの減少は30Maで0.5%未満であるので、UFT(FT年代が0の時点の濃度), U_{ICP}(現時点での濃度)の意味の違いは無視できる。 ・粒子毎の傾向はよく合っている(図2)。はずれた1粒子は流体包有物を含んでいた(図3)。 ・ICP-MSを用いたU濃度を使った年代(表1)。 												
	<p>表1. ICPMS, FT法で測定したU濃度でそれぞれ計算したFC3ZRのFT年代値。ICPMSで測定したU濃度からの年代値計算は岩野ほか(2000)の式(17)を用いた。</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th></th> <th>ICPMS</th> <th>FT (Zeta)</th> <th>FT (絶対校正)</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>991025-1</td> <td>28.0Ma</td> <td>27.6Ma</td> <td>27.2Ma</td> </tr> <tr> <td>910502-1</td> <td>28.8Ma</td> <td>27.7Ma</td> <td>27.3Ma</td> </tr> </tbody> </table>		ICPMS	FT (Zeta)	FT (絶対校正)	991025-1	28.0Ma	27.6Ma	27.2Ma	910502-1	28.8Ma	27.7Ma	27.3Ma
	ICPMS	FT (Zeta)	FT (絶対校正)										
991025-1	28.0Ma	27.6Ma	27.2Ma										
910502-1	28.8Ma	27.7Ma	27.3Ma										
	 <p>図1. FT法およびICPMSで算出したウラン濃度。横軸にFT法によるU濃度、縦軸にICPMSによるU濃度を表示している。近似線は原点を通る直線である。</p>												



図3. 図2中で極端に差が大きな粒子の結晶写真。中央部にインクルージョンの影が見える。

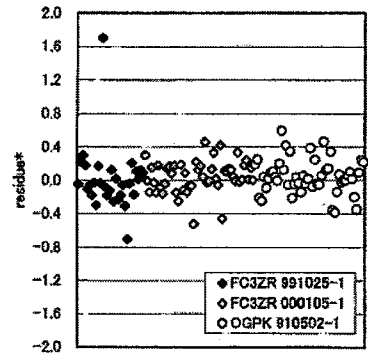


図2. 各粒子のFT法によるU濃度とICPMSによるU濃度の差を規格化したもの。

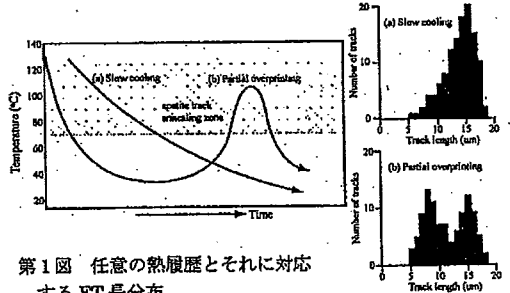
$$\text{residue}^* = (U_{\text{ICP}} - U_{\text{FT}}) \div U_{\text{FT}} \times (\text{クレーター数})$$

- まとめ・課題
- ・流体包有物を含む粒子はU濃度計測に使用すべきではない。
 - ・ICP-MSを使ったFT年代値は誤差をつけることが出来ていない。
 - ・Zeta法で計算したFT年代値から 2σ 以内に収まる年代値が求められた。
 - ・数十粒程度のFT年代値を算出するにはICP-MSは十分な性能を発揮している。

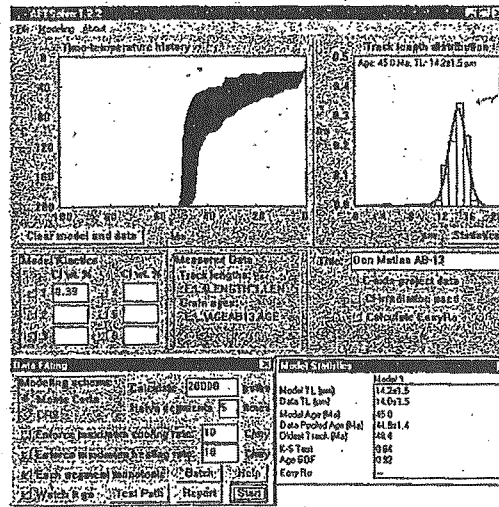
主要な引用文献 岩野 英樹・吉岡 哲・檀原 徹(2000), FTニュースレター, 13, 33-35

文献番号	FT-19
文献の種類	講演要旨
文献題目	大規模火砕流による基盤岩への熱影響—FT法による熱履歴解析—
掲載誌名	地球惑星科学関連学会合同大会予稿集
発表年	2002年
研究対象地域	中部九州
研究対象	大規模火砕流堆積物(今市火砕流)
研究手法	FT法
内容	<p>①ジルコンとアパタイトを用い、基盤岩の見かけFT年代値およびFT長分布を測定し、基盤岩の被熱量を評価する。両鉱物の加熱に対するFT長変化(アニーリング)の方程式(Laslett and Galbraith,1996など)を使用する。</p> <p>②火砕流から距離を変えた複数の基盤試料のFT年代値とFT長データに合う熱履歴を求め、火砕流の初期条件(層厚と温度)を決定する。</p> <p>③②で得られた結果を一次元熱伝道モデルの初期条件として扱い、基礎の地下温度のプロファイルに使う。</p>
まとめ・課題	<p>基盤岩の見かけ年代は、境界面からの距離5cmで$0.48 \pm 0.08\text{Ma}$、10cmで$0.83 \pm 0.07\text{Ma}$、40cmで$1.39 \pm 0.09\text{Ma}$である。</p> <p>FTデータから今市火砕流の初期条件として層厚50m、温度730°Cが与えられた。この条件の一次元熱伝導モデルから、火砕流による熱的影響を反映した基盤の地表部から地下への温度プロファイルが得られた。</p>
主要な引用文献	Laslett and Galbraith,1996 (詳細不明)

文献番号	FT-20
文献の種類	研究発表
文献題目	ジルコンフィッシュトラック熱年代学を用いた断層摩擦発熱検出の実証実験
掲載誌名	地球惑星科学関連学会合同大会予稿集
発表年	2002年
研究対象地域	野島平林トレンチ
研究対象	平林シュードタキライト中のジルコン
研究手法	FTのアニーリング実験
内容	<p>(目的) 断層運動による熱の発生と輸送を定量的に評価するためのツールとしてのFT法による断層摩擦熱発熱の検出を試みた。</p> <p>(FT法の断層岩への応用)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・FTの消滅は温度以外の要素には関係しない(Fleischer et al., 1965)ことから、変形変質の強い断層岩の熱検出に有効。 ・ジルコンFTの温度特性はYamada et al.(1995), Tagami et al.(1998)によって精密な加熱実験が行われ反応速度関数が求められ、地質学的時間スケール(10my)の加熱では200°C以下ではFTは短縮・消滅しない。また数秒間の加熱を考えた場合、1000°CでFTは消滅することが反応速度関数から概算できる。 ・計算上は地下7km以浅の断層摩擦熱をFT法にて検出できる。 <p>(測定・結果)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・断層摩擦発熱を想定したジルコンFTの短時間アニーリング実験では、740°C 100秒間、790°C100秒間、86°C10秒間、920°C 1秒間、1000°C1秒間の加熱実験を行った。結果、860°C以上の加熱を行ったジルコン3試料ではトラックが出現しなかった。 ・実証試験として淡路島野島断層(平林トレンチ)の2mm幅のシュードタキライトのFT年代測定を行った。平林シュードタキライトは断層摩擦熱で溶融したとされており、720-1200°Cに達したと推定されている(Otsuki et al., 2000)。年代測定の結果、見かけの年代値は50-55Maを示し、そのまわりに位置する幅1cm以内の細粒ガウジ層は96Maを示した。
まとめ・課題	<ul style="list-style-type: none"> ・FTの消滅は温度以外の要素には関係しないので変形変質の強い断層岩の熱検出に有効。 ・理論的には地下7km以浅の断層摩擦発熱をFT法を用いて検出できる。 ・本結果で見られる薄い層での年代値の若返りは、断層沿いの熱水や、地温勾配では説明できない。断層摩擦熱による熱影響を見ていると考えられる。シュードタキライト層、直上ガウジ層、直下ガウジ層、上盤花崗岩とトレンチ試料を分類し、精密な年代測定と、FT長測定を進めている。
主要な引用文献	<p>Fleischer et al., 1965 (詳細不明)</p> <p>Otsuki, K, Monzawa, N, Nagase Toshiro, 2000, Thermal pressurization, fluidization and melting of fault gouge during seismic slip recorded in the rock from Nojima Fault, Proceedings of the international workshop on the Nojima Fault core and borehole during analysis. 43-49</p> <p>Tagami, T., Galbraith, R.F., Yamada, R. and Laslett, G.M, 1998, Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological impressions. In Van den haute, P. and De Corte, F., Advances in fission-track geochronology, 99-112.</p> <p>Yamada, R. Tagami, T and Nishimura, S, 1995, Confined fission-track length measurement of zircon: assessment of factors affecting the paleotemperature estimate. Chemical Geology 119, 293-306.D</p>

文献番号	FT-21
文献の種類	講演要旨
文献題目	フィッシュトラック法による熱履歴解析
掲載誌名	地学団体研究会新潟総会プログラム
発表年	2003年
研究対象地域	新潟地域
研究対象	坑井試料
研究手法	フィッシュトラック法による熱履歴解析
内容	<p>●熱履歴(T-パス)とFT長分布</p> <p>第1図はアパタイトの例であり、FTのアニーリングの顕著な温度域を示している。(b)のような再加熱を伴う熱履歴(堆積盆の埋没や貫入岩による被熱)の場合、FTは加熱イベントの前であると被熱により長さが短縮し、後だと本来の長さのままである。また、FTが被熱によって短縮するとエッチングされた鉱物面上に観察される自発FTの数も減少し、見かけのFT年代値も若くなる。またFT長分布のばらつきは、標準偏差を大きくする。</p>  <p>第1図 任意の熱履歴とそれに対応するFT長分布</p> <p>●熱履歴解析</p> <p>一般にFTのアニーリングの温度時間条件変化は多くの段階加熱実験と地質時間への外挿しによって見積もられ、アニーリングを数式によって表現したカイネティクスは1990年前後から明らかにされてきた(例えば、Laslett et al., 1987; Crowley et al., 1991)。その後、カイネティクスを左右するいくつかの要素(アパタイトのCl組成やFTの異方性)が指摘され(例えば、Crowley et al., 1991)、近年、性質の異なる粒子集団に対して、複数のカイネティクスを適用するマルチカイネティクスも示された(Ketchum et al., 1999)</p> <p>FTアニーリングがカイネティクスとして明らかになると、パソコンなどによる熱履歴の解析が可能になる。石油探鉱度域が比較的低温であることから、石油探鉱に関連した堆積盆や鉱床形成の熱的セッティングの評価にも応用されている(Mathiesen et al., 2000; Tingate and Duddy, 2001; Arne, 1996)。</p>

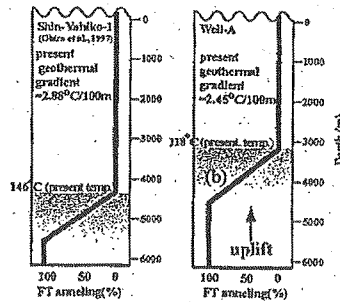
第2図はAFTSolve (Ketcham,2001)を堆積盆とはあまり関係のない深成岩体の熱履歴解析に適した例である。必要なデータセットはアパタイトの粒子年代、100個以上のCFTの長さからの方角およびアパタイトのCl量などで、coolingやheating rateの最大値や地温などの仮定も必要である。



第2図：深成岩体の熱履歴解析の例

●坑井試料(新潟地域)のアパタイトのFT

第3図は新潟平野の新弥彦-1号井および西頸城地域の坑井Aの例である。FTアニーリング域が一般に考えられるよりも深度の高温域に存在するのは、地質時代が若いこととアパタイトのCl量の影響と思われる。



第3図 新潟平野のいくつかの坑井のFTアニーリング深度

まとめ・課題

・地質時代の若い国内坑井においてsemi-trackの長さを測定すれば、少なくともアパタイトのFTのアニーリング深度を明らかにすることが可能。



堆積盆解析のファクターの一つとして利用可能

・古い時代の基盤岩、あるいはそれに由来する碎屑性アパタイトが坑井試料に含まれればCFTを用いた熱履歴解析の適用も可能。

・より熱安定性の高いジルコンのFTのカイネティクスも明らかにされており(Yamada et al.,1995;Tagami et al.,1998)結晶内部・外部面でのFTの熱安定性の違い(檀原, 1997)なども考慮する。



貫入岩などによる局所的な被熱に対して有用な温度情報を提供できる可能性

主要な引用 文献	Arne,1996 (詳細は不明)
	Crowley et al.,1991(詳細は不明)
	檀原, 1997 (詳細は不明)
	Ketchem et al.,1999 (詳細は不明)
	Ketchem et al.,2001 (詳細は不明)
	Laslett et al., 1987 (詳細は不明)
	Mathiesen et al.,2000 (詳細は不明)
	Tagami et al.,1998 (詳細は不明)
	Tingate and Duddy.,2001 (詳細は不明)
	Yamada et al.1995 (詳細は不明)

2.TL法

文献番号	著者	発行年	タイトル
TL-01	高島ほか	1987	八平葛根田—大松倉沢及び周辺地域の地熱活動史と熱水系—ルミネッセンス法による変質岩の年代測定への応用
TL-02	高島・本多	1988	熱ルミネッセンス法による第四紀酸性火砕流及び火山岩の年代測定
TL-03	土屋ほか	1997	石英の熱発光を用いた葛根田地熱地域の熱履歴(演旨)
TL-04	小松ほか	1997	噴火活動による地質環境への影響調査(その2)—岐阜県北部, 水鉛谷給源火道周辺の熱履歴—(演旨)
TL-05	山縣ほか	1999	熱ルミネッセンス法による雲仙火山新期溶岩ドームの年代測定—2万年より若い溶岩ドームの活動史復元—(ポストターセション)(演旨)
TL-06	Tsuchiya and Fujino	2000	EVALUATION OF COOLING HISTORY OF THE QUATERNARY TAKIDANI PLUTON USING THERMOLUMINESCENCE TECHNIQUE

文献番号	TL-01
文献の種類	原著論文
文献題目	八幡平葛根田—大松倉沢及び周辺地域の地熱活動史と熱水系—ルミネッセンス法による変質岩の年代測定—の地熱探査への応用
掲載誌名	日本地熱学会誌
発表年	1987年
研究対象地域	岩手県八幡平葛根田
研究対象	変質帯に含まれる石英
研究方法	熱ルミネッセンス(TL)年代測定法

内容

八幡平南部地域全体の年代値をヒストグラム値示した図(Fig. 3-A)より,180万年,130万年,100万年,70万年前後の周期的な熱水活動が生じていた可能性が指摘され,白色変質体のプロット(Fig. 3-B)では,220万年,150万年,120万年などの活動があり,30万年ころから葛根田地域の活動が始まったものと見られる。

最も若い変質年代は葛根田付近にあり,中心部から周辺に向かって年代値が古くなるという変質年代の帯状配列がある(Fig. 2)。これは,①熱水活動が周辺から中心部へ向かって収れんした②中心部の熱水活動により周辺部の岩石が若返ったの二つの可能性が考えられるが,実際の地熱地域の温度分布,熱水上昇部からの距離と共に急激に温度が下がるという報告(湯原ほか,1983)より,①と結論付けた。

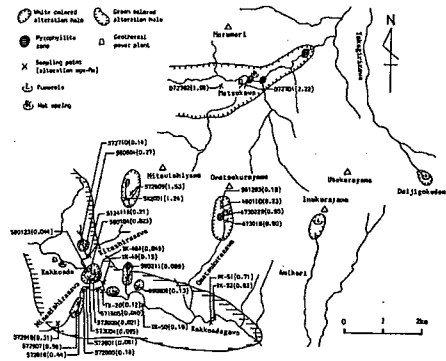


Fig. 2. Alteration age data of the Kakkonda-Omatsukurazawa and adjacent areas. (Alteration halos are drawn from the data of Kurobana (1985) and our own field survey.)

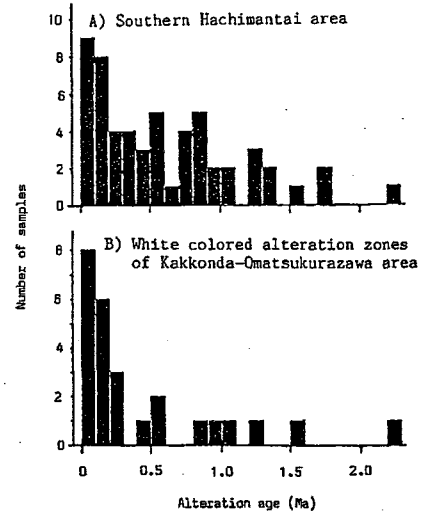


Fig. 3. Histogram of alteration age data.

(注)出現頻度は測定サンプル数によるため意味を持たない。

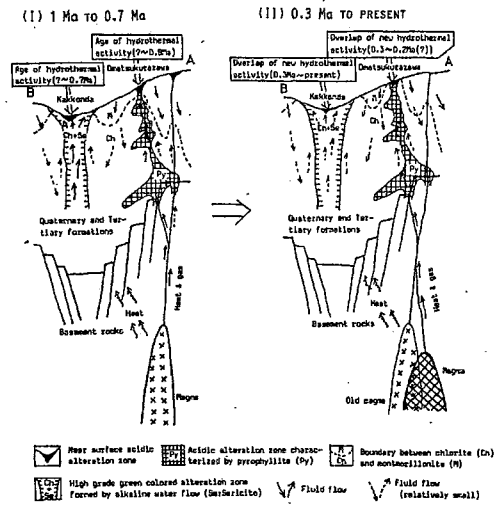


Fig. 5. Schematic cross section of the Kakkonda-Omatsukurazawa area with the history of geothermal activity.

測定値より古い活動は、葛根田で70-80万年、大松倉沢で90万年前後に終了している(Fig. 5-(I))。これは狭義の火山性地熱地域(大松倉沢地域)冷却については物質移動範囲を主体とする局部的加熱であるため早いものに対して、熱伝導性地熱(葛根田地域)では、広域に熱されることから長時間を要することを反映していると考えられる。

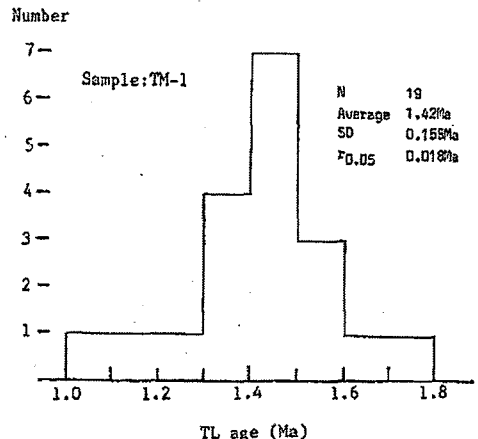
まとめ・課題

- ・TL年代測定法により八幡平南部地域において周期的な熱水活動の可能性を示唆。
- ・TL年代値の累帯状配列は、熱水活動が収れんしていったことを反映しており、その年代値より葛根田地域の熱水活動は30万年前に始まったといえる。
- ・TL法の測定の簡便性を利用した多数の年代値を求める変質年代マッピングにより、葛根田地域と大松倉沢地域の地熱の型の違いによる地熱活動史を説明した。
- ・TL年代測定法による地熱探査への応用の可能性。
- ・一変質帯につき数個といったデータがその活動年代を代表しているかという問題。
- ・応用例が少ないことから解釈の不確実性の指摘。
- ・試料が自然条件下で受けた放射線被爆量とフェーディングの評価手法が確立されていない。

主要な引用文献

湯原 浩三・江原 幸雄・海江田 秀志・永田 進・北里 昭(1983), 熊本県岳湯地熱地域の地下熱構造, 日本地熱学会誌, 5, 167-185

文献番号	TL-02																																																																																										
文献の種類	原著論文																																																																																										
文献題目	熱ルミネッセンス法による第四紀酸性火砕流及び火山岩の年代測定																																																																																										
掲載誌名	地質学論集・人類紀の年代測定																																																																																										
発表年	1988年																																																																																										
研究対象地域	登別, 八幡平, 鬼首地域																																																																																										
研究対象	火砕岩～火山岩中の石英																																																																																										
研究手法	熱ルミネッセンス法																																																																																										
内容	(はじめに) ・TL法が熱により容易に零セットされるという特性を利用し, 地熱地域の解明, 探査という独自の分野への応用もなされ, 一応の成果が得られつつある (Takasima, I, 1979・高島ほか, 1987) (測定手法) ・測定手法は高島 (1984) に記述。 ・ここでは, 石英班晶に対する β 線の寄与を零として年間線量を見積もった。これは, 天然試料のフェーディングの寄与 (Ichikawa and nagatomo, 1978) を考慮した結果。 (測定結果) ・Table 1, fig. 3 fig. 5 ・いずれの試料もパレオドースの測定には 350°C 以上の T1ピークを持っているので 100万年オーダーの年代測定には十分な寿命を持っている。																																																																																										
	<table border="1"> <caption>Table 1 Summary of TL dating results of the Noboribetsu, Hachimantai and Onikobe areas.</caption> <thead> <tr> <th>Sample No.</th> <th>U</th> <th>Th</th> <th>K₂O</th> <th>Annual dose rate (Gy/yr)</th> <th>Pre-irradiation dose (Gy)</th> <th>TL saturation level (Gy)</th> <th>TL age (ka)</th> <th>Known age (ka)</th> <th>References</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1 RB-01</td> <td>2.8</td> <td>4.0</td> <td>1.08</td> <td>0.650</td> <td>53.4</td> <td>4</td> <td>1.05</td> <td>0.056</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2 RB-02</td> <td>1.8</td> <td>4.0</td> <td>1.13</td> <td>0.845</td> <td>32.4</td> <td>5</td> <td>1.03</td> <td>0.038</td> <td>40,190±2,500, P. Yamazaki et al., 1983</td> </tr> <tr> <td>3 TM-1</td> <td>1.2</td> <td>4.0</td> <td>1.49</td> <td>0.850</td> <td>1277</td> <td>19</td> <td>0.75</td> <td>1.42</td> <td>1.1±0.1% (FT) Tomoyasu and Sato, 1978</td> </tr> <tr> <td>4 TM-3</td> <td>1.2</td> <td>4.6</td> <td>1.82</td> <td>0.920</td> <td>1527</td> <td>10</td> <td>1.32</td> <td>1.88</td> <td></td> </tr> <tr> <td>5 TM-5</td> <td>1.3</td> <td>4.4</td> <td>1.55</td> <td>0.865</td> <td>1452</td> <td>8</td> <td>0.87</td> <td>1.82</td> <td>1.8±0.4% (FT) Tomoyasu and Sato, 1978</td> </tr> <tr> <td>6 TM-4</td> <td>0.8</td> <td>2.7</td> <td>1.11</td> <td>0.660</td> <td>1115</td> <td>10</td> <td>1.07</td> <td>1.89</td> <td>1.2±0.3% (FT) Tomoyasu and Sato, 1978</td> </tr> <tr> <td>7 TN9402</td> <td>2.1</td> <td>1.5</td> <td>2.96</td> <td>1.200</td> <td>1650</td> <td>8</td> <td>1.11</td> <td>1.22</td> <td>1.4±0.05% (K-1e) Sato, 1982</td> </tr> <tr> <td>8 OK-07</td> <td>2.4</td> <td>4.6</td> <td>1.58</td> <td>1.039</td> <td>280</td> <td>7</td> <td>1.22</td> <td>0.25</td> <td>0.33% (FT) Yamada et al., 1978</td> </tr> </tbody> </table> <p>Chemical analyses: U, Th and K₂O of Nos. 3-7: Gamma ray spectrometry by H. Kanaya U of Nos. 1, 2 and 8: Wet process by Mitsuokiishi Refuel Research Inst. and Arida Chemical Analysis C. Others: K-ray fluorescence method by I. Takasima Annual dose rate is calculated by the data of Ball (1976) as the contribution of alpha and beta radiations equals zero and 0.35 Gy/ka of cosmic rays.</p>	Sample No.	U	Th	K ₂ O	Annual dose rate (Gy/yr)	Pre-irradiation dose (Gy)	TL saturation level (Gy)	TL age (ka)	Known age (ka)	References	1 RB-01	2.8	4.0	1.08	0.650	53.4	4	1.05	0.056		2 RB-02	1.8	4.0	1.13	0.845	32.4	5	1.03	0.038	40,190±2,500, P. Yamazaki et al., 1983	3 TM-1	1.2	4.0	1.49	0.850	1277	19	0.75	1.42	1.1±0.1% (FT) Tomoyasu and Sato, 1978	4 TM-3	1.2	4.6	1.82	0.920	1527	10	1.32	1.88		5 TM-5	1.3	4.4	1.55	0.865	1452	8	0.87	1.82	1.8±0.4% (FT) Tomoyasu and Sato, 1978	6 TM-4	0.8	2.7	1.11	0.660	1115	10	1.07	1.89	1.2±0.3% (FT) Tomoyasu and Sato, 1978	7 TN9402	2.1	1.5	2.96	1.200	1650	8	1.11	1.22	1.4±0.05% (K-1e) Sato, 1982	8 OK-07	2.4	4.6	1.58	1.039	280	7	1.22	0.25	0.33% (FT) Yamada et al., 1978
Sample No.	U	Th	K ₂ O	Annual dose rate (Gy/yr)	Pre-irradiation dose (Gy)	TL saturation level (Gy)	TL age (ka)	Known age (ka)	References																																																																																		
1 RB-01	2.8	4.0	1.08	0.650	53.4	4	1.05	0.056																																																																																			
2 RB-02	1.8	4.0	1.13	0.845	32.4	5	1.03	0.038	40,190±2,500, P. Yamazaki et al., 1983																																																																																		
3 TM-1	1.2	4.0	1.49	0.850	1277	19	0.75	1.42	1.1±0.1% (FT) Tomoyasu and Sato, 1978																																																																																		
4 TM-3	1.2	4.6	1.82	0.920	1527	10	1.32	1.88																																																																																			
5 TM-5	1.3	4.4	1.55	0.865	1452	8	0.87	1.82	1.8±0.4% (FT) Tomoyasu and Sato, 1978																																																																																		
6 TM-4	0.8	2.7	1.11	0.660	1115	10	1.07	1.89	1.2±0.3% (FT) Tomoyasu and Sato, 1978																																																																																		
7 TN9402	2.1	1.5	2.96	1.200	1650	8	1.11	1.22	1.4±0.05% (K-1e) Sato, 1982																																																																																		
8 OK-07	2.4	4.6	1.58	1.039	280	7	1.22	0.25	0.33% (FT) Yamada et al., 1978																																																																																		
	<p>Fig. 3 TL glows of TM-1 and the explanation for age calculation.</p>																																																																																										
	<p>Fig. 5 TL glows of RB-02. The conditions for gamma rays irradiation and TL measurements are the same as those in Fig. 3</p>																																																																																										

	<p>(考察)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・フッ化水素酸処理を行った試料と未処理のもの年代はほぼ同じであるが、石英含有量の少ない場合および塩酸処理のみでは不純物除去が困難である場合には、フッ化水素酸処理が望ましい。 ・TL年代測定は300°C以下の低温ピークが存在しないものには適用不可。 ・パレオドース測定の誤差は±5%程度である(fig.6)。 ・TL年代測定の誤差は、年間線量を見積もるために必要なU, Th, Kの化学分析の測定誤差による。 ・Uの測定誤差は普通5~10%、Thが3~5%、K₂Oが1~3%となり標準的な含有量を持つ試料では年代値の誤差は最大で12%、最小で6%となる。 ・Uの放射非平衡の問題(30万年より若い試料) ・水分量による年間線量の補正の問題。 ・石英の粒径による年間線量の補正は、粒径の正確な測定が難しいことから困難である。 	 <p>Number</p> <p>Sample: TM-1</p> <p>N 19 Average 1.42Ma SD 0.155Ma P0.05 0.018Ma</p> <p>TL age (Ma)</p>
<p>まとめ・課題</p>	<ul style="list-style-type: none"> ・研究地域のTL年代測定結果は、既知の年代とほぼ調和した測定結果が得られた。 ・β線の寄与をゼロにする手法、年代標準試料を使用した手法、石英の粒径を考慮した計算値との比較を行ったが結論は現時点では出ていない。 ・年間線量と石英の大きさや形との関係また放射非平衡の取り扱いなどの問題解決のために、以下のことが必要。 ①実際の岩石を用いた放射線量の減衰実験。 ②石英粒間の検討、単結晶中の2次元発光量分布の測定。 ③TLD素子による、より精密な現地埋め込み試験等を行う必要がある。 ④K-Ar法で正確に年代が求められた試料との相互比較が必要。 	<p>Fig. 6 The histogram for TL ages of TM-1 obtained from 19 different measurements.</p>
<p>主要な引用文献</p>	<p>Ichikawa, R and Nagatomo, T., 1978, Thermoluminescence dating of vurnt sandstones from the Senpukuji cave. PACT, 2, 174-179</p> <p>Takashima, I., 1979, Preliminary study on the determination of alteration age by a thermoluminescence method. Bull. Geol. Surv. Japan, 30, 285-295</p> <p>高島 勲, 1984, 熱ルミネッセンス年代測定の手法と問題点-特に試料処理と発光測定について-, 秋田大学地下資源研究施設報告, No.49, 11-22</p> <p>高島 勲, 本多 朔朗, 和田 哲, 1987, 八幡平葛根田-大松倉沢および周辺地域の地熱活動史と熱水系-熱ルミネッセンス法による変質岩の年代測定の地熱探査への応用-. 日本地熱学会誌, 9, 43-55</p>	

文献番号	TL-03
文献の種	要旨
文献題目	石英の熱発光を用いた葛根田地熱地域の熱履歴
掲載誌名	日本地熱学会学術講演会講演要旨集
発表年	1997年
研究対象地域	葛根田地熱地域
研究対象	玉川溶結凝灰岩
研究手法	石英の発光過程、放射線エネルギーの蓄積過程の解析
内容	<p>葛根田地熱地域に分布する火山砕屑岩中の石英の発光過程と放射線エネルギーの蓄積過程の解析を行い、葛根田地域の古地温履歴の解明を行った。</p> <p>熱発光挙動が電子中心濃度に対して一次反応と仮定すれば、各試料のL,M,Hピークそれぞれについての放射線エネルギーの備蓄過程と熱刺激による発光過程を表現する速度式を得ることができる。</p> <p>Mピークに比べて精度よく測定可能なLピークとHピークの速度式を用いて、各試料が被った温度、時間について評価した。</p>
まとめ・課題	<p>葛根田地域では283K~303Kの温度範囲で、その持続時間は29~154kyの範囲にあり、L,M,Hをあわせた総熱発光量が大きい試料ほど温度が低く、また持続時間が長かった。</p> <p>試料は地表試料を用いているので温度と時間は削剥により岩石が地表に露出してほぼ年平均気温に冷却されてからの経過時間を示していると考えられる。</p>
主要な引用文献	-

文献番号	TL-04
文献の種類	講演要旨
文献題目	噴火活動による地質環境への影響調査(その1)ー岐阜県北部、水鉛谷給源火道周辺の熱履歴ー
掲載誌名	日本火山学会講演予稿集
発表年	1997年
研究対象地域	岐阜県北部
研究対象	花崗斑岩
分析手法	薄片観察、熱残留磁気測定、TL年代測定、XRD
内容	<p>火道規模、長径600m×短径500m</p> <p>熱史と地質データから火道周辺における熱的影響範囲は、</p> <ol style="list-style-type: none"> ①高温変成鉱物の生成 ②熱残留磁気の獲得 ③電子トラップの解消 ④熱水変質鉱物の生成 <p>の順に広がると考えられる。</p> <p>薄片観察の結果、火道壁から10cm間に石英の再結晶化が見られ、熱変成作用が及んでいると推定。</p> <p>熱残留磁気測定の結果、火道内及び火道周辺の磁化方位はブリュンヌ正磁極期に相当し、約500°C以上の温度でbankingされた範囲は、火道から10m程度と推定。</p> <p>TL年代測定法の結果、火道から最大200mの範囲までは火道の年代値(0.26Ma)に近い値が得られており、この範囲で約300°C以上に達したと推定。</p> <p>XRDの結果、火道壁近傍にセリサイトが、その周辺では全体にセリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物が認められた。</p>
まとめ・課題	<ul style="list-style-type: none"> ・火道規模からみて広範囲に熱的影響が及んだといえる。 ・鏡下におけるマイクロクラックが火道から最大200mの範囲で発達していることから、熱や流体がこれらの微細なクラックを通して移動した可能性がある。 ・熱残留磁気測定の結果、火道内及び火道周辺の磁化方位はブリュンヌ正磁極期に相当し、約500°C以上の温度でbankingされた範囲は、火道から10m程度と推定。 ・TL年代測定法の結果、火道から最大200mの範囲までは火道の年代値(0.26Ma)に近い値が得られており、この範囲で約300°C以上に達したと推定。 ・XRDの結果、火道壁近傍にセリサイトが、その周辺では全体にセリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物が認められた。
主要な引用文献	-

文献番号	TL-05									
文献の種類	講演要旨									
文献題目	熱ルミネッセンス法による雲仙火山新期溶岩ドームの年代測定—2万年より若い溶岩ドームの活動史復元—									
掲載誌名	地球惑星科学関連学会合同大会予稿集									
発表年	1999年									
研究対象地域	雲仙火山									
研究対象	溶岩ドーム									
研究手法	石英ルミネッセンス法									
内容	<p>雲仙火山のうち、新期溶岩ドーム群の年代値はほとんどわかっていないのが現状である。そこで、妙見岳火山、普賢岳火山、眉山火山を形成する溶岩ドームの噴出年代を石英ルミネッセンス法を用いて調べた。</p> <table border="1"> <tr> <td>K-Ar年代値</td> <td>妙見岳火山・・・25および28ka (Watanabe et al., 1993) より若い。</td> </tr> <tr> <td rowspan="4">TL法</td> <td>国見岳・・・20.4±2.0ka</td> </tr> <tr> <td>妙見岳火山・・・14.0±0.9ka</td> </tr> <tr> <td>普賢岳火山・・・3.8±0.3ka</td> </tr> <tr> <td>風穴溶岩・・・3.4±0.4ka</td> </tr> <tr> <td></td> <td>天狗山溶岩・・・3.8±0.3ka</td> </tr> </table>	K-Ar年代値	妙見岳火山・・・25および28ka (Watanabe et al., 1993) より若い。	TL法	国見岳・・・20.4±2.0ka	妙見岳火山・・・14.0±0.9ka	普賢岳火山・・・3.8±0.3ka	風穴溶岩・・・3.4±0.4ka		天狗山溶岩・・・3.8±0.3ka
K-Ar年代値	妙見岳火山・・・25および28ka (Watanabe et al., 1993) より若い。									
TL法	国見岳・・・20.4±2.0ka									
	妙見岳火山・・・14.0±0.9ka									
	普賢岳火山・・・3.8±0.3ka									
	風穴溶岩・・・3.4±0.4ka									
	天狗山溶岩・・・3.8±0.3ka									
まとめ・課題	<p>普賢岳のような2万年より若いドーム火山での年代測定は、火山噴火予知の観点から重要性が指摘されていたにもかかわらず、適当な測定方法がなかった。</p> <p>熱ルミネッセンス年代測定は、そのような対象について千年単位の分解能で測定できることが証明できたと言える。</p>									
主要な引用文献	Watanabe et al., 1993 (詳細は不明)									

文献番号	TL-06
文献の種類	原著論文
文献題目	Evaluation of cooling history of the quaternary Takidani pluton using thermoluminescence technique.
掲載誌名	Proceeding World Geothermal Congress
発表年	2000年
研究対象地域	北アルプス
研究対象	滝谷花崗岩
研究手法	石英のサーモルミネッセンスおよびESR分析
内容	<p>●TLとESRについて</p> <ul style="list-style-type: none"> ・第三紀の火山岩・火砕岩の閉鎖年代の情報を得るためにESR, TL法(Takashima,1985)。 ・TL法は、熱に対して敏感で最終の熱イベントもしくは冷却率の記録をよく残している。→地熱地域への応用例(Nannbu et al., 1996; Tsuchiya et al., 1998など)。 <p>●滝谷花崗岩(Harayama, 1992, 1994)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・地表に露出している地球上で最も若い花崗岩。 ・Rb-Sr法, K-Ar法より350°C以上の領域において冷却率が求められた。 ・フィッシュトラック法により200°C付近の冷却年代が求められた。 ・滝谷花崗岩は第四紀において速い速度で上昇した。 ・ジルコンフィッシュトラック年代(0.80±0.02Ma), K-Ar年代1.2~1.1Ma。 <p>●分析方法</p> <ul style="list-style-type: none"> ・74-250 μmに粉碎した試料からピッキングにより石英を分取。石英粒は、40%HF処理, およびHCl処理。 ・TL法: 室温にて20°C/minにて350°Cまで加熱。 ・ESR法: E' 中心は0.079mT, 100kHz, 室温。Al信号, Ti中心は0.05mT, 100kHzにて, 10mW, 77K。 ・人工照射: 320°C, 1hでアニーリング後⁶⁰Coを照射(753Gy, 0.309Ckg-1h,72時間)。 ・年間線量: TDLs(CaSO4)を岩石中に2ヶ月間埋設。および岩石のK・U・Thの分析値より年間線量を算出。年間線量: 0.2mGy/y。 <p>●結果</p> <ul style="list-style-type: none"> ・石英の熱ルミネッセンス(fig. 2)。 ・石英のESRスペクトル(fig. 3)。 ・人工照射による熱ルミネッセンス(fig. 4)。 ・TLをもちいて得られたパレオドースは172-281Gy(fig. 5)。 ・得られたTL年代は104Ka, 152Ka, 90Ka。 ・β線の見積もりは、石英粒のサイズに左右される(Mejdahl,1979)→年代値に影響。
	<p>Figure 2 Examples of thermoluminescence glow curves.</p>
	<p>Figure 4 Thermoluminescence growth curves.</p>

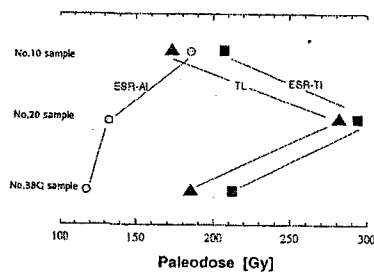


Figure 5 Paleodose of selected three samples of Nos. 10, 20 and 38Q obtained using TL, ESR-Ti and ESR-Al centers.

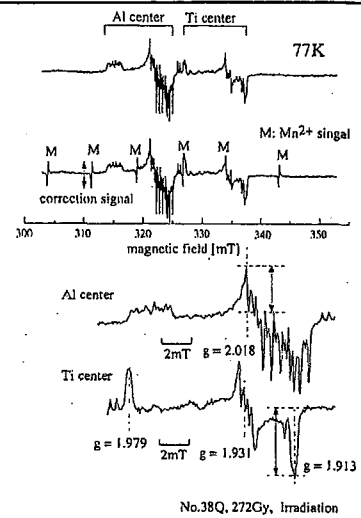


Figure 3 Examples of ESR spectra.

まとめ・課題

- ・滝谷花崗岩のTL法による年代(閉鎖温度70°C: fig. 6)は, 91-152Ka。
- ・TLとESRのTi中心により求められたパレオドースは同程度。Al中心はこれらに比べて弱い。
- ・滝谷花崗岩の上昇初期の冷却速度は600°C/Myと見積もられ(fig. 7), 後期においては200°C/Myとなる。

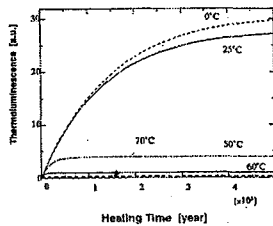


Figure 6 Relationship between heating time and thermoluminescence intensity calculated from equation (2).

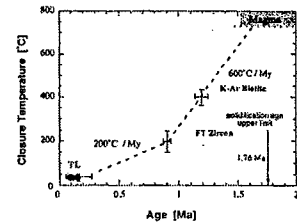


Figure 7 Cooling history of the Takidani pluton. (K-Ar and FT ages are quoted after Harayama, 1994)

主要な引用文献

Harayama, S., 1992, Youngest exposed granitoid pluton on the Earth: Cooling and rapid uplift of the Pliocene-Quaternary Takidani Granodiorite in the Japan Alps, Central Jpn. Geology, vol.20, pp.657-660

Harayama, S., 1994, Cooling history of the youngest exposed pluton in the world-The Plio-Pleistocene Takidani granodiorite (Japan Alps, central Jpn)-Memoirs Geol. Soc. Jpn. No.43, pp.97-97

Mejdahl, V., 1979, Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains. Archaeometry, Vol.21, pp.61-72

Nannbu, M., Mikami, K., Tsuchiya, N. and Nakatsuka, K., 1996, Thermoluminescence of quartz in the borehole cores from the Minase geothermal area, Akita Prefecture, Japan. Jnl. Geotherm. Res. Soc. Japan., Vol. A184, pp.366-389 (原文日本語)

Takashima, I., 1985, Thermoluminescence dating of volcanic rocks and alteration minerals and their application to geothermal history. Bull. Geol. Sur. Jpn, Vol.36, pp.321-366

Tsuchiya, N., Suzuki, T. and Nakatsuka, K., 1998, Evaluation of geothermal activity using thermally stimulated and radiation storage processes of quartz. Proc. Water-Rock Interaction-9, pp.701-704

3. ESR法

文献番号	著者	発行年	タイトル
ESR-01	豊田ほか	1990	貫入岩体付近の変成岩のESRによる熱履歴評価
ESR-02	Toyoda and Ikeya	1991	Thermal stabilities of paramagnetic defect and impurity centers in quartz; basis for ESR dating of thermal history
ESR-03	谷ほか	1999	貫入岩花崗岩体の熱史の解明-ESR年代測定法の第四紀地質への展開-
ESR-04	谷ほか	2000	電子スピン共鳴による野島断層コア試料の熱履歴調査(Sf-004)(演旨)
ESR-05	Mizugaki	2000	ESR dating of quartz veins:cooling history of a hydrothermal system
ESR-06	谷ほか	2001	ESR法による野島断層平林NIEDコアの熱履歴調査
ESR-07	福地ほか	2002	ESR解析による断層摩擦発熱温度の推定——野島断層と高速剪断実験結果を例として——

文献番号	ESR-01
文献の種類	原著論文
文献題目	貫入岩体付近の変成岩のESRによる熱履歴評価
掲載誌名	地球
発表年	1990年
研究対象地域	大阪府
研究対象	貫入岩体, ホルンフェルス, 非変成泥岩(図2)
研究手法	ESR(電子スピン共鳴)年代測定法
内容	<p>●1次元熱拡散方程式による熱の流れ(蓄積線量と温度)の解析の検討 温度1200°C, 幅50mの貫入岩体を仮定。熱伝導係数3.3(J/m²·s·k)、密度2.6×10³(kg/m³)、比熱840(J/kg·K)(Calc and Naeser,1973)から熱拡散係数を1×10⁻⁶(m²/s)とする。</p> $\frac{dT}{dt} = \kappa \frac{d^2T}{dx^2} \quad (1)$ <p>T: 温度, t: 時刻, x: 距離 (1)式により岩体貫入後のいくつかの時点での温度-距離の関係は図3となる。</p> $\frac{dN}{dt} = \alpha D - \frac{N}{\tau} \quad (2)$ <p>N: 結晶中の蓄積線量, α: 欠陥生成効率, D: 年間線量率, τ: 不対電子を捕らえた欠陥の平均寿命。平均寿命は温度の関数であり、(3)式のようにあらわす事が出来る。</p> $\tau = \tau_0 \exp \frac{E}{kT} \quad (3)$ <p>T: 絶対温度, k: ボルツマン定数, E: 活性化エネルギー, τ₀: 寿命に関する定数 (1)式から求めたある時点での温度について(3)式を用いて平均寿命を計算し、これを(2)に代入すれば蓄積線量の変化を計算することが出来る(図4-b, c)。</p> <p>貫入前の蓄積線量を50kGy, 年間線量率を5mGy/yと仮定, Eとτ₀を図4-b(未公表データより, 図4-c(Shimokawa and Imai, 1987)として計算。 解析の結果次のことが明らかになった。 ①幅50mの貫入岩体の熱が格子欠陥中の不対電子に与える影響は, 岩体から200mはなれたところまで及ぶ。 ②距離による蓄積線量の差は, 1000万年後にまで見られ, 十分時間が経つと差は消失する。</p>

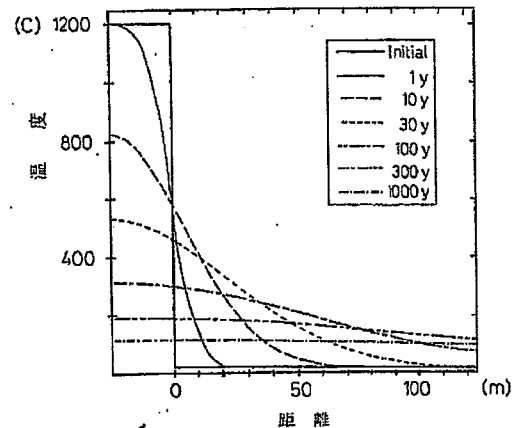


図3 1200°C, 幅50mのマグマが貫入した後の数値計算による

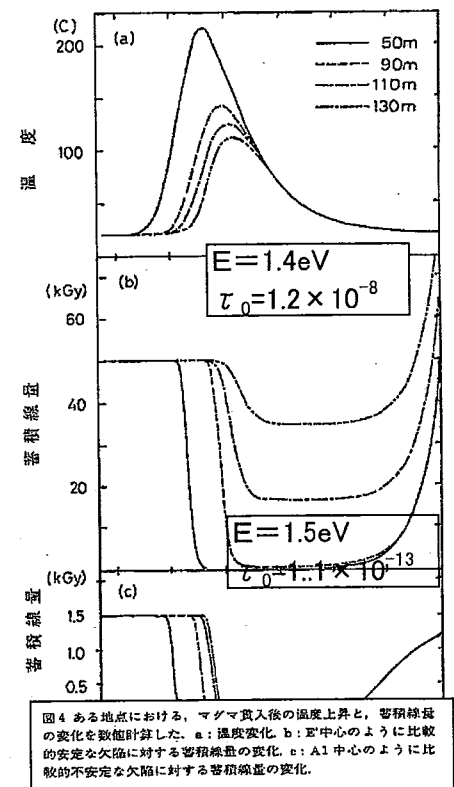


図4 ある地点における, マグマ貫入後の温度上昇と, 蓄積線量の変化を数値計算した。a: 温度変化, b: E中心のように比較的安定な欠陥に対する蓄積線量の変化, c: A1中心のように比較的不安定な欠陥に対する蓄積線量の変化。

● ESR測定結果

- ① ESRスペクトル(図6)
- ② ESR強度と距離の関係(図7a)
- ③ 蓄積線量の分布(図8)

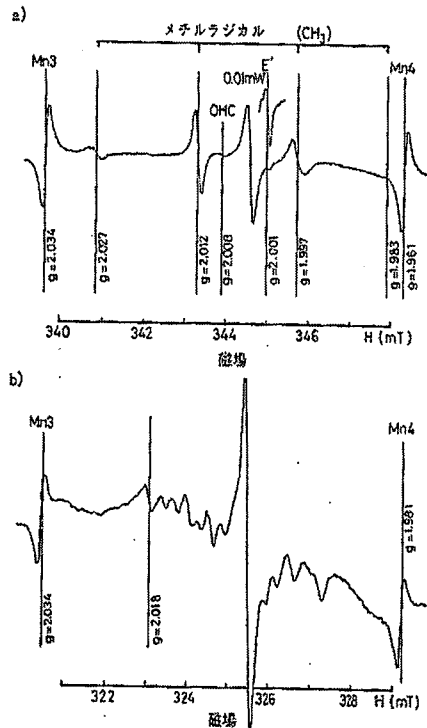


図6 a: 室温測定, b: 液体窒素温度測定 (77K) による ESR スペクトル E'中心, 酸素正孔中心 (OHC), 1:3:3:1の強度比のメチルラジカル, A1中心の信号がそれぞれみられる。

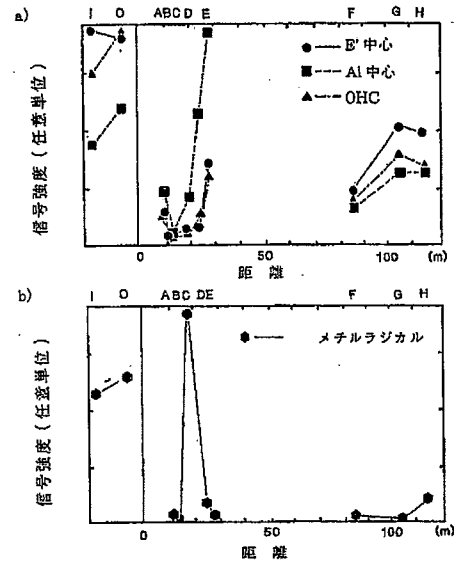


図7 a: E'中心, 酸素正孔中心 (OHC), A1中心, b: メチルラジカルの ESR 信号強度の相対値を貫入岩体からの距離の関数として示した。

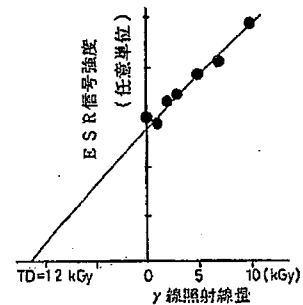


図8 γ 線を照射したときの E'中心信号強度の増加の例 (D地点). 外挿した飽和曲線が横軸と交わる点が蓄積線量を示す。

● 推定される熱履歴

- ① 貫入岩体は200~500万年前に形成。E'中心から求められた相被曝線量と、年間線量率:2~5mGy/y貫入岩体にごく近い部分では石英の再結晶のために、欠陥性成功率が低いので、ESR信号強度は小さくなり、比較的遠い地点では貫入時の応力で結晶内に歪みが溜まり、欠陥性成功率が高くなって信号強度が大きくなった。

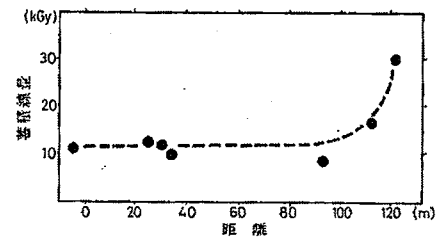


図9 各地点で E'中心信号強度から得られた蓄積線量を距離の関数として示した。この結果は、図4bで示された熱履歴のモデルで説明される。

まとめ・課題

- ・熱拡散方程式による熱史の解析で活性化エネルギーや平均寿命に関する定数の誤差の影響が外挿して平均寿命を算出する低温では大きくなる。
- ・1次元熱拡散方程式による熱解析ではモデルが単純化されすぎている。
- ・試料中に含まれる石英中の欠陥をESRで測定することで、その地域の熱履歴を追うことができる。
- ・鉱物組成変化からは捕らえることの出来ない程度の温度上昇の様子を、ESR年代測定法で推定できる可能性がある。
- ・パラメータが正確に決められるようになれば、蓄積線量の空間分布から変成の過程における熱履歴を定量的に議論することが可能になる。

主要な引用文献

Calc, L.C., and Naeser, C.W., 1973, *Journal of Geology*, 8, 189-198.
Shimokawa, K., and Tanaka, K., 1987, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 115-119.

文献番号	ESR-02
文献の種類	原著論文
文献題目	Thermal stabilities of paramagnetic defect and impurity centers in quartz: Basis for ESR dating of thermal history.
掲載誌名	Geochem.J.
発表年	1991年
研究対象地域	試料・採取地: 万成花崗岩・岡山県
研究対象	石英
研究手法	ESR年代法
内容	<p>万成花崗岩中の石英を対象に、常磁性欠陥格子および不純物センターの熱安定性に関する等温および等磁的検討を行った。</p> <p>検討に際しては、①150~420°C/480分、②430°C/30分→300°C/15分、③400~500°C/30分→300°C/15分の3条件についてアニーリング処理を実施し、各試料に対してESR強度の測定を行った。</p> <p>条件①では常磁性格子欠陥および不純物センターの熱安定性、②ではE'センターにおけるガンマ線doseの推定、③では酸素原子欠陥の熱安定性に関するデータが得られた。</p> <p>検討の結果、E'、AlおよびTiでは、冷却速度を10°C/Maと見積もった場合、それぞれ91°C、78°C、31°Cで年代値がリセットされる(閉鎖温度である)ことが明らかとなった。</p>

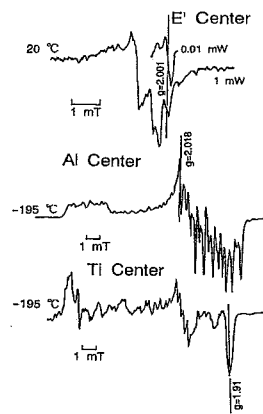


Fig. 1. Representative ESR signals of E', Al, and Ti centers observed in quartz from the Mannari granite. The peak to peak height of $g=2.001$ at room temperature with a microwave power of 0.01 mW, and that of $g=2.018$ at liquid nitrogen temperature with a microwave power of 5 mW were taken as the intensities of E' and Al centers, respectively. The peak to base height of $g=1.91$ at liquid nitrogen temperature was taken as the intensity of Ti centers.

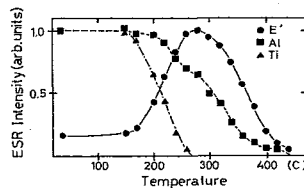


Fig. 2. Plot of ESR intensity versus temperature showing the results of isochronal annealing experiments. The ESR intensities of Al and Ti centers decrease at 220°C and at 170°C, respectively, while the intensity of E' centers increases between 170°C and 280°C, and then decreases above 300°C. The heating duration is 15 min. for each temperature step.

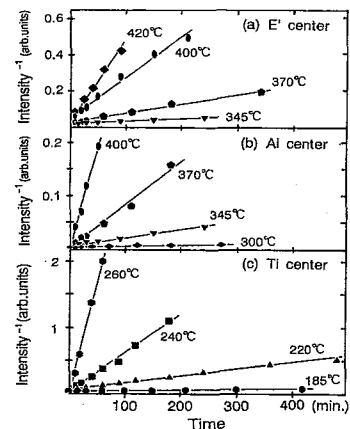


Fig. 3. Plots of reciprocal ESR intensity versus time showing the results of isothermal annealing experiments for E', Al, and Ti centers. The data points for E', Al, and Ti centers lie on straight lines indicating that they are defined by second order decay kinetics.

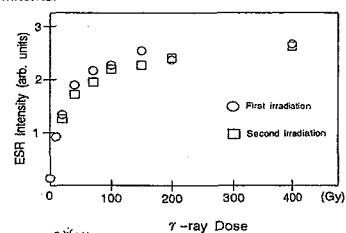


Fig. 4. Plot of ESR intensity versus the γ ray dose showing the intensity of E' centers increasing with γ ray dose. The intensity was measured after γ ray irradiation followed by heating at 300°C. After γ ray re-irradiation and heating, the intensities of E' centers, as the sum of two doses, lie on the same curve. The intensity of E' centers records γ ray dose as long as the quartz samples are not heated above 300°C. The saturation value corresponds to the amount of oxygen vacancies.

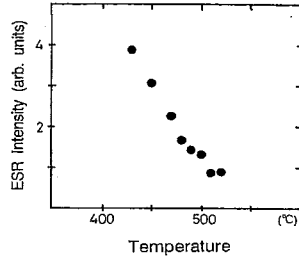


Fig. 5. Plot of ESR intensity versus temperature showing the decrease of E' intensity by heating corresponding to the decrease of oxygen vacancies. The amount of oxygen vacancies decreases above 400°C. The heating duration for this experiment is 30 min.

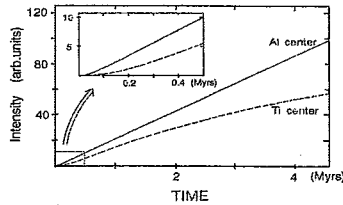


Fig. 7. Plot of ESR intensity versus time showing the calculated intensity of Al (solid line) and Ti (broken line) centers in quartz after intrusion of a dike 500 m wide at 1200°C. The differential eq. (7) was integrated numerically by the Runge-Kutta method using constant production rates up to 100 Gy and an annual dose rate of 3 mGy/y. The temperature decrease was calculated assuming one-dimensional heat flow and a heat diffusion coefficient of $1.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. The closure temperature is obtained by extrapolating the linear increase of the defect concentration to the zero ordinate. The signal intensity of Al centers increases linearly, while that of Ti centers shows a saturation effect.

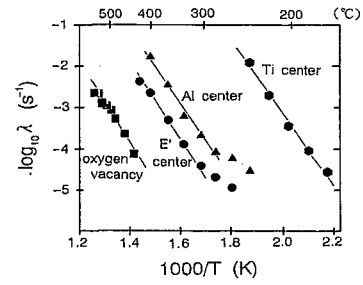


Fig. 6. Arrhenius plots of the decay factors of E', Al, and Ti centers and of oxygen vacancies in quartz. The decay factors of oxygen vacancies were calculated assuming a second order reaction. The activation energies and pre-exponential factors obtained from the linear regression fits to the data are shown in Table 1.

Table 2. Closure temperatures of quartz calculated by eq. (7) for two cases of cooling

CASE 1: The reciprocal of absolute temperature is linear as indicated by Dodson (1973).

β^* (/deg Myr)	Cooling Rate (deg/ Myr)	Closure temperature (°C)		
		E' centers	Al centers	Ti centers
10^{-4}	10	91	78	31
10^{-3}	100	123	110	55
10^{-2}	1000	162	149	82

*This parameter is defined in eq. (8).

CASE 2: A dike intrusion at 1200°C. It is assumed that the ESR dating procedure is made at the time when the rock cools down to 27°C.

Width of dike (m)	Closure temperature (°C)		
	E' center	Al center	Ti center
30	365	351	157
100	261	241	48*
300	183	140	28*
700	111	58*	27*

*The accumulation of centers in quartz shows saturation like the accumulation of Ti centers in Fig. 7.

まとめ・課題	石英の熱作用による影響に関し、E'、Al、Tiの包括的な検討が必要である。 ESR法を用いた岩石の熱履歴を検討する場合、センター毎の年代値を用いる必要がある。
主要な引用文献	Ikeya, M. (1975): Dating of a stalactite by electron paragenetic resource. Nature, 255, p48- Ikeya, M. (1988): Dating and Radiation Dosimetry with Electron Spin resonance. Magn.Reson.Rev., 13, p91-134. Ikeya, M. (1983): ESR studies of geothermal boring cores at Hachobara power station. Jpn.J.Appl.Phys., 22, L763-769. Harison, T.M., Armstrong, R.L., Naeser, C.W. and Harakal, J.E. (1979): Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near PrinceRupert, British Columbia. Can.J.Earth Sci., 16, p400-410. Levy, P.W. (1984): Thermoluminescence systems with two or more glow peaks described by anomalous kinetic parameters. Nucl.Inst.Method Phys.res., B1, p436-444.

文献番号	ESR-03	
文献の種類	原著論文	
文献題目	貫入花崗岩体の熱史の解明-ESR年代測定法の第四紀地質への展開-	
掲載誌名	月刊地球/号外	
発表年	1999	
研究対象地域	ロシア・コーカサス地方	
研究対象	Eldzhurtinsky花崗岩	
研究手法	ESR年代測定法	
内容	<p>(原理)</p> <p>ESR信号強度から過去に被爆した線量(蓄積線量)を得る方法には、付加線量法(図1-a)と再現法(図1-b)の2つがある。自然放射線の線量率を考慮すると、蓄積線量から年代が得られる(Ikeya, 1993; Grun, 1989)。簡単な為、欠陥は一次過程に従って消滅するとすると、図1に示した成長曲線は次の式に従う。</p> $\frac{dn}{dt} = aD - n/\tau \quad (1)$ <p>nは欠陥量(ESR信号強度に比例), aは欠陥の生成効率, Dは線量率である。寿命 τ は温度の関数で以下の式で表す事が出来る。</p> $\tau = 1/\nu_0 \text{Exp}[E_\alpha/K_\beta T] \quad (2)$ <p>E_α は活性化エネルギー、ν_0は振動数因子、K_βはボルツマン定数、Tは絶対温度である。</p>	<p>図1 年代測定法の原理。(a) 付加線量法。成長曲線の外挿により蓄積線量を得る。(b) 再現法。成長曲線から信号強度に対応する蓄積線量を得る。</p>
	<p>ある冷却速度を持つ岩体が冷えていくときに、岩体中の試料が示す見かけ上の年代変化を図2に示す。冷却速度 c は一定の値であるとする。冷却速度が速いとほぼ直線となり、直線の傾きは冷却速度に対応している。一方、冷却速度が遅くなると曲線が立ち上がってくる。</p> <p>図2は、常磁性欠陥の活性化エネルギーと振動数因子が分かっているならば、ある温度で保たれていた試料を測定する事により、冷却速度を評価できる事を示している。</p>	<p>図2 ある冷却速度を持つ岩体中の試料の見かけ上の年代の変化。横軸は現在の温度で、図に示してある k は温度が1度下がるのに要する時間を表している。c は冷却速度である。この計算では活性化エネルギーが1.5eV、振動数因子が $2.6 \times 10^{11}/s$ とした。</p>

(熱史解明の手法)

石英中の酸素空格子に関係したE'中心という常磁性欠陥は、式(1)、(2)の形では表せない複雑な振る舞いをする。E'の中心を用いた熱史の研究はすでにいくつかの報告がある(McMorris, 1970; Toyoda, 1993)。加熱前の信号強度を I_1 、加熱後の最大信号強度を I_2 とすると、その比 I_1/I_2 は試料の保存温度に対応している事が知られていることから、コア試料の保存温度の推定に用いる事が出来ると考えられる。

(適用例)

- ・ロシア・コーカサス地方のEldzhurtinsky花崗岩へのボーリングコアから石英を抽出した。試料は山側と谷側の二ヶ所から得られた。
- ・線量率を見積もる為に自然放射性同位元素(U, Th, K)の定量測定を行った。
- ・ESR測定を行い信号強度を得た。スペクトル図(図5)、E'中心の信号強度の深さ依存性。
- ・山側コアの637mは熱水による局部加熱による影響により信号強度が小さくなっている。
- ・測定温度と I_1/I_2 の関係(図7)。
- ・山側・谷側試料のESR信号強度の違い(図8)。
- ・モデル解析による冷却速度と年代値(図9)。
- ・山側と谷側の削剥量の検討。

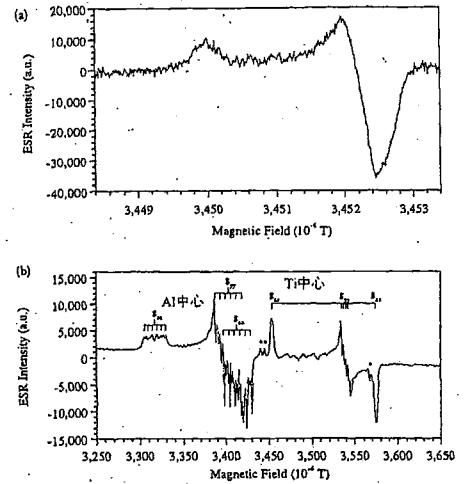


図5 ESRスペクトル。(a) E'中心。(b) Al中心とTi中心。ESRパラメータであるg値が図に示されている。Al中心ではAl原子の核スピンのため、それぞれの信号は6つに分裂している。また、Ti中心ではその近傍にいるLi原子による分裂が g_{yy} に見えている。

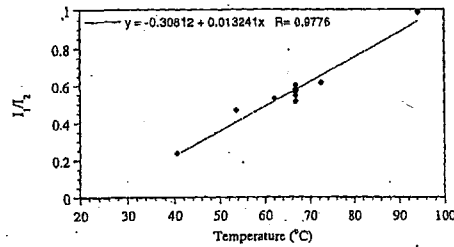


図7 谷側コアで測定された温度と I_1/I_2 信号比の関係。40℃から90℃の間であれば、直線的な関係式で結ばれることがわかる。この関係を用いて、山側コアの保存温度の決定を行った。

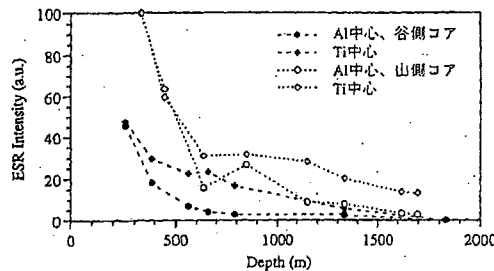


図8 Al中心とTi中心の信号強度の深さ依存性。谷側コアの方が信号強度が小さい。

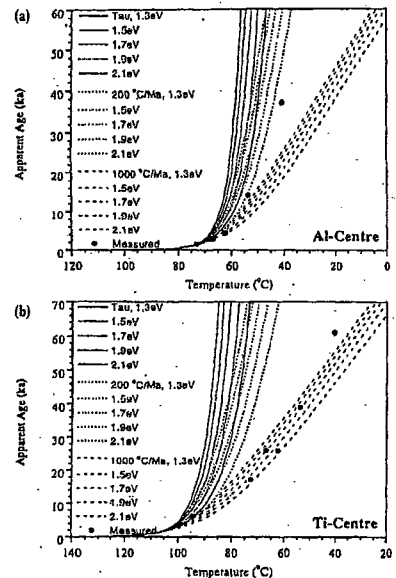
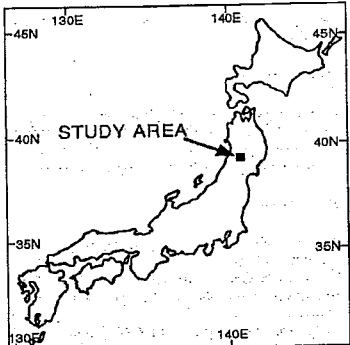
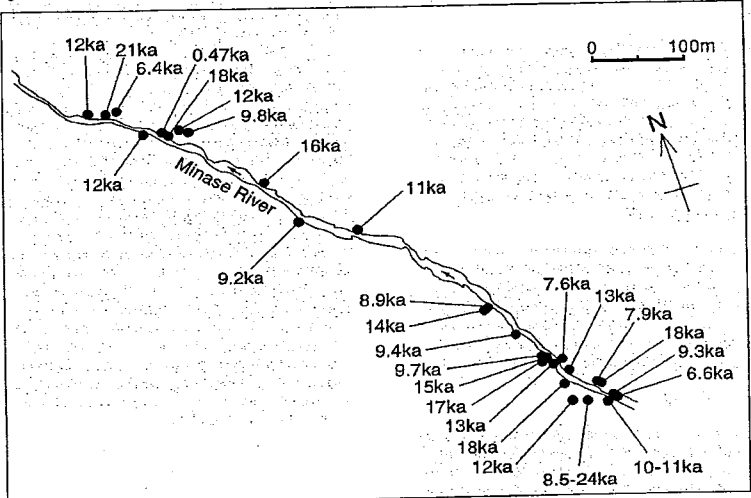


図9 (a, b) 一定の冷却速度をもつときの見かけ上の年代と保存温度の関係。温度が低くなると直線となり、傾きは冷却速度を示す。黒丸は谷側コアのデータ点を示している。

まとめ・課題	<ul style="list-style-type: none"> ・花崗岩の石英のE'中心は長時間積算を行うと測定することができる。 ・谷側コアでは加熱前後のE'中心の信号比I1/I2は資料の保存温度と相関があり、同じ岩体のほかの地点の石英の保存温度の推定に利用できる。 ・すべてのESR信号は山側の花崗岩体の温度勾配が谷川のものに比べて穏やかであることを示している。 ・谷川コアでの冷却速度は約580°C/Ma, 削剥速度は約5.5mm/aとなった。山側コアではおよそ170°C/Maと2.5mm/aとなった。 ・本研究でESR法による岩体の温度, 冷却速度, 削剥速度の評価の可能性が示された。 ・常磁性欠陥の熱安定性に関する研究や, 温度圧力条件の異なる系での欠陥の生成過程の解明が必要。
主要な引用文献	<p>M. Ikeya, 1993, New Applications of electron spin resonancientific-dating, dosimetry</p> <p>R. Grun, 1989, Quat. Int., 1, 65-109</p> <p>D.W.McMorris, 1970, Nature, 226, 146-148</p> <p>S. Toyoda et al., 1993, Appl. Radiat, Isot., 44, 227-231</p> <p>R. Grun et al.,1999, J.Geophys. Res.,101,17531-17549(に本研究の詳細)</p>

文献番号	ESR-04
文献の種類	講演要旨
文献題目	電子スピン共鳴による野島断層コア試料の熱履歴調査
掲載誌名	地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 (CD-ROM)
発表年	2000年
研究対象地域	兵庫県南部
研究対象	野島断層コア試料(花崗閃緑岩)
研究手法	ESR
内容	断層を貫通した連続コア試料をもとに、50mおきに石英粒子を取り出し、電子スピン共鳴により放射線により誘起された欠陥濃度分布を調査し、コア全体を通じた熱履歴調査を行った。 石英に見られる放射線誘起欠陥のAl やTi中心は液体窒素温度測定で、E'中心などは室温測定で検出された。
まとめ・課題	・250～300m付近において明らかに熱を受けているという結果を得た。 ・断層ガウジ付近(625m)の試料では、信号のばらつきが見られた。同様の深度における熱の影響がFT法でも確認されている(Tagami, 2000)。
主要な引用文献	Tagami, T., 2000, Proceeding of the international workshop on the Nojima fault core and borehole date analysis.

文献番号	ESR-05
文献の種類	講演要旨
文献題目	ESR dating of quartz vein: Cooling history of a hydrothermal system
掲載誌名	Proceedings World Geothermal Congress 2000
発表年	2000
研究対象地域	秋田県南東部、小安大噴騰南0.5kmおよび上の岱地熱発電所東5kmの地域(皆瀬川)
研究対象	石英脈の年代による地熱系変動時間スケールの検討
研究手法	ESR年代法
内容	<p>秋田県の皆瀬川河床の石英脈群について、40試料のESR年代測定を実施した。40試料のうち、5試料は強磁性シグナルが強すぎて測定できなかった。測定年代はAl中心年代であり、年代測定の結果は6.4~24kaの年代値、特に1試料は0.47kaの値を示した。</p> <p>このうち、6.4~24kaのものは、同一の脈から得られたものであり、整合的である。0.47kaを示す試料は、強磁性を示して年代値の得られなかった石英により充填された割れ目帯中の岩片に胚胎する脈試料である。</p> <p>したがって、年代値測定等の結果より、本地域の主な地熱活動は15±9Ka、その後0.47kaに割れ目帯を形成した熱水活動が生じたと考えられる。</p> <p>Alセンターの安定性については、Shimokawa(1989)等の報告があり、200°CでAlセンターのシグナル強度は減少し、300°Cで完全にアニールされるとされる。またFalgueres et al.(1991)によれば180°C16時間でのアニーリングではAlセンターの初期強度は20%減少、Ikeya(1991)によればAl中心年代の閉鎖温度は149°C(1°C/ka)と報告されている。</p>
	 <p>Figure 1. Locality of study area.</p>  <p>Figure 2. Sampling points and ages.</p>

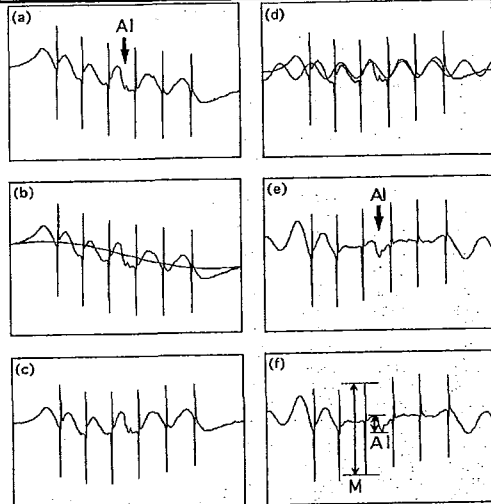


Figure 3. Compensation procedure of paramagnetic impurity signals. Al:Al center signal. (a)obtained spectrum. (b)curve fitting to Fe signal. (c)result of subtraction. (d)curve fitting to Mn signal. (e)result of subtraction. (f)measured Al signal intensity (AI) is normalized by marker signal intensity (M).

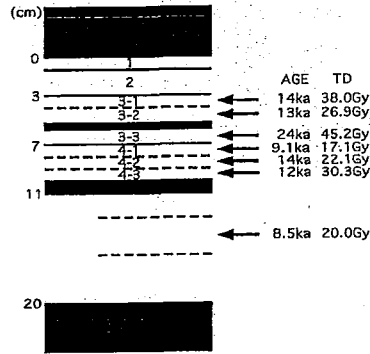


Figure 4. TDs and ages of a 20 cm thick quartz vein.

まとめ・課題 一連の活動は6.4~24kaを示すことから、年代誤差については今後検討する必要がある。熱水系の冷却史について議論する場合、第一に誤差が大きい、誤差の要因の種類が多い、第二に閉鎖温度の精度等が挙げられる。

主要な引用文献 Imai, N. and Shimokawa, K. (1989): ESR dating of the tephra "crystal ash" distributed in Shinshu, Central Japan. *Appl.Radiat.Isot.*, 40, p1177-1180.
 Toyoda, S., Goff, F., Ikeda, S. and Ikeya, M. (1995): ESR dating of quartz phenocrysts in the EL Cajete and Battleship Rock Members of Valles Phylolite, Valles Caldera, New Mexico. *J.Volcanol.Geotherm.Res.*, 67, p29-40.
 Falgueres, C., Yokoyama, Y. and Miallier, D. (1991): Stability of some centres in quartz. *Nucl.Tracks.Radot.Meas.*, 18, p155-161.
 Ikeya, M. (1991): *New applications of Electron Spin Resource, dating Dosimetry and Microscopy.* World Scientific, Sigapole., 500p.

文献番号	ESR-06
文献の種類	原著論文
文献題目	ESR法による野島断層平林NIEDコアの熱履歴調査
掲載誌名	防災科学技術研究所研究報告
発表年	2001年
研究対象地域	兵庫県北淡町平林地区
研究対象	コア試料
研究手法	ESR法
内容	<p>1991月17日の兵庫県南部地震後、科学技術庁防災科学技術研究所(NIED)は兵庫県淡路島の北淡町平林地区において1800mの掘削を行い、1,001-1,838mの連続岩石コアの採取に成功した。コア試料の観察から、1,140m、1,300m、1,800m付近において断層破碎帯を確認した。</p> <p>野島断層を貫く平林NIEDコアの解析をESRを用いて試みた。試料は100-200m間隔で採取し、石英のESR信号を測定した。Al中心とTi中心は深くなるにつれて信号強度が小さくなっていくことが確認された。今回動いたと考えられる断層面に最も近い最深部の試料では、Ti中心の信号強度が小さく、試料が何らかの熱の影響を受けているものと考えられる。</p>
	<p>図3 平林 NIED コア試料の ESR 信号強度。Cataclastic rock と母岩 (トナール岩と花崗閃緑岩) の境界を併録で示す。Ti 中心と Al 中心の測定として五回の ESR 測定の結果を平均した。E' 中心の ESR 信号は 3 時間かけて測定してもなお微弱であったので、ノイズレベルを測定とした。</p> <p>Fig. 3 ESR signal intensities in the Hirabayashi NIED core samples. Boundaries between the cataclastic rock and the host rock (tonalite or granodiorite) are shown as horizontal lines in the figures. Error in the Ti and Al centers was the standard deviation for 5 measurements. Error in the E' center was presumed to be noise intensity because the E' center was very weak even after measurements over a period of 3 hours.</p>
	<p>平林GSJコアの結果と比較すると、平林GSJコアでは200-300mの深さで、Al中心もTi中心も信号強度が小さくなる。フィッション・トラックの結果からも、同区間でトラック長の短縮が認められ、熱の影響が示唆されている(Tagami et al., 2000)。しかし、平林NIEDコアの実験結果からは試料が入手できなかった事もあり、その影響が明確に確かめられなかった。等の相違点が挙げられる。</p>
まとめ・課題	<p>クラックの多く入った試料ではAl中心の信号強度が大きくなることが示唆された。E'中心の結果については加熱実験などを行い、検討を進める必要がある。</p> <ul style="list-style-type: none"> ・クラックをたくさん含む試料では、Ti中心の強度はそれほど変化しないのに、Al中心の信号強度が大きくなったりした。→石英中のAl濃度の変化も同時に調べていく必要がある。 ・熱履歴を調べるための手法としてTL法があるが、これもコア解析への応用手法として考えていく。 ・コア全体の熱年代史を考えるのであれば、サンプル採取点の間隔を10-20m程度にする方がより詳しく見ることができることがわかった。 ・断層の摩擦熱による熱の影響を見たい場合は、もっと細かく評価する必要がある、熱履歴の評価ができるような装置を開発することが今後重要であることがわかった。
主要な引用文献	Tagami, T., Murakami, M., Hasebe, N., Kamohara, H., and Takemura, K. (2000), Thermal history analysis of the Nojima fault borehole samples by fission-track thermochronology. GSJ Interim Report No. 61, 183-193.

文献番号	ESR-07
文献の種類	原著論文
文献題目	ESR解析による断層摩擦発熱温度の推定—野島断層と高速剪断実験結果を例として
掲載誌名	地球
発表年	2002年
研究対象地域	野島平林露頭
研究対象	シュードタキライト
研究手法	ESR解析

内容
 (野島平林のシュードタキライト)
 黒色-暗灰色。幅2-3mmの層状構造。両側を花崗岩起源の野島断層ガウジにはさまれている。断層面(N40° E80-90° SE)とほぼ平衡。
 (ESR解析)
 ・測定結果(図2)
 ・シュードタキライト層は信号強度の異なるスメクタイト起源の信号が検出されており、各シュードタキライト層はそれぞれ形成年代が異なる。
 ・200-300mTに顕著な信号が検出され、凝集状態のFe³⁺イオンからなるγ-Fe₂O₃に起因する(石田他, 1983)
 ・断層ガウジをもちいて100-500°Cの各温度で一分間加熱したときのESRスペクトル変化(図3)、強度と加熱によるγ-Fe₂O₃の生成に伴う磁化率の相関を見た(図4)。
 ・集合状態Fe³⁺イオンの信号強度と磁化率は正の相関を示し、加熱と共に増大する(図4B)。

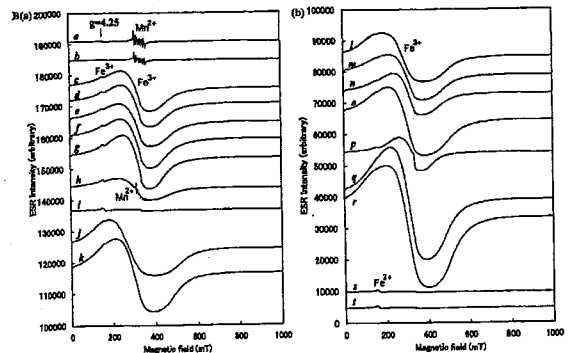
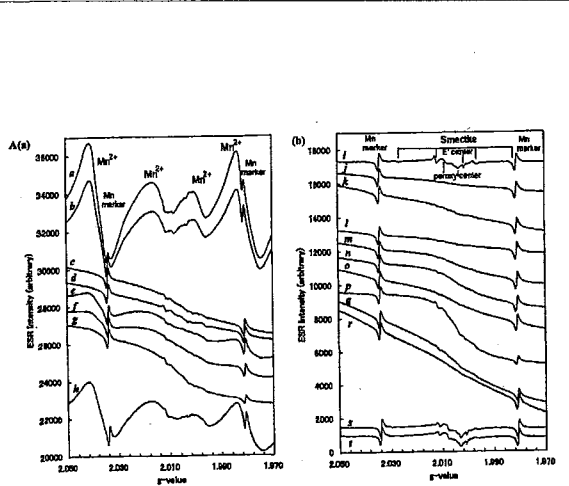


図2 野島シュードタキライトから検出されるESRスペクトル。標尺(縦軸: A) 338±5mT, B) 500±50mT。各スペクトルは10mVで縦軸化されているが、断層ガウジの層のスペクトルは強度が大きすぎるため、1/2倍してある。

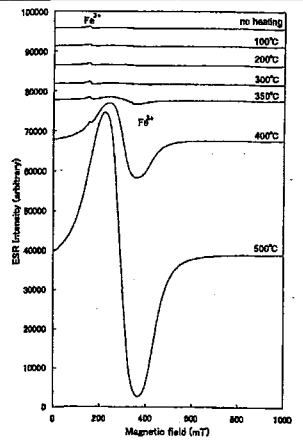


図3 凝集状態Fe³⁺イオンのESR信号の加熱変化。各温度毎に1分間加熱した時の結果を示す。試料は図1中の断層ガウジ1層を使用した。

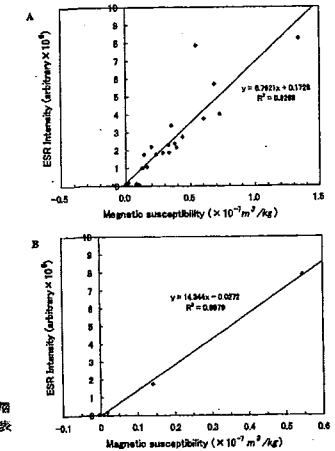


図5 高速剪断摩擦試験後の断層面の状態。A) 剪断されたガウジ表面。B) ガウジを挿入した表面。

(高速せん断摩擦実験による再現)

・野島断層のガウジ試料・車龍埔地震断層の破碎帯試料を用いて高速せん断実験を行い(図4)、シュードタキライトの再現とESR測定を行った。

・実験条件: 8-20 μm 、60°C1日乾燥、リング式高速せん断摩擦試験機。

・実験結果: 回転速度と変位量が一番大きい円周付近は黒色に変色。また脱水反応の痕跡が確認された。

これは、粘土鉱物中の結晶水と結晶に吸着した空気からの吸着水が摩擦熱で搾り出された結果と考えられる。

・ESR解析結果: 円周距離(変位速度)別に得られたESRスペクトル(図6)。変位速度と変位量が大きいほど凝集状態 Fe^{3+} イオンのESR信号強度が増大している。

・今後は、酸処理等により有機酸や Mn^{2+} イオンの除去が必要。

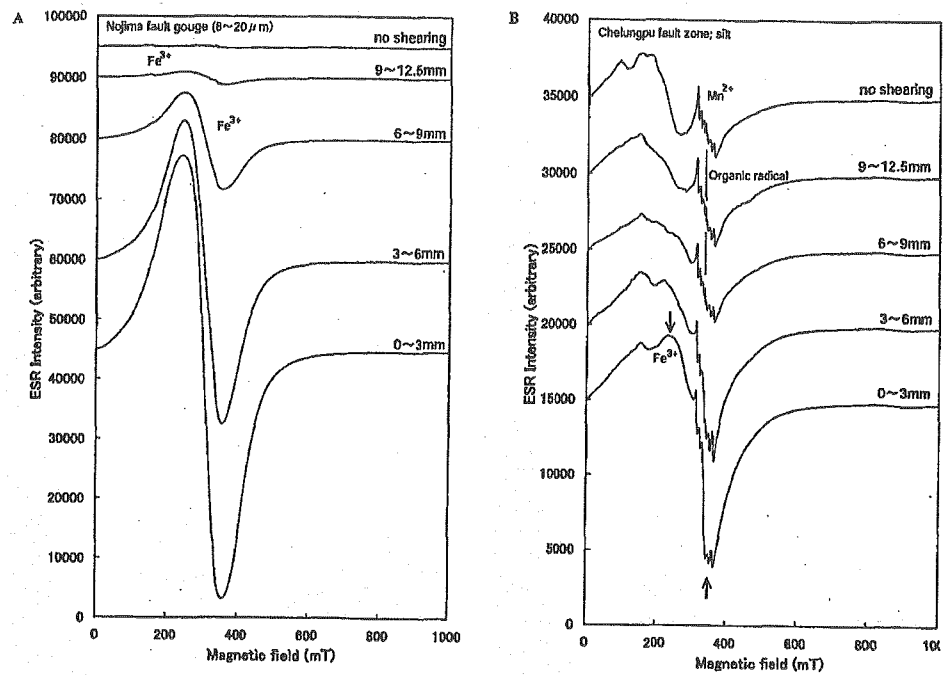


図6 高速せん断摩擦試験後の試料から得られるESRスペクトル。試料: A) 野島断層ガウジ(層), B) 台湾・車龍埔地震断層の断層破碎帯中のシルト。

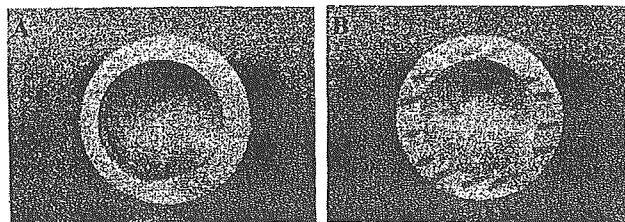


図4 野島シュードタキライト及び断層ガウジから得られる凝集状態 Fe^{3+} イオンの信号強度と磁化率の関係。1000Oe=100mTにおける磁化率を示す。A) 全試料, B) 加熱実験試料。

(摩擦発熱温度の推定)

・加熱実験によって得られる凝集状態 Fe^{3+} イオンの信号の温度変化曲線と、1次元熱伝導方式を組み合わせて計算した断層摩擦発熱時におけるESR信号強度変化(図7)と一致する Φ の値を見つけ、これより摩擦発熱温度変化を求めた。
 ・野島シュードタキライト層にこれを適用すると瞬間最大温度は $600^{\circ}C$ ($\Phi 3.0$)で、誤差は $50\sim 80^{\circ}C$ 程度となった。

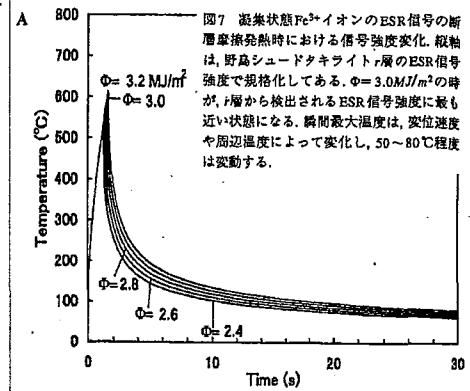
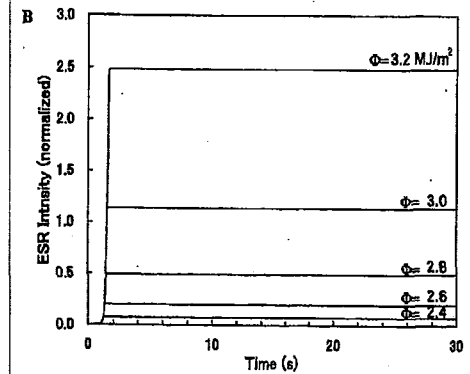


図7 凝集状態 Fe^{3+} イオンのESR信号の断層摩擦発熱時における信号強度変化。縦軸は、野島シュードタキライト層のESR信号強度で規格化してある。 $\Phi = 3.0 MJ/m^2$ の時に、層から検出されるESR信号強度に最も近い状態になる。瞬間最大温度は、変位速度や周辺温度によって変化する、 $50\sim 80^{\circ}C$ 程度は変動する。



まとめ・課題

・ESRスペクトルに現れる凝集状態 Fe^{3+} イオンの信号の解析は、断層摩擦発熱の重要な指標になる。
 ・粘土鉱物を含む断層ガウジでは、断層摩擦発熱を受けてフェリ磁性体が生成し、磁化率と凝集状態 Fe^{3+} イオンのESR信号は増大するので、これらは地震発生時に最も変位量が大きかった断層面を特定するための指標になる。
 ・凝集状態 Fe^{3+} イオンのESR信号を用いると、断層摩擦発熱温度の推定ができる。
 ・野島シュードタキライトの生成には摩擦熱の影響が強く見られ、断層面沿いで脱水反応が起こった可能性が高い。

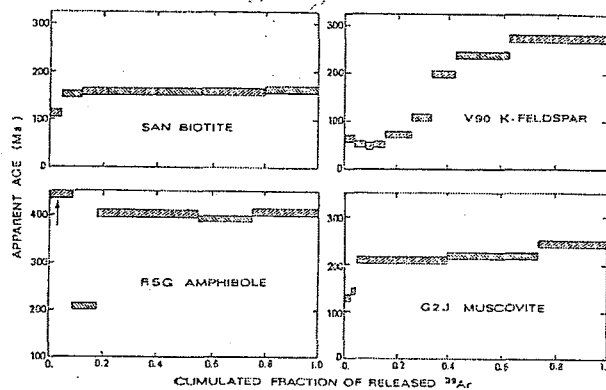
主要な引用文献

石田信伍・他(1983), 粘土化学, 23, 7-17

4. 放射性同位体年代測定法

文献番号	著者	発行年	タイトル
RISO-01	兼岡	1988	^{40}Ar - ^{39}Ar による年代測定—基礎とその問題点—
RISO-02	鹿野ほか	1990	愛媛県八幡浜市大島の變成岩の鉱物組み合わせとK-Ar年代値
RISO-03	松永ほか	1993	肘折カルデラの花崗閃緑基盤岩—K-Ar年代測定結果を基にした熱履歴の検討—
RISO-04	Weizhou et al.	2000	The thermal hirtory of the miarolitic granite at Xincun Fujian Province, China
RISO-05	Heumann et al.	2001	Crystallization history of rhyolites at Long Valley, California, inferred from combined U-series and Rb-Sr isotope systematics
RISO-06	山田ほか	2003	国際標準試料と九州産流紋岩中シルコンにおける(U-Th)/He年代の現状

文献番号	RISO-01
文献の種類	原著論文
文献題目	^{40}Ar - ^{39}Ar による年代測定 - 基礎とその問題点 -
掲載誌名	地質学雑誌
発表年	1988年
研究対象地域	-
研究対象	Ar-Ar年代測定
研究手法	Ar-Ar年代測定
内容	<p>Ar-Ar年代測定の特徴、原理のほか、実験上の問題点を紹介した基礎資料。</p> <p>Ar-Ar法の特徴は、①試料中のKの分布の不均質が原因となる年代誤差を最小限に出来る。②試料重量は年代計算には不要であり、重量計測による誤差は含まれない。③同位体比のみの測定なので試料量はK-Ar法に比べ、少なくて済む。④同位体比の測定は定量に比べ、誤差が少ない。⑤段階加熱法を用いたプラトーのパターンにより過剰Arの有無が推定できる、等である。</p> <p>問題として、①中性子照射後(1年以上経つと)、試料中の壊変の影響が無視できなくなる。②各同位体の量が極端に異なると精度が悪くなる。③ガラス質の枕状溶岩、海緑石やイライト等を含む試料は中性子照射の影響によりArが元の捕獲位置からずれるため、本測定法には不適當等が挙げられる。</p>
	<p>第1図 ^{40}Ar-^{39}Ar法により得られる年代パターン。縦軸は各温度段階ごとに脱ガスされる^{39}Arの全体の^{39}Arに対する割合を示す。横軸で左側から右側に向うにしたがって、脱ガス温度は高くなる。</p>
	<p>第6図 Kola 半島, Monte Tundra および Nitic 地域から採取された 超塩基性捕獲岩類の^{40}Ar-^{39}Ar年代パターン。試料番号のうち、4702B の W. R. は全岩、MAG は、磁鉄鉱物成分を示す。他の試料は全岩で分析。全岩の年代パターンはU字型を示し、中間の温度段階(900~1100°C)で、見かけの^{40}Ar-^{39}Ar年代が最も若い年代を示す。低温、高温部は明らかに古過ぎる年代を示し、過剰^{40}Arの存在を示唆する。(KANOOKA, 1974)</p>



第7図 南フランス、Pyrenées地域の貫成岩際から分離された鉱物の示す ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代パターン。この地域は、巻物生成後に二次的な加熱を受けている。(ALBAREDE *et al.*, 1978. に基づき、一部簡略化して作成された図)

<p>まとめ・課題</p>	<p>①中性子照射後(1年以上経つと)、試料中の壊変の影響が無視できなくなる、②各同位体の量が極端に異なると精度が悪くなる、③ガラス質の枕状溶岩、海緑石やイライト等を含む試料は中性子照射の影響によりArが元の捕獲位置からずれるため、本測定法には不適當等が挙げられる。</p>
<p>主要な引用文献</p>	<p>Albarede, F., Feraoud, G., Kaneoka, I. and Allegre, C.J., 1978, ^{39}Ar-^{40}Ar dating: The importance of K-feldspars on multi-mineral data of polyorogenic areas. <i>J. Geology</i>, 86, Kaneoka, I., 1974, Investigations of excess argon in ultramafic rocks from the Kola Peninsula by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. <i>Earth Planet.Sci.Lett.</i>, 22, p145-156 Merrihue, C.M., 1965, Trace-element determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron-irradiated samples. <i>Trans.Amer.Geophys.Union</i>, 46, p125.</p>

文献番号	RISO-02
文献の種類	原著論文
文献題目	愛媛県八幡浜市大島の変成岩の鉱物組み合わせとK-Ar年代値
掲載雑誌名	岩鉱
研究対象地域	八幡浜市大島
研究対象	高変成度の変成岩(黒雲ざくろ石片麻岩やざくろ石角閃岩を含む)
研究手法	岩石学的手法、K-Ar年代測定

内容
始めに:
四国西端部に位置する八幡浜地域には、三波川変成岩類、御荷鉾緑色岩類、黒瀬川帯の超塩基性岩、秩父古生層が広く分布するが、最近の研究によると、これらの地域には大きなナッペ構造が発達し、御荷鉾帯は黒瀬川構造帯を含んだ秩父帯中帯及び南帯と接している事が明らかになった(Murata, 1982)。
八幡浜市大島には、三波川変成作用を受けた御荷鉾帯の岩石に挟まれて、黒雲ざくろ石片麻岩やざくろ石角閃岩を含む高度変成岩が存在する。この岩石は、鹿島・常磐井(1972)により、ハンレイ岩-ハンレイ片麻岩として記載された岩石で、鈴木(1977)は黒瀬川構造帯に属する岩石の一部が大島に露出したと考えた。
本報告では、この変成岩の岩石学的記載とその代表的な試料のK-Ar年代について報告し、この変成岩の帰属について検討を加える。

岩石記載:
苦鉄質鉱物では一般的に2次鉱物による置換が少ないが、一部の緑色角閃石を含む角閃岩の一部には、ざくろ石やカミングトン閃石がかなり存在していたものと思われる。
脈鉱物には、岩石の種類に関わらずプレーナイト、方解石、緑れん石がある。

表 岩石中の主要鉱物

岩石名	鉱物組み合わせ(一次鉱物)	鉱物組み合わせ(二次鉱物)
黒雲母ざくろ石片麻岩	石英+斜長石+黒雲母+ざくろ石+カリ長石+輝石+ジルコン+スフェーン+イルメナイト+緑れん石	
黒雲母ざくろ石片麻岩	石英+斜長石+黒雲母+ざくろ石+カミングトン閃石+普通角閃石+輝石+ジルコン+スフェーン+イルメナイト+緑れん石	
角閃岩	角閃石+斜長石+石英+黒雲母+輝石+イルメナイト+スフェーン+カミングトン閃石	
角閃岩	角閃石+斜長石+黒雲母+輝石+イルメナイト+スフェーン	
ざくろ石角閃岩	ざくろ石+角閃石+斜長石+石英+黒雲母+輝石+イルメナイト+スフェーン+カミングトン閃石	
ざくろ石角閃岩	ざくろ石+角閃石+斜長石+黒雲母+輝石+イルメナイト+スフェーン	ソーシユライト, 緑れん石, 絹雲母

鉱物の化学組成:
代表的な変成岩中の鉱物はWDS(金沢大、理学部)およびEDS(国立科学博物館)で分析された。各岩石の主要な鉱物の分析値を表に示す。

Chemical compositions of constituent minerals in representative rocks

rock	asphibolite		sawant amphibolite				biotite-garnet schists				
	7184	712	7192		701		7198		718		
mineral	cuw	cpz	gar	cuw	gar	opx	gar	gar	cuw	gar	gar
SiO ₂	59.17	52.58	59.39	52.82	59.18	51.99	59.21	59.34	59.04	57.00	56.45
TiO ₂	.00	.24	.10	.20	.11	.31	.50	.13	.18	.05	.13
Al ₂ O ₃	1.50	2.95	21.92	.94	21.66	1.65	22.10	21.71	1.98	21.58	21.84
FeO*	24.75	5.95	29.29	26.85	28.42	13.41	29.25	28.90	22.28	30.93	30.85
MnO	1.11	.19	1.96	.94	1.14	.00	1.96	1.99	.38	8.13	1.12
MgO	16.70	14.21	4.84	14.50	4.00	11.89	8.22	4.62	16.80	3.19	7.25
CaO	1.88	25.19	4.42	1.50	8.59	21.21	2.57	4.70	2.91	3.98	1.01
Na ₂ O		.09				.48					
Total	97.89	100.39	101.88	97.77	100.40	100.94	101.83	100.17	97.32	99.84	100.78
structural formula											
O	22	9	12	28	12	6	12	12	23	12	12
Si	7.849	1.997	3.039	7.894	2.897	1.956	3.023	3.010	7.791	2.978	2.987
Ti	.000	.007	.008	.023	.007	.009	.000	.008	.020	.003	.008
Al	1.282	.103	1.823	.186	2.004	.074	2.008	2.000	.935	2.048	2.000
Fe	3.056	.171	1.899	3.352	1.845	.422	1.898	1.878	2.737	2.982	2.012
Mn	.129	.006	.129	.119	.078	.000	.123	.132	.044	.418	.074
Mg	3.454	.782	.534	3.229	.468	.886	.715	.541	3.636	.383	.840
Ca	.258	.996	.385	.241	.577	.855	.218	.401	.458	.081	.085
Na		.007				.035					
Total	15.020	4.008	7.980	15.011	7.894	4.016	7.978	7.978	15.021	7.994	8.005

* Total Fe as FeO.
Mineral abbreviation: cuw=tschermakite, cpz=clinozoisite, gar=garnet

年代測定

・K-Ar年代は、二種類の黒雲母ザクロ石片麻岩から分離された黒雲母と角閃岩中の緑色角閃石及びザクロ石角閃岩中から分離された褐色角閃石について測定された。測定は東北大学と岡山理科大学の2つの研究室で行われた。それらの結果を表に示す。

・4個の岩石試料からの黒雲母と緑色及び褐色角閃石の年代は90-100Maの範囲にあり、ほぼ同じ年代と言える。

・角閃石のK-Ar年代が黒雲母のそれよりわずかに古いのは、それぞれのAr閉止温度(黒雲母は300°C、角閃石は550°C; Jager, 1979) の概念と単純冷却作用の考えから順当な結果である。

・大島の片麻岩や角閃岩は90-100Maの時期に300-500°Cまで冷却していたことになる。その時期は三波川変成岩の上昇冷却の時期と重なる (Itaya and Takasugi, 1988)

K-Ar ages of biotite and hornblende

number of specimen	minerals	Potassium (wt%)	Red. argon 40 (10 ⁻⁶ ccSTP/g)	Non Rad. Ar (%)	K-Ar age (Ma)
1. 13-1	green hb	0.506±0.015	187.2±2.3	16.5	97.7±3.1
2. 30	brown hb	1.017±0.020	381.3±4.1	8.5	94.1±2.1
3. 19-3	biotite	3.887±0.078	1407±15	10.2	90.9±2.0
"	"	"	"	"	98.1*
4. 19-4	biotite	4.526±0.091	1722±18	7.5	95.5±2.1
"	"	"	"	"	95.0, 93.3*

*Data were determined in Univ. of Tohoku. Other data were in Hiruzen Research Institute. 1: amphibolite, 2: garnet amphibolite, 3: cumingtonite-bearing garnet-biotite gneiss, 4: biotite gneiss. The decay constants are after Steiger and Jäger(1977), $\lambda_e=0.581 \times 10^{-10}/\text{yr}$, $\lambda_\beta=4.982 \times 10^{-10}/\text{yr}$ and $40/\text{K}=0.0001167$.

考察

・今回報告した高変成度の変成岩は、黒雲ざくろ石片麻岩やざくろ石角閃岩で、カミングトン閃石と石英の組み合わせがあり、塩基性岩にパイロプ成分に富んだアルマンディンが普遍的に存在する事から、中圧型の角閃岩相に相当すると考えられる (Miyashiro, 1973)

・大島の黒雲母ザクロ石片麻岩やザクロ石角閃岩は、三波川帯や領家帯の変成岩とは異なり、黒瀬川帯の変成岩、飛騨や宇奈月の変成岩、東松山の変成岩に類似する。

・今回測定した大島の高変成度の岩石中の黒雲母と角閃石のK-Ar年代値はともに90-100Maに収まり、黒瀬川帯の高変成岩の350-400Ma (Yoshikura et al., 1981) とは極めて大きくかけ離れている。

飛騨及び宇奈月の変成岩も鉱物の放射年代は170Maより古く(斎藤ら, 1961; 野沢, 1968)、大島のものとは年代的に差異が認められる。

・東松山の変成岩は、高温の時期で64Ma以上の放射年代であるが複変成作用を受けて(横山, 1989)、大島の変成岩と同起源である可能性は否定できないが、今の所直接比較する事は出来ない。

・四国西端部の八幡浜にも、緑色岩に囲まれて中圧型変成岩に属すると思われる岩体が存在するが、本報告の地史とは異なった岩体と思われる。

まとめ・課題

・四国や九州においては、中央構造線以南には衝上断層が多い(Murata, 1982)。今回報告した三波川変成作用を受けていない高変成度の変成岩体も、三波川変成作用を受けた岩石の上に衝上したものと考えられる。関東山地で報告されているように三波川帯から秩父帯にかけてナツペ構造が発達し(小澤・小林, 1986)、中央構造線より北の岩石が三波川帯や秩父帯に衝上した可能性もあるが(小野, 1985)、現在の所大島の変成岩体がどの地質帯と同じものであるかは分からない。

主要な引用文献

Itaya, T. and Takasugi, H., 1988, Muscovite K-Ar ages of the Sanbagawa schists, Japan and argon depletion during cooling and deformation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 281-290

Jager, E., 1979, Introduction to geochronology. In *Lectures in isotope geology.* (Jager, . And Hunziker, J. C. Eds.) Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 1-12

鹿島愛彦・常盤井守興, 1972, 八幡浜市南方真穴地域の地質と地質構造. 愛媛大紀要, 自然科学: (地学), VII, 45-56
Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and metamorphic belts. Pp. 492, George Allen and Unwin Limited, London.
Murata, A., 1982, Large decke structures and their formative process in the Sambagawa-Chichibu, Kurosegawa and Sambosan terranes, Southwest Japan. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, 20, 383-424
野沢保, 1968, ひだ変成帯の同位元素年令, 1968年における総括と短い覚えがき. 地質学雑誌, 74, 447-450
小野晃., 1985, 関東山地皆野町山形の角閃岩相の変成岩類とK-Ar年代. 地質学雑誌, 91, 19-25
小澤智生・小林文夫., 1986, 関東山地南部の中古生界の層序と地質構造. 兵庫教育大学研究紀要, 6, 103-139
斉藤信房・増田彰正・永沢宏, 1961, カリウム-アルゴン法による岩石の年代決定. 地質学雑誌, 67, 425-426
鈴木堯士, 1977, 四国における黒瀬川構造帯と秩父帯. 秀敬編 (三波川帯), 153-164
横山一巳, 1989, 東部中央構造線に伴う深部由来岩石. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, p. 98.
Yoshikura, S., Shibata, K. and Murayama, S., 1981, Garnet-clinopyroxene amphibolite from the Kurosegawa Tectonic zone, near Kochi city-Petrography and K-Ar age. J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., 76, 102-109

文献番号	RISO-03
文献の種類	原著論文
文献題目	肘折カルデラの花崗閃緑基盤岩—K-Ar年代測定結果を基にした熱履歴の検討—
掲載誌名	資源と環境
発表年	1993年
研究対象地域	山形県 肘折カルデラ
研究対象	肘折の花崗閃緑基盤岩
研究手法	K-Ar年代測定
内容	<p>肘折高温岩体実験場で掘削された3本の坑井から得られた花崗閃緑岩コアとカテイングス、および実験場の南方約2kmの烏川沿いの露頭試料のK-Ar年代測定を行った。</p> <p>Fig. 4 K-Ar Mineral Ages of Biotite (Square), Potassium Feldspar (Circle), and Sericite (Triangle) of Kotake Granodiorite. Solid Symbols Show Specimens From Cores and Open Symbols From Cuttings.</p>
	<p>露頭・・・黒雲母$97.1 \pm 1\text{Ma}$、カリ長石$93.8 \pm 4.7\text{Ma}$</p> <p>HDR-1・・・深度2033mのコアから黒雲母$84.7 \pm 4.2\text{Ma}$と$90.1 \pm 4.5\text{Ma}$、カリ長石$76.6 \pm 3.8\text{Ma}$</p> <p>HDR-2・・・カテイングス中に多く含まれるセリサイトとカリ長石を合わせて測定した。 *セリサイトは熱水変質の活動時期を把握するためである。</p> <p>HDR-3・・・深度1720.2mと1906.2mのカリ長石は、カタクラスティックに破碎し、熱水変質を受けている部分の試料である。</p> <p>・烏川露頭の試料から黒雲母97.1Ma、カリ長石93.8Maの値を示し、黒雲母の方がカリ長石に比べ若干古い時代を示した。 *黒雲母の閉鎖温度は$300 \pm 50^\circ\text{C}$に対し、カリ長石は$150 \pm 30^\circ\text{C}$と低い(Dodson and McClelland, 1985)ため、カリ長石は岩帯の冷却が進んだ後のより若い年代を示す。</p>
まとめ・課題	<p>①露頭の小岳花崗閃緑岩については黒雲母で97.1Ma、カリ長石で93.8Maの年代を得た。これは白亜紀の阿武隈帯の年代に一致する。</p> <p>②HDR-1(2033m)では黒雲母で90.1Ma、カリ長石で76.6Maの年代を示し、露頭のものに比べてカリ長石の若返りが大きいことは、閉鎖温度の違いで説明できる。</p> <p>③カリ長石の年代は、変質の程度が同じならば、コアとカテイングスとどちらもほぼ同じ年代を示している。</p> <p>④熱水変質によって生成したセリサイトは15Ma以下の若い年代を示す。ただしこの年代と熱水活動の時期との関係についてはさらに検討が必要である。</p>
主要な引用文献	Dodson, M.H. and McClelland-Brown, 1985, Geol. Soc. Mem., 10, 315

文献番号	RISO-04
文献の種類	原著論文
文献題目	The thermal history of the miarolitic granite at Xincun, Fujian Province, China
掲載誌名	Chinese Science Bulletin
発表年	2000
研究対象地域	中国福建省Xincun
研究対象	ミアロリチック花崗岩の熱履歴
研究手法	U-Pb、Rb-Sr、K-Ar年代測定
内容	<p>中生代後期のミアロリチック花崗岩について、U-Pb、Rb-Sr、K-Ar年代測定を行い、その冷却史について検討を行った。</p> <p>年代値測定に用いた試料はジルコン; U-Pb法、全岩; Rb-Sr法、白雲母・黒雲母・カリ長石; K-Ar法であり、年代値はそれぞれ103Ma±1.1Ma(ジルコン; U-Pb)、97.1±2.3Ma(全岩; Rb-Sr)、63.1±1.4Ma(白雲母; K-Ar)、57.5±1.2Ma(黒雲母; K-Ar)、54.7±1.4Ma(カリ長石; K-Ar)であった。</p> <p>冷却史の検討のため、各鉱物の閉鎖温度をジルコン; 700±50°C (Zeng et al., 1997)、Rb-Sr全岩; 600°C(Zhou et al., 1994)、白雲母; 350±50°C (Zeng et al., 1997)、黒雲母; 300±50°C (Zeng et al., 1997)、カリ長石; 150±30°C (Zeng et al., 1997)の報告値を利用した。</p> <p>冷却史検討の結果、本地域の花崗岩体は、ジルコン結晶化～黒雲母の年代値がリセットされるまでの期間に冷却速度: 11°C/Ma、上昇率: 0.07mm/a、このステージの後期～カリ長石の年代値がリセットされるまでの期間に冷却速度: 45°C/Ma、上昇率: 0.36/mmであったことが明らかとなった。</p>

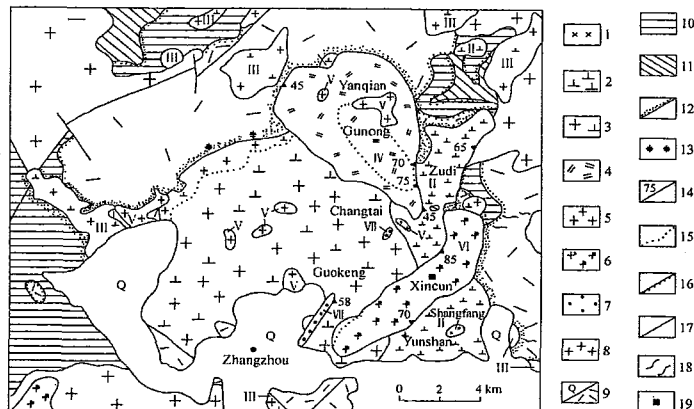


Fig. 1. Geological sketch map of Zhangzhou composite granitic body. 1, Gabbro-norite; 2, quartz monzodiorite; 3, granodiorite; 4, rapakivi-adamellite; 5, fine-grained granite; 7, alkali-feldspar granophrophyry; 8, early Yanshanian granite; 9, Quaternary System and Nanyuan Formation volcanic rocks of Upper Jurassic series; 10, Wenbinshan Formation of Upper Triassic series and Lishan Formation of Lower Jurassic series; 11, Dalong Formation of Permian series and Xikou Formation of Lower Triassic series; 12, Hornfelsed zone; 13, greisenization zone; 14, occurrence of intrusive contact of the granite; 15, facies boundary; 16, stratigraphic unconformity boundary; 17, fault; 18, schistosity; 19, sampling location.

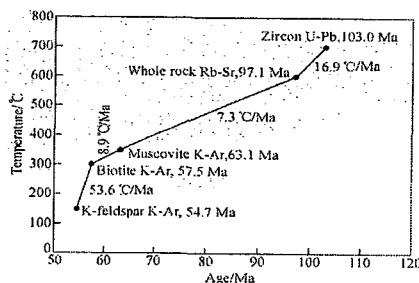


Fig. 2. Cooling rate curve for the Xincun granite.

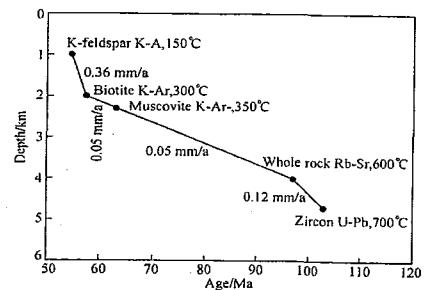


Fig. 3. Ascending rate curve of the Xincun granite.

Table 1 Single zircon U-Pb dating results of Xincun granite

No.	Weight/ μ g	Content/ μ g \cdot g ⁻¹		Unradiogenic Pb in granite/ng	
		U	Pb		
1	20	6 809	1 420	0.500	
2	10	2 440	565	0.170	
Isotope ratios					
No.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	300	13.55	0.016 19 \pm 22	0.107 4 \pm 41	0.048 13 \pm 166
2	165	15.16	0.016 00 \pm 28	0.106 1 \pm 36	0.048 09 \pm 129
Apparent ages/Ma					
No.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
1	103.5	103.6	105.7		
2	102.3	102.4	103.7		

Sample No. 1: Yellow brown long crystal of zircon; sample No. 2: light yellow short crystal of zircon.

Table 2 K-Ar isotopic ages for mineral separates from Xincun granite

Mineral	Weight/g	K(%)	⁴⁰ Ar($\times 10^{10}$)/mol g ⁻¹	⁴⁰ Ar _i (%)	⁴⁰ Ar _i / ⁴⁰ K	Apparent age/Ma
Muscovite	0.0414	8.16	9.086	12.5	0.003731	63.1 \pm 1.4
Biotite	0.0435	7.63	7.736	10.8	0.003397	57.5 \pm 1.2
K-feldspar	0.1394	5.68	5.375	23.2	0.003171	53.8 \pm 1.3
K-feldspar	0.1279	5.67	5.567	23.6	0.003289	55.7 \pm 1.5

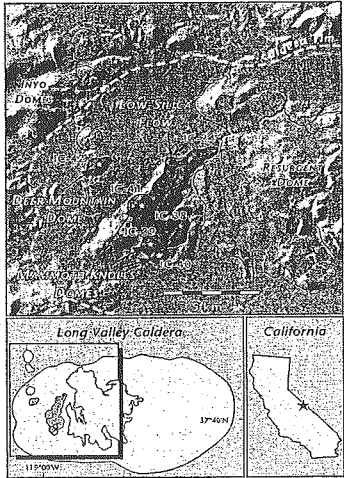
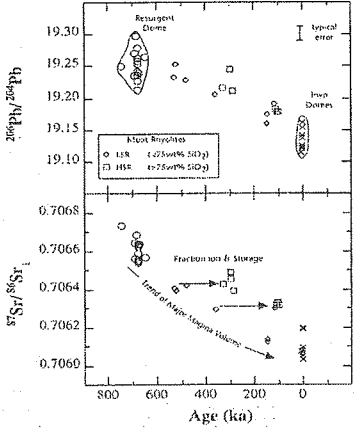
まとめ・課題

本花崗岩体は、冷却史初期には冷却速度が遅く、後期には早くなったことを意味し、これは福建省地域における地温勾配が中生代後期には非常に高く、白堊紀初期には減少したことに関連すると考えられる。

主要な引用文献

Zeng, Y., Wei, C., Cao, Q., et al. (1997): An isotope study of the cooling history of the Dalongshan granitic massif and its bearing on mineralizing process. *Scientia Geologica Sinica* (in Chinese), 32, p465.

Zhou, X. and Wu, K. (1994): Zhangzhou composite I-A type granite (in Chinese), Beijing: Science Press.

文献番号	RSIO-05
文献の種類	原著論文
文献題目	Crystallization history of rhyolites at Long Valley, California, inferred from combined U-series and Rb-Sr isotopes systematics.
掲載誌名	Geochim.Cosmochim.Act
発表年	2002
研究対象地域	カリフォルニア中西部、Long Valley
研究対象	同位体比を用いたマグマ結晶分化過程に関する検討
研究手法	Ar-Ar年代測定、U-seriesおよびRb-Sr同位体比
内容	<p>Long Valleyにおいて150~100kaに噴出した流紋岩マグマについて、流紋岩ドームおよび溶岩から採取したガラスおよび斑晶の$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$、$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$の同位体比からマグマ系の発達史について検討した。</p> <p>Ar-Ar年代測定の結果、101~151kaの年代値が得られ、以前報告されたK-Ar年代値と誤差の範囲で一致した。また、Rb-Sr同位体比に関してはRb/Sr比:2.8~28.7、U-seriesに関してはTh/U比:0.97~1.03が得られた。</p> <p>Ar-Ar年代値を用いたTh-U、Rb-Srアイソクロン年代値算出の結果、溶岩噴出の150ka以前(~250ka)にも異なったイベントがあったことが明らかとなり、当地域におけるマグマ活動は非常に長い期間に継続していたことが明らかとなった。</p> <p>活動時期等から推定される冷却速度は$<1 \times 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}/\text{a}$となり、これは700ka以上の長期にわたりマグマ貯留槽が存在していたこととは矛盾する。この理由として、流紋岩質のマグマ溜まりは主要なマグマ溜まりの頂上に位置し、孤立していたことを意味すると考えられる。上位の珪長質マグマ溜まりへのマグマの供給は、Sisson and Bacon (1999)等により提唱されているマグマからの脱ガスによる圧力誘導によるモデルが考えられる。</p>
	 <p>Fig. 1. Sample location map of rhyolitic postcaldera units from the southwest inner of the Long Valley caldera. The three rhyolitic domes of Mammoth Knolls and Deer Mountain erupted at ~110 ka at the fringe of a large low-silica flow (star symbols = sample locations). For further details of the postcaldera magmatism, see Bailey (1999) and Heumann and Davies (1997).</p>
	 <p>Fig. 2. Temporal variations of Sr-Pb isotopes in postcaldera rhyolites of the Long Valley magmatic system (Heumann and Davies, 1997). The isotopic data imply an open-system with semicontinuous addition of material to a residual magma chamber (resurgent dome) with less radiogenic Pb and Sr isotope ratios (i.e., Inyo Domes). Arrows indicate how certain small volumes of rhyolites can be compared with the major magma volume before fractionation and extended isolation at the top of the magma chamber.</p>

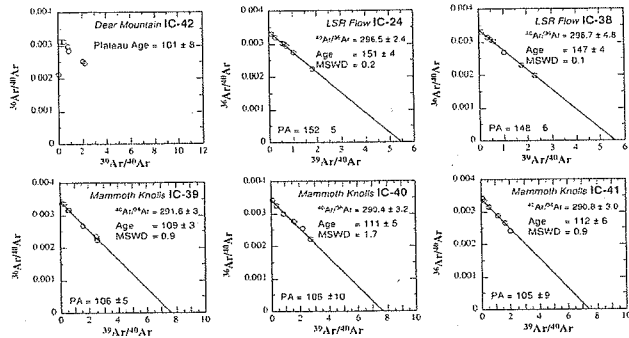


Fig. 4. Inverse isochron diagrams of incremental-heating and laser-fusion analyses of sanidines. Calculated ages in 10^3 yr. PA = plateau age.

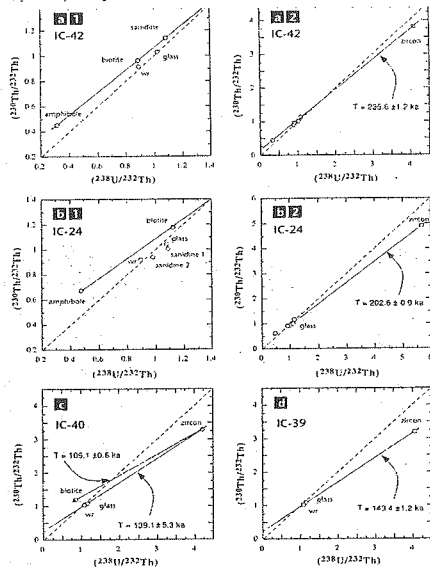


Fig. 5. $^{238}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ vs. $^{235}\text{U}/^{232}\text{Th}$ isochrons for whole rocks, glasses, and minerals from pentadenther rhyolites of the Long Valley system erupted between 110 and 150 ka. (a), (b) Enlarged areas of diagrams (a) and (b), which also include the minerals with their much higher ^{238}Th ratios. Dashed lines = equivalent. Lines for age reference were calculated with a least-square regression technique (York, 1969). Some bars are all smaller than symbol size.

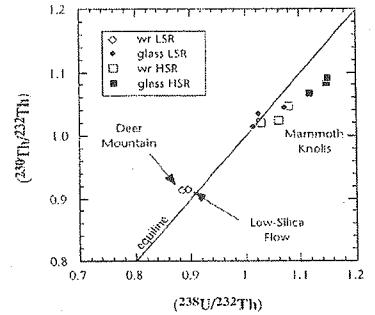


Fig. 6. $^{238}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ vs. $^{235}\text{U}/^{232}\text{Th}$ activity ratio diagram for whole rocks and selected glasses of Long Valley pentadenther rhyolites. Symbols are larger than error bars. Note that glasses have consistently lower $^{238}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ than the respective whole rocks, which point to the left of the equilibrium for LSR and to the right for HSR.

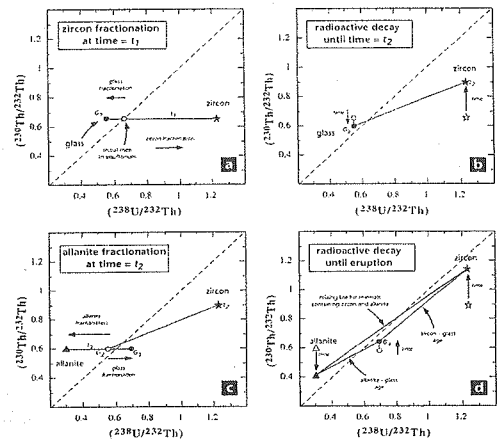


Fig. 8. Schematic $^{238}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ vs. $^{235}\text{U}/^{232}\text{Th}$ activity ratio diagrams for the Long Valley system. (a) The initial state, in secular equilibrium, fractionates zircon at time t_1 and melt composition consequently moves to the left of the equilibrium. (b) Radioactive decay results in the glass and the zircon moving toward the equilibrium. (c) (d) Alteration (zircon fractionation at time t_2) causes an increase of the $^{238}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ratio in the remaining melt and consequently a shift to the right. (e) Further aging until today. Accretion phases and melt with low $^{238}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ratios are shown. (f) Linear relationship for a strongly enriched sample. (g) The last fractionation event (t_2) will give wide mineral-glass ages (calculated t_2). (h) (i) (j) (k) (l) (m) (n) (o) (p) (q) (r) (s) (t) (u) (v) (w) (x) (y) (z) (aa) (ab) (ac) (ad) (ae) (af) (ag) (ah) (ai) (aj) (ak) (al) (am) (an) (ao) (ap) (aq) (ar) (as) (at) (au) (av) (aw) (ax) (ay) (az) (ba) (bb) (bc) (bd) (be) (bf) (bg) (bh) (bi) (bj) (bk) (bl) (bm) (bn) (bo) (bp) (bq) (br) (bs) (bt) (bu) (bv) (bw) (bx) (by) (bz) (ca) (cb) (cc) (cd) (ce) (cf) (cg) (ch) (ci) (cj) (ck) (cl) (cm) (cn) (co) (cp) (cq) (cr) (cs) (ct) (cu) (cv) (cw) (cx) (cy) (cz) (da) (db) (dc) (dd) (de) (df) (dg) (dh) (di) (dj) (dk) (dl) (dm) (dn) (do) (dp) (dq) (dr) (ds) (dt) (du) (dv) (dw) (dx) (dy) (dz) (ea) (eb) (ec) (ed) (ee) (ef) (eg) (eh) (ei) (ej) (ek) (el) (em) (en) (eo) (ep) (eq) (er) (es) (et) (eu) (ev) (ew) (ex) (ey) (ez) (fa) (fb) (fc) (fd) (fe) (ff) (fg) (fh) (fi) (fj) (fk) (fl) (fm) (fn) (fo) (fp) (fq) (fr) (fs) (ft) (fu) (fv) (fw) (fx) (fy) (fz) (ga) (gb) (gc) (gd) (ge) (gf) (gg) (gh) (gi) (gj) (gk) (gl) (gm) (gn) (go) (gp) (gq) (gr) (gs) (gt) (gu) (gv) (gw) (gx) (gy) (gz) (ha) (hb) (hc) (hd) (he) (hf) (hg) (hh) (hi) (hj) (hk) (hl) (hm) (hn) (ho) (hp) (hq) (hr) (hs) (ht) (hu) (hv) (hw) (hx) (hy) (hz) (ia) (ib) (ic) (id) (ie) (if) (ig) (ih) (ii) (ij) (ik) (il) (im) (in) (io) (ip) (iq) (ir) (is) (it) (iu) (iv) (iw) (ix) (iy) (iz) (ja) (jb) (jc) (jd) (je) (jf) (jg) (jh) (ji) (jj) (jk) (jl) (jm) (jn) (jo) (jp) (jq) (jr) (js) (jt) (ju) (jv) (jw) (jx) (jy) (jz) (ka) (kb) (kc) (kd) (ke) (kf) (kg) (kh) (ki) (kj) (kk) (kl) (km) (kn) (ko) (kp) (kq) (kr) (ks) (kt) (ku) (kv) (kw) (kx) (ky) (kz) (la) (lb) (lc) (ld) (le) (lf) (lg) (lh) (li) (lj) (lk) (ll) (lm) (ln) (lo) (lp) (lq) (lr) (ls) (lt) (lu) (lv) (lw) (lx) (ly) (lz) (ma) (mb) (mc) (md) (me) (mf) (mg) (mh) (mi) (mj) (mk) (ml) (mm) (mn) (mo) (mp) (mq) (mr) (ms) (mt) (mu) (mv) (mw) (mx) (my) (mz) (na) (nb) (nc) (nd) (ne) (nf) (ng) (nh) (ni) (nj) (nk) (nl) (nm) (nn) (no) (np) (nq) (nr) (ns) (nt) (nu) (nv) (nw) (nx) (ny) (nz) (oa) (ob) (oc) (od) (oe) (of) (og) (oh) (oi) (oj) (ok) (ol) (om) (on) (oo) (op) (oq) (or) (os) (ot) (ou) (ov) (ow) (ox) (oy) (oz) (pa) (pb) (pc) (pd) (pe) (pf) (pg) (ph) (pi) (pj) (pk) (pl) (pm) (pn) (po) (pp) (pq) (pr) (ps) (pt) (pu) (pv) (pw) (px) (py) (pz) (qa) (qb) (qc) (qd) (qe) (qf) (qg) (qh) (qi) (qj) (qk) (ql) (qm) (qn) (qo) (qp) (qq) (qr) (qs) (qt) (qu) (qv) (qw) (qx) (qy) (qz) (ra) (rb) (rc) (rd) (re) (rf) (rg) (rh) (ri) (rj) (rk) (rl) (rm) (rn) (ro) (rp) (rq) (rr) (rs) (rt) (ru) (rv) (rw) (rx) (ry) (rz) (sa) (sb) (sc) (sd) (se) (sf) (sg) (sh) (si) (sj) (sk) (sl) (sm) (sn) (so) (sp) (sq) (sr) (ss) (st) (su) (sv) (sw) (sx) (sy) (sz) (ta) (tb) (tc) (td) (te) (tf) (tg) (th) (ti) (tj) (tk) (tl) (tm) (tn) (to) (tp) (tq) (tr) (ts) (tt) (tu) (tv) (tw) (tx) (ty) (tz) (ua) (ub) (uc) (ud) (ue) (uf) (ug) (uh) (ui) (uj) (uk) (ul) (um) (un) (uo) (up) (uq) (ur) (us) (ut) (uu) (uv) (uw) (ux) (uy) (uz) (va) (vb) (vc) (vd) (ve) (vf) (vg) (vh) (vi) (vj) (vk) (vl) (vm) (vn) (vo) (vp) (vq) (vr) (vs) (vt) (vu) (vv) (vw) (vx) (vy) (vz) (wa) (wb) (wc) (wd) (we) (wf) (wg) (wh) (wi) (wj) (wk) (wl) (wm) (wn) (wo) (wp) (wq) (wr) (ws) (wt) (wu) (wv) (ww) (wx) (wy) (wz) (xa) (xb) (xc) (xd) (xe) (xf) (xg) (xh) (xi) (xj) (xk) (xl) (xm) (xn) (xo) (xp) (xq) (xr) (xs) (xt) (xu) (xv) (xw) (xx) (xy) (xz) (ya) (yb) (yc) (yd) (ye) (yf) (yg) (yh) (yi) (yj) (yk) (yl) (ym) (yn) (yo) (yp) (yq) (yr) (ys) (yt) (yu) (yv) (yw) (yx) (yy) (yz) (za) (zb) (zc) (zd) (ze) (zf) (zg) (zh) (zi) (zj) (zk) (zl) (zm) (zn) (zo) (zp) (zq) (zr) (zs) (zt) (zu) (zv) (zw) (zx) (zy) (zz)

まとめ・課題

放射性同位体比を用いたアイソクロン年代の算出の結果、当地域における火成活動は700ka以上の長期に渡り、継続していたと考えられる。活動時期から推定される冷却速度は非常に低く、これは長期に渡って継続していた火成活動の推定と矛盾する。この理由として、マグマを噴出したマグマ溜まりは主要マグマ溜まりの頂上に位置、孤立していたと考えられる。

主要な引用文献

Anderson, A.T.J., Swihart, G.H., Artoli, G. and Geiger, C.A. (1984): Segregation vesicles, gas filter-pressing, and igneous differentiation. *J.Geol.*, 92, p55-72.

Bailey, R.A. (1989): Geologic map of the Long Valley caldera, Mono-Inyo-Craters volcanic chain, and vicinity, eastern California. Map I-1933, U.S.Geological Survey.

Heumann, A. and Davies, G.R. (1997): Isotopic and chemical evolution of the postcalderarhyolitic system at Long Valley, California. *J.Petrol.*, 38, p1661-1678.

Halliday, A.N., Davidson, J.R., Hildreth, W. and Holden, P. (1991): Kinetics of zircon dissolution and zirconium diffusion in granite melts of variable water content. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 84, p66-72.

Sission, T.W. and Bacon, C.R. (1999): Gas-driven filter pressing in magmas. *Geology*, 27, p613-616.

York, D. (1969): Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet.Lett.*, 5, p320-324.

文献番号	RISO-06
文献の種類	レビュー論文
文献題目	国際標準試料と九州産流紋岩中ジルコンにおける(U-Th)/He年代の現状
掲載誌名	フィッション・トラック ニュースレター
発表年	2003年
研究対象地域	中部九州
研究対象	流紋岩中のジルコン
研究手法	(U-Th)/He年代測定法
内容	<p>・(U-Th)/He年代測定法は20世紀初頭には可能性が知られていなかったが、1990年に入ってから(Zeitler,1987以降)応用がなされてきた新しい手法である。</p> <p>・この手法は放射壊変系列に属する各アルファ壊変核種とそれによって生じた⁴Heをもちいる。</p> <p>・閉鎖温度が低く(アパタイトについては70°C)Heの生産速度が比較的速いこと、Heの高精度測定が可能なることから主に第三紀よりも若い試料への応用が期待されている。</p> <p>・ジルコン国際年代標準試料のうちTardree Rhyoliteの(U-Th)/He年代は、標準試料よりふい年代値を示す(図1)。これは、測定試料(結晶)の形と大きさ内部の元素分布によって見かけの年代が変化するという本測定法独特の誤差要因に起因するとされる。</p> <p>・α壊変によって生成されたHe粒子の一部はFTによって結晶外部に失われる(図2, Farley,K.A.,2002)。</p> <p>・この効果はFTと呼ばれる補正項によって補正されるが、ウランの不均一即ちFT密度の不均一性(図3, Tagami et al.,2003)などがある場合、年代の過小・過大評価が起こる。</p> <p>・九州産流紋岩のジルコンの(U-Th)/He年代とK-Ar年代の比較(図4)。K-Ar年代をやや下回る。</p>
まとめ・課題	<p>・アパタイト以外の鉱物では多少ジルコンの研究が進んでいるほかは基礎研究段階である。</p> <p>・測定試料(結晶)の形と大きさ内部の元素分布によって見かけの年代が変化するという本測定法独特の誤差要因に起因するとされる。</p> <p>・1Ma以下の試料を測定する場合、ウラン系列の非平衡に起因する年代のずれを考慮する必要がある。</p> <p>・ジルコンはアパタイトに比べ非平衡の問題はあるものの若い年代測定の可能性がある。</p> <p>・ジルコン固有の問題である親核種の不均一分布の問題が応用性を困難としている。</p>
主要な引用文献	<p>Farley,K.A.(2002):(U-Th)/He dating;techniques, calibrations, and applications. Rev. Mineral. 47: 819-843</p> <p>Tagami T.,Farley,K.A. and Stockli D.F.(2003):U-Th)/He geochronology of single zircon grains of known Tertiary eruption age.EPSL 207:57-67</p>

5. 固溶体温度計

著者	発行年	タイトル
Ozawa	1983	Evaluation of olivine-spinel geothermometry as an indicator of thermal history for peridotites
湯川	1990	閃亜鉛鉱地質圧力計・地質温度計研究の現状と課題――主に変成鉱床への応用的研究について――
日高	1995	斜方輝石-スピンネル地質温度計とダイオジェナイトへの応用
中牟田・本村	1995	斜長石温度計を用いた普通隕石の変成温度の推定(演旨)
石井	1996	輝石地質温度計とマヌス海盆の岩石
坂野	1996	造岩鉱物の非平衡組織と変成帯の温度・圧力履歴
小幡	1999	地質温度計・圧力計の適用限界についての再検討-化学平衡の評価
眞砂ほか	2003	カザフ共和国コクチャェタフ変成帯の白色片岩中のザクロ石の組成累帯構造から推定した累進変成経路

文献番号	SOL-01
文献の種類	原著論文
文献題目	Evaluation of Olivine-Spinel geothermometry as an indicator of thermal history for peridot
掲載誌名	Contribu. Mineral Petrol.
発表年	1983年
研究対象地域	北上山地, 男鹿半島 一ノ目瀉
研究対象	宮守超塩基性岩類, 一ノ目瀉噴火口中のオリビンスピネルカンラン岩
研究手法	オリビンスピネル地質温度計
内容	<p>・オリビンとスピネル間のMg²⁺-Fe²⁺交換反応は、以下の三つの利点がある。</p> <p>①オリビンスピネル温度計はMg²⁺-Fe²⁺交換反応に基づいている。</p> <p>②ペリドタイト中のスピネルは普通数%以下でオリビンのMg/(Mg+Fe)比は、熱履歴のサブソリダス中は一とみなすことができる。</p> <p>③スピネルはペリドタイト中では独立粒子として産し、その形状はほぼ球体と見なせる。(宮守超塩基性岩類)</p> <p>・スピネル周辺のオリビンはマグネシウム化しており、累帯構造の幅とΔFoはスピネルの粒径が大きくなるにつれて増加する(fig3)。</p> <p>・大きなスピネルほど累帯構造がはっきりしている(fig5)。</p>
	<p>Fig. 3. Zonal distribution of Mg near rims of olivine in contact with spinel in selected peridotites from the Miyamori complex. For ease of comparison, concentrations in the olivine grains have been normalized by setting ΔFo=0.0 at their cores, and the plots were traced with smooth curves. ΔFo = Fe/(Fe+Mg) × 100.</p>
	<p>Fig. 5. Step scan chemical analyses of spinel grains (from rim to rim) in selected peridotites from the Miyamori complex (Hzb-2 and Lhz-1). T*: calculated temperature by Fabriès' geothermometer using the average core composition of olivine (see text). All rims are in contact with olivine except for the left side of grain D of Hzb-2 which is in contact with orthopyroxene.</p>
	<p>Fig. 8. Step scan chemical analyses of spinel grains in the hornblende IIR66033502 from the Ichinomegata crater. All rims are in contact with olivine. Abbreviations are the same as those in Fig. 5. T* was calculated according to Fabriès' geothermometer (see text).</p>
	<p>(一ノ目瀉マール中の捕獲岩)</p> <p>・粒径の大きな粒子の核部分はMg組成は一様であるが、粒径の小さなものには累帯構造がある(fig.8)。(熱イベントとMg-Fe交換反応)</p> <p>・反閉鎖系三次元モデル(semi-infinite three dimensional model)に基づく組成プロファイルの数値計算(Wilson,1982)によるスピネルの粒径とMg組成の関係(fig11)と温度の関係(fig.12)。</p> <p>・一ノ目瀉のスピネル粒子径と温度の関係(fig15)。</p>

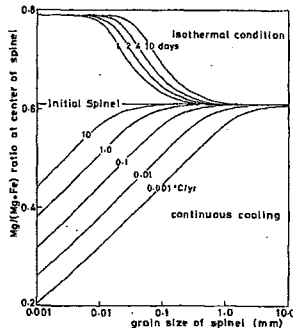


Fig. 11. Relationship between grain size (diameter) and core composition of spinel which is established as a result of continuous cooling and rapid heating followed by isothermal condition. Parameters and conditions are the same as used in Fig. 9 and Fig. 10.

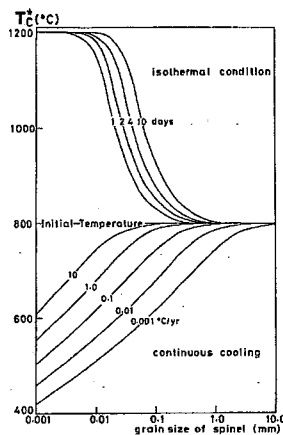


Fig. 12. Relationship between calculated temperature (T_c (Fabrics)) and grain size (diameter) of spinel which is established as a result of continuous cooling and rapid heating followed by isothermal condition. Parameters and conditions are the same as Fig. 9 and Fig. 10.

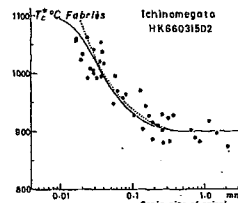


Fig. 15. Relationship between grain size of spinel and T_c (Fabrics) of spinel for the hercynite xenolith HK66031502 from the Ichinomegata crater. The calculated curves are also shown. The isothermal conditions and durations are 1,200°C and 1 day for continuous curve and 1,100°C and 4 days for dotted curve.

まとめ・課題

- ・宮守塩基性岩類と一ノ目瀉のカンラン岩中のオリビン、スピネルのMg組成はスピネルの粒子径と相関がある。
- ・宮守岩体のカンラン岩は800-600°Cまで連続的に冷却した。
- ・一ノ目瀉のレルゾライトは、平坦な組成を示し、900°Cに保たれたのちに1100°Cに一時的に加熱された。
- ・オリビン-スピネルは平衡温度を常に示しているとは限らない。
- ・スピネルの粒子径とコア-リムの生成温度を調べるにより冷却率が求まる。

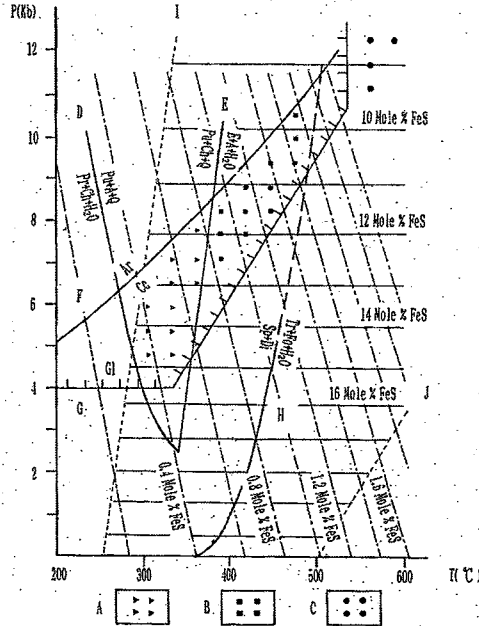
主要な引用文献

Wilson AH(1982) The geology of the Great 'Dyke', Simbabwe: The ultramafic rocks. J Petrol 32:240-292

文献番号	SOL-02
文献の種類	レビュー論文
文献題目	閃亜鉛鉱地質温度計・地質温度計研究の現状と課題
掲載誌名	鉱床学Pro Memoria
発表年	1990年
研究対象地域	—
研究対象	閃亜鉛鉱
研究手法	閃亜鉛鉱地質温度計・圧力温度計
内容	<p>閃亜鉛鉱や硫砒鉄鉱等の硫化鉱物の化学組成から温度圧力条件を推定する方法が開発されている(Scott, 1983)。本論では変成鉱床への応用研究について最近の研究を中心に述べる。</p> <p>閃亜鉛鉱地質圧力計</p> <p>●実験的研究</p> <ul style="list-style-type: none"> ・Barton & Toulmin(1966)は閃亜鉛鉱地質温度計を任意の温度条件でa_{FeS}がbufferされているときに、圧力とともに閃亜鉛鉱のFe値が減少することを基礎にしている。 ・Scott(1973)は閃亜鉛鉱地質温度計を開発した。 ・Hutchison&Scott(1981)はScott & Barnes(1971)、Scott(1973)、Lusk & Ford(1978)の実験結果を10Kbまで拡張する実験で閃亜鉛鉱地質温度圧力計を確立した。黄鉄鉱、六方晶系磁硫鉄鉱と共生する閃亜鉛鉱のFeS組成と圧力の間には一定の温度範囲で次の関係式が成り立つ。$P=42.30-32.10\log(\text{mol}\%FeS)$ <p>●理論的研究</p> <ul style="list-style-type: none"> ・Scott & Barnes(1971)、Scott(1973)が理論的にisobarを求めたが、実験値と一致せず両者の整合性が問題になっている。 ・Lusk & Ford(1978)、Hutchison & Scott(1981)では準安定である可能性、熱力学的モデルに欠陥がある可能性、実験値の不足等を指摘した。 ・Huchon(1978, 1980)はMargules溶液モデルによるisobarを求め、Scott(1973)の実験値にある程度近似する結果を得ているが、この議論は続いていて(Banno, 1988)課題となっている。 <p>●国外における応用的研究</p> <p><70年代の研究> 一般に否定的な結果を示すものが多い。</p> <ul style="list-style-type: none"> ・Bristol(1974)はgreenschist相～sillimanite相の変成作用を受けたFilm Flon及びSnow Lake地域の変成層状硫化物鉱床で閃亜鉛鉱地質圧力計を適用したが、求められた圧力は珪酸塩鉱物の安定域から考えると高圧すぎるとした。他にも、Sangameshwar&Marshall(1980)、Nesbitt&Essene(1982)なども高圧値を報告。→閃亜鉛鉱地質圧力計が適用できないことがわかってきた。 <p><80年代の研究> 適切な試料を用いればよい結果をもたらすと報告。</p> <ul style="list-style-type: none"> ・Hutchison & Scott(1980)、Sundblad et al(1984)は①閃亜鉛鉱の組織及び組織分布に十分注意を払えば閃亜鉛鉱地質温度計が有効な圧力の指標であること。②閃亜鉛鉱の組成分布を注意深く検討すれば複変成史についての情報も得られる可能性がある」と指摘。 ・Brooker et al(1987)、Jamieson & Craw(1987)は黄鉄鉱斑状変晶中の閃亜鉛鉱が、基質の磁硫鉄鉱と平衡関係にあったと仮定した上で、変成圧力を求め、斑状変晶の成長圧力史を検討した。

●わが国における応用的研究

鳥海(1997)三波川帯、Shiba(1988)日高帯の泥質片岩中の閃亜鉛鉱より変成圧力を求めているが、分析試料数が少量のため信頼性に乏しい。
湯川(1988)は三波川帯を中心とした別子型鉱床において、有効性を検討。→閃亜鉛鉱の組織及び組成分布を注意深く検討するなら地質温度圧力計を利用できると結論づけている(図2)。



第2図 閃亜鉛鉱のFeS組成と、透輝石、炭酸塩鉱物の共生のP-T Grid、湯川ほか(1988)。
粗線は閃亜鉛鉱+黄鉄鉱+六方晶系磁硫鉄鉱共生の場合、細一点線は閃亜鉛鉱+黄鉄鉱+黄銅鉱+黄銅共生の場合の組成を示す。
A: パンベリ-石—緑泥石相 B: 高圧緑色片岩相 C: 緑閃石—角閃石相 D: Prehnite + Chlorite + Water = Pumpellyite + Actinolite + Quartz E: Pumpellyite + Chlorite + Quartz = Epidote F: Aragonite = Calcite G: Glaucophanesの安定領域 H: Serpentine + Diopside = Tremolite + Forsterite + Water I: 磁硫鉄鉱のHexagonal-Monoclinic転移領域 J: 閃亜鉛鉱地質圧力計の高温限界

閃亜鉛鉱地質圧力計を適用する際の注意点

後退変成期での再平衡作用の影響・・・①特に黄銅鉱と共生したり、黄銅鉱ダストを包有する閃亜鉛鉱は組成変動が大きいので除外すべきである(Hutchison&Scott,1980; Plimer,1980)。②最高変成期に閃亜鉛鉱が黄鉄鉱、六方晶系磁硫鉄鉱で完全にbufferされていたかどうか鉱石の組織に十分配慮する必要がある(Jamieson&Craw,1987)。

閃亜鉛鉱地質温度計

Yui & Czamanske(1971)、Czamanske(1974)、Kase(1977)で報告。→湯川ほか(1988)は三波川帯の鉱床において閃亜鉛鉱地質温度計を適用しその有効性を論じたが、求められた変成温度の幅は相当大きく後退変成作用の影響が大きかった。

まとめ・課題

・今後の課題・・・①最近の研究(例えばMizuta(1988a))では閃亜鉛鉱地質圧力計に及ぼす後退変成作用の影響を定量的に扱えるようになり、さらに変成帯の冷却速度も議論出来る様になってきた(Mizuta, 1988b)。今後は、閃亜鉛鉱地質温度圧力計が後退変成作用にどの程度影響されていくかを、拡散実験に対応させながら詳細に論じていく必要あり。
②累帯構造の有無と変成帯の冷却速度との関係、閃亜鉛鉱のさまざまな組織とその圧力値との関係等をもとにして、変成帯の温度を定量的に論じていく必要あり。

主要な引用文献

Banno,S., 1988, On the sphalerite geobarometer,Geoch.Jour.,22,129-131.
Bristol,C.C.,1974, Sphalerite geobarometry of some metamorphosed orebodies in the Film Flon and Snow Lake districts, Manitoba,Canada. Mineral., 12,308-315.
Brooker, D.D., Craig, JR. and Rimstidt, J.D., 1987, Ore metamorphism and pyrite porphyroblast development at the Cherokee mine, Ducktown, Tennessee. Econ. Geol., 82, 72-86
Czamanske, G. K.,1974, The FeS content of sphalerite along the chalcopyrite-pyrite-bornite sulfur fugacity buffer. Econ. Geol., 69, 1328-1334.
Hucheeon, I., 1978, Calculation of metamorphic pressure using sphalerite-pyrrhotite-pyrite equilibrium. Amer. Mineral., 63, 87-95.

- Huchon, I., 1980, Calculated phase relations for pyrite-pyrrhotite-sphalerite: correction. *Amer. Mineral.*, 65, 1063-1064.
- Hutchison, M. N. and Scott, S.D., 1981, Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system. *Econ. Geol.*, 76, 143-153.
- Hutchison, M. N. and Scott, S.D., 1980, Sphalerite geobarometry applied to metamorphosed sulfidated ores of the Swedish Caledonides and U.S. Appalachians. *Norges Geol. Unders.*, 360, 59-71
- Jamieson, R.A. and Craw, D., 1987, Sphalerite geobarometry in metamorphic terranes: an appraisal with implications for metamorphic pressure in the Otago schist. *Jour. Metamorphic Geol.*, 5, 87-99.
- Kase, K. 1977, Sulfide minerals and their assemblages of the Besshi deposit. *Mining Geol.*, 27, 355-365.
- Lusk, J. and Ford, C. E. 1978, Experimental extension of the sphalerite geobarometer to 10 kbar. *Amer. Mineral.*, 63, 516-519.
- Mizuta, T., 1988a, Compositional homogenization of sphalerite in hydrothermal ore deposits of Japan by post-depositional diffusion processes: with particular reference to metamorphosed Besshi-type deposits. *Mining Geol.*, 38, 263-278.
- Mizuta, T., 1988b, Interdiffusion rate of zinc and iron in natural sphalerite. *Econ. Geol.*, 83, 1205-1220
- Nesbitt, B. E. and Essene, E. J. 1982, Metamorphic thermometry and barometry of a portion of the southern Blue Ridge province. *Am. Jour. Sci.*, 282, 701-729.
- Plimer, I. R., 1980, A discussion of the paper by E. G. Stumpfl "Manganese haloes surrounding metamorphic stratabound base metal deposits". *Mineral. Deposita.*, 15, 237-241.
- Sangameshwar, S. R. and Marshall, B., 1980, Sphalerite geobarometry of deformed sulfide ores from the C.S.A. mine, Cobarr, Australia. *Mineral. Deposita.*, 15, 305-314.
- Scott, S. D., 1973, Experimental calibration of the sphalerite geobarometer. *Econ. Geol.*, 68, 466-474.
- Scott, S. D., 1983, Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments. *Mineral. Mag.*, 47, 427-435.
- Scott, S. D., and Barnes, H. L., 1971, Sphalerite geothermometry and geobarometry. *Econ. Geol.*, 66, 653-669.
- Shiba, M. 1988, Metamorphic evolution of the southern part of the Hidaka belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, 6, 273-296.
- Sundblad K., Zachrisson, E., Smeds, S. A., Berglund, S. and Alinder, C., 1984, Sphalerite geobarometry and arsenopyrite geothermometry applied to metamorphosed sulfide ores in the Swedish Caledonides. *Econ. Geol.*, 79, 1660-1668.
- 鳥海光弘, 1997, 関東山地南部の変成作用—その圧力条件. 三波川帯(秀敬編), 広島大学出版会, 217-221.
- Yui, S. and Czamanske, G. K. 1971, Iron content of sphalerite from the Imori mine, Japan. *Soc. Minig. Geol. Japan, Spec. Issue 3*, 277-279.
- 湯川正敏・渡辺洵・星野謙一, 1988, 三鉱学会講演要旨集, C-21.

文献番号	SOL-03
文献の種類	原著論文
文献題目	斜方輝石-スピネル地質温度計とダイオジェナイトへの応用
掲載誌名	月刊地球
発表年	1995
研究対象地域	—
研究対象	斜方輝石, スピネル
研究手法	熱力学
内容	<p>現状の課題: 岩石が生成時の平衡状態のまま凍結されていれば、鉱物の組成を多成分系の相図にあてはめることで、その温度や圧力などの平衡時の状態を知る事が出来る。しかし、現在では多成分系の相図は限られた領域でしか作られておらず将来においても作られる見込みは少ない。従って、岩石の生成時の状態を知ろうとするなら、他の手段が必要となる。例えば固体溶解度を応用した輝石温度計や斜方輝石圧力計、あるいは交換反応を応用した温度計などが知られている(坂野, 1979)。交換反応を応用した温度計には、例えばFe-Mg交換反応を用いた地質学的温度計があり、多くの研究がなされている(Kawasaki and Matsui, 1983など)。 斜方輝石-スピネル間にもFe-Mg交換反応があり、温度計としての利用が試みられている(Mukherjee, 1990など)。しかし、満足のいく結果が出されていない。その理由として、斜方輝石、スピネルともに活量が組成に一致しない非理想固溶体であり、活量-組成関係が十分解明されていない事が考えられる。</p> <p>本研究の目的: 斜方輝石-スピネル温度計を熱力学的計算による手法と経験的な手法による二通りの方法でのダイオジェナイトへの応用について報告する。</p> <p>熱力学からのアプローチ ・斜方輝石とスピネルが理想固溶体であるならば、活量aは、モル分率と等しいとできるが実際は、過剰相互作用を考慮する必要がある。 ・熱平衡状態に達した状態をそのまま保持していないことを考慮補正する必要がある。</p> <p>経験則からのアプローチ ・熱力学的アプローチでは分からないパラメータが多いため経験的な手法による温度計も用いられる。 ・分配係数を定義しパラメータを実験により求める。</p> <p>超塩基性岩への熱力学的温度計の適用 熱力学的計算による斜方輝石-スピネル温度計を他の温度計と比較する為に、まず地球起源の超塩基性岩に適用した。結果はカンラン石-スピネル温度計あるいは、Mukherjee and Viswanath,(1987)の経験的斜方輝石-スピネル温度計と比較して、今回の理論的計算はかなりの温度の差があり、また、他の温度計との相関が取れず、実用に適するとは言いがたい。</p> <p>ダイオジェナイトへの経験的溫度計の適用 ダイオジェナイトはほとんどが斜方輝石で構成されている為、相図に頼る事も他の温度計を使う事も難しい。</p>
まとめ・課題	<p>・熱力学的計算による地質温度計では、パラメーター(熱力学的定数や組成-活量関係)などが明らかになっていない部分が非常に多く、それが正確な値を出すのを困難にしている。 ・経験的溫度計は基のデータが信頼できるものでないと、違った値を出す性質のものであり、また限られた組成範囲でしか使えない。従って、斜方輝石-スピネル温度計を完成に近づける為に実験と岩石の分析との両面から研究を進めるべきである。</p>
主要な引用文献	Kawasaki, T. and Matsui, Y.: Geocem. Cosmochem. Acta., 47, 1661-1679 (1983) Mukherjee, A.: Proc. of 20th Lunar and Planetary Science Conf., 299-308 (1990) Mukherjee A. and Viswanath, T.A.: Men. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue, 46, 205-

文献番号	SOL-04
文献の種類	講演要旨
文献題目	斜長石温度計を用いた普通隕石の変成温度の推定
掲載誌名	三鉱学会連合学術講演会講演要旨集
発表年	1995年
研究対象地域	—
研究対象	普通隕石
研究手法	斜長石温度計
内容	<p>これまで隕石の変成温度の推定には主に輝石温度計が用いられてきたが、輝石を温度計として用いる場合、共存する輝石が実際には化学的な平衡に達していない場合も多く、その結果について多くの議論がなされてきた(McSween and Patchen, 1989)。</p> <p>本研究では、変成度の高い普通隕石中に普通に認められる斜長石を用い、変成温度の推定を試みた。</p>
	<p>図1. P1-P4: Peekskill; D1, D2: Dhurmasala.</p>
まとめ・課題	Peekskill隕石(H6)とDhurmasala隕石(LL6)について得られた結果をJ.V.Smith(1972)の図にプロットしたものを示す。Peekskill隕石(H6)については700(±30°C)の一定した温度が得られているが、Dhurmasala隕石(LL6)については700°Cおよび850°Cと結晶によって異なる温度が得られ、これは形成過程での各斜長石の生成時期の違いを反映していると考えられる。
主要な引用文献	H.Y.McSween and A.D.Patchen,(1989),Metritics,24,219-226. J.V.Smith,(1972),Geochim.Cosmochim.Acta,32,1327-1342.

文献番号	SOL-05
文献の種類	原著論文
文献題目	輝石地質温度計とマヌス海盆の岩石
掲載誌名	月刊地球 号外
発表年	1996年
研究対象地域	東マヌス海盆
研究対象	火山岩
研究手法	三輝石温度計
内容	<p>・筆者はピジオン輝石共析反応線が等圧不変線(800°C~1270°C)であることを基本にした、三種の輝石地質温度計を求めた(Ishii, 1981)。</p> <p>斜方輝石(Opx)と普通輝石(Cpx)とピジオン輝石(Pig)の三成分系では、一気圧における基本的な輝石相平衡関係は、輝石台形(Di-En-Fs-Hd)を底面に、温度を縦軸にとると図1の様に表現できる(Ishii, 1975)。</p> <div data-bbox="750 694 1149 1377" data-label="Figure"> </div> <p>図1 一気圧下での模式的輝石相平衡図 (Di-En近傍は簡略化し、Hd-Fs近傍は省略してある)。</p>
	<p>これらの平衡関係は輝石地質温度計として応用可能であり、以下のもの等が利用されている。</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) Pig(ピジオン輝石)-Opx(斜方輝石)-Cpx(ここではAug=普通輝石)の三相共存、つまりピジオン輝石共析反応線(図1のE-E') 2) Opx-Cpxの二相領域 3) Pig-Cpx不混和領域 <p>1)の線上で晶出したPigの組成(X_{Fe})を測定すれば、晶出温度(T)が求まる。これは三輝石温度計(または単にピジオン輝石温度計)と呼び、これまで報告されているいかなる輝石温度計より自由度が小さく、もっとも信頼性の高い基準温度計となりうる。</p>

東マヌス海盆で得られた、玄武岩質安山岩～デイサイト質溶岩から、XRFによる全岩分析値のAFM図では、ソレライト質からカルクアルカリ岩質領域にかけてプロットされる(図6)。

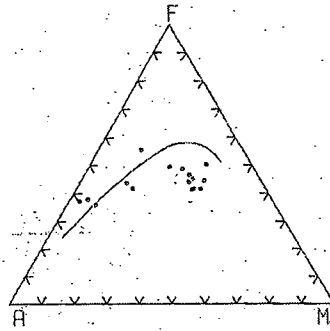


図6 東マヌス海盆溶岩の全岩分析値のAFMプロット。

斑晶～微斑晶のOpxとCpxを含む岩石の斑晶～微斑晶出時のマグマの温度を輝石温度計で求めると縦線で示すような範囲になる(図8)。

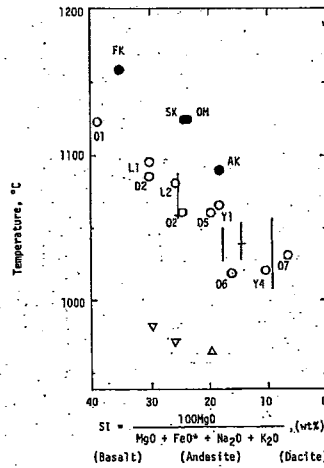


図8 東マヌス海盆溶岩のマグマの温度と組成の関係(縦棒で示す)。白丸は箱根火山のソレライト、三角はカルクアルカリ岩を示す13-14。

まとめ・課題

・良好な二輝石のペアが得られなかったために、厳密な温度は求まらなかったものの、丸印で示す箱根(Ishii, 1981; Ishii, 1991)のソレライトマグマとほぼ同様な温度と組成関係を示した。
 ・マヌス海盆の火山岩はドライなMORB質岩石ではなく、やや水を含んだ島弧性ソレライト質な岩石であると結論付ける。

主要な引用文献

Ishii, T., (1975), The relations between temperature and composition of pigeonite in some lavas and their application to geothermometry. Mineral. J., 8, 48-57.
 Ishii, T., (1981), Pyroxene geothermometry of basalts and an andesite from the Palau-Kyushu and West Mariana ridges. Initial Reports of DSDP.59, U.S. Government Printing Office. 93-718.
 Ishii, T., (1991), Lava-flow and subvolcanic magma reservoir Volcano, Japan. Jour. Petrol., 32, 429-450.

文献番号	SOL-06
文献の種類	レビュー論文
文献題目	造岩鉱物の非平衡組織と変成帯の温度・圧力履歴
掲載誌名	月刊地球
発表年	1996年
研究対象地域	—
研究対象	ペリステライト、Ca角閃石、エピソード、アクチノ閃石-藍閃石
研究手法	固溶体鉱物の相転移
内容	<p>研究史: 1960年代にマイクロプローブ(EPMA)が岩石学に導入されると、岩石の構成鉱物には化学的な不均質が著しい事が分かってきた。 1970年代になり、鉱物の化学的不均質に基づいた化学的構造を岩石の温度履歴の解明に積極的に利用しようという動きが始まった。 1960年代から始まった変成岩の共存鉱物間の元素分配を利用した地質学的温度計では、ざくろ石を含む鉱物対、あるいはほとんどそれだけが、有効な温度計になることが分かってきた。その結果に立ち、自由度の少ない鉱物組み合わせを持つ岩石ではGibbs法によって、温度圧力履歴を表面平衡による分別結晶作用の逆問題として解き、温度圧力履歴を求められるようになった(Spear, 1989)。</p> <p>目的: ざくろ石以外の鉱物の不均質性に関連した岩石学的問題を要約する。岩石の成因を物理化学的に考える為には相図、あるいはそれに集約される鉱物の熱力学的性質が必要である。相図が無ければ共存鉱物が平衡にあるか否かが分からないので、温度・圧力が定量的に分からなくても一定の温度・圧力条件下での共生関係図は必要である。以下に主に天然の共存鉱物の組成から相図を構築した例について考える。</p>
<p>ペリステライト: ペリステライトについては我国の研究者によって2つの詳細な研究(Maruyama et al, 1982; Ishiazuka, 1985)が発表され、互いに正反対の結論が導かれている。両者の違いは共存する斜長石の組成間隙が温度と共に$X_{an}=0.17$に近づくか、$X_{an}=0$に近づくかである。これはOrville(1974? 1984?)に提起された不混和、相転移論争に対応する。海外の詳しい研究は不混和を支持するものと相転移を支持するものがある。</p>	<p>2成分固溶体の相転移図。 a) 不混和, b) 転移ループ</p>
<p>Ca角閃石: Ca角閃石は通常C2/mの空間群を持つとされるが、これに対しTagiri (1977)とMaruyama et al. (1983)はアクチノ閃石とホルンブレンドは異なった構造を持つと主張した。Maruyama et al. (1983)は転移ループ型の相転移を確認したとした。Ishizuka (1985)は不混和を主張した。この問題は2次相転移を想定しないから、低温でのアクチノ閃石の空間群を決めてやれば良く、Shinjoe et al. (1993)はC2/mであると決めた。このことにより、この問題に決着がついた。</p>	
<p>エピソード: Raith(1976? 1977?)とSchreyer & Abraham(1978)は組成不均質は不混和域のためだと考えた。Bannon & Yoshizawa (1993)はRaithが不混和域に対応する組成不連続を持つと考えた結晶の写真は、分域構造で説明できると指摘した。</p>	

アクチノ閃石-藍閃石:

現在の一般の理解はアクチノ閃石 ($\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$)とNa角閃石の間には温度と圧力に関係した不混和域があり、臨界混合温度はアクチノ閃石-藍閃石 ($\text{Na}_2\text{Al}_2(\text{Mg, Fe})_3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$)では広く、アクチノ閃石-マグネシオ・リーベック閃石 ($\text{Na}_2\text{Fe}^{3+}_2(\text{Mg, Fe}^{2+})_3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$)間では狭いとなっている。この考えはこれらの角閃石の産出頻度から見ておおよそ妥当であるが、この相関係を結論した基になったデータを見ると(Toriumi, 1974), これらの問題はそう自明ではない。

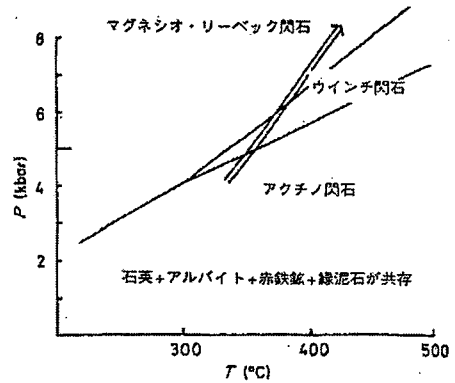
・まず、アクチノ閃石とマグネシオ・リーベック閃石との関係を見てみる。

Otsuki & Banno (1989? 1990?) は下記の仮定を立て、アクチノ閃石-フェリウインチ閃石-マグネシオ・リーベック閃石系の安定関係を模式的に解いた(図)。この系は、三波川帯の変塩基性岩で石英-アルバイト-緑泥石-エビドート-赤鉄鉱が存在する場合である。

仮定1) この系は対照的な単純溶液(正則的)である

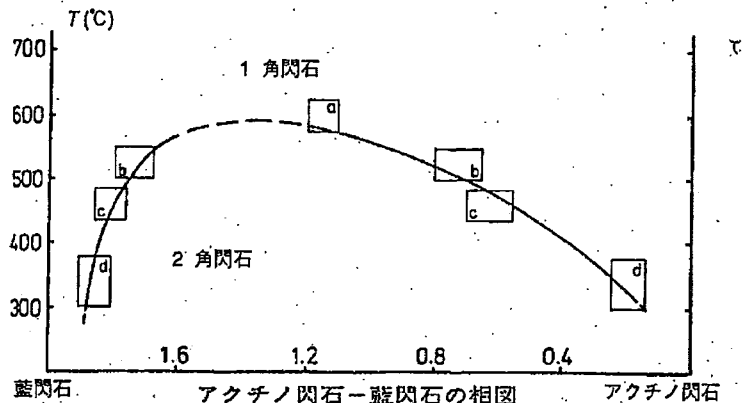
仮定2) 臨界混合温度圧力は300°Cである。

仮定3) 混合過剰体積は無視できる。



赤鉄鉱を過剰に含む塩基性岩でのウインチ閃石と、マグネシオ・リーベック閃石。

・三波川帯ではアクチノ閃石と藍閃石の中間のウインチ閃石は存在しない (Hosotani & Banno, 1986)。三波川のザクロ石帯の変塩基性岩では、アクチノ閃石と藍閃石とは共存する事があるので、400-500°Cではウインチ閃石は不安定である。この系にはLiou & Maruyama (1987) とRayner & Balleve (1988)によって異なった2種の相図が提案されている。Liou & Maruyama (1987) の相図は角閃石が正則であれば、粗い近似でも擬化学平衡近似でも不可能である。図に示すRayner & Balleve (1988) の相図の方が真実に近いように思う。



(Rayner & Balleve, 1988).

まとめ・課題	<p>・低温高压変成岩の温度・圧力履歴を求めようとすると地質温度・圧力計の根本仮定、ある条件下で安定な鉱物組み合わせを見出せる、ということはそう簡単ではない。</p> <p>・温度・圧力履歴は分析値を出来合いのプログラムに入力すればすぐ求まる状況には至っていない。</p>
主要な引用文献	<p>Banno, S. & Yoshizawa, H., 1993, Mineral. Mag, 57, 739-743</p> <p>Hosotani, Y. & Banno, S., 1986, J. Metamorphic. Geol., 4, 23-35</p> <p>Ishizuka, H., 1985, J. Petrol, 26, 391-417</p> <p>Liou, J. G. & Maruyama, S., 1987, J. Metamorphic. Geol., 5, 371-396</p> <p>Maruyama, S., Liou, J. G. & Suzuki, K., 1982, J. Petrol, 24, 583-604</p> <p>Maruyama, S., Suzuki, K & Liou, J. G., 1983, J. Petro., 24, 583-604</p> <p>Orville, P. M., 1974? 1984?, Bull. Franc. Mineral. Crystal, 97, 386-392</p> <p>Otsuki, M. & Banno, S., 1990, J. Metamorph. Geology, 8, 423-429</p> <p>Raith, M., 1977? 1976?, Contr. Mineral. Petrol, 57, 99-117</p> <p>Rayner, B & Balleve, M., 1988, J. Metamorph. Geology, 6, 383-350</p> <p>Schreyer, W. & Abraham, K., 1978, Ann. Soc. Geol. Belgique, 35, 464-475</p> <p>Shinjoe, H., Makino, K., Tomita, K & Banno, S., 1993, Mineral. J, 16, 279-305</p> <p>Spear, F. S. in eds. Spear F. S. & Peacock, S., 1989, Short course in Geology, D.Agu, 1-55</p> <p>Tagiri, M., 1977, Contr. Mineral. Petrol, 62, 271-281</p> <p>Toriumi, M., 1974, J. Geol. Soc. Jpn, 80, 75-80</p>

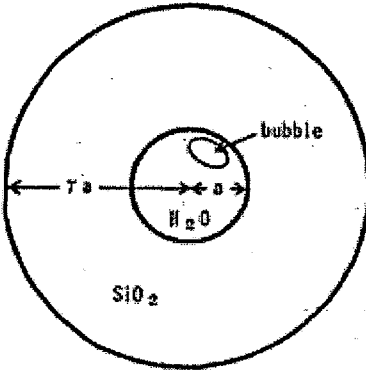
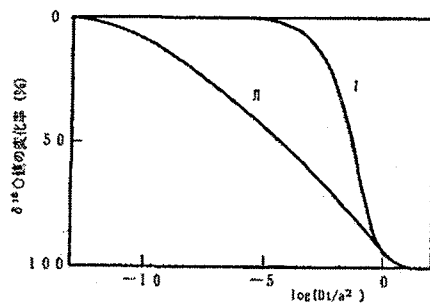
文献番号	SOL-07
文献の種類	講演要旨
文献題目	地質温度計・圧力計の適用限界についての再検討-化学平衡の評価
掲載誌名	日本地質学会第106年学術大会講演要旨
発表年	1999年
研究対象地域	—
研究対象	地質温度計圧力計
研究手法	化学平衡の評価
内容	<p>地温勾配の見積もりに用いられた手法を紹介し、その解釈を検討することによって、どの手法が一体何を見ているのかについて言及している。</p> <p>Lasaga(1983)の方法に基づいて、文献に現れた新しい拡散データを用いて交換平衡に基づく地質温度圧力計の適用限界を再検討し、化学平衡の評価の具体的な方法、試案を提案する。</p> <p>問題点・・・化学平衡が成立しているか否かの判定は一般的には困難である。そのため、地質温度計・圧力計の使用が一般的になったのに比べて平衡状態の検証が不十分なままで放置されており、未だに簡便な方法が見出されていない。</p> <p>一つの岩石から二種類の鉱物のコア-コアペア、リム-リムペアからそれぞれ二つ以上の温度圧力条件を見積りP-Tパスをつなぐと平衡状態の十分な検証はスキップされて見積もられてしまう。したがって、地質温度計・圧力計の使用が一般的になったのに比べて平衡状態の検証が不十分なままで放置されており、未だに簡便な方法が見出されていないのは事実である。また最近では柘榴石、輝石、カンラン石等、高温変成岩やマントルの岩石の解析のために鍵になる造岩鉱物について精度の高い拡散の実験が行われている。</p>
まとめ・課題	・地質温度計・圧力計の使用が一般的になったのに比べて平衡状態の検証が不十分。
主要な引用文献	Lasaga, 1983, (詳細不明)

文献番号	SOL-08
文献の種類	講演要旨
文献題目	カザフ共和国コクチェタフ変成帯の白色片岩中のザクロ石の組成累帯構造から推定した累進変成経路
掲載誌名	地球惑星科学関連学会合同大会予稿集(G061-P006),
研究対象地域	カザフ共和国北部に位置するコクチェタフ変成帯
研究対象	白色片岩
研究手法	岩石学的手法、イルメナイト-ザクロ石温度計, コンピュータープログラム'UniEQ'
内容	<p>地質概略及び岩石記載: カザフ共和国北部に位置するコクチェタフ変成帯は、最も深くまで沈み込んだ変成帯である。研究に用いた白色片岩は、変成帯中部に位置するKulet地域から採取された。この地域の地質は、ブロック状のエクロジャイトと砂泥質片岩の基質からなるblock-in-matrix構造で特徴付けられる。</p> <p>白色片岩はエクロジャイトに伴って、岩体の縁や割れ目に沿って産出する。白色片岩は、粗粒の石英、フェンジャイト、及び滑石からなる基質と、ポーフィロブラスト状のザクロ石及び藍晶石で構成され、少量のルチルを含んでいる。ザクロ石は粗粒で多数の包有物を含んでいる。また、累進変成時に特徴的に形成される組成累帯構造を持つ。</p> <p>ザクロ石の包有物: ・ザクロ石の包有物のうち、最も多いものSiO₂相(石英及びコース石)である。単結晶の石英はコア部分に分布し、一方コース石及びその仮像はマントル部分の最外殻に分布する。 ・石英に次いで多いのがチタン相鉱物である。イルメナイトはコアの比較的内側に多く分布し、一方ルチルは、コア部分の外側からマントル部にかけて多く分布する。 ・リム部分には包有物の数は少ないものの、ルチル、イルメナイトの両者が含まれている。 ・その他の包有物としては、ジルコン、燐灰石、モナズ石が普遍的に観察されるほか、稀に藍晶石およびフェンジャイトがコア部分外側からマントル部分で観察された。</p> <p>包有物の温度: Pownceby et al (1991) のイルメナイト-ザクロ石温度計を用いて、包有物の温度を見積もったところ、求められた温度は、500-750°Cまでの幅を持ち、それぞれのザクロ石結晶中において、コアからリムへ向かって系統的に上昇する傾向が見られた。 藍晶石を含む、コア部分外側の領域に分布する包有物に対して、圧力に鋭敏な反応 $3Fe - Ilm (in Ilm) + Ky + 2Qtz = 3Rt + Alm (in Grt)$ を用いて、圧力の推定を行った所、与えられた温度(約700°C)で12-13kbar という結果を与えた。</p> <p>ザクロ石成長初期のP-T経路: Omori & Ogasawara (1998) のコンピュータープログラム'UniEQ'を用いて、この試料の全岩組成に対する岩石成因論的グリッドを、K₂O-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (KCFMASH) モデル系で描き、それによってザクロ石の累帯構造を理論的に予測する事が可能となった。 コア部分内側については温度圧力の拘束条件が無いが、理論的に予測される累帯構造と実際の累帯構造との比較から、ザクロ石成長初期のP-T経路を補完した。 ・得られた累進時のP-T経路は、700度、12-15kbar付近で高圧側に屈曲する反時計回りの曲線となった。これは、メタペイサイトから求められた、変成帯のP-T勾配にほぼ一致する。</p>
まとめ・課題	・従来、多くの変成帯では時計回りのP-T経路が描かれてきたが、本研究で得られたP-T経路は、それらと全く異なる結果を呈するものとなった。
主要な引用文献	Omori, S. & Ogasawara, Y. 1998. 'UniEQ': A computer program package for constructing petrogenetic grids. EOS transactions, American Geophysical Union, 79, F999

Pownceby, M. I., Wall, V. J. & O'Neill, H. S. T., 1991. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-ilmenite Fe-Mg exchange equilibria. *American Mineralogist*, 76, 1580-1588

6. 流体包有物

文献番号	著者	発行年	タイトル
FI-01	大場・風早	1986	流体包有物中の水の $\delta 18O$ から石英の熱履歴を推定する試み(演旨)
FI-02	番場ほか	1987	地熱変質と流体包有物の充填温度からみた八幡平-焼山地域の熱履歴(演旨)
FI-03	村松	1987	葛根田地熱地域の熱水脈とその流体包有物の研究
FI-04	笹田	1988	流体包有物マイクロサーモトリーの基礎-地熱篇-(1),
FI-05	笹田	1989	流体包有物による堆積岩の熱履歴の解析
FI-06	笹田	1989	液体包有物マイクロサーモトリーの基礎-地熱篇-(2),
FI-07	村松	1993	地熱井評価への流体包有物温度計適用上の留意点
FI-08	佐脇	1994	流体包有物の測定手法について-地熱探査への応用-
FI-09	佐脇・笹田	1997	流体包有物のマイクロサーモトリーから見た鬼首地熱系の熱履歴
FI-10	大谷ほか	1998	野島断層破砕帯における熱水活動の痕跡-流体包有物による解析(演旨)
FI-11	橋本ほか	2001	過去の付加体に見る沈み込みから底付け付加に至るプレート境界に沿った流体移動と温度圧力履歴(S2-012)(演旨)
FI-12	坂口	2001	流体包有物から見た付加体中の深度10km付近の流体移動
FI-13	篠崎ほか	2002	流体包有物から見たスコットランドサザンアプランド付加体の形成条件
FI-14	村松ほか	2002	流体包有物から推定した、四万十帯・牟岐メランジュの温度・圧力条件
FI-15	角替ほか	2003	東南極ナピア岩体の超高温グラニュライトに含まれるCO ₂ に富む流体包有物と温度圧力履歴
FI-16	佐脇・笹田	2003	秋田県湯沢雄勝地域産流体包有物の研究-温度履歴と地熱流体の化学的性状-
FI-17	石山	2003	III-C1流体包有物
FI-18	佐脇	2003	流体包有物-その基礎と最近の研究動向-

文献番号	FI-01
文献の種類	講演要旨
文献題目	流体包有物の水の $\delta^{18}\text{O}$ から石英の熱履歴を推定する試み
掲載誌名	日本地球化学会年会講演要旨集
発表年	1987年
研究対象地域	—
研究対象	石英
研究手法	流体包有物の水の酸素同位体比
内容	<p>石英が形成された後、温度が下がった時でも石英と流体包有物の間で酸素原子の交換が行われている。その為、流体包有物に含まれる水の酸素同位対比は必ずしもその石英を形成したhydrothermal waterの酸素同位体比を示すとは限らない。このような現象に対して数学的なモデルを作成し、以下の設定及び仮定が成立するとすると、流体包有物の$\delta^{18}\text{O}$値の時間変化を計算することが出来る。</p> <p>設定1. 石英に取り込まれる流体包有物としてfig.1の様なモデルを採用する。 2. 水と石英は温度T_iで平衡にあったとする。 3. 平衡にあった時刻を0として、これからの時間をtとする。次に系の温度がT_iからT_f下がるとする。</p> <p>仮定1. 石英の酸素原子の同位対比は自己拡散のFickの法則に従う。 2. 流体包有物の内壁の石英の酸素原子の同位対比はその流体包有物の水と常に平衡にある。</p> <p>計算結果及び結論: 計算結果の一例をfig.2に示す。曲線 I は温度が瞬間的に下がった場合の時間変化を示す。曲線 II は、石英と流体包有物の水の間で同位体平衡が成立しながら、それに合わせて温度が下がってゆく場合である。 天然の石英が経てきた冷却過程は、おそらくこれらの両極端の間に位置すると思われる。 ・流体包有物の$\delta^{18}\text{O}$値と平均直径を測定し、図の2曲線の間測定点が載るようにtを決めると、それはすなわち石英の冷却が始まった時刻を決定する事になる。</p>
	
	
	<p>Fig.1 流体包有物のモデル</p> <p>Fig.2 流体包有物の$\delta^{18}\text{O}$値の時間変化</p>
まとめ・課題	・石英の酸素原子に関する自己拡散係数の低温における正確な値が必要とされるが、現在正確な実験値は得られていない。
主要な引用文献	—

文献番号	FI-02
文献の種類	講演要旨
文献題目	地熱変質と流体包有物の充填温度からみた八幡平-焼山地域の熱履歴
掲載誌名	日本地熱学会学術講演会講演要旨集
発表年	1987年
研究対象地域	秋田県八幡平-焼山地域
研究対象	地熱変質鉱物
研究手法	鉱物組み合わせ、流体包有物
内容	当地域においては、多くの地熱変質鉱物が産出し、図に示すような変質分帯が可能である。

Altered Zoning		ZONE I	ZONE II	ZONE III	ZONE IV	ZONE V	ZONE VI
Alteration Seralite	Montmorillonite		140-190°C				
	Chlorite						
	Sericite						
	Chl./Mont.						
	Ser./Mont.						
Weakly acidic Neutral	Epidote				230-260°C		
	Prehnite				240-260°C		
	Actinolite					260-300°C	
Silica	α -cristobalite						
	Tridymite						
	Quartz						
Alkali (K, Na, Ca, Fe, Mg)	Clinoptilolite			130°C			
	Mordenite			130°C			
	Stibite			?			
	Laumontite		180°C				
	Wairakite			210-240°C			
Acidic (Fe, Al)	Hyalysite						
	Kao line						
	Pyrophyllite						

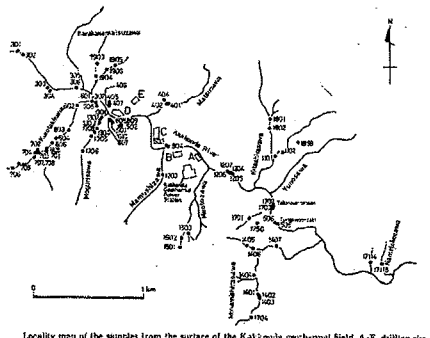
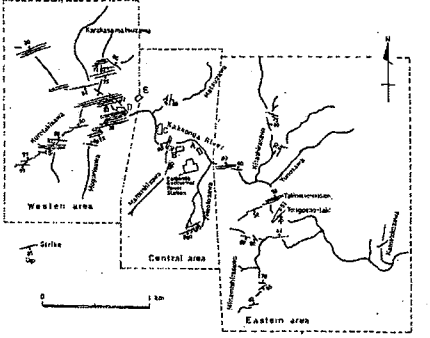
坑井の流体包有物充填温度、及び現在の地下温度を基準として、地熱変質鉱物の出現する温度を求めると表1の様になる。
 当地域の地熱変質鉱物の分布と現在の地下温度を比較検討すると、いずれの変質鉱物も最も高温の地下温度と対応するのが澄川地区南部であり、それよりも北方及び東方域の地熱変質鉱物の消長線は、これら坑井よりも低い地下温度と対応する。

表1. 地熱変質鉱物の出現温度

鉱物名	温度(°C)
緑泥石	140~190
ワイラケ沸石	210~240
緑廉石	230~260
ブドウ石	240~260
角閃石	260~300

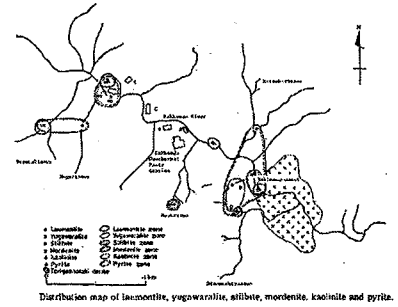
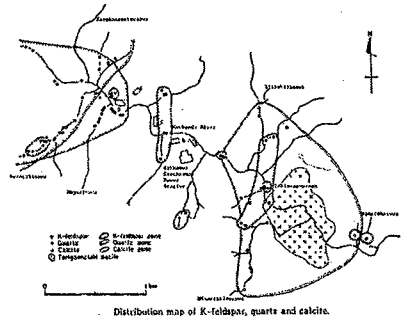
まとめ・課題 各地熱変質鉱物の消長線が、過去の等温線であるとみなした場合、現在の地下温度は、地熱変質鉱物を形成する際に獲得した最高温度条件よりも大沼地区やその東方で、30~50°C以上の低下があったことを示している。

主要な引用文献

文献番号	FI-03
文献の種類	原著論文
文献題目	葛根田地熱地域の熱水脈とその流体包有物の研究
掲載誌名	岩石鉱物鉱床学会誌
発表年	1987年
研究対象地域	岩手県雫石町、葛根田地熱発電所
研究対象	脈鉱物と流体包有物
研究手法	<ul style="list-style-type: none"> ・粉末X線回折による鉱物同定。 ・加熱顕微鏡による、流体包有物の均質化温度測定。
内容	<p>(採取試料)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・脈鉱物の採取地点: 葛根田地熱発電所を中心に、葛根田川沿い(約4km)とカラカサ松沢・松沢・北白沢・黒滝沢・もぐり沢・蝮沢・夫婦沢・南白沢・ナメコ沢等の支沢。(図) ・調査範囲: 東西約4km、南北約2.5km <p>熱水脈の分布: 代表的な熱水脈の走向と傾斜を図に示す。</p> <p>(1) 東部エリア 優勢な熱水脈はENE-WSW系、E-W系で、その過半数が方解石脈である。</p> <p>(2) 中央部エリア 葛根田地熱発電所及びA-C基地を含む本エリアには、地表に多数の活発的な噴気が認められるものの、熱水脈はほとんど発達していない。葛根田川・松沢・蝮沢の石英脈は主に走向NNE-SSW、傾斜ESEである。一方、夫婦沢の石英脈は走向ENE-WSW、傾斜60~80° SSEであり、葛根田地熱地域の熱水脈の最も卓越する走向・傾斜と一致する。</p> <p>(3) 西部エリア D基地よりも上流の葛根田川・黒滝沢・もぐり沢・カラカサ松沢に分布する熱水脈の多くは、走向ENE-WSWで垂直に近い傾斜を持つ。石英が主。</p>
	 <p>Locality map of the samples from the surface of the Kakikanda geothermal field. A-E, drilling site.</p>
	 <p>Distribution map of the representative veins on the surface of the Kakikanda geothermal field.</p>

脈鉱物の産状と分布:採取した試料のX線回折解析により確認された脈鉱物はカリ長石・石英・方解石・濁沸石・湯河原沸石・東沸石・モルデン沸石・カオリナイト・黄鉄鉱である。

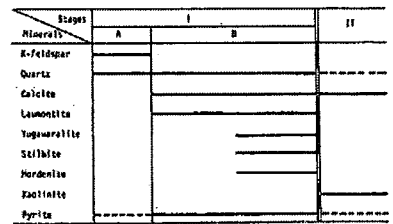
図にカリ長石・石英・方解石の分布及び、濁沸石・湯河原沸石・東沸石・モルデン沸石カオリナイト・黄鉄鉱の分布を示す。



脈鉱物の晶出順序:脈鉱物の産状と分布に既存の地化学的研究結果を加味すると、脈鉱物の晶出順序は図の如くと考えられる。第 I A期はカリ長石と一部の石英が生成した。

第 I B期は熱水脈の主形成期にあたり、石英の大部分と方解石の一部及び沸石類が生成した。

第 II 期(現在の熱水に近い地熱流体から鉱化期に相当)は、方解石・石英・カオリナイトの生成で特徴づけられる。



Paragenetic sequence of the hydrothermal minerals from the surface of the Kakkonda geothermal field.

流体包有物の均質化温度の測定:石英と方解石中の流体包有物を対象とした。測定結果を図に示す。均質化温度は石英で87-296°C、方解石で83-217°Cの範囲にある。

Homogenization temperatures of fluid inclusions in quartz and calcite from the surface of the Kakkonda geothermal field

Locality	Sample no.	Mineral*	Homogenization** temperature (°C)
Eastern area	306	Ca	99 - 155 (8)
	1704	Ca	210 - 217(13)
	1701	Ca	99 - 215 (4)
Kakkonda river	1750	Ca	85 - 93 (4)
	1711a	Ca	81 - 180 (7)
	1812	Qz	105 - 224(19)
Kirasakusawa	1811	Ca	107 - 236 (5)
	1802	Ca	55 - 210(21)
	1402	Ca	116 - 165 (8)
Minamishirasawa	1407	Ca	106 - 204(14)
	1704	Ca	100 - 175(14)
	401	Qz	90 - 186(11)
Central area	401	Qz	131 - 172 (5)
	402	Qz	119 - 224 (8)
	1502	Qz	108 - 272(14)
Western area	301	Qz	83 - 201(13)
	303	Qz	124 - 202(13)
	405	Qz	130 - 161 (4)
Kawagapentausawa	502	Qz	105 - 183(11)
	1903	Qz	162 - 191(10)
	1904	Qz	97 - 230(20)
Kusotakisawa	601	Qz	104 - 290(21)
	602	Qz	121 - 294(23)
	803	Qz	163 - 179(10)
Hogurisawa	701	Qz	105 - 262(10)
	707	Qz	143 - 294(14)
	1301	Qz	103 - 163 (7)
	1502	Qz	99 - 216 (8)
	1305	Ca	107 - 212(14)

* Abbreviations: Ca = calcite, Qz = quartz.

** In parenthesis, number of measurements.

主要脈鉱物生成期の深度: 孔井カッティングから得られた深度別の最高均質化温度分布図(Muramatsu, 1984)に、今回の研究から得られた地表試料の最高均質化温度を加えて、最高均質化温度-深度図を作成。鮮新世~更新世以降の石英・方解石などの主要鉱物生成期(第I期)における地表は現在よりも少なくとも900mは上部にあったと推測される。これは、Muramatsu(1984)の結果とも合う。

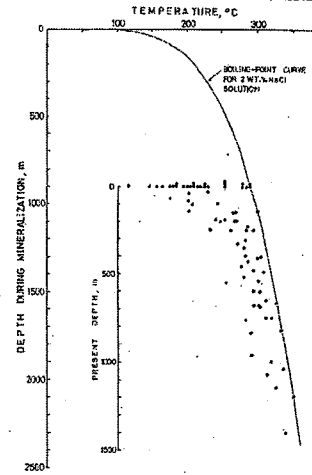
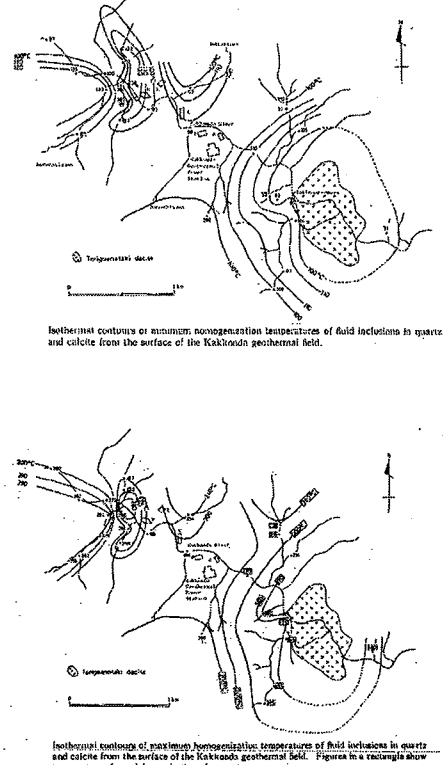


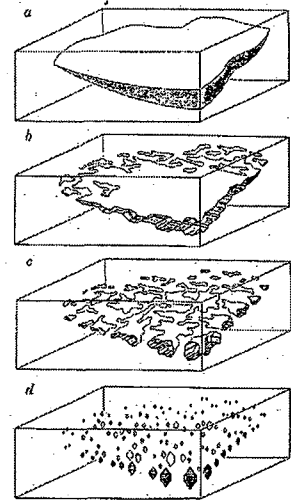
Fig. 1. Boiling-point curve of fluid inclusions with the sampling depths for the Kakegawa geothermal field. Boiling-point curve for 2 wt% NaCl solution was drawn using the data by Hiras (1971).

<p>内容</p>	<p>地熱流体の流動: 流体包有物の最高均質化温度と最低均質化温度の地表における分布は類似する。最低均質化温度は、西部エリアに120°C以上の高温が認められるのに対し、主要蒸気生産基地である中央部エリアのA~C基地では100°C以下と低温である。このことから、鮮新世~更新世以降の脈石英の初期鉱化時(第I期)及び現在の熱水に近いこの地域の地熱流体は、主として西部エリアの地下深部から上昇していたと推測される。</p>	 <p>Isothermal contours of minimum homogenization temperatures of fluid inclusions in quartz and calcite from the surface of the Kakkoishi geothermal field.</p> <p>Isothermal contours of maximum homogenization temperatures of fluid inclusions in quartz and calcite from the surface of the Kakkoishi geothermal field. Figures in a rectangle show temperatures for calcite, and others for quartz.</p>
<p>まとめ・課題</p>	<p>西部エリアは葛根田地熱地域における主要な深部地熱流体の上昇エリアに、また中央部エリアのA~C基地付近は天水が地下へ浸透する涵養地域の一部になっていると考えられる。さらに、主要脈鉱物生成期(第I期)及び現在の熱水に近い地熱流体の流動機構は変わっていないと考えられる。</p>	
<p>主要な引用文献</p>	<p>Muramatsu, Y., 1984, Fluid inclusion study in the Takinoue geothermal field, Iwate prefecture, Japan, An application to the estimate of the present underground temperature. Proceedings 6th New Zealand Geothermal Workshop, 21-25</p>	

文献番号	FI-04
文献の種類	原著論文
文献題目	流体包有物マイクロサーモメトリーの基礎——地熱篇——(1)
掲載誌名	地熱エネルギー
発表年	1988年
研究対象地域	—
研究対象	流体包有物
研究手法	—
内容	<p>地熱地域の地下では、熱水が周囲の岩石を溶脱したり、鉱物を晶出させたりしながら流動している。この熱水が成長する鉱物表面の凹所や、既存の鉱物の割れ目に取り込まれ、同質の鉱物によりシールされると、流体包有物が出来る。</p> <p>地熱地域で形成された流体包有物は、色々な活動時期の熱水を捕獲している事が多い。このような流体包有物のマイクロサーモメトリーを行うと、かなり具体的に熱水活動の履歴を解明する事が出来る。また、現在の熱水活動に関連して流体包有物が形成されている場合には、マイクロサーモメトリーは温度検層の手段ともなり得る(田口, 1982)。</p> <p>試料の産状: 地熱活動に伴い形成された流体包有物は、主として熱水性鉱物中に含まれているが、火山岩の斑晶や堆積岩の碎屑性鉱物等の既存鉱物中に見られる場合もある。熱水性鉱物脈はフラクチャーを充填する鉱物脈として産するほか、既存鉱物の外縁に成長したり、時には既存鉱物の一部を置換して生じている。</p> <p>既存鉱物のマイクロクラックに熱水が浸透した場合も、流体包有物が形成される。しかし、堆積岩や花崗岩中の既存鉱物では、熱水性鉱物と異なり、地熱活動以前に形成された流体包有物が含まれていたり、火山岩の場合は、斑晶にマグマを捕獲して出来たガラス包有物がしばしば含まれているので、十分注意を払う必要がある。</p> <p>これまでにマイクロサーモメトリーが行われた地熱地域産の熱水性鉱物には、石英・方解石・硬石膏・カリ長石・閃亜鉛鉱・フログサイト・緑簾石・ワイラケイ沸石・剥沸石・菱マンガン鉱・螢石が有り、このほか、アモルファスシリカでも測定が行われている。</p> <p>流体包有物の成因に基づく分類: ・初成包有物(結晶成長に伴い捕獲された流体) ・二次包有物(結晶成長が終わった後で、流体を捕獲して出来たもの) ・擬二次包有物(結晶内に生じた割れ目に流体が捕獲された後も、結晶成長が続いていた場合、このような割れ目に流体が捕獲されて出来たもの) に分類される。</p> <p>また、この成因分類カテゴリーには入らないもので離溶包有物がある。 流体包有物の成因を判断する際には、Roedder(1984)の判定基準(第1表)が役に立つ。</p>

二次包有物の形成過程:

結晶内に生じた割れ目に流体が充たされると、結晶は流体中に溶けたり、再晶出したりしながら、割れ目をヒールしていく。そして割れ目表面エネルギーが低い状態へと移行する過程で、大きな流体包有物は、いくつもの小さな流体包有物へと分割されていく(ネッキングダウン)。そして低い面指数を持つ負結晶へと変化して行き、適当な温度、冷却速度等の条件が整っていると、二次包有物は最終的にはきれいな負結晶の並びを構成する。



二次包有物のでき方 (Roelider, 1962)
aからdの図は、流体で充たされた亀裂の割れ目がヒールされていく様子を示している。

相構成に基づく流体包有物の分類:

- ・液体包有物
- ・気体包有物
- ・多相包有物
- ・液体CO₂含有包有物(地熱地域では一般的ではない)

以上のほか、炭化水素や硫化水素等の液体を含む流体包有物もあるが、これらも地熱地域では一般的ではない。

・形成後に起きる、ネッキングダウン、ストレッチング、デクレピテーションといった3つの変形過程は、流体包有物の再平衡の問題として捉えることも出来る。再平衡した流体包有物については、実験室でさかのぼって再現出来るのは室温から再平衡までの過程である。

・気液二相からなる沸騰流体が流体包有物に捕獲される際には、その気/液比は液相100%のものから気相100%のものまで、変化に富むはずである。個々の流体包有物の気/液比は、通常の顕微鏡観察から求めると、かなり大きな誤差を伴う。通常の観察だけで判断が難しい場合には、均質化温度を測定し、気/液比の変化幅を求めた方が良い。

・気体包有物とリークした包有物の判別はなかなか難しい問題であり、リークした通路となった小さな割れ目は、顕微鏡を使っても識別出来ない場合が多い。判別方法の一つとして、破碎法がある。

・流体包有物のマイクロサーモメトリーは、顕微鏡のステージに加熱冷却台を装着して行う。その際、次の様な使用のものが望ましい。

- ①試料室の温度勾配が小さい事
 - ②センサーが試料に近い事
 - ③温度制御が容易である事
 - ④微小な流体包有物の観察が可能である事
- しかし現実には①~④の全てを満足している加熱冷却台は無い。現在市販されている加熱冷却台は、過熱仕様のみのもも含めると10機種を越え、その加熱機構も伝道型の他、強制対流方式、赤外線加熱と様々である(右表)。

加熱冷却台

用途	モデル	温度範囲(°C)	加熱方式	付属品	備考
中温加熱	Metliver F707	室温 ~ 300	伝導	シヤベル機械	第11巻-4
	三物 XI-N	室温 ~ 310	伝導	三等	
	Leitz 810	室温 ~ 310	伝導	シヤベル機械	
低温加熱	Thermo-Stiller Model 60	室温 ~ 200	伝導		
	真空炉正 NS-818	50 ~ 1100	放射熱	真空炉正	第11巻-6
	Leitz 1250	室温 ~ 1210	伝導	シヤベル機械	
超低温冷却	Sikhan TH-10000	室温 ~ 1000	伝導	シヤベルハイテック	
	Leitz 1250 (S2000)	室温 ~ 1210	伝導	シヤベル機械	
	三物 XI-N (S2000)	-100 ~ 100	伝導	三等	第11巻-5
超低温冷却	Sikhan TH-40000/1A0000	-100 ~ 600	伝導	シヤベルハイテック	第11巻-1
	Chalmecca	-100 ~ 600	伝導	三等	第11巻-1
	Polinae Model 3	<-100 ~> 500	伝導		
冷却	U.S. Geological Survey	-100 ~ 700	強制対流	シヤベルハイテック	第11巻-5
	ORC F520-002004	-100 ~ 50	伝導(1-1000)	真空炉正	第11巻-7

加熱冷却台の較正

・較正は、センサーの較正と加熱冷却台の較正とに分けて考えなければならないが、センサーは埋め込みになっている機種もあるので、ここでは加熱冷却台の較正について述べる。

加熱冷却台の較正は次の2つの目的を持っている。

①測定に最も適した場所に置かれた試料の温度とセンサーから表示される温度の差を求める事であり、この温度差は試料とセンサーとの間に実際に存在する温度差とセンサーそのものの持つ測定誤差が合わさったものといえる。

②試料室で測定に供せられる部分の温度の不均質性を求める事である。

現在入手可能な温度標準物質(右表)と、加熱冷却台の較正結果(下表)について表に示す。

温度標準物質

記号(°C)	物質名	化学式	品名	製造(提供)者	較正値
13.1.2	エタノール	C ₂ H ₆ O	(117.3)	JRI(国産標準)	93.32
28.24	氷	H ₂ O	純粋な三相点変化	国産化学/和光	0°C(定義)
29.24	α-ベンゼン	C ₆ H ₆ (96.5)		JRI(国産標準)	91.21
29.60	β-ベンゼン	C ₆ H ₆ (96.5)		JRI(国産標準)	91.75
31.51	水(五重線)	H ₂ O		JRI(国産標準)	0°C(定義)
31.6	4-ニトロトルエン	C ₆ H ₄ (NO ₂)CH ₃	(91.7, 94.5)	JRI/AEI(国産標準)	91.63
32.2	ナフタレン	C ₁₀ H ₈	純粋 (99.99, 99.97)	JRI/AEI(国産標準)	91.91
32.3	ベンゾル	C ₆ H ₆ (96.5)		JRI/AEI(国産標準)	91.92
32.4	安定な酸素	C ₆ H ₆ (96.5)	片巻標準	JRI/AEI(国産標準)	91.91
32.4	安定な酸素	C ₆ H ₆ (96.5)	片巻標準	JRI/AEI(国産標準)	91.91
32.3	メチルシアン	(C ₂ H ₃ N)	純粋	和光	92.0
32.3	ジフェニルメタン	(C ₁₂ H ₁₀)	JRI/AEI(国産標準)	JRI/AEI(国産標準)	92.02
32.6	インジウム	In		JRI(国産標準)	92.02
32	ベンズアクリド	C ₁₀ H ₈ O		国産化学/東光化学工業	92.0
32.3	2,2,4,4-テトラヒドロフラン	C ₅ H ₈ O		JRI/AEI(国産標準)	92.02
32.4	2,2,6,6-テトラフルオロヘキサン	C ₆ F ₁₄	純粋 (99.99)	JRI/AEI(国産標準)	92.01
32	硫酸	H ₂ SO ₄		和光化学/和光	92.42
32	ジメチルアミノ	(CH ₃) ₂ NH	(98)	和光化学	92.4
32	メタノール	C ₁ H ₃ O	(99.9)	和光化学	92.4
32.3	氷	H ₂ O		JRI(国産標準)	92.02
205.4	カルバコール	C ₁₀ H ₈	純粋 (99.99)	JRI/AEI(国産標準)	92.01
32.3	ビスマス	Bi		JRI(国産標準)	92.01
268.3	アンチモン	Sb	純粋	JRI/AEI(国産標準)	92.01
268.5	銅	Cu		JRI/AEI(国産標準)	92.01
32	銀	Ag		JRI/AEI(国産標準)	92.01
273	硫酸バリウム	BaSO ₄		JRI/AEI(国産標準)	92.01
273	ニクロム線カブリッド	Cr ₂ Ni ₂	純粋	和光化学/和光	92.01
273.24	亜鉛	Zn		JRI/AEI(国産標準)	92.01
273.15	ワテル	H ₂ O		JRI/AEI(国産標準)	92.01
273.15	アンチモン	Sb	純粋	JRI/AEI(国産標準)	92.01
273.15	アンチモン	Sb	純粋	JRI/AEI(国産標準)	92.01
273.15	銅	Cu		JRI/AEI(国産標準)	92.01
273.15	氷	H ₂ O		JRI/AEI(国産標準)	92.01

加熱冷却台のキャリブレーション結果

モデル	センサー	センサーとの距離	センサーとの温度差	試料室観察可能範囲	試料室内の最大温度差	文献
Chalwecca	白金抵抗体	約 5 mm	4°C (200°Cで)	3 mm φ	1.3°C (380°Cで)	Polty et al.(1976)
Linkam TH-600	白金抵抗体	約 3 mm	4°C (200°Cで)	2.2 mm φ	1.5°C (-95°Cで)	Macdonald et al.(1981)
USGS	熱電対E	接触	---	22 mm φ	0.2°C (低温度で)	Werre et al.(1979)

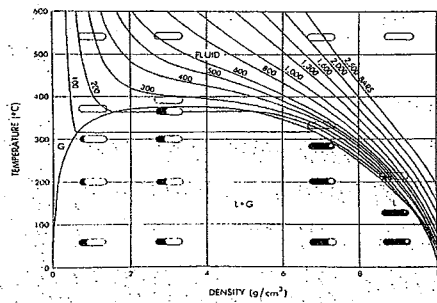
まとめ・課題 流体包有物マイクロサーモメトリの基礎――地熱篇――(2)――で記載

主な引用文献
 Roedder, E., 1962, Ancient fluids in crystals. Sci. Am., Vol. 207, No. 4, p. 38-47
 Roedder, E. and Bodnar, R. J., 1984, Fluids inclusions. Rev. Mineral., Vol.12, 644p
 田口幸洋, 1982, 流体包有物の均質化温度分布から見た地熱帯の地下構造. 地熱学会誌, Vol. 3, p. 165-177

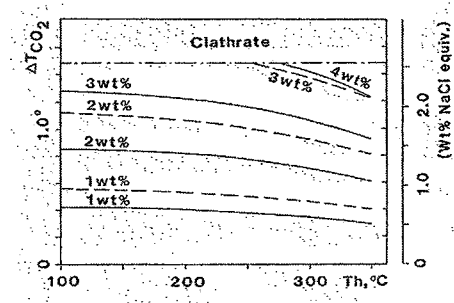
文献番号	FI-05
文献の種類	レビュー論文
文献題目	流体包有物による堆積岩の熱履歴の解析
掲載誌名	月刊地球
発表年	1989年
研究対象地域	-
研究対象	堆積岩
研究手法	-
内容	<p>・マイクロサーモメトリーによる堆積岩中の流体包有物についての最近の研究をレビューし、温度が上昇していく埋没過程での熱履歴の解析に、流体包有物温度計を適用する際の問題点を述べた。</p> <p>・最近の研究内容を表1に、これまでに研究されている堆積岩中の流体包有物について表2にまとめた。</p>
表1.最近の研究	
内容	論文基(本論文での記載順)
流体包有物は現在最も信用されている地質温度計の1つであり、堆積岩の熱履歴の解析にも適用例が多い。	Roedder, E., 1979, SEPM Spec. Publ., No. 26, 89-107
流体包有物は鉱物の結晶成長が不完全である場合、凹所に流体が捕獲されて形成されるほか、鉱物中に生じたフラクチャーに流体が捕獲された際にも形成される。流体包有物は等体積の閉鎖系として扱うことが出来るので、試料を実験室内で温度制御することにより、形成時の温度・圧力を再現することが出来る。	Roedder, E., 1984, Fluid Inclusions, Ribbe, H. P. ed, Reviews in Mineralogy, 12. Min. Soc. Am., 644 笹田政克, 1988, 地熱エネルギー, 13, 295-311, 1989, 地熱エネルギー, 14, 27-42
流体の化学的性質について ・堆積岩中の流体包有物は、各種の塩類・ガスを溶かし込んだ水溶液である場合が多い。	Roedder, E., 1979, SEPM Spec. Publ., No. 26, 89-107
流体の化学的性質について ・付加体ではメタンに富む流体包有物が見つかっている。	Barker, C. and Sullivan, G., 1989, PACROF II, 2 8
・アイソコアは塩濃度によりその傾きが異なっており、塩濃度が希薄な程温度の圧力依存性が小さい。流体包有物の塩濃度は加熱冷却台を用いて、氷点降下の値から求められる。	Roedder, E., 1984, Fluid Inclusions, Ribbe, H. P. ed, Reviews in Mineralogy, 12. Min. Soc. Am., 644
・これまでに研究されている堆積岩中の流体包有物(表2)	Roedder, E., 1979, SEPM Spec. Publ., No. 26, 89-107
・流体包有物の産状 1. セメントに覆われる碎屑性粒子の表面 2. セメントそれ自身の中 3. 碎屑性粒子とセメントの両者を切る面上(フラクチャーがヒールされたもの)	Konnerup-Madsen, J. and Dypvik, H., 1988, Bull. Mineral., 111, 401-411
・カソードルミネッセンスを用いると二次成長部にあたるセメントと碎屑性粒子とが区別できるのみならず、二次包有物のならぶヒールされたフラクチャーが識別できる場合もあるので、併用できれば望ましい	Sprunt, E. S. and Nur, A., 1979, Science, 205, 495-7
・堆積性環境で出来る流体包有物は、これまでに研究されたものとみると、均質化温度は最高200°C程度であり、溶液は中濃度から高濃度のブラインである場合が多い。またメタン他各種の炭化水素を含むのが、一般的であるようである。	Roedder, E., 1979, SEPM Spec. Publ., No. 26, 89-107 他

	流体包有物の再平衡の問題は、石英・方解石・螢石・閃亜鉛鉱等の鉱物を用いて、この10年間にかなり研究が進められてきている。	Pecher, A., 1981, Tectonophysics, 78, 567-83 Bodnar, R. J., 1984, Econ. Geol., 79, 141-61 Gratier, J. P. and Jenatton,, 1984, L. J. Struct. Geol., 6, 189-200 Wilkins, R. W., 1986, Econ. Geol., 81, 1003-8 Burruss, R. C., 1987, Mineral. Mag., 51, 477-81 Prezbindowski, D. S and Larese, R. E., 1987, geology, 15, 333-6
	ストレッチングの起こる条件が、均質化温度との温度差及び流体包有物の大きさの関数として求められている。	Bodnar, R. J., 1984, Econ. Geol., 79, 141-61
	・埋没過程にある流体包有物のストレッチング及びデクレピテーションによる圧力・温度の変化	Burruss, R. C., 1987, Mineral. Mag., 51, 477-81
	実際には形成時期の異なる流体包有物が共存していることが一般的であるので、測定結果の解釈には慎重さが必要とされる。	Burruss, R. C., 1987, Mineral. Mag., 51, 477-81
表2. これまでに研究されている堆積岩中の流体包有物		
碎屑岩中の炭酸塩・石英のセメント		
炭酸塩・石英等の鉱物脈		
結晶に縁取られたジオード		
蒸発岩(岩塩・硬石膏)、硫黄		
石油貯留岩		
青炭中の閃亜鉛鉱		
ミシシッピバレー型鉱床等に産するもの		
まとめ・課題	・流体包有物を用いた堆積岩の熱履歴の研究は、これまでの所、石油貯留岩の続成作用を対象にしたものが多く、付加体については研究が諸についたばかりである。流体包有物による付加体の熱履歴の解析は、我が国で研究の進展が期待できる分野ではないかと思う。	
主要な引用文献	表1を参照の事	

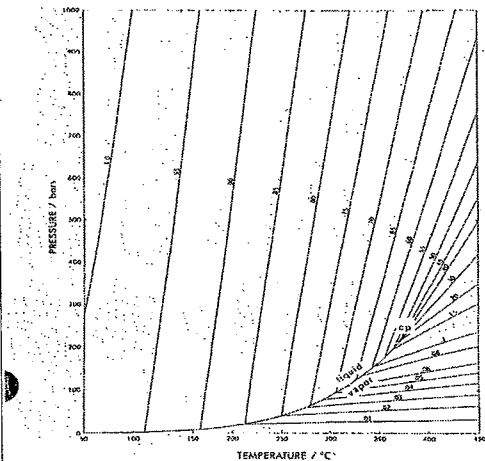
文献番号	FI-06
文献の種類	レビュー論文
文献題目	流体包有物マイクロサーモメリーの基礎 -地熱編-(2)
掲載誌名	地熱エネルギー
発表年	1989年
研究対象地域	-
研究対象	流体包有物
研究手法	均質化温度測定、氷点温度測定、破碎法
内容	流体包有物の均質化温度測定、氷点温度測定および破碎法を用いた包有物中のガス濃度測定に関する基礎的な原理・測定手法等を紹介した文献資料(本論文の主な文献に関しては、本シートの「主な引用文献欄」に記載)。流体包有物の加熱・冷却実験の概略(作業手順・測定項目等)を述べた後、包有物の相変化(融点、CO ₂ クラスレート等)および加熱変化に伴う包有物の変形、均質化温度の原理、アイソコア(温度-圧力関係)、氷点降下を記述する。また、破碎法を用いた包有物中のCO ₂ 及びその他のガス濃度測定等を順に原理・概略も述べる。



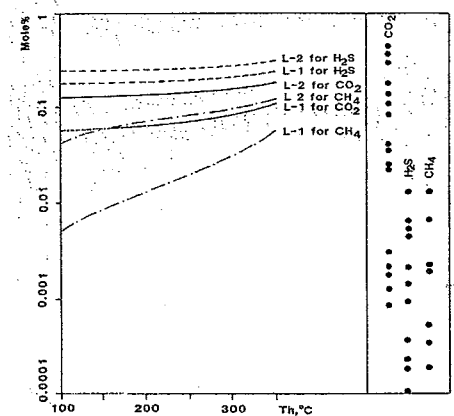
第14図 H₂Oの温度-密度図と流体包有物の均質化 (Roedder, 1984).
流体包有物の気/液比が、均質化した際の液体の密度との関連で表示されている。たとえば、気/液比が3/7の流体包有物は300℃前後の温度で均質化することがわかる。



第22図 CO₂による氷点降下 (笹田, 原図)
実線は塩類を含まない場合、破線は1重量モル濃度のNaCl溶液の場合。



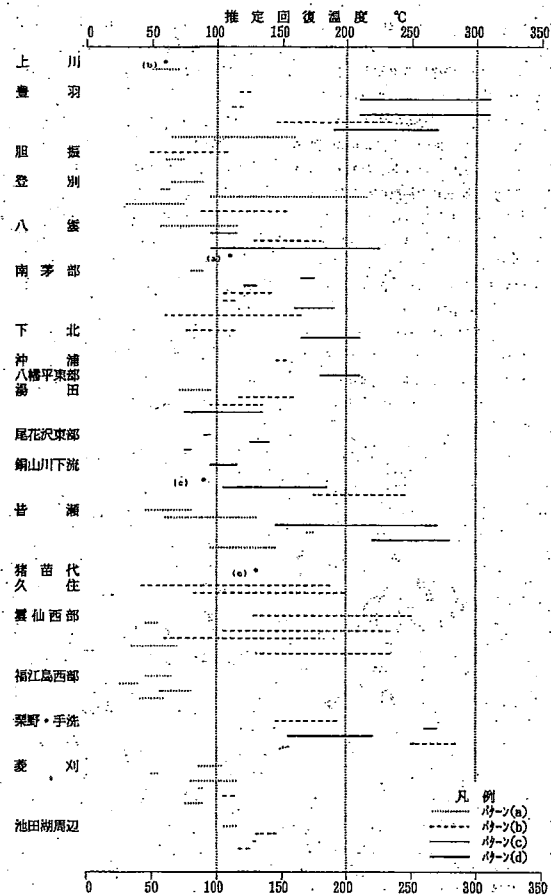
第17図 水の飽和蒸気圧曲線とアイソコア (Fisher, 1976).
(50℃, 0.12bar) とCP (臨界点, 374.1℃, 220.9bar) を結ぶ曲線が水の飽和蒸気圧を示し、気液2相の水の流体包有物の温度・圧力は常にこの曲線上にある。この曲線から放射状にのびている線がアイソコアで、密度一定の流体の温度圧力関係を示す。液相で均質化する液体包有物の均質化後の温度圧力関係は、飽和蒸気圧曲線より高圧側の急傾斜のアイソコアで表現され、一方、気相で均質化する気体包有物の均質化後の温度圧力関係は、低圧側のゆるやかな傾斜のアイソコアに従う。



第30図 CO₂, H₂S, CH₄を含む包有物の気泡の挙動及びそれぞれのガスの地熱流体中の濃度 (Sasada, 1985)
黒丸は地熱流体の実測値を示す。説明は本文を参照。

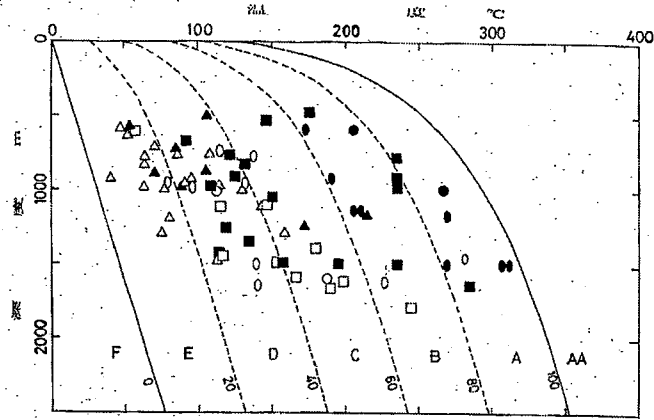
主要な引用 文献	Blount, C.W. and Dickson, F.W. ,1969, Solubility of anhydrite ,CaSO ₄ , in NaCl-H ₂ O from 100 to 450°C and 1 to 1000 bars. <i>Geochim.Cosmochim.Acta</i> , 33, p227-245.
	Fisher, J.R., 1976, The volumetric properties of H ₂ O- a graphical portrayal. <i>U.S. Geol. Survey J. Res.</i> , 4, p189-193.
	林 正雄・田口幸洋, 1982, 流体包有物温度計の地熱探査への応用. <i>地熱エネルギー</i> , 20, p3-16.
	Hedenquist, J.F. and Henley, R.W. ,1985, The importance of CO ₂ on freezing point measurements of fluid inclusions Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore depositions. <i>Econ.Geol.</i> , 80, p1379-1406.
	Roedder, E. ,1962, Ancient fluids in crystals. <i>Sci.Am.</i> , vol.207, 4, p38-47.
	Roedder, E. ,1965, Liquid CO ₂ inclusions in olivin-bearing nodules and phenocrysts from basalts. <i>Am.Mineral.</i> , 50, p1746-1782.
	Roedder, E. ,1970, Application of an improved crushing microscope stage to studies of the gases in fluid inclusions. <i>Schweiz.Mineral.Petrogr.Mitt</i> , 50, pt.1, p41-58.
	Roedder, E. ,1971, Metastability of fluid inclusions. <i>Soc.Mining Geol.Japan</i> , Spec.Issue3, p327-334 , <i>proc.IMA-IAGOD Meeting '70, IAGOD vol.</i> ..
	Roedder, E , 1972, Composition of fluid inclusions. <i>U.S. Geol. Survey Prof. Paper</i> , 440 JJ, 164p.
	Roedder, E., 1979, Fluid inclusions as samples of ore fluid. In H.L. Barnes, ed., <i>Geochemistry of hydrothermal Ore deposits</i> , 2nd edition., Wiley & Sons, New York, p684-
	Roedder, E., 1984, Fluid inclusions. <i>Rev.Mineral.</i> , 12, 644p.
	田口幸洋 ,1982, 流体包有物の均質化温度分布から見た地熱帯の地下熱構造. <i>地熱学会誌</i> , 3, p163-177.
	武内寿久禰, 1975, 鉱物中の流体包有物の研究の基礎. <i>宝石学会誌</i> , vol.2, 25-33, 66-73, 110-121, 165-172, 3, 25-31.
	正路徹也, 1982, 流体包有物, 湯原浩三監修「地熱開発総合ハンドブック」, フジテクノシステム, p490-497.
Sasada, M., 1985, CO ₂ -bearing fluid inclusions from geothermal fields. <i>Geothermal Resources Council Trans.</i> , 9, pt.1, p351-356.	
Takenouchi, S. and Kennedy, G.C., 1965, Dissociation pressures of the phase CO ₂ /5-3/4H ₂ O. <i>J. Geol.</i> , 73, p383-390.	

文献番号	FI-07
文献の種類	原著論文
文献題目	地熱井評価への流体包有物温度計適用上の留意点
掲載誌名	地熱エネルギー
発表年	1993年
研究対象地域	地熱開発地域
研究対象	地熱井
研究手法	流体包有物温度計
内容	<p>・地熱開発促進調査の有望地熱地域について流体包有物の均質化温度と推定回復温度を比較する。</p> <p>・地熱井掘削中にリアルタイムに流体包有物の均質化温度から現在の地層温度を推定しようとする場合、どのような均質化温度を用いればよいかを明らかにする。</p> <p>・地熱井の評価への流体包有物温度計を適用する場合の留意点を述べる。</p> <p>熱履歴を考える場合、流体包有物が初生的か二次的にできたのかの区別が重要である。一般に二次包有物は初成包有物よりも低温側で生成する傾向にある。</p> <p>●地熱開発促進調査地域の各地熱井について、流体包有物の均質化温度を測定した深度範囲における均質化温度パターンと推定回復温度範囲の関係を示したものである(第4図)。</p>



第4図 地熱開発促進調査地域における各地熱井の推定回復温度と均質化温度パターンの関係

活動度指数図(林,1982)に均質化温度測定深度範囲の最高推定回復温度を均質化温度パターン別にプロットしたものを第5図に示す。



対流温度上昇：▲パターン(a) ■パターン(b) ●パターン(c) ●パターン(d)
伝導温度上昇：△パターン(a) □パターン(b) ○パターン(c) ○パターン(d)

第5図 均質化温度パターンと活動度指数の関係

●既地熱開発地域の地熱井における均質化温度パターン

開発面積が高々3~4km²程度の絞られた地熱開発有望地域に限定されているため、複数のパターンを示す地熱地域は澄川と上の岱の2地域でその他の地域は単一のパターンからなる。

まとめ・課題

・広域を対象とした地熱開発促進調査地域のほとんどは複数の均質化温度パターンを示すのに対し、既地熱開発地域の多くは単一のパターンを示すことが多い。

・開発面積が3~4km²程度の絞られた地熱開発有望地域を対象とした場合に単一の均質化温度パターンを示すためとくに有効である。

・地熱発電が可能な貯留層温度を有する地熱井では、一般に現在の地層温度は流体包有物の最低均質化温度ないし平均均質化温度に反映されるが、均質化温度パターンを特定することはできない。

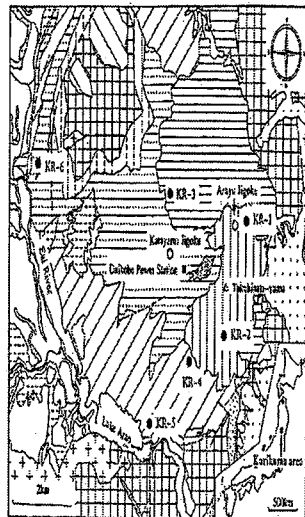
・開発初期段階の地熱井について200m程度の間隔で均質化温度を測定することによって対象地域の貯留層深度における均質化温度パターンを特定し、以後に掘削される地熱井の評価に反映させるといい。

・熱水鉱物脈の発達に乏しく、測定に向く透明鉱物を多数見つけられない場合には、石英斑晶などの透明鉱物片に含まれる二次成包有物を使用してデータを増やすことを考えるべきであろう。

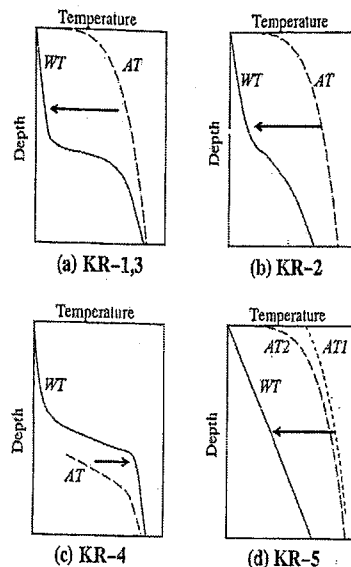
主要な引用文献

林正雄, 1982, 深部高温地熱貯留層探査のターゲット, 地熱学会誌, 4, 81-90

文献番号	FI-09
文献の種類	原著論文
文献題目	流体包有物のマイクロサーモメトリーから見た鬼首地熱系の熱履歴
掲載誌名	日本地熱学会誌
発表年	1997年
研究対象地域	栗駒地域
研究対象	・ボーリングコア試料より採取 ・泥質岩、火山岩類、花崗岩質岩などを切る熱水性鉱物脈を形成する石英・方解石・硬石膏・ワイラケ沸石中に含まれている流体包有物
研究手法	マイクロサーモメトリー
内容	<p>流体包有物に記録されている熱履歴は各孔井ごとで異なるが、地域全体の変遷をつかむため、各坑井付近における過去と現在の地温と深度の関係を求める。この結果と熱水脈中の鉱物の産状と流体包有物のデータに基づき、鬼首地域の熱履歴を考察する。</p> <p>この地域の地質図を左下図に、推定された熱履歴を右下図に示す。</p> <p>KR-1付近では、浅所(1,200m以浅)では過去において地温が高い時期があったが、その後現在に至るまで地温が低下してきたと考えられる。</p> <p>KR-2付近では過去においては沸騰した流体が活動していた時期があるが、それ以降現在に至るまで地温は低下してきている。</p> <p>KR-3では、1,200m以深の深所においては温度が多少低下してはいるものの、地熱活動が未だ活発である事を示している。</p> <p>KR-4付近においては、低温側の流体包有物は地温が低かった過去の時期に形成されたものであり、その後現在に向かって地温が上昇してきていると考えられる。</p> <p>KR-5付近ではKR-2付近と同様の熱履歴を辿った事を示唆しており、高温側の流体包有物は過去の高温時期に形成されたものであり、その後現在に至るまで地温が低下しつつあると考えられる。</p>
まとめ・課題	<p>過去においては鬼首カルデラ南東部全域で活発な地熱活動が起きていたが、現在はその範囲が狭まりつつあり、片山地獄を含むカルデラ中心部～高日向山地域へと縮小しつつあると推定される。</p>



Simplified geological map of the Onikobe caldera in the Kurikoma area, northeast Japan, with localities of the boreholes after New Energy Development Organization (NEDO, 1986b).



Thermal history near each well drilled in the Onikobe caldera. WT: present well temperatures, AT: ancient temperatures.
 (a) Shallower parts of wells KR-1 and 3 have been cooling, but deeper parts are still hot and geothermal activity is vigorous.
 (b) Geothermal activity near wells KR-2 has declined.
 (c) Temperatures near well KR-4 are probably increasing.
 (d) Volcanic rocks at shallower levels of well KR-5 had been altered by hydrothermal activity prior to the present geothermal activity (AT1), and then hydrothermal veins in granitic and metamorphic rocks were formed. The present geothermal activity has declined around the well KR-5 (AT2-WT).

主要な引用 文献	新エネルギー総合開発機構, 1986b, 昭和60年度地熱探査技術等検証調書 栗駒地域 1,500m級坑井調査報告書 要約 (N60-KR-5坑, N60-KR-6坑), pp. 28
-------------	---

文献番号	FI-10
文献の種類	講演要旨
文献題目	野島断層破碎帯における熱水活動の痕跡—流体包有物による解析—
掲載誌名	日本地質学会(第105年学術大会講演要旨)
発表年	1998年
研究対象地域	平林坑井(兵庫県津名郡北淡町野島平林)
研究対象	流体包有物
研究手法	均質化温度測定、塩濃度測定
内容	野島断層破碎帯を掘削した地質調査所平林坑井のボーリングコア試料および地表露頭試料(花崗閃緑岩・ペグマタイトの石英、方解石—沸石脈の方解石)について、野島断層破碎帯における熱水流動に関する検討を行った。破碎および変質が認められない花崗閃緑岩、ペグマタイトではそれぞれTh: 230~310、220~240°C、NaCl: 3.7~7.3、4.7~6.6wt.%であるのに対し、破碎および変質が認められる花崗閃緑岩ではTh: 120~330°C、NaCl: 0.4~11.3wt.%であった。そのほか、Th: 200°Cを示す包有物は断層破碎帯のうち中軸帯に近い領域に位置するほか、方解石脈ではTh: 80~200°Cであった。
まとめ・課題	断層活動による破碎および変質が認められない箇所にも流体包有物が存在することから、一部の流体包有物は野島断層の活動と関連して形成されたものではないと推定される。断層破碎帯における流体包有物は塩濃度2%程度の低塩濃度流体が卓越するものの、10%を越えるものも認められた。
主要な引用文献	—

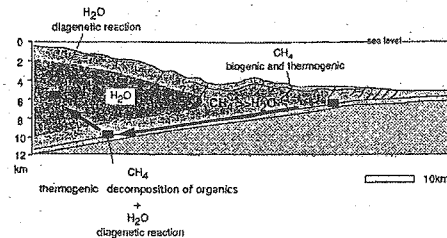
文献番号	FI-11
文献の種類	講演要旨
文献題目	過去の付加体にみる沈み込みから底付け付加に至るプレート境界に沿った流体移動と温度圧力履歴
掲載誌名	地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 (CD-ROM)
発表年	2001年
研究対象地域	紀伊半島白亜系四万十帯美山層
研究対象	砂岩泥岩
研究手法	ビトリナイト反射率測定、流体包有物の加熱・冷却実験
内容	<p>ビトリナイト反射率測定の結果、本研究においては北から南へ向かって直線的に反射率1.4%から2.7%まで増加する傾向が見られた。これは温度にして、約150°Cから約200°Cへの増加に相当する。</p> <p>露頭二つの脈をGeneration I veinとGeneration II veinとに分け温度圧力が推定された。 Generation I vein・・・150～210°C(約±15°C) 、90～230MPa(±15MPa) Generation II vein・・・200～270°C(約±15°C) 、150～300MPa(±10MPa)</p>
まとめ・課題	<p>Generation I veinは温度－圧力に正の相関を示すのに対し、Generation II veinにはそういった傾向は認められなかった。空間的にビトリナイト反射率の温度と比較するとGeneration I veinはビトリナイト温度以下であり、Generation II veinはビトリナイト温度以上であることがわかった。</p>
主要な引用文献	-

文献番号	FI-12
文献の種類	原著論文
文献題目	流体包有物から見た付加体中の深度10km付近の流体移動
掲載誌名	月刊地球
発表年	2001年
研究対象地域	四国西部
研究対象	鈳物脈中の流体包有物
研究手法	酸素同位体組成分析
内容	<p>目的: 鈳物脈中の流体包有物から得られた温度圧力条件と、脈鈳物の酸素同位体組成から付加プリズム5~10km付近の流体の起源と移動様式を考察する。</p> <p>研究史: ・ Sakaguchi, A. (1999)によると白亜系横波メランジェに産するSyn-tectonic脈は自形の石英脈とその間を埋める方解石脈から構成され、石英結晶中にはCH₄に富む流体包有物が、方解石中にはH₂Oに富む流体包有物が含まれている。 流体包有物の加熱冷却実験から包有物中の流体密度を求め、それとビトリナイト反射率から導き出される母岩の最高温度からそれぞれのステージの温度圧力条件を限定すると、石英脈は深度約8~10km、地温勾配24°C/km以下の環境下で、おおよそ250°C/260MPa~190°C/155MPaの温度圧力条件のCH₄に富む流体中から沈殿し、その後深度約3~5km、地温勾配50°C/km以上の環境下で、おおよそ190°C/95MPa~250°C/125MPaの温度圧力条件のH₂Oに富む流体中から沈殿したと考えられる。 ・ 石英脈は、白亜紀後期における冷たいプレートの沈み込みに伴って地下深部に持ち込まれたときに沈殿し、方解石脈は隆起過程において若いプレートの沈み込み、地殻熱流量が上昇したときに沈殿したと解釈されている (Sakaguchi, A., 1999)。</p> <p>手法: 流体包有物解析と母岩中のビトリナイト反射率によって、形成温度・圧力条件が求められた石英と方解石脈の酸素同位体組成を分析して流体の起源を推定する。</p> <p>結果: ・ 石英と方解石脈の酸素同位体組成の分析結果を右図に示す。 鈳物脈の同位体分別が主に温度に依存して生じたと仮定して、海水起源の間隙水から方解石が沈殿した場合と、同じく海水起源の間隙水から粘土鈳物が沈殿し、その粘土鈳物起源の流体から方解石が沈殿した2つの場合の曲線が描かれている。ただし、起源となる間隙水が同位体的に変質している可能性があるため、数種類のケースを想定してある。</p> <p>・ 方解石脈の酸素同位体組成は約+13~+20‰(SMOW)と一般的に高い値を示すが、形成温度による同位体組成の変化はあまり見られない。同位体組成のグラフに対する傾きは、イライト起源である場合の予測曲線の傾きに近く、海水起源の予測曲線とは大きくかけ離れている。この方解石脈が非常に変質した海水を起源にしたと仮定しても、一致しそうなものに対して、基から+16~+18‰程度に変質したイライトが起源であったケースの予想曲線と良い一致を見せる。 ・ 方解石脈がイライト鈳物起源のH₂O流体から沈殿したという考えは、結晶中にH₂O流体が包有物として捕獲されていることとも一致する。(右図)</p>
	<p>図1は、鈳物脈の沈殿時の温度と種別同位体組成から母岩の起源を推定することができる。図1は、方解石脈の酸素同位体組成とビトリナイト反射率に基づいて推定する。上図は方解石脈の解析結果は、方解石脈を沈殿させたH₂Oに富む流体が粘土鈳物起源であることを示している。下図は石英脈の解析結果。図中の傾きは読み取れなく、縦軸の傾斜からの流体の温度である可能性が高い。丸印は鈳物脈、三角印は周囲の黒色頁岩の酸素同位体組成を示している。</p>

- ・石英脈は多くのCH₄包有物を含み、酸素同位体比組成は+14~+22‰(SMOW)の値を示す。酸素同位体値の鉱物形成温度に対するグラフ上の散らばりは非常に大きく、たとえ起源となった粘土鉱物もしくは間隙水が大きく変質していた可能性を考慮してもどちらが起源であるとも判別がつかない。
- ・これは間隙からの水の搾り出しや有機物の熱分解、それに粘土鉱物の続成反応など様々な起源の流体である可能性が示唆される。(下図)
- ・付加体堆積岩中には多くの有機物が含まれている。

流体の移動様式:

- ・地質体は深度約10km付近まで沈み込み、そこでは有機物起源であろうCH₄に富む流体を含む流体から石英が沈殿した。
- 方解石脈は石英脈よりも隆起した段階で、深度約3~5km付近で、若いスラブの沈み込みに伴う地温上昇を経験し、それによって粘土鉱物から排出されたH₂O流体から沈殿したものと考えられる。(下図)
- ・方解石脈中のH₂Oの流体包有物の流体密度とビトリナイト反射率の間には相関関係が認められ、しかも低流体密度の鉱物脈ほど低い酸素同位体組成を有している。



本研究で解析した少々くとも2回の流体移動が記録されている。一つは地下10km付近であり、そこでは複数の起源から供給されたと考えられるCH₄に富む流体が流れ、石英脈を沈殿させた。その後、深度5km程度にまで隆起した領域では粘土鉱物を起源とするH₂Oに富む流体が方解石脈を沈殿させた。

まとめ・課題

- ・四国四万十帯白亜系メランジュ中のsyn tectonic veinには少なくとも2回の流体移動が記録されている。深度10km付近ではCH₄に富む流体が存在したが、それは様々な起源の流体である可能性がある。その後地質体は3~5km程度にまで上昇している時に若いプレートの沈み込みとそれに伴う熱的なイベントが生じ、粘土鉱物からH₂O流体が供給され方解石が沈殿した。
- ・まだ少ないデータではあるが、本論のデータは付加体中の流体は基本的には現地性であり、移動速度もかなりゆっくりであった事を示唆している。

主要な引用文献

Sakaguchi, A., 1999, The Island Arc, 8, 359-372

文献番号	FI-13
文献の種類	講演要旨
文献題目	流体包有物から見たスコットランドサザンアプランス付加体の形成条件
掲載誌名	地球惑星科学関連学会合同大会予稿集
発表年	2002年
研究対象地域	スコットランド、サザンアプランスの北西部、Glen App地域
研究対象	Currarrie Formationのメランジュ相に発達するシントニックな鉱物と、その中に見られる流体包有物
研究手法	加熱実験、冷却実験
内容	<p>付加体の発達過程や物質移動、及び沈み込み帯における地震発生の理解には付加体の熱構造や温度圧力履歴、流体の挙動などの解析が重要。スコットランド、サザンアプランス付加体は、生物が未だ陸上に存在していなかったオルドビス紀の地質帯の為、陸上植物の炭化物であるビトリナイトによる研究が不可能である。従って流体包有物による研究は、定量的な研究に大変重要である。</p> <p>本論では、Currarrie Formationのメランジュ相に発達するシントニックな鉱物と、その中に見られる流体包有物を用いて温度圧力条件、流体の挙動などを明らかにした。</p>
まとめ・課題	<ul style="list-style-type: none"> ・流体包有物から求められたアイソコアと、現在の付加体と照らし合わせることによって求めた地温勾配により、Currarrie Formationのメランジュ相は、約200-300°C、約100MPa-180MPaの温度圧力条件、約4-7.5kmの深度で形成された事が推測出来た。 ・存在した流体の成分は、加熱の相変化の様子及び冷却実験による氷点の測定から、H₂Oに富んでおり純粋に近かったと思われる。 ・バサルトに形成された剪断帯に発達する鉱物脈から、他の産状に比べ非常に高い均質化温度を含むバイモーダルな結果が得られた。
主要な引用文献	—

文献番号	FI-14
文献の種類	講演要旨
文献題目	流体包有物測定から推定した、四万十帯・牟岐メランジュの温度・圧力条件
掲載誌名	地球惑星科学関連学会合同大会予稿集
発表年	2002年
研究対象地域	徳島県海部牟岐町
研究対象	脆性的な破壊面に晶出した鉱物脈中の流体包有物
研究手法	—
内容	<p>沈み込み帯における地震発生領域は、近年Hydman (1995) などによって約150度から350度の温度領域に強く依存するということが知られている。四万十帯の多くの地域は、この温度領域を経験した地質帯である。従ってそのような付加体は、沈み込み帯における地震発生領域を経験していると推定される。そこで、沈み込みから底付けを経験したと見られている付加体のメランジュの中に普遍的に見られる鉱物脈中の流体包有物から流体の温度圧力を推定した。</p> <p>流体包有物による測定のメリット： (1) 流体のほうが固体よりも平衡条件に敏感なので、即時のP-T条件を示す。 (2) 直接的な手法で温度・圧力、流体の組成を測定する事が出来る。 (3) 流体包有物が捕獲された後に変形を被っていない限りは、P-T条件を保持し続ける。</p> <p>今回測定に用いた鉱物脈は、その形成時期により大きく二つに分ける事が出来る。 1. ・砂岩ブロックのブーデンネック内だけに留まった脈で、これは周りの泥岩層が砂岩層よりも流動的な段階で形成されたものだと考えられる。 ・ブーデン内だけに見られる脈であることから、メランジュファブリック形成時と同時期に晶出したものと思われる。 ・温度にして約160度から200度、圧力は約100MPaから140MPaの範囲であった。 2. ・砂岩内にだけに留まらず、泥岩をも貫いた割れ目に晶出した脈であり、泥岩の固結が進んでから形成されたと考えられる。 ・メランジュファブリックが形成された後の段階で晶出したものと思われる。 ・温度約120度から200度、圧力約100MPaから150MPaの範囲であった。</p>
まとめ・課題	<p>・脈形成に前後関係はあるものの、その形成場の状態はほとんど同じであった。 ・これらの温度圧力領域は推定されている地震発生帯の最浅部にあたる。</p>
主要な引用文献	Hydman, 1995, (詳細不明)

文献番号	FI-15																			
文献の種類	講演要旨																			
文献題目	東南極ナピア岩体の超高温グラニュライトに含まれるCO ₂ に富む流体包有物と温度圧力																			
掲載誌名	地球惑星科学関連学会合同大会予稿集(G025-P004)																			
発表年	2003年																			
研究対象地域	アムンゼン湾のトナー島及びバント島																			
研究対象	超高温グラニュライト中の流体包有物																			
研究手法	鏡下観察、冷却実験、加熱実験																			
内容	<p>現状の課題: 東南極・ナピア岩体は、太古代末期(約25億年前)に主要な変成作用を被って形成された、超高温グラニュライトによって構成されている。下部地殻において、大規模な部分融解を起こさずに超高温変成岩を形成する為には、一般的に低いH₂Oのアクティビティー(aH₂O)条件が不可欠である。グラニュライト中のドライな鉱物組み合わせやカルシックなメソパーサイトの存在から、ナピア岩体の流体組成について、aH₂Oは低いと考えられてきた。しかし超高温変成作用に関与した流体組成や、低いaH₂O条件がもたらされた原因については今日までほとんど議論されていない。</p> <p>目的:ナピア岩体の超高温変成作用に関与した流体組成を明らかにし、両地域の温度圧力履歴の比較を行う。</p> <p>実験及び調査:トラップされている流体の組成と密度を推定した。また、これらのデータを基に両地域の温度圧力履歴の比較をおこなった。鏡下における流体包有物の産状及び形状観察の結果、流体包有物は一次包有物と擬二次包有物に分類される。本研究では両地域に見られる一次包有物のみ注目し、流体包有物の比較検討を行った。</p> <table border="1" data-bbox="662 1075 1161 1400"> <thead> <tr> <th>流. 実験結果</th> <th>実験及び調査</th> <th>結果</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td rowspan="3">トナー島の流体包有物</td> <td>冷却実験</td> <td>-35.6°C付近で溶解 ・ほぼ純粋なCO₂包有物 ・溶解温度ホスト鉱物に依存せず、1つのサンプルを通じてほぼ一定</td> </tr> <tr> <td>加熱実験</td> <td>均質化温度は-35.4°Cから+1.1°C</td> </tr> <tr> <td>ざくろ石、サライリン中のCO₂包有物から計算された流体密度</td> <td>0.95-1.03g/cm³</td> </tr> <tr> <td rowspan="4">バント島の流体包有物</td> <td>冷却実験</td> <td>・溶解温度はトナー島のものに比べて約1°C低い</td> </tr> <tr> <td>加熱実験</td> <td>・均質化温度は-35.4°Cから+1.1°C</td> </tr> <tr> <td>ざくろ石中のCO₂包有物から計算された流体密度</td> <td>1.06-1.08g/cm³</td> </tr> <tr> <td>石英中の包有物密度</td> <td>0.93-0.95g/cm³</td> </tr> </tbody> </table>	流. 実験結果	実験及び調査	結果	トナー島の流体包有物	冷却実験	-35.6°C付近で溶解 ・ほぼ純粋なCO ₂ 包有物 ・溶解温度ホスト鉱物に依存せず、1つのサンプルを通じてほぼ一定	加熱実験	均質化温度は-35.4°Cから+1.1°C	ざくろ石、サライリン中のCO ₂ 包有物から計算された流体密度	0.95-1.03g/cm ³	バント島の流体包有物	冷却実験	・溶解温度はトナー島のものに比べて約1°C低い	加熱実験	・均質化温度は-35.4°Cから+1.1°C	ざくろ石中のCO ₂ 包有物から計算された流体密度	1.06-1.08g/cm ³	石英中の包有物密度	0.93-0.95g/cm ³
流. 実験結果	実験及び調査	結果																		
トナー島の流体包有物	冷却実験	-35.6°C付近で溶解 ・ほぼ純粋なCO ₂ 包有物 ・溶解温度ホスト鉱物に依存せず、1つのサンプルを通じてほぼ一定																		
	加熱実験	均質化温度は-35.4°Cから+1.1°C																		
	ざくろ石、サライリン中のCO ₂ 包有物から計算された流体密度	0.95-1.03g/cm ³																		
バント島の流体包有物	冷却実験	・溶解温度はトナー島のものに比べて約1°C低い																		
	加熱実験	・均質化温度は-35.4°Cから+1.1°C																		
	ざくろ石中のCO ₂ 包有物から計算された流体密度	1.06-1.08g/cm ³																		
	石英中の包有物密度	0.93-0.95g/cm ³																		
考察:	<p>実験結果より、トナー島の石英中の高密度包有物はピーク変成作用よりも高压あるいは低温条件を記録していると考えられる。これはトナー島で確認されている等圧冷却パスと一致し、トナー島の反時計回りの温度圧力履歴を支持する。</p> <p>バント島のざくろ石中のCO₂包有物はピーク変成条件と一致する。逆に石英中の包有物密度は非常に低く、ピーク変成条件よりも低圧条件を記録している。これはバント島で確認されている等温減圧パスと一致し、バント島の時計回りの温度圧力履歴を支持する。</p>																			
まとめ・課題	<ul style="list-style-type: none"> ・ナピア岩体のピーク変成作用において、CO₂に富む流体が大きな役割を果たした事が考えられる。 ・ナピア岩体の広範囲においてCO₂に富む流体が浸透し、aH₂Oの低下によりドライな変成作用をもたらした可能性が高い。 ・流体包有物のホスト鉱物の種類、流体組成、密度を決定する事により、変成岩の温度圧力履歴のスタイル(時計回り、半時計回り)を推定する事が可能である。 																			
主要な引用文献	—																			

文献番号	FI-16
文献の種類	原著論文
文献題目	秋田県湯沢雄勝地域産流体包有物の研究-温度履歴と地熱流体の化学的性状-
掲載誌名	日本地熱学会誌
研究対象地域	秋田県湯沢雄勝地域
研究対象	熱水性鉱物脈中の鉱物に含まれる流体包有物
試料採取	YO-2, 3, 5, 7, KU-1
研究手法	顕微鏡観察、温度測定(マイクロサーモメリー)、ガス分析(個体分析法・バルク分析法)
内容	<p>研究史: 1982~1983年に新エネルギー総合開発機構(NEDO)による地熱開発促進調査が行われ、地熱調査井YO-1~8が掘削されている。本地域については地熱開発促進調査や「貯留層変動探査法開発貯留層変動予測技術モデリング支援技術」の一環として、WZ井、AY井、KN井、YO井の流体包有物の温度測定・分析が行われてきた(NEDO, 1998b, 2000b, 2001; Maeda et al., 2000)</p> <p>目的: YO井の試料についての分析結果を中心に記載し、既報の研究成果を参考にして、本地域の温度履歴と流体の化学的性状を考察した結果を述べる。</p> <p>試料採取位置:</p>

分析に使用した試

Simplified geological map of the Yuzawa-Ogachi area with locations of geothermal wells.

List of the analyzed samples. Circles in "Th/Tm" and "Gas analysis" indicate that microthermometry and gas analysis were performed. Anh: anhydrite; Cal: calcite; Cl: chalcidony; Ep: epidote; Lm: laumontite; Qtz: quartz; Wa: wairakite; Zoo: zeolite (not identified); O: analyzed.

Well	Depth (m)	Host rock	Minerals		Th/Tm	Gas analysis	Notes on occurrence
			Vein	Host rock			
YO-2	709	metasandstone	Qtz, Anh, Bi, Op				metamorphic vein
	817	metasandstone	Qtz, Ep, Lm, Ft, Cl, Wa				epidote vein
YO-5	577.25	schist	Qtz				irregularly altered
	579.3	schist	Qtz				boiling?
	580.2	schist	Qtz, Lm, Ft				boiling?
	588.0	schist	Qtz, Cl, Ft				boiling
	588.1	gneiss	Qtz, Ft, Kfs				irregularly altered
	701.4	granulite	Qtz, Cal, Pl				boiling
	885.5	granite	Qtz, Cal				boiling
	855.2	granite	Qtz, Cal				boiling
	1012.0	granite	Qtz, Cal				boiling
	1046.5	granite	Qtz, Cal				boiling
	1059.0	granite	Qtz				boiling
	1061.0	granite	Qtz, Cal				boiling
	1072.7	granite	Qtz, Cal				boiling
	1089.0	granite	Qtz				boiling
	1099.0	granite	Qtz				boiling
YO-7	325.0	buff	Qtz				boiling
	482.0	buff	Qtz, Cal, Ep, Wa				boiling
	881.0	buff	Qtz, Zoo				boiling
	1067.5	buff	Qtz, Zoo				boiling
YO-1	299	schist	Qtz, Cal, Wa				

結果:

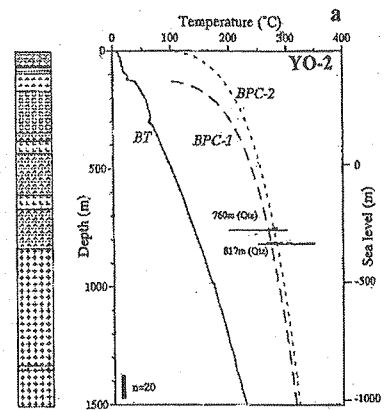
・マイクロサーモメトリーの結果

Ranges of homogenization temperatures (Th) and final melting points of ice (Tm) for fluid inclusions. Qtz: quartz; LQtz: igneous quartz in granite; Cal: calcite; Ft: primary inclusion; S: secondary inclusion.

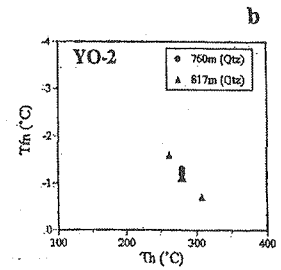
Well	Depth (m)	Mineral	Type	Th (°C)	Tm (°C)
YO-2	709	Qtz	Sc	-1.5 - -1.1	278 - 281
	817	Qtz	Sc	-0.5 - -0.2	283 - 288
	577.25	Qtz	Ft	-0.1 - -0.3	235 - 242
	579.3	Qtz	Sc	0.2 - 0.4	185 - 187
	580.2	Qtz	Ft	0.0 - 0.2	235 - 238
	588.0	Qtz	Ft	-0.1 - -0.4	247 - 251
	588.1	Qtz	Sc	0.0 - 0.1	240 - 241
	598.0	Qtz	Ft	-0.1 - -0.2	242 - 250
	598.0	Qtz	Sc	0.0 - 0.1	247 - 257
	628.1	LQtz	Sc	-0.1 - -0.1	231 - 230
	701.4	LQtz	Sc	-0.3 - -0.2	238 - 243
	846.5	Qtz	Sc	-0.2 - -0.7	230 - 236
	846.5	Cal	Ft	-0.4 - -0.1	246
	846.5	Qtz	Sc	-0.3 - -0.8	233 - 244
	YO-5	577.25	Qtz	Ft	-0.1 - -0.2
577.25		Cal	Ft	-0.3 - -0.2	230 - 237
577.25		Qtz	Sc	-0.1 - -0.2	231 - 237
579.3		Qtz	Sc	-0.1 - -0.2	231 - 237
580.2		Qtz	Sc	-0.1 - -0.2	231 - 237
588.0		Qtz	Sc	-0.1 - -0.2	231 - 237
588.1		Qtz	Sc	-0.1 - -0.2	231 - 237
701.4		Qtz	Sc	-0.1 - -0.2	231 - 237
885.5		Qtz	Sc	-0.1 - -0.2	231 - 237
855.2		Qtz	Sc	-0.1 - -0.2	231 - 237
1012.0		Qtz	Sc	-0.1 - -0.2	231 - 237
1046.5		Qtz	Sc	-0.1 - -0.2	231 - 237
1059.0		Qtz	Sc	-0.1 - -0.2	231 - 237
1061.0		Qtz	Sc	-0.1 - -0.2	231 - 237
YO-7		325.0	Qtz	Sc	-0.1 - -0.1
	482.0	Qtz	Sc	-0.1 - -0.1	231 - 237
	881.0	Qtz	Sc	-0.1 - -0.1	231 - 237
	1067.5	Qtz	Sc	-0.1 - -0.1	231 - 237

・YO-2井

右図より、均質化温度は、沸騰曲線の近傍にプロットされている。しかしながら、現在のYO-2井の坑井温度は、深度1500mの坑底で200°Cを越えてはいるものの、全体的に直線的な伝道型の温度勾配を示しており、地熱活動が活発であるとは言い難い状況である。

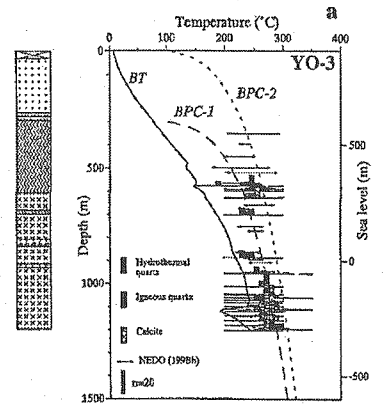


・YO-2井
 ・均質化温度と氷点の測定結果の比較(右図)では、均質化温度と氷点の間に逆相関があるように見える。このような逆相関は、流体が沸騰して二相分離を起こして塩類に乏しい気相と塩類が濃縮した液相が形成され、流体包有物がそれらを様々な割合で捕獲した事を示していると考えられる。

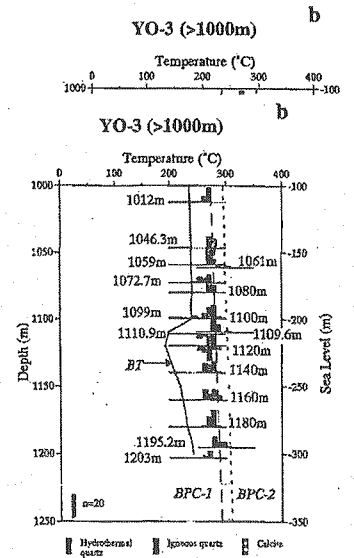


a: Depth-temperature diagram of the well YO-2 with histograms of homogenization temperatures (T_h) of fluid inclusions.
 b: Plots of final melting points of ice (T_m) vs. T_h of fluid inclusions from the BT: borehole temperatures at standing time of 120 hours after drilling (NEDO BPC-1 and -2: the boiling-point curves of water with depths adjusted to 100°C present water level and at the surface, respectively; Qtz: quartz.

・YO-3井
 ・掘削後120時間後の温度検層結果は、沸騰曲線と一致してはいないが、やや上に凸となる対流型の温度分布を示す(右図)。
 ・NEDOによって報告されているデータ(NEDO, 1998b)も含めて、流体包有物の均質化温度は水の沸騰曲線上あるいはその近傍にプロットされる。また流体包有物の産状観察からも、熱水性鉱物脈中には沸騰流体を捕獲したものが認められる。



・YO-3井
 ・右図には、比較的密に温度測定を行った、深度1000m以深の部分拡大して示してある。高温側の均質化温度はその深度での水の沸騰曲線にほぼ一致しているように見える。ただし、顕微鏡観察を行った結果では、熱水性鉱物脈中の流体包有物には沸騰現象が確認できるものの、花崗岩(ペグマタイトを含む)中の石英のもので沸騰現象が確認できるのは、熱水性鉱物脈近くのもののみである。
 ・深度1120m前後の、流体の流入点付近で温度が低下する箇所では、それにひかれるように、均質化温度はより低温側まで広がっている様に見える。これは、試料中に二種類の流体包有物が存在する事を示唆している。

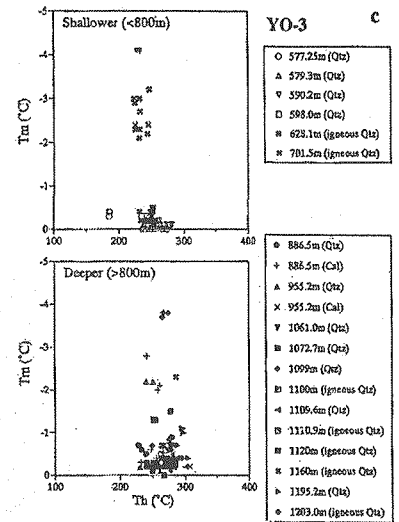


・YO-3井

・右図には均質化温度と氷点(T_m)の関係を示してある。深度800m以浅の試料のうち、熱水性鉍物脈の流体包有物では、 $T_m=0\sim-0.4^\circ\text{C}$ と塩濃度はそれほど高くないのに対し、ペグマタイト中の二次包有物には、熱水性鉍物脈と同程度のもの $T_m=-2\sim-4^\circ\text{C}$ と比較的塩濃度が高いものが含まれている。

一方、深部の部分でも、熱水性鉍物脈で $T_m=0\sim-2^\circ\text{C}$ であるのに対し、花崗岩中の二次包有物では $T_m=-4^\circ\text{C}$ 程度のものが認められる。

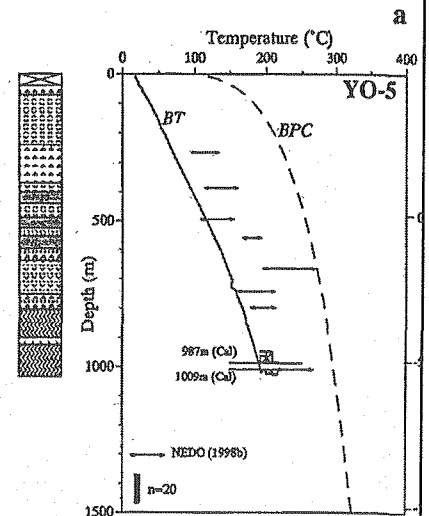
すなわち、花崗岩中の二次包有物の大部分は、熱水性鉍物脈中の流体包有物と塩濃度に関して差があり、それは両者を形成した流体の性状が異なっていた事を示している。



a : Depth-temperature diagram of the well YO-3 with histograms of temperatures (T_h) of fluid inclusions. The arrows show ranges of inclusions by NEDO (1998b).
 b : Depth-temperature diagram at deeper levels than 1000 m of the well YO-3 with T_h data. The arrows are the same in Fig. 6a.
 c : Plots of final melting points of ice (T_m) vs. T_h of fluid inclusion YO-3.
 BT : borehole temperatures at standing time of 120 hours after drilling (1985) ; BPC-1 and -2 : the boiling point curves of water with depths adjusted to 100°C at the present water level and at the surface, respectively ; Qtz : quartz.

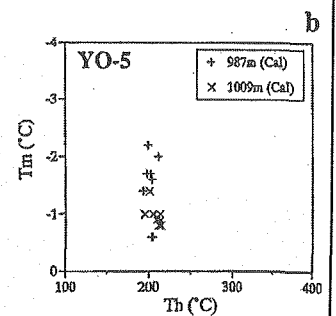
・YO-5井

温度検層結果はYO-2井と同様に、全体的には直線的な伝道型の地温勾配となっている(右図)。測定の結果、現在の坑井温度に近い均質化温度のものしか認められなかった。NEDO(1998b)のデータも示してあるが、深度664.6mのデータを除き、水の沸騰曲線に近い位置にプロットされるものは無い。



・YO-5井

・均質化温度が低いにも関わらず、987mの試料では $T_m=-0.6\sim-2.2^\circ\text{C}$ とややばらついている(右図)。この試料では沸騰現象が認められるわけではなく、沸騰の影響による流体の不均質化では説明できない。可能性としては、この試料で測定したものは全て二次包有物であることから、例えば複数回にわたって塩濃度の異なった流体の侵入があったのかもしれない。

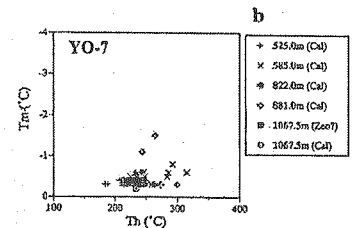
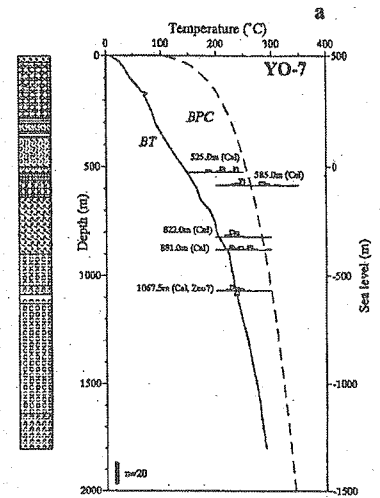


a : Depth-temperature diagram of the well YO-5 with histogram temperatures (T_h) of fluid inclusions. The arrows show ranges of inclusions by NEDO (1998b).
 b : Plots of final melting points of ice (T_m) vs. T_h of fluid inclusion YO-5.
 BT : borehole temperatures at standing time of 120 hours after drilling (1985) ; BPC : the boiling point curves of water with depths adjusted to 100°C at the present water level and at the surface, respectively ; Cal : calcite.

・YO-7井
 ・温度検層結果は、やや上に凸となっている対流型の温度パターンを示しており、深度585mの均質化温度データが水の沸騰曲線に近い位置にプロットされている(右図)。
 この坑井では、585m, 881mの試料の流体包有物で沸騰現象が確認された。585mの試料については、流体包有物・熱水性鉱物の産状と均質化温度測定の結果が一致している。881mの試料については沸騰現象が確認されているものの、均質化温度データが現在の坑井温度から沸騰曲線までの間にプロットされている。881mの試料で沸騰曲線上にプロットされるデータは初成包有物のものであり、それ以下の温度データは二次包有物のものであることから、上述の連続的な温度データは、高温期から現在の地温に至るまでの冷却過程で流体包有物が形成された事を示している。

・YO-7井
 ・沸騰現象が認められる881mの試料には比較的塩濃度が高いものがある(右図)が、他の試料で現在の地温に近くかつ沸騰現象が認められない流体包有物は塩濃度が比較的低い。

water level (0 m) ; Cal : calcite.



a : Depth-temperature diagram of the well YO-7 with histograms of homogenization temperatures (T_h) of fluid inclusions.
 b : Plots of final melting points of ice (T_m) vs. T_h of fluid inclusions from the YO-7.
 BT : borehole temperatures at standing time of 120 hours after drilling (NEDC).
 BPC : the boiling point curves of water with depths adjusted to 100°C at the present water level (0 m) ; Cal : calcite ; Zeo : zeolite.

・ガス分析

結果を下表に示す。

・YO-3井・KU-1井ともに、流体包有物の主成分はH₂Oで、それが99.6mol%以上を占めている。ガス成分で最も多いのはCO₂であり、これが0.08~0.38mol%程度となっている。次いでN₂が0.01~0.07mol%, CH₄が0.001~0.004mol%, Arが0.0006mol%以下となっている。

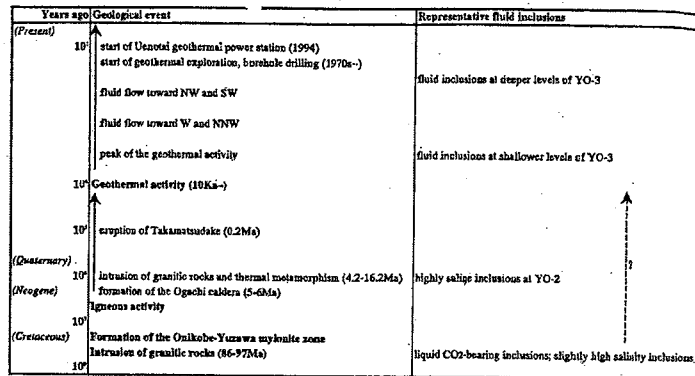
・CO₂が氷点に与える影響をSasada et al. (1992) に基づいて見積もったところ、0.1~0.3°C程度であった。この影響を差し引いた氷点も表に示してあるが、この補正を行っても氷点、すなわち塩濃度に関しては浅部(<800m) に比べ深部(>800m)の方が高い事が明らかである。

Gas compositions of fluid inclusions. Effects of CO₂ on final melting points of ice (T_m) are calculated based on Sasada et al. (1992). Corrected T_m for quartz of YO-3 579.3 m is estimated to be 0.0°C. Qlz : quartz; Th[Ave] : averages of homogenization temperatures; T_m[Ave] : averages of T_m.

No.	Well	Depth (m)	Mineral	mol%						log(XCO ₂ /XH ₂ O)	log(XCO ₂ /XCH ₄)	Th[Ave] (°C)	T _m [Ave] (°C)	Effect of CO ₂ on T _m [Ave] (°C)	T _m [Ave] by salt (°C)	Salinity (wt% NaCl eq.)
				H ₂ O	CO ₂	N ₂	CH ₄	Ar								
1	YO-3	577.3	Qz	99.8	0.13	0.004	0.0024	0.00098		0.24	1.75	218	-0.3	0.1	-0.3	0.33
2	YO-3	579.3	Qz	99.8	0.094	0.004	0.0027	0.00011		0.18	1.53	247	0.0	0.1	0.0	0.00
3	YO-3	580.3	Qz	99.8	0.077	0.014	0.00254	0.00012		0.68	2.15	233	-0.2	0.1	-0.1	0.18
4	YO-3	581.0	Qz	99.8	0.10	0.027	0.0027	0.00007		0.58	1.77	233	-0.1	0.1	0.0	0.00
5	YO-3	628.1	Qz	99.6	0.38	0.032	0.0013	0.00019		1.07	2.46	247	-0.6	0.3	-0.3	0.33
6	YO-3	664.5	Qz	99.6	0.37	0.015	0.0013	0.00005		1.35	2.64	247	-0.7	0.3	-0.4	0.71
7	YO-3	811.2	Qz	99.8	0.22	0.024	0.0019	0.00006		0.97	2.07	241	-0.8	0.2	-0.6	1.36
8	YO-3	1046.3	Qz	99.8	0.14	0.015	0.0014	0.00008		0.97	2.03	275	-	-	-	-
9	YO-3	1661.0	Qz	99.7	0.33	0.049	0.0037	0.00005		0.52	1.77	291	-0.7	0.2	-0.5	0.88
10	YO-3	1077.7	Qz	99.8	0.18	0.024	0.0015	0.00007		0.88	2.09	265	-0.4	0.2	-0.2	0.35
11	YO-3	1099.2	Qz	99.8	0.37	0.014	0.0016	0.00009		1.09	2.23	275	-0.4	0.2	-0.2	0.35
12	YO-3	1395.2	Qz	99.8	0.18	0.013	0.00009	0.00004		1.16	2.31	285	-0.6	0.2	-0.4	0.71
13	KU-1	499.6	Qz	99.8	0.18	0.044	0.0021	0.00021		0.61	1.94	-	-	-	-	-

考察:

・本研究でのマイクロサーモメトリーの結果、坑井温度データ及びこれまでに公表されている地質、変質作用、熱履歴等の研究成果から下図のような湯沢雄勝地域の地質学的履歴が推定される。



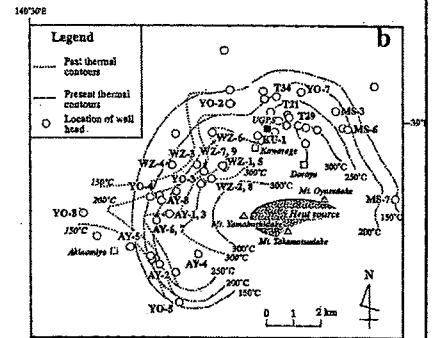
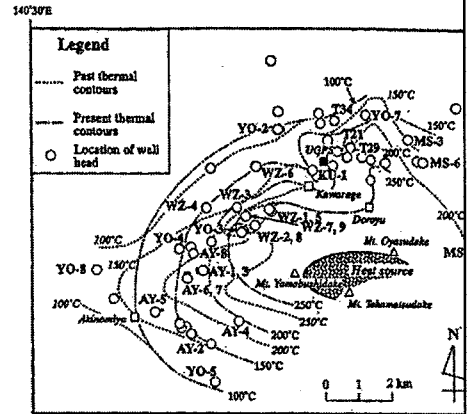
Geological history in the Yuzawa-Ogachi area.

・本研究でのデータとこれまでに公表されてきている研究成果や流体包有物のマイクロサーモメトリーデータ

(Takenouchi, 1988b) から、湯沢雄勝地域における地熱流体の温度の変遷を右図(a, b)にまとめる。

・右図(a, b)は、地熱活動開始(約一万年前; NEDO, 2001)から現在に至る間の温度変化を示している事になる。ただし、流体包有物そのものの形成時期が決まらない以上、右図(a, b)に示された過去の温度というのは、約1万年間全ての温度履歴を見ていることに注意しなければならない。

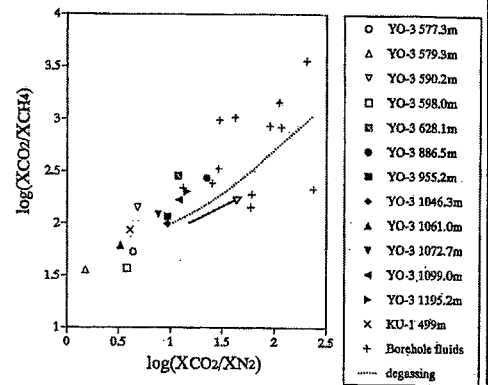
・地熱活動の比較的早い時期には、現在の熱源からYO-8井付近へ西方に伸びるような地熱流体の供給が起こっていたが、現在は既にその供給は停止しており、それに代わって海拔-500mではAY-2井及びWZ-6井付近へ向かうような南西向き及び北西向きの地熱流体の供給経路へと変化した事が分かる。



Changes of thermal contours beneath the Yuzawa-Ogachi area. The past thermal contours are estimated from the microthermometry data in Table 4 and Table 5 (Takenouchi, 1988b) for the wells T-21, T-29 and T-34. UGPS: Unotai geothermal station. a: at sea level, b: at 500 m below sea level, respectively. The present thermal contours are after NEDO (1990, 1997, 2000d).

・右図にはYO-3井とKU-1井の流体包有物及び中ほか(1987), 中・岡田(1992)の上の岱地熱発電所における噴出流体のCO₂/N₂比-CO₂/CH₄比を、下図にはYO-3井の流体包有物及び噴出流体のCO₂濃度をプロットした。

・沸騰による脱ガスが生じ、残留した地熱流体に組成変化がおきた場合、右図上では矢印に沿ってCO₂/N₂比及びCO₂/CH₄比が高くなるように変化していく事が期待される。また右図に示すように、流体包有物のガス濃度は噴出流体よりも高い傾向にある。これらの事から、本地域の流体包有物に含まれている流体は、現在の坑井からの噴出流体に比べて脱ガス程度の小さい、地熱開発の開始(坑井掘削)直前のガス組成を表していると考えられる。



log(XCO₂/XCH₄) vs. log(XCO₂/XN₂) plots of the fluid inclusions and discharge fluids. The data of the discharged fluids are from Naka et al. (1987) and Naka and (1992). The "degassing" curve is constructed assuming a single-step separation from fluid whose initial CO₂/N₂ and CO₂/CH₄ ratios are 10 and 100 at 300°C and gas ratios of residual fluids change along the curve in the direction of the arrow.

・YO-3井の浅部と深部の流体包有物間の組成を比較すると、上図では深部の試料のほうが浅部の試料よりもCO₂/N₂比及びCO₂/CH₄比が高い傾向が認められる。
 ・下図ではペグマタイト試料(深度628m)を除いたデータを比較すると、N₂、CH₄の変化は明瞭ではないが、CO₂については570-600mの浅部の試料に比べ800m以深の試料のCO₂濃度が高い事が分かる。
 ・これらのデータからも、流体包有物の形成時期によって、その源となった流体の化学組成が異なっていた事が示唆される。
 ・本坑井の浅部の流体包有物は地熱活動が現時点よりもさらに活発であった、やや古い時期に形成されたものである。深部の流体包有物は現在の地熱流体から形成されたものである。このことは、流体包有物を形成した地熱流体の性状が時代によって異なっており、それは、温度・ガス組成に反映されていることを示している。

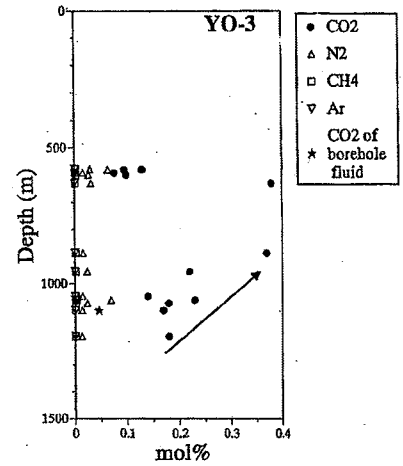
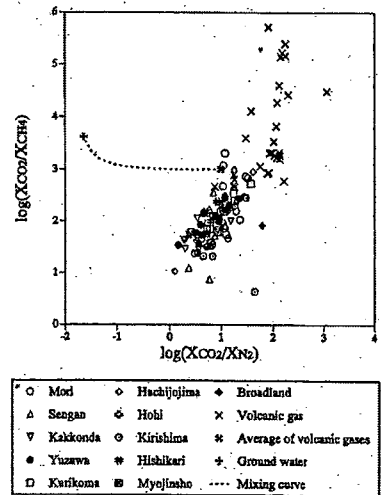


Diagram of depth-gas compositions of fluid inclusions. The CO₂ content borehole fluid is after Kuriyama (1987). CO₂ contents of the fluid inclusion below 800 m in depth increase along the arrow.

・地熱流体の化学組成を左右すると思われる火山ガスや大気と平衡にある地下水のガス組成のCO₂/N₂比-CO₂/CH₄比の関係を右図に示す。
 ・流体包有物のガス組成は火山ガス(平均値)と地下水とによる混合曲線上にはプロットされず、その曲線よりもCO₂/CH₄比が低い側にプロットされる。火山ガスと地下水の混合のみに支配されているのではなく、別の要因として流体-岩石反応の支配を受けている事を示している。



log(XCO₂/XCH₄) vs. log(XCO₂/XN₂) plots of fluid inclusions from various geothermal systems with data of volcanic gases and air-saturated ground water at 25°C, 1 bar. The "mixing curve" is calculated with the average composition of volcanic gases roughly estimated (CO₂=1 mol%, N₂=0.1 mol% and CH₄=0.04 mol%) and the air-saturated ground water as end members. Fluid inclusion data are same in Fig. 13. Volcanic gas: Showashinzan, Satsumaiwojima, Nasu-chausudake (Matsuo, 1979), Shinmoe-dake (Hirabayashi et al., 1998), Iwatesan (Hirabayashi et al., 1998) and Kujusan (Saito et al., 1998).

<p>まとめ・課題</p>	<p>・YO-3井の試料には、(1) ペグマタイトに認められる液体CO₂を含むもの、(2) 花崗岩中の石英に認められる比較的塩濃度の高いもの、(3) 浅部(深度 800m以浅)に認められる、現在よりもやや古い時期の地熱活動に伴う沸騰流体を捕獲したもの、(4) 深部(深度 800m以深)に認められる、現在の熱水から形成されたもの、という形成時期の異なる四系統の流体包有物が認められた。</p> <p>・YO-2井には、(5)ハライト等の固相を含む高塩濃度の多相包有物が認められた。</p> <p>・YO-5, 7, KU-1井には(3), (4)のタイプの流体包有物が認められた。</p> <p>・現在の地熱活動に関連したものは(3), (4)の流体包有物であり、(1), (2)のタイプは白亜紀の花崗岩の固結期に形成されたもの。(5)のタイプは新第三紀の花崗岩の貫入に伴って形成されたものである。</p> <p>・YO-2井付近では、現時点では地熱活動は不活発だと推測される。</p> <p>・YO-3井近辺では、浅部での地熱活動はやや衰退しつつあるが、深部では地熱活動が非常に活発な状態が保たれており、250-300°C程度の高温の流体が存在している。</p> <p>・YO-5井付近では、過去に高温の熱水が存在した可能性はあるものの、現在は活発な地熱活動は起こっていない。</p> <p>・YO-7井付近では、やや温度が低下したものの、深部では現在でも200°Cを越えて比較的活発な地熱活動が活発である。</p> <p>・本研究と既報のデータを総合すると、以下の様な地質学的履歴が推定できる。</p> <p>白亜紀には変成岩類に花崗岩が貫入し、その後鬼首-湯沢マイロナイト帯が形成された。新第三紀になると雄勝カルデラが形成されるとともに、火成岩の貫入があった。第四紀以降には火山活動が起こり、地熱活動が活発となった。地熱系の形成は約1万年前と推測される。</p> <p>・湯沢雄勝地域のYO-3井、KU-1井の流体包有物は、H₂Oが主成分である。ガス成分ではCO₂が最も多く、次いでN₂, CH₄, Arとなっている。</p> <p>・CO₂/N₂比-CO₂/CH₄比について、流体包有物と噴出流体の組成とを比較した結果、流体包有物の組成が、現在の噴出流体に比べて、脱ガスの少ない地熱流体の組成を表していると考えられた。</p> <p>・YO-3井の浅部と深部の流体包有物を比較すると、CO₂/N₂比-CO₂/CH₄比及びCO₂濃度に差があり、流体包有物を形成している流体の組成が異なっている事が示された。</p> <p>・本地域の流体包有物は、日本の地熱系産のものとしては比較的ガス濃度が低い。既報の流体包有物のガス組成、火山ガス及び地下水のガス組成の比較から、流体包有物のガス組成には流体-岩石反応の影響が認められた。</p>
<p>主要な引用文献</p>	<p>平林順一・大場武・野上健治, 1996, 1991-1992年霧島新燃岳の活動と火山ガス組成, 火山, 41, 263-267</p> <p>平林順一・大場武・野上健治, 1999, 岩手山の火山ガス, 月刊地球, 21, 285-289</p> <p>栗山隆, 1987, 地熱開発促進調査の地域レポート(7) 湯沢雄勝地域, 地熱エネルギー, 12, 380-396</p> <p>Maeda, S., Takagi, H., Fujino, T., Taguchi, S., Sawaki, T., Hayashi, M., Horikoshi, T. and Okubo, Y., 2000, Application of NEDO's core-analysis system to the Wasabizawa geothermal development field in northeast Japan. Proc. World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, 1383-1388.</p> <p>松尾禎士, 1979, 5.1火山ガス. 火山噴出物, 岩波講座 地球科学7 火山, 岩波書店, 121-132</p> <p>中東策・竹内律夫・岩田峻・福永明, 1987, 上の岱地区における地熱探査と開発調査, 地熱, 24, 113-135</p> <p>齊藤元治・風早康平・篠原宏志・松島喜雄, 1998, 火山ガスの実態調査, 九重山における火山ガスの実態調査, 地質調査所研究資料集 No.329, p.5</p> <p>Sasada, M., Sawaki, T. and Takeno, N., 1992, Analysis of fluid inclusion gases from geothermal systems, using a rapid-scanning quadrupole mass spectrometer. Eur. J. Mineral., 4, 895-906</p>

Sawaki, T., Sasada, M., Sasaki, M. and Goko, K. (1997) Fluid inclusion study of the Kirishima geothermal system, Japan. <i>Geothermics</i> , 26, 305-327 (*地熱地帯に産する流体包有物の研究)
佐脇貴幸・佐々木宗建・笹田政克 (1998b) 鬼首地熱地域産流体包有物の地球化学的特徴. <i>地質学雑誌</i> , 104, 813-824 (*地熱地帯に産する流体包有物の研究)
佐脇貴幸・佐々木宗建・小松亮・村松容一・笹田政克 (1999) 葛根田地熱地域における浅部貯留層の流体包有物のガス組成. <i>地熱学会誌</i> , 21, 127-141 (*地熱地帯に産する流体包有物の研究)
新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1985) 地熱開発促進調査報告書No.7 湯沢雄勝地域. 新エネルギー・産業技術総合開発機構, p. 814
新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1990, 地熱開発促進調査報告書No. 20 皆瀬地域, 新エネルギー・産業技術総合開発機構, p. 1281
新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1997, 平成8年度地熱開発促進調査総合解析報告書 No.C-3 秋ノ宮地域(第一次) 新エネルギー・産業技術総合開発機構, p. 611p
新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1998b, 平成10年度 地熱開発促進調査 秋ノ宮地域調査 総合解析報告書付帯資料 既存坑井コア調査報告書. 新エネルギー・産業技術総合開発機構, p. 94
新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2000b, 平成11年度地熱開発促進調査 データ処理に関わる補足調査(流体包有物試験等) 報告書 No.B-7 桑ノ沢地域 地熱開発促進調査報告書 付帯資料, 新エネルギー・産業技術総合開発機構, p. 22
新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2000d, 平成11年度 地熱探査技術等検証調査 貯留層変動探査法開発 テーマ5-2貯留層変動予測技術(モデリング支援技術) 報告書(要約), 新エネルギー・産業技術総合開発機構, p.135
新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2001, 平成12年度地熱探査技術等検証調査 貯留層変動探査法開発 テーマ5-2貯留層変動予測技術(モデリング支援技術) 報告書(要約), 新エネルギー・産業技術総合開発機構, p. 60
Takenouchi, S., 1988b, Fluid inclusion studies of selected epithermal gold deposits and the Doroyu geothermal systems of Japan. <i>Proc. 7th Quadrennial IAGOD Symp.</i> , 237-244
中東策・岡田博, 1992, 上の岱地熱地帯の探査とその開発, <i>資源地質</i> , 42, 223-240

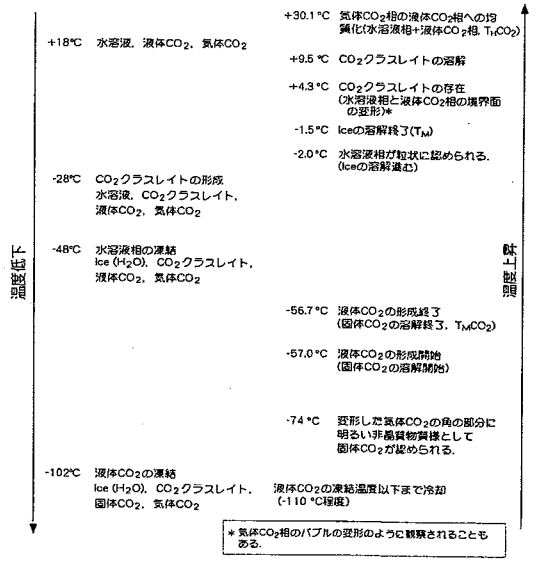
文献番号	FI-17
文献の種類	レビュー論文
文献題目	流体包有物
掲載誌名	資源地質学会—地球史と環境汚染を読む
発表年	2003年
研究対象地域	—
研究対象	流体包有物
研究手法	マイクロサーモメトリー、化学分析

内容
 流体包有物に関する基礎的な記述および包有物を用いた各種分析法を紹介した資料。包有物に関する記述では、流体包有物の形成機構、形成時期・相組み合わせによる包有物の分類について述べた後、物理化学的特徴、その特徴を利用した均質化温度測定・氷点温度測定、測定の誤差等について概説する。また、均質化・融点温度測定による塩濃度測定を例にしたマイクロサーモメトリーの概略、LA-ICP-MS、PIXEおよびレーザーラマン等を用いた包有物の化学組成分析などについても紹介を行う。
 水熱合成装置を用いた人工包有物均質化温度の検討では、均質化温度の測定誤差を5°Cとする一方で、天然の試料では変動幅が大きく(30~50°C)、ネッキングダウン、ストレッチングなどの二次的作用の可能性による測定時の問題点を指摘している。

流体包有物の種類	主要相	代表例	縮略形
Monophase liquid	L = 100%		L
Liquid-rich, two-phase	L > 50%		L + V
Vapour-rich, two-phase	V = 40 to 80%		V + L
Monophase vapour	V = 100%		V
Multiphase solid	L = variable S < 50%		S + L ± V
Multisoild	S > 50% L, V variable		S + L ± V
Immiscible liquid	L ₁ , L ₂		L ₁ + L ₂ ± V

図 6 室温での顕微鏡に基づく流体包有物の分類(Shepherd et al. (1985)を一部修正)。L:液体, V:蒸気, S:固体。

表 2 液体CO₂を含む流体包有物の測定例(Shepherd et al. 1985を一部修正)。



* 気体CO₂相のバブルの形状のように観察されることもある。

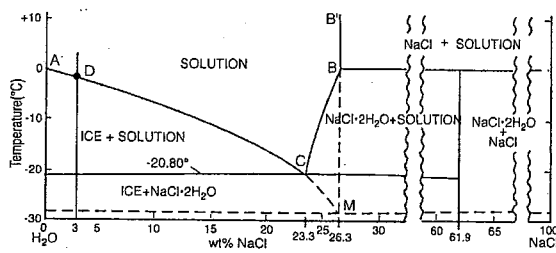


図 11 全圧 1 bar, 蒸気と平衡な H₂O-NaCl 系の流体の相変化を示した図 (Roedder, 1984 を一部修正)。点 M は、準安定状態で存在する水+NaCl+M の組成をもつ溶液の共融点。

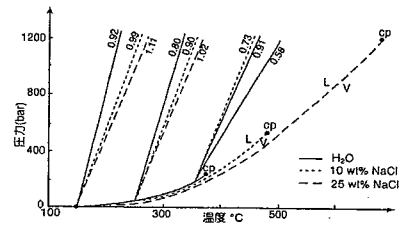


図 8 H₂O-NaCl 系の流体の塩濃度変化と気液共存境界およびアイコンコアの位置の関係を示した図 (Shepherd et al., 1985 を一部修正)。L: 液体, V: 蒸気, CP: 臨界点, アイソコアは、実線、点線等の直線で示される。0.92 (gcm⁻³) 等の数値は、そのアイコンコア上に存在する流体の密度

まとめ・課題

- ・二次的作用による包有物均質化温度測定時の誤差
- ・多相包有物による(特にCO₂)氷点温度測定時の塩濃度精度

主要な引用文献

本シートでの引用文献及び、論文中で引用された、流体包有物の産状の解釈や温度、圧力、化学組成のデータの検討に必要な事を詳しくまとめた論文を以下に記載する。

秋月瑞彦, 1998, 包有物, 鉱物組織—結晶成長, 鉱物学概論, 裳華堂.

Bodnar, R.J. et al., 1985a, In geology and geochemistry of epithermal systems, B.R. Berger and P.M. Bethke, eds., Rev. Econ. Geol., 2, p73-97.

Bodnar, R.J. et al., 1985b, Geochim. Cosmochim. Acta, 49, p1861-1873.

Goldstein, R.H. and Reynolds, T.J., 1994, SEPM short course 31, Soc. Sediment. Geol., 198p.

Hedenquist, J.F. and Henley, R.W., 1985, The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore depositions. Econ. Geol., 80, p1379-1406.

Roedder, E., 1984, Fluid inclusions. Rev. Mineral., 12, 644p.

笹田政克, 1988, 地熱エネルギー, 13, p.295-311.

笹田政克, 1989, 地熱エネルギー, 14, p.27-42.

Shepherd, T.J. et al., 1985, A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies, Blackie, 239p.

正路徹也, 1982, 流体包有物, 湯原浩三監修「地熱開発総合ハンドブック」, フジテクノシステム, p490-497.

武内寿久禰, 1975, 鉱物中の流体包有物の研究の基礎. 宝石学会誌, vol.2, 25-33, 66-73, 110-121, 165-172, vol.3, 25-31.

文献番号	FI-18
文献の種類	レビュー論文
文献題目	流体包有物-その基礎と最近の研究動向-
掲載誌名	岩石鉱物科学
研究対象地域	—
研究対象	流体包有物
研究手法	—
内容	<p>始めに: 流体包有物とは、鉱物中に捕獲された流体である。 流体包有物は、石英、長石、カンラン石、輝石、方解石、ザクロ石、硬石膏、燐灰石、ワイラケ沸石、緑柱石、コランダム、ダイヤモンドといった様々な鉱物に含まれている。また、赤外線顕微鏡を使い、黄鉄鉱、鉄マンガン重石、砒四面銅鉱といった不透明な鉱石鉱物中にも流体包有物が存在することが確認されている(Campbell et al., 1984; Richards and Kerrich, 1993) 地球科学の分野では、1800年代初頭に流体包有物の存在が初めて報告されて以来、鉱物・鉱床の形成過程を探る為や、宝石の鑑定の為に流体包有物の研究が行われてきた(武内, 1975a)。 1970年代以降、地熱資源調査、石油資源探査、変成岩・火成岩の研究、古応力場解析、古環境解析等の研究にも利用されるようになってきた。</p> <p>流体包有物の分類: ・流体包有物の成因に基づいた分類としては、初成包有物(primary inclusion)、二次包有物(secondary inclusion)、擬二次包有物(pseudosecondry inclusion)、離溶包有物(exsolution inclusion)がある(武内, 1975a; Roedder, 1984; 笹田, 1988) ・常温下における流体包有物の構成相に基づいた分類としては、液単相からなる単相包有物(monophase liquid inclusion)、気液二相からなる液相(液体)包有物(liquid-rich inclusion)、及び気相(気体)包有物(vapor-rich inclusion あるいは gaseous inclusion)、気液二相と固相を含む多相包有物(polyphase inclusion あるいは multiphase inclusion)、含CO₂包有物(CO₂-bearing inclusion)、炭化水素(石油)を含む流体包有物(petroleum-bearing inclusion)等がある(武内, 1975a; Roedder, 1984; 笹田, 1988)。なお、マグマの一部を捕獲したものはメルト(ガラス)包有物(melt inclusion あるいは glass inclusion)と呼ばれ、常温では気泡とガラスもしくは少量の鉱物からなる。広い意味では、メルト包有物も流体包有物の一種である。</p> <p>産出例: ・一般的な岩石、例えば花崗岩・変成岩・堆積岩や地熱地帯の熱水性鉱物脈等に最も普遍的に見出されるのは、気液二相からなる液相包有物である。 ・高塩濃度の多相包有物は、岩塩ドームや蒸発岩といった塩化物や硫酸塩が流体包有物のホスト鉱物となっている岩石、浅所貫入岩体(例えば、関根・土屋, 2000)、それに伴う熱水系(例えば、佐々木ら, 1995; 小松ら, 1998)、斑岩銅鉱床(例えば、Bodnar, 1995)などに見出される。 ・含CO₂包有物あるいはCH₄、N₂、H₂Sといったガス成分に富む流体包有物は、上部角閃岩相～グラニュライト相程度の高度変成岩(例えば、Santosh, 1992)、深所貫入岩体(例えば、Konnerup-Madsen, 1979)、一部の金鉱床(例えば、Prokofyev et al., 1991)、シュードタキライト(例えば、Boullier et al., 2001)、マントル由来のゼノリス(例えば、Andersen and Neumann, 2001)、ダイヤモンド(例えば、Bratus' et al., 1992)、等から報告されている。 ・炭化水素を含む流体包有物は、熱水中に油滴が運ばれてきたものが包有されたものであり、特に油田地帯の堆積岩類やそれを切る熱水性鉱物脈中にしばしば認められる(Munz, 2001)</p>

流体包有物の温度測定:

- ・流体包有物の温度測定手法の事をマイクロサーモメトリー、温度を測定する機器を加熱冷却台と呼ぶ。
- ・温度測定には両面研磨を施した試料片を使用するが、その厚さは流体包有物の大きさよりも十分大きい必要がある。壊れやすい試料についての試料作成方法については、McNeil and Morrisc(1992)が参考になる。
- ・温度の測定には、氷点測定と均質化温度測定がある。マイクロサーモメトリーの結果を、相関係に関する論文の結果と比較する事で、流体の組成・性状を推定する事が出来る。
- ・流体包有物が非沸騰流体を捕獲して形成された場合には、流体の組成に応じた圧力補正を均質化温度に加える事で流体包有物の形成温度が決定出来る。
- ・均質化温度の測定を行う際に注意して置かねばならない点がいくつかあるが、その一つにストレッチングの問題がある。この問題については、Bodnar and Bethke (1984), Wilkins (1986), Ulirich and Bodnar (1988), 高木ら (2001) などによって研究されてきている。

流体包有物の組成分析手法:

- ・Boiron and Dubessy (1994), 山田 (1999) を参考にして、代表的な分析方法を表に挙げる。

Representative analytical methods for fluid inclusions		
	Gas analysis	Solution analysis
Destructive	1. Crushing stage	1. Electron Probe Microanalyzer (EPMA)
	2. Gas Chromatography (GC)	2. Ion Chromatography
	3. Mass Spectrometry (MS)	3. Laser Ablation (LA) method
	4. GC-MS	3.1 LA-ICP-Atomic Emission Spectroscopy (LA-ICP-AES)
		3.2 LA-ICP-MS
		3.3 Laser Microprobe Noble Gas MS (LMNGMS)
		4. Secondary Ion MS (SIMS)
Non-destructive	1. Micro-Fourier Transform Infrared Spectroscopy (Micro-FT-IR)	1. EPMA
	2. Laser Raman Microspectroscopy (LRM)	2. Proton/Particle Induced X-ray Emission (PIXE)
	3. Ultra-violet (UV)-visible electronic spectroscopy	3. Synchrotron X-ray Fluorescence (SXRF)
	3.1 Fluorescence Emission Microscopy	4. Nuclear Magnetic Resonance (NMR)
	3.2 Fluorescence Emission Spectroscopy	
	3.3 UV-Visible Excitation Fluorescence Spectroscopy	

流体包有物の研究例:

・鉱床探査

鉱床探査の分野においては、鉱石鉱物がどのような温度・化学組成の溶液から形成されたかを決定する為に行われている。Roedder (1977; 1984) は、流体包有物が探査指針の一つである事を明示した。Wilkinson (2001) は、様々な熱水性鉱床の研究事例を整理し、鉱床探査の手段として流体包有物を効果的に利用するための指針を以下の3点に集約した。

- 1) ある特定の種類の流体包有物の産状・産出頻度に着目し、注意深く観察する事
- 2) マイクロサーモメトリーの結果から、系統的な変化を見つけ出す事
- 3) それ以外の流体包有物の性状、例えばデクレピテーションの仕方や化学組成の系統的な変化を見つけ出す事

1)の例としては、Rankin and Alderton (1983)、2)の例としてはHedenquist et al. (1998)、3)の例としてはAlderton et al. (1992) やHaynes and Kesler (1987) が挙げられる。

・地熱資源探査

地熱資源探査での流体包有物の利用手段としては、坑井から回収したカッティングスやコアに含まれている鉱物中の流体包有物についての均質化温度測定を行い、掘削によって冷却される前の地層温度を求めるといった例が挙げられる。流体包有物の均質化温度とは独立して坑井の温度データが得られている場合には、両者の温度データを比較する事により、その坑井付近の過去の温度履歴、あるいは今後の温度変化を推定する事が出来る事もある。このような指針・方法論については、田口 (1982), Hedenquist et al. (1992), 村松 (1993) 等にまとめられている。

・石油資源探査

石油資源探査においては、貯留岩の続成鉱物の鉱物学的研究とその中の流体包有物の分析とを組み合わせる事により、貯留岩内への油・ガスの移動の有無、集積のタイミング、古地温、古地層水の塩分濃度等を推定する為に役立てられている(小鷹, 1994)。

大久保ら(1999)では、流体包有物のマイクロサーモメリー及び蛍光スペクトル分析を行い、これらの手法が流体包有物に含まれる原油比重、有機物の熟成度等の解明に有用であることを示している。

・堆積岩の熱履歴

堆積岩の研究分野での流体包有物研究はGoldstein and Reynolds (1994), Goldstein (2001) に統括されている。

Barker and Goldstein (1990) はビトリナイト反射率と流体包有物の均質化温度との間に正の相関があることを見出し、堆積岩の辿った熱履歴を明らかにするための手段を提示した。

鮎沢・相原(1993) は北西九州の夾炭堆積岩類についてのビトリナイト反射率と流体包有物との関連性を研究し、比較的低温領域でのビトリナイト反射率地質温度計を改良している。

・火成岩の研究

マグマが貫入、冷却、固結していくのに伴い、マグマから揮発性成分(流体)が放出される。その流体が、岩石との反応を起こしながら地殻内を循環する過程で特定の成分が濃集すると火成岩に関連した鉱床が形成されることになる。従って、Sn, W, Mo等の鉱床に密接に関連した花崗岩や、斑岩銅鉱床を形成した酸性貫入岩体の流体包有物は、鉱床探査やその成因を探る上で重要視され、詳しく研究されてきた(例えば、Takenouchi and Imai, 1975 ; Bodnar, 1995)

マグマの貫入、固結、冷却、それに伴う接触変成作用、熱水系の変遷、流体—岩石反応を考察する為に、花崗岩類中の流体包有物について様々な研究が進められてきた。

・変成岩の研究

変成岩中の流体包有物から得られたデータを取り扱う場合には、「流体包有物の再平衡過程(流体包有物が、外部の温度圧力の変化に適合するように変形していく過程)」に対する考慮が必要である。

Touret (2001) は、変成岩の研究を進める上での流体包有物の位置づけを総括し、研究上の指針を述べている。流体包有物から得られるデータは、それと共に産する鉱物から見積もられる温度圧力条件と比較して論じられる事になるわけであるが、特に、鉱物と流体包有物との形成時期の時間的關係が問題となる。そのような問題を解決する為には、1) 試料の観察 2) マイクロサーモメリーと非破壊測定との組み合わせ 3) アイソコアと変成鉱物の形成条件の比較に基づいた解釈というステップを確実に辿っていく事が必要不可欠である。

・構造地質学

二次包有物で示されるヒールしたクラック面は結晶に加わった外力の向きに応じて出来る。すなわち、このクラックの方向を詳細に検討する事により、地下に加わった応力の方向(応力場)を解析できる事になる。1980年代後半以降、このような二次包有物の並び方から見たマイクロフラクチャーの方向性の測定から過去の応力場を解析しようとする試みがなされてきており、Boulinier (1999), Lespinasse (1999) 等には、構造地質学における流体包有物の研究が総括されている。

・古環境解析

流体包有物は、地下深くの流体を捕獲して形成される事が多いが、地表付近であっても、蒸発岩や鍾乳石などのような非珪酸塩からなる岩石・鉱物中に形成されることがある。この場合は、流体包有物には古海水、古河川水、古大気などが含まれることになる。そのような観点から古環境を研究した例(山本・Schwarcz, 1981 ; Lowenstein et al. 1998 ; Seal and Rye, 1993 ; Zimmermann, 2000 ; de Ronde et al., 1997) がある。

・インパクトクレーター

Gonzalez-Partida et al., (2000) はメキシコ・ユカタン半島のChicxulub クレーターに掘削された坑井の試料を用い、クレータの形成環境を議論している。

	<p>・隕石 Warner et al. (1983), Zolensky et al. (1999) 等によって、地球上だけではなく、隕石中にも流体包有物が存在している事が報告されている。流体包有物の研究は、従来の隕石に関する研究をさらに深める為に有用であると考えられる。</p>
まとめ・課題	<p>・均質化温度の測定を行う際には注意して置かねばならない点がいくつかあり、その一つにストレッチングの問題がある。この問題については、Bodnar and Bethke (1984), Wilkins (1986), Ulirich and Bodnar (1988), 高木ら (2001) などによって研究されてきている。</p>
主要な引用文献	<p>鮎沢 潤・相原安津夫, 1993, 有機変成温度の流体包有物による検証 有機・無機変成の対応. 九大理研報, 地球惑星, 18, 65-71</p> <p>Alderton, D. H. M., Rankin, A. H. and Thompson, M., 1992, Fluid inclusion chemistry as a guide to tin mineralization in the Dartmoor granite, south-west England. <i>J. Geochem. Explor.</i>, 46, 163-185</p> <p>Andersen, T. and Neumann, E.-R., 2001, Fluid inclusions in mantle xenoliths. <i>Lithos</i>, 55, 301-320</p> <p>Barker, C. E. and Goldstein, R. H., 1990, Fluid-inclusion technique for determining maximum temperature in calcite and its comparison to the vitrinite reflectance geothermometer. <i>Geolgy</i>, 18, 1003-1006</p> <p>Bodnar, R. J., 1995, Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. In <i>Magma, Fluid, and Ore Deposits</i>, Tompson J. F. H. Ed., Mineral. Assoc. Canada, Short Course Series, vol. 23, Chapter 7, 139-152</p> <p>Bodnar, R. J. and Bethke, P. M., 1984, Systematics of stretching of fluid inclusion I Fluorite and Sphalerite at atmosphere confining pressure. <i>Econ. Geol.</i>, 79, 141-181</p> <p>Boiron, M. C. and Dubessy, J., 1994, Determination of fluid inclusion compositions Microanalytical techniques. In <i>Fluid inclusions in Minerals Methods and Applications</i>, De Vivo, B and Frezzotti, M. L. Eds., Short Course of the working Group on 'inclusion in minerals' IMA, 45-71</p> <p>Boullier, A. M., 1999, Fluid inclusions tectonic indicators. <i>J. Struct. Geol.</i>, 21, 1229-1235</p> <p>Boullier, A. M., Ohtani, T., Fujimoto, K., Ito, H. and Dubois, M., 2001, Fluid inclusions in pseudotachylytes from the Nojima fault, Japan. <i>J. Geophys. Res.</i>, B, 106, 21965-21977</p> <p>Bratus', M. D., Svoren, M., Zinchuk, N. N. and Argunov, K. P., 1992, Gas components of inclusions in Yakutia diamonds. <i>Geochem. Inter.</i>, 29, No. 6, 69-78</p> <p>Campbell, A. R., Hackbarth, C. J., Plumlee, G. S. and Petersen, U., 1984, Internal features of ore minerals seen with infrared microscope. <i>Econ. Geol.</i>, 79, 1387-1392</p> <p>de Ronde, C. E. J., DeR Channer, D. M., Faure, K., Bray, C. J. and Spooner, E. T. C., 1997, Fluid Chemistry of Archean seafloor hydrothermal vents Implications for the composition of circa 3.2Ga seawater. <i>Geochim. Cosmochim. Acta</i>, 61, 4025-4042</p> <p>Goldstein, R. H., 2001, Fluid inclusions in sedimentary and iagenetic systems. <i>Lithos</i>, 55, 159-193</p> <p>Goldstein, R. H. and Reynolds, T. j., 1994, Systematics of fluid inclusions in Diagenetic Minerals. Pp. 199, SEPM Short Course 31.</p> <p>Gonzalez-Partida, E., Cqrillo-Chavez, A. and Martinez-Ibarra, R., 2000, Fluid inclusions from anhydrite related to the Chicxulub crater impact breccias, Yucatan, Mexico Preliminary report. <i>Inter. Geol. Review</i>, 42, 279-288</p> <p>Haynes, F. M and Kesler, S. E., 1987, Fluid inclusion chemistry in the exploration for Mississippi Valley-type deposits an example from East Tennessee, U. S. A. <i>Appl. Geochem.</i>, 2, 321-327</p> <p>Hedenquist, J. W., Arribas, A., Jr. and Reynolds, T. J., 1998, Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. <i>Econ. Geol.</i>, 93, 373-404</p> <p>Hedenquist, J. W., Reyes, A. G., Simmons, S. T. and Taguchi, S., 1992, The thermal nad geochemical structure of geothermal and epithermal systems A framewark for interpreting fluid inclusion data. <i>Eur. J. Mineral.</i>, 4, 989-1015</p> <p>小松亮・池内研・土井宣夫・佐々木宗建・内田利弘・笹田政克, 1998, 深部地井(掘削深度 3, 729m, の流体包有物から見た葛根田花崗岩の特徴と葛根田地熱系. <i>日本地熱学会誌</i>, 20, 209-224</p>

- Konnerup-Madsen, J., 1979, Fluid inclusions in quartz from deep-seated granitic intrusions, south Norway, *Lithos*, 12, 13-23
- 小鷹長, 1994, 流体包有物分析の石油探鉱への応用. 石油技術協会誌, 59, 304-308
- Lespinasse, M., 1999, Are fluid inclusion planes useful in structural geology? *J. Struct. Geol.*, 21, 1237-1243
- Lowenstein, T. K., Li, J. and Brown, C. B., 1998, Paleotemperatures from fluid inclusions in halite method verification and a 100, 000 year paleotemperature record, Death Valley, Ca. *Chem. Geol.*, 150, 223-245
- McNeil, B. and Morrisc, E., 1992, The preparation of doublepolished fluid inclusion waters from friable, water-sensitive-material. *Mineral. Mag.*, 56, 120-122
- Munz, I. A., 2001, Petroleum inclusions in sedimentary basins systematics, analytical methods and applications. *Lithos*, 55, 195-212
- 村松容一, 1993, 地熱井評価への流体包有物温度計適用上の留意点. 地熱エネルギー, 18, 90-103
- 大久保進・続木直英・武田信従, 1999, 新潟県上越～中越地域の坑井から得られた炭化水素包有物の蛍光スペクトル及びマイクロサーモトリーによる検討. 石油技術協会誌, 64, 330-339
- Prokof'yev, V. Yu., Naumov, V. B., Mironova, O. F. and Sokolova, N. T., , 1991, Fluid inclusions containing high density H₂S, *Geochem. Inter.*, 28, No. 2, 32-37
- Rankin, A. H. and Alderton, D. H. M., 1983, Fluid inclusion petrography of SW England granites and its potential in mineral exploration. *Mineral. Deposita*, 18, 335-347
- Richards, J. P. and Kerrich, R., 1993, Observation of zoning and fluid inclusions in pyrite using a transmitted infrared light microscope, $\lambda < 1.9 \mu m$. *Econ. Geol.*, 88, 716-723
- Roedder, E., 1977, Fluid inclusions as tools in mineral exploration. *Econ. Geol.*, 72, 503-525
- Roedder, E., 1984, Fluid inclusions, *Reviews in mineralogy*, voi. 12, Mineralogical Society of America, Washington D. C., U. S. a., pp. 646
- Santosh, M., 1992, Carbonic fluids in granulites Cause or consequence? *J. Geol. Soc. India*, 39, 375-399
- 笹田政克, 1988, 流体包有物マイクロサーモトリーの基礎 地熱篇-1, -. 地熱エネルギー, 13, 295-311
- 佐々木宗建・笹田政克・藤本光一郎・村松容一・小松亮・佐脇貴幸, 1995, 流体保有物に記録された若い花崗岩貫入後の熱水活動-葛根田地熱地域と乳頭地熱地域を例に-. 資源地質, 45, 303-312
- Seal, II, R. R. and Rye, R. O., 1993, Stable isotope study of fluid inclusions in fluorite from Idaho Implications for continental climates during the Eocene. *Geology*, 21, 219-222
- 関根孝太郎・土屋範芳, 2000, 滝谷岩体における流体包有物とマイクロクラックの特徴. 日本地熱学会平成12年学術講演会講演要旨集, A29
- 田口幸洋, 1982, 流体包有物の均質化温度分布から見た地熱帯の地下熱構造. 日本地熱学会誌, 3, 165-177
- 高木博・前田俊一・藤野敏雄・真田和之・林正雄・田口幸洋・堀越孝昌・村岡洋文, 2001, 流体包有物均質化温度のオーバーヒーティングに関する実験的研究. 日本地熱学会誌, 23, 263-272
- 武内寿久彌, 1975a, 鉱物中の流体包有物研究の基礎 I 流体包有物の研究史 分類と生成. 宝石学会誌, 2, 25-33
- Takenouchi, S. and Imai, H., 1975, Glass and fluid inclusions in scidic igneous rocks from some mining areas in Japan. *Econ. Geol.*, 70, 750-769
- Touret, J. L. R., 2001, Fluids in metamorphic rocks. *Lithos*, 55, 1-25
- Ulirich, M. R. and Bodnar, R. J., 1988, Systematics of stretching of fluid inclusions II barite at I am confining prssure. *Econ. Geol.*, 83, 1037-1046
- Warner, J. L., Ashwarl, L. D., Bergmann, S. C., Gibson, E. K., Jr., Henry, D. J., Lee-Bermann, R., Roedder, E. and Belkin, H. E., 1983, Fluid inclusions in stony meteorites. *Proc. 13th Lunar and Planetary Science Conference, Part 2, J. Geophys. Res.*, B, 88, Supplement, A731-735.
- Wilkins, R. W. T., 1986, The mechanism of stretching and leaking of fluid inclusions in fluorite. *Econ. Geol.*, 81, 1003-1008

Wilkinson, J. J., 2001, Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55, 229-273

山田泰夫, 1999, 流体保有物の分析測定法, 総説. 石油資源開発(株) 技術研究所研究報告, 14, 57-80

山本雅弘・Schwarcz, H. P., 1981, スペレオセム流体包有物の酸素同位体比の分析. 質量分析, 29, 75-59

Zimmermann, H., 2000, Tertiary seawater chemistry- Implications from primary fluid inclusions in marine halite. *Amer. J. Sci.*, 300, 723-767

Zolensky, M. E., Bodnar, R. J., Gibson, E. K., Jr., Nyquist, L. E., Reese, Y., Shih, C.-Y. and Wiesmann, H., 1999, Asteroidal water within fluid inclusion-bearing helite in an H5 chondrite, Monahans, 1998, . *Science*, 285, 1377-1379

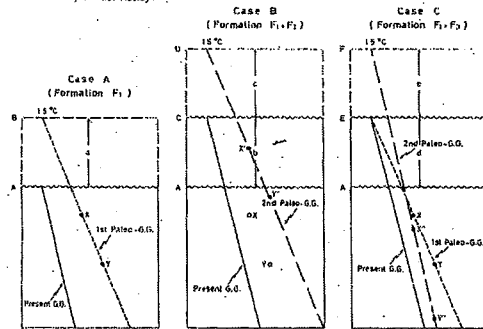
7. 自生鉱物

文献番号	著者	発行年	タイトル
AM-01	青柳	1979	堆積岩中の自生鉱物を用いた古地温の解析法
AM-02	Aoyagi and Kazama	1980	Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis.
AM-03	風間	1980	堆積岩石学的手法による古地温の推定
AM-04	佐々木ほか	1982	古地温勾配の推定
AM-05	野呂	1991	変質鉱物組合せから変質温度を推定するための専門家システム
AM-06	歌田・清水	1995	三途川地熱地帯における変質鉱物の産状と熱履歴(演旨)
AM-07	吉村	2001	粘土鉱物と変質作用

文献番号	AM-01
文献の種類	原著論文
文献題目	堆積岩中の自生鉱物を用いた古地温の解析法
掲載誌名	石油技術協会誌
発表年	1979年
研究対象地域	新潟, 北海道
研究対象	本邦油田地域の新第三系
研究手法	自生鉱物の古地温解析

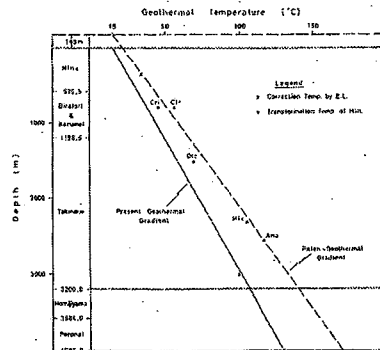
内容
 油田地域の新第三系では、最大埋没深度を6,000mとすると続成作用下における堆積物の変化は200°C以下、1,500kg/cm²以下および2,500万年以下での反応と続成作用下における各自生鉱物の形成安定温度考えてよい。
 古地温解析の前提を次のように設定した。
 ①続成作用下における各自生鉱物の形成安定温度は、Aoyagi and Kazama(1980)に基づきクリстал石45°C、クリノプチロン沸石が56°C、石英が69°C、モンモリロナイト-イライト混合層鉱物が104°C、方沸石または輝沸石が116°C、イライトが137°C、濁沸石または曹長石が138°Cとする。
 ②地表面(または堆積面)の温度を15°Cで変化なしと設定。
 ③自生鉱物の転換は不可逆的で形成時間は100万年以上必要であった。
 地層の削剥を1回受けた場合(ケースA)、2回受けた場合(ケースB,C)について、各自生鉱物の形成上限深度は隆起後の地層の削剥によりどのように変化するか解析をおこなった(Fig2)。

Fig. 2 Various models on the change of paleo-geothermal gradients and the depth variation of authigenic minerals in the sedimentary succession by stratigraphic deficiency.



以上の考え方を、北海道西馬追SK3に適用させた(Fig3)。結果、自生鉱物の形成上限深度と出現深度は直線関係が得られ、これが第三紀の最高古地温勾配であり、その値は3.69°C/100mとなる。また隆起後の削剥量は約180mとなる。

Fig. 3 Calculation of paleo-geothermal gradient during Neogene and stratigraphic deficiency during Quaternary at Mabi-Umaki SK-3 well drilled in Hokkaido, Japan.



まとめ・課題	<ul style="list-style-type: none"> ・堆積岩中における自生鉱物の形成が、温度以外の物理学的因子、化学的因子に影響されることを考慮していない。 ・この解析手法により求められた古地温勾配は、地層の堆積時における最高古地温勾配となり、過去の地質時代における最高古地温勾配とは異なる。
主要な引用文献	Aoyagi,K.and Kazama,T.,1980:Transformational changes of clay minerals,zeolites and silica minerals during diagenesis.Sedimentology,27,179-188

文献番号	AM-02
文献の種類	原著論文
文献題目	Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis.
掲載誌名	Sedimentology
発表年	1980
研究対象地域	-
研究対象	白亜系～第三系の大深度海洋掘削コア
分析方法	鉱物同定
内容	(はじめに) ・埋没深度(圧力), 埋没温度, 反応時間などの物理条件が続成作用での鉱物転移の重要なファクター。

(調査方法・試料)
 ・位置(fig1)
 ・試料(table1,BHT:Bottom Hole Temperature, GG:Geothermal Gradient)

Table 1. Geophysical and geological parameters of the wells studied

Wells	Locality	Date	Depth (m)	BHT (°C)	GG (°C/100 m)	Age (formation)	Number of samples
Mitl Kubiki	Niigata, Honshu	Oct., 1970	3781.7	127.2	3.89	Neogene (Hiuchiyama)	84
Mitl Sorachi	Central Hokkaido	Jan., 1971	3712.9	87.8	2.57	Pre-Cretaceous(?)	95
Mitl Wakkani	Northern Hokkaido	Dec., 1971	4017.1	108.7	3.06	Palaeogene (Ishikari)	118
Mitl Awakusa	Kumamoto, Kyushu	Oct., 1972	2807.0	82.2	3.14	Cretaceous (Cushaura)	77
Mitl Hamayuchi	Northern Hokkaido	Oct., 1972	4520.9	121.0	3.07	Neogene (Onishihetsu)	108
Nishi-Sapporo SK-10	Central Hokkaido	Feb., 1973	3305.4	114.0	3.92	Neogene(?)	51
Mitl Nanporo SK-10	Central Hokkaido	Aug., 1973	4374.7	118.9	3.11	Jurassic (Sorachi)	110
Mitl Enbetsu	Northern Hokkaido	Nov., 1973	4012.4	98.0	2.71	Cretaceous (Hakobuchi)	97
Mitl Karumai	Central Hokkaido	Sept., 1974	4374.0	87.2	2.38	Palaeogene (Poronai)	102
					(3974m)		
Mitl Nikkappu	Central Hokkaido	Jan., 1976	4505.1	78.0	1.83	Neogene (Fureol)	102
Biratori SK-9	Central Hokkaido	Sept., 1976	4505.0	91.1	2.21	Palaeogene (Poronai)	72
Abira SK-1	Central Hokkaido	Apr., 1977	4502.6	105.0	2.62	Palaeogene (Poronai)	100
Yufutsu-oki B-1a	Off-shore Hokkaido	Apr., 1977	4030.0	110.0	3.09	Palaeogene (Ishikari)	121

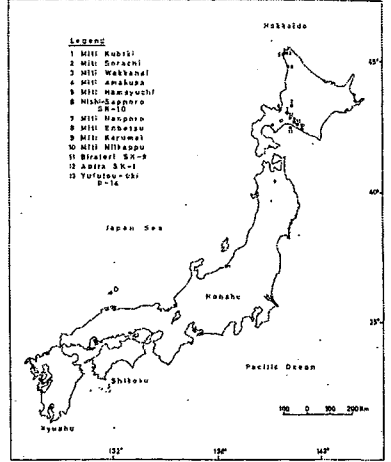


Fig. 1. Locations of the studied wells.

(粘土鉱物, シリカ鉱物の続成転移: Diagenetic transformation)
 ● 浜勇知井では出現鉱物組み合わせと物理条件に相関が見られた (fig.2)
 ・炭酸塩鉱物の存在は深度との相関はなく不規則に出現する。これは埋没による圧力や温度の変化によるものではなく、初生的な化学組成によるものと考えられる。
 ・粘土鉱物は、ある深度で出現し、その後定常的に見られる。これは物理ファクターによって続成・自生作用 (authigenesis) によって生成されたといえる。

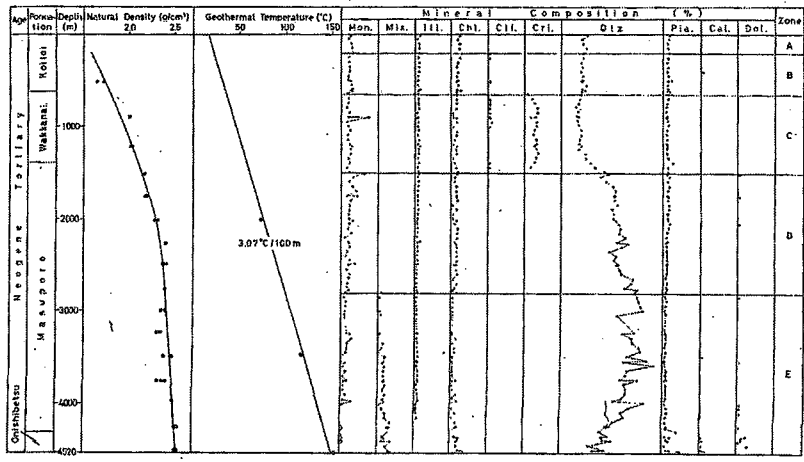


Fig. 2. Relation between mineral composition and geophysical parameters such as natural density and geothermal temperature in the Mitl Hamayuchi well drilled in northern Hokkaido, Japan. Mon., montmorillonite; Mix., montmorillonite-little mixed-layer mineral; Ill., illite; Chl., chlorite; Ctl., clinoptilolite; Cal., low-cristobalite; Qtz., low-quartz; Pla., plagioclase; Cal., calcite; and Dol., dolomite.

●解析の前提条件

- (1)埋没作用は一方向に進み、不可逆的である。
- (2)最大埋没温度・圧力は各調査井の地点に一致するとする。
- (3)地質反応時間(geological reaction time)は100万年~130万年継続したとする。

(転移条件 (fig2))

●粘土鉱物

- ・続成作用における粘土鉱物の転移は次のとおり。モンモリロナイト→モンモリロナイト-イライト混合層→イライト(Hower et al.,1976 など)。
- ・モンモリロナイトの生成はその他の条件にもよるが、少なくとも250°C以上で生成される(Eberl,1978など)
- ・埋没圧力は、モンモリロナイトから混合層への古地温から求められた。モンモリロナイト→混合層は900kg/cm²・104°C, 混合層→イライト920kg/cm²・137°C (fig4)

●ゼオライト

- ・火山岩系鉱物の続成作用によって生成される(ゼオライト化) (Iijima and Utada,1971などに例)。
- ・火山ガラスからclinoptiloliteへの転移; 330kg cm⁻², 56°C, clinoptilolite-analcite, 860kg cm⁻², 116°C, heulandite -laumontite, albite; 930kg cm⁻², 138°C

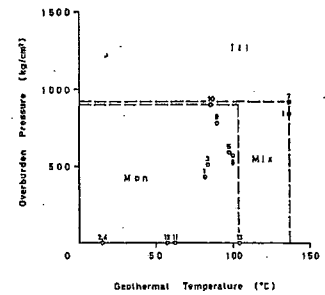


Fig. 4. Overburden pressures and geothermal temperatures in relation to the diagenetic transformation of clay minerals in the Cretaceous and Tertiary argillaceous sediments of Japan.

●ケイ酸塩鉱物

- ・続成作用におけるシリカ鉱物の相転移(非晶質シリカ→クリストバライト→石英 (Mitsui and Taguchi,1977など))。

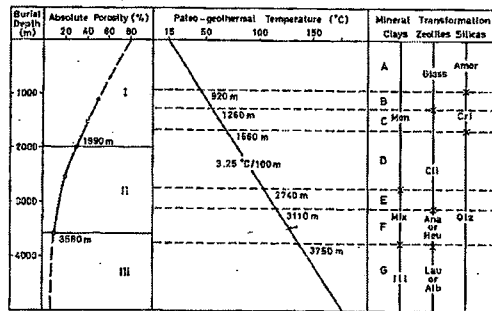


Fig. 6. Average relationships among burial depth, absolute porosity, palaeo-geothermal temperature, and transformation of various minerals in the Neogene argillaceous sediments of Japan.

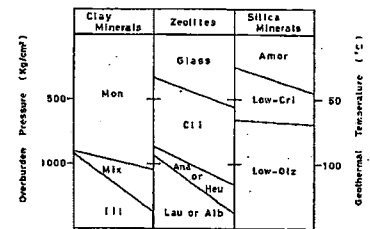


Fig. 5. Maximum overburden pressures and geothermal temperatures necessary for the diagenetic transformation of clay minerals, zeolites and silica minerals in the Cretaceous and Tertiary argillaceous sediments of Japan (after Aoyagi, 1978).

まとめ・課題

- ・本邦における白亜系~第三系の泥質コアは7つの続成鉱物ゾーンに分けられた(A~G: fig6)。
- ・続成作用は3つの段階に分けられ,1)埋没初段階では, 30%以上の空隙率を持ちA-Cの鉱物分帯に属する。2)埋没後期では圧密が進み30-10%の空隙率, D-Fの鉱物分帯に属する。3)更に埋没が進み空隙率10%, 鉱物分帯はGとなる。

主要な引用文献

Hower J., Eslinger, E.V., Hower, M.E and Perry, E.A. (1976), Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment. Bull. geol. Soc. Am, 87, 725-737

Eberl, D. (1978) The reaction of montmorillonite to mixed layer clay: the effect of interlayer alkali and alkaline earth cations. Geochim. cosmochim. Acta, 42, 1-7

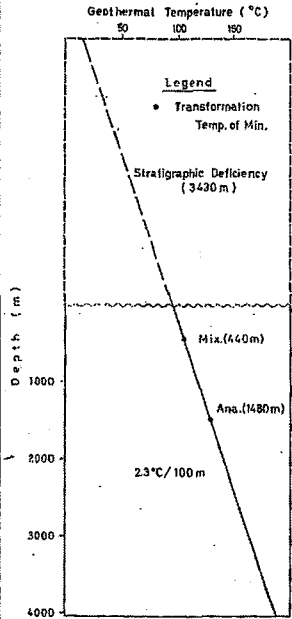
Iijima, A and Utada (1971) Present-day zeolitic diagenesis of the Neogene geosynclinal deposits in the Niigata oil fields, Japan. Adv. Chem Ser. 101, 311-316.

Mitsui, K. and Taguchi, K. (1977) Silica mineral diagenesis in Neogene Tertiary shales in the Tempoku district Hokkaido, Japan. J. Sedim. Petrol, 47, 158-167.

文献番号	AM-03																																																																																																											
文献の種類	原著論文																																																																																																											
文献題目	堆積岩石学的手法による古地温の推定																																																																																																											
掲載誌名	石油技術協会誌																																																																																																											
発表年	1980年																																																																																																											
研究対象地域	北海道, 新潟																																																																																																											
研究対象	日本の新第三系																																																																																																											
研究手法	自生鉱物の古地温解析																																																																																																											
内容	<p>炭酸塩鉱物や硫酸塩鉱物は化学的因子の影響を受けやすい。対して粘土鉱物, 沸石およびケイ酸塩鉱物は物理的因子の影響が大きい(青柳, 1978)。Aoyagi and Kazama (1980)は古地温と自生鉱物の転換, 埋没深度, 絶対孔隙率の関係を示した(第1図)。</p>																																																																																																											
	<p>第1図 本邦の新第三系泥質岩における埋没深度, 孔隙率, 古地温および鉱物の転換温度の相互関係 (AOYAGI & KAZAMA, 1980 を一部修正)</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th rowspan="2">Burial Depth (m)</th> <th colspan="4">Absolute Porosity (%)</th> <th colspan="4">Paleo-geothermal Temperature (°C)</th> <th colspan="3">Mineral Transformation</th> </tr> <tr> <th>20</th> <th>40</th> <th>60</th> <th>80</th> <th>15</th> <th>50</th> <th>100</th> <th>150</th> <th>Clays</th> <th>Zeolites</th> <th>Silicas</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1000</td> <td>~80</td> <td>~70</td> <td>~60</td> <td>~50</td> <td>15</td> <td>~30</td> <td>~45</td> <td>~60</td> <td>A</td> <td>Glass</td> <td>Amor</td> </tr> <tr> <td>2000</td> <td>~70</td> <td>~60</td> <td>~50</td> <td>~40</td> <td>~30</td> <td>~45</td> <td>~60</td> <td>~75</td> <td>B</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>3000</td> <td>~50</td> <td>~40</td> <td>~30</td> <td>~20</td> <td>~45</td> <td>~60</td> <td>~75</td> <td>~90</td> <td>C</td> <td>Mon</td> <td>Cri</td> </tr> <tr> <td>4000</td> <td>~30</td> <td>~20</td> <td>~10</td> <td>~5</td> <td>~60</td> <td>~75</td> <td>~90</td> <td>~105</td> <td>D</td> <td></td> <td>Chi</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>~75</td> <td>~90</td> <td>~105</td> <td>~120</td> <td>E</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>~90</td> <td>~105</td> <td>~120</td> <td>~135</td> <td>F</td> <td>Mix</td> <td>Ana or Heu</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>~105</td> <td>~120</td> <td>~135</td> <td>~150</td> <td>G</td> <td>Ill</td> <td>Lau or Alb</td> </tr> </tbody> </table>	Burial Depth (m)	Absolute Porosity (%)				Paleo-geothermal Temperature (°C)				Mineral Transformation			20	40	60	80	15	50	100	150	Clays	Zeolites	Silicas	1000	~80	~70	~60	~50	15	~30	~45	~60	A	Glass	Amor	2000	~70	~60	~50	~40	~30	~45	~60	~75	B			3000	~50	~40	~30	~20	~45	~60	~75	~90	C	Mon	Cri	4000	~30	~20	~10	~5	~60	~75	~90	~105	D		Chi						~75	~90	~105	~120	E								~90	~105	~120	~135	F	Mix	Ana or Heu						~105	~120	~135	~150	G	Ill	Lau or Alb
Burial Depth (m)	Absolute Porosity (%)				Paleo-geothermal Temperature (°C)				Mineral Transformation																																																																																																			
	20	40	60	80	15	50	100	150	Clays	Zeolites	Silicas																																																																																																	
1000	~80	~70	~60	~50	15	~30	~45	~60	A	Glass	Amor																																																																																																	
2000	~70	~60	~50	~40	~30	~45	~60	~75	B																																																																																																			
3000	~50	~40	~30	~20	~45	~60	~75	~90	C	Mon	Cri																																																																																																	
4000	~30	~20	~10	~5	~60	~75	~90	~105	D		Chi																																																																																																	
					~75	~90	~105	~120	E																																																																																																			
					~90	~105	~120	~135	F	Mix	Ana or Heu																																																																																																	
					~105	~120	~135	~150	G	Ill	Lau or Alb																																																																																																	
	<p>古地温の解析手法は青柳(1979)にもとづいた。解析の前提は以下のとおり。 ①続成作用下における各自生鉱物の形成安定温度は, Aoyagi and Kazama(1980)に基づきクリстал石45°C, クリノプチロン沸石が56°C, 石英が69°C, モンモリロナイト-イライト混合層鉱物が104°C, 方沸石または輝沸石が116°C, イライトが137°C, 濁沸石または曹長石が138°Cとする。 ②地表面(または堆積面)の温度を15°Cで変化なしと設定。 ③自生鉱物の転換は不可逆的で形成時間は100万年以上必要であった。</p>																																																																																																											

北海道天北地域

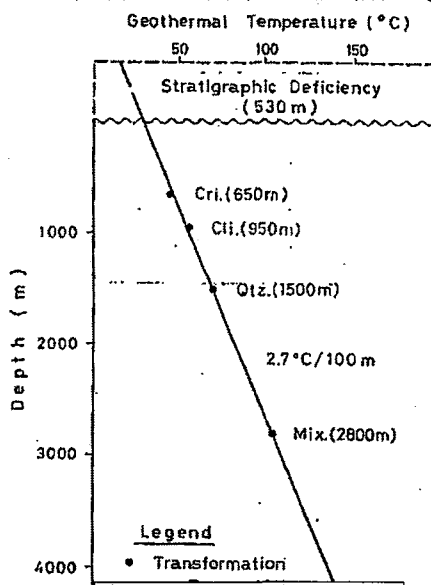
第8図 厚真観内SK-1の古地温解析



古地温勾配2.7°C/100m
530mの削剥量。

北海道石狩・日高～海洋地域

第2図 MITI 浜勇知の古地温解析

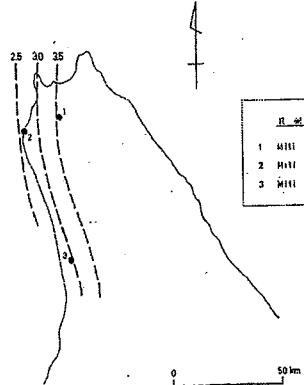


古地温勾配2.7°C/100m
530mの削剥量。

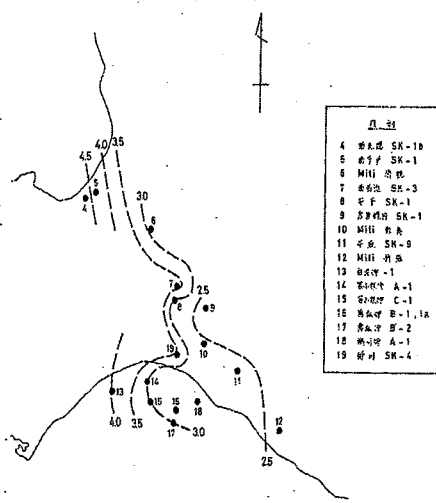
新潟地域

解析の結果、新潟の孔井では、混合鉱物の出現深度が推定古地温勾配とかなり食い違う場合が見られる。

第4図 北海道北部の等古地温勾配図

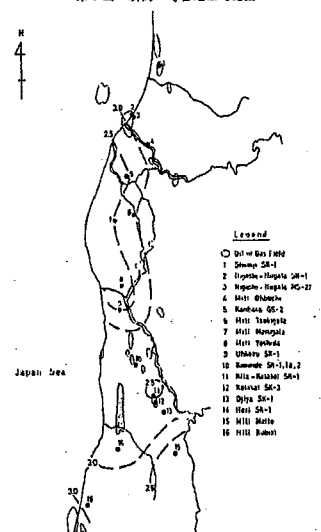


第4図 北海道中央部の等古地温勾配図



古地温勾配2.2~4.7°C/100m

第5図 新潟の等古地温勾配図



古地温勾配3.0°C/100m以上

まとめ・課題

- ・堆積岩中の自生鉱物の形成が温度以外の物理因子と化学的因子との影響により、解析結果にばらつきが生じる。
- ・混合相鉱物の結晶構造の多様性にもかかわらず、ひとつの鉱物として同定してきたが、その鉱物学的な細かい分類と形成条件についての研究が必要。

主要な引用文献

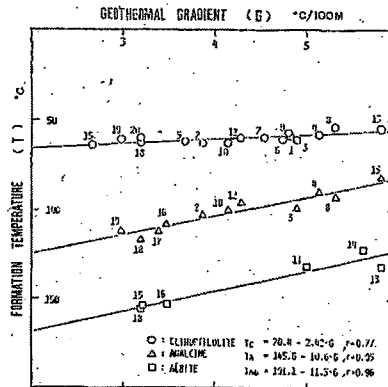
Aoyagi, K. and Kazama, T., 1980: Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis. *Sedimentology*, 27, 179-188

青柳 宏一 (1978): 海底泥質堆積物の続成作用, *地質学論集*, 15, 3-14

青柳 (1979): 堆積岩中の自生鉱物を用いた古地温の解析方法, *石油技術学会誌*, 44, 367-371

文献番号	AM-04
文献の種類	原著論文
文献題目	古地温勾配の推定
掲載誌名	石油技術協会誌
発表年	1982年
研究対象地域	北海道天北地域
研究対象	堆積岩中の沸石
研究手法	沸石帯を利用した古地温勾配の推定
内容	<p>堆積岩中の沸石の初出現深度とその厚さに着目して沸石の産状分布の特徴や生成温度と地温勾配との関係を考慮し、古地温勾配の推定を測る。</p> <p>地温勾配(G)と各沸石帯の生成温度(T)との関係には直線的な関係が認められ、回帰直線で表される(図2)。</p> <p>クリノプチロル沸石: $T_c = 70.4 - 2.42G$ (1)</p> <p>方沸石: $T_a = 145.6 - 10.6G$ (2)</p> <p>曹長石: $T_{ab} = 191.1 - 11.3G$ (3)</p>

図2 各沸石の生成温度と地温勾配の関係



佐々木ら(1982)を修正した。「下五十歳」(15)の地温勾配は、3500m付近で変化する。

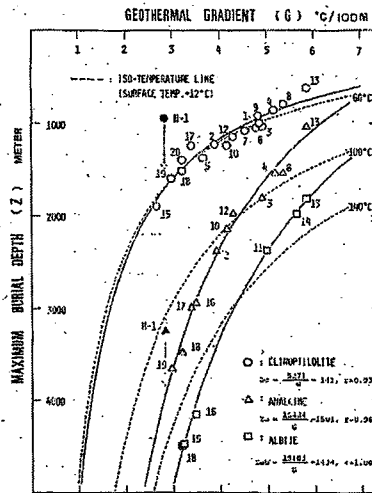
各沸石帯の上限深度(Z)は地温勾配(G)の関数として以下の回帰双曲線で表される(図3)。

クリノプチロル沸石: $T_c = 5271/G - 141$ (4)

方沸石: $T_a = 15434/G - 1501$ (5)

曹長石: $T_{ab} = 19103/G - 1434$ (6)

図3 各沸石帯上限の最大埋没深度と地温勾配の関係



「下五十嵐」(15)の地温勾配は、3300m付近で変化する。

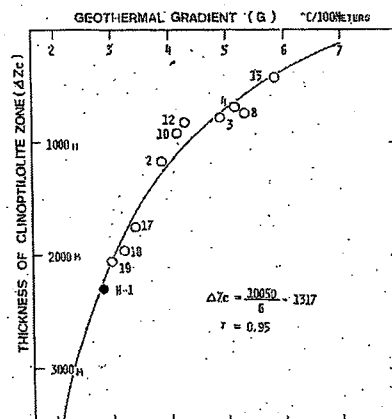
①各沸石帯の初出現深度から求める方法

・上位層が掘削されている坑井における各沸石の初出現深度と現在の地温勾配値を図3に落とすと、その点は回帰直線より浅い位置に落ちる。そこで、圧密曲線や周辺の地質層序などから、削剥量が推定できれば、その量を各沸石帯の初出現深度に加える。そして、図3のG軸方向に平行移動させ、関係双曲線との交点を求め、その地温勾配を最大埋没時の古地温勾配とする方法である。削剥量を加えた各沸石帯の初出現深度値を(4)(5)(6)式に示す。

②各沸石帯の厚さ(ΔZ)から求める方法

・クリノプチロル沸石帯の温度範囲とその厚さはともに地温勾配の影響を受けて変化する(図2, 4)。クリノプチロル沸石帯の厚さ(ΔZ_c)と地温勾配(G)の関係式 $\Delta Z_c = 10050/G - 1317$ から坑井または地表ルートにおけるクリノプチロル沸石帯の厚さを知ることによって埋没時における古地温勾配が求められる。

図4 クリノプチロル沸石帯の厚さと地温勾配の関係



③クリノプチロル沸石帯の厚さと方解石の初出現深度から求める方法(図5)。最大埋没時における古地温勾配は、 Z_a 軸または ΔZ_c 軸の地温勾配値を読み取ることによって求められる。 Z_a 軸上の地温勾配は図3に、 ΔZ_c 軸上の地温勾配は図4に対応するものである。

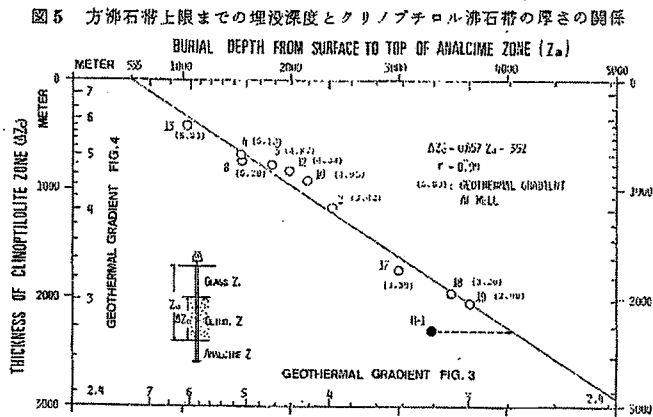


表1より、最大埋没時の古地温勾配 $2.93^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ は、比較的低い値である。

表1 基礎試維浜勇知の古地温勾配の解析結果

1. 現在の地温勾配(補正後)	$2.83^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
(未補正後)	$2.46^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
2. 風間(1980)の古地温勾配	$2.78^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
3. 沸石帯を利用した古地温勾配	
(1) クリノプチロル沸石帯の厚さ : (7)式	$2.78^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
(2) 方沸石帯の厚さ : (9)式	$3.16^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
(3) クリノプチロル沸石帯の 上限深度 : (4)式	$5.12^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
(4) 方沸石帯の上限深度 : (5)式	$2.88^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
(5) 曹長石帯の上限深度 : (6)式	$2.92^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
(6) 方沸石帯の上限深度と クリノプチロル沸石帯の厚さ : (10)式	$2.78^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
古地温勾配(平均)	$2.93^{\circ}\text{C}/100\text{m}$

北海道天北地域浜勇知を例として、最大埋没時における古地温勾配をそれぞれの方法で求める。

浜勇知における現在の地温勾配は $2.83^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ である。

上限深度 クリノプチロル沸石: $T_c = 950\text{m}$ (1)

方沸石: $T_a = 3250\text{m}$ (2)

曹長石: $T_{ab} = 4500\text{m}$ (3)

まとめ・課題

坑井や地表ルートにおいて、各沸石帯の初出現深度と上位層の削剥量が得られるか、クリノプチロル沸石帯や方解石帯の厚さが得られると、上の関係式から最大埋没深度時の古地温勾配が求められる。

沸石帯の初出現深度から求める方法では、信頼できる削剥量が得られると、一つの沸石帯の上限のみから古地温勾配が求められる。

沸石帯の厚さから求める方法には、対象とする沸石帯より上位に削剥があっても推定できる利点がある。

クリノプチロル沸石帯の厚さと方沸石の初出現深度から求める方法では、古地温勾配と削剥量が同時に求められる。

主要な引用文献

佐々木詔雄・藤岡展价・藤岡一男, 1982a, 埋没続成下における堆積層中の沸石帯の生成要因, 石技誌, vol. 47, no. 1, pp. 1-11

文献番号	AM-05																								
文献の種類	報告書																								
文献題目	変質鉱物組合せから変質温度を推定するための専門家システム																								
掲載誌名	地質調査所報告第275号																								
発表年	1991年																								
研究対象地域	—																								
研究対象	変質鉱物																								
研究手法	プログラムによる変質鉱物の変質温度推定																								
内容	<p>プログラムを実現するために変質鉱物の入力をし、「粗い温度知識」と「細かい温度知識」、変質に関与した熱水のpHを出力した。高島(1985)による温度、pHの見積り結果と比較した実例を挙げる。</p> <p>①パイロフィライト—ディッカイト—カオリナイト—アルーナイト—石英の組合せ</p> <table border="1"> <tr> <td>高島(1985)</td> <td>:酸性</td> </tr> <tr> <td>プログラム</td> <td>:「粗い温度知識」と「pH知識」から酸性200°C以上 「細かい温度知識」からパイロフィライトと石英の組合せが効いて250°C以上</td> </tr> </table> <p>②クリストバライト—アルーナイトの組合せ</p> <table border="1"> <tr> <td>高島(1985)</td> <td>:酸性</td> </tr> <tr> <td>プログラム</td> <td>:「粗い温度知識」と「pH知識」から酸性200°C以上</td> </tr> </table> <p>③石英—カリ長石—セリサイトの組合せ</p> <table border="1"> <tr> <td>高島(1985)</td> <td>:中性で250°C前後</td> </tr> <tr> <td>プログラム</td> <td>:「粗い温度知識」と「pH知識」から中性で200°C以上 セリサイトに関する「細かい温度知識」から240ないし320°Cの範囲で結果が出た。</td> </tr> </table> <p>④クローライト—セリサイト—エピソード—石英の組合せ</p> <table border="1"> <tr> <td>高島(1985)</td> <td>:アルカリ性</td> </tr> <tr> <td>プログラム</td> <td>:「粗い温度知識」と「pH知識」から中性ないしアルカリ性 クローライトとセリサイトに関する「細かい知識」から220ないし350°Cの範囲で結果が出た。</td> </tr> </table> <p>①～④までの結果から高島による見積もりとプログラムで得られてた結果はよく一致しているといえる。</p> <p>⑤アルーナイト—カオリナイト—石英—クリストバライトの組合せ</p> <table border="1"> <tr> <td>高島(1985)</td> <td>:酸性で約250°C</td> </tr> <tr> <td>プログラム</td> <td>:酸性で約200°C以下</td> </tr> </table> <table border="1"> <tr> <td>問題点</td> <td> <p>クリストバライトは普通比較的低温で生成するが、このプログラムの中では他の鉱物に関する知識と同じ重みで使用しているのに対して、高島の見積りはクリストバライトの寄与を低く評価している。</p> <p>①初生鉱物を誤って入力すると著しく高い温度が見積もられる。</p> <p>②風化生成物を誤って入力すると著しく低い温度が、見積もられる。</p> <p>③アルーナイトのように広い温度範囲で生成される鉱物は、温度範囲で出現する鉱物は、温度推定の場合に雑音源になりがちである。</p> </td> </tr> <tr> <td>解決策</td> <td> <p>①、②に関しては変質同定作業の問題である。</p> <p>①は薄片観察を光学顕微鏡で行うのがよい。</p> <p>②はとくにハロイサイトは熱水変質と風化生成鉱物の同定は難しい。カオリナイトはXRDなどで確認することが出来る。</p> <p>③に関しては、アルーナイトのような鉱物を取除くか、温度見積りの寄与をゼロにする。</p> </td> </tr> </table>	高島(1985)	:酸性	プログラム	:「粗い温度知識」と「pH知識」から酸性200°C以上 「細かい温度知識」からパイロフィライトと石英の組合せが効いて250°C以上	高島(1985)	:酸性	プログラム	:「粗い温度知識」と「pH知識」から酸性200°C以上	高島(1985)	:中性で250°C前後	プログラム	:「粗い温度知識」と「pH知識」から中性で200°C以上 セリサイトに関する「細かい温度知識」から240ないし320°Cの範囲で結果が出た。	高島(1985)	:アルカリ性	プログラム	:「粗い温度知識」と「pH知識」から中性ないしアルカリ性 クローライトとセリサイトに関する「細かい知識」から220ないし350°Cの範囲で結果が出た。	高島(1985)	:酸性で約250°C	プログラム	:酸性で約200°C以下	問題点	<p>クリストバライトは普通比較的低温で生成するが、このプログラムの中では他の鉱物に関する知識と同じ重みで使用しているのに対して、高島の見積りはクリストバライトの寄与を低く評価している。</p> <p>①初生鉱物を誤って入力すると著しく高い温度が見積もられる。</p> <p>②風化生成物を誤って入力すると著しく低い温度が、見積もられる。</p> <p>③アルーナイトのように広い温度範囲で生成される鉱物は、温度範囲で出現する鉱物は、温度推定の場合に雑音源になりがちである。</p>	解決策	<p>①、②に関しては変質同定作業の問題である。</p> <p>①は薄片観察を光学顕微鏡で行うのがよい。</p> <p>②はとくにハロイサイトは熱水変質と風化生成鉱物の同定は難しい。カオリナイトはXRDなどで確認することが出来る。</p> <p>③に関しては、アルーナイトのような鉱物を取除くか、温度見積りの寄与をゼロにする。</p>
高島(1985)	:酸性																								
プログラム	:「粗い温度知識」と「pH知識」から酸性200°C以上 「細かい温度知識」からパイロフィライトと石英の組合せが効いて250°C以上																								
高島(1985)	:酸性																								
プログラム	:「粗い温度知識」と「pH知識」から酸性200°C以上																								
高島(1985)	:中性で250°C前後																								
プログラム	:「粗い温度知識」と「pH知識」から中性で200°C以上 セリサイトに関する「細かい温度知識」から240ないし320°Cの範囲で結果が出た。																								
高島(1985)	:アルカリ性																								
プログラム	:「粗い温度知識」と「pH知識」から中性ないしアルカリ性 クローライトとセリサイトに関する「細かい知識」から220ないし350°Cの範囲で結果が出た。																								
高島(1985)	:酸性で約250°C																								
プログラム	:酸性で約200°C以下																								
問題点	<p>クリストバライトは普通比較的低温で生成するが、このプログラムの中では他の鉱物に関する知識と同じ重みで使用しているのに対して、高島の見積りはクリストバライトの寄与を低く評価している。</p> <p>①初生鉱物を誤って入力すると著しく高い温度が見積もられる。</p> <p>②風化生成物を誤って入力すると著しく低い温度が、見積もられる。</p> <p>③アルーナイトのように広い温度範囲で生成される鉱物は、温度範囲で出現する鉱物は、温度推定の場合に雑音源になりがちである。</p>																								
解決策	<p>①、②に関しては変質同定作業の問題である。</p> <p>①は薄片観察を光学顕微鏡で行うのがよい。</p> <p>②はとくにハロイサイトは熱水変質と風化生成鉱物の同定は難しい。カオリナイトはXRDなどで確認することが出来る。</p> <p>③に関しては、アルーナイトのような鉱物を取除くか、温度見積りの寄与をゼロにする。</p>																								
まとめ	プログラムでは、変質鉱物組合せによって変質温度が推定できることが実用化されていることがわかった。ただし、変質鉱物の正確な同定が求められる。																								
主要な引用文献	高島 勲(1985):北部九州八丁原-野矢及び周辺地位の広域地熱変質と熱水系,日本地熱学会誌, 7, 19-40																								

文献番号	AM-06
文献の種類	講演要旨
文献題目	三途川地熱地帯における変質鉱物の産状と熱履歴
掲載誌名	地学団体研究会新潟総会プログラム
発表年	1995年
研究対象地域	三途川地域
研究対象	変質鉱物
研究手法	変質鉱物の産状と組み合わせ
内容	<p>(三途川地域について)</p> <p>三途川地域は中新世後期に形成されたカルデラで、カルデラ構造と関係のある地熱活動が現在も盛ん。</p> <p>(変質鉱物の産状と成因)</p> <p>変質鉱物の産状と組み合わせにより変質帯を設定した。変質鉱物の産状は大別すると以下に分けられる。</p> <p>a)火山ガラスや長石を後退またはその粒間を埋めて生成するもの。 b)原物質の無関係に二次空隙を埋め、斑状集合として生成するもの。 c)熱水変質作用。</p> <p>変質帯は、三次元的に累帯分布しており、上記の変質鉱物の産状、変質帯の組み合わせ、形態、規模および層序や地質構造との関係から、a)続成作用、b)カルデラ型ゼオライト化作用、c)熱水変質作用、d)貫入岩体による熱水変成作用の可能性のあるものが認められた。</p>
まとめ・課題	<p>(熱水流動の履歴)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・酸性熱水変質作用は最も新しく、河原毛硫黄鉱床など幾つかの地点で現在も進行中。 ・カルデラ型ゼオライト化作用は広域的であり、カルデラ形成の主要期に生成したつもの。 ・熱水の温度履歴(上図)ゼオライトとの合成実験から推定した生成温度(□)、方解石の流体包有物から推定した生成温度(●)、現在の孔井温度(○)。前二者に有意の差はなく現在より高温であったことを示している。
主要な引用文献	—

文献番号	AM-07
文献の種類	レビュー論文
文献題目	粘土鉱物と変質作用
掲載誌名	粘土鉱物と変質作用
発表年	2001年
研究対象地域	—
研究対象	変質鉱物
研究手法	変質鉱物組み合わせ
内容	<p>・変質帯形成温度の推定は変質鉱物組み合わせから推定することが望ましい。</p> <p>・個々の変質鉱物の生成温度は、水熱合成実験により多くのデータが示されている。</p> <p>・変質鉱物は、温度のほか水蒸気分圧、CO₂分圧、各種陽イオンの活動度、pH、反応時間等に左右される。</p> <p>・変質鉱物の生成環境の目安(図5-35)。</p> <p>・続成-埋没変成作用と熱水変質作用との違いは判断が難しく、中性~アルカリ性の熱水溶液により生成した変成鉱物は続成-埋没変成作用と酷似している。</p>
	<p>図V-35 温度と熱水溶液の組成による変質鉱物の生成環境 ここに示した各変質帯の形成温度は一応の目安である。Inoue(1995);井沢(1996)をもとに編集</p>
まとめ・課題	・実験データや現在の地熱孔井における実測値をもとにある幅を持って温度を推定することが重要。
主要な引用文献	<p>Inoue,A.(1995),Formation of Clay Minerals in Hydrothermal Environments.In Velde,B.(ed.) Origin and Mineralogy of Clays. Springer,269-329</p> <p>井沢 英二(1996) 資源の探査. 平朝彦ほか編, 地球の観測. 岩波講座「地球惑星科学」, 291-323.</p>

8. イライト結晶度

文献番号	著者	発行年	タイトル
ILL-01	Warr and Rice	1994	Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data
ILL-02	原ほか	1998	イライト結晶度からみた関東山地秩父帯・四万十帯の古地温構造
ILL-03	原・木村	2000	イライト結晶度の測定誤差の評価：付加コンプレックスに適用する際の限界と問題点
ILL-04	原・木村	2001	流体包有物とイライト結晶度から復元される付加体の温度圧力履歴

文献番号 ILL-01
 文献の種類 原著論文
 文献題目 Interlaboratory standization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data
 掲載誌名 1994年
 発表年 J. metamorphic Geol.
 研究対象地域 試料採取地: 南西イングランド、Cornwell北部のバリスカン低変成帯

研究対象 粘土鉱物の結晶化度および晶子サイズの標準化
 研究手法 X線回折法を用いた粘土鉱物の結晶化度および晶子サイズの測定・更正

内容 低変成作用の研究に広く用いられるX線回折法を用いた粘土鉱物の結晶化度および晶子サイズ決定は、機器の操作条件、測定法、試料処理等の問題により標準化がされておらず、各機関から報告された値は単純に比較することが出来ない。
 本論ではこの様な問題を解決するため、機器補正などとともに、基準試料を用いたデータの標準化補正を行い、他機関のデータとの比較を試みた。結晶化度の測定ではKubler (1967; 1968)、晶子サイズの測定ではEberl et al. (1990)等に従った。特に、機器による分析、更正については、IGCP294プロジェクトの提言に沿って行った。
 他機関で報告されたデータとの比較では、Warren-Averbach (1950)に従い、結晶化度標準指数(CIS: crystallinity index standard)への更正を行い、直接的、量的に有意な結果が得られた。また、アンキ変成帯のイライト結晶化度上限値および下限値から、晶子サイズが52、23nmと算出され、これは現在までに報告されている値と調和的であった。

Table 1. Examples of the differences in X-ray diffraction peak breadths which may arise due to varying analytical conditions.

Analytical procedure	% differences (1σ)
Machine conditions	
Kisch (1990)	
Inappropriately high time constants	up to 580
Appropriately low time constants	up to 16.6
Measurement method	
e.g. Krumm & Buggisch (1991)	
Differences between half-peak-width and integral-peak-width measurements	up to 25
Sample preparation	
<i>Disaggregation method</i>	
e.g. Robinson et al. (1989)	
Difference between ball mill and ultrasonic disaggregation	5-10
<i>Grain-size fraction</i>	
e.g. Koim & Robinson (1982)	
Difference between the >2 < 4-μm and 0.5-μm size fraction	up to 34
<i>Saturating cation</i>	
Kisch (1980)	
Difference arising from K and Mg saturation	up to 15
Eberl & Socolof (1988)	
Differences in crystallite size thicknesses which arise from saturation by Sr, Ca, Mg, Na, K	12 to 60
<i>Specimen thickness</i>	
Krumm & Buggisch (1991)	
2-0.25 mg/cm ²	30-50
Weber (1972)	
7.5-1.5 mg/cm ²	20-25
This study	
10-0.1 mg/cm ²	17-33

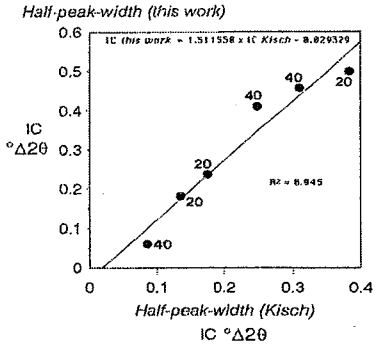


Fig. 2. Interlaboratory correlation of IC results using the five polished rock slabs and the single muscovite crystal of Kisch (Negev). The numbers of repeat measurements made for each sample are indicated.

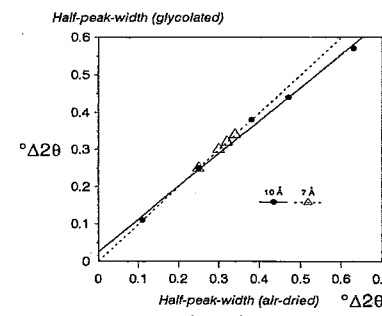


Fig. 4. Correlation plot of 10-Å and 7-Å half-peak-width values of air-dried against glycolated preparations for the four rock standards and the muscovite crystal. The regression equations are: 10-Å_{GV} = 0.025 + 0.882 × 10-Å_{AD} (linear, R² = 0.995); 7-Å_{GV} = 1.000 × 7-Å_{AD} (linear, R² = 1.000).

Table 4. XRD data from deconvoluted glycolated basal reflections of Illite/muscovite, used for determining the crystallite size data, shown in Table 5. Fitting of the peak profiles was performed after K₂ removal, background subtraction and zeroing. Peaks were fitted using a Split-Pearson function with separate exponents. In the program used, the higher the percentage reliability, the poorer the peak fit.

CIS standards	SW1	SW2	SW2	SW6	MF1
(001) peak					
Half-peak-width (°Δ2θ)	0.56	0.45	0.38	0.25	0.1
% Error	5.1	7.8	5.9	11.5	8.9
σ _p					
Peak intensity (c.p.u.)	209	408	537	385	124.500
Reliability of fitting (%)	5.4	4.2	3.2	4.4	9.6
(002) peak					
Half-peak-width (°Δ2θ)	0.51	0.41	0.33	0.22	0.11
% Error	5.6	7.3	6.1	6.9	13.9
σ _p					
Peak intensity (c.p.u.)	204	280	375	312	128703
Reliability of fitting (%)	7.8	6.9	4.4	5.6	10.1
(003) peak					
Half-peak-width (°Δ2θ)	0.43	0.36	0.33	0.24	0.1
% Error	2.2	7.4	5.9	5.0	8.1
σ _p					
Peak intensity (c.p.u.)	582	635	538	399	244864
Reliability of fitting (%)	5.9	6.7	5.7	5.2	12.8
(005) peak					
Half-peak-width (°Δ2θ)	0.57	0.46	0.38	0.25	0.11
% Error	9.6	4.9	7.0	4.6	4.8
σ _p					
Peak intensity (c.p.u.)	100	126	205	309	214837
Reliability of fitting (%)	13	12.3	8.1	6.6	12.8

Table 6. The Šrodoň (1984) intensity ratio (Ir) and estimated expandability (from the grid of Eberl & Velde, 1989) of the four rock standards.

CIS standards	SW1	SW2	SW4	SW6
Intensity ratio (Ir)	1.46	1.29	1.1	1.00
% Error (σ_1)	5.8	7.1	6.6	5.9
Approximate expandability (%)	3-4	2	1	0

Table 7. Comparison of results obtained by the different methods used to calculate the crystallite size (N) of illite from XRD data. Calculations using the Scherrer equation followed the procedure outlined in table 2 of Merriman *et al.* (1990). The muscovite crystal (MFI) was used to determine instrument broadening.

CIS standards	SW1	SW2	SW4	SW6
Warren-Averbach $N_{(002-005)}$ (CIS _{W-A})	13	18	27	52
Scherrer equation $N_{(01)}$ (CIS _{Sch})	14	20	26	50
Eberl & Velde grid $N_{(01)}$	20	22	21	~35

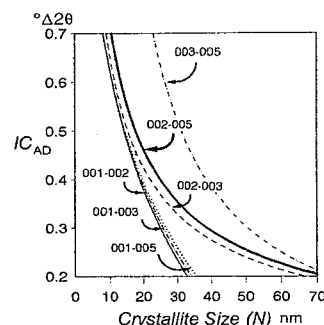
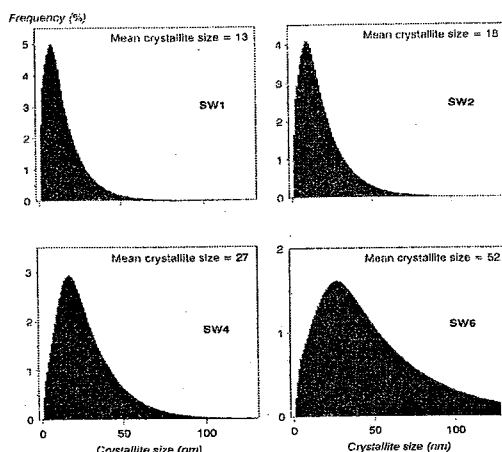


Fig. 6. Correlation plot of IC_{AD} against the crystallite size determined by the various peak-pairs of the basal peaks of illite using the W-A method. AD, air-dried samples. The regression equations are: $IC_{AD} = 1.444 - 0.356 (\ln N_{(01-002)})$ (logarithmic, $R^2 = 0.888$); $IC_{AD} = 1.421 - 0.345 (\ln N_{(01-005)})$ (logarithmic, $R^2 = 0.927$); $IC_{AD} = 1.392 - 0.333 (\ln N_{(002-005)})$ (logarithmic, $R^2 = 0.953$); $IC_{AD} = 2.749 \times N_{(002-005)}^{-0.002}$ (power-law, $R^2 = 0.996$); $IC_{AD} = 3.211 \times N_{(002-005)}^{-0.002}$ (power-law, $R^2 = 0.992$); $IC_{AD} = 19.480 \times N_{(002-005)}^{-0.002}$ (power-law, $R^2 = 0.841$).

Fig. 5. Frequency histograms showing the crystallite size distributions for the rock standards. An increase in the mean crystallite size and expansion of the crystallite distribution occurs with increasing metamorphic grade.

まとめ・課題

X線回折法では各機関で報告されたデータの比較が単純には出来ないが、基準試料を用いた標準指数への更正により、直接的、量的な比較が簡単に行える。

将来的にはこの手法と他の定量法の比較を行い、精度、信頼性などの比較を行う予定である。

主要な引用文献

- Eberl, D.D., Srodon, J., Kralik, M., Taylor, B.E. and Peterman, Z.E. (1990): Ostwald ripening of clays and metamorphic minerals. *Science*, 248, p474-477.
- Eberl, D.D. and Velde, B (1989): Beyond the Kubler index. *Clay Minerals*, 24, p571-577.
- Kelm, U. and Robinson, D. (1989): Variscan regional metamorphism in north Devon and west Somerset. *Proceedings of the Ussher Society*, 6, p146-151.
- Kisch, H.J. (1980): Incipient metamorphism of Cambro-Silurian clastic rocks from Jamtland Supergroup, central Scandinavian Caledonides, western Sweden: illite crystallinity and "vitrinite" reflectance. *J.Geol.Soc., London*, 137, p271-288.
- Kisch, H.J. (1990): Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite 'crystallinity' scales used for definition. *J.Metamorph.geol.*, 8, p31-46.
- Kubler, B. (1967): La cristallinite de l'illite et les zones tout a fait superieures du metamorphisme. In *Etages tectoniques. Colloque de Neuchatel 1966*, pp105-121. A la Baconniere Neuchatel, Switzerland.
- Kubler, B. (1968): Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinite de l'illite. *Bulletin du Centre de Recherches de Pau - SNPA*, 2, p385-397.
- Krumm, S. and Buggisch, W. (1991): Sample preparation effects on illite crystallinity measurement: grain-size gradation and particle orientation. *J.Metamorph.Geol.*, 9, p671-681.
- Merriman, R.J., Robert, B. and Peacor, D.R. (1990): A transmission electron microscope study of white mica crystallite size distribution in a mudstone to slate transitional sequence, North Wales, U.K. *Contrib.Mineral. and Petrol.*, 106, p27-40.
- Srodon, J. (1984): X-ray diffraction of illite minerals. *Clays and Clay minerals*, 17, p23-39.
- Warren, B.E. and Averbach, B.L. (1950): The effect of cold-work distortion on X-ray patterns. *J. Applied Physics*, 21, p595-599.

文献番号	ILL-02
文献の種類	原著論文
文献題目	イライト結晶度からみた関東山地秩父・四万十帯の古地温構造
掲載誌名	地質学雑誌
発表年	1998年
研究対象地域	奥秩父地方
研究対象	秩父帯・四万十帯に産する泥質岩
研究手法	イライト結晶度
内容	<p>目的 関東山地東部の秩父帯・四万十帯の泥質岩からイライト結晶度を測定し、変成度(熱熟成度)の情報を与えることを目的としている。また、イライト結晶度から見積もられた熱熟成度をもとに、最大被熱後の造構過程について議論している。</p> <p>イライト結晶度を用いる長所・・・有効領域が沸石相～緑色片岩相まで幅広いこと、泥質岩試料を扱うこと、測定手法が比較的容易であること、大量のサンプルをかつ系統的に処理・検討することが可能であり(Frey, 1987; Kisch, 1987; 狩野, 1997など)、付加コンプレックスでの広域的な変成度の評価ができる。</p> <p>変成度が増すほどイライト結晶度(IC)の値は小くなる。Kübler Indexでは変成度の低いほうから、anchizonをI(0.25-0.30)、II(0.31-0.36)、III(0.37-0.42)に、diagenetic zoneをI(0.43-0.50)、II(0.51\leq)に細分してICを評価した。</p> <p>イライト結晶度を用いる短所・・・一般的に測定値は測定誤差や試料調整における誤差があり、かなりばらつきがあることが知られている(Dunoyer de Segonzacm, 1970; Frey, 1987; Robinson et al., 1990; 中江, 1996; Tanabe and Kano, 1996)。そしてこのようなばらつきは最大で約15%程度であると見積もられている(Robinson et al., 1990; Tanabe and Kano, 1996)。→すなわち考慮した上で、IC値の変化にギャップを生じていたり、系統的な減少・増加傾向が認められるならば、その原因は何らかの地質構造や温度構造を反映しているものと考えられる。</p>

結果

Fig.4に試料採取地点とIC値(×100)を示す。また、横軸に距離、縦軸には基線から幅2km以内に測定したIC値を基線に投影した図をFig.5,6,7に示す。

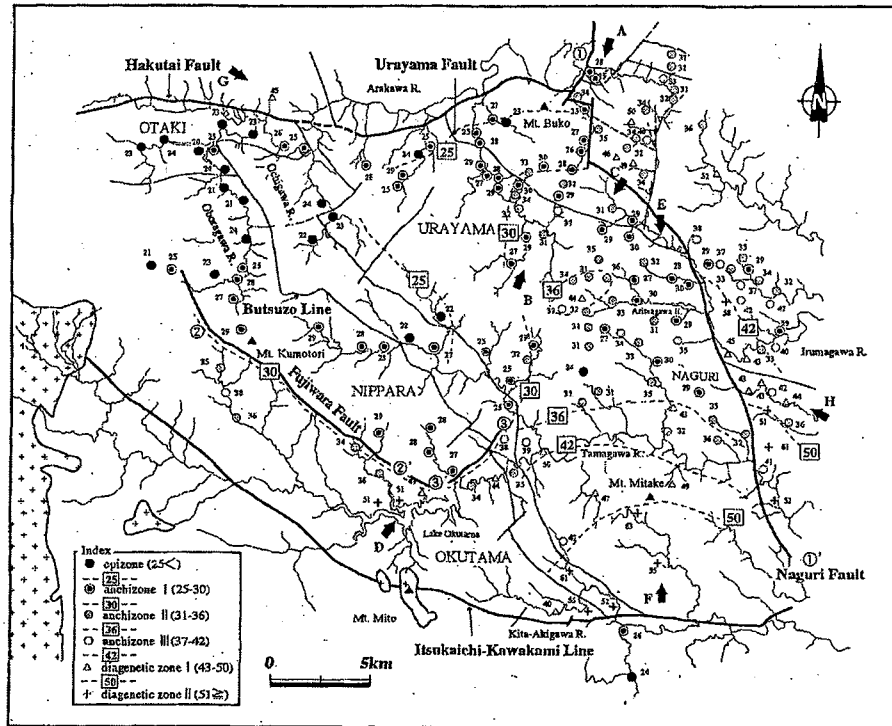


Fig. 4. Distribution map of IC values ($\Delta^{\circ} 2\theta \times 100$) in the eastern Kanto Mountains.

Fig.4から本地域の秩父帯と四万十帯北東部のIC値は、同様な傾向を示し、大きな差はない。このため古地温構造を規制する熱事変は、秩父帯・四万十帯の基本的な地質構造が形成された後に生じたといえる。つまり熱事変の時期は、四万十帯形成後、すなわち後期白亜紀以降、中新世の秩父盆地形成以前に生じたと思われる。

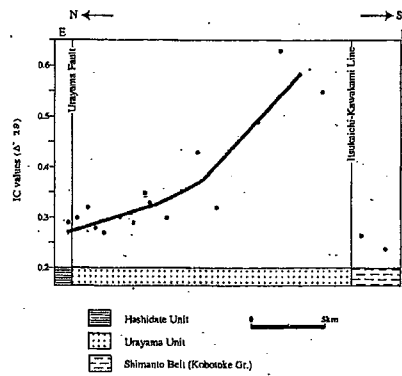


Fig. 5. Variations of IC values along E-F line
(The location of the E-F line is shown in Fig. 4).

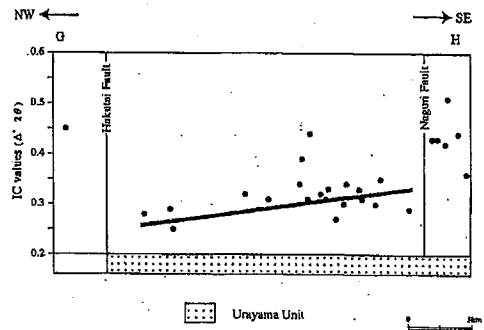


Fig. 6. Variations of IC values along G-H line
(The location of the G-H line is shown in Fig. 4).

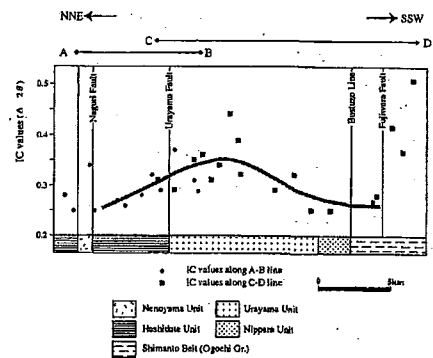


Fig. 7. Variations of IC values along A-B and C-D lines
in the direction normal to the strike (The location of the
A-B and C-D lines are shown in Fig. 4).

本地域における地温構造ブロックはおおよそ走向方向に最大約25km、最小約5km、走向に直行する方向で約15kmの範囲に定義できる。各断層の主要な活動時期から推測される最大被熱後におけるこの温度構造ブロックの挙動をFig.8に示す。なお、鉛直方向の動きを無視して、断層の横ずれ成分は考慮していない。

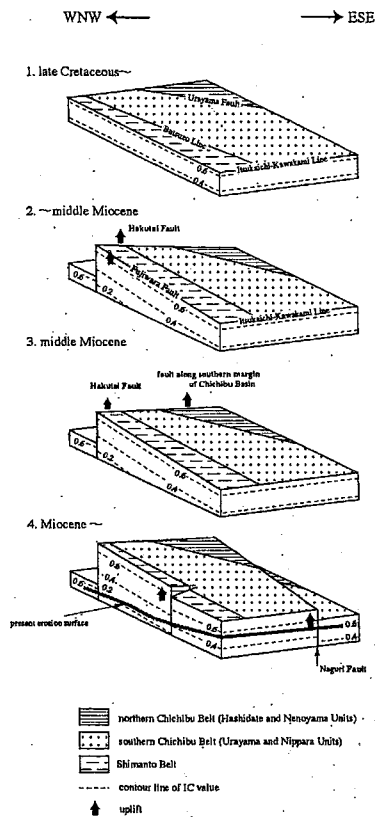


Fig. 8. Uplift model of a thermal structure block in the eastern Kanto Mountains.
 1: thermal structure after the heating event, 2: tilting of the thermal structure block before intrusion of granite, 3: upheaval of the northern part of the thermal structure block, 4: displacement of the NE-SW fault to NE of Lake Okutama and the Naguri Fault after the Miocene.

本ブロックの支配的な構造は、北西部での隆起によりもたらされているといえる (fig.8-2,3)。そこで Underwood et al.(1993b)によるイライト結晶度の温度換算式 ($IC = 1.197 - 0.0029T^{\circ}C$) を用いると、被熱温度は北西側で約340°C、南東側で約210°Cとなる。この温度換算式は、epizone領域でのデータが乏しいことや、見積もられる温度の誤差が±50°Cであることから直接議論することは難しい。しかし、相対的な温度変化の算出は可能であるとすれば、本ブロックにおける北西-南東方向の温度格差は、約130°Cと見積もることができる。

まとめ・課題

・秩父帯・四万十帯にわたり広域的にイライト結晶度測定を行った。
 ・各ユニット間でIC値が漸移的に変化し、かつIC値の変化傾向が一致する温度構造ブロックを導いた。→古地温構造は、浦山断層や仏像線の活動に伴う地帯再配列後(中期中新世以降~中期中新世の間)の熱事変によって形成された。以後、断層運動により古地温構造はブロックされた。
 ①白泰山断層や藤原断層の運動より、温度構造ブロックの南東方向への傾動が起きた。②温度構造ブロックの北西側で低いIC値を示し、構造的に下位のユニット(秩父帯日原ユニット・四万十帯大滝層群)が出現した。③温度構造ブロックは、秩父盆地南縁断層の活動による北部域の上昇、奥多摩湖北東に位置するNE-SW系断層の活動による西部域の地域的な上昇を経て複雑化した。④南北系の名栗断層の活動により、一連の古地温構造を保持する温度構造ブロックが形成された。

主要な引用文献

Dunoyer de Segonzac, G., (1970), The transformation of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism: a review. *Sedimentology*, 15, 281-346.

- Frey, M., (1987), Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In Frey, M., ed., Low temperature metamorphism, Chapman and Hall, New York, 9-58. 地質学雑誌, 106, 264-279.
- 狩野謙一 (1997), イライト結晶度から見た付加体泥質岩の続成・弱変成度. 月刊地球, 19, 173-178.
- Kisch, H.J., (1987), Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. In Frey, M., ed., Low temperature metamorphism, Chapman and Hall, New York, 227-300.
- 中江 訓 (1996), 泥質岩とイライト結晶度の予察的検討-吸収秩父累帯南帯の例-. 地調月報, 47, 437-445.
- Robinson, D., Warr, L. N. and Bevins, R.E., (1990), The illite 'crystallinity' technique: a critical appraisal of its precision. Jour. Metamorphic Geol., 8, 333-344.
- Tanabe, H. and Kano, K., (1996), Illite crystallinity study of the Cretaceous Shimanto belt in the Akaishi Mountains, eastern southwest Japan. The Island Arc, 5, 56-68.
- Underwood, M., Laughland, M.M. and Kang, S.M., 1993b, A comparison among organic and inorganic indicators of diagenesis and low-temperature metamorphism, Tertiary Shimanto Belt, Shikoku, Japan. Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., no.273, 45-61

文献番号	ILL-03
文献の種類	原著論文
文献題目	イライト結晶度の測定誤差の評価:付加コンプレックスに適用する際の限界と問題点
掲載誌名	地質学雑誌
発表年	2000年
研究対象地域	関東山地秩父帯
研究対象	秩父帯
研究手法	イライト結晶度
内容	<p>目的 付加コンプレックスの温度条件を求めるために、ビトリナイト反射率やイライト結晶度など、低変成度領域に有効な地質温度計が広く用いられるようになってきた(Mori and Taguchi(1988)など)。IC値を古地温構造解析の指標として用いるためには、岩相や断層の影響を検討し、その精度を検証する研究が不可欠である。本研究では、泥質岩の相岩(碎屑粒子の混入や混在岩)や断層のIC値への影響を総合的に評価し、IC値誤差の原因を評価した。これらの結果に基づき、付加コンプレックスを対象としたIC値の測定手法、岩石試料の選択とその処理法について適切な方法を提示した。</p> <p>IC値の測定方法は測定誤差と試料調整時に生じる誤差をあわせて約1.5%である。よってIC値の誤差が1.5%以上の場合、試料の地質学的特性に起因するものと考えられる。</p> <p>①断層の影響 断層周辺では泥質岩の粘土鉱物は変質しやすいことが考えられ、より風化・変質の影響も受けやすい。そのため断層近傍ではIC値が変化することが知られている。 Frey et al.(1973)やAldahan and Morad(1986)・・・せん断帯でIC値が減少する例 Frey(1987)・・・褶曲のヒンジ部における結晶化促進の例を挙げ、IC値が減少することを指摘 Duba and Williams-Jones(1983)・・・カナダのガスパー半島における断層近傍のIC値増加は雨水流入によるイライトの結晶化促進 丸茂(1987)・・・断層に沿ってカルシウムイオン濃度の高い熱水が移動する結果、後退変成作用が引き起こされ、IC値が増加する。 山北ほか(1995)・・・赤石裂線において、断層ガウジ内での著しいIC値の増加。断層運動に伴う熱水変質作用による白雲母の分解と雲母粘土鉱物の生成による。 Awan and Kimura(1996)・・・紀伊半島白亜系四万十帯において、断層周辺ではせん断変形によるIC値の低下と熱水変質作用によるIC値の増加といった、二つの相反する効果を指摘。</p>

②岩相の影響

(1) 碎屑粒子の混入

黒雲母の影響について、IC値が増加することを指摘した(唐沢・狩野,1992 ;Frey ,1987)の報告がある。しかし、本研究において、黒雲母の混入はIC値に有意な影響を及ぼさないことを示した(Fig.12)。→黒雲母の半値幅と黒色頁岩(C4)のIC値がほぼ同様の値を示すため、黒雲母混入による影響を捉えることが出来なかったためと考えられる。

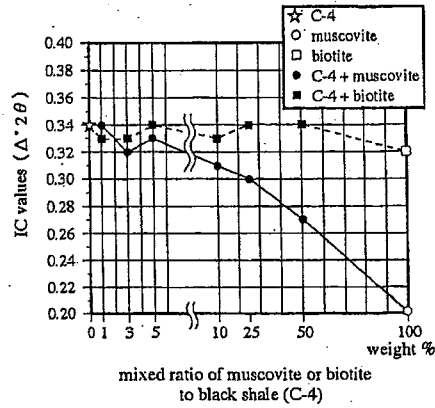


Fig. 12. IC value versus various mixed ratio of muscovite and biotite to the black shale sample (C-4). C-4 was collected from the outcrop C in Fig. 11.

砂岩混入によってIC値の減少傾向が認められた(Fig.13)。→黒色頁岩のIC値が0.361に対して、混合させた砂岩のIC値が0.32と両者の差が小さいことによると考えられる。

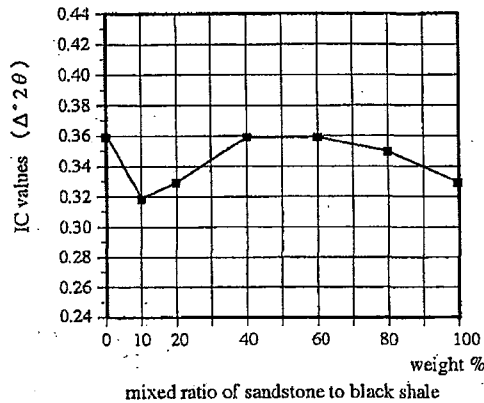


Fig. 13. IC value versus mixed ratio of sandstone to the black shale sample (C-18). C-18 was collected from the outcrop C in Fig. 11.

(2) 粒度の影響 (Fig.14)

(X1, X2は混在岩試料である)

IC値は粒度の違いにより異なる値を示すことが指摘され、一般に粒子が大きくなるほどIC値は低い値を示すとされている(Weaver and Broekstra, 1984; 松田ほか, 1998)。

<0.5 μm ...最も高いIC値を示した。

0.5~1 μm 、1~2 μm ...粒度の増加とともにIC値は約0.1減少した。粗い粒子ほど碎屑性白雲母・イライトが多く含まれ、IC値が低くなることが挙げられる。

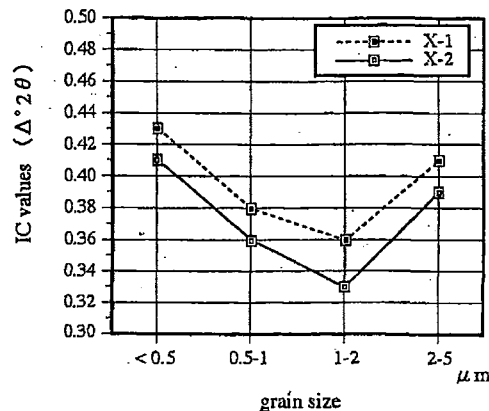


Fig. 14. IC value variations of black shale as a function of grain size. Sample localities of X-1 and 2 are shown in Fig. 6.

Tanabe and Kano(1996)は、混在岩と黒色頁岩とで、IC値の誤差の大きさに差がない例を報告している。しかし、本研究では混在岩は黒色頁岩に比べて大きな誤差を示し、混在岩の中でも含まれるレンズの違いによって多少異なるIC値が得られた。したがって、混在岩のIC値を広域的な古地温構造解析に用いる場合には、混在岩がより大きな誤差をもたらす可能性があることを考慮する必要がある。

その対策として、以下の3点が挙げられる。

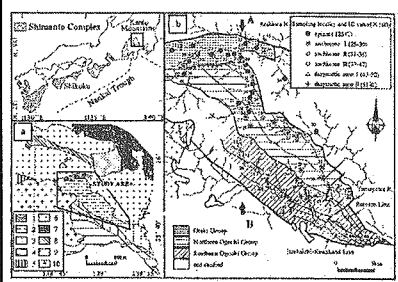
- ① 研究地域において、典型的な混在岩について露頭内でのIC値の誤差を評価する。
- ② 同一露頭ないし近接した露頭から採取した黒色頁岩のIC値との比較を行う。
- ③ IC値に基づく古地温構造解析にあたってこれらの誤差を考慮する。

まとめ・課題	<p>秩父帯の泥質岩から測定されるイライト結晶度に関して誤差を見積り、その要因を検討した。</p> <p>①測定誤差と試料調整での誤差は合計約1.5%であった。黒色頁岩のIC値は、露頭内誤差4.6%、研究地域内誤差9%を示す。岩相ユニット境界断層近傍の試料を除くと約6%に減少する。また混在岩のIC値は露頭内誤差約11%で、黒色頁岩より大きい誤差を示す。</p> <p>②IC値への岩相の影響についての定量的検討では、碎屑性白雲母・砂岩岩片によるIC値の低下、$<2\mu\text{m}$での粒度分布の違いによるIC値の変動が明らかになった。</p> <p>以上の結果より断層と混在岩の岩相的特徴がIC値を増加させる。したがって、付加コンプレックスにおけるIC値を用いた広域的な古地温構造解析では、断層近傍を避けて試料採取を行い、混在岩を用いる場合には露頭内誤差を黒色頁岩と比較する必要がある。</p>
主要な引用文献	<p>Aldahan, A.A. and Morad, S.,(1986), Mineralogy and chemistry of diagenetic clay minerals in proterozoic sandstones from Sweden.Amer. Jour. Sci., 286,29-80.</p> <p>Awan, M. A. and Kimura, K., (1996), Thermal structure and uplift of the Cretaceous Shimanto Belt, Kii Peninsula, southwest Japan: an illite crystallinity and illite b0 lattice spacing study. The Island Arc,5,69-88.</p> <p>Duba, D and Williams-Jones, A. E.,(1983), The application of illite crystallinity, organic matter reflectance, and isotope techniques to mineral exploration: a case study in Southwestern Gaspé, Quebec, Econ. Geol.,78,1350-1363.</p> <p>Frey, M.,(1987), Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In Frey,M.,ed.,Low temperature metamorphism,Chapman and Hall, New York,9-58.</p> <p>Frey, M., Hunziker, J.C.,Roggwiler,P. and Schindler, C.,(1973),Progressive niedriggradige metamorphose glaukonit-führender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz.Contrib. Mineral. Petrol.,39,185-218.</p> <p>唐沢 謙、狩野謙一,(1992),赤石山地東部の四万十帯、瀬戸川層群中のスレート帯の形成とその変形過程,地質雑,98,761-777.</p> <p>丸茂克美,(1987), イライトの結晶化度の岩石鉱床研究への応用,地質ニュース,397,6-23.</p> <p>松田達生・小泉雅一・杉山雄一・坂幸恭,(1998),イライト結晶度測定における碎屑性雲母粒子の影響,地質雑,104,718-721.</p> <p>Mori, K. and Taguchi, K., (1988), Examination of the low-grade metamorphism in the Shimanto Belt by vitrinite reflectance. Modern Geol., 12, 325-339.</p> <p>Tanabe, H. and Kano K,(1996), Illite crystallinity study of the Cretaceous Shimanto Belt in the Akaiishi Mountains, eastern Southwest Japan. The Island Arc, 5. 56-68.</p> <p>Weaver, C.E. and Broekstra, B.R., (1984), Illite-Mica. In Weaver, C.E. et al., eds., Shale-slate metamorphism in Southern Appalachians, Developments in Petrology 10, Elsevier, Amsterdam, 67-97.</p> <p>山北 聡・伊藤谷生・田中秀実・渡辺弘樹,(1995), 古期中央構造線としての佐志生断層の前期漸新世におけるtop-to-the-west斜め衝上断層, 地質雑,101,978-988.</p>

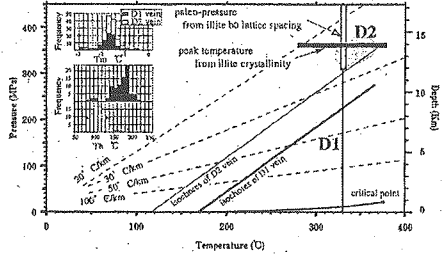
文献番号	ILL-04
文献の種類	原著論文
文献題目	流体包有物とイライト結晶度から復元される付加体の温度圧力履歴
掲載誌名	月刊地球
発表年	2001年
研究対象地域	奥秩父地方
研究対象	関東山地四万十帯大滝層群
研究手法	イライト結晶度、イライト b_0 値、流体包有物のアイソコア

内容
目的:
 大滝層群では大きく2つの変形ステージ(D1, D2)の識別が可能である。付加に伴って形成される初期の変形構造(D1)と、付加後の後期の変形構造(D2)である。これら変形構造に関連して発達する鉱物脈と、イライト結晶度及びイライト b_0 値の検討から温度圧力履歴の復元を行う。

結果:
 イライト結晶度: 大滝層群と小河内層群より得られたIC値を右図に示す。

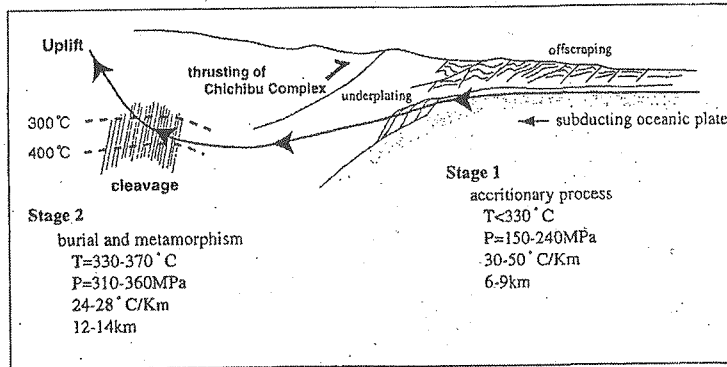


イライト b_0 値: Guidotti and Sassi (1986)のP-T- b_0 ダイアグラムによれば、圧力条件はおおよそ310-450MPaと推定される。ただしUnderwood et al. (1993)の温度換算式では、±50°Cの大きな誤差を見積もる必要があるため、この温度圧力条件は概算である。
 流体包有物の検討: 流体包有物の均質化温度(T_h)と溶解温度(T_m)を求めた。溶解温度は全ての試料で、0~-3°Cを示す(下図)。一方均質化温度はD1ペインでは169°Cを、D2ペインでは118°Cを示す(下図)。
 温度圧力履歴の復元:
 流体包有物の溶解温度と均質化温度からアイソコアを求め、各変形ステージにおいて温度圧力条件の推定を行った(下図)
 仮定1. D1は付加進行過程であるので、イライト結晶度から推定される最大被熱温度の330°Cを超えることはなかったと考えられる。
 仮定2. 地温勾配を通常の前弧域で推定されている50°C/Km以下の範囲とする。
 これらの仮定より、D1ペイン形成における圧力条件はおおよそ150~240MPaとなる。
 D2ペインの流体包有物は、変成作用のピーク時の情報を保持していると考えられる。そのためD2は、330~370°Cの温度条件、310~360MPaの圧力条件下で形成したと推定される。



大滝層群の温度圧力履歴:

下図に示す。D1の付加から、D2の埋没・変成にかけておおよそ150MPの著しい圧力増加が認められた。大滝層群に保存されたD1からD2にかけての圧力増加は、秩父帯の衝上によってもたらされた可能性がある。



まとめ・課題

・関東山地四万十帯では、四国や九州などとは異なる古地温構造・変成作用の構造を持ち、これらは四万十付加プリズムの中で深部の付加過程情報を保存しているものと考えられる。
 ・本研究におけるIC値における絶対温度の評価は議論の余地があり、他の温度指標を組み合わせて検討する必要がある。その結果、温度・圧力条件の絶対値は今後変わる可能性がある。しかし絶対値が変わっても、圧力増加という変化は変わらず、鉱物脈に着目した温度圧力履歴の復元は可能である。
 ・今後、地質温度計の精度向上、流体の起源に関する流体包有物の化学分析や同位体分析、さらに付加体の深部掘削などによる現世付加体との対応などから、さらに詳細な検討がなされることが期待される。

主要な引用文献

原英俊・木村克己, 2000, 地質学雑誌, 106, 264-279
 Warr, L. N. and Rice, A. H., 1994, J. Metamor. Geol., 12, 141-152
 Underwood, M. B., Laughland, M. M. and Kang, S. M., 1993, Geol. Soc. Am. Spec. Paper,
 長江晋・宮下純夫, 1999, 地質学論集, 52, 255-272
 Sakaguchi, A., 1999, The Island Arc, 8, 359-372
 Sakaguchi, A., 1996, Geology, 24, 795-798

9. 有機物の熟成度

文献番号	著者 氏名	発行年	タイトル
BIO-01	氏家	1976	基礎試験「浜勇知」におけるケロジエンの熟成と石油の生成
BIO-02	小椋	1982	石油根源岩有機物熟成度の予測—その— 古地温の測定—
BIO-03	鈴木	1987	ハイオマーカ—地質温度計による堆積岩の古地温評価
BIO-04	町原・鈴木	1994	大型研究「原油・根源岩対比技術」におけるハイオマーカ—の研究
BIO-05	Yamaji	1994	Thermal History of the NE Japan frontal arc since the Late Miocene inferred from vitrinite reflectance
BIO-06	鈴木・松村	1995	石油生成とビトリナイト反射率のカイネティックモデル—堆積盆における高分子量有機物変化の予測—
BIO-07	Ujiie	2001	Brightness of pollen as an indicator of thermal alteration by means of a computer-driven image processor: statistical thermal alteration index (st.TAI)
BIO-08	池原	2001	四万十帯の熱構造と付加体の割剥
BIO-09	橋本ほか	2002	陸上付加体から推定された地温勾配とその解釈
BIO-10	Ujiie	2003	花粉化石の色調変化からみた堆積岩の熱履歴(演旨)
BIO-11	Hirai	2003	新温堆積盆における熱履歴の復元と石油システム(演旨)

文献番号	BIO-01
文献の種類	原著論文
文献題目	基礎試錐「浜勇知」におけるケロジェンの熟成と石油の生成
掲載雑誌名	石油技術協会誌
発表年	1979
研究対象地域	北海道 浜勇知孔井
研究対象	マセラル
分析方法	ビトリナイト反射率

内容

(はじめに)

- ・ビトリナイトの反射率はその熱履歴(温度・時間)を反映する有力な尺度で、埋積した化石有機物の熟成度を示すよい指標となる(Durand and Espitalie, 1976など)。
- ・石炭の炭化度の指標として工業規格化(A.S. T.M., 1972)。
- ・地質構造の解析に利用(相原, 1978など)

(測定方法)

- ・分離(氏家・秋山, 1979), 合成樹脂に包埋, 研磨, 反射顕微鏡に反射率測定器を組み合わせ油浸系にて測定。

(測定結果と考察)

- ・反射率は深度と共に増大し0.3%から0.6%へと変化するが深度2,000mから2,700mの間に格差(図1)
- ・反射率は埋没深度と良い相関(図2)→埋没深度, 古地温の良い指標となる。
- ・赤外吸収におけるC=O方向族のC=Cとの強度比を除いては深度との良い相関は認められていない。→ビトリナイト反射率の有効性。
- ・ケロジェン中のビトリナイト反射率と石炭中のビトリナイト反射率が一致する(Hood and Castano, 1974)。→炭質物が認められない層準でもケロジェンの熟成度を示すパラメータとして利用できる。

Fig. 2 Relationship of vitrinite reflectances with burial depths from the surface in the Hamayuchi Borehole. Vitrinite reflectances (Ro) are dotted in logarithmic scale with the cross bars of 95% confidence limits.

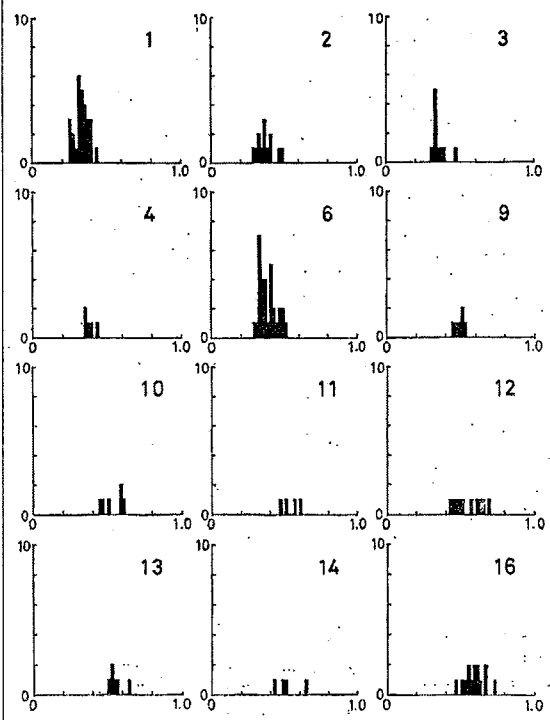
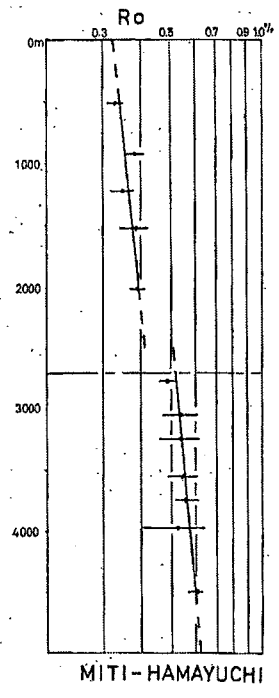


Fig. 1 Histogram illustrating the vitrinite reflectances of each 0.02% range on abscissa. Numericals in each histogram correspond to the sample numbers shown in Table 1.

Table 1 Vitrinite reflectances of the Hamayuchi-Borehole Kerogen. Kt: Kotoei Formation, Wk: Wakkani Formation, Ms: Masuporo Formation, On: Onishibetsu Formation. All of these formations are Miocene in age.

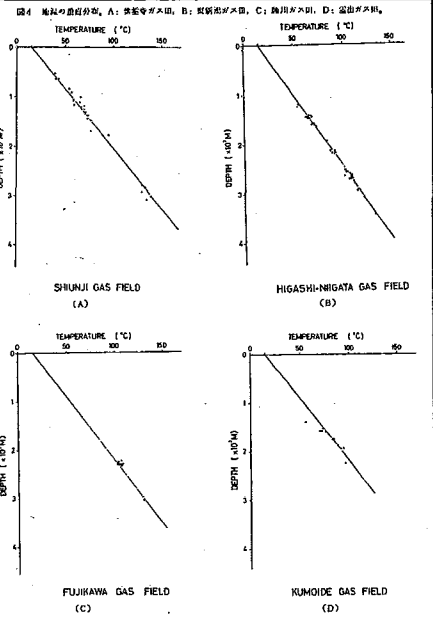
Sample No.	Depth (m)	Formation	Points measured	Vitrinite Reflectance			95 % confidence limits
				Maximum	Minimum	Standard deviation	
1	509	Kt	28	0.42	0.24	0.047	0.33 ± 0.02
2	904	Wk	12	0.48	0.28	0.055	0.38 ± 0.03
3	1217	Wk	10	0.46	0.50	0.047	0.35 ± 0.03
4	1519	Ms	5	0.42	0.34	0.034	0.36 ± 0.04
6	2016	Ms	31	0.51	0.29	0.059	0.39 ± 0.02
9	2770	Ms	6	0.53	0.44	0.033	0.49 ± 0.03
10	3045	Ms	6	0.63	0.45	0.069	0.54 ± 0.07
11	3241	Ms	6	0.61	0.47	0.061	0.54 ± 0.06
12	3552	Ms	10	0.68	0.43	0.088	0.55 ± 0.06
13	3759	Ms	6	0.64	0.50	0.050	0.56 ± 0.05
14	3970	Ms	4	0.64	0.43	0.088	0.52 ± 0.12
16	4499	On	17	0.73	0.46	0.067	0.66 ± 0.03

	<p>(ケロジェンと石油の生成)</p> <p>●Thershold(全有機炭素に対する抽出性有機物,炭化水素飽和炭化水素の各比, Connan,1974)とケロジェン</p> <p>・元素組成:ケロジェンの炭素含有率と水素対炭素の原子比(Ishiwatari et al.,1977)は,炭素含有率が深度に伴って増加する傾向があるが,threshold直下では一時減少が認められこれまでの知見と一致(図4)</p> <p>・赤外吸収:C=OとC=Cの強度比は深度に伴い減少し熟成度の指標になる。thershold直下では0.7となりカメルーン白亜系で得られた0.27の値(Durand and Espitalie,1976)より低い。</p> <p>・電子スピン共鳴法:各シグナルは分散が大きいが(図5)threshold直下からg値が規則的に減少する傾向が認められるが,浅部は根源物質の不均一性による分散と考えられる。</p> <p>・ビトリナイト反射率:thershold直下で0.52%(図2)石油が生成し始めるといわれている0.5%(Dow,1977など)と一致。亜瀝青炭から高揮発分瀝青炭の変換点にもこの値は相当し検討が必要。</p> <p>●他地域との比較</p> <p>・地下増温率を2.3%,地表温度を15.6%とするとthreshold(2700m)は77.7°Cとなる。</p> <p>・新潟地域の試錐と沸石分帯の変換点温度が一致。</p> <p>・threshold温度と最大古地温・地層年代との関係(式Cannon, 1974)殻も止められた温度110°C-140°Cの値より低い。$\log t = 3014 \times \frac{1}{T} - 6.498$</p>	<p>Fig. 4 Vertical change of weight per cent of carbon content in kerogen</p> $C\% = \frac{C}{C+H+N+O} \times 100$
<p>まとめ・課題</p>	<p>・ケロジェン中のビトリナイトの反射率は,深度に伴い0.3%から0.6%へと指数関数的に増大し,ケロジェンの熟成度を示す良いパラメータとなる。</p> <p>・基礎試錐「浜勇知」におけるthresholdは深度2,700m付近に存在し,その温度は77.7°Cである。</p> <p>・Thershold出のケロジェンのパラメータの値はビトリナイト反射率で0.52%,炭素含有率で74.5%と,今までの報告と良い一致をしている。</p> <p>・「浜勇知」試錐のthresholdにおける地下温度はConnanと比較するときわめて低く,今後検討する必要がある。</p>	<p>Fig. 5 Vertical changes of ESR properties of kerogen</p> <p>Ns: spin concentrations/mg of organic carbon, δH_{msl}: peak-to-peak line width</p>
<p>主要な引用文献</p>	<p>Durand, B and Espitalie, J. (1976): Geochemical studies on the organic matter from the Douala Basin (Cameroon)- II. Evolution of kerogen, <i>Geochim. Cosmochim. Acta</i>, 40, 801-808.</p> <p>American Society for Testing Materials (1972): Standard method for microscopical determination of the reflectance of the organic components in a polished specimen of coal, <i>A.S.T.M., D.</i>, 2798-72.</p> <p>氏家良博・秋山雅彦 (1978): 基礎試錐「浜勇知」コアサンプル中のケロジェン, <i>石技誌</i>, 43, 60-67.</p> <p>Hood, A. and Castano, J. P. (1974): Organic metamorphism: its relationship to petroleum generation and application to studies of autigenic minerals, <i>U.N. ESCAP. CCOP. Techn. Bull.</i>, 8, 85-118.</p> <p>Connan, J. (1974): Time-temperature relation in oil genesis, <i>A.A.P.G.</i>, 57, 2516-2521.</p> <p>Ishiwatari, R. Ishiwatari, M., Rohrback, B. G., and Kaplan, I. R. (1977): Thermal alteration experiments on organic matter from recent marine sediments in relation to petroleum genesis, <i>Geochim. Cosmochim. Acta</i>, 41, 815-828.</p>	

文献番号	BIO-02
文献の種類	原著論文
文献題目	石油根源岩有機物熟成度の予測
掲載雑誌名	石油技術協会誌
発表年	1982年
研究対象地域	新潟油田地域
研究対象	第三系新潟堆積盆
研究手法	地温勾配
内容	<p>(はじめに)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・地質時代における炭化水素根源物質の熟成度を正確に推定するために古地温とその温度環境にさらされた時間を評価し、それから得られる指標(TTI: Time Thermal Index)によって行う方法(LOPATIN法)がWaples(1980)によって、検証されてきた。 ・古地温を推定するためには対象となる堆積盆の以下の項目の造構史を推定する必要がある。 <p>(1) 研究対象地域のおかれている地殻運動の中での位置 (2) 現在地温勾配の分布と地温勾配に影響する要因。 (3) 熱にかかわる地質学的事象(火成活動, 地層水の移動, 循環等)。</p> <p>(新潟堆積盆の地殻運動上の位置)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・東日本弧では過去20Myの間, 現在と同等の熱的狀態が持続された。 ・20My以前グリーンタフ活動期Royden(1980)によるモデル(図3)による熱流量Qの見積もりの結果, 現在の1.25倍の熱流量(計算式は論文参照)。
	<p>図3 火山岩の進入と地下の温度分布変化のモデル。 A: 断崖前の大陸地殻, B: 超塩基性岩の進入によって浅部の温度が上昇, C: 冷却によって定常状態に近づく(ROYDEN <i>et al.</i>, 1980)</p> <p>TEMPERATURE °C</p> <p>1000</p> <p>CRUST LITHOSPHERE ASTHENOSPHERE</p>

(地温勾配の求め方)

- ・物理検層の孔底温度を補正した温度を使用。
- ・地温勾配は以下の式。熱伝導率は、岩石の種類・孔隙率・包含流体および温度により変化する(関口, 1980)
- ・地温勾配の垂直変化は無視できる(図4)。



(地温勾配と地下構造)

- ・等温深度線図と地下構造図を比較すると地温勾配は地層の隆起部で高く沈降部で、低くなっている(田中・佐藤, 1977など)。→結晶性基盤岩の熱伝導率はそれを覆う堆積岩より高いために、基盤の深度が浅いところでは熱流量が大きくなり、温度が上昇している(沈, 1980)。→本地域では基盤深度すなわち堆積層の厚さが地温勾配の地域差を生む第一要因。
- ・地温勾配は図7より次式に近似できる。

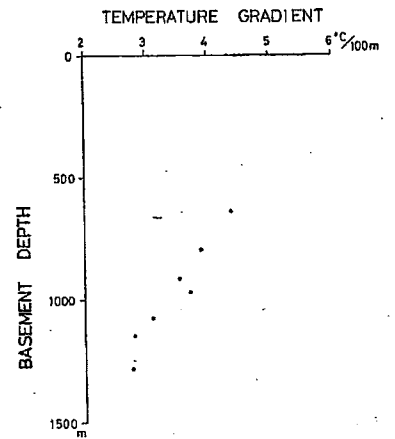
$$GT = GT_0 - C \times B_z$$

B_z : 基盤深度,

GT_0 : 初期地温勾配 (基盤が堆積物に覆われる前の地温勾配),

C : 地温勾配減少率 (定数)

図7 基盤深度と地温勾配の関係(沈, 1980による)。



* 堆積物と比べ、熱伝導率の十分大きい岩石の現れるところを基盤岩と考える。新潟堆積盆では中・古生層や花崗岩類等の先第三系の堆積岩の他に、新第三系の火山岩、火山砕屑岩も含まれることがある。

(熱的事件の影響)

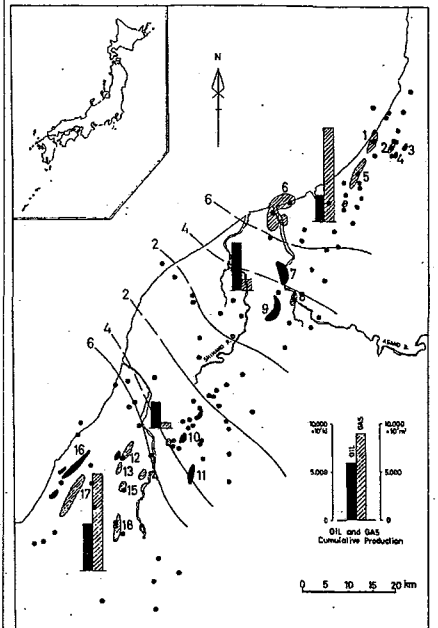
- ・見附地域栃堀SK-1号井の高地温勾配は守門火山岩の活動による影響。
- ・北蒲原地域の北中条SK-1号井で見られる低温異常は、断層にそった天水の循環による冷却効果(乗富, 1975)。

(地温勾配の地域的分布)

・熱ポテンシャル図(図11)は、熱基盤(グリーンタフ上限)を深度0mの位置まで外挿したときの現在の地温勾配の補正值の高低を表している。新潟堆積盆においては基盤深度が地温勾配に与える影響の補正值は0.2°C/1,000mである。

図11 熱ポテンシャルと油・ガス田の分布および油・ガス累計生産量。

- | | |
|-------------|---------------|
| 1 新潟内・中央ガス田 | 10 長岡油田 |
| 2 平塚田ガス田 | 11 東山油田 |
| 3 萬川油田 | 12 長川ガス田 |
| 4 中条油田 | 13 遠世ガス田 |
| 5 新野田ガス田 | 14 長尾田ガス田 |
| 6 長瀬・松岡ガス田 | 15 阿波野ガス田 |
| 7 南阿波油田 | 16 阿波野ガス田 |
| 8 東山ガス田 | 17 阿波野・長岡田ガス田 |
| 9 新野田油田 | 18 阿波野ガス田 |



まとめ・課題

- ・現在までの熱基盤の状態が定常的であったとすると経験的に得た関係式を用いて各時代の古地温が計算できる。この古地温勾配から任意の層準の古地温が求められる。
- ・現在地温勾配の分布は熱的基盤と考えられるグリーンタフの熱的性質・起伏によって制約される。
- ・熱基盤の熱ポテンシャルを石かされた初期値温勾配として定義しこれを用いて、新潟油田ガス田地域の熱的正確あらわすと島弧の伸びと斜交する分布傾向が見られる。
- ・基盤熱ポテンシャルがグリーンタフ堆積終了後変化しなかったと仮定し、古地温をグリーンタフ深度の関数として求めた。
- ・熱的事件の時期等を知るには層序の連続した熱的に安定したところの連続的な古地温指標データ(例えばRo値)とともに、検討対象構成についても同様なデータが必要となり、十分定量的に検討できる段階にない。

主要な引用文献

Waples, D.W. (1980): time and Temperature in Petroleum Formation; Application of Lopatin's method to Petroleum Exploration, A.A.P.G., vol.64, no.6, pp919-926.

Royden, L., J.G. Sclater and R.P. Von Herxen (1980): Continental Margin Subsidence and Heat Flow: Important Parameters in Formation of Petroleum Hydrocarbons. A.A.P.G., vol.64, no.2, pp.233-234.

関口嘉一 (1980): 岩石熱伝導率の温度依存性について, 講演要旨, 石技誌, vol.45, no.4, pp.229-237.

田中隆・佐藤勝義 (1977), 東北日本の油田地域における地下温度の推定, 石技誌, vol.42, no.4, pp.229-237

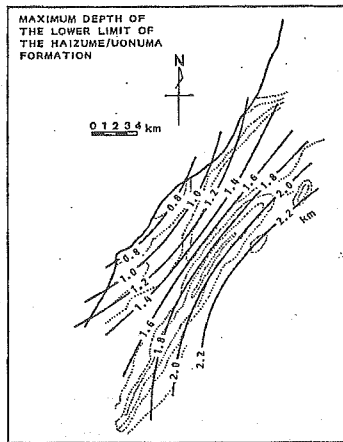
文献番号	BIO-03
文献の種類	原著論文
文献題目	バイオマーカー地質温度計による堆積岩の古地温評価
掲載誌名	日本地熱学会誌
発表年	1987年
研究対象地域	新潟県
研究対象	西山・中央油田
分析方法	ホパンのエピ化, ステランのエピ化, ステランのクラッキングの解析
内容	<p>バイオマーカーを利用した熟成指標のうち次の三つに注目して解析を行う。 (第1図)新庄油田地域, 西山・中央油田における最大古地温とホパンのエピ化, ステランのエピ化, ステランのクラッキングとの関係。 ・ホパンのエピ化。70~130°C。 ・ステランのエピ化。80~50°C ・ステランのクラッキング。120°C以上。</p> <p>(第2図) 熟成作用の進行に伴ってステランのエピ化がより進行している場合やホパンのエピ化がより進行している場合など堆積盆地の違いによってさまざまな例がある。これは、堆積岩中ではステランのエピ化の活性化エネルギーの方がホパンのエピ化の活性化エネルギーよりも大きく、高い増温率で続成作用が進行した場合にはステランのエピ化は顕著に進行するが、低い増温率で進行した場合はホパンのエピ化がより進行するようになる。</p>
	<p>第2図 ステランとホパンのエピ化に基づく Two Kinetic Parameters Plot. 図中のデータは SEIFERT and MOLDWAN (1981), 鈴木, 島田 (1983), MACKENZIE and MCKENZIE (1983), SUZUKI (1984), TANNENBAUM (1986) による。</p>

次式から20S/(20S+20R)と最大古地温の関係を求め実地的な古地温の評価を行った。増加率が変化した場合の最大古地温と反応の進行度との関係を考察した結果(第3図), 増温率が10倍程度変わっても20S/(20S+20R)比が対応する最大古地温は20°C程度しか変わらない。

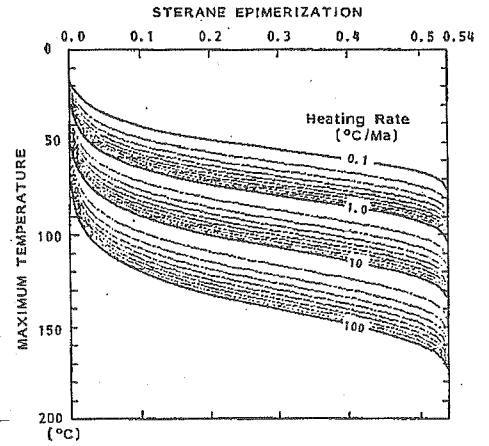
$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{(E_a - E_b)/R}{-\ln(r \cdot A_b/A_a) - \ln(dU/dV)} - 273 \dots \dots (1)$$

$$\ln(1 - \alpha/0.54) = -(A/\delta) \int_{T_0}^{T_{\text{max}}} \exp(-E/RT) dT \quad (3)$$

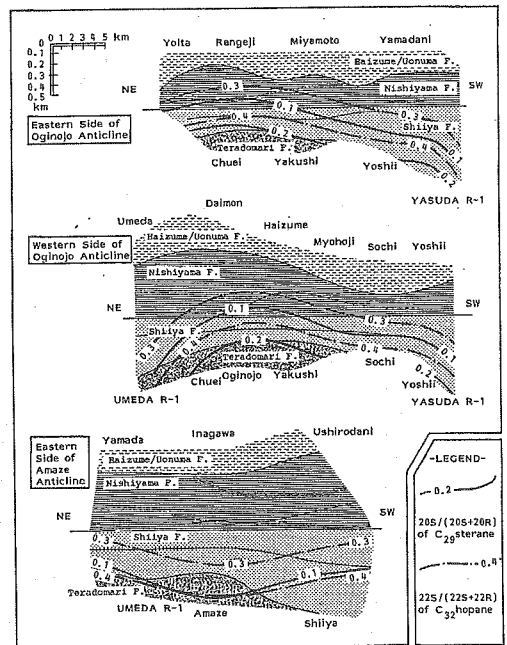
西山・中央油田においてバイオマーカー地質温度計により最大古地温を求め(第5図), 古地温勾配をもとに最大埋没深度を導き(第6図)埋没史を考察(第7図)する。図をもとに埋没史の相違による古地温の誤差は±5°C程度。地温勾配3.8°C/100m, 地表温度15°C, 20S/(20S+20R)=0.1で, 最大古地温は103°Cとなり埋没深度は2300mとなる。地温勾配などから最大埋没深度に達したのは2Ma以新と考えられ, 東南部では2000m/Ma以上の埋没・隆起速度となる。東南部は西部の3倍程度の埋没・隆起速度の違いが見られる。



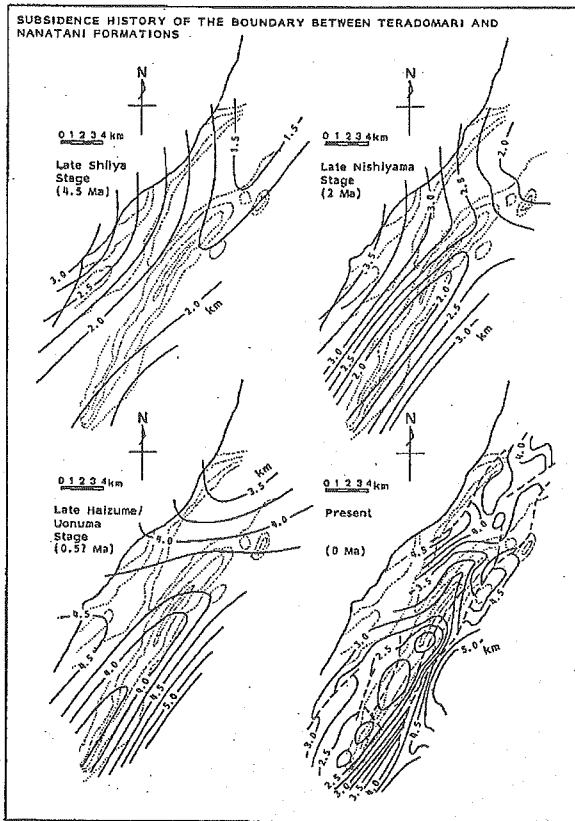
第6図 灰爪/魚沼層底部の最大埋没深度。



第3図 増温率が変化したときのステランのエピ化の程度と最大古地温との関係。



第5図 西山・中央油田の製略階序断面図上に示したステランとホパンのエピ化に基づく等熱成度線。



第7図 七谷層，寺泊層境界部の埋没史。現在の埋没深度は天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会（1982）による。

まとめ・課題

- ・埋没史（増温率）の違いにより，ひとつの速度論的な熟成指標（ステラン）の反応進行度と最大古地温は単純には対応していない。
- ・増温率が10倍程度変わっても最大古地温は20℃程度しか変わらないことから，実際的な古地温評価に応用することができる。
- ・西山・中央油田地域の埋没速度は東南部と西部で異なる。最大埋没深度は2Ma以降で，2,300m程度である。
- ・無機鉱物と有機物質の相互作用（アンモニア・有機酸・炭酸の生成は間隙水のpHを左右）の可能性の指摘
- ・低分子量有機物の生成が堆積岩中の圧力条件に影響がある可能性の指摘。
- ・本論文で取り扱った以外の膨大なバイオマーカー化合物についての研究の可能性の指摘。

主要な参考文献

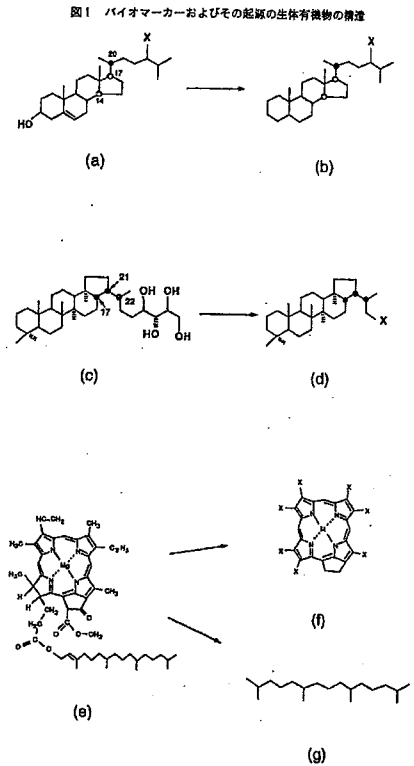
—

文献番号	BIO-04
文献の種類	レビュー論文
文献題目	大型研究「原油・根源岩対比技術」におけるバイオマーカーの研究
掲載雑誌名	石油の開発と備蓄
発表年	1994年
研究対象地域	—
研究対象	バイオマーカー
研究手法	バイオマーカー分析

内容

(バイオマーカーとは)
 ・バイオマーカーとは「原油や堆積物、堆積岩に含まれる有機化合物のうち、その構造から明らかに生体中に含まれる有機化合物が起源と考えられるもの」
 ・例えばステランは生体中のステロールときわめて類似した構造をしている(図1)。
 (バイオマーカーの利用)
 ・バイオマーカーは起源となった生体有機物の構造を引き継いでいるので、生息していた生物の種類を推定することによって堆積環境の推定する手がかりとなる。
 ・また、バイオマーカーは堆積後に受けた熱の履歴あるいは根源岩から貯留岩系の移動仮定で組成変化を示すことが知られており、これらの組成変化の系統性をみいだすことによって、根源岩がどれくらい熱を被ったか(熟成度)の指標として用いられたり原油の相対的の移動距離との指標として用いられたりする。

(バイオマーカー分析法)
 ・ガスクロ質量分析計(GC-MS)を用いる。試料を導入部で300°C前後に加熱させて気化する。カラムを通過した成分を質量分析計に導入しフラグメントイオンに分解される。フラグメントイオンの種類と量は、ここのバイオマーカーに特有のものでありその分布パターン(マススペクトル図5)からバイオマーカーの化学構造の解析を行う。
 ・タンデム型ガスクロ質量分析計は二台の質量分析計(図4)にてより化学構造に関する情報をより詳細に調べることが可能。



(a)ステロール (b)ステラン (c)トリテルペンイド (d)イタクトリテルペンイド
 (e)トリテルペン (f)ステラン (g)ステラン

図5 タンデム型ガスクロ質量分析装置によるステラン (C₂₇, C₂₈, C₂₉) の分析

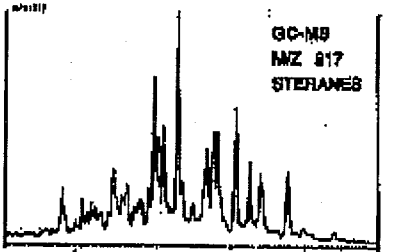
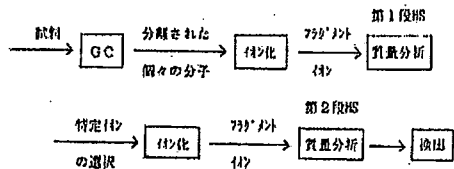


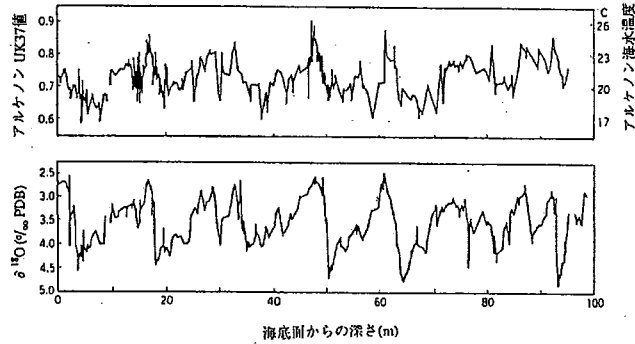
図4 タンデム型ガスクロ質量分析装置による分析概念



(堆積環境とバイオマーカー組成)

- ・湖沼堆積物の加熱実験(水共存下で, 220°Cから300°Cまで10°Cごとの温度で72時間)の結果, ステロールの炭素骨格は保存されていることが証明された。
- ・有機物組成からその古環境が特徴付けられる。
- ・アルケノンはある種の藻類に存在しておりその化合物組成(U^k37)が水温と関係しており($U^k37=0.034T+0.039$), 有孔虫の酸素同位体法と良い相関を示す(図7)。

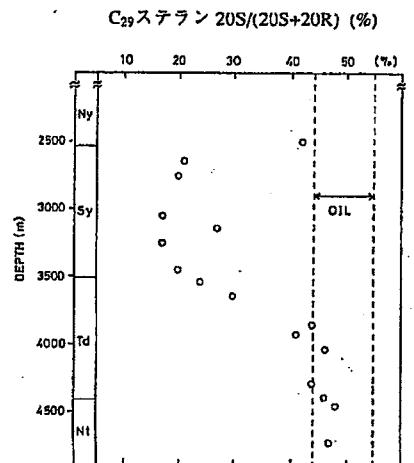
図7 底生有孔虫の $\delta^{18}O$ 値とアルケノン不飽和度(U^k37)の深度分布 (Eglintonら1992)



(石油探鉱におけるバイオマーカーの利用)

- ・対比指標としてのバイオマーカー: 省略
- ・熟成度の指標としてのバイオマーカー: 原油の熟成度の判定に有用。ステランの20S/(20S+20R)比(熱的により安定な20Sと不安定な20Rの比)は深度即ち根源岩が受けた熱と時間が増加するほどこの比も増加する(図9)。20Rから20Sの直接反応以外が主な要因である可能性がある。
- ・移動の指標としてのバイオマーカー: 省略

図9 ステラン20S/(20S+20R)比による熟成度



まとめ・課題

・ステランの20R/20S比のメカニズムを明らかに必要がある。

主要な引用文献

-

文献番号	BIO-05
文献の種類	原著論文
文献題目	Thermal History of the NE Japan frontal arc since the Late Miocene inferred from vitrinite reflectance
掲載誌名	Geofisica Internacional
発表年	1994
研究対象地域	Tanakura and Hirono areas in Northeast Japan
研究対象	熱履歴
研究手法	ビトリナイト反射率

内容

東北日本、棚倉および広野における中新世後期の堆積岩について、ビトリナイト反射率-深度(R_o-z)の関係から過去の熱勾配を求め、東北日本前弧における隆起・沈降に関連した熱履歴について考察したもの。

両地域に分布する中新世後期および鮮新世前期の堆積岩中には隆起による傾斜不整合が存在し、それにより炭化作用の進行を遅滞・停止させた冷却が生じたと考えられる。したがって、(R_o-z)の関係から、堆積、削剥による過去の熱勾配を明らかにすることが出来る。

棚倉地域では中新世中期～後期の赤坂層および久保田層を掘削したボーリングのキャッシングス、広野地域では中新世湯長谷層下部の試料についてビトリナイト反射率の測定を行った。結果、深度に対するビトリナイト反射率の勾配および温度勾配は、それぞれ棚倉地域で 0.81 ± 0.14 (1/km)、 64 ± 11 ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$)、広野地域で 0.57 ± 0.13 (1/km)、 45 ± 10 ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$)であった。推定された温度勾配は現在に比べてそれぞれ 30°C 、 18°C 高いものであった。

現在の熱勾配と過去の熱勾配(履歴)の間には、鮮新世～第四期にギャップが認められる。このことは、Ban et al. (1992)により報告された火山熱源の冷却、火山フロントの西進(Ohguchi et al., 1989)等による火山活動の衰退に起因すると考えられる。

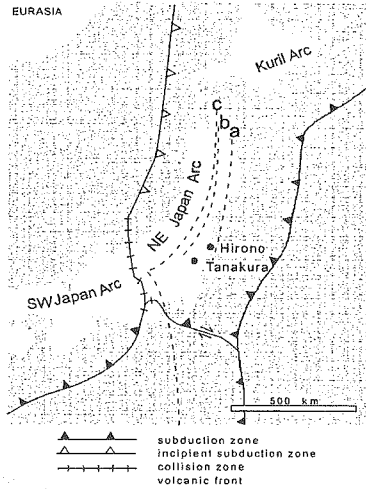


Figure 1. Map showing the location of the Hirono and Tanakura areas and the position of volcanic front at and after 15 Ma [Ohguchi et al., 1989]. (a): volcanic front at 16-15 Ma, (b): in the Late Miocene (8-5 Ma), and (c): 15-8 Ma and 0-5 Ma.

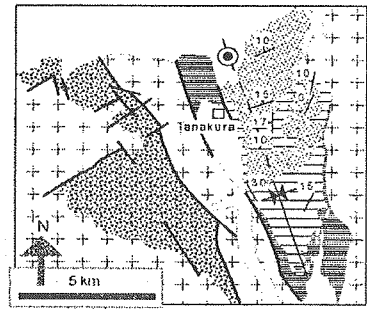


Figure 2. Geologic map of the Tanakura area [Otsuki, 1975]. Circle: bore-hole site.

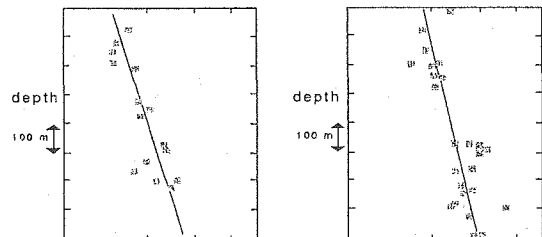


Figure 3. Vitrinite reflectance versus depth for the Tanakura (a) and Hirono (b) samples.

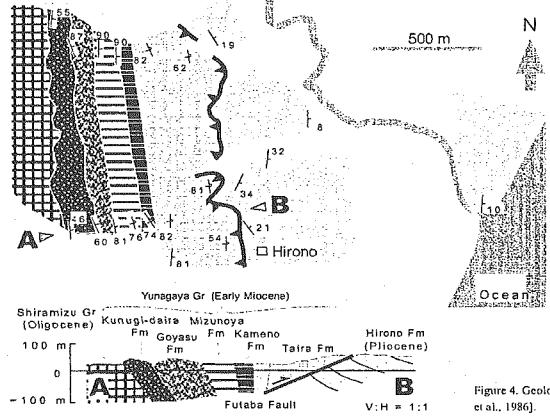


Figure 4. Geologic map of the Hirono area [Taketani et al., 1986].

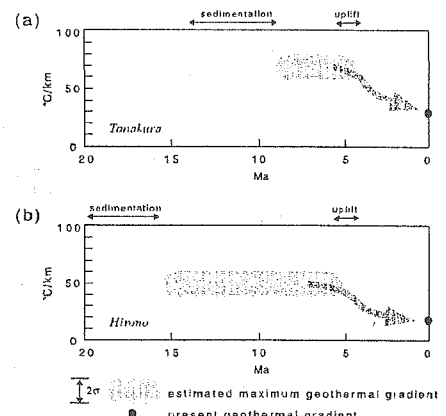


Figure 5. Maximum paleogeothermal gradients in the Tanakura (a) and Hirono (b) areas estimated from vitrinite reflectance-depth relations. Indicated is the period in which the maximum gradient must have occurred and it is not meant to imply this gradient acted over the whole period. Closed circles represent the present geothermal gradient.

まとめ・課題

現在の熱勾配と過去の熱勾配(履歴)の間には、鮮新世～第四期にギャップが認められる。このことは、Ban et al. (1992)により報告された火山熱源の冷却、火山フロントの西進 (Ohguchi et al., 1989)等による火山活動の衰退に起因すると考えられる。

主要な引用文献

Ban, M., Y. Oba, K. Ishikawa and T. Takaoka (1992): K-Ar dating of Mutsu-Hiuchidake, Osoreyama, Nanashigure, and Aoso volcanoes of the Aoso-Osore volcanic zone - The formation of the present volcanic zonation of the Northeast Japan arc (Japanese with English abstract). *Jour.Min.Petrol.Econ.Geol.*, 87, p39-49.

Dow, W.G. (1977): Kerogen studies and geological interpretation. *J. Geochem. Explor.*, 7, p97-99.

Middleton, M.F. (1982): The subsidence and thermal history of the Bass Basin, Southeastern Australia. *Tectophysics*, 87, p383-397.

Middleton, M.F. and P.W. Schmidt (1982): Paleogeothermics of the Sydney Basin. *J. Geophys. Res.*, 87, p5351-5359.

Morrow, D.W. and D.R. Issler (1993): Calculation of vitrinite reflectance from thermal histories: a comparison of some methods. *Am. Assoc. Petrol. Geo. Bull.*, 77, p610-624.

Ohguchi, T., T. Yoshida and K. Okami (1989): Historical change of the Neogene and quaternary volcanic field in the Northeast Honshu, Japan (Japanese with English abstract). *Mem.Geol.Soc.Jpn.*, 32, p431-455.

Otsuki, K. (1975): Geology of the Tanakura Shear Zone and adjacent area (in Japanese with English abstract). *Contsib.Inst.Geol.Paleontol.Tohoku Univ.*, 76, p1-71.

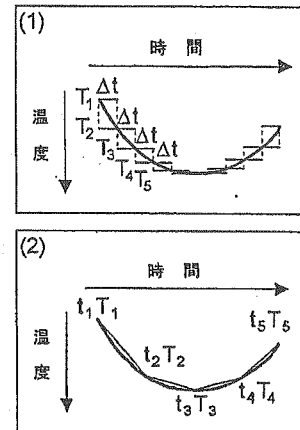
Taketani, Y. et al. (1986): Microfossils from the Futaba Group (in Japanese). *Fukushima Prefectural Mus.Rep.*, 12, p1-53.

文献番号	BIO-06
文献の種類	レビュー論文
文献題目	石油生成とビトリナイト反射率のカイネティックモデル-堆積盆における高分子量有機物変化の予測-
掲載雑誌名	地質ニュース
発表年	1995年
研究対象地域	油田地域
研究対象	ビトリナイト
研究手法	ビトリナイト反射率を用いたベースモデリング

内容

(石油生成のカイネティックモデル)

- ・これまではビトリナイト反射率やTTI (Waples,1980) の解析から石油生成を間接的に評価してきた。→現在では、炭化水素の生成を直接モデル化するためのカイネティックモデル (Burnham and Braun,1985) が主要な生成モデル。
- ・TTI法堆積物の圧密や熱流量の変化などを考慮せずに経験論的に誕生したため適用できない例がある (Burnham and Sweeney,1989 など)。
- ・ケロジエンの熱分解にもとづく生成モデルに基づくシミュレーション。
- ・堆積盆地における熱史は非線形形であるので、熱史を多数の等温セグメント (isothermal segment) あるいは等温セグメント (constant heating rate segment) を組み合わせて近似し計算を行う (第1図)。
- ・考慮する反応プロセスの増加に伴い、カイネティックパラメータを最適化する作業が困難となる。



第1図 非線形熱史をモデル化するための、(1)等温セグメント法と(2)等増温率セグメント法。等温セグメント法では各セグメントにおける最大温度と最小温度でそれぞれ Δt 間の変化を求め、両者の平均値を Δt 間における変化量とする。一方、等増温率セグメント法では、セグメント間の増温率は一定であるものとし、温度による積分の近似式を適用する。

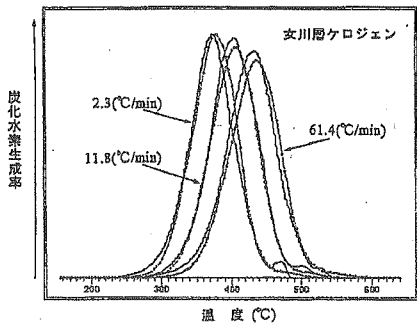
(カイネティックパラメータの最適化)

●熱分解実験によるカイネティックパラメータの評価

- ・解放系での実験は半解放系で生じる石油炭化水素類の2次反応を評価することは難しい。
- ・実験には長時間要し、また400°Cを超えるような高温で実験を進めることは難しい。

●カイネティックパラメータの最適化

- ・ケロジエンの熱分解のカイネティクスは、昇温速度が増加するほど熱分解により高い温度を必要とするが短時間で反応が完結していることを示している (第3図)。
- ・ケロジエンフラクションの熱分解速度は次のように表され、Aはケロジエンの熱分解プロセスに共通する前指数因子とみなすことができる。



第3図 昇温速度を変えて熱分解させた女川層ケロジエンからの炭化水素生成率の変化。実線は実際の測定値。点線は最適化されたカイネティックパラメータを用いて計算させた最適化曲線。この生成率曲線の積分値を炭化水素(オイル+ガス)の生成量に対応させる。

$$Y_a = f_a \frac{A}{\delta} \exp\left(-\frac{E_a}{RT} - \frac{A}{\delta} J_a\right) \quad (14)$$

これを、温度 T で微分すると、次式を得る。

$$\frac{\partial Y_a}{\partial T} = Y_a \left[\frac{E_a}{RT^2} - \frac{A}{\delta} \exp\left(-\frac{E_a}{RT}\right) \right] \quad (15)$$

$\partial Y_a / \partial T = 0$ のときには $T = T_{\max}$ であるので、

$$\frac{E_a}{RT_{\max}^2} = \frac{A}{\delta} \exp\left(-\frac{E_a}{RT_{\max}}\right) \quad (16)$$

●活性化エネルギーの分布モデル

・ケロジェンフラクションの分布(活性化エネルギー分布)は非対称であるため不連続モデルが主に採用されている。

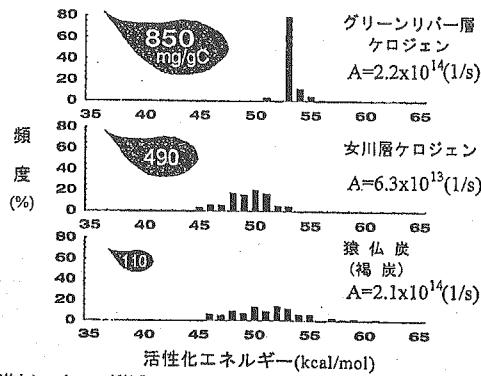
・ケロジェンタイプによらない石油の熱クラッキングは54kcalの活性化エネルギー, A (前指数因子) = 1.014×10^{12} (1/s)によってモデル化されている(Waples et al., 1992)

・ビチューメンの熱分解に関する報告があまりないがウェットガスやドライガス形成のモデリングが重要になる場合にはビチューメン類の熱クラッキングについても検討する必要あり。

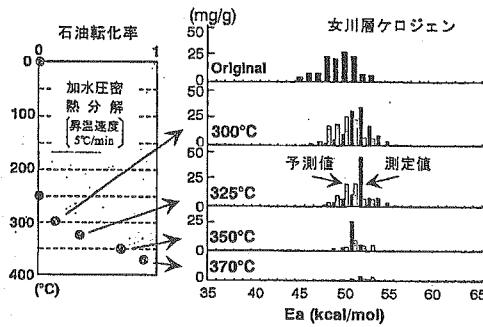
●ケロジェンタイプ熟成作用と活性化エネルギー分布

・ケロジェンの活性化エネルギー分布はケロジェンの化学構造と密接な関係がある(第4図)。

・熟成作用の進行に伴う活性化エネルギーの分布変化はモデルから予測される分布と測定値は調和的(第5図)。



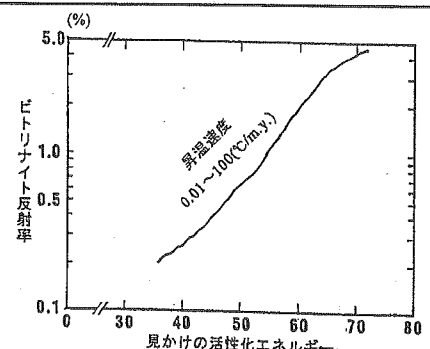
第4図 代表的なケロジェンの活性化エネルギー分布, 前指数因子(A), 及び石油生成ポテンシャル(Suzuki et al., 1994).



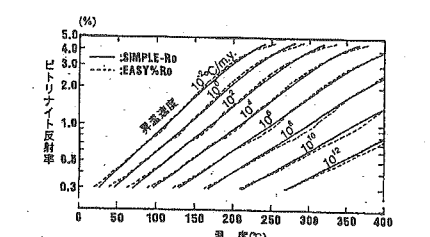
第5図 右図は熟成作用(加水圧密熱分解)の進行にもなり活性化エネルギー分布変化の予測値と実測値を比較したもの(Suzuki et al., 1994). 予測値は最適化されたカイネティックパラメーターを用いて計算したもの. 左図は, 昇温速度5°C/分で女川層ケロジェンを加熱したときの温度と炭化水素への転化率の関係を示している.

(ビトリナイト反射率のカイネティックモデル)

- ・植物組織の材に由来するビトリナイトはコリナイト, テリナイトに分けられる。
- ・コリナイトの研磨面について測定された可視光反射率をビトリナイト反射率とよび熟成度評価指標として用いられている。
- ・高分子量物質全体の変化は, 変化の進行と共に変化に要する見かけの活性化エネルギーが増加していく(図8)。
- ・ビトリナイトは類似した化学構造をもつ高分子有機物と考えられてるが, 日本の新第三紀ビトリナイトは反射率の増加速度が遅い(Suzuki et al., 1993)。
- ・原植物の違いがビトリナイト反射率の変化に無視できない影響がある(藤井ほか, 1982)。例としてBrown et al(1964), Bertrand and Heroux(1987)など。
- ・抑制ビトリナイト(石炭に含まれるビトリナイトよりも反射率の増加速度が遅いもの)は水素に飛んでおり縮合・環化・芳香族化などの進行が遅くなると予測される。
- ・実験室と堆積盆でのビトリナイト反射率と増温率(図9)。



第8図 EASY%Ro(Sweeney and Burnham, 1990)におけるビトリナイト反射率とビトリナイト重量減少の見かけの活性化エネルギーの関係(Suzuki et al., 1993)。



第9図 実験室から堆積盆までの増温率の条件下で計算した, 平行反応モデル(EASY%Ro)と変化率依存モデル(SIMPLE-Ro)の%Ro計算値の比較(Suzuki et al., 1993)。

<p>まとめ・課題</p>	<ul style="list-style-type: none"> ・%Roモデリングにおいて堆積盆毎にカイネティックパラメータを改めて検討する必要がある。 ・ここでは反応時間と反応温度のみが考慮されているが堆積盆の深部では反応速度に与える圧力の影響(変化速度の遅延)が無視できない。
<p>主要な引用文献</p>	<p>Waples,D.W.,(1980),Time and temperature in petroleum formation:application from laboratory experiments to petroleum exploration.AAPG Bull.,76(1),31-46</p> <p>Burnham,A.K.and Sweeney,J.J.(1989)A chemical Kinetic model of vitrinite maturation and reflectance :Geochim.Cosmochim.Acta,53,2649-2657</p> <p>Burnham,A.K.,Braun,R.L.,and Samoun,A.M.(1985)A general kintic model for oil shale pyrolysis.Insitu 9,1-23.</p> <p>Waples,D.W.,Kamata,H.,and Suizu,M(1992)The art of maturity modeling.Part 1:Finding a satisfactory geologic model.AAPG Bull.,76(1),31-46</p> <p>Suzuki,N.,Matsugayashi,H.,and Wales,D.W.,(1993)A simpler kinetic model for vitrinite reflectance.AAPG Bulletin,77(9),1502-1508</p> <p>藤井敬三・山崎純夫・正田浩司・佐々木実(1982)太平洋炭鉱におけるビトリニット反射率と石炭組成成分との関係について, 石技誌, 47(2), 77-84</p> <p>Brown,H.R.,Cook,A.C.,and Taylor,G.H.(1964)Variations in the properties of bitrinite in isometamorphic coal.Fuel,43,111-124</p> <p>Bertrand,R.and Heroux,Y.(1987)Chitimozoan,graptolite, and scolecodont reflectance as an alternative to vitrinite and pyrobitumen reflectance in Ordovician and Silurian strata,Aticosti Island,Quebec, Canada.AAPG Bull,71,951-957</p>

文献番号	BIO-07
文献の種類	原著論文
文献題目	Brightness of pollen as an indicator of thermal alteration by means of a computer - driven image processor: statistical thermal alteration index (stTAI)
掲載誌名	Organic Geochemistry
発表年	2001
研究対象地域	基礎試錐「由利沖中部」、「本荘沖」、「新竹野町」
研究対象	熱変質
研究手法	花粉を用いたコンピュータ画像統計処理による熱変質指標
内容	<p>Staplin (1969)により提唱された、続成作用の指標としての熱変質指数(TAI: thermal alteration index)について、北日本の新第三紀層を掘削した基礎試錐のボーリングコアに含まれる花粉の輝度、グレーレベルを対象にデジタル処理を利用した統計処理の試みを測定に際しては、各試料の顕微鏡画像(480×512pixels)に対して画像処理ソフトを用いて輝度頻度を把握し、その最頻値を統計的熱変質指標(stTAI: statistical thermal alteration index)とした。</p> <p>算出された統計的熱変質指標(stTAI: statistical thermal alteration index)とビリナイト反射率との比較では、各試錐孔毎に両者間に相関が認められた。深度変化の比較では、油化熟成作用の始深度はstTAI値: 145-110を示す箇所であった。</p>

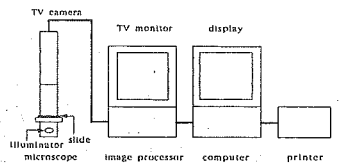


Fig. 1. Schematic flow chart for the measurement of brightness.

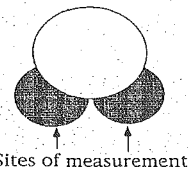


Fig. 2. Site preference of brightness measurement in bisaccate pollen (*Pinus*, *Pedocarpus*, *Abies* and *Picea*).

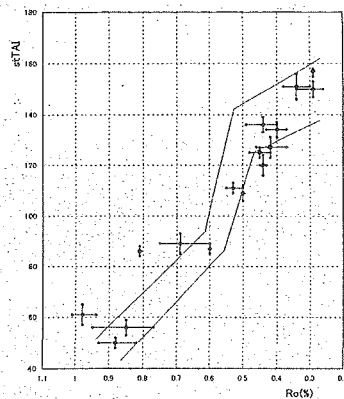


Fig. 12. Relationship between statistical thermal alteration index (stTAI) and vitrinite reflectance (R_o) in the MITI Yuni-Oki-Chubu borehole. Closed bars indicate 95% confidence limits of stTAI and R_o values.

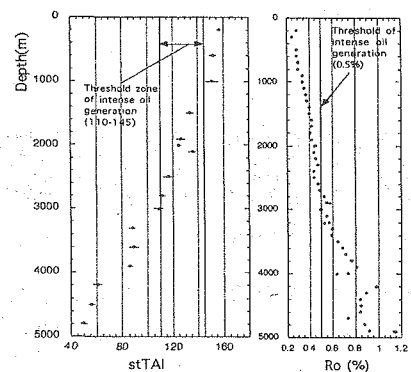


Fig. 11. Depth plots of statistical thermal alteration index (stTAI) and vitrinite reflectance (R_o) in the MITI Yuni-Oki-Chubu borehole. A vertical bar in the stTAI diagram indicates 95% confidence limits. The R_o data were obtained from the Japan National Oil Corporation (1993b).

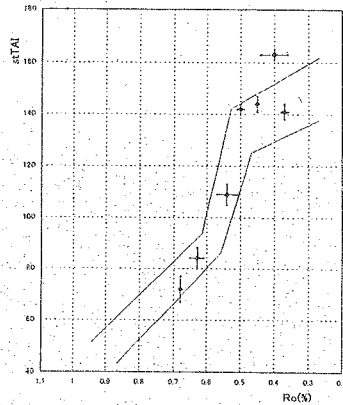


Fig. 14. Relationship between statistical thermal alteration index (stTAI) and vitrinite reflectance (R_o) in the MITI Hongo-Oki Borehole. Convex bars indicate 95% confidence limits of stTAI and R_o values.

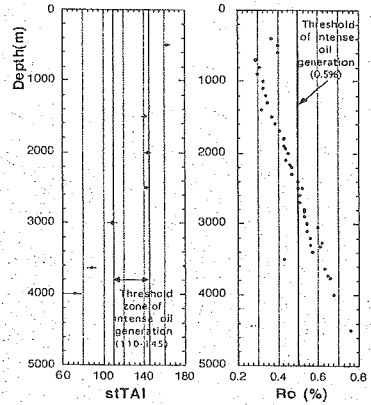


Fig. 13. Depth plots of statistical thermal alteration index (stTAI) and vitrinite reflectance (R_o) in the MITI Hongo-Oki borehole. A horizontal bar in the stTAI diagram indicates 95% confidence limits. The R_o data were from the Japan National Oil Corporation (1994).

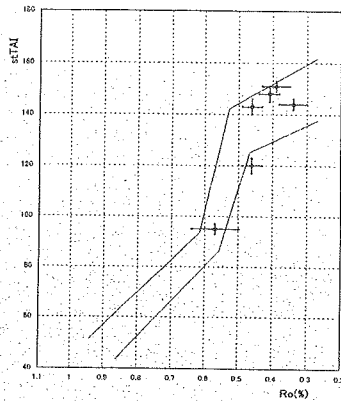


Fig. 16. Relationship between statistical thermal alteration index (stTAI) and vitrinite reflectance (R_o) in the MITI Shin-Takemura Borehole. Convex bars indicate 95% confidence limits of stTAI and R_o values.

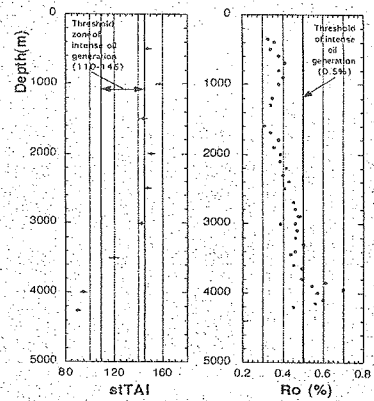


Fig. 15. Depth plots of statistical thermal alteration index (stTAI) and vitrinite reflectance (R_o) in the MITI Shin-Takemura borehole. A horizontal bar in the stTAI diagram indicates 95% confidence limits. The R_o data were from the Japan National Oil Corporation (1993).

まとめ・課題

stTAI値は、石油探査において、その熟成深度を探る指標の1つになりうると思われる。顕微鏡、TVカメラ、画像処理の機械的な問題・精度を解決するため、今後多くの試料について検討する必要がある。

主要な引用文献

Japan National Oil Corporation (1993): Data Book of the MITI Yuri-Okai-Chubu Borehole. Japan National Oil Corporation, Tokyo (in Japanese).

Japan National Oil Corporation (1994): Data Book of the MITI Yuri-Okai-Chubu Borehole. Japan National Oil Corporation, Tokyo (in Japanese).

Staplin, E.L. (1969): Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil and gas occurrence. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 17, p47-66.

Schopf, J.M. (1948): Variable coalification: the progress involved in coal formation. Econ. Geo., 43, p207-225.

Wilson, L.R. (1961): Palynological fossil response to low-grade metamorphism in the Arkoma Basin. Tulsa Geological Society Digest, 29, p131-140.

Shimazaki, T. (1986): Method of visual kerogen analysis for petroleum exploration and its application. In Taguchi Taikan Kinenkai (Ed.), Contribution to Petroleum Geoscience. Taguchi Taikan Kinenkai, Sendai, Japan, pp269-302 (in Japanese with English abstract).

Yule, B., Robert, S., Marshall, J.E.A., Milton, J.A. (1998): Quantitative spore colour measurement using colour image analysis. Organic Geochem., 28, p139-149.

文献番号	BIO-08
文献の種類	研究論文
文献題目	四万十帯の熱構造と付加体の削剥
掲載誌名	月刊地球 号外
発表年	2001年
研究対象地域	四国東部・徳島地域
研究対象	白亜系四万十帯北帯
研究手法	輝炭反射率

内容
 目的
 地質温度計の一つである輝炭反射率を用いた、白亜系四万十帯に記録された熱構造の解析結果から、古地温と地温勾配を見積もることが可能である。
 四国東部・徳島地域の四万十帯北帯の輝炭反射率による熱構造解析の例を図2に示す。

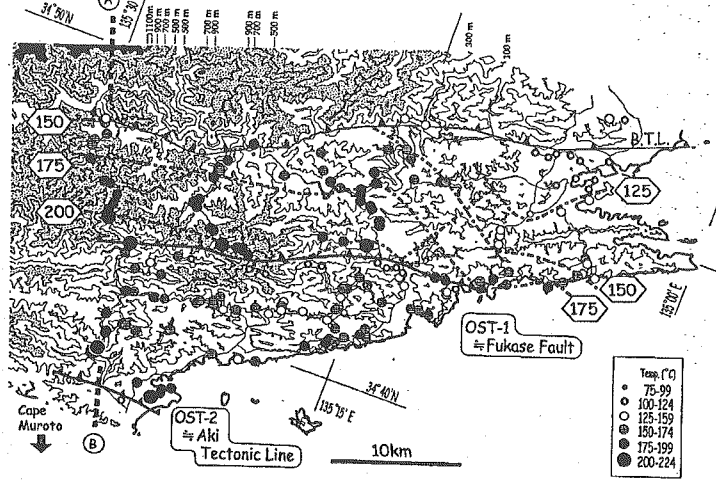


図2 四国東部(徳島地域)の四万十帯北帯における、輝炭反射率熱構造の解析例。本地域には、二本のアウトオブシーケンススラスト(OST-1およびOST-2)が分布する。輝炭反射率から求められた最高被熱温度を用いて、温度計は25℃おきの6段階で示した。換算には、各試料の平均ランダム反射率とSwenny and Bhemum(1990)の有効被熱時間4000万年間の場合の式を用いた。四万十帯北帯の熱構造ユニット・北ユニット(PSU-1; 大森, 1999)内に、大まかな125, 150, 175及び200℃の等温線を示した。また、地形を200mごとの等高線で表した。

・本地域における地質体の帯状配列方向と層理面の走行はほぼ平行である(公文,1981)。これに対して、徳島地域の輝炭反射率から推定される熱構造は一部を除いて地質構造と斜行する。輝炭反射率の測定地点が測線上に多数存在し、かつ熱構造に直行する測線であるA-Bを例に挙げて議論する。

実際の分析データを用いて反射率の変化が地形の起伏で説明可能かどうか試算を行った。仏像構造線直下と7.4km、2地点の試料の古地温データを固定、等温面の傾きを80°、60°、30°、10°、21°、14°の6段階を選択した(図5)。

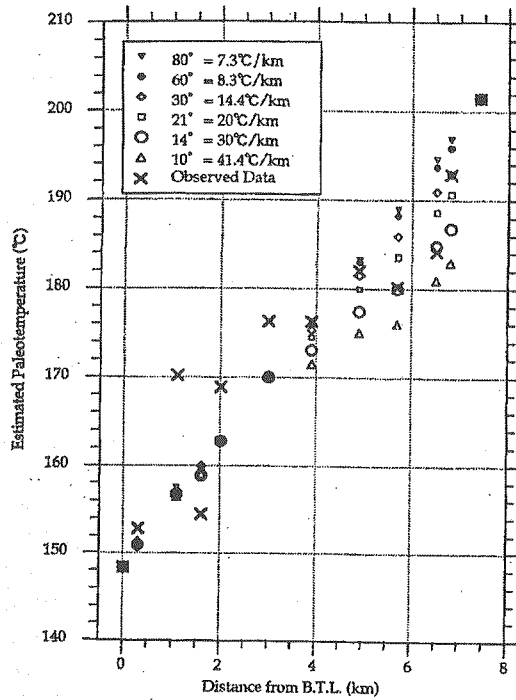


図5 図2のA-B測線の二地点(仏像構造線直下と7.4kmの二地点)の観測データを固定し、等温面傾斜角度(熱構造等温面と、現在の水平面とが成す角度)を変化させたときの各地点の高度での反射率(古地温)を計算した。等温面傾斜角度が大きい場合、古地温の変化は地形の影響をほとんど受けず、仏像構造線からの距離にほぼ比例して上昇する(▽)。しかし、地形の起伏が大きい仏像構造線からの距離4~7kmの範囲では、等温面傾斜角度が低角になるほど地形の効果が大きくなり、古地温は雑逞い傾向になってしまう(△)。この間の実測値(x)に最も近い値が得られたのは、傾斜角度14°(○)。地温勾配に換算すると30°/km)のときのプロファイルである。また、これ以上、等温面が低角、すなわち地温勾配が大きくなると、実測値を説明できなくなる。

ここで2地点間の地表の距離と等温面の傾斜角度から、熱構造ユニット全体の厚さが計算できる。さらに2点間の温度差50°Cをこの厚さで割ると、地温勾配を求めることが可能である。今回の試算に用いた等温面の傾きは、地温勾配の7.3~41.1°C/kmに相当する。等温面傾斜角=14°のとき、地温勾配は30°C/kmである。四万十帯北帯で推定されている地温勾配は20~50°C/kmの範囲にあり、この試算結果は矛盾しない。

・等温面の傾きと地形の影響について図4にモデルを示した。
試料採取地点の高度に変化がない場合は、古地温は仏像構造線からの距離に比例して増加し、等温面(=等反射率面)が層理面に平行な場合と、等温面が現在の水平面に対して低角な場合の古地温プロファイルに違いはない。
両者が斜交関係にあり、かつ起伏のある山地から試料を採取した場合は、同測線の反射率変化=古地温プロファイルは起伏の形状に影響を受けて変化する。

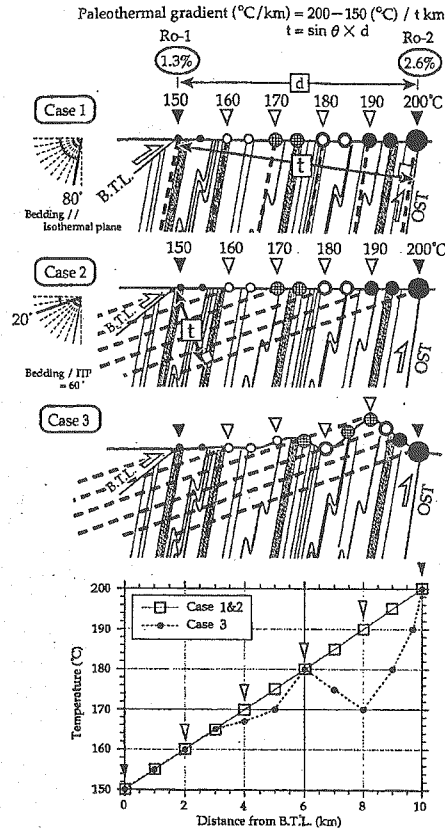


図4 地質構造と輝炭反射率熱構造の関係と、地形の起伏が地表の古地温 (=輝炭反射率) に及ぼす影響を示すモデル図。この測線は、図3の測線A-Bのように、層理面と等温面(等反射率面)の走向が一致する場所の断面を仮定した。モデルをより単純化するために、古温度構造ユニット内の層理面の傾斜を、北落ち80°とした(詳しくは本文参照)。Case1では、層理面と等温面(=等反射率面; 破線で示した)は平行、またCase2と3では、両者は斜交する。Case1と2は、反射率の測定地点の高度差が無い(たとえば、海岸線沿いに試料採取を行った)場合である。この場合、地表で観測される古地温は、仏像構造線からの距離に比例して上昇する。現在の水平面に対する等温面の傾斜角の違ひがあっても、地表で観測される古地温には差は生じない。しかし、Case3の様に山地において観測を行った場合、層理面と等温面が斜交し、等温面が現在の地表に対して低角であると、古地温プロファイルは地形の影響を受けて変化してしまう。極端な場合、より仏像構造線から離れた試料の反射率が低くなることも考えられる。

四万十帯北帯の削剥深度の見積り

九州東岸域から紀伊半島西岸域における四万十帯北帯の輝炭反射率値から求められる最高被熱温度=古地温の範囲を第6図に示した。

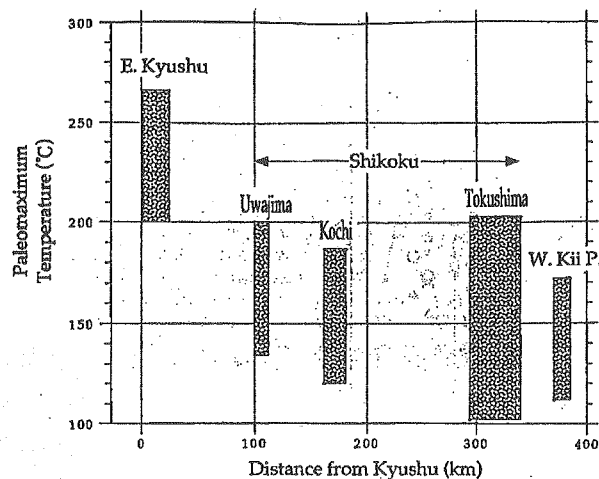


図6 九州東岸域から、紀伊半島西岸域にかけての四万十帯北帯の最高被熱温度の最高及び最低値と九州からの距離。

九州の温度範囲が他の地域に比べて非常に高い。これに関して赤石山地の四万十帯北帯でもランダム反射率で1.8~6.0%(村江ほか,1993;赤石層群・白根層群・寸又川層群・犬居層群)が得られており、九州と同程度の範囲である。→この差異の原因については解明されていない。

図1と6から、熱構造の最低値よりも浅い部分すべてが削剥によって取り去られたというモデルによる試算が可能である。最も値が低かった地点の輝炭反射率から換算された古地温を、地温勾配30°C/kmで割ると、削剥深度の最低見積りが可能である。各地域のデータは、九州東部=6.7km、宇和島=4.3km、高知=4km、徳島=3.4km、紀伊半島西岸域=3.7kmとなる。

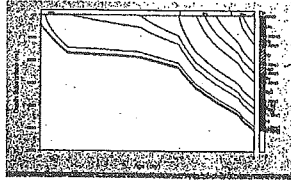
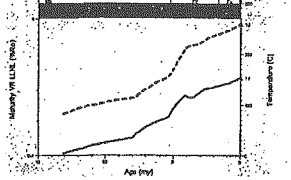
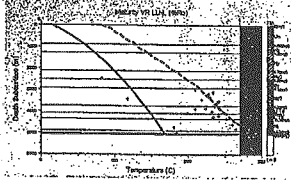
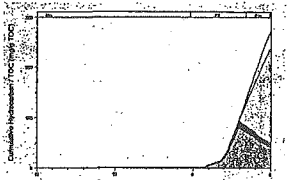
まとめ・課題

・熱構造から削剥深度を大まかに見積もることが可能である。

	<p>課題①鉛直方向の熱構造に関する公表されたデータは皆無に等しい。より詳細で正確な情報を手に入れるためには、陸上ボーリングを行うなどして深さ方向のデータを収集する必要があるだろう。</p> <p>②四万十帯の中においてさえ、地温勾配の地域差についての検討は皆無である。→地域ごとに分けて深度方向のデータを収集する必要がある。</p> <p>③低圧力範囲で有力な圧力計の開発も大変有用である。</p>
主要な引用文献	<p>長江晋・宮下純夫,地質雑,52,255-272.</p> <p>Ohomori,K.et al.,(1997),Geology,25,327-330.</p> <p>Sakaguchi,A.,(1997),Geology,24,795-798.</p> <p>Toriumi,M.& Kano,K.(1996),Island Arc,5,56-68.</p> <p>Underwood,M.B. ed.,(1993),G.S.A.special paper,273,172p.</p> <p>大森琴絵,(1999),月刊地球号外,23,169-177.</p> <p>村江達士ほか,(1993),九大理研報,18,25-35.</p>

文献番号	BIO-09
文献の種類	講演要旨
文献題目	陸上付加体から推定された地温勾配とその解釈
掲載誌名	地球惑星科学関連学会合同大会予稿集
発表年	2002年
研究対象地域	九州
研究対象	九州四万十帯
研究手法	イライト結晶度、b0結晶間隔、ビトリナイト反射率、流体包有物
内容	<p>地温勾配の見積もりに用いられた手法を紹介し、その解釈を検討することによって、どの手法が一体何を見ているのかについて言及している。</p> <p>・イライト結晶度とb0スペーシング Awan and Kimura(1996)は白亜紀系紀州四万十帯からイライト結晶度とb0結晶間隔を用いて温度圧力の推定を行った。→22°C/km、31°C/kmの地温勾配を得た。</p> <p>・ビトリナイト反射率 石炭の組織で識別されるビトリナイト反射率が被熱に比例することを利用して温度を推定する方法である。 池原(大森)(2001)はサンプルの標高差と反射率の差から地温勾配の推定を試みた。南北プロファイルのビトリナイト反射率の揺らぎと地形との関係を検討することによって温度構造の地表に対する角度を推定した。その角度から真の温度構造の厚さを推定し、地温勾配を推定した結果、約30°C/kmとなった。</p> <p>・流体包有物 Sakaguchi(1996)は、白亜系四国四万十帯メランジュの面構造にほぼ平行に発達する脈から、水、メタンの流体包有物とビトリナイト反射率から求められた最高被熱との組合せによって温度圧力の上限值を推定した。→地温勾配はLewis et al(2000)では最大58~77°C/km、Sakaguchi(1996)ではコヒーレント層から50°C/km、メランジュゾーンから90°C/km、Hashino(Submitted)からは10°C/kmであった。</p>
まとめ・課題	<p>四万十帯においてビトリナイト反射率は北から南へ直線的に増加する構造がアウトオブシーケンススラストによって切られて繰り返されている。</p> <p>坂田(2002)は台湾南部ケンティンメランジュが産する熱水地域においてビトリナイト反射率の実験を行った結果、高温流体は非常にローカルな範囲でしか効かないことが明らかとなった。したがって、広域的な線形のトレンドから得られた地温勾配は最も現実的に近いものになると推定される。また、断層に沿った鉱物脈からの推定は全体を代表していないという可能性があることがわかった。</p>
主要な引用文献	<p>Awan and Kimura(1996)</p> <p>Sakaguchi(1996)</p> <p>Lewis et al(2000)</p> <p>坂田(2002)</p>

文献番号	BIO-10
文献の種類	研究発表
文献題目	花粉化石の色調変化からみた堆積岩の熱履歴(演旨)
掲載誌名	地学団体研究会新潟総会プログラム・講演要旨
発表年	2003年
研究対象地域	青森県八戸市沖ほか
研究対象	花粉化石
研究手法	統計的TAI法(stTAI)
内容	<p>花粉粒子の明度に注目し、ひとつの岩石試料に含まれるすべての花粉粒子の明度の算術平均をその岩石の統計的TAI値として表した。</p> <p>stTAIは深度の増加に伴い減少し、深度3534mに存在する不整合の影響を明瞭に示している。ビトリナイト反射率(Ro)の変化にはこの不整合の影響が認められない(図1)。ビトリナイト反射率(Ro)とよい相関がえられた(図2)。</p>
	<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="text-align: center;"> <p>図1 基礎試錐「三陸沖」での stTAI の変化 (氏家・佐藤、2002)</p> </div> <div style="text-align: center;"> <p>図2 stTAI 対 Ro の相関図 (Ujiié, 2001)</p> </div> </div>
まとめ・課題	<ul style="list-style-type: none"> ・生物顕微鏡にテレビカメラを接続し、花粉画像を画像処理するので安価である。 ・Roが温度に鋭敏な指標であり、stTAIが比熱時間に鋭敏な指標である。 ・stTAIもRoと同様に有機熟成の指標となる。
主要な引用文献	<p>Ujiié,Y.(2001),Brightness of pollen as an indicator of thermal alteration by means of a computer-driven image processor: statistical thermal alteration index (stTAI),Organic Geochemistry,32,127-141</p> <p>氏家良博・佐藤修一郎,(2002):不整合による有機熟成指標RoとstTAIへの影響——基礎試錐「三陸沖」を例として——,石油技術協会誌, 67, 567-575</p>

文献番号	BIO-11
文献の種類	講演要旨
文献題目	新潟堆積盆における熱履歴の復元と石油システム
掲載雑誌名	地学団体研究会新潟総会プログラム
発表年	2003年
研究対象地域	新潟
研究対象	堆積盆
研究手法	ビトリナイト反射率、地層温度
内容	<p>ビトリナイト反射率は根源岩評価において、有機物が地下で受けた温度と時間の相乗効果の積分値を表す熟成度の標準的な指標として広く利用されている。一般的に埋没深度が深くなって地温が上昇するのに伴い、あるいは地質時代が古くなるほど、ビトリナイト反射率は増加する。有機物の熟成に伴い、油が生成される段階を熟成帯といい、未熟成(石油を生成していない段階)、熟成(液状の石油が存在する段階)、過熟成(液状の石油が分解する段階)と分けられる。</p> <p>新潟堆積盆には多くの深度5000m級の石油探鉱井が掘削され、地下深部の地質情報が得ている。これらの坑井における地質層序、ビトリナイト反射率、地層温度などのデータに基づいて埋没史と熱履歴の復元を試みた。</p> <div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="text-align: center;">  <p>図1 復元された埋没史 横軸=時間 (Ma), 縦軸=深度 (m)</p> </div> <div style="text-align: center;">  <p>図4 下部寺泊層基底の熱履歴と熟成史 横軸=時間 (Ma) 実線と右軸=地層温度 (°C) 破線と左軸=ビトリナイト反射率 (%)</p> </div> </div> <div style="display: flex; justify-content: space-around; margin-top: 20px;"> <div style="text-align: center;">  <p>図2 現在の地層温度と熟成度 縦軸=深度 (m) 実線と下軸=地層温度 (°C) 破線と上軸=ビトリナイト反射率 (%) +は温度とビトリナイト反射率の実測値</p> </div> <div style="text-align: center;">  <p>図5 下部寺泊層からの石油生成状況 横軸=時間 (Ma), 縦軸=石油生成量</p> </div> </div>
まとめ・課題	新潟堆積盆における石油の生成状況を一次元シュミレーターで推定した。下部寺泊層根源岩から石油が一次移動を開始したのは西山期後期以降である。
主要な引用文献	Merriman, R.J. and Frey, M. (1999), Patterns of low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In Frey, M. and Robinson, D. (eds.) Low-grade Metamorphism, Blackwell, 60-107

10. 同位体温度計

文献番号	著者	発行年	タイトル
ISO-01	北	1989	地質温度計としてのアモルファスシリカ中の酸素同位体と希ガスの意義
ISO-02	酒井・松久	1996	8酸素水素同位体比から見た岩石の成因 8-1~8-2
ISO-03	酒井・松久	1996	2平衡における同位体効果 2-4~2-7
ISO-04	Noto and Abe	1997	Oxygen isotope geochemistry of geothermal wairakite
ISO-05	和田	1999	同位体地質温度計と超高温変成作用――特に方解石-石墨同位体温度――
ISO-06	松久	2003	Ⅲ-B1同位体地質温度計:原理
ISO-07	森下	2003	Ⅲ-B2同位体地質温度計:応用

文献番号	ISO-01
文献の種類	原著論文
文献題目	地質温度計としてのアモルファスシリカ中の酸素同位体と希ガスの意義
掲載誌名	秋田大学鉱山学部資源地学研究施設報告
発表年	1989年
研究対象地域	秋田県玉川温泉、後生掛温泉
研究対象	酸性熱水とその岩石
研究手法	酸素同位体比
内容	<p>生成に関与した熱水の起源や生成温度および生成機構を知る手法がほとんど研究されていないが、取り扱いやすいシリカ鉱物のひとつであるアモルファスシリカについてその一例を報告し、その意義を述べる。</p> <p>秋田県玉川温泉、後生掛温泉の酸性熱水とその温泉中に水没している岩石との反応で生成したアモルファスシリカの酸素同位体比を測定した。 熱水の酸素同位体比・・・約-8.0‰前後と10年間で-1.5‰ほど変化。 岩石の酸素同位体比・・・6.7‰の値を示し、未変質の火山岩の値を残している。</p> <p>シリカと熱水間の酸素同位体比分別係数と温度の関係をFig.1に示した。シリカは少なくとも最近の熱水と同位体的にはほぼ平衡化している。しかし、シリカが熱水と平衡なのか、生成後新たに現在の酸性熱水と同位体交換平衡に達したのかが判断できない。そこで、中性および酸性熱水中で生成したアモルファスシリカの走査電顕による形態を比較した。</p>
	<p>Fig. 1 Comparison of the oxygen isotope fractionation factors between amorphous silica and water in Tamagawa and Goshogake acid hot spring waters (■) with those in neutral geothermal waters (●) reported by Kita et al. (1985). Line Q, for quartz from Matsuhisa et al. (1979).</p>
	<p>海底堆積物中に希ガスが濃縮し、その重い希ガスが堆積物中の珪質微化石の中に含まれていることが報告されている(Matsuda and Nagao, 1986)。したがって中性地熱水から合成したシリカ中には希ガスが濃縮されていたが、その中で希ガスのうち最も大きいキセノン(Xe)の含有量が生成温度(34-93°C)を逆相関の関係式で与えられた。低温ほど含有量が多いことが判明した(Matsubara et al.,1988)。</p>
まとめ・課題	<ul style="list-style-type: none"> ・シリカ鉱物は地熱水から同位体平衡により生成されることが確かめられた唯一の鉱物であり、シリカ鉱物の酸素同位体比が変質温度や変質に関与した熱水の起源に関する有用な情報を与える。 ・アモルファスシリカ中のXeの濃縮は、岩石中の金属元素の場合と同様に、鉱物の構造と取り込まれる気体の大きさに関係があり、鉱物と気体の組合せのことなる他の地質温度計が存在する可能性を示している。
主要な引用文献	<p>Kita, I., Taguchi, S. and Matsubaya, O. (1985), Oxygen isotope fractionation between amorphous isotope silica and water at 34-93°C. <i>Nature</i>, 314, 83-84.</p> <p>Matsubara, K., Matsuda, J., Nagao, K., Kita, I. And Taguchi, S. (1988): Xe in amorphous silica: A new thermometer in geothermal systems. <i>Geophys. Res. Lett.</i>,</p>

文献番号	ISO-02
文献の種類	レビュー論文
文献題目	8酸素水素同位体比から見た岩石の成因 8-1~8-2
掲載誌名	安定同位体地球化学(東京大学出版会)
発表年	1996
研究対象地域	—
研究対象	—

研究手法 酸素・水素同位体比

内容 成因に起因した岩石の酸素・水素同位体比について概説したもの。地殻を構成する各種岩石(火成岩、石灰石、チャート等)の同位体比分布について概説した後、より単純な例として熱水より生成した含水珪酸塩鉱物を挙げ、水/岩石平衡実験の概略史、熱水条件下での各鉱物-水の水素同位体分別係数について概説する。さらに、珪酸塩メルトの水素同位体分別に関連する含水ガラスのOH伸縮振動についても紹介する。

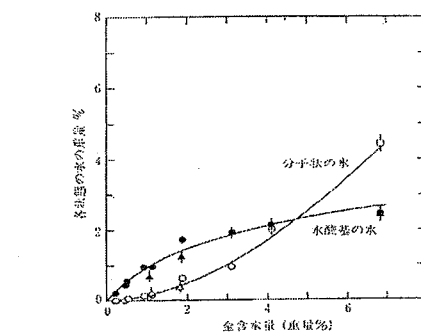
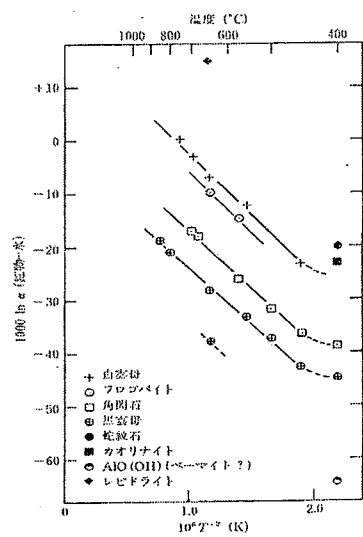


図8-9 珪酸塩ガラスの含水量の増加による分子の水(H-O-H, 白抜き記号)と水酸基の水(Si, Al-OH, 黒塗りの記号)の存在量の変化 (Stolper, 1982)
丸印: 風成岩質ガラス, 三角: 玄武岩質ガラス, 四角: 豊長岩質ガラス。

図8-5 含水鉱物と水の水素同位体平衡分別の温度依存性 (Suzuki and Epstein, 1976) 分別の大きさは $1000 \ln \alpha$, ただし $\alpha = (D/H)_{\text{鉱物}} / (D/H)_{\text{水}}$ で表わしてある。

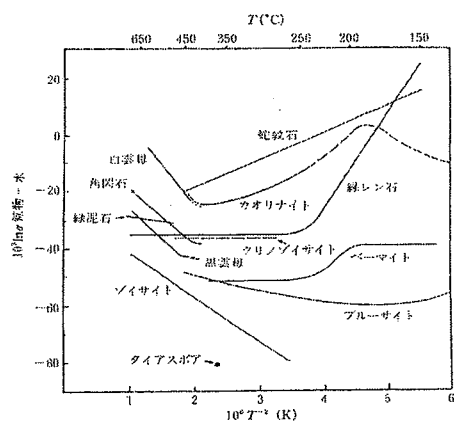


図8-6 含水鉱物と水の水素同位体分別の温度依存性 (O'Neil, 1986によるまとめ) 熱水条件下での実験結果の例, 分別の大きさは $1000 \ln \alpha$, ただし $\alpha = (D/H)_{\text{鉱物}} / (D/H)_{\text{水}}$ で表わしてある。

まとめ・課題	—
主要な引用	Kiffer, S.W. (1982): Reviews of Geophysics and Space Physics, 20, p827-849.

文献	O'Neil J.R. and Taylor H.P. (1967): <i>Amer.Mineral.</i> , 52, p1414-1437.
	Matsuhisa, Y., Goldsmith, J.R. and Clayton, R.N. (1978): <i>Geochim.Cosmochim.Acta</i> , 42, p173-183.
	Suzuoki, T. and Epstein, S. (1976): <i>Geochim.Cosmochim.Acta</i> , 40, p1229-1240.
	O'Neil J.R. (1986): In stable isotopes in high temperature geological processes, Valley, J.W., Taylor, H.P. and O'Neil J.R. eds., <i>Reviews in Mineralogy</i> , vol. 16, p1-40.
	Dobson, P.E., Epstein, S. and Stolper, E.M. (1989): <i>Geochim.Cosmochim.Acta</i> , 53, p2723-2730.
	Stolper, E.M. (1982): <i>Contrib.Mineral.Petrol.</i> , 81, p1-17.

文献番号	ISO-03
文献の種類	レビュー論文
文献題目	2平衡における同位体効果 2-4~2-7
掲載誌名	安定同位体地球化学(東京大学出版会)
発表年	1996
研究対象地域	—
研究対象	—
研究手法	—

内容
 酸素原子を例に、換算分配係数の温度依存性、そこから導き出される同位体分別係数の一般則、圧力依存性等について理論計算の視点から紹介したもの。分配係数の温度依存性では、 $\ln f(O_2)$ が温度により①1/T領域②中間領域③1/T²領域に分類出来ることを説明するほか、一般則では①同位体平衡下では重い同位体は結合力の強い方へ濃集する②高温領域では同位体分配定数の1よりのずれは絶対温度の自乗に比例③同位体の分別は質量差に比例して増加・質量の自乗に比例して減少する等について述べた後、圧力依存性については熱力学の関係式より影響が少ないことを紹介している。

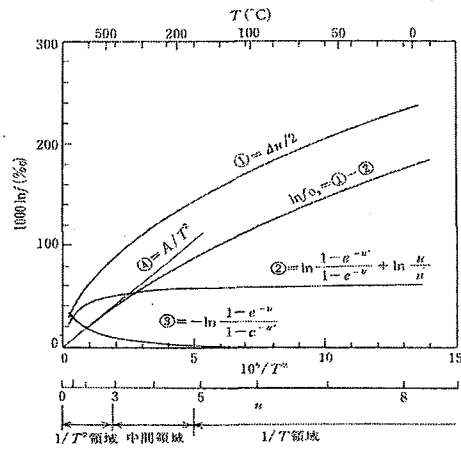
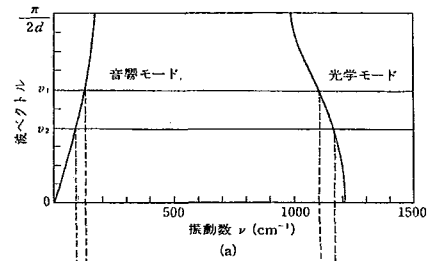
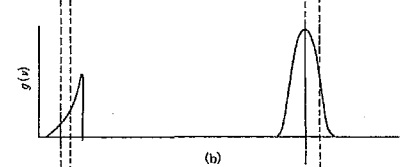


図2-2 酸素分子の換算分配係数比



(a)



(b)

(c)

図2-6 仮想的二次元 Si-O 結晶の振動モードとスペクトル

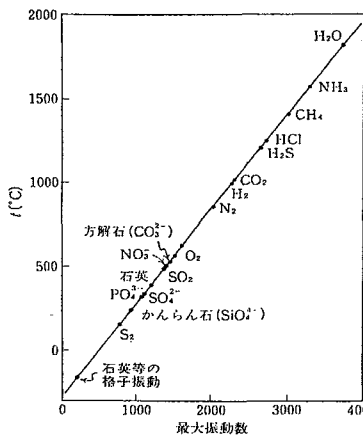


図2-3 換算分配係数比が A/T^2 則に従う下限温度と最大振動数

表2-1 換算分配係数比に及ぼす換算質量 (μ) と振動数 (ν_0) の影響

化合物	ν_0 (cm ⁻¹)	μ (amu)	$(10^4 \times \mu / \nu_0^2)$ (amu cm ²)	f の予想順位*
(酸素の同位体交換)				
H ₂ O	3652	0.94	12.5	1
NH ₃	3337	0.93	10.4	2
CH ₄ **	2914	1.0	8.5	3
HCl	2750	0.97	7.3	4
H ₂ S	2611	0.99	6.7	5
H ₂	2300	0.50	1.3***	6
(硫酸の同位体交換)				
H ₂ O	3652	0.94	12.5	5
CO ₂ **	1337	16	28.6	1
O ₂	1500	8	9.0***	6***
石英**	1085	16	18.8	2
SO ₄ **	981	16	15.4	3
PO ₄ **	980	16	15.4	3
方解石**	965	16	14.9	4

*数字が小さいほど重い同位体を濃集する。
 **伸縮振動が中心原子に対して完全に対称的で、中心原子は静止状態にあるとした。
 ***H₂ と O₂ はそれぞれ水素、酸素原子、1個についての値を示した。

まとめ・課題 —

主要な引用 文献	Friedman, I. and O'Neil, J.R. (1977): In data of geochemistry, 6th eds., M. Fleisher ed., U.S. Gov. Printing Office, Washinton D.C.
	O'Neil J.R. (1986): In stable isotopes in high temperature geological processes, Valley, J.W., Taylor, H.P. and O'Neil J.R. eds., Reviews in Mineralogy, 16, p1-40.
	Kiffer, S.W. (1982): Reviews of Geophysics and Space Physics, 20, p827-849.
	Sakai, Y. and Sakai, H. (1972): Bull. Chem. Soc. Japan, 45, p2355-2359.
	Elcombe, M.M. and Hulston, J.R. (1975): Earth planet. Sci. Lett., 28, p172-180.
Bottinga, Y. (1969): Earth planet. Sci. Lett., 5, p301-307.	

文献番号	ISO-04
文献の種類	原著論文
文献題目	Oxygen isotope geochemistry of geothermal wairakite
掲載誌名	Geochim. Cosmochim. Acta
発表年	1997
研究対象地域	試料採取地; 滝上(大分)、霧島(宮崎)、WairakeiおよびNgatamariki(New Zealand)
研究対象	単一鉱物(ワイラケ沸石)の安定同位対比を用いた地熱温度計の有効性について
研究手法	安定同位対比測定(dD, dO)

内容
活地熱系である滝上、霧島、WairakeiおよびNgatamarikiで採取したワイラケ沸石について安定同位体比の測定を行い、その結果を化石地熱系、現在の地熱流体の同位体比(組成)と比較した。

ワイラケ沸石はその構造に2種の酸素を含むため、酸素同位体比: dOFR (framework water)およびdOCW (channel water)の測定・算出をClayton and Mayeda (1963)およびKishima and Sakai(1980)に従った。
活地熱系と化石地熱系のワイラケ沸石の酸素同位体比 (framework water)は、それぞれ-0.4~7.8、8.0~14.1‰を示し、化石地熱系の値は活地熱系よりも高い値を示した。
ワイラケ沸石酸素同位体比: dOFR (framework water)およびdOCW (channel water)の測定結果および同位体分別係数(Noto and Kusakabe, 1997; O'neil et al., 1969より算出)から求めた平衡温度は、現在の地熱流体温度と非常によく一致した。
滝上においては、同位体分別係数により算出された温度が地熱流体温度、硬石膏および方解石の流体包有物均質化温度と一致した。このことは、当地域で採取されたワイラケ沸石は現在の地熱流体から沈殿したものと考えられ、地熱温度計としての有用性を示している一方、地熱系が活動最終期にあたる霧島でもワイラケ沸石の同位体比から算出された温度は流体包有物の均質化温度と調和的な結果が得られた。しかし、ワイラケ沸石と方解石の平衡温度の検討では、方解石が沈殿した流体温度がワイラケ沸石の平衡温度よりも高温の200-300°Cが見積もられた。このことは、方解石、ワイラケ沸石の沈殿ステージに差があることを示していると考えられる。

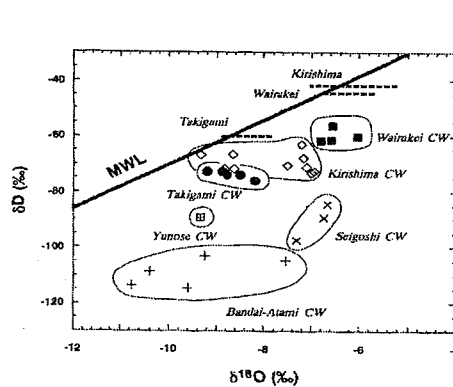


Fig. 1. Relationship between δD and $\delta^{18}O$ of channel water of natural wairakite from Japan and New Zealand. The solid squares indicate wairakite from Wairakei, open diamonds from Kirishima, and solid circles from Takigami active geothermal systems. An open square with cross indicates wairakite from Yunose, diagonal crosses from Seigoshi, and crosses from Bantai-Atami extinct hydrothermal systems. See Table 1 for data of the Ngatamariki geothermal area. Dashed lines delineate ranges of thermal waters of the areas indicated. The thick straight line defined by $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ indicates the δD - $\delta^{18}O$ relation of meteoric water (Craig, 1961).

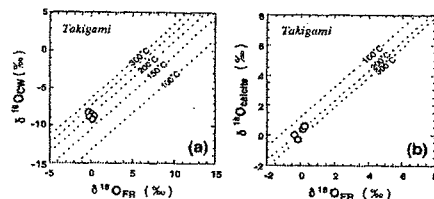


Fig. 4. (a) Relationship between $\delta^{18}O_{CW}$ and $\delta^{18}O_{FR}$ of wairakite, and (b) that between $\delta^{18}O_{calc}$ and $\delta^{18}O_{FR}$ of wairakite, from the Takigami geothermal area. The dotted lines indicate equilibrium relations at the temperature indicated.

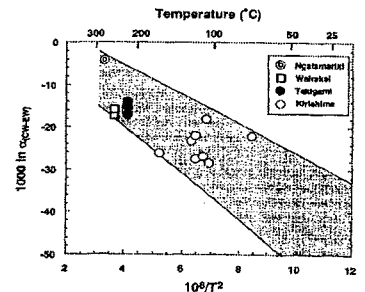


Fig. 2. Difference in δD values between wairakite channel water and thermal water was plotted, in terms of $1000 \ln \alpha_{D_{CW}}$, against temperature of thermal waters for Ngatamariki, Wairakei, Takigami, and Kirishima geothermal systems. Temperature of thermal waters

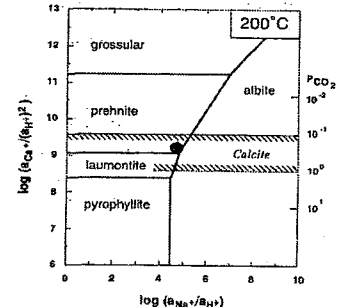
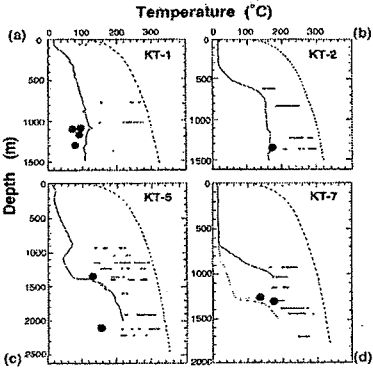
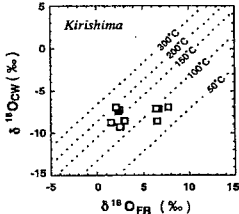
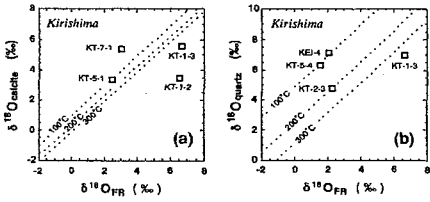


Fig. 3. Activity ratio diagram for the system $Na_2O-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Saturation with chalcedony is assumed. The solid and broken lines indicate the phase relations at 250°C and 200°C, respectively. The thermodynamic data necessary to construct the diagram were taken from Bowers et al. (1984) and Helgeson (1969). The solid circle denotes the activity ratios of geothermal fluid from the well TT-7 in the Takigami geothermal area. The position of calcite saturation for various P_{CO_2} values is noted on the right-hand side of the diagram. The hatched area indicates the probable P_{CO_2} range of the Takigami geothermal system (Chiba, 1991).

	 <p>Fig. 6. Distribution of subsurface temperatures at wells KT-1 (a), KT-2 (b), KT-5 (c), and KT-7 (d) of the north Kirishima geothermal system. Measured downhole temperatures are shown by solid curves. The boiling point for depth curve is dotted. The range of the homogenization temperatures of fluid inclusions in quartz, calcite, and anhydrite is indicated by the horizontal bars and dots (Taguchi et al., 1984). The isotopic temperatures from the wairakite single-mineral geothermometer are shown by solid circles.</p>  <p>Fig. 5. Relationship between $\delta^{18}\text{O}_{\text{CW}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{FR}}$ of wairakite from the Kirishima geothermal area. The dotted lines indicate equilibrium relations at the temperature indicated.</p>  <p>Fig. 7. Relationship between $\delta^{18}\text{O}_{\text{Calcite}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{FR}}$ of wairakite (a), and $\delta^{18}\text{O}_{\text{Calcite}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{FR}}$ of wairakite (b) from the Kirishima geothermal area. Dotted lines indicate equilibrium at the temperature indicated. Datum in lower right of (a) is from well KT-1, where calcite precipitated followed by wairakite. Datum in upper left of (a) is from well KT-7, where wairakite precipitated followed by calcite.</p>
まとめ・課題	<p>ワイラケ沸石の酸素同位体比および同位体分別係数から算出された温度は、ワイラケ沸石を沈殿した流体の温度と一致し、単一鉱物を用いた地熱温度計として有用である。方解石-水、ワイラケ沸石-水系の同位体分別係数は非常に似ている。酸素同位体比に大きな差がある場合、これら鉱物の沈殿は異なったステージで生じた可能性がある。</p>
主要な引用文献	<p>Clayton, R.N. and Mayeda, T.K. (1963): The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. <i>Geochim.Cosmochim.Acta</i>, 27, 287-310.</p> <p>Craig, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. <i>Science</i>, 133, p1702-1703.</p> <p>Feng, X. and Savin, S.M. (1991): Oxygen isotope studies of zeolites: Stilbite, analcime, heulandite and clinoptilolite- I. Analytical technique. In <i>stable isotope geochemistry: A tribute to Samuel Epstein</i> (ed. H.P. Taylor Jr. et al.), pp271-283. <i>Geochem.Soc.</i></p> <p>Karlsson, H.R. (1988): Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of zeolites. Ph.D. dissertation, Univ.Chicago.</p> <p>Kishima, N. and Sakai, H. (1980): Oxygen-18 and deuterium determination on a single water sample of a few milligrams. <i>Anal.Chem.</i>, 52, p356-358.</p> <p>Noto, M. and Kusakabe, M. (1997): An experimental study of oxygen isotope fractionation between wairakite and water. <i>Geochim.Cosmochim.Acta</i>, 61, p2083-2093.</p> <p>O'neil, J.R, Clayton, R.N. and Mayeda, T.K. (1969): Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. <i>J.Chem.Phys.</i>, 51, p5547-5558.</p> <p>Taguchi, S., Hayashi, M., Mimura, T., Gokou, K. and Abe, I. (1984): Fluid inclusion temperature of hydrothermal minerals from the Kirishima geothermal area, Kyushu, Japan (with Japanese with English abstract). <i>Chinetsu</i>, 21, p119-129.</p>

文献番号	ISO-05
文献の種類	レビュー論文
文献題目	同位体地質温度計と超高温変成作用——特に方解石-石墨同位体温度——
掲載雑誌名	地学雑誌
発表年	1999
研究対象地域	-
研究対象	変成作用のうち特に超高压変成作用
研究方法	同位体温度計
内容	<p>●ソルバス地質温度計の特徴と課題</p> <ul style="list-style-type: none"> ・方解石-ドロマイト型のソルバスは圧力効果が小さい(Goldsmith and Newton,1969,Anobitz and Essen,1987,Suzuki,1977) ・冷却過程での離溶の問題。→マグネシウム成分の補正(Puhan,1976) ・固溶体(カリ長石,輝石,ザクロ石)ザクロ石⇄黒雲母,ザクロ石⇄単斜輝石におけるMg-Fe交換温度計(都城,1994)。実際の応用には課題あり(中村,1996) ・冷却過程における再平衡の問題。 <p>●同位体地質温度計の特徴</p> <ul style="list-style-type: none"> ・同位体交換反応は化学的な性質がほとんど同じ元素同士の交換反応であるため,交換反応に圧力がほとんど依存しない。Polyakov and Khalrasina(1994,1995)は同位体分別係数の圧力依存性を求め圧力補正も可能となった。 ・冷却過程での同位体拡散による再平衡の問題(Gilletti,1986)。 ・同位体分別係数には温度依存性がありBottinga(1969)は,炭素化合物の炭素同位体の分別係数をまとめた。酸素同位体分別係数の温度依存性は必ずしも理論に一致せず(図1)未解決の部分がある。 <p>●超高压変成作用</p> <ul style="list-style-type: none"> ・Fe-Mg温度計は冷却過程での再平衡の問題があり(Frost and Chacko,1989,Harley,1989,Spear and Florence,1992),ナピア岩体のグラニュライトのMg-Fe温度が750°C~800°Cの均一な温度を示した。 ・アルミニウムを含む置換反応を利用した新たな温度計(Aranovich et al.,1988,Anovitz,1991,Fitzsimmons and Harley,1994)は,Alの拡散が遅い(Jaoul et al.,1991,Ganguly and Tazzoli,1992)ことから,ナピア岩体の見積もり温度が100~150°C Fe-Mg温度より高くなることが示された(Fitzsimmons and Harley,1994,Pattison and Begin,1994) <p>●酸素同位体地質温度計の特徴と課題</p> <ul style="list-style-type: none"> ・ケイ酸塩の酸素同位体比を測定するには,かなりの手間と時間,熟練を要するため利用頻度が少なくデータの蓄積がない。 ・高温変成作用では冷却時に酸素同位体交換反応が再平衡に達し最高温度が保存されない(Gilletti,1986)。 ・閉鎖温度の異なるケイ酸塩鉱物の量比が異なる岩石でもゆっくり冷却し閉鎖系で再平衡に達した過程を逆計算し,高温度の同位体温度を見積もる試み(Eiler et al.,1992,1993, Farquhar, et al.,1993,1996) ・P-T-tパス,共存流体の量・起源などの変成作用の環境変動の考慮(Valley,1986, Jamtveit and Yardley,1997)。

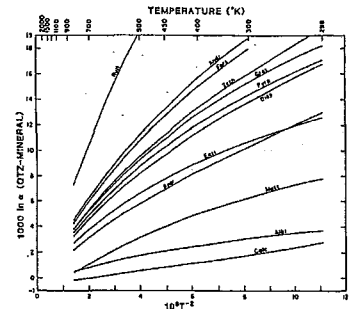


図1 石英と各種鉱物との間の酸素同位体分別係数の温度依存性。(O'Neill, 1986) 鉱物名の略号は以下の通り。Qtz: quartz, Calc: calcite, Albi: albita, Musc: muscovite, Zirc: zircon, Anor: anorthite, Diop: diopside, Pyro: pyrope, Gro: grossular, For: forsterite, And: andradite, Rut: rutile. Fig. 1 Temperature dependence of oxygen isotopic fractionation factors between quartz and the minerals indicated. (O'Neill, 1986) The mineral abbreviations are as follows: Qtz: quartz, Calc: calcite, Albi: albita, Musc: muscovite, Zirc: zircon, Anor: anorthite, Diop: diopside, Pyro: pyrope, Gro: grossular, For: forsterite, And: andradite, Rut: rutile.

● 石墨-方解石炭素同位体地質温度計

・600°C付近までは, Bottinga(1969)での理論値と変成鉱物の実験的な反応温度から推定される温度と大きな不一致はないが, 高温領域では同位体分別係数の評定が必要。

・変成作用を受けた石灰岩中の石墨と方解石の分別係数をアルカリ長石のNa-KやMagnetite-ilmeniteのTi-Fe温度計を使った内挿によって変成温度とのキャリブレーションを行った。図2(Valley and O'Neil, 1981)

・接触変成作用を受けた試料より方解石-ドロマイトのソルバス温度計(400~700°Cまで実験的に確認済み。最も信頼されている温度計)から方解石-ドロマイトと石墨の炭素同位体分別係数と温度との関係式を求めた(式1,式2)Wada and Suzuki, 1983)。

$$\delta^{13}C_{Cc-Cr} = 5.6 \times 10^6 \times T^{-2} (K) - 2.4 \dots (1)$$

$$\delta^{13}C_{Do-Gr} = 5.9 \times 10^6 \times T^{-2} (K) - 1.9 \dots (1)$$

・Arneth et al.(1985)などでは, 各線岩相に達する変成作用を受けた石灰岩でも同位体平衡に達していないと報告され温度計としての難しさが指摘。

・Morikiyo(1986), Wada et al(1994)では, 領家変成岩の泥質岩中の炭素同位体比は, 変成度が上昇するに従い連続的に変化するときと不連続に変化する場合が見られた(図3)。

・Arita and Wada(1990)は花崗岩体に近い石灰岩中の石墨, 方解石の炭素同位体比を花崗岩からの距離は関係なく一定の値を示しており(図4)より古い時代の高温な変成温度を示していると考えられる。

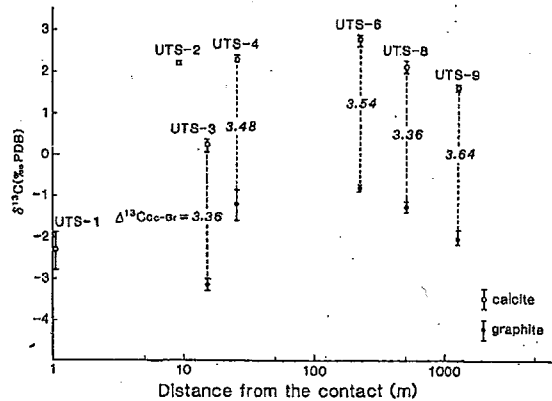


図4 岐阜県吉城郡宮川村打保花崗岩からの距離と, それに接触している飛騨変成岩中の晶質石灰岩の石墨-方解石炭素同位体分別係数の変化。(Arita and Wada, 1990)

分別係数は, 距離と関係なくほとんど一定の値をしめる。これは, 石墨-方解石系において接触変成作用の影響はなく, 接触変成作用の前に起きた, より高温の広域変成作用の炭素同位体比の値を保存していることを示している。

Fig. 4 Variation in the $\delta^{13}C$ values of calcite cores and graphite crystals as a function of the distance from the granite contact. (Arita and Wada, 1990)

The fractionations between calcite and graphite showed mostly constant value independent to the distance from the granite contact. This means the fractionations have preserved the peak temperature attained in the regional metamorphism which occurred prior to the intrusion of the granite.

・Dunn and Valley(1992,1996)は方解石-石墨温度計とドロマイト-方解石ソルバス温度計の傾向が異なること(図5)を平衡温度の違いとした。

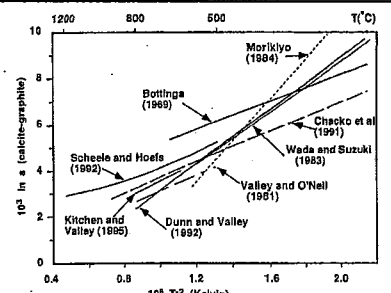


図2 様々な方法で求められた方解石-石墨間の炭素同位体分別係数の温度依存性。(Satish-Kumar et al., 1998a)

Fig. 2 Temperature dependence of calcite-graphite fractionations determined by various methods. (Satish-Kumar et al., 1998a)

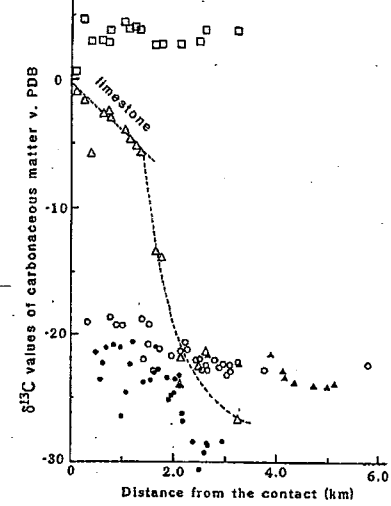


図3 岐阜県揖斐郡春日村の貝月山花崗岩の周辺の接触変成帯から得られた, 石灰岩と泥質変成岩中の石墨, 方解石の炭素同位体比の変化。(Wada et al., 1994)

□: 炭酸塩岩中の方解石, △: 炭酸塩岩中の石墨, ○: 未変成の時 $\delta^{13}C$ の値が約 -24% であり, 碎削性の石墨を含む泥質片岩中の石墨, ▲: 未変成の時 $\delta^{13}C$ の値が約 -24% であり, 碎削性の石墨を含まない泥質片岩中の石墨, ●: 未変成の時 $\delta^{13}C$ の値が約 -28% であり, 碎削性の石墨を含まない泥質片岩中の石墨。

Fig. 3 Relationship between $\delta^{13}C$ values of carbonaceous matter and the distance from the granite contact in the Kasuga contact aureole. (Wada et al., 1994)

Symbols are as follows: open squares: calcite in carbonate rocks, open triangles: carbonaceous matter in carbonate rocks, open circles: pelites with original $\delta^{13}C$ value of about -24% and with the detrital graphite, solid triangles: pelites with original $\delta^{13}C$ value of about -24% and without detrital graphite, solid circles: pelites with original $\delta^{13}C$ value of about -28% and without detrital graphite.

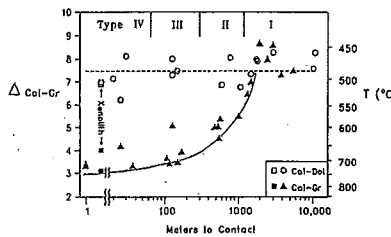


図5 カナダ, Grenville 変成帯の Tudor Gabbro 周辺のドロマイトを含む炭酸塩岩の石墨-方解石同位体地質温度計(左の軸)とソルバス温度計の示す温度(右の軸)の違い。

Fig. 5 The results of both calcite-dolomite solvus thermometry and calcite-graphite isotope thermometry are plotted against distance relative to the Tudor gabbro contact, Grenville belt, Canada. The solvus temperatures (open circles, scale on right) were overprinted by the regional metamorphism with a constant temperature. (Dunn and Valley, 1992)

	<ul style="list-style-type: none"> ●同位体累帯構造と同位体温度計 ・Wada(1988),Arita and Wada(1990)Kitchen and Walley(1995),Satish-Kumar et al(1988a,b),Wada et al,(1998)などによって公表。 ・SIMSなどを用いた微小領域の炭素同位体比の測定は物質移動や拡散現象の解明に有功。 ・石墨と方解石の高温における同位体交換反応は平衡に達する速度がきわめて遅い。 ・ケイ酸塩の酸素同位体比累帯構造の研究(松久ほか1996にて紹介)。 ●実験による同位体分配計数 ・Chaco et al(1991)はそれまでの実験データを整理し、関係式を求めた。 ・実際のフィールドでは実験値・理論値と異なる場合が見られる。また、天然においては平衡に達したか否かの見極めが困難であるなどの問題がある。
まとめ・課題	<ul style="list-style-type: none"> ・同位体地質温度計は圧力にほとんど依存しない温度計として熱史の解析、特に変成岩の温度履歴の解明に役立たせることが出来る。 ・石墨-方解石温度計として使用するには、鉱物間の同位体分別係数の温度依存性を正確に求める必要がある。 ・実験的、理論的、天然試料から求めた炭素同位体分別係数の温度依存係数は、三者の間に大きな不一致が見られ、現時点での限界。 ・400°C以上の変成を受けた石灰岩試料では炭素同位体平衡が達せられており、700°Cを超えても3%以上の同位体分別があるので高温での適用の可能性。 ・同位体累帯構造の研究から、熱履歴の時間的解析の可能性。 ・酸素同位体比は後退変成作用の影響を受けやすいが、この効果を補正した温度計の開発がなされている。
備考	<p>Goldsmith,j.R.and Newton,R.C,1969,P-T-X relations in the system CaCO₃-MgCO₃ at high tempratures and pressures.Amer.J.Sci.,267-A,160-190.</p> <p>Anobits,L.M. and Essen,E.J.,1987,Phase equilibria in the system CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃.,J.Petrol.,28,389-414</p> <p>Suzuki K,1977,Local equilibrium during the contact metamorphism of siliceous dolomites in Kasuga-mura,Gifuken,Japan.,Contrib.Mineral.Petrol.,61,79-89.</p> <p>Puhan, D.,1976,Metamorphic temperature determined by means of the dolomite-calcite solvus geothermometer-Examples from the central Damara Orogen(South West Africa).,Comtrib.Mineral.Petrol.,58,23-28</p> <p>都城 秋穂, 1994, 変成作用, 岩波書店, 251p</p> <p>中村 大輔, 1996, ザクロ石-黒雲母温度計について-三波川変成岩と大文字接触変成岩への適用とその評価, 岩鉱, 91, 165-176</p> <p>Gilotti,B,J.,1986,Diffusion effects on oxygen isotope temperatures of slowly cooled igneous and metamorphic rocks.Earth Planet.Sci.Lett.,77,1909-1730.</p> <p>Bottinga Y.,1969,Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor.Geochem.Cosmochim.Acta,33,49-64.</p> <p>Frost,G.R. and Chacko,T.,1989,The granulite uncertainty principle,Limitations on thermobarometry in granulites.J.Geol.,97,435-450</p> <p>Harley,S.L.,1989,The origin of granulites:A metamorphic perspective.Geol.Mag.,126,215-247.</p> <p>Spear,F.S.and Florence,F.P.,1992,Thermobarometry in granulites,Pitfalls and new approaches.Precamb,Res.,55,209-241</p>

- Aranovich, L.Ya., Lavrent'eva, I.V. and Kosyakova, N.A., 1988, Calibration of the biotite-garnet and biotite-orthopyroxene geothermometers corrected for the variable Al level in biotite. *Geochemistry*, 10, 50-59.
- Anobits, L.M. 1991, Al zoning in pyroxene and plagioclase: Window on late prograde to early retrograde P-T paths in granulite terrains. *Amer. Mineral.*, 76, 1328-1343
- Ganguly, J. and Tazzoli, V., 1992, Fe²⁺-Mg interdiffusion in orthopyroxene: Constraints from cation ordering and structural data and implications of slowly cooled igneous and metamorphic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 77, 1709-1730
- Fitzsimmons, I.C.W. and Harley S.L., 1994, The influence of retrograde cation exchange on granulite P-T estimates and convergence technique for the recovery of peak metamorphic conditions. *J. Petrol.*, 35, 543-576
- Jaoul, O., Sautter, V. and Abel, F., 1991, Nuclear microanalysis: A powerful tool for measuring low atomic diffusivity with mineralogical applications. In Ganguly, J. ed.: *Diffusion, atomic ordering and mass transport. Advances in Physical Geochemistry*, 198-220.
- Pattison, D.R.M. and Begin, N.J., 1994, Zoning patterns in orthopyroxene and garnet in granulites: Implications for geothermometry. *J. Metamorphic Geol.*, 12, 387-492.
- Eiler, J.M., Valley, J.W. and Baumgartner, L.P. 1993: A new look at stable isotope thermometry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 2571-2583
- Farquhar, J., Chacko, T. and Ellis, D.J., 1996: Preservation of oxygen isotope compositions in granulites from Northwestern Canada and Enderby Land, Antarctica: Implications for high-temperature isotopic thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 125, 213-224.
- Valley, J.W., 1986: Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. In Valley, J.W., Taylor, H.P., and O'Neil, J.R. eds.: *Stable isotopes in high temperature geological processes. Rev. Mineral.*, 16, 445-490
- Jamtveit, B. and Yardley, B.W.D., 1997: *Fluid flow and transport in rocks.* Chapman & Hall, 139p
- Arnth J.D., Schidlowski, M., Sarbos, G., Gerg, U. and Amstutz, 1985: Graphite content and isotopic fractionation between calcite-graphite pairs in metasediments from the Magma Hills, western Kenya. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1553-1560.
- Morikiyo, T., 1986: Hydrogen and carbon isotopic study on coexisting calcite-graphite in the Ryoke metamorphic rocks, northern Kiso district, central Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, 251-259.
- Wada, H., Tomita, T., Matsuura, K., Iuchi, K., Ito, M. and Morikiyo, T., 1994: Graphitization of carbonaceous matter during metamorphism with references to carbonate and pelitic rocks of contact and regional metamorphisms, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 118, 217-228.
- Arita, Y. and Wada, H., 1990: Stable isotopic evidence for migration of metamorphic fluids along grain boundaries of marbles. *Geochemical J.*, 24, 173-186.
- Dunn, S.D. and Valley, J.W., 1996: Polymetamorphic fluid-rock interaction of the Tudor gabbro and adjacent marble, Ontario. *Amer. J. Sci.*, 296, 244-295.
- Wada, H. 1988: Microscale isotopic zoning in calcite and graphite crystals in marble. *Nature*, 331, 61-63.
- Kitchen, N.E. and Valley, J.W. 1995: Carbon isotope thermometry in marbles of the Adirondack Mountains, New York. *J. Metamorphic Geol.*, 13, 577-594.
- Satish-Kumar, M., Yosida, M., Wada, H., Miitsuma, M. and Santosh, M., 1998a: Fluid flow along micro-fractures in calcite marbles from east Antarctica: Evidence from gigantic (21‰) oxygen isotopic zonation. *Geology*, 26, 251-254.

Satish-Kumar,M., Santosh,M.,and Wada,H.,1998b:Carbon isotopic thermometry in marble of Ambasamudram,Kerala Khondalite Belt,southern India.J.Geol,Soc.India,49,523-532.

松久幸敬・森下祐一・Faure,K・Elsenhimer,D.W.,1996:レーザーマイクロプローブ法による鉱物の安定同位体比分析.新しい地球科学の構想-酒井均教授退官記念号.月刊地球,号外,16,130-136.

Chaco,T.,Mayeda,T.K.,Clayton,R.N.and Goldsmith,J.R.1991:Oxygen and carbon isotope fractionations between CO₂and calcite.Geochim.Cosmochim.Acta,55,2867-2882.

文献番号	ISO-06	
文献の種類	レビュー論文	
文献題目	Ⅲ-B1同位体地質温度計:原理	
掲載誌名	資源環境地質学-地球史と環境汚染を読む	
発表年	2003	
研究対象地域	-	
研究対象	C, O, S安定同位体	
研究手法	C, O, Sの安定同位体を用いた地質温度計	
内容	<p>(はじめに)</p> <p>・Urey(1947)は同位体の熱力学的性質を分子の分配関数を用いて理論的に考察し、軽元素の同位体からなる分子相互について同位体平構分別係数の温度依存性を計算。</p> <p>・海底堆積物中の有孔虫の酸素同位体を用いた地球古環境の復元への応用へと発展(Emiliani,1955)</p> <p>(同位体交換平衡)</p> <p>共存する二つの相で、元素が同位体交換をしているとき温度が一定であれば両相の同位体存在比はある一定の値でつりあう。</p> <p>・二酸化炭素と水が共存している場合(式1)</p> $\frac{1}{2}C^{16}O_2 + H_2^{18}O \rightleftharpoons \frac{1}{2}C^{18}O_2 + H_2^{16}O \quad (1)$ <p>このときの平衡定数K, 同位体分別係数α(同位体存在比の比)は式3, 式4で表される。</p> $K_{(1)} = \alpha = (^{18}O/^{16}O)_{CO_2} / (^{18}O/^{16}O)_{H_2O} \quad (3)$ <p>また平衡定数はその反応に与る分子の分配係関数比(Q)の比として表される。</p> $K_{(1)} = (Q_2/Q_1)_{CO_2} / (Q_2/Q_1)_{H_2O} \quad (4)$ <p>Qは酸素同位体比を含む分子の分配係数で分子の安定度を表しており(式5, k:ボルツマン定数, T:絶対温度, E_i:i番目の状態のエネルギー), 移動, 回転, 振動のそれぞれのエネルギーの総和となる(島内, 1962, Chacko et al.,2001などを参照)。</p> $Q = \sum \exp(-E_i/kT) \quad (5)$ <p>振動の分配の寄与が大きいので質量の項を消した換算分配関数比f(式7)が実際は用いられる。</p> $f = (Q_2/Q_1)(m_1/m_2)^{3/2} \quad (7)$	

(酸素同位体分別と地質温度計)

●炭酸塩鉱物

・海水温の変化。ef.ベルムナイトの成長にそつて酸素同位体比が季節変動(Urey et al.,1951, 図1).

・アラゴナイトと方解石の酸素同位体分別の違い(堀部・大場, 1972, 図2).

・同位体地質温度曲線(図3:Emiliani and Shackleton,1974)。海水の同位体変動の補正。海底堆積物の年代スケールとしても用いられている。

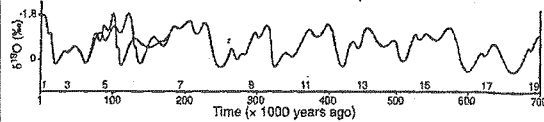


図3 70万年前までの地質時代に対して一般化された酸素同位体地質温度曲線(Emiliani and Shackleton, 1974)。10万年前後の2種類の曲線は、異なる時間尺度に対応する。横軸の上の数字は、深海底コアのステージを示す。

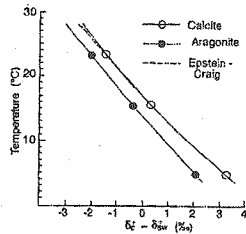


図2 方解石、アラゴナイトの酸素同位体温度スケール(堀部・大場, 1972)。Epstein-Craigは、Craig (1965) による Epstein et al. (1953) の温度スケールの改訂値。

●ケイ酸塩鉱物

・ケイ酸塩鉱物の酸素同位体分別の温度依存性については必ずしも確立されたものではない。

・Si-O-Si-O-Si, Si-O-Alなどの結合様式の割合で結合力の定数が異なる。

・Si-O-Si結合の割合が増えると、スペクトルは短波長側にずれること(図5)が示すように結合力が大きくなり分配関数比が大きくなる。

・同位体交換反応の実験による同位体交換分別係数を求める場合、第3の相を作ったり、動的同位体効果を伴ったり(Matsuhisa et al.,1978)と値の評価には注意が必要。

・水溶液からの鉱物の沈殿や水熱合成装置を用いた鉱物合成実験では、鉱物によって溶解度が異なるためにこれにより導かれた同位体分別係数は内部統一性を持たない。

・現在鉱物間の酸素同位体分別係数の温度依存性はCaCO3を同位体交換媒体とした実験結果より求められている(図7 Clayton et al.,1989,Chiba et al.,1989など)。

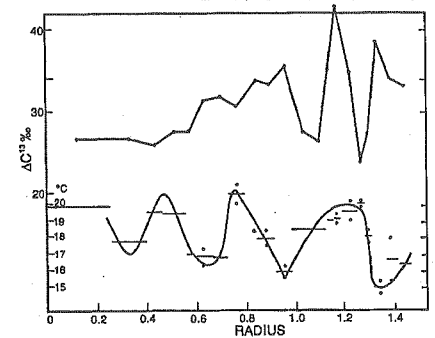
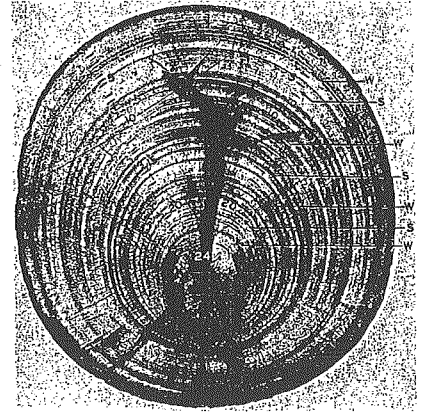


図1 ジュラ紀のベルムナイトの成長縞(W:冬期, S:夏期)を示す断面と、断面の半径に対する酸素同位体温度と炭素同位体比の変化(Urey et al., 1951).

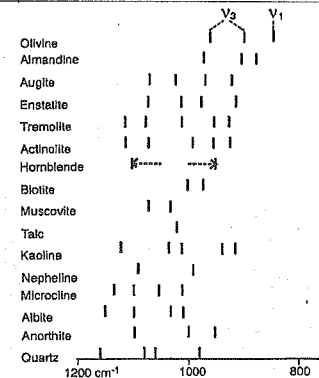


図5 珪酸塩鉱物の赤外線吸収スペクトルの模式図(西井・本間, 1969).

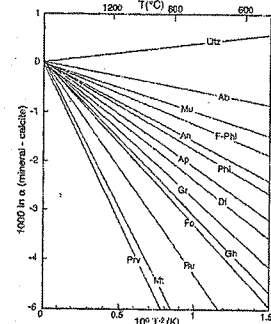


図7 炭酸塩交換法で求めた様々な鉱物と方解石との間の酸素同位体分別の温度依存性(Chacko et al., 2001)。分別曲線は原点を通ると仮定している。符号は表に同じ。

(炭素同位体分別と地質温度計)

- ・炭素同位体比の同位体分別の実験研究は限られており図5は理論的計算によって求められたもの。
- ・方解石-グラファイト: 炭素同位体分別の温度依存性に関する理論的, 実験的, 地質学的研究の成果には大きな不一致がある(Wada and Suzuki, 1983など)。
- ・二酸化炭素-メタン: 炭素同位体分別の実験結果は, 200-600°C間で理論値(図8)と一致する(Horita, 2001)が, 触媒の働きにより同位体交換反応が著しく促進されることも確かめられ, 自然界では様々な元素の存在による動的同位体効果の寄与が大きいと考えられる。
- ・生物学的反応: 光合成の同位体効果は含まれる合成回路の違い(C3植物, C4植物)や生体内外の二酸化炭素分圧などによってコントロールされている。バイオマーカーの同位体比から古環境を復元する試み(酒井・松久, 1996を参照)

(硫黄同位体分別と地質温度計)

- ・Sakai(1968)で理論的に求められた種々な硫黄化合物間の同位体分別の大きさや温度依存性の実証実験が多くあり(Kajiwara and Krouse, 1971など)ほぼ一致。
- ・硫黄同位分別の温度依存性のまとめがOhmotoらによって行われた(図10)。
- ・鉱床における閃亜鉛鉱-方鉛鉱間の硫黄同位体比と流体包有物充填温度の関係は大局的に一致(図11)
- ・熱水溶液中での硫酸と硫黄化合物間の同位体交換反応速度は溶液の温度とpHと全硫黄濃度に依存しており(Sakai and Dickson, 1978など), 天然の系ではしばしば平衡からずれている。
- ・低温での硫化鉱物が酸化して硫酸塩が形成される場合は硫黄同位体分別はほとんど伴わない。

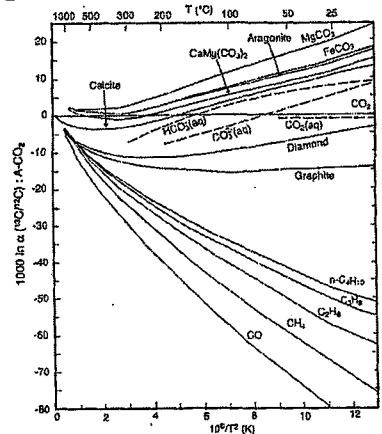


図8 様々な炭素化合物と二酸化炭素との間の炭素同位体分別の温度依存性(Chacko et al., 2001)。

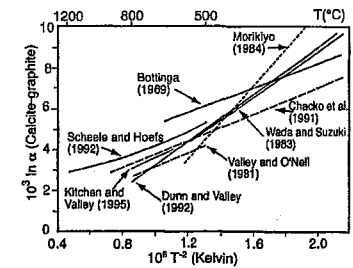


図9 様々な方法で求められた方解石とグラファイトとの間の炭素同位体分別の温度依存性の比較(和田, 1999)。

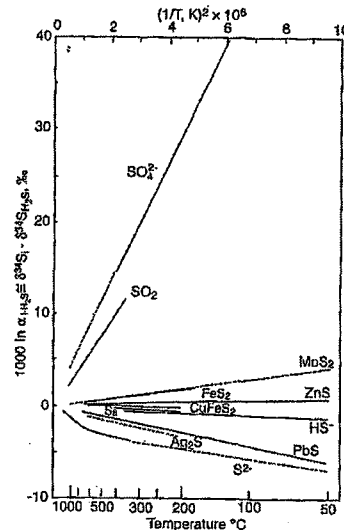


図10 種々の硫黄化合物と硫化水素(H₂S)との間の硫黄同位体分別の温度依存性(Ohmoto and Goldhaber, 1997)。

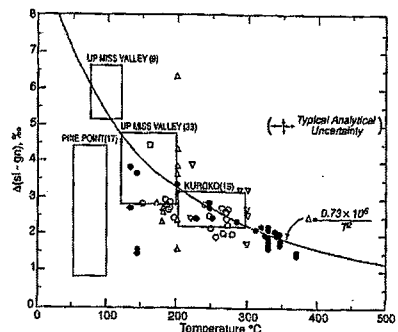


図11 流体包有物から求めた温度に対する閃亜鉛鉱-方鉛鉱間の硫黄同位体分別(Ohmoto and Rye, 1979)。曲線は図10から求めた平衡分別曲線。

まとめ・課題	<ul style="list-style-type: none"> ・ケイ酸塩鉱物の酸素同位体分別の温度依存性については必ずしも確立されたものではない。 ・方解石-グラファイト:炭素同位体分別の温度依存性に関する理論的, 実験的, 地質学的研究の成果には大きな不一致がある。 ・同位体温度計として同位体比を用いる場合, 触媒による反応速度の促進による動的同位体効果(C-O-H系での気体の同位体交換反応)や, 温度のほかpHや元素の存在度に依存(熱水溶液中での硫黄-硫黄化合物)するなどの反応条件を考慮する必要がある。
主要な引用文献	<p>Urey,H.C.1947,J.Chem.Soc.,1947,562-581</p> <p>Emiliani,C.(1995),J.Geol.,63,538-578</p> <p>島内武彦(1962)化学平衡はどのようにして決まるか.東京化学同人, 99pp</p> <p>Chacko,T. et al,(2001)In Stable Isotope Geochemistry(Valley,J.W.and Cole,D.R.,eds.),Reviews in Mineralogy&Geochemistry,43,1-81.</p> <p>Urey,H.C.et al.(1951)Bull.,Geol.Soc.Amer.,62,399-416.</p> <p>堀部純男・大場忠道(1972)化石,23/24号, 69-79</p> <p>Matsuhisa,Y.et al.(1978)Geochim.Cosmochim.Acta,42,173-182</p> <p>Clayton,R.N.et al(1989)Geochim.Cosmochim.Acta,53,725-733</p> <p>Chiba,H.et al.(1989)Geochim.Cosmochim.Acta,53,2985-2995.</p> <p>Wada,H.and Suzuki,K.(1983)Geochim.Cosmochim.Acta,47,697-706</p> <p>酒井均・松久幸敬(1996)安定同位体地球科学.東京大学出版会, 403pp</p> <p>Sakai,H.(1968)Geochem.J.,2,29-49</p> <p>Kajiwara,Y.and Krouse,H.R.(1971)Can.Jour.Earth Sci.,8,1397-1408</p> <p>Sakai,H.and Dickson,F.W.(1978)Earth Planet.Sci.Lett.,39,151-161.</p>

文献番号	ISO-07
文献の種類	レビュー論文
文献題目	Ⅲ-B2同位体地質温度計: 応用
掲載誌名	資源環境地質学-地球史と環境汚染を読む
発表年	2003
研究対象地域	-
研究対象	鉱物-マグマ系と変成岩
研究手法	C,O,S安定同位体比
内容	<p>(地球科学への応用)</p> <ul style="list-style-type: none"> ● マグマ晶出鉱物の同位体平衡温度 <ul style="list-style-type: none"> ・ マグマと同位体平衡にある鉱物は一般に原子間結合力が大きいものほど重い同位体が濃集するため石英,斜長石,輝石,カンラン石,磁鉄鉱の順となり,これらの鉱物の酸素同位体比は同位体分別係数の温度依存性に応じて変化することが確かめられ,斜長石-磁鉄鉱温度計を用いて温度目盛がつけられた(Anderson et al,1971)。 ・ 月の岩石の斜長石,単斜輝石,イルメナイトの酸素同位体比から$1120 \pm 30^\circ\text{C}$という同位体平衡温度が得られた(Onuma et al, 1970) ● 変成岩の到達温度 <ul style="list-style-type: none"> ・ 後退変成作用での鉱物の同位体拡散により再平衡が起こることによる酸素同位体地質温度計の適用限界の問題。 ・ 閉鎖温度が提案された(Dodson,1973)。閉鎖温度は,冷却率,拡散データ,鉱物粒径を考慮する必要がある(Farquhar et al.,1993 など)。 <p>(資源地質への応用)</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 硫黄同位体 <ul style="list-style-type: none"> ・ 熱水-鉱物の同位体比は温度のみならず酸素フガシティーやpHで変化する(Ohmoto, 1972) ・ いくつかのタイプの鉱床から採取した硫化物ペアの硫黄同位体比と,実験的に求めた硫黄同位体分別係数を用いた温度計は流体包有物の均質化温度と良い相関(Ohmoto and Rye,1979) ・ 一方,方鉛鉱の硫黄同位体比が閃亜鉛鉱の同位体比より高くなる「同位体分別の逆転」も報告されている(Bortnikov et al.,1995など)。 ・ 硫黄同位体比より求められた同位体平衡温度は低温で温度がばらつく傾向があり(Ohmoto and Goldhaber など),同位体平衡に達していないことによると考えられる。 ・ SIMS(2次イオン質量分析法)によるマイクロオーダーの分析による同位体平衡非平衡の問題の解明が期待される。 ● 酸素・炭素同位体 <ul style="list-style-type: none"> ・ 花崗閃緑岩の鉱物間の平衡温度を求め,同位体平衡温度と石英の酸素同位体比を用いて鉱物の酸素同位体とプロットし,(図1, Morishita,1991)大谷鉱床における鉱物の進化が議論された。 ・ 串木野鉱床同位体平衡にあると考えられる方解石-石英間の平衡温度における酸素同位体分別の大きさは-7%と天水起源を示唆し,鉱化期間中ほとんど一定であったと推定された(図2,Matsuhisa et al.,1985),この場合方解石の酸素同位体比の値そのものが温度の指標となる。

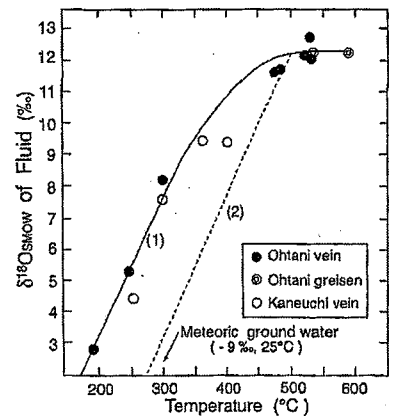


図1 石英-白雲母ペアで求めた大谷, 鑛打鉱床における酸素同位体平衡温度と鉱物の酸素同位体比(Morishita, 1991)。大谷鉱床でグライゼンや鑛脈を晶出させた鉱物の進化を曲線(1)で表わす。酸素同位体比 12.2% で 500°C のマグマ水とこの地域の天水との混合線を指した破線(2)は曲線(1)とは異なる。隣接する鑛打鉱床(同様の深熱水性含クワンステン石英脈鉱床であるが, 胚胎母岩は堆積岩)の熱水トレンドも, 大谷鉱床のものとはほぼ一致する。

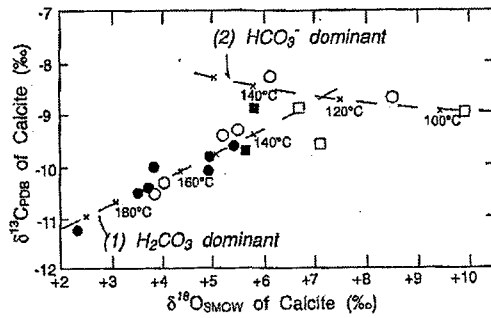


図2 串木野鉱床串木野1号脈(丸印)と荒川4号脈(四角印)から採取した方解石の炭素・酸素同位体比(Matsuhisa et al., 1985)。曲線(1)および(2)は、溶存卓越炭素種がそれぞれ H_2CO_3 、 HCO_3^- である鉱液(炭素同位体比 -10.8‰ 、酸素同位体比 -7.0‰)から晶出した方解石の同位体比のトレンドを計算で求めたものである。鉱液の温度低下に伴い、溶存卓越炭素種が H_2CO_3 から HCO_3^- に変化したと推定されたが、酸素同位体比の測定値はそのトレンドに沿っている。黒印、白抜きはそれぞれ石英と共存する方解石、共存しない方解石を表すが、いずれも2本のトレンドに乗り、石英との平衡関係の有無にかかわらず、どちらの方解石も同位体平衡下で鉱液から晶出したことを示唆する。

●地質圧力計の可能性

- ・圧力の違いによる同位体分別の差異は実験の結果(500°C, 2GPaと700°C, 100MPaまで)、圧力依存性が無視できる程度に小さいことを示された(Clayton et al., 1975)。
- ・理論的に求められた同位体効果の1GPa, 500°Cでの圧力依存性は、方解石-石墨で -0.5‰ になる(Polyakov et al., 1994)ので高压変成帯の議論では考慮する必要がある。
- ・圧力依存性のない同位体平衡温度を用いて、流体胞有物の均質化温度を用いて生成圧力条件が求まることを利用して大谷鉱床、鐘打鉱床の生成圧力(生成深度)はそれぞれ150MPa(5.6km), 140MPa(5.2km)と見積もられた(図3, Morishita, 1991)。

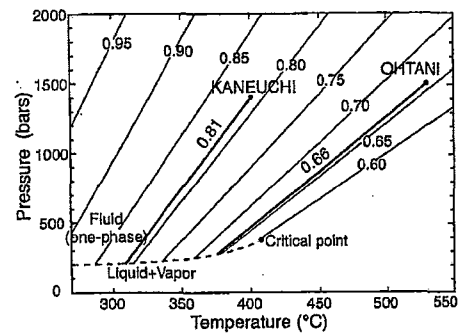


図3 H_2O-CO_2-NaCl 系における等密度線(g/cm^3)。 CO_2 が2mol%, NaClが6wt%である熱水(大谷、鐘打鉱床の初期鉱液に相当)について計算した。破線は2相曲線を示す。太線は流体胞有物の均質化温度から推定した鉱化初期の大谷、鐘打鉱液の等密度線(それぞれ0.66, 0.81 g/cm^3)を表わす。この等密度線を用い、酸素同位体地質温度計で求めた生成温度(それぞれ530°C, 400°C)から生成圧力(それぞれ1.5kb, 1.4kb)が求まる(Morishita, 1991)。

(課題)

●同位体平衡の達成

- ・後退変成作用による再平衡の問題: 磁硫鉄鉱-黄鉄鉱において鉱物同士が接しているところでは15-80°C, 接しない試料からは170-424°Cという平衡温度が得られた(Crowe, 1994)。
- ・高脈鉱床においては沈殿後熱水との反応がたたれる場合が多い(Crowe, 1994)ので同位体組成が保存されやすく、同位体温度計が適用できる場合が多い。
- ・串木野鉱床の鉱脈中で石英と方解石が共に細粒で密に共存している部分では同位体平衡温度が得られるが粗粒であったり偏在している組み合わせでは値が散らばる(図4)。

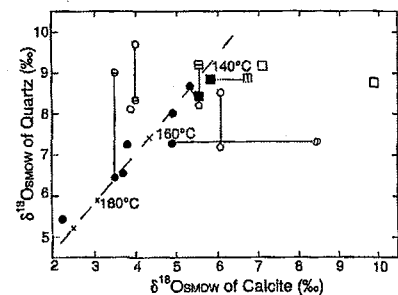


図4 串木野鉱床串木野1号脈(丸印)と荒川4号脈(四角印)から採取した石英と方解石の酸素同位体比(藤下, 1987)。黒印は石英と方解石が細粒で密に共存する(平衡)試料、白抜きは粗粒が粗粒で互いに偏在する(非平衡)試料を表わす。同一手標本から2組の測定試料が得られた場合は両者を実験で結んだ。破線、横線の入った印はそれぞれ対になる石英と方解石がないことを示す。破線は酸素同位体比が -7.0‰ の鉱液から鉱物が晶出する理論線と温度変化を示す。石英と方解石が粗粒で密に共存する(平衡)試料は破線に乗り、同位体平衡温度が有効であることがわかる。破線に乗らない非平衡であっても、方解石の炭素・酸素同位体比が図2の鉱液のトレンドに乗れば、異なる時期に鉱液から同位体平衡下で晶出したと考えられる。酸素同位体比が測定されない石英は、それが鉱液から晶出したかどうか分らない。

●地質温度計間の不一致
 ・公表された実験ごとの結果は不一致が見られ、これは反応性生物には鉱物の溶解・沈殿過程、冷却史の取り扱いの違い、系が平衡に達しなかったなどが考えられる。
 ・フィールドにおける産状から推定される温度と、実験室で求めた鉱物間の同位体分別から求められる温度の不一致(Valley,2001にレビュー)の例があるがその原因については明確になっていない。

●塩濃度効果
 ・塩類の溶解した溶液の同位体的挙動は純粋と異なる。
 ・350°CまでのNaCl溶液(1-5mol)における酸素同位体に対する塩濃度効果は100°C以上で純粋の場合より低くなった(図5, Horita et al, 1995.)
 ・NaCl濃度が高い場合には酸素同位体比に対する塩濃度効果を考慮する必要があるが、一般的な熱水環境では塩濃度効果は無視できるほど小さく鉱物ペアの同位体比の差を議論する場合には塩濃度効果はキャンセルされるので無視できる。

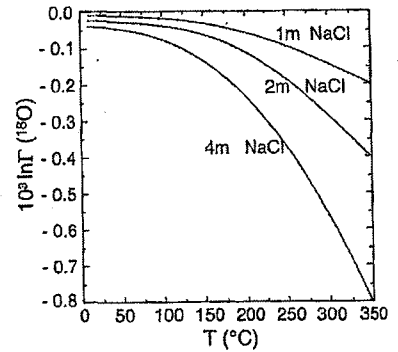


図5 NaCl溶液(1-4mol/kg)における酸素同位体に対する塩濃度効果(α)の温度依存性(Horita et al., 1995). 相Aの同位体比を δ_A と表わすと、 $10^3 \ln \alpha = \delta_{A(\text{salt solution})} - \delta_{A(\text{pure water})}$ であり、図の縦軸は塩濃度効果を‰で表わしたものであると考えて良い。

まとめ・課題
 ・後退変成作用での鉱物の同位体拡散により再平衡が起こることによる同位体地質温度計の適用限界の問題。
 ・地質温度計間の不一致の問題→相対的な温度関係には有効。
 ・塩濃度効果の考慮。
 ・SIMSを用いた研究による微小領域の現象の把握が地質現象の理解に結びつく。

Anderson, A.T. et al. (1971) J. Geol., 79, 715-729.
 Onuma, N. et al. (1970) Science, 167, 536-538.
 Dodson, M.H. (1973) Contrib. Mineral. Petrol., 40, 259-274
 Farquhar, J. et al. (1993) Earth Planet. Sci. Lett., 117, 407-422
 Ohmoto, H. (1972) Econ. Geol., 67, 551-578
 Ohmoto, H. and Rye, R.O. (1979) in Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd edn. John Wiley & Sons, 509-611
 Bortnikov, N.S. et al. (1995) Econ. Geol., 90, 155-180
 Ohmoto, H. and Goldhaber, M.B. (1997) In Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposit, 3rd edn. John Wiley & Sons, 517-611
 Morishita, Y. (1991) Mineral. Dep., 26, 40-50
 Matsuhisa, Y. et al. (1985) Econ. Geol., 80, 283-293
 Clayton, R.N. et al. (1989) Geochim. Cosmochim. Acta, 53, 725-733
 Polyakov, V.B. and Kharlashina, N.N. (1994) Geochim. Cosmochim. Acta, 58, 4739-4750.
 Crowe, D.E. (1994) Geology, 22, 873-876
 Valley, J.W. (2001) In Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 43, 365-413
 Horita, J. et al. (1995) Geochim. Cosmochim. Acta, 59, 1139-1151

11. 地化学温度計

文献番号	著者	発行年	タイトル
GC-01	AMORE ar	1980	新しいガス地質温度計による地熱地帯地下深部の推定方法
GC-02	高橋	1991	地化学温度計の現在
GC-03	古賀ほか	1995	CO ₂ /H ₂ 比とCH ₂ /H ₂ 比に基づく気体地質温度計の開発

文献番号	GC-01
文献の種類	原著論文
文献題目	CO ₂ /H ₂ 比とCH ₄ /H ₂ 比に基づく気体地質温度計の開発
掲載雑誌名	日本地熱学会誌
研究対象地域	九州、九重地域、
研究対象	小松地獄地域の噴気帯、大岳及び八丁原地熱発電所内の地熱生産井から得られる気体
研究手法	ガス成分分析結果と既存の気体地質温度計を用いた地下温度計算の比較により、気体地質温度計を開発
内容	<p>始めに:</p> <ul style="list-style-type: none"> ・温泉の分布域での溶存成分を用いた化学温度計の使用は、地熱流体の温度やその分布域を知る上で重要である。 ・火山や噴気地帯では気体地質温度計が火山活動そのものやその周辺の地熱系の活動と推移を知る上で有効な手段となり得る。 <p>研究史:</p> <ul style="list-style-type: none"> ・地熱系の温度情報や熱水分布を知る手法として様々な化学温度計が、また熱水を伴わない噴気火山地帯ではそれと違った気体地質温度計が開発されてきた(Ellis, 1957; Fournier and Truesdell, 1973; Ellis and Mahon, 1977; Truesdell and Fournier, 1975; Fournier, 1981; Gibbenbach, 1980; D'Amore and Panichi, 1980; Henley et al., 1984; Kita et al., 1985; Matsubara et al., 1988) ・D'Amore and Panichi (1980) は、H₂, CH₄, CO₂及びH₂S系に対する次の気体地質温度計を提案している。 $T = 24775 / (\alpha + \beta + 36.05) - 273$ $\alpha = 2\log(\text{CH}_4/\text{CO}_2) - 6\log(\text{H}_2/\text{CO}_2) - 3\log(\text{H}_2\text{S}/\text{CO}_2)$ $\beta = -7\log P_{\text{CO}_2}$ 但し、この式のβ項には、P_{CO₂}に対して経験的な条件が含まれており、適用上の不明確さを残している。 ・Ellis (1957) は高温のマグマガスにおいて、CO₂, H₂, 及びCH₄系の次の化学反応に注目し、 $\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 = \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ 熱力学的データから次式で与えられる平衡定数 $K_p = P_{\text{CH}_4} \cdot P_{\text{H}_2\text{O}}^2 / P_{\text{H}_2}^4 \cdot P_{\text{CO}_2}$ の温度依存性と温度の異なる火山ガスの組成との間に相関関係があると述べている。この関係は、温度T(K)の上昇と共にP_{H₂}が上昇し、P_{CH₄}が低下する事を示している。 ・明野(1978)は滝ノ上や松川の噴気ガスのCH₄/H₂比が地熱活動度の良い尺度である事を報告している。 <p>目的:</p> <p>Ellis (1957)及び明野(1978)の結果は、H₂Sの項を含まないCO₂, H₂, 及びCH₄系のみの気体地質温度計を作る事が可能であることを示唆するものと考えられる。そこで、D'Amore and Panichi (1980)による気体地質温度計を九重地域の八丁原地熱発電所近くの小松地獄の噴気帯からの気体に適用し、得られた地下温度とCO₂/H₂比及びCH₄/H₂比のみの関係から、簡便な地質温度計を開発した。さらに、深部熱水温度が推定されている大岳及び八丁原地熱発電所内の地熱生産井から得られた気体試料を用いてその温度計の妥当性を検討した。</p>

結果と考察:

- ・八丁原地熱発電所の近くの小松地獄地域の19箇所で噴気ガスを採取した。
- ・全ての試料ガスの主成分はCO₂であり、その濃度は91~97%を与えた。CH₄濃度も試料番号15の0.36%を除くと0.07~0.19%とほとんど変化していない。H₂S濃度は1.41~3.70%であり、その変化は2.6倍程度であった。H₂濃度は、0.04~0.41%と約10倍にも及ぶ変動を示している。従って、H₂濃度は温度に対して鋭敏な指標となり得るものと期待される。
- ・全ての試料ガスの主成分はCO₂であり、その濃度は91~97%を与えているので、D'Amore and Panichi (1980) の提案した気体地質温度計の(b)項 $\beta = -7 \log P_{CO_2}$ を $\beta = 0$ として地下温度を計算したところ、妥当な値が得られた。
- ・計算された地下温度とCO₂/H₂比及びCH₄/H₂比の関係について、Ellis(1957)や明野(1978)の観測を満たす気体地質温度計の存否を検討した。

Chemical compositions of gas samples from the Komatsu Jigoku area, Kyushu, Japan, collected in 1968.

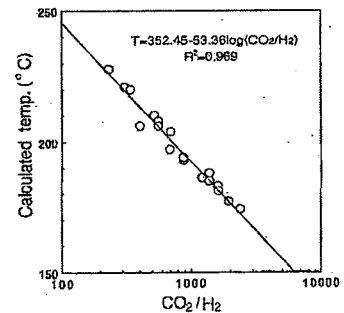
No.	Gas Vol.(%)	CO ₂ %	H ₂ S%	H ₂ %	CH ₄ %	R gas-%	CO ₂ /H ₂ S	CO ₂ /H ₂	CO ₂ /CH ₄	CH ₄ /H ₂	Temp.(C)*
1	0.92	93.21	3.37	0.18	0.18	3.05	27.7	518	491	1.06	210
2	0.69	91.23	3.70	0.13	0.18	4.78	24.7	702	507	1.38	204
3	1.06	95.47	2.46	0.28	0.13	1.66	38.8	341	734	0.46	220
4	1.29	95.80	2.26	0.07	0.18	1.77	42.4	1389	958	1.43	188
5	1.71	96.31	1.89	0.04	0.09	2.53	52.2	2388	1061	2.25	174
6	1.96	96.78	1.71	0.06	0.10	1.35	56.6	1813	968	1.67	181
7	1.16	95.28	2.38	0.41	0.15	1.78	40.0	232	635	0.37	228
8	1.59	94.82	2.41	0.31	0.16	2.30	38.3	306	593	0.52	221
9	1.41	95.51	1.41	0.17	0.07	2.84	67.7	562	1384	0.41	206
10	1.09	95.86	1.64	0.05	0.10	1.35	50.1	1937	969	2.00	177
11	0.84	95.85	2.29	0.06	0.13	1.87	41.8	1594	736	2.17	183
12	1.19	96.02	1.97	0.11	0.14	1.76	48.7	873	686	1.27	184
13	1.07	95.31	1.95	0.08	0.14	1.92	48.2	1199	685	1.75	186
14	0.94	95.90	1.68	0.14	0.14	1.14	57.7	682	692	1.00	197
15	0.94	96.17	2.22	0.24	0.36	1.01	43.3	481	267	1.50	206
16	0.53	95.65	2.06	0.11	0.16	1.82	46.4	871	599	1.45	193
17	0.78	95.19	2.78	0.17	0.15	1.71	34.2	560	635	0.88	208
18	0.94	96.22	2.15	0.07	0.13	1.43	44.8	1375	740	1.86	185
19	1.17	96.64	1.86	0.08	0.13	1.29	52.0	1208	743	1.63	186

* calculated based on D'Amore and Panichi (1980)

・CO₂/H₂比と計算地下温度との関係を図に示す。log(CO₂/H₂)値と計算温度との間に良好な直線関係(相関係数=0.969)が存在した。

$$T_{CO_2/H_2} (^{\circ}C) = 352.45 - 53.36 \log(CO_2/H_2)$$

..... (1)

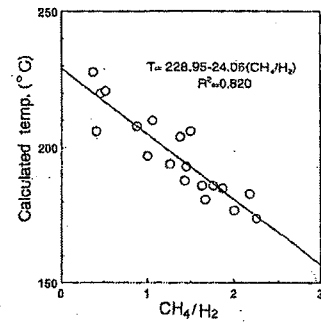


Relationship between CO₂/H₂ ratios and estimated underground temperatures at the Komatsu Jigoku area using a geothermometer by D'Amore and Panichi (1980).

•CH₄/H₂比も計算地下温度と直線関係
(相関係数=0.820)を与えた。

$$T_{\text{CH}_4/\text{H}_2} (\text{°C}) = 228.95 - 24.06(\text{CH}_4/\text{H}_2)$$

..... (2)



Relationship between CH₄/H₂ ratios and estimated underground temperatures at the Komatsu Jigoku area using a geothermometer by D'Amore and Panichi (1980).

•(1)及び(2)式の気体地質温度計を、大岳地熱発電所の地熱生産井から得られた地熱流体とその周辺の地獄のバブルガスに適用し妥当性を検討した。気体試料の分析結果を表に示す。

•気体試料の場合、両地質温度計によって求めた地熱生産井の深部熱水の温度は互いにほぼ等しく、熱水のシリカ温度計とも矛盾しない。また、大岳地獄内の表面温度が異なる温泉水のバブルガス(OJ-1, 2)に対しても、両温度計はほぼ同一のかつ当地域で妥当と考えられる深部熱水の温度を示した。

CO₂/H₂ and CH₄/H₂ ratios of gas samples and calculated underground temperatures at the Otake area.

Samples *1	Sampling temp. (°C)	H ₂ conc. (ppm)	CH ₄ /H ₂	CO ₂ /H ₂	T _{CH₄/H₂} *2 (°C)	T _{CO₂/H₂} *3 (°C)	Δt (°C)
Otake-Jigoku (OJ-1)	97	1850	1.42	478	195	209	14
" (OJ-2)	25	1460	0.95	628	206	203	3
Komatsu Jigoku Kita	97	578	2.68	1557	164	182	18
Kyoudai yoko Jigoku	98	664	1.88	1402	184	185	1
Sabo-dam	17	501	3.07	1838	155	178	23
Kawarayu	97	1200	0.90	828	207	203	4
Otake production well B	97	2250	1.08	393	203	214	11
" D	98	545	1.49	1106	193	190	3
" E	98	875	1.10	1018	202	192	10
" F	98	643	1.56	1426	191	184	7

*1 collected in 1989

*2 calculated by eq. (2)

*3 calculated by eq. (1)

・1985年に九州電力(株)によって分析された大岳及び八丁原地熱発電所の地熱生産井から得られた気体試料に対して、今回開発した気体地質温度計とシリカ温度計を比較した。(表)

より高温(250°C以上)である八丁原の地熱生産井からのガスでは、CO₂/H₂温度計の値はシリカ温度計とは矛盾しないが、CH₄/H₂温度計は230度を越える温度を与えておらず、そのずれが大きい事が明らかである。

・このような高温では、CO₂に比較して、CH₄とH₂のような低濃度成分を用いた温度計では、化学反応式(CO₂+4H₂=CH₄+2H₂O)の平衡からのわずかなずれが計算値に影響する事も考えられる。

・シリカ温度計と250°C以下の温度領域で良い一致を示す両気体地質温度計は、地熱系の深部温度情報の抽出に有効であると判断される。

・CO₂/H₂温度計は250°Cより高温の温度領域においても有効な可能性を与えている。

Comparison of calculated underground temperatures of the Otake and Hatchobaru production wells.

Production well #1	Gas temp. #2 (°C)	T _{CO₂} #3 (°C)	T _{CO₂/H₂} #4 (°C)	T _{CH₄/H₂} #5 (°C)
Otake area				
A	200	225	209	213
C	191	222	200	197
D	254	242	246	243
E	215	222	220	218
F	227	245	227	222
Hatchobaru area				
A	257	233	259	226
B	241	258	215	234
C	257	257	245	228
D	233	-	242	221
E	257	231	250	224
F	275	258	251	224
G	244	278	245	221
H	253	278	249	222
I	221	247	227	209
J	273	283	243	227
K	275	254	255	228
L	276	254	250	227
M	243	-	233	223
N	319	277	279	227

*1 Samples were collected in Feb. 1985. Data from Kyushu Electric Power Company, Ltd.
 *2 calculated based on D'Amore and Panichi (1980)
 *3 calculated using silica geothermometer by Fournier (1981)
 *4 calculated by eq. (1)
 *5 calculated by eq. (2)

まとめ・課題

・今回開発した、両気体地質温度計は一般的な地熱系の温度領域の気体試料に対しては、深部熱水系の温度を推定する上で有効であると考えられる。

・250°Cを越えるような高温におけるCH₄/H₂温度計の不一致の原因については、さらに他の高温地熱生産井に対して検討されねばならない問題である。

・本研究で開発された地質温度計を地下に有機物が分布する地域へ適用する場合には、有機物起源のCH₄からの影響等による両温度計の一致・不一致の程度について検討されるべき問題が残されている。

備考

D'Amore, F. and Panichi, C. (1980) Evaluation of deep temperatures of hydrothermal systems by a new gas geothermometer, *Geochem. Cosmochim. Acta*, 44, 549-556

Ellis, A. J. (1957) Chemical Equilibrium in Magmatic Gases, *Am. J. Sci.*, 255, 416-431

Ellis, A. J. and Mahon, W. A. J. (1977) Chemistry and geothermal system, Academic Press, New York, p. 392

Fournier, R. O. and Truesdell, A. H. (1973) An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1255-1275

Fournier, R. O. (1981) Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering : Chapt. 4 in *Geothermal Systems : Principles and Case Histories*, L. Ryback and L. J. P. Muffer eds. Wiley New York, 109-143

Gibbenbach, W. F. (1980) Geothermal gas equilibria, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 2

Henley, R. W., Truesdell, A. H., Barton Jr, P.B. and Whitney, J. A. (1984) Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems, *Reviews in Economic Geology*, Vol. 1, Society of Economic Geologists, El Paso, Texas, p. 267.

Kita, I., Taguchi, S. and Matsubaya, O. (1985) Oxygen isotope fractionation between amorphous silica and water at 34-93°C, *Nature*, 314, 83-84

Matsubara, K., Matsuda, J., Nagao, K., Kita, I. And Taguchi, S. (1988) Xe in amorphous silica : A new thermometer in geothermal system. *Geophys. Res Lett.*, 15, 657-660

	<p>Truesdell, A. H. and Fournier, R. O. (1975) Calculation of deep temperatures in geothermal systems from the chemistry of boiling spring waters of mixed origin, Proceedings 2nd U.N. Symposium on development and use of geothermal resources, San Francisco, 1, 837-844</p>
--	---

文献番号	GC-02
文献の種類	レビュー論文
文献題目	地化学温度計の現在
掲載誌名	地熱
発表年	1991
研究対象地域	-
研究対象	熱水・ガス
研究手法	シリカ温度計・アルカリ比温度計・ガス組成温度計

内容

●シリカ温度計

①経験的 (D'Amore and Panichi, 1987)
Chalcedony温度計/Quartz温度計

②熱力学的な計算 (Fournier and Potter, 1982, Ragnarsdottir and Walther, 1983)
SiO₂の濃度と温度, 流体圧との関係式 (図1)。適用範囲 25°C~900°C, 1bar~10kbar。
共存物質によるSiO₂溶解度への影響の問題 (Chen and Marshall, 1982 図2)

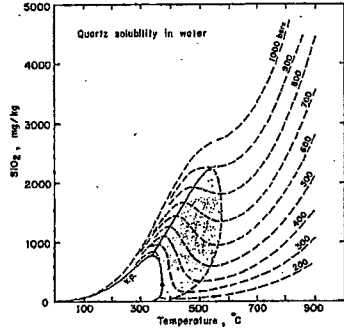


図1 SiO₂の溶解度の流体圧による変化 (FOURNIER, 1985を参照)
図中影がついているのは、SiO₂の溶解度が温度が上昇することで減少する場合があることを強調したものである。

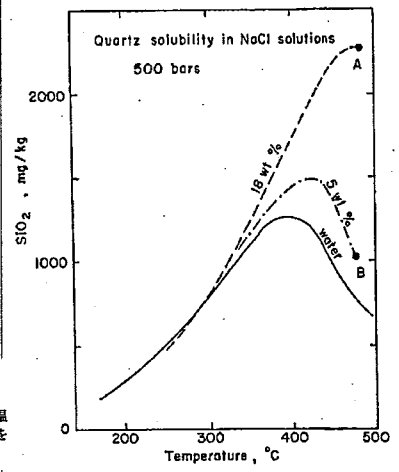


図2 SiO₂の溶解度の塩濃度の違いによる変化

表1 シリカ温度計の一覧表

すべて 0-250°C で使用, 濃度の単位: mg/kg

Quartz-no steam loss	$1309 / (5.19 - \log(\text{SiO}_2)) - 273.15$
Quartz-maximum steam loss (at 100°C)	$1522 / (5.75 - \log(\text{SiO}_2)) - 273.15$
Chalcedony	$1032 / (4.69 - \log(\text{SiO}_2)) - 273.15$
α -cristbalite	$1000 / (4.78 - \log(\text{SiO}_2)) - 273.15$
β -cristbalite	$781 / (4.51 - \log(\text{SiO}_2)) - 273.15$
Amorphous silica	$731 / (4.52 - \log(\text{SiO}_2)) - 273.15$

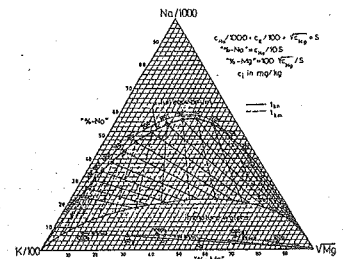
●アルカリ比温度計(D'Amore and Panichi,1987, Arnorsson et al,1983b,Arnorsson and Svavarsson,1985)

・変質鉱物のlow albite, k-feldsparと溶液間の平衡を考慮。

表2 アルカリ比温度計の一覧表

濃度の単位 : mg/kg		
Na/K(TRUESEL, 1976)	$855.6 / (\log(\text{Na}/\text{K}) + 0.8573) - 273.15$	
Na/K(TONANI, 1980)	$883 / (\log(\text{Na}/\text{K}) + 0.780) - 273.15$	
Na/K(ARNORSSON <i>et al.</i> , 1983)	$993 / (\log(\text{Na}/\text{K}) + 0.993) - 273.15$	25-250°C
Na/K(ARNORSSON <i>et al.</i> , 1983)	$1319 / (\log(\text{Na}/\text{K}) + 1.699) - 273.15$	250-350°C
Na/K(FOURNIER, 1979)	$1217 / (\log(\text{Na}/\text{K}) + 1.483) - 273.15$	
Na/K(NIEVA, 1987)	$1178 / (\log(\text{Na}/\text{K}) + 1.470) - 273.15$	
Na/K(GIGGENBACH, 1988)	$1390 / (\log(\text{Na}/\text{K}) + 1.750) - 273.15$	
Na-K-Ca(TRUESEL, 1976)	$1647 / (\log(\text{Na}/\text{K}) + \beta (\log(\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}}) + 2.06) + 2.47) - 273.15$	
	$\beta = 4/3 \text{ if } T \leq 100^\circ\text{C} \text{ and } \log(\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}}) + 2.06 \geq 0,$	
	$\beta = 1/3 \text{ if } T \geq 100^\circ\text{C} \text{ or } \log(\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}}) + 2.06 \leq 0,$	
Na-K-Ca-Mg(FOURNIER and POTTER, 1979)		
Na/Li(KHARAKA <i>et al.</i> , 1982)	$1590 / (0.779 + \log(\text{Na}/\text{Li})) - 273.15$	
Na/Li(FOUILLAC and MICHARD, 1982)	$1000 / (\log(\text{Na}/\text{Li}) + 0.38) - 273.15$	Cl < 11g/kg
	$1195 / (\log(\text{Na}/\text{Li}) - 0.13) - 273.15$	Cl > 11g/kg
	Na/Li : molar unites	
K-Mg(GIGGENBACH, 1988)	$4410 / (14.0 - \log(\text{K}^2/\text{Mg})) - 273.15$	
Mg-Li(KHARAKA and MARINER, 1988)	$2200 / (5.470 - \log(\text{Li}/\sqrt{\text{Mg}})) - 273.15$	
Na/Ca(TONANI, 1980)	$1096.7 / (2.370 - \log(\text{Na}/\sqrt{\text{Ca}})) - 273.15$	
K/Ca(TONANI, 1980)	$1930 / (2.920 - \log(\text{K}/\sqrt{\text{Ca}})) - 273.15$	

・鉱物-溶液-ガスの平衡geoinicatorを用いた地熱流体の状態を示すことが出来る(図3)。



●ガスの化学組成を用いる地化学温度計

溶液-ガス間の反応系の観点から次の系が考えられている。①H₂S-H₂系, ②CH₄を含む系, ③CO₂の含む系。系を考慮した地化学温度計が考案されている。

①ガス化学組成-温度関数式

- ・複雑な系において半経験的手法(D'Amore and Panich,1980)
- ・CO₂を含む系において経験的。火山地帯においてのみ適応。(Arnorsson et al,1983b)
- ・経験的(Arnorsson and Gunnlaugsson,1985)
- ・gas/water比の影響の少ない系。(D'Amore and Panichi,1987)

②ガス化学組成-温度-蒸気存在率の関数式
 蒸気存在度を考慮した地化学温度計-複雑
 ・二種類のガス平衡が成立と前提とした手法。ガス化学組成から温度と蒸気存在率を求めることが可能とした(図5)。(Giggenbach,1980)。
 ・三つの反応が平衡状態にあるとした手法(図6)(D'Amore and Truesdell,1985)
 ・自然噴気ガスにも適用可能な手法。温度蒸気存在率計算式をガスに対する比率を利用。(D'Amore and Panichi,1987)

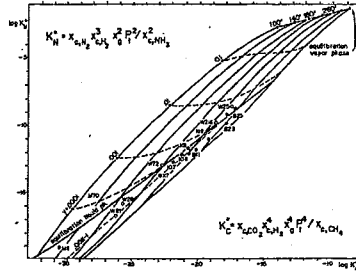


図5 地熱貯留層中の蒸気存在率を考慮したガスの温度計1
 縦軸に、 $2\log(H_2S/H_2O) - 1/2 \log(CH_4/CO_2)$ から導いたガス比、横軸に、Fisare-Tropsch 反応から導いたガス比をプロットして、地熱貯留層の温度と蒸気存在率を求める。例はニュージーランド地熱貯留層のものだが、steam loss がほとんどない場合と若干ある場合が推定できる。

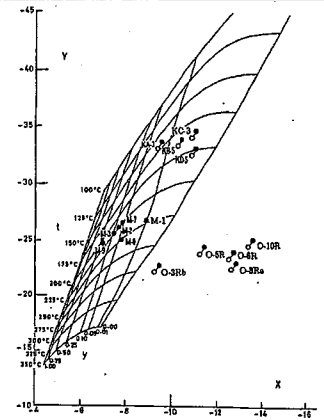


図6 地熱貯留層中の蒸気存在率を考慮したガスの温度計2
 縦軸に $6 \log(H_2S/H_2O) - 1/2 \log(CH_4/CO_2)$ 、横軸に $2 \log(H_2/H_2O) - 1/2 \log(CH_4/CO_2)$ をそれぞれプロットした例(夜野ほか, 1988)。図中、O..... は大形から、K..... は野田田から、M..... は松川からそれぞれ得られたサンプル。

まとめ・課題

- ・熱水およびガスの地化学温度計は鉱物-溶液-ガス間に平衡が成立していることを条件としているため、非平衡状態と考えられる温泉水などのへの適用の妥当性。
- ・地熱流体の平衡・非平衡状態、岩石の溶融反応の判断が必要。Geoindicator (Giggenbach, 1988)適用可能。
- ・地熱流体が性質の違う地熱貯留層の混合の場合、地化学温度と混合水の解析を組み合わせることから、より正確な地熱貯留層の温度の推定の可能性。
- ・地表兆候のみから貯留相モデルを構築する場合、地熱流体の状態(ガス送の離脱・付加・沸騰)を知る上で地化学温度計が有用になる。

主要な引用文献

D'Amore, F. and Panichi, C. 1987, Geochemistry in geothermal exploration. Applied geothermics, (ECONOMIDESW, M. and UNGEMACH, P. eds), John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, p69-89(238pp)

Fournier, R.O. and Potter, R.W. II., 1982, An equation correlating the solubility of quartz in water from 25° to 900°C at pressures up to 10,000 bars., G.C.A., vol.46, p.1969-1973

Ragnarsdottir, K.V. and Walther, J.V., 1983, Pressure sensitive "silica geothermometer" determined from quartz solubility experiments at 250°C. G.C.A., vol.47, p941-946.

Chen C.A. and Marshall, W.L., 1982, Amorphous silica solubilities IV. Behavior in pure water and aqueous sodium chloride, sodium sulfate, magnesium chloride, and magnesium sulfate solution up to 350°C. G.C.A., vol.46, p279-287.

Arnorsson, S., Gunnlaugsson, E. and Svararsson, H., 1983b, The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. G.C.A., vol.49, p1307-1325

Arnorsson, S. and Svararsson, H., 1985, Applications of chemical geothermometry to geothermal exploration and development. GRC Transactions, vol.9, p293-298

D'Amore, F. and Panichi, C. 1980, Evaluation of deep temperatures of hydrothermal systems by a new gas geothermometers. G.C.A., vol.44, p549-556

Arnorsson, S. and Gunnlaugsson, E., 1985, New gas geothermometers for geothermal exploration - Calibration and application., G.C.A., vol.49, p1307-1325

Giggenbach, W.F. 1980, Geothermal gas equilibria. G.C.A., vol.44, p2021-2032

文献番号	GC-03
文献の種類	報告書
文献題目	新しいガス地質温度計による地熱地帯地下深部の温度の推定方法
掲載誌名	技研所報
発表年	1980年
研究対象地域	地熱地帯
研究対象	地熱地下深部
研究手法	ガスの化学分析
内容	<p>地熱地帯で発生したガスの化学組成を利用して地下深部の温度を推定することができる。34ヶ所の地熱地帯についてガスの化学分析を行ったところ、H₂S、H₂、CH₄、CO₂の相対量とリザーバーの温度との間に経験則が成り立つことがわかった。すなわち、その温度は下式によって表される。</p> $t^{\circ}\text{C} = 24775 / (\alpha + \beta + 36.05) - 273$ <p>ただし、$\alpha = 2\log\text{CH}_4/\text{CO}_2 - 6\log\text{H}_2/\text{CO}_2 - 3\log\text{H}_2\text{S}/\text{CO}_2$ (濃度はvol. %) 及び $\beta = 7\log\text{PCO}_2$</p> <p>ガス地質温度計 地熱系における二酸化炭素と酸素の分圧が定まれば、硫化水素、水素、メタンの相関性を求める一般的なモデルとして用いることができる。</p> <p>(8)式を用いると、水素と硫化水素の濃度、二酸化炭素分圧が大きくなると算出される温度は高くなる。</p> $2\log \frac{V_{\text{CH}_4}}{V_{\text{CO}_2}} - 6\log \frac{V_{\text{H}_2}}{V_{\text{CO}_2}} - 3\log \frac{V_{\text{H}_2\text{S}}}{V_{\text{CO}_2}} - 7\log P_{\text{CO}_2} = -36.05 + 24775/T(\text{K}) \quad (8)$ <p>broadland地熱地帯では①噴気ガスがメインリザーバー上にある大きな低温層間水に触れない。②ガスのフロー・レートが大きい温泉である。(8)式を用いて書き直すと次の式になる。</p> $T(^{\circ}\text{C}) = \frac{24775}{\alpha + \beta + 36.05} - 273.15 \quad (9)$ <p>ただし、</p> $\alpha = 2\log \frac{V_{\text{CH}_4}}{V_{\text{CO}_2}} - 6\log \frac{V_{\text{H}_2}}{V_{\text{CO}_2}} - 3\log \frac{V_{\text{H}_2\text{S}}}{V_{\text{CO}_2}} \quad (10)$ <p style="text-align: right;">注(10)</p> $\beta = -7\log P_{\text{CO}_2} \quad (11)$ <p>大きな化学組成の違いはあっても、実際に観測された温度に純分に近い温度が算出できる。ここで係数αは実測値であるが、βは経験値であるにすぎない。 ($\alpha + \beta$)の値とリザーバー温度(絶対温度)の逆数とのダイアグラムを描いてみる(図2)。</p> <p style="text-align: center;">TEMPERATURE $^{\circ}\text{C}$</p> <p style="text-align: center;">300 250 200 150 100 50</p> <p style="text-align: center;">$\alpha + \beta$</p> <p style="text-align: center;">40 30 20 10 0</p> <p style="text-align: center;">1.5 2.0 2.5 3.0</p> <p style="text-align: center;">$\alpha + \beta = -36.05 + 24775/T(\text{K})$</p> <p>Fig. 2. Term ($\alpha + \beta$) calculated from gas compositions (see Table 3) vs ($1/T\text{K}$), and theoretical straight line from eqn (6).</p>

	($\alpha + \beta$)値と $1/T$ のダイアグラムに見られる分布の直線性は、地熱リザーバーから発生するガスが化学的に平衡状態であることを示唆している。地熱地帯で発生する噴気ガスの化学組成を用いてリザーバーの温度を推定する方法は、地熱探査の初期段階において有益である。
まとめ・課題	ガス地質温度計 地熱系における二酸化炭素と酸素の分圧が定まれば、硫化水素、水素、メタンの相関性を求める一般的なモデルとして用いることができる。
主要な引用文献	—

12. 解析

文献番号	著者	発行年	タイトル
SS-01	秋林・佐藤	1984	一次元流動に伴う多孔質貯留層内の温度分布に関する数値解析法
SS-02	鈴木	2003	熱履歴解析における数値モデルの重要性(演旨)
SS-03	中山	2003	石油探鉱における熱履歴解析の重要性(演旨)
SS-04	NEDO	2003	平成12年度深部地熱資源調査報告書

文献番号	SS-01
文献の種類	研究論文
文献題目	一次元流動を伴う多孔質貯留層内の温度分布に関する数値解析法
掲載誌名	日本地熱学会誌
発表年	1984年
研究対象地域	—
研究対象	地熱貯留層
研究手法	数値解析法
内容	修正粒子移動法を多孔質貯留層内の熱輸送問題の解析に拡張し、一次元流動を伴う多孔質貯留層の温度分布を数値的に解析する。定常2次元熱輸送方程式の解析解と粒子移動法及び従来の差分法による数値解を比較し、粒子移動法の計算精度について検討した。

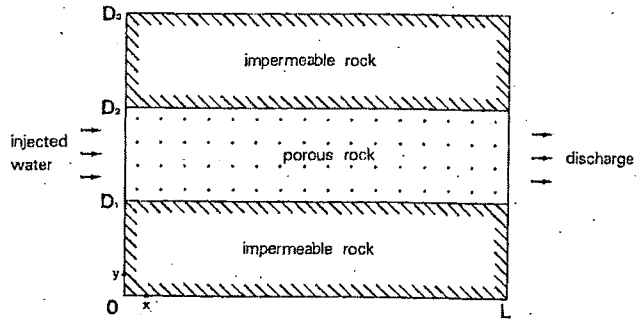


図1 貯留層モデルと座標系

●解析方法・・・粒子移動法による解法

$$\frac{\partial x}{\partial t} = U^* \quad (4)$$

$$\frac{dT}{dt} = \kappa_m \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) \quad (5)$$

式(4)、(5)を解くと一次元流動を伴う多孔質貯留層内の過渡的な温度分布を求めることができる。

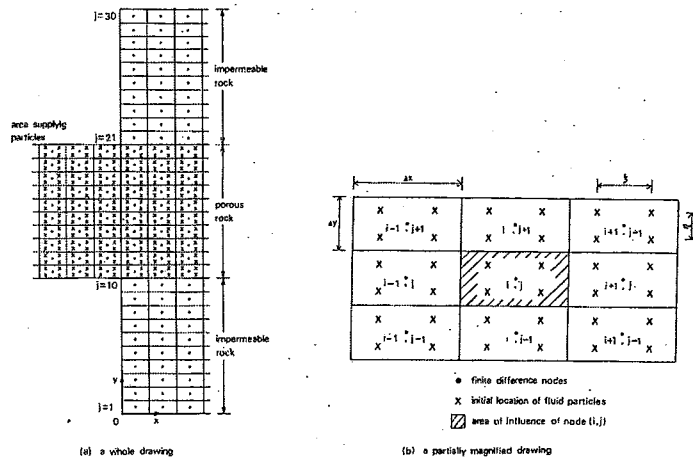


図2 計算領域の差分格子と流体粒子の配置

(イ) 格子点の仮温度 $T_{i,j}^n$ を次式で計算する。

$$T_{i,j}^n = \frac{1}{N} \sum_{K_{i,j}=1}^N T^a(K_{i,j}) \quad (9)$$

ここで N は $S_{i,j}$ 内の粒子の個数、 $K_{i,j}$ は $S_{i,j}$ 内で単独に付けた粒子番号である。

(ロ) n ステップから $(n+1)$ ステップ間の格子点の温度増分を計算する。

$$\begin{aligned} \Delta T_{i,j}^{n+1} = & \frac{\kappa_w \Delta t}{\Delta x^2} (T_{i+1,j}^n - 2T_{i,j}^n + T_{i-1,j}^n) \\ & + \frac{\kappa_w \Delta t}{\Delta y^2} (T_{i,j+1}^n - 2T_{i,j}^n + T_{i,j-1}^n) \end{aligned} \quad (10)$$

ここで $\Delta T_{i,j}^{n+1}$ は格子点の温度増分、 κ_w は水で飽和された多孔質貯留層の熱拡散率である。

(ハ) $(n+1)$ ステップでの格子点温度は、仮温度と温度増分より、

$$T_{i,j}^{n+1} = T_{i,j}^n + \Delta T_{i,j}^{n+1} \quad (11)$$

と与えられる。

(ニ) $(n+1)$ ステップでの粒子の温度増分 $\Delta T_{k,i}^{n+1}$ は、2次曲線近似を用いて

$$\begin{aligned} \Delta T_{k,i}^{n+1} = & \Delta T_{i,j}^{n+1} + \left(\Delta T_{i+1,j}^{n+1} - 2\Delta T_{i,j}^{n+1} + \Delta T_{i-1,j}^{n+1} \right) \frac{\epsilon_x^2}{2\Delta x^2} \\ & + \left(\Delta T_{i+1,j}^{n+1} - \Delta T_{i-1,j}^{n+1} \right) \frac{\epsilon_x}{2\Delta x} + \left(\Delta T_{i,j+1}^{n+1} - 2\Delta T_{i,j}^{n+1} + \Delta T_{i,j-1}^{n+1} \right) \\ & \frac{\epsilon_y^2}{2\Delta y^2} + \left(\Delta T_{i,j+1}^{n+1} - \Delta T_{i,j-1}^{n+1} \right) \frac{\epsilon_y}{2\Delta y} \end{aligned} \quad (12)$$

と与えられる。

ここで

$$\left. \begin{aligned} \epsilon_x = & x_{k,i}^{n+1} - (i-1)\Delta x \\ \epsilon_y = & y_{k,i}^{n+1} - (j-1)\Delta y \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

(ホ) $(n+1)$ ステップでの粒子の温度は、粒子の温度増分と n ステップでの粒子の温度より

$$T_{k,i}^{n+1} = T_{k,i}^n + \Delta T_{k,i}^{n+1} \quad (14)$$

と与えられる。

以上の(イ)から(ホ)までの手順を繰り返すことにより任意の時間ステップにおける貯留層内の格子点温度を求めることができる。

なお本計算は、流速 U^* が一定で、各粒子が常に等間隔を維持できる場合のみについて行った。

●計算結果・・・(図3)貯留層温度分布の経時変化を示す。粒子移動法とexplicit差分法による両結果を比較すると、前者と後者の間に最大7~8°Cの温度差が生じている。この差は、粒子移動法による差分計算では分散項のみの離散化誤差が入るのに対して、explicit差分法ではさらに移流項の離散化誤差が入ることによるものと考えられる。

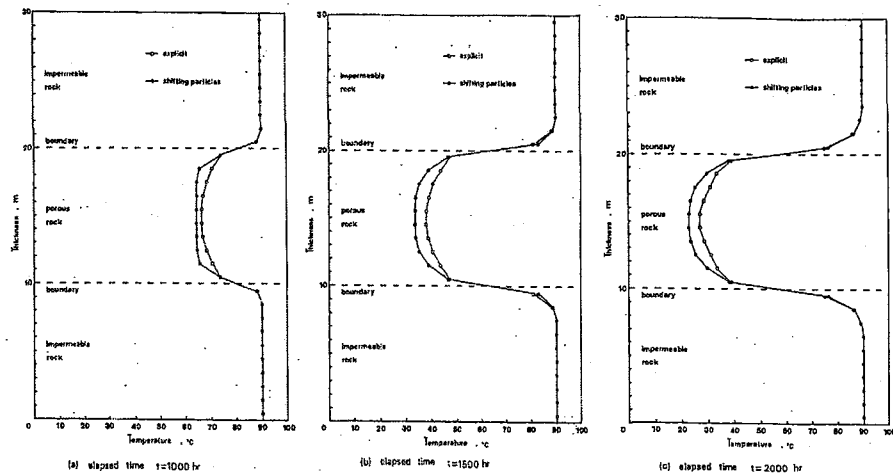


図3 温度分布の経時変化

$$\left(\begin{aligned} U^* = & 0.8 \text{ m/hr}, \quad x = 1000 \text{ m}, \quad \Delta x = 200 \text{ m}, \quad \Delta y = 1 \text{ m}, \\ \kappa_w = & 1.4 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{hr}, \quad \kappa_r = 7.8 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{hr}, \\ t = & 125 \text{ hr}, \quad \frac{\kappa_w \Delta t}{\Delta y^2} = 0.175 \end{aligned} \right)$$

(図4)熱水貯留層内の30°C等温線の経時変化を示す。粒子移動法の計算では式(18)の差分化にあたって分散項($k_m \sigma^2 T / \sigma_y^2$)のみの離散化誤差が入るのに対して、explicit差分法では式(19)を直接差分かすることになるので、さらに移流項($U \cdot \sigma T / \sigma_x$)の離散化誤差が入ることになる。explicit差分法では流速が大きくなって移流項が卓越してくるとその項の離散化誤差が大きくなり計算精度を悪くするものである(神野・上田)。

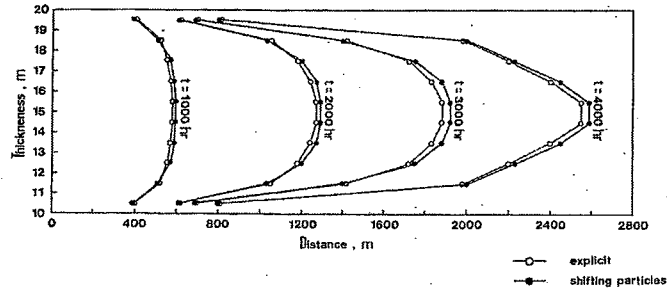


図4 多孔質貯留層内の30°C等温線の経時変化

$$\left(\begin{array}{l} U^* = 0.8 \text{ m/hr}, \Delta x = 200 \text{ m}, \Delta y = 1 \text{ m}, \\ k_m = 1.4 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{hr}, k_s = 7.8 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{hr}, \\ \Delta t = 125 \text{ hr}, \frac{k_m \cdot \Delta t}{\Delta y^2} = 0.175 \end{array} \right)$$

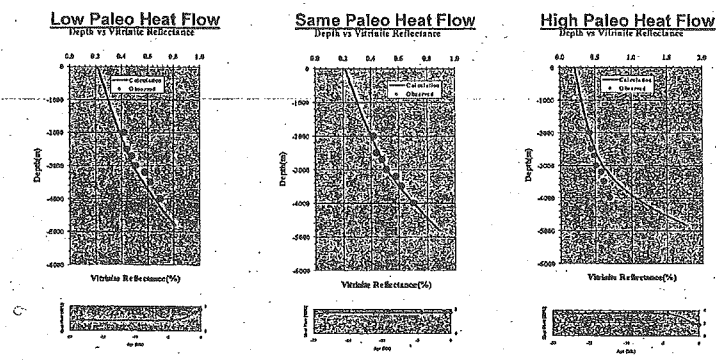
まとめ・課題

・神野・上田の修正粒子移動法を一次元流動を伴う多孔質貯留層の温度分布の予測に応用し、その計算精度が従来のexplicit差分法よりはるかに優れていることが明らかにされた。

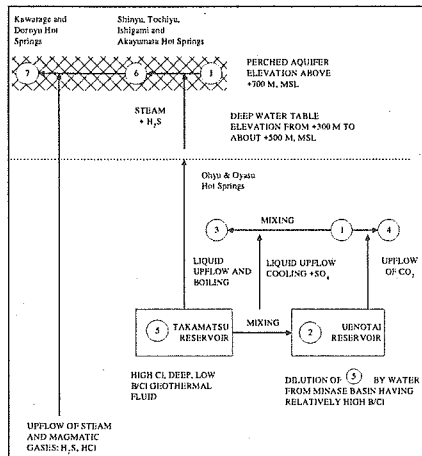
主要な引用文献

G.F. Pinder and H. H. Cooper: A Numerical Technique for Calculating the Transient Position of the Saltwater Front, Water Resources Research, vol.6, No.3, June.1970,
 神野健二・上田年比古: 粒子移動による移流分散方程式の数値解法の検討, 土木学会論文報告集, 第271号, 1978, 45-53.

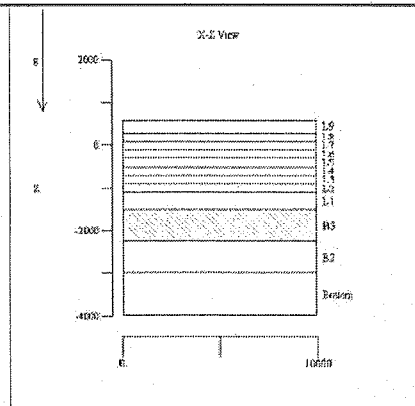
文献番号	SS-02
文献の種類	講演要旨
文献題目	熱履歴解析における数値モデルの重要性
掲載誌名	地学団体研究会新潟総会プログラム
発表年	2003年
研究対象地域	—
研究対象	堆積岩
研究手法	堆積岩の熱履歴(熱史)解析
内容	<p>粘土鉱物、沸石、珪酸鉱物などの自生鉱物形成は堆積物有機物の変化と比較すると比較的 温度依存性が大きいので、堆積岩の古地温指標として広く利用されている。</p> <p style="text-align: center;">↓</p> <p style="text-align: center;">堆積盆の特徴による石油生成反応を含めて化学反応は温度に依存している。</p> <p style="text-align: center;">↓</p> <p style="text-align: center;">コンピュータモデリングにおける熱履歴補正の指標としても有用(ビトリナイト反射率、有機分子の異性化)</p>
まとめ・課題	・堆積岩の熱履歴解析・・・いろいろな温度指標の数値モデルを用いたコンピュータモデリングが有用
主要な引用文献	<p>鈴木徳行・松林英樹(1995) 石油生成とビトリナイト反射率のカイネティックモデル—堆積盆における高分子量有機物変化の予測—。地質ニュース, 487, 52-62.</p> <p>鈴木徳行(1984) 2つの速度論的指標にもとづく最大古地温の推定法について—ステラン、ホパンの異性化を例として—。Res. Org. Geochem., 4, 63-67.</p> <p>*鈴木徳行(1987) バイオマーカー地質温度計による堆積岩の古地温評価。堆積学研報, 27, 29-40.</p>

文献番号	SS-03
文献の種類	講演要旨
文献題目	石油探鉱における熱履歴解析の重要性
掲載誌名	地学団体研究会新潟総会プログラム
発表年	2003年
研究対象地域	
研究対象	
分析方法	モデルを使った熱履歴解析
内容	<p>モデルを使った熱履歴解析法は熟成度の重要性が必要である。熱流量を仮定した上でモデルを動かし、ビトリナイト反射率を計算させ、現状の観測値と比較する。熱流量をかえて過去の熱流量を決めることができる(Fig.3)。</p> 
まとめ・課題	シミュレーションモデルによる熱履歴解析は、新しい石油炭鉱の手段拡大をもたらし、地質技術者の思考法に新しい視点を持ち込んだ。
主要な引用文献	氏家良博, (1976):基礎試錐「浜勇知」におけるケロジェンの熟成と石油の生成. 石技誌、44, 175-182.

文献番号	SS-04	
文献の種類	報告書	
文献題目	平成12年度 深部地熱資源調査報告書	
掲載誌名	—	
発表年	2002年	
研究対象地域	上の岱地熱地域	
研究対象	地熱貯留層	
研究手法	TOUGH2による数値モデル解析	
内容	<p>(Chem/TOUGH2の概要)第Ⅱ-1-3-65図</p> <ul style="list-style-type: none"> ・TOUGH2 (Pruess, 1991), CHEM/TOUGH2 (White, 1995)などの貯留層シミュレータの発達による地殻内部の熱や質量の移動, 流体と地殻岩石との化学相互作用の計算が可能。 ・温度圧力分布, 地熱流体の化学成分, 鉱物や流体包有物等の分析結果等を用いた自然状態のシミュレーション。→他地域とのつながり, 熱水対流系形成の推定。 ・蓄積される基礎データを用いた解析による深部貯留層パラメータの推定。 ・化学反応のタイプは <ol style="list-style-type: none"> ①液相中での平衡反応 ②気相平衡 ③気液平衡反応(ヘンリー則) ④液-固反応(沈殿反応) ⑤非平衡反応 ・熱力学的データは, CHILLER/SOLVEQ (Reed, 1982)の実験に基づくデータソースを用いた。 ・350°C以上では平衡定数を理論的に求めるプログラム SUPCRT92 (Johnson et al., 1992)をもちいた。 ・温度, 圧力条件, 初期化学組成分布は入力パラメータ。 	<p>第Ⅱ-1-3-65図 CHEM/TOUGH2シミュレーション概念図</p>
	<p>(上の岱出の適用例)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・モデル範囲・ブロック: 10km × 6.5km, グリッド(第Ⅱ-1-3-67, 第Ⅱ-1-3-68図) ・物性値の入力: 流体性状(第Ⅱ-1-3-69図)。 深部貯留層浸透率: 不明なため浸透率を変化させ浅部に対するマッチング。 岩石種: (Na,K,Ca)長石の固溶体と石英。貯留層の構成主としてH₂O, SO₄などの化学種を考慮。最終的に変質鉱物などとして濁沸石, ワイラカイトなどが計算された。 ・境界条件: 表層はリチャージを考慮, 底部境界は13MWで系内にエネルギーの流入。この流体にはガスが含まれている。 シナリオ1: 深部に低い浸透率を設定し, エネルギーは熱伝導によって系内に移動する。 シナリオ2: 深部に高い浸透率を設定した。この浸透率はITOUGH2によって計算された値である。 シナリオ3: シナリオ2のパラメータを最適化した。また, 底部境界からの熱流入量を調整し, 上の岱貯留層の生産領域における温度分布に最適化するようにした。 	<p>第Ⅱ-1-3-67図 モデルのメッシュ構造及び底部での境界条件 (青い部分はType5の水と皆瀬盆地の水との混合水の流入点を示す。赤い部分は高い伝導熱の流入点を示す。)</p>



第II-1-3-69図 上の岱貯留層における流体起源の概念モデル
(Robertson-Tait et al., 1990)

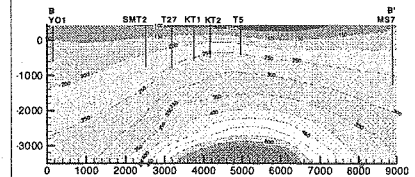


第II-1-3-68図 垂直方向の概念モデル

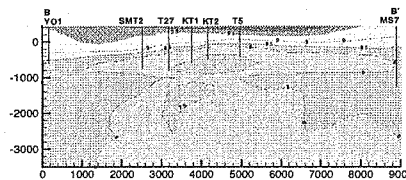
(結果)

シナリオ1の例

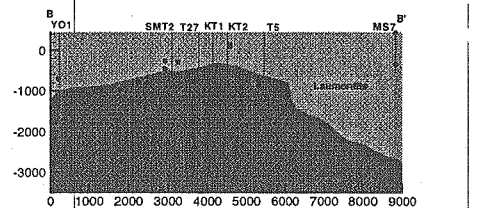
- ・温度コンター(第II-1-3-71図)
- ・pHコンター(第II-1-3-74図)
- ・濁沸石出現深度(第II-1-3-77図)



第II-1-3-71図 シナリオ1におけるB-B'断面温度コンター図



第II-1-3-74図 シナリオ1におけるB-B'断面pHコンター図



第II-1-3-77図 シナリオ1におけるB-B'断面濁沸石出現深度(黒い点は掘削結果により見積もられた濁沸石の出現下限深度)

まとめ・課題

- ・シナリオ1による計算温度分とシナリオ2および3の分布とは異なる。
- ・これまでに上の岱地域で見積もられた温度海拔-4000mで約480°Cと今回の計算結果は比較的よい一致を示す。
- ・pH分布は、深部の透水性の違いにより変化が見られた。
- ・150°C(今回使用した化学平衡式の成立条件)以下の温度では誤差が生じ上層では約9.5-10とたかいpHを示す。
- ・変質鉱物の出現深度は、境界付近では良い一致を得ることが出来なかった。
- ・浅部貯留層の下に 2×10^{-15} m²程度の浸透率の領域が2.75 × 2.0kmにわたって広がっている可能性があることが解析の結果分かった。
- ・上の岱のような大きな系の地化学モデリングを進める際に、深部の貯留層の位置と規模を推定する上で、CO₂とNaClの化学平衡式をシミュレーションに組み込むことでより詳細な検討がなされる。

主要な引用文献

- Johnson et al.(1992)(詳細不明)
- Pruess(1991)(詳細不明)
- Reed(1982)(詳細不明)
- Robertson-Tait et al.,(1990)(詳細不明)
- White(1995)(詳細不明)

13. その他

文献番号	著者	発行年	タイトル
OT-01	野尻湖研究グループ	1980	野尻ローム層の磁化機構と強磁性鉱物のキュリー温度
OT-02	小笠原・植村	1992	新生代生物化石温度計の試み—その論理と適用—開催経過と課題
OT-03	榎並ほか	1997	変成作用における圧力—温度—時間経路
OT-04	山本ほか	1997	地震波速度から推定した東北日本地殻内温度構造と浅発地震の深さ分布(演旨)
OT-05	佐藤ほか	1997	地震波速度構造による地殻内温度分布の見積り
OT-06	沢田	1999	炭化木片のH/C比を用いた火砕流堆積物の定置温度見積り
OT-07	長江・宮下	1999	九州四万十帯北帯の低圧高温型変成作用と変形作用
OT-08	沢田ほか	1999	後期第四紀三瓶火山の古地磁気学:溶岩ドームの年代,構造,火砕流堆積物の定置温度見積り,及び自己反転磁性鉱物の発見(演旨)
OT-09	宮城・東宮	2002	色変化に基づく火山灰加熱温度の推定—三宅島火山2000年8月18日火山弾の着地温度への適用
OT-10	橋本ほか	2002	九重硫黄山の熱放出過程と地磁気変化
OT-11	奥村ほか	2003	石英のカソードルミネッセンス測定における温度消光効果

文献番号	OT-11
文献の種類	講演要旨
文献題目	石英のカソードルミネッセンス測定における温度消光効果
掲載誌名	地球惑星科学関連学会合同大会予稿集
発表年	2003
研究対象地域	India
研究対象	石英
研究手法	石英のカソードルミネッセンス測定
内容	<p>(はじめに)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・ルミネッセンスに影響を与える要因として結晶に含まれる不純物, 結晶に内在する構造欠陥ならびに試料温度がある。 ・石英のルミネッセンスは試料温度により大きく影響を受けることが知られている (Marshall,1988;塚本,1994)。 ・試料温度がCLに及ぼす影響について定量的な見当をおこなう。 <p>(実験方法)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・試料: Poona,India産の玄武岩晶洞中に産した単結晶の透明石英。 ・分析装置: 温度制御下で, 走査電子顕微鏡に回折格子分光器を組み込んだもの。 ・実験条件: 加速電圧15kV, 照射電流0.07nA, スキャンモード(倍率×1000), 350-800nm, -192°Cから室温まで20°Cおきにスペクトル測定。 <p>(結果と考察)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・-70°C以下の測定では450nmと500nmにピークスペクトル確認。→酸素欠損によるE'中心によるもの (Stevens Kalceff and Phillips,1995;Krbetschk et al.,1997)。 ・-30°C以上の測定では顕著なCL発光はない。 ・-192°CのCL積分強度値は室温での100倍。低温化のCLの増感効果は他の鉱物に見られないほど大きなもの。 ・温度消光過程の活性化エネルギーは450nmは2.75eV, 517nmで2.4eVとなり, Arrhenius プロットの解析の結果2.4eVでは-192~-110°C と-90~-50°Cでリニアな関係が得られその傾斜から求めた活性化エネルギー(ϵ)はそれぞれ0.03eVと0.25eV。同様に2.75eVの発光では-192~-110°C:0.02eV, -90-50°C:0.33eVの活性化エネルギーを算出。
まとめ・課題	<ul style="list-style-type: none"> ・ルミネッセンスのスペクトルの取得, CL発光中心の帰属を明らかにすることによる地質学的研究への応用の可能性。 ・低温化では,励起された跡に準安定状態に移るには0.02-0.03eVの活性化エネルギーを必要とする。 ・試料温度が約-100°C以上になると0.2-0.3eVの活性化エネルギーを得て,基底状態への非輻射遷移の遷移確率が急激に大きくなりCLの顕著な消光を示す。
主要な引用文献	<p>Miarshal,D.j.(1988) Cathodoluminescence of geological materials,Uniwin Hyman Ltd, London.</p> <p>塚本 斉(1994)地質ニュース, 474, 46-56</p> <p>Stevens Kalceff,M.A. and Phillips,M.R.(1995)Phys.Rev.B52(5),3122-3134.</p> <p>Krbetsuchk,M.R.et al.(1997)Radiat.Meas.27(5/6),695-748.</p>

文献番号	OT-01
文献の種類	原諸論文
文献題目	野尻ローム層の磁化機構と強磁性鉱物のキュリー温度
掲載雑誌名	地質学論集
発表年	1980
研究対象地域	野尻湖 立ヶ鼻・貫ノ木
研究対象	野尻ローム層
分析方法	キュリー温度測定

内容

(目的)
野尻ローム層・野尻湖層の磁化方位および磁性鉱物のキュリー温度を測定し、堆積環境などの情報を得る。(注:ここではキュリー温度についてのみをレビューする)

(実験方法)
1) 試料100~150gを水洗, 乾燥。
2) 岩種別(スコリア, 軽石, 岩片, 重鉱物, 選別前に棒磁石で回収したもの, 粉碎水洗乾燥後棒磁石で回収したもの)に選別。
3) 抽出された強磁性鉱物をガラス管に入れ, 真空ポンプで排気し真空封入, 680°Cで3時間加熱。(Kobayasi, K and K.Momose)
4) 試料をガラス管からだし磁気天秤にかけ, 1×10^{-3} mmHgの真空中で加熱しながら磁気なくなる様子をレコーダーに記録し, キュリー温度を測定(ここまでの作業における誤差は $\pm 15^\circ\text{C}$)。

(測定結果)
貫ノ木・立が鼻(図11)
スコリア質の部分(下部野尻ローム層Ⅱ, 中部, 上部野尻ローム層)のキュリー温度が低い。またキュリー点が二つに並ぶ傾向がある。
・貫ノ木層: 400-500°C。
・下部野尻ローム層: 2点の温度分布を示す。また, ⅡはⅠとⅢより30-70°C低い。
・中部野尻ローム層: 320-350°C。
・上部野尻ローム層: 3列, 下位ほど低温。
・柏原黑色火山灰層: 400°C, 500°C二点。
野尻湖層(第7次発掘)(図12)
・下部野尻湖層Ⅲ: 500°C
・野尻湖層: 340-380°C, 450-490°C

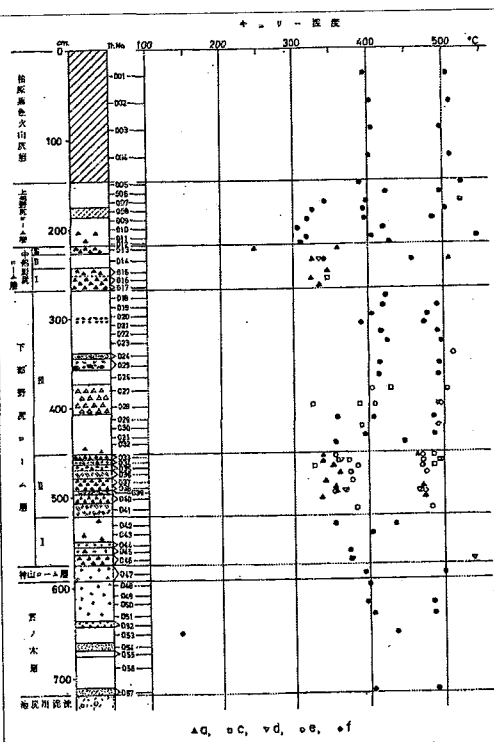
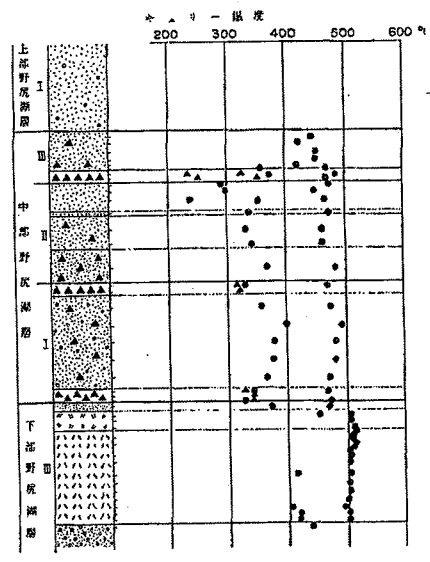
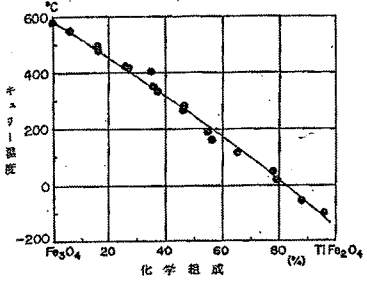


図11 貫ノ木の露頭から採取した風成層中の強磁性鉱物のキュリー温度
a, c, d, e, fの記号は, 第1表の岩種別分類のそれと同じ。



第13図 第7次発掘(立が鼻), I-B-9グリッドから採取した野尻湖層中の強磁性鉱物のキュリー温度
図中のキュリー温度を示す黒丸および黒の三角は, それぞれ岩種別分類のeおよびaに対応する。

第1表 貫ノ木の露頭から採取した風成層中の強磁性鉱物のキュリー温度
試料番号(Th. 番号)欄のa, c, d, e, fの記号は, それぞれ, a:スコリア, c:岩片, d:輝石, e:水洗, 乾燥後の試料中から棒磁石によって抽出したもの, f:全岩を砕いて水洗し棒磁石によって抽出したものであることを示す。

	<p>(考察)</p> <p>同一層準の試料を岩種ごとにキュリー温度に差がある。キュリー温度は磁性鉱物の化学組成によると考えられておりTiO₂の含有量が多くなるとキュリー温度が低くなる関係が得られている(図16Akimoto et al,1957)。</p> <p>・中部野尻ローム層と中部野尻湖層のキュリー温度を比較するとスコリアのキュリー温度は一致するが、一部一致しない点もある。</p>	 <p>第16図 チタン磁鉄鉱の化学組成とキュリー温度との関係 (AKIMOTO et al.,1957)</p>
<p>まとめ・課題</p>	<ul style="list-style-type: none"> ・同一層準の試料を岩種ごとにキュリー温度に差がある。 ・キュリー温度は岩種別に測定する必要がある。 ・野尻ローム層・野尻湖層の中の強磁性鉱物は、大部分が2-3のキュリー点を持っており、その現れ方は、層順により特徴があることから堆積環境の解明、地層の対比に有効。 	
<p>主要な引用文献</p>	<p>Kobayashi,K,and K.Momose,1969,Thermomagnetic analysis of ferromagnetic minerals in pumice as a method in teochronology,Etues sur le Quaiarnarive dons le Monde, VIII,¥Congres Inqua,Paris</p> <p>Akimoto,S,T.Katsura and M.Yosida.1957:Magnetic properties of TiFe₂O₄-F₃O₄ system and their change with oxidation.J.Geomag.Geoelectr.,9,165-178</p>	

文献番号	OT-02
文献の種類	講演要旨
文献題目	新生代生物化石温度計の試み—その論理と適用—開催経過と課題
掲載誌名	日本古生物学会年会講演予稿集
発表年	1992年
研究対象地域	—
研究対象	新生代生物化石
研究手法	化石群集
内容	<p>化石の種・群集に基づく復元方法に主題をしぼり、慣例的生物反応温度に物理化学的の反応温度を加えて、反応指標と温度数値を列挙した。</p> <p>新生代に関連する温度事件の一つは、中期中新世初期(16.6—15.5Ma)の熱帯海中事件。鮮新世における海中気候の温暖化現象(4.8—3.4Ma)などがある。</p> <p style="text-align: center;">生物・化学・気候・化石等の条件温度や推定温度(摂氏)</p> <p>112.8~119: 硫黄の融点 89.974: 水の沸点(標準気圧下) 64: カリウムの融点 49~6: 定温動物の運動神経刺激伝導性の範囲 42~-7: 変温動物の運動神経刺激伝導性の範囲 40.8: 日本での最高気温(山形, 1933, 7/25): 40.8 36~18: 造礁性サンゴの分布範囲(年平均気温) 34.6: エーテルの沸点 32.38: 硫酸ナトリウムの融点 32±: エゾアカガエルの100%雄ふ化飼育実験 30~25: Tropical rain forest (Wolfe, 1981) 30~24: PFの熱帯区分(Be & Tolderlund, 1971) 28: 海水温度の平均月最高温度(理科年表): 28 25: 黒潮前線の最暖月平均気温 24.5: 熱帯海中気候の目安となる年平均気温 26~20: Paratropical rain forest (Wolfe, 1981) 24~18: PFの亜熱帯区分(Be & Tolderlund, 1971) 23~20: 宇都植物化石群の推定年平均気温(棚井, 1985) 22.4: 那覇の年平均気温: 22.4 22: 亜熱帯区の最高年平均気温(西村, 1981) 21.3: 名瀬の年平均気温: 21.3 20: 熱帯前線の年平均気温(Supan, 1879) 20~17: 暖温帯区(年平均気温)(西村, 1981) 20~13: micro- & notophyllous broadleaved evergreen f. (Wolfe, 1981) 18: 樹林帯/無樹林帯の最寒月平均気温 18: 熱帯気候の最寒月平均気温(Koppen, 1919) 18.3: 熱帯気候の最寒月平均気温(無霜)(Wissman, 1948) 18~10: PFのTransition (Be & Tolderlund, 1971) 18~3: 温帯気候区分(Wissman, 1948) 17.3: 鹿児島島の年平均気温: 17.3 17~14: 中間温帯区(年平均気温)(西村, 1981) 17: Mid-Miocene Climatic Optimumの年平均気温(最高) (沖鹿植物化石群の推定; 棚井, 1987) 16: 赤色土生成の年平均気温の最低温度 15.3: 東京の年平均気温: 15.3 15±: 打当化石植物群の推定年平均気温(棚井, 1985) 15: 黒潮前線の最低月平均気温 14~9: 冷温帯区(年平均気温)(西村, 1981) 10±: 阿仁合植物化石群の推定年平均気温(棚井, 1985) (阿仁合植物化石群の年平均気温に相当) 10~5: PFのSubarctic~Subantarctic区分(Be & Told., 1971) 9: タチカラウシナイ層(13Ma北海道天北)の推定年平均気温 (棚井, 1989) 9: 亜寒帯区の最高年平均気温(西村, 1981) 7.2: PF; G. pachydermaの左右巻同率の最寒月水温(Ericson, 1959) 6.3: 稚内の年平均気温: 6.3 5: 吉良の植物成長限界温度(吉良の温量指数) 5~0: PFのArctic, Antarctic海中気候区分(Be & Told., 1971) 4.2: ウラジオストックの年平均気温: 4.2 3.98: 一気圧下の水の最大密度対応温度 1.5: ハバロフスクの年平均気温: 1.5 0.01: 水の三重点 -1.9: 海水の融点 -3.5: ミカメムシ(稲の害虫)南岸線</p>
まとめ・課題	化石の種・群集から、慣例的生物反応温度に物理化学的の反応温度を加えて、反応指標と温度数値があげられた。
主要な引用文献	—

文献番号	OT-03
文献の種類	原著論文
文献題目	変成作用における圧力-温度-時間経路
掲載誌名	地学雑誌
発表年	1997年
研究対象地域	-
研究対象	褐れん石, チタナイト
研究手法	CHIME法
内容	<p>はじめに:</p> <ul style="list-style-type: none"> ・変成過程に時間目盛りを入れる為に以下の方法が試みられてきた。 (1) 鉱物ごとに異なる閉止温度の差を利用する方法 (2) 何らかの方法で鉱物をその形成時期毎に区別もしくは分離し、それぞれの形成年代を直接的または間接的に求める方法 <p>(1)の問題点を以下に述べる。</p> <ul style="list-style-type: none"> ・直接見積もられるのは変成岩の冷却速度であり、それぞれの閉止温度時の圧力が独立に決定されていないと、変成帯の上昇速度に直接結びつけることは出来ない。 ・閉止温度自体が冷却速度に大きく依存している事も、えられたデータの解釈を複雑にしている。 ・この方法は、後退変成作用に対してのみ有効。 <p>(2)の例としては、以下のものがある。</p> <ul style="list-style-type: none"> ・レーザーマイクロプローブを用いた、^{40}Ar-^{39}Ar法、 ・SIMS(二次イオン質量分析装置) ・LS-ICP-MS(レーザーサンプリング誘導結合プラズマ質量分析装置)によるU-Pb法 ・EPMAを使用したCHIME など <p>・SIMSやLS-ICP-MSは、微小領域を高分解能で測定する事に大きな威力を発揮している。しかし、これらの装置は主に微量元素や同位体の高精度分析を目的に使用されており、現在においても多大な労力と経験が必要。</p> <p>目的の情報を得る為に必要な分析精度や分解能を常に念頭に置きながら、有用なデータをなるべく簡便に数多く取る事が最も重要である。そのような考えに基づいて提唱された年代測定法の一つにCHIMEがある。</p> <p>(CHIME法: Th-U-全Pbアイソクロン年代測定法)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・測定手法の詳細と原理についてはSuzuki et al.(1991), 名古屋大学年代測定総合研究センターのホームページを参照。 ・長所: 1) 非破壊計測である。2) 日本の多くの地球科学系教室に導入されているEPMAを利用できる。3) EPMAを使用した場合の空間分解能が5μ以下とSIMSやLS-ICP-MSと比べても際立ってよい。4) 測定が比較的短時間でArため多くの年代データが得られてその統計的処理が可能である。5) 初期Pbが一定であったと仮定(アイソクロンをひくことによって自己検証可能)するだけでモナザイトやジルコンの単一粒子あるいは単一粒子の各部分との地質年代を合理的に決定できる。 ・短所: 1) U+Thを多く含む限られた鉱物しか利用できない。2) 娘元素であるPbが多く生成した古い岩石(現在のところ65Ma)しか測定できない。 ・モナザイトやジルコンは閉止温度が高く冷却過程や二次的熱の影響を受けにくく、鉱物の成長期の情報を読み取るのに有用である。

(CHIME法の応用と課題)

・問題点:

1. 検出限界

・EPMAは電子線を用いたX線分析であるため、連続X線の影響で検出限界が制限される。また、EPMA検出限界は、連続X線の影響のほか、近傍X線の妨害によっても制限される。CHIMEで用いる鉱物には、Pbのエネルギー近傍の特性X線を発生させる元素が多く含まれている。これらの影響はPbが多いときには問題にならないが、Pbが少なくなりPbのピークと近接するX線の強度が相対的に強くなってくると、その影響をどのようにして取り除くかが重要となってくる。現在のところ、近傍X線の影響を取り除く有効な手段が無い場合、Pbが少ない場合はその分析精度が著しく低下する。

・図に、初期のThO₂・UO₂量とある時間後に生ずるPbO量との関係を表している。実際に生ずるPbO量はこれらの計算結果よりも多くなる (Rogers and Adams, 1969b)。この結果から、EPMAによるPbOの検出限界を80~100ppmとすると、例えThもしくはUに富む褐れん石を用いても、100~200Maよりも古いイベントしか利用できず、PbOの測定誤差を考慮すると一つの年代値そのものが5~10%の誤差を持つ。年代誤差は、多くの点を測定しアイソクロンを適用する事で軽減されるが、いずれにしても褐れん石などにEPMAを用いたCHIMEを適用するには問題がある。

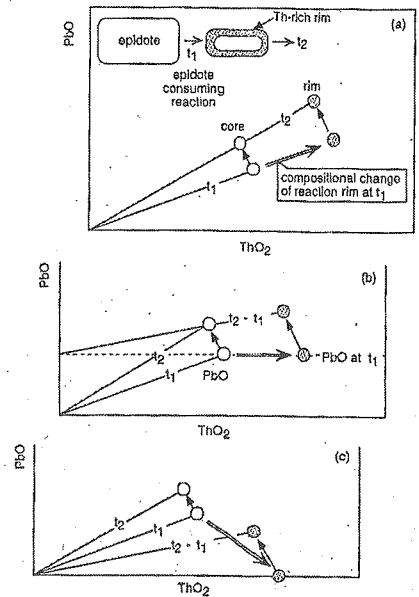


図2 緑れん石の再結晶と CHIME 年代の模式的関係.
Fig. 2 Schematic relationships between recrystallizations and CHIME ages of epidote crystal.

ThO ₂ / Ma	Ma							
	10	20	50	70	100	200	500	1000
0.1 (PbO)	0.4	0.8	2.1	2.9	4.2	8.4	21	49
apatite	0.2	0.8	1.7	4.2	5.9	8.4	17	49
	0.5	2.1	4.2	11	15	21	42	105
titanite epidote	1.0	4.2	8.4	21	29	42	84	210
	2.0	8.4	17	42	59	84	169	420
allanite (wt%)	8.4	17	42	59	84	169	420	1050

UO ₂ / Ma	Ma							
	10	20	50	70	100	200	500	1000
0.1 (PbO)	1.3	2.7	6.7	9.3	13	27	70	157
epidote apatite	0.2	2.7	5.3	13	19	27	54	130
	0.5	6.6	13	33	47	67	133	310
titanite allanite	1.0	13	27	67	93	130	270	660
	2.0	27	53	133	186	270	532	1330

EPMA Micro-PIXE SIMS, LS-ICP-MS etc.

鉱物中の ThO₂, UO₂ 量および年代と生成する PbO 量との関係。

まとめ・課題	<p>・課題:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. 検出限界が10ppm程度まで良くなれば、10~20Maの年代が議論できるようになる(図)。 2. Micro-PIXE分析法にCHIMEを応用すれば、若い年代を高空間分解の、非破壊分析で議論する事が可能。微量のPbしか含まない試料にCHIMEを応用する場合、常に結晶内の初期Pbがゼロか均一であったことを確認する必要がある。Pb量を10ppmあるいはそれ以上の精度で議論する場合は、初期Pbについてより慎重な検討が必要となる。鉱物の測定対象領域で初期Pb量が一定という仮定が成立すればアイソクロン法によって初期Pb量が推定できるので、CHIMEを使用する際に基本的な問題は無い。しかし、初期Pb量が測定精度以上に変化する場合には、CHIMEが適用出来ないので、初生的にPbがどの位含まれるのかといった基礎的研究を合わせて行う事も必要。 3. 微量のPbを分析するために近傍X線の妨害を取り除く手法を開発しなければならない。
主要な引用文献	<p>Suzuki,K.,Adachi,M. and Tanaka,T.(1991):Middle precambrian provenance of Jurassic sandstone in the MinoTerrane,central Japan:Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study. Sedim.Geol.,75,141-147.</p> <p>名古屋大学年代測定総合研究センター:CHIME年代測定法, http://www.nendai.nagoya-u.ac.jp/CHIME/index_j.html</p> <p>Rogers, J. J. W. and Adams,J. A. S (1969b), Uranium 92-D. Abundances in rock-forming</p>

文献番号	OT-04
文献の種類	講演要旨
文献題目	地震波速度から推定した東北日本地殻内温度構造と浅発地震の深さ分布
掲載誌名	日本地震学会講演予稿集
発表年	1997年
研究対象地域	東北地方
研究対象	地震波速度
研究手法	地殻熱流量
内容	<p>地殻・上部マントルの温度を推定する方法として、地震波速度のパータベーションから温度変化を求めた方法(佐藤・他(1997)、室・他(1997))を用いた。</p> <p>ある深さでの平均的な温度(T_0)は、地殻熱流量値から推定した値(古川・上田,1986)を用いる。ある深さでの深度変化($\Delta V, \text{km/s}$)、岩石の$\sigma V / \sigma T (\text{km/s}/^\circ\text{C})$を用いて速度変化による温度変化($\Delta T$)は、$\Delta T = \Delta V / (\sigma V / \sigma T)$となる。したがって、そこでの温度($T$)は$T = T_0 + \Delta T$となる。</p> <p>図2、図3の震源分布にあわせて示した等温線はある緯度、経度、深さ12kmでの温度(T_g)を推定し、温度T_dとなる深さ$d = 12.0 \times (T_d / T_g)$により推定した。$\Delta V$はZhao et al.(1992)の値を、花崗岩の$\sigma V / \sigma T$は室・他(1997)による値を用いた。</p>
まとめ・課題	<p>図1のNSで示した領域およびEWに沿う幅11kmの領域の震源分布に、300、400、500°Cの等温線を示した(図2、図3)→地震の下限の深さは約400°Cの深さに対応していることがわかった。</p>
主要な引用文献	<p>佐藤・他(1997) 室・他(1997)</p>

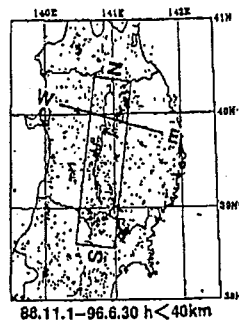


図1 震央分布。1988年11月～1996年6月。

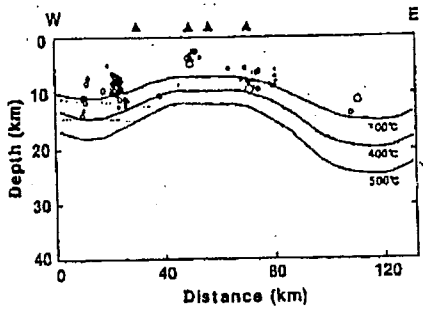


図3 震源分布(領域は図1のEWに沿った幅11km)。xは低周波微小地震、▲は火山。

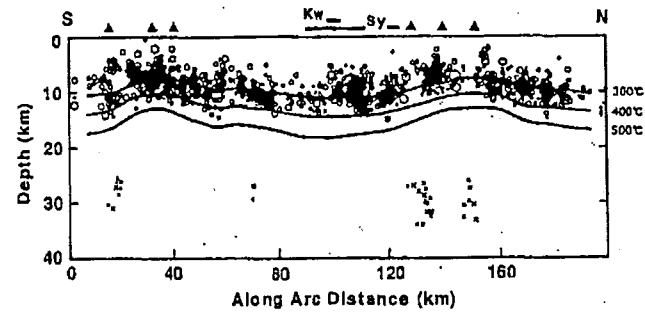


図2 震源分布(図1のNSで示された領域)。xは低周波微小地震、▲は火山、Kw、Syは陸羽地震(M7.2)に伴う川舟断層、千屋断層をそれぞれ示す。

文献番号	OT-05
文献の種類	研究論文
文献題目	地震波速度構造による地殻内温度分布の見積り
掲載誌名	地震 第2輯
発表年	1997年
研究対象地域	日光白根山
研究対象	地震波速度
研究手法	地殻熱流量値
内容	<p>日光白根山およびその周辺地域の詳細な地震波速度構造と岩石の物性データから、地殻内の詳しい温度分布を見積もった。</p> <p>長谷川・松本(1995)による縦波の速度分布Vは $V(\text{緯度、経度、深さ}) = V_0(\text{深さ}) + \sigma V(\text{緯度、経度、深さ}) \dots (1)$ $T(\text{緯度、経度、深さ}) = V_0(\text{深さ}) + \sigma T(\text{緯度、経度、深さ}) \dots (2)$ と表される。</p> <p>速度変化から温度変化を求めるための簡易モデルとして、地殻内のある深さ(圧力P)におけるこれらの岩石の速度の温度変化を$(\sigma V / \sigma T)_p$とすれば、 $\sigma T = \sigma V / (\sigma V / \sigma T)_p \dots (3)$ である。</p> <p>求められた地殻内温度分布の東西鉛直断面図をFig.1に示す。これらの図に共通して、火山下のコンラッド面から地殻下部にわたって高温領域が認められる。</p>
	<p>Fig. 1. East-west vertical cross section of temperature distribution at 36.7°, 36.8° and 36.9°N beneath Mt. Nikko-Shirane, Mt. Nantai and Mt. Akagi (contour line: every 100°C from 400 to 1000°C, triangle: volcano location, R: mid-crustal S-wave reflector, C: Conrad, M: Moho). High temperature regions (>1000°C), where the presence of magma is expected, are observed beneath the volcanoes and S-wave reflectors.</p>
	<p>北緯36.7°では赤城山と男体山の下、36.8°では白根山下の地殻中深部、36.9°では白根山の下方に高温域が認められる。</p> <p>Fig.1にはさらに地震波の横波を反射する地殻内S派反射面のおおよその位置を示した(長谷川・松本(1995)、松本・長谷川(1997))。反射面の直下に高速度(低温)領域が広がっている。今回の結果から、36.7°の直下では必ずしも高温になっていないことがわかった。</p>

まとめ・課題	本研究で得られた最も高い温度は、上部地殻では水に飽和した花崗岩のソリダスよりも高く、また下部地殻では無水玄武岩のソリダスに近い高温が得られた。→地殻内の顕著な低速度域にマグマが存在する可能性を示唆している。
主要な引用文献	古川善紹・上田誠也,(1986),地殻内発熱を考慮した場合の東北日本島弧地殻の温度構造,火山,31,15-28. 長谷川昭・松本聡,(1995),日光火山群の深度構造,科学,65,650-658. 松本聡,(1997),日光白根山火山周辺域におけるS波反射面の分布,火山,42,127-139.

文献番号	OT-06
文献の種類	講演要旨
文献題目	炭化木片のH/C比を用いた火砕流堆積物の定置温度見積もり
掲載誌名	地球惑星科学関連学会合同大会予稿集
発表年	1999年
研究対象地域	—
研究対象	火砕流堆積物
研究手法	火山灰, 木片を用いた炭化度実験
内容	<p>(実験目的)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・火砕流堆積物の温度に関するデータは多くなく(下記に例), 精度よく温度を見積もるには困難な場合が多い。 <p>現在の火砕流の温度測定例: 火砕流の直接測定(谷口ほか, 1996など), 赤外放射温度系による遠隔計測(山本ほか, 1993)。</p> <p>過去の火砕流の温度測定例: 熱残留磁気(Clement et al.1993など), ビトリナイト反射率や赤外線吸収スペクトル(三宅ほか, 1992など)。</p> <p>(実験)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・電気炉を用いてデイサイト質岩片を少量含む火山灰を熱し, その中にアルミホイールに包んだ4種の木材を投入し温度基地の条件下で炭化木片を作成し炭素同位体比, 赤外分光分析およびCHNS元素分析を行い温度と時間の依存性を検討。 ・温度条件は222°C~830°C間で加熱および冷却をいくつかの時間条件の下で行った。 ・四種の材とセルロースのH/C比は110度の乾燥条件では変化に富む。 ・揮発物質の大部分は280°Cまでに抄出し, それに伴いH/C比は, 急減する。 ・280°C以上では温度上昇と時間の経過と共にH/C比は規則的に減少するが, 時間依存性に比べ温度依存性が大きい。 ・H/C変化はセルロースとリグニンの間できわめて類似した値を示す。 ・温度降下段階でのH/Cの変化は少ない。 ・高温になるほど加熱時間容易も最高温度の依存性が強い。
まとめ・課題	<ul style="list-style-type: none"> ・炭化木片の$^{13}C/^{12}C$は温度依存性は求められるものの木材の種類または生息環境による違いが著しく有効ではない。 ・赤外分光分析ではC-O, C-H, C-Cボンド等の吸収ピーク比を検討したが, 元素分析による炭化木片のH/C比が最も簡便で有効であった。 ・$\log T = 2.45 - 0.56 * \log(H/C)$の関係式が得られた。 ・熱残留磁化測定によって見積もられた定置温度が500-530°Cの三瓶山の完新世火砕流堆積物は471-554°Cとなった。
主要な引用文献	<p>谷口ほか(1996)</p> <p>山本ほか(1993)</p> <p>Clement et al.(1993)</p> <p>三宅ほか(1992)</p>

文献番号	OT-07
文献の種類	原著論文
文献題目	九州四万十帯北帯の低圧高温型変成作用と変形作用
掲載誌名	地質学論集
発表年	1999年
研究対象地域	宮崎県五ヶ瀬川地域
研究対象	四万十帯榎峰層緑色岩
研究手法	微小変形構造の観察, 変成鉱物組み合わせ, 化学組成分析, 白雲母の結晶度(イライト結晶度)

内容 (地質) fig.1

- 九州地方四万十帯: 大型化石に乏しい, 高度の変成作用により放射虫の産出が限られている, 複雑な地質構造。
- 榎峰層群: 後期白亜紀後期。泥質千枚岩を主体とし多量の緑色岩類を挟在。千枚岩には石英長石などの碎屑粒子を含む。緑色岩は現地性, FeO/MgOは1.43-1.85やや分化した傾向。
- 対象地域は緑色片岩相に相当する(Toriumi and Teruya, 1988など)。

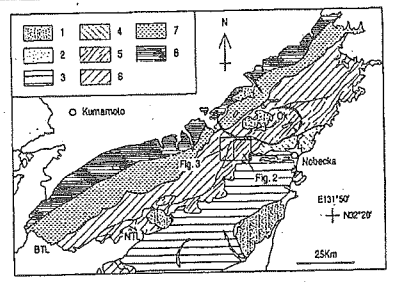


Fig. 1. Simplified geologic map of eastern to central Kyushu after Saito et al. (1996), showing the location of Fig. 2 and 3. BTL: Butsuzo Tectonic Line. NTL: Nobeoka Tectonic Line. Ok: Okue granitic rocks. 1: Middle Miocene acidic rocks 2-4: Southern Shimanto Belt (2: Nichinan Belt, 3: Hyuga Belt, 4: Kitagawa Belt), 5-6: Northern Shimanto Belt (5: Kamae Sub-Belt, 6: Saiki Sub-Belt), 7: Southern Chichibu Belt, 8: Kurosegawa Belt.

(変形変成作用)

- 微小構造の観察(複合面構造の認定は, 小松ほか, 1993の方法に従った)による変形ステージの区分。
- 緑色岩中の変成角閃石の組成累帯および産状によって二つの変成ステージを識別。
- 緑色岩の変成鉱物組み合わせ(table 3)。
- 角閃石はアクチノ閃石のコアとホルンブレンドのリムからなる累帯構造を持つことがある。
- 粗粒結晶の角閃石に比べて高いSi値を示す角閃石は(Fig.11)低温の条件下で形成されたと考えられ後退変成作用の存在を示す(M2ステージ)。
- 変形変成ステージの検討による変形変成史(fig.4)。

Table 3. Metamorphic mineral assemblages of greenstones from the Makimine formation.

Greenstones
1) Act + Ab
2) Act + Ab + Olg
3) Act + Hbl + Olg
4) Act + Hbl + Ab + Olg
All assemblages contain
Ep + Chl + Spn + Qtz ± Ms ± Cc + Ht + Sulfide(s)
Pelitic rocks
Ms + Chl + Qtz + Ab ± Ep ± Tou ± Cc ± Sph + Opaq
Olg: oligoclase, Sulfide(s): Pyrite ± Chalcopyrite, Opaq: Opaque minerals. Other abbreviations followed by Kretz(1983)

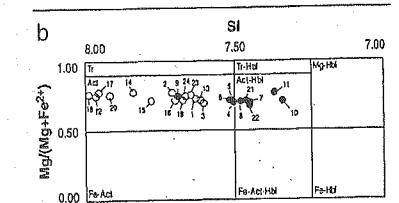
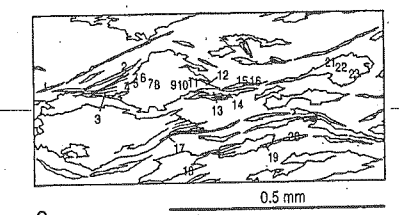


Fig. 11. Microscopic sketch (a) and Mg/(Mg+Fe²⁺)-Si diagram (b) of amphiboles (O=23) in greenstone. Fig. 11a is from the same sample as Fig. 5a. Solid circle: amphibole porphyroclast. Open circle: amphibole forming S-C structure. Number in Fig. 11a correspond with those in Fig. 10. Abbreviations in Fig. 11b are the same as in Fig. 10.

Metamorphic Stage	M1 Prograde	M2 Retrograde			
Metamorphic Facies	GSF to GS/AF	GSF			
Deformation Stage	D1	D2	D3	D4	D5
Type of Deformation	Top-southward layer-parallel shearing	Top-northward layer-parallel shearing	Top-southward layer-parallel shearing	Contraction ?	Layer-parallel (NS-trending) contraction
Major Structure	S1 Foliation Rotation of Amphibole Pz. Asymmetric S-C Structure				
	Tect. Fold				
	Prograde Foliation (S0) S-C Structure				
	Shear Band (ECC) Foliation Bands				
	Asymmetric Crenulation Cleavage				
	Reverse Kink Bands				

Fig. 4. Deformation and metamorphic history of the Makimine Formation. GSF: greenschist facies. GS/AF: greenschist/amphibolite transition facies. BCC: extensional crenulation cleavage.

(白雲母の結晶度=イライト結晶度)

- ・結晶度(イライト結晶度)は緑色岩の鉱物組み合わせから示される傾向と調和的。
- ・b0値には接触変成作用に影響が見られた。

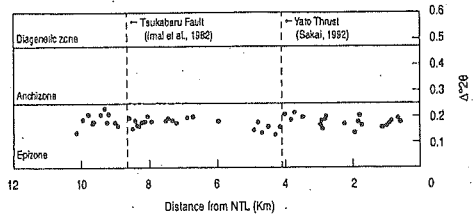


Fig. 13. Plots of white mica crystallinity values ($\Delta^2\theta$) along with the Gakase River. Each zone boundary after Kubler (1968). Locality of Tsukabaru fault and Yato thrust are compiled from Imai et al. (1982) and Sakai (1992), respectively. NTL: Nobeoka Tectonic Line.

まとめ・課題

- ・四万十帯槇峰層緑色岩の変形微小構造の観察からD1~D5の変形ステージ, 変成鉱物の検討からM1,M2の変形ステージを識別した。
- ・M1にはホルンブレンドとオリゴクレスが抄出し緑色片岩一角閃石漸移層に到達している。
- ・変成相解析と泥質岩の白雲母のb0値からM1の変成作用は低圧型(3.5kb以下, 約400°C)と推定される。
- ・四国四万十帯第三系(DiTulio et al.,1993)紀伊半島四万十帯の白亜系の熱履歴および形成史に関する検討 (Awan and Kimura,1996)によると, 付加体の地温勾配は30~35°Cとされており, 高い地温勾配(31°C/km以上)と低角正断層センスのD2変形構造の卓越は高い熱流量とドラスティックなプレートの変化をもたらす活動的の沈み込みによって説明可能。

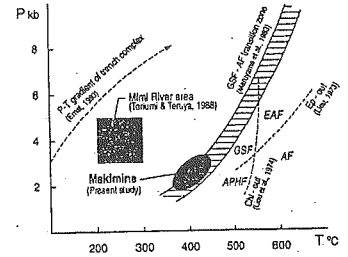


Fig. 15. P-T diagram showing estimated metamorphic conditions of the Makimine Formation (dark grayed area). GSF: greenschist facies, APHF: actinolite-plagioclase hornfels facies, EAF: epidote-amphibolite facies, AF: amphibolite facies. P-T condition from the Mimi River (light grayed area) after Toriumi and Teruya (1988). The greenschist-amphibolite transition zone. Chlorite-out curve. Epidote-out curve and a typical geothermal gradient of high P/T type metamorphism after Maruyama et al. (1983), Liou et al. (1974), Liou (1973), and Ernst (1993), respectively.

主要な引用文献

小松 正幸・長瀬 真央・内藤 耕・菅野孝美・宇治原 雅之・豊野 剛志,1993, 飛驒帯の構造とテクトニクス, 地質学論集,no.43,39-62

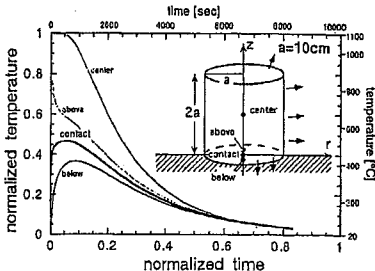
Toriumi,M. and Teruya,H.,1988,Tectono-metamorphism of the Shimanto Belt.,In Taira,A and Ogawa,Y.,eds.,The Shimanto prism,,Modern Geol.,12,303-324

Ditullio,L.,Laughland,M.M.and Byrne,T.,1993,Thermal maturity and constraints on deformation from illite crystallinity and vitrinite reflectance in the shallow levels of an accretionary prism;Otonashigawa Group, southwst Japan.In Underwood M. B. ed.,Thermal Evolution of the Tertiary Shimanto Belt,Southwest Japan:An Example of Ridge-Trench Interaction, Geol.Soc.Am Special Pappaper,no.273,63-82

Awan,M.A.and Kimura,K.,1996,Thermal structure and uplift of the Cretaceous Shimanto Belt,Kii Peninsula,Southwest Japan: An illite crystallinity and illite b0l attice spacing study.The Island Arc,5,69-88

文献番号	OT-08
文献の種類	講演要旨
文献題目	後期第四紀三瓶火山の古地磁気学:溶岩ドームの年代、構造、火砕流堆積物の定置温度見積り、及び自己反転性鉱物の発見
掲載誌名	地球惑星科学関連学会合同大会予稿集
発表年	1997年
研究対象地域	山陰中央部、三瓶火山
研究対象	火砕流堆積物、自己反転熱残留磁化鉱物
研究手法	室内磁場による熱残留磁化獲得実験
内容	<p>・三瓶火山について次の事項について報告。</p> <p>①古地磁気方位からデイサイト溶岩ドーム群の年代と構造の推定。 三瓶火山には4つのデイサイト溶岩ドーム群がある。採取した定方位試料19個の古地磁気方位を求めると、平均偏角12.2°、伏角53°、$\alpha_{95}=2.5^\circ$、$K=175.4$である。</p> <p>②熱残留磁化を用いた火砕流堆積物の定置温度の見積り。 火砕流堆積物の多孔質デイサイト岩片は、熱消磁にともなう磁化強度が$200-250^\circ\text{C}$まで減少した後、$300-350^\circ\text{C}$で増加し、その後は消磁に伴い減少していく。カーシュヴィングの主成分分析法によると$250-350^\circ\text{C}$の中温成分が存在し、その磁化方向は高温成分に対し、逆帯磁している。このことは自己反転熱残留磁化鉱物が存在するためだと考えられる。ここで定置温度を見積もった太平山火砕流堆積物は神戸第2遺跡と伊比谷に分布する。試料は神戸第2遺跡のデイサイト岩片6個と外来岩片5試料、伊比谷ではデイサイト岩片18個の試料を測定した。外来岩片は500°Cまでの成分がデイサイトの方向に近い。したがって、定置温度は熱残留磁化からほぼ$500-$</p> <p>③自己反転熱残留磁化を示す鉱物の産状と組成。 火砕流堆積物の多孔質デイサイト岩片は、熱消磁火砕流堆積物の多孔質デイサイト岩片から産出したSiO_2量は65重量%程度であった。自己反転磁性鉱物はチタン鉄鉱-赤鉄鉱系列の鉱物で、TiO_2が27.3~30.7重量%、赤鉄鉱成分は41.8~47.6モル%の組成を示す。→太平山火砕流堆積物中のものは単独結晶としても存在するので、噴出後の酸化によってできたものではなく、明らかに初生的にマグマからチタン鉄鉱とともに晶出したものである。</p>
まとめ・課題	<p>太平山から直線距離にして約5.5kmと約2kmの地点に分布する太平山火砕流堆積物の定置温度は熱残留磁化から$500-530^\circ\text{C}$と推定された。 $\text{TiO}_2=27.3-30.7\text{wt}\%$、赤鉄鉱成分=41.8-47.6モル%、キュリー温度:$250-350^\circ\text{C}$を示す自己反転熱残留磁性鉱物が多孔質デイサイト岩片から発見された。それは初生的にマグマから晶出したものである。</p>
主要な引用文献	<p>古川善紹・上田誠也,(1986),地殻内発熱を考慮した場合の東北日本島弧地殻の温度構造,火山,31,15-28.</p> <p>長谷川昭・松本聡,(1995),日光火山群の深度構造,科学,65,650-658.</p> <p>松本聡,(1997),日光白根山火山周辺域におけるS波反射面の分布,火山,42,127-139.</p>

文献番号	OT-09
文献の種類	原著論文
文献題目	色変化に基づく火山灰加熱温度の推定—三宅島火山2000年8月18日火山弾の着地温度への適用—
掲載雑誌名	火山
発表年度	2002
研究位置	三宅島
研究対象	火山灰
分析方法	土色計による色測定
内容	<p>(火山灰の色変化)</p> <p>2000年8月18日の三宅島雄島の噴火のカリフラワー状火山弾直下の火山灰、敷かれた火山灰・付着した火山灰・離れた火山灰、において顕著な色の違いが見られた(伊藤・高田, 2001, 伊藤他, 2002)。</p> <ul style="list-style-type: none"> これらの構成鉱物には違いがない(伊藤他2002) <p>(加熱条件と赤色化の関係)</p> <ul style="list-style-type: none"> 加熱温度の違いによる酸化度の違いを反映しているらしいことから加熱実験を行い加熱条件と赤色化の度合いの関係を求めた。火山灰を大気雰囲気において加熱(200~600°C, 6~360分) 色の測定は土色計を用いL*a*b*を求めた。L*a*b*はそれぞれ数値が大きいほど明るさ, 赤み, 黄色みが強く, 数値が小さいほど暗さ, 緑み, 青みが強いことを示す。 <p>(実験結果)</p> <ul style="list-style-type: none"> 火山灰の色は, 加熱温度が高いほど赤みと黄色みが強い(Fig1a)。 一定温度で加熱された場合火山灰の赤みは加熱時間と共に強まるが, 赤みの増加は数100分程度で頭打ちとなる。加熱温度が高いほど頭打ちまでの時間は短い(Fig1b) 火山灰粒子の研磨片を用いた観察で粒子全体が赤色化する変質粒子を確認。一方新鮮な粒子では光学顕微鏡・走査電子顕微鏡による観察の結果, 色変化・変質鉱物は確認できなかった。
	<p>Changes in color of the August 18, 2000 volcanic ash of Miyakejima volcano upon heating in the atmospheric conditions.</p> <p>Yellowness (b* value) vs. redness (a* value) (1a)</p> <p>Redness (a* value) vs. Heating duration (1b)</p> <p>Fig. 1. Relationship of color change of heated volcanic ash against the heated temperature and duration. 1a: Changes in color of the August 18, 2000 volcanic ash of Miyakejima volcano. The values of a* and b* correspond to the intensities of red and yellow color, respectively. The heated ash form a systematic color change trend. This trend is similar to the "hematitic trend" (see an arrow in the figure), a color variation of a powdered mixture of variable, trace amount of hematite and alumina matrix (Nakashima et al., 1992). Both the a* and b* values increased with increasing the heating temperature. Color of ash that was "underlying" below or "contact" with a cauliflower-shaped volcanic bomb are on the color trend. 1b: Redness (a* value) vs. heating duration. The increase in a* values with heating duration is expressed by right declined contours. Color of ash that was "underlying" below or "contact" with a cauliflower-shaped volcanic bomb is shown for comparison.</p>

	<p>(考察)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・角閃石の酸化 (Miyagi et al., 1998, fig2) による赤色化, 変質粒子の脱水素反応に伴う鉄の酸化の例があり後者の可能性はあるが詳細は不明。 ・火山弾の加熱温度の推定のための加熱時間を熱伝導計算から見積もった (Fig2)。 ・敷かれた火山灰 390°C ($a^*=5.5$), 付着した火山灰 550°C ($a^*=8.4$) となる。火山段の中心部の初期温度は, 1020°C, 1150°C と見積もられる。 ・2000年8月18日の噴火の火山弾は 1000°C 程度であったことから, マグマそのものの噴出があったと結論できる。また, 火山灰粒子は多数の気泡を含み水蒸気爆発噴出物に類似していること, 噴火が爆発的であったことなどから, マグマ水蒸気噴火であったと結論できる。 	 <p>Fig. 2. Calculated temperature changes of a cooling bomb and an ash layer heated by the bomb. The assumptions for this model is as follows: the bomb is cylindrical with its diameter and height $2a$ [m] (axisymmetrical system with z for vertical axis and r for horizontal axis); the initial temperatures at the landing of the bomb are homogeneous both for the bomb (T_0 [$^{\circ}\text{C}$]) and the ash layer (T_1 [$^{\circ}\text{C}$], equal to the air temperature); the cooling of the bomb is governed by thermal conduction at the bottom (thermal diffusivity k [m^2/sec]) and by Newton's Law of Cooling with forced convection of the air at the top and the side (the coefficient of surface heat transfer $h = 3(u/2a)^{0.5}$ [$\text{J}/(\text{m}^2 \text{sec K})$]; where u is wind speed [m/sec]; Carslaw and Jaeger, 1959). Here, we show a calculated result for $u/a = 10$ [sec^{-1}]. Four points are set for monitoring the calculated temperatures; i.e., center: (r, z) = (0, $+a$); above: (0, $+0.1a$); contact: (0, 0); below: (0, $-0.1a$). Normalized time is kt/a^2, and normalized temperature is $(T - T_0)/(T_0 - T_1)$, where t is the time [sec] and T is the temperature [$^{\circ}\text{C}$]. The time [sec] at the upper axis and the temperature [$^{\circ}\text{C}$] at the right axis are shown for reference in the case of $a = 0.1$ [m] (the diameter and the height of the bomb are 20 cm; the wind speed is 1 [m/sec]), $k = 10^{-6}$ [m^2/sec], $T_0 = 1,000$ [$^{\circ}\text{C}$] and $T_1 = 0$ [$^{\circ}\text{C}$]. In this case, the "below" points attain the maximum temperatures at about 1,000 seconds after the landing.</p>
<p>まとめ・課題</p>	<ul style="list-style-type: none"> ・2000年8月18日の三宅島山頂噴火で放出された火山灰を空気中で加熱し, 加熱温度, 時間, 色の関係を明らかにした。 ・同噴火のカリフラワー状火山弾の加熱により赤色化した火山灰の温度が見積もられた。 ・火山外の加熱温度と熱伝導計算により着地時のカリフラワー状火山弾の中心部の温度は 1000°C 程度と算出された。 ・噴火の推移とこの結果から, この噴火はマグマ水蒸気爆発と結論する。 	
<p>備考</p>	<p>伊藤順一・高田亮 (2001), 三宅島2000年8月18日噴火イベントの経過と噴出物. 地球惑星関連合同大会2001, V0-p016.</p> <p>伊藤順一・高田亮・濱崎聡志 (2002) 三宅島2000年8月18日噴火イベントの経過と噴出物. 火山噴火予知連絡会会報78, 98-103</p> <p>Miyagi, I., Matsubaya, O., (1998) Change in D/H ratio, water content and color during dehydration of hornblende. <i>Geochem. J.</i>, 32, 33-48</p>	

文献番号	OT-10
文献の種類	原著論文
文献題目	九重硫黄山の熱放出過程と地磁気変化
掲載誌名	京都大学防災研究所年報
発表年	2002年
研究対象地域	九重硫黄山
研究対象	地磁気
研究手法	地磁気観測
内容	<p>火山における地磁気観測は、しばしば地下の温度変化を間接的に推定する手段として用いられている。</p> <p>メリット・・・磁場が空間の磁化が積分されたものであるために、観測点から離れた地点の情報をも検知することができる点</p> <p>極めて局所的な温度異常の影響も、時間的に平均化されることで回避できる。</p> <p style="text-align: center;">↓</p> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; width: fit-content; margin: 0 auto;"> <p>温度計による直接測定が不可能な地点の温度変化にも捉えることができる。</p> </div>
まとめ・課題	<p>・1995年の水蒸気爆発以後、九重硫黄山地域は一貫して帯磁の傾向を示していることが明らかになった。</p> <p>→九重硫黄山では噴気の放出に伴って地下浅部で冷却が進行しているものと推定される。</p> <p>・この冷却にかかわる等価エネルギーは、磁化や温度変化量の誤差を考慮すると20～350MWと推定され、地表に放出されている噴気の熱エネルギー程度かそれ以下である。</p> <p>→冷却現象は、地下水の気化とその放出によるものであると考えると、地殻変動や重力変動の結果とも矛盾しない。</p>
主要な引用文献	田中良和・宇津木充, (2001):地磁気変化を利用した地熱の推移に関する研究、大分県温泉調査研究会報告、第52号、9-14.

文献番号	OT-11
文献の種類	講演要旨
文献題目	石英のカソードルミネッセンス測定における温度消光効果
掲載誌名	地球惑星科学関連学会合同大会予稿集
発表年	2003
研究対象地域	India
研究対象	石英
研究手法	石英のカソードルミネッセンス測定
内容	<p>(はじめに)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・ルミネッセンスに影響を与える要因として結晶に含まれる不純物、結晶に内在する構造欠陥ならびに試料温度がある。 ・石英のルミネッセンスは試料温度により大きく影響を受けることが知られている (Marshall,1988;塚本,1994)。 ・試料温度がCLに及ぼす影響について定量的な見当をおこなう。 <p>(実験方法)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・試料: Poona, India産の玄武岩晶洞中に産した単結晶の透明石英。 ・分析装置: 温度制御下で、走査電子顕微鏡に回折格子分光器を組み込んだもの。 ・実験条件: 加速電圧15kV, 照射電流0.07nA, スキャンモード(倍率×1000), 350-800nm, -192°Cから室温まで20°Cおきにスペクトル測定。 <p>(結果と考察)</p> <ul style="list-style-type: none"> ・-70°C以下の測定では450nmと500nmにピークスペクトル確認。→酸素欠損によるE'中心によるもの (Stevens Kalceff and Phillips,1995;Krbetschk et al.,1997)。 ・-30°C以上の測定では顕著なCL発光はない。 ・-192°CのCL積分強度値は室温での100倍。低温化のCLの増感効果は他の鉱物に見られないほど大きなもの。 ・温度消光過程の活性化エネルギーは450nmは2.75eV, 517nmで2.4eVとなり, Arrhenius プロットの解析の結果2.4eVでは-192~-110°C と-90~-50°Cでリニアな関係が得られその傾斜から求めた活性化エネルギー(ϵ)はそれぞれ0.03eVと0.25eV。同様に2.75eVの発光では-192~-110°C:0.02eV, -90-50°C:0.33eVの活性化エネルギーを算出。
まとめ・課題	<ul style="list-style-type: none"> ・ルミネッセンスのスペクトルの取得, CL発光中心の帰属を明らかにすることによる地質学的研究への応用の可能性。 ・低温化では, 励起された跡に準安定状態に移るには0.02-0.03eVの活性化エネルギーを必要とする。 ・試料温度が約-100°C以上になると0.2-0.3eVの活性化エネルギーを得て, 基底状態への非輻射遷移の遷移確率が急激に大きくなりCLの顕著な消光を示す。
主要な引用文献	<p>Miarshal,D.j.(1988) Cathodoluminescence of geological materials,Uniwin Hyman Ltd, London.</p> <p>塚本 斉(1994)地質ニュース, 474, 46-56</p> <p>Stevens Kalceff,M.A. and Phillips,M.R.(1995)Phys.Rev.B52(5),3122-3134.</p> <p>Krbetsuchk,M.R.et al.(1997)Radiat.Meas.27(5/6),695-748.</p>

本資料の全部または一部を複写・複製・転写する場合は、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 Cooperation Section,
Technology Management Division,
Japan Nuclear Cycle Development Institute
4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki 319-1184,

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

2004