

断層粘土中の石英粒子の表面構造による

断層の活動および破碎様式の解析

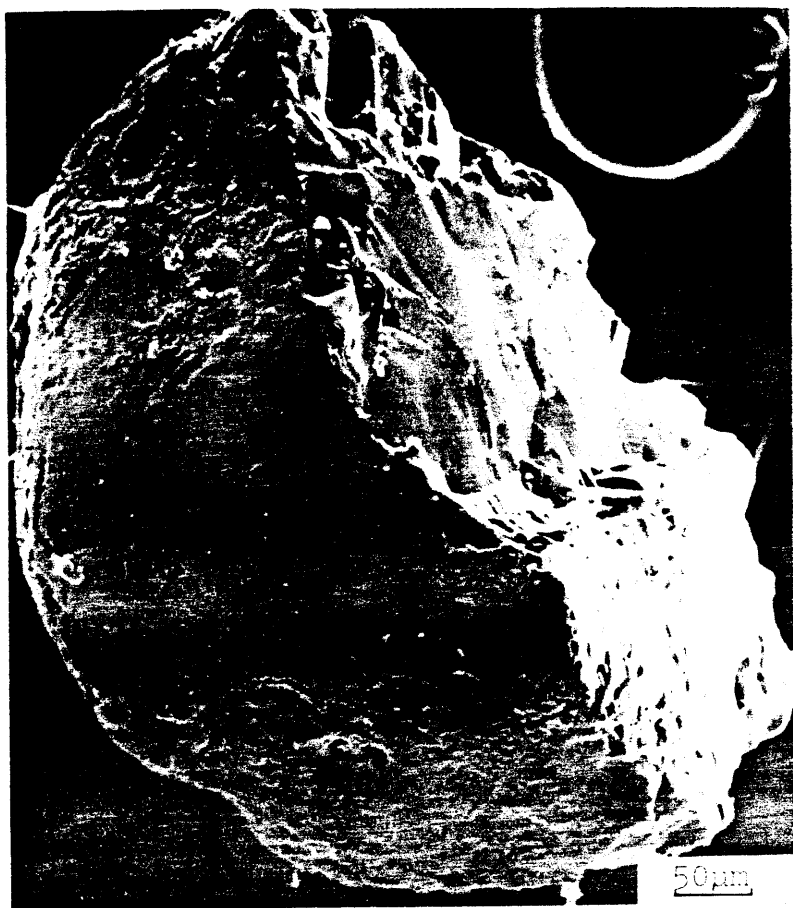
金 折 裕 司

断層粘土中の石英粒子の表面構造による
断層の活動および破碎様式の解析

名古屋大学図書
和 903070

金折裕司

報告番号	乙第2421	号
------	--------	---



Bruchmode Analyse und Bewegungszeit der Verwerfung bei
Oberflächenstruktur der Quarzkörner von Gangtonen

by Yuji KANAORI

Zusammenfassung

Die Oberflächenstruktur der von etwa 250 Gangtonen ausgewählten Quarzkörner in Japan wird mittels skandierender Elektronmikroskope beobachtet. Diese Proben wurden nicht nur von großen Verwerfungen von einigen Zehn bis einigen Hunderten Kilometer, sondern auch von kleinen von einigen bis einigen Zehn Meter gesammelt. Die Oberflächenmorphologie hat verschiedene Type, aber die Körner von einer gleichen Tonprobe zeigen eine bestimmte Struktur, die von anderen Proben unterscheiden können. Die 8 Type werden mikroskopisch festgestellt; untermuscheigere, orangeschalige, schuppenartige, moosartige, mottenzerfressenartige, stalaktitsche, riesen-topfartige, und korallenartige Struktur. Diese Strukturen können in vier Gruppe von I bis IV eingeteilt werden.

Die Strukturen zeigen das von Oberflächlich bis tief angegriffene Aussehen. Diese Flächenstruktur sind nach dem einzelnen, geschnittenen Muster zu ordnen. Diese Erscheinung bezieht wahrscheinlich sich auf die Korrosionswirkung des Grundwassers in der Vergangenheit. Deshalb

stellt sie den geologisch-zeitlichen Verlauf seit der Entstehung einer Verwerfungzone dar. Nach den angeordneten Oberflächenstruktur können der Autor die Tätigkeit oder die Entstehungszeit einer Verwerfungzone beurteilen. Ferner stellt er einzeln mit Quarzkörnerproben von Verwerfungen der geologisch klaren Tätigkeit die Verlaufszeit der Korrosionswirkung über 8 Strukturen fest.

Die einige Strukturen in der ersten Korrosionsstufe werden von ausführlichen Beobachtungen gefunden. Es sind die dendritische, gestreifte, kornig gespaltene und grubchenformige Oberflächenstrukturen. Diese Flächenformen sind wahrscheinlich von der Eigenschaften der Zerkleinerung der Felsens bei der Entstehung einer Verwerfungsbewegung beeinflußt.

An Analysis of Fracturing Mode and Movement
of Fault on the basis of Surface Textures of
Quartz Grains extracted from Fault Gouges

by Yuji KANAORI

ABSTRACT

Surface textures of quartz grains from about 250 samples of fault gouges in large faults extending several tens to several hundreds of kilometers in length and small faults ranging in length several meters to several tens of meters, all in the Japanese Island, are examined by means of the scanning electron microscope. It is disclosed that the surface morphology of the grains is variable, but quartz grains extracted from one fault gouge sample commonly show a type of texture different from those observed on the grains extracted from the other samples. the surface textures observed under the microscope are tentatively classified into eight types; subconchoidal, orange peel-like, fish scale-like, mosslike, motheaten, stalactitic, pot-hole, and coral-like textures. These textures can be classified into four, i.e., group I to IV. Arranged

in the order of their apparent features, it is interpreted that the progressive corrosion of quartz grains by ground water has taken place after faulting. The change of this surface feature can assist in estimating the time elapsed since the last fault activity.

On the basis of surface features of quartz grains extracted from fault gouges for which the geological age of their movement is known, the groups, I to IV, are tentatively related to the age of formation of surface textures.

River pattern, striation, granular fractured surfaces, and dimple-like textures are observed on less corroded surfaces of quartz grains from fault gouges. Fractography of these surfaces of quartz grains is helpful to analyse the fracturing mode of the quartz grains which were released from the original rock mass into the fault gouge.

目 次

緒 言	1
第 1 章 試料と解析方法	4
1.1 試 料	4
1.2 解析方法	4
第 2 章 表面構造の分類	8
2.1 I 類	10
2.2 II 類	11
2.3 III 類	11
2.4 IV 類	12
2.5 その他の表面構造	12
2.6 種々の堆積物や堆積岩中の石英粒子の表面構造との比較	13
第 3 章 表面構造の形成過程の実験的検討	34
3.1 試料と方法	34
3.1.1 三軸圧縮破壊試験	34
3.1.2 溶解実験	35
3.2 試験および実験結果	38
3.2.1 三軸圧縮破壊試験によって得られた石英の破断面の表面構造	38
3.2.2 溶解実験による表面構造	39
3.3 試験および実験結果と断層粘土中の石英粒子の表面構造の比較	41
3.4 試験および実験結果と断層粘土中の表面構造との比較のまとめ	43
第 4 章 表面構造の形成過程に関する考察	56
第 5 章 破面解析 (Fractography)	60
5.1 破面形態	60
5.2 破碎様式	62
第 6 章 実在断層における表面構造の特徴	69
6.1 小規模断層	69
6.2 大規模断層	71

第7章 表面構造の分類と生成時期	73
7.1 石英粒子の生成時期および表面構造の形成期間	74
7.2 表面構造の分類と地質時代	76
7.3 議論と考察	78
第8章 跡津川断層の2つの露頭での解析の実例	80
8.1 断層露頭の位置および性状	80
8.1.1 天生谷の露頭	80
8.1.2 真川の露頭	83
8.2 試料	84
8.3 石英粒子の表面構造の特徴と分類	84
8.4 石英粒子の表面構造による跡津川断層の活動時期および破碎様式	87
結 言	96
謝 辞	96
引用文献	97

付

A. 断層と断層内物質に関する用語	A 1
A.1 断層	A 1
A.2 断層内物質	A 4
引用文献	A 4
B. 岩盤ゆるみの発生過程	B 1
B.1 地下空洞周辺岩盤の地質	B 1
B.2 BTV装置と観測方法	B 3
B.2.1 BTV装置の概要	B 3
B.2.2 BTV観測	B 3
B.3 開口割れ目	B 4
B.3.1 既存の岩盤分離面	B 4
B.3.2 出現した開口割れ目	B 5
B.4 開口値と岩盤の変位量	B 8
B.5 引張変位の方向	B 12
B.6 まとめ	B 12
引用文献	B 13
C. 断層内物質中の特定の鉱物を用いた絶対年代測定法	C 1
C.1 1Mdイライトを用いたK-Ar法	C 1
C.2 黒雲母を用いたフィッジョン・トラック法	C 2
C.3 石英を用いたESR法	C 3
引用文献	C 4

〔表紙の次ページの写真の説明〕 断層粘土中の石英粒子の表面構造のSEM写真。破断面（右半分）とやや溶解した母岩中の砂粒子を反映する表面（左半分）。紀伊半島中部の中央構造線に伴う菖蒲谷層の礫層と和泉砂岩を境する断層粘土。

緒 言

近年、原子力発電所などの大型電力施設が各所に建設されるようになってきた。これら大型電力施設の立地選定に当たっては、構造物の耐震性を考える上で、その基礎岩盤もしくはその周辺に発達している断層および破砕帯の性状・規模の把握、並びに活動性の評価が必要となってくる。特に活動性の問題については、その最終の活動時期を知ることが、評価の検討段階において最も重要となってくる（緒方・本荘，1981）。

断層および破砕帯の活動時期を明らかにする場合、断層および破砕帯と第四紀層との切り切り関係の関係を自然露頭や人工露頭などで調べる方法が一般に用いられている。特に最近では断層や破砕帯を覆っている第四紀層をトレンチ掘削し、腐植土層、火山灰層などが存在する場合は、これらを試料として、 ^{14}C 法、フィッシュン・トラック法などで絶対年代を測定し、これらの層と断層との関係から、断層の活動時期を追跡することが試みられている（岡田他，1979；佃他，1979）。これらの方法では、第四紀層が分布していない地域や試料として用いられる鉱物がない場合には、断層の活動時期を決定することはできない。その場合、我々はそれに代わる手段を何か考えなければならない。そしてその手段はできる限り普遍的かつ簡便であることが望ましい。

断層はほとんどの場合、断層粘土や断層角礫などからなる断層内物質^{*}を伴っており（Wu, 1978; Anderson et al., 1980），最近ではその断層内物質を手がかりとして、断層の活動性を検討することが試みられている（緒方・本荘，1981；金折他，1981, 1982d）。

また、断層粘土中に普遍的に存在する石英粒子について、Anderson et al. (1980), Gay and Ortlepp (1979), が走査型電子顕微鏡（SEM）を用いて表面構造を観察し、その形態について報告している。金折他（1978；1982a, b）, Kanaori et al. (1980), 金折（1981）もSEMを用いて、断層粘土中の石英粒子の表面構造を詳細に観察し、表面構造を形態上の特徴から分類し、記載した。Šamaliková（1980）は断層面沿いに存在している鉱物粒子の形態をSEMで観察し、断層面に沿って風化が進行することや、粘土鉱物が生成していることを示している。これらの研究のうち、金折他（1978）, Kanaori et al.

* 断層および断層内物質の用語については、これまで厳密には定義されていない。したがって、本論文で用いる用語について末尾の付Aで解説する。

(1980)は断層粘土中の石英粒子の表面構造が断層の生成もしくは活動後に経過した時間に
関係していることを予察的に報告し、金折(1981)、金折他(1982a, b)は石英粒子の
生成時期^{*}と表面構造の形成期間について明らかにした。また、最近では同じ石英粒子を試料
として、電子スピン共鳴(E SR)法により断層の活動時期の絶対年代の測定が試みられるよ
うになってきている(Ikeya et al.; 1980; 田中他, 1981)。

S E Mによる石英粒子の表面構造の観察は、1970年代から世界各地で研究が進められて
いて、固結した堆積岩を初めとして、氷河、風成、河成、海成の未固結堆積物などから取り出
された粒子の表面構造の形態的特徴から、その石英粒子の堆積環境や運搬過程を推定する試み
がなされている(Pittman, 1972; Smalley and Cabrera, 1970; Krinsley and
Doornkamp, 1973; Whalley and Krinsley, 1974; Margolis and Krinsley,
1974; Rehmer and Hepburn, 1974)。同様な結果は透過型電子顕微鏡を用いても示さ
れている(Krinsley and Funnell, 1965; Soutendam, 1967; Krinsley and
Dohahue, 1968; Blackwelder and Pilkey, 1972)。

石英粒子の表面構造の変化は、堆積岩や堆積物中でその石英粒子が置かれていた化学的環境
や石英粒子に接する地下水の動きにも大きく影響を受けるが、時間にも依存すると考えられて
おり(Whalley and Krinsley, 1974; Margolis, 1968)。実際、Douglas and Platt
(1977)、Douglas(1980)、White(1981)は異なる堆積時代の漂礫土中や段丘堆
積物中の石英粒子の表面構造を調べ、表面構造の変化が漂礫土や段丘堆積物の堆積時代の新旧
に関係していることを報告している。

本論文では、日本各地に存在する大中小さまざまな規模の断層に伴われる断層粘土中に普遍
的に含まれる石英粒子を研究対象とし、その表面構造をS E Mで観察し、記載した。そして、
その表面構造を手がかりとして、断層の活動時期や破碎様式を推定する新しい試みを述べる。

まず、本論文の第1章では、この研究に供した断層粘土試料を記載し、さらに、断層粘土中
から石英粒子を選び出し、S E Mを用いて、各粒子の微細な表面構造を観察する手法を述べる。
第2章では、観察された表面構造を、個々の表面構造の違い、つまり空洞の有無、起伏の程度
に基づき、単純なものから複雑なものへと順序づけて並べ、いくつかの基本的なパターンに分
類し、記載する。

第3章では、断層粘土中の石英粒子の表面構造の形成過程を調べる目的で、三軸圧縮破壊試

* 本論文では、後述するように、断層活動によって母岩の石英が破断し、断層内に取り込まれた時を“石英粒
子の生成時期”と呼ぶ。

験により得られた石英の破断面の表面構造，溶解試験により形成される表面構造を調べ，それらと断層粘土中のものとを比較・検討する。この結果に基づいて，第4章で断層粘土中の石英粒子の表面構造の形成過程について考察する。

第5章では，断層粘土中の石英粒子の表面にみられる破面形態を記載し，破面解析（北川・小寺沢，1977）することにより，断層の破碎様式と石英粒子の表面構造との関係を調べる。

第6章では，それぞれの断層別に石英粒子の表面構造を調べ，第2章の分類基準に基づいて分類し，断層ごとの特徴を明らかにする。第7章において，活動時期が推定されている断層から得た石英粒子や堆積時期がわかっている堆積物中の石英粒子をもとにして，石英粒子の表面構造の各分類と石英粒子の生成時期および表面構造の形成期間との関係を調べる。

最後の第8章で，断層粘土中の石英粒子の表面構造による断層の活動時期および破碎様式の解析の事例研究として，日本の著名な活断層であるとされている跡津川断層（松田，1966）の2ヶ所の断層露頭から採取した断層内物質について，断層内物質中の石英粒子の表面構造の解析を試みる。

末尾に参考として，付Aに本論文で用いる断層および断層内物質の用語について解説する。また，付Bに，断層の生成過程に密接に関係していると考えられる応力開放による岩盤ゆるみの発生過程について，大規模地下空洞掘削に伴う観測結果の一例を述べる。付Cとして，断層内物質中の特定の鉱物を利用して断層活動の時期の絶対年代を測定する試みについて解説を行う。

第1章 試料と解析方法

1.1 試 料

S E M観察を行った石英粒子は、表-1に示すように、全国各地の断層から系統的に採取された断層粘土から選出されたものである。ここでは、跡津川断層や中央構造線などの長さ数10 km～数100 kmの規模を有する断層を大規模断層と呼び、長さ数m～数10 mの規模の断層を小規模断層と呼ぶことにする。

大規模断層に伴う各試料は、広い地域にわたる1本の断層の異なる場所での種々の岩石を母岩とする断層粘土である。一方、小規模断層に伴う各試料は、1本の断層から採取されたものではなく、ある限られた範囲の同一岩体中に分布し、同じ断層系に属すると考えられる数本の断層から集めた試料である。

1.2 解析方法

断層粘土中から石英粒子を選び出し、S E M観察用の試料を作成するまでの手順を以下に記す。

- (1) 断層粘土を適量(200 cc程度)取り出しビーカーに入れ、充分な水を加えて攪拌し、分散させた後、粘土分を洗い流し、粗粒分だけを取り出す。
- (2) 粗粒分と常温で10% HCl溶液に浸し、炭酸塩鉱物を完全に取り除く。
- (3) タイラーメッシュ60～200のふるいを用いて、粒径 $250\ \mu\text{m}$ ～ $74\ \mu\text{m}$ の粒子を選び出す。この段階では、粒子表面に微小な物質が付着しているので、これを取り除くために超音波洗浄器を用いて、蒸留水中で30分程度洗浄する。
- (4) 粒子を完全に乾燥させた後、磁力選鉱器により、1.0～1.5 Aで非磁性鉱物を選別する。この粒子中には石英の他に長石類なども混っている。
- (5) S E M用の銅(Cu)の試料台に両面接着テープを張り付け、次の(a), (b)のいずれかの作業により粒子を固定する；(a)粒子をそのまま試料台に振りまき、粒子が重なり合

表 - 1 A 大規模断層からの試料一覧

試料名	断 層 名	試料数	詳細に観察した 粒子数*	記 事 (母岩など)
ATF	跡津川断層	62	158	花崗岩, 飛驒片麻岩類, 手取層群などを母岩とする断層粘土
(ATF-M)	"	(13)	(28)	試料ATFのうち, 花崗閃緑岩と先更新世の礫層との境界の断層粘土
MTL-Y	中央構造線 (紀伊半島)	48	116	三波川結晶片岩, 和泉層群, 葛蒲谷層, 貫入岩などを母岩とする断層粘土
MTL-K	中央構造線 (四国)	46	109	
(MTL-S)	"	(21)	(51)	試料MTL-YとMTL-Kのうち, 三波川結晶片岩および和泉層群と葛蒲谷層との境界の断層粘土
NOF	根尾谷 (温見) 断層	12	25	中〜古生層のチャート, 粘板岩や花崗岩を母岩とする断層粘土
ATEF	阿寺断層	4	19	濃飛流紋岩を母岩とする断層粘土
ISF	伊勢神断層	8	23	花崗岩を母岩とする断層粘土
KUF	熊野川-牛首断層	2	6	飛驒片麻岩類と手取層群の境界の断層粘土
BTL	仏 像 線	1	4	中生層の砂岩・頁岩互層といわゆる古生層の石灰岩の境界の断層粘土
合 計**		183	708	*各々の試料に多くみられ, かつその試料を代表する表面構造を有する粒子について, 特に詳細に観察した。 **()内の数字は, 他の試料と重複しているため, 合計には加算していない。

表-1B 小規模断層などからつ試料一覧

試料名	断層名	試料名	詳細に観察した * 粒子数	記事(母岩など)
S F(1)	小規模断層	9	26	中生代の花崗岩を母岩とする断層粘土・試料WG-1と同一地域で採取。
S F(2)	"	19	76	後期中新世の砂岩・泥岩互層(試料PR-2)を母岩とする断層粘土
S F(3)	"	31	93	中性層の粘枝岩中を母岩とする断層粘土
S F(4)	"	4	12	三波川結晶片岩を母岩とする断層粘土
RPC		4	13	封圧60, 100, 150, 200 kg/cm ² 下の三軸圧縮破壊試験で得られた粉体, 被試験試料は花崗岩(詳細は表-4)。
WG-1		5	16	試料S F(1)と同一地域に分布する風化花崗岩
PR-2		5	13	試料S F(2)の母岩の後期中新世の砂岩
合計		77	249	* 各々の試料に多くみられ, かつその試料を代表する表面構造を有する粒子について, 特に詳細に観察した。

わない程度に密に固定する。(b)双眼顕微鏡を用い、粒子中から石英粒子だけを選び出し、一粒ずつ試料台の上へ約20粒固定する。固定した後、試料表面をスパッタリング蒸着装置を用いて、金(Au)で蒸着する。(a)の作業により固定された試料の場合には、SEMで粒子の表面構造を観察する前に、あらかじめ観察している粒子が石英であるか否かのチェックをSEMに内装されているエネルギー分散型X線検出器(EDX)で行う。図-1に示すように観察している粒子が石英の場合は、EDXによる特性X線曲線には、石英のSi、試料台のCu、蒸着されたAuの3つのピークだけしか現れない。しかし、その粒子が長石の場合には、Cu、Au、Siの他にAlやKのピークが出現する。(a)と(b)の作業を比べた場合、石英粒子が多く含まれている試料においては(a)が簡便であるが、石英粒子の含有量が少ない場合には、観察するたびにEDXでチェックする必要のない(b)の作業の方が便利である。

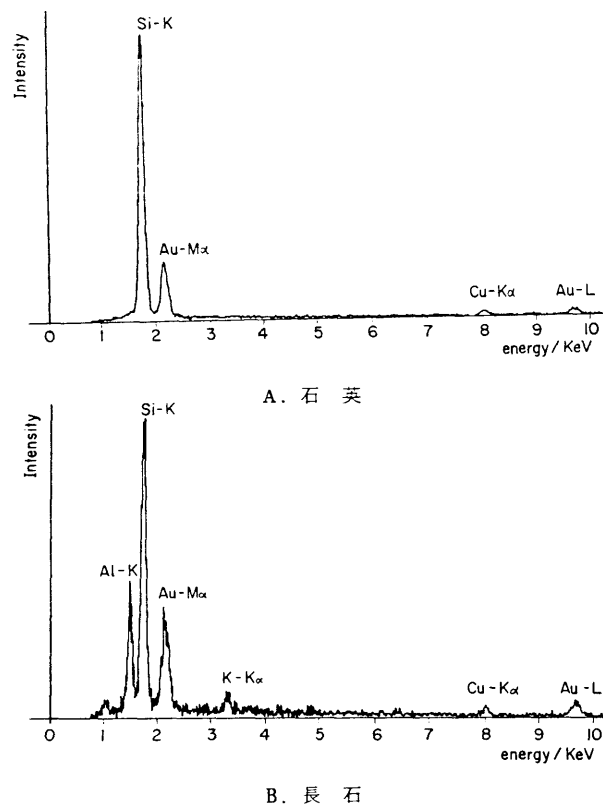


図-1 X線検出器による特性X線曲線

第2章 表面構造の分類

SEMを用いて観察された大規模断層や小規模断層に伴う断層粘土中の石英粒子の表面構造は、複雑多様ではあるが、各々の断層粘土試料に個有な形態的特徴を示す。断層粘土中に多く出現する表面構造は、いくつかの例外を除いて、その形態上の特徴から、亜貝殻状、ミカン皮状、苔状、鱗片状、虫くい状、鍾乳石状、おう穴状、サンゴ状の8つの構造が識別され得る（写真1～9）。さらに、これら8つの構造は、表面の滑らかさ、起伏の程度、空洞の発達状態から判断して、単純な構造を示すものから次第に起伏が大きくなり、さらに空洞を生じているようなものまで、次の4つの種類に分けることができる（表-2）。

まず、Ⅰ類は石英粒子が滑らかな面を持つことにより特徴づけられ、亜貝殻状構造、ミカン皮状構造がこれに属する。Ⅱ類は部分的に滑らかな面を持つことで特徴づけられ、鱗片状、苔状などを示す。Ⅲ類には、鍾乳石状、虫くい状、Ⅱ類に分類されるものよりさらに起伏量^{*}の大きい苔状などが含まれ、これらは滑らかな面を完全に失い、表面での起伏量^{*}が大きい。そして、Ⅳ類は著しく空洞が発達していることにより特徴づけられ、おう穴状、サンゴ状などがこれに属する。後述するように、断層の最終の活動時期を知ろうとする場合には、起伏量が小さく、滑らかな面を持つⅠ類に属する表面構造が特に重要となってくるので、Ⅰ類については、さらにⅠaとⅠb、Ⅰc類に細分した。すなわち、亜貝殻状構造で特徴づけられるものをⅠa類とし、ミカン皮状構造で特徴づけられるものをⅠc類として、両者の中間の性質を有するものをⅠb類とした（写真-2）。

稀な例ではあるが、2つの異なる類に属する表面構造が1つの粒子表面に認められる場合もある（写真-12）。

以上に述べた表面構造の他に、出現頻度はさらに低い石英粒子の表面に、 SiO_2 の沈殿物、あるいは微小な粒子が付着しているもの、石英の微小結晶が観察されるものなどがある（写真-13～17）。

一般に、断層の1つの粘土試料に含まれる石英粒子は、同じ類に属する表面構造を示す場合が多い。1本の断層であっても、断層粘土が数条ある場合や、断層や破碎帯の幅が広く数

* ここでは平均的平滑面より計った穴または空洞のおおよその深さを起伏量と呼ぶことにする。

表 - 2 断層粘土中の石英粒子の表面構造の形態と分類

表面構造	破断	溶 解					
		I a	I b	I c	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ
貝 殻 状							
亜 貝 殻 状			---				
ミカン皮状			---	---			
鱗 片 状				---			
苔 状					---		
鐘 乳 石 状						---	
虫 く い 状					---	---	
む う 穴 状							---
サ ン ゴ 状							---

m～数100μmに及ぶものについては、試料の採取位置が異なれば、試料中の石英粒子の表面構造は異なる類に属する場合もある。また、母岩の岩種が異なっている場合でも、よく似た表面構造を示す場合があり、表面構造は母岩の種類には直接関係していない。

以下に表面構造の各種類の特徴を述べ、代表的な表面構造を写真-1～17に示す。

2.1 I 類

石英粒子の形状は不定形をしており、粒子の縁や表面上の嶺は、先端がやや鈍いとはいえ尖っている。石英粒子の表面構造は単純で滑らかであることにより特徴づけられる（写真-1～3）。時には滑らかな面上に小穴が観察されることもある。小穴の深さはせいぜい1～3μm程度である。

Ia類・三貝殻状構造 石英粒子の表面は滑らかであり、やや鈍く尖った嶺を持つことが特徴である（写真-1）。滑らかな面上に直径1～3μm程度の小穴が数個点在していることもある。また、滑らかな面上に部分的に、幅1～3μm程度の先端がやや丸味を帯びたステップがみられることもある（写真-2A）。さらに、顕著な平面性を持つ板が階段状に数段重なっているようなものもある（写真-28～30参照）。

この構造を後述する三軸三縮破壊試験結果得られた石英粒子の表面構造と比べると、形態上の相違は良く似ているが、粒子の縁や嶺の先端が、前者では鋭さを失い、後者に比べ先端が丸味を帯びていることがわかる。

Ib類 写真-2に示すように、垂貝殻状で特徴づけられる表面構造と、次に述べるミカン皮状で特徴づけられるものとの中間の性質を持つものである。

Ic類・ミカン皮状構造 石英粒子の表面はわずかな小起伏を示すが、全般的に滑らかであり、嶺も先端が丸くなっているのが特徴である（写真-3）。場合によっては、表面上に1μm以下のほとんど大きさの等しい小穴が密集していることもある。この構造は、上述の垂貝殻状構造に比べて、表面の滑らかさが失われ、起伏が増し小穴も密に発達している。

2.2 II 類

石英粒子の形状はやや角ばっており、その表面は滑らかな面の部分と、小起伏に富む部分、もしくは不規則な形をした小穴に富む部分を同時に有するのが特徴である（写真-4, 5）。この類に属するものに鱗片状、苔状構造がある。

鱗片状構造 石英粒子の表面は大きさのそろった一定方向に並んだV字型をした小面の集合で特徴づけられる。V字型の小面の大きさは3～5 μm 程度であり、起伏量もこの程度である（写真-4）。

苔状構造・A 周辺のはっきりしない半球状もしくは苔状の集合体により特徴づけられる。起伏量は3～5 μm 程度である（写真-5）。

2.3 III 類

これまでに述べたI類とII類に属する表面構造を持つ石英粒子の形状は、程度の差はあるが角ばっており、表面に嶺もみられた。これに対してIII類に属するものでは、粒子の形状は丸味を帯び、しかし、その表面はかなり起伏に富んでいる（写真-6, 7）。この類には、虫くい状、鍾乳石状、苔状などの構造が属する。

虫くい状構造 石英粒子の表面に複雑に曲がりくねった穴が不規則に発達しているのが特徴である（写真-6 A, B）。起伏量は5～10 μm 程度である。

鍾乳石状構造 石英粒子の表面は、先端の丸くなった柱状の鍾乳石に似た突起部と、隣り合う2つの突起部の間を深く刻む谷部を持つことが特徴である。突起した柱は3～5 μm の長さを有しており、長いものでは10 μm に達する（写真-6 C, D）。

苔状構造・B ここで示す石英粒子の表面は、II類で示した苔状（写真-5）より、さらに凹凸が増し、完全に平坦面を残していないのが特徴で（写真-7）、起伏量は5～10 μm 程度である。

2.4 IV 類

これに区分される石英粒子の形状は完全に丸くなっており、表面に刻まれた空洞は著しく大きく、しかも深くなっていることにより特徴づけられる(写真-8, 9)。空洞の大部分は粒子の内部まで深く延びており複雑な立体構造を示している。この類にはおう穴状とサンゴ状構造が属する。

おう穴状構造 石英粒子の表面が半球状の穴と、それらが深くなった円筒状の穴から構成されていることに、このおう穴状構造の特徴がある。これらの穴は互いに干渉し合い、穴の輪郭は複雑である(写真-8A~C)。穴の一部には平坦な底を持っているものもある。穴の直径は $5 \sim 10 \mu\text{m}$ であり、深さは $10 \sim 50 \mu\text{m}$ で、深いものでは $100 \mu\text{m}$ にも達している。

サンゴ状構造 石英粒子の表面には、複雑に連続する空洞が発達していることがこの構造の特徴である(写真-8D~F, 9)。空洞とそれ以外の部分では空洞の部分の割合が多い。空洞以外の部分は滑らかな小面の集合体となっている。

2.5 その他の表面構造

上述した以外の表面構造を示す石英粒子も、時折、存在する。そのうち、特徴的な表面構造を示すものとして、表面にV字型の孔を有するもの(写真-10A)、繊毛状を呈するもの(写真-10B)、クレーター状の凹みがみられるもの(写真-10C)や、原岩の粒子境界を反映しているように見えるもの(写真-10D)などがある。このような特殊な表面構造も、前述したように表面での起伏量、空洞の有無に注目すれば、最初の3つの表面はIc類に、最後のものはIV類に分類されることがわかる。

また、I類に属し垂貝殻状構造を示す石英粒子の角が傷ついている場合も、時折、観察される。たとえば、写真-11A, Bでは石英粒子の角に垂貝殻状の断口が認められ、写真-11C, Dでは角に小さい傷が無数に集まっているのが認められる。また、写真-11C中央上部に認められる球状の穴はSprunt and Brace(1974)の報告した流体包有物などの痕跡であると考えられる。

明らかに異なる2つの類に分けられる表面構造が、一つの石英粒子の表面に認められ

る場合もある。その例として写真-12に示すように、一つの粒子表面に垂貝殻状と苔状構造が共存し、2つの構造の境界は明瞭で、前者が後者を切っている。

これまでに述べた表面構造の外に、断層粘土中には出現頻度はさらに低いが、石英粒子の表面上の一部もしくは全体に、 SiO_2 の沈澱、付着する微小な物質、微小な石英結晶、を伴うものが存在している（写真-13～17）。 SiO_2 の沈澱物や微小な付着物質の形状は様々である。たとえば、写真-13A、Bでは、滑らかな粒子表面を不定形をした SiO_2 の沈澱物が覆っている。写真-14A、15Aでは起伏に富む粒子表面を SiO_2 の沈澱物がフィルム状に覆い、特に写真-14Aには表面にリング状の沈澱物が認められる。また、写真-14B、15Bに示すように方形をした約 $1\text{ }\mu\text{m}$ の微小な物質が粒子表面に SiO_2 の沈澱によって膠着されている場合もある。

写真-13Cの例では、垂貝殻状構造を示す粒子の表面に $1\text{ }\mu\text{m}$ もしくはそれ以下の球状の物質が付着しているのが認められる。これに似た球状の物質は、後述する封圧 60 kg/cm^2 と 200 kg/cm^2 下で破壊された花崗岩から得られた石英粒子の表面にも認められる（写真-19A、B）。

最後に、断層粘土中の石英粒子の表面に微小な石英結晶が認められる例を写真-16、17に示す。表面に認められる石英結晶は、写真-17では不完全形を示すが、写真-16では自形を示している。

2.6 種々の堆積物や堆積岩中の石英粒子の表面構造との比較

SEMによる石英粒子の表面構造の解析は、すでに氷河、風成、河成、海成堆積物や堆積岩について数多く行われており、これらの堆積物や堆積岩の堆積環境や運搬過程を推定するのに用いられ、Krinsley and Doornkamp（1973）によってその表面構造が集大成され、分類・記載されている。

ここでは、前述した断層粘土中の石英粒子の表面構造と種々の堆積物や堆積岩中の石英粒子の表面構造を比較し、その類似性および差異について検討する。

I類やII類に属する表面構造は種々の堆積岩や堆積物中の石英粒子に広く認められる。特に貝殻状や垂貝殻状で特徴づけられる表面構造を持つ石英粒子は、氷河により運搬さ

れた堆積物中に特徴的に認められている (Krinsley and Funnel, 1965; Krinsley and Dohahue, 1968; Krinsley and Doornkamp, 1973; Whalley and Krinsley, 1974; Rehmer and Hepburn, 1974; 清水, 1980)。

また、堆積岩や堆積物中のものではないが、ミカン皮状構造の特徴をよく示していると思われるものに、風化花崗岩、いわゆる“マサ”中の石英粒子の表面 (Schneider, 1970; Matsuo and Sawa, 1975; 金折他, 1978; Kanaori et al., 1980) や、花崗岩の微小クラックの表面 (渡辺, 1979) などがある。

Ⅲ類やⅣ類に属する虫くい状、鍾乳石状、苔状、おう穴状、サンゴ状などに似た表面構造は、堆積岩や堆積物中から得られた石英粒子 (Krinsley and Doornkamp, 1973) にはほとんど認められない。おそらく、堆積岩や堆積物などの場合には、ある程度未固結のうち溶解が進行するが、その後は続成作用などにより、逆に膠結物、沈澱物などが生ずる (Pittman, 1972) ためであると考えられる。このことは北部 Kuwait の現世の堆積物中の石英粒子の表面構造について Al-Saleh and Khalaf (1982) が報告しているように、溶解により生じているものが、沈澱物を生じているものより圧倒的に多いことにも裏付けられるであろう。

写真-10 Aに示したものと同様なV字型の孔は、河成堆積物や海成堆積物中の砂粒子表面 (Soutendam, 1967) や、ビート中の石英粒子 (Wilson, 1979) などや、後述するように実験的に溶解された石英表面 (Margolis, 1968; 金折他, 1981) に特徴的に認められる。

写真-11 C, Dに認められる粒子の角の傷は Baker (1970) が報告している摩耗孔の集まっているものに似ている。さらに、Whalley (1978; 1979) が報告しているように、堆積物の運搬中に粒子同士のこすり合いが起きる環境下での石英粒子や、この環境を模擬した室内実験の結果にみられる粒子の角の傷に非常によく似ている。

石英粒子の表面にみられる SiO_2 の沈澱物 (写真-13~15) は、堆積岩や現世の堆積物から取り出された石英粒子に数多く観察されている (Krinsley and Doornkamp, 1973; 清水, 1980)。また、石英粒子の表面上に付着している球状の微小な物質は、Swain and Jackson, (1976) が報告している南カリフォルニアの Christianitos 断層の表面に存在する球状物質や、Moody and Hundley-Goff (1980) が報告したすべり摩擦試験で生じたグーシ中の球状物質によく似ている。

写真-16の粒子の表面や空洞の石英結晶は Pittman (1972) が SEM 写真で示した砂岩中の空洞表面に成長しているもの、Waugh (1970) が示した砂岩の石英粒子表面に生成したもの、あるいは地表条件下での実験で合成された数 μm の石英結晶の集

合体 (Mackenzie and Gees, 1971) に類似している。

また、写真-13 B, 17 の粒子の形態は Whalley and Krinsley (1974) が氷河堆積物中の石英粒子に認めている “Carapace” によく似ている。

以上述べた断層粘土中の石英粒子の表面構造の特徴とこれまでに報告されている堆積物、堆積岩および室内実験による石英粒子の表面構造を比較した結果を表-3 にまとめる。

表-3 堆積物、堆積岩中の石英粒子の表面構造との対比表

表面構造の 特 徴	写真番号	堆積物中の石英粒子	堆積岩中の石英粒子	室内実験による石英粒子
亜貝殻状	1,2A	Krinsley and Funnel(1965) Krinsley and Dohahue(1968) Krinsley and Doornkamp(1973) Whalley and Krinsley (1974) Rehmer and Hepburn(1974) 清水 (1980)		
ミカン皮状	2B,3	Schneider(1970) Matsuo and Sawa(1975) 金 折 (1978) Kanaori et al.(1980)	渡 辺(1979)*	
V字孔	10A	Soutendam(1967) Wilson(1979)		Margolis(1968) 金折他 (1981)
粒子の角の傷	11CD	Baker(1970) Whalley(1978,1979)		Whalley(1978,1979)
SiO ₂ の沈殿物	13,14 15	Krinsley and Doornkamp(1973) 清水 (1980)	Krinsley and Doornkamp(1973) Pittman(1972)	
付着する物質	13,14 15		Swain and Jackson(1976)**	Moody and Hundley-Goff(1980)
石英結晶	16		Pittman(1972) Waugh(1970)	Mackenzie and Gees(1971)
付着する物質と と石英結晶	13B,17	Whalley and Krinsley(1974)		

* 花崗岩の microcrack の表面

** 断層面上

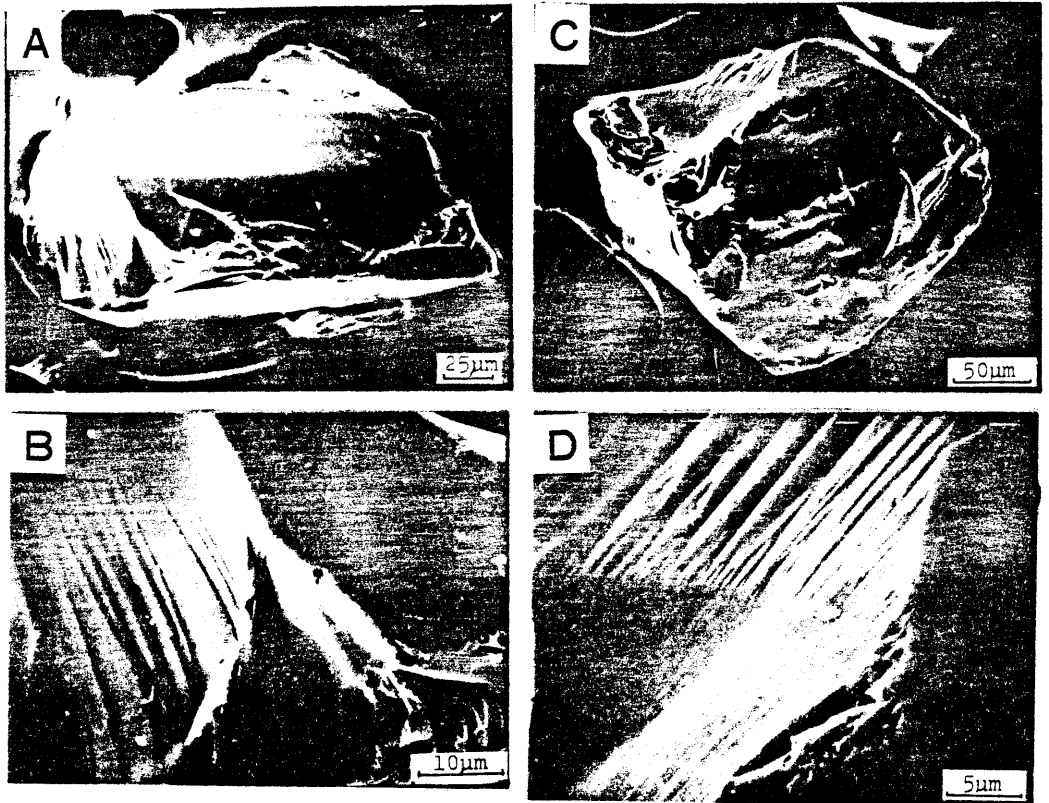


写真-1 亜貝殻状を示す断層粘土中の石英粒子のSEM写真（後期中新世の砂岩・泥岩互層中の断層粘土）。B，DはそれぞれA，Cを拡大。

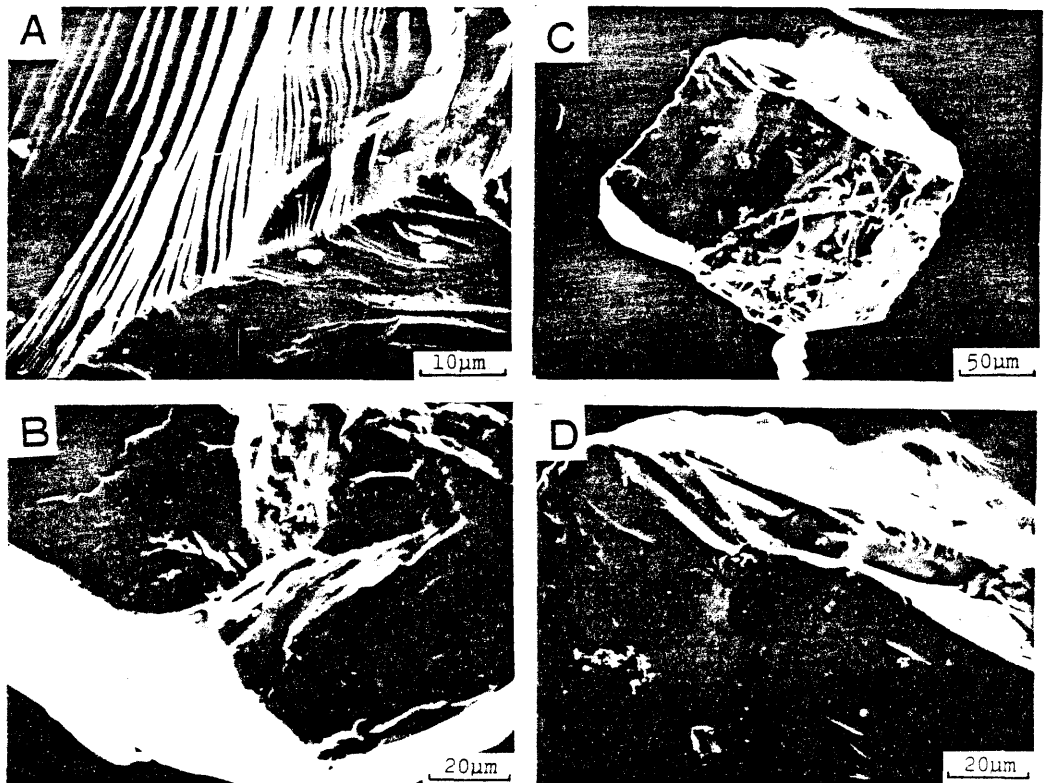


写真-2 断層粘土中の石英粒子のSEM写真。A：亜貝殻状（阿寺断層に伴う濃飛流紋岩を母岩とする断層粘土）。B：ミカン皮状（四国北東部の中央構造線に伴う三波川結晶片岩を母岩とする断層粘土）。C，D：亜貝殻状とミカン皮状の中間的な表面構造（四国北東部の中央構造線に伴う和泉層群を母岩とする断層粘土）。DはCの一部を拡大。

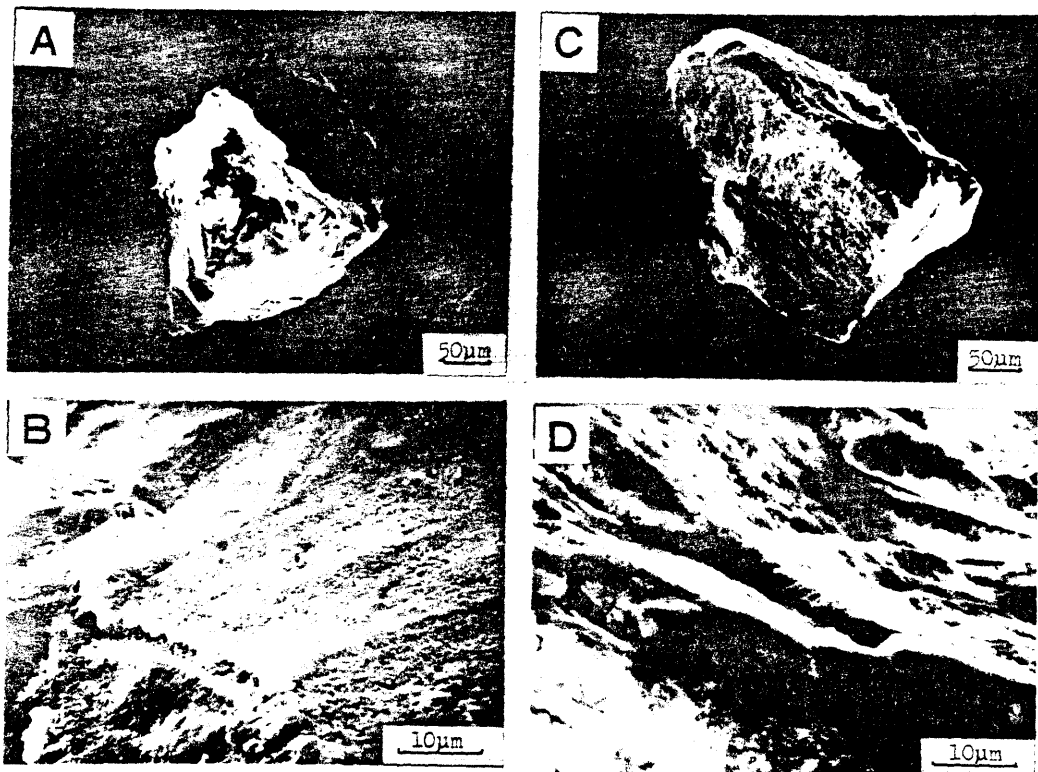


写真-3 ミカン皮状を示す断層粘土中の石英粒子のSEM写真（四国北東部の中央構造線に伴う三波川結晶片岩を母岩とする断層粘土）。B, DはそれぞれA, Cを拡大。

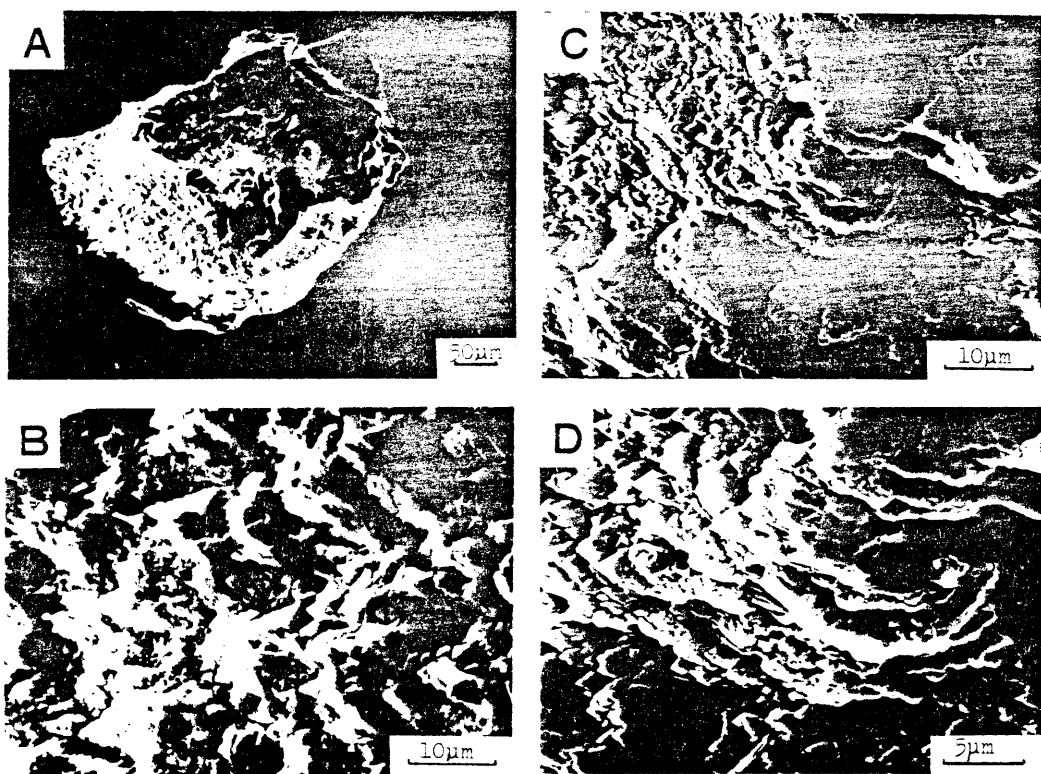


写真-4 鱗片状を示す断層粘土中の石英粒子のSEM写真（紀伊半島西部の中央構造線に伴う和泉層群を母岩とする断層粘土）。B、DはそれぞれA、Cを拡大。

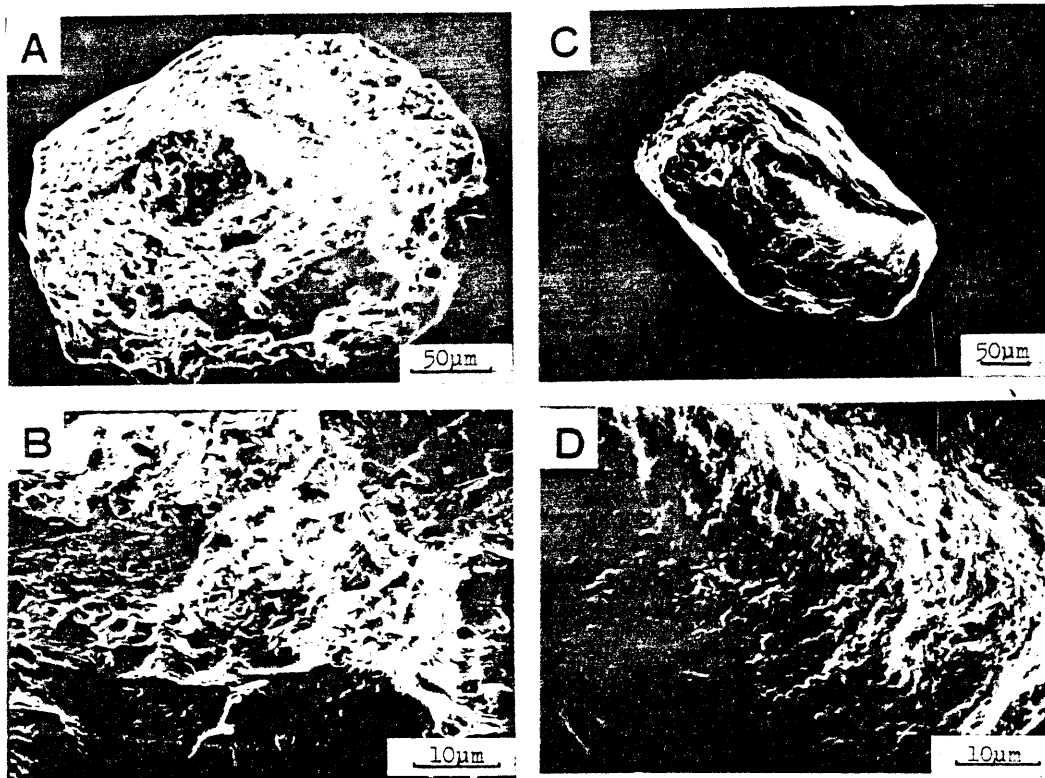


写真-5 苔状を示す断層粘土中の石英粒子のSEM写真。A, B: 石英斑岩中の断層粘土。

C, D: 紀伊半島西部の中央構造線に伴う和泉層群を母岩とする断層粘土。B, DはそれぞれA, Cを拡大。

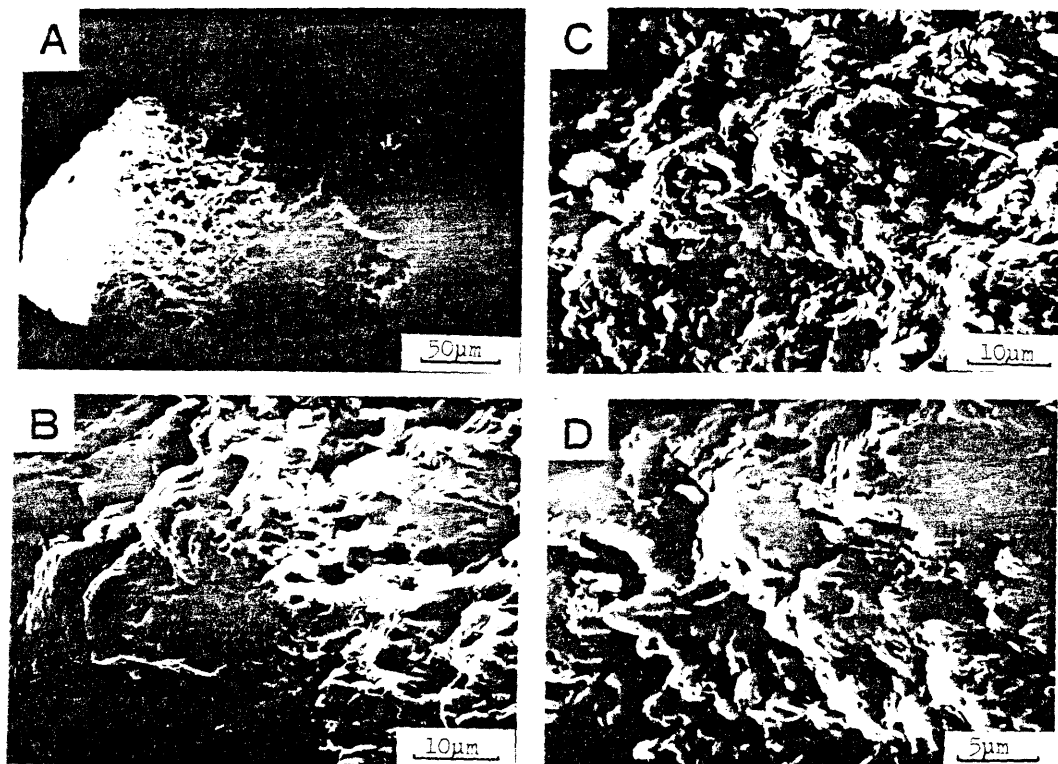


写真-6 虫くい状(A, B)と鍾乳石状(C, D)を示す断層粘土中の石英粒子のSEM写真
(頁岩中の断層粘土)。B, DはそれぞれA, Cを拡大。

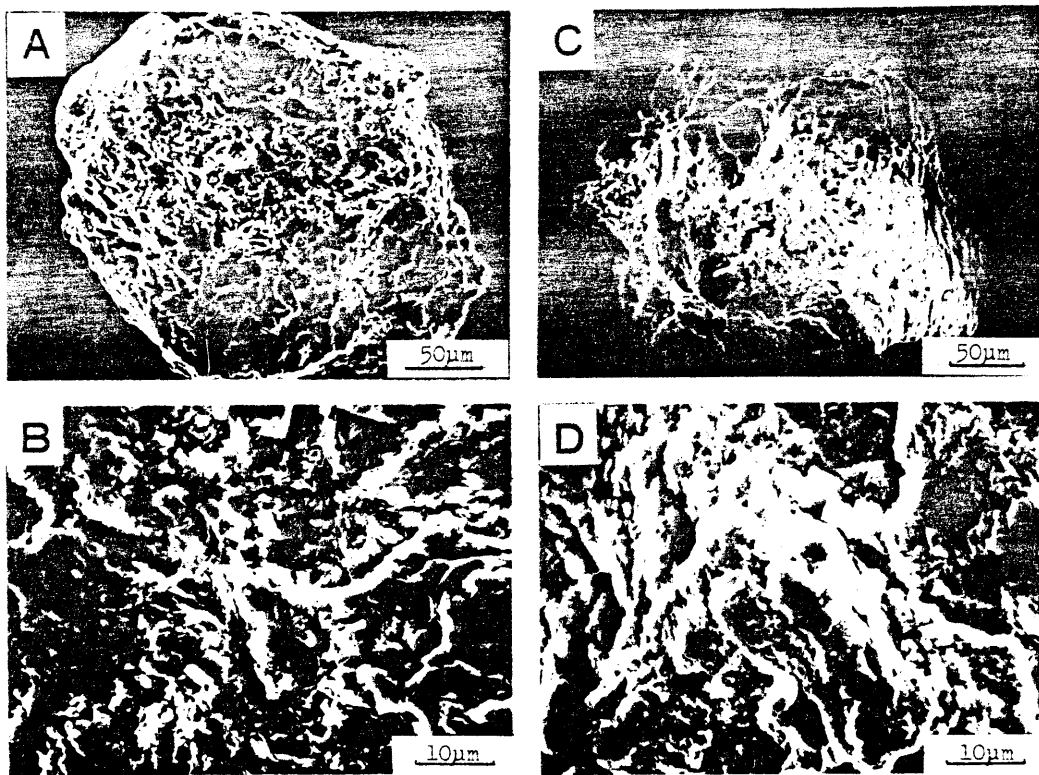


写真-7 苔状を示す断層粘土中の石英粒子のSEM写真（四国北東部の中央構造線に伴う三波川結晶片岩を母岩とする断層粘土）。B、DはそれぞれA、Cを拡大。写真-5と比べて起伏量が大きいことがわかる。

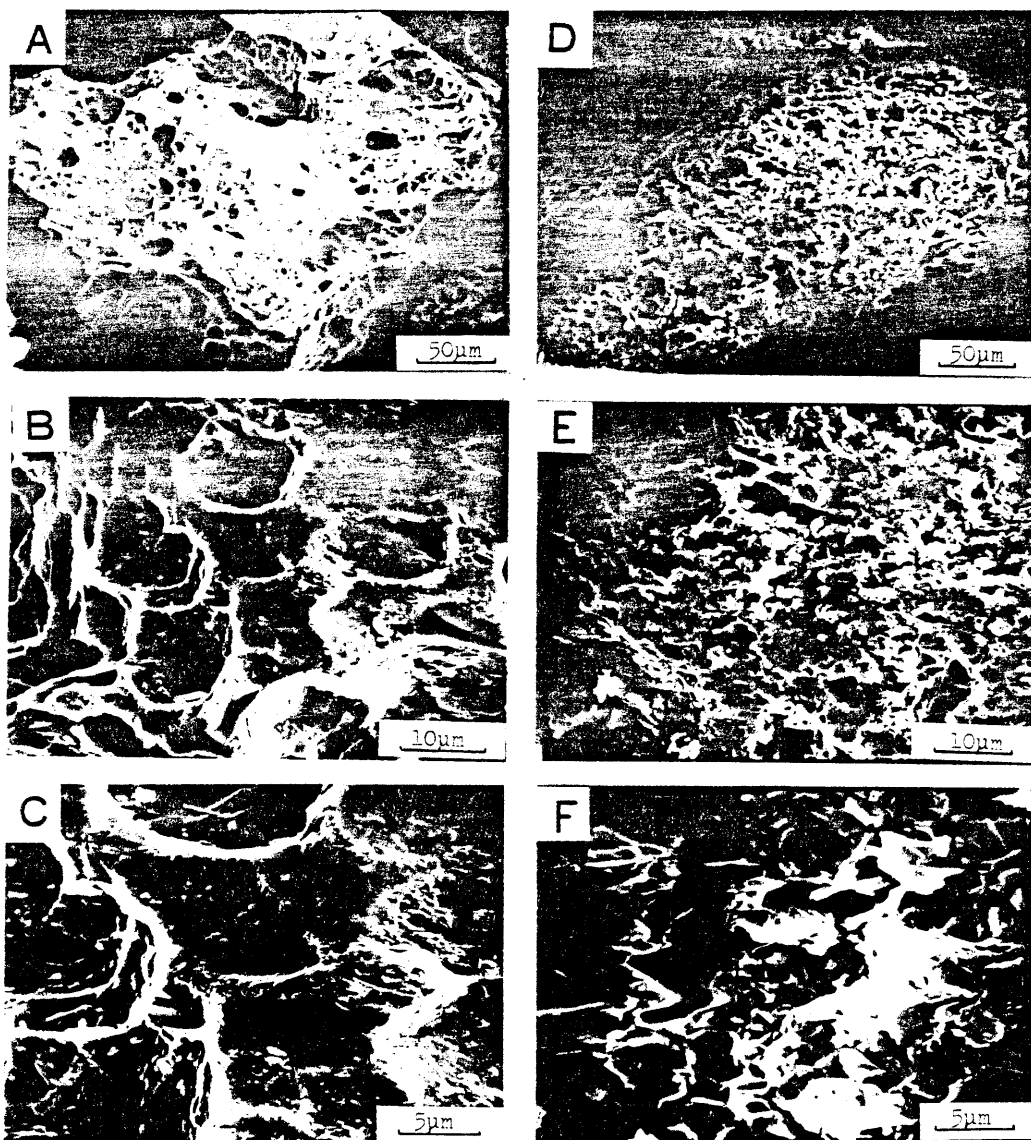


写真-8 おう穴状 (A~C) とサンゴ状 (D~F) を示す断層粘土中の石英粒子のSEM写真

A~C: 流紋岩中の断層粘土。D~F: 富山県上新川郡亀谷付近の熊野川-牛首断層に伴う飛騨片麻岩類を母岩とする断層粘土。

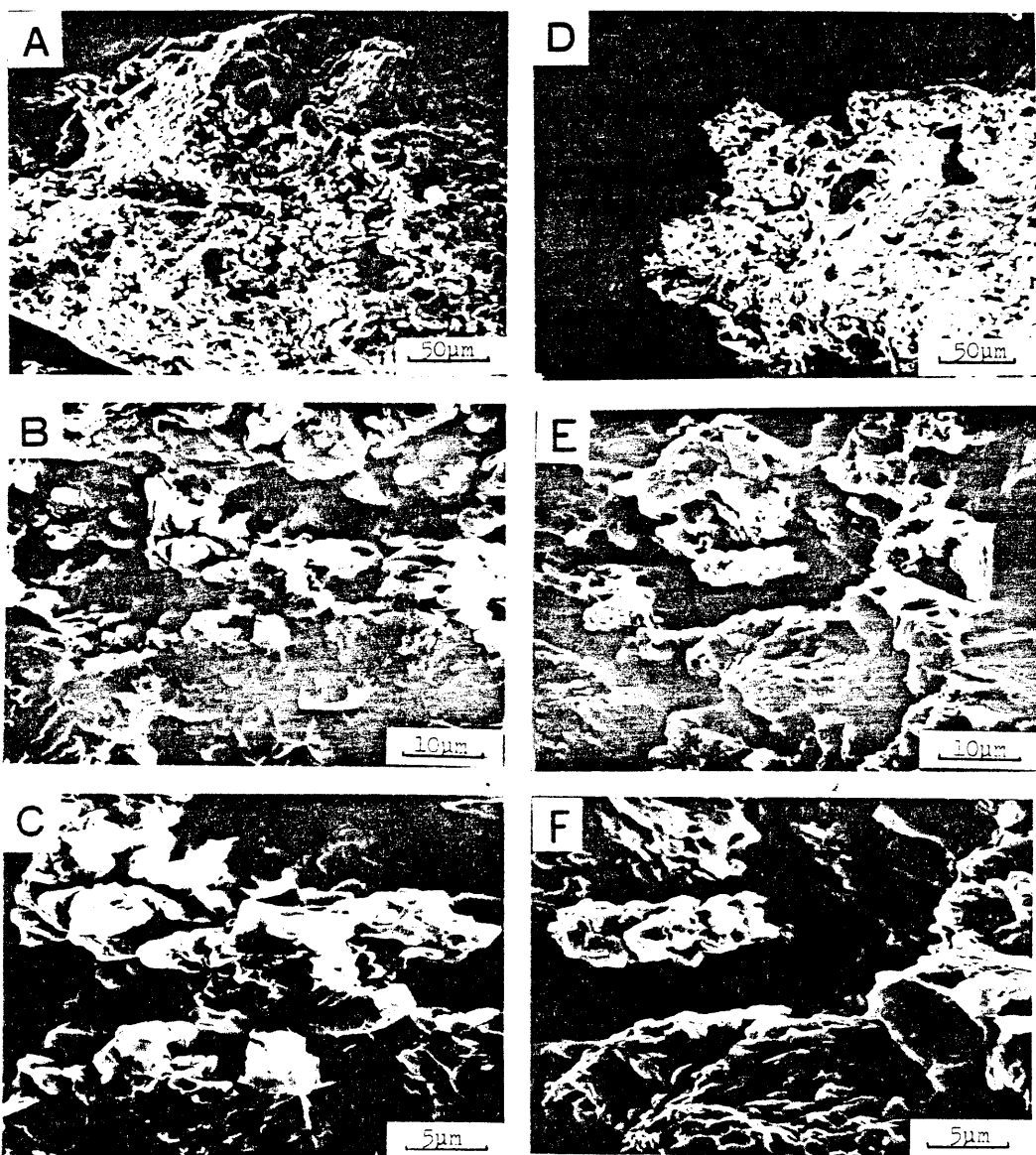


写真-9 サンゴ状を示す断層粘土中の石英粒子のSEM写真。A～C：流紋岩中の断層粘土。
D～F：頁岩中の断層粘土。

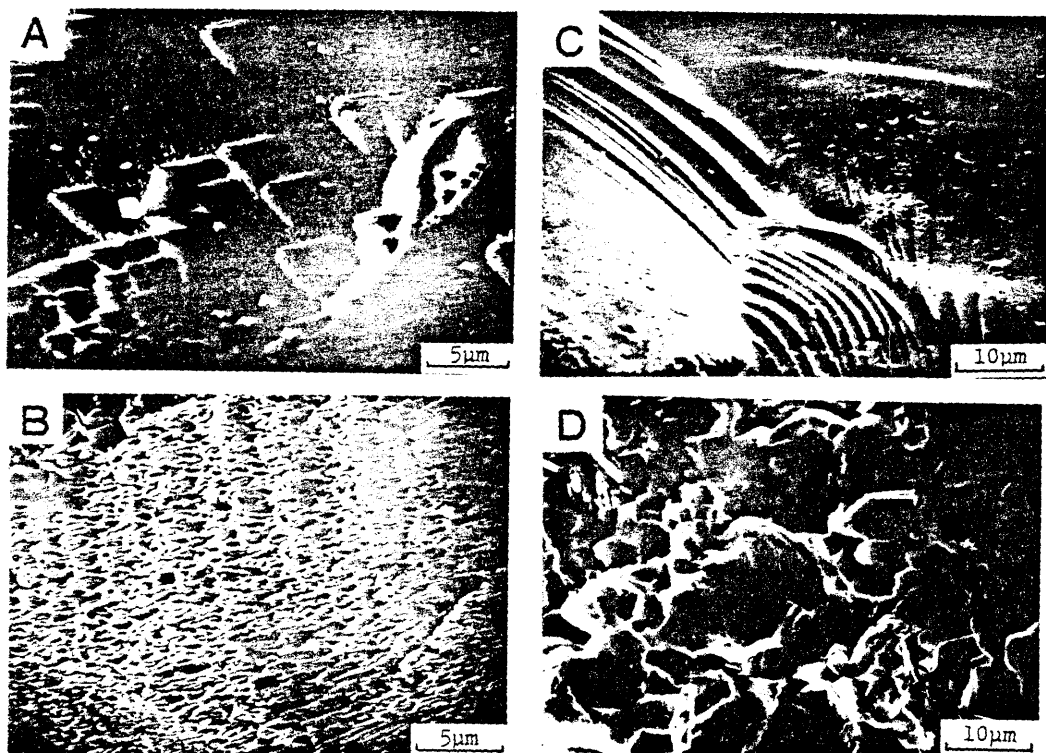


写真-10 特殊な表面構造を示す断層粘土中の石英粒子のSEM写真。A：V字孔を有するものの（花崗岩中の断層粘土）。B：繊毛状（砂岩・頁岩互層中の断層粘土）。C：クレーター状（四国北西部の中央構造線に伴う酸性貫入岩を母岩とする断層粘土）。D：原岩の粒子境界を反映するもの（九州中央部のいわゆる仏像線に伴う砂岩・頁岩を母岩とする断層粘土）。

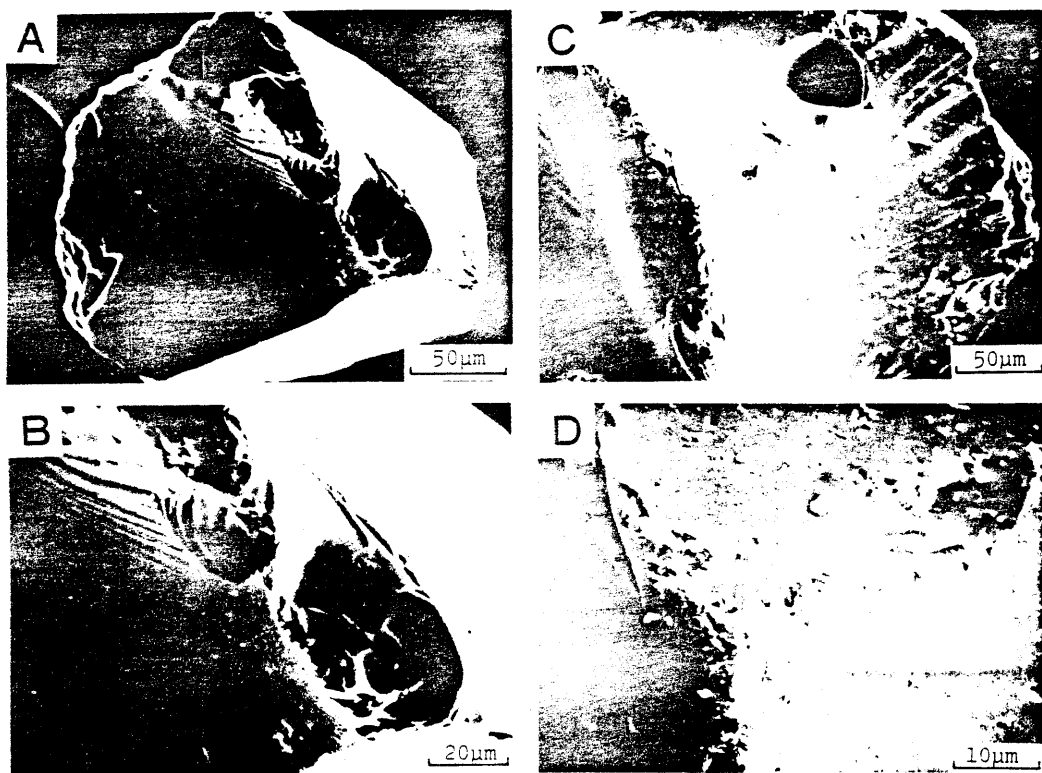


写真-11 断層粘土中の石英粒子のSEM写真；粒子の角に傷を有するもの。A，B：粒子の角に亜貝殻状断口（砂岩中の断層粘土）。BはAの一部を拡大。C，D：角に小さい傷が集合（阿寺断層に伴う流紋岩を母岩とする断層粘土）。DはCの一部を拡大。

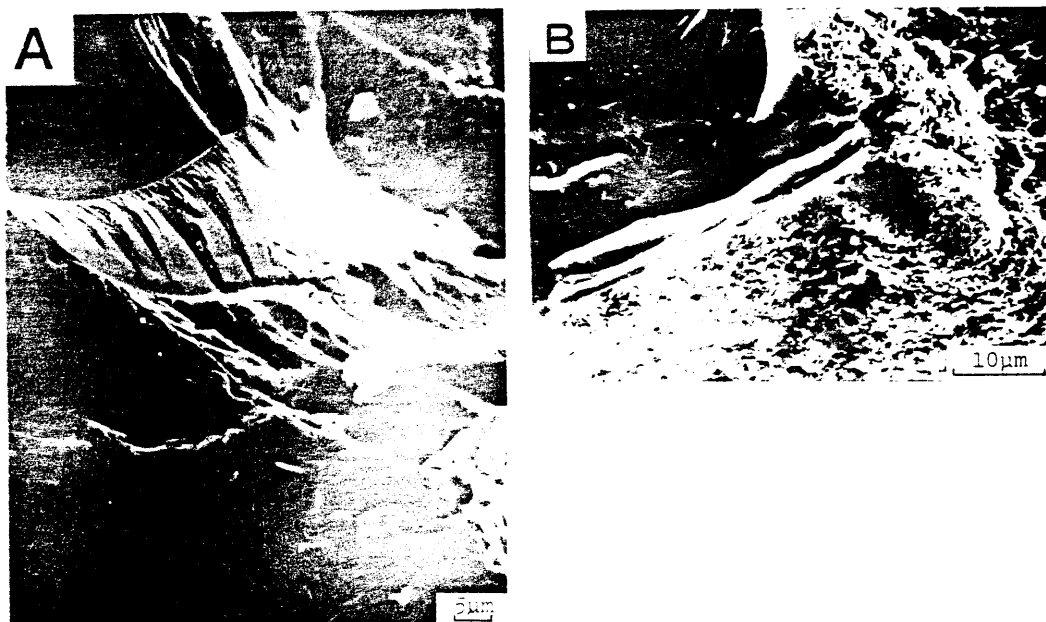


写真-12 断層粘土中の石英粒子のSEM写真；異なる2つの表面構造を有するもの。

A：紀伊半島西部の中央構造線に伴う和泉層群と菟瀨谷層を分けている断層粘土。

B：富山県上新川郡亀谷付近の熊野川-牛首断層に伴う砂岩を母岩とする断層粘土。

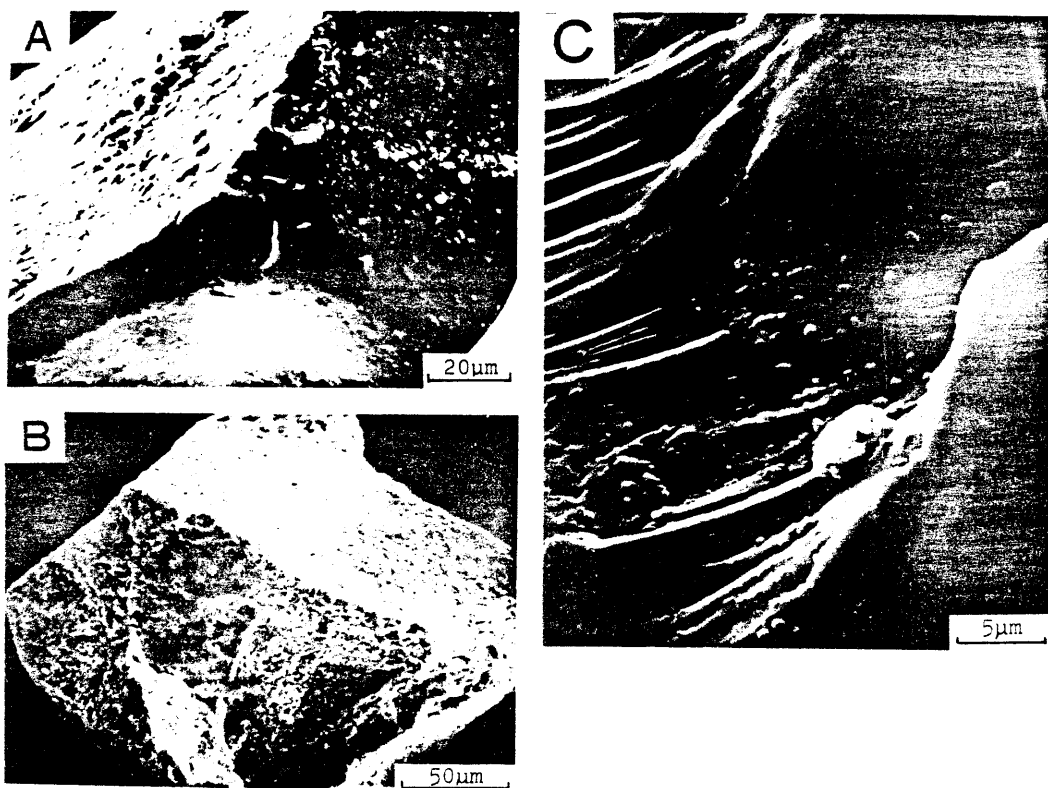


写真-13 断層粘土中の石英粒子のSEM写真；表面に SiO_2 の沈殿や微小な物質が粘着しているもの。A：四国北東部の洪積礫層中の断層粘土。B：砂岩・頁岩互層中の断層粘土。C：垂貝殻状を示す表面上に微小な球状の物質が付着している（砂岩・頁岩互層中の断層粘土）。

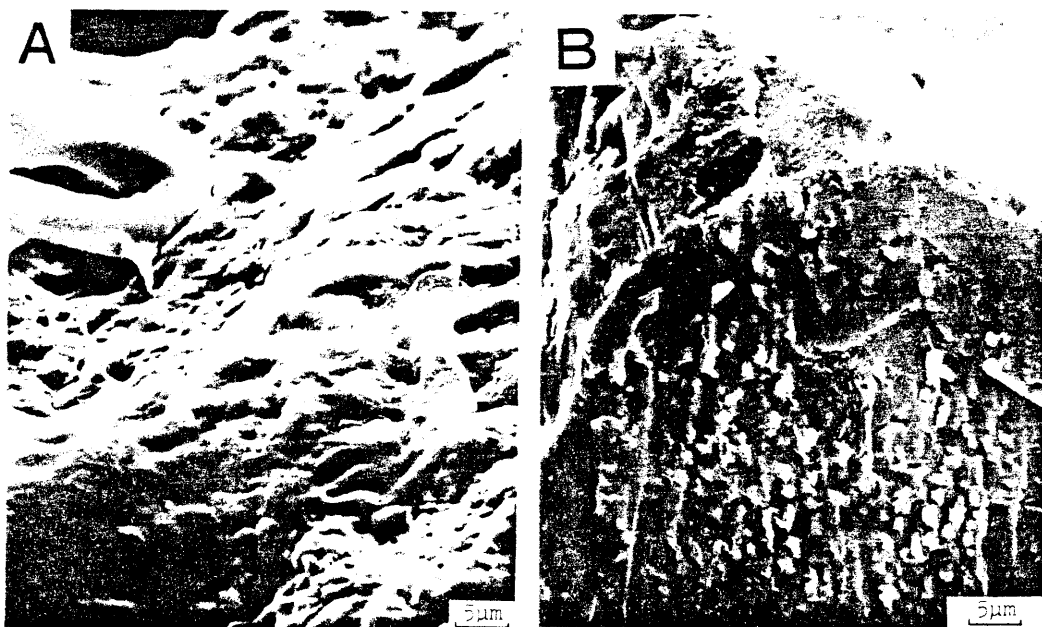


写真-14 断層粘土中の石英粒子のSEM写真；表面に SiO_2 の沈着や微小な物質が付着しているもの。A，B：四国北東部における中央構造線に伴う三波川結晶片岩を母岩とする断層粘土。

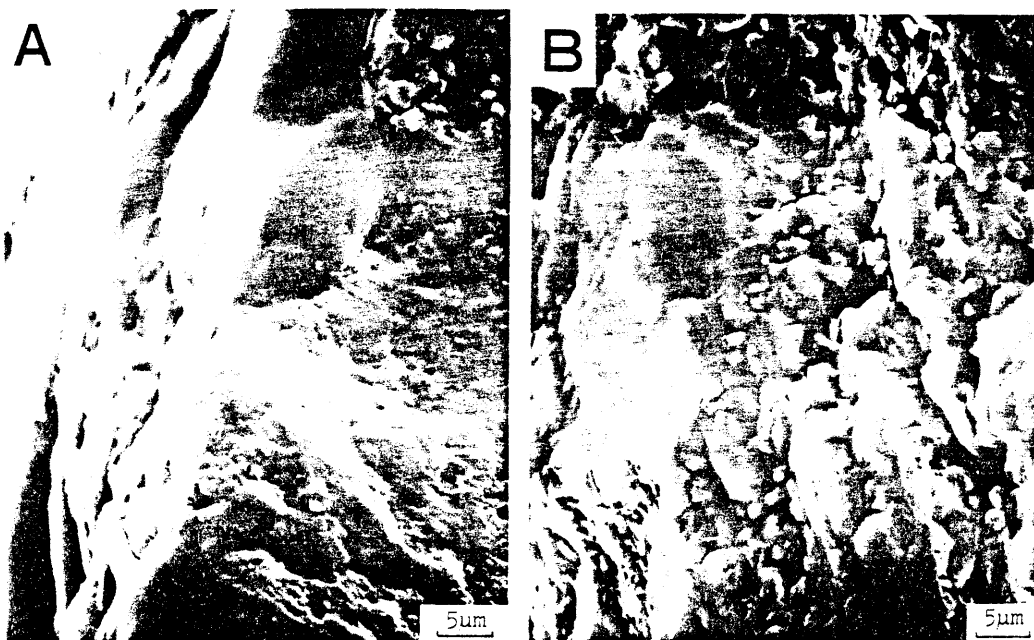


写真-15 断層粘土中の石英粒子のSEM写真；表面に SiO_2 の沈着や微小な物質が付着しているもの。A：岐阜県吉城郡河合村付近の跡津川断層に伴う飛騨片麻岩を母岩とする断層粘土。B：四国北東部の中央構造線に伴う三波川結晶片岩を母岩とする断層粘土。

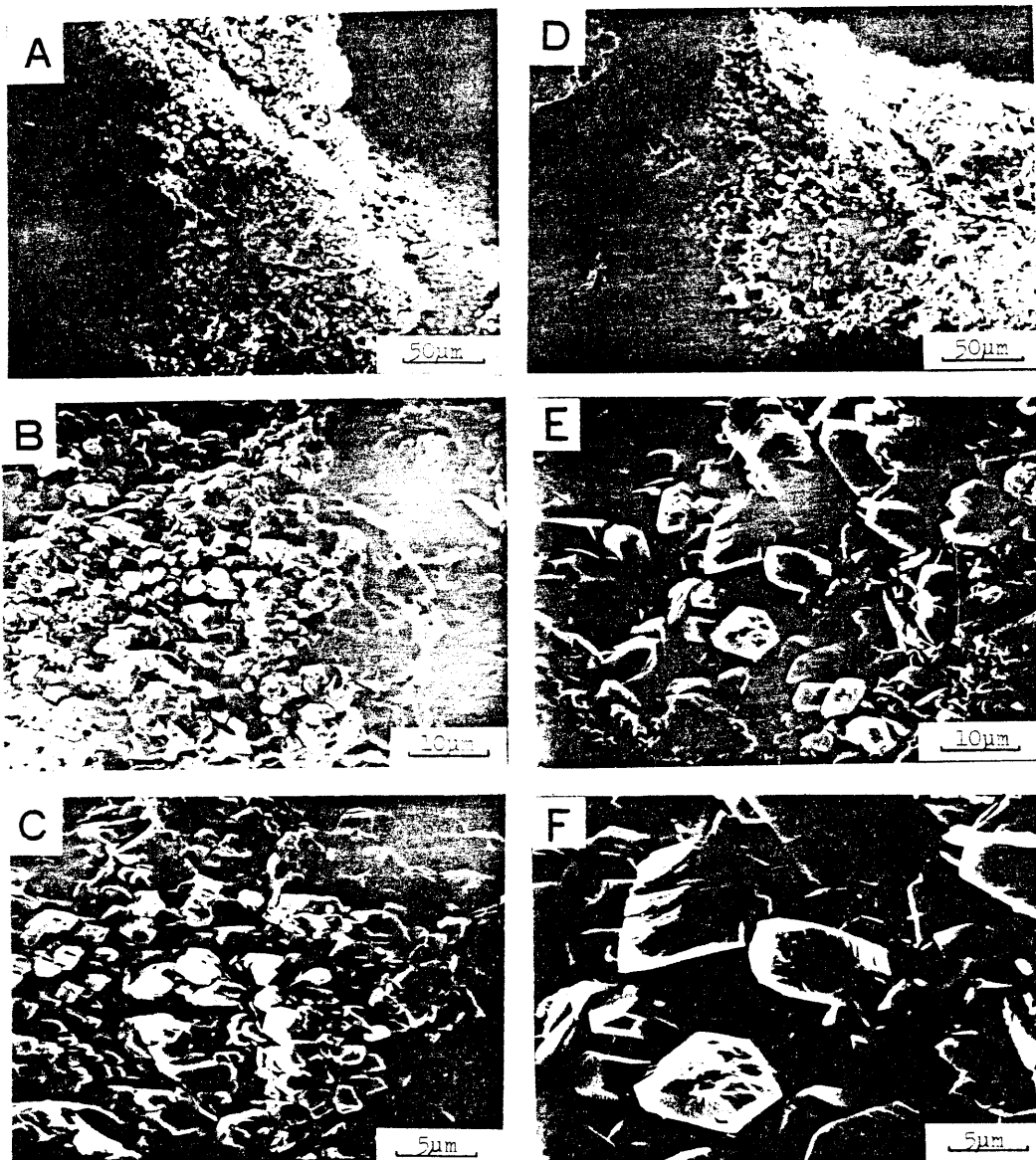


写真-16 断層粘土中の石英粒子のSEM写真。A～C：石英粒子の表面上の石英結晶（石英閃緑岩中の断層粘土）。D～F：石英粒子の空洞中の自形石英結晶（角閃角礫岩中の断層粘土）。

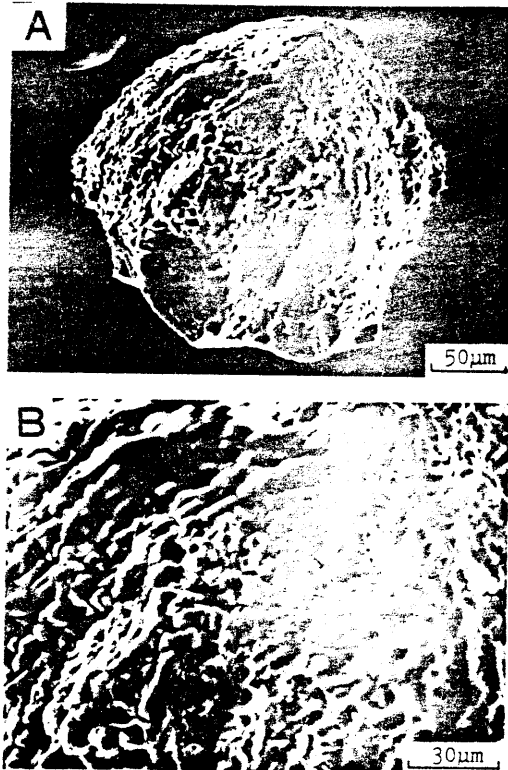


写真-17 断層粘土中の石英粒子のSEM写真。

石英粒子表面を覆う石英の不完全結晶（四国北東部の中央構造線に伴う三波川結晶片岩を母岩とする断層粘土）。BはAの一部を拡大。

第3章 表面構造の形成過程の実験的検討

断層粘土中の石英粒子にみられる様々な表面構造をこれまで記載してきたが、これらの表面構造は断層粘土中において、どのような過程で形成され、変化してきたのであろうか。

ここで、断層粘土中の石英粒子は、断層の活動により母岩中の石英が破断されて断層粘土中に取り込まれ、その後地下水などの作用によって粒子表面での溶解が起こり、あるいは、沈澱物が表面上に生じたりして、様々な表面構造が形成されて行くと考えられる。前述したように、断層粘土中の石英粒子の表面構造は、溶解により形成されたものの方が、沈澱物で覆われることによって形成されるもの比べて、圧倒的に多い。したがって、ここでは溶解現象に注目して議論を進める。

以上に述べた考えを検証する目的で、三軸圧縮破壊試験と石英の溶解実験を行い、それぞれ、(1)破断により開放される石英粒子の初生の表面構造、(2)溶解により形成される表面構造およびその時間的変化、について調べる。

3.1 試料と方法

3.1.1 三軸圧縮破壊試験

三軸圧縮破壊試験は、室温で封圧60, 100, 150, 200 kg/cm²の条件下で行われた。試験において、軸圧 σ_1 と封圧(σ_2, σ_3)は、 $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ である。破壊により生じる粉体を採取することが、この試験の目的であるため、歪速度は特に制御せず、また、応力-歪の関係についても記録しなかった。

試料は、2ヶ所の産地の中粒花崗岩を用い、直径5 cm、長さ12 cmの円柱とした。

1つの試料から、試験後に得られる粉体の量は、各々の試験により異なるが、5～15 gである。したがって、SEM観察に必要でかつ十分な個数の石英粒子を集めるために、各封圧について8～16個の試料を破壊させ、各封圧ごとに粉体を集めた。ただし、封圧200 kg/cm²の試料については、1試料のみである。なお、各封圧ごと

の粉体の粒度分布は金折他（1980）に記載されている。

表－4 三軸圧縮破壊試験の条件と試験試料

試料番号	封圧 (kg/cm ²)	平均破壊強度 (kg/cm ²)	試料個数	試料 (産地)
3-0-3	60	2814	8	中粒花崗岩 (広島)
3-0-4	100	2912	8	"
3-0-5	150	3304	8	"
3-0-6	100	3337	16	中粒花崗岩 (稲武)
3-0-7	200	5107	1	"

この粉体を試料として、第1章で述べた方法でSEM観察した。

表－4に、試料および、試験条件、各封圧における平均破壊強度を示す。

三軸圧縮破壊試験は、島津高圧三軸圧縮試験機を使用し、軸圧および封圧の負荷は油圧サーボ方式により行った。

3.1.2 溶解実験

石英粒子の溶解による表面構造の変化を調べる目的で行われた実験は、以下に述べる通りである。

まず、岩石をハンマーで砕き、2-4mmの大きさの岩石破片を作り出す。ここで特定の結晶面を必要とする場合は自形を示す水晶の結晶面を利用した。岩石破片中から、双眼顕微鏡を用いて石英粒子を選び出す。選び出された粒子を10% HCl 溶液に、常温で炭酸塩鉱物が完全に除去されるまで浸す。その粒子を1粒ずつSEM用の銅 (Cu) の試料台に固定する。固定された粒子の表面を超音波洗浄器を用い、蒸留水中で洗浄する。十分に乾燥させた後、試料の表面に鉛 (Pb) 蒸着を行う。

このようにして作成された試料をSEMで観察し、実験前の粒子表面を調べる。その後、試料を10% HCl 溶液中に常温で約3分間浸し、表面の鉛を除去する。

表-5 溶解実験の試料と実験条件

実験	試料をとり出した 岩 石	初 生 面	実 験 条 件			溶 液 (100 ml)
			T℃	P atm	hours	
A1	ペグマタイト	破 断 面	300	87	6	蒸 留 水
C1	"	"	300	87	9	"
B2	"	"	300	87	36	"
A2	"	"	300	87	6	蒸留水に1gのシリ カゲルを含む
A3	"	"		1	12	4.6% HF 溶液
B1	"	"	150	2	12 (5 times)	0.15 N KOH 溶液
B3	"	完 全 結 晶	300	87	6	蒸 留 水
B4	"	r 面	300	87	6 and 9	"
B5	"	Z 面	300	87	6 and 9	"
B6	"	r 面とZ面	300	87	6	"
B7	"	m 面	300	87	9	"
C2	花 崗 岩	破 断 面	300	87	9	"
C3	石 英 斑 岩	"	300	87	9	"

この試料をオートクレーブに入れ、表-5に示すように、種々の条件下に置いた。
実験に用いた温度制御機構を有するオートクレーブは、Mizutani (1970) が用いた
ものと同じである。

実験後、オートクレーブから試料を取り出し、その表面を再び超音波洗浄器で洗浄
し、鉛蒸着を行い、実験後の試料表面をSEMで観察した。そして、実験の前後で石
英粒子の表面構造の違いを比較した。

ここで、試料表面の蒸着材料として鉛を用いたのは、実験前後で同一表面の同一場
所を観察するためである。つまり、一度蒸着された表面の鉛は、HCl 溶液を用いる
ことにより、試料表面に変化を与えることなく、簡単に除去され、再び同一試料を実
験に供することができるからである。同様な理由で、Gillot and Swensen
(1973) はアルミニウム(Al)を蒸着材料として用い、NaOH溶液で除去してい
る。しかし、石英はアルカリ溶液中で溶解し易いので、NaOH溶液を用いることは望

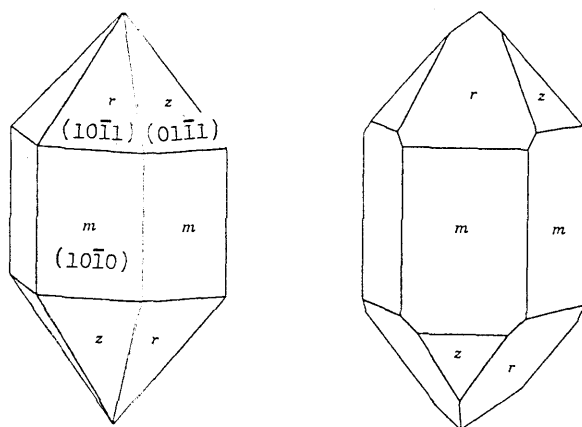


図-2 石英の結晶面

ましくない。また、蒸着に用いられた場合、アルミニウムはHCl 溶液でも除去されるが、蒸着時の効率が良くない。したがって、ここでは効率の良い鉛を用いた。

石英の溶解度・溶解速度を速め (Kennedy, 1950; Siever, 1962; Morey et al., 1962), 地質学的には極めて遅くしか進まない現象を実験的に短時間で把握追跡するために、実験時の温度を高くした。実験温度は主として、300℃とした。この時の圧力は、300℃における平衡水蒸気圧であって、ほぼ87気圧である。これまでに蒸留水を用いて、このような実験を試み、石英粒子の表面構造を調べた研究はない。

実験の目的は、(1)溶解の程度の違いによる石英粒子の表面構造の相違 (実験A1, C1, B2), (2)石英の結晶面 (図-2) の違いによる表面構造の相違 (実験B3, B4, B5, B6, B7), (3)異なる種類の岩石から取り出した石英粒子の表面構造の相違 (実験C2, C3), を調べることである。

これらの実験は蒸留水中で行われたため、実験後に現れた表面構造が、表面での溶解によるものであるのか、それとも沈殿など他の原因によるものであるのか、この実験だけでは明確でない。この検証のために、ベグマタイトから得た石英粒子について、次の3つの実験を行った。実験A2: 100mlの蒸留水中に1gのシリカゲルを溶かした溶液中に、300℃87気圧の条件下で6時間加熱、実験A3: 4.6% HF 溶液中に、常温で6時間放置、実験B1: 0.15N KOH 溶液中に、150℃2気圧の条件下で12時間加熱を5回反復、である。

表-5にそれぞれの実験条件と実験前の試料表面の性状を示す。

3.2 試験および実験結果

3.2.1 三軸圧縮破壊試験によって得られた石英の破断面の表面構造

三軸圧縮破壊試験によって得られた石英粒子の最も代表的でかつ大半を占める表面構造の一例を写真-18に示す。写真に示されるように、三軸圧縮破壊試験により得られた石英粒子の外形は角張っており、粒子の縁や嶺は著しく尖っている。封圧が異なっても試験により得られる石英粒子の表面構造は互いに類似しており、また60~200kg/cm²の範囲の封圧下で破壊した場合では封圧に関係していない。

ごく一部の石英粒子に認められるにすぎないが、既存の微小クラックに由来すると考えられる(渡辺, 1979)やや起伏したミカン皮状を示すものや、写真-19に示すように貝殻状を示す表面に微小な付着物質が認められることもある。このうち、写真-19CDは例外的なもので粒子表面に認められる嶺の先端は丸味を帯び、溶解しているように見える。

3.2.2 溶解実験による表面構造

溶解実験においては、実験条件は異なるが、共通して、方向性を持つ小孔や溝、小丘などが石英粒子の表面に出現した。これらの小孔や溝、小丘はその形態的特徴から、V字孔(V-shaped pits)とフルートカスト状小丘(Flute cast-like hillocks), U字溝(U-shaped grooves)と呼ぶことにする。つまり、V字孔はその名称通りの“V”の字型の小孔を示す(写真-24)。フルートカスト状小丘は、砂岩層の下底にみられるフルートカストと呼ばれる堆積構造に似た、ずんぐりと丸味を帯びた卵形をした盛り上がりである(写真-20)。U字溝は長いまっすぐ延びた流線形をした溝を示す(写真-24(2)EF)。

以下に実験の結果得られた、i) 溶解の程度の違いによる石英粒子の表面構造の特徴、ii) 石英の結晶面の違いによる表面構造の特徴、iii) 異なる種類の岩石から取り出した石英粒子の表面構造の特徴について述べる。

i) 溶解の程度の違いによる石英粒子の表面構造の特徴

ベグマタイトから得た石英粒子と、300℃87気圧の条件下で、6～36時間オートクレーブ中で蒸留水とともに加熱した。その実験前後の試料表面のSEM写真を写真-20～22に示す。実験前には破断面を示した表面には、実験後にフルートカスト状小丘やV字孔が出現している。この場合、実験前の破断面は前述の三軸圧縮試験で一般的に得られるものと、形成条件は異なるが、ほぼ等しい。さらに、36時間加熱実験では、表面での溶解が進んで、起伏の程度の大きいフルートカスト状小丘や深いV字孔が観察される(写真-22)。36時間加熱実験結果では、6時間と9時間のものに比べて、表面の起伏の程度が大きくなっている。

上述の実験と同一条件で、石英のr面とz面の表面での実験時間の違いによる変化を調べた実験B4とB5の結果、6時間のものではV字孔が滑らかな面上に刻まれ、

各々の孔は独立しているが（写真-24(1)A B E），9時間のものでは独立したV字孔はみられず，かつ，滑らかな面も完全に失っている（写真-24(1)C D F）。

100 mlの蒸留水中に1 gのシリカゲルを入れた溶液中で，300℃87気圧の条件下で6時間加熱（実験A2）したが，実験後でもほとんど表面構造に変化が認められなかった。これは，溶液が SiO_2 で飽和していたため，石英の溶解が起ころなかったことによるのであろう。一方，常温・常圧で，4.6% HF 溶液中に12時間放置した実験A3と0.15 N KOH溶液中に150℃2気圧の条件下で12時間放置を5回反復した実験B1では，フルートカスト状小丘やV字孔が出現した。この結果は，前述の実験A1，C1，B2の結果と非常によく似ており，明らかにこれらの構造は石英がHF-，KOH-溶液に溶解して形成されたものである。したがって，写真-20～22に示されるような構造は，粒子表面で石英が溶解することにより形成された構造であると結論できる。

以上の結果をまとめると，石英粒子の表面では溶解により，フルートカスト状小丘やV字孔が形成される。そして，実験時間の長い試料表面の方が，短いものに比べて，大きな起伏の程度を示すことがわかった。このことは，粒子表面で溶解が進むにつれて，試料表面の起伏の程度が大きくなることを示していると考えられる。

ii) 結晶面の違いによる表面構造の特徴

ベグマタイトから取り出した石英粒子のうち，結晶面を持つ粒子を，300℃87気圧で蒸留水中に置き，6時間もしくは9時間加熱実験した。

実験前にはいずれも滑らかで平坦な表面をしていたもの（写真-23A C）が，写真-24(2)A～Dに示すように，実験後にはr面とz面上にはいずれもV字孔が出現している。一方，m面上には写真-23と写真-24(2)E Fに示すようにU字溝が出現している。

ここでの実験はすべて蒸留水中で行われたが，これまでに報告されているアルカリ溶液中での同様な溶解実験でも，ほぼ同様な結果が得られている（Fron del, 1962; Schneider, 1970; Krinsley and Doornkamp, 1973; Subramanian, 1975; Wilson, 1979）。

iii) 異なる種類の岩石から取り出した石英粒子の表面構造

これまでに述べた実験はすべてベグマタイトから取り出した石英粒子についての実

験であった。次には花崗岩から取り出した石英粒子（実験C2）と石英斑岩から取り出した石英粒子（実験C3）については、ペグマタイトの石英と同じ条件下で行った実験結果を写真-25に示す。いずれも実験前には写真-18に示されるような破断面を示していた。実験後にはいずれにもフルートカスト状小丘やV字孔が現われ、その結果はペグマタイトから得た石英粒子の実験結果（写真-20）とほとんど一致する。

以上の結果から、少なくともペグマタイトと花崗岩、石英斑岩から取り出した石英粒子については、原岩に関係なく溶解により出現する表面構造には差がないと言える。

3.3 試験および実験結果と断層粘土中の石英粒子の表面構造の比較

SEMで観察した断層粘土中に存在する石英粒子の表面構造の実例を写真-26, 27に示す。ここでは実験や試験結果で得た表面構造と比べてそれに類似した形態を有するものを特に選り出した。

三軸圧縮破壊試験結果得られた表面構造は、断層粘土中の石英粒子の表面構造の種類のうち、Ia類に属する垂貝殻状に比較的好く似ている（写真-1）が、前者では後者に比べて著しく粒子の縁や嶺が鋭いことが異なっている。Krinsley and Doornkamp (1973)やDengler (1976), Rutter and Mainprice (1978)も岩石破壊試験から得た石英粒子表面をSEMで観察し、写真-18に示したものと同様な表面構造を示している。

写真-18にみられる表面上の小孔は流体包有物を伴っていたであろう空隙と思われる（Sprunt and Brace, 1974）。Moore and Sibson (1978)は、高温下でのすべり試験後に石英粒子において、このような空隙から発生している熱クラックの存在をSEMで観察しているが、写真-18や写真-11Cの空隙からはそのようなクラックの発生はみられない。

写真-19にみられる粒子表面に付着する微小な物質は断層粘土中の石英粒子表面（写真-13C）や断層面上（Swain and Jackson, 1976）、すべり摩擦試験後の試料表面（Moody and Hundley-Goff, 1980）などにも認められる。Himalaya thrustに沿う断層面上（Scott and Drever, 1953）やすべり試験後の試料表面に溶解の結果生じたと思われるガラス質の物質の存在が報告されている（Friedman

et al., 1974) ことも考え合わせれば、これらの物質は破壊時に断層面上で熱が発生した (McKenzie and Brune, 1972) 結果生じたものである可能性もある。

写真-18に示した三軸圧縮破壊試験により生じた石英粒子の破断面の形態は、第5章で述べる破面解析 (北川・小寺沢, 1977) すると、ほとんどすべて脆性破壊によるものであることがわかる。今後は、温度・歪速度などを変化させ、異なる破壊条件下で試験し、様々な破壊様式で形成される表面構造を調べ、断層粘土中の石英粒子の表面構造と対比して行く必要がある。

写真-26Aはフルートカスト状小丘に似ている。写真-26B~DはV字孔の発達している表面構造を示す。これらは、実験結果出現したものによく似ている。しかしながら、写真-26Bに示す断層粘土中の石英粒子の表面は、実験結果と比較すると、V字孔のバンクグラウンドでやや凹凸がみられる。

写真-26A~Eに示した表面構造は前述の分類に従うと、いずれも小孔を有し、表面がやや起伏していることから、ミカン皮状構造に属し、Ic類に分類される。さらに、フルートカスト状小丘は、金折他 (1978) が示しているマサ状に風化した花崗岩から得られた石英粒子の表面にみられるものによく似ている。

写真-26Fに示した表面構造は、前述の分類に従うと、サンゴ状構造に属し、IV類に分類される。この表面構造は、実験結果に示したようなV字孔やU字溝の形成がさらに進んだ結果であると考えられる。

写真-27は断層粘土中に存在している完全な結晶形を示す石英粒子の表面構造である。これと石英の結晶を使った実験結果 (写真-23) と比較すると、断層粘土中の粒子ではV字孔やU字溝が観察されない。

フルートカスト状小丘は、NaClとKCl溶液中で熱水合成された石英結晶の *minor or major rhombohedral face* に現れる組織 (Hosaka and Taki, 1981) に似ている。Hosaka and Taki (1981) によると、この組織は島状パターンを核として発達し、島状パターンはHF溶液中で選択的にエッチングされるため、結晶成長面のある種の欠陥を核として出現すると考えられている。溶解においては、結晶成長の場合と逆の現象が生じると考えると、*rhombohedral face* 上には、溶解の初期には、フルートカスト状小丘が出現し、溶解が進むにつれて、表面上のある種の欠陥を出発点としてV字孔が出現すると予想される。

ここで示した断層粘土中の石英粒子の表面構造のうち、方向性を持つものは出現頻度が低く、一部の断層粘土中にみられたものである。断層粘土中の石英粒子の表面構造は、

多くの場合、孔や溝の形状は不規則で、その組織は方向性を持たず、ランダム配列している。このことは、Gillot and Swensen (1973) が 2M NaOH 溶液中、100°F でチャートの破断面を数時間～数週間処理した実験結果に類似している。彼らは、表面で、方向性を持たない凹凸が時間とともに起伏量を増大させていくことを示した。

3.4 試験および実験結果と断層粘土中の表面構造との比較のまとめ

以上に述べた三軸圧縮破壊試験や溶解実験によって明らかにされた石英粒子の表面構造およびその変化過程と断層粘土中の石英粒子の表面構造とを比較した結果を次にまとめる。

(1)断層活動により生成する初生の石英粒子の表面構造は、岩石破壊試験により生成したものと考えると、既存の微小クラックの表面などに由来するものなど少数の例外を除いて、新鮮で滑らかな面を示し、粒子の縁や表面の嶺は鋭く尖っているであろう。

(2)実験結果では石英粒子の表面での溶解による起伏の程度は、同一条件下では、実験時間の長く、溶解が進んだものほど大きくなっている。このことは、条件の違いを考慮しなければならないが、断層粘土中の石英粒子のうち、表面の起伏量が大きいほど強く溶解を受けたことを示している。したがって、環境条件に大きな差がない場合には、起伏の程度は破断面ができてからの経過時間に関連していると思われる。十分に時間が経過すれば、サンゴ状構造を示すようになるであろう。

(3)実験結果では、ほとんどの場合、V字孔やU字溝などの配列は方向性を有していた。一方、断層粘土中の石英粒子の表面構造では方向性を持つものは出現頻度が低く、多くは方向性を持っていない。おそらく、石英粒子とこれに接する水溶液との相対的な量および位置の関係が、実験と断層内の条件では異なり、物質移動の様式と溶解速度に差異がある (Kennedy, 1950; Morey et al., 1962; Siever, 1962) ことも一つの原因であろう。

(4)異なる種類の岩石から取り出した石英粒子においても、同一条件下では形成される表面構造には差がみられない。このことは、断層粘土中の石英粒子の表面構造が、断層の母岩に関係しない観察結果に一致する。

ここで述べた試験および実験結果と天然の断層粘土中の石英粒子の表面構造との類似性および差異については、今後、種々の検討を行わなくてはならないが、天然の断層粘土中での石英粒子の表面構造の時間依存性および変化過程を調べる上で有力なデータとなるであろう。

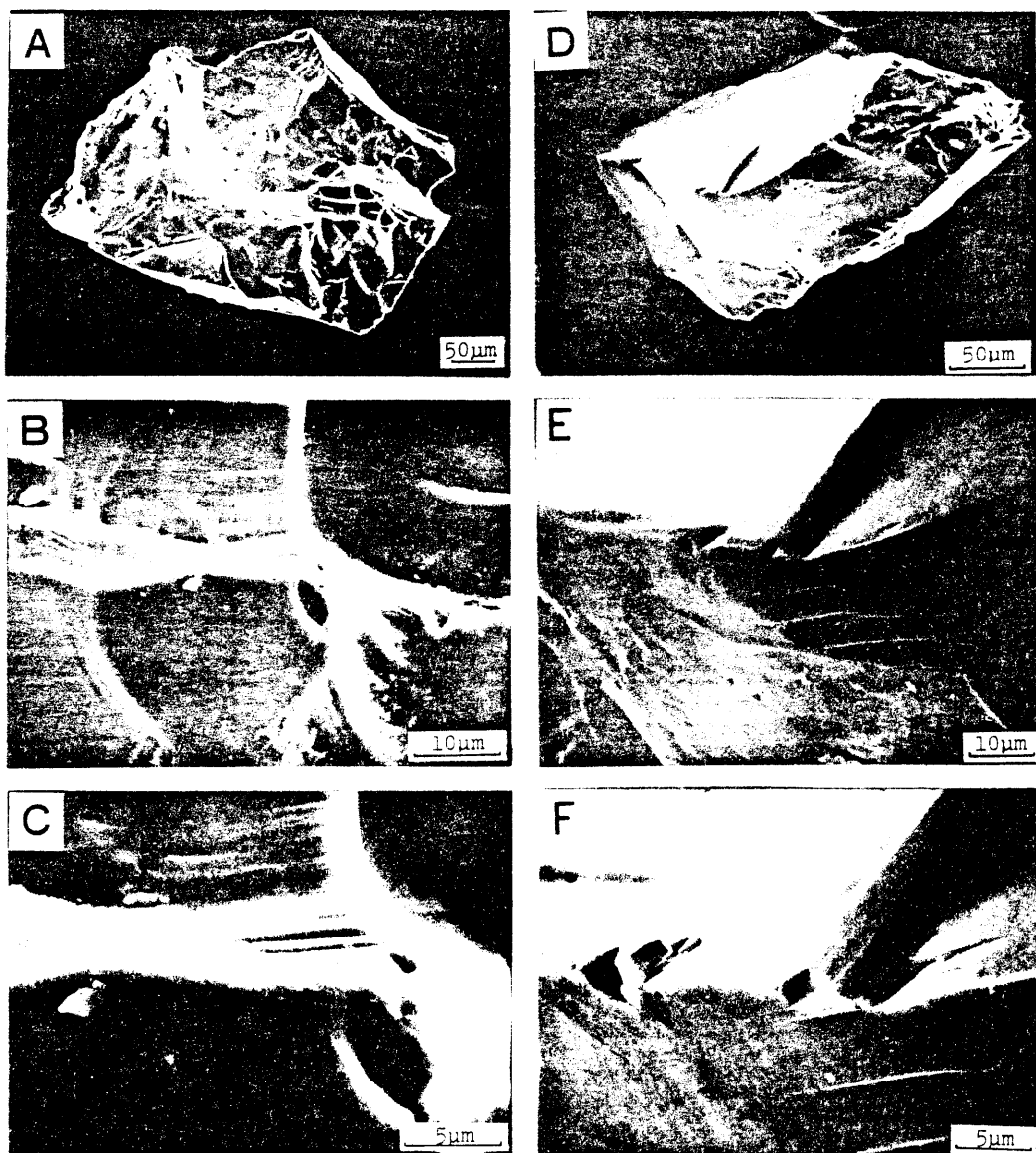


写真-18 三軸圧縮破壊試験で生成した石英粒子の表面のSEM写真。A, B, C: 封圧60 kg/cm²。D, E, F: 封圧150 kg/cm²。C, FはそれぞれB, Eの一部を拡大。

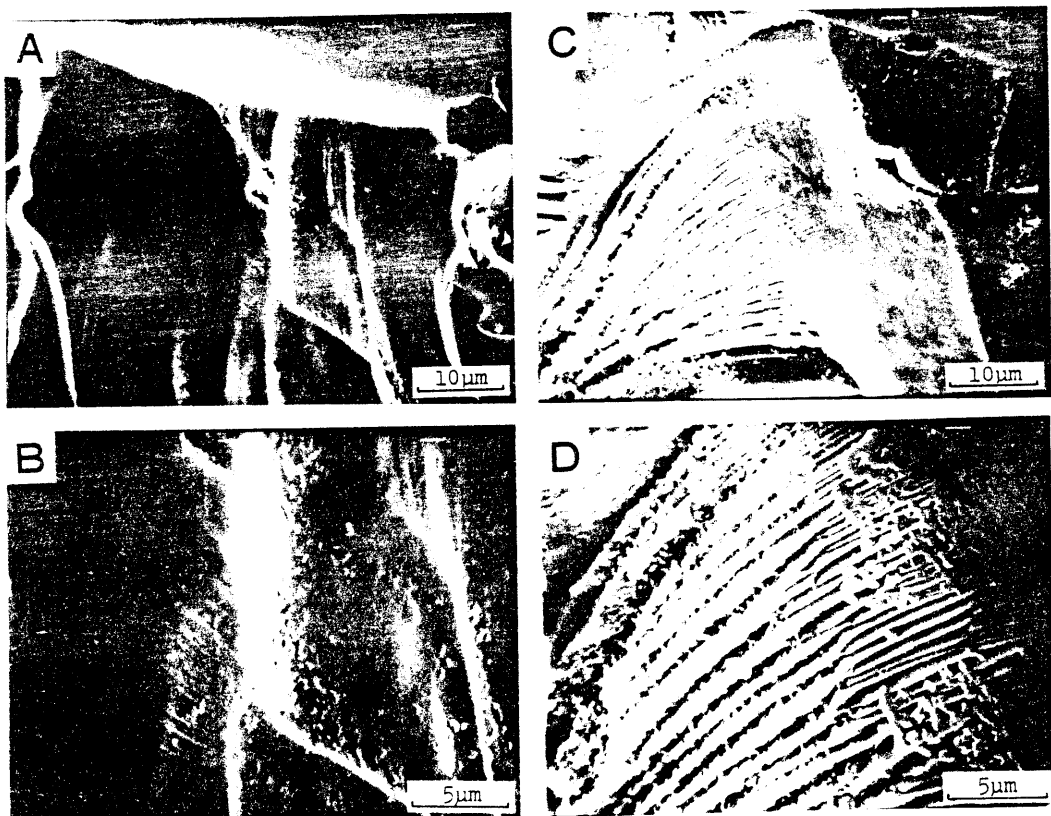


写真-19 三軸圧縮破壊試験で生成した石英粒子の表面のSEM写真。A, B: 封圧 60 kg/cm^2
 C, D: 封圧 200 kg/cm^2 。B, DはそれぞれA, Cの一部を拡大。

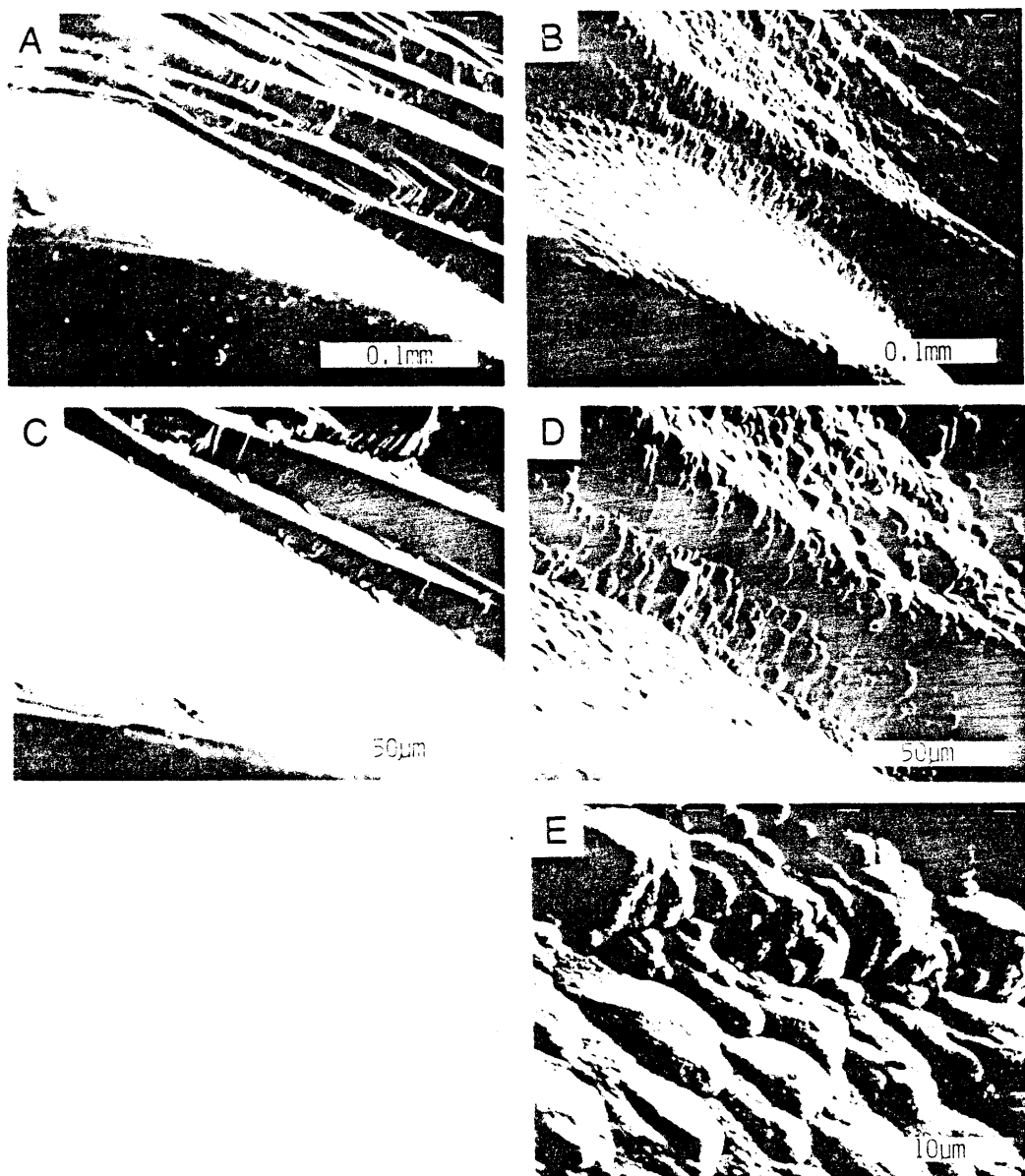


写真-20 実験A1 (300℃, 87気圧で6時間放置) の前後の石英粒子の表面のSEM写真。

A, C : 実験前の破断面。CはAの一部を拡大。B, D, E : フルート・カスト状小丘。DとEはBの一部を拡大。BとDはそれぞれAとCに相当する。

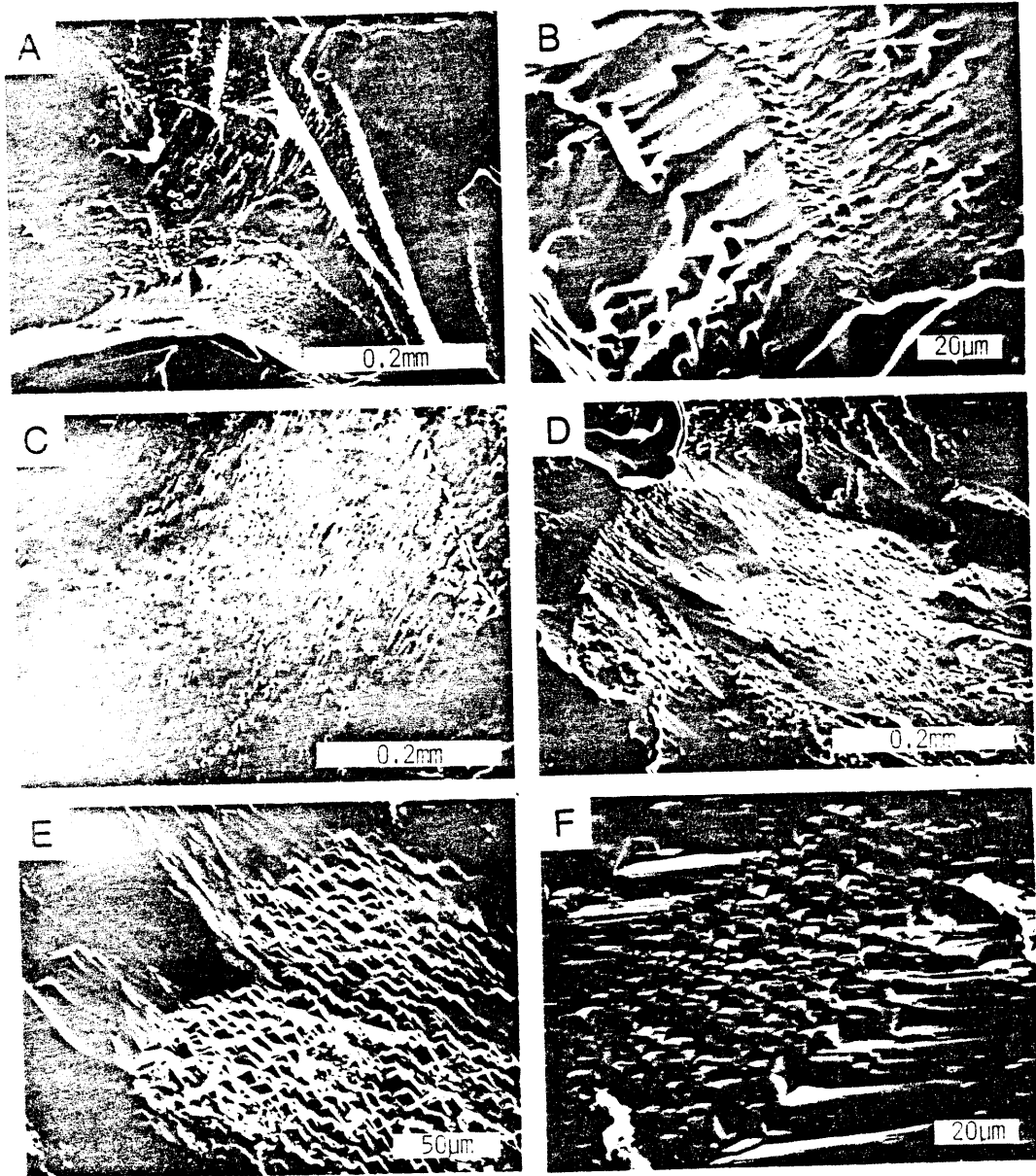


写真-21 実験C1 (300℃, 8.7気圧で9時間放置) の石英粒子の表面のSEM写真。
フルート・カスト状小丘とV字孔が共存している。EはDの一部を拡大。

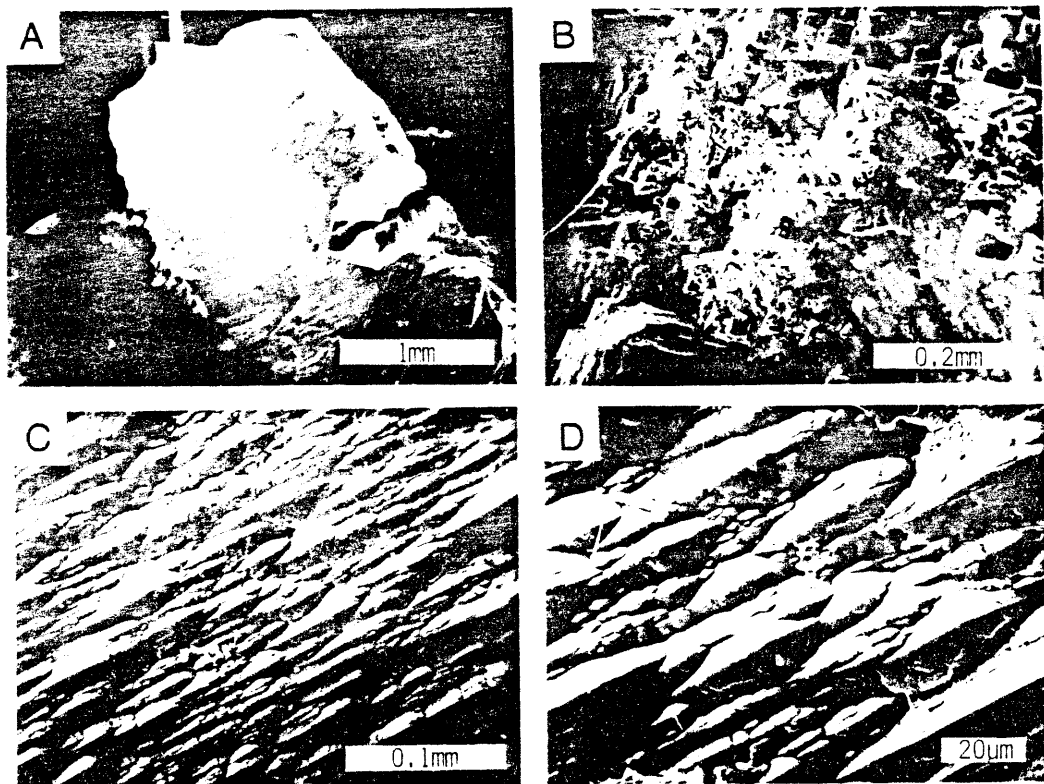


写真-22 実験B2 (300℃, 8.7気圧で36時間放置) の石英粒子の表面のSEM写真。

A, B: 溶解が進んだV字孔。C, D: 溶解が進んだフルート・カスト状小丘

B, DはそれぞれA, Cを拡大。

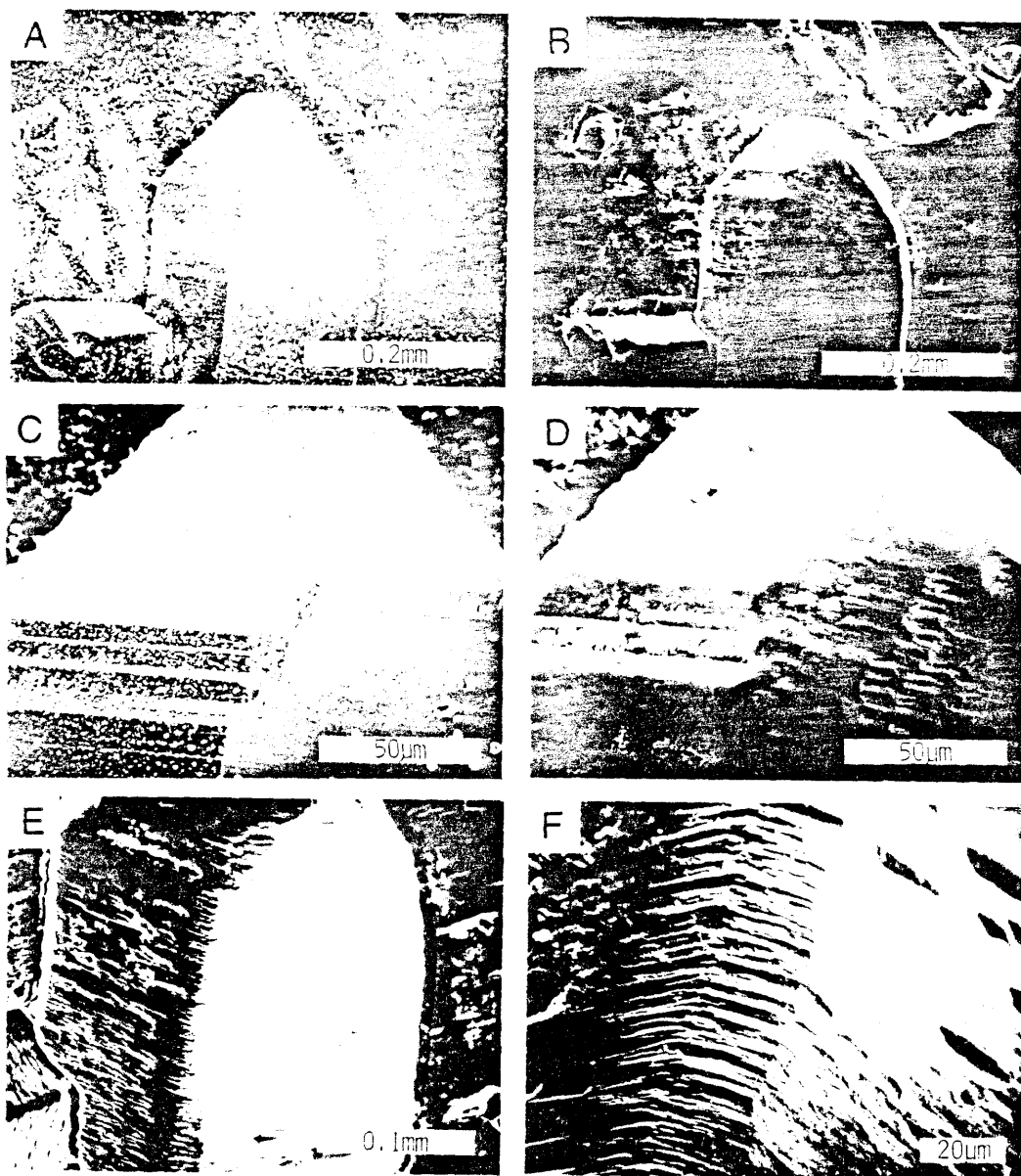


写真-23 実験B3 (300℃, 8.7気圧で6時間放置) の前後の石英結晶の表面のSEM写真。

A, C : 実験前。B, D, E, F : 実験後。*r* 面と *z* 面上にはV字孔が出現し, *m* 面
にはU字溝が出現。

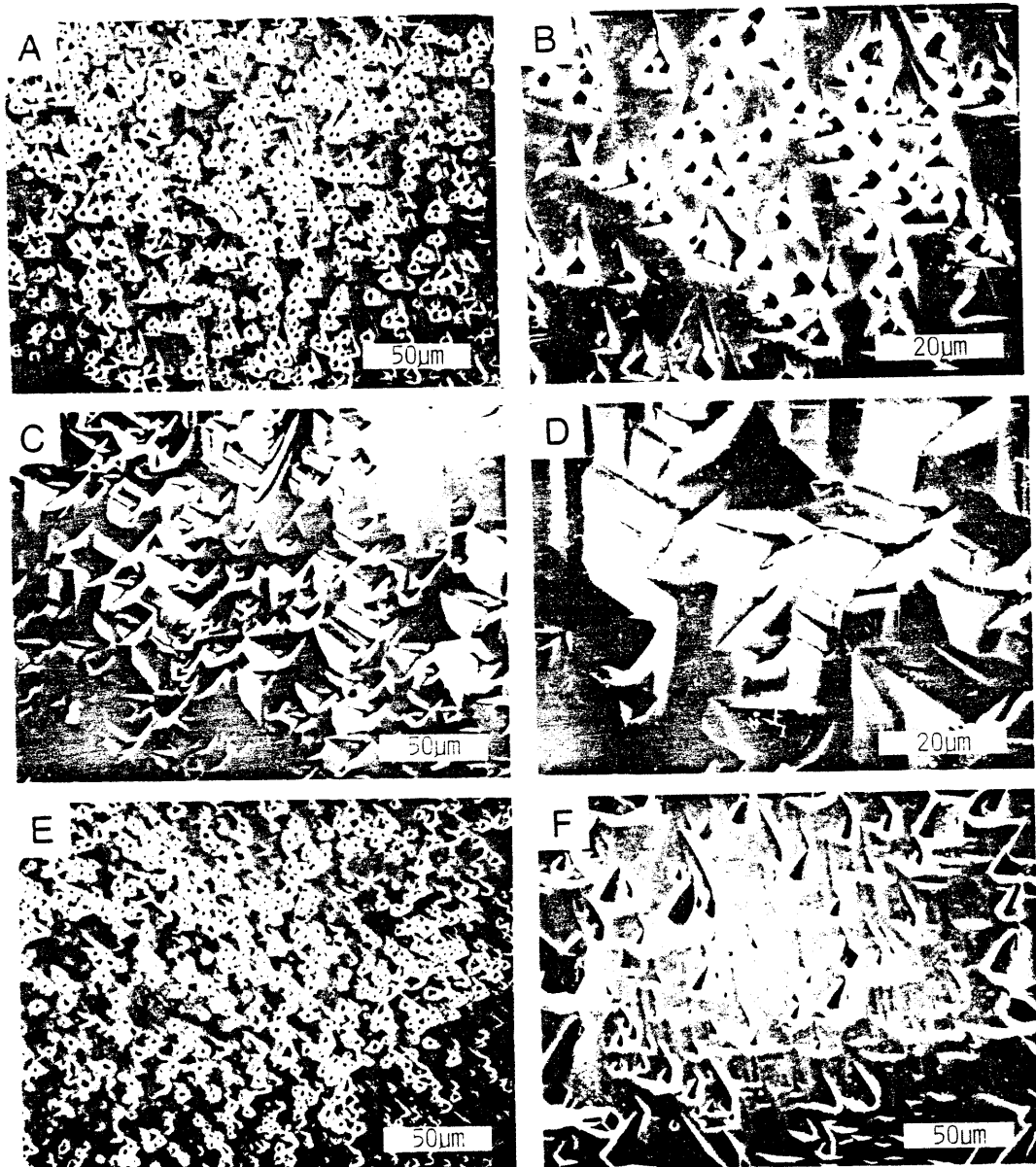


写真-24 実験B4とB5(300℃, 87気圧で6時間もしくは9時間放置)の石英の表面の
(1) SEM写真。

A, B: 6時間後のr面。BはAの一部を拡大。C, D: 9時間後のr面。DはCの一部を拡大。E: 6時間後のz面。F: 9時間後のz面。

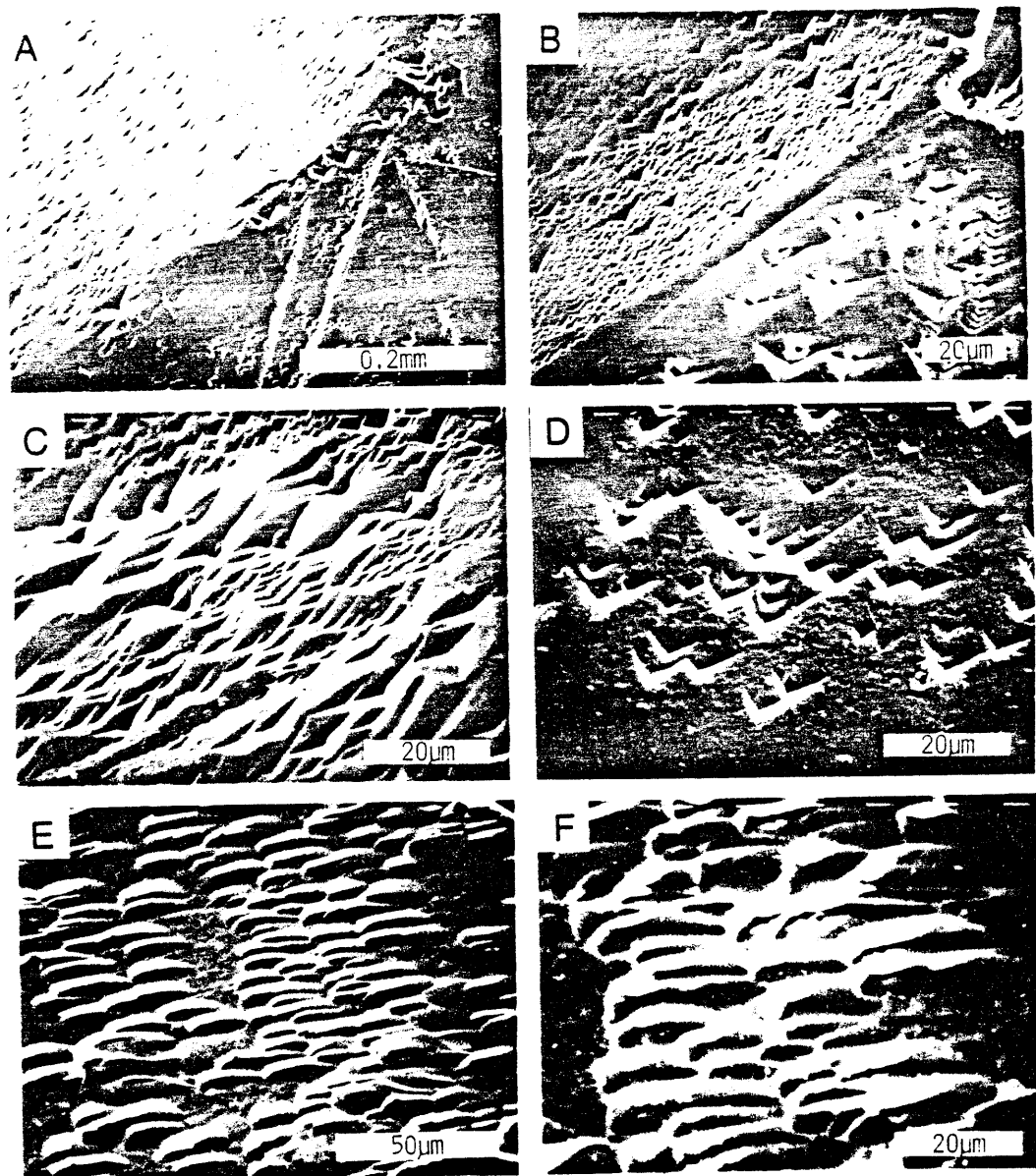


写真-24 実験B6(300℃, 87気圧, 6時間放置)と実験B7(同, 9時間放置)の石英
(2) の結晶面のSEM写真。A, B: V字孔が出現したz面(左上)とr面(右下)。
C, DはそれぞれAとBのz面とr面を拡大。E, F: m面上に出現したU字溝。F
はE Dの一部を拡大。

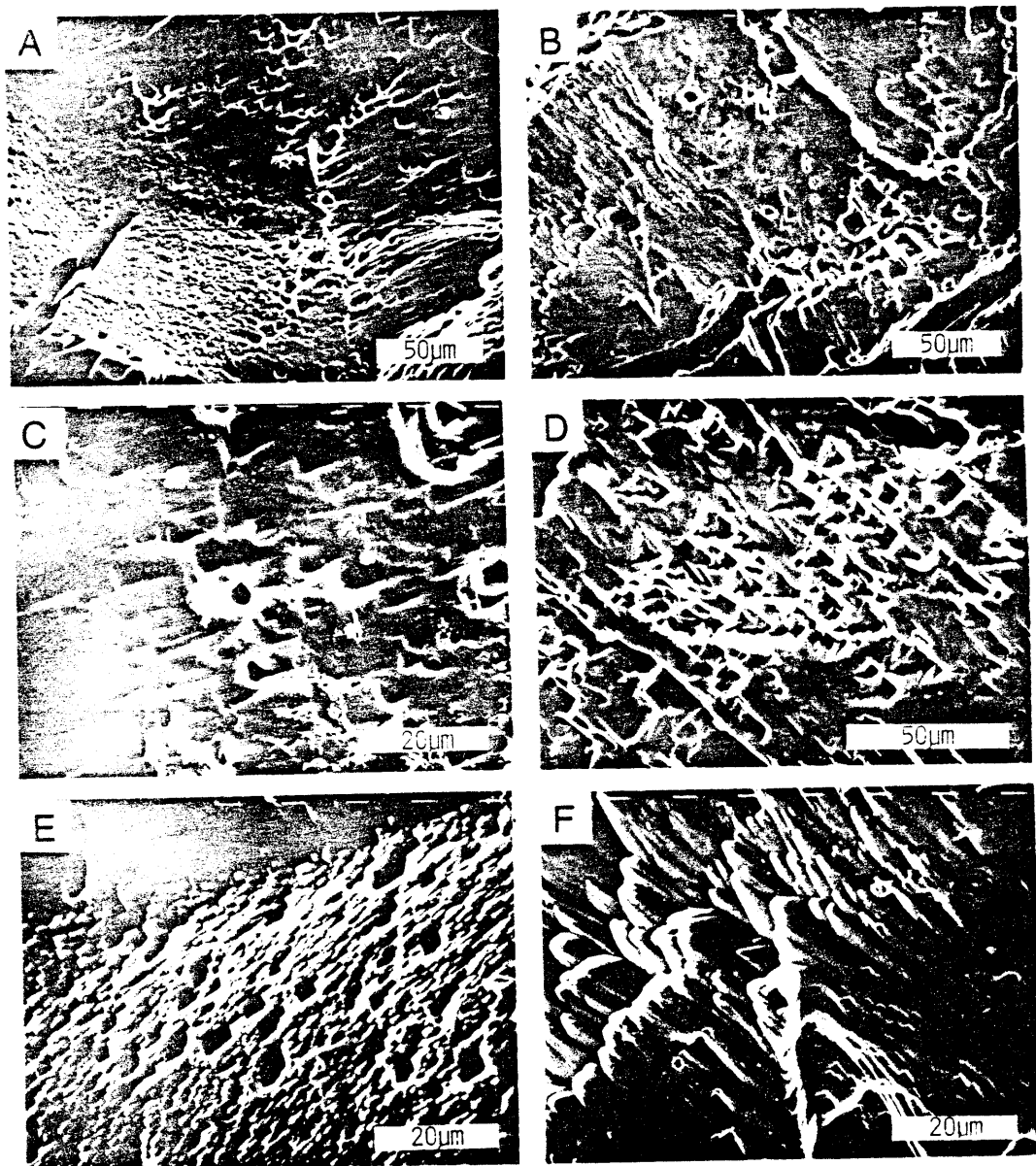


写真-25 異なる岩石から得られた石英粒子の表面の実験C2とC3(300℃, 87気圧で9時間放置)のSEM写真。A, C, E:花崗岩から得られた粒子。B, D, F:石英斑岩から得られた粒子。いずれの結果にもフルート・カスト状小丘とV字孔がみられる。

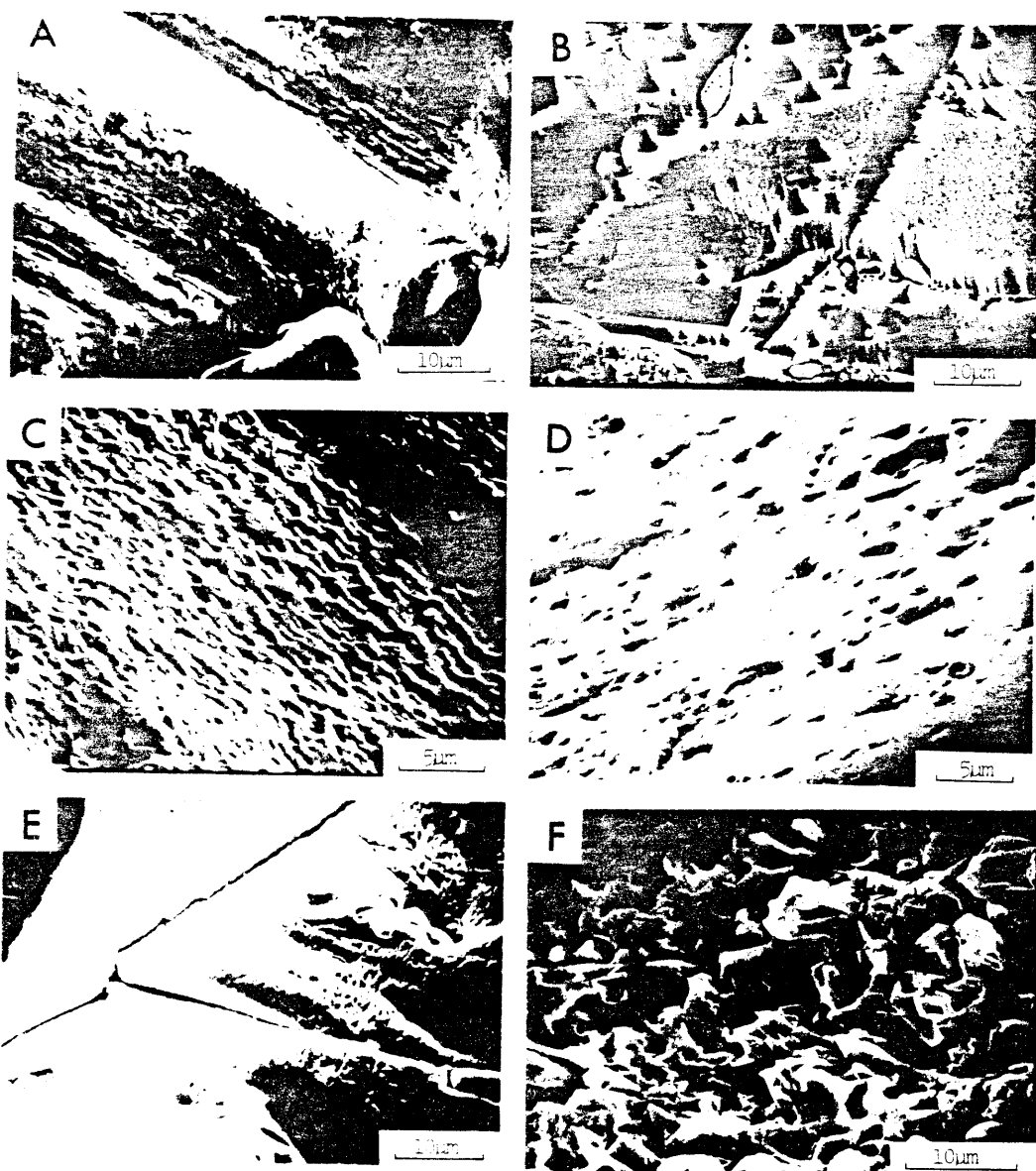


写真-26 断層粘土中の石英粒子のSEM写真。A：フルート・カスト状（跡津川断層に伴う頁岩を母岩とする断層粘土）。B：V字孔（花崗岩中の断層粘土）。C：V字孔（阿寺断層に伴う流紋岩を母岩とする断層粘土）。D：不規則な孔（四国北東部の中央構造線に伴う和泉層群を母岩とする断層粘土）。E：小孔の集合（富山県上新川郡真川付近の跡津川断層に伴う花崗閃緑岩を母岩とする断層粘土）。F：サンゴ状（四国北東部の中央構造線に伴う三波川結晶片岩を母岩とする断層粘土）。

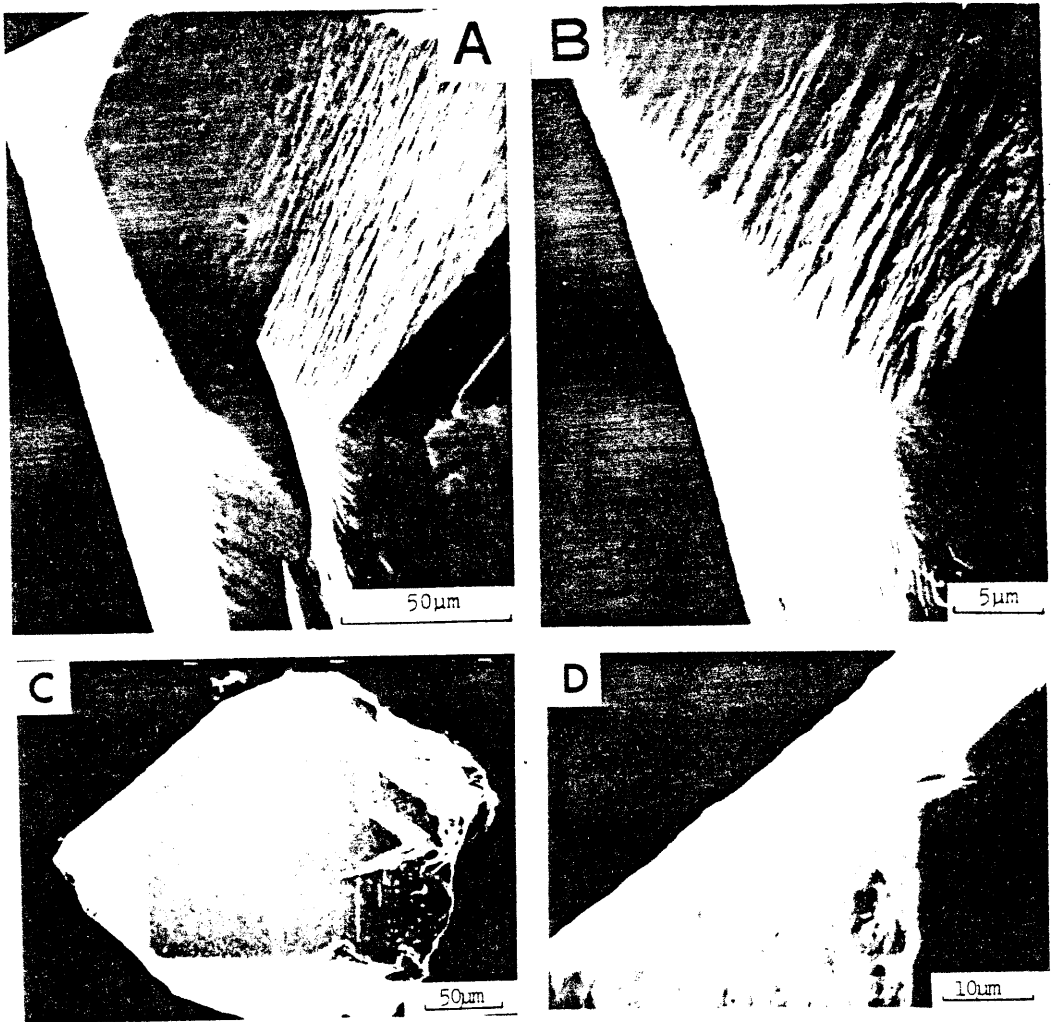


写真-27 完全な結晶を示す断層粘土中の石英粒子のSEM写真。A, B: 紀伊半島中西部の中央構造線に伴う和泉層群中の断層粘土。C, D: 跡津川断層に伴う断層粘土。

第4章 表面構造の形成過程に関する考察

断層粘土中の石英粒子は断層の活動時に母岩中の石英が破断することにより形成し、その後地下水などの作用により粒子表面で溶解が起こり、前述した溶解実験の結果に示されるように、時間の経過とともに溶解が進み、現在みられるような表面構造が作られたと推定される。このような過程でできる断層粘土中の石英粒子の表面構造は、断層の活動時から現在までの時間経過を反映していると考えられる。また、断層粘土中での石英粒子をとりまく環境に差がない場合には、断層粘土中の石英粒子の表面構造の違いは、そのまま断層の活動時期の新旧の違いに対応すると考えられる。

しかしながら、ここで示した様々な表面構造を持つ石英粒子は、それぞれ別々の断層粘土から取り出したものである。各々の断層が形成された場所、すなわち、形成深度や形成された後に置かれた環境は異なっていたであろう。実際に断層粘土中で石英粒子の表面構造の形成に影響を与える重要な要因として、石英粒子を取り巻く化学的環境、すなわち粒子が接する地下水の量、温度、化学組成、および断層粘土の透水性やその化学組成などが考えられる。これらの環境条件の違いのために、それぞれの粒子が断層粘土中に開放されてから後に置かれていた環境を考慮しなければ、石英粒子の表面構造の違いだけで、断層活動時期の新旧を決定することはできない。

幸いなことに、石英は温度・圧力、溶液の pH に関してかなり広い領域において安定である。石英の溶解度は $\text{pH} < 9$ ではほとんど一定であるし (Kennedy, 1950)、地表に近い温度・圧力の範囲では著しく小さくてあまり変化がない (Mason, 1966; Siever, 1962)。温度だけに関して言うと 25°C では約 10 ppm であり、 100°C でも約 50 ppm である (Siever, 1962)。また、溶解速度は地表近くの条件下では著しく遅く、溶解は地質学的な時間のスケールで生じるとされている (Siever, 1962)。これに関して水谷 (1976) は頁岩の風化による石英の質量変化を詳しく研究し、開いた系での石英の溶解速度を計算した。それによると地表下約 10 m において、石英が 1 cm^2 につき 90 mg (約 $7\text{ wt}\%$) 溶け出すのに要する時間は、約 2 万年であるとしている。これらのことから、特殊な環境、たとえば pH の高いアルカリ土壌中とか、温度の高い地熱地帯でない限り、石英の溶解度はほぼ同じであり、溶解速度も著しく遅いと考えることができる。したがって、断層粘土中の石英粒

子の表面構造は、その生成場所および生成後の環境にかかわらず、断層の活動時から現在までの経過時間を示すに違いない。別々の断層粘土から取り出された石英粒子の表面構造は、それぞれの断層が活動した時期を反映していることになるので、これらを一連の現象として、単純な表面構造を示すものから、より複雑なものへと並べることができれば、こうして得られた表面構造のパターンの変化順序は、そのまま生成時期の新しい断層粘土から古い断層粘土への順序に対応するに違いない。

表-2に示したいいくつかの類型は右に行くほど表面構造が複雑になり、起伏量、穴または空洞の深さも増している。Ⅰ類では滑らかな面を持ち、その面上には場合によって小穴が存在している。この小穴の深さは $1\sim 3\ \mu m$ 程度である。Ⅱ類では滑らかな面の部分の外にやや起伏に富んだ面を持つようになり、起伏量は $3\sim 5\ \mu m$ 程度となる。Ⅲ類ではほとんど滑らかな面を持たなくなり、著しく起伏に富むようになる。その起伏量は $5\sim 10\ \mu m$ 程度である。さらに、Ⅳ類での構造は複雑で、空洞は深いもので $50\sim 100\ \mu m$ に達している。これらの分類と表面での起伏量、小穴もしくは空洞のおおよその大きさの関係を概略的に図示したものが、図-3である。この図の横軸は表面構造を分類して、単純なものから複雑なものへと並べた順序型スケール (Stevens, 1946) であるが、概括的には破断により生成した石英粒子の表面での溶解の程度の段階を示すものであり、相対的な時間経過を示していると考えてよからう。横軸と地質年代の関係については、第7章で詳細に述べることにする。

一つの断層であっても断層粘土が数条ある場合には、それぞれの粘土中の石英粒子の表面構造が異なる類に属することがある。同様に断層や破砕帯の幅が広く数 m ～数 $100\ m$ に及ぶ場合には、粘土試料の採取位置が異なれば、その中の石英粒子はそれぞれ異なる類に属することもある。これらのことは、上述の考察に基づくと、同一断層において活動時期が複数回あったことを示し、また、数条の粘土および幅の広い破砕帯は一度に形成されたのではなく、数度にわたる活動の積分として形成されたと考えられる (Ogata, 1976; Otsuki, 1978)。

写真-12に示すように、一つの粒子の表面には明らかに異なる2つの表面構造の存在する場合もある。このような表面構造は次のようにして形成されたと考えられる。すなわち、断層の活動により生成した石英粒子が、時間の経過により表面での溶解が進み起伏に富むようになった後に、再び断層の活動が起こり、新たに破断面が粒子表面に重ねられたことによるものであると考えられる。したがって、若いローマ数字で示される類に属する、表面での起伏の小さい方が後の活動によって生じたと考えられる。

写真-11に示すような石英粒子の角に認められる垂貝殻状断口や細かい傷は、Baker

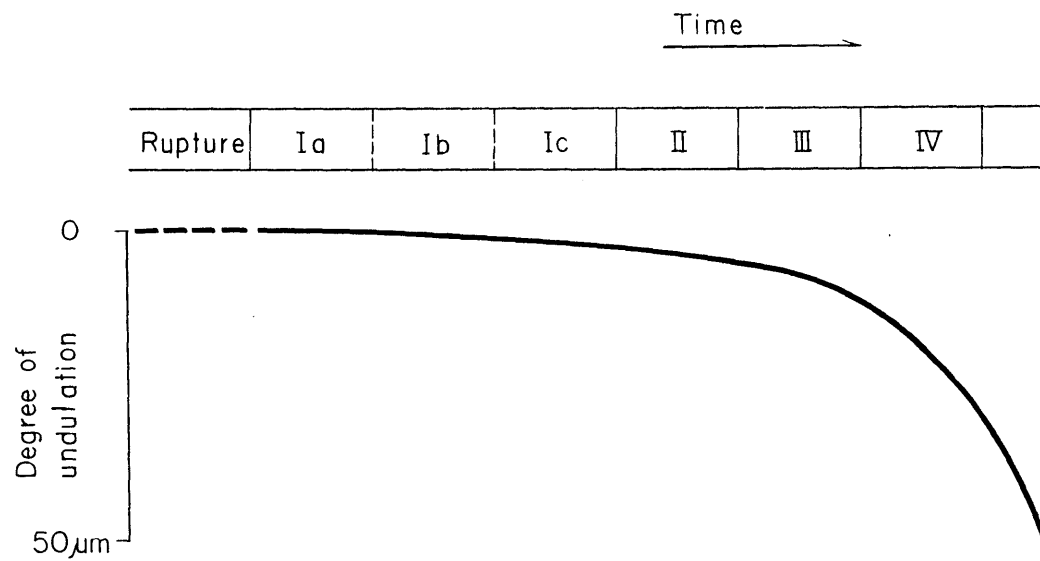


図-3 石英粒子の表面構造と起伏量の関係を示す概念図

(1970)やWhalley(1978;1979)が示しているような粒子同士がこすり合うようにして生成したものによく似ている。おそらく石英粒子がいったん生成した後に断層粘土中で回転(Engelder,1974)し、あるいは粒子同士が衝突したり、こすり合ったりすることにより形成されたものであろう。角の垂貝殻状断口は粒子同士の衝突により形成され、一方、細かい傷は粒子同士がこすり合うことにより形成された可能性が強い。

以上述べてきた断層粘土中の石英粒子の表面構造が時間に依存すると考えられることと同様な結果が堆積岩や現世の堆積物中の石英粒子についても示されており、Margolis(1968)は海成堆積物中の石英粒子の表面構造は粒子をとりまく地下水の化学組成にも関係しているが、粒子が地下水などにさらされた時間の関数であると述べている。同様に、Whalley and Krinsley(1974)も氷河堆積物中の石英粒子の表面変化はいくぶん時間にも依存すると述べている。さらに、Douglas and Platt(1979)とDouglas(1980)は漂礫土中の石英粒子の表面構造の違いは、漂礫土の堆積時期に関係していることを明らかにしている。また、White(1981)は堆積時代の異なる3段の段丘堆積物中の石英粒子の表面をSEMで観察し、その表面構造は段丘堆積物の堆積時期に関係していることを報告している。

ここでは溶解現象だけに注目して議論を進めてきたが、すでに述べたように、断層粘土中の石英粒子表面に SiO_2 の沈澱物や石英の微小結晶が晶出しているものも存在比は低い(数%程度)が認められることがある。清水(1980)は堆積時期の判明している氷河堆積物中に含まれる石英粒子をSEMで調べ、その表面構造は溶解により形成されているものに比べて、 SiO_2 の沈澱により形成されているものが圧倒的に多いことを示し、化学的作用の強度は時間の関数ではなく、堆積物の置かれた自然環境に支配されていると述べている。これらのことも考慮して、断層粘土中での化学的環境と石英粒子の表面構造の関係を、前述の溶解実験および天然の断層などから明らかになる事実に基づいて解明していく必要がある。活動時期の判断される断層から取り出した石英粒子の表面構造については第7章で細述し、その章において、表面構造の分類と地質時代について言及する。

第5章 破面解析 (Fractography)

5.1 破面形態

第2章で詳細に記載したように、断層粘土中の石英粒子の表面構造は、表面の滑らかさ、起伏量、小穴や空洞の発達状態から判断して、Ⅰ～Ⅳの4つに分類することができる。この分類のうちⅢとⅣ類に属するものについては、起伏に富む表面構造を示し、滑らかな面を完全に失っている。一方、ⅠとⅡ類に属するものは、粒子表面の一部もしくは全体に滑らかな表面を有している。断層粘土中の石英粒子は断層活動により母岩中の石英が破断し、断層粘土中に開放されて生成したものであると考えると、滑らかな表面は変化をあまり受けずに残った表面構造であろう。

表-6 破碎様式と破面形態 (北川・小寺沢, 1977)

破 碎 様 式		(破 面 形 態)
粒 内 破 壊	延 性 破 壊	微小空洞の合体によるもの (ディンプル) すべり面破壊 (蛇行すべり, リップル, ストレッチング)
	ぜい性破壊	へき開破壊 (リバー・パターン, へき開段, へき開ファセット, タング) 擬へき開破壊 (リバー・パターン, へき開段, 擬へき開ファセット, タング)
	疲 労 破 壊	(ストライエーション, タイヤ・トラック)
粒 界 破 壊	延 性 破 壊	微小空洞の合体によるもの (ディンプルのある粒状破面)
	ぜい性破壊	(模様のない (少ない) 粒状破面)
	疲 労 破 壊	(ストライエーション, ストライエーション状模様のある粒状破面)

表-6には金属などの破断面にみられる構造とそれが形成された時の破砕様式の関係(北川・小寺沢, 1977)を示す。この表に示す構造のうち, いくつかの形態がⅠ～Ⅱ類に分類される断層粘土中の石英粒子表面に観察される。すなわち, ディンプル, リバー・パターン(へき開段*), ストライエーション, 粒界破壊面などの破面形態である。たとえば, 写真-28Aと32ABは断層粘土中の石英粒子表面にみられるストライエーションの例である。写真-28Bは断層粘土中の石英粒子表面に観察されるリバー・パターンの例を, 写真-29, 30はへき開段の例を示す。写真-31に示す断層粘土中の石英粒子表面は, やや溶解したへき開段を示す。写真-32Cにはディンプル状の表面の例を示す。この例は断層粘土中の粒子ではなく, 花崗岩から機械的風化によりもたらされたと考えられる粒子である。写真-32Dには, 粒界破壊面に似た石英粒子表面の例である。

ここで示した破面形態のうち, へき開段は堆積岩や氷成, 風成堆積物などに存在する石英粒子表面にひんぱんに観察されている(Krinsley and Doornkamp, 1973; Whalley and Krinsley, 1974; Wellendorf and Krinsley, 1980)。また, リバー・パターンは点荷試験で破壊した quartzite の表面(Willard, 1969)に, 粒界破壊面は大理石のねじり試験により生じた破断面(Atkinson, 1979)や mining-induced fault 中の粒子表面(Gay and Ortlepp, 1979)に, それぞれ観察されている。これらの石英粒子の表面や破断面にみられる破面形態は, 写真-28～32に示した石英粒子の表面構造に類似している。

Tapponnier and Brace(1976)は一定の変位速度で変形させた試料をSEMで観察し, 変形の初期には, 粒界に沿って新しい crack が生ずることを報告した。

Kranz(1979a, b)は, 花崗岩の一軸圧縮試験の tertiary creep において, 粒子境界が一部 micro-crack となっていることをSEMで観察している。このような粒子境界に沿って破壊した場合には, 粒界破壊面が形成されるのであろう。

Wong(1982)は400MPa, 350℃と250MPa, 250℃で花崗岩の圧縮試験を行い, 変形過程において発生する crack の形態をSEM観察で追跡し, 破壊に近づくとき石英に粒内 crack が生じ, post-failure では crack array が生ずることを報告している。また, 金折(1982), Kanaori(1983)は花崗岩体中での大規模地下

* 石英にはへき開がほとんど発達していないが, 破断した金属表面にみられるへき開段に似た石英粒子の表面構造を, ここでは“へき開段”と呼ぶことにする。

空洞掘削に伴う応力開放によって、岩盤内に生じる crack を写真で記録している。^{*}これらのことは、変形過程の各段階で生ずる crack や形成機構の異なる crack についても、それぞれ破面形態が異なることを暗示する。

Krinsley and Smalley (1973) と Margolis and Krinsley (1974) によると、破面の形態は粒子の粒径にも関係しており、直径 0.5 mm 以上の粒子では破断面が卓越しているが、直径 0.1 mm 以下のものではへき開面が卓越している。断層粘土中の石英粒子では、粒径による破面形態の違いは認められない。このことは、堆積岩や堆積物中では、粒子の運搬や堆積過程が粒径に依存する (Visher, 1964) ことに起因する。一般の碎屑性堆積物と異なり、断層粘土中の石英粒子は運搬、沈積による分級過程を経てない。また、周知のように、石英はへき開の発達がない。これらの理由によって、断層粘土中の石英粒子の表面構造には、粒径による破面形態の差異が認められないと考えられる。

Bankwitz (1966) は節理やへき開の面上にみられる小構造を、その形態的特徴に基づいて分類し、fringe zone, step face, bend zone などを定義している (図-4)。これらに類似する構造は、上述したように断層粘土中の石英粒子の表面にも観察される。図-4 と写真-29, 32B を比較すると、Bankwitz (1966) の示した小構造は、表-6 の分類に従えば、step face はへき開段に、fringe zone はへき開段から構成されているゾーンにそれぞれ相当する。また、bend zone は写真-32B に示すようにストライエーションに相当する。

5.2 破碎様式

表-6 を参考にして、写真-28~32 に例示した表面構造から、粒子が生成した時の破碎様式をある程度推定することができる。すなわち、金属の場合ではディンプルは延性破壊に、リバー・パターンは脆性破壊に、ストライエーションは疲労破壊によりで

* 応力開放によって生じる岩盤ゆるみの発生過程については、岩盤の破壊過程におけるダイラタンシー現象と密接な関係を持っており、断層の生成前の岩盤内の crack のできかたを知る上で重要である。また、これらの crack の表面構造は一部断層内の石英粒子の表面構造にも反映されている場合がある。これについては本論文の末尾に付Bとして、大規模地下空洞掘削に伴うゆるみ現象の発生過程を付記する。

きた特徴的な破面形態である。これらの破壊はいずれも粒内破壊に属する。また、粒界破壊面は粒界破壊に特徴的な破面形態である。もちろん、金属と石英との材料の違いによる物性の差を考慮しなければならないが、石英粒子の表面構造を破面解析することにより、その粒子を断層粘土中に開放した際の破碎様式を知る重要な手がかりを得ることができるであろう。そして、破碎様式を知ることによって、断層がどのような応力条件下で活動したのかを判断することができるであろう。

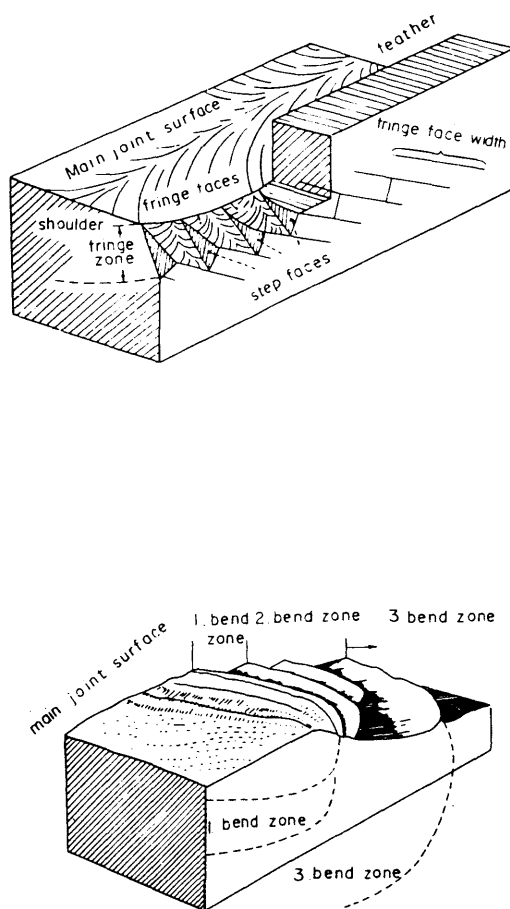


図-4 節理面上の小構造 (Bankwitz, 1966)

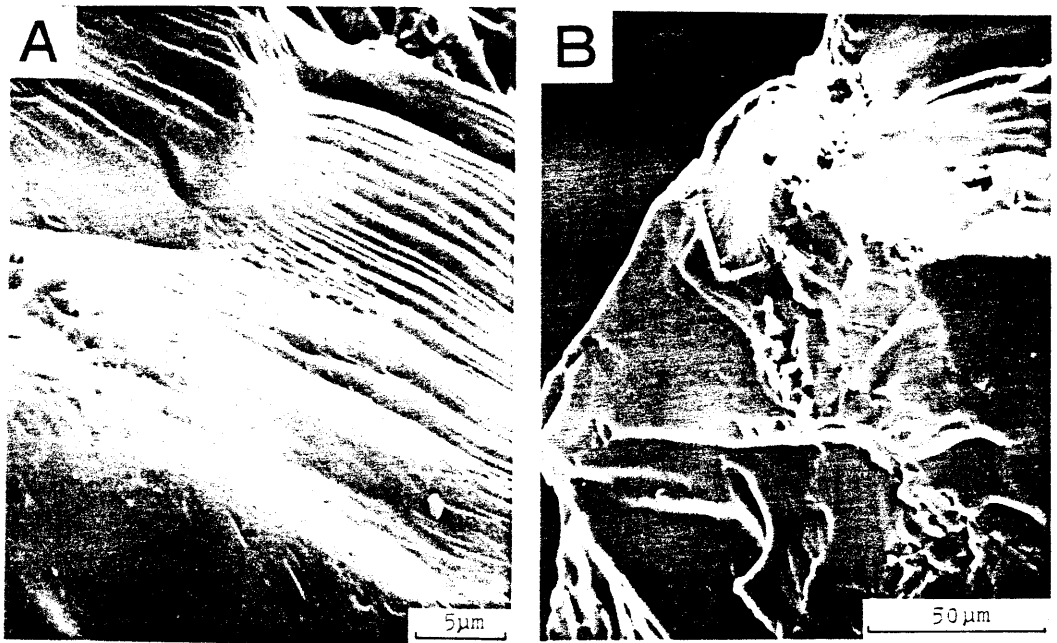


写真-28 断層粘土中の石英粒子のSEM写真。A：ストライエーション（岐阜県吉城郡河合村付近の跡津川断層に伴う飛騨片麻岩を母岩とする断層粘土）。B：リバー・パターン（四国北東部の中央構造線に伴う三波川結晶片岩を母岩とする断層粘土）。

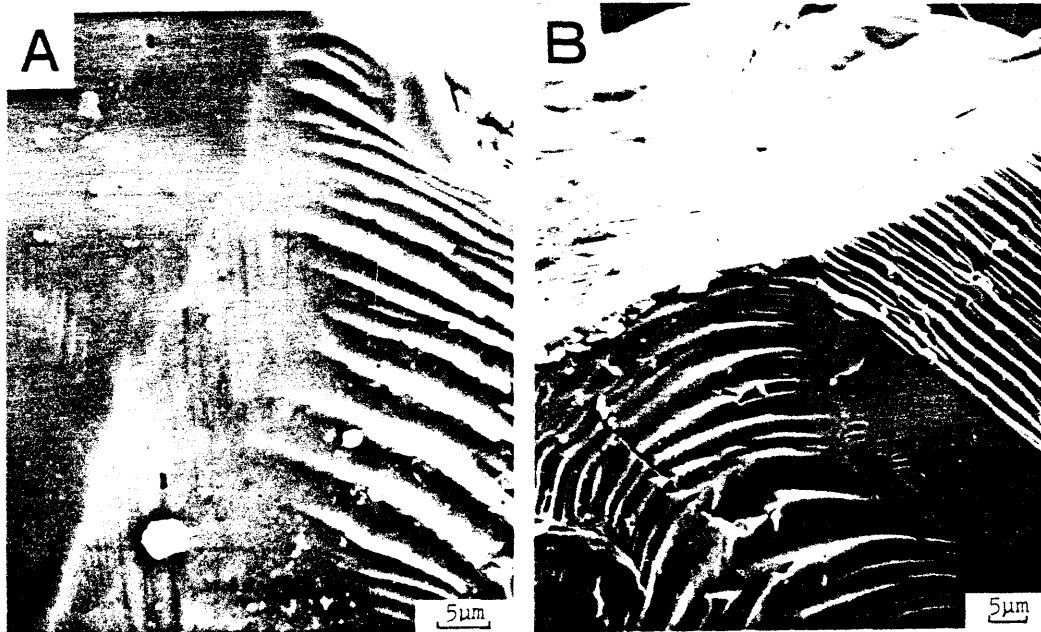


写真-29 断層粘土中の石英粒子のSEM写真。へき開段(岐阜県吉城郡河合村付近の跡津川断層に伴う飛礫片麻岩類を母岩とする断層粘土)。

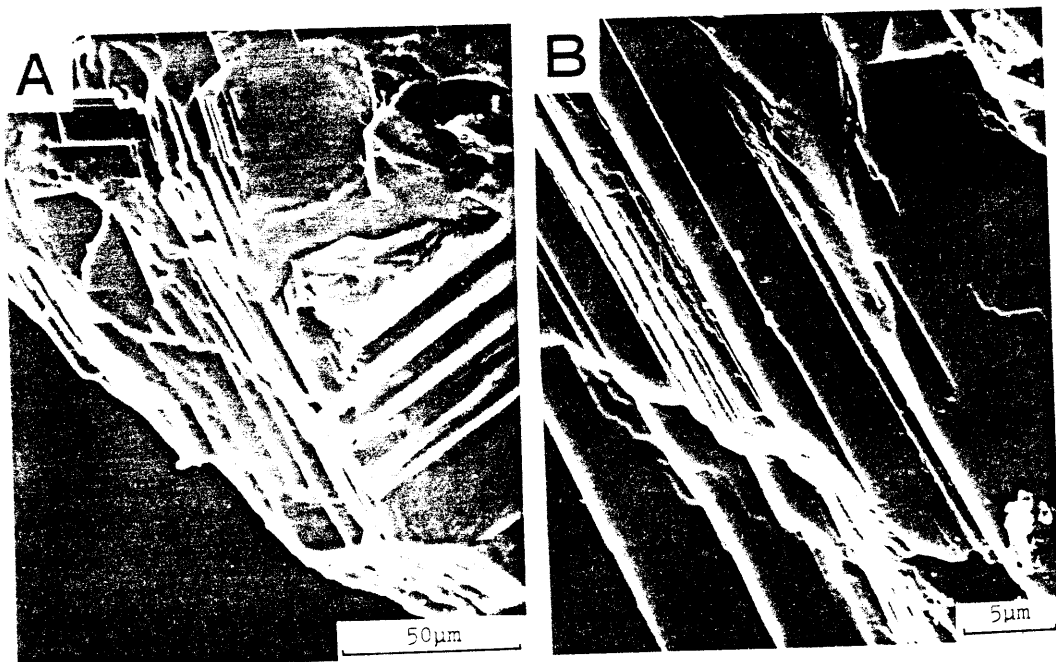


写真-30 断層粘土中の石英粒子のSEM写真。へき開段(紀伊半島中西部の砂岩・頁岩互層中の断層粘土)。BはAの一部を拡大。

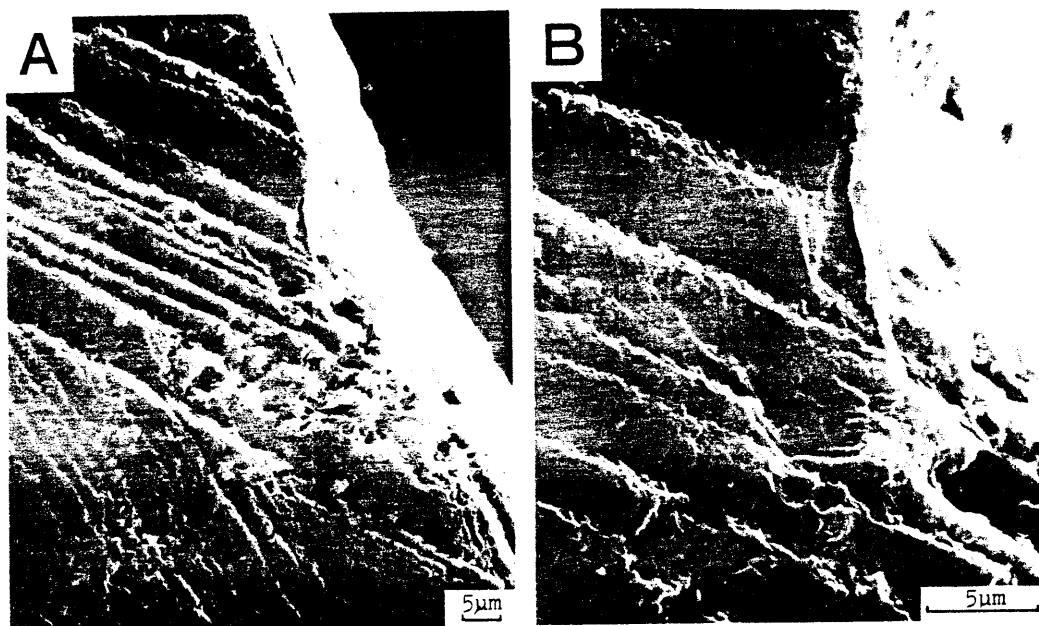


写真-31 断層粘土中の石英粒子のSEM写真。やや溶解をうけたへき開段（紀伊半島中西部の中央構造線に伴う和泉層群を母岩とする断層粘土）。BはAの一部を拡大。

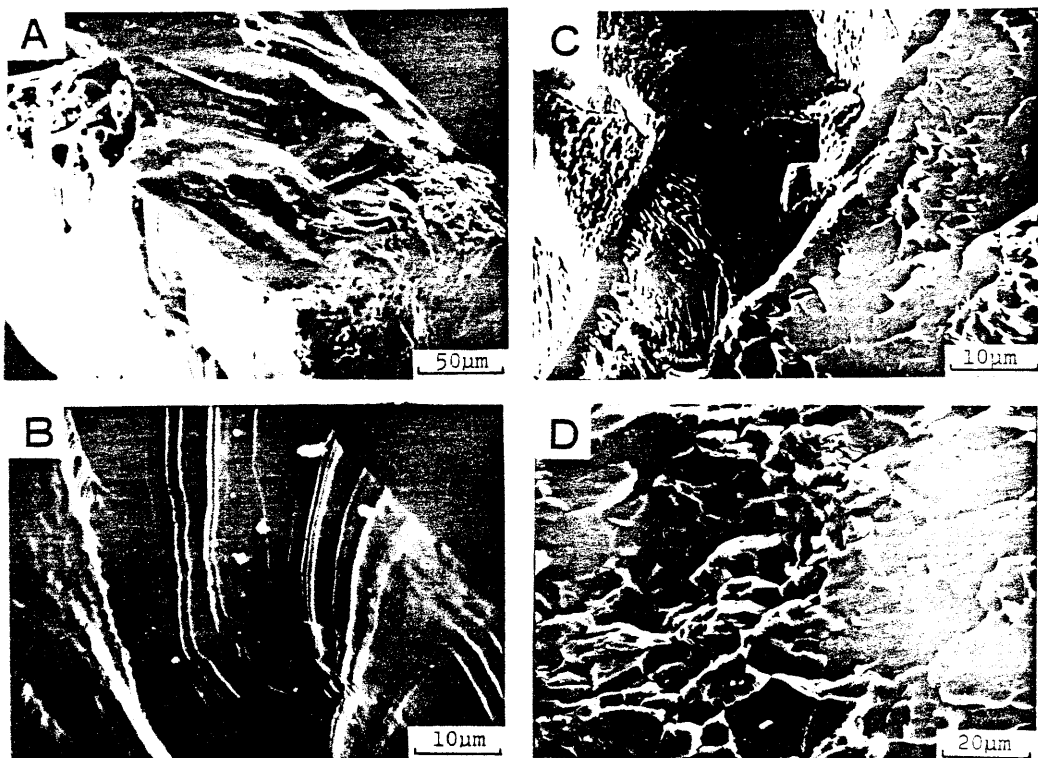


写真- 32 断層粘土中の石英粒子のSEM写真。A, B: ストリエーション(阿寺断層に伴う濃飛流紋岩を母岩とする断層粘土)。BはAの一部を拡大。C: ディンプル状(風化花崗岩)。D: 粒界破壊面(四国北東部の中央構造線に伴う三波川結晶片岩を母岩とする断層粘土)。

第6章 実在断層における表面構造の特徴

長さ数 m ～ 数 $10 m$ の小規模断層と長さ数 $10 km$ ～ 数 $100 km$ に及ぶ大規模断層に伴う石英粒子の表面構造を、第2章で述べた分類に従い、Ⅰ～Ⅳ類に分けた。これまでに述べたように、ⅠからⅣ類への順に表面での溶解の程度が大きく、かつ粒子が生成してから地下水などに接した時間が長いものであると考えられる。比較的最近に活動した断層の活動時期を知るためには、特にⅠ類に属するものが重要である。それ故、Ⅰ類をさらにⅠa, Ⅰb, Ⅰc 類に細分した。

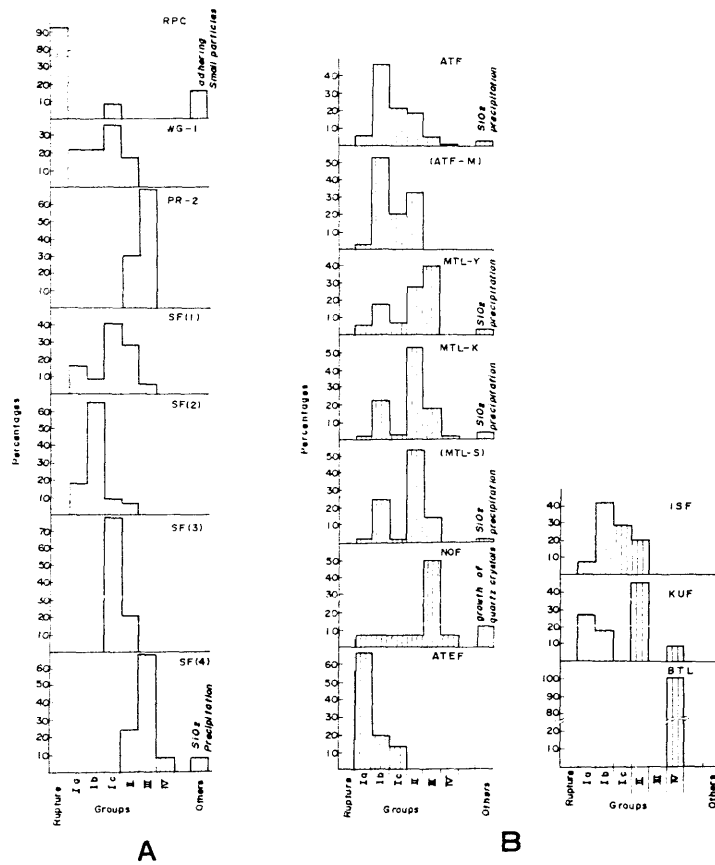
表面構造を分類する際に、1つの粒子表面に異なる2つの表面構造が認められる場合には、各々を分類しそれぞれの類に入れた。また、ある類とその隣の類の境界ははっきりと区別されるものではなく漸移するため、どちらの類に属するか明瞭に判断できない場合は、若いローマ数字で示される類へ含めた。

図-5は各断層における石英粒子の表面構造の分類の頻度分布を示す。各断層における断層粘土試料数と分類に供した粒子数は表-1に示してある。なお、小規模断層の各試料については、1本の断層から採取したものではなく、ある限られた範囲に分布し、同一断層系に属すると考えられる数本の断層からの試料である。一方、大規模断層の各試料は、広い地域にかけて分布する1本の断層の異なる場所での種々の岩石を母岩とする断層粘土である。

以下に各断層に伴う断層粘土中の石英粒子の表面構造の分類の頻度分布の特徴を大規模断層と小規模断層に分けて述べる。

6.1 小規模断層

花崗岩中の試料S F(1)を除いて、その他の試料については表面構造の種類とその頻度は単峰性(unimodal)である(図-5)。すなわち、後期中新世の砂岩・泥岩互層中からの試料S F(2)はⅠa～Ⅱ類にわたりⅠb類にピークを有している。中生代の粘板岩中からの試料S F(3)はⅠcとⅡ類に分類され、Ⅰc類にピークを有している。さらに、三波川結晶片岩中からの試料S F(4)はⅡ～Ⅳ類に分類され、Ⅲ類にピークを持つ。また、



図一 5 断層粘土中の石英粒子の表面構造の分類頻度分布

A : 小規模断層ほか B : 大規模断層

試料 S F(4)には、出現頻度は低い、粒子表面に SiO_2 の沈澱物を伴うものがある。

花崗岩中からの試料 S F(1)は、I a～Ⅲ類に分類され、I aとI c類にピークを持つ複峰性 (bimodal) を示す、風化花崗岩からの試料 WG-1 が I a～Ⅱ類に分類され、I c類に弱いピークを持っていることを考えれば、試料 S F(1)には、花崗岩の機械的風化によりもたらされた石英粒子の混入が予想される。

以上のことをまとめると、花崗岩中の小規模断層からの試料 S F(1)を除けば、その他の小規模断層に伴う断層粘土中の石英粒子の表面構造は 1～2つの種類に分類され、かつ 1つの顕著なピークを持つ単峰性の分布で特徴づけられることがわかる。この結果は次の意味で興味深い。すなわち、小規模断層の試料の表面構造の分類頻度分布が単峰性であるということは、ある限られた地域に分布し同一岩体中の同じ断層系に属すると考えられる断層では、(1)断層の生成時期がほぼ等しいために、それに伴われる石英粒子の生成時期が等しいことを示しているのか、もしくは、(2)石英粒子を取り巻く化学的環境の変化が小さいことを示している、と考えられる。

6.2 大規模断層

図-5に大規模断層における石英粒子の表面構造の分類頻度分布を示す。表-1に示したように、各断層試料において表面構造の分類に供した粒子個数が異なるために、各々の頻度分布を直接比較することができない。しかしながら、図-5に示すように、表面構造の分類頻度分布は各断層に特徴的である。すなわち、中央構造線に伴う断層粘土の試料 MTL-Yと MTL-Kは、三波川結晶片岩、和泉層群、菖蒲谷層などの種々の岩石を母岩とする断層粘土からのものであるが、両試料は複峰性の分布を示す。このうち、試料 MTL-Kは紀伊半島西部に分布する中央構造線に伴う断層からのものであり、I bとⅢ類に最頻ピークを持つ。もう一方の試料 MTL-Yは四国の北東部における中央構造線に伴う断層からのもので、I bとⅡ類に最頻ピークを持っている。

花崗岩、飛騨片麻岩、手取層群などを母岩とする跡津川断層沿いの試料 A T Fは、花崗岩を母岩とする伊勢神断層からの試料 I S Fとよく似た分類頻度分布を示し、I b類にピークを持つ単峰性の分布である。阿寺断層に伴い濃飛流紋岩を母岩とする試料 A T E FはI b類にピークを持つ単峰性の分布を示す。根尾谷断層 (温見断層)に伴い、花崗岩や中生代の粘板岩・チャートを母岩とする試料 N O FはI a～Ⅳ類すべての型が

あるが、Ⅲ類にピークを持つ単峰性の分布を示す。手取層群と飛騨片麻岩を母岩とする熊野川-牛首断層の試料K U FはⅠa, Ⅱ, Ⅳ類にピークを持つ多峰性 (trimodal) である。さらに、仏像嶽と呼ばれている断層からの試料B T LはすべてⅣ類に属している。

また、上述の分類に属する表面構造の外に、出現頻度は低いが、粒子の表面に SiO_2 の沈殿を伴うものが試料A T FとM T L-Y, M T L-Kに認められ、表面に微小な石英結晶を伴うものが試料N O Fに認められる (図-5)。

以上のことをまとめると、大規模断層からの石英粒子の表面構造の分類頻度分布は、各断層に固有であり、前述した小規模断層からの試料の分類頻度分布が主として1~2つの類に分類され、単峰性であったのに比べ、分布の幅が広く複峰性などの分布を示す場合が多いことがわかる。また、大規模断層からの試料には1つの粒子表面に異なる2つの類に属する表面構造が認められる例が比較的多い。これらの事実、大規模断層からの試料が小規模断層からのものに比べて、(1)異なる場所で種々の岩石を母岩としているため、石英粒子を取り巻く化学的環境が異なることに由来することを示すのか、それとも、(2)様々な時期の断層活動により生成した幾種類もの石英粒子が断層粘土中に一緒に混在していることを示すのか、あるいはこの両者がともに関係しているのか、のいずれかであろう。

第7章 表面構造の分類と生成時期

第4章で考察したように、断層粘土中の石英粒子は断層活動により、母岩中の石英が破断することによって生じ、時間が経過するにつれて、その粒子表面で溶解が起こり、現在みられるような表面構造が形成されたと考えられる。すでに第4章で議論したように、断層粘土中において地下水などによる石英の溶解速度は、石英粒子を取り巻く化学的環境が極端に違うとは思えないので、各地域においてほぼ等しいと考えれば、石英粒子の表面構造は、断層活動により石英粒子が断層粘土中に開放されてからの経過時間に関係していることになる。

以上のような前提に基づくと、小規模断層からの試料の表面構造の分類頻度分布が1つの顕著なピークを持つことは、ある限られた範囲に分布し同一断層系に属すると考えられる断層では、断層の生成時期がほぼ等しいために、それに伴われる石英粒子の生成時期が互いに等しいことを示していることになるであろう。また、大規模断層からの試料のように分類頻度分布の分布幅が広く、かつ複峰性などの分布を示す場合には、異なる時期の断層活動により生成した石英粒子が断層粘土中に混在していることを示し、大規模断層が複雑な断層活動の歴史を持つことを暗示していることになる。

以上に述べたことに基づいて、石英粒子の生成時期およびその表面構造の形成期間を調べるために、断層の活動時期が他の地質資料からわかっているか、もしくは、ある程度推定される断層粘土から取り出した石英粒子の表面構造を調べた(表-7)。さらに堆積時期のわかっている堆積岩中の石英粒子や風化花崗岩、花崗岩の三軸圧縮破壊試験で得られた石英粒子も、その検討材料とした。なお、これらの活動時期や堆積時期は、 ^{14}C 法やK-Ar法などで測定された絶対年代としてわかっているものでなく、断層と地層の相互関係から判断されている地質年代である。また、中央構造線や跡津川断層などの大規模断層の場合には、複雑な活動の歴史を有し、かつ複数回の活動時期が知られているため(松田, 1966; Ichikawa, 1980)、対象とする表面構造を持つ石英粒子を生成した断層の活動時期で特定することは困難である。おそらく、異なる時期の活動により生じた石英粒子が混在しているであろう、と考えられる。以下に石英粒子が母岩の破断により生成した時期およびその表面構造の形成期間が判断されるものについて、その時期と判断根拠について述べる(表-7)。

表-7 風化・堆積，断層の活動時期

試料	風化・堆積，断層の活動時期*	文献
砂粒子	中期更新世の堆積	陶野(1975)
WG-1	先鮮新世以降の風化	木宮(1975)
PR-2	後期更新世の堆積	
ATF-M	先更新世以降の活動	金折他(1981)
MTL-S	中期更新世のいわゆる“葛蒲谷時階”の活動	Ichikawa(1980)
		角田他(1981)
		金折他(1980)
BTL	中新世以降の活動はない	松本他(1962)
SF(1)	最近約10万年間は活動していない	
SF(2)	“ ”	
SF(3)	第四紀の活動の証拠はない	
SF(4)	“ ”	

*この時期以後に石英粒子表面での溶解が始まったと考えられる。

7.1 石英粒子の生成時期および表面構造の形成期間

陶野(1975)が報告している完新世～後期更新世の砂粒の表面には新鮮なへき開面や断口がみられるが、中期更新世の砂粒になると新鮮な表面をしているものが少なくなる。この中期更新世の砂層中の石英粒子の表面構造は前述の分類基準によるとIb類に分類される。

風化花崗岩からの試料WG-1はIa～II類にわたってほぼ均等に分類され、Ic類に弱いピークを持つ。このことは、おそらく、花崗岩の風化過程において機械的風化作用により連続的に石英粒子が生成し、様々な時期に生成した石英粒子が混在していることによると考えられる。また、河成堆積物に含まれる花崗岩礫の風化の程度の研究において、木宮(1975)は新鮮な花崗岩から“マサ”状に風化するには前期鮮新世から現在に至るまでの期間が必要であることを示している。したがって、風化花崗岩からの試料WG-1のIa～II類(Ic類にピーク)に属する表面構造を持つ石英粒子が生成したのは前期鮮新世以降と判断される。

次の第8章で述べる花崗閃緑岩と先更新世、おそらく鮮新世頃の礫層を切る幅13m

の破碎帯を伴う跡津川断層の真川の露頭（金折他，1981，1982d）からの試料 ATF-M は Ib 類と II 類にピークを持つ複峰性の分布を示す。この露頭で先更新世，おそらく鮮新世頃の礫層を切っていることから，断層は先更新世以降に活動したことは確かである。また，跡津川断層の全域にわたる断層露頭の調査結果（宮腰他，1982）から，礫層を切る活動の時期と基盤の花崗閃緑岩の破碎の時期は異なり，花崗閃緑岩の破碎の時期はより以前であることが判明している。したがって，試料 ATF-M の 2 つのピークのうち，Ib 類に属する表面構造を持つ石英粒子が先更新世以降，おそらく鮮新世頃より後の活動により生成したものであり，II 類に属するものはそれ以前の活動により生成したものであると推測される。

試料 MTL-S は中央構造線に伴う断層からの試料 MTL-Y と MTL-K のうち，特に和泉層群や三波川結晶片岩類などと菖蒲谷層およびその相当層を分けている断層に伴う断層粘土である。試料 MTL-S を採取した断層は，中央構造線に伴う断層露頭の詳細な調査から，菖蒲谷層を切る活動，いわゆる“菖蒲谷時階”（中期更新世；Ichikawa，1980）の活動とそれ以前の活動が判別されている（角田他，1981；金折他，1980）。したがって，試料 MTL-S が示す Ib と II 類にピークを有する複峰性の分布は中期更新世の活動により生成した Ib 類に属する表面構造を持つ石英粒子と，それ以前にできた II 類に属する石英粒子からなるものと判断される。

約 10 万年前に対比される堆積物を切っていないことから最近の約 10 万年間は活動していないと判断される小規模断層からの試料 SF(2) は Ia ～ II 類に分類され，Ib にピークを持っている。その試料 SF(2) の母岩である後期中新世の砂岩・泥岩互層中の石英粒子の表面構造は II と III 類に属し，III 類にピークを持つ（試料 PR-2）。この互層は半固結状態で特に砂岩部はルーズであり堆積時から連続して石英粒子の表面が地下水などに接してきたと考えられる。堆積時の粒子表面が滑らかであったとすると，III 類に属するものは後期中新世から現在に至るまでの期間で形成されたと判断される。試料 SF(2) は前述したように Ia ～ II 類に分類されるが，このうち II 類に属するものは母岩からの混入であると考えられる。

前述したように，花崗岩中の断層の場合には，機械的風化により断層粘土中に開放された石英粒子の混入が予想されるけれども，試料 SF(1) は Ic 類に顕著なピークを有し，約 10 万年前の堆積物を切っていない断層からのものである。このことから，Ic 類に属する表面構造を持つ石英粒子は 10 万年より以前に生成したものであると判断される。

中生層を切り，中新世の花崗斑岩に切られることにより（松本他，1962），中新世

以降に活動していないと判断される仙像線からの試料 B T L はすべてⅣ類に属している。
したがって、Ⅳ類に属するものは中新世以前に生成したと判断される。

第四紀に活動していない小規模断層からの試料 S F (3) と S F (4) は、それぞれⅠc類とⅡ類にピークを持ち、これらに属する表面構造を持つ石英粒子は第四紀より古い時代に生成したと判断される。

7.2 表面構造の分類と地質時代

7.1 項で述べたことから、石英粒子の生成した時期や堆積した時期とその表面構造の分類との関係を概念的に図-6に示した。この図において、点線で示される期間内に断層の活動や風化、堆積などが起こったと推定され、実線で示される期間は石英粒子が生成してから地下水などにより溶解を受けた期間、すなわち、断層活動時から現在に至るまでの経過時間を示す。

図-6から判断すると、おそらく、(1)Ⅰa類は後期～中期更新世、(2)Ⅰb類は中期更新世、(3)Ⅰc類は中期更新世～前期鮮新世、(4)ⅡとⅢ類は中期鮮新世～後期中新世、(5)Ⅳ類は中新世以前、の地質時代に生成した石英粒子の表面構造にそれぞれ対応するであろう(表-8)。また、断層活動時に生成する石英粒子は、三軸圧縮破壊試験で得られた試料 R F C のように新鮮な破断面を示すであろうことは容易に想像されよう。

表-8 断層粘土中の石英粒子の表面構造の分類とその形成期間

分類	地質時代					
	0.01	0.1	1	10	×100万年	
	後期	更新世	中期	前期	鮮新世	中新世
Ⅰa	—	—	—			
Ⅰb		---	---			
Ⅰc		—	—	---		
Ⅱ, Ⅲ				---	---	
Ⅳ					---	---

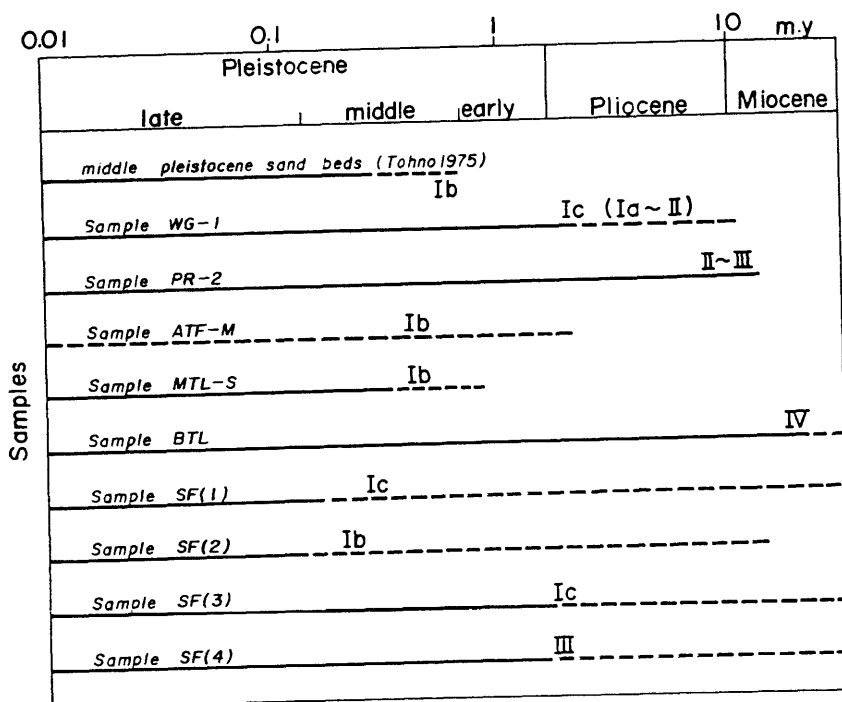


図-6 断層粘土中の石英粒子の表面構造の分類と
その生成時期および形成期間

7.3 議論と考察

この章では、石英粒子をとりまく化学的環境（粒子に接する地下水の量，温度，化学組成および断層粘土の透水性，化学組成など）が場所によって著しく違うということではなく，化学的環境の差が表面構造の形成に大きく反映し，影響を与えることは少ないとして議論を進めてきた。そのため，これまで述べた表面構造の分類と地質時代との関係は，今後新しいデータが加えられるにつれて，修正され，さらに局地的な地球化学的研究を加えて精度を高めていく必要がある。そして，また，ここで示した地質時代を，同じ石英粒子を試料として電子スピン共鳴（ESR）法などにより，絶対年代の尺度と対比していくことが必要である（Ikeya et al., 1980; 田中他, 1981）*。

断層粘土中の石英粒子は，断層活動により母岩中の石英が破断して生じたと考え，それを初期条件として設定しているため，特に次の3点について，今後，検討を加える必要がある。すなわち，(1)断層粘土中の石英粒子は生成時に応力を受けているため，応力を受けた石英は溶解度が高い（Morey et al., 1962）。(2)石英粒子が応力を受けた場合，粒子と粒子の接触点でPressure Solutionが起こる（Pittman, 1972），(3)断層が活動する時に断層面上に高熱が発生する（Mckenzie and Brune, 1972），ことなどである。

このように，種々の問題が残され，今後様々な検討を行わなくてはならないものの，断層粘土中の石英粒子を手がかりにして，断層の活動時期を推定する場合には，いかなる場合においても，最も新しい活動時期を決定するためには，I類に属する表面構造が存在するか否かが重要であり，特にIa類に属するものが最も重要である。したがって，Ia類に属する表面構造を持つ石英粒子が存在する場合には，さらに詳細な観察を十分な個数の粒子について行う必要がある。また，断層が再活動した場合には断層面に沿って細粒物質からなるゾーンが形成されるため（Shimamoto, 1977; Rutter, 1979; 金折他, 1981），このゾーン中の石英粒子を調べることが，断層の最終活動時期を推定する上で重要となる。

機械的風化により生成した石英粒子の混入が予想される場合には，これらを断層活動

* 断層内物質を直接資料として用いて，断層の活動時期の絶対年代を測定する方法は，まだ確立されていないが，付Cに示すような方法が試みられている。

に由来する粒子とSEM観察により区別することが、断層の活動時期を推定するために必要である。前者の粒子と後者とを分ける方法として、SEM観察時にカソードルミネセンス像を得る方法がある。すなわち、crackが内在する粒子や応力を受けた石英粒子は、応力を受けていない粒子と異なるカソードルミネセンス像を示すが、Krinsley and Hyde (1971), Hanusiak and White (1975), Krinsley and Tovey (1978), Tovey and Krinsley (1980) などによって報告されているので、この手法を広く応用すべきであろう。

一方、石英の溶解度は溶液の温度に比例して大きくなるので、断層が熱水の通路となったことがあるか否かを十分に検討する必要がある。このようなことがあれば、石英粒子のみならず他の断層内物質も変質を受けることは明らかである。熱水の影響を知るためには、石英以外の物質の変質作用、ことに鋭敏に反応する粘土鉱物の詳細な検討もまた今後、平行して行う必要があろう。

跡津川断層や中央構造線などの大規模断層は複雑な活動の歴史を有している(松田, 1966; Ichikawa, 1980)。これらの断層は幅数 m ～数100 m に及ぶ破碎帯や数条の断層粘土を伴っており、このことは、断層が異なる時期に複数回活動し、現在みられる性状はその積分された結果であるとされている(Ogata, 1976; Otsuki, 1978)。さらに、前述したように、これらの大規模断層からの石英粒子の表面構造は、小規模断層からのものに比べて複雑である。したがって、大規模断層の活動時期を調べる場合には、異なる場所から得た試料をまとめて解析するのではなく、各試料採取位置において、充分多くの個数の石英粒子を観察し、各位置での断層の活動時期を細かく解析しなければならない。

第8章 跡津川断層の2つの露頭での解析の実例

ここまで述べてきた断層粘土中の石英粒子の表面構造の解析を跡津川断層の2つの露頭から採取した試料について実施した。事例研究として、以下にその結果について述べる。

8.1 断層露頭の位置および性状

解析の対象とした跡津川断層の2つの露頭の位置を図-7に示す。一方は、跡津川断層の南西端に近い岐阜県吉城郡河合村天生付近の天生谷河床にみられる断層露頭である（天生谷の露頭）。もう一方は北東端に近い富山県上新川郡大山町の最南部の真川付近に造られた工事用林道の法面に現れた断層露頭である（真川の露頭）。

次に各露頭の性状を示す。

8.1.1 天生谷の露頭

国鉄高山本線の角川駅から約10km南西の天生付近の天生谷河床では、跡津川断層の全破碎様式が連続的に観察できる。ここでの跡津川断層は飛騨片麻岩類に属する花質崗岩、片麻岩、石灰岩およびこれらに貫入するひん岩岩脈を切っている。断層は主として数mの幅を持つ5条の破碎帯（A-C-1～A-C-5）から構成されている（表-9A）。破碎帯間には堅い岩石が挟まれているが、周辺の地質状況および跡津川断層全域における断層露頭での破碎状況から判断すると（宮腰他，1982），ここでの跡津川断層としての断層幅は30mである。各破碎帯は、表-9Aに示すように、幅が異なるが、いずれも母岩との両側の境界に細粒粘土状の物質からなるゾーンを伴い、その内側が角礫状を呈する物質から構成されている。破碎帯の走向・傾斜はN70°～80°Eで北西または南東に60°～80°傾斜している場合が一般的である。A-C-5破碎帯だけが、この走向にほぼ直交する南北方向を示す。A-C-2破碎帯と母岩との境界面には、ほぼ水平方向に条線が刻まれている。

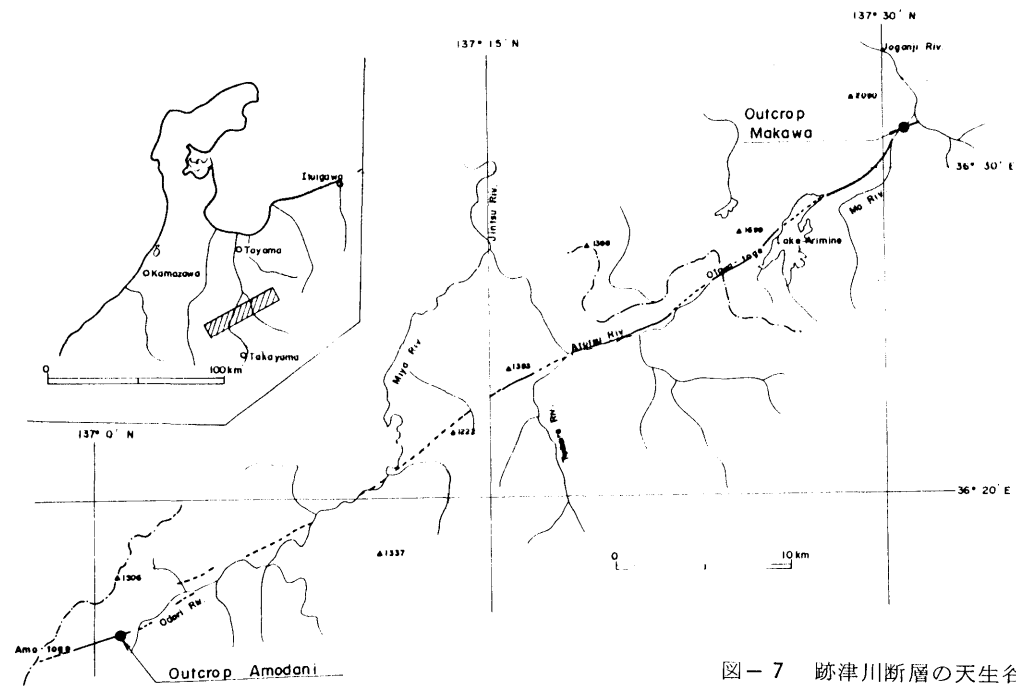


図-7 跡津川断層の天生谷
と真川の露頭位置図

表－9 A 天生谷露頭での破碎帯の性状

破碎帯名	走向・傾斜	破碎幅 (cm)	性 状
A-C-1	N75E/78NW	200	<p>両側の母岩との境界に1～2cmの幅の暗灰色細粒粘土状の物質からなるゾーンが存在し、その内側は赤褐色の角礫状を呈する物質から構成されている。</p> <p>1～2cmの細粒粘土状の物質のゾーンは、角礫状を呈する物質中にも数条、断層面に平行に発達している。</p>
A-C-2	N84E/60NW	400	<p>母岩との境界に下流側20～30cm、上流側2～3cmの幅の黒色細粒粘土状の物質からなるゾーンが存在し、その内側は緑灰色の角礫状を呈する物質から構成されている。断層面には水平方向を示す条線が認められる。</p>
A-C-3	N80E/70NW	50	<p>両側の母岩との境界に幅5cm程度の明褐色の細粒粘土状の物質からなるゾーンが存在し、その内側は、暗灰色～灰色の角礫状を呈する物質から構成されている。</p>
A-C-4	N70E/80SE	150	<p>下流側では母岩との境界に幅10cmの暗灰色～褐色の細粒粘土状の物質からなるゾーンが存在し、一方、上流側では母岩との境界に幅50cmの暗灰色の細粒粘土状の物質からなるゾーンがある。これらの内側は灰色～暗灰色の角礫状を呈する物質から構成されている。</p> <p>(河川の北崖で2条に分岐しており、下流側のものをA-C-4-1とし、A-C-4-2とする。)</p>
A-C-5	N4E/84NW	300	<p>母岩との両側の境界に幅5～6cmの暗灰色の細粒粘土状の物質からなるゾーンが存在し、その内側は灰色～暗灰色の角礫状を呈する物質から構成されている。</p>

8.1.2 真川の露頭

有峰湖から真川沿いを縫う林道を北東に約10Km進んだ所から、真川の河床まで砂防ダムを構築する目的の工事用道路が造られている。この道路の法面に新たに断層露頭が出現した。この露頭では南側の礫層と北側の花崗閃緑岩が明瞭に境されており、境界には幅2～3cmで黄色～黄褐色の細粒粘土状の物質からなるゾーンが認められる。このゾーンと礫層の境界面（ここでは主断層面と呼ぶ）には鏡肌がみられるが条線は発達していない。主断層面の走向・傾斜はN74°E/86°SEを示す。主断層面から礫層側は約10～15cmにわたって礫が破碎され細粒化している。一方、花崗閃緑岩側は主断層面から約13mにわたって破碎し軟質化しており、内部に不規則な形状で煌斑岩が貫入している（Ma-1破碎帯）。Ma-1破碎帯の北側境界には幅1cm程度の灰色の細粒粘土状の物質からなるゾーンが存在し、母岩と破碎帯を明瞭に分けている。Ma-1破碎帯から北側約100m間の花崗閃緑岩はやや風化し、しばしば、この破碎帯に平行で幅10～100cmを有する小破碎帯がみられる。小破碎帯のうち

表-9B 真川の露頭での破碎帯の性状

破碎帯名	走向・傾斜	破碎幅 (cm)	性	状
Ma-1	N74E/86SE	1,300	礫層と花崗閃緑岩を境している両者の境界に幅2～3cmで、黄色～黄褐色の細粒粘土状の物質からなるゾーンが存在する。礫層側は10～15cmの間が破碎され、礫が細粒化している。一方、花崗閃緑岩側は、約13mにわたり破碎しており、この内部に不規則な形状で煌斑岩が貫入している。母岩の花崗閃緑岩との境界には幅1cm程度の灰色の細粒粘土状の物質からなるゾーンが存在している。	
Ma-2	N68E/60SE	100	両側の母岩との境界に数10cmの灰色～褐色の細粒物質からなるゾーンが存在し、その内側は灰白色～白色の細粒粘土状の物質・角礫状物質から構成されている。両側の細粒粘土状の物質からなるゾーンと内側の角礫状物質からなる部分の境界は明瞭でない。	

最も顕著なものが、Ma-1 破碎帯から約 50 m 離れて存在し、その幅は約 100 cm である (Ma-2 破碎帯)。この 2 本の破碎帯の性状を表-9 B に示す。

8.2 試 料

この 2 つの断層露頭から、断層の横断方向に系統的に攪乱もしくは不攪乱の状態で、各破碎帯を構成している物質を採取した。同時に破碎帯周辺の母岩も採取した (試料の採取位置については、図-8 を参照)。表-10 に試料の一覧表を示す。

表-9 に示したように、天生谷と真川の両露頭にみられるどの破碎帯にも、母岩との両側の境界に明瞭に幅数 cm ～ 数 10 cm の細粒粘土状の物質からなるゾーンが存在し、その内側は角礫状を呈する物質から構成されている。したがって、ここでは末尾付 A の断層および断層内物質の用語にならって、前者を細粒粘土化帯 (C 帯)、後者と角礫化帯 (B 帯) と呼ぶ。

8.3 石英粒子の表面構造の特徴と分類

第 1 章で述べた方法に基づいて、各破碎帯の B 帯および C 帯中に存在する物質から、 $74\ \mu\text{m} \sim 250\ \mu\text{m}$ の大きさの石英粒子を選び、その表面構造を SEM で観察した。

天生谷の露頭における断層に伴われる物質中の石英粒子の表面の SEM 写真を写真-33 ～ 35 に示す。これらの石英粒子は、滑らかな表面を持ち、表面上の縁や嶺の先端がやや鋭いもの (写真-33, 35) や、表面がやや起伏に富むもの (写真-34) が観察される。また、写真-33 A, 35 A にはへき開段が、写真-33 B, 35 B には、リバー・パターンが滑らかな面上に観察される。また、出現頻度は低いですが、表面に SiO_2 の沈着物が存在している場合もある (写真-15 A 参照)。

真川の露頭における断層内に存在する物質中の石英粒子の表面の SEM 写真を写真-36, 37 に示す。天生谷の露頭と同様に、真川の露頭での石英粒子の表面構造は、滑らかな表面を持ち、やや縁の先端が鈍くなっているもの (写真-36 CD, 写真-37 AB) と、表面がやや起伏に富むもの (写真-37 CD) が観察される。また、1 つの粒子の表面に両方の性質を持つ表面構造が認められる場合もある (写真-36 B)。

表-10A 天生谷の露頭での採取試料一覧

試料番号*	採取位置**	破碎帯名	岩質
18-36R	Pr		片麻岩
18-35C	Cz	A-C-5	暗灰色細粒粘土状の物質
18-35'C	Cz	"	"
18-34R	Pr		花崗岩
18-33R	Pr		石灰岩
18-12C	Cz	A-C-4	暗灰色細粒粘土状の物質
18-32R	Pr		片麻岩
18-11B	Bz	A-C-4	灰色～暗灰色の角礫状の物質
18-31R			錐
18-29R	Pr		片麻岩
18-10B	Bz	A-C-3	暗灰色～灰色の角礫状の物質
18-28C	Cz	"	羽褐色細粒粘土状の物質
18-27R	Pr		花崗岩
18-26R	Pr		花崗岩
18-25R	Pr		"
18-24C	Cz	A-C-2	黒色細粒粘土状の物質
18-9 B	Bz	"	緑灰色の角礫状の物質
18-8 B	Bz	"	"
18-6 B	Bz	"	"
18-5 B	Bz	"	"
18-4 B	Bz	"	"
18-23C	Cz	"	黒色細粒粘土状の物質
18-7 C	Cz	"	"
18-3 C	Cz	"	"
18-22R	Pr		片麻岩
18-21R	Pr		片麻岩
18-20C	Cz	A-C-1	暗灰色細粒粘土状の物質
18-18B	Bz	"	赤褐色の角礫状の物質
18-2 B	Bz	"	"
18-17B	Bz	"	"
18-5 B	Bz	"	"
18-1 B	Bz	"	"
18-16B	Bz	"	"
18-14R	Pr		片麻岩

* 末尾の記号 R:母岩の岩石 C:細粒粘土状の物質
B:角礫状の物質

** 採取位置 Pr:母岩 Cz:細粒粘土化帯(C帯)
Bz:角礫化帯(B帯)

表-10B 真川の露頭での採取試料一覧

試料番号*	採取位置**	破碎帯名	岩	質
SA-7R	Pr		礫	層
SA-6C	Cz	Ma-1	黄色～黄褐色細粒粘土状の物質	
SA-8B	Bz	"	花崗岩緑岩起源の角礫状物質(原組織を残している)	
SA-9B	Bz	"	"	"
SA-10B	Bz	"	"	"
SA-11B	Bz	"	"	"
SA-12BL	Bz	"	煌斑岩起源の角礫状物質(原組織を残している)	
SA-13B	Bz	"	花崗閃緑岩起源の角礫状物質(")	
SA-14B	Bz	"	"	"
SA-15R	Pr		Ma-1 破碎帯と接する, やや風化した花崗閃緑岩	
SA-16RL	Pr		やや風化した煌斑岩	
SA-17R	Pr		Ma-1 破碎帯の北端を起点(SA-14)として, 5 m 離れた位置のやや風化した花崗閃緑岩	
SA-18R	Pr		同	10 m
SA-19R	Pr		"	15 m
SA-20R	Pr		"	20 m
SA-21B-C	Cz-Bz	Ma-2	灰色～褐色の細粒～角礫状物質	
SA-22B-C	Cz-Bz	"	"	
SA-23B-C	Cz-Bz	"	"	
SA-24R	Pr		新鮮な花崗閃緑岩	
SA-25C	Cz	Ma-1	SA-6 に連続すると考えられる黄色～黄褐色細粒粘土状の物質 SA-6 採取位置から 50 m 下位	

* 末尾の記号 R: 母岩の岩石 C: 細粒粘土状の物質

B: 角礫状の物質 L: 煌斑岩

** 採取位置 Pr: 母岩 Cz: 細粒粘土化帯(C帯)

Bz: 角礫化帯(B帯)

ここで観察した表面構造を、第2章で述べた基準に基づいて分類した。その結果を図-8に示す。この図において、黒色の部分が細粒粘土質の物質からなるゾーン（C帯）で、模様の部分が角礫状を呈する物質からなるゾーン（B帯）である。幅は実際の幅に比例させてある。母岩の部分は白抜きの部分である。

天生谷の露頭における石英粒子の表面構造は各破碎帯および各ゾーンごとに若干の差は認められるが、主としてⅠa～Ⅱ類に分類される。B帯からの表面構造は、A-C-1破碎帯とはⅠb類に属しているが、A-C-2破碎帯ではⅠa類に属している。C帯からの試料では、A-C-2破碎帯で、Ⅰb～Ⅱ類、A-C-3破碎帯でⅠbとⅡ類、A-C-5破碎帯ではⅠc類に属している。ただし、A-C-4破碎帯では母岩が石灰岩であるため、石英粒子を採取することができなかった。

真川の露頭のMa-1破碎帯での石英粒子の表面構造を分類すると、C帯とB帯ではほとんど差が認められず、ⅠbまたはⅡ類に属している。Ma-1破碎帯のすぐ近くの風化花崗閃緑岩からの試料SA-15はⅠc類に属し、これは前述したように、風化花崗岩類の特徴をよく示す。Ma-2破碎帯からの試料ではⅠc類に属するものが多く観察され、Ma-1破碎帯と異なっている。一方、礫層中で破碎を受けていない基質からの試料SA-7では、Ⅰa～Ⅰc類、すなわち、すべてⅠ類に分類される。この露頭のMa-1破碎帯の表面構造分類の頻度分布は図-5Bの(ATF-M)に示されている。

したがって、天生谷、および真川の両露頭における断層に伴われる物質中の石英粒子の表面構造は、各破碎帯、各ゾーンによりやや差異が認められるが、おおむねⅠa～Ⅱ類に属することによって特徴づけられる。また、両露頭において、ⅢとⅣ類に属する表面構造を持つ石英粒子は認められなかった。

8.4 石英粒子の表面構造による跡津川断層の活動時期および破碎様式

跡津川断層の真川および天生谷の露頭に伴われる物質中の石英粒子の表面構造は、ⅢとⅣ類に属するものはまったく存在せず、すべてがⅠa～Ⅱ類に属している。このことは、第7章で述べた石英粒子の生成時期が、そのまま両露頭に適用できるとすると、跡津川断層は前期鮮新世以後から後期更新世にかけて活動したことになる。

各破碎帯およびそのB帯やC帯、それぞれにおいても、石英粒子の表面構造の分類が微妙に異なる。このことは、(1)同一断層内でも場所により石英粒子を取り囲む環境が微

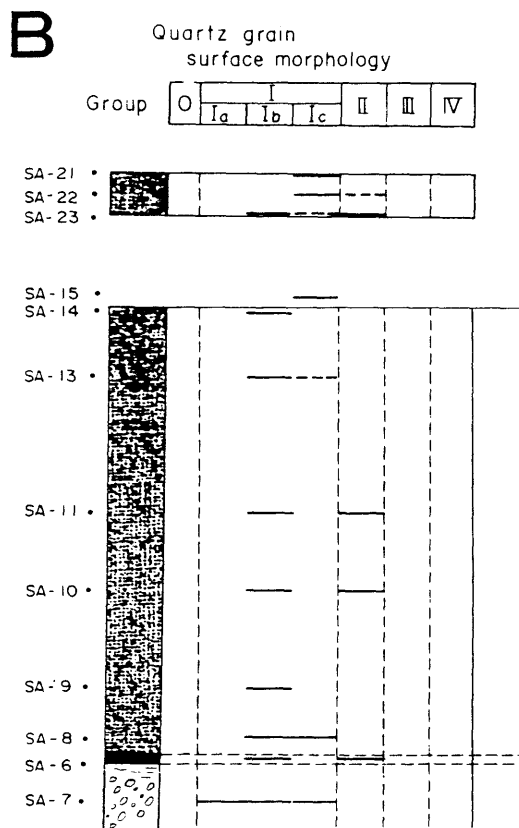
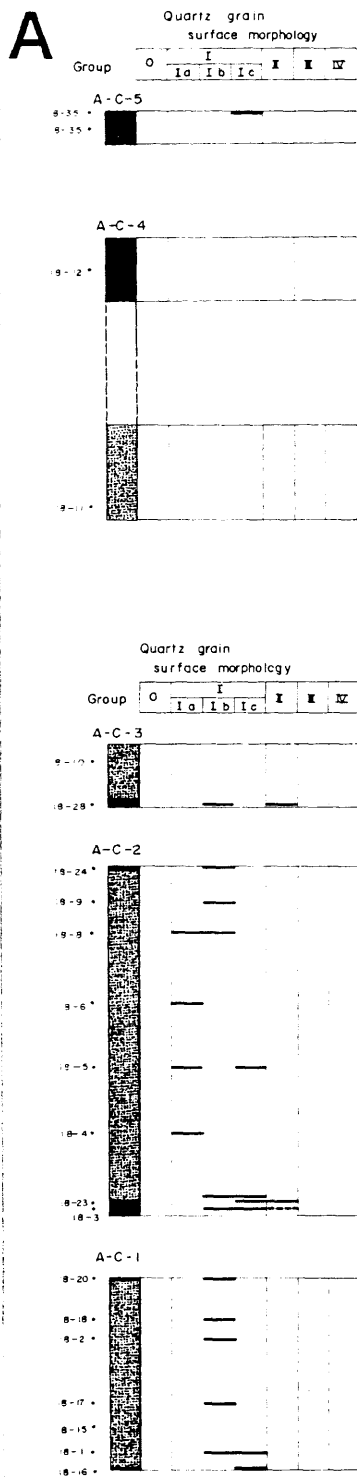


図-8 B 真川の露頭における石英粒子の表面構造の分類と試料採取位置

図-8 A 天生谷の露頭における石英粒子の表面構造の分類と試料採取位置

妙に異なることに影響されているのか、もしくは、(2)同一断層内で場所によって破碎の時期が異なることを示す、と考えられる。おそらく、両露頭では(1)と(2)の両方の原因によって、断層内での場所により微妙に表面構造が異なるのであろう。

天生谷の露頭の5条の破碎帯では、Ⅰa～Ⅱ類の範囲で表面構造が異なる。このことは、各破碎帯およびB帯とC帯の形成時期やその後に置かれた環境が微妙に異なっていたことを反映するのであろう。

真川の露頭では、同一場所からの試料中に、ⅠbとⅡ類に属する2種類の表面構造が顕著に認められ、かつ、1つの粒子表面にⅠbとⅡ類に属する2種類の表面構造が認められる場合がある。その場合には前者の構造が後者を明瞭に切っている。同一場所および同一粒子では、石英粒子を取り囲む環境はほぼ等しいと考えられるから、2種類の表面構造が認められる事実は、2回の活動時期が跡津川断層にあったことを示唆すると思われる。その時期は、第7章でまとめた結果から推定すると、(1)中期更新世、(2)中期鮮新世～前期鮮新世、となる。

田中他(1981)は天生谷の露頭にみられる破碎帯中の石英粒子を試料として、ESR法を用いて石英の格子欠陥量を測定し、その欠陥量から、この断層には少なくとも2回の活動時期(70万～180万年前と約7万年前)があったことを報告している。この結果は、ここでの表面構造の解析結果と一致している。

次に、跡津川断層の破碎様式に関しては、断層内の石英粒子の表面構造にリバー・パターン(へき開段)が顕著に認められ、その他の破面形態(表-6)がほとんど認められないことから、この断層に伴う石英粒子はすべて脆性破壊に起因し、粒内破壊に属することがわかる。この断層の破碎様式については、これまでほとんど論ぜられておらず、ここで示した石英粒子の表面の破面解析の結果が、今後、跡津川断層の破碎様式を論ずる上で重要な手がかりとなるであろう。

以上に述べたことをまとめると、石英粒子の表面構造から判断される跡津川断層の活動時期は、ⅠとⅡ類に属することから前期鮮新世以降に活動したと推定され、かつ2回の活動時期が推定される。またⅢ類とⅣ類が存在しないことから、前期鮮新世以前には活動していないと判断される。断層を構成する破碎帯およびその内部のB帯とC帯において、表面構造の分類が若干異なることから、おそらく石英粒子の生成時期と粒子を取り巻く環境が微妙に異なっていたと考えられる。破碎様式に関しては、表面にリバー・パターン(へき開段)が認められることから、脆性破壊であつたらしい。

ここでは、断層を構成する破砕帯中の石英粒子の表面構造について述べてきたが、今後は、破砕帯を構成する物質の別の性質、すなわち、断層内組織、化学組成、鉱物組成、粒度組成などから明らかになる事実（金折他，1981；1982c, d）なども合わせて検討し、これら種々の性質から、断層の活動時期、活動様式などを検討して行く必要がある。

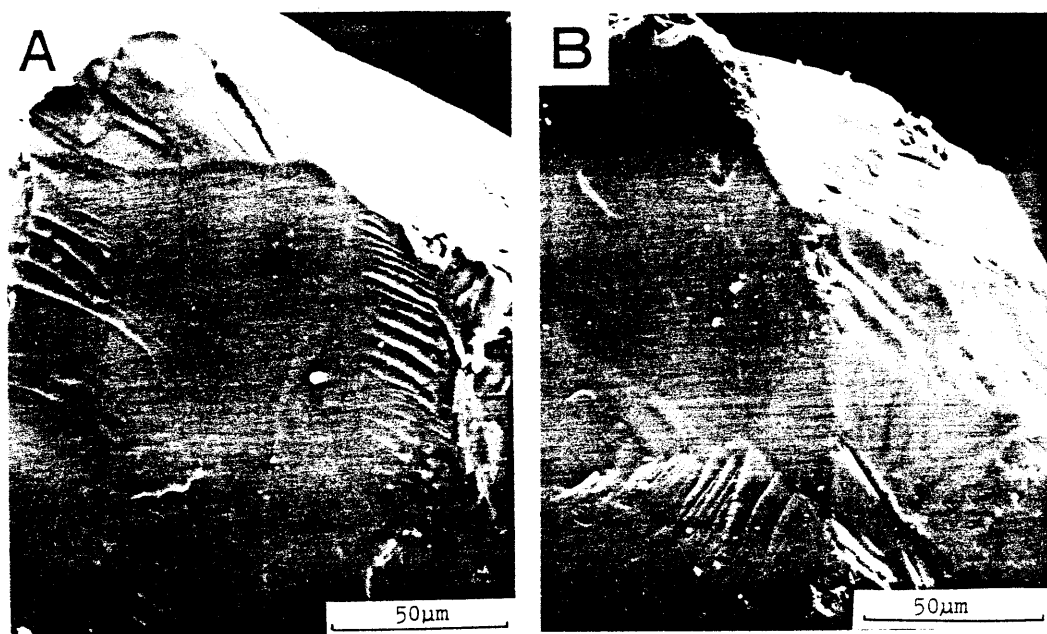


写真-33 天生谷の露頭からの石英粒子のSEM写真。A：試料18-2。B：試料18-23。

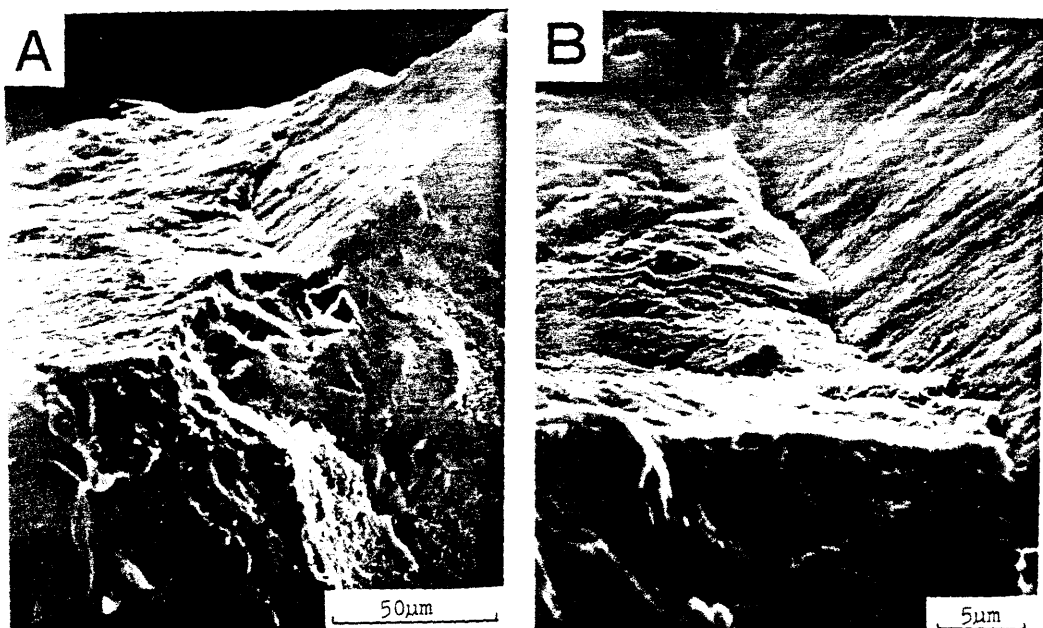


写真-34 天生谷の露頭からの石英粒子のSEM写真。試料18-23。BはAの一部を拡大。

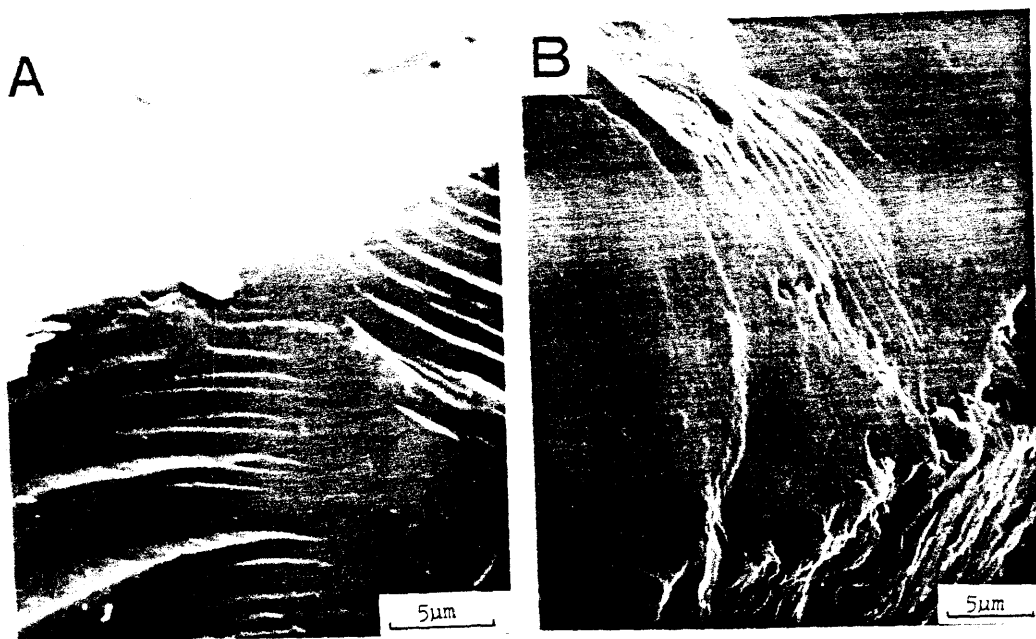


写真-35 天生谷の露頭からの石英粒子のSEM写真。A：試料18-4。B：試料13-20。

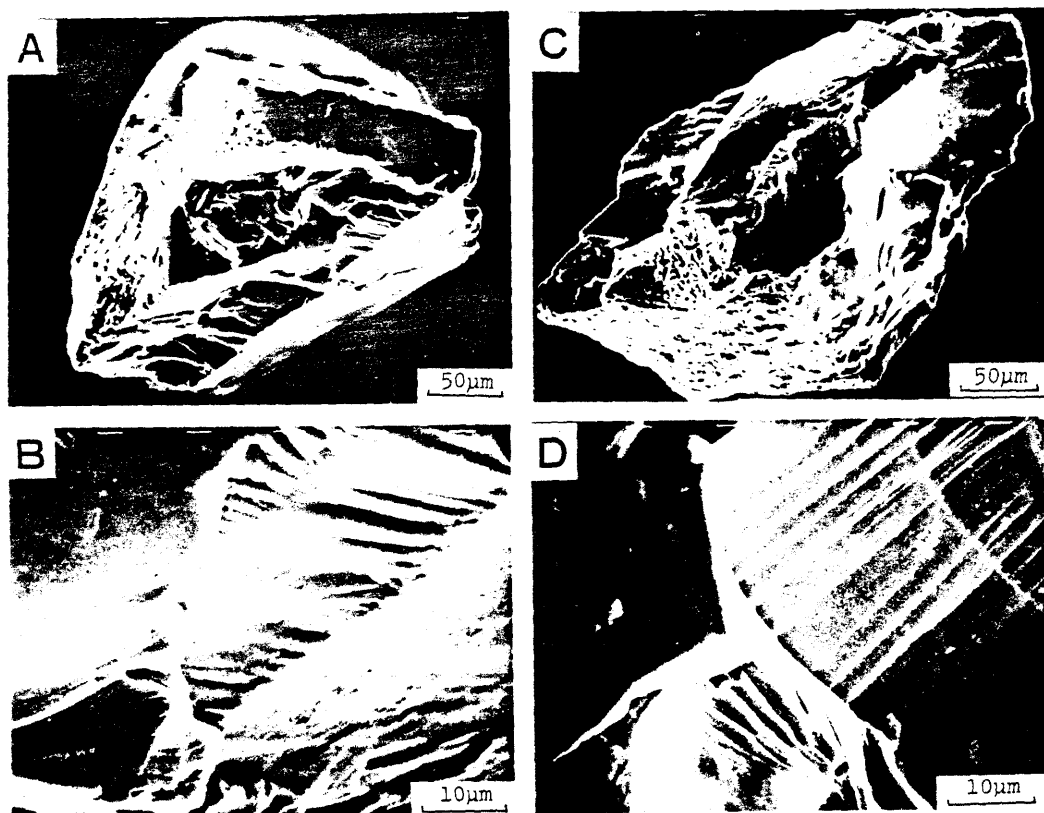


写真-36 真川の露頭からの石英粒子のSEM写真。A, B: 試料SA-9。C, D:
SA-10。B, DはそれぞれA, Cの一部を拡大。

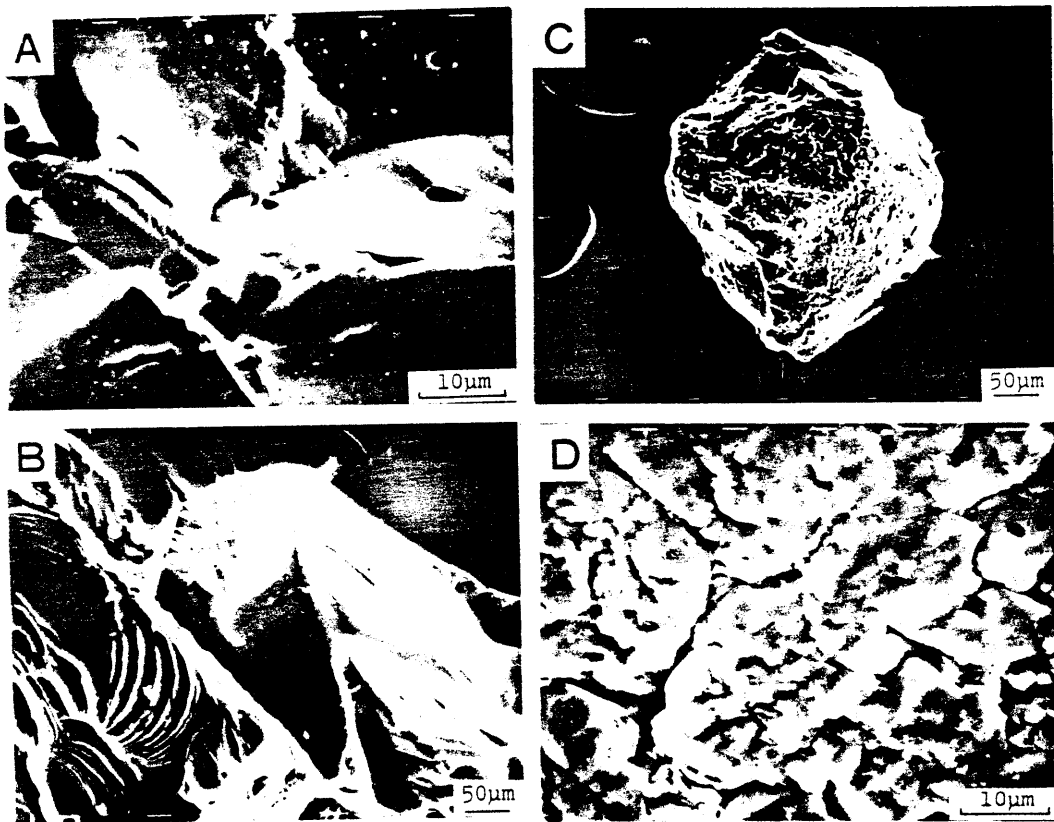


写真-37 真川の露頭からの石英粒子のSEM写真。A：試料SA-6。B：試料SA-23。

C, D：試料SA-15。DはCの一部を拡大。

結 言

長さ数10 Km～数100 Kmに及ぶ断層や、長さ数m～数10 mの断層に伴う断層粘土中の石英粒子の多様な形態および表面構造を記載してきた。そして、その表面構造を単純なものから複雑なものへと順序をつけて並べ、Ⅰ～Ⅳ類の4つに分類した。さらに、三軸圧縮破壊試験や溶解実験により形成される表面構造や、変化過程や、その断層活動の時代との関係を調べた。これらのことから議論を進め、表面構造の違いが、断層の活動時期や破碎様式の違いに関係することを示した。また、活動時期が上載地層との関係から判断される断層について、石英粒子の生成時期と表面構造の形成期間について調べた。

これらの結果から、断層粘土中の石英粒子の表面構造は、断層形成時の含石英岩石の破碎様式および風化の歴史を反映していると推論された。言い換えれば、断層の活動とその後の風化の歴史は、断層に伴われる石英粒子の表面に直接刻み込まれていることになる。石英粒子の表面構造形成に影響を与える種々の要因、とくに、断層粘土中の石英粒子の表面構造形成に影響を与える化学的環境の詳細な調査を併用することにより、今後さらに上述の過程を精度高く追跡することができるであろう。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、名古屋大学水谷伸治郎教授、電力中央研究所井上康夫専門役、緒方正虔地質部長、堀義直次長各氏には終始有益な助言と暖かいはげましを受けた。電力中央研究所地質部佐竹義典、角田隆彦、宮腰勝義、田中和広、猪原芳樹、千木良雅弘諸氏には多くの議論をしていただいた。また、Cambridge大学のDr. D. H. KrinsleyとPurdue大学、Prof. W. R. Juddには、石英粒子の表面構造に関する助言をいただいた。岩石三軸圧縮破壊試験については、電力中央研究所地質部志田原巧氏に、石英の溶解実験については川口一郎氏に協力いただいた。跡津川断層や中央構造線の性状などについて、大阪市立大学市川浩一郎教授、名城大学桑原徹教授、名古屋大学杉崎隆一助教授、富山大学宇井啓高助教授、名古屋大学足立守助手など多くの方々に御助言をいただいた。ここに記してこれらの方々に謝意を表する。

引用文献

- Al-Saleh, S. and Khalaf, F.I. (1982): Surface textures of quartz grains from various recent sedimentary environments in Kuwait. *Jour. Sediment. Petrol.*, Vol. 52, pp.215-225
- Anderson, J.L., Osborne, R.H. and Palmer, D.F. (1980): Petrogenesis of cataclastic rocks within the San Andreas fault zone of Southern California, U.S.A., *Tectonophysics*, Vol. 67, pp.222-249.
- Atkinson, B.K. (1979): Fracture toughness of Tennessee Sandstone and Carrara Marble using the double torsion testing method. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, Vol. 16, pp.49-53.
- Baker, J.H.R. (1970): Environmental sensitivity of submicroscopic surface textures of quartz sand grains - a statistical evaluation. *Jour. Sediment. Petrol.*, Vol. 46, pp.871-880.
- Bankwitz, P. (1966): Über Klüft II. Die Bildung der Klüftfläche eine Systematic ihrer Strukturen. *Geologie*, Vol. 15, pp.896-941.
- Blackwelder, P.L. and Pilkey, D.H. (1972): Electron microscopy of quartz grain surface textures: The U.S. Eastern Atlantic Continental margin. *Jour. Sediment. Petrol.*, Vol. 42, pp.520-526.
- Dengler, L. (1976): Microcracks in crystalline rocks. "Electron Microscopy in Mineralogy" ed. by Wenk, H.R., Springer-Verlag, 564p.
- Douglas, L.A. (1980): The use of soils in estimating the time of last movement of faults. *Soil Sci.*, Vol. 129, pp.345-352.
- Douglas, L.A. and Platt, D.W. (1977): Surface morphology of quartz and age of soils. *Soil Soc. Am. Jour.*, Vol. 41, pp.641-645.
- Engelder, J.T. (1974): Cataclasis and the generation of fault gouge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 85, pp.1515-1522.

- Friedman, M., Logan, J.M. and Rigert, J.A. (1974): Glass-indulated quartz gouge in sliding-friction experiments on sandstone. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 85, pp.937-942.
- FrondeL, C. (1962): The System of Mineralogy: volume III. Silica minerals. New York, London John Wiley. 333p.
- Gay, N.C. and Ortlepp, W.D. (1979): Anatomy of a mining-induced fault zone. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 90, p p.47-58.
- Gillot, J.E. and Swensen, E.G. (1973): Some unusual alkali-expansive aggregates. Eng. Geol., Vol. 7, pp.181-193.
- Hanusiak, W.M. and White, E.W. (1975): SEM cathodoluminescence for characterization of damaged and undamaged α -quartz in respirable dusts. Proc. 8th Ann. SEM Symp., IITRI, Chicago, IL 60616, pp.125-131.
- Hosaka, M. and Taki, S. (1981): Growth patterns on the rhombohedral faces of quartz crystals grown hydrothermally in NaCl and KCl solutions. Jour. Crystal Growth., Vol. 55, pp.363-386.
- Ichikawa, K. (1980): Geohistory of the Median Tectonic Line of south-western Japan. Memoirs Geol. Soc. Japan, Vol. 18, pp.187-212.
- Ikeya, M., Miki, T. and Tanaka, K. (1980): Dating of a fault by electron spin resonance on intrafault materials. Science, Vol 215, pp. 1392-1393.
- 角田隆彦, 佐竹義典, 金折裕司 (1981): 中央構造線の分布・性状と活動性—紀伊地域における断層露頭の調査および解析—. 電力中央研究所報告 380044, pp.1-208.
- 金折裕司 (1981): 断層粘土中の石英粒子の表面構造 (その2) —実在断層における石英粒子の表面構造の特性—. 電力中央研究所報告 381007, pp.1-35.
- 金折裕司 (1982): ボアホールテレビジョン装置による岩盤ゆるみ現象に関する検討—俣野川発電所地下空洞掘削に伴う観測結果—. 電力中央研究所報告 382026, pp.1-28.

Kanaori, Y. (1983): The observation of crack development around an underground rock chamber by borehole television system.

Rock Mechanics, Vol. 16 (in press).

金折裕司, 川口一郎, 水谷伸治郎 (1981): 断層粘土中の石英粒子の表面構造 (その3)

— 溶解実験により形成される表面構造 —, 電力中央研究所報告 381003, pp.1-21.

金折裕司, 猪原芳樹, 宮腰勝義, 佐竹義典 (1981): 跡津川断層に伴う断層内物質の特性.

電力中央研究所報告 38001, pp.1-38.

金折裕司, 宮腰勝義, 角田隆彦, 佐竹義典 (1978): 断層粘土中の石英粒子の表面構造.

電力中央研究所報告 377011, pp.1-21.

Kanaori, Y., Miyakoshi, K., Kakuta, T. and Satake, Y. (1980): Dating

fault activity by surface textures of quartz grains from fault

gouges. Eng. Geol., Vol. 16, pp.243-262.

金折裕司, 佐竹義典, 猪原芳樹 (1980): 中央構造線の分布・性状と活動性—四国北東地

域における断層露頭の調査・解析—, 電力中央研究所報告 380004, pp.1-154.

金折裕司, 吉岡直人, 宮腰勝義, 角田隆彦 (1980): 断層内物質の粒度分布特性と表面積.

電力中央研究所報告 379029, pp.1-33.

金折裕司, 宮腰勝義, 角田隆彦, 佐竹義典 (1982a): 断層粘土中の石英粒子の表面構造

による断層活動性評価の試み (その1) — 表面構造の分類と形成過程 —, 応用地質,

Vol. 23, pp.18-32.

金折裕司, 猪原芳樹, 佐竹義典 (1982b): 断層粘土中の石英粒子の表面構造による断層

活動性評価の試み (その2) — 表面構造と断層の破碎様式および活動時期 —, 応用地質,

Vol. 23, pp.65-75.

金折裕司, 佐竹義典, 猪原芳樹, 妹尾正晴, 神田淳男 (1982c): 淡路島最南端付近にお

ける三波川結晶片岩類起源の断層粘土の確認とその意義. 地質雑, Vol. 88,

pp.701-704.

金折裕司, 猪原芳樹, 宮腰勝義, 佐竹義典 (1982d): 跡津川断層に伴う断層内物質 (そ

の1). 応用地質, Vol. 23, pp.137-155.

Kennedy, G.C. (1950): A portion of the system silica-water. Econ.

Geol., Vol. 45, pp.629-653.

木宮一邦(1975): 三河・富草地域の花こう岩礫の風化速度－花こう岩の風化・第2報－.

地質雑, Vol. 81, pp.685-696.

北川英夫, 小寺沢良一(1977): フラクトグラフィ. “破壊力学と材料強度講座15”.

培風館, 220p.

Kranz, R.L.(1979a): Crack growth and development during creep of

Barre granite. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.,

Vol. 16, pp.23-35.

Kranz, R.L.(1979b): Crack-crack and crack-pore interactions in

stressed granite. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.,

Vol. 16, pp.37-47.

Krinsley, D.H. and Dohahue, J.(1968): Environmental interpretation of

sand grain surface textures by electron microscopy. Geol. Soc.

Am. Bull., Vol. 79, pp.743-748.

Krinsley, D.H. and Doornkamp, J.C.(1973): Atlas of Quartz Sand Surface

Textures. CAMBRIDGE, at the Univ. Press, 91p.

Krinsley, D.H. and Funnell, B.M.(1965): Environmental history of quartz

grains from the lower and middle Pleistocene of Norfolk, England.

Quart. J. Geol. Soc. London, Vol. 21, pp.435-461.

Krinsley, D.H. and Hyde, P.W.(1971): Cathodoluminescence studies of

sediments. Proc. 4th Ann. SEM Symp., IITRI, Chicago, pp.409-416.

Krinsley, D.H. and Smalley, I.J.(1973): Shape and nature of small

sedimentary quartz particles. Science, Vol. 180, pp.1277-1279.

Krinsley, D.H. and Tovey, N.K.(1978): Cathodoluminescence in quartz

sand grain. SEM/1978/Vol. I, SEM Inc., AMF O'Hare, pp.887-894.

Mackenzie, F.T. and Gees, R.(1971): Quartz: synthesis at earth-surface

conditions. Science, Vol. 173, pp.533-535.

Margolis, S.V.(1968): Electron microscopy of chemical solution and

mechanical abrasion feature on quartz sand grains. Sediment. Geol.,

Vol. 2, pp.243-256.

- Margolis, S.V. and Krinsley, D.H. (1974): Process of formation and environmental occurrence of microfractures on detrital quartz grains. *Am. Jour. Sci.*, Vol. 274, pp. 449-464.
- Mason, B. (1966): 一般地球化学. 松井義人, 一國稚己訳, 岩波書店, 423p.
- 松田時彦 (1966): 跡津川断層の横ずれ変位, 震研彙報, Vol. 55, pp. 461-496.
- 松本達郎, 野田光雄, 宮久三千年 (1962): 日本地方地質誌 "九州地方". 朝倉書店,
- Matsuo, S. and Sawa, K. (1975): Studies of the crushability of decomposed granite soil grains. *Bull. Inter. Assoc. Eng. Geol.*, Vol. 11, pp. 71-76.
- Mckenzie, D. and Brune, J.N. (1972): Melting on fault planes during large earthquakes. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. 29, pp. 65-78.
- 宮腰勝義, 佐竹義典, 猪原芳樹 (1982): 跡津川断層の分布・性状と活動性—断層露頭における調査および解析—. 電力中央研究所報告 381029, pp. 1-169.
- Mizutani, S. (1970): Silica minerals in the early stage of diagenesis. *Sedimentology*, Vol. 15, pp. 419-436.
- 水谷伸治郎 (1976): 頁岩の風化—その変質過程の速度論的考察—. 新潟大地鉱研報, Vol. 4, pp. 445-457.
- Moody, J.B. and Hundley-Goff, E.M. (1980): Microscopic characteristics of orthoquartzite from sliding friction experiments. II. Gouge. *Tectonophysics*, Vol. 62, pp. 301-319.
- Moore, H.E. and Sibson, R.H. (1978): Experimental thermal fragmentation in relation to seismic faulting. *Tectonophysics*, Vol. 49, pp. T9-T17.
- Morey, G.W., Fourinier, R.G. and Rower, J.J. (1962): The solubility of quartz in water in the temperature interval 25° to 300 °C, *Geochim. Cosmochim. Acta.*, Vol. 26, pp. 1029-1043.
- Ogata, S. (1976): Activity evaluation of fault in the basement terrain - Characteristics of its fracture thickness and filled materials - . *Japan Soc. Eng. Geol.*, Vol. 17, pp. 30-33.

- 緒方正虔, 本荘静光(1981): 電力施設の耐震設計における断層活動性の評価. 応用地質, Vol. 22, pp.67-87.
- 岡田篤正, 安藤雅孝, 佃為義(1979): トレンチ発掘による活断層調査. 地球, Vol. 1, pp.608-615.
- Otsuki, K. (1978): On the relationship between the width of shear zone and the displacement along fault. Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 84, pp.661-669.
- Pittman, E.D. (1972): Diagenesis of quartz in sandstone as revealed by scanning electron microscopy. Jour. Sediment. Petrol., Vol. 42, pp.507-519.
- Rehmer, J.A. and Hepburn, J.C. (1974): Quartz sand surface texture evidence for a glacial origin of the squantum "Tillite", Boston Basin, Massachusetts. Geology, Vol. 2, pp.413-415.
- Rutter, E.H. (1979): The mechanical properties of kaolinite fault "gouge" at moderate confining pressure, 20°C. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., Vol. 16, pp.407-410.
- Rutter, E.H. and Mainprice, D.H. (1978): The effect of water on stress relaxation of faulted and unfaulted sandstone. Pageoph, Vol. 116, pp.634-654.
- Samalikova, M. (1980): Weathering on some fault lines crystalline rock massifs. Bull. Inter. Assoc. Eng. Geol., Vol. 21, pp.11-13.
- Schneider, H.E. (1970): Problems of quartz grain morphoscopy. Sedimentology, Vol. 14, pp.325-335.
- Scott, J.S. and Drever, H.I. (1953): Frictional fusion along a Himalayan thrust. Proc. R. Soc. Edin., Vol. 65B(part 2), pp.121-142.
- Shimamoto, T. (1977). Effects of fault-gouge on the frictional properties of rocks: an experimental study. PhD. Texas A & M Univ.
- 清水文健(1980): 氷河堆積物に含まれる石英砂粒の化学的作用による表面組織. 防災研資料, pp.1-29.

- Siever, R. (1962): Silica solubility, 0°C - 200°C and the diagenesis of siliceous sediments. *Jour. Geol.*, Vol. 70, pp.127-150.
- Smalley, I.L. and Cabrera, J.G. (1970): The shape and surface texture of loess particles. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 81, pp.1591-1596.
- Soutendarn, C.J.A. (1967): Some methods to surface textures of sand grains. *Sedimentology*, Vol. 8, pp.231-290.
- Sprunt, E.S. and Brace, W.F. (1974): Direct observation of microcavities in crystalline rocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, Vol. 11, pp.139-150.
- Stevens, S.S. (1946): On the theory of scales of measurement. *Science*, Vol. 103, pp.383-390.
- Subramanian, V. (1975): Origin of surface pits on quartz as revealed by scanning electron microscopy. *J. Sediment. Petrol.*, Vol. 45, pp.530-534.
- Swain, M.V. and Jackson, R.E. (1976): Wear-like feature on natural fault surface. *Wear*, Vol. 37, pp.63-68.
- 田中和広, 金折裕司, 宮腰勝義, 池谷元伺, 三木俊克 (1981): 電子スピン共鳴法による跡津川断層の活動年代測定を試み. *地球*, Vol. 3, pp.505-509.
- Tapponnier, P. and Brace, W.F. (1976): Development of stress-induced microcracks in Westerly granite. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Abstr.*, Vol. 13, pp.103-112.
- 陶野郁雄 (1975): 堆積物の続成作用と力学的性状 - 南関東における第四紀砂層中の粒子構造と一軸圧縮特性 -. *地質雑*, Vol. 81, pp.547-558.
- Tovey, N.K. and Krinsley, D.H. (1980): A cathodoluminescent study of quartz sand grains. *Jour. Microscopy*, Vol. 120, pp.279-289.
- 佃為成, 安藤雅孝, 岡田篤正 (1979): 大昔の地震の痕跡をさぐる - 鹿野断層および山崎断層におけるトレンチ発掘の調査 -. *地理*, Vol. 24, pp.64-71.
- Visher, G.S. (1969): Grain size distribution and depositional process. *Jour. Sediment. Petrol.*, Vol. 39, pp.1074-1106.

渡辺邦夫(1979): 花崗岩中に発達するmicro-crack系の性状とその定量評価の二・

三の試み, 応用地質, Vol. 20, pp.58-68.

Waugh, B. (1970): Formation of quartz overgrowths in the Penrith sandstone (lower Permian) of Northwest England as revealed by scanning electron microscopy. *Sedimentology*, Vol. 14, pp.309-320.

Wellendorf, W. and Krinsley, D.H. (1980): The relation between the crystallography of quartz, and aeolian cleavage planes. *Sedimentology*, Vol. 27, pp.447-453.

Whalley, W.B. (1978): An SEM examination of quartz grains from sub-glacial and associated environments and some methods for their characterization. SEM/1978/I, SEM Inc., AMF O'Hare, IL60660, pp.353-360.

Whalley, W.B. (1979): Quartz silt production and sand grain surface textures from fluvial and glacial environments. SEM/1979/I, SEM Inc., AMF O'Hare, IL60666, pp.547-554.

Whalley, W.B. and Krinsley, D.H. (1974): A scanning electron microscopy study of surface textures of quartz grains. *Sedimentology*, Vol. 21, pp.87-105.

White, K.L. (1981): Sand grain micromorphology and soil age. *Soil Sci. Am. J.*, Vol. 45, pp.975-978.

Willard, R.J. (1969): Scanning electron microscope gives researchers a closer look at rock fractures. *Soc. Mining Eng.*, June 1969, pp.88-90.

Wilson, P. (1979): Experimental investigation of etch pit formation on quartz sand grains. *Geol. Mag.*, Vol. 116, pp.477-482.

Wong, T.F. (1982): Micromechanisms of faulting in Westerly granite. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, Vol. 19, pp.49-64.

Wu, F.T. (1978): Mineralogy and physical nature of clay gouge. *Pageoph*, Vol. 113, pp.655-689.

付

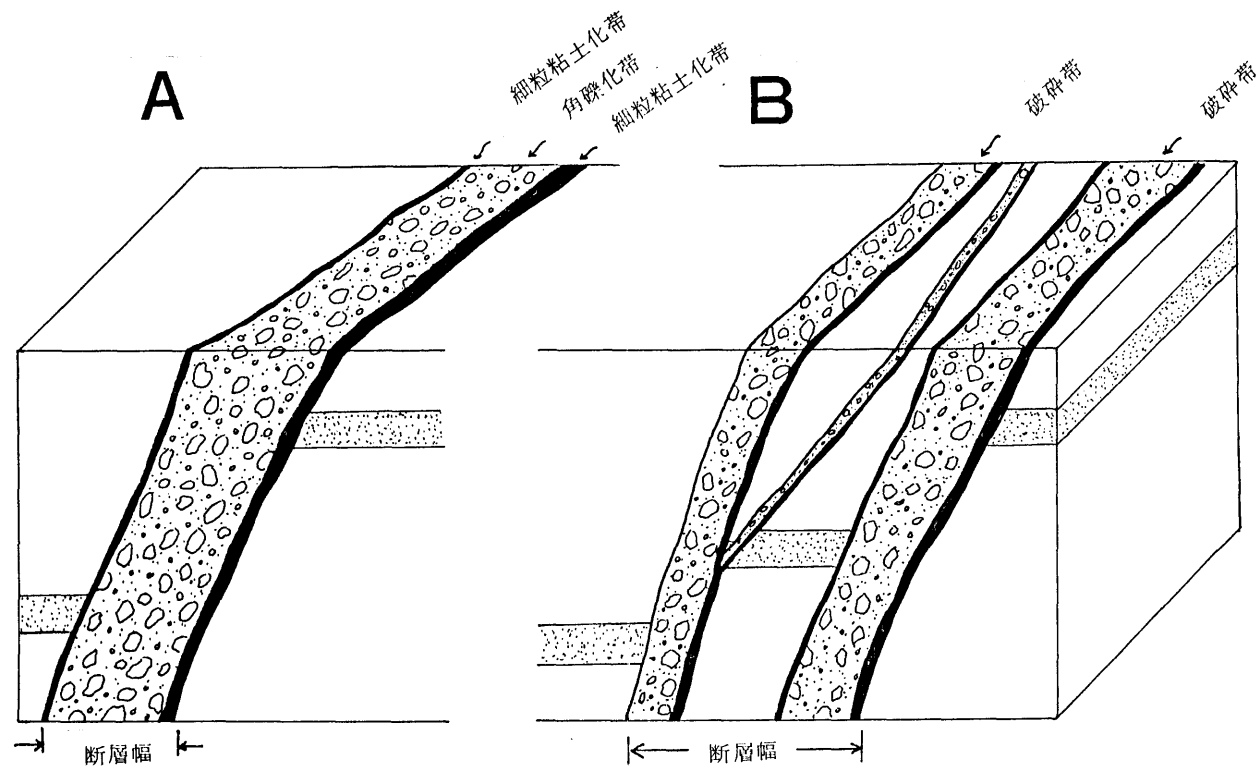
A. 断層と断層内物質に関する用語

A. 1 断 層

断層 (Fault) とは従来までは地質的に不連続を生じさせている単一の面を示すもので、この面の集合体が断層帯 (Fault zone) であるとされていた (Kupfer, 1961; Hills, 1972; Billings, 1972)。しかしながら、最近では基盤岩中に存在する断層は、規模の大小にかかわらず、ほとんどすべての場合に破碎帯 (Fractured zone) を伴い、同時にその規模に応じた幅を有し、断層と破碎帯は密接な関係を持っていることがわっている (Ogata, 1976)。断層または破碎帯を示す言葉として、断層帯 (Fault zone)、破碎帯 (Fractured zone or Shattered zone)、圧碎帯 (Crushed zone)、または剪断帯 (Sheared zone) などが用いられて来っており (Hills, 1972; Billings, 1972)、それぞれの意味および定義は明確でない場合が多い。

断層は International Tectonic Lexicon (1979) には “A fracture surface or zone in rock along which appreciable displacement has taken place.” と定義されており、また、Glossary of Geology (1980) にも同様に “A fractures or a zone of fractures along which there has been displacement of the sides relative to one another parallel to the fracture.” とされている。このように、最近では断層は、面という意味に加えてある幅を持ったゾーンを示す用語として定義されている。

実際に野外において確認される断層は、多くの場合、母岩との両側の境界に明瞭な面 (断層面) を持ち、その面に沿って幅数 cm ～ 数 10 cm の未固結の細粒物質を伴っている。その内部は未固結～半固結したやや粗粒な物質からなる、破碎部を伴っている。すなわち、断層は破碎帯を伴っていると言える。図 A-1 には、断層が母岩との境界に細粒物質を伴い、内部が粗粒な物質からなるゾーンを有している状態を概念的に示す。ここでは岩盤との境界部に存在する細粒物質からなるゾーンを細粒粘土化帯 (Clayey zone)、その内側に存在する粗粒な物質からなるゾーンを角礫化帯 (Brecciated zone) と定義する (図 A-1)。すなわち、ここでは細粒粘土化帯と角礫化帯を合わせたものを破碎帯と呼



図A-1 断層の模式概念図

Approximate volume percent porphyroclasts
in rocks with fluxion structure.

or

Approximate volume percent fragments
in rocks without fluxion structure.

$\vee 50$
 $\wedge 50$
 $\vee 30$
 $\wedge 10$
 $\vee 10$
 $\wedge 10$

Rocks without primary cohesion	Rocks with primary cohesion			
	Cataclasis dominant over neomineralization-recrystallization		Neomineralization-recrystallization dominant over cataclasis	
	Rocks without fluxion structure	Rocks with fluxion structure	Rocks with fluxion structure	
Fault breccia	Microbreccia	Protomylonite	Mylonite gneiss (mylonite schist)	
		Mylonite		
Fault gouge	Cataclasite	Ultramylonite	Phyllonite (variety)	Blastomylonite

Visible to
naked eye

$\vee .2mm$
 $\wedge .2mm$

Approximate size of most porphyroclasts
in rocks with fluxion structure.

or

Approximate size of most fragments
in rocks without fluxion structure.

表A-1 Higgins(1971)による Cataclastic Rocks の分類

All rocks are *gradational*

ぶ。この破碎帯から構成され、地質的に不連続を生じさせているゾーンを断層と呼ぶ。そして、母岩から破碎帯をはさんで母岩までの最短距離を断層の幅 (Width of fault), もしくは、破碎帯幅 (Width of fractured zone) と定義する (図 A-1A)。また、第 8 章で述べる跡津川断層の天生谷の露頭に示されるように、数条の破碎帯が集合して、1 つとみなされる断層を形成している場合には、最初の破碎帯が出現する位置から、最後の破碎帯が終る位置までの最短距離を断層の幅と定義する (図 A-1B)。

A. 2 断層内物質

断層および破碎帯を構成している物質を破碎帯内物質 (Fractured materials; Ogata, 1976), または、断層内物質 (Intrafault materials; Wu, 1978) と呼ぶことにし、主としてここでは後者の名称を用いることにする。断層内物質を構成している粒子は、その粒径に注目して、比較的粒径の大きいもの (径 2 mm 以上) を岩片 (Fragment) と呼び、それを取り囲んでいる細粒物質 (径 2 mm 以下) を基質 (Matrix) と呼ぶ。

従来、断層内物質は Cataclastic rocks の一部として分類されており (表 A-1, Higgins, 1971), この分類の断層粘土 (Fault gouge) と断層角礫 (Fault breccia) は、それぞれ細粒粘土化帯および角礫化帯を構成する物質に相当する。この Higgins の分類では、断層粘土と断層角礫は、岩片とそれを取り巻く基質との割合によって分類されている。前述したように、断層内物質は断層内での位置により細粒化の程度が異なり、細粒粘土化帯を構成するものと角礫化帯を構成するものとに分けられる。前者が Higgins の分類の断層粘土に、後者が断層角礫に相当する場合が一般的である。したがってここでは細粒粘土化帯を構成しているものを断層粘土、角礫化帯を構成しているものを断層角礫と呼ぶことにする。なお、ここで示した意味での断層角礫が風化作用などにより細粒化が進んだ場合には、見かけ上、Higgins の分類では断層粘土に相当する場合や、Higgins の分類での Cataclasite が風化し断層角礫状を呈する場合などがあることを付け加えておく。

引用文献

- Billings, M.P. (1972): Structural Geology. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 606p.

- Glossary of Geology 2nd ed.(1930): ed. by Bates,R.L. and Jackson,
J.A. Am. Geol. Inst. Falls Church, Virginia, 749p.
- Higgins,M.V.(1971): Cataclastic rocks. U.S. Geol. Survey Prof.
Paper 687, 97p.
- International Tectonic Lexcon(1979): ed. by Dennis, J.G., Marawski,
H. and Weber,K., International Geological Correlation Program
Project No. 100, E. Schweizerbart'she Verlagsbuchhandlung
Stuttgart, 153p.
- Hills,E.S.(1972): Element of Structural Geology, 2nd ed. Champman
and Hall LTD & Science, 502p.
- Ogata,S.(1976): Activity evaluation of fault in the basement
Terrain - Characteristics of its fracture thickness and filled
materials -. Japan J. Eng. Geol, Vol. 17, pp.30-33.
- Wu,F.T.(1973): Mineralogy and physical nature of clay gouge .
Pageoph, Vol. 116, pp.655-689.

B. 岩盤ゆるみの発生過程

応力開放などによる岩盤のゆるみの発生過程を知ることは、岩盤の破壊過程におけるダイラタンシー現象と密接な関係を持っており、断層の発生過程を知る上でも重要である。

近年、水力発電所などの大規模構造物が地下に建設されるようになってきている。このような大規模地下空洞の掘削に伴って、周辺の岩盤は応力開放によりゆるみや内空変位を生ずるため、応力開放によるゆるみなどの現象をとらえることが地下空洞の安定性を検討する上でも重要となる。

地下空洞の掘削に伴うゆるみ現象を解明する1つの方法として、ボアホールテレビジョン（BTV）装置により、空洞周辺の内部を直接にのぞく方法がある（堀，1976）。この方法は日本の一部の地下発電所の掘削工事に伴って実施されており、ボーリング孔内における岩盤分離面の開口値の変化を記録することによって、岩盤のゆるみ量およびゆるみ領域を解明している（たとえば、堀・宮腰，1977；井上，1981）。

ここでは、西南日本に位置する俣野川発電所の地下空洞掘削に伴うゆるみ現象を解明する目的で、鉄管路側の上部作業坑（E.L. 185.25m）から、発電所の長辺方向にほぼ垂直に掘削された2本のボーリング孔を利用して、BTV装置によりゆるみ現象を観測した。BTV装置による観測（BTV観測）は、地下空洞掘削前から掘削完了後にわたり、掘削の進行に伴って、5回実施された。この観測結果から、掘削に伴って生じた開口割れ目の性状および開口値の変化などを調べた。

BTV観測が行われた俣野川発電所は、俣野川左岸に河床から水平に約900m、地表から約500mの山体深所に地下発電所として建設中のものである。発電所建家の大きさは、幅23.5m、長さ155.5m、高さ46.3mである。したがって、約17万m³の地下空洞が掘削されることになった。この大規模地下空洞の掘削工事は昭和55年8月に開始され、1年2ヶ月後の昭和56年10月に完了した。

B.1 地下空洞周辺岩盤の地質

発電所周辺に分布する岩石は主として花崗岩類であり、局所的に閃緑ひん岩、半花崗岩

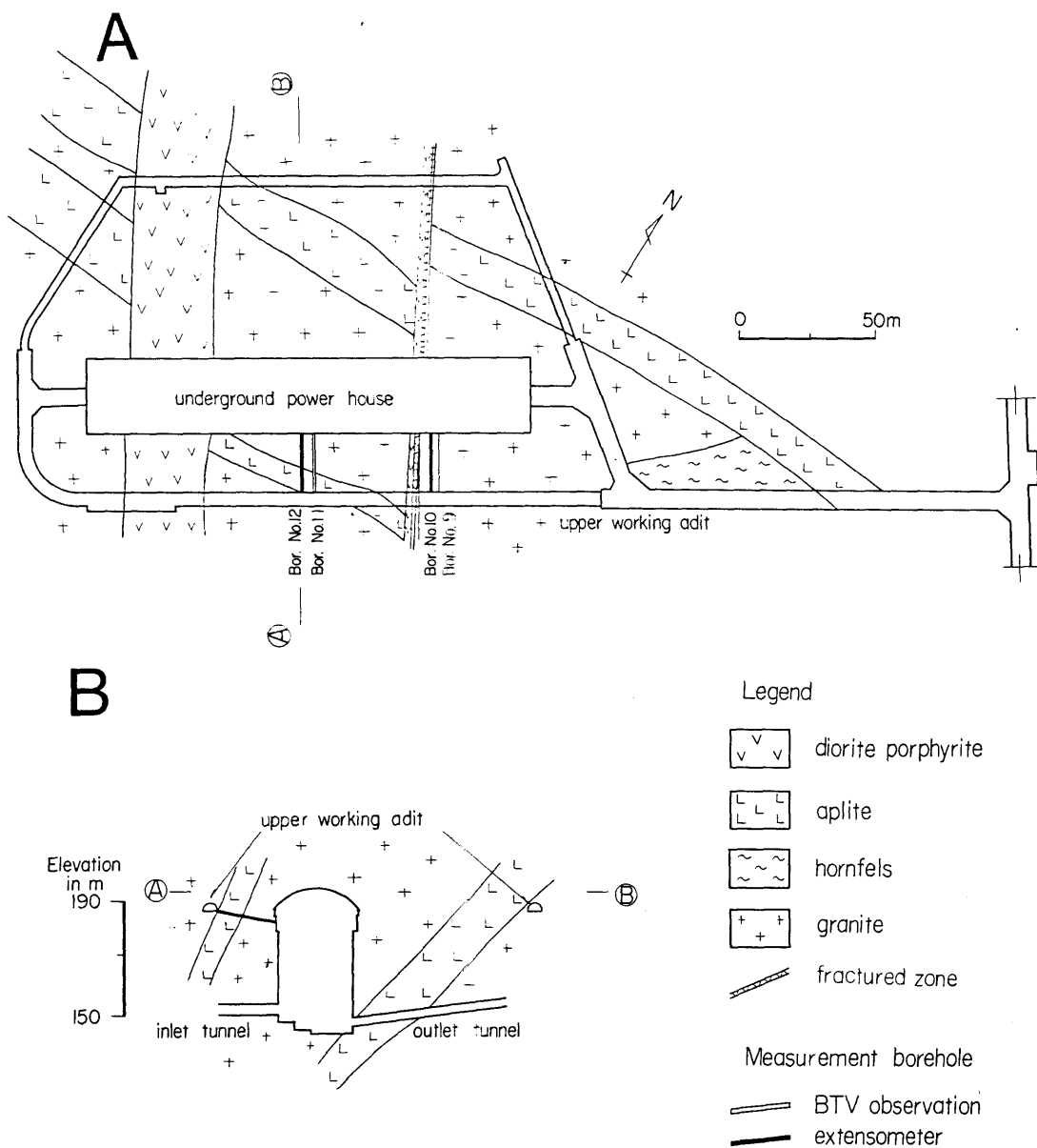


図 B-1 空洞周辺岩盤の地質 A: EL. 185.25mにおける水平断面図

B: Ⓐ-Ⓑにおける断面図

が貫入している（図 B-1）。また、E L . 1 9 2 ~ 2 0 0 m より上位にホルンフェルスが分布する。ホルンフェルスと花崗岩類との接触部は完全に密着している。

半花崗岩は東西方向で南に $40^{\circ} \sim 50^{\circ}$ 傾斜して貫入している。これは発電所の長辺方向に $25^{\circ} \sim 30^{\circ}$ で交叉する。閃緑ひん岩は $N 30^{\circ} W - S 30^{\circ} E$ を示し、ほぼ垂直に貫入しており、発電所の位置を胴切りの方向にのびて分布している。閃緑ひん岩岩脈は半花崗岩脈を完全に切っており、後者は前者より古い時期に貫入したと考えられる。

B. 2 B T V 装置と観測方法

B. 2.1 B T V 装置の概要

ボアホールテレビジョン装置は、岩盤内に掘削されたボーリング孔内を直接観察する装置である。

この装置は主としてテレビカメラを内蔵したプローブと、自動車に積載されたコントロール装置からなる。プローブとコントロール装置は 4 0 0 m の長さのケーブルで繋がれているので、この深度までは観測可能である。プローブの外径は 5 0.8 mm であるので、これ以上の内径のボーリング孔であれば観測可能である。

テレビカメラの角度、焦点はコントロール装置により遠隔操作で調節することができる、また、これらの数値はテレビ画面に表示できる（写真 B-1 ~ 6）。

B. 2.2 B T V 観測

B T V 観測においては、後述するように観測孔が水平に近いので、テレビカメラを内蔵したプローブをゆっくり押込み棒で孔内に挿入する。テレビカメラで捕らえられた映像はコントロール装置に取り付けられたモニターテレビに映し出される。同時にビデオレコーダに記録される。コントロール装置により観測している方向、カメラの焦点などを遠隔操作する。

テレビの映像は約 5 倍に拡大されている。割れ目の開口値などの測定は、画面上にスケールを当てて行う。画面上での読みとり誤差は 1 mm 程度である。したがって、 $1/5$ mm、すなわち、最大 0.2 mm の測定誤差があることになる。

BTV観測孔は、図B-1に示すように、鉄管路側上部作業坑（EL. 185.25 m）から発電所に向けて掘削された2本 ボーリング孔（ ϕ 10と ϕ 11孔）である。この2本のボーリング孔の方向は、発電所の長辺に垂直で、水平から下向きに 13° 、すなわち、N 30° W-S 30° E方向で、傾斜が 13° である。いずれの孔も直径 $\phi=76\text{mm}$ 、長さ $L=23.5\text{m}$ である。 ϕ 10と ϕ 11孔は4.5 m離れて掘削されている。

BTV観測は、発電所本体掘削工事前から、工事完了後までにわたって、約2年間に、掘削工事の進行に伴って、5回実施された。

以下に観測回と、その時点での掘削の進行状況を述べる。

第1回観測	本体掘削前
第2回観測	頂設導坑掘削完了時
第3回観測	アーチ部（EL. 183.00 mまで）掘削終了時
第4回観測	第3リフト（EL. 173.70 mまで）掘削終了時
第5回観測	本体掘削完了時

また、 ϕ 10孔の2 m東、 ϕ 11孔の3 m西に、両者に平行に ϕ 9孔、 ϕ 12孔がそれぞれ掘削され、岩盤変位計が埋設された（図B-1）。

B.3 開口割れ目

B.3.1 既存の岩盤分離面

掘削前の岩盤分離面の性状を、ボーリングコア観察および第1回BTV観測によって行った。その結果、 ϕ 10孔と ϕ 11孔に認められる既存の岩盤分離面は次の4種類に大別される。すなわち、(1)幅0.1～5 mmで方解石を伴い、比較的連続性を有するもの、(2)幅0.1～5.0 mmを有する緑泥石からなるゾーンで連続性に乏しいもの、(3)ほとんど幅を有さず筋状のもの、(4)数mmの幅を有し、方解石や緑泥石が認められず粘土を伴うものである。いずれの面も密着している。単位m当りの岩盤分離面の存在数は場所により違いがあるが、一般に10本/m以下である。

B. 3. 2 出現した開口割れ目

第3回観測までは、掘削が観測孔より高い位置までしか進行していなかったため、掘削に伴うゆるみに起因する現象はまったく観測されなかった。

第4回観測からは開口割れ目の出現が観測された。出現した開口割れ目は、写真B-1～6に例示するように、

(1)岩盤分離面が観測されていなかった場所に出現したもの－A type

(2)既存の岩盤分離面に沿うもの－B type

に分けられる。写真B-1～6はすべてボーリング孔の内壁が映し出されたTV画面の写真である。写真右下の数字はcm単位での観測深度である。中央下の数字は観測孔の ϕ である。中央上の数字は観測している方向を示す。スケールはすべて1cmで、画面の幅は約3cmである。

これらの割れ目はいずれも後述するように孔の方向にほぼ直交する方向を持ち、面が凹凸しており、かつ、孔の全円周において、開口値がほぼ一定である。A typeのものには、雁行状に配列しその間をB typeに属するものが連結しているもの（写真B-4）や2本に枝分れにしているものがある（写真B-5）。

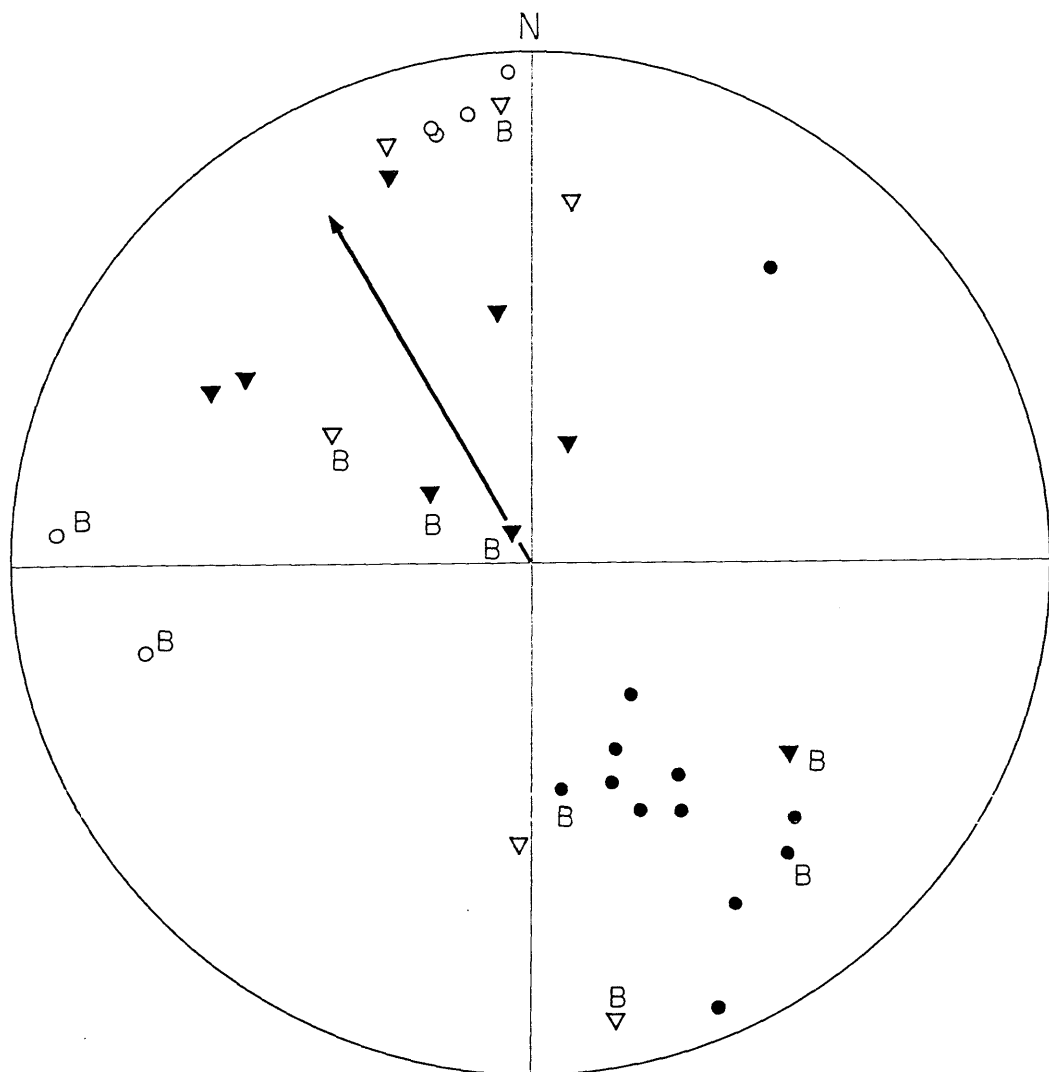
B typeについては、発生した開口割れ目が完全に既存の面に一致するものではなく、局所的には周辺の岩盤内に入り込んでいる。写真B-3に示すように、B typeの既存の分離面に沿う割れ目の間が不規則に曲がったA typeの割れ目により連結されている場合がある。

これらの開口割れ目は、Kranz (1979 a, b) の示した圧縮応力下で破壊前に生ずる微小 crack に似ている。

BTV観測では、面方向のズレの変位を測定することが困難ではあるが、上述の面の形状と割れ目のどの場所でも開口値がほぼ一定であることから、出現した開口割れ目は extension fracture（展張割れ目）と考えられる。

第4回目の観測においては、既存の岩盤分離面に沿って生じているものはほとんどない。すなわち、A typeの割れ目がほとんどである。ただし、BTV装置の解像能力以上の微小な分離面が存在しており、その面に沿って生じた可能性がある。たとえば、Sprunt and Brace (1974) や Tapponnier and Brace (1976) が示している粒子境界や LAROs (low aspect ratio cavities) などに起因する可能性がある。

第5回目では、すでに存在していた岩盤分離面に沿うB typeのものがやや多くみら



Observation	The 4th	The 5th
No. 10	○	△
No. 11	●	▲


 Direction of the borehole

図 B-2 開口割れ目のウルフ網投影(上半球) Bが付してあるものは B type.
 の割れ目. その他は A type.

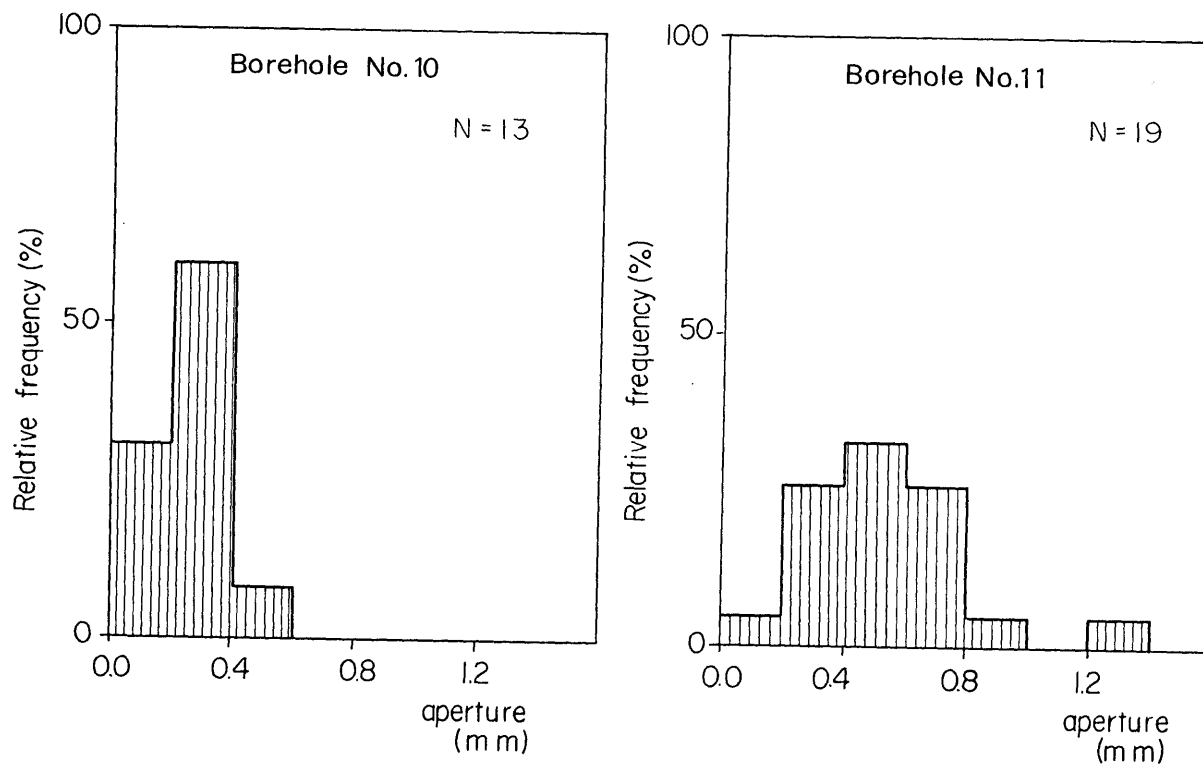


図 B - 3 開口値の頻度分布

れる。

発電所の空洞壁から、 $\#10$ 孔で約20 cm間、 $\#11$ 孔で約150 cmの間は、開口割れ目が複雑に発生しており、いわゆるクラッキーゾーンを形成している（写真B-6）。成因は、おそらく掘削時の発破やブレイカーによる直接の影響によるものと考えられる。

図B-2に出現した開口割れ目の走向・傾斜をウルフ網に投影した結果を示す。走向は、おおむね発電所の長辺に平行である。一方、傾斜については、第4回と第5回目の観測では異なっており、第4回目に観測されたものは、ほぼ垂直から南に急傾斜していた。第5回目に観測されたものでは、逆に北傾斜が多く一部緩傾斜を示した。

図B-3に開口値のヒストグラムを示す。開口値は最大1.2 mm程度で0.2～0.6 mmのものがもっとも多い。

B.4 開口値と岩盤の変位量

掘削の進行に伴う開口値の増加は、すでに出現していた開口割れ目が、掘削の進行に伴って幅を広げるのではなく、別の場所での新たな開口割れ目の出現による。これらのことは、おそらく、後述するように掘削の進行に伴って周辺岩盤内の応力場が変化することに関係すると考えられる。すなわち、掘削の進行に伴って出現する開口割れ目は、その時の岩盤の応力状態を反映するものであると考えることができる。

$\#9$ 孔と $\#10$ 孔および $\#11$ 孔と $\#12$ 孔は非常に接近して掘削されているので（図B-1）、岩盤の挙動にほとんど差がないと考えられるので、 $\#10$ 孔と $\#11$ 孔のBTV観測により測定された開口値（TA）と岩盤変位計による $\#9$ 孔と $\#12$ 孔の変位量（ED）をそれぞれ比較する。TA/EDの比は、表B-1に示すように、0.2～0.8である。北海道の高見地下発電所においても、この比は0.3～0.6であることが報告されており（井上、1981）、ここでの値とほぼ一致する。

表 B-1 総開口値 (TA) と岩盤変位量 (ED)

(A) №10 孔における TA の値と №9 孔における ED の値

観 測	TA (mm)	ED (mm)	TA/ED
第 4 回	1.2	5.70	0.2
第 5 回	2.5	8.20	0.3

(B) №11 孔における TA の値と №12 孔における ED の値

観 測	TA (mm)	ED (mm)	TA/ED
第 4 回	5.2	6.88	0.8
第 5 回	8.2	14.77	0.6

仮に、地下空洞掘削に伴う応力開放による岩盤変位がすべて開口割れ目に起因するとすれば、TA/ED の比が 1 にならなければならない。しかしながら、ここで示したように、この比が 0.8 以下であることは、開口割れ目に起因する他に、変位が起こるためには別の原因を考えなければならない。原因の 1 つは、変位量の一部が掘削に伴って応力開放により岩盤が弾性変形することである。また、BTV 装置の解像能力を超えた微小な、そして、無数の開口割れ目が数多く集積された結果とも考えられるが、この影響は小さいと考えている。

以上述べてきた地下空洞掘削に伴う応力開放による変位量の数 10 % は開口割れ目に起因するという BTV 観測結果は重要であり、今後、応力開放による諸現象や、岩石破壊過程におけるダイランタンシー現象が微小開口割れ目の出現による現象である (Kranz, 1979a, b) ことを実証し、断層の生成過程を考える上でも重要な結果である。

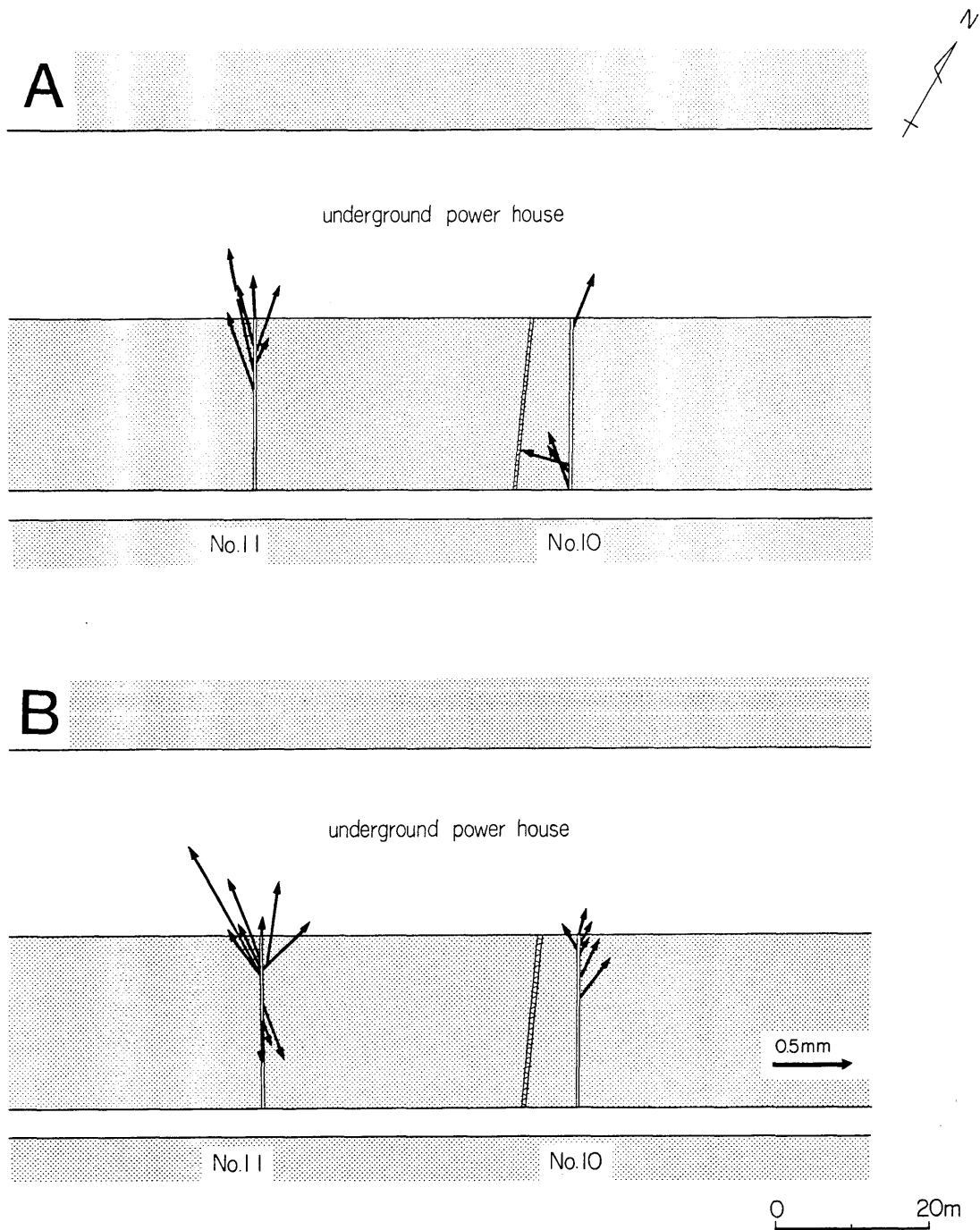


図 B-4 水平面における引張変位の方向 A：第4回観測 B：第5回観測

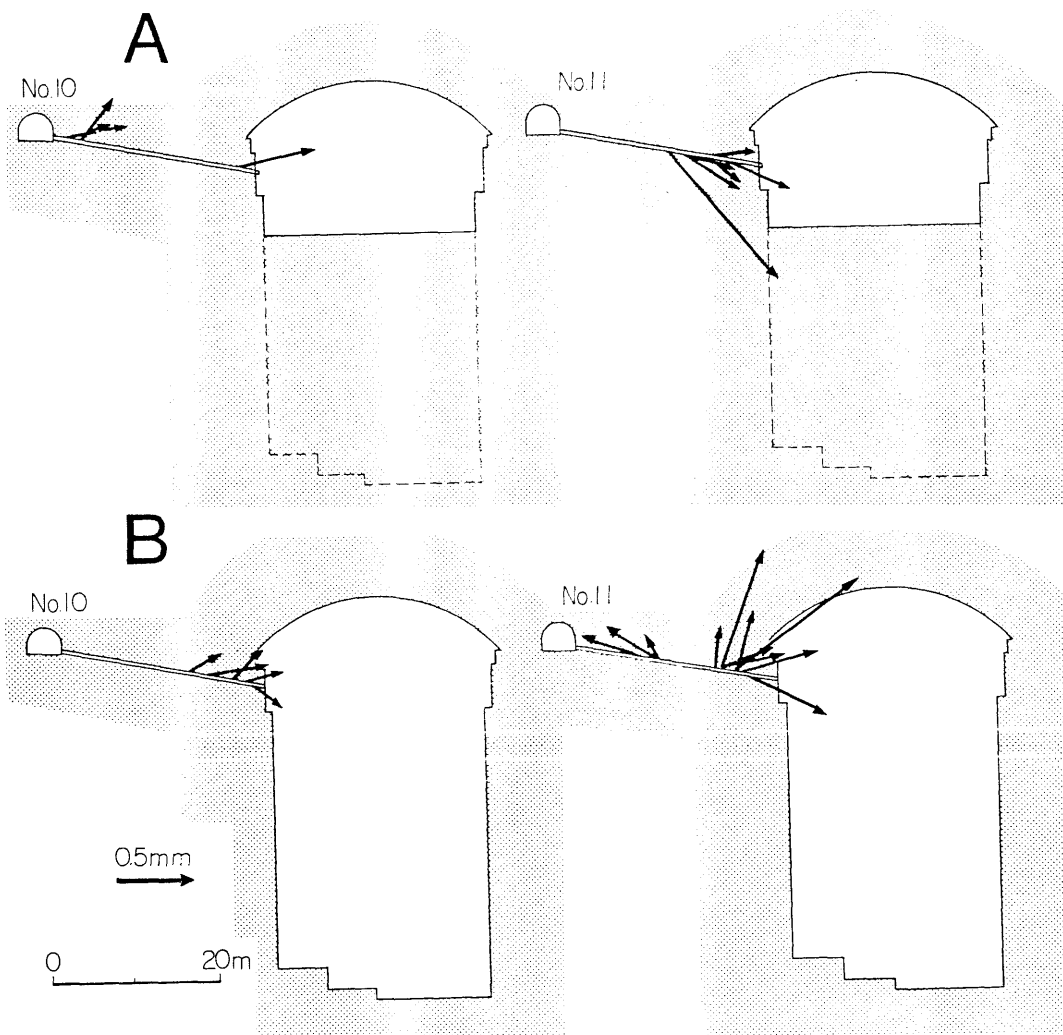


図 B-5 断面における引張変位の方向 A：第4回観測 B：第5回観測

B.5 引張変位の方向

前述したように、出現した開口割れ目がすべて展張割れ目であるとすれば、引張変位は開口割れ目の面に直交する方向にある（Billings, 1972）。開口はすべて発電所側に向かって生じたとし、開口した場合には発電所側に向かう方向を持つとする。開口値が減少した場合は、その反対であるとする。このような前提に基づいて、開口割れ目から推定した変位の方向および開口値を図B-4, 5に示した。これらの図には、開口した場合には発電所方向に矢印を付け、また、開口値が減少した場合には、発電所と反対方向に矢印を付けて表示した。矢印の長さは開口値に比例させた。

引張変位の方向は、第4回目、第5回目ともに、平面的には発電所の長辺方向にほぼ直交する。詳しくみると、 $\phi 10$ 孔第5回目では、破碎帯から遠ざかる方向にある（図B-4B）。また、観測孔を含む鉛直断面では、第4回目には引張変位の方向が水平～下向きであった（図B-5A）のに対し、第5回目には水平～上向きに変化している（図B-5B）。

同様に最大引張応力軸： σ_1 は、展張割れ目の面に直交する方向にある（Billings, 1972; Carlsson and Olsson, 1982）ことから、図B-4, 5に示した引張変位の方向と平行にあることになる。

以上述べたことをまとめると、地下空洞掘削に伴って出現した開口割れ目から推定した引張変位は、発電所方向で、水平～下向きであったのに対し、第5回目では同方向で水平～上向きに変化している。また、 $\phi 10$ 孔の第5回目に示されるように、局所的には破碎帯などの影響を受けていると思われる。開口割れ目から推定した応力軸： σ_1 も同様な変化をしている。

今後、ここで述べたBTV観測結果を、有限要素法を用いて計算されている空洞掘削に伴う内空変位、ゆりみ量およびその方向などの結果（Wittke, 1977）と比較することにより、地下空洞掘削に伴うゆりみ現象を解明する手がかりを得るであろう。

B.6 まとめ

花崗岩地域における地下発電所建設のための大規模地下空洞の掘削前から掘削完了後わたるまで、掘削の進行に伴って、BTV装置により5回の観測を実施し、その観測結果

から、岩盤のゆるみの発生過程について述べてきた。

BTV観測により以下のことが判明した。

- (1) 掘削の進行に伴って開口割れ目が発生し、その開口値が岩盤変位計により計測された変化量の数10%以上をも占めている。
- (2) 開口割れ目の大部分は既存の岩盤分離面が開口するのではなく、新たに開口割れ目が生ずることによる。
- (3) 開口値の増加は、すでに発生していた開口割れ目が幅を増加させるのではなく、新たな場所で発生した開口割れ目による。
- (4) 開口割れ目から推定された引張変位および最大引張応力軸は、地下空洞の掘削の進行に伴って変化する。

以上のように、BTV装置を用いることにより、地下空洞掘削に伴うゆるみ現象の発生過程を直接確認することができたと考えている。この結果は、岩盤の破壊過程におけるダイラタンシー現象を調べる上でも重要であり、かつ、断層が生じる前の岩盤の挙動を知る上でも重要な手がかりとなるであろう。

引用文献

Billings, M.P. (1972): Structural Geology. 3rd ed. Prentice-Hall, Inc.
606p.

Carlsson, A. and Olsson, T. (1982): Rock bursting phenomena in a superficial rock mass in southern central Sweden. Rock Mech., 15:99-110.

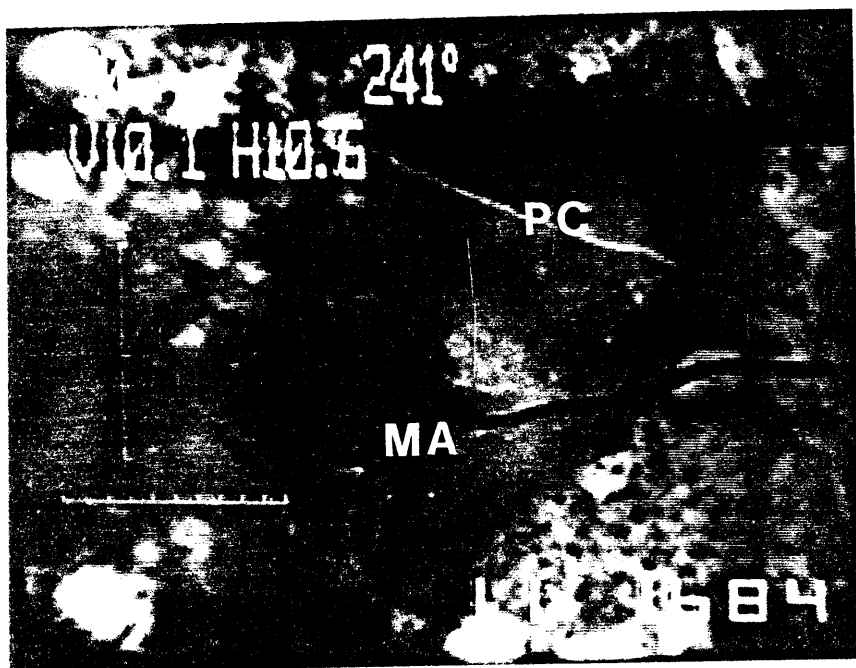
堀 義直 (1976): 大規模地下発電所の挙動をさぐる。トンネルと地下構造物の地質調査(技術講習会テキスト), pp.1-7.

堀 義直, 宮腰勝義 (1977): 新高瀬川地下発電所の空洞掘削に伴う岩盤ゆるみ状に関する検討—ボアホールテレビジョン装置による測定結果—。電力中央研究所報告 376528, pp.1-32.

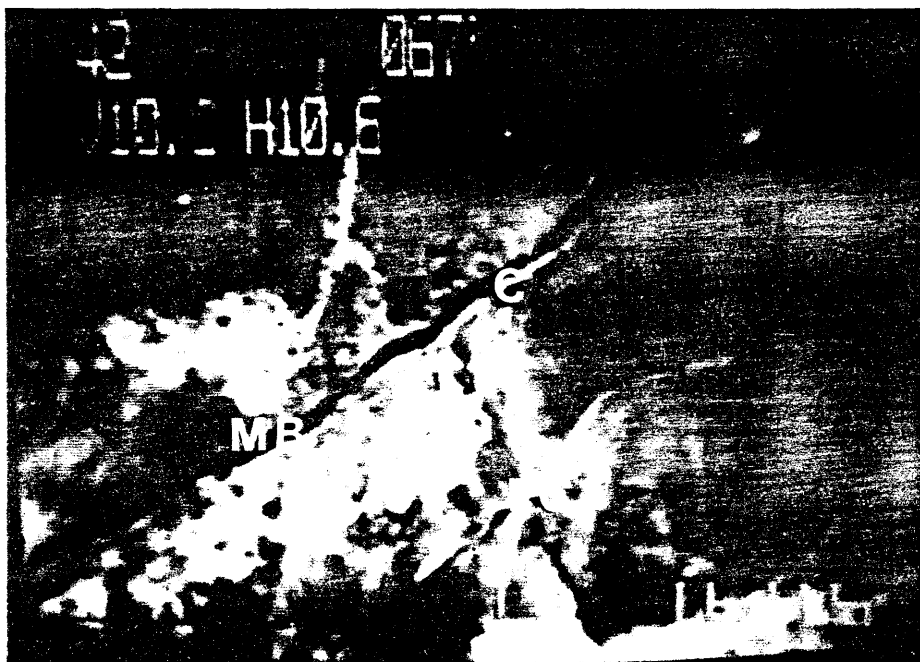
井上大栄 (1981): 空洞掘削に伴う節理の多い岩盤のゆるみ性状に関する検討—BTVによる高見地下発電所の測定—。電力中央研究所報告 381017, pp.1-30.

Kranz, R.L. (1979a): Crack growth and development during creep of Barre granite. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., Vol. 16, pp. 23-35.

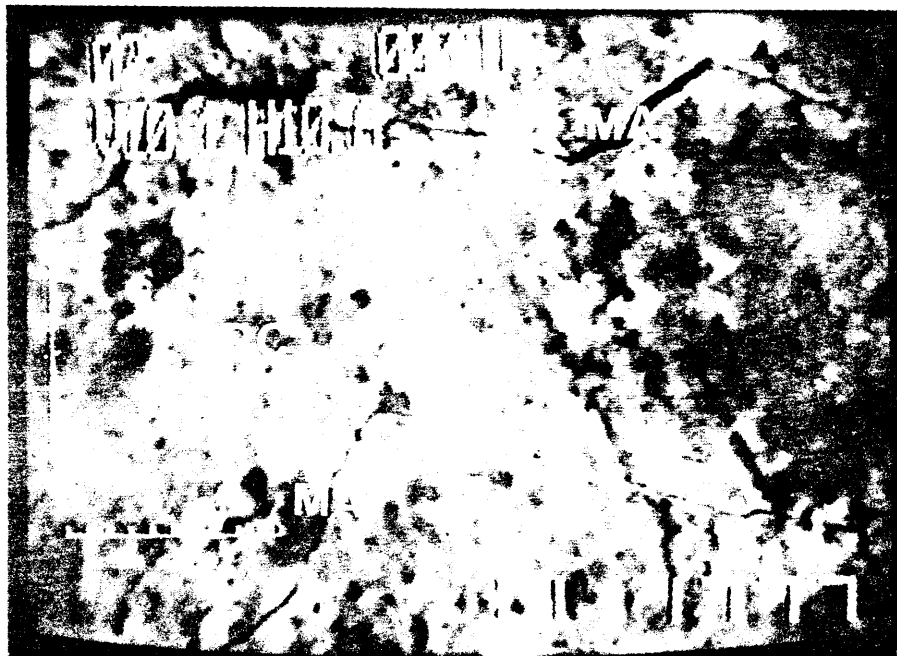
- Kranz, R.L. (1979b): Crack-crack and crack-pore interactions in stressed granite. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., Vol. 16, pp. 37-47.
- Sprunt, E.S. and Brace, W.F. (1974): Direct observation of microcavities in crystalline rocks. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., Vol. 11, pp. 139-150.
- Tarponnier, P. and Brace, W.F. (1976): Development of stress-induced microcracks in Westerly granite. Int. J. Rock Mech. Min. & Geomech. Abstr., Vol. 13, pp. 103-112.
- Wittke, W. (1977): New design concept for underground openings in rock. Finite Elements in Geomechanics. ed. by Gudehus, G., John Wiley & Sons, pp. 413-478.



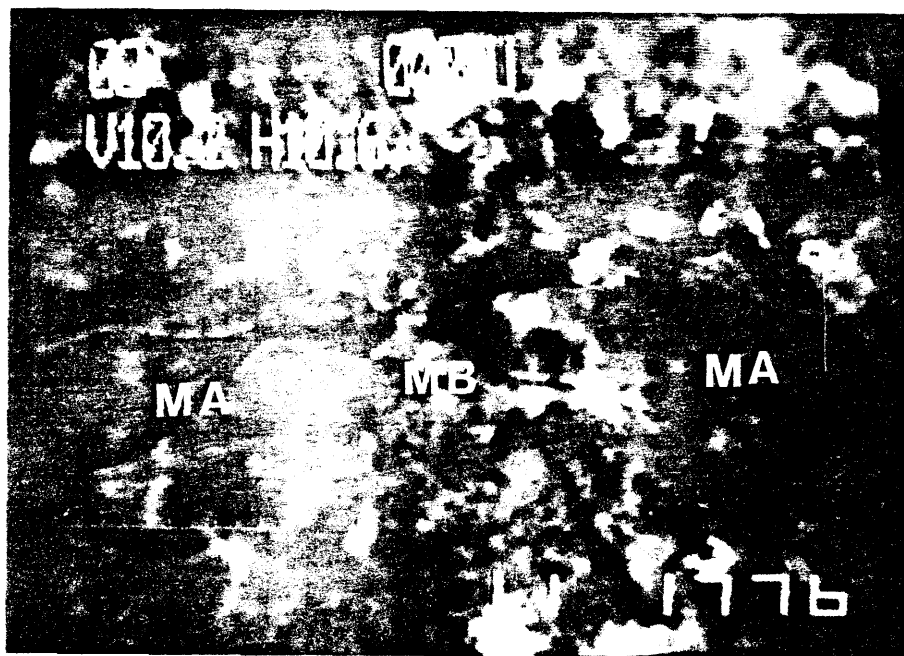
写真B-1 A type の開口割れ目 (MA) と方解石を伴う既存の分離面 (PC)。



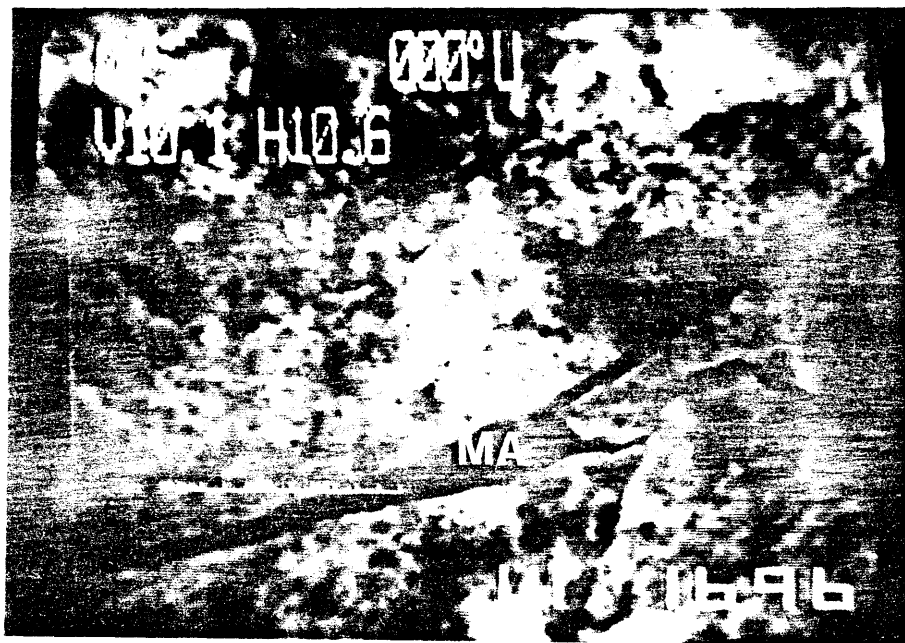
写真B-2 方解石(C)を伴う既存の分離面に沿って発生した B type の開口割れ目
(MB)と方解石を伴う既存の分離面(PC)。



写真B-3 A type の開口割れ目 (MA) が既存の分離面 (PC) に沿って発生した
B type の開口割れ目を連結。



写真B-4 雁行状配列している A type の開口割れ目 (MA) とそれを連結する
B type の割れ目 (MB)。



写真B-5 分岐する A type の開口割れ目。



写真B-6 クラッキーゾーン。

C. 断層内物質中の特定の鉱物を用いた絶対年代測定法

断層内物質中に存在する特定の鉱物を用いて、断層の活動時期の絶対年代を測定しようという試みは、Lyons and Snellenburg (1971), 安川他 (1971), 角田 (1976), 宮腰他 (1979), 田中他 (1981), 大村他 (1981), Ikeya et al. (1982) によって行われてきている (表C-1)。これらの方法は大きく2通りの方法に分けられる。一方は断層が生成してから後に断層内で生成した鉱物を用いる方法である。この鉱物として、Yoder and Eugster (1955), 岩生 (1972) に報告されているように、イライトの多形の1つである1Md イライトがある。他方は断層活動により鉱物に刻まれていたフィッシュン・トラックもしくは格子欠陥などが解消され、断層活動後に新たに鉱物内に蓄積されると考える方法である。黒雲母 (安川他, 1971; 角田, 1976), 石英 (田中他, 1981, 大村他, 1981; Ikeya et al., 1982) が対象とされている (表C-1)。

以下にこれらの方法について解説する。

表C-1 断層内物質中の特定の鉱物を試料とする絶対年代測定法

鉱 物	測定方法	文 献
1Md イライト	K-Ar	Lyons and Snellenburg (1971) 宮 腰 他 (1979)
黒 雲 母	フィッシュン ・トラック	安 川 他 (1971), 角 田 (1976)
石 英	ESR	田 中 他 (1981), 大 村 他 (1981) Ikeya et al. (1982)

C. 1 1Md イライトを用いたK-Ar 法

堆積岩などに普遍的に存在するイライトの多形の1つである1Md イライトは、Yoder

and Eugster (1955), 岩生 (1972) などに示されているように、堆積後に生ずる自生鉱物であることが知られている。1 Md イライトは断層内物質中にも生成していることが確認されている (Lyons and Snelleburg, 1971; 宮腰他, 1979)。

イルイト中にはカリウムが含まれているので、1 Md イライトを他のイルイトと分離し、K-Ar 法を用いて絶対年代を測定すれば、その年代は断層内に 1 Md イライトが生成した時期を示すことになる (Lyons and Snellenburg, 1971; 宮腰他, 1979)。したがって、この方法で得られた年代より前に断層が生成したことになる。

この方法の欠点は、断層内物質中から 1 Md イライトを分離する際に、(1)母岩に含まれる 1 Md 以外のイルイトが混入すること、また、(2)母岩が堆積岩の場合、堆積性のイルイトとの分離が不可能であること、にある。しかしながら火成岩などでは、断層の生成時には 1 Md イライトは母岩に含まれていないため、断層の生成年代を決定する一つの方法となり得るであろう。

C. 2 黒雲母を用いたフィッション・トラック法

黒雲母は剪断変形を受けるとそれまで内部に有していたフィッション・トラック (FT) が解消される特徴を持っている (安川他, 1971; 角田, 1976)。したがって、断層活動によって母岩中の黒雲母は、当然、破砕作用などの影響を受けるであろう。断層内および断層活動の影響を受けた黒雲母では、断層活動前までに有していた FT を解消しているはずである。そして、断層活動が終息した後に改めて黒雲母に FT が刻まれることになる。つまり、黒雲母のこの性格に注目して、断層内物質もしくは断層活動の影響が及んだと考えられる母岩中の黒雲母を用い、FT 法により、直接に断層活動の絶対年代を測定できることになる (安川他, 1971; 角田, 1976)。

この方法は地表近くの風化作用の影響を受けた断層内物質には、黒雲母は存在しておらず、多くの場合粘土鉱物に変化しているため、適用が困難な場合が多い。しかしながら、断層活動の影響を受けたと考えられる母岩中の黒雲母には、この方法を適用できる可能性がある。実際に断層近傍の母岩中では黒雲母のトラック数が、断層の影響を受けていないものに比べて数が少ないことが確認されている (角田, 私信)。

この方法は実際の断層への適用例も少ないため、今後の適用が肝要である。

C. 3 石英を用いた ESR 法

最近、ESR (electron spin resonance) 法と呼ばれる物質中の格子欠陥の量を正確に測定する方法が開発されてきており、この方法を用いて、獣骨、人骨、土器、鍾乳石などの絶対年代が測定されている (Ikeya, 1975; 1980)。

この方法を応用して、断層内物質中の石英に生じている格子欠陥 (Radical) 量を測定し、断層の活動時期を知ろうとする試みがある (田中他, 1981; 大村他, 1981; Ikeya et al., 1982)。

石英は約 400°C 以上の温度になったり、強い破砕作用を受けたりした場合には、それまでに石英中に蓄えられていた格子欠陥を解消する性格を持っている (田中他, 1981, Ikeya et al., 1982)。また、断層生成時もしくは活動時に、断層面上で高熱が発生することが実験的に確かめられており (McKenzie and Brune, 1972; Paquet and Francois, 1980)、実際の断層面上にも、熱の発生によって生じたガラス質の物質の存在が知られている (Scott and Drever, 1953; Swain and Jackson, 1976)。

これらのことから、断層内物質中の石英粒子は断層活動時にそれまでに内部に蓄積していた格子欠陥を解消していることが予想される。断層活動終息後に新たに周辺の鉱物からの α 線や γ 線によって石英中に格子欠陥が生ずることになる。したがって、石英の格子欠陥は断層の最終活動時期以後に蓄積されたものであると考えられる。この欠陥量を ESR 法を用いて測定し、この量を実際の断層内で測定される γ 線の年間発生量で除すことにより、断層の活動時期が決定できることになる。

この方法では次の 2 点が問題となる。すなわち、(1)断層活動時にそれまでの格子欠陥が解消されるのであろうか、また、(2)過去から現在を通じて、断層内でも地下水などを媒体として物質移動が行われ、 γ 線の発生量が一定であったかどうか；つまり、放射平衡がなり立っていたか、が問題である。

この方法は本論文で述べている方法と同様に断層内の石英粒子を使用する点で特徴があり、もし成功すれば SEM で観察した石英粒子の表面構造から判断される相対的な年代をこの方法により、絶対年代の尺度に変えることが可能である。

以上述べた、(1) 1 Md イライトを用いる K-Ar 法、(2) 黒雲母を用いるフィッション・トラック法、(3) 石英を用いる ESR 法、それぞれの方法による断層活動時期の絶対年代測定の

試みは、現在開発中であり、今後の発展が望まれる。

引用文献

Ikeya, M. (1975): Dating a stalactite by electron paramagnetic resonance. *Nature*, Vol. 225, pp.48-50.

Ikeya, M. (1980): Electron Spin Resonance of animal and human bones. *Science*, Vol. 207, pp.977-929.

Ikeya, M., Miki, T. and Tanaka, K. (1982): Dating of a fault by electron spin resonance on intrafault materials. *Science*, Vol. 215, pp.1392-1393.

岩生周二 (1972): 粘土の成因(Ⅱ) - 堆積型の粘土 - . 粘土科学, Vol. 12, pp.113-120.

角田隆彦 (1976): フィッショントラックによる断層年代の測定法. 第18回電力土木研究会資料, pp.118.

Lyons, J.B. and Snellenburg, J. (1971): Dating faults. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 82, pp.1749-1752.

McKenzie, D. and Brune, J.N. (1972): Melting on fault planes during large earthquakes. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. 29, pp.65-78.

宮腰勝義, 金折裕司, 角田隆彦, 佐竹義典 (1979): 断層内物質の諸特性 (その3) - 粘土鉱物特性と石英粒子の表面構造 - . 日本地質学会第86年大会講演要旨, pp.416.

大村一夫, 桜本勇治, 豊蔵勇, 辻喜弘, 山戸武史, 池谷元伺 (1981): 電子スピン共鳴法による断層の活動時期測定の試み. *地球*, Vol. 3, pp.510-516.

Paquet, J. and Francois, P. (1980): Experimental deformation of partially melted granitic rocks at 600-900°C and 250MPa confining pressure. *Tectonophysics*, Vol. 68, pp.131-146.

Scott, J.S. and Drever, H.I. (1953): Frictional fusion along a Himalayan thrust. *Proc. R. Soc. Edin.* 65B(part 2), pp.121-142.

Swain, M.V. and Jackson, R.E. (1976): Wear-like features on natural
fault surface. *Wear*, Vol. 37, pp.63-68.

田中和広, 金折裕司, 宮腰勝義, 池谷元伺, 三木俊克 (1981): 電子スピン共鳴法による
跡津川断層の活動年代測定を試み. *地球*, Vol. 3, pp.505-509.

安川克己, 西村進, 一戸時雄 (1971): 断層運動の年代推定法. 地震学会春季大会予稿
集, pp.61.

Yoder, H.S. and Eugster, H.P. (1955): Synthetic and natural muscovites.
Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 8, pp.225-230.