論 説

断層, とくに断層破砕帯の見方, 考え方

木 村 敏 雄*

1. 断層,とくに断層破砕の研究の重要性

地質学を応用する分野としては資源探査と土木的方面 とが大きい。とくに前者は非常に重要視されてきた。資 源探査のための地質調査は,資源がどのように分布する かを目的とする。そこでは資源の分布を規制する断層の 分布と変位とを知ることが重要である。その断層ができ たヒストリーやそれによって生じた破砕についてはあま り問題とされない。

土木事業において地質学を応用する場合において,非常に良好な,破砕の殆どない岩盤を対象とするとき,断層破砕が問題となることはない。そのような良好岩盤の多い欧米において,断層破砕の研究は土木工学的にもまた理学的にも非常に遅れている。大きな土木事業をおこなうにあたり,断層や断層破砕帯に遭遇する機会が非常に多かった日本においては,これらに対応する工学的手段は非常に進んでいる。しかしこれの理学的研究は欧米と同じく進んでいない。

原子力発電所の建設のように万全の安全を期するため に非常に精密な設計を必要とする場合、地下石油備蓄施 設のように巨大な土木施設を作る場合,かつては悪い岩 盤として敬遠された場所にダムを建設する場合等々にお いては、断層、断層破砕帯、または破砕岩への対応がし ばしば非常に重要な問題となる。そのとき, 岩盤の強度 とか,透水性とかいった岩盤の地質工学的評価の他に, 理学的評価を必要とする場合がおこってきている。"断 層粘土"と呼ばれているものが断層粉砕岩に起因するか, 熱水作用によるか, 地表風化によるかの認定が岩盤評価 に重要な場合があるし,断層破砕岩でないものをそうで あると誤認している場合があるし, 破砕帯が地表にみら れるままの状態で地下にどれだけの深さに及ぶかを知る 必要がある等々の場合があるからである。活断層である かどうかの認定が必要である場合には, とくに理学的な 断層のみかたの必要性がおこっている。破砕が、そして

破砕岩がいかにして生ずるかのメカニズムがよくわかっ ていない現在,とくにその方面の研究が必要となってい る。

断層の追跡調査法の技術については非常に進んでおり、すでにある限界にまで達している。断層や破断面と応力の向きとの関係についても Anderson¹⁾ の研究以来、とくに大きな進歩があるとは思われない。したがってこれらは本稿ではとりあげない。

2. 断層,破砕帯,広域破砕岩等の用語

本論にはいる前に断層その他の用語について述べておきたい。日本の地質学者が用いる日本語の学術用語が、それに相当する英語と意味を著しく異にしている場合がある。単斜構造 (monoclinal)、岩相図 (lithofacies map)などがそれである。岩相 (lithofacies) についてもしばしば誤用がある。今後日本の応用地質担当者は海外で調査をして英文でレポートを書く必要がしばしばあると思われる。その際幼稚な誤ちをおかすことのないように、例えば Glossary of Geology²⁾ などをみて用語の正確を期したいものである。日本の土木地質で用いられるシームの語は英語では coal seam, clay seam のようにきわめて薄い層の意味に用いられるのがふつうである。

断層,破砕帯については英語の用法との違いはないものの,一般地質学者と日本の地質工学者との間に用い方の違いがあるようである。地質学において断層はその大きさを問わない。肉眼で認め得る変位を伴う割れ目は断層と呼ばれる。顕微鏡的に小さいものについては microscopic fault の名があるくらいである。 破砕帯は破砕された岩石が地図上で,あるいは露頭で帯状に分布するところである。 破砕された岩石,岩塊の境界はすべて大小の断層からなる。破砕された岩石,岩塊の境界はすべて大小の断層からなる。破砕帯はより小さい断層が集って(図-1),より大きいスケールの帯状部を作っているところである。そしてその帯状部の内部にまたは端に,帯状部の長さと同じ長さの断層を伴うのがふつうである。したがって,破砕帯はふつうは大きい断層に沿って両側の岩石

^{*} 東京大学理学部

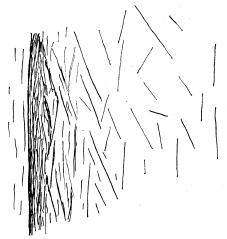


図-1 主断層と破砕を作る小断層群.スケールを問 わない.

に破砕を生じたところである。したがってふつうには長く連続する破砕帯があるとき,そこには長い断層があると推定される。

これに対して日本では断層というのは大きい変位をも つものであって,破砕帯は大したものではないとするニ ュアンスの用い方がしばしばみられる。この用い方が, 「断層がある」というと、「それは大変だ」という風潮を 生み出しているようにみえる。小さいずれの断層であっ ても, それが存在すれば断層の定義からいって「断層が ある」といわざるを得ない。そのとき、そこに大断層が あるかのように誤解される原因となっている。比較的重 要な断層のみをとり上げて A 断層, B 断層などと呼び, その断層についてのみ記述する従来のやり方は決して誤 っていない。しかしそれら以外に断層がないわけではな いことをよく理解しておく必要があろう。詳しく記述し ないものは地質工学上特にとりあげる必要がないと認定 されただけである。断層はきわめて微細なずれをもつも のも含むが、後述するように第四紀層を切る微細な割れ 目を活断層と呼ぶことは妥当でない。

3. 岩石の変形と地表からの深さ

岩石の変形は、それが断層破砕変形であれ、褶曲変形であれ、それがおこった場所の地表からの深さの違いによって、その変形様式を異にする。

断層破砕変形としては、地下深所ではマイロナイト (圧砕岩)、より浅いところで固結性を保つ破砕岩、さらにより浅いところで固結性のない破砕岩を生ずる¹¹⁾。もっとも活断層運動の際、断層に沿って地表近くでも固結性を保つ破砕岩ができることがある。ただしそれはきわ

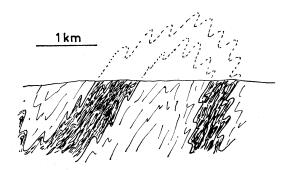


図-2 層状広域破砕岩層の褶曲による"帯状"分布 一断面で示す。

めて小規模のものである。地下の異なる深さに,異なる時代に生じた破砕岩類が地表にあらわれて破砕帯を作るさまを表-1 の上半に示してある。

褶曲変形としては地下深所から浅所に向かって,流れ褶曲,レンズ褶曲または剪断褶曲,曲げ褶曲(フレクシャー褶曲)ができる $^{11)12}$ 。これらのうちレンズ褶曲は,地層中に破断による大小のレンズ状体ができ,それらが相対的に異なる変位異動をして褶曲ができるものであるから,そのみかけはふつうの破砕帯における破砕岩とほとんど同じである(写真-3)。この破砕岩はある特定層準にとくに顕著にあらわれるとき,地層の層理に平行に生ずる。したがって地層が急傾斜するとき破砕岩が帯状にあらわれ(図-2),断層破砕帯のみかけを呈することがある。しかしレンズ褶曲は一般には狭い帯状の分布をとることをしないで,ある地区に一様に広く生ずる。これを私は**広域破砕岩**と呼んでいる。

流れ褶曲をする地層はふつう変成岩である。雲母片や緑泥石片などが密に平行にならんだ結晶片岩もふつう流れ褶曲する。また剪断褶曲をするものにはイライトなどがへき開に平行に配列したスレートが多い。このように片状鉱物が密に平行配列した岩石は破砕岩ではないが、これが地表にあらわれて風化するとき、表面がキラキラ光る片状の小さい岩石片のルーズな集合体となるので、破砕岩と誤認されやすい。これが広域破砕状岩である。これら広域破砕岩、広域破砕状岩は断層破砕帯を作るものと誤認されやすい。日本で破砕帯地すべりと呼ばれている地域の非常に多くがこれらの岩石からなる。破砕帯地すべりと呼ばれているものが分布する場所の多くは実際には破砕「帯」ではない。

調査するサイトの破砕岩ないし破砕状岩が狭い破砕帯 内に限られるものか,或いは広域性のものであるかの認 定は,サイトのみならず周辺地域を広く調査することに

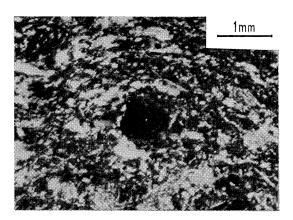


写真-1 マイロナイト, 三重県飯南町。

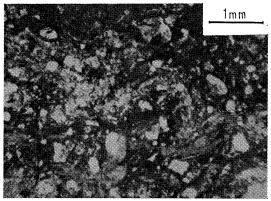


写真-2 固結性を保つ粉砕岩,誤ってマイロナイト と呼ばれることあり. 徳島県檜.

よって、よういにしかも明確に行なうことができる。

4. マイロナイト (圧砕岩)

マイロナイトは断層破砕による鉱物の細粒化,鉱物内部の変形 (デフォーメーションラメラ,デフォーメーションバンド),鉱物の再結晶とその片理状の配列で特徴づけられる岩石である(写真-1)。片麻岩状の固く固結した岩石であることもマイロナイトの特徴である。これらの性質からマイロナイトはしばしば動力変成岩として変成岩にくみ入れられるし、中央構造線に沿うマイロナイトにかつて鹿塩片麻岩の名が付せられたのである。マイロナイトは白雲母片などを含むことがあるが,いわゆる粘土鉱物は含まない。

これらの特徴は, とくに鉱物内部の変形や鉱物の再結 晶,とくに長石のように地表での温度や圧力下では再結 晶することのない鉱物も再結晶していることは,マイロ ナイトが地下深所で生じたものであることを示してい る。ところが日本では細粒化した岩石片や鉱物が固結し た岩石をマイロナイトと理解している人がある。例えば かつてマイロナイトであるとして私のもとに持参された 神戸市の五助橋断層に沿う破砕岩は, 花こう岩が弱い破 砕を受けたところに熱水溶液がはいり, その時生じた粘 土鉱物が破砕物を固結させたものであったし, 徳島県の 中央構造線に沿う和泉層群の岩石がマイロナイト化した ものとして持参されたものは,破砕された泥質岩の粘土 鉱物が破砕物をやや固結させたものであった。これらは 顕微鏡観察によると,いずれも鉱物内部変形,再結晶鉱 物粒子の片理状配列を示さず、鉱物粒子は粘土鉱物から なる基質部中に不規則にばらまかれるように分布してい

る。鉱物粒子はいずれも多角形状で、マイロナイト中の 粒子とはその形状を著しく異にしている(写真-2)。

このようにして破砕岩について誤った認識をもつと、断層ガウジとマイロナイトとを同列にして、同一の変形運動によって生じたと思い誤る。そして断層の形成史について、全く誤った解釈を生むことになるので、調査の際そのことにじゅう分に留意すべきである。マイロナイトの疑いのあるものについては、顕微鏡薄片による観察が望ましい。訓練をつめば、倍率の高いルーペでも判定は可能である。野外での鉱物鑑定ひいては岩石の鑑定にルーペが必要なことはいうまでもないが、微細構造の認定にもルーペは野外調査に必要欠くべからざるものである。

5. 断層に沿う岩石の地下深所での流動変形

岩石の流動変形は、堆積して間もないころの水分を多く含む地層の場合を除いては、地下深所で温度・静水圧が高い所でおこる。そのとき変形に伴って、温度や静水圧が高いところでしかでき得ない鉱物を生じ、また再結晶させているので、地下深所での流動変形は、地表近くでの海底地すべりなどに伴う流動変形からよういに区別できる。

三波川変成帯などで、例えば堅硬な石英片岩などの薄層をはさむ緑色片岩層などが変形するとき、石英片岩層は断層でスパッと断たれるのに、その断層は隣接する緑色片岩中で消滅するといったことがしばしばある。そのとき石英片岩層は、断層の周辺で膨縮したり、引きずられたりして流動変形し、緑色片岩もまたその断層が消滅するところ付近で流動変形することがある(図-3)。この

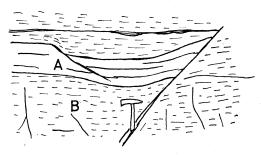


図-3 結晶片岩中に地下深所で生じた小断層 (愛媛 県伊方). A は石英片岩, B は緑色片岩

ように, 断層に伴って, 地下深所でしかおこり得ないような岩石の流動変形がみられるとき, その断層は地下深所で形成されたとみなすことができる。

しかしながら、変成岩層が作る褶曲がすべて流動変形であると思いまちがえてはならない。変成岩層中にできた褶曲であっても、ギクシャクした褶曲は地表近くで地すべりに伴って生ずることがあるので、それと、なめらかな曲線からなる流動変形とは区別しなければならない。

6. 破砕岩と破断

破断が密に平行に多数にみられるとき、その破断は地下深所または比較的深所で生じたとみられる。逆に不規則割れ目は地下あまり深くないところに多い。不規則割れ目(図-4)はそれが密なものであっても、ふつう地下深所で生じたものではない。破砕に伴っては、とくに層状の地層が前もってあるときには、レンズ状破断が2つの共役の剪断面の形成の結果としてできることが少なくない。これについても非常に浅いところではでき難い。し

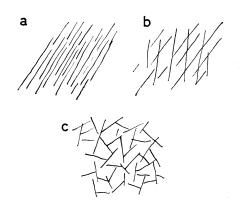


図-4 平行割れ目(a), 二方向割れ目(b), 不規則割 れ目(c)

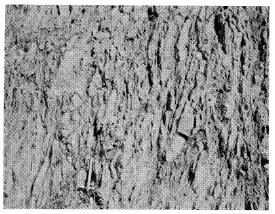


写真-3 レンズ状破断 (モザイクパターンを示す) レンズ褶曲の褶曲に沿う. ハンマーのある ところが向斜軸. 静岡県島田市鍋島.

かしこの場合も剪断面の平行配列が密な場合には深所で 生じたものとみなし得る。

レンズ状破断(写真-3)にはしばしば粉砕物を伴う。 レンズ状破断は剪断によってできる。したがって粉砕物 もまた剪断によって生じたと考えたくなる。しかしレン ズ状に破断した部分をとって内部構造をしらべると,剪 断面よりもレンズ状体に直交するような方向の展張割れ 目の方が多い。不規則割れ目もある。展張割れ目をもつ 小岩片が回転しているさまもしばしばみられる。破砕, とくに粉砕がいかにして生ずるかは実はまだあまりよく わかっていないのである。顕微鏡下での鉱物内変形,岩 石破断変形の記述については,最近の小坂¹⁷⁾の研究があ る。

破砕岩には隣りあってできた破砕片が相対的にあまり 移動変位していない場合、やや変位した場合、著しく変 位した場合がある。破砕片の相対的移動変位が小さいと き,となりあった破砕片をくっつけて,破砕する前の状 態に復元することがよういにできる(写真-4)。このよう なものをモザイク状パターンと呼ぶこととする。レンズ **状破断**においても,レンズ状体の移動が小さいと認めら れるものはモザイク状パターンにいれ得る。一方著しい 変位を示すものは,破砕片がより細粒の破砕片の中で流 動したかのようなみかけを示すことが多い。これを**流動** 状パターンと呼ぶことにする。モザイク状パターンをも つ破砕岩が地表で風化を受けると,破砕岩片が分離し, 相対的にずれ動き, モザイク状パターンを示さなくな り,"流動状パターン"であるかのみかけを呈すること がある。そして著しい変位をもつ破砕帯のように誤解さ れることがあるので,これらのパターンのみわけにはじ



写真-4 モザイクバターン破砕岩. 埼玉県東松山. この隣では風化とクリープのため "流動状 パターン"になり大破砕帯のみかけを呈す る.

ゅう分な注意を必要とする。

断層破砕帯において、主断層に接して粉砕岩ができ、流動状パターンを示すけれども、それから離れるにしたがってモザイク状パターンに移化し、さらに非破砕岩に移化する場合がある(図-1)。またモザイク状パターンを切って流動状パターンを示す粉砕岩が大破砕帯中の小破砕帯を作っていることがある(図-7)。このように破断のパターンはできた時代によって異なるし、同じ時期にできたものでも1つの破砕帯の中で場所により異なる。また異なる破砕帯ではそれぞれに異なるパターンがある。このように破砕帯ごとに破断の様式や破断のパターンに違いがあることが破砕帯の研究を著しく困難にさせている。

7. 破砕と固結性

これらの破断には破断面が強く癒着しているものと癒着していないものがある。形成時において強く癒着した破断面をもつものは固結性を保持する破砕岩で,そうでないものが固結性を失った破砕岩である。固結性を保持するか,しないかの区別は1つは破砕が地下深所でおこったかどうかによっている。マイロナイトが片麻岩状の固い岩石を作っているのは,それに相応するような地下深所での温度・圧力条件のもとでできて,石英や長石の再結晶を伴っているからである。これらが結晶を作るとき,固結するのは火成岩や変成岩が固結した岩石を作るのと変らない。

石英や長石が再結晶をしないもっと浅いところででき た破砕岩が固結性を保っているのは、破断面の微細なす き間を満して石英,方解石,各種の粘土鉱物の結晶ができたためである。大井川の長島ダム調査地点ではレンズ褶曲の際にできたレンズ状体の間の 0.03 mm ていどのきわめて薄い隙間を満して緑泥石ができているのが認められた²⁰⁾。地表近いところで破断面はふつうは癒着しない。そして断層ガウジと呼ばれるもののようなルーズな破砕物ができる。

しかし地表にあらわれた断層運動によっても岩盤が強く押しつけられた状態で剪断がおこったとみられるとき,固結した粉砕岩を作ることがある。1974年の伊豆半島沖地震の際にはそのようなものが石廊崎集落の稲葉幸雄氏宅裏の岩盤中にできている。ただその幅は1cmでいどのきわめて微小なものである。また岩石に割れ目ができたとき,その割れ目に方解石の結晶ができて,固結させることがある。方解石により固結された破砕物は,固結性を保つ破砕岩であっても地下深いところでできたと推論し得ない。褐鉄鉱の場合も同様である。

固結性を保持する破砕岩として生じたものも、地表に あらわれると風化によってよういにルーズな破砕岩とな る。そして地下深所で生じた破砕岩が浅所で生じたもの のように誤認される恐れがある。風化が進行していない 部分をよく観察すべきである。

8. 破砕帯と粘土

断層に沿って粘土状物質がみられることが多く、"断層粘土"と呼ばれている。そして断層運動によって生じたと誤解されている。破砕は物理的変形である。したがって粘土鉱物を大量にもつ岩石が破砕された場合はともかくとして、石英、長石、雲母などからなる岩石、すなわちふつうにみられる非常に多くの岩石は、それが破砕されただけでは粘土鉱物を生ずることはない。石英、長石、雲母などの微小破片ができるだけのことである。長石、雲母片などが地表風化を受けたとき、また岩石が熱水溶液の形響を受けたとき、始めて粘土鉱物ができる。したがって破砕変形によって生ずるかの如き印象を与える"断層粘土"の語は用いない方がよい。先に述べたGlossay of Geology には fault clay の項目はない。代りに断層ガウジを用いるのがよい。

断層ガウジは一見非常にたくさんの粘土鉱物を含むように見える。それ故に"断層粘土"と呼ばれてきたのである。しかし断層ガウジを調べると予想に反して粘土鉱物の量がきわめて少ないことが多い。断層ガウジを手のひらにのせて水で洗うと,予想外に小岩片が大量に残ることからそれがよういにわかる。またガウジを指先でこ

すってみてもザラザラする感触が強いことから,そのことがよういにわかる。それにもかかわらず"断層粘土"の呼び名ができたのは,小岩片の表面を薄く粘土がおおっているため,外から見ると全体が粘土からできたみかけを呈するからである。粘土鉱物はきわめて細粒であるからザラザラする感触を与えることがないし,爪にあててこすっても爪を傷つけない。それで粘土分が多いか少ないかは,野外でもよういに見当がつく。

断層ガウジには黒色の"断層粘土"のみかけを呈するものでも地表の風化の影響を受けることがほとんどなく,粉砕岩の状態をそのまま保っていることがある。このようなものを指先でこするとパラパラと粉に分かれ,指先を強く汚さない。しかし粉砕岩や断層角レキ岩の中の粉砕物は,地表では風化によって多少とも粘土化している。

これに対して地下やや深いところで割れ目にしみこんだ熱水によって、そこに粘土鉱物ができた場合が日本には非常に多い。地質工学的に岩盤に A, B, C… の等級を付して呼ぶりのは、総合判断として経験的に非常にすぐれた方法である。しかしその考え方から変形して、割れ目群に沿って帯状に粘土を生じている場合に、またその粘土や周辺の岩石が地下水の影響によって軟弱化している場合に、それを破砕帯と呼びやすい。それは明らかに誤りである。熱水溶液によって生じた粘土脈は、しばしば割れ目からずれて曲がり、かつ多数の分岐脈を出すことにより容易に熱水によって生じたと認め得る。

花こう岩中に粘土脈がある場合, 粘土脈の周辺および 粘土脈の中にとり込まれた軟弱化した花こう岩の組織に 破砕変形の証拠が認められず、花こう岩の完晶組織をそ のまま残すことや, 粘土脈をもつ割れ目が長く延びるこ となく花こう岩中にしばしば消滅すること, ときに粘土 脈は割れ目の中にフィルム状にのみあることなどから も, その粘土が熱水によってできたことが推測できる。 フィルム状粘土層に条線がみられることから、その割れ 目に沿うすべり動きが推測されることが多いが, 指でそ のフィルムをぬぐい去ってみると, 花こう岩の割れ目面 に条線は全くみられない場合が非常に多い。粘土形成後 の岩塊の微小なずれ動きによってフィルム上の条線はで きたのであって, 岩石が割れる破砕のときにできたもの ではない。なおきわめて微小なずれ変位しかなかった場 合でも, 鏡肌の上に長い条線ができ得るものであって, 粘土フィルム上に長い条線があるからといって粘土形成 後に大きなずれ変位があったと直に推論できない。

熱水によって粘土脈ができたことは、サンプルの切断 面を研究することによって明らかにし得る場合が多い

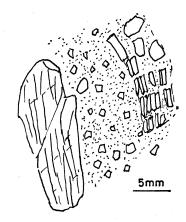


図-5 既存の微小平行割れ目をもつ長石片と,熱水脈侵入時の変形(新潟県越後寒川). 基質部には粘土鉱物を生じている.

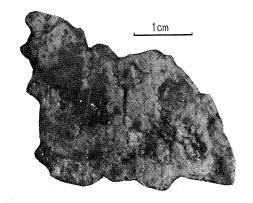


写真-5 軟弱化した花崗岩中の割れ目. 左方の石英 粒中の割れ目は石英粒をずらせていない. しかし軟 X線などで調べると, これに沿っ て粘土鉱物を生じている. 福井県敦賀市.

(図-5)。写真-5 には花こう岩中に割れ目ができ,その割れ目に沿って粘土鉱物の微細脈ができた岩石の切断面が示してある。この割れ目は石英粒を切ってはいるが,変位させてはいない。また何らかの成因で粘土層ができたあとで,それに沿うずれ動きがあったかなかったかは切断片の軟X線写真によって明らかにし得る 15 場合がある。ずれ動きの痕跡を残さない粘土層はその形成後に断層運動を伴ばなかったことを示す。

粘土鉱物を調べて、それが地表の土壌断面にみられる 鉱物と著しく異なっておれば、地表風化によるものでな いと断定し得る。したがって熱水溶液によって生じたも のであると認定し得る。地表で生じた土壌が割れ目に沿 って侵入することも少なくない。これについては、土壌 と共に地表近くにある岩石片その他の物質の侵入がない かどうかを調べるなど,それに応じた調査をすることに よって明らかにし得る。

いずれにしても軟弱化した粘土帯の存在は、大きい断層があるかのみかけを与えるにもかかわらず、そうでない場合があるし、地下深くに至るにつれ岩盤が急速に良好化する場合もあるので、地下深くまで軟弱な破砕帯があると推論すると大きく誤ることがある。

粘土を多く含む層、または一部粘土化して軟弱化した 岩石の組織を野外で観察しようとするとき、ハンマーを 打ち込んだあとや、そのときできた条線がじゃまになっ て観察がしにくくなる。帝石型ハンマーの平たい方、ま たは小さいくわを急に強く打ち込んで、手前に勢よく引 くと、自然のままの面があらわれて観察をよういにする。 接着剤で固めて、切断サンプルを作って観察するのが最 もよいことはいうまでもない。

9. えせ破砕帯,えせ破砕岩

岩石の中の割れ目で熱水溶液によって帯状に粘土化が進み、岩石が軟弱化している場合は破砕帯のように見えても、それはえせ破砕帯であって真正のものではない(表-1)。これに対して、岩石が破砕した部分が前もってあって、そこの割れ目を埋めるように岩脈ができているけれども、その岩脈は全く破砕されていない場合がある。そこはかつて真に破砕帯であったけれども、岩脈がその間を埋めたあとの破砕帯はないこととなる。

広域破砕岩や広域破砕状岩中に熱水粘土脈ができた場合や地表風化によって粘土ができた場合も、えせ破砕帯ができる。またこれらの内部にあった割れ目に沿って風化粘土ができて、そこをすべり面として地すべりがおこ

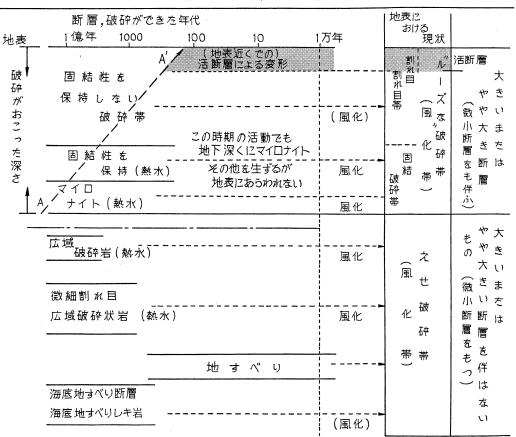


表-1 断層とえせ破砕帯,その形成年代と経歴

A-A′ は破砕形成の場が時間の経過と共に変化した場合を示す。非常に長い期間の間に断層に沿う部分が上昇すると、ひとつの場所にマイロナイト、固結性を保持する破砕岩、保持しない破砕岩を生ずる。この他に異なる時期の異なる変形の積み重ねがみられることが多い。

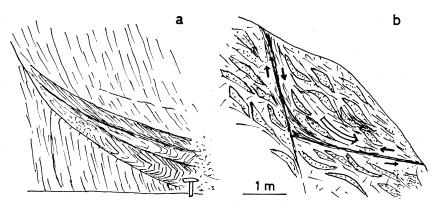


図-6 a: 岩盤クリープに伴う黒色片岩中の褶曲、愛媛県(大洲市慶雲寺).b: 既存のレンズ状破断面を利用して生じた岩盤クリープ、黒色矢印はレンズ状破断形成時のすべり動きのセンス。白抜き矢印はクリープ時のすべり動き。

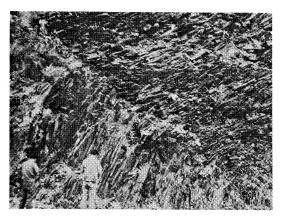


写真-6 瀬戸川層群スレート中に生じた岩盤クリープによる地層の倒れかかり。山梨県雨畑川。

ったとき、広域破砕状岩としての結晶片岩やスレートが 折れ曲がるように屈曲し(図-6)、または屈曲によって小 褶曲を作り、あたかも真の破砕帯であるかのみかけを示 すことがある。すべり面とみられる部分の破砕が周辺部 分と違って不規則塊状体の集合となっていること、その 部分に土壌のしみこみがあること、小褶曲の形がギクシャクしていて安定した部分の褶曲と様式が異なることが みわけの要点である。大きなスケールの古いレンズ状破 断面に沿っておこった現世の地すべり面については、そ の地すべり面に似た方向のレンズ状破断が、その地域の 他の場所の岩盤中に癒着した破断面として残されている ことから古いレンズ状破断面があったことが認定でき る(図-6b)。

とくに粘土をはさむわけではないがスレートや結晶片



写真-7 海底地すべりレキ岩層。互層のうちの堅硬層がすべりと共に膨縮している。互層からレキ岩に移化するところである。右上には円レキがみられる。高知県久礼,小小草。

岩の分布区で、岩盤クリープの際スレートへき開や片理 面が急に折れ曲がる形をとり、その下底に断層があるよ うなみかけを呈することがある(写真-6)。そこでも不規 則小塊状体や土壌のしみこみを見つけることが、その認 定法である。

日本で破砕岩、破砕帯としばしば誤認されているものに、海底地すべりレキ岩がある。とくにこれがレンズ褶曲して広域破砕岩の一部をなしている場合は、とくにそうである(写真-7)。九州の延岡の北東で四万十帯(北帯)の南限の断層とされている延岡-紫尾山構造線に沿っては、これが非常によく発達している。私はこのようなものやそれに伴う広域破砕岩としての剪断を受けた泥質岩が破砕帯と見誤られたものであろうと推測している。え

せ破砕岩というべきものである。そしてこのようなもの が層状に分布するため,地表には帯状にあらわれ,えせ 破砕帯のみかけを呈するものである。

10. 海底地すべりに伴って生じた堆積時断層

日本では各時代の地層に、海底地すべりに伴って、堆積時にできた断層が非常に多い。第三紀層において、俗に"面なし断層"と呼ばれる断層はこれである。断層「面」がない断層は存在し得ないので、"面なし断層"の名は学術用語として採用すべきものではないが、アダ名としては感じがよくでている。

海底地すべりに伴って生じた断層は地下深くにまで達することはない。したがって活断層であることはない。また海底地すべりに伴って生じた断層は、その形成後それをとり巻く堆積層の固結と共に癒着する。したがって、海底地すべり断層の周辺の岩石は、破砕帯を伴うものであっても、その付近の一般の堆積層とくらべて岩盤としての強度は大きくは変わらない。

海底地すべりに伴う断層というと、落差がせいぜい1 m ていどの小規模のものを考えやすい。しかし実際に調査してみると何 10 m という落差をもつ大規模なものがある。三陸沖などの現海底で水平スケールで10 km ていどの大きさの海底地すべりが見出されている²¹⁾ことを考えると、この程度の落差のものがあることは不思議ではない。

海底地すべりに伴って生じた断層には幅せまいながら 破砕帯を伴うことがある。また地表近くにあらわれて断 層周辺が軟弱化していることがある。そのような場合ふ つうの断層や断層破砕帯との識別が困難なことがある。 とくに試掘抗などの狭いはんい内だけの観察では識別が 困難なことがある。しかし詳しく調べると,破砕帯内に 海底地すべりに特徴的な地層の流動変形が見出される し、主断層の周辺にいわゆる面なし断層に似た特徴があ らわれるので,海底地すべり断層であることが比較的よ ういにわかる。断層周辺の岩石や破砕帯の岩石を樹脂で 固めて,切断面を作って観察すると,このことを明確に 証明できる場合が多い。

調査目的のサイト内ばかりでなく、その周辺を広く調査して、とくに大規模露頭によって、類似した断層であってしかも海底地すべり断層の特徴を明確にもつ断層を 多数見出すことによっても、目的とする断層が海底地すべり断層であると推論できる。

11. 断層および断層破砕帯の複雑なヒストリーの解析

日本列島地区は何億年もの長い間くり返し地殻変動を

受けている。大洋プレートのもぐり込む位置が変わった り、向きが変わったりしている。火山岩や深成岩の形成 区にも位置の変化がある。したがって,ある1つの地区 の岩石が,何度も異なる応力場におかれ,その度に異な る方向の割れ目ができたり,既存の割れ目が回転したり する。また始めは横すべり断層として生じた断層が,正 断層や逆断層に転換する。このようなわけで, 長期間に わたって活動した日本の大断層は, その時々の応力分布 の転換に応じて, 例えば赤石裂線の や糸魚川-静岡線南 部10)のように複雑なヒストリーをたどる。そして1つの 長大な断層が必ずしも全線に沿って同一ヒストリーをた どらない。例えば中央構造線は紀伊半島西部から四国中 央部では活断層であるにもかかわらず、紀伊半島東部以 東では活断層であることのしょうこはない5)し、厳密な 意味での中央構造線は四国西部でも西条市付近から西は 活断層ではない19)22)。このような大断層については局地 的調査結果から断層全体についてのヒストリーを推測す ることは正しくない。

古い時代にできた大断層では、それに沿う破砕帯の形 成のし方も時代と共に変化している。その上破砕岩は地 下深所でできたものと, 浅所でできたものとはその性質 を異にする。大きな断層に沿ってはかつては地下深所に あったはずの変成岩や深成岩類がしばしば地表にあらわ れている。このことは大断層に沿ってかつては地下深所 でできた破砕岩のあるものが、現在地表にあらわれる場 合があることを示している。そして, 例えば中央構造 線4)18)のように長大な断層に沿う破砕帯には深さと時代 とを異にして生じた破砕岩類が相接して分布することと なる。従って破砕帯を作る破砕岩類にどのような種類の ものがあるか、また異なる種類の破砕の形成の前後関係 などをよく調べる必要がある。愛媛県土居町浦山川(図-7) に沿っては, 中央構造線に沿って約 100 m の幅にわ たって和泉層群が破砕され、幅広い破砕帯ができてお り,70°ないしそれより緩く北に傾く破断面が顕著であ る。形成の当初は固結性を保持していたとみられる。そ の南縁に近いところに幅 50 cm 程の鉛直に近い固結性の ない粉砕岩をもつ小破砕帯が2帯みられる。この小破砕 帯は幅広い破砕帯の岩石を切っている。これがより新し い時代に生じたものである故, 中央構造線の活断層運動 に関係して生じた破砕帯が現在地表にみられるとする と, それはこれらのうち小破砕帯であると推定できる。 なお幅広い破砕帯の南縁の破砕岩中には著しい流動性破 砕変形を示す石灰質岩の角レキや、顕微鏡的破断をほと んどもたない酸性火山岩角レキがある。流動破砕変形し た角レキは、それが地下深くにあったときの古い時期の



図-7 愛媛県土居町浦山川に沿う中央構造線断層露頭のスケッチ。 R:流紋岩, I: 和泉層群, b: 断層角レキ岩, l: レンズ 状破砕岩, p:流動状パターンをもつ粉砕岩。

変形を示すものである。

このように異なる時代の異なる様式の破砕岩類が相接 して1つの破砕帯をなして分布することがある。また固 結性を保持する破砕帯は、地表近くでの固結性を失なっ た粉砕帯より幅広く発達することがわかっている。した がって破砕帯全体の幅の大きさを断層の活動度と直結す ることはできない。断層に沿う岩石類が断層運動の際に 移動し、"消滅"することがあることを考えても明らか なことである。

いずれにしても断層全体にわたってそれに沿う地層の すべてを検討するのみならず,破砕岩の破砕の様式,破 砕岩形成の前後関係を検討した上で断層形成のヒストリ ーを解析すべきものである。

12. 活断層の認定と線状模様("リニアメント")

活断層は第四紀に活動した経歴をもつ断層である。そ のすべてが最近の1万年とか5万年とかいう期間に活動 性が著しいわけではない。したがって活断層の語の代わ りに第四紀断層の語を用いる方が誤解がなくてよいとい うのが私の見解である。しかし第四紀断層の名を用いる ことにより,妙な下心があるように勘ぐられるのは私の 意図するところでないので,活断層の語を用いることと する。活断層の活動性については, 非常に長い期間にお けるその断層の平均的活動性と, 近い将来における活動 性とに分けて議論する必要がある。建設工事については 後者が問題となるが、これについては最近の数万年とい う期間に少なくとも2度の活動年代と変位とが正確にわ かったとき,始めて議論し得る。しかしながら2度の活 動年代が知られた活断層の数は非常に少ない。仮定に仮 定を重ねて活動性を論ずることは建設的であるとは思わ れないので, ここでは議論しない。

定義からいうと、きわめて微小な変位をもち、かつトレースが短いものも断層である。しかしこのようなものをも活断層に含めると、地表付近に限られる微細なものもすべて活断層ということになる。地震活動はふつう1,000mオーダーあるいはそれより深いところでおこる。

I 地すべり	崖上の第四紀層中の割れ目。 割れ目は開き、土壌のしみこみ がある。	10 m
Ⅱ 滑 堆積層の	層理面に沿うすべりのために生 じた小断層。 大磯地塊,横浜周辺に多い。 地表のローム層までずれている。	10m
Ⅲ と 陥 没	地下水により、かつての小チャンネルAに空洞を生じ、上が陥没。Bにみられる基底層がAでは欠如している。	B 1m/A
IV 圧 密	大岩塊の存在のためおこった圧 密の差による小断層。	30cm
V 堆 積 時	いわゆる面なし断層。	1m

図-8 第四紀層を切る割れ目はあるが,活断層では ない場合。

活断層が現在問題となっているのは,それが地震に関連していると考えられるからである。したがって**地表近く**に分布が限られるものは活断層と呼ばないこととする。

i) 第四紀層を切ってずらせた割れ目があっても活断 層でない場合

第四紀層を切るか切らないかは,活断層であるか否かの認定の最も重要な基準である。しかし第四紀層を切りながら,かつそれが地表近くに,また堆積層内に限定されていて,活断層でないことが明瞭な破断面がある。それについては図-8 に示したようなものを私は経験している。

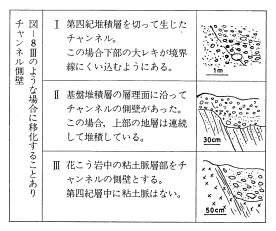


図-9 第四紀層を切るように見えて,実際には切っていない場合。

ii) 第四紀層を切る断層があるかのように見あやまる 場合

これは 図-9 に示したように第四紀層が急傾斜の平面 状崖面にアバットするように堆積した場合である。この うち川のチャンネル堆積物中にできたチャンネルの側壁 が平面状になった場合は,その側壁の両側が同じ堆積層 であるので断層であると見あやまりやすい。また古い岩 盤の断層破砕帯または粘土脈帯に沿って崖面があり,そ れに第四紀層がアバットするときは,破砕帯を伴うもの として活断層と見あやまりやすいが,第四紀層中の破砕 帯,粘土脈帯の有無を見ることにより検定できる。

iii) 第四紀層の著しい撓曲

厚い第四紀層または,第四紀層が厚い新第三系上部層と共に堅硬な基盤岩層の上にのるとき,基盤岩層には活断層を生じたにもかかわらず地表に近い第四紀層には撓曲のみがあらわれることがあり得る。これについては地表における時期を異にする第四紀層の分布のし方の違い,地表における割れ目系,周辺の古期岩層の分布,変形様式などを広く詳細に調査する必要がある。

iv) 線状模標 ("リニアメンド")

活断層はまた、地形の起伏にあらわれた"リニアメント"が、かつては同一であったと証明できる面状ないし 線状地形を切り、かつ変位させていることを明らかにす ることによって認定できる。

リニアメントにはしかし構造地質学的用語としてのリニアメントがあり、航空写真用語としての"リニアメント"がある。1980年刊の Glossary of Geology²)には航空写真用語としての意味はリニアメントからはずされている。私もその見解に賛成であるので、航空写真用語の

"リニアメント"の代りに「線状模様」の語を用いることとする。線状模様には階調の特徴としてあらわれるものと地形の起伏にあらわれるものとがある。これらが混同されて用いられていることがあるし、また線状模様("リニアメント")はすなわち活断層であると誤解されている場合が多い^{6),6)}。

線状模様のうち、地形の起伏にあらわれているものについてもその非常に多くは活断層によるものではなく、 地層境界、古い断層、割れ目などの侵食地形である。

1つの航空写真,地形図の中に非常に多数の線状模様が見出されることが多いし,同一地区を異なる縮尺の航空写真でみると,それぞれに異なる線状模様が見出される。衛星写真や4万分之1のように小縮尺の航空写真では,単一の線状模様に見えたものが,大縮尺の航空写真では小さい線状模様の集合に見えることがある。かつて地下でかなり広い幅で断層破砕帯ができたところが,地表にあらわれて侵食を受けたとき¹⁴⁾,また活断層運動でかなりの幅にわたる割れ目帯が地表にできて⁶⁾,そこが侵食を受けたときなどにそのようなことがおこる。

また大縮尺の航空写真で明瞭に認められた線状模様が、小縮尺の航空写真では不明瞭になることがある。乾燥気候でない日本では断層崖の裾がそのまま線として長期間残されることなく、断層崖ができたあとの侵食や堆積のためにある幅をもった短い線状の帯が断続した帯としてあらわれるに過ぎない。そのようなものが線状模様として取り扱われる。すなわち実際には存在することのない連続性線状地形が、あたかも実体をもった長い線状地形であるかのようにあつかわれる。このことは線状模様の認定に個人差ができる大きな原因となる。

大縮尺の航空写真上のリニアメントは、小さいながらそれなりの「誤差」をもつ。4万分之1の航空写真上の1mmの幅は実際には40mにあたる。したがって、当然のことながら小縮尺の航空写真ではある幅をもった帯が線とみなされる。そして断層崖の裾ではなくて、断層崖に由来する侵食斜面が線状模様を構成する線とみなされる。したがってこの場合の「誤差」は1万分之1や4,000分之1ていどの大縮尺のものより大きくなる。このようにして縮尺を異にするとき、誤差を異にするものを別々に線状模様としてとらえることがおこる。このように線状模様は誤差をもつ故、その認定には個人差がはいる。

個人差を排して線状模様を見出すよい方法は,エッジ 強調写真法を用いることである。しかしそれによって航 空写真を調べてみると,日本のものではあきれる程たく さんの線状模様があらわれるのがふつうである。したが って線状模様が活断層と関係あるかどうかは単純に線状 模様を検出するだけではきまらない。平面状または線状 の地形を含めて第四紀層を切る断層が線状模様に沿って 分布するかどうかを確かめる他に方法はない。

日本は多雨で侵食のはげしいところである。したがって500年に1度の地震があるところで1m 落差の断層崖ができても、次の地震がおこるまでの500年間に、この断層崖は緩斜面になる。10年~20年といった期間に断層崖がどれほど変化するかの研究がすでにアメリカでは行なわれている^{23,24)}が、緩斜面になる速さは我々が予期するよりはるかに早いものである。したがって変動地形と呼ばれているものは、湿潤気候区では侵食の結果をしばしばより多く含むこととなる。活断層についてもこのように侵食の影響が強いので、活断層以外の原因によるものも含めて、非常に明瞭な線状膜様が示す地形の多くは、日本では実は侵食地形である。

線状模様が活断層と関係があるというには, それに沿 って両側にある面状ないし線状の地形が、かつては連続 していたことの証明がなされなければならない。日本に は非常に多くの地形的活断層が報告されているが, その 証明が確実になされた上で報告されている例は少ない。 したがって段丘面を切ると報告されたものを現地で調査 すると,線状模様の両側の段丘堆積物に明瞭な違いがあ って, またそこに新旧の段丘堆積物の接触面があって, 線状模様が示す地形は実は段丘崖であった例を私は知っ ている。また河川や尾根線の屈曲にしても系統的屈曲が 認められないのに、1,2の屈曲状形態をもって活断層と 報告されている場合もある。線状模様の両側の面状、線 状地形がかつて同一のものであったことを証明し難い場 合には, 常に地質調査をもってその不備がおぎなわれる べきである。というより、すでに証明されている場合を 除いては,段丘面の対比には段丘堆積物の対比が必要な のである。すなわち地質調査が不可欠のものである。し かしながら活断層の報告に地質調査をおこない, 段丘堆 積層や断層の露頭報告をしたものは非常に少ない。その ようなものがあった場合でも, 露頭観察に誤りがあると 私たち16)がみた例もある。ともかく"リニアメント"か ら活断層を見出すためには, 地形学的, 地質学的に技術 を開発すべき点が多く残されている。

活断層を線状模様によって探し出す上で留意すべき点は、1978年の伊豆大島近海地震のときあらわれた地震断層のうち、稲取市街地付近のものはそれまで報告された"リニアメント"図にはのせられておらず、"リニアメント"は他の場所を走るとされていた¹⁸⁾という事実である。現在ふつうにおこなわれている方法だけでは、活断

層を見落すおそれがあることをこの事実は教えている。

近時「日本の活断層」"が発刊され、多くの人々の注目をあびている。しかしこれにのせられたものの中には単に「活断層の疑がある」とするものが圧倒的に多く、活断層であることが確実に証明されているものは非常に少ない。また上に述べたようにして、ここにのせられたもの以外にも活断層があることを知るべきである。活断層の調査にあたって、これにのせられた断層の調査を綿密におこなう必要があるのはいうまでもないが、これにのせられていないところには活断層はないときめてかかって調査をおろそかにしてはならない。

あとがき

この論説には活断層について多くを書くことができなかった。活断層については第22回電力土木研究会資料(電力中央研究所) p. 53~59 (1980) にも私の考えを述べておいた。それに引用してあるが,歴史的な断層活動が知られた畑佐断層,白川断層などの断層"粘土"は,活断層運動によって生じたと思い込まれていたが,歌田実ら(第17回自然災害シンポジウム,1980)の研究によると,その主要形成期は濃飛流紋岩活動時であった。断層活動のヒストリー解析を怠ってはいけないという私の所論を裏づけるものである。

引用文献

- Anderson(1951): The dynamics of faulting. Oliver and Boyd.
- Bates, R. L. et al. (ed.) (1980): Glossary of Geology. American Geological Institute.
- 3) 土木学会(1977): ダムの地質調査.
- 4) 越後格之・木村敏雄(1973): 中央構造線に沿う破砕岩の小構造解析,中央構造線,p. 115~138,東海大出版会。
- 5) 藤田和夫(1974): 第四紀地殼変動図,近畿,地質調查所.
- 6) 伊藤谷生ほか(1980): リニアメントと断層(その1) 一総説,"第17回自然災害科学総合シンポジウム論 文集", p. 393~396.
- 7) 貝塚爽平ほか(1980): 日本の活断層, 東大出版会.
- 8) 狩野謙一ほか(1980): リニアメントと断層(その2) 一地質調査からみた2~3の実例, "第17回自然災 害科学総合シンポジウム論文集", p. 397~400.
- Kimura, T. (1961): The Akaishi tectonic line. Jap. J. Geol. Geogr., V.32, p. 119~136.
- Kimura, T. (1966): Tectonic movement in the southern Fossa Magna. Jap. J. Geol. Geogr., V. 37, p. 63~85.
- 木村敏雄 (1973): 岩石の変形と地質構造,科学, V. 43, p. 738~744.

- 12) 木村敏雄 (1979): 日本列島Ⅱ上, 古今書院.
- 13) 木村敏雄 (1980): 日本列島Ⅱ下, 古今書院.
- 14) 木村敏雄(1980): 深部-浅部構造階層と地震,地震,p. 169~174,東海大出版会。
- 15) 木村敏雄・小野寺透(1976): (伊方裁判)鑑定書。
- 16) 木村敏雄・恒石幸正 (1978): 太田陽子,松田時彦, 平川一臣著「能登半島の活断層」に対して,第四紀 研究, V. 17, p. 39~42.
- Kosaka, K. (1980): Fault-related fabrics of granitic rocks. J. Fac. Sci., Univ. Tokyo. V. 20, No. 2, p. 77~115.
- 18) 村井 勇・金子史朗 (1976): 南関東の活断層分布 図,自然災害科学総合研究,関東地区資料。
- 19) 永井浩三・近藤松一(1972): 四国西条市加茂川下 流部の中央構造線,愛媛大紀要, Dシリーズ, V. 7, p. 8~12.

- 20) 長島ダム工事事務所 (1979): シャーゾーンの顕微 鏡観察,長島ダム技術資料, No. 1.
- 21) 南雲昭三郎 (1980): 日本海溝付近の地質構造と地 震活動, 地震, p. 25~40, 東海大学出版会。
- 22) 岡田篤正(1973): 四国中央北縁部における中央構造線の第四紀地震活動,地理評,V. 46, p. 295~322.
- 23) Wallace, R. E. (1977): Profiles and ages of yong fault scarps, north-central Nevada. Bull. Geol. Soc. Am., V. 88, p. 1267~1281.
- 24) Wallace, R. E. (1980): Degradation of the Hebgen Lake fault scarps of 1959. Geology, V. 8, p. 225~ 229.

(昭和55年7月20日受理)