

第3章 活断層・活構造

地震は断層の活動によって発生する。震源の断層が地下の浅いところであれば断層は地表に現れる。地域のテクトニクスが変わらなければ、一つの断層は同じ向きの運動を繰り返す。新しい地質時代に活動し、将来も活動して地震を発生すると考えられる断層が活断層である。

日本の活断層は1980年代始めまでにほぼ発見の時代を終え、その成果がリストとしてまとめられた(活断層研究会, 1980)。

関東平野では、山地に近い周辺部を除いて活断層が少ない(図3-1)。このことは、この地域の地震活動の高さから考えても、基盤岩の表面に達する活動的な断層が少ないことを必ずしも意味するのではなく、厚い被覆層に被われていることと、土地の人工改変が著しいことのために、基盤岩露出地域ならば活断層として認められるような断層が地表で発見されにくいためと解される。

1980年代は、全国の重要な活断層についてトレンチ調査などによってその活動史を明らかにする研究が行われ、内陸の活断層の再来周期は、活動性の高いものでも1000年程度であり、多くの活動層ではもっと長いことが明らかにされつつある。しかし、この間首都圏で行われた活断層の研究はきわめて少ない。このことの本理由は、首都圏が人口稠密地で調査の実施が困難であるという社会的制約である。首都圏での調査の数は少なかったが、本章に示すように、重要な知見が得られた。

伊勢原断層・立川断層は元慶2年(878年)の大地震の震源断層の候補とされていた。両断層のボーリングや発掘等による調査により以下のことが分かった。元慶2年の地震の震源断層は伊勢原断層であり、この断層のその前の活動の時期は6500年BPより古い。立川断層の最近の活動は1500年BP程度であり、再来周期は5000年程度である。したがって、断層が周期的に繰り返し活動するとすれば、両断層とも当分地震を発生しない、などである。

また、東京湾内の音波探査によって発見された東京湾北部断層は、先新第三系基盤を垂直に420m変位させているが、新第三紀層中では上位ほど変位量は小さくなり、第四紀上部層中では変位は確認されていない。しかし、音波探査の分解能以下の小さい変位はあっても分からないし、未固結堆積物中では変位地形が分かりにくく、かつ保存されにくいであろう。新しい地層の変位の有無を調べる必要がある。

立川断層で見られるように、基盤岩上の被覆層が厚ければ、断層崖にあたる地形は変位した面をつなぐ緩斜面となるであろう。さらに、伊勢原断層・立川断層のように最近活動した断層でも沖積面の変位は分かりにくく、最も新しい活動が沖積層の堆積面の形成以前である場合には、沖積層分布地では断層地形は見えない。

以上のことは厚い堆積層が発達する関東平野中央部、とくに沖積層分布地では再来周期の長い活断層は発見しにくいことを示している。

荒川断層、綾瀬川断層や東京湾北岸付近の断層などが活動すれば、首都圏地域にきわめて大

きい被害をもたらすであろう。沖積層分布地では活断層の正確な位置も分かっていない。安政2年(1855年)の江戸地震(M 6.9)や明治27年(1894年)の東京地震(M 7.0)は、東京直下の活断層の活動による可能性があることは、すでに前報告〔地域部会報告(第二巻),1980〕に指摘されている。今後早急に行うべきことは、調査の実施に際しての社会的困難を克服して、これらの重要な活断層について各種の物理探査や、ボーリング・トレンチ調査などを実施し、活断層の実態を具体的に明らかにすることである。

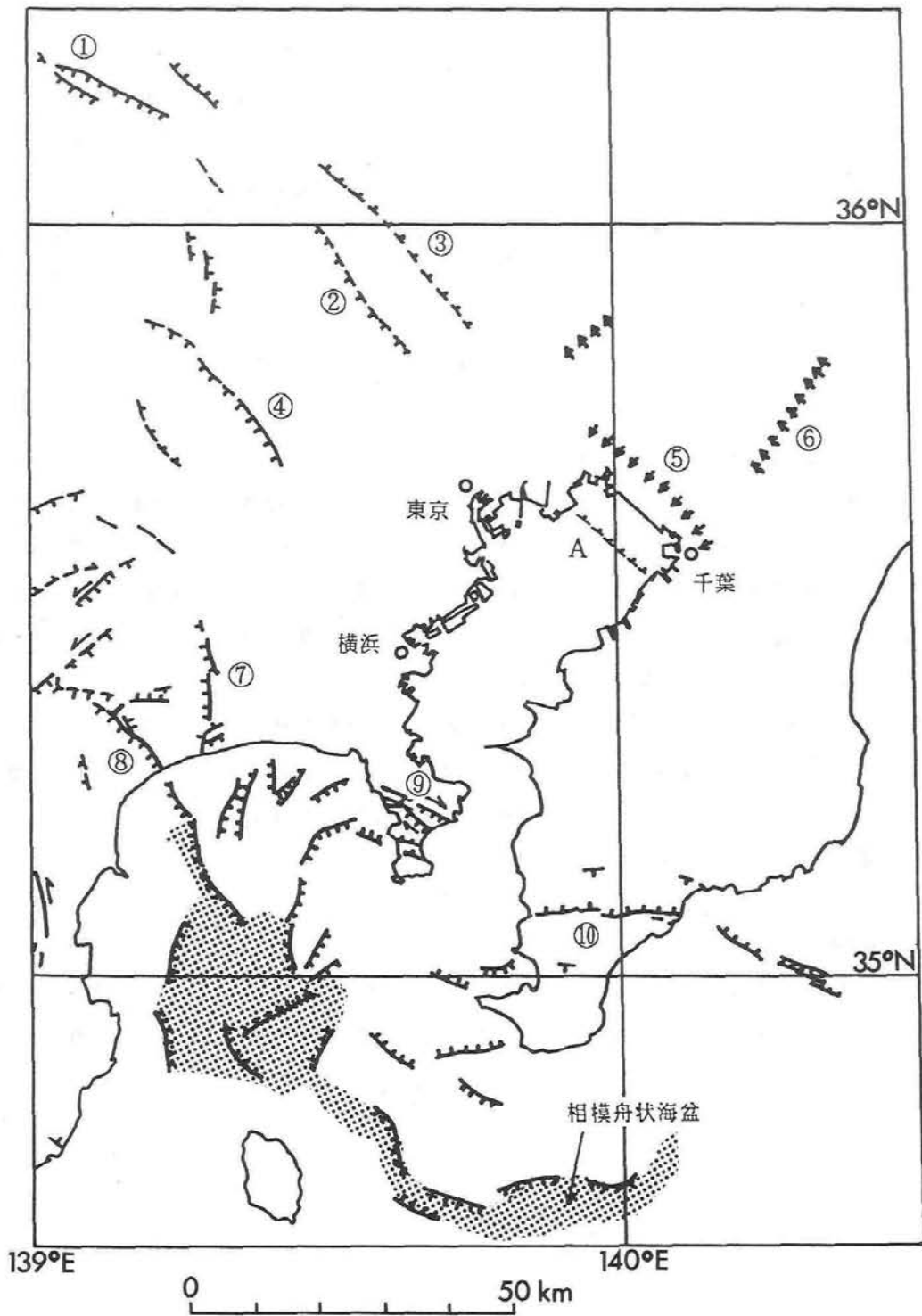


図 3 - 1 首都及び周辺海域の主な活断層。
陸域と海域とでは活断層の採録の基準が異なる。

陸域の活断層

50 万分の 1 活構造図「東京」（地質調査所，1982）を簡略化

番号	断層名	端点		深さ (km)	走向 (°)	傾斜 (°)	長さ (km)	活動度
		(°N)	(°E)					
①	檜挽断層	36.22	139.04	0	120 (N60W)	80 SW	20	
②	荒川断層	36.00	139.49	0	140 (N40W)	80 SW	25	
③	綾瀬川断層	36.09	139.49	0	135 (N45W)	80 NE	35	
④	立川断層	35.82	139.29	0	135 (N45W)	80 SW	20	
⑤	(習志野隆起帯南翼)	35.72	139.90	5	135 (N45W)	80 SW	25	
⑥	(八街隆起帯北翼)	35.81	140.36	5	45 (N45E)	80 NW	20	
⑦	伊勢原断層	35.48	139.29	0	180 (N-S)	80 W	20	一部 A
⑧	国府津-松田断層	35.36	139.11	0	140 (N40W)	30 NE	20 ¹⁾	A
⑨	三浦半島の断層群	35.20	139.75	0	295 (N65W)	90 (SW)	20	A
⑩	鴨川地溝帯南限断層群	35.08	140.16	0	270 (E-W)	80 N	35	

端点：より明確な端点の位置，両端点の明瞭さが同等な場合は東京に遠い端点の位置。

深さ：活断層は 0 km，活撓曲は 5 km とした。

傾斜：横ずれ断層は 90°，低角逆断層は 30°，縦ずれ断層は 80° とした。

活動度：平均変位速度：A は 1 m / 1000 年以上。記してないものは B (1 - 0.1 m / 1000 年) と考えられているが，正確に知られていないものが多い。

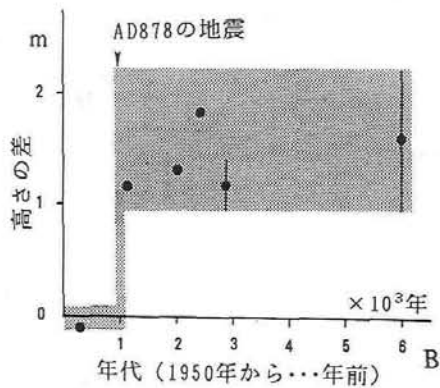
¹⁾ 陸上部の長さに 5 km 追加。

海域の活断層

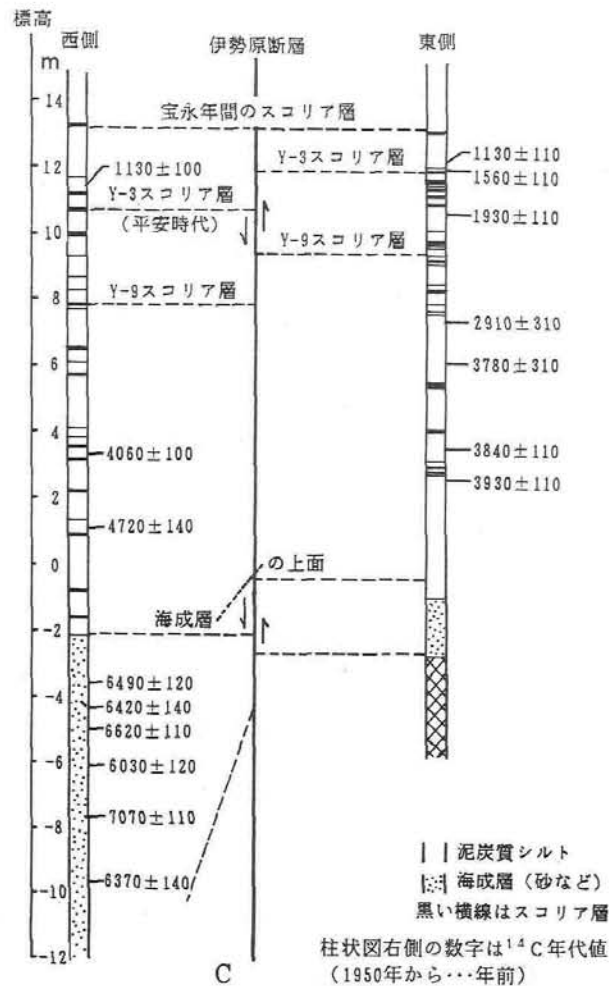
海底地形および音波探査記録から判明したもので顕著なものを示す。海上保安庁水路部による。A は音波探査によって発見された東京湾北部断層を示す (図 3-3 参照)。



A



B



C

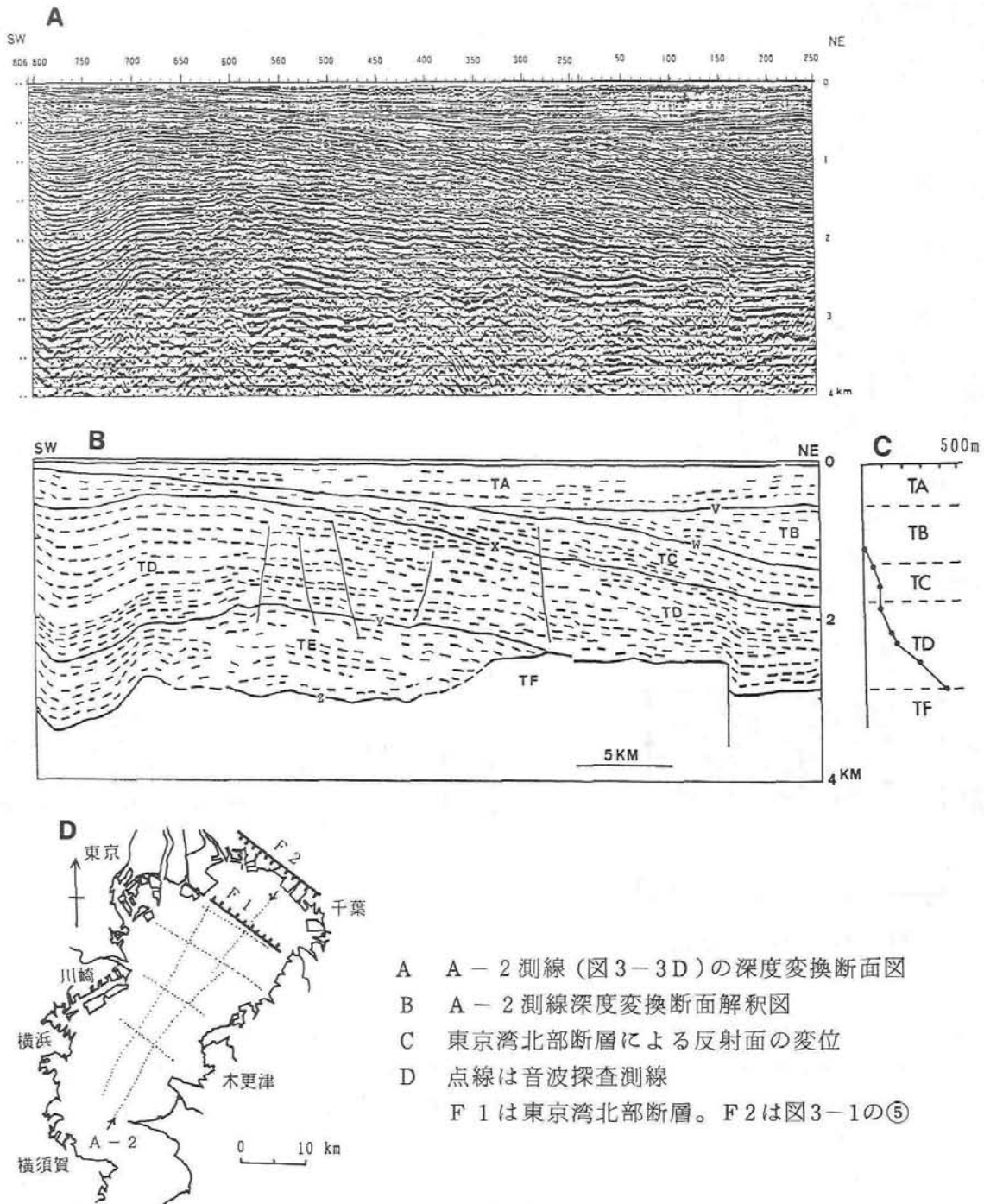
|| 泥炭質シルト
 [] 海成層 (砂など)
 黒い横線はスコリア層
 柱状図右側の数字は¹⁴C年代値 (1950年から…年前)

図3-2 伊勢原断層と元慶2年 (A.D. 878) 相模-武蔵地震。

- A 伊勢原断層。丹沢山地南東縁の、南北方向、東上りのB級活断層
- B 断層の東西両側の地層 (図の矢印の地点)。計4本のボーリング試料について、¹⁴C年代測定や各種の化石などが検討された。
- C 断層の両側での同じ地層の高さ (深さ) の差と年代との関係。延暦・貞観 (A.D. 800-870) のスコリア層の堆積後、宝永スコリア層 (A.D. 1707) 堆積前に標高差 1.5 m が生じた。この標高差と 6500 年前の海成層上限の標高差が同じなので、その間に変位の増加 (大地震) はなかった。

以上により次のことが判明した (松田時彦ほか, 1988)。

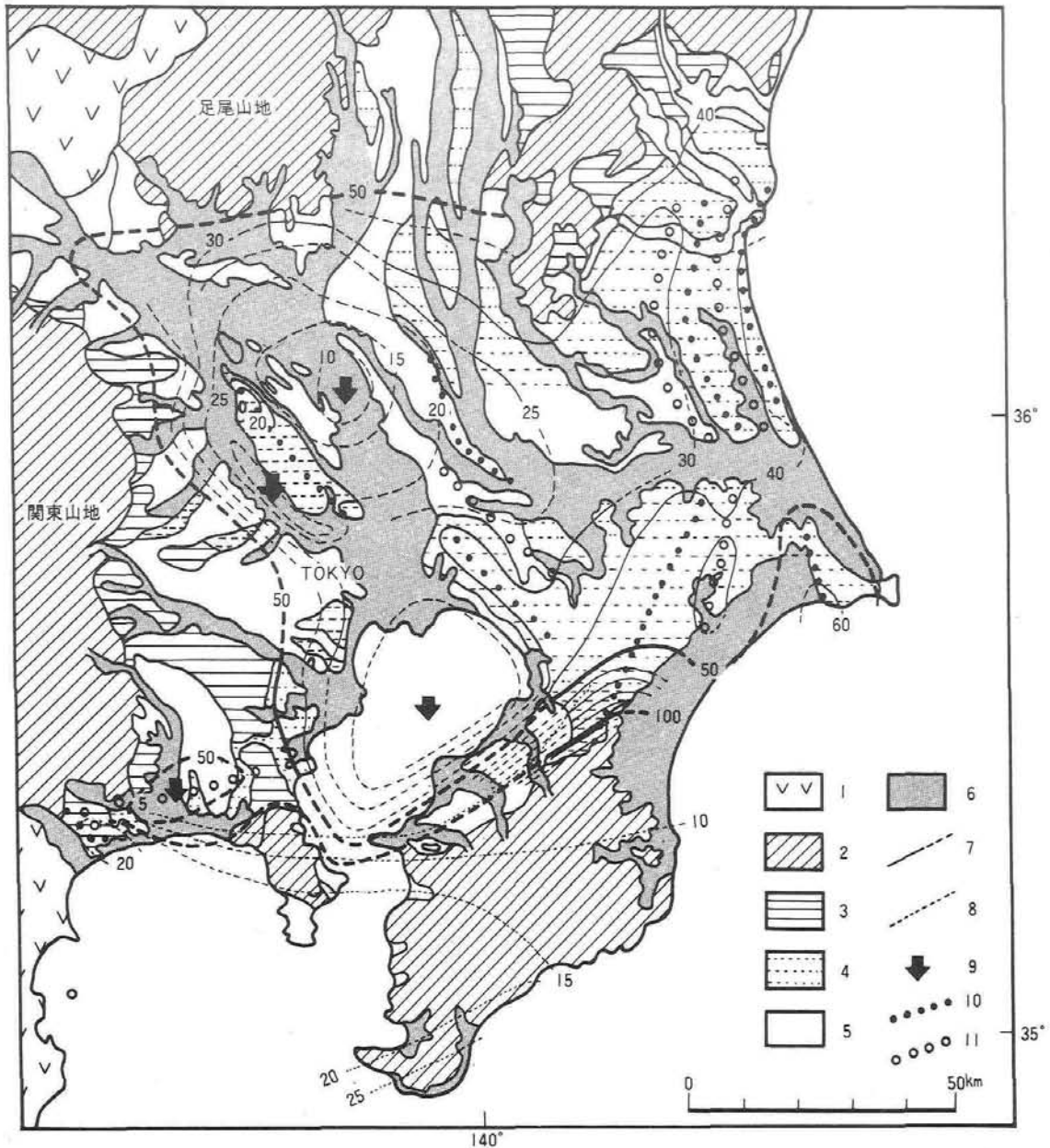
1. 元慶2年 (A.D. 878) 相模-武蔵地震の震源は伊勢原断層である。
2. この時の伊勢原断層の上下変位量は 1.5 (± 0.3) m (東側隆起) であった。これによる推定地震規模は、M ≥ 7 である。
3. 元慶2年地震の一つまえの、同規模の大地震は 6500 年以前である。すなわち伊勢原断層の活動間隔は 5000 年以上。



- A A - 2 測線 (図 3 - 3 D) の深度変換断面図
- B A - 2 測線深度変換断面解釈図
- C 東京湾北部断層による反射面の変位
- D 点線は音波探査測線
- F 1 は東京湾北部断層。F 2 は図 3 - 1 の ⑤

図 3 - 3 音波探査によって発見された東京湾北部断層。

東京湾北部断層は 1982 - 1983 年に実施されたマルチチャンネル反射法音波探査によって発見された (図 3 - 3 B · 3 - 3 D の F 1 : 加藤, 1984 · 1988)。この断層は先新第三系基盤を鉛直方向に 420 m 変位させ、その南東方への延長は陸上部の重力調査でも確認されている (萩原, 1988)。この断層の変位量は中新世の地層から上位に向かって小さくなり、第四紀上部の地層には影響がみられない (図 3 - 3 C)。



1. 火山, 2. 山地, 3. 丘陵, 4. S面段丘, 5. M面とTo面段丘, 6. 沖積低地, 7. S面の等高線(m)(貝塚, 1974による) 8. 沖積段丘最高汀線高度(m)(米倉, 1975による), 9. 沈降の中心, 10. 隆起軸, 11. 沈降軸

図3-4 首都圏における活曲動・活褶曲の分布

図中下向きの矢印(9)はS面(下末吉面)の標高からみた更新世後期以降の沈降の中心。平均傾動速度の大きい隆起帯, 沈降帯は活断層を伴う。活褶曲で地表の活断層を伴わないものも, 基盤岩中では断層によって変位している可能性がある。