

日本における活断層

—地震災害、調査法および長期評価—

越 谷 信^{※)}

1. はじめに

日本列島周辺では数多くの地震が発生する。活断層は内陸の深さ十数kmの浅いところに震源をもつため、マグニチュード7クラスの地震であっても、大きな被害に結びつくことがある。1995年1月17日の兵庫県南部地震（震源の深さ16km、M7.3）は大都市の直下で起きたため、阪神淡路地域に甚大な被害をもたらした。2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震（M9.0）は沈み込む太平洋プレートと陸側プレートの境界で発生した巨大地震であるが、これに誘発されるように内陸浅部で地震が発生した。3月12日には長野県北部で最大震度6強の地震（深さ8km、M6.7）が発生し、4月11日は福島県浜通で最大震度6弱の地震（深さ6km、M7.0）が発生した。後者の地震により福島県いわき市内には地表地震断層が出現し、上下変位は約0.8～1.8mに達した¹⁾。

本論文では、日本において過去に発生した7世紀以降

の主要な被害地震について概観し、活断層の調査法および長期的な評価方法について事例を交えて紹介し、活断層研究の現状の一端について報告する。

2. 活断層による被害地震

日本には数多くの活断層が知られているが、それら分布は必ずしも一様ではない。すでに紹介したように²⁾、活断層の密度の最も高いのは、中部地方から近畿地方北部にかけての地域であり、伊豆半島周辺や九州中部の火山地域にも多くの活断層が発達する。これに対して、北海道北部、北上山地－阿武隈山地－関東平野にかけての地域および赤石山脈－紀伊山地－四国山地－九州山地にかけての地域は、活断層の発達密度が低い。島崎・松田³⁾は明治時代以降のM6.5以上の内陸被害地震の3分の2が活断層の多い地域（国土地理院発行5万分の1地形図内に活断層が述べ10km以上存在する地域）で発生したと報告している。

表1に活断層による主な被害地震を、図1に被害地震

表1 歴史時代における活断層による主な被害地震

番号	断層名称	被害地震時期・名称	M	被害
1	屈斜路地震断層	1938年屈斜路湖地震	6.1	死者1人、家屋倒壊5棟。
2	津軽山地西縁断層帯北部	1766年津軽の地震	7 1/4	弘前領内で圧死者1027人、焼死者308人、家屋倒壊6940棟、同焼失252棟。
3	能代断層帯	1694年能代地震	7.0	米代川下流で被害。死者394人、家屋倒壊1273棟、家屋焼失589棟。
4	琴川断層	1939年男鹿地震	6.8	男鹿半島の頸部に被害。死者27人、住家全壊479棟。
5	横手盆地東縁断層帯北部・真屋山地東縁断層帯北部	1896年陸羽地震	7.2	秋田県仙北郡・平鹿郡、岩手県西和賀郡・稗貫郡で被害。死者209人、家屋全壊5792棟。
6	庄内平野東縁断層帯北部	1894年庄内地震	7.0	山形県酒田付近を中心に被害。死者726人、住家全壊3858棟、家屋焼失2148棟。
7	会津盆地西縁断層帯	1611年会津地震	6.9	福島県会津地方で被害。山崩れ、人家倒壊多数、死者3700人余、山崎新湖を生ずる。
8	北伊豆断層帯	1930年北伊豆地震	7.3	死者272人、住家全壊2165棟、同焼失75棟。
9	根木の田断層	1978伊豆大島近海地震	7.0	静岡県で持越鉢山の鉢渚堆積場の堰堤損壊。死者25人、住家全壊96棟。

※) 正会員 岩手大学工学部社会環境工学科・准教授 理学博士

番号	断層名称	被害地震時期・名称	M	被害
10	石廊崎断層	1974年伊豆半島沖地震	6.9	静岡県伊豆半島南端で被害、死者30人、家屋全壊134棟、同焼失5棟
11	六日町断層帯北部	2004年新潟県中越地震	6.8	新潟県川口町で震度7、死者68人、家屋全壊3175棟
12	長野盆地西縁断層帯	1847年善光寺地震	7.4	信濃北部から越後西部で被害、松代領で死者2695人、家屋全壊9550棟、飯山領では死者586人、全壊家屋1977棟、善光寺領では死者2486人、家屋全壊2285棟、同焼失2094棟、飛騨保木脇村で山崩れ、圧死者数十人、住家埋没2棟
13	跡津川断層帯	1858年飛越地震(飛騨地震)	7.0~7.1	飛騨北部・越中で被害大、岐阜県飛騨で死者203人、家屋全壊319棟、富山県側では常願寺川の上流がせき止められ、後に決壊して、死者140人、家屋倒壊及び同流失1612棟、大山町で山崩れにより死者36人
14	阿寺断層帯主部南部	1586年天正地震	7.8	岐阜県側では白川谷で山崩れ、城、住家倒壊300棟余、圧死者多数、大垣で家屋倒壊多数、富山県側では高岡市南西部の木船城が崩壊し、圧死者多数、滋賀県側では近江長浜で被害
15	福井平野東縁断層帯西部	1948年福井地震	7.1	福井平野及びその付近で被害、死者3769人、家屋全壊36184棟、同焼失3851棟
16	濃尾断層帯(温見(ぬくみ)断層・根尾谷断層・梅原断層)	1891年濃尾地震	8.0	岐阜県美濃で被害大、愛知県・大阪府、福井県・滋賀県・三重県・奈良県・静岡県・富山県・石川県で被害、死者7273人、建物全壊14万棟余
17	深溝断層	1945年三河地震	6.8	死者2306人、住家全壊7221棟
18	琵琶湖西岸断層帯南部	1185年近江・山城・大和の地震	7.4	寺社・家屋倒壊多く、死者多数、琵琶湖の湖水減少
19	木津川断層帯	1854年伊賀上野地震	7 1/4	三重県伊賀上野付近で死者約600人、家屋全壊2000棟余、周辺でも被害あり、奈良県奈良で死者280人、全壊家屋700~800棟、周辺に被害あり、全体で死者約1500人以上
20	山田断層・郷村断層	1927年北丹後地震	7.3	京都府北部で甚大な被害、被害は兵庫県・福井県・岡山市・鳥取県・徳島県・三重県・香川県・大阪府に及ぶ、死者2925人、家屋全壊12584棟、同焼失8287棟
21	有馬-高槻断層帯	1596年慶長伏見地震	7 1/2	京都府では三条から伏見の間で被害が最も大きく、死者、家屋倒壊多数、伏見城では、天守の大破などにより、圧死者約600人、大阪府では堺で死者600人余、被害は滋賀県・奈良県・兵庫県に及ぶ
22	六甲・淡路島断層帯主部	1995年兵庫県南部地震	7.3	阪神・淡路大震災、淡路島の一部・神戸市・芦屋市・西宮市・宝塚市にかけて震度7の地域、死者6434人、行方不明3人、住家全壊104906棟、全半焼7132棟
23	山崎断層帯主部北西部	868年播磨・山城の地震	7.1	兵庫県では播磨諸郡で家屋全壊多数
24	田結(たい)断層	1925年但馬地震	6.8	兵庫県北部を中心に被害、死者428人、住家全壊1295棟、同焼失2180棟
25	吉岡断層・鹿野断層	1943年鳥取地震	7.2	鳥取県鳥取市を中心に被害大きく、死者1083人、家屋全壊7485棟
26	警固(けご)断層帯北西部	2005年福岡県西方沖の地震	7.0	死者1人、家屋全壊144棟
27	水縄(みのう)断層帯	679年筑紫地震	6.5~7.5	福岡県では家屋倒壊多く、幅2丈、長さ3千余丈の地割れが生じた
28	別府湾-日生出(ひじう)断層帯東部	1596年慶長豊後地震	7.0	大分県で山崩れあり、別府湾沿岸で強い揺れ及び津波による被害大、死者708人
29	日奈久断層帯(八代海区間)	744年肥後の地震?(約1700年前~900年前)	7.0	八代、天草、葦北の3郡で官舎ならびに田290町(約290ha)、民家470余区、人1520余口水をかぶり漂没、山崩れ280余、圧死40余

をもたらした活断層を示す。これらの図表作成のための資料は、平成25年理科年表、地震調査推進本部編⁴⁾および宇佐美⁵⁾である。表1および図1に示した活断層は断層の位置が明らかにされているもののみ掲載した。表1の中から代表的な地震の例を以下に述べる。

2. 1 1891年濃尾地震

岐阜県南部の濃尾断層帯を震源域として発生した地震で、マグニチュードは8.0で、活断層による地震では我が国最大級のもののひとつである。岐阜県、愛知県および滋賀県東部の広い範囲で震度6とされ⁶⁾、震源域近

くでは震度7相当であったとされている⁴⁾。被害は死者7273人、全壊家屋14万棟以上である(平成25年理科年表による)。濃尾断層帯では北西-南東方向に約80kmにわたって断層運動によるずれが地表に生じた。このときの上下方向のずれは最大約6m、水平方向のずれは左横ずれで最大約8mであった。この地震を契機として、文部省に震災予防調査会が発足し、1923年の関東地震(M7.9、関東大震災)後に東京大学地震研究所が創設されるまで、地震の調査研究の中心的役割を果たした。

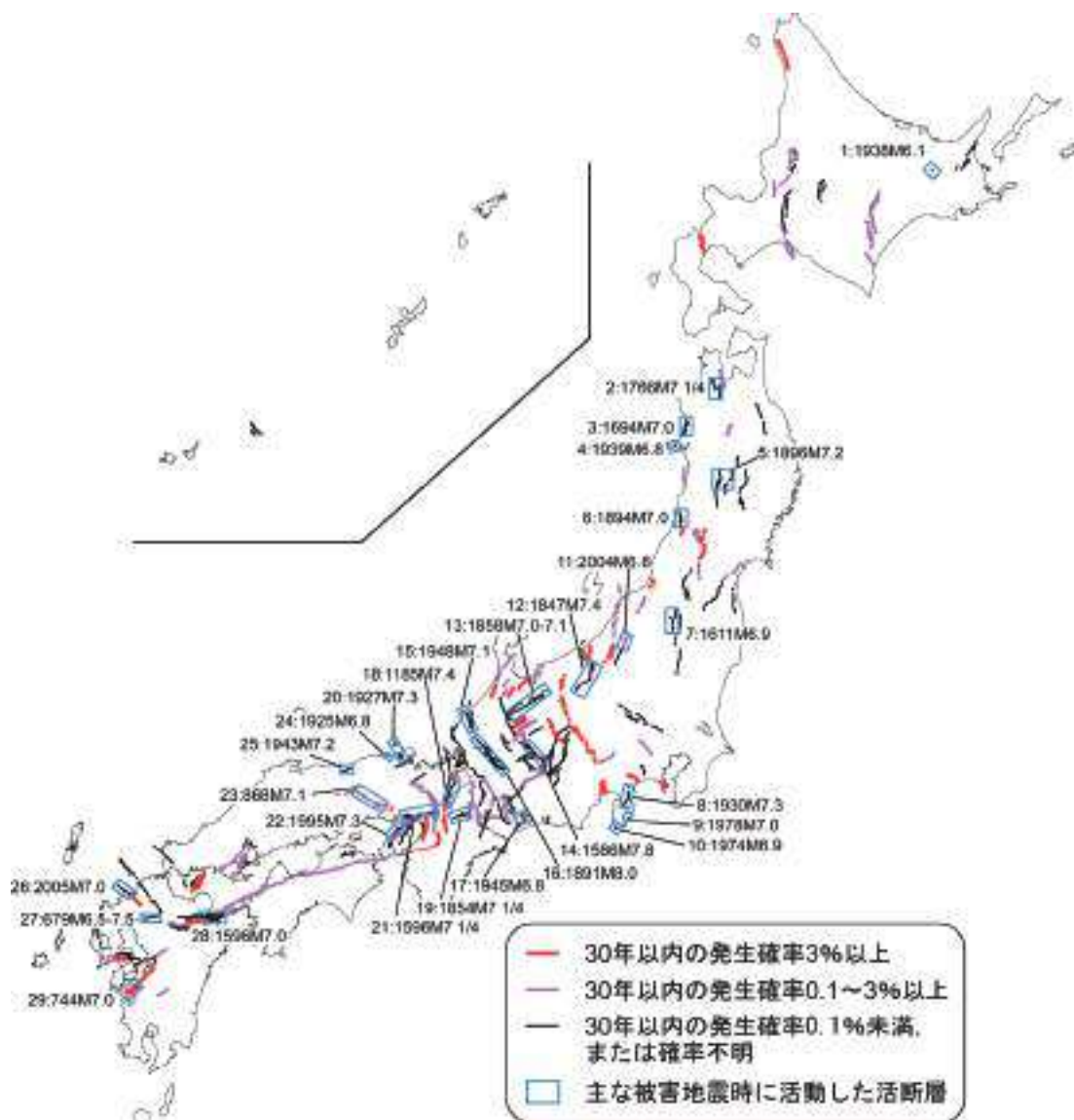


図1 歴史時代の主な被害地震を起こした活断層と地震調査研究推進本部による活断層の長期評価

2.2 1948年福井地震

福井平野の中～東部の福井平野東縁断層帯を震源域として発生した地震で、福井市で震度6を観測した⁴⁾。被害は福井平野とその周辺部に集中し、全壊率が100%に達する集落も少なかった。死者3769人、全壊家屋は36000棟以上である。地震後の精密測量の結果、福井平野東部に東側が最大約0.7m隆起する成分をもち、最大約2mの左横ずれ断層が見いだされた⁵⁾。この地震で

は家屋の倒壊がきわめて大きかったため、これを契機に気象庁震度階級に震度7が追加された。

2.3 1995年兵庫県南部地震

兵庫県南部阪神地域から淡路島にかけて連続する六甲・淡路島断層帯を震源域として発生した地震で、この地震により淡路島北部から神戸市、芦屋市、西宮市を経て宝塚市にかけての带状地域で震度7となった。多くの木造家屋、コンクリート造の建物、高速道路、鉄道線路

などが崩壊し、死者・行方不明者6437人、住家全壊104906棟と甚大な被害が発生した⁴⁾。この地震に伴い、淡路島の野島断層に沿って地表変位が生じ、断層の南東側が北西側に対し最大1.2m隆起し、最大2.5mの右横ずれ変位が観測された。この地震を契機として、1995年6月に地震対策特別措置法が公布され、同年7月に地震調査研究推進本部が発足し、活断層による地震や海域での地震の長期評価などを発表し、行政施策に直結する地震に関する調査研究を政府として一元的に推進している。

3. 活断層の調査

活断層の調査は、位置や連続性、ずれの向き、発生する地震の規模および発生の時期を明らかにするために行われる。ここでは、代表的な調査法である地形判読、トレンチ調査、反射法物理探査および重力調査について説明する。地形判読やトレンチ調査は活断層により表層部に生起された現象を明らかにしようとするのに対し、深さ数百mから場合によっては十数kmの深層部にみられる構造を明らかにするのが反射法地震探査や重力調査の目的である。したがって、後者の調査法は原因となる震源断層の構造の解明が主目的になる。

3.1 地形判読

活断層は、それが繰り返し活動した結果蓄積される地形や地層の変位により認定される。前報²⁾で述べたように、陸域での活断層による浅い地震は、深さ20km以下で発生し、マグニチュード7程度を越える場合には地表地震断層を生じ、直接地形に変位を与える。陸域で発生する浅い地震の発生間隔は、おおそ1000年またはそれ以上であるが⁴⁾、十万年～数十万年にわたって繰り返し活動し地形に変位が蓄積されていく割合が、侵食などの変位を消失させる作用より大きいと特徴的な地形が発達する。これらの地形は通常、空中写真等を用いて判読される。

断層が作る地形には、断層の変位の蓄積などによる断層活動を直接の原因としてつくられる地形と、地質時代に活動し、現在はすでに活動を停止した断層が侵食作用によって起伏として現れた地形がある。前者は変動地形 (tectonic topography) の一種で、断層変位地形 (tectonic fault topography) または活断層地形といい、後

者は侵食地形 (erosional topography) に含まれ、断層組織地形 (fault structural topography) という。後者の例として、断層崖線がある。その形成過程は以下の通りである。正断層などの縦ずれ断層活動により地表に崖地形が形成され、その後断層は活動を停止し、起伏ある地形が一度平坦化される。この断層を境に侵食に対する抵抗力の異なる地層が接しているとき、侵食されやすい地層が削剥され、断層に沿った起伏が生じる。断層線谷も後者の例である。

断層変位地形は、崖地形 (変動崖)、凹地形 (変動凹地)、凸地形 (変動凸地) および横ずれ地形に大別される^{7), 8)}。

崖地形には、断層崖、撓曲崖 (とうきょくがい)、三角末端面などがある。断層崖は、断層により地表面が切断され、上下方向に変位が生じて形成された崖地形 (図2) で、変位の蓄積により比高の大きい崖地形を作ることがある。高角度の断層や逆断層の場合には、形成後、断層崖頂部での侵食作用や崖麓部での堆積作用により地形の改変を受ける。段丘面や緩斜面などの平坦面を切断する、比高が数十m以下の崖地形を低断層崖といい、規模の割に比較的明瞭であるため、活断層認定に役立つ。撓曲崖は断層により地表面が切断されることなく、上下方向の変位により撓み (たわみ) が生じた斜面のことである。三角末端面は、断層線沿いに連続してみられ、山脚 (尾根) 末端にみられる三角形の急崖のことで、断層崖である場合もあるが、河川などの侵食作用によっても同様の地形がみられることがあるので注意が必要である。

凹地形には、地溝 (graben)、断層谷、断層鞍部など

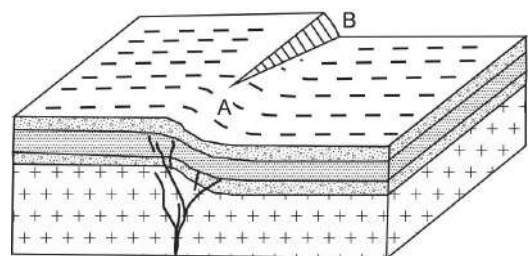


図2 断層崖および撓曲崖の模式図
(活断層研究会編⁷⁾より作成)
A: 撓曲崖、B: 断層崖 (低断層崖)

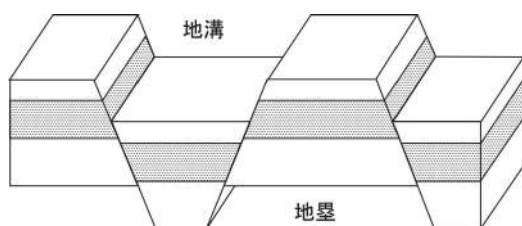


図3 両側を正断層で限られた地溝と地壘の模式図

がある。地溝とは、両側を断層で区切られた細長い凹地で（図3）、両側の断層は正断層であることも、逆断層であることもある。図3は正断層の場合を示している。東アフリカ大地溝やライン地溝は両側の断層が正断層である。近江、京都や奈良盆地は両側を逆断層で挟まれた地溝である。断層谷は、断層変位の直接的な結果生じた谷である。直線状または緩やかな弧状を呈し、谷の中の低い分水界を隔てて長く連続する。断層鞍部は、断層線が尾根を横切るところで、鞍部が一行にいくつも並び、その下方側に小丘がみられるような地形で、かつてケルンコル（kern col）といわれた。

凸地形には、地壘（horst）、ふくらみ（膨隆丘、bulge）、圧縮尾根（pressure ridge）などがある。地壘は両側を断層で限られた細長い隆起地で（図3）、それが山地を形成している場合は地壘山地といわれる。本州中部から近畿地方にかけての南北方向の木曾、養老、鈴鹿、金剛、比良、比叡などの山脈は両側を逆断層で限られた地壘山地である。木曾山脈の地形と活断層の関係を図4に示す。ふくらみは断層線近くの土地があるところを中心に周囲から膨らんだ小丘で、活断層線の湾曲部や逆断層の上盤側に形成されやすい。圧縮尾根は、断層線に沿って両側から圧縮あるいははしぼり上げられて生じた細長い凸地形のことである。

横ずれ断層地形には、横ずれ尾根、横ずれ谷、閉塞丘、截頭谷などがある。横ずれ尾根や横ずれ谷は断層線を境に系統的に屈曲した尾根や谷筋である。図5に京都府亀山市にある猪倉断層の左横ずれ断層運動による横ずれ谷の例を示す。図5において、破線で示す谷筋が断層（太実線）との交差するところで系統的に左横ずれしている。閉塞丘は、横ずれしてきた尾根が谷の出口をふさいでしまった小丘のことである。截頭谷は横ずれのために谷頭



図4 地壘山地としての木曾山脈
（建設省国土地理院編³⁾に基づき作成）

A：逆断層、B：横ずれ断層。

木曾山脈の概形は接峰面図で示してある。

のない谷のことで、下流側に上流に比べ不釣り合いに広い谷地形が発達するという特徴がある。もとの流路の空谷部分は風隙という。

活断層の存在は、専門家が空中写真からその証拠を読み取ることにより認定されることが多いが、断層活動そのものの特徴やその場所の地形的な性質により、活断層の現れ方はさまざまであり、地形からの判断だけでは、それが活断層あるかどうか、はっきりしないことがある。そのような場合には、活断層についてそれが活断層であることの確からしさを、確実度によって示す⁴⁾。活断層

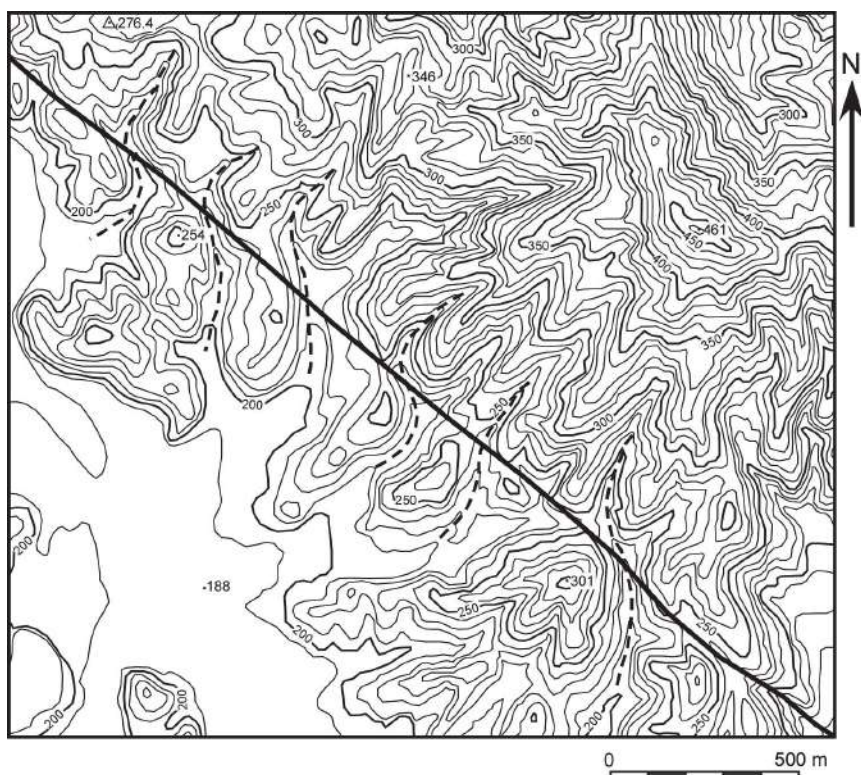


図5 猪倉断層による左横ずれ変位地形断層線の位置は中田・今泉⁹⁾による。

研究会⁷⁾による確実度は認定基準をどの程度満たしているかにより次の3段階に区分される。

確実度Ⅰ：活断層であることが確実なものを指す。具体的には、次のような地形的特徴をもち、断層の位置、変位の向きがともに明確であるものをいう。1) 数本以上にわたる尾根・谷の系統的な横ずれを呈する場合、2) ひと続きであることが確かな地形面を切る崖線がある場合、3) 時代を異にする地形面群を切っている崖線があり、古い地形面ほど変位が大きい(変位の累積が認められる)場合、4) 同一地形面が変形(たわみ・傾斜など)している場合、5) 第四紀層を変位させている断層の露頭がある場合、などである。

確実度Ⅱ：活断層であると推定されるもの、すなわち、位置・変位の向きも推定できるが、確実度Ⅰとできる決定的な資料に欠けるものである。たとえば、1) 2～3本程度の尾根や谷が横ずれを示す場合、2) 断層崖と思われる地形の両側の変位基準地形が時代を異にする場

合、3) 明瞭な基準地形がない(山地など)場合である。

確実度Ⅲ：活断層の可能性はあるが、変位の向きが不明であったり、他の原因、たとえば川や海の侵食による崖、あるいは断層に沿う侵食作用によってリニアメントが形成された疑いの残るものである。

3.2 トレンチ調査

トレンチ調査とは、断層が通っている場所に調査溝(トレンチ)を掘削して、人工的に露頭を作り活断層を直接観察・調査する方法である。この調査では活断層の存否、断層運動の様式、断層運動つまり地震の発生時期と発生間隔および個々の地震に伴うずれの量について検討する。地震の最新発生時期が判明し、順次それ以前の地震の発生時期が究明できれば、発生間隔の規則性について議論できる。図6に過去の断層活動の記録を読む方法について模式的に示した。図6では、堆積作用が盛んな場所で断層運動が上下方向である場合を示している。このような場合には、1回の断層運動の結果は地層の厚

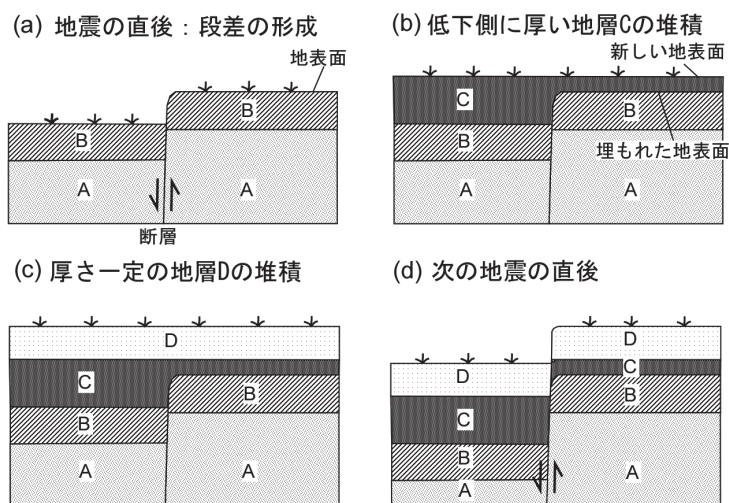


図6 地層の中に保存された断層運動の記録（島崎・松田³⁾に基づき作成）

さの変化として保存される。断層運動（地震）により地表に段差ができ（図6 a）、その直後に地層Cが段差の低い方に厚く堆積する（図6 b）。その後は断層の位置に無関係に同じ厚さの地層Dが堆積し（図6 c）、次の地震により再び段差ができ（図6 d）、以後、(a) から (d) を繰り返され、それぞれの断層運動がそのたびに厚さの異なる地層として保存される。この地震の記録を残した厚さの異なる地層の年代は、埋没した植物編に含まれる放射性炭素同位体を測定する方法や年代が既知の広域火山灰を見いだすことで決定する。このほかにもトレンチ調査で断層運動を示す事例は活断層研究会編⁷⁾に詳し

く記載されている。

3. 3 反射法地震探査

地中を伝播する弾性波は、音響インピーダンス（=密度×弾性波速度）という物性の異なる物質の境界面で屈折・反射する。屈折波はさらに深部の境界面で屈折・反射する。反射法地震探査とは、人工震源または振動源を用いて地中に弾性波を送り込み、層理面のように音響インピーダンスの異なる地層の境界面や断層面のように異なる地質体が接する面で反射した弾性波を、地表に設置した多数の受振器（地震計）で観測し、これらの境界面を反射面として表すことで地下の構造形態を描き出し、

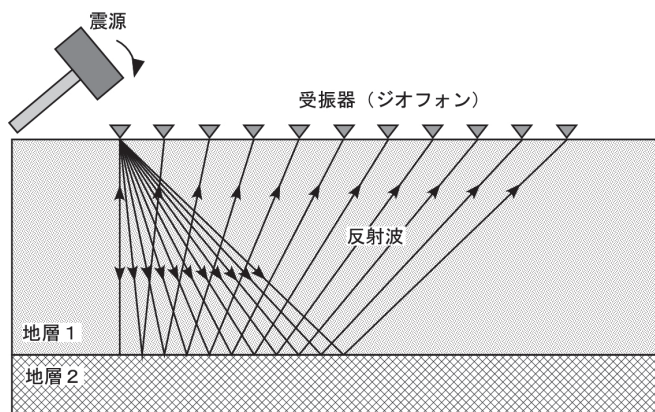


図7 反射法地震探査における震源と受振器の配置と反射波の関係

また構成物質の物性を調べる探査法である。この探査法は主に石油貯留層の探査技術として発達してきたが、近年では地殻構造や活断層の地下構造の解明にも利用されている。

今、簡単のために、水平な地層が2層ある場合を考える。受振器を地表に等間隔に設置し、受振点とほぼ同一地点で震源により弾性波を発生させると、各受振点で地層境界面からの反射波が観察される(図7)。震源を移動し、図7の左端点から右方に向かって順次受振点とほぼ同一地点で発震する。このような操作を繰り返すと、地層境界面上にある同一点からの反射波を繰り返し観測することができる(図8)。つまり、S1で発震した波はこの点で反射し、R1で記録され、S2～S6で発震した波はそれぞれR2～R6で記録される(図8a)。この点を共通反射点(common mid-point; CMP)という。共通反射点からの反射波の記録は、波の経路に差がある

ので、発震点と受振点の距離が遠いものほど反射波の到達時間(走時)に違いが生じる(図8b)。この距離の違いによる走時を補正して(NMO(normal moveout)補正、図8c)、足し合わせることで、地中から伝播してきた微弱な反射波を強調することができる(図8d)。この方法が反射法地震探査の中で中核的な原理で、CMP重合法といわれる。この同一のCMPをもつ反射記録の組をCMPアンサンブルという。図8のように直線上に等間隔で受振点と発震点を同一に設定した場合、CMPの地表での位置は受振点(発震点)とそれらの中点にある。それぞれのCMPアンサンブルごとに重合してその直下の反射波を強調した波形記録を順にならべることで、縦軸に(往復)走時をもつ重合断面を得る。一般的には重合断面に傾斜層に対する補正(マイグレーション処理)を行い、解析の途中で推定された速度構造を基に走時を深度に置き換えて通常の深度断面を得る。

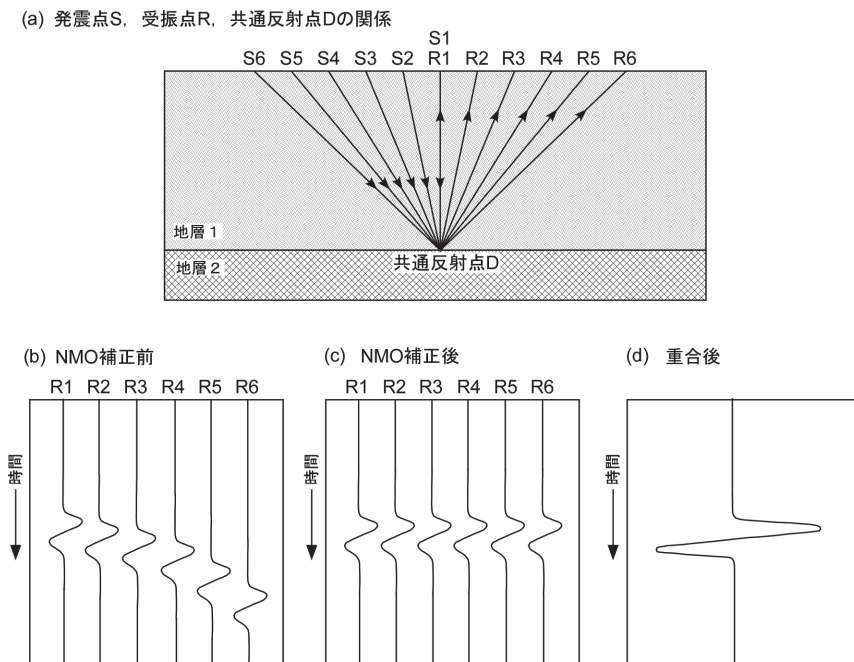


図8 反射法地震探査におけるCMP重合法の概念図
(物理探査学会¹⁰⁾に基づき作成)

- (a) 発震点、受振点および共通反射点CMPの関係
- (b) NMO補正前の波形記録
- (c) NMO補正後の波形記録
- (d) 波形の重合

このようにしてCMP重合法は、水平多層構造だけでなく、傾斜した地層や断層など実際の地質構造にも十分な効果を得ることができる。

この方法は、野外でのデータの取得と計算機によるデータ処理からなる。データの取得には、震源、受振器およびデータ収録装置が必要になる。震源に用いられるのは、陸上では爆薬、インパクト、パイブレーター、板たたきなどがあり、海上ではエアガンなどがある。爆薬は、パルス波を発生させることができ、透過力も大きいという長所があるが、削孔など作業効率が低いなどの短所がある。重錐落下によるインパクトもパルス波を発生できるが、路面損傷をする場合がある。車両重量を振動板にかけて、油圧装置により所定の帯域幅の周波数（数Hz～数百Hz）で数十秒間振動させるパイブレーターは、記録波形の相関関数計算を要するものの、震源波形を制御でき、安全性、作業効率および透過力が高いという利点がある。エアガンは、圧縮空気をチャンバーにつめ、瞬時に水中に放出することにより弾性波を発生させる装置で、船舶に曳航されて使用する。受振器は、陸上ではジオフォンを用い、長さ数cmのスパイクを地表面に突き刺し密着させ、内部の永久磁石の作る磁場内をばねでつるされたコイルが相対的に動くことにより発生

する起電力を利用して地動を検出する。海上では、圧力素子に対する外部圧力による誘導電位を利用して弾性波を検出するハイドロフォンと、複数のハイドロフォンを合成樹脂チューブに格納したストリーマーケーブルを用いる。ハイドロフォンによる受振点間隔が25～50m、受振点数が数個～数百個、ケーブル長が3kmになるものもある。データ収録装置は、受振器でとらえられた弾性波動に対応した電気信号を探査装置でデジタル値に変換し、記録される。陸上探査では、各受振器と収録装置をケーブルでつなぐデジタルテレメトリ方式が一般的であるが、最近ではケーブルで接続していない独立型の収録装置も使われるようになってきた。図9にデジタルテレメトリ方式で得られた記録を示す。発震点から左右にほぼ直線的に広がる振幅の大きい波形が直接波または屈折波で、それよりも遅れて一部は表面波により隠れてしまっているが、上に凸の双曲線状に連なる波形が反射波によるものである。

データ処理の流れの一例を図10に示す。データ処理は、図9のような野外で得られた観測記録、受振点や発震点の測量記録などを編集後、CMPアンサンブルを作成し、振幅の制御、帯域通過フィルタ処理、デコンボリューションなどの波形処理や地表付近の風化層の影響を取り除

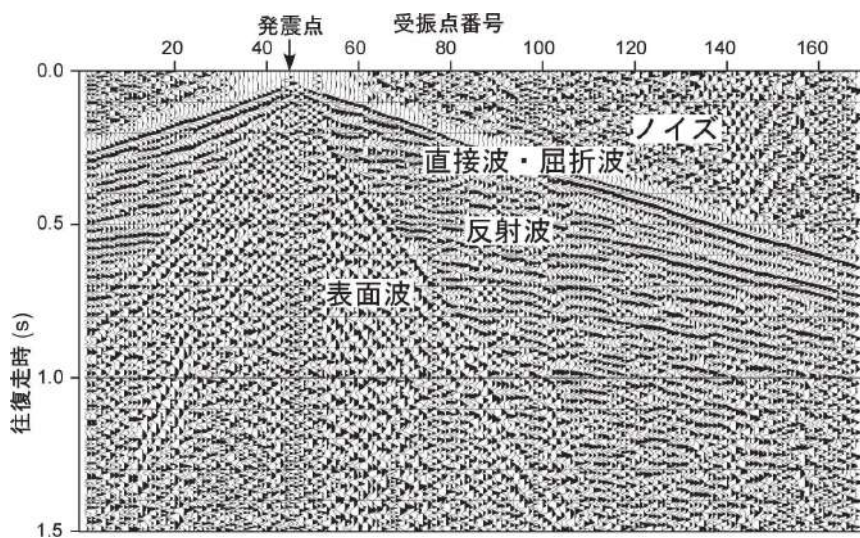


図9 反射法地震探査における原データ
受振点間隔は10mで、受振点総数は168点。

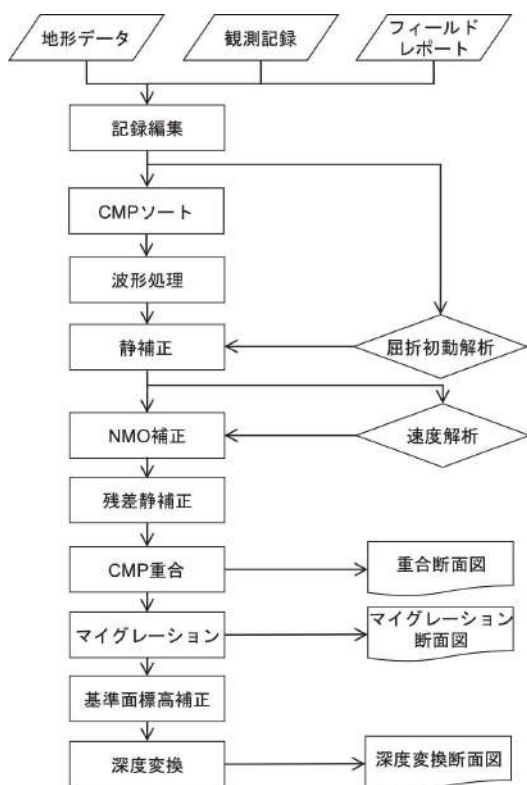


図10 反射法地震探査の処理フローの一例

くための静補正を行った後、速度解析、NMO補正を行い、重合断面を作成する。これらの解析方法については文献^{10)、11)、12)}に詳しい解説がある。

図11は、岩手県花巻市西方の北上低地帯西縁断層帯横森山断層を横切る反射法地震探査による深度断面である。Unit I の地層が西側で東に急傾斜し、中央部で水平に

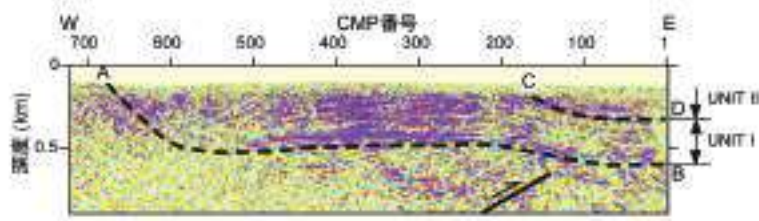
なり、東部で再び東に傾斜するようすを読み取ることができる。東の傾斜帯の上位にはUnit II の地層が重なっている。これらの地層は断層により切断された構造は認められず、断層はこれらの地層の下にあると推定できる。

3.4 重力調査

地球上の物体に作用する重力場は、地球全体との間に働く万有引力と地球自転により生じる遠心力との合力からなる標準的な重力場と地下構造の密度不均質性に起因する擾乱場からなる。後者を重力異常という。標準的な重力(正規重力値)は半径方向以外には密度変化を伴わない回転楕円体のうち、平均的に海水準に最も近い地球楕円体によって与えられる。なお、厳密には、海水準と一致するジオイドという等重力ポテンシャル面は地球楕円体と一致しないが、ジオイドは小振幅の長波長成分の重力効果しかもたないので、重力調査ではこの違いは無視するのがふつうである¹⁴⁾。

ある測定点での重力異常値は、重力観測値から潮汐の影響や測定器の経時的な変化によるドリフト値の補正を行った結果得られる絶対重力値から正規重力値を差し引くことにより得られるが、この中には周囲の地形、高度、大気などの影響が含まれ、地下の密度構造の違いのみが反映されない。重力異常に地下密度分布の異常を反映するよう補正量を加えて得られた重力異常をブーゲー異常(Bouguer anomaly)という。

地下に高密度の鉱床、カルデラ、褶曲および断層などの密度構造の違いがブーゲー異常のさまざまなパターンの違いとなって現れる。図6に異なる密度をもつ2種類の地層が断層によって変位を受けているとき、断層の傾斜がブーゲー異常に及ぼす影響を示す¹⁵⁾。正断層の場合

図11 岩手県花巻市西方、北上低地帯西縁断層帯横森山断層を横切る反射法地震探査による深度断面(越谷ほか¹³⁾に加筆)

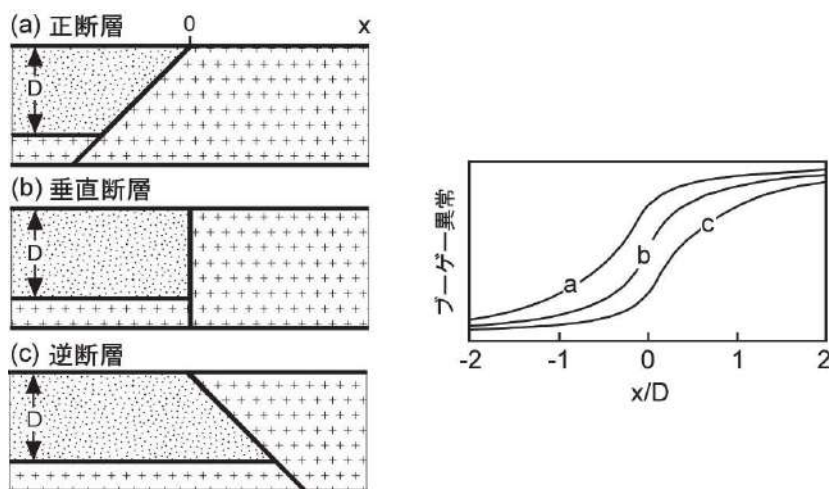


図12 断層の傾斜がブーゲー異常に及ぼす影響 (萩原¹⁵⁾に基づき作成)

(図12a)、断層線 ($x/D=0$) の左側に、垂直断層 (図12b) では断層の真上で、逆断層 (図12c) では断層線の右側に重力水平勾配の大きい部分がある。

ブーゲー異常算出にあたっての補正の概念を図13に示す。図13 (a) において、 g は観測点Pで測定された観測重力値に器械高補正、潮汐補正およびドリフト補正をして得られた絶対重力値である。これに、P点での標準的な地球による重力 (正規重力値) γ を差し引く補正をする。 γ はジオイド上のO点における正規重力値であり、これに測定点の高度の影響を取り除くフリーエア補正をすることでP点での地球の標準的な重力を得ることができる。さらに、 γ には大気の影響を取り除くために大気補正をする。フリーエア補正値を δg_f 、大気補正値を C_A とすると、図13 (b) のフリーエア異常値

$$\Delta g'_0 = g - (\gamma - \delta g_f - C_A)$$

を得る。次に、図13 (c) に示すように、P点周辺の地形による影響を取り除くため、地形補正 δg_t を行う。さらに、厚さ h の標準地層による重力を補正するブーゲー補正 δg_B を行う。このようにして図13 (d) のブーゲー異常値

$$\Delta g_0 = g - (\gamma - \delta g_f - C_A) + \delta g_t + \delta g_B$$

を得る。

図14には筆者らのグループによって、北上低地帯西縁断層帯南昌山断層を横切る測線に沿ってブーゲー異常を計測し、周辺の地質構造や温泉ボーリング資料 (B1 ~ B3) に基づいて推定された地下構造を示す。南昌山断層周辺には、先新第三紀の花崗岩類、変質の著しい安山岩や安山岩質火砕岩類からなる初期中新世東根山層、安山岩や安山岩質火砕岩類からなる中期中新世飯岡層および泥岩やデイサイト質火砕岩類からなる鮮新世志和層が分布する。志和層は、岩相上の特徴から、Sa ~ Sdに細分される。また、測線に隣接して鮮新世安山岩が小丘陵 (城内山) を形成している。南昌山断層は、F1およびF2の2条の断層から構成され、いずれも西傾斜の逆断層である。志和層内に示した破線は同一層準を示し、F2断層の西側では閉じた褶曲構造が発達する。密度構造モデルはこれらの地質構成を反映して、密度の異なる3層、すなわち、第1層は 2.65g/cm^3 、第2層は 2.50g/cm^3 および第3層は 2.10g/cm^3 と仮定した。図8上図は観測から傾向面補正をして得られたブーゲー異常値と下図の密度構造モデルから推定されるブーゲー異常値を比較しており、両者はよく一致している。

図14下図には、地質構造の解釈もつけ加えてある。計測測線には直接安山岩の岩体露出はないが、西端からの距離が3 km付近に密度 2.50g/cm^3 の上面が上方に凸の盛り上がった形状を示し、密度 2.10g/cm^3 層、すな

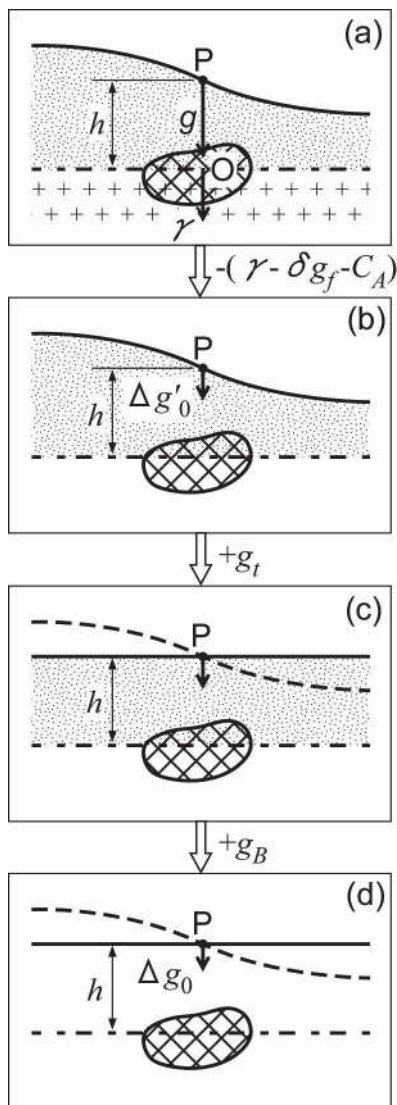


図13 ブーゲー異常の概念

Pは測定点、実線は地表面、一点鎖線はジオイド面（近似的には地球楕円体面）、打点部が標準地層、十字模様は標準的な地球、格子模様が密度異常領域を表す。

わち、志和層最下部Sa層がこの盛り上がりによって深度が変化し、さらにその上位層の厚さも変化する。このことは、志和層が堆積した後に密度 2.50g/cm^3 層の上面の形状が変化したことを示す。密度 2.50g/cm^3 層は岩相上特徴から飯岡層と安山岩岩体を一括したものを表している。飯岡層は志和層堆積以前に形成された地層で

あるので、この盛り上がりは安山岩岩体の貫入によると推定する。したがって、この岩体が断層により隆起した可能性を指摘する報告¹⁶⁾もあるが、重力解析の結果からは断層によって隆起したというのは難しい。

4. 活断層の評価

活断層による地震の発生間隔や将来の地震活動の指標として役立つよう、松田¹⁷⁾により活動度という概念が導入された。活動度は、活断層の過去における活動の活発さの程度を表し、平均変位速度によって表す。平均変位速度Sは、第四紀の基準地形や第四紀層の変位量Dをそれらが形成されてから現在までの時間Tで除すことにより得られる。すなわち、

$$S=D/T$$

である。活動度は、平均変位速度Sにより次のように区分される。

活動度AA級：10m/1000年以上

活動度A級：1 m/1000年以上、10m/1000年未満

活動度B級：0.1 m/1000年以上、1 m/1000年未満

活動度C級：0.01m/1000年以上、0.1 m/1000年未満

なお、活動度AA級の活断層は日本の陸上では知られていない。活断層研究会編⁷⁾では日本全国の活断層地形を網羅的に抽出し、それらのうち多くの活断層の活動度について評価している。

この活断層研究会編⁷⁾に代表される1990年代前半までの成果に基づき、日本における活断層の活動の特徴を松田¹⁸⁾は以下の8項目にまとめている。①活動が間欠的である。北米大陸西部にあるサンアンドレアス断層の一部は地震を起こすことなく、連続的に活動を続けており、クリープ性活断層といわれている。日本にはこのタイプの活断層は知られていない。②ずれの向きが一定である。たとえば、縦ずれ断層であれば、あるときは逆断層の向きに活動し、別のときには正断層の向きに活動することはない。ただし、横ずれ成分が卓越する断層の場合、断層面の屈曲などの影響で場所により縦ずれ成分の向きが異なることがある。③ずれの累積速度が断層ごとに異なる。④1回の活動によるずれの量は最大数mである。⑤断層の活動間隔やずれの量、したがって発生する地震の規模は断層ごとにほぼ決まっている。この考え方

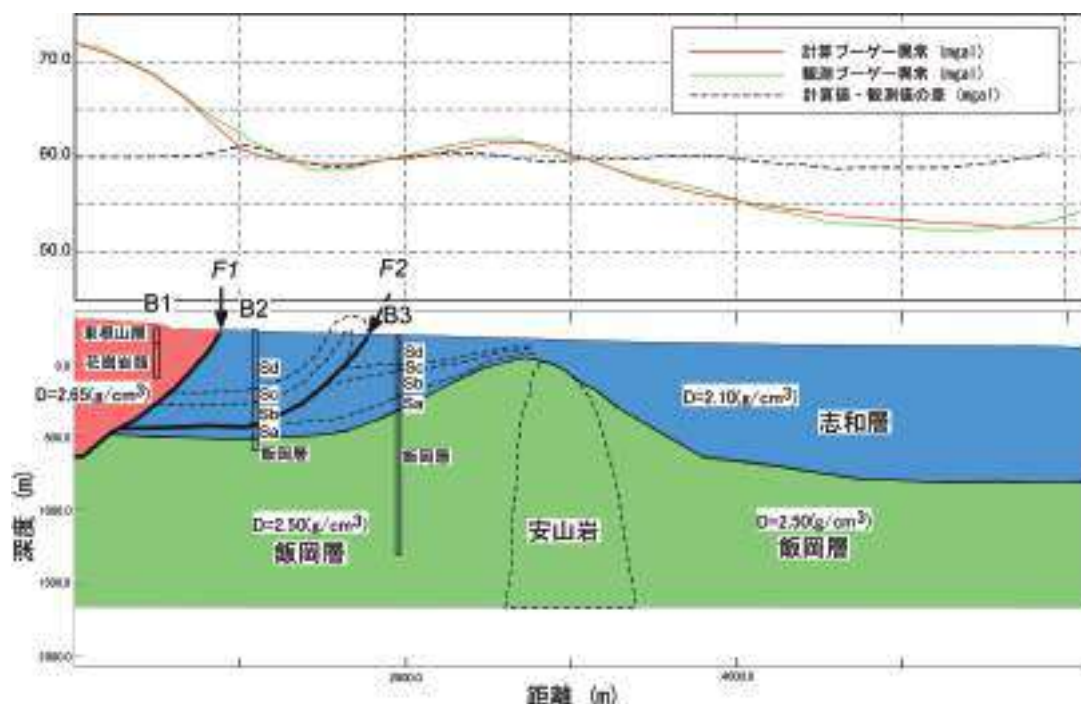


図14 北上低地低地帯西縁断層帯南昌山断層を横切る測線でのプーゲー異常値と地下密度構造断面

を固有地震説という。⑥活動間隔が非常に長い。概略的にいえば、活動度A級の活断層の平均活動間隔は千年から数千年程度、活動度B級のそれは約1万年程度である。⑦断層が長いほど大きな地震を起こす可能性がある。⑧東西圧縮のもとでずれる。このため、多くの地域で南北走向の断層は逆断層、北西－南東走向の断層は左横ずれ断層および北東－南西走向の断層は右横ずれ断層成分が卓越する。これは海のプレートと陸のプレートとの相互作用の結果である。

日本における活断層による地震の将来予測を行うこと、すなわち長期評価を行うには、①位置、形態および活動区間などの発生場所、②断層面の形態およびずれの向きと種類などの地震（ずれ）の特徴、活断層の長さや1回のずれの量などの地震の規模、および③平均的なずれの速度、過去の活動時期および平均活動間隔などの地震の時期や発生確率に関わる情報を把握する必要がある。

これらの諸項目のうち、②の地震の規模を示すマグニチュード、活断層の長さおよび変位量には経験的に次のような関係式が知られている。地震の規模と断層の長さ

の関係は

$$\log L = 0.6M - 2.9$$

という式で表される¹⁷⁾。ここで、 L は1回の地震で活動する断層の長さ (km)、 M はそのときのマグニチュードである。この式によると、20kmの長さの断層が活動するとM7程度の地震が発生し、80kmの長さの断層ではM8程度になる。1回の最大変位量と断層の長さの関係は、

$$D = 0.1L$$

になる¹⁹⁾。ここで、 D は1回の活動に伴う最大変位量 (m) である。

地震調査研究推進本部では、全国の110の主要活断層帯についてこれら諸項目についての評価を行い、ホームページ上で公表している。現時点の地震学では、活断層の活動時期を特定して予知することはできない。そこで、同本部では将来の地震発生時期の予測に地震発生確率を導入して評価している。発生確率の考え方の概要は次の

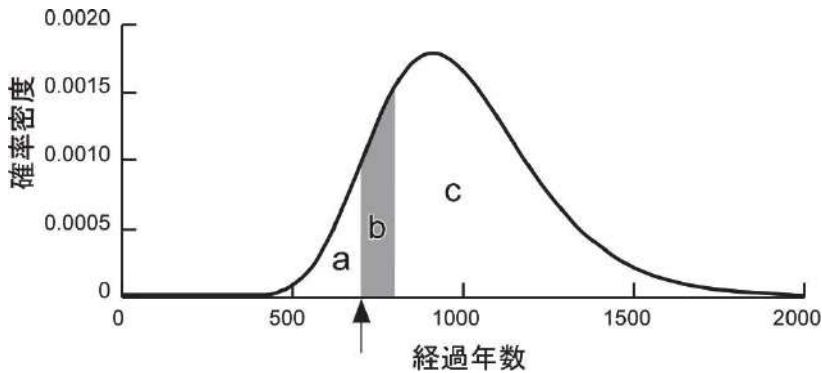


図15 平均地震発生間隔1000年の活断層における最終活動時からの経過年数と確率密度の関係

通りである。地震の発生確率はBPT (Brownian Passage Time) 分布に従うものとし、あらかじめ発生する地震の規模を決めておけば、平均地震発生間隔や最新発生時期がわかれば確率予測ができるという考え方である^{20)、21)、22)、23)}。図15に、平均活動間隔が1000年の仮想的な活断層を考えたときの地震発生確率密度曲線を示す。現在が最後の活動から一定期間経過して図の矢印のところにあったとすると、現在から100年後までに地震の起きる確率 P は、

$$P = b / (b + c)$$

で表される。ここで、 b 、 c はそれぞれ b 、 c の部分の面積を示す。

図1に地震調査研究推進本部により長期評価された主要活断層帯の今後30年間の地震発生確率を示す。大部分の断層帯における確率が数%と小さいのは、平均活動間隔が数千年と長いため、図15の b に相当する面積の割合が小さいためである。30年以内の地震発生確率のうちより高い値が3%を越え、かつ地震の規模がM8.0程度以上の断層は、中部地方にある糸魚川静岡構造線断層帯(牛伏寺断層を含む区間)があげられている。地震発生確率のより高い値が0.1～3%で、M8.0程度の地震が発生すると評価されているのは、中部地方の長岡平野西縁断層帯、養老-桑名-四日市断層帯、四国地方の中央構造線断層帯のいくつかの区間および北海道の十勝平野断層帯である(2014年1月1日現在)。

5. 活断層の活動区間に関する問題

前述のように長さの長いまたは面積が大きい断層ほど、発生する地震の規模は大きくなる。この断層の面積や断層線の長さの認定にはいくつかの問題が含まれている。たとえば、地表において2条の別々の断層として認められる近接する断層が地下では連続しており、地震発生時に同時に活動するとみなすことができれば、これらの断層は一連のものとして評価できる。しかしながら、実際にはその認定は難しい。このことをグルーピング問題といっている。一方で、断続的に連続するような断層線が地表に認められた場合、どこまでが一連であるかを認定するのも容易でないことがある。これをセグメンテーション問題といっている。

この活断層のグルーピングやセグメント化を地形に現れた活断層線の形状だけから判断するのは難しい。というのは、活断層線は、現在の地形に現れるため、より新期の活動結果を強く反映するが、必ずしも活断層の形成史すべてを表しているわけではないからである。地震時に活動する断層の範囲を理解するためには、断層の地下地質構造を含めた断層の3次元的な全体像を把握する必要がある。つまり、断層の側方への連続性を断ち切るような構造があり得るのかどうかを地下構造から検証する必要がある。

これに関連する例として、2008年岩手・宮城内陸地震の震源域の範囲を規制する拘束条件が明らかになりつつあるので以下に概略を述べる²⁴⁾。2008年岩手・宮城内陸

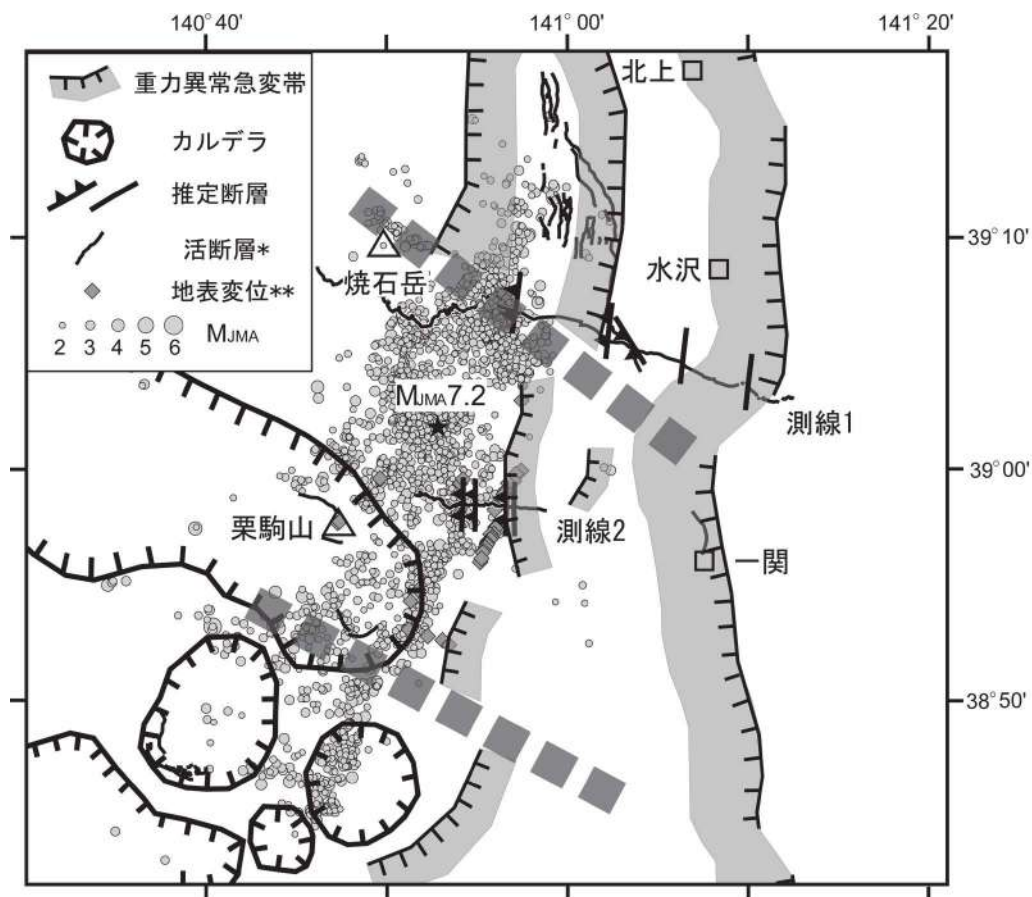


図16 2008年岩手・宮城内陸地震（M7.2）の余震分布、地表地震断層とされる地表変位分布およびブーゲー異常の急変帯²⁴⁾

震央位置は気象庁一元化震源リスト（防災科学技術研究所Hi-netのHP）による。期間は、2008.6.14-2008.7.13、Mj>2の地震をプロット。

地震の余震の震央はNNE-SSW方向に帯状に分布する（図16）。この分布域の東側には南北約20kmにわたって地表地震断層によるとされる地表変位が報告されている²⁵⁾。余震分布で示される震源域の北部および中央部の2測線で重力調査、反射法および屈折法地震探査^{26)、27)、28)}、地表地質および温泉ボーリングデータ²⁹⁾と併せて地下密度構造を推定し、震源域の地質構造、特に震源断層の形状や変位について検討し、これらの結果と既往の重力測定の結果³⁰⁾、余震の震央分布および初動発震機構解の解析に基づき、本地震の震源域の範囲を支配する地質構造規制について検討した。

いずれの測線においても西傾斜の正断層と半地溝（片側境界だけが断層で限られている地溝）が地下には複数存在し、測線1では4条の正断層、測線2では3条の正断層が認められる。この地域の地質から、これらの正断層はもともと2000万年前～1500万年前に形成されたものであると判断できる。測線2の3条の正断層は今回の地震で逆断層として活動し、一部は地表変位と連続する。測線1の正断層のうち今回の地震で逆断層として再活動したのはもっとも西側の断層で³¹⁾、この断層は正断層活動期の変位を反転逆断層活動により完全に復元し、きわめて大きな逆断層変位をもっている可能性が大きい。こ

これらの初生的に正断層であった断層が、その運動の向きを変え、逆断層として活動を開始したのは数百万年前からと推定される。

一方、余震の震央分布は全体としてNNE-SSW方向に帯状をなすが、焼石岳付近および栗駒山の南部ではこれと直交するNW-SE方向に線状の分布が認められる（以下、NW帯という）。地震の初動発震機構解は、全域では逆断層型が卓越するが、これらのNW帯ではむしろ横ずれ型が多くみられる。広域的な重力異常の分布からは重力異常の急変帯の連続性が、これらのNW帯で断たれている（図16の太破線）。余震震央分布もこれらの地帯の外側で減少する。これらのことから、このNW帯は今回の地震の規模、すなわち震源域の範囲を限定する役割を果たしたと推定され、初生的には正断層形成時にティア（tear）断層（正断層を断ち切って、直交する方向にできる横ずれ成分の卓越する断層）として形成された可能性が大きい。

6. おわりに

日本列島には多数の活断層の存在が知られているが、それらの全貌が必ずしも明らかになっているわけではない。地形判読やトレンチ調査は、より最近の活動の結果を記録する表層部の情報を得るのには欠かせない手段であり、その重要性は減ずることはない。一方で、活断層による地震は深さ数km～数十kmで発生し、これが原因となって表層部のさまざまな現象が生起される。このような深部の情報は、隆起によりもたらされた地質体から得ることができ、また、現在の地下構造に関わる情報は反射法地震探査をはじめとする物理探査により得ることができる。今後の活断層研究においては、地震発生から地形の変化に至るまでの一連の過程を理解する必要がある、本論文では触れなかった他の手法も駆使して、多岐な分野にわたる総合的な解析が求められていると考える。

本論文を作成するにあたり、活断層全般について東京大学地震研究所佐藤比呂志教授および加藤直子博士との議論が大いに参考になった。また、匿名の査読者の指摘は原稿改善に有益であった。岩手県矢巾町役場には、温泉ボーリング関連資料の閲覧および掘削試料の観察をさせていただいた。記して、謝意を表する。

引用文献

- 1) 石山達也、佐藤比呂志、加藤直子、八木浩司、宮城豊彦、今泉俊文（2011）：2011年4月11日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層について（第1報）、http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/fukushimahamadoori/
- 2) 越谷 信（2014）日本における活断層の特徴と活断層研究における若干の課題、骨材資源、45、193-203.
- 3) 島崎邦彦、松田時彦編（1994）：地震と断層、東京大学出版会、239pp.
- 4) 地震調査研究推進本部編（2009）：日本の地震活動－被害地震から見た地域別の特徴－第2版、（財）地震予知総合研究振興会地震調査研究センター発行、496pp.
- 5) 宇佐美龍夫（2003）：最新版日本被害地震総覧[416]-2001、東京大学出版会、605pp.
- 6) 気象庁（1968）：地震観測指針（参考編）、245pp.
- 7) 活断層研究会編（1991）：新編日本の活断層-分布と資料-、東京大学出版会、437pp.
- 8) 建設省国土地理院編（1998）：国土地理院技術資料D・1-No.329空中写真による活断層の判読法・判読基準カード集、（財）日本地図センター、89pp.
- 9) 中田 高、今泉俊文編（2002）：活断層詳細デジタルマップ、東京大学出版会、60pp.
- 10) 物理探査学会編（1989）：図解物理探査、物理探査学会、239pp.
- 11) 佐々宏一、芦田 譲、菅野 強（1993）：建設・防災技術者のための物理探査、森北出版、219pp.
- 12) 物理探査学会編（1998）：物理探査ハンドブック手法編第1章反射法地震探査、物理探査学会、1－114.
- 13) 越谷 信、森下裕介、野田 賢、佐藤比呂志、蔵下英司、荻野スミ子、武田哲也、加藤直子、平野信一、加藤 一、池田安隆、井川 猛、村上文俊、北上低地帯西縁断層帯研究グループ（2007）：奥羽脊梁山脈東縁部、北上低地帯西縁断層帯花巻地域の反射法地震探査、地震研究所彙報、82、3-11.
- 14) 物理探査学会編（1998）：物理探査ハンドブック手

- 法編第8章重力探査、物理探査学会、435-471.
- 15) 萩原幸男 (1987): 重力異常からみた活断層、活断層研究、4、9-17.
 - 16) 楮原京子、小坂英輝、三輪敦志、今泉俊文、儘田 豊 (2011): 北上低地西縁断層帯・南昌山断層群の変動地形と地下構造、120、910-925.
 - 17) 松田時彦 (1975): 活断層から発生する地震の規模と周期について、地震、28、269-283.
 - 18) 松田時彦 (1995): 活断層、岩波書店、242pp.
 - 19) 松田時彦、山崎晴雄、中田 高、今泉俊文 (1980): 1896 年陸羽地震の地震断層、地震研究所彙報、55、795-855.
 - 20) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001): 長期的な地震発生確率の評価手法について、<http://jishin.go.jp/main/choukihyoka/01b/chouki020326.pdf>
 - 21) 地震調査委員会事務局 (2001): 長期的な地震発生確率についての解説、<http://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/01b/kaisetsu010607.pdf>
 - 22) 梅田康弘 (2012): 地震の発生確率 (I)、<http://www.eonet.ne.jp/~kansai-catfish/hasseikakuritsu.pdf>
 - 23) 梅田康弘 (2012): 地震の発生確率 (II)、<http://www.eonet.ne.jp/~kansai-catfish/hasseikakuritsu2.pdf>
 - 24) 越谷 信、佐藤比呂志、加藤直子、綿引美美子、蔵下英司、阿部 進、白石和也、東中基倫 (2010): 2008年岩手・宮城内陸地震の地質構造規制、日本地質学会第117年学術大会講演要旨、O-148.
 - 25) 堤 浩之、杉戸信彦、越谷 信、石山達也、今泉俊文、丸島直史、廣内大助 (2010): 岩手県奥州市・一関市に出現した2008 年岩手・宮城内陸地震の地震断層、地学雑誌、119、826-840.
 - 26) 阿部進、齊藤秀雄、佐藤比呂志、越谷信、白石和也、村上文俊、加藤直子、川中卓、黒田徹 (2008): 制御震源及び自然地震データを用いた統合地殻構造探査-北上低地帯横断地殻構造調査を例として、物理探査学会第118回学術講演会論文集、124-126.
 - 27) 白石和也、阿部進、岩崎貴哉、齊藤秀雄、佐藤比呂志、越谷信、加藤直子、新井隆太、川中卓 (2010): 屈折初動走時トモグラフィ・信頼性評価・初期モデルランダム化・モンテカルロ確度解析・チェッカーボードテスト、物理探査、63、345-356.
 - 28) 加藤直子、佐藤比呂志、今泉俊文、越谷 信、石山達也、戸田 茂、蔵下英司、平田 直 (2010): 2008年岩手・宮城内陸地震震源域磐井川沿いにおける反射法・屈折法地震探査、月刊地球、32、433-439.
 - 29) 島津光夫 (2002): 岩手の温泉を探る、一関プリント社、171pp.
 - 30) 地質調査総合センター (2004): 日本重力CD-ROM、第2版.
 - 31) Eiji Kurashimo, Hiroshi Sato, Susumu Abe, Takaya Iwasaki, Takashi Iidaka, Naoto Kato, Shin Koshiya, Taku Kawanaka, and Naoshi Hirata, 2011, Precise aftershock distribution and crustal structure in and around northern focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake. Earth Planets Space, 63, no.8, 949-954.