

石見銀山の鉍脈の走向が概ね東西方向に形成された 要因の検討と説明に関する試み — 永久鉍床を中心として —

廣 瀬 文太郎

1. はじめに

石見銀山の銀鉍石の鉍脈（以下、鉍脈）の走向は、古くから概ね東西方向であるといわれている。各種文献においても石見銀山の鉍脈の走向は、東西方向と述べられている^{1~4)}。これは、江戸時代には知られていた石見銀山の知見に基づいている。石見銀山には、福石鉍床と永久鉍床という名称の二つの銀鉍石の鉍床があるが、鉍脈の走向はどちらの鉍床も概ね東西方向とされている。表1は文献2)に示された永久鉍床の銀鉍石の鉍脈のデータであるが、ここに示された鉍脈の走向は、東西方向から北東—南西方向の間である。

石見銀山では、鉍脈の走向と間歩の掘削方向の間には密接な関係がある。すなわち、鉍脈の走向と間歩（坑道）の掘削方向との位置関係の違いにより、間歩の掘削方法は、ひ押（ひ追）、横相という2種類の基本的な掘削方法に分かれる。図1の坑道模式図のように、鉍脈を追うように坑道を掘削するのがひ押、又はひ追であるが、このうち水平坑がひ押で、斜坑がひ追である。その鉍脈に沿って鉍石を採掘しながら同時に坑道も掘り進める⁵⁾ため、間歩の掘削方向と鉍脈の走向はほぼ同じになる。石見銀山ではひ押等の間歩を坑口から見た坑道の進む方向は、東、西、又はそれに近い方向になる。横相は、地中にある鉍脈の位置を予想して、その鉍脈を貫くように主坑道を掘り進め、鉍脈に行き当たるとそこからひ押等の坑道を設けて、鉍石を採掘する。横相であれば、その状況にもよるが主坑道の掘削方向と鉍脈の走向の間の角度は90°に近い⁴⁾。そのため、坑口から見た横相の主坑道の進む方向は北、南、又はこれに近い方向になる。横相は、主坑道が鉍脈に行き着くまでの間の初期投資が必要であるため、地中にある鉍脈の位置が十分な精度をもって予想できなければならない。そのためには鉍脈の走向が知られていなければならない。

著者も石見銀山の多くの間歩を観察し、調査してきた。その結果、ひ押、ひ追の間歩の坑道の進む方向は、東西方向から北東—南西方向の間であることが大多数であることが分かっている。坑道の頂部付近に鉍脈を削り取ったような溝が残っている間歩の例も一部に見られる。また、坑道の壁面に鉍脈の一部ではないかとみられる周囲の岩盤とは色が異なる部分が残っている間歩も一部に見られる。永久鉍床の一部ではあるが、現地調査に基づく間歩と鉍脈の関係も検討している^{6~7)}。そのため、著者も石見銀山の鉍脈の走向は、基本的には概ね東西方向から北東—南西方向の間であると考えている。

従って、石見銀山の鉍脈の走向が概ね東西方向であることについては、多少方向にブレがあるとしても、疑いを挟む余地があるとは思えない。なお、一部に例外的な間歩等があるかもしれないが、大勢に影響はないはずである。

その一方で、石見銀山の鉍脈の走向が、なぜ東西方向なのか、その要因が述べられている文献等は見受けられない。また、こうした説明の存在も確認できない。江戸時代等に、銀山開発を行った山師たちも東西方向に鉍脈が形成された要因を知ることはできなかったはずである。

しかしながら、世界遺産である石見銀山には、こうした検討も必要ではないかと考えた。

そこで、石見銀山の鉍脈の走向が東西方向になった要因を現地の実情、文献調査（データ含む）及びその理論的（理想的）な取り扱いを含めて検討し、その本質的な説明が可能であるかを試みた。

また、石見銀山は火山との関係も密接であるため、この点についても併せて検討した。

なお、石見銀山の二つの鉱床のうち、数値が示された鉱脈の文献のデータは永久鉱床に関するもののみが見受けられるため、永久鉱床を中心に検討する。

2. 文献調査に基づく石見銀山の地質、鉱床等の検討

石見銀山の鉱床は、仙ノ山山頂を境に、その東側に福石鉱床、西側に永久鉱床が分布している。福石鉱床は鉱染鉱床であり、永久鉱床は鉱脈鉱床である。

仙ノ山は、火山活動によって形成された火山砕屑丘である。山体の大部分は、火口から放出された火山礫、火山灰が堆積して形成されており、溶岩は一部である。

石見銀山の地質、鉱床の形成等について、いくつかの先行研究の事例がある。また、石見銀山に関する文献も多数出版されている。そこで、これらの文献調査に基づく検討を行いたい。

(1) 石見銀山の鉱床と地質⁸⁻⁹⁾

石見銀山周辺の地質図を図2に示す。

石見銀山を含む地域は、約1,500万年前 (15.0Ma) は海底にあり、海底火山の活動による火山噴出物が堆積した。この時期の地層は久利層と呼ばれる。

なお、1,000,000年前=1百万年前=1 Million years ago=1Maである。

石見銀山周辺地域の地質は、久利層が基盤である。

その上の層に新第三紀後期鮮新世～第四紀前期更新世 (約350万年前 (3.50Ma) から約200万年前 (2.00Ma)) の海成～非海成の堆積岩層である都野津層が形成された。その都野津層を大江高山等の火山群から噴出した大江高山火山岩類が被さっており、石見銀山の鉱床がその中に生成している。すなわち、石見銀山の地質は基本的には第四紀 (2.588Ma以降) のものである。

なお、大江高山火山群は、大田市西部に位置し、大江高山 (808m)、矢滝城山 (634m)、三子山 (587m)、要害山 (414m) 等の大小多数の溶岩円頂丘群で構成されている。ただし、大江高山火山群の中で仙ノ山 (538m) のみが火山砕屑丘である。

永久鉱床と福石鉱床の母岩は、新第三紀鮮新統～第四期更新統の大江高山火山岩類のデイサイト (石英安山岩) である。野外観察に基づき、仙ノ山のデイサイトを「S型」、要害山のを「Y型」とする2種類に区分されている。また、S型とY型のデイサイトの他に、地表には露出せず、ボーリングでのみ捕捉され、両タイプに属さないデイサイトが存在する。ボーリングの結果によれば、このデイサイトは大谷上流深部から仙ノ山西側斜面に向かって舌状に伸びた分布を示しており (図2の (b)、(c) を参照)、「I型」と呼称されている。I型デイサイトは、貫入岩である。

I型デイサイトには、S型及びY型デイサイトに比べてMnOが多く含まれる¹⁰⁾。

また、文献¹¹⁾ではI型デイサイトの特徴について、次のように述べられている。

I型デイサイト中に限って、細脈～網状の産状を呈する多数の鉱徴が存在する。鉱石鉱物は閃亜鉛鉱と方鉛鉱を主とし黄銅鉱や重晶石を随伴する。脈石鉱物は方解石や菱鉄鉱などの炭酸塩鉱物を主体としている。このような含鉛亜鉛炭酸塩鉱物脈からなる鉱徴は、I型デイサイト中では普遍的に認められるが、Y型デイサイト、S型デイサイト及び都野津層 (ズリ堆中のMn鉱染ズリを除く) にはほとんど認められない。また、この鉱徴の集中する部分ではI型デイサイトのプロピライト化 (二酸化炭素等を含む熱水溶液の作用による変質) が著しい。

各デイサイトのK-Ar法による年代測定の結果、福石鉱床を胚胎するS型デイサイトは、 $2.21 \pm 0.10 \sim 1.75 \pm 0.08$ Ma、永久鉱床の胚胎するI型デイサイトは $1.47 \pm 0.07 \sim 1.23 \pm 0.06$ Ma、Y型デイサイトは $1.75 \pm 0.08 \sim 1.60 \pm 0.11$ Maのものであった¹²⁾。

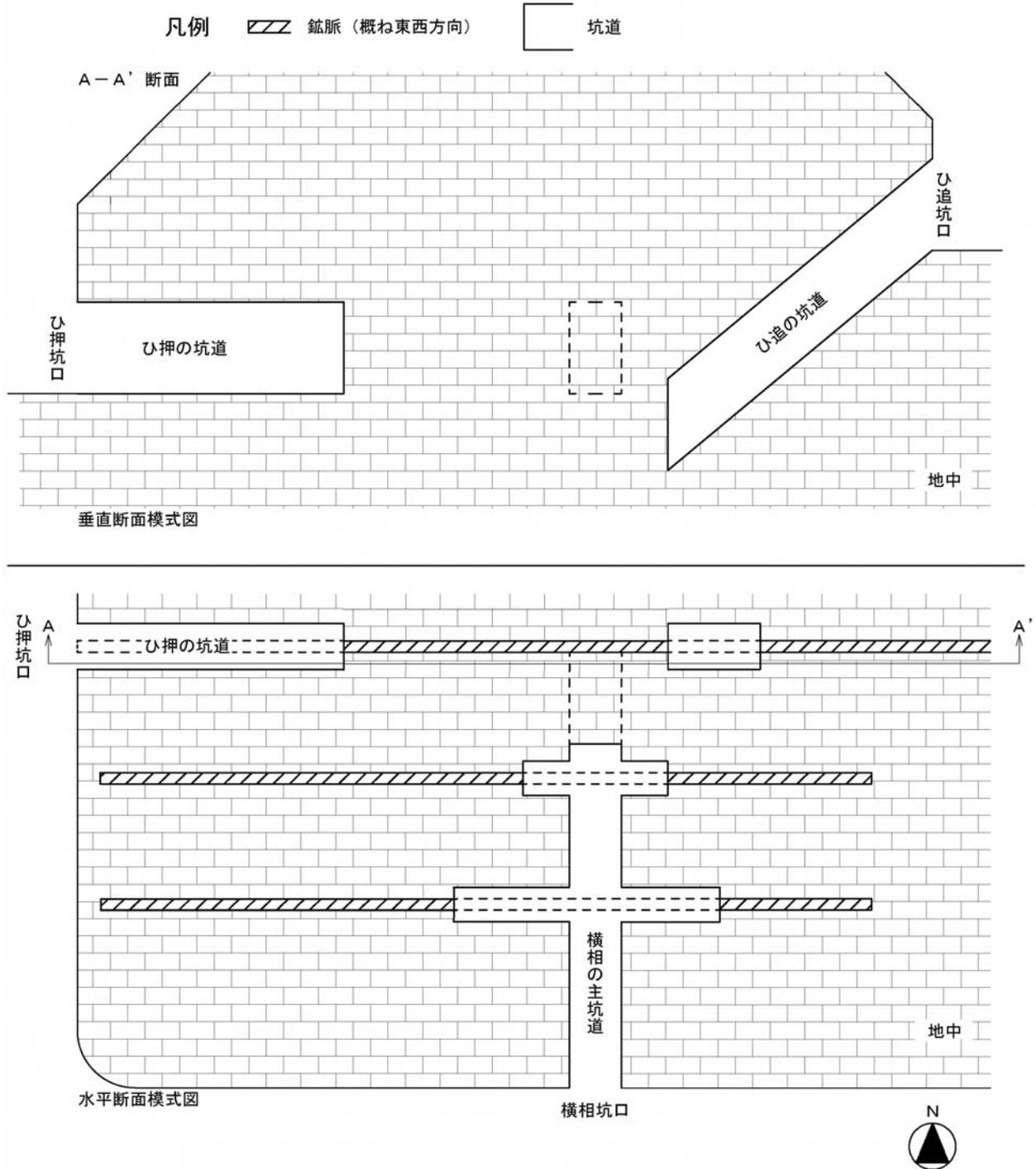


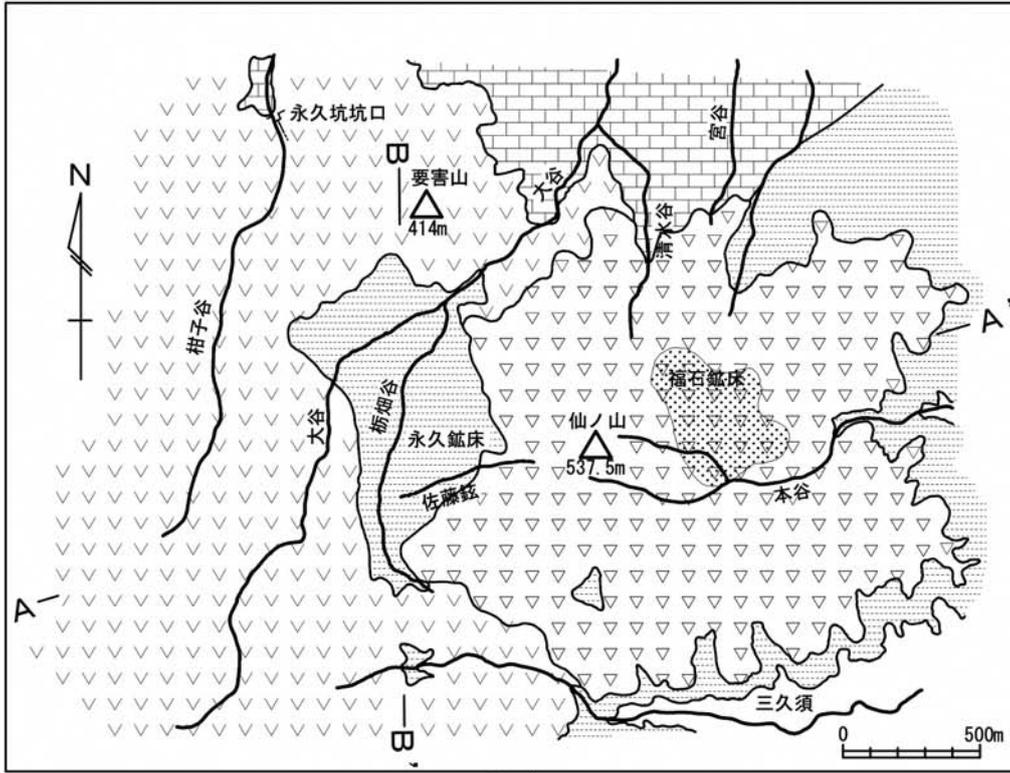
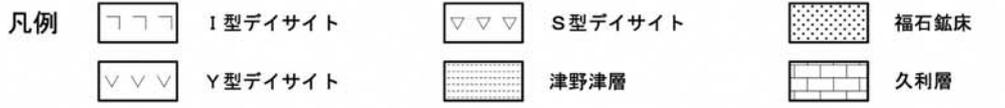
図1 石見銀山の間歩の坑道模式図

(2) 福石鉾床と永久鉾床¹³⁾

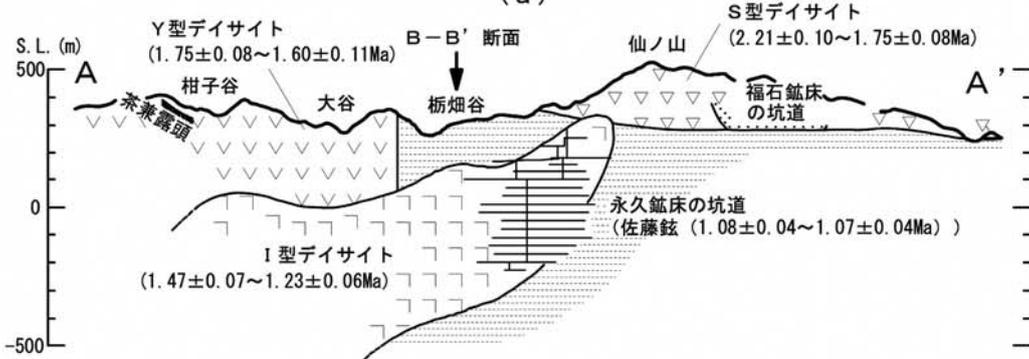
文献9)では、福石鉾床と永久鉾床について次のように説明されている。

福石鉾床は、主としてS型デイスait中へ胚胎する鉾染型鉾床である。この鉾床は、仙ノ山東側に漏斗状に分布するとされ、E-W系からENE-WSW系の多数の裂かに規制された「鉾」と称する幅3mm以下の細脈(：鉾脈)とこの鉾の両側数十cmの範囲の「福石」と称する鉾染鉾を稼行していたようである。

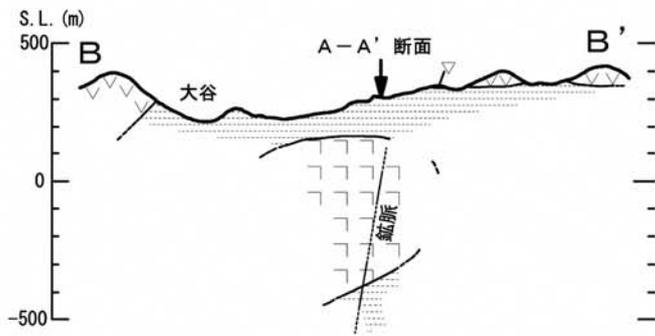
なお、S型デイスait下位の都野津層の砂岩・礫岩中では網状脈の脈数が減少するとともに鉾徴も劣化してい



(a)



(b)



(c)

図2 石見銀山の地質図

るとされる。

永久鉱床は、「岩脈状の石英安山岩」（日本鉱業協会、1968：本論のI型デイサイトに相当すると考えられる）中に胚胎する浅熱水性鉱脈型鉱床である（図2）。本鉱床は仙ノ山西側の範囲に分布し、E-W系からENE-WSW系のほぼ平行する数条の鉱脈が走向延長数百mにわたって稼行されていた。

（3）永久鉱床の鉱脈と断層

文献2）では、表1の永久鉱床の鉱脈について、次のように述べられている。

久原（1926）の調査によると、佐藤鉱は走向が約N60° E、傾斜80° N前後であり、東方および上方において漸分岐する性質がある。三上鉱、内中瀬鉱、本中瀬鉱、外中瀬鉱は佐藤鉱の分岐したもので、下部に行くに従い収斂する。馬之背本体鉱、馬之背鉱、兼鉱は独立の鉱脈であり、馬之背本体鉱は走向が佐藤鉱と同じで傾斜80° S、馬之背鉱は走向東西、兼鉱は走向N70° Wである。

すなわち、表1の馬之背本体鉱、馬之背鉱、兼鉱は独立した鉱脈であり、外中瀬鉱と内中瀬鉱及び三上鉱等は地中で佐藤鉱に収斂すると述べられている。佐藤鉱、外中瀬鉱、内中瀬鉱及び三上鉱等を合わせて、一組の独立した鉱脈とも考えられる。

文献14）では、文献8）中の検討において、永久鉱床の生成は、Y型（要害山型）デイサイトではなく、I型（貫入岩型）デイサイトの活動に伴うものとする文献9）と調和的と述べられている。

文献9）では、「永久鉱床は、I型デイサイトの固結後の1.1Ma頃、主としてI型デイサイト中のENE-WSW系断層沿いに形成された銅に富む含金石英脈鉱床である」¹⁵⁾とまとめられている。

また、「（永久鉱床の）代表的な鉱脈は、佐藤鉱と馬之背鉱で、両者とも雁行状を呈するE-W系からENE-WSW系のせん断性断層帯中に胚胎する」¹⁶⁾と述べられている。

すなわち、石見銀山には多数の鉱脈があるが、少なくとも永久鉱床の代表的な鉱脈である佐藤鉱と馬之背鉱（馬之背本体鉱）は、断層に形成された鉱脈であったことを意味している。

（4）鉱脈の形成と断層の関係

鉱脈鉱床における鉱脈の形成について、例えば、文献3）では「（永久鉱床は、）断層や割れ目に鉱液が侵入してできた鉱脈鉱床タイプで鉱石鉱物としての銀のほか銅、鉛、ビスマスなどを産出する」と説明されている。なお、鉱液とは、鉱床形成に関与した熱水のことである。

また、文献17）では「直線的な地形は断層と関係していることが多く、銀山川の谷（：大谷）は古い断層に沿っているとみられる。仙ノ山の地下にある鉱脈の方向性もこれに近いが、それは偶然ではなく、断層の破断部に沿って銀などを含んだ熱水が移動して鉱脈を形成した結果である」と説明されている。

この場合の鉱脈の形成は、断層等への鉱液の流れ込みに起因するが、鉱液の流れる経路になる断層等の岩盤の割れ目は、鉱液の流れ込みよりも先にできていたことになる。すなわち、最初に断層等が形成され、その後ここに鉱液が流れ込んだという時間的な前後関係があることを意味している。

すなわち、鉱脈の形成は、次の①～③の段階をへてなされたと考えられる。

- ① 最初に岩盤が割れて断層等が形成される。
- ② その断層等に鉱液（熱水）が流れ込む。
- ③ その断層等の中で、鉱液による鉱化作用が起こり、鉱脈が形成される。

（5）熱水活動について

熱水活動が生じた原因と鉱化作用について述べられたものには、文献18）のような例がある。要約すると次のようになる。

石見銀山と火山の関わりは深い。銀鉱床は、火山活動が作り出したものである。仙ノ山では、山体形成から間もない時期に活発な熱水活動が生じた。熱水とは、マグマから放出されるものとマグマの近傍で加熱された高

温の水で、地下深部では数百度にもなる。なお、臨界圧力22.064MPa (218.3気圧)、かつ臨界温度374.2°Cを超えている場合は超臨界水になる。熱水には有用鉱物の成分が多く溶けている場合がある。仙ノ山では、地下に貫入したマグマ (I型デイサイト) が熱源になって、熱水活動が生じたと考えられ、その熱水には、銀、銅、亜鉛、鉄、マンガン等が含まれていた。熱水は、断層等の岩盤の割れ目を流れて、地表まで上昇し、途中で圧力、温度が低下し、ガス成分の分離等による化学反応によって鉱物が沈殿し鉱床が形成された。

(6) 文献調査に基づく結論と課題

ここまでの検討から、本論文で扱った先行研究の事例等は、鉱液である熱水の発生とその断層等への流れ込み及びその鉱化作用までで帰結していることが分かる。熱水が流れ込んだ断層の形成、走向及び鉱脈との関連性等については述べられていない。

しかしながら、鉱脈の走向は、基本的には鉱化作用を起こした熱水が流れ込んだ断層等の走向であることを暗示していることは明らかである。石見銀山の場合、そこに形成された断層等の走向が概ね東西方向であったため、そこを流れた熱水の鉱化作用で形成された鉱脈の走向も概ね東西方向になったと説明できる。

しかしながら、この説明では、なぜ鉱脈の走向が概ね東西方向になったのか、或いは、なぜ鉱脈が形成された断層の走向が概ね東西方向に形成されたのかというより本質的なことには答えていない。

すなわち、なぜ概ね東西方向の断層が、石見銀山に形成されたのかを検討する必要がある。

3. 断層の概要

断層について、その種類と特徴等を検討してみたい。

(1) 断層とその特徴

元々は、ひと続きであったはずの地層又は地形に、上下又は左右方向への食い違いが生じていた場合、このような地層、又は地形のずれを断層と呼ぶ。

断層は、地層・岩石の変位を伴う不連続面である。脆性破壊が支配的な比較的低温・低圧な地下浅部では、異方的な応力 (直交座標系 (x, y, z) での各軸の応力が異なる) 下で地層・岩石が剪断破壊するとシャープな破断面によって地層・岩石が変位する (図3参照¹⁹⁾)。これが野外でよく観察される断層である。

流動的な変形機構が卓越する比較的高温・高圧な地下深部では、地層・岩石の延性的な剪断変形により、変位が連続的な延性剪断帯が形成される¹⁹⁾。

地面を掘り下げていくと最後は固い岩の層に到達する。この岩の中には多くの小さな割れ目があるが、通常、この割れ目はお互いにしっかりかみ合っている。この地殻を構成するある程度固結した岩石・地層が、外力 (応力、ストレス) を受けると変形し、歪みの集中した部分で割れて破断する。その破断面に沿って目視できる程度のずれ (変位、食い違い) が生じていた場合が断層で、地学用語である。

また、目視でずれのみられない、多少とも規則的な造構性の割れ目であれば節理 (本来なら冷却起源の割れ目) と呼ぶ習慣である²⁰⁾。

(2) 地震と断層の関係

地震と断層には、密接な関係がある。地震とは断層であるとまでいわれている²¹⁾。

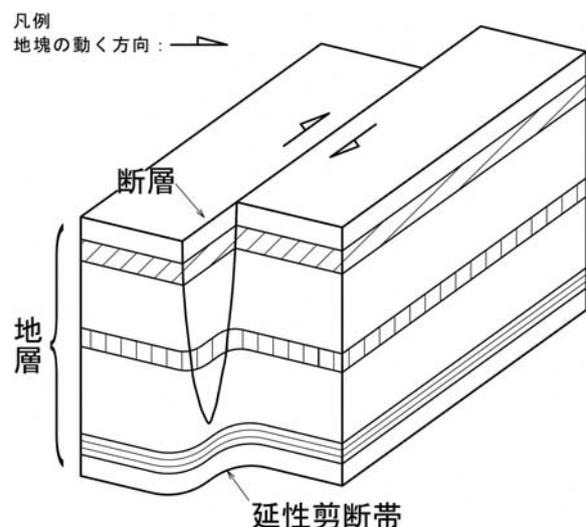


図3 断層と延性剪断帯¹⁹⁾

地震は、地層・岩石の剪断破壊により発生した弾性波の伝播により起こる。その衝撃が震動として地表に伝わったものが地震である。地震は断層運動によって起こる。

地震の際に、地表に現れ、動いたことがはっきりしている断層を「地震断層」と呼ぶ。地下に伏在しており、地震波動の解析、地殻変動から推測される震源断層に対し、前者を地表震源断層として区別することがある。地下深部で地震を発生させた断層を「震源断層」、地震時に断層のずれが地表まで到達して地表にずれが生じたものが「地表地震断層」と呼ばれている。

比較的現在に近い地質年代において活動し、今後も活動する恐れのある断層のことを活断層というが、その定義は一つではない。次の①、②を参照。

- ① 断層のうち、過去100万年程度のうちに活動した可能性のある地表地震断層を活断層と呼んで区別している²²⁾。
- ② 最新の地質時代の第四紀後期（164万年前以降現在まで）を通じて変位（ずれ）を反復し、将来もなお活動しそうな断層を活断層と定義する²³⁾。

（3）断層の基本形とその種類

断層は、断層を挟んだ地塊の動き方によって、正断層、逆断層及び横ずれ断層の3種類（横ずれ断層を左右二つに分ければ4種類）の基本的なタイプがある。その概念を図示したものが、図4である。

図4の左側がその断層を形成した地震の発震機構解であり、図の中央と右側が断層を挟んだ地塊の動きである。

- ① 正断層：断層面を境に、上盤（上側の岩盤）が下盤（下側の岩盤）に対して、ずり下がるタイプの断層をいう。
- ② 逆断層：断層面を境に、上盤が下盤に対して、のし上がるタイプの断層をいう。
- ③ 横ずれ断層：断層面を境に、その先のブロックが水平方向にずれるタイプの断層をいう。
 - ③-1 左横ずれ断層：断層面に向かって相手側のブロック（地塊）が左に動いた場合をいう。
 - ③-2 右横ずれ断層：断層面に向かって相手側のブロック（地塊）が右に動いた場合をいう。

断層を挟んだ地塊の動きにより、押し引きが発生する。その押し引きの分布等から求められる地下の断層の様子を発震機構といい、求められた発震機構を発震機構解という。発震機構解は、震源を中心とした仮想の球（震源球）を考え、各観測点までのP波が伝わった経路が、球と交わる場所に押し引きの点をプロットして求める。

横ずれ断層の発震機構解で直交する二つの面を節面といい、四つの領域に分かれる。二つの節面のうち、どちらか一つが断層面を表すが、発震機構解だけではどちらなのか判断できない。

4. 断層の一般論

断層の形成について、理論的に検討してみたい。

（1）応力とその性質

物質は、力（応力）が加わると変形し、歪む。応力は、単位面積に作用する力として定義される。力は、大きさと向きを持つ量であるため、ベクトル量である。そのため、応力もベクトル量である。

一般にどのような形状の物体でも、その物体にいくつかの力が働いたとき、その内部は緊張状態になる。図5に示す例において、図示の物体にいくつかの力 F_n (n ：整数) が働くとき、内部の点Pの緊張の度合いを量的に表現するため、図のようにPを通る任意の方向の面Sを考えたとき、この面の両側に大きさが等しく、方向が反対の一对の力が作用する。単位面積当たりの力をとり、これをこの面の応力という。応力は考える面に対し、必ずしも直角ではない。応力を面に直角な成分と水平な成分に分けて、前者を法線応力、又は垂直応力、後者を接線応力、ずれの応力、又は剪断応力という。また、法線応力を考える面の両側が互いに押し合う場合を圧力、引き合う場合を張力という。

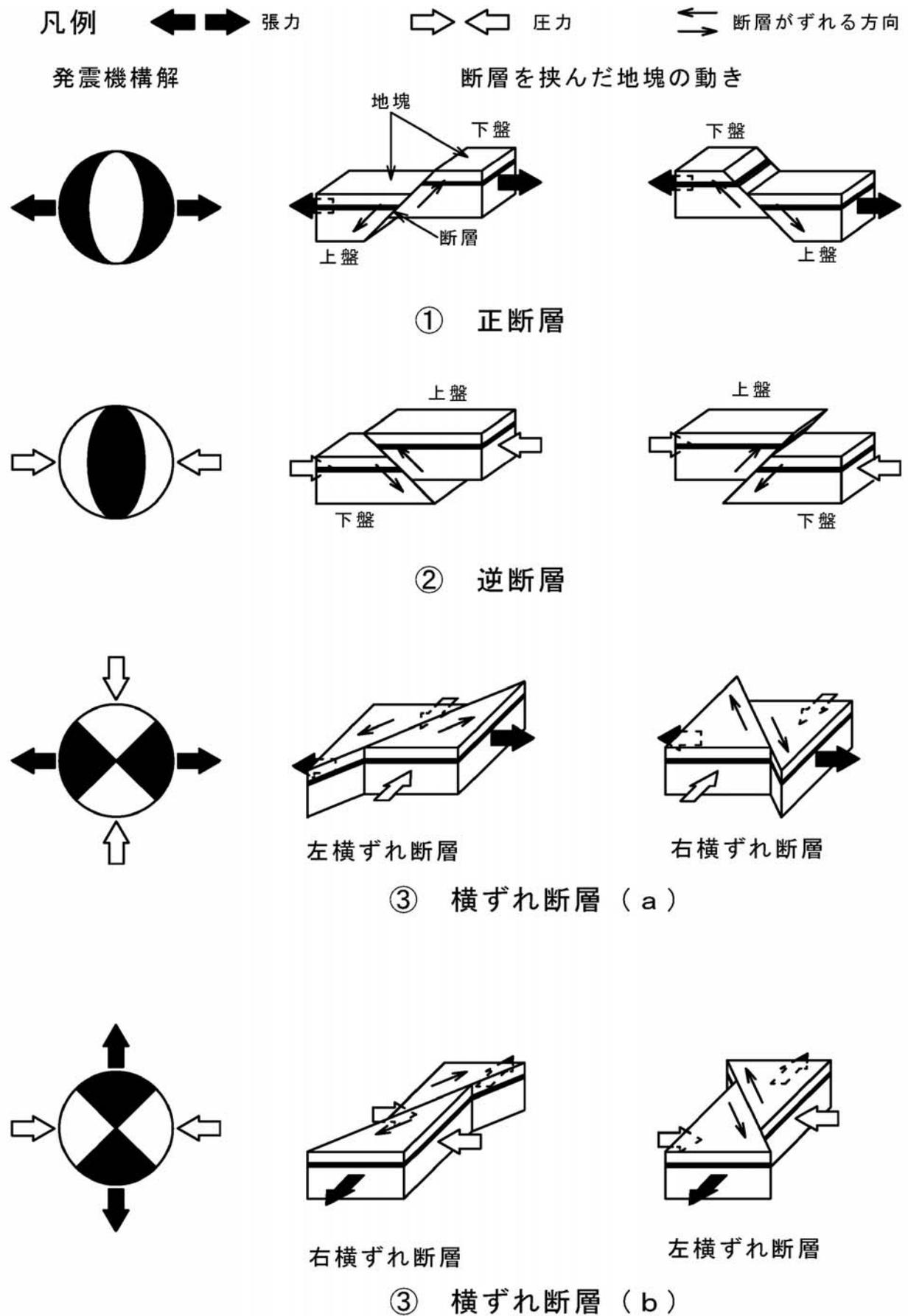


図4 断層の種類概念図

任意の面に作用する応力は、その面の方向によって、そこに作用する応力の方向と大きさが変化する。面の方向によっては、作用する剪断応力が0で、垂直応力が極大になる面が存在し、そのような面を主応力面という。主応力面に作用する垂直応力を主応力、主応力の方向を応力の主軸という。

また、その物体に加わる外力が変わらない限り、その物体内部の応力状態は同じであるが、想定する面の方向により、垂直応力と剪断応力の割合が異なる。

(2) 剪断応力等の計算と応力のモーメント²⁴⁾

直交座標系 (x、y、z) において、応力の主軸 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 がそれぞれ x、y、z 軸に一致するような座標軸を設定すると、各座標軸に垂直な面は主応力面で剪断応力が作用しない。

ここで、z 軸 (σ_3) に平行な任意の面の単位法線ベクトル v と x 軸 (σ_1) のなす角 θ とするとき、この任意の面に作用する応力 (図6) を考える。

なお、x 軸方向の応力 σ_1 と y 軸方向の応力 σ_2 が一定に加わる状態を前提とする。

x 軸 (σ_1) 方向の応力 S_x 、y 軸 (σ_2) 方向の応力 S_y は、

$$S_x = \sigma_1 \cos \theta \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$S_y = \sigma_2 \sin \theta \quad \dots\dots\dots (2)$$

となる。

(この任意の面の面積は不変であるが、x 軸方向の外力を受けるのは yz 面軸正射影の部分であるため、回転により yz 面軸正射影の部分が小さくなる)

この任意の面の垂直応力 σ 及び剪断応力 τ と θ の関係は、

$$\sigma = S_x \cos \theta + S_y \sin \theta \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$\tau = S_x \sin \theta - S_y \cos \theta \quad \dots\dots\dots (4)$$

となる。これらの式に S_x と S_y を代入すると

$$\sigma = \sigma_1 \cos^2 \theta + \sigma_2 \sin^2 \theta \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$\tau = \sigma_1 \cos \theta \sin \theta - \sigma_2 \sin \theta \cos \theta \quad \dots\dots\dots (6)$$

となる。ここで、三角関数の倍角の公式である

$$\sin 2 \theta = 2 \sin \theta \cos \theta \quad \dots\dots\dots (7)$$

$$\cos 2 \theta = \cos^2 \theta - \sin^2 \theta \quad \dots\dots\dots (8)$$

を用い、(8) 式は、

$$\sin^2 \theta + \cos^2 \theta = 1 \quad \dots\dots\dots (9)$$

の関係を使い式を整理する。

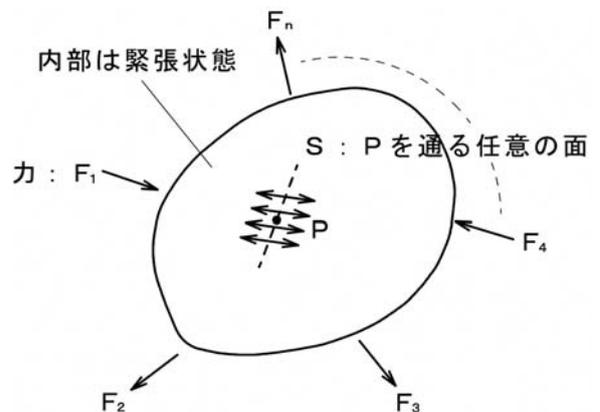


図5 任意の形状の物体に働く力

$$\cos^2 \theta = \frac{1 + \cos 2\theta}{2} \dots\dots\dots (10)$$

$$\sin^2 \theta = \frac{1 - \cos 2\theta}{2} \dots\dots\dots (11)$$

(5) 式に (10) と (11) を代入し、(6) 式に (7) を代入して、式を整理すると

$$\sigma = \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} \cos 2\theta \dots\dots\dots (12)$$

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} \sin 2\theta \dots\dots\dots (13)$$

となる。(9) 式より $\theta \rightarrow 2\theta$ として、

$$\sin^2 2\theta + \cos^2 2\theta = 1 \dots\dots\dots (14)$$

のような関係があるため、(14) 式に (12)、(13) 式を
変形して代入し、式を整理すると

$$\left(\sigma - \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2}\right)^2 + \tau^2 = \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}\right)^2 \dots\dots\dots (15)$$

となり、 σ と τ の軌跡は図7に示した円になる。この円は、
応力のモール円と呼ばれる。この図から、 τ の絶対値
(τ の正負の符号は剪断応力の方向の違いを意味する)
が最大になる θ は、 $2\theta = \pm 90^\circ$ のときである。そのた
め、

$$\theta = \pm 45^\circ$$

の2方向であるときに、 τ の絶対値は最大になる。

3つの主応力 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 がすべて等しい ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$) とき、
応力は等方的であり、圧力と呼ばれる。この場合のモール円は σ 軸上の1点
($\tau = 0$) になる。3つの主応力 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 のどれかが異なっていれば
応力は異方的 (等方的でない) である²⁵⁾。

(3) 断層の形成²⁶⁾

直交座標系 (x 、 y 、 z) における直交する3方向の応力主軸 (σ_1 、 σ_2 、 σ_3) とその方向の主応力 ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) が存在する圧縮場において、主応力のうち最大の σ_1 、中間の σ_2 、最小の σ_3 をそれぞれ最大圧縮応力、中間圧縮応力、最小圧縮応力と呼ぶ。

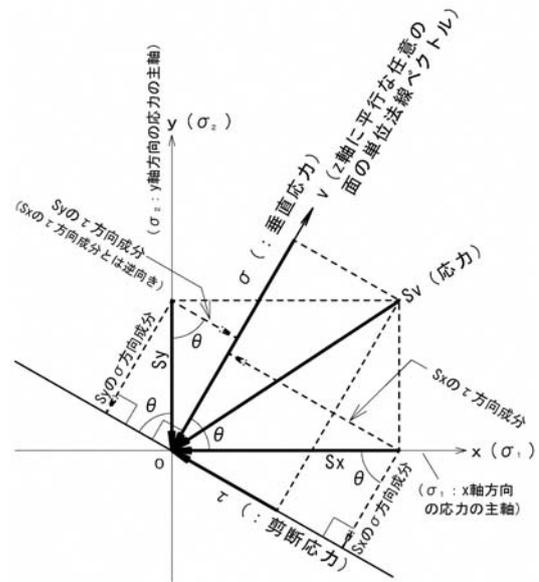


図6 z軸 (σ_3) に平行で、単位法線ベクトル v が x 軸 (σ_1) と θ の角をなす面に作用する応力

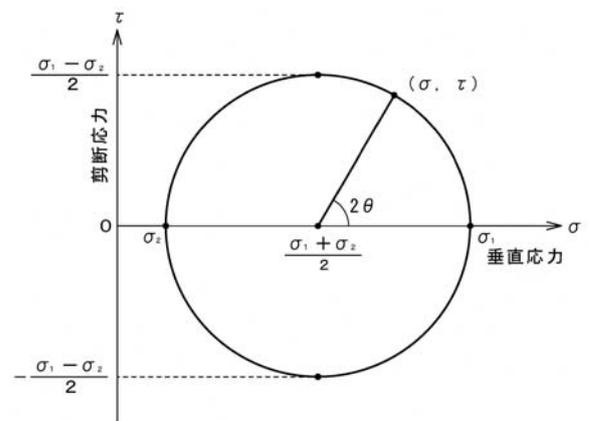


図7 σ_3 に平行な面に作用する応力のモール円

断層面は、剪断応力最大の面に形成されると想定される。剪断応力が最大となる面は、中間圧縮主応力軸 (σ_2) に平行で、最大圧縮主応力軸 (σ_1) とのなす角が $\pm 45^\circ$ の面である。しかしながら、岩石の破壊実験では、断層面と σ_1 とのなす角は 30° 前後 (例、花崗岩 29°) であることが知られている。これは岩石の内部摩擦に起因すると考えられている。

図8において、断層は σ_2 に平行で σ_1 とのなす角が約 30° の面に形成される。異方的な応力下でこのような面は、図のように2方向存在する。2方向に同時に断層が形成された場合、この2方向の断層を共役断層と呼ぶ。実際には1方向にしか形成されない場合も多い。いずれの場合も、図8の断層面上で σ_2 に垂直な方向に、 σ_1 側の地塊が押し、 σ_3 側の地塊が引くようなセンスの断層運動になる。

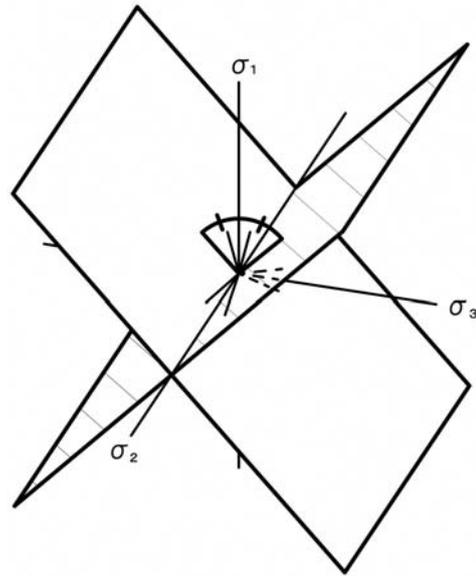


図8 主応力軸と形成される断層及びその変位の関係

地表面に作用する剪断応力は空気、又は水の流れによって発生する。これらの流れがない平穏な場合、地表面に作用する剪断応力は0と考えてよい。そのため地表面は主応力面で、三つの主応力軸のいずれかが地表面に垂直 (鉛直方向) になっていると考えて良い。

地表付近では、図9のように3種類の断層が形成されることになる。図9の (a) のように σ_1 が鉛直方向の場合、走向が σ_3 に直交し、傾斜が約 60° の正断層が形成される。(b) のように σ_3 が鉛直方向の場合、走向が σ_1 に直交し、傾斜が約 30° の逆断層 (衝上断層) が形成される。(c) のように σ_2 が鉛直方向の場合、走向が σ_1 と約 30° 斜交し、傾斜が 90° の横ずれ断層が形成される。このとき共役断層が形成されると一方は右横ずれ断層で、他方が左横ずれ断層になる。

ここで述べた主応力軸配置と断層との関係は、地層、又は岩石等に新たに断層が形成される場合にのみ成り立つもので、既に形成されている既存の断層には適用できない。

既存の断層は、形成されたときは異なる応力場の下で再活動することがある。このような場合、断層形成時とは異なる運動をする。例えば、 σ_1 が鉛直な応力場で形成された正断層が、その後 σ_3 が鉛直な応力場の下で逆断層として再活動することがある。また、その逆の場合もある。応力場の変化に伴って逆センスの断層運動が起こることを、断層運動の反転と呼ぶ。

なお、断層を挟んだ一方の地塊に対する他方の地塊の相対的な移動の向きを断層変位のセンスという²⁷⁾。断層変位のセンスには、傾斜変位のセンスと走向変位のセンスがある。

(4) 断層の記述²⁸⁾

一つの断層は、図10のように断層面の走向 ϕ_s 、傾斜角 δ_s 及びすべり角 λ_s で記述される。走向 ϕ_s とは断層面と水平面との交線が北の方向となす角である。傾斜角 δ_s とは断層面と水平面のなす角である。

なお、断層面を上から見るか、下からみるかによって走向と傾斜角の2通りの組み合わせがある。普通は傾斜角 δ を、 $0^\circ \leq \delta \leq 90^\circ$ とし、断層面の上方からみて右向き水平線を走向の向きとする。

下盤側に対する上盤側の相対的なズレによって、すべり方向を定義する。水平線から反時計回りに計ったすべり方向の角度 λ_s をすべり角という。

すべり方向と傾斜角の組み合わせによって断層は分類される。

- $\lambda_s \doteq 0^\circ$ 、 $\delta_s \doteq 90^\circ$ → 左横ずれ断層
- $\lambda_s \doteq 180^\circ$ 、 $\delta_s \doteq 90^\circ$ → 右横ずれ断層
- $\lambda_s \doteq 90^\circ$ 、 $\delta_s \doteq 30^\circ$ → (縦ずれ) 逆断層
- $\lambda_s \doteq 270^\circ$ 、 $\delta_s \doteq 60^\circ$ → (縦ずれ) 正断層

横ずれ断層は、P軸（最大主応力 σ_1 ）とT軸（最小主応力 σ_3 ）はほぼ水平にくる。逆断層は、P軸（最大主応力 σ_1 ）はほぼ水平、T軸（最小主応力 σ_3 ）が鉛直近くにくる。正断層はT軸（最小主応力 σ_3 ）はほぼ水平、P軸（最大主応力 σ_1 ）が鉛直近くにくる。

実際の断層の中には、これらの中間型、混合型もある。

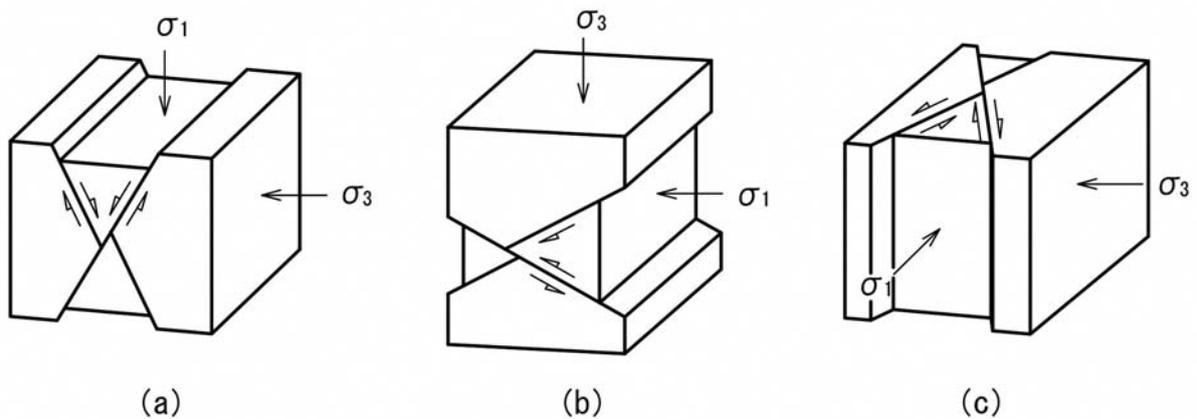


図9 地表付近の3通りの主応力配置に対応して形成されうる断層

ϕ_s : 走向、 δ_s : 傾斜角、 λ_s : すべり角、すべりの矢印は上盤の下盤に対する相対運動の方向

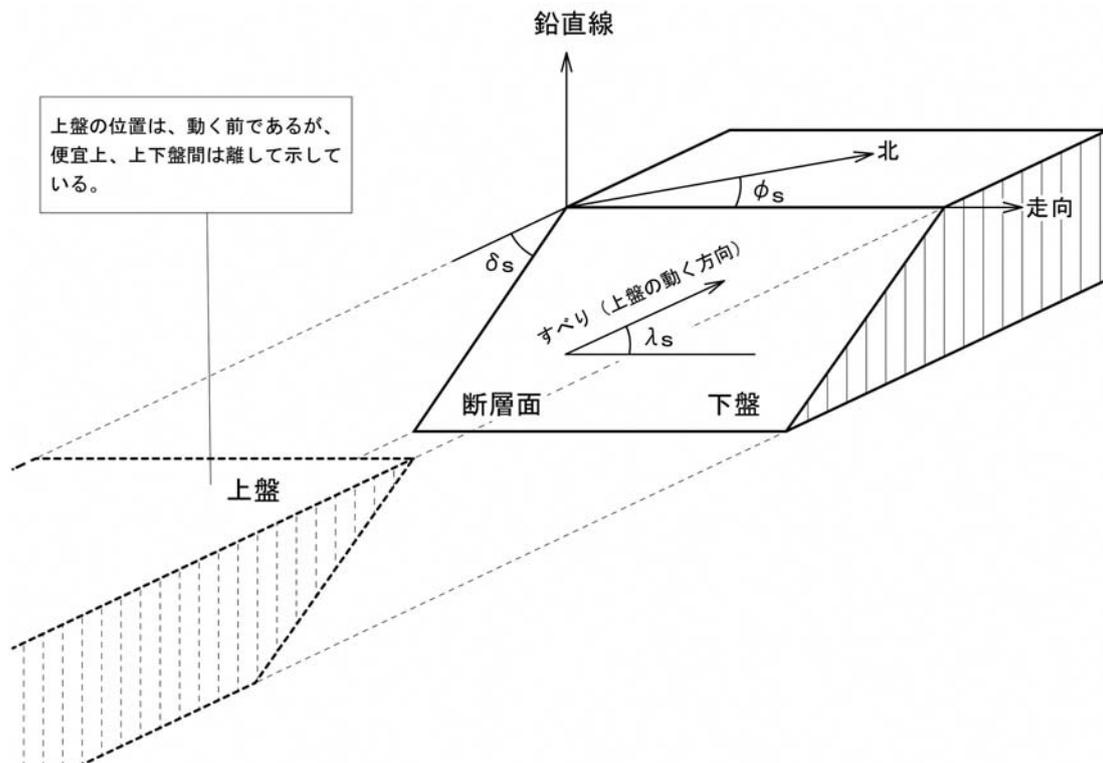


図10 断層の記述

5. 地球の構造とプレートテクトニクス

断層が形成される原因は、地殻に割れを生じさせるほどの強い剪断応力の存在にある。この剪断応力が生じる原因について、検討が必要である。また、断層と地震の間には密接な関係があるため、この点についても検討が必要であるが、これらは地球規模での検討になる。

日本列島は、プレートの沈み込み帯と呼ばれる地球上でもまれな場所に位置している。プレートの沈み込み帯の付近は、地震が発生しやすく、火山も集中する特徴がある。

(1) 地球の構造²⁹⁾

地球の内部構造は、地震波の伝わり方の違いから、何層かの化学的、又は物理的な層を持つ構造であることが分かっている。地球の構造は、図11のようになっている。

地球の化学的構造の一番外側にある層が地殻である。大陸を構成している大陸地殻の厚さは30~50kmで、海底を構成している海洋地殻は6~8kmである。

地球の物理的構造の一番外側にある層は、地殻+上部マントルの部分で、これをリソスフェアと呼ぶ。この部分はひとまとまりの堅い部分である。リソスフェアの下、マントル内部の深さ600~700kmまでは比較的柔らかく流動しやすい岩石が分布している。この柔らかい層をアセノスフェアと呼ぶ。アセノスフェアの下層がメソスフェア（下部マントル）である。メソスフェアの岩石はアセノスフェアに比べ密度が大きいと考えられている。

リソスフェアは地球表面上に広がっており、これが剛体的にアセノスフェアの上を動くとき、プレートと呼ばれる³⁰⁾。

プレートは複数枚に分かれて、地球全体を覆っている。

(2) プレートテクトニクスの一般論

大規模な地質構造形成とそれに関わる諸現象を扱う学問領域をテクトニクスと呼ぶ。テクトニクスは、単に大規模な地質構造形成及びそれに伴う諸現象を指す場合も多い。特にプレート運動によって起こるさまざまな地学現象は、総合してプレートテクトニクスと呼ばれている³¹⁾。

地球の表面は、ひとまとまりの（岩石の）板であるプレートが複数合わさって構成されている（図12の例³²⁾を参照）。主要なプレートは十数枚程度である。

地球上では、地震が頻繁に起こる部分とほとんど起こらない領域に明確に分かれている。地震は、地殻の破壊現象なので、その分布は地殻の破壊が起こっている部分とそうではない領域が明確に分かれていることを示している。地震が起こらない領域は、それぞれがひとまとまりの岩石の板（プレート）になっており、その板と別の板の境界（プレート境界）では地殻の破壊現象が起こり、地震が発生すると考えられている。

プレートと他のプレートが接している境界のことをプレート境界と呼ぶ。

プレートの移動が地球上で見られる諸現象を生じさせているという考えがプレートテクトニクスであるが、プレートの相互関係としては3種類の関係がある。すなわち、プレート境界は、プレートが互いに近づく、離れる、すれ違うの3種類の関係がある。それぞれ収束（消費）境界、発散（付加）境界、平行移動境界（横ずれ）境界と呼ばれている。

- ① 収束境界：二つのプレートが近づくところでは、プレートの衝突が起こる場合と片方が他方のプレートの下にもぐり込む場合がある。前者の例がインド大陸とユーラシア大陸の衝突によるヒマラヤ山脈の形成であり、後者が日本列島である。
- ② 発散境界：二つのプレートが離れていく境界である。新しく海底が作られる中央海嶺がその例である。
- ③ 平行移動境界：二つのプレートがその境界ですれ違っており、近づきも離れもしない。トランスフォーム断層と呼ばれる断層が発達する。北アメリカ大陸カリフォルニア半島付近のサンアンドレアス断層、ニュージ

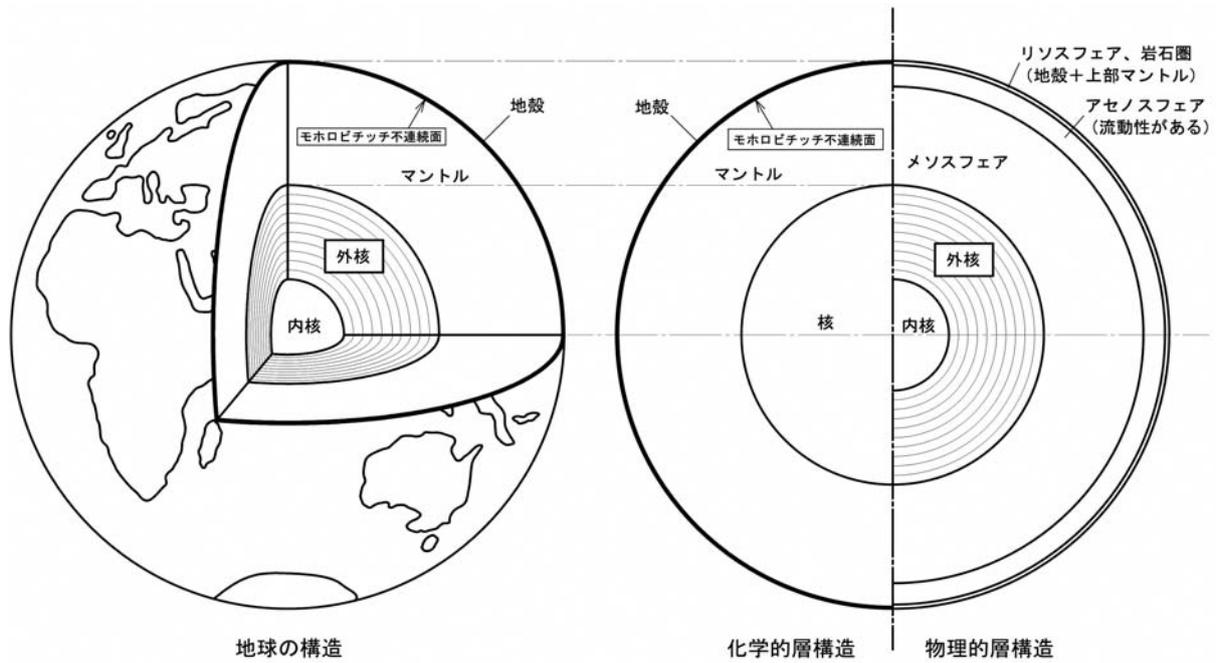


図11 地球の構造

凡例 → プレートの移動方向 — プレート境界 — 沈み込み帯

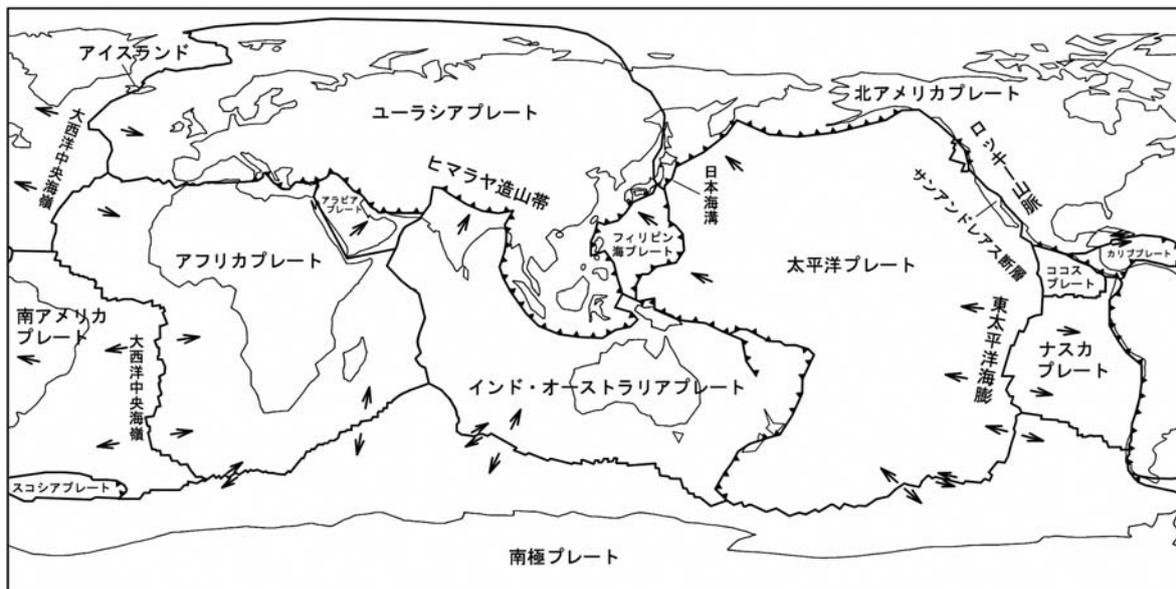


図12 プレート境界図

ランド南島のアルパイン断層が有名である。

日本の太平洋沖周辺は、①の収束境界になっており、近づく2つのプレートのうちの一方が他方の下にもぐり込む現象が起きている。この現象のことを沈み込みと呼び、この現象が起きている場所を（プレートの）沈み込み帯という。プレートの生成と沈み込みの概念図を図13³³⁾に示す。

沈み込む側のプレートは、海洋地殻で構成されたプレートで、沈み込まれる側のプレートは、大陸地殻である場合が多い。これは、海洋地殻の方が大陸地殻に比べ岩石の密度が大きいためである。また、沈み込む側のプレ-

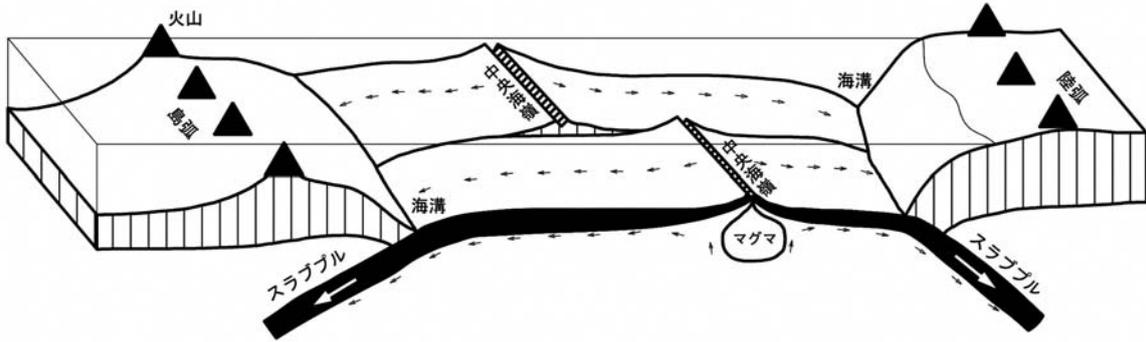


図13 プレートの生成と沈み込みの概念図

トが海洋プレートの場合、アセノスフェアよりも密度が少し大きいので容易にマントルの中に沈み込める。

プレート運動の原動力は、プレートの沈み込む力であると考えられている。中央海嶺で暖かかったプレートも中央海嶺から離れるにつれて冷え、沈み込み帯に達するときにはかなり重くなっている。プレート自身の重みによって沈み込み、つながっているプレートに引っ張りの力であるスラブプルが働き、その作用で中央海嶺で隙間を生じ、それを埋めるためにマントルが上昇し、新たなプレートが作り出されている。沈み込んだプレートのことをスラブと呼ぶ。

プレートの沈み込み帯とは、プレートが地球内部に戻っていく場所である。

(3) 日本周辺のプレートテクトニクスと地震³⁴⁾

日本列島周辺のプレートのおおよその3次元構造は、図14のようになっている。

日本列島は、海のプレートである太平洋プレートとフィリピン海プレート及び陸のプレートである北米プレートとユーラシアプレートの4つのプレートが接する境界に位置している。海のプレートは、陸のプレートの下に1年間に数cmから10cm程度の速度で沈み込んでいく。このプレートに沈み込みが、日本列島で発生する地震の原因になっている。

プレートの沈み込みと地震及び断層との関係を示したものが図15である。プレートの沈み込みに伴って発生する地震は、次の①～③の3種類がある。なお、同じタイプの地震であっても、複数の名称がある。

- ① プレート境界地震、プレート間地震：このタイプの地震は、二つのプレート境界で蓄積された歪みが解放されることで生じる。

歪みは、プレート境界のすべてに蓄積されるものではないことが分かってきている。プレート境界のうち、特に強く接触している部分をアスペリティー（固着域）と呼ぶ。アスペリティー以外の部分は安定すべり領域と呼ばれる。アスペリティーで一定期間にたまった歪みが瞬間的に解放されることで地震が生じる。その後、再び固着し、歪みを蓄積する。その存在がその地域（海域）での地震の周期性をもたらすと推測される。

このタイプの地震は逆断層であることが観測から判明している。

1923年の関東大震災、2003年の十勝沖地震、2011年の東北地方太平洋地震、三陸沖地震、宮城沖地震、南海沖地震等がその例である。

- ② 海洋プレート内地震、スラブ内地震：沈み込む海のプレート内部で発生する地震である。震源の深さが深く、700km程度まで起こり得る。特に200kmよりも深い地震を深発地震と呼ぶことがある。このタイプの地震は、スラブに沿って面状に分布する。このタイプの地震に関係する断層は、スラブ内での傾斜により、逆断層、正断層及び水平に近い断層の場合がある。

1933年の三陸津波地震がその例である。

③ プレート内地震、内陸型地震、陸域の浅い地震：日本列島は、太平洋プレートとフィリピン海プレートの沈み込みによって、陸のプレートが圧縮されているため、逆断層、又は横ずれ断層が発生して起こる地震である。伊豆半島周辺以外は、たとえ南西日本であっても太平洋プレートによる圧縮の影響が大きい²²⁾。

このタイプの地震は、地下約50kmぐらいまでの浅い所で発生するため、大きな被害をもたらすことがある。

1891年の濃尾地震、1995年の兵庫県南部地震、2004年の新潟県中部地震等がその例である。2016年の熊本地震は活断層が動いて生じた地震であった。

島根県で発生する地震も、このタイプであり、形成されている断層は、横ずれ断層である。

また、地表に地震断層が現れたり、過去の地震で現れた地表地震断層が再び動くことがある。

(4) 火山フロントの形成

日本は、プレートの沈み込み帯に位置し、火山が多い国ではあるが、火山がランダムに分布している訳ではない。例えば、東北地方の火山では、北から八甲田山、岩手山、栗駒山、蔵王山等の火山が並ぶように分布して、脊梁山脈を形成している。しかし、それよりも東側の岩手県三陸海岸周辺、福島県の中央部から浜通りには火山が存在しない。このような海溝側に向かって火山が分布なくなる端を結んだ線を火山フロント(火山前線)と呼ぶ³⁵⁾。

日本の活火山の分布と火山フロントは図16³⁶⁾のようになっている。

ただし、現在の中国地方では火山フロントを明確には定義することが困難であり、带状配列もさだかではないとされている³⁷⁾。

しかしながら、かつての山陰地方には火山活動が活発な時期があったことも事実である。

図17³⁸⁾に中国・四国地方の新生代火山岩(4~0Ma)の分布と火山フロントの関係を示す。この火山フロント沿いには大山、三瓶山、大江高山(石見银山)、青野山等のアダカイト質デイサイト溶岩ドーム複合火山が活動している。

これらの山のうち、三瓶山(仙ノ山山頂から約17km

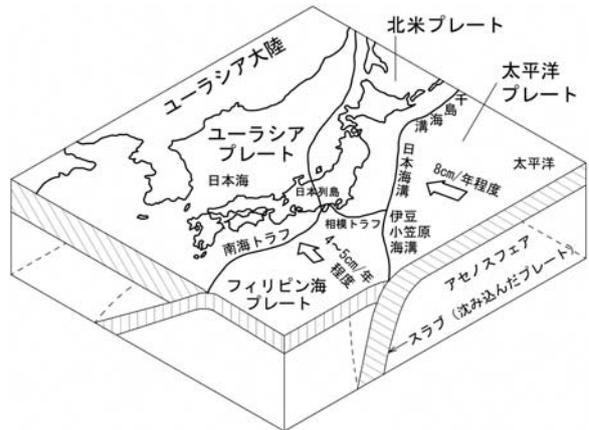


図14 日本列島周辺のプレートの3次元構造

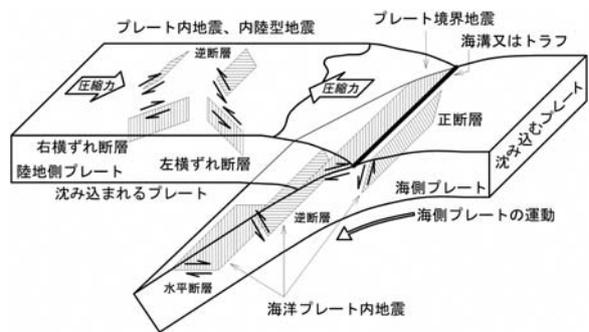


図15 プレートの沈み込みと地震及び断層の関係

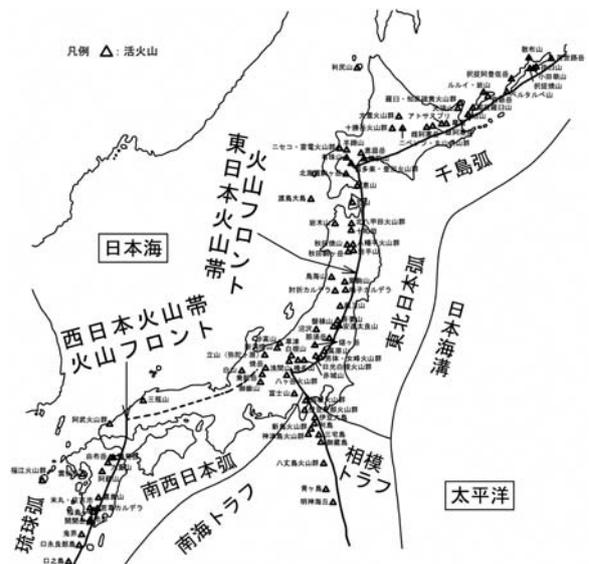


図16 日本の火山フロント

東)と阿武火山群は、現在も活火山であるが、それ以外は、活火山ではない。

図18³⁹⁾にプレートの沈み込み帯でのマグマ形成の概念図を示す。火山フロントは、沈み込むプレートの深さが、約120kmになる場所に対応している。このことは、火山活動、特に火山が形成される場所の決定は、沈み込むプレートが大きく関与していることが示唆される。

沈み込むプレートの水を含む鉱物が、地中の高い圧力の影響を受けて分解され、さまざまな元素が含まれる水を放出する。その水が影響し、上位のマントルの固相線を下げて、影響を受ける前より低い温度で溶解する³⁹⁾。マグマが発生し、上昇する。

火山が近くにあるとマグマから放出された水とマグマの近傍の地下水が加熱されることにより、熱水活動が生じる。

火山フロントに沿う方向とそれと直角の方向とは、火山フロントに沿う方向の方が地殻が溶解している分だけ柔らかい。そのため、火山フロントに沿う方向に断層が形成されやすいことも考えられる。

6. 日本列島に形成される断層と中国地方の広域応力分布及び日本列島の形成過程からの検討

日本列島周辺のプレートの動きと中国地方の広域応力場がどのようになっているのかみていきたい。

(1) 日本列島に形成される断層とその特徴⁴⁰⁾

日本列島の周辺では、図14、19のように4つのプレートがひしめき合っている。

北アメリカプレートの下に太平洋プレートが沈み込み、ユーラシアプレートの下にフィリピン海プレートが沈み込んでいる。また、太平洋では、フィリピン海プレートの下に太平洋プレートが沈み込んでいる。

沈み込むプレートが、沈み込まれる側のプレートを押すため、日本列島がのっているプレートは圧縮される。内陸の断層のほとんどは、圧縮場で生じた逆断層—スラスト断層（：断層面の傾斜が45°以下の低角逆断層）、又は横ずれ断層である。その一方で、地殻の圧縮が支配的になるため、正断層を生じる伸張（張力）場は限られている。

(2) 中国地方の広域応力場⁴¹⁾

中国地方はユーラシアプレートの上にあるが、この地域の現在の地殻運動は、フィリピン海プレートの西北西方向への沈み込みとユーラシアプレートの東進により支配される（図19参照）。現在は東西圧縮応力場にある。

中国地方の現在の広域応力場は東西圧縮であることから、北東—南西方向の横ずれ断層は右横ずれセンスで活

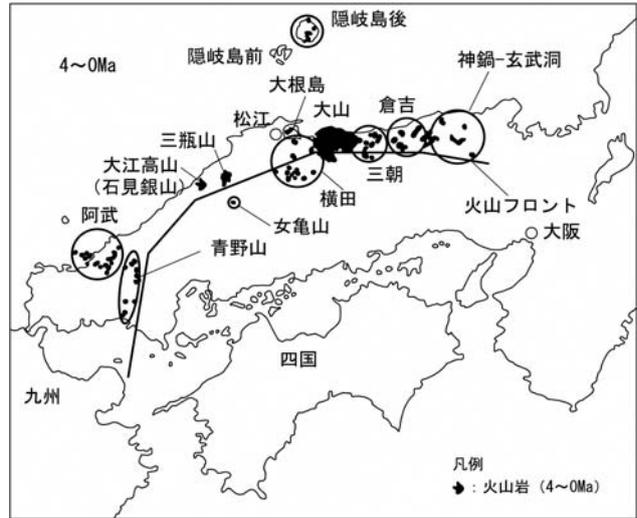


図17 中国・四国地方の新生代火山岩（4~0Ma）の分布と火山フロント

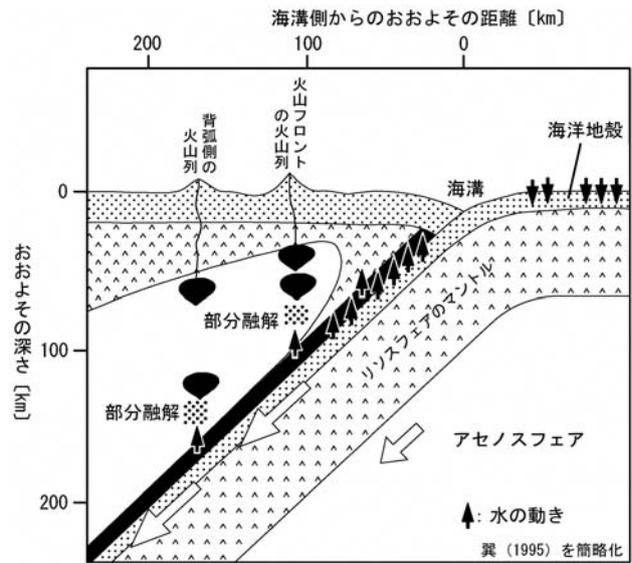


図18 沈み込み帯でのマグマ形成の概念図

動する。また、北西-南東方向の横ずれ断層は、左横ずれセンスで活動する。この応力場は、中国地方で起きている地震の発震機構に整合する。

鮮新世前期以前には、フィリピン海プレートの沈み込む方向が現在とは異なっており、この地方は南北圧縮下にあったと推定されている。この応力場では、北東-南西方向及び北西-南東方向の断層は、いずれも現在とは逆センスで活動していたことになる。南北圧縮から東西圧縮への応力場の転換は、フィリピン海プレートの沈み込む方向が北北西から西北西方向へ変化したことによると推定されている。沈み込み方向の変化の時期は、2Ma頃と推定されている。

(3) 日本列島の形成とテクトニクス等からの検討

日本列島の骨格となる地殻は、かつては現在のユーラシア大陸東部と一体になっていたが、約3,000万年前(30Ma)に分裂を介したと考えられている。その後、南西日本は時計回り、東北日本は反時計回りに回転したことが、古磁気の測定結果から判明している。このような移動・回転は3,000~1,500万年前(30~15Ma)に生じたと推定されている。日本海が拡大する中で、これに付加体が加わり、今日の日本列島の姿になった。

石見銀山の古いデイサイトであるS型デイサイトの噴出は、 $2.21 \pm 0.10 \sim 1.75 \pm 0.08$ Maであるため、日本列島の形成に関わる出来事よりも大幅に後の時代に噴出したものであることが分かる。

第四紀(2.588Ma)以降は、ほぼ現在のテクトニクスが進行していると考えられている⁴²⁾。

(4) 石見銀山の各デイサイト等の時代との比較検討

福石鉱床を胚胎するS型デイサイトは $2.21 \pm 0.10 \sim 1.75 \pm 0.08$ Ma頃地表に噴出し、永久鉱床の胚胎するI型デイサイトは $1.47 \pm 0.07 \sim 1.23 \pm 0.06$ Ma頃、Y型デイサイト($1.75 \pm 0.08 \sim 1.60 \pm 0.11$ Ma頃活動)を貫入した。その一方で、新生代第四紀は2.58Maから現在に至る間の時代である。石見銀山の各型デイサイトは、いずれも2.58Maより若いため、第四紀に形成されたことになる。また、S型デイサイトの噴出時期がある程度重なるが、各デイサイトは、フィリピン海プレートの沈み込む方向が変化したと推定される2Ma以降のものになる。

そのため、石見銀山の鉱床と鉱脈は、ほぼ現在と同じテクトニクス下で形成されたことになる。

その一方で、石見銀山周辺地域の地質の基盤は久利層であるが、久利層は新第三紀中新世(5.333~23.03Ma)中の15Ma以降の海底火山噴出物による地層である。また、久利層の上の層が都野津層であるが、都野津層は新第三紀後期鮮新世~第四紀前期更新世(約350万年前(3.5Ma)から約200万年前(2.0Ma))の海成~非海成の地層である。

都野津層の形成は2.0Ma以前であるため、フィリピン海プレートの沈み込む方向が変化するよりも前の時代から同時代のものであることになる。

そのため、久利層と都野津層の下部は、現在と同じテクトニクスの中で形成されたとはいえない。

その一方で、石見銀山のS型、I型及びY型の各デイサイトに形成された断層は、現在とほぼ同じ応力分布のもとで形成されたことになる。

7. 石見銀山に形成された断層の検討

石見銀山の鉱脈が形成された断層について、石見銀山の属する中国地方の活断層のデータ等の例に基づいて検討してみたい。

(1) 中国地方の活断層の分布状況からの検討

活断層にずれが生じることにより大きな震災がもたらされる恐れがある。そのため、全国の活断層の調査が行われており、その状況も把握され、データが公表されている。

中国地方とその周辺の活断層は、図20及び表2のとおりである。図中、(右)と書かれているのが右横ずれ断層、(左)が左横ずれ断層、(逆)が逆断層、(正)が正断層である。

プレートの移動速度は北アメリカプレート固定の相対速度である。

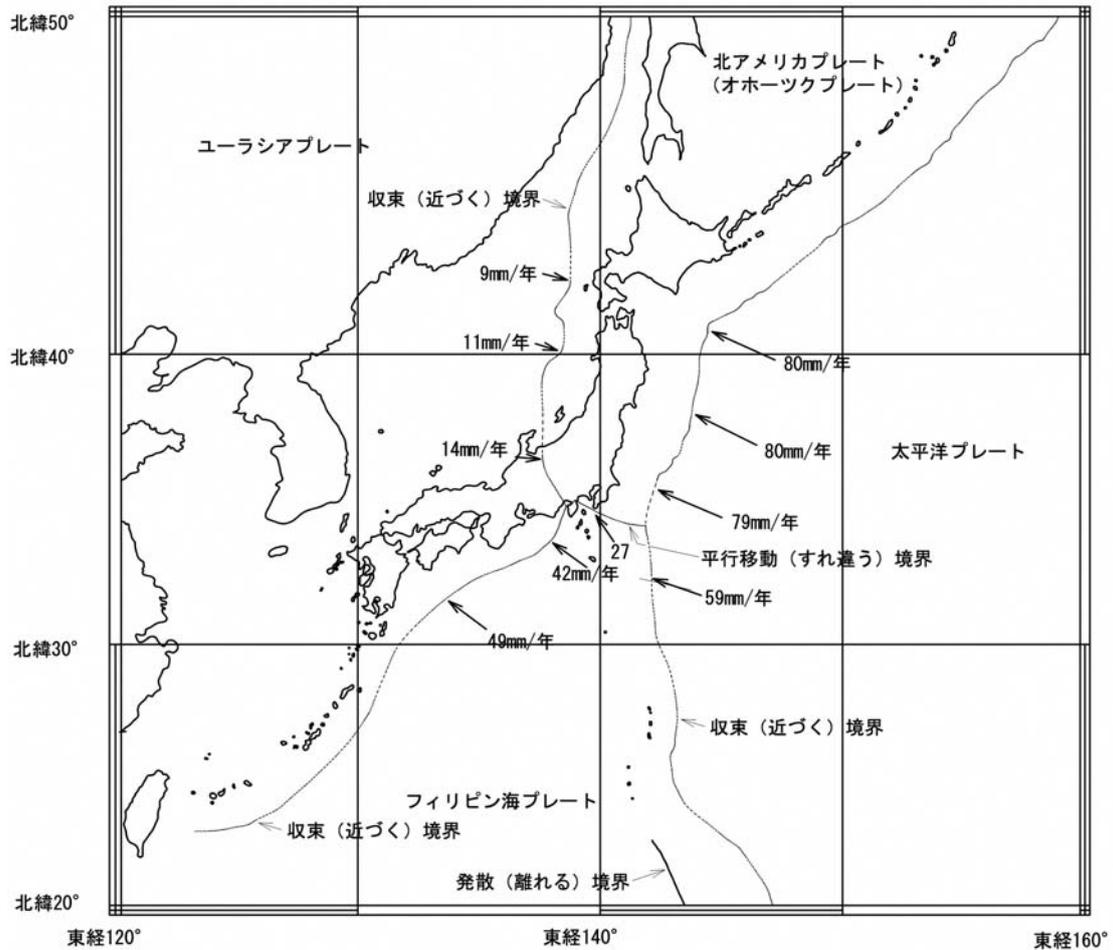


図19 日本周辺のプレートの状況

この図から、中国地方のうち島根県、広島県、山口県の付近は北東-南西方向から東北東-西南西方向の右横ずれ断層が卓越していることが分かる。

(2) 横ずれ断層に起因する地形の特徴

内陸の断層のほとんどは、圧縮場で生じた逆断層-スラスト断層、又は横ずれ断層のどちらかである。断層運動の痕跡は、地形に現れることが多く、横ずれ断層は地形に残りやすい特徴がある。そこで、横ずれ断層とその痕跡について検討してみたい。

横ずれ断層の変位地形は、小さなスケールのものでも残りやすい。直線上に走る横ずれ断層の上には、低断層崖、屈曲した尾根～山脚の系統的発達、断層池、地下水露頭～湿地、地溝或いは、大小水系の屈曲が見出される⁴³⁾。

横ずれ断層は、断層面が直立、又は急傾斜であるため、断層に沿った地殻の水平方向の移動が卓越する。直立、又は急傾斜である断層面と地表との交線である断層線は、土地の高低起伏に関わりなく、まっすぐに延びる特徴がある⁴⁰⁾。

断層が破碎帯を伴う場合、破碎帯は周囲の地層・岩石より脆いので浸食に弱い。差別的浸食の結果、破碎帯は周囲の地層・岩石より地形的に低くなる。高角傾斜の断層の地表面のトレースは、直線的になるので、破碎帯を伴う高角傾斜の断層は、河川、又は尾根の鞍部が連なる。周囲より低い直線的な地形を形成することが多い。このような断層に起因する直線的な地形をリニアメントと呼ぶ⁴⁴⁾。

(3) 中国地方のリニアメント

文献45)において、中国地方の東部では、WNW-ESE方向のリニアメントが卓越しているのに対して、中部から西部ではNE~ENE-SW~WSW方向のリニアメントが卓越していると述べられている。

文献46)では、次のように説明されている。中国地方西部には広島県と島根県の県境付近から山口県中部に延びるNE-SW方向にリニアメント群が顕著に認められる。リニアメント群の北東境界を構成するリニアメントは、大田市南東部に位置する三瓶山の南から南南西にのび、益田市匹見町、山口県阿武郡阿東町徳佐、山口市を経て、宇部市東部に至る。

このリニアメントは、巨視的には、大原湖-弥叡山西断層系(活断層の弥栄断層、地福断層、大原湖断層、小郡断層を含むと思われる)に沿っている⁴⁶⁾。

従って、リニアメントと断層の関係から、中国地方の概ね中部から西部は、北東-南西方向の右横ずれ断層が卓越すると考えられる。石見銀山もこの領域に入ると考えられる。

(4) 石見銀山に形成された断層の検討

図20には、石見銀山の近傍東側から日南湖断層(鳥取県)までの間には活断層は示されていないが、石見銀山のおおよそ南東から南西方向には、活断層が多数あり、いずれも右横ずれ断層である。

南東から順に、安田断層(走向:N49° E)、筒賀断層(走向:N48° E)、弥栄断層(走向:N47° E)・地福断層(走向:N48° E)、奈古断層(走向:N55° E)、大原湖断層(走向:N52° E)が石見銀山を囲むように分布している。この他に、石見銀山の東方にある宍道(鹿島)断層(走向:N80° E)は右横ずれ断層である。

この走向の傾向は、中国地方のリニアメントの傾向に近い(東部のリニアメント:WNW-ESE方向が卓越、中部から西部のリニアメント:NE~ENE-SW~WSW方向が卓越)。

石見銀山の位置周辺は、弥栄断層、地福断層等の北東方向の延長上にある。

その一方で、石見銀山の東方にある日南湖断層(走向:N33° W)は、弥栄断層、地福断層等とは異なる走向を示している。この活断層は、左横ずれ断層のようである。

現象面からではあるが、石見銀山を含む中国地方の中部から西部は、北東-南西方向から東北東-西南西方向の右横ずれ断層が形成されやすく、右横ずれ断層が卓越する傾向があると考えられる。

8. 石見銀山地内を通過する推定断層の検討

石見銀山地内には、推定断層である大森-三子山断層が通過しているとされている。文献47)のデータには、「大森-三子山断層、長さ14km、走向NE、右横ずれ」とある。

この推定断層について、地形図上で確認できたものが、図21である。石見銀山地内にはリニアメントが認められる。図中、谷と尾根の屈曲によるずれ、鞍部の存在(写真1)も確認できる。走向は、N51.6° Eである。この谷と尾根のずれは、右横ずれである。よって、このリニアメントは、右横ずれ断層によるものであることが示唆される。

石見銀山地内のリニアメントの走向と安田断層、筒賀断層、弥栄断層・地福断層、奈古断層、大原湖断層の走向とのずれは3~5°である。これらの断層のタイプは、いずれも右横ずれ断層であり、走向の違いも僅かである。

中国地方の中部から西部ではNE~ENE-SW~WSW方向のリニアメントが卓越しているが、石見銀山地内のリニアメントの走向もこれと一致する。石見銀山を囲む活断層のうち、銀山の東側を除いて、全て右横ずれ断層であり、このリニアメントとも共通している。また、これらの活断層と石見銀山地内のリニアメントの走向データのばらつきも小さく、データが安定している。よって、石見銀山では右横ずれ断層が卓越すると考えられる。

なお、石見銀山地内のリニアメント及び安田断層、筒賀断層、弥栄断層・地福断層等の活断層の走向と表1の石見銀山の鉱脈の走向の違いは少ないものでも10°前後ある。傾向は似ていると思われるが、走向の違いの評価

大森三つ子山断層（リニアメント）は、横ずれ断層の特徴を持つため、断層は直線で仮定したが、実際には多少のブレ、蛇行があると考える。アの鞍部が写真1の鞍部である。

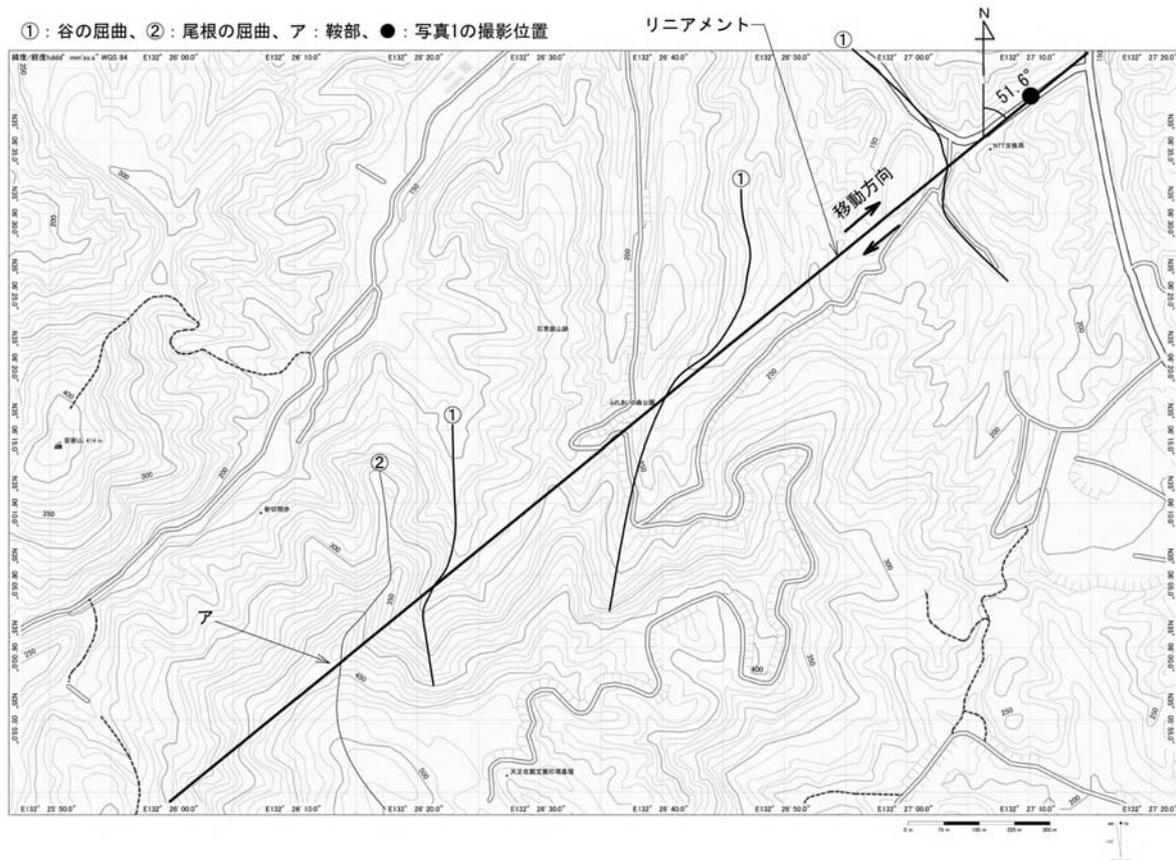


図21 石見銀山地内を通過するリニアメント

は難しい。

9. 永久鉦床の鉦脈データと断層の特性との比較

石見銀山の鉦脈のデータは、限られており、表1が文献に示された比較的新しいものようである。このデータが断層の特性と比較可能な唯一のものと思われる。

(1) 石見銀山の鉦脈データと断層の特徴の比較

表1に示された永久鉦床の鉦脈の傾斜等のデータに基づく鉦脈の特徴と断層の特徴を、次の①、②のとおり比較すると鉦脈特徴と横ずれ断層の特徴がほぼ一致すると考えられる。

① 鉦脈の傾斜は佐藤鉦が 80° N \sim 85° S、馬之背本体鉦が 80° N \sim 80° Sである。その他の鉦脈もほとんどが 75° 以上で鉛直に近い。佐藤鉦と馬之背本体鉦は共に 90° を挟んで数値が振れている。

この傾斜を正断層、逆断層、横ずれ断層の傾斜と比較すると横ずれ断層の傾斜は概ね 90° であるため、横ずれ断層の場合とほぼ一致する。また、表2の活断層はいずれも右横ずれ断層であるが、断層面の傾斜はすべてのデータがほぼ鉛直（ほぼ 90° ）である。

なお、露頭から鉦脈の最深部への垂直深度も $170+$ ～ 600 mある。

② 鉦脈の走向延長は、佐藤鉦が 400 m、馬之背本体鉦が 300 mである。その他の鉦脈も 60 ～ 400 mである。また、

佐藤鉾、馬之背本体鉾の鉾脈の水平面の形状⁴⁸⁾は、多少の曲がりはあるが比較的直線に近いと思われる形状であること。

横ずれ断層は、土地の高低起伏に関わりなく、まっすぐに延びる特徴がある。これらの鉾脈の走向延長の延びと形状は、横ずれ断層のこの特徴に類似しているように思われる。

(2) 鉾脈の走向と主圧縮応力に基づく断層の走向との比較

表1に示された永久鉾床の鉾脈の走向のデータと主圧縮応力に基づいて形成される断層の走向を比較するとほぼ一致する。

表1において、鉾脈の走向は佐藤鉾がN60~80°E、馬之背本体鉾がN60~65°Eである。鉾脈の走向は、それ以外の鉾脈も合わせるとN60°E~E-Wの間になる。

中国地方は、横ずれ断層が発達している。中国地方の広域応力場は東西圧縮であるため、主圧縮応力は東西方向になる。これに伴う最大剪断応力の方向は、その±45°になるが、既存の断層がない状態にある岩盤は±30°付近で割れて、新たな断層が形成されるはずである。主圧縮応力を東向き（方位90°）に見た場合、横ずれ断層のできる方位は、60°（右横ずれ）と120°（左横ずれ）になる。ただし、右横ずれ断層が卓越しているため、左横ずれ断層は形成されなかったと考えられる。

表1に示された永久鉾床の鉾脈の走向はN60°E~E-Wの間である。

そのため、広域応力場は東西圧縮とすると、剪断応力により形成される断層の走向と永久鉾床の鉾脈の走向が概ね一致するか、又は近いという結論になる。鉾脈の走向がN60°Eよりも大きい場合もあるので、東西圧縮とされている広域応力場には、幾分南北方向の成分があって、多少西北西-東南東を向いているのかもしれない。

10. ま と め

石見銀山の鉾脈が、東西方向に形成された要因の説明、又は論文等の存在は、見受けられないようであった。先行研究等の事例から、鉾化作用を起こした熱水の断層への流れ込みまでは説明されていることが確認できる。しかしながら、その熱水が流れた断層の形成に至る説明等の存在は確認できなかった。

そこで、断層の形成要因について、プレートテクトニクスに基づく地殻の運動を含めて検討した。併せて、熱水活動との関係から、その熱源になる火山の形成についても検討した。

その結果、永久鉾床の鉾脈の走向と中国地方の広域圧縮応力場等に基づいて、理論的に断層が形成される方向を数値で比較検討したところ、ほぼ一致するか、又はそれに近い結論が得られた。

石見銀山の周辺では右横ずれ断層が卓越している。そこで、石見銀山地内の地形について、地形図で確認したところ、右横ずれ断層の存在を示唆するリニアメント及びこれに関連する谷と尾根の屈曲が認められた。

これらの検討の結果、石見銀山の鉾脈の形成は、プレートの沈み込みに伴う諸現象に起因すると考察する。日本列島は四つのプレートがひしめき合うプレートの沈み込み帯に位置していることがその遠因である。

プレートの沈み込みに伴う諸現象とは、プレートの沈み込みに起因した陸のプレートの圧縮と火山活動の2点である。陸のプレートの圧縮により、右横ずれ断層が形成された。火山活動は、S、Y、I型の各デイサイト、仙ノ山の山体等の形成及び熱水活動をもたらした。その右横ずれ断層にこの熱水が流れ、鉾化作用が起り、鉾

2020年1月撮影

撮影位置:N35° 06' 38.07"、E132° 27' 10.19"



写真1 南西方向から見たリニアメントの鞍部

脈が形成されたことになる。

今回の検討により、その根拠を示した上で、石見銀山の鉱脈の走向が概ね東西方向に形成された要因について、より本質的な説明が可能になったと考える。その説明の例を(1)～(3)に示す。

石見銀山の鉱脈のデータは限られており、表1のデータも1968年のものである。文献1)には石見銀山の主な鉱脈は三十余筋あったとあり、32本の鉱脈の名称が示されている。その一方で、文献49)では、元文年間(1736～1741年)には、鉱脈は東33本、西17本が数えられており、その他に細い鉱脈がいくつもあるとされている。この両者は一致せず、表1もこれらを網羅していない。表1に示された鉱脈のデータ以外のもについては、走向、傾斜延長等の詳細が不明である。石見銀山の鉱脈のより詳細な探求には、現代の視点に基づく調査も必要ではないかと思われる。

(1) 説明の例1 (鉱脈が形成された断層の形成)

日本列島は、地球のプレートの沈み込み帯に位置している。日本列島がのっている陸のプレートの下に、海のプレートである太平洋プレートとフィリピン海プレートが沈み込んでいる。

このときに陸のプレートの縁が押され、圧縮される。この圧縮が原因で内陸には断層が形成される。

石見銀山の鉱脈が胚胎するデイスাইトは、新生代第四期に形成されたものであるため、ここに形成された断層も、現在のテクトニクスにより形成されている。

石見銀山はユーラシアプレートの上にあるが、その下にフィリピン海プレートが西北西方向へ沈み込んでいる。

現在の石見銀山周辺は概ね東西方向に圧縮されている。この圧縮に伴い、プレート内に異方的な応力が生じ、剪断応力が働いた結果、岩盤が割れて断層が形成された。鉱脈の傾斜は 90° 、又は高傾斜なので、横ずれ断層が形成されたことが分かる。横ずれ断層は、共役の関係にある2方向の断層(右横ずれと左横ずれ)が同時に形成される場合もあるが、どちらかの断層が卓越して、1方向にしか形成されない場合が多い。島根県の中部と西部は、右横ずれ断層が卓越している。そのため、石見銀山でも右横ずれ断層が形成されたと考えられる。

また、現在は東西圧縮($90^\circ - 180^\circ$)か、又は幾分西北西-東南東であるため、形成される横ずれ断層の走向は方位 $60^\circ \sim 90^\circ - 150^\circ \sim 180^\circ$ の間になる。

こうして形成された横ずれ断層に熱水が流れ込んで、鉱化作用が起こり、石見銀山の鉱脈(永久鉱床)が形成された。

(2) 説明の例2 (石見銀山と火山の関係)

日本列島は、四つのプレートがひしめき合うプレートの沈み込み帯に位置している。沈み込んだプレートは地球内部に戻っていく。石見銀山はユーラシアプレートの上にあるが、その下にフィリピン海プレートが西北西方向へ沈み込んでいる。

仙ノ山が属する大江高山火山群(現在は、活火山ではない)は、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う火山フロントの近くに位置する。火山フロントは、沈み込むプレートの深さが、約120kmになる場所に対応している。火山フロントよりも南海トラフ側(太平洋側)には火山はない。火山活動、特に火山が形成される場所の決定は、沈み込むプレートが大きく関与することを示唆している。沈み込むプレートから放出された水の影響で、岩石が溶解しやすくなり、マグマが発生し、上昇する。

仙ノ山を形成するS型デイスাইト、要害山を形成するY型デイスাইト及び貫入岩であるI型デイスাইトは、元々はフィリピン海プレートの沈み込みに起因して生じたマグマの上昇がその起源になる。

フィリピン海プレートが西北西方向に沈み込むとき、陸のプレートであるユーラシアプレートを押し、圧縮する。陸のプレートの圧縮により、中国地方では横ずれ断層が形成されやすくなる。石見銀山の周辺は右横ずれ断層が卓越しているため、右横ずれ断層のみが形成されたと考えられる。この右横ずれ断層の走向は東西方向から北東-南西方向の間である。

また、マグマが近くにあるため、熱水も発生する。その熱水が横ずれ断層の中を流れ、鉱液による鉱化作用が起こり、石見銀山の鉱脈（永久鉱床）が形成された。

(3) 説明の例3（石見銀山の意義）

石見銀山が、世界遺産に登録された意義の一つに次のものがある。

- 16～17世紀初頭の「大航海時代」には、石見銀山の銀生産は東アジア及び欧州の貿易国と日本との間における重要な商業的・文化的交流を生み出した⁵⁰⁾。

石見銀山の意義は、ここで産出された銀が世界に大きな影響を及ぼした社会的、歴史的な要素に起因する。

その一方で、石見銀山の科学的、地学的にとらえると、その形成は地球規模的な現象に起因する。

石見銀山の鉱脈のより本質的な形成要因は、石見銀山がのっているユーラシアプレートの下にフィリピン海プレートが沈み込んでいることにある。すなわち、これにより、火山、熱水、断層という鉱脈の形成に必要な要素が得られた。

プレートの沈み込みにより、マグマの発生と上昇が起こり、火山ができ、熱水活動が起こった。同様にユーラシアプレートが圧縮されて、横ずれ断層が形成された。この断層に熱水が流れ込んで、鉱化作用が起こり、鉱脈が形成された。

これら一連の現象は、地球規模的な現象か、又はこれに起因する現象である。こうした石見銀山の科学、地学的な側面も石見銀山の意義の一つと考えてよいのではないか。

表1 永久鉱床の主要な鉱脈のデータ（日本鉱業協会 1968年に加筆）²⁾

鉱脈名	鉱脈数 〔本〕	走向	傾斜	走向延長 〔m〕	傾斜延長 〔m〕	平均脈幅 〔cm〕	露頭から最深部 への垂直深度 〔m〕
佐藤鉱	1	N60～80° E	80° N～85° S	400	400	30～50	600
三上鉱	1	N70° E	85° N	60			300+
内中瀬鉱	1	N80° E	80° S	160		5	300+
本中瀬鉱	1	N75° E	80° S	130			300+
外中瀬鉱	1	N80° E	75° S	80			300+
馬之背鉱	1	N60° E～E-W	80° N	80			
馬之背本体鉱	1	N60～65° E	80° N～80° S	300		15	180+
兼鉱	1	N65～70° E	65～75° S	400		9	170+
黒鉱	1	E-W	80° N	210		30	
山田鉱	1						
平井米鉱							
茶兼		N80° E	70～80° N				約400(破碎粘土 化帯延長)

表2 中国地方の活断層の例

断層名	断層の位置	長さ	一般走向	ずれの向きと種類	断層面の傾斜	備考
弥栄断層	(北端) 北緯 34° 46.7' 東経132° 12.0'	約53km	N47° E	右横ずれ断層	ほぼ鉛直	島根県鹿足郡津和野町から益田市、浜田市金城町にかけて分布する活断層である。
	(南端) 北緯 34° 27.0' 東経131° 46.4'					
地福断層	(北端) 北緯 34° 24.1' 東経131° 43.6'	約27km	N48° E	右横ずれ断層	ほぼ鉛直	山口県阿武郡阿東町から山口市の木戸山西方付近にかけて分布する活断層である。
	(南端) 北緯 34° 14.4' 東経131° 30.4'					
大原湖断層	(北端) 北緯 34° 24.3' 東経131° 49.5'	約42km	N52° E	右横ずれ断層	ほぼ鉛直	大原湖断層及び小郡断層は、島根県鹿足郡吉賀町から山口県宇部市にかけて分布する活断層である。
	(南端) 北緯 34° 10.3' 東経131° 27.6'					
小郡断層	(北端) 北緯 34° 09.2' 東経131° 26.2'	約31km	N27° E	右横ずれ断層 (西側隆起の成分を伴う)	ほぼ鉛直	山口県に分布する活断層である。
	(南端) 北緯 33° 54.4' 東経131° 16.9'					
奈古断層	(北端) 北緯 34° 33.8' 東経131° 35.0'	約13km	N55° E	右横ずれ断層	ほぼ鉛直	山口県に分布する活断層である。
	(南端) 北緯 34° 29.7' 東経131° 28.1'					
筒賀断層	(北端) 北緯 34° 45.3' 東経132° 30.0'	約58km	N48° E	右横ずれ断層	ほぼ鉛直	広島県山県郡北広島町から安芸太田町、廿日市市にかけて分布する活断層である。
	(南端) 北緯 34° 24.5' 東経132° 01.8'					
宍道(鹿島)断層	(西端) 北緯 35° 30.9' 東経132° 58.2'	約21kmもしくはそれ以上	N80° E	右横ずれ断層	ほぼ鉛直	島根県松江市鹿島町から島根県松江市美保関町にかけて分布する活断層である。
	(東端) 北緯 35° 32.5' 東経133° 11.6'					
安田断層	(北端) 北緯 34° 44.5' 東経133° 02.3'	約5 km	N49° E	右横ずれ断層	ほぼ鉛直	広島県に分布する活断層である。
	(南端) 北緯 34° 42.9' 東経133° 00.1'					
日南湖断層	(北端) 北緯 35° 15.2' 東経133° 17.7'	約13km	N33° W	横ずれ断層	ほぼ鉛直	鳥取県日野郡日南町印賀から日南町花口にかけて分布する活断層である。
	(南端) 北緯 35° 09.5' 東経133° 22.3'			左横ずれ断層*		

〔備考〕活断層のデータの取得元(執筆当時)は、次のによる。

地震本部、中国・四国地方の地震活動の特徴：https://www.jishin.go.jp/regional_seismicity/rs_chugoku-shikoku/

*：産総研:活断層データベース<https://gbank.gsj.jp/activefault/search>

付 録

付 1 石見銀山の地質年代表

本論文で扱った石見銀山とこれに関係する地学的な出来事を整理し、地質年代表にまとめたものを表付-1に示す。

表付-1 石見銀山とこれに関係する出来事の地質年代表

界/代	系/紀	統/世	開始年代	石見銀山とこれに関連する出来事
新生界/代	第四系/紀	完新統/世	0.0117Ma	三瓶火山が活動を始める (0.1Ma) 仙ノ山の山体と鉞床の形成が始まる (1.5~2Maごろ) 大江高山火山が活動を始める (2Ma) フィリピン海プレートの沈み込む方向が変化する (2Maごろ)
		更新統/世		
	新第三系/紀	鮮新統/世	2.588Ma	津野津層の形成が始まる (3.5Ma)
		中新統/世	5.333Ma	久利層の形成が始まる (15Ma) 日本列島がほぼ現在の形になる (15Ma)
	古第三系/紀	漸新統/世	23.03Ma	日本列島の大陸からの分裂が始まる (30Ma)
			33.9Ma	
			56.0Ma	
中生界/代	(省略)	(省略)	66.0Ma	
			252.6Ma	
古生界/代	(省略)	(省略)		

【備考】 1 古生界/代よりも古い年代は省略
2 1Ma=1,000,000年前

付 2 島根県西部地震の観測データに基づく検討

2018 (平成30) 年 4 月 9 日 1 時32分に発生した島根県西部地震 (気象庁: M6.1、深さ12km、最大震度5強、初動解は図付-1、発震機構解は表付-2) において、石見銀山に近い場所で小さな地殻の変動が確認されている。すなわち、震源域周辺の電子基準点で観測されたデータを国土地理院が解析した結果 (4月11日午前8時59分までのデータを使用)、震源域に近い電子基準点「大田 (おおだ)」 (島根県大田市、大田市立大田第一中学校) で、図付-2のように東南東方向に1cmの地殻変動が観測されている。

この地震の震央は、仙ノ山山頂から概ね北東方向に17km程度離れた三瓶山の北側付近である。

この地震は図付-1のとおり、西北西-東南東方向に圧力軸を持つ横ずれ断層型と分析されている。P軸106°、T軸198°である。

この地域の地殻の運動は、フィリピン海プレートの西北西方向への沈み込みとユーラシアプレートの東進に支配され、現在は東西圧縮応力場にあるとされている。この地震の西北西-東南東方向に圧力軸を持つとの分析は、これに近い。

断層は、右横ずれ型か、左横ずれ型のどちらかであるが、このデータの場合は左横ずれ型が調和的と考えられている。石見銀山の付近とは横ずれ断層の左右が異なるが、右横ずれ型とは共役の関係にあると思われる。

図付-1の場合、左横ずれ断層が形成される方向は、北北西-南南東方向の側になるはずであるため、共役の

関係にある右横ずれ断層は東北東-西南西方向の側になるはずである。

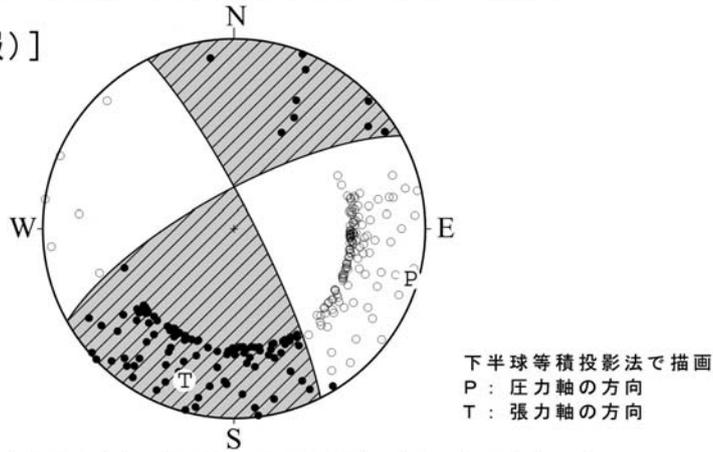
永久鉱床の鉱脈の走向はN60° E~E-Wの間であるため、仮定される共役断層と概ね一致するか、又は近いと考える。

出典：気象庁ホームページ (https://www.jma-net.go.jp/matsue/houdou/2018.04.09-4_oshirase.pdf)

平成30年04月09日01時32分頃の地震の発震機構解 初動解(速報)

西北西-東南東方向に圧力軸を持つ横ずれ断層型

[初動解(速報)]



※ ●は初動が上向きの観測点、○は初動が下向きの観測点を示す。

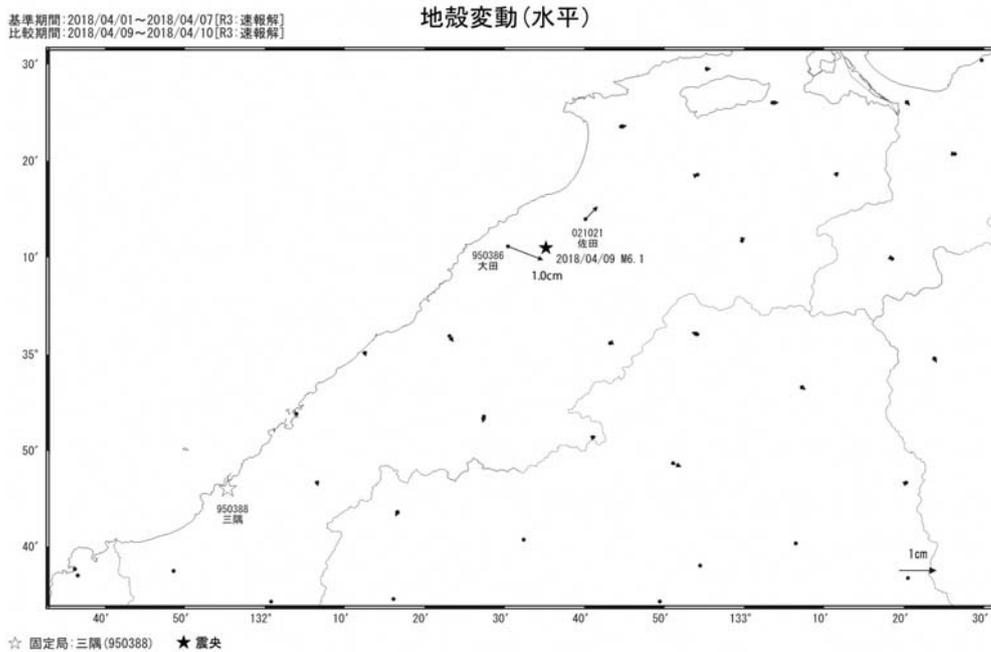
図付-1 気象庁の初動解(速報)のデータ

出典：国土地理院ウェブサイト (<https://www.gsi.go.jp/common/000199493.pdf>)、

又は (https://www.gsi.go.jp/chibankansi/chikakukansi_shimane20180409.html)

島根県西部の地震(4月9日 M6.1)前後の観測データ

この地震に伴い小さな地殻変動が観測された。



図付-2 国土地理院の地殻変動の観測データ

表付－2 発震機構解

	走向	傾斜	すべり角		P軸	T軸	N軸
断層面解 1	241	74	171	方位	106	198	0
断層面解 2	333	82	16	傾斜	5	17	72

謝辞

本研究を行うにあたり、ご協力いただきました方々に、深く感謝いたします。

【文献】

- 1) 山根俊久 石見銀山に関する研究 臨川書店 昭和49年(1974年)4月復刻(元版:石東文化研究会、昭和7年5月) P61
- 2) 石見銀山遺跡総合調査報告書 第3冊 【城跡調査・石造物調査・間歩調査編】 島根県教育委員会(文化財課) 平成11年(1999年)3月 P119
- 3) 大田市教育委員会『石見銀山学ことはじめ』編集委員会 石見銀山学ことはじめⅠ 始 2018年3月 P142~143
- 4) 仲野義文 銀山社会の解明 近世石見銀山の経営と社会 清文堂 2009年3月 P23
- 5) 文献4)のP22
- 6) 廣瀬文太郎 昆布山谷における石見銀山の間歩と鉞脈の関係の一例 古代文化研究第25号 島根県古代文化センター 2017年3月 P113~136
- 7) 廣瀬文太郎 石見銀山の太谷北側の間歩分布に基づく鉞脈の検討 古代文化研究第28号 島根県古代文化センター 2020年3月 P87~105
- 8) 赤坂正秀、牧貴浩、鳥越俊行 島根県石見銀山永久鉞床と福石鉞床の地質、鉞石鉞物および成因 島根大学地球資源環境学研究報告特別号 P1~7
- 9) 迫田昌敏・児玉敬義・井上常史 島根県大森鉞山(石見銀山)のAu-Cu-Ag鉞化作用とK-Ar年代 資源地質 50(1), P46~60, 2000-05-15 資源地質学会
- 10) 文献9)のP50
- 11) 文献9)のP54
- 12) 文献9)のP57
- 13) 文献9)のP52
- 14) 文献8)のP4
- 15) 文献9)のP59
- 16) 文献9)のP53
- 17) 大田市教育委員会石見銀山学概説書編集委員会 石見銀山学ことはじめⅢ 土 報光社 2020年3月 P19
- 18) 文献17)のP22~23
- 19) 金川久一 地球のテクトニクスⅡ構造地質学 共立出版株式会社 2011年7月 p89
- 20) 宇津徳治、嶋悦三、吉井敏尅、山科健一郎編集 株式会社朝倉書店 地震辞典第2版(普及版) 2017年10月 P289
- 21) 文献20)のP288
- 22) 佐藤暢 地球の科学(改訂版)ー変動する地球とその環境 北樹出版 2017年10月 P43
- 23) 文献20)のP295
- 24) 文献19)のP8~11
- 25) 文献19)のP14~15
- 26) 文献19)のP95~98
- 27) 文献19)のP93
- 28) 文献20)のP256
- 29) 例えば、文献22)のP16~20
- 30) 文献20)のP136
- 31) 文献19)のP174
- 32) 木庭元晴編集 シリーズ防災を科学する第1巻 地震と火山のメカニズム 古今書院 2014年5月 P2
- 33) 文献22)のP31
- 34) 文献22)のP41~44

- 35) 例えば、文献22) のP59
- 36) 文献32) のP112
- 37) 下鶴大輔、荒牧重雄、井田喜明、中田節也編集 火山の辞典〔第2版〕 朝倉書店 2017年3月 P212
- 38) 日本地質学会編集 日本地質地方誌 6 中国地方 朝倉書店 2011年7月 P343
- 39) 文献22) のP59～60
- 40) 文献20) のP290～291
- 41) 文献38) のP364～365
- 42) 文献19) のP195
- 43) 文献20) のP298
- 44) 文献19) のP111～112
- 45) 文献38) のP367
- 46) 文献38) のP381
- 47) 文献38) のP370
- 48) 文献2) のP118
- 49) 大田市教育委員会石見銀山学概説書編集委員会 石見銀山学ことはじめⅡ 水 報光社 2019年3月 P51
- 50) 島根県教育委員会編集 世界遺産石見銀山遺跡とその文化的景観公式記録誌 島根県教育委員会 2007年11月 P6