

5. 地質構造・不連続面

地質的不連続面は、大規模破碎帯、断層、層理、片理、節理など様々な規模のものがあります。これら不連続面の間隔・方向・面の状態などは、岩石自体の硬さとともに岩盤の工学的性に大きく影響します。

5.1 地球規模の不連続面

地球内部は、表面から地殻、マントル、コアという変わり玉構造になっていますが、このような構造は応用地質学的には直接関係ありません。このような地球深部の不連続面は、ここでは考えないことにします。

地球の内部構造

地球は半径 6,400km で、外側の約 1/2 (2,900km) が岩石、内側の 1/2 が金属でできています。

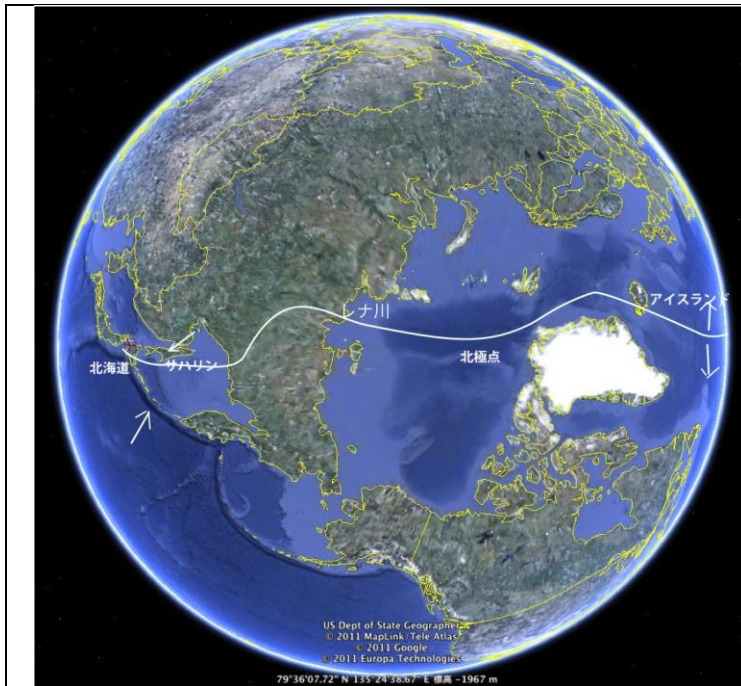
岩石部分の大半はマントルでその表面に薄い地殻があります。地殻の厚さは大陸で約 40-50km、海洋で約 6km です。マントルのうち、深さ 400km までは主にかんらん岩からできていて、400~670km にかんらん岩がより密度の高いスピネル構造を取っている遷移層があります。670km から約 2,900km までが下部マントルでマグネシウムと鉄に富んだ層になっていて、ペロブスカイト構造という結晶構造を取っています。比重は約 40 kN/m³ です。

核は、液体 (S波が伝わらない) の外殻と固体の内核に分かれ、密度は約 90~150kN/m³ です。

マントル内では対流運動がおきているほか、上昇するスーパーホットプルームが南太平洋とアフリカの下にあり、アジアの下にはマントルと核の境界へ落ち込んでいくスーパーコールドプルームがあります。

地球表層で最も大規模な不連続面はプレート境界です。このプレート境界が陸上に現れているのが、アイスランド (発散型境界) やアメリカ西海岸のサンアンドレアス断層 (トランスフォーム型) です。そして収束型のプレート境界は、日本海溝や南海トラフなどに代表される沈み込み帯を形成するものとヒマラヤ山脈などのように衝突帯を形成するものがあります。収束型プレート境界の大きな特徴は、二つのプレートがぶつかり合うために歪が蓄積し、その歪が開放されるときに地震が発生すること、沈み込んだ海洋プレートによってマグマが形成され火山列が発達することです。

北海道の背骨を形作っている日高山脈とその北への延長部は、かつてのプレート境界です。札幌から帯広へ向かう国道、鉄道、高速道路が、この地域で難工事となっているのはプレート境界を人口改変することが原因と考えることができます。



【図 5.1 北極から見た北海道（グーグルアースに加筆）】

大西洋中央海嶺は現在活発に拡大しています。その北への延長はアイスランドを横断して北極点の近くを通りシベリアのレナ川河口へ伸びます。シベリアを横断してサハリンの東を通り日本海東縁変動帯から信濃川変動帯へと続きます。
大西洋が開いている分、日本周辺では閉じていることになります。

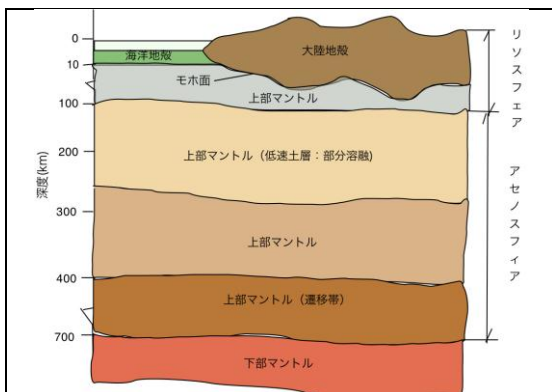
そこで、プレートテクトニクスについてまとめておきます。

プレートとは

地球表面で最も大規模な不連続面であるプレート境界は太平洋西縁の海溝・沈み込み帯や大西洋中央海嶺など数千 km の延長を持っています。

プレートというのは、アセノスフェアの上を運動している地球表層のリソスフェアのことです。リソスフェアというのは、上部マントルの部分的に溶けている層から上の部分と地殻とを含めたものです。上部マントルの最上部には固体の部分がありますが、その下に地震波の伝わり方が弱い部分があります。ここでは、部分的に固体が溶けている（部分熔融）と考えられています。部分熔融している層より上が一体で運動しています。この一体で運動する地球表層部をリソスフェアと呼んでいるのです。リソスフェアの厚さは約 100 km です。リソ (litho: ギリシャ語の lishos=石に由来) というのは石という意味です。ですからリソスフェアは岩石圏とも呼ばれます。

この地震波速度の遅い層を含めて下部マントルまでの部分は塑性状態にあると考えられていてアセノスフェアと呼ばれます。アセノスフェアの厚さは 600 km 程度です。アセノ (astheno) というのは「弱い」という意味で、日本語では岩流圏と訳されています。



【図 5.2 地球表層付近の模式断面図 (B. W. ピプキン, D. D. トレント, 2003, 61p による)】

海洋地殻、大陸地殻と上部マントルの固体部分を含めてリソスフェアと呼びます。その下部の低速度層から下部マントル上面までをアセノスフェアと呼んでいます。リソスフェアは剛体、アセノスフェアは塑性状態です。

大陸地殻は主に花こう岩からなり、海洋地殻は玄武岩から構成されています。上部マントルは、かんらん岩からなっています。

プレート運動の証拠

ウェーゲナーが大陸漂移説を唱えたとき、大西洋の両側のアメリカ大陸とアフリカ大陸の地形に注目したのはよく知られた話です。彼は気候学者でしたから地形に注目すると同時に、植生などについてもアフリカ大陸と南アメリカ大陸が連続していることに注目しました。

プレート運動の証拠はいくつかありますが、有名なのは氷河作用を受けた地域が、かつて一つにまとまって分布していたことと海洋地殻に記録されている地磁気変化が対称的であることです。また、アメリカ西海岸のサンアンドレアス断層は北米プレートと太平洋プレートの境界であることが明らかにされ、右横ずれ運動をしていて50～80年間隔で地震が発生しています。

現在では、例えば太平洋プレートは約10mm/yrの速度で北東に移動していることがGPS観測によって分かっています (<http://mekira.gsi.go.jp/>)。ただし、平成23年東北地方太平洋沖地震後は東北地方が大きく東に移動しています。

プレート境界

プレート境界は、プレートどうしの相対運動の様式によって収斂型（しゅうれんがた）、発散型、トランスフォーム型の三つに分けられ、さらに、境界が発生している場所が海洋なのか大陸なのかによって分けられ、全部で6つのタイプに分けられます。

日本の太平洋側は、北海道から関東までは東の太平洋プレートと西のユーラシアプレートの境界で収斂型プレート境界となっています。関東から西南日本まではフィリピンプレートとユーラシアプレートの境界となっています。このような海洋プレートと大陸プレートの収斂型プレート境界では、密度の大きい海洋プレートが大陸プレートの下に潜り込みます。それで、沈み込み帯と呼ばれます。

このような地質構造は日本が火山・地震国である原因となっています。GPS観測結果では、太平洋プレートは年間10cmほどの速度で日本に押し寄せており、その歪みが蓄積されて破壊に到ると巨大地震が発生します。この地震の周期は100年程度と短く、一番新しいものは1943年の東南海地震(M=7.9)と1946年の南海地震(M=8.0)で、これらの地震発生からすでに66年が経過しています。

プレート境界は相対運動をしているので、その境界は破碎・粘土化を受け岩盤は劣化していると考えられます。

【コラム】

地球深部探査船「ちきゅう」による南海トラフの掘削成果

2011年3月11日に発生した「平成23年東北地方太平洋沖地震」は、これまでの地震学の常識を破るものでした。この地震を機に、これまでの地震予知についていろいろな意見が出されています。しかし、地震予知連絡会の島崎邦彦会長は、かなり良いところまで来ているので、もう少し予知研究を続けたいという見解を示しました。

(2011年5月2日、日本記者クラブでの講演：<http://www.youtube.com/watch?v=WJ8hX1T-w7E>)

今回の地震が、地震学者が予想しなかった規模になった原因は、沈み込んでいる太平洋プレートが古いプレートであるのでプレート自体の温度が低く比重が大きいため沈み込む角度が大きくプレート間の抵抗力が小さく、大きな歪は蓄積しないと考えられてきたことにあります。プレート境界がどうなっているのかは、地震予知に関して大変重要なことです。それを実際に掴むことが出来たのが「ちきゅう」による南海トラフの掘削です。

「南海トラフ地震発生帯掘削計画」(南海掘削：ナントロサイズ (NantroSEIZE : Nankai Trough Seismogenic Zone Experiments) では、熊野灘沖、北緯33度、東経137度付近で一連のボーリングを実施しました。そのうちの、C0004C&Dボーリングで深度75m付近と310m付近とで堆積物の時代のギャップがあることが判明しました。つまり、二つの衝上断層を捉えています。この断層はプレート境界断層か

らの派生断層です。

このボーリングより沖で実施したボーリングでは、斜面堆積物中にナノ化石年代の乱れが見られました。これは、海底地すべりによって土砂が移動したことを示していると言います。

このように、海底掘削によって海底地すべりの発生場の性質が明らかにされつつあります。このボーリング孔に計器を設置して観測を行うことにより、巨大地震の実像に迫ることができると期待されています。また、巨大地震発生領域では地震性の滑りと非地震性の滑りとがあり、これらの発生条件を明らかにすることも目的とされています。非地震性の滑りは、地震動をあまり感じないのに大きな津波が発生するために防災上問題となるものです。

巨大地震発生メカニズムが明らかとなり、地震・津波防災に活用できる日が来るかもしれません。

<参考図書>

* 木村 学, 2002, プレート収束帯のテクトニクス学. 東京大学出版会.

プレート運動の説明, 世界に収束帯についての記載があり, いろいろと参考になる本です。

* 木村 学・木下正高 編著, 2009, 付加体と巨大地震発生帯 南海地震の解明に向けて. 東京大学出版会.

沈み込み帯での地震発生機構解明に向けての現在の到達点を分かりやすく述べた本です。

* 小泉 格, 1998, 21世紀の深海掘削計画. 地質学論集, 第49号, 227-232.

* シュー, K., 高柳洋吉訳, 1999, 地球科学に革命を起こした船 グローマー・チャレンジャー号. 東海大学出版会.

海洋底掘削計画がどのように進んできたかを概観できる好著です。また、著者が地向斜造山論からプレートテクトニクスへと考えを変えた過程も描かれています。

<関連情報>

* http://www.bosai.go.jp/press/pdf/20100709_01.pdf

房総半島沖の反射法地震探査結果から、プレート境界での巨大地震発生帯、スロースリップ帯、相似地震発生帯の存在が明らかにされました。また、底付作用による地殻の成長も明らかになりました。

【コラム終わり】

【表 5.1 プレート境界の 6 つのタイプ (木村, 2002, 18-28 による)】

プレート境界のタイプ	海 洋	大 陸
収斂型プレート境界	<ul style="list-style-type: none"> ・海洋プレートが大陸プレートに沈み込んでいて海溝が形成される。 ・海溝の陸側に火山列ができ，地下のプレート境界では巨大地震が発生する。 	<ul style="list-style-type: none"> ・大陸同士の衝突帯である。地中海からアルプス山脈，西アジアを経てヒマラヤ山脈に到る地帯がこれに相当する。 ・大陸地殻どうしの衝突であるため，沈み込まないで地殻が厚くなり山脈が形成される。
発散型プレート境界	<ul style="list-style-type: none"> ・海嶺は両側に引っ張られてその頂部が落ち込んでいる。 ・海嶺の中心部では上昇してくるマグマにより火山が形成される。 ・最上部に枕状溶岩（水中溶岩）があり，その下位にマグマの通り道となった火道（岩脈）があり，その下に深成岩のガブロ（斑れい岩），さらにその下にはマントルである，かんらん岩などの超塩基性岩がある。 	<ul style="list-style-type: none"> ・アフリカの大地溝帯に代表されるリフト帯である。 ・アフリカ大陸とアラビア半島間の紅海はさらに進んだリフト帯で，海底には海洋地殻が形成されている。
トランスフォーム型プレート境界	<ul style="list-style-type: none"> ・すれ違うプレート境界で海嶺に直交して海嶺をずらす運動をする。 	<ul style="list-style-type: none"> ・大陸のトランスフォーム断層は総延長が数百 km に及ぶ活動的な横ずれ断層系である。 ・北米西海岸のサンアンドレアス断層は北米プレートと太平洋プレートの間のトランスフォーム境界である。

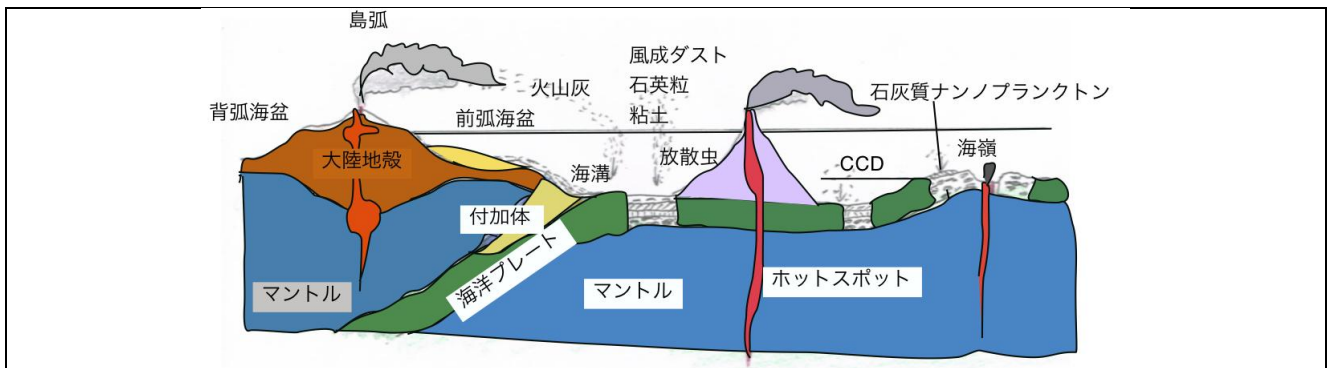
地球上の主なプレート境界

発散型プレート境界は，大西洋中央海嶺，南米沖の東太平洋海膨，アラビア海からオーストラリアと南極の間を通る中央インド洋海嶺などがあります。大西洋中央海嶺がアイスランドで陸上に出現しているほかはほとんどが海底にあります。

収斂型プレート境界は，アラスカ沖からアリューシャン列島，カムチャッカ沖から千島列島，北海道沖からマリアナ海溝へと続きます。太平洋東岸のメキシコから南米大陸沖にかけても典型的な収斂型プレート境界で，巨大地震の発生場所となっています。スマトラ島の南沖からヒマラヤにかけておよびイランからエーゲ海に至るプレート境界は陸上に分布しています。

トランスフォーム断層は，北米大陸のサンアンドレアス断層が陸上に現れている断層として有名で，繰り返し巨大地震が発生しています。発散型プレート境界はトランスフォーム断層により細かく切られています。

これについては，木村（2002）に詳しく書かれています。



【図 5.3 プレート運動の模式図】

中央海嶺で湧き出した玄武岩質マグマが枕状溶岩となり海洋地殻を形成し両側に広がっていきます。この枕状溶岩の上に石灰質ナノプランクトンの遺骸が積もり石灰岩が形成されます。海嶺から離れるにつれて海洋地殻は深度が深くなり炭酸塩補償深度 (CCD) よりも深くなると石灰質成分は海水に溶けてしまうので石灰岩は形成されなくなります。大洋底では放散虫の遺骸、風成ダストである石英粒や粘土が堆積します。海洋プレートが大陸あるいは島弧に近くなると火山灰も堆積します。さらに、海溝では海溝充填堆積物が溜まります。

大陸あるいは島弧にぶつかった海洋プレートは相対的に比重が大きいため、大陸や島弧の下に沈み込んで行きます。この時に低温高压変成作用を受けます。海底堆積物や海洋地殻の含水鉱物が水を含んでいるので、これが絞られ沈み込んだプレート周辺では岩石の融解温度が低くなりマグマが発生して火山が形成されます。これが沈み込み帯に火山が伴う理由です。

ホットスポットというのはマントルから直接マグマが上昇してくる場所で、ハワイ島が典型です。

大地溝帯は拡大を始めたばかりの海嶺で、アフリカ東部の大地溝帯、紅海やバイカル湖が典型です。

5.2 建設工事に関わる不連続面

建設工事に関わる不連続面は、露頭規模には収まらない大規模なものから顕微鏡レベルのものまで様々な規模のものがあります。これらの不連続面は、その規模により大規模、中規模、小規模に分けられます。最も規模の小さいものは鉱物劈開ですが、最近の研究では鉱物の物性の違いが風化に対する強さに影響していることが分かりつつあります。また、ミリメートルオーダーの圧力溶解劈開が不連続面分離の引き金となっている可能性も指摘されています。

それぞれの不連続面の定義を表に示します。

表 5.2 不連続面の種類

構造線	中部地方から九州まで連続して東西に分布する中央構造線や東日本と西日本を分ける糸魚川－静岡構造線、北海道では神居古潭帯などの大規模な構造線です。
破碎帯	破碎角礫、粘土質物質などの脆弱物質で構成される比較的規模の大きな不連続面。この規模のものは構造物建設で比較的よく遭遇します。
断層	ある面を境に両側で相対的変位が明らかに認められる比較的規模の大きい不連続面。
シーム	粘土などの挟在物を含む小規模な不連続面。
節理	面の両側の変位が小さく、比較的小規模で群をなして分布する不連続面。
パーティング (裂開)	層理、葉理、片理などの岩石の構成粒子の定方向配列による不連続面。
微細亀裂	岩石構成粒子内の割れ目、劈開、岩石構成粒子間の割れ目などの微細不連続面。

大規模な地質学的構造線には破碎帯、断層、脆弱層が伴うことが多く、規模が大きく建設工事では問題となることがままあります。例えば、中央構造線の破碎部は幅が 100m 以上あり、その間は強い片状化と

粘土化のゾーンを伴っています。このような不連続面は、遮水帯となることが多く地下水の挙動にも注意が必要です。

ここで脆弱層と言っているのは、メランジュや変質作用を受けた軟岩などがこれに相当し、分布が広く工事中に崩壊しやすいほか、完成後も構造物に予想外の外力が作用することが多いのが特徴です。

中規模の不連続面では節理や層理の方向が問題となります。切土工事での流れ盤、受け盤は、のり面の崩壊のし易さやトンネルでの変位様式（偏圧の発生など）に影響を与えます。

中規模な不連続面より小さい規模のものは岩石学的な不連続面で、建設工事とは無関係に思えます。しかし、付加体堆積物では、このような微細な不連続面が崩壊の原因となる事例が知られています。また、鉱物単位での熱膨張率の違いなどが風化に影響を与えることも知られてきています。

日本の大規模な構造線

日本での大規模な破砕帯としては、中央構造線、糸魚川－静岡構造線があり、北海道では中央部を南北に縦断する神居古潭帯などがあります。また、各地の活断層は建設工事にとっては岩盤劣化部であり、大量湧水を伴うなど難工事の原因となっています。

中部日本から九州にかけては、中央構造線を境に北側を内帯（領家帯）、南側を外帯（三波川帯・秩父帯）と呼んでいます。糸魚川－静岡構造線は中部日本を横断する構造線で、日本海が形成された時に、この構造線の東側が反時計回りに移動してできた凹地（グラーベン）だとされています。この二つの構造線に沿って活断層が分布していて、現在も活動的で地盤が劣化していたり突発湧水が発生したりしますし、直下型地震が発生する可能性があるため、建設工事では十分な注意が必要です。

日本の大規模構造線と付加体堆積物の分布については、日本地質学会地質基準委員会編著「地質基準」（2001、共立出版）の表紙の絵が参考になります。付加体堆積物は、太平洋プレートの海洋地殻とその上に載る遠洋性堆積物が日本列島に付加されて形成されたものです。付加体堆積物の分布域は、激しい変形構造を受けていて第一級の構造線を伴っています。また、付加体堆積物の分布域ではメランジュ（混在岩）が出現し、掘削により予想外の応力開放が発生します。

長野県から紀伊半島・四国・九州に抜ける中央構造線（メディアンライン）があります。

伊豆半島の東側のブロックの縁に糸魚川－静岡構造線（フォッサマグナ）が通っています。

北海道を南北に縦断する神居古潭帯は蛇紋岩と泥質岩が出現し多くの難工事を経験しています。

北海道の地質構造

北海道の地質構造は図5.6のようになっています。日高山脈までは、ほぼ南北に配列しています。十勝平野付近からは、南部地域で西に凸の構造となっています。そして、根室帯に属する白糠丘陵から東では東北東－西南西の配列が顕著になります。

北海道西部の渡島帯、礼文－樺戸帯などの南北の構造は、東北地方（本州弧）の地質構造の延長です。これに対して、東部の常呂帯や根室帯は千島弧の影響の強い地質帯です。

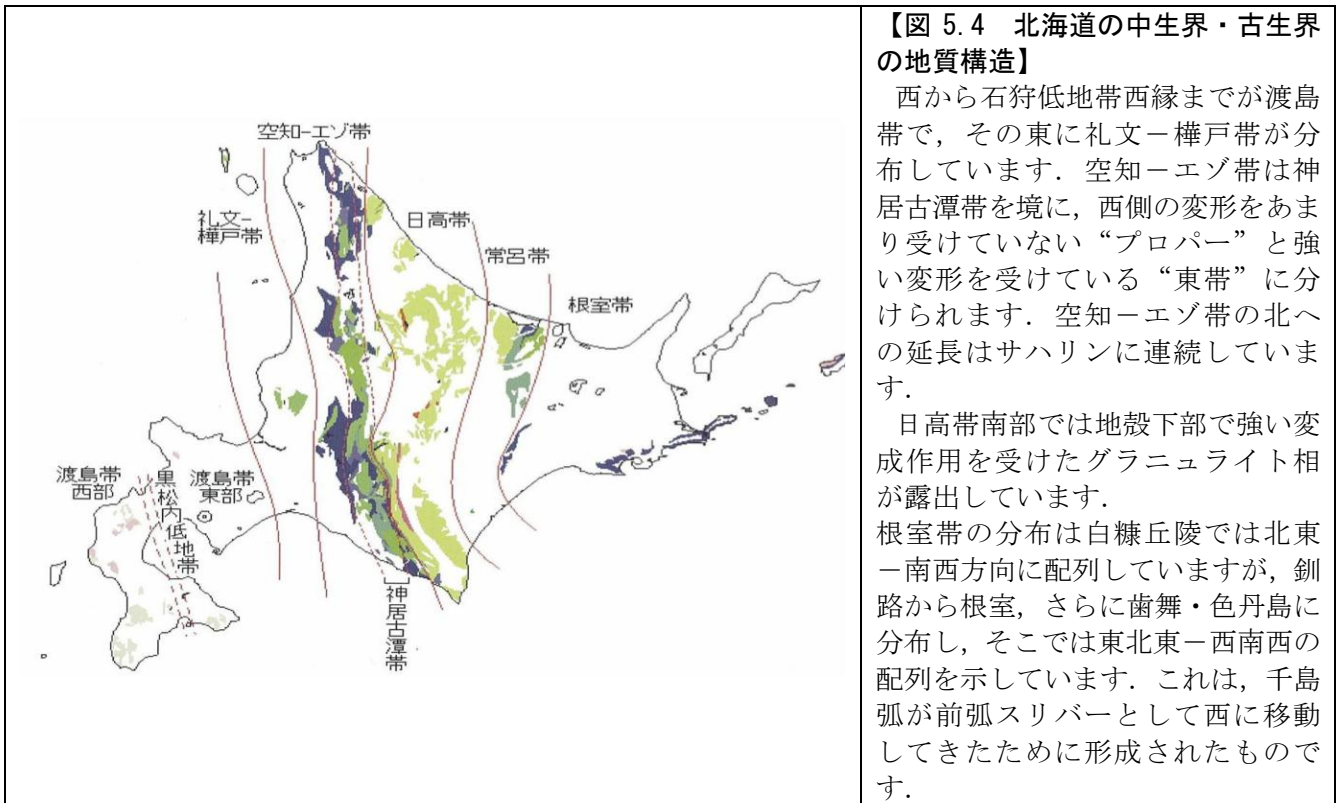
地質工学的に問題となる地質帯は、神居古潭帯を含む空知－エゾ帯です。この地質帯での建設工事としては、古い例ではJR函館本線の神居古潭トンネルがあり、その後JR石勝線、国道274号樹海ロード、そして道東道の夕張－トマム間などで難工事を経験しています。

北海道の地質構造については下の本が必読です。

* 日本地質学会編, 2010, 日本地方地質誌 1 北海道地方. 朝倉書店.

北海道の地質について述べた最新の本です.

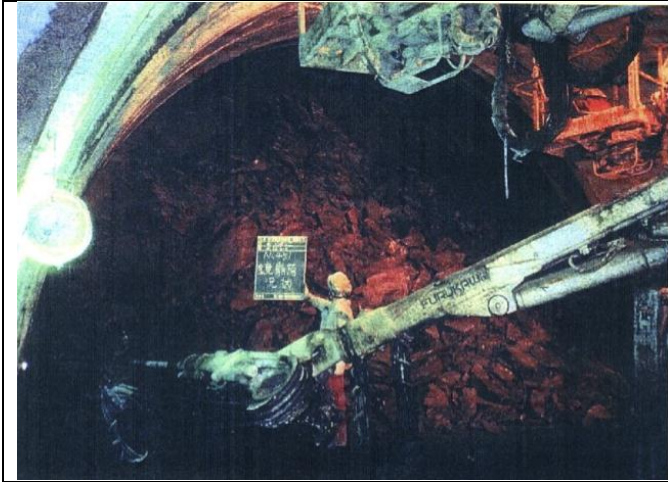
「日本の地質 1 北海道地方」(日本の地質『北海道地質編集委員会編, 1990年, 共立出版』)と合わせて活用するのが良いでしょう.



中規模の不連続面（破碎帯・断層・層理・節理）

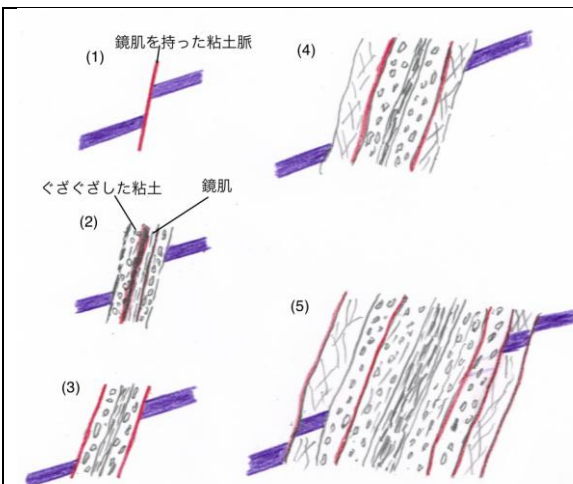
中規模の不連続面は、破碎帯や断層、堆積面である層理、火成岩などが固結する時に形成される収縮亀裂である節理、変成作用により形成される片理、岩石中に注入してきた溶液から沈殿した塩類で形成される鉱物脈などがあります。建設工事で実際に遭遇するのは、この規模の不連続面です。

断層は、破碎されている場合と粘土を挟在している場合とでは評価が違ってきます。つまり、破碎されているだけですと地下水の通り道となっていて突発湧水が懸念されます。一方、粘土化している場合は粘土脈が遮水帯となって背後に地下水が貯留されていて、やはり突発湧水が予想されるのですが、そのほかに地山条件が悪くなり切土斜面やトンネル切羽の崩壊につながります。



【図 5.6 付加体堆積物の切羽崩壊】

付加体堆積物では、切羽が崩れるように押し出してくるのが特徴で、膨潤性粘土鉱物を含んだ地山押し出しとは全く異なる挙動を示します。それぞれの岩塊は硬質で単位体積重量 26kN/m^3 程度、一軸圧縮強度 $28\text{--}90\text{N/mm}^2 (= \text{MN/m}^2)$ で中硬質岩に相当します。地山弾性波速度は 2.5km/sec ほどありますが、切羽前方 10m くらい迄は 1km/sec 以下となっています。



【図 5.7 丹那トンネルでの断層のいろいろ（鐵道省熱海建設事務所，1933，丹那トンネルの話〈復刻版〉，173pより）】

- (1) わずかに断層線を示す薄い粘土を挟んだだけのもの。時にはその面がつるつるして光っているのが鏡肌といわれる。断層線の両側は何の変化も受けず、トンネル掘削中は、よく気をつけないと断層とは知らずに通り過ぎてしまう。
- (2) 中央に鏡肌があってその両側、時として片側だけがぐざぐざした粘土があって所々揉まれているもの。
- (3) 相当悪い断層で両側に鏡肌があって、その間を断層帯と称し、その部分の岩石は断層により打ち砕かれて荒い部分は回転して角がなくなり、丸くなって表面はつるつるした断層角礫となっている。

細かい部分は粘土となって角礫を包んでいる。このような断層帯に水を含んでいるとまことに始末が悪い。三島口から約 $1,510\text{m}$ 地点はこの断層があり、両側は安山岩のしっかりしたものでありながら破碎帯の幅が約 9m （三十呎（フィート））もあって大変苦労。

- (4) この断層は、(3)の両側に(2)のような破碎帯を持っているもので、幾度も断層で動いたために出来たもの。
- (5) 断層群ともいべきもので、主断層を挟んで無数の断層群が密集したもの。三島口から $3,660\text{m}$ の丹那断層はこれに相当し幅の広いところは約 18m （60 呎）あり、地質時代以来数限りなく動いて発達したものと見える。

（「丹那トンネルの話」の説明文を要約）

この図の(1) は“シーム”に相当し、(2)～(3) は断層です。(4) および (5) は破碎帯に相当します。ここで述べられているように、断層の破碎部分の厚さは断層が動いた回数にほぼ比例するとされています。

節理

節理はマグマが固まり火成岩になる時、あるいは泥や砂などから水分が抜けて固まる時に体積が減少して形成されます。火成岩の節理の方向は冷却面に垂直になり、節理の間隔は冷却速度に左右されます。花こう岩などの深成岩では、地下でゆっくり固結するために大きな節理間隔になります。安山岩溶岩などでは比較的急速に冷却すると板状の節理が発達することがあります。

小規模な不連続面

小規模な不連続面としては葉理や片理があります。これらは連続性の乏しいですが、集合体として工学性を左右する場合があります。

さらに、鉱物レベルの劈開なども工学性に影響を与える場合があります。花崗岩類に発達するマイクロシーティングもこれに相当します。このような小規模な不連続面がトンネル切羽崩壊や風化様式に大きく作用することがあります。

マイクロシーティングについては、千木良（2002，67p）に写真が載っています。

*** 千木良雅弘（2002）群発する崩壊 花崗岩と火砕流. 近未来社.**

花崗岩，火砕流などの風化と崩壊を扱った本です。シーティングによって花崗岩が板状に盛り上がった珍しい写真も載っています。話が具体的で参考になります。

	<p align="center">【図 5.8 顕微鏡レベルの微細な不連続面の例】</p> <p>上の図：圧力溶解劈開の形成過程の模式図です。</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) この図では水平の線断面がまず，形成されます。これに伴って引張クラックやプルアパート構造が形成されます。 2) 引張クラックに鉱物が形成されます。 3) せん断面が再活動してカタクラサイト化し，その後熱水変質によって雲母／スメクタイト混合層鉱物が形成されます。 <p>下の写真：顕微鏡下で見られる不連続面で，黒っぽい部分と白っぽい部分があるのは5mm程度の厚さの葉理（ラミナ）です。</p> <p>この頁岩は地質構造的な圧力を受けて，葉理沿いに不連続面が形成されたと推定されます。このような不連続面を圧力溶解劈開と言い，圧力を受けて有機物などが絞り出されて弱い面に集中するために形成されると言われています。</p> <p>この岩石は四万十帯の頁岩で，砂岩などに比べて付加された時の地質構造的応力の影響を強く受けて，顕微鏡レベルでもその証拠を残していると考えられます。</p>
--	---