

3. 岩石の循環と種類

岩石の循環

地球上の岩石は、大陸地殻の一部の岩石のように 38 億年の形成年代を示すものがあります。一方、海洋地殻は、最も古い太平洋西部のものでも 2 億年程度の年代を示すのがやっとです。海洋地殻が千島海溝や日本海溝のような沈み込み帯で大陸地殻の下に潜り込んで地球内部に引き込まれるためです。

沈み込み帯では、中央海嶺で形成された玄武岩類や海洋底に堆積した遠洋性堆積岩、島弧や大陸から海に流れ込んだ砕屑物などがマントルに引き込まれていくほかに、海洋の水も引き込まれています。現在の地球上では、海嶺で生まれた海洋プレートが沈み込むまでの時間は、最大で約 2 億年です。ですから、2 億年より古い海洋プレートは、現在の海洋底には存在していません。

中央海嶺から湧き出した玄武岩類が海洋プレートとなって拡大していき、その上位に遠洋性堆積物を堆積させ、沈み込み帯から地下に潜り込んでいくというのが地表で起きている最も活発で大規模な岩石の循環です。

海洋プレートが地下深部へと消えて行く沈み込み帯は島弧-海溝系です。ここでは海溝から一定の距離に、海溝に並行して火山が分布しています。沈み込んだ海洋プレートから水が分離して、マントルが部分熔融を起こしてマグマが形成されます。このマグマが上昇して火山帯を形成します。ここでも岩石の循環が生じています。

地球上には洪水玄武岩と呼ばれる広大な溶岩台地があります。インドのデカン高原や北アメリカのコロンビア台地が有名です。規模から言うとウラル山脈の東に広がるシベリアトラップと呼ばれる洪水玄武岩台地が最も規模の大きいものです。また、南西太平洋にはオントンジャワ海台という 200 万平方キロメートルの面積を持つ洪水玄武岩の海台があります。この海台の厚さは 30km と言われていて、約 1 億 2 千万年前に形成されました。

このような洪水玄武岩は、マントルプルームによって形成されたと考えられています。マントルを含む大規模な岩石の循環です。

海洋プレートの一生

海洋プレートの発生から消滅までの記録は、付加体堆積物に残されています。世界でも最も良く分かっているのが、四国の四万十帯の野外調査から復元された海洋プレートの一生です。

古い地層に残されている地球磁場の痕跡から四国の四万十帯は赤道付近にあったものが北上してきて四国で付加されたことが分かっています。それぞれの時代は放散虫という珪質プランクトンの化石によって決めることができます。

中央海嶺で玄武岩質マグマが噴出し、枕状溶岩が形成されます。海嶺付近はマグマが上昇してきていて盛り上がっているため水深は 2,500m くらいです。このくらいの深度であれば石灰質ナノプランクトン (nannoplankton) 化石 (石灰質超微化石) が海水に溶けずに枕状溶岩の上に堆積し石灰岩が形成されます。炭酸カルシウム (CaCO_3) は、炭酸塩補償深度 (CCD: Carbonate Compensation Depth; 太平洋では 3,500~4,500m, 大西洋では 4,500~5,500m) より深いところでは、海水に溶けてしまって堆積物としてほとんど残りません。ですから、海嶺から離れて水深が深くなると石灰岩は形成されなくなります。

水深が CCD より深くなると珪質の放散虫や風で運ばれてきた微粒の石英粒子や粘土が海底に堆積してチャートや赤色頁岩が形成されます。この風で運ばれる微粒子というのは、例えば、中国のゴビ砂漠やタクラマカン砂漠の砂嵐で巻き上げられたシルト質の土で、これらは北太平洋の深海底に堆積します。最近の研究では、タクラマカン砂漠の風成塵 (黄砂) がグリーンランドで見つかっています。さらに、プレートが陸に近づくと火山灰が飛んできて堆積します。これは酸性凝灰岩として地層の中に挟在しています。

海溝付近では陸からの土砂が乱泥流によって運ばれてきて、砂と泥の互層であるタービダイトが形成されます。

このようにして大陸縁辺に到達した海洋プレートが沈み込んで陸側に付加されます。これが付加体堆積物です。付加体堆積物には、タービダイトのような陸源堆積物中に石灰岩やチャート、緑色岩類がブロック状に含まれるものと海洋地殻である緑色岩（玄武岩などの火成岩）を主体とするものがあり、工学的にはやや異なった挙動を示します。

付加体堆積物について、基本的なことを知るには、やや古いですが下の本がお勧めです。

* 平 朝彦（1990）日本列島の誕生。岩波新書。



【図 3.1 高知県久礼漁港付近のメランジュ】

右側は玄武岩で左の縞模様付近から頁岩になっています。境界付近には枕状溶岩があります。つまり、海底に噴出した玄武岩の上に石灰岩が形成され、海嶺から離れるにつれて水深が深くなり、粒度の細かい頁岩類が堆積するという積み重なりを見ることができます。

このようなメランジュ (mélange) は、斜面でもトンネルでも取扱いに注意が必要です。

また、青少年向けですが、鎌田浩毅氏の本も面白いです。出だしから読ませ、プルームテクトニクスの話まで及んでいるので、地球上での物質循環の様子が理解できます。

* 鎌田浩毅（2004）地球は火山がつくった 地球科学入門。岩波ジュニア新書。

岩石とは

岩石というのは、地殻やマントル上部を構成する物質で、数種類の鉱物の集合体であるものを言います。岩石は火成岩、堆積岩、変成岩に分類されます。20km までの深さの地殻では 95%が火成岩です。

【表 3.1 岩石の大分類】

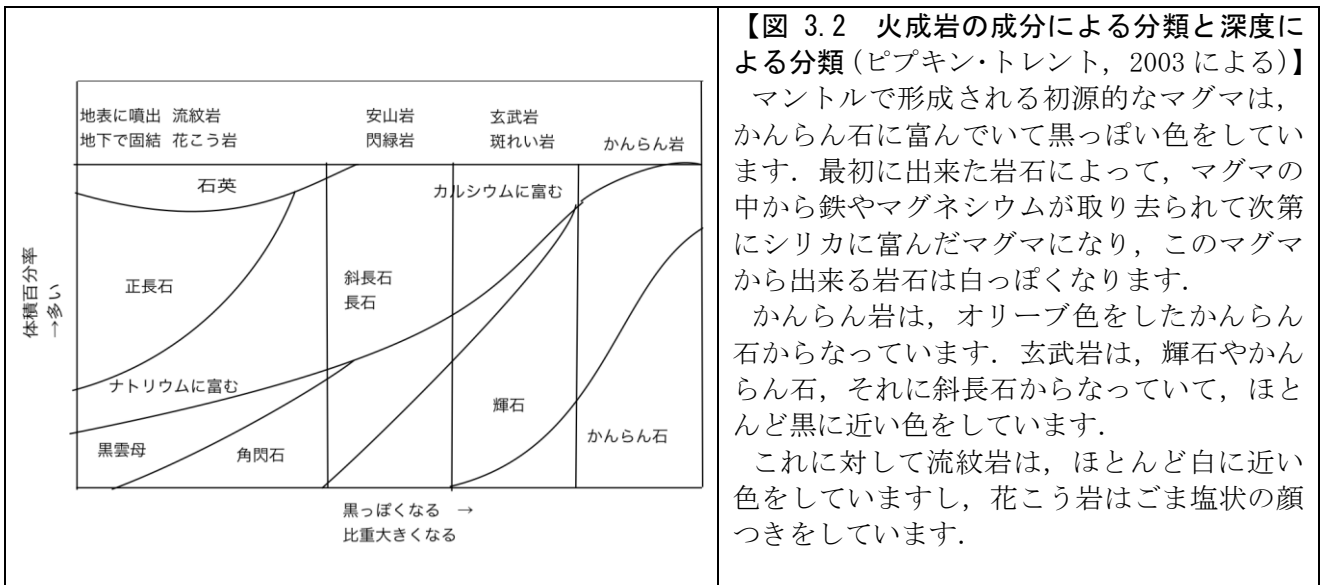
火成岩	地球内部に由来するマグマの固結によって形成された岩石	火山岩	マグマが地表に噴出して形成された岩石
		半深成岩	マグマが地下の途中で冷却して形成された岩石
		深成岩	地下深部で冷却して形成された岩石
堆積岩	堆積物（鉱物・岩石の破片、生物遺骸、溶解物、火山噴出物）が累積して圧密作用と膠結作用で固結して形成された岩石	碎屑性堆積岩	泥・砂・礫が堆積した岩石
		火砕性堆積岩	火山から噴出した碎屑物が堆積した岩石
		化学的堆積岩	蒸発残留により形成された岩石
		生物起源堆積岩	生物の遺骸が堆積した岩石
変成岩	固結した岩石が熱、圧力、化学作用によって変化して形成された岩石	接触変成岩	マグマと接触して熱および成分の供給を受けて変成した岩石
		広域変成岩	地下深部に埋もれた岩石が高温、高圧になり変成した岩石

火成岩

マグマが固結した場所による分類

火成岩は地下深部（地殻下部）で形成されたマグマが上昇してきて冷えて固まったものです。このマグマが形成される場所は、沈み込み帯の火山フロントの陸側、海嶺、ホットスポットなどです。北海道で見られる火成岩は沈み込み帯と海嶺で形成されたものです。

固まった場所が深く、ゆっくりと冷却した場合には深成岩になり、地表に噴出した場合は火山岩になります。火山が噴出する時のマグマの通り道で固まったものは半深成岩（岩脈など）となります。つまり、固まった場所によって火山岩、阪神西岸、深成岩の三つに分けられます。



成分による分類

次に、火成岩は成分によって分けられます。シリカ (SiO₂) の量比が少ないものを苦鉄質、多いものを珩長質といいます。

熔融状態にあるマグマから最初に結晶となつてできる鉱物は、マグネシウムや鉄を多く含む暗色系統のかんらん石や輝石などの鉱物です。これらの暗色系統の鉱物は、融点が高いために冷却時に最初に晶出してきます。残ったマグマの溶液には、だんだんシリカやアルミニウムが多くなって斜長石や石英などの白色系統の鉱物が多くなります。



【図 3.3 様似町役場前の岩石庭園】

見事に磨かれたかんらん岩のブロックが置かれていて、かんらん岩の構成鉱物や構造が良く分かります。



【図 3.4 様似町のかんらん岩採石場】

かんらん岩は採掘され耐火物、サンドブラスト産業、鋳型カバー、鋳物砂などとして利用されています。



【図 3.5 新得町の日高花こう岩】

風化により地表面近くではもとの岩石の構造が消えています。斜面中央部付近では直交する節理が発達しています。

花こう岩類は地下深部でゆっくりと冷却しその後、地殻変動によって上昇してきたためにサイコロ状の節理（方状節理）が発達します。

風化した花こう岩はマサを形成します。マサは砂質土で豪雨時には流動化しやすく災害発生の原因となります。

日高変成帯に分布する花こう岩類は、貫入したあと西側がめくれ上がったために構造運動の影響を強く受けており亀裂の発達が顕著です。

中国地方では最終間氷期（約 10 万年前）に亜熱帯気候となったために、花こう岩地域では地表面にレンガ色の風化土壌（赤黄色土）が形成されていることが多いですが、北海道の花崗岩地域ではそのような土壌は見られません。



【図 3.6 木曽山地の花こう岩】

左：マサ化はあまり強くないですが全体に脆弱化しています。表面には風化残りの核が突出しています。右：典型的な平面すべりを起こしています。この場合は、逆 V 字の二つの鉛直に近い節理と流れ盤の節理（いわゆるシーティングジョイント）の 3 つの不連続面により崩壊が発生しました。



【図 3.7 札幌市豊平川の安山岩脈】

安山岩の岩脈です。ほぼ水平な柱状節理が発達しています。両側から冷却されたためそれに直角な方向に節理が発達しました。この反対側の露頭では泥岩との接触面を見ることができます。

場所は、小金湯温泉のすぐ下流です。



【図 3.8 安山岩質のハイアロクラスタイト】

忍路半島のハイアロクラスタイトです。水中に噴出した溶岩が急冷破砕されてブロック状になります。急冷したためにブロックの周辺にタマネギ状の急冷層が出来るのが特徴です。

堆積岩

地殻構成物質が物理的あるいは化学的風化作用によって泥や砂などの粒状物質になって河川、氷河、風、波浪によって運ばれて堆積したものが堆積岩です。

ここでも形成のされ方によって、まず分類されます。

碎屑性堆積岩：泥，砂，礫が堆積したもの。

火砕性堆積岩：火山から噴出した碎屑物が堆積したもの。火山碎屑性堆積岩。

化学的堆積岩：碎屑性のものと岩塩，石膏などのように蒸発残留したものがある。

生物起源堆積岩：植物片が石化した石炭，サンゴや貝殻からなる石灰岩やチョーク（CaCO₃ が主成分），珪質の微化石（放散虫など）の遺骸が堆積したチャート（SiO₂ が主成分）など。

碎屑性堆積岩

碎屑性堆積岩というのは，様々な岩石が風化し細片化して出来た礫や砂や泥や粘土が固まった岩石です。

碎屑性堆積岩は構成する粒状物質の粒度によって分けられます。

φ	粒径 (mm)	円磨した粒子			角張った粒子	【図3.9 碎屑性堆積岩の粒度による分類（水谷ほか，1987）による】 砂と礫の境は 2mm，シルトと砂の境は 0.0625mm，粘土とシルトの境は 0.004mm です。土質で用いている分類と異なる区分となっているので注意が必要です。 一番左は堆積学で使われる φ スケールで， $d=(1/2)^{\phi}$ （粒径 d：mm）。礫，砂，シルト，粘土の境界粒度を整数で表現できるという利点があります。
		碎屑物	集合体			
-8	256	巨礫 (boulder)	巨礫岩		角礫岩 (breccia)	
		大礫 (cobble)	大礫岩			
-6	64	中礫 (pebble)	中礫岩			
		細礫 (granule)	細礫岩			
-2	4					
-1	2	極粗粒砂 (very coarse sand)	砂岩		1mm あら砂 1/2mm	
0	1	粗粒砂 (coarse sand)				
1	1/2	中粒砂 (medium sand)				
2	1/4	細粒砂 (fine sand)				
3	1/8	極細粒砂 (very fine sand)				
4	1/16					
8	1/256	シルト (silt)	シルト岩	泥岩	頁岩	
		粘土 (clay)	粘土岩			

【表 3.2 堆積岩類の分類 (ピプキン・トレント, 2003 による)】

砕屑性堆積岩類 (砕屑性組織)		
堆積物	記載	岩石名
礫 (>2.0mm)	円磨された岩片 円磨されていない岩片	礫岩 角礫岩
砂(0.062~2.0mm)	石英が卓越 >25% 長石	石英砂岩 アルコース砂岩
シルト(0.004~0.062)	石英が卓越し砂のような感触	シルト岩
粘土・泥	層状, 薄くシート状にはがれる 厚い層状, ブロック状	頁岩 泥岩
火砕性堆積岩類		
堆積物	記載	岩石名
岩石片(>64mm) 火山弾	円磨されていない岩石片 火山弾	火山角礫岩, 凝灰角礫岩 集塊岩
ラピリ (火山礫: 2~64mm)	円磨あるいは円磨されていない礫	火山礫凝灰岩
粗粒火山灰(0.0625~2m) 細粒火山灰(<0.625m)	軽石や岩片からなる砂 火山灰と小岩片	粗粒凝灰岩 細粒凝灰岩
化学的堆積岩類		
組織	組成	岩石名
砕屑性	方解石(CaCO ₃) ドロマイト [CaMg(CO ₃)]	石灰岩 ドロマイト
結晶性 [蒸発残留]	岩塩(NaCl) 石膏 (CaSO ₄ ·2H ₂ O)	岩塩 石膏
生物起源堆積岩類		
組織	組成	岩石名
砕屑性	貝, 骨格, 破壊した貝殻 微視的貝殻(CaCO ₃)	石灰岩, チョーク チョーク
非砕屑性 (変質した)	微視的貝殻(SiO ₂) 固結した植物遺骸 (ほとんど炭素)	チャート 石炭



【図 3.10 札幌で最も古い砕屑性堆積岩 (約 1.5 億年前)】

定山溪温泉から中山峠に向かう国道 230 号薄別橋の下流に分布する薄別層で, 砂岩・泥岩互層で構成されています。比較的深いところで堆積したタービダイトです。ジュラ紀後期から白亜紀前期と推定されます。

工学的には, ハンマーでたたくと金属音がするほど硬く, 層理面に沿って比較的容易に剥がれます。周辺に石英斑岩があるので黄鉄鉱が染み込んでいます。

【図 3.11 豊平川の河床に見られる泥岩 (約 800 万年前)】

ほとんど水平に堆積した泥岩主体の地層で, 貝化石を含んでいます。

この付近では下流に向かって地層は新しくなり, 同時に砂分が優勢になることから, 時代とともに水深が次第に浅くなってきたと考えられます。

小金湯温泉付近の豊平川川岸で, 札幌では初めての哺乳類の化石 (カイギュウ) が産出し, その後, クジラの化石も産出しました。



【図 3.12 川端層のタービダイトの砂岩・泥岩互層（夕張市千鳥ヶ滝）と礫岩（岩見沢市朝日）】

左：砂と泥の互層が縞模様を作っている。タービダイトの本体の砂とその上部を覆う泥の組み合わせとなっている。
 中：砂岩の底面に形成されたフルートキャスト。砂層の下底に形成された堆積構造で、この場合は右から左に流れがあったことを示している。
 右：下位のシルト層を削り込んだ礫層。ハンマーのあるところで礫層が急に落ち込んでいる。この部分は礫層が下のシルト層を削り込んで溝状の地形を形成したものである。地層がずれているように見えるが断層ではない。

堆積岩の堆積構造や研究手法については公文・立石の本に詳しい。また、原田訳の本は、堆積構造などの事例として日本の写真が載っているという珍しい内容となっている。

- * 公文富士夫・立石雅昭編（1998）新版 碎屑物の研究方法。地学団体研究会。
- * W. J. フリッツ・J. N. ムーア著，原田憲一訳（1999）層序学と堆積学の基礎。愛智出版。
- * 水谷伸治郎・斉藤靖二・勘米良亀齡（1987）日本の堆積岩。岩波書店。

火砕性堆積岩

火砕性堆積岩は、火山噴出物が固結したものです。粒度によって分類されます。粒度区分は砂岩や泥岩などの碎屑性堆積岩と同じで、粒径 2mm 以下は火山灰で、火山灰が固結したものは凝灰岩です。火山弾などの本質火山岩塊を含んでいる火砕性堆積岩をアグロメレート（≒集塊岩）と呼びます。古い図幅で集塊岩という名称がありますが、その多くはハイアロクラスタイト（水冷破碎岩）あるいは直径 64mm 以上の火山岩塊を主要な構成粒子とする火山角礫岩です。

また、軽石や火山灰が空中に吹き上げられて降下してきた降下火砕物が固まったものと地表を高速で流下してきた火山灰や岩塊から成る火砕流が固まったものがあります。降下火砕物が固まったものは、きれいな層状構造を示すのに対し、火砕流は様々な粒径の岩塊や火山灰が混在しています。



【図 3.13 洞爺火砕流堆積物（約 10 万年前）】

この火砕流堆積物は、混濁流として流下してきたもので、堆積構造が認められない均質な構造を示し、バックホウで容易に掘削できる程度の締まり具合です。



【図 3.14 支笏火砕流とその上に載る降下火山灰（道々恵庭岳公園線）】

下の塊状な部分が火砕流（約 4 万年前に噴火）です。

粒度	火山碎屑物 pyroclast	火砕性堆積岩 pyroclastic rock
64 mm	岩石片 block 火山弾 bomb	火山角礫岩 volcanic breccia 凝灰角礫岩 tuff breccia 集塊岩 agglomerate
	ラピリ lapillus	火山礫凝灰岩 lapillstone, lapilli tuff
2 mm	粗粒火山灰 coarse ash grain	粗粒凝灰岩 coarse (ash) tuff
$\frac{1}{16}$ mm	細粒火山灰 fine ash grain	細粒凝灰岩 fine (ash) tuff

【図 3.15 火砕性堆積物の粒度による分類

(水谷ほか, 1987)】

粒度の区分は碎屑性堆積岩と同じです。

火山礫凝灰岩は礫の割合が多いもので、凝灰角礫岩は基質の割合が多いものを言います。

集塊岩というのは火山弾を含んで基質が火山灰のものを言います。

凝灰岩は火山灰から構成されているものです。

火山から放出されるものは、白っぽい軽石（珪長質：流紋岩質）と黒っぽいスコリア（苦鉄質：玄武岩質）とがあります。



変成岩

固結状態にある岩石が熱、圧力、化学作用によって変化し生成された岩石が変成岩です。

変成岩の種類

接触変成岩（熱変成岩）

マグマと接触して熱および成分の供給を受けて変成（接触変成作用（熱変成作用））したもの。
→ホルンフェルス、結晶質石灰岩（大理石など）

	
<p>【図 3.16 様似町冬島漁港のホルンフェルス】 冬島周辺は冬島変成岩類と呼ばれる地質が露出しています。このホルンフェルスは黒雲母が形成されています。原岩は細互層の泥質岩と推定されます。</p>	<p>【図 3.17 中新世の安山岩の貫入によって出来たホルンフェルス】 もともとは、黒色塊状の泥岩が、安山岩の接触変成作用によって黒雲母が形成されホルンフェルスとなっています。</p>

広域変成岩（動力変成岩）

地下深部に埋もれた岩石が構造運動を受けて高温、高圧の本で変成したもの。
→千枚岩、結晶片岩、片麻岩

	
<p>【図 3.18 結晶片岩】 四国の三波川帯の結晶片岩で、片岩特有の片理が発達（右）していますが、断面を見ると潰れた円形の構造が見られます。おそらく、もともとの岩石は枕状溶岩だろうと思います。</p>	

【表 3.3 広域変成岩の名称（地質学調査の基本, 2003, 108p による）】

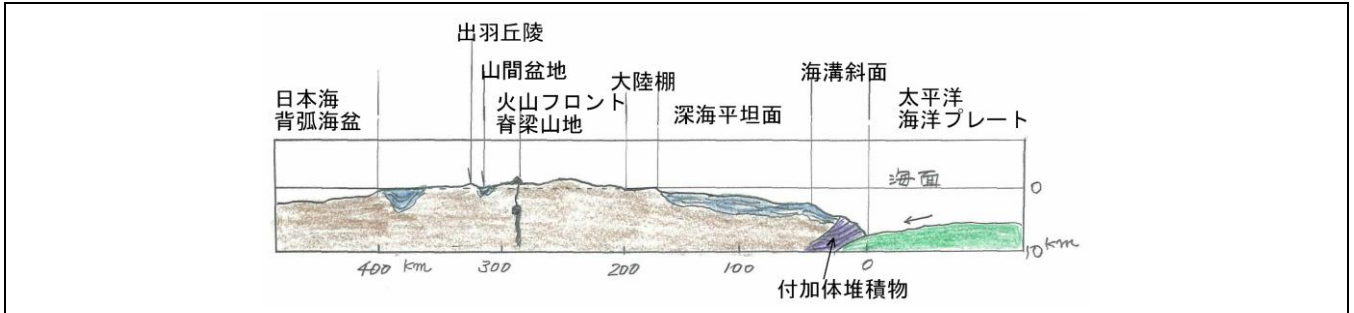
原岩		変成度		
		低←	→高	
		結晶片岩	片麻岩	
堆積岩	泥岩	泥質片岩（黒色頁岩）	泥質片麻岩	ミグマタイト（主に泥質・砂質変成岩や花こう岩質片麻岩などの部分融解で形成されます）
	砂岩	砂質片岩	砂質片麻岩	
火成岩	チャート	珪質片岩	珪質片麻岩	
	石灰岩 など	結晶質石灰岩 など	結晶質石灰岩 など	
火成岩	玄武岩	苦鉄質片岩（緑色片岩・青色片岩）など	角閃岩	
	花こう岩 など		正片麻岩（花こう岩質片麻岩）など	

岩石の形成場

日本列島でのそれぞれの岩石の形成場を模式的に示しました(図 3.19)。

これらのほかに、河川が平地に出たところで堆積する扇状地堆積物、河口で堆積するデルタ堆積物などがあります。

また、様似のアポイ岳はかんらん岩から形成されていて、マントルが地上に現れたものです。このように、地表で見られる露頭には地下深部からもたらされたものもあります。



【図 3.19 東北日本における断面図 (地質学調査の基本, 2003 より)】

東(右)から太平洋プレートが沈み込んで、附加体堆積物が形成されます。

大陸棚前面の深海平坦面(前弧海盆)では堆積岩が形成されます。これを正常堆積物と呼びます。

脊梁山脈付近に火山フロントがあり、マグマが上昇して蔵王や吾妻山などの火山が形成されます。

横手、山形、米沢、会津などの山間盆地には沖積層が厚く堆積しています。

日本海のような沿海で大陸から分離されている島弧を前弧と呼びます。火山フロントより大陸側を背弧と呼び、前弧と大陸との間にできた日本海のような海盆を背弧海盆と言います。日本海の場合は、中心部に海洋地殻が顔を出しており、中央海嶺に発展する可能性があります。

東北日本で典型的に見られる海溝・前弧海盆・島弧・背弧海盆を島弧-海溝系(沈み込み帯)と呼びます。