



海洋・海岸工学と土質

1.2 海底地形と地質・土質

おお ぐさ しげ やす
大 草 重 康*

1.2.1 まえがき

地球表面の約2/3は主として海水で覆われた水域である。陸上に露出している岩盤や地盤は、常に空気にさらされ、風化作用を受けているので、陸上は風化・浸食が卓越する地域である。これに対して水域は、地表面が海水あるいは湖水で保護され、陸域で風化・浸食を受けた土粒子が搬入される所なので、従来海底は比較的静穏な堆積域と考えられていた。しかし最近の海洋学研究成果や海洋開発の結果によると、海底でも陸上に劣らない程の激しい地質過程（火山活動、地震など）や地形過程（斜面崩壊、大規模噴泥など）が起きていることが明らかになってきた。また陸と海が接する海岸では、地形過程が極めて急速に進行し、陸上や海底では数百年、数千年あるいはそれ以上の地質学的タイムスケールで起こる出来事が、人間のライフサイクルの範囲で起きている。このことは新潟海岸の例や最近各地で問題になっている海岸浸食の例からも明らかである。

今回はこのような海岸および海底の地形や地盤の基本的な事柄や最近の新しい知見を紹介する。

1.2.2 海岸および海底の大地形

地球表面は陸の部分と水で覆われた海（あるいは湖）の部分に分けられる（図-1.2.1）。陸と海とが接する地域が海岸であり、その先の海の中の地表面が海底である。海岸の定義は必ずしも明確ではないが、ここでは現在の波浪が地形過程に影響を与える範囲から海岸線までとしておこう。しかし後に述べる岩石海岸や海岸段丘のように、現在必ずしも波浪の影響が及んでいない地域を海岸域に含めることも本文ではある。

海岸から沖合に向かって勾配 1° 以下のなだらかな斜面が水深100~200mまで続く。この部分は大陸や島の周縁をとり囲むように発達しており、大陸棚（continental shelf）といわれている。

大陸棚の先端からは傾斜が急になり、それが水深2000m程度まで続く。この斜面の部分は大陸斜面（continental slope）といわれる。大陸斜面は平坦ではなく、そこには陸上の山腹斜面と同じように大規模な谷が刻まれたり、崩壊

の跡が多数見出される起伏の激しい部分である。大陸斜面は、海底を巨視的にみた場合、平均的に傾斜のいちばん大きい部分である。大陸棚と大陸斜面の部分は大陸縁辺（continental margin）といわれている。

大陸斜面の麓の水深2000~3000mにかけては、陸上の斜面の下端に発達する緩傾斜の崖錐に似た地形が大規模に発達することがある。深海から大陸の方をみると、大陸縁辺に向かって立ち上がっている地形という意味で、この部分はコンチネンタル・ライズ（continental rise）といわれている。コンチネンタル・ライズの表面傾斜は $0^\circ\sim 2^\circ$ であり、大陸斜面を崩落してきた陸源の堆積物が再堆積してできた崩積堆積地形と考えられており、大陸崖錐などと呼ばれることもある¹⁾。図-1.2.1では大陸斜面と海溝の間に便宜的にコンチネンタル・ライズを描いたが、この地形は現在の地質活動（地震や火山活動）が活発な地域には発達せず、地震の巣のような海溝の大陸側には一般に発達しない。そこでコンチネンタル・ライズは、地質活動の活発な太平洋よりも大西洋で良く発達している。

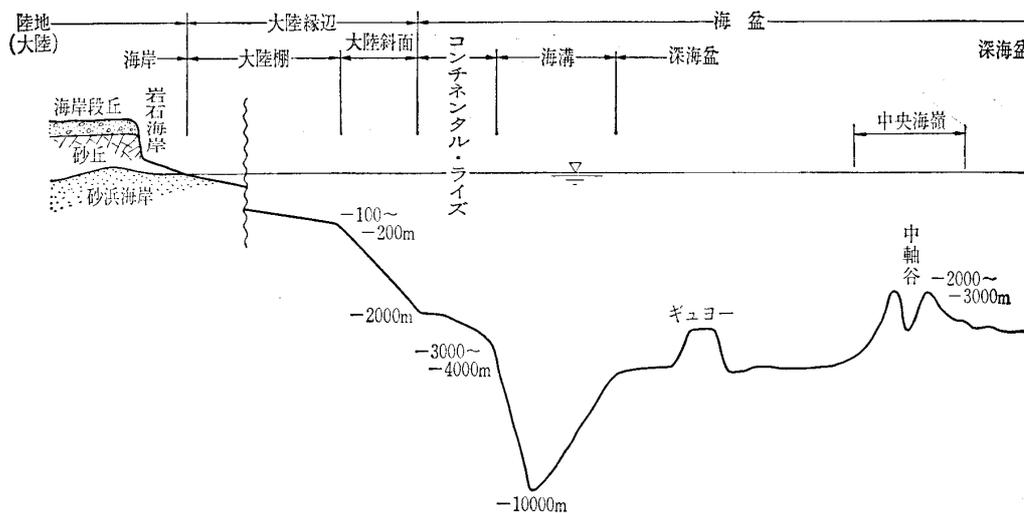
環太平洋地域のように現在の地質活動の活発な地域では、大陸縁辺を取りまくように横断面が非対称なV字状の海溝（trench）が弧状に発達する。一般に海溝の大陸側の斜面は傾斜が 6° から 15° 程度までで、深くなると 45° にも達することがある。海溝の海洋側斜面はこれより緩く、数度の傾斜である。V字谷の深さは1000~5000m、谷底の水深は6000~11000m、海溝の幅は20~70km、延長は300~2600kmである。海溝は世界に27あるといわれるが²⁾、地形学的な定義が必ずしも明瞭でないので、その数ははっきりしない。しかし圧倒的多数の22が太平洋に集中している。

内海（地中海、黒海等）を除いて、上記以外の海底は海盆あるいは深海盆（ocean basin）といわれ、その水深は3000~6000mである。海盆は直径が100kmオーダーの盆地状になっていることが多く、細長く伸びたものは舟状海盆（trough）といわれる。

海盆の中にも起伏が存在している。海底からの比高が1000m以上高くなった円形あるいは楕円形断面の高まりを海山（seamount）といい、比高がこれより小さいものは海丘といわれる。いずれも海底火山であると考えられ、太平洋だけで1万個以上存在すると考えられている。海底火

*東海大学教授 海洋学部海洋土木工学科

講 座



図—1.2.1 海岸および海底の大地形

表—1.2.1 大陸および海洋の地形要素

		面積 (10 ⁶ km ²)	比率 (%)	平均標高 (m)	平均傾斜 (度)
全地	陸地	509.951	100	-2 445	—
	海洋	148.892	29.2	840	0.021
	海洋	361.059	70.8	-3 800	0.061
海	大陸縁辺	27.5	5.4	-50	0.07
	大陸棚 大陸斜面	50.0	9.8	-1 000	1~6
洋	内海	39.9	7.8	-1 210	0
	海盆	243.6	47.8	-4 860	0

山が海水準より高くなったものが海洋中の島（ハワイ等）である。

海山が集まると海底山脈や海嶺 (oceanic ridge) となる。なかでも海盆の中を走る中央海嶺 (mid-oceanic ridge) といわれる幅数 100~1 000 km, 延長数 1 000 km, 山頂水深が 2 000~3 000m に達する大海底山脈が存在する。中央海嶺は、すべての大洋に地球を取りまくように発達しており、地球深部からの地殻物質の湧き出し口であると考えられている。中央海嶺の中心には深さが 2 000m に達する中軸谷が存在することがある。

海盆の中には海山と異なり、その頂部が平坦なギョー (guyot) と呼ばれる高まりがある。山頂の水深は 200~2 500m とかなりまちまちであるが、白亜紀から第三紀の間に海山が海面近くで波の作用で浸食を受け平らになり、海水面上昇や火山体の自重で現在の深さまで沈んだものと考えられている。

表—1.2.1 に地球の大地形区分を示してある。

1.2.3 海岸地形

海岸は海と陸が接する海岸線に沿って伸びる陸上部分である。海岸の地形は、波浪や沿岸流によって形成されるほか、過去の海水準変動や海岸付近の地盤の隆起・沈降運動の影響も受けている。

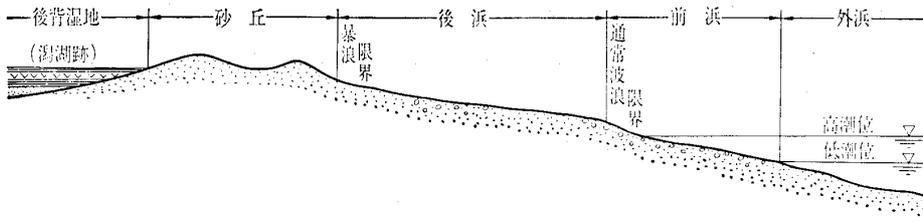
急傾斜の山地や岩盤からなる急崖が海にせまっている海

岸を岩石海岸といい、背後に平野をひかえる海岸を砂浜海岸という。

岩石海岸は、岩石からなる斜面が海岸線近くまでせまっており、砂浜が形成されていてもその幅は狭い。この狭い砂浜は、岩石斜面が波浪による浸食や斜面の崩落過程で形成されるものである。岩石海岸は、最近の地質時代の地盤の隆起 (隆起 (離水) 海岸), 沈降 (沈水海岸), 火山溶岩の流出などによって形成される。日本の太平洋岸では一般に海溝と海岸との間で起きる大地震によって地盤が隆起する。その量は地震直後で 1 m 近くに達するが、地震後は再び沈下傾向になり、地震直後の隆起量の 2/3 程度が沈降したときに次の大地震が起こるといわれている。したがって、1 回の地震による総隆起量は 30 cm 程度である。太平洋岸のある地域で 150 年に 1 度マグニチュード 8 クラスの地震が発生するとすれば、沖積世に入って 1 万年として、この期間に地震は 67 回起こったことになる。したがって沖積世だけで海岸の隆起量は約 20m に達する。このような隆起海岸の地形は、太平洋岸の地震帯でしばしばみられる。地盤の隆起運動と海面の低下運動が組み合わせられると昔の海浜面が現在の海岸段丘の平坦面 (海食台) として残される。隆起海岸にはしばしば海岸段丘が見い出される。日本列島の周辺では、いまから 12~13 万年前のリス・ウルム間氷期の海水面上昇時に形成された海浜面がその後の海面低下で海岸段丘として残っている下末吉面と、いまから約 6 000 年前の有楽町海進による段丘面が顕著である。前者は現海水準より 40~50m 高いことが多く、後者は数 m の高さである。

沈水海岸は、山地が海水面の上昇あるいは地盤の沈下によって水に浸って形成された岩石海岸であり、昔の山の尾根の部分岬として陸上に残っている。沈水前の山地で谷の開析が進んでいると樹枝状の入江をもつリアス海岸が生ずる。

岩石海岸は、海岸に面した急傾斜の海食崖 (sea cliff),



図一1.2.2 砂浜海岸の地形断面

潮間帯に広がる平坦なベンチ、および低潮位以下の海面下にある海食台 (wave-cut shelf) からなるのが普通である。海食崖が波食を受けて後退するとベンチが広がる。ある場合にはこの部分に砂浜海岸が形成されることもある。海食台は波浪の浸食限界まで続く。

砂浜海岸は一般に海岸平野の前面に発達し、図一1.2.2に示すように砂丘 (dune)、後浜 (backshore, あとはま)、前浜 (foreshore, まえはま)、外浜 (nearshore, そとはま) からなる。砂丘は波浪によって押し上げられた砂礫の上に風で運搬されてきた砂が堆積して小さな高まりを作ったものであり、その形成には砂の供給と砂を運搬する程度の風の強さが必要である。海水面が現在より上昇していた時代に形成された古い砂丘から新しい時代に形成された砂丘が内陸から海へ向かって砂丘列をなしていることもある。また、新しい砂丘の下に古い砂丘が埋積されていることもある。

後浜は暴風時の暴浪によって形成される浜で、暴浪限界と通常の波浪限界の間に発達する。これに対して前浜は通常の波浪力による砂礫の移動で形成される。したがって、前者は季節的な変化が激しいのに対して、後者は日周変化を行う。

外浜は最低潮位より海側の常時海面下にある部分であるが、砕波や潮流の影響で底質の砂礫は変動を受けている。海底で波の作用によってもシルト以下の細粒分が舞い上がらない最小の水深を wave base という³⁾。Wave base は外浜の外縁と考えることができる。

上述のように海岸は、その地形変化が激しく日周期や季節周期で変化する。たとえば、一般に夏季には砂浜で堆積が起こり広がり、波の荒い冬期には砂浜が削られる。台風の前後も砂浜海岸の地形は大きく変わることが多い。もう少し長期的な砂浜海岸の地形変化としては、海岸線の前進・後退をあげることができる。このような変化は10年あるいは数10年の期間の人間の目の前で起こるので、ほかの地形過程に比べて著しく激しいものである。最近の日本の砂浜海岸では、海岸線の後退が目立ち、各地で海岸浸食として騒がれている。そのため日本では護岸工事等により人間の手が増えられ、自然の砂浜海岸が少なくなっている。このような海岸浸食の原因は、まだはっきりわかっていないが、自然的要因のほかに河川整備やダム建設による山地からの土砂運搬の減少、分水路建設による河口の移

動、河床での砂礫の採取、沿岸部の全体的地盤沈下などの原因が考えられる。

1.2.4 沖積層の形成と大陸棚

現在の大陸棚の部分は、洪積世の最終氷期であるウルム氷期 (7万年～1万年前) には海面低下によって陸地の一部になっていた。いまから1万年前にウルム氷期が終り、氷が融けて海水面が上昇を始めた。これに伴って現在の大陸棚の部分は海面下に入り、堆積域となった。この1万年以降の海進の時代を沖積世 (完新世) といい、この時代に形成された地層を沖積層とっている。

大陸棚上および沖積平野の堆積物は、海水準の変動、気候条件、後背地堆積物供給域の地形・地質条件および水文条件に大きく左右された。海水面の上昇によって大河川の河口は内陸に追いやられ、海岸線は現在のそれよりはるかに内陸に入り込んだ (図一1.2.3)。その後河川からの大量の堆積物の供給によって海面が埋め立てられ海岸平野が形成されたところもあり、沈水海岸として残ったところもある。海岸平野は堆積物の供給の多い大河川の流域に発達し、山地から平野に河川が流出し流速が低下する場所に礫を主体とする扇状地が形成され、さらに、その下流側に緩流となって常時流路を変えることによって形成される自然堤防帯とこれらにはさまれて洪水時に冠水する後背湿地が生まれる。そして、河口から沖合に向かって細粒堆積物からなる三角州が形成される。海岸付近では1.2.3で述べたような砂浜海岸の地形過程が発生し、砂丘や土砂供給の多い沿岸によって砂州が発達した。一度海進を受けて小さな支谷に形成されたおぼれ谷は、河川からの埋積作用で海岸線が海の方へ押し戻される過程でその入口がふさがれ、内部に軟弱層が堆積する。現在の平野の奥地の谷あいにはしばしば見られる泥炭層は、後氷期の海進の名残りであるおぼれ谷の堆積物である。

沿岸流による砂州が発達したり比高の大きい砂丘が形成

図一1.2.3 関東地方のおぼれ谷 (池田俊雄による⁴⁾)

講座

されると、その背後に瀉が残され、次第に埋積され淡水の沼になり、やがて泥炭を主とする軟弱沖積地になる。このような湿地も一種の後背湿地である。霞ヶ浦はこのような過程にある瀉である。

安定大陸の大きな緩流河川の河口域では、細粒分からなる大きな三角州が発達し、堆積物の供給があまり多くと未圧密粘土層が厚く堆積することになる。ミシシッピ河の三角州などはその典型例であるが、このような地域はもっと古い地質時代からの地殻の沈降運動と関係していることもある。これに対して日本のように地質的な変動帯では、背後に隆起山脈をひかえ、河川が急流であるので河口付近まで粗粒堆積物からなる扇状地が広がり、広大な三角州は出現しにくい。

北方の大陸棚地域では、北海油田のように氷河期に大陸氷河に覆われ、沖積世に入って氷河は一進一退を繰り返しながら後退していった。氷河の後退や海進は、停滞を繰り返しながら行われ、それらの消長によって細粒や粗粒の堆積物が大陸棚上に形成され、さらに、これにその後の波や潮流の影響が加わって、堆積物が再分布されたり、締め固められたりした。

1.2.5 日本列島周辺の海底表層地質

日本列島は最近の地質変動帯であり、現在でも活発な地質変動とそれに伴う地形過程が起こっている。海岸および海底の地形もこのような変動の影響を受けていることが多い。日本列島周辺では大陸棚の幅が狭く、わずか数 km である。安定大陸周辺の幅数 100 km にも達する大陸棚に比べて、日本のそれが著しく狭いのは、最近の地質の変動のためである。これと関連して、前にも述べたように後背陸地は隆起運動のため急峻な山岳地帯を形成し、河川は急流になるので、河口部には三角州が発達しにくい。日本列島は弧状に伸び、大陸棚が狭いので沿岸流や波浪の影響も受けやすい。前に wave base の概念を説明したが、波浪に加えて沿岸流等の海洋のすべての作用がシルト分以下の細粒堆積物を移動させないような最小の水深を結んだ水深線

表-1.2.2 日本の湾の泥線の深さ(星野³⁾による)

湾	泥線の深さ (m)	泥線の湾岸からの距離 (km)	測定箇所
石狩湾	10	1.0	湾奥
内浦湾	20	0.35	湾口を除く
陸奥湾	30	3.0	同上
東京湾	5~10	2.0	湾奥東側
伊勢湾	5	2.5	同上
大阪湾	5~10	2.0	同上
別府湾	20	0.5	湾口を除く
志布志湾	20	4.0	湾奥
鹿児島湾	100~150	3.5(東側)	桜島以南(除湾口)
有明海	0	0	湾口を除く

を泥線(mud-line)とっている³⁾。泥線以深には泥質の細粒堆積物が分布することになる。泥線が浅いということは、海底に作用する海水の作用が小さいことを意味する。泥線が 100m を越えると河口から搬入される細粒堆積物は海中で流出してしまい、三角州は形成されないといわれている³⁾。この意味で泥線の深さは、海洋条件とともに河川からの堆積物供給量にも依存している。表-1.2.2 に日本における湾内の泥線の深さを示す³⁾。

日本列島周辺の海域の堆積物は、星野通平によって堆積学的に、①砂礫質分の多い河口堆積物、②礫分や砂分の多い海峡の堆積物、③中央部に細粒堆積物が分布する湾の堆積物、④海洋性大陸棚上の堆積物、の 4 つに区分される³⁾。

①河口付近の堆積物 河口に三角州が発達するかどうかは、海の営力および堆積物の供給量によって決まる上述の泥線の深さに依存している(図-1.2.4)。

一般に河口堆積物の分布は、河川中への感潮域の発達の程度、すなわち河口付近の河床勾配に依存している。感潮域が上流まで広がる緩流の河口部では細粒堆積物がたまりやすく、逆に急勾配の河口では砂礫質の堆積物がたまりやすい。

河口まで運搬された砂礫分は、波によって発生する離岸流や沿汀流、あるいはより定常的な沿岸流によって海岸線に沿って広がる。このようにして広がった砂分の粒度は、波、流れ、沿岸の地形などによって地域ごとに変化に富み、一般に粒径が不均質である。潮差の大きい内湾においては、河口前面に河川から搬入される粗粒堆積物による海底自然堤防を作ることがある。河口前面の海底の礫層は、氷河期に陸上に発達した扇状地が沈水してそのまま残ったものである場合がある。

②海峡付近の堆積物 日本周辺の海峡はその水深によって形成時代が異なり、ウルム氷期以前(7万年以前)(対馬海峡など)、ウルム氷期初期(7万~5万年)(津軽海峡など)、ウルム氷期以降(沖積世)(関門海峡など)の三つの時期

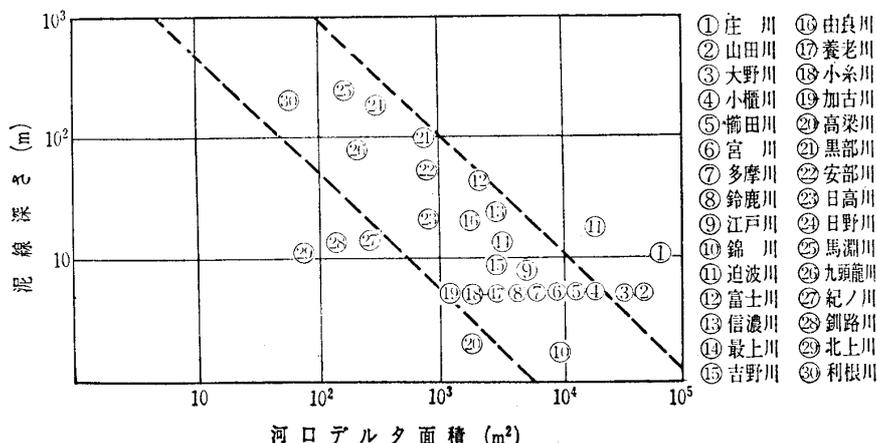


図-1.2.4 泥線の深さと河口デルタの大きさ(星野³⁾による)

に形成されたものに分けられる。それぞれの海峡は、その形成以前には陸橋となって現在の島と島とを結んでいた。海峡の中央部には礫、その両側に砂が分布する帯状構造をとることが多い。海峡で砂は砂堆を作ることがある。

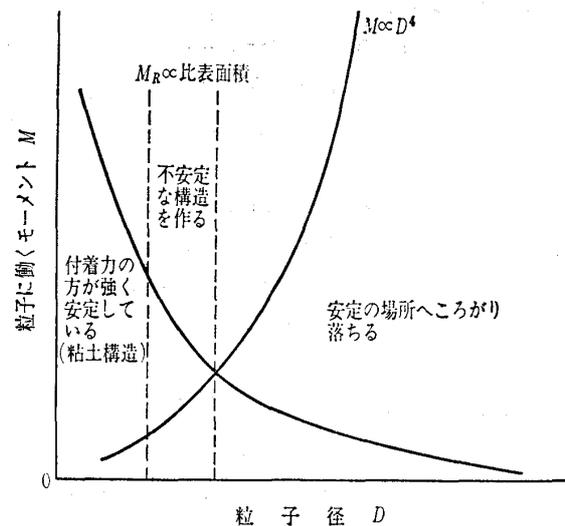
③内湾の堆積物 日本列島周辺の内湾は、最近の地質的変動（沈降運動）によって形成されたもの（鹿児島湾・噴火湾など）と後氷期の海水準上昇による沈水湾に一応分けられる。しかし1.2.3で述べたように、日本のような変動帯では海水面の上昇あるいは地盤の沈降が独立で起こることは少なく、両者を画然と区別することは困難である。したがって、内湾も地盤の沈降と後氷期の海面上昇の複雑な影響を受けている。東京湾や伊勢湾などは、海進と堆積物の沈殿に伴う沈降の影響を受けている。東京湾や伊勢湾の沈降は、沖積世以前から続いているものである。地盤の沈降の中心が湾の中心より内陸側にあると（東京湾、伊勢湾など）、湾に流入する河川の勾配が緩くなり、大きな海岸平野が形成されるので、湾への堆積物の供給は減り、湾は埋め残される。湾内の堆積物の分布は、湾への外洋の影響、湾内の海況、特に海流の影響を受ける。

④外洋性大陸棚上の堆積物 大陸棚上にはウルム氷期初期に形成された陸棚外縁平坦面、ウルム氷期末期に形成された水深40~50mの平坦面、現世の海岸線付近の平坦面がある。これらの平坦面の起源は、堆積起源（細粒堆積物からなる三角州表面）のものと浸食起源（岩石海岸のところで述べたベンチ）のものがある。前者は日本海側で特徴的であり、後者は太平洋側に多い。大陸棚上の平坦面、特にその縁辺には礫が堆積していることが多い。浸食型平坦面上の礫は、一般に粗粒で淘汰が悪く、堆積型平坦面上の礫は淘汰がよい。礫とともに砂質堆積物も大陸棚上平坦面に発達する。大陸棚上の細粒堆積物は、局所的な表面流の収束線である潮目（current ripple）付近で沈積する。

1.2.6 海底において不安定な地盤のタイプ

海底地盤の不安定な状態は、多くの場合すべり（せん断破壊）の形をとる。人工構造物の荷重付加による不安定領域の発生を除けば、海底地盤に働く外力は、重力、波力（潮流力）、および地震力であり、海底の多少とも傾斜している斜面では、これらの外力によって不安定状態が発生する。Terzaghi⁶⁾は海底斜面に起こる不安定状態を堆積物とその型によって次の三つに分けた：①安定した比較的急な海底斜面に起こる局地的な細粒堆積物の小規模地すべり、②種々の傾斜の海底面に急激に起こる metastable な構造の堆積物の大規模な不安定状態（液状化）、③未圧密粘土からなる緩傾斜面で不規則に起こる海底地すべり。

①の不安定は、比較的急傾斜の砂礫からなる三角州前縁斜面上に急速に細粒物質が堆積してはん点状の隆起堆積物部分（パッチ）を作ったときに生ずる。細粒のパッチの堆積が臨界高さ以上に進むとパッチは自重で崩壊する。この



図一1.2.5 粒径と堆積構造の関係

とき細粒堆積物と元の粗粒堆積物との間の潮汐波による間隙水圧変動がパッチのない部分の変動より遅れ、潮位が下がっても高間隙水圧がパッチの底面に残っていると不安定状態は促進される。したがって、このようなパッチのすべりは極低潮時に起こりやすい。

②の不安定状態は海底における液状化による流動すべりである。液状化は粒径が細粒砂付近の metastable な構造⁶⁾を有する地盤で起こる。このような構造は、図一1.2.5に示すように粒子が海底に沈降するとき、粒子間の物理化学的付着力 σ' （有効粘着力）がほんのわずかに発揮される粒径で形成されやすい。海中を沈降してきた粒子がより安定な位置にころがり落ちようとするモーメント M は、粒子重量（ D^3 に比例する）と粒径 D に比例するから、結局 M は D^4 に比例することになる。これに対して、安定な位置にころがり落ちることに対する抵抗モーメント M_R は σ' に比例し、もし σ' が比表面積に比例するとすれば M_R も比表面積に比例する。 M_R が M よりわずかに上まわる程度だと、粒子は非常に不安定な位置を保ったまま堆積構造を作っていく。このような metastable な状態に振動などの刺激が加わったり、何らかの理由で σ' 以上の力が加わると、粒子はより安定な位置へ移動しようとして圧縮し始め、その結果間隙水圧が上昇し、液状化が発生し、流動すべりへと発展する。

液状化による沿岸から海底斜面の流動すべりは、外国で多くの事例が知られている。オランダのゼーランド海岸の傾斜 15° 前後の海浜から海底にかけて1881年から65年間に229回の流動すべりが発生し、流出した土砂量は2500万 m^3 に達するという。このときの流動速度は15 km/h程度、海底面ですべり土塊は傾斜 5° 前後の扇状地状に広がっている。液状化の原因は、極低潮時に陸上からの浸透水が堆積物中の間隙水圧を上昇させるためと考えられている⁶⁾。

液状化による流動すべりは北欧のフィヨルドで数多く知

講 座

られており⁷⁾、また地震によって大陸棚前縁から水深5000mの深海盆まで海底ケーブルが順次切れていった1929年のグランドバンクス地震の海底地すべりも知られている^{6),8)}。後者の例では、その速度は、大陸斜面で110km/h、深海盆で20km/h、到達距離は550 kmであった。Terzaghiはこのような遠距離まで地すべり物質が緩傾斜の海底を移動するのは困難であるとして、液状化という現象（高間隙水圧）だけが海底地盤中を上記の速度で伝播すると考えた⁹⁾。

③の未圧密粘土からなる海底面の地すべりは、ミシシッピデルタのように急速に堆積物が沈積し自重圧密する時間がないので、地層中に過剰間隙水圧が残っているところで発生する。このような堆積物は、図-1.2.5において粒径が更に小さくなり、 σ' によって骨格構造が決定され、わずかの外力の増加によっても破壊が起こる。このような未圧密粘土においては、波や潮汐変動によって不安定が起こり、場所から場所に常時不規則に不安定領域が移動していく。海底地形はそのため極めて不規則になる。このような不安定は、ミシシッピデルタの場合、水深10~50mの傾斜 1° 以下の極めて緩い斜面で起こっている。

1.2.7 現在の海底の地形・地質過程

最後に現在海底で起こっている地形・地質過程や特異な現象を簡単に説明しておく。

堆積 (sedimentation)：海底の堆積物は深海盆のものを除き陸から河川によって運ばれてきた陸源碎屑堆積物である。陸源碎屑物は海に入ると、波や流れの営力を受け粗粒のものから海底に沈積していく。上述の wave-base や泥線 (mud-line) は、海の営力によって陸源碎屑物が淘汰されるある深さを示している。深海盆では陸地から遠いので陸源堆積物はほとんどみられず、海中の化学的作用や生物作用で形成された細粒の固体が沈積する。深海底の生物源堆積物は軟泥 (ooze) といわれ、30%以上が浮遊性生物遺体 (石灰質あるいはけい質) である。生物源以外の自生堆積物は褐色粘土 (brown clay or red clay) といわれ、主成分はけい酸アルミからなる粘土鉱物である。これらの深海粘土の堆積速度は非常に遅く1000年で数 mm~数 cm である。

浸食 (erosion)：海底に一度沈殿した堆積物は、波や海潮流によって浸食を受け再度海水中に舞い上がる。これが海底の浸食である。浸食の原因が主として流れで、ある場所だけが特別にえぐられて浸食されるような場合を洗掘 (scouring) という。しかし波浪に付随して離岸流や沿汀流が発生するので、海底浸食と洗掘の区別は明瞭ではない。海中に構造物を作ると、その周辺で波などによって乱流が発生し、洗掘が起こりやすい。一度沈積して正規圧密状態にあった堆積物の表層が浸食されると、その下部の堆積物

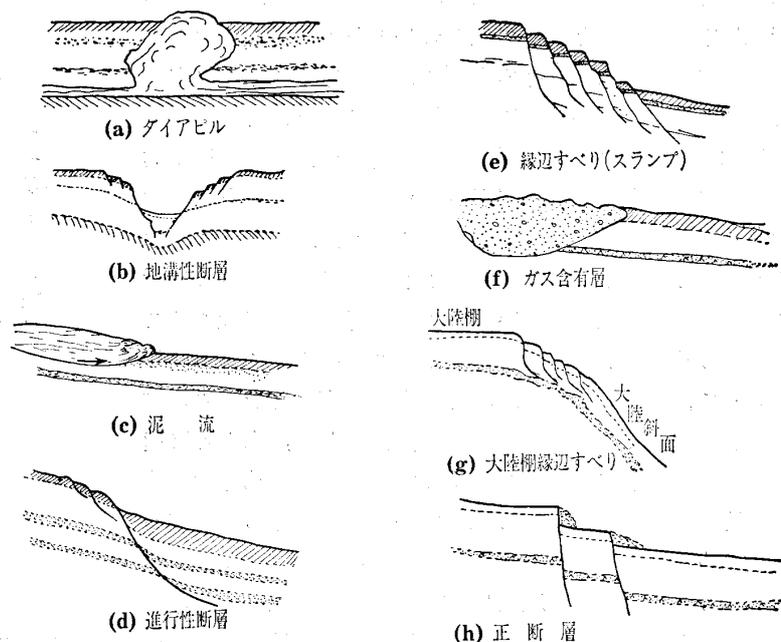


図-1.2.6 海底不安定の種々のタイプ

は過圧密の状態になる。

再堆積 (resedimentation)：海底浸食によって水中に舞い上がった土粒子は、水中で粒度によるふるい分けを受けながら必ず海底のどこかに再堆積する。最近の日本各地の海岸浸食の進行をみると、再堆積は以前に土粒子が沈積していたところより水深の大きい場所で行われ、しだいに安定した堆積物として固着していくようである。

海底不安定状態：ミシシッピデルタの未圧密粘土では、図-1.2.6に示すような海底の不安定状態が知られている⁹⁾。図-1.2.6(a)のダイアピル(diapir)を除いて、いずれも海底地すべり (submarine slump, submarine slide) の1種である。ダイアピルは比重の小さい軟弱粘土層が塑性流動化して地表へ隆起してくる現象である。図-1.2.6に示すような不安定状態が日本近海で起こっているかどうかは、まだわかっていない。

混濁流 (turbidity current)¹⁰⁾：海底の斜面でいったん地すべりが発生すると、かなり粗粒な物質を懸濁した周囲の海水より密度の高い泥流が大陸棚や大陸斜面を流下すると考えられている。これを混濁流といい、上述の1929年のグランドバンクス地震の際のケーブルの時間をあけての切断も混濁流によるものという考えもある。混濁流の流速は数10~100 km/hにも達すると考えられ、大陸斜面を通過するときに谷を刻み、コンチネンタルライズに扇状地状に堆積すると考えられている。混濁流は停止するまでほとんど混合拡散せず、等密度流をなしていると考えられている。混濁流の発生や流下の力学的機構についてはまだ不明な点が多いが、古生代や中生代の深海成の固結堆積岩に狭まれて乱された浅海の堆積物が破壊された浅海の動物化石を含みながら分布することがあり、地質学的に混濁流のような

ものは推定されていた。古い地質時代のこのような地層をタービダイトとっている。

ポックマーク (pockmark) : これは“あばた”という意味であるが、月面にあるあばたのようなへこみが北海油田開発の過程で海底面で見い出された。これは直径が数m～数100m、深さ1～15mの円形や細長く伸びたうね状の窪みで、多いときには1km²当たり33個も見つかっている¹²⁾。このような地形は、海底深部からのガスや軽い流体の噴出によるクレーターではないかと考えられており、油田開発やパイプライン敷設の障害になっている^{12), 13)}。ポックマークが見い出される水深は、北海域で150～300mで波の影響は考えにくい。類似の海底の窪みは、日本の海水浴場で台風後に形成されており、筆者らの研究によると波浪、地下からの流体の湧出、液状化しやすい粒度組成などがその形成に関係しているらしい¹⁴⁾。

圧密および続成作用 (consolidation and diagenesis) : 堆積物が海底に沈積すると自重で圧密を始める。上述のようにこの過程で自重圧密が完了しない間に次の堆積物が堆積すると未圧密層が形成され、また上部浸食を受けると過圧密層になる。このようなことがない限り、堆積物は自重による圧密を完了し、2次圧密の状態に移行する。2次圧密から堆積物が固結して岩石(軟岩～硬岩)になるまでのすべての過程を含めて一連の物理化学的過程を地質学では続成作用という。この過程は地質学的スケールの時間(1万年～数億年)の間で起こるので実態はほとんどわかっていない。地質学および地盤工学の今後の大きな課題の一つであろう。この過程の物理的側面としては、荷重の増大に伴う脱水、構成粒子のクリープを伴う再配列、体積の減少、

形態の偏平化などがある。化学的な面ではSiO₂やCaCO₃によるセメンテーション、再結晶、鉱物の再成長、ノジュールの成長などがある。

参考文献

- 1) 中瀬明男：海洋土質，技報堂，pp. 26～33, 1984.
- 2) 星野通平：海底の世界，東海大出版会，pp. 190～224, 1965.
- 3) 星野通平：日本近海大陸棚上の堆積物について，地学団体研究会専報7，p. 44, 1958.
- 4) 池田俊雄：地盤と構造物，鹿島出版会，p. 42, 1975.
- 5) 星野通平：大陸棚，海洋科学基礎講座7，浅海地質学，東海大学出版会，pp. 255～439, 1971.
- 6) Terzaghi, K.: Varieties of submarine slope failures, Norwegian Geotechnical Institute Publication 25. pp. 1～16, 1957.
- 7) Edger, L. and Karlsrud, K.: Soil flows generated by submarine slides—Case studies and consequences, Norwegian Geotechnical Institute Publication 143, 1982.
- 8) Shepard, F.P.: Submarine Geology (3rd ed.), Harper and Row, p. 66, pp. 330～331, 1973.
- 9) Coleman, J.M. and Carrison, L.E.: Geological aspects of marine landslides, Northwestern Gulf of Mexico, Marine Geotechnology, Vol. 2, Marine Slope Stability Volume, pp. 9～44, 1977.
- 10) 星野通平：混濁流，日本海洋学会誌，21-1, pp. 31～40, 1965.
- 11) Judd, A.G.: Evaluating hazard potential of pockmarks, Oceans, 1981-9, pp. 694～698, 1981.
- 12) Hovland, M. and Gundmestad, O.T.: Potential influence of gas-induced erosion on seabed installation. Proc. IUTAM '83 Symp. Seabed Mechanics, Graham and Trotman, pp. 255～263, 1984.
- 13) Hovland, M.: Gas-induced erosion features in the North Sea, Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 9, pp. 209～228, 1984.
- 14) 大草重康・坂本 巧・色川卓見・佐藤 学・藤田雅勝：南伊豆弓ヶ浜海岸におけるpockmarkについて，第20回土質工学研究発表会60年度発表講演集，pp. 15～18, 1985.

学会発行図書案内

土質基礎工学ライブラリー第26巻

建設計画と地形・地質

A 5判 237ページ 送料 350円
定価 3,200円 会員特価 2,500円

発行：土質工学会

東京都千代田区神田淡路町2-23(菅山ビル4階)
〒101 電話 03-251-7661(代)