

海の波

海流は水が動く流れですが、波は揺れ（振動：エネルギー）が伝わるもので、海水が上下運動はしますが、横方向に水が流れるわけではありません。水面に浮かんだ木片などを眺めていても近づいてこないことからわかりますね。

（１）水の波

波の隣りあう山と山(谷と谷)の間隔（1回の振動によってできる波の横幅）を波長といいます（図1）。水深が十分に深い海域では、波長は周期の2乗に比例します。揺れ幅の半分を振幅といいます。波の高さは山と谷の幅で、振幅の2倍になります。山から山（谷から谷）までにかかる時間を周期と呼びます。波の山とそれに続く波の谷との高さの差を波高（波の高さ）といいます。

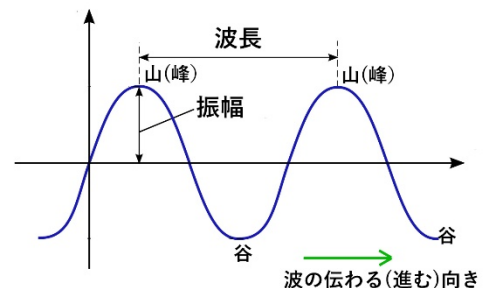


図1 波の波長と振幅

風によって引き起こされた波は風浪と呼ばれ、風と海水の摩擦で海面が波立ち、波の上部が尖った三角形に近い形をしています。一方、ほかの海域で風によって起こされた波が伝わってきた波はうねりと呼ばれます。うねりの代表例は「土用波」で、数千 km 南方の台風周辺で発生した波が日本の沿岸まで伝わってきたものです。昔から「お盆」のころには土用波が来やすいため海水浴シーズ

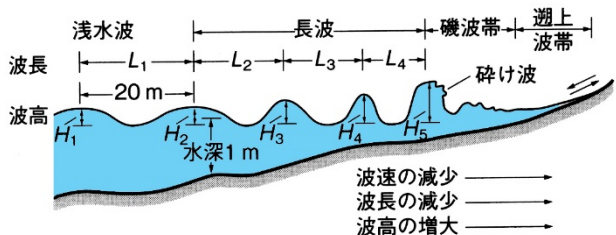


図2 浅水変形（柏野, 2016）

ンの終了の目安になっていました。うねりはゆったりと穏やかに見えることもあります。風浪よりも波長や周期が長いために、水深の浅い海岸（防波堤、磯、浜辺など）付近では海底の影響を受けて波が高く、波長は短くなりやすいという性質を持っています（浅水変形といいます：図2）。そのため、沖合から来たうねりが海岸付近で急激に高波になることがあり、波にさらわれるなどの事故が起こりやすいので注意が必要です。風浪とうねりを合わせて波浪といいます。

水面にできる波で、水深が深くて水底の影響がない波を表面波といい、大きく、深水波と浅水波に分けられます。表面波は表面付近だけが振動している波で、水面から下にいくと急速に振幅は小さくなります（図3）。深水波は、波長に比して水深が深い所（水深が波長の半分以上）で起きる波です。水面近くの水が重力を受けながら円運動をすることによって起きる波（重力波）と、水の表面張力によって起きる波（表面張力波）があります。深海波（重力表面波）の波速は波長に比例します。

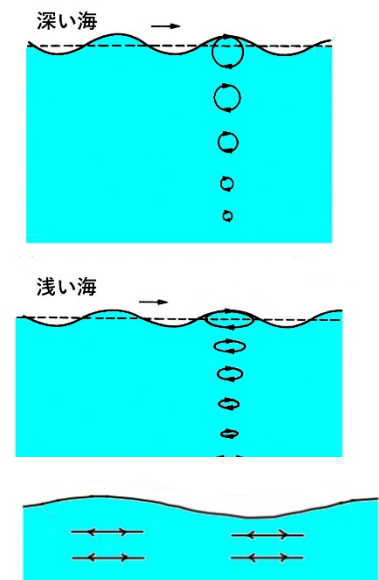


図3 表面波 上段から
深水波・浅水波・長波
(永田, 1990 ほか)

一方、浅水波は、波長に比して水深が浅いところで起きる波です。浅水波の波速は波長には関係なく水深に比例します。長波は、水底から水面までの水全体がほぼ水平方向に運動するもので、うねりなどがこれにあたります。岸に近いほど水深が浅いため、速度が遅くなり、岸から遠い所からくる速い波が追い付いてきます。このため岸近くでは波長が短く、波高も高くなり、波は崩れます。サーファーが好む巻波や崩れ波も、波の峰では水深が深く、谷では浅いことになるので、峰が谷に追いつき追い越すことによって発生します。

海上で普通に見られる風波の波長は数十m程度なので、大雑把に 100m として計算すると、波速は 12.5m/s (45km/h)、周期は 8.0 秒になります。

(2) 海岸付近の波と流れ

2-1) どうしていつも波は沖からやってくるのか。

浅い海での波の速さが水深によって変わり（波速は水深に比例）、海が浅ければ浅いほど遅くなります。図 4 は直線状の海岸で等深線も岸に平行として考えた図です。沖合での波の進行方向が岸とかなりの角度をもって左方からくるとします。波は水深が波長の半分くらいになると波速は遅くなりますので、左方向から入ってくる波は岸に近づくにつれて屈折し右へ右へと曲がりその峰線はだんだん岸に平行になっていきます。そして波が碎けるあたりでは波はほとんど岸に直角に沖からやってくるように見えることになります。

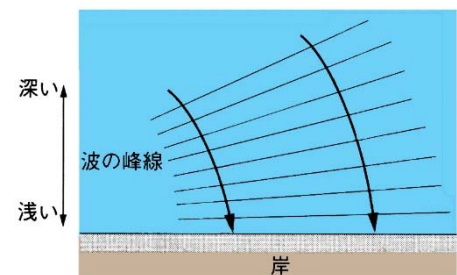


図 4 波の水深の違いによる屈折 (柏野, 2016)

海岸線に凹凸がある場合は、図 5 のように波の屈折によって、海岸の凸部分（岬）ではエネルギーが集中して波が高くなります。侵食も起こりやすく、岬が断崖絶壁をつくる要因の一つだと思います。また、逆に弧を描いた砂浜海岸の一番奥には波の発散が起こり、穏やかになるため多くの海水浴場が設けられています。

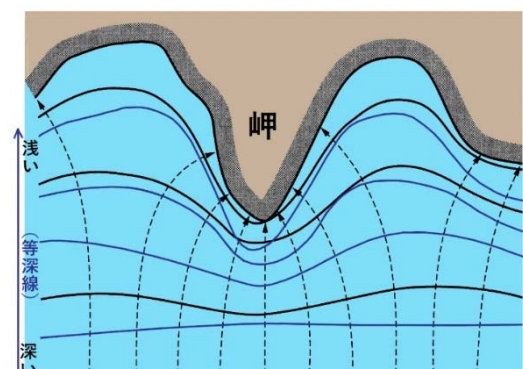


図 5 海岸線に凹凸があるときの波の動き
点線が波の進行方向 黒太線は波の峰線
(柏野, 2016)

2-2) 沿岸付近の流れ 気を付ける流れがある！

すこし細かな話です。波高が大きくなると同じ水粒子でもそれが軌道の上の部分にある時 a と軌道の下部分にある時 b とでは、水深が直径分だけ違ってきます (図 6)。水深が大きく、波の進行方向に動いている a 点の方が、下の部分で反対方向に動く時 (b 点) の速さよりも少し大きくなります。したがって、水粒子がぐるっと一回転したとき元の場所より少し前に進むことになります (この粒子の移動速度を質量輸送速度と呼びます)。この速度は広い海のところでは無視できますが、海岸近くでは無視できません。波に運ばれた水によって岸近くの水位が高くなり、水面の勾配ができるために全体として沖に向かう流れが起き

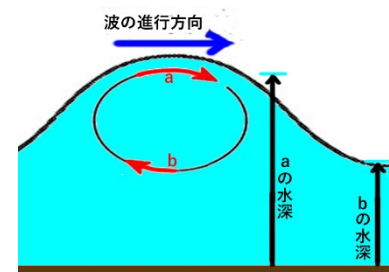


図 6 質量輸送速度

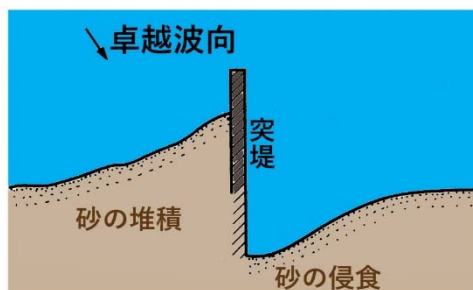
るのです。ところが沖にむかう流れは海岸沿いに一様に生じるのではなくある狭い部分に限られるのです。砕波帯の中やその岸側には沿岸流（並岸流）がつくり出され、岸沿いに流れながら次々と波からエネルギーの供給を受け、流速は下流に向かって増大していきます。そして限界値に達すると不安定になり冲向きに変わって砕波帯を突き抜けて沖に向かいます。この冲向きの狭くて速い流れの帯をリップカレント（Rip current：離岸流ともいいます）といいます。位置や強さは波の向きや高さや海岸の地形などで複雑ですが、流れが速く、泳ぎに自信のある人でも抜けだしにくいいため、遭難する人が出るようです。この中に入ったと気づいたときは岸に平行方向に泳ぐとよいといわれます。



図7 リップカレント（永田，1990 に加色）

2-3) 沿岸流による砂の移動

沿岸流によって海浜の砂も移動され、この漂砂が突堤で遮^{さえぎ}られるとそこに砂が溜まり、突堤の陰にあたるところでは砂の供給が断たれて汀線が後退します（図8）。図9は茨城県ひたちなか市にある阿字ヶ浦^{あじがうら}ではよくわかります。渥美半島の赤羽根漁港でも見られます。



上：図8 砂の堆積（永田，1990）

右：図9 阿字ヶ浦（google）



2-4) 波浪

海面の波は複雑で様々な波高の波が混在しています。そのため波の高さは、有義波高というもので決められています。それは観測した（20 分間）全ての波高のうち大きい方から 1/3 をとって平均したものです。波浪注意報もこれを使っていますが、平均したもので、実際の波浪はその値より大きな波がくる可能性があることに注意が必要です。波浪の予報は天気予報より難しく、第二次世界大戦中のノルマンディー上陸作戦のために連合軍（主任予報官ジェームズ・スタッグ英国軍大佐）が有義波高を使って予報したのが最初といわれます。この方法は、戦後になって公開され（Sverdrup and Munk, 1947）、多くの研究者によって改良されて現在の波浪予報の基礎と

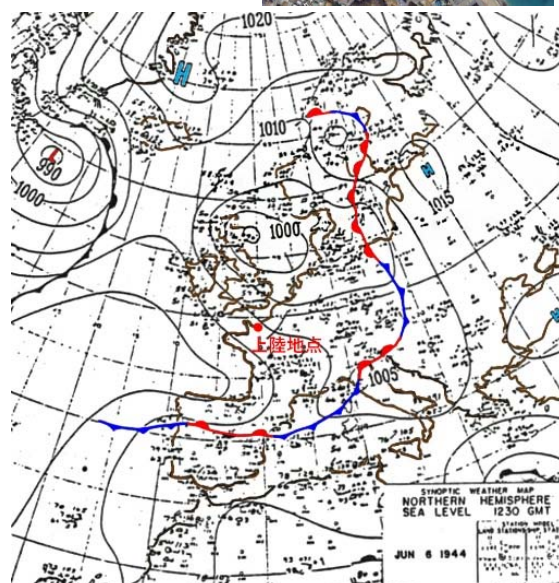


図10 ノルマンディ上陸作戦実施日の天気図（半澤，1989）

なっています。図 10 はノルマンディー上陸作戦実施日の天気図（1944 年 6 月 6 日）です。映画でも有名になった上陸地点にはアロマンシュ上陸博物館が建てられ、アイゼンハワー総司令官はじめ連合軍幹部の写真が飾られていました。また海岸には当時の残骸が、丘の上にはドイツ軍のトーチカがいくつか残っていました。

図 11 フランス アロンマッシュ海岸に残る残骸→



（４）高潮（storm surge）と津波（tsunami）

高潮は海水が風で吹き寄せられて海面が上昇する現象で、わが国の最高値は伊勢湾台風の名古屋での 3.4m です。我が家も 1 階の天井付近まで水没しました。

津波は、よくご存じと思いますが、海底下の地震によって海底が隆起あるいは陥没したときに、それに伴って引き起こされた海面の凹凸が波となって海岸に打ち寄せる現象で、浅海波（長波）です。三陸海岸は何度も津波の被害に遭っており防潮堤がつくられています。長い年月の間には危機意識が薄くなるのか、防潮堤の海側に住居を建ててあるのを観察した覚えがあります。1960 年のチリ地震による津波は日本まで 17000km を 22 時間半で到達したことで有名です（図 13）。当時、名古屋市南区で河川の水位が上がるのを見に行ったことがあります。また、ハワイのヒロには太平洋津波博物館（図 14）があります。



図 12 伊勢湾台風による高潮（数研編集部，2014）

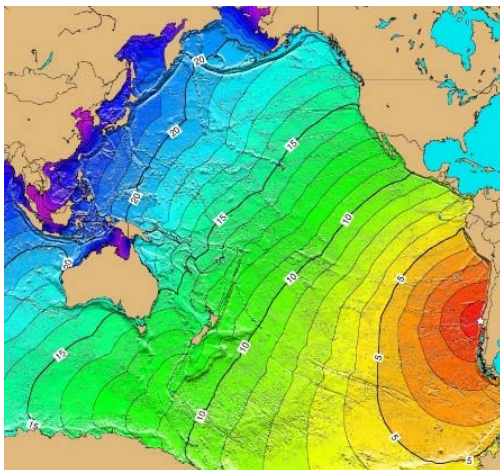


図 13 チリ地震津波の伝わった時間（Wikipedia）



図 14 ハワイの太平洋津波博物館で撮影

主な参考文献

- 半澤正男，1989，気象・海象が戦局の重大転機となった諸例（Ⅱ）. 海事資料館年報，17，12-20.
 柏野祐二，2016，海の教科書．講談社，334 p.
 永田 豊，1990，ハワイの波は南極から．丸善，152p.
 数研出版編集部，2014，もういちど読む数研の高校地学．数研出版，400 p.