

2-2 水 温

海面水温は、主に海洋-大気間の熱収支(1-4)で決まります。図1-12では平均的な熱フラックスを示しましたが、熱フラックスは時間的にも、また図2-3に示す通り空間的にも変化します。地表面からの長波放射の緯度変化は短波放射に比べて小さく、緯度毎で熱収支は釣り合っていない。単位面積あたりの短波放射量は、太陽高度が高い低緯度ほど大きくなります。地表面で受ける短波放射も低緯度域で大きく、高緯度域で小さいですが、赤道収束帯(図1-15)で雲が発達すると吸収されて若干低くなります。低緯度域では正味で熱を吸収し、高緯度域では放出しています。大気からの下向き放射は気温に比例するため、低緯度で大きく、高緯度で小さくなります。もし熱がその場で保存されれば、

低緯度域には熱が蓄積し続け、高緯度域は冷却し続けられますが、地球規模の大気循環(1-7)、海洋の表層循環(4-1)や深層循環(2-6)により熱は再配分され、平均的には一定温度が維持されます。このような海水の流動も、海水温度を決める要因の一つです。

熱収支の緯度偏差により、海面水温は図2-3に示す通り、低緯度帯で高く、高緯度帯で低い分布になっています。等値線の間隔が狭い状態は水温変化が大きいことを意味し、南北方向の水温変化が大きい傾向があります。これに比べると東西方向には水温は一樣ですが、表層海流や海上風の影響が局部的に現れています。亜熱帯循環流(4-1)により、大洋の西側では暖水が南北に広がり、東側では低温水が陸に沿って低緯度に突き出る傾向が見受けられ、大洋の西側の水温が高い傾向があります。北半球の夏季は、暖水域の範囲が東へ広がる傾向があります。高緯度域の低温水は、冬季に低緯度方向に張り出します。グリーンランドとユーラシア大陸との間は開けているため、北極海-北大西洋間で海水交換があり、ノルウェー海流(図4-1)が北極圏内にまで暖水を輸送しています。北太平洋は、ユーラシア大陸と北米大陸とが接近しており、水深も浅いため(図1-4)、北大西洋に比べ北極海との海水交換は少ないです。南極大陸周辺は、南極環流(4-1)のため東西方向に水温分布が一樣になっており、南北方向の水温勾配が顕著で、フロント(2-7)が形成されています。

海水の主な熱源は海面への放射なので、図2-4(a)の通り水温は表層ほど高温になり、中緯度域を中心に時空間変動が大きくなります。海洋表層は、風による強制混合や海面冷却による対流により、ある程度の深度まで水温が概ね一定になります。この範囲を混合層と呼びます。中緯度域の混合層深度は季節変化が大きく、夏季は海面加熱による浮力で浅くなり、冬季は海面冷却や強風により深くなります。極域では、夏季は海面付近が高温になりますが、全体としては海面冷却による対流が活発なため、深層まで混合します。深層では季節によらず水温は概ね一定です。混合層と深層との間で、水温が大きく変化する層を水温躍層と呼びます。低緯度域では赤道湧昇(4-3)により躍層が浅くなり、混合層深度が浅くなる傾向があります。中緯度域を中心に混合層深度は季節変化

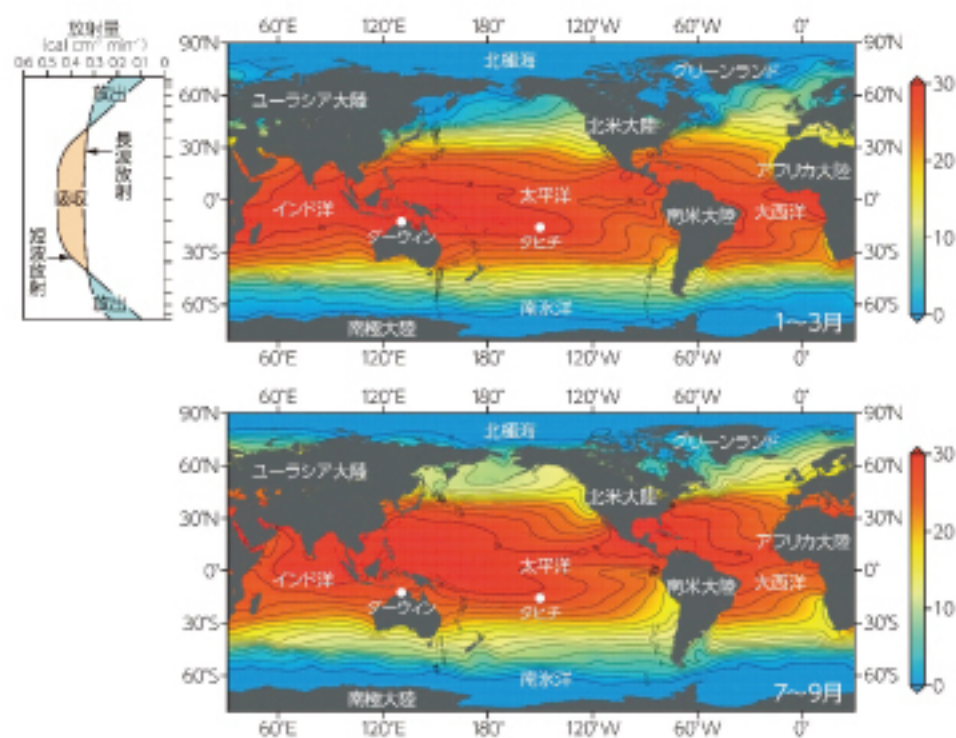


図2-3 地表での放射収支(左上)と海面水温分布(右)(World Ocean Atlas Climatology(NOAA)の1911~2020年の平均値に加筆)

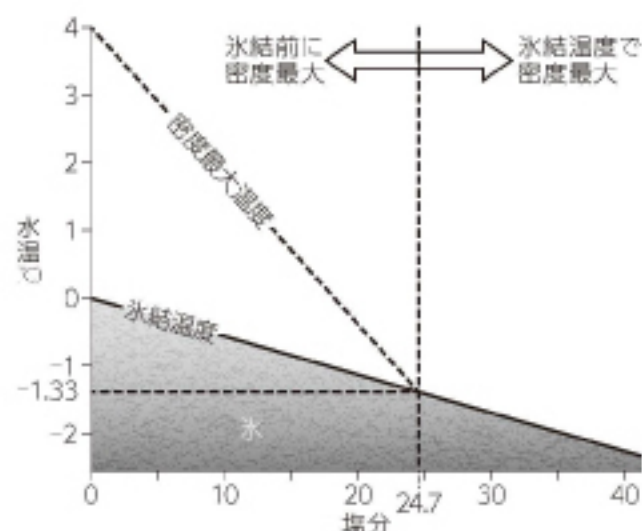


図2-17 密度最大温度と氷結温度の関係

に凍り始めることもあり、ブラインが生じて高塩化することでも高密度化します。一方、塩分24.7以下の海水は氷結前に密度が最大になります。密度最大温度まで冷却される間は沈降しますが、さらに冷却されると密度は低下するため沈降は止まります。海面冷却が継続すると海面が最も冷却され、また低塩分であるほど氷結温度は高いので、海面から氷結し始めます。この時、周辺海水はブラインにより塩分が高くなるため、海面には氷が張って、あるいは浮いて、高塩化した海水は沈降します。このように、極域での連続的な海面冷却によって低温・高塩化して沈降した海水が、コンベアベルトの原動力となっています。

2-9 拡散・分散

海水中の熱や物質は、流れにより移動、すなわち移流すると同時に、拡散や分散により広がります。拡散としては、分子運動による分子拡散と、風や潮流などの擾乱による渦拡散、乱流拡散が考えられます。

熱や物質の拡散速度(単位時間に広がる面積)は分子拡散係数として表し、一般に熱は $10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ 、物質は $10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ の桁数です。運動に対しては動粘性

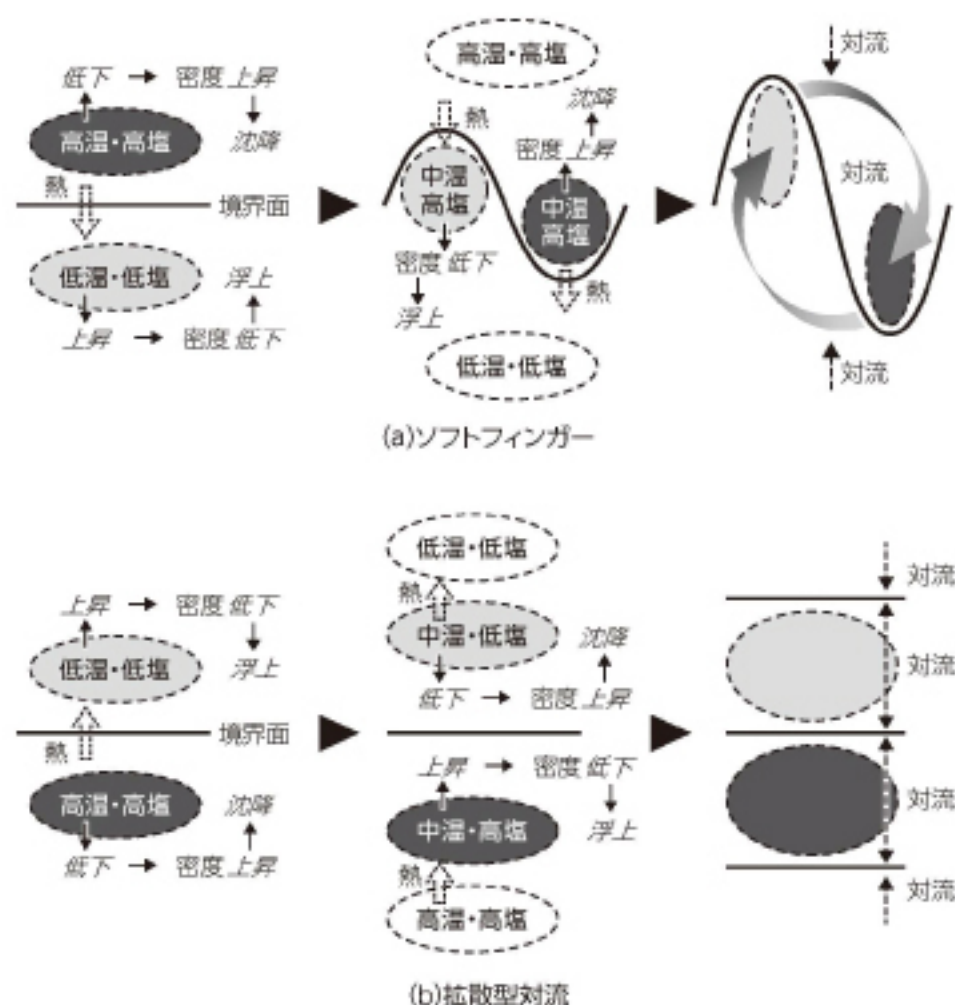


図2-18 二重拡散

(a)では、境界面で先に熱拡散が起こり、上層側が冷却、下層側は加熱される。密度は、上層側で上昇、下層側で低下するため、沈降する箇所と上昇する箇所が生じて、境界面に波動が発生する。上昇した下層側の海水は上層側よりも低塩であり、より加熱を受けるため密度が低下して、より上昇する。沈降した上層側の海水は、密度がより上昇して沈降するため、波動が大きくなる。塩拡散により密度は、上昇した下層側の海水では上昇、沈降した上層側の海水では低下するため、上昇や沈降は弱まる。水平的な密度差で対流が生じる。(b)では、境界面で先に熱拡散が起こり、上層側は加熱されて上昇し、下層側は冷却されて沈降する。上昇した上層側の海水は、より上層の低温水に冷却されるため沈降するが、下層側の海水に加熱されて再び上昇する。これが繰り返される対流が生じる。沈降した下層側の海水でも、より下層の高温水による加熱・浮上と、上層側海水による冷却・沈降を繰り返す対流が生じる。

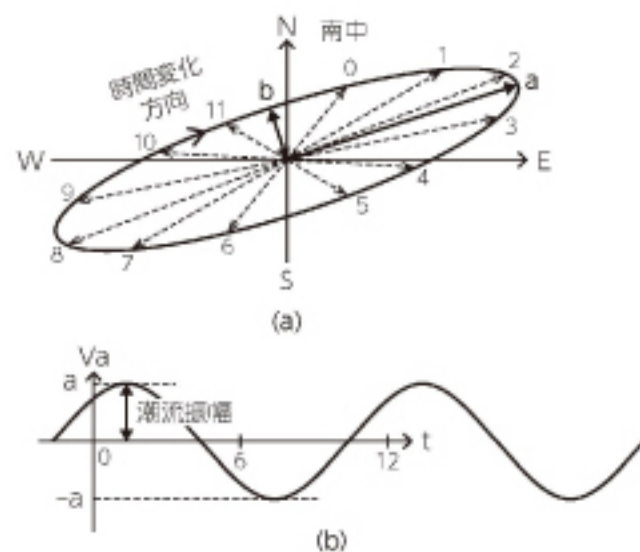


図3-6 潮流の時間変動

(a)は潮流楕円で、 a は長軸、 b は短軸の半径。数字は両中からの時間経過で、この例では半日周潮を表しており、潮流の流向が時計回りに変化している。一般には、楕円と、流向の変化方向を示す矢印だけが描かれる。(b)は長軸方向の流速成分 V_a の時間変動で、北東流を上げ潮流として描いている。

げ潮流最大までの位相、などで定量化できます。

瀬戸内海では、上げ潮流が紀伊水道と豊後水道から進行し、備讃瀬戸西部で収束します(図3-7(a))。ここを境に上げ潮流・下げ潮流が指し示す流向が変化し、備讃瀬戸では西流が上げ潮流ですが、髙灘では東流です。厳密な上げ・下げ潮流の流向は、**潮汐表**で確認できます。3時間後の明石海峡での転流時(図3-7(b))には、周防灘から西側や紀淡海峡(友ヶ島水道)よりも南では下げ潮流に変化しています。しかし髙灘では上げ潮流が継続し、播磨灘へ進行しているように見受けられます。さらに3時間後(図3-7(c))には、潮流が備讃瀬戸西部から東西に発散していることが伺えます。

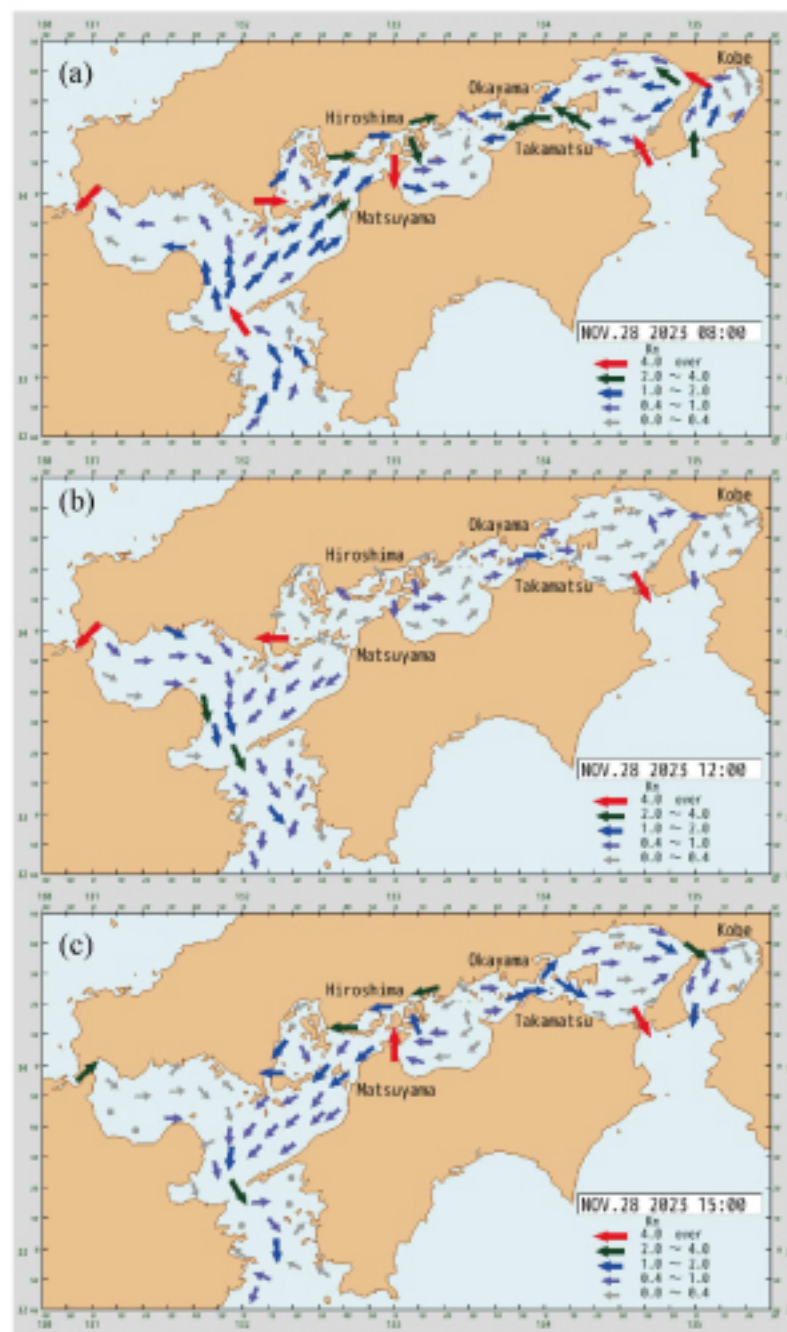


図3-7 瀬戸内海の潮流分布(潮流推算(海上保安庁))

明石海峡で上げ潮流最強時(a)、転流時(b)、及び下げ潮流最強時(c)の例として示す。

一波を定義せず、不規則波の波高の時間変動をスペクトル解析して、最もエネルギーが高くなる**スペクトル・ピーク**を用いて波浪を定義する方法もあります。有義波周波数に比べ、**スペクトル・ピーク周波数**は低くなります。

5-2 海洋波浪の発達

海洋波浪は風からエネルギーを受けて発生、発達するため、十分な時間、風が吹き続ける必要があります。また、波浪は進行しながら発達するため、十分に進行できる距離が必要です。風が吹き続ける時間を**吹続時間**、風が吹き渡る距離や波が進行できる距離を**吹送距離**と呼びます。波浪の発達段階で吹送距離と吹続時間のいずれかが制限されると、それ以上波浪は発達できません。図5-3はSMB法と呼ばれる波浪推算ダイヤグラムです。有義波高と有義波周期を、風速と吹送距離から、また風速と吹続時間から、それぞれ求めることができ、波高が低い方の結果が最終的な推算値です。

その海域に吹いている風で発生した波浪を**風浪**、**風波**と呼びます。風浪が発達しながら遠方へ伝播した波浪を**うねり**と呼びます。波の高周波成分は減衰が大きく、波浪の発達・伝播の過程でエネルギーが低周波成分に遷移し、図5-4で見られるように、エネルギーレベルは低い状態で成長しません。吹送距離や吹続時間が長くなるほど、エネルギーが増加すると共に、**スペクトル・ピーク**が低周波数側に分布し、鋭い**スペクトル・ピーク**を持つようになります。これは、うねりの周期は風浪より長く、含まれる周期成分が集約されて、正弦波に近い波形に変化することを意味しています。海洋波浪は二次元的に広がり、風向きに対する方向によって発達状態は異なります。海洋波浪の方向スペクトルを求めれば、波浪の伝播方向を推定することができます。風からエネルギーを受けて発達する一方で、砕波や摩擦によるエネルギー損失も起こります(Inoue, 1967)。波浪が十分に発達し、エネルギー収支が釣り合った状態を**成熟波**と呼びます。エネルギー供給が無くなれば徐々に減衰します。

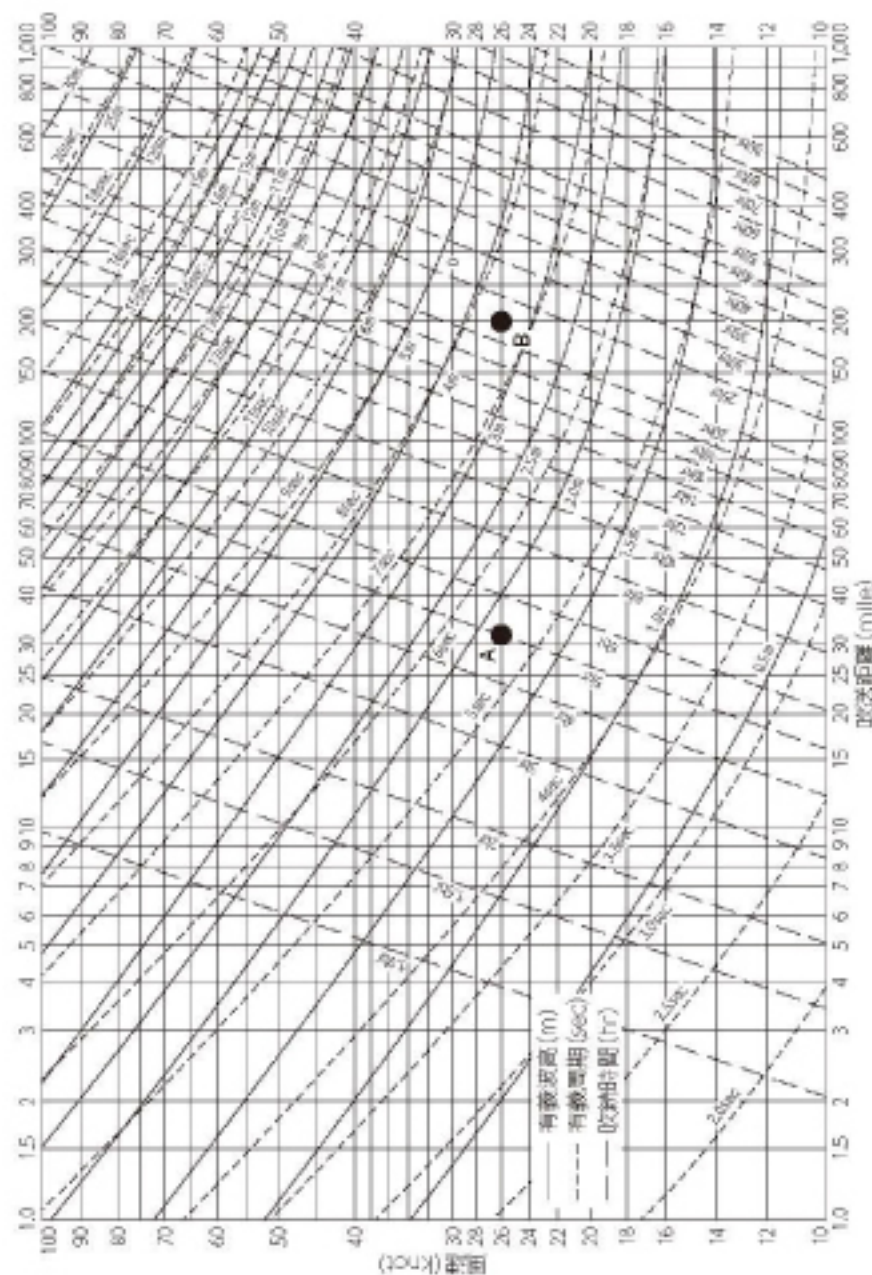
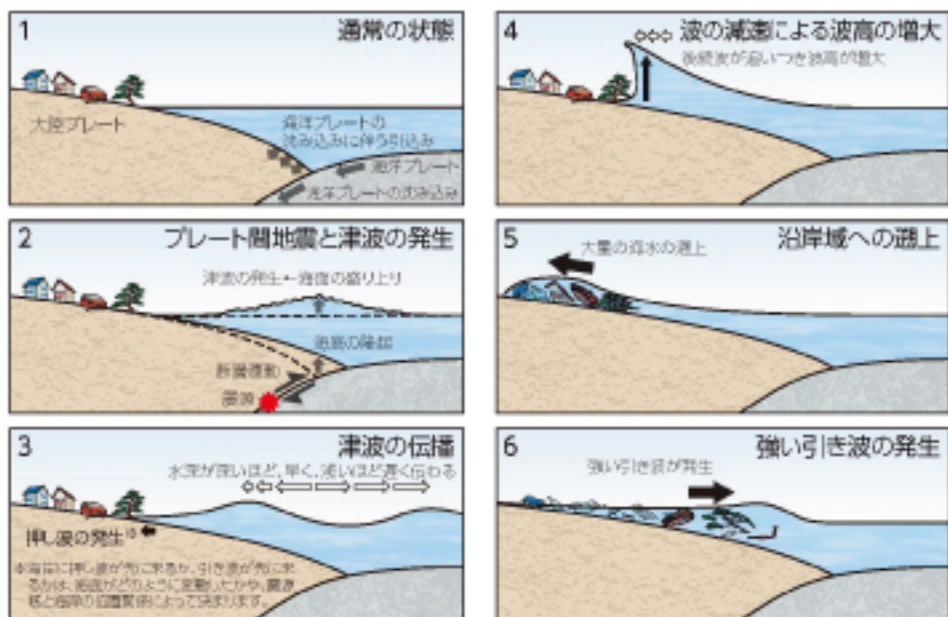


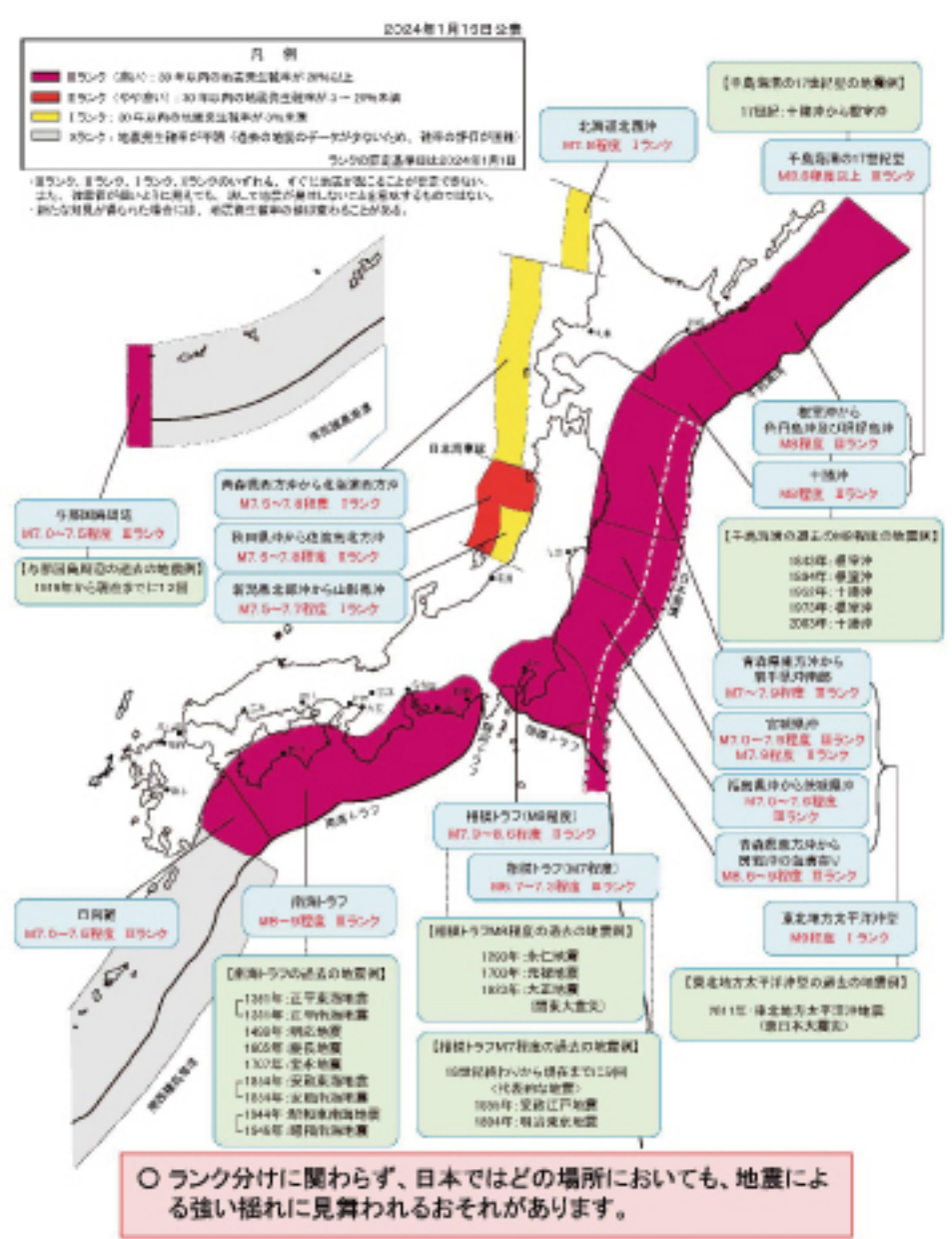
図5-3 SMB法による波浪推算ダイヤグラム(Bretschneider, 1970)
例えば、風速26 knotの風が5時間吹き続け、海面を200 mile吹き渡った場合、有義波は風速と吹続時間からは点A、風速と吹送距離からは点Bの状態まで発達する。点Aで有義波高1.9 m、有義波周期7.4 sであり、点Bでは有義波高3.5 m、有義波周期7.5 sと推定される。よって、波浪の成長は吹続時間に制限され、点Aの推定値まで発達する。



図E-1 津波発生の模式図(地震調査研究推進本部)

体となって、水深に依存して位相、エネルギーとも同じ速度で伝播します。波のエネルギーは波高の二乗に比例するため、水深が浅くなって波高が増大することで、沿岸から陸上へと遡上する津波は非常に大きなエネルギーを持ちます。図E-2に示す通り、日本列島の太平洋側にある海溝による地震は、ほとんどが30年以内に26%以上の確率で発生すると評価されています。このうち南海トラフを震源とする地震は、M8~M9クラスが30年以内に60~70%の確率で発生すると評価されています(地震調査研究推進本部、2013)。これにより発生する津波は断層破壊が起こる場所により異なるため、日本政府は複数のケースを想定しています。図E-3は紀伊半島~四国沖に大すべり域を設定した場合の、満潮時の波高分布です。高知県、徳島県、和歌山県の沿岸には、20分以内に波高10m以上が到達すると想定されています。

南海トラフ地震による津波は大阪湾にも来襲します。まず水位が低下し、その後、押し波第一波が湾奥に2時間弱で到達すると予想されています。予想される最大水位は図E-4に示す通りで、湾奥では3m以上に達する可



図E-2 主な海溝型地震の評価結果(地震調査研究推進本部)

能性があります。津波は、引き波よりさまざまなモノを海洋へ運ぶことで