

3 潮位

【告示】(潮位)

第七条 潮位は、実測値又は推算値をもとに、天文潮及び気象潮、波浪による水位上昇並びに津波等による異常潮位を考慮し、気象の状況及び将来の見通しを勘案して、統計的解析等により、港湾管理用基準面からの水位を適切に設定するものとする。

〔解釈〕

7. 自然状況等の設定

(2) 潮位に関する事項（基準省令第6条、基準告示第7条関係の解釈）

①潮位

潮位の設定に当たっては、技術基準対象施設の性能照査において、潮位が波浪及び水圧の作用の程度に影響を与えることを適切に考慮する。また、技術基準対象施設の性能照査において潮位と波浪を組み合わせて設定する場合には、波浪と同時生起性の高い潮位のうち、当該施設の性能照査の観点から最も不利となる潮位を設定することを標準とする。

②天文潮

潮位の設定において考慮する天文潮は、1年以上の実測値をもとに、気象の状況及び将来の見通しを勘案して、最低水面、平均水面、朔望平均満潮面及び朔望平均干潮面の各高さとして設定することを標準とする。

③高潮

潮位の設定において考慮する高潮は、30年以上の実測値、既往最大級以上の台風や低気圧による高潮の推算値、既往の災害時の記録等をもとに、気象の状況及び将来の見通しを勘案して設定することを標準とする。高潮の推算に当たっては、必要に応じて海岸近くでの碎波に伴う水位上昇を適切に考慮する。

3.1 天文潮

(1) 定義^{1) 2) 3)}

天文潮とは月や太陽の引力によって生じる潮汐であり、分潮とよばれる成分が重なり合ったものと考えることができる。代表的な潮位の定義は次のとおりである。

①平均水面 (M.S.L.)

ある期間の海面の平均の高さに位置する面をその期間の平均水面という。実用上は1ヶ年の潮位を平均して平均水面とする。

②最低水面 (D.L.)

平均水面から主要4分潮(M_2, S_2, K_1, O_1)の振幅の和だけ低い水準面である。海図の水深の基準に使われている。

③朔望平均満潮面 (位) (H.W.L.)

朔望の日から前2日後4日以内に現れる各月の最高満潮面を平均した水面である。

④朔望平均干潮面 (位) (L.W.L.)

朔望の日から前2日後4日以内に現れる各月の最低干潮面を平均した水面である。

⑤平均満潮面 (M.H.W.L.)

大潮、小潮を含んだ全ての満潮の平均値である。

⑥平均干潮面 (M.L.W.L.)

大潮、小潮を含んだ全ての干潮の平均値である。

⑦略最高高潮面 (N.H.H.W.L.)

平均水面に主要4分潮(M_2, S_2, K_1, O_1)の振幅の和を加えた高さの水面である。

⑧大潮平均高潮面 (H.W.O.S.T.)

平均水面から分潮 M_2 、 S_2 の振幅の和を加えた水面である。また、最低水面から測った大潮平均高潮面の高さを大潮升 (Spring rise) という。

⑨大潮平均低潮面 (L.W.O.S.T.)

平均水面から分潮 M_2 、 S_2 の振幅の和だけ低い水面である。

⑩東京湾平均海面 (T.P.)

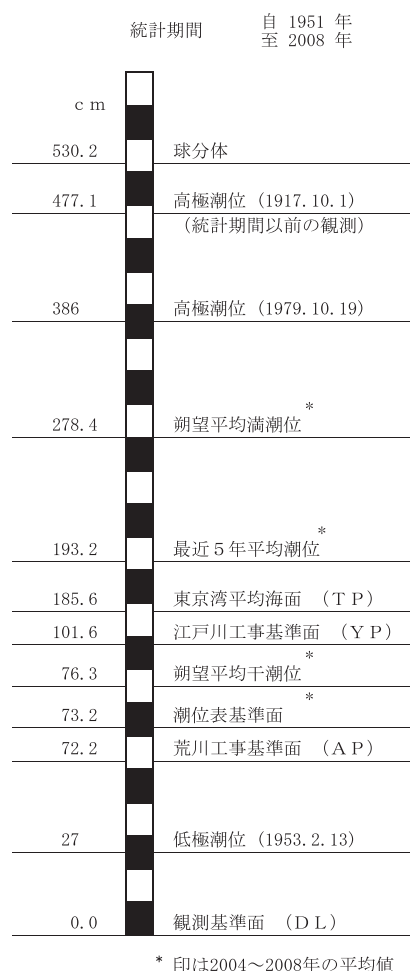
明治時代に東京湾の潮位観測を行って定めた平均水位である。それ以降、我が国の標高の基準となっており、東京都千代田区永田町にその水準点がある。なお、現在の東京湾の平均水位と一致するものではない。



図－3.1.1 潮位の基準面

ここで、主要4分潮とは潮汐を構成する4つの主要な成分で、 M_2 潮（主太陰半日周潮、周期=12.421時間）、 S_2 潮（主太陽半日周潮、周期=12.00時間）、 K_1 潮（日月合成日周潮、周期=23.934時間）、 O_1 潮（主太陰日周潮、周期=25.819時間）である。また、 Z_0 は平均水面から主要4分潮 M_2 、 S_2 、 K_1 及び O_1 の振幅の和だけ下方に取った面として定義される。

図－3.1.2²⁾は、東京（晴海）検潮所を例に、①③④⑩の潮位とその他に常用される各種の潮位との関係を示したものである。潮位の基準面には潮位表基準面、観測基準面（O.D.L., datum lineの略称としてD.L.と記されることもある）、最低水面・港湾管理用基準面（海図の基準面、C.D.L.）など似たような名称の基準面が使われており、どの基準面に対する潮位であるかを確認する必要がある。なお、港湾管理用基準面は最低水面と同一の値とし、海図と港湾施設の整合が図られているが、観測で得られた値と一致するとは限らず、大きな差が明らかになってきた場合は海上保安庁と協議のうえ修正を加える。なお、詳細については、参（作）2.3 潮位の観測及び調査を参照のこと。



注：T P（東京湾平均海面）を基準としたときY P（江戸川工事基準面）は-0.840m、
A P（荒川工事基準面）は-1.134mである。

図-3.1.2 東京（晴海）検潮所の潮位実況図²⁾

(2) 平均水面の季節・経年変化³⁾

各月の平均水面は、日本列島周辺の海水温、気圧配置などの影響を受けて1年周期で昇降し、通年の平均水面に対して±5～20cmとなる所が多い。日本列島沿岸の多くの所で夏季に高く冬季に低くなる。

また、年平均水面についても、その年の海水温、気圧配置などの影響を受けて、海域によっては±10cm程度の変動が生じることがある。

(3) 天文潮位の出現確率分布⁴⁾

天文潮は1日約2回の満潮と干潮を繰り返し、さらに約1ヶ月に2回の大潮と小潮を繰り返す。その天文潮位の出現確率分布の形状は場所によって異なるが、最も出現確率の高い潮位は平均海面に近い潮位であり、朔望平均満潮面のような高い潮位や朔望平均干潮面のような低い潮位の出現確率は小さい。

(4) 天文潮への気候変動の影響

日本沿岸においても、平均海面水位が長期的に変動していることが報告されているとともに、気候変動の影響により平均海面水位が漸次的に上昇することが予測されている（本章3.5 平均海面水位の長期変動参照）。

気象の将来の見通しとして気候変動の天文潮への影響を勘案する際には、周辺の潮位観測値を用いた長期変動及び気候変動に伴う平均海面水位の予測に関する研究成果又は調査結果を参考に、将来における天文潮を適切に設定するものとする。将来における天文潮は、本項(1)に示す①から⑨の潮位毎に適切に設定することが望ましいが、天文潮の成分である分潮の将来予測が困難な場合には、①から⑨の潮位全てに気候変動

に伴う平均海面水位上昇量の予測値を加えてもよい⁴⁻¹⁾。この天文潮の設定事例として、文献4-2)を参考とすることができる。なお、この気候変動に伴う平均海面水位上昇量の予測値は、**本章3.5平均海面水位の長期変動(1)平均海面水位の変動**を参照することができる。

将来における天文潮又は平均海面水位上昇は漸次的に変化するとともに、一般的にその予測には誤差に伴う予測幅がある。一方、施設の目的により、また、同じ目的の施設においても性能照査の目的により異なる設計潮位を用いる場合がある(**本章3.6設計潮位条件(1)設計潮位の基本的考え方**参照)。このため、性能照査等の目的により異なる設計潮位を用いる場合には、漸次的な変化及び予測幅を勘案して天文潮を適切に設定することが望ましい。

3.2 高潮

(1) 定義

月や太陽の引力によって生じる天文潮の他に、低気圧(台風や熱帯低気圧を含む)や高気圧の通過に伴う気圧変動、風などによっても、海面の高さは変化する。これら気象による海面の変化を気象潮といい、観測潮位と推算天文潮位との差を潮位偏差という。気象潮の中でも特に、台風や低気圧の通過によって潮位が高くなるものを高潮という。

(2) 高潮の発生原因

例えば、海面気圧が1hPa低下して十分に時間が経過し、海面がその海面気圧にバランスがとれたときに、海面は通常より約1cm盛り上がる。また、内湾の湾口から湾奥に向かって風が長時間一定の風速で吹いて、海面が湾奥に向かって高くなる状態でバランスがとれたときに、湾奥における海面の上昇量は、概ね風速の2乗に比例し、湾長が長いほど、湾の水深が浅いほど大きくなる。なお、実際の台風では海面の気圧や風速・風向が時間的にも空間的にも複雑に変化する。

(3) 既往の高潮

表-3.2.1は我が国沿岸の検潮所で観測された代表的な高潮を示したものであり、太平洋及び東シナ海の沿岸で2m以上の潮位偏差が記録されている。その最大のものは、1959年の伊勢湾台風によって名古屋港で生じた3.5mである。また、この表には含まれていないが、八代海、鹿児島湾などでも顕著な潮位偏差が記録されている³⁾⁵⁾。さらに、2003年以降の観測記録によると、北海道・東北地方・北陸地方では、低気圧による高潮で台風による高潮よりも大きな潮位偏差が観測されており⁶⁾、これらの地域においては低気圧による高潮についても適切に考慮する。

潮位偏差は同じ海域でも場所によって異なり、検潮所のある位置がその海域で最大の潮位偏差が生じる場所であるとは限らない。例えば、現地調査によると、八代海の北部では台風9918号(1999年の18号)によって3.9mの潮位偏差が生じた海岸もある⁷⁾。また、過去と全く同じ条件の台風が再来しても、埋立てなどによってその当時から海岸線が著しく変化したところでは、過去とは異なる潮位偏差が生じる。

表－3.2.1 1900～2022年の間に観測された瞬間最大偏差2m以上の主要な高潮（気象庁³⁾に加筆）^{7-1), 7-2)}

年月日	発生域	最大偏差 (m)	原因	年月日	発生域	最大偏差 (m)	原因
1917.10.1	東京湾	2.1 外	台風	1995.9.17	八丈島	3.4	台風9512号
1930.7.18	有明海	2.5 外	台風	1996.9.22	八丈島	2.9	台風9617号
1934.9.21	大阪湾	3.1 外	室戸台風	1999.9.24	周防灘	2.1 外	台風9918号
1938.9.1	東京湾	2.2 外	台風	2000.7.8	八丈島	2.5	台風0003号
1950.9.3	大阪湾	2.4	ジェーン台風	2002.10.1	八丈島	2.4	台風0221号
1956.8.17	有明海	2.4 外	台風5609号	2004.9.7	有明海	2.1	台風0418号
1959.9.26	伊勢湾	3.5	伊勢湾台風	〃	瀬戸内海西部	2.1	〃
1961.9.21	大阪湾	2.5	第2室戸台風	2004.10.20	土佐湾	2.5	台風0423号
1964.9.25	大阪湾	2.1 外	台風6420号	2018.9.4	大阪湾	3.0 外	台風1821号
1965.9.10	瀬戸内海東部	2.2	台風6523号	〃	紀伊水道	2.6	〃
1970.8.21	土佐湾	2.4 推	台風7010号	2018.9.30	紀伊水道	2.2	台風1824号
1972.9.16	伊勢湾	2.0	台風7220号	2019.10.12	相模湾	2.2	台風1919号
1991.9.27	有明海	2.7	台風9119号	〃	三宅島	2.0	〃

無印：気象庁管轄検潮所の資料、推：推定値、外：気象庁管轄外検潮所の資料による

(4) 高潮の経験的予測式

台風による潮位偏差は、式(3.2.1)のような経験式によって求めることができる³⁾。

$$\zeta = a(p_0 - p) + bW^2 \cos \theta + c \quad (3.2.1)$$

ここに、

ζ : 潮位偏差 (cm)

p_0 : 基準気圧 (=1010hPa)

p : 最低気圧 (hPa)

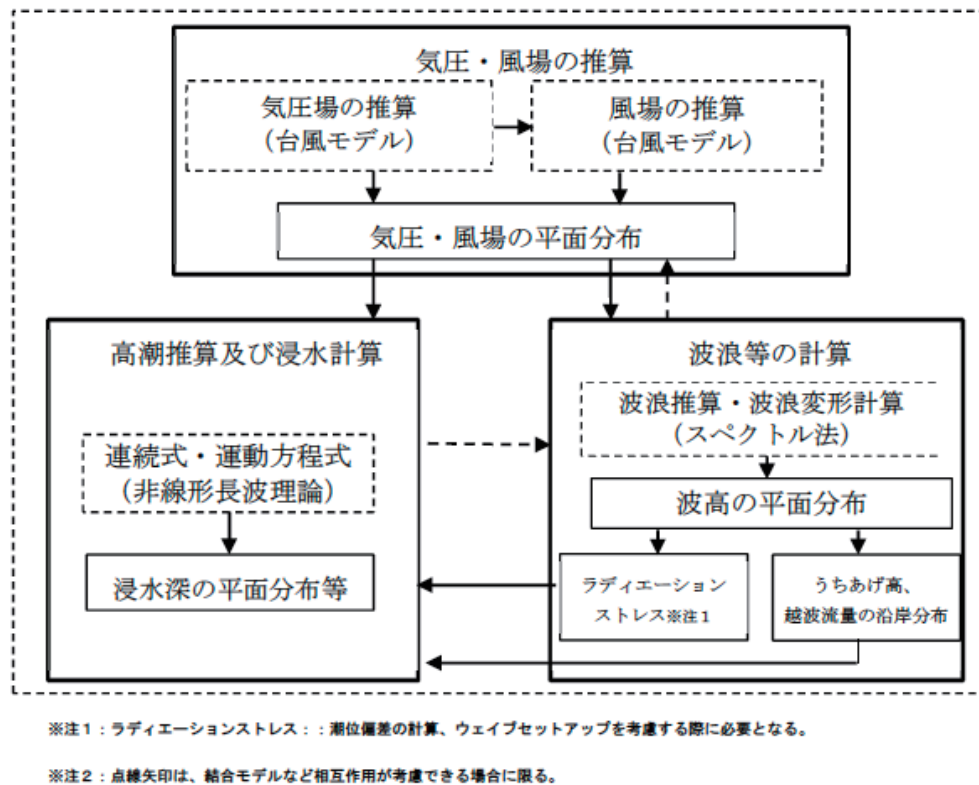
W : 10分間平均風速の最大値 (m/s)

θ : 主風向と最大風速 W のなす角

a, b, c : 地点ごとに既往の観測結果から求めた定数

(5) 高潮の数値計算

高潮の現象を詳しく解析するためには、数値計算を行う。この数値計算では、海面に作用する気圧、風による海面の摩擦応力、海底で海水の流れに作用する摩擦応力、海水の渦粘性などを考慮し、平面的に配置された計算格子点における潮位や流速の変化を、台風が接近して通過するまで時々刻々と計算する⁸⁾。海域の地形は間隔が数百mまたはそれより細かな格子で近似し、それぞれの格子点に水深を与える。台風の気圧及び風速の分布は、中心気圧、最大風速半径、移動速度から計算する。陸上地形が風場に与える影響を考慮した MASCON モデルや、複雑な気圧場・風場を再現可能な局地気象モデルを用いて計算することもできる⁹⁾。さらに、密度層や河川からの流入水を考慮した数値計算モデルや、高潮、天文潮、波浪をそれぞれ独立した現象として扱うのではなく、これらの相互作用を考慮した数値計算モデルも作られている^{10) 11) 12) 13)} (図－3.2.1)。高潮の数値計算モデルには様々なものがあり、対象とする海域の高潮を十分に再現できる適切な計算方法を採用する。

図-3.2.1 台風による高潮の数値計算の流れ⁶⁾

(6) 高潮と天文潮

高潮は台風など気象擾乱によって起き、天文潮は月や太陽の引力によって起きる。このように、高潮と天文潮の発生原因は互いに独立した現象であるため、高潮による潮位偏差が最大となる時刻が天文潮の満潮と重なる場合もあれば、干潮と重なる場合もある。特に瀬戸内海や東シナ海沿岸の内湾では天文潮差が大きく、顕著な潮位偏差が生じて、干潮と重なることによって、大きな災害から免れていた場合もある。設計潮位を設定する際には、このような高潮の発生を見落とさないためにも、高潮と天文潮を合わせた潮位とともに、高潮による潮位偏差の出現特性についても整理するとよい。

(7) 高潮と高波の同時生起性

内湾の高潮は、主として気圧低下による海面の吸い上げと風による吹き寄せによって生じる。一般に湾口部では、吸い上げの効果が卓越し、台風が最接近して最も気圧が低下する頃に潮位偏差が最大となる。湾奥部では吹き寄せの効果が卓越する場合が多く、台風による風が湾口から湾奥に向かって吹く頃に潮位偏差が最大となることが多い。一方、波浪は気圧低下と直接の関係はなく、風によって発達し、浅海域では海底地形の影響を受けながら伝播する。また、波浪は周辺地形の影響を受け、岬や島などによっても遮蔽されやすい。高潮と波浪にはこのような違いがあるため、台風の経路や湾内の位置によっては、潮位偏差のピークと波高のピークが同時ではないこともある¹⁴⁾。

(8) 砕波による平均水位の上昇

砕波帯では、気圧低下による海面の吸い上げや風による吹き寄せの有無に関わらず、砕波によって平均水位が上昇するとともに長周期の振動が生じる。このうち平均水位の上昇をウェーブ・セットアップ(wave-setup)という。その上昇量は海底勾配、来襲する波浪の波形勾配などによって異なるが、汀線に近づくほど大きくなるという性質があり、沖合の有義波高の10%以上になることもある(本章4.4.8 波による平均水位の上昇とサーフビート参照)。そのため、波浪が直接うち寄せる海岸では、平均水位の上昇量の絶対値が大きくなり、吸い上げや吹き寄せとともに潮位偏差を構成する主要な要素となる。

例えば、複数の台風を対象に行われた研究において、南伊豆検潮所で観測された潮位が、気圧低下と吹き寄せだけを考慮した高潮数値計算では説明できず、砕波による平均水位上昇を考慮する必要があることも明らかにされている^{15) 16)}。また、表-3.2.1に示した台風7010号による土佐湾の潮位偏差および台風1821号による紀伊水道の潮位偏差でも、そのうち約半分または半分以上が砕波による平均水位の上昇であると考えられている^{17) 17-1)}。なお、台風の移動速度と波の群速度の関係により、砕波による平均水位の上昇は増減するとともに、砕波による平均水位の上昇のピークと気圧低下による海面の吸い上げや風による吹き寄せによる潮位偏差のピークの時間差も変化するため^{17-1) 17-2)}、想定台風の移動速度を設定する際には注意が必要である。

砕波帯内に設置する技術基準対象施設の性能照査には、砕波によって生じる平均水位の上昇や振動を考慮しなければならないが、沖波波高または沖波が対象施設に至るまでに生じる屈折及び回折の影響を包含した換算沖波波高により算定・適用される波高変化や波力、越波流量などの算定式や算定図には、通常、平均水位の上昇の影響が含まれており、設計潮位に沖波波高または換算沖波波高に起因する平均水位の上昇分を改めて加える必要はない。ただし、沖波地点から砕波点までに波浪が発達する場合には、その波浪の発達に伴う平均水位の上昇分は当該算定式や算定図に含まれていないことに注意が必要である。また、浅瀬（リーフ）が広く発達しているようなところでは、その水位上昇は特に大きく、1m以上になることもあるため、このような場所では性能照査に用いる潮位にこの水位上昇分を含めることが望ましい。

3.3 副振動

(1) 定義

副振動とは、閉鎖性の水域や湾、海峡などで発生する海面の振動現象である。振動の周期は数分から数十分で、水域の地形（深さ・大きさ）によって異なる。一般的には、台風や低気圧等の気象じょう乱に起因する海洋のじょう乱や津波などにより発生した海面の変動が、湾内の固有振動と共鳴して副振動となる。

この副振動には大別して2つのものがある。1つは台風による気圧低下や吹き寄せをきっかけとして湾内に発生するものであり、セイシュ（静振）とも呼ばれる。セイシュは気象場とは独立に伝播する自由波としての性質をもつ。図-3.3.1は、台風0115号が来襲したときの東京湾における潮位の観測記録であり、三角印（▽）で示すように顕著なセイシュが現れている。

もう一つは、外海から来襲した波浪やそれに伴う長周期の水位変動や流れが湾内または港内に強制的に発生させた振動である。この振動は、湾または港の形状に固有な振動周期に対して、大きな共振を起こすことがある。特に掘込み港のような、形状が細長く、岸壁など反射率の高い施設で水域が囲まれたところでは、顕著な副振動が生じやすい。

副振動の周期はおおむね数分～数十分であり、振幅は数十cmに達することがある。また、長崎湾では振幅が2m程度に達したこともある。副振動はその振幅が数十cmであっても、水平方向の流速が大きいため、船舶の係留や荷役作業に大きな障害となることがある。なお、ここでは、20分以上の連続観測記録から解析された周波数スペクトルに含まれる周期30s～300sの成分波で構成される波については長周期波として定義する（長周期波については本章4.5長周期波参照）。

したがって、性能照査の対象となる港湾に固有な振動周期を知る必要がある。日本の主要な港湾における副振動の特性については宇野木¹⁸⁾の研究がある。また、数値計算によって、周期が数分～1時間程度の波を港湾に入射させ、その増幅率を算定することもできる¹⁹⁾。

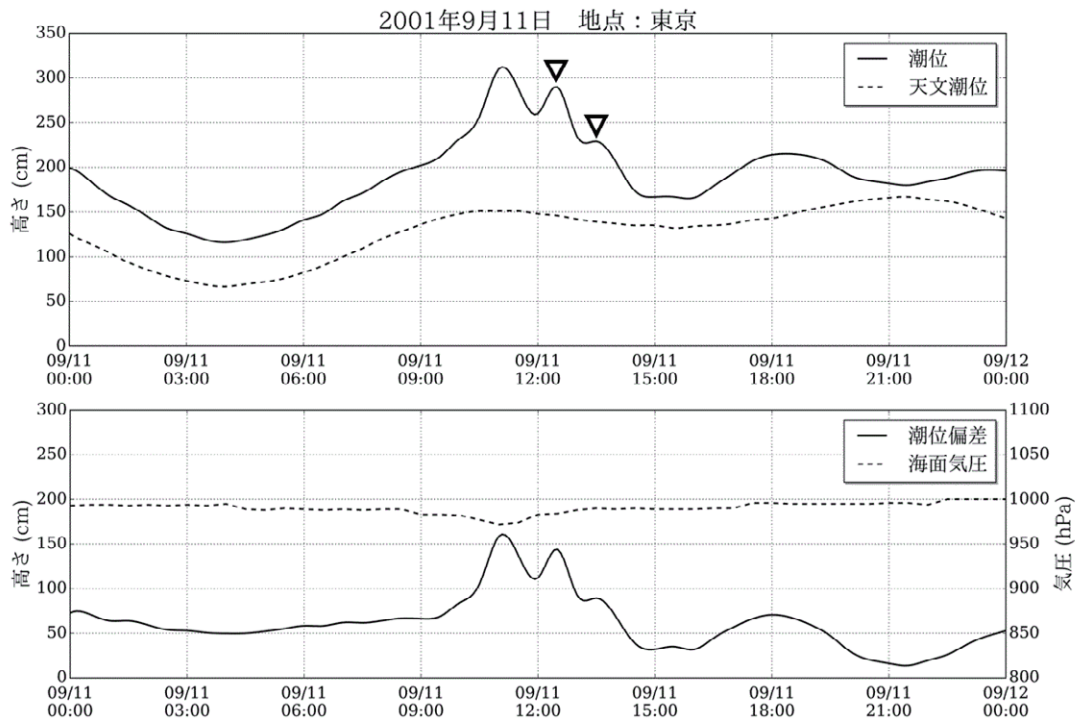


図-3.3.1 台風0115号が来襲したときの潮位観測記録

(2) 副振動の周期

形状を単純にモデル化した港については、その固有振動周期及び振幅増幅率を理論計算によって求めることができる。しかし、実際の港の形状、境界条件などは非常に複雑であるため、現地観測または数値計算によって固有振動周期及び振幅増幅率を求めることが望ましい¹⁹⁾。参考までに、最も単純な場合について固有振動周期の推定式を示す。

①等深な長方形をした港（周りが閉じられ水の出入がない場合、図-3.3.2 (a)）

$$T = \frac{2l}{m\sqrt{gh}} \quad (3.3.1)$$

ここに、

- T : 固有振動周期 (s)
- l : 水面の長さ (奥行き) (m)
- m : 振動の次数 (=1, 2, 3, ...)
- g : 重力加速度 (=9.8 m/s²)
- h : 水深 (m)

②等深な長方形をした港（図-3.3.2 (b) のように、一端より水の自由な出入があり、港の幅が狭く奥行がある場合）

$$T = \frac{4}{2m+1} \frac{l}{\sqrt{gh}} \quad (3.3.2)$$

振幅増幅率は $m=0$ あるいは1の場合に最大となることが多く、実用上はこの場合についてのみ検討すればよい。なお、実際には、港内の海水が定常的に振動するばかりでなく、港口付近の外海の海水も多少振動するので、その影響によって固有振動周期は式 (3.3.2) の値よりもやや長くなり、式 (3.3.3) のようになる²⁰⁾。

$$T = \alpha \frac{4l}{\sqrt{gh}} \quad (3.3.3)$$

ここに、

l : 港の奥行き (m)

α : 港口補正係数であり、式 (3.3.4) により求める。

$$\alpha = \left\{ 1 + \frac{2b}{\pi l} \left(\frac{3}{2} - \gamma - \ln \frac{\pi b}{4l} \right) \right\}^{1/2} \quad (3.3.4)$$

ここに、

π : 円周率

b : 港の幅 (m)

γ : オイラー・マスケローニ定数 (=0.5772)

表-3.3.1は、式 (3.3.4) で計算した、代表的な b/l に対する港口補正係数 α の値を示したものである。

表-3.3.1 港口補正係数

b/l	1	1/2	1/3	1/4	1/5	1/10	1/20
α	1.320	1.261	1.217	1.186	1.163	1.105	1.064

③等深な長方形をした港 (図-3.3.2 (c) のように、一端より水の自由な出入があり、港口幅が狭い場合)

$$T = \frac{2}{\sqrt{gh \left\{ \left(\frac{m}{l} \right)^2 + \left(\frac{n}{b} \right)^2 \right\}}} \quad (3.3.5)$$

ここに、

b : 港の幅 (m)

l : 港の奥行き (m)

n : 港の幅方向の節の数 ($n=0, 1, 2, \dots$)

ただし、実際には、固有振動周期は港口の影響により式 (3.3.5) で計算される値よりもやや小さくなる。

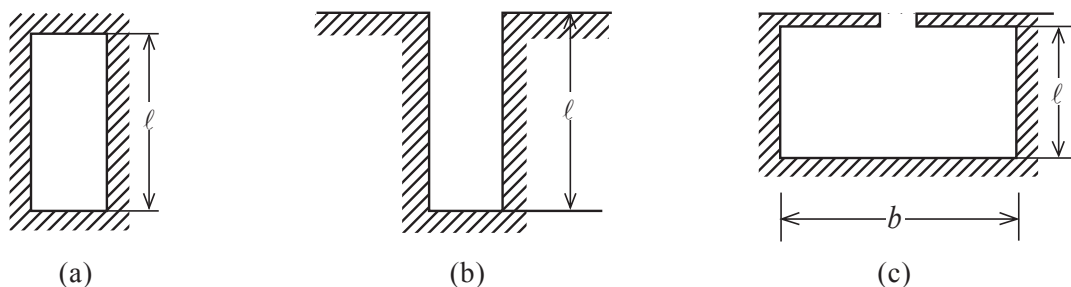


図-3.3.2 湾形のモデル

(3) 振幅

副振動の振幅は、その作用となる波浪、それに伴う長周期の水位変動及び流れの周期並びにその周期に対する振幅増幅率によって決まる。作用の周期が港の固有周期と等しい場合には共振が生じ、振幅増幅率は大きな値となる。ただし、底面摩擦の作用により、港口において擾乱波や渦が発生することによってエネルギー損失が生じるため、副振動の振幅が無制限に大きくなるわけではない。また、作用の周期が港の固有周期と異なっている場合、振幅の小さな副振動は生ずる。

港内の静穏度を高めるために港口幅を狭めると、逆に副振動が発生しやすくなることがある。これをハー

バー・パラドックス (harbor paradox) という。防波堤の延長など港の形状を変更するときには、顕著な副振動が発生しないように注意すべきである。

港口におけるエネルギー損失を無視した場合、長方形港の湾奥隅角点における振幅増幅率 R は、港の奥行と波長との比に対し、図-3.3.3²¹⁾、図-3.3.4²¹⁾によって求められる。これらの図によると、図-3.3.3の細長い長方形港より、図-3.3.4の幅の広い長方形港の方が、港の相対奥行き振動周期がいくぶん短いときに共振しやすいことがわかる。また、図-3.3.4の共振点は、完全閉そくの長方形湖の共振点にほぼ一致しており、式(3.3.6)で近似される。

$$\frac{l}{L} = \sqrt{m^2 + \frac{n^2}{\left(\frac{2b}{l}\right)^2}} \quad m, n=0, 1, 2, \dots \quad (3.3.6)$$

ここに、
 L : 波長 (m)

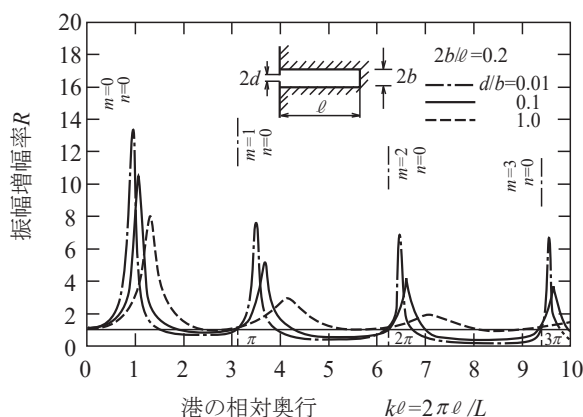


図-3.3.3 細長い長方形の港の共振スペクトル²¹⁾

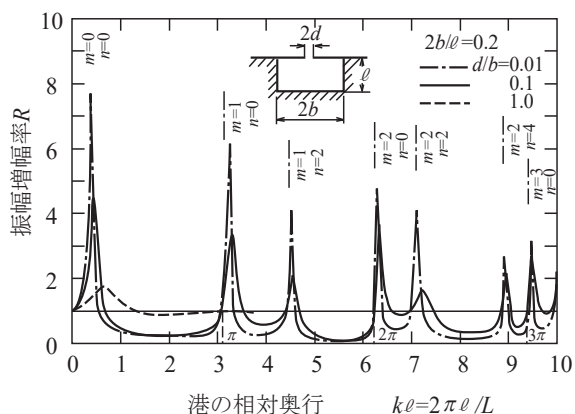


図-3.3.4 幅の広い長方形の港の共振スペクトル²¹⁾

(4) 副振動対策

港口から侵入した長周期の変動が港内で完全反射を繰り返すことによって、副振動の振幅は大きくなる。副振動の振幅を抑えるためには、港の内周で反射率を低くしたり、港の形状を変更して共振が起きにくいようにしたり、港内でエネルギーが損失しやすいようにしなければならない。この意味において、港内の全周を直立岸壁にすることは好ましくない。また、防波堤を透過性のある緩傾斜の斜面堤にすると、反射波を減らすことができ、また斜面堤内部でのエネルギー損失を期待することができる。また、港内の副振動の節に当たる位置の近傍に波除堤を設けることによって、振幅の減少を図ることができる。港の形状は、幾何学的に整形なものよりは不規則な形のほうがよいと考えられる。

3.4 異常潮位

(1) 異常潮位の発生原因

台風による高潮や津波以外の異常潮位の発生原因には、黒潮の流路変動、暖水の流入等による海水温上昇、西向き吹送流の長期間継続など、種々の要因が指摘されている²²⁾。これらの異常潮位の継続は、数日から数ヶ月に及ぶことがあり、大潮の満潮時または高潮等が重畳した場合に浸水被害が発生することがある。

異常潮位の解析によると、必ずしも正の異常潮位ばかりでなく、負の異常潮位もある。このため、その発生要因を海域毎に明らかにすることが重要である。

(2) 異常潮位の影響

技術基準対象施設の性能照査において、正の異常潮位は、堤体の浮力上昇を引き起こし安定性の減少につながることもある²³⁾。なお、吉岡ら²⁴⁾は全国97ヶ所、最大29年間の潮位観測データをもとに異常潮位の確率分布を評価し、これを用いて信頼性解析を行い、防波堤の滑動及び転倒安定性への影響を検討している。その結果の範囲では、異常潮位を考慮した場合の安全性指標の低下は小さく、無視しうる程度であるとしている。

3.5 平均海面水位の長期変動

(1) 平均海面水位の変動

設計潮位の設定にあたって考慮する天文潮位や高潮とは別に、長期的な海面水位の上昇に関して、国内外で研究が進められている。

気候変動に関する政府間パネル (IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change) の第6次評価報告書によれば、世界平均海面水位は、1901年から2018年の期間に0.20m上昇した。その平均上昇率は、1901年から1971年の期間で1年あたり1.3mmであったが、1971年から2006年の期間で1年あたり1.9mmに増加し、2006年から2018年の期間で1年あたり3.7mmと更に急激に増加した²⁵⁾。また、将来予測については、1995～2014年を基準として、世界平均海面水位の2100年までの上昇量は、温室効果ガス排出が少ないシナリオ (SSP1-2.6) の下で0.32から0.62mであり、温室効果ガス排出が非常に多いシナリオ (SSP5-8.5) の下で0.63から1.01mとなることが、中程度の確信度として報告されている²⁵⁾。

一方、図-3.5.1は、気象庁が調べた日本沿岸における海面水位の変動であり²⁶⁾、過去約100年間の日本沿岸の海面水位には世界平均海面水位に見られるような上昇傾向は見られないが、1980年以降については上昇傾向が明瞭である。全期間を通して10年から20年周期の変動 (十年規模の変動) と50年を超えるような長周期の変動が卓越している。また、将来予測については、世界平均海面水位と同様に、21世紀中に上昇すると予測され、21世紀末 (2081～2100年平均) には20世紀末 (1986～2005年平均) と比べて、IPCC第5次評価報告書で用いられたRCP (代表的濃度経路) シナリオのうち、2℃上昇シナリオ (RCP2.6) では0.39m (0.22～0.55m)、4℃上昇シナリオ (RCP8.5) では0.71m (0.46～0.97m) 上昇すると推定されている (図-3.5.1-1)²⁶⁾。

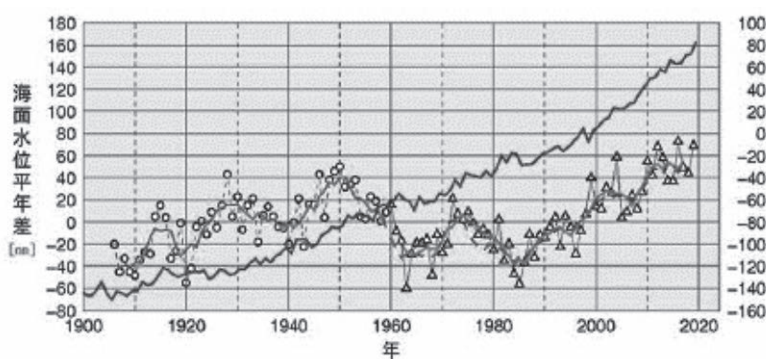


図-3.5.1 日本沿岸における海面水位の変動²⁶⁾

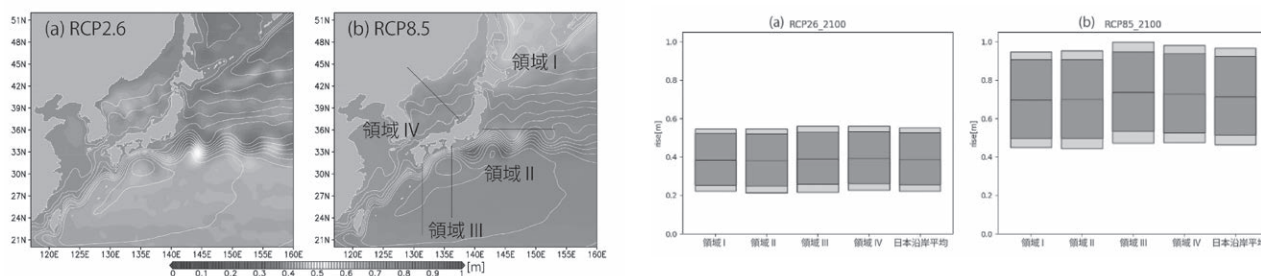


図-3.5.1-1 20世紀末に対する21世紀末における日本沿岸における平均海面水位上昇量²⁶⁾

また、港湾での長期検潮記録からも海面水位の経年変動を調べることができ、図-3.5.2の久里浜湾では平均海面水位が53年間に3.0mm/year、唐津港では31年間に4.4mm/yearの割合で上昇したと推定されている²⁷⁾。このような海面水位の変動は、検潮所の場所や時代によって異なるものと思われる。長期の検潮記録の整理では、検潮所のある地盤の変動量を適切に考慮する必要がある。例えば、検潮所の地盤沈下は平均海面水位の上昇と見かけ上は同じである。また、地震の前後で地盤高さが変化することがある。これについては【作】第5章2地震による地殻変動を参照することができる。地盤変動量の補正には、GNSS測量により電子基準点の変動量を活用する方法もある^{27), 27-1)}。

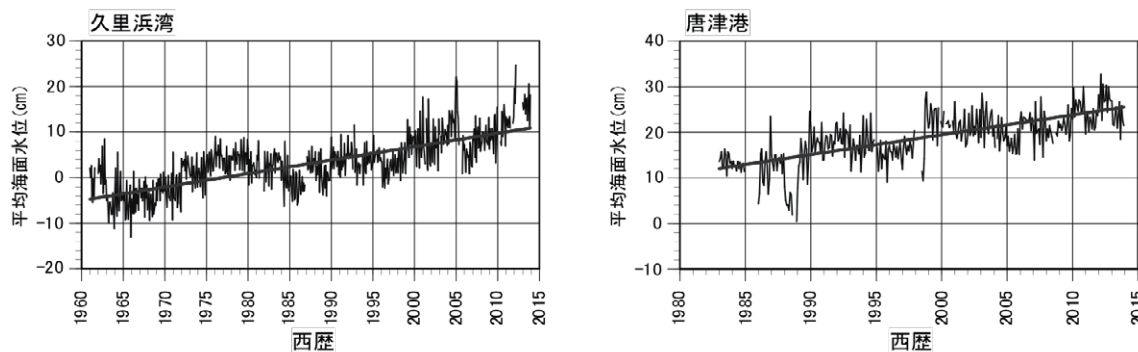


図-3.5.2 港湾における平均海面水位の経年変動の例²⁷⁾

(2) 平均海面水位上昇の影響と対応策

海面水位が上昇すると、施設の安定性が損なわれ、浸水の発生やクリアランスの減少に伴う利用の制限を受けるなど、物流基盤への影響が生じる。

海面水位上昇の対応策には施設の新規整備・改良、土地利用の変更、防災体制の充実等があり、これらの対策のメリット、デメリットを明確に整理して、対象となる地域の社会特性や自然条件等を判断材料にしながら各対策を組み合わせることで、柔軟な対応策をとっていく必要がある²⁸⁾。施設の新規整備・改良としては、岸壁、防潮堤、臨港道路（橋梁）等について、気候変動による漸進的な作用の増加に対して大幅な追加コストを要しない段階的な適応を行えるよう、施設の新規整備や更新段階で作用増大への対応を考慮する必要がある。その際には、海面水位のモニタリングの結果を踏まえて対策の実施の年次を判断し、施設の計画や設計供用期間、費用対効果、周辺環境への影響等について留意する必要がある。

3.6 設計潮位条件

(1) 設計潮位の基本的考え方

施設の目的により、また、同じ目的の施設においても性能照査の目的により異なる設計潮位を用いる場合がある。例えば、高潮対策施設においては、天端高は越波量により決定されるので越波量が最大となる潮位を設計潮位とするが、性能照査にあたってはより低い潮位でより危険となる場合があり、このときにはその

潮位を設計潮位としなければならない。防波堤の性能照査の場合は、その施設が最も不安定となる潮位で計算する。これらの検討を行う潮位の中で最も高いものを計画高潮位という。

(2) 高潮対策施設の設計潮位

高潮対策施設に対しては、高潮の発生も考慮した設計高潮位を定める。その決め方には次の4つの方法がある。

- ①既往最高潮面（位）、あるいはこれに若干の余裕を見込んだ潮位を用いる。
- ②朔望平均満潮面に既往の最大潮位偏差、あるいはモデル高潮により推算された潮位偏差を加算した潮位を用いる。
- ③異常高潮位の生起確率曲線を求め、ある再現期間の間にそれより高い潮位の発生回数が1以下であるような潮位を用いる。
- ④異常高潮位の生起確率と各潮位に対する背後地の被害額及び高潮対策施設の建設費を勘案して経済的に決定する。

これらの方法にはいずれも次のような一長一短がある。まず①の方法には、最も簡明であるが相当長期間の資料を必要とし、また既往最高潮面以上の異常な高潮位が起こらない保証がない。②の方法は、高潮の主特性である潮位偏差に着目している点で優れているが、モデル高潮により推算された潮位偏差以上の高潮偏差が起こらない保証のない点では①の方法と同じである。③の方法は、確率的な考えによるもので、設計潮位がどの程度の生起確率を持っているのかが明瞭である。しかし、比較的短期間の資料から長期間の予測を行う場合には、信頼性などについて問題がある。なお、確率台風モデルによる高潮推算及び波浪推算による計算値等を用いた極値統計により、潮位の生起確率を評価する方法もある²⁸⁻¹⁾。④の方法は、合理的であって国民経済上最も有益な方法であるが、被害額の推定などにかかなりの技術と労力を必要とする。

現在広く採用されている方法は、①及び②である。②の場合には、朔望平均満潮面の代わりに台風期（7月から10月）朔望平均満潮面を採用してもよい。一般に台風期朔望平均満潮面は朔望平均満潮面よりも高く、その差は太平洋岸では10cm以上に達する場合がある。

これらの手法のいずれを採用するかは、それぞれの数値を比較検討し、実測期間、生起頻度、施設の重要性及び経済性等を考慮のうえ決定する。朔望平均満潮面に既往の最大潮位偏差を加えたものが、非常に高すぎて実際に計画にそぐわない場合には、過去の資料等を良く検討して両者が同時に起こる頻度を考慮して設計高潮位を補正することができる。

なお、高潮対策施設の性能照査では、朔望平均満潮面等の天文潮位に、潮位偏差のピーク値を重ねたものを設計高潮位とし、さらにこの設計高潮位と波高のピーク値が重なった、最悪の条件を考慮して天端高を決定するのが一般的である。このような条件で設計高潮位が非常に高くなる場合には、満潮、潮位偏差のピーク、波高のピークが同時に起こる頻度から設計高潮位を検討してみるとよい。

(3) 偶発波浪に設定する潮位

浅海域においては波浪の波高や波向等が潮位によっても変化する。偶発波浪に組み合わせる潮位の設定にあたっては、既往最高潮位や高潮による既往最大潮位偏差にとらわれず、当該地域だけでなく全国の気象擾乱の記録や気象学に基づく台風の発達限界に基づき、適切な強度、規模及び経路の台風または低気圧を想定する。そのシナリオに基づいて高潮を含む潮位と波浪の経時変化を推算して、当該港湾に最も被害をもたらす潮位と波浪の条件を検討する^{29) 30) 31) 32)}。観測値の極値統計³³⁾や確率台風シミュレーション³⁴⁾等によって、設定した潮位または偶発波浪の再現期間が十分に長いことを確認しておくことが望ましい。

(4) 高潮、津波、副振動の同時生起

高潮と津波はいずれもまれに起こる現象であることから、同時には起こらないと考えることが一般的である。なお、津波については、**本章5 津波**を参照することができる。

副振動は、高潮または津波によって誘発されることも多い。しかし、狭義の副振動としての高潮及び津波のとき以外に発達する長周期の水面変動は、高潮及び津波と同時に起こらないと考えることが一般的である。

(5) 高潮、津波等に対する防護施設の性能照査

高潮、津波等に対する防護施設の防護目標とした高潮や津波を超過するものが発生する可能性がある。避難を含めた総合的な防災対策を実施するためには、設計条件を上回るもので、高潮や津波の発生メカニズムから考えられる最大級のものがあられる場合には、それを防災上のワーストシナリオとして設定し、その場合の防護性能を評価する必要がある。また、浸水等の被害が発生すると予想される場合には、ハザードマップ等の避難支援対策も合わせた防災対策を考える必要がある。なお、防災上設定する条件の設定に際しては、その再現年数等を算定することが望ましい。

(6) 高潮への気候変動の影響

気候変動の影響により、確信度は中程度ではあるものの、日本付近の台風の強度は将来強まると予測されているとともに、東京湾、伊勢湾及び大阪湾における高潮による潮位偏差は将来増大すると予測されている²⁶⁾。

気象の将来の見通しとして気候変動の高潮への影響を勘案する際には、気候変動に伴う高潮の予測に関する研究成果又は調査結果を参考に、将来における高潮による潮位偏差を適切に設定するものとする。

高潮の将来変化予測の代表的なものとして次の3つの方法があり、これらの方法を参考にすることができる。

- ①現在設定しているモデル高潮を生じさせる想定台風に対して、地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース(d4PDF)等³⁴⁻¹⁾の現在気候及び将来気候の大規模アンサンブル数値実験結果³⁴⁻²⁾を用いて、台風強度の将来変化として中心気圧の低下量を評価するとともに、評価した低下量を反映させた中心気圧を有する想定台風を用いて、高潮推算により将来の高潮による潮位偏差を評価する方法である³⁴⁻³⁾。ただし、台風の経路及び通過頻度の将来変化を考慮できないといった問題があるが、現在想定台風を用いてモデル高潮を設定している場合には、高潮の将来変化の評価が容易である。
- ②観測された年最大潮位偏差の極値分布に適合する極値関数から現在想定している潮位偏差の再現期間を推定するとともに、現在気候及び将来気候の大規模アンサンブル数値実験結果を用いた高潮推算の極値統計の比較から、現在想定している潮位偏差の再現期間に対応する現在気候に対する将来気候の潮位偏差の変化比を評価し、この将来変化比を用いて将来の高潮による潮位偏差を評価する方法である³⁴⁻⁴⁾。ただし、現在想定している潮位偏差が既往最大潮位偏差である場合には、統計誤差が大きくなるといったことに注意が必要であるとともに、十分に長い期間を対象とした高潮推算を実施する必要があることに注意が必要である。
- ③気象庁が公表している台風のベストトラックデータ³⁴⁻⁵⁾を用いて台風の中心気圧をバイアス補正した現在気候及び将来気候の大規模アンサンブル数値実験結果を用いた高潮推算の極値統計結果の比較から、高潮による潮位偏差の現在の設計値と同等の防護水準となる現在気候に対する将来気候の潮位偏差の変化比を評価し、この将来変化比を用いて将来の高潮による潮位偏差を評価する方法である³⁴⁻⁶⁾。また、これと同様の方法で、台風以外の気象擾乱も含めた将来の高潮による潮位偏差を評価する方法もある³⁴⁻⁷⁾。ただし、十分に長い期間を対象とした高潮推算を実施する必要があることに注意が必要である。

これら3つの高潮の将来変化予測の方法では、現在気候及び将来気候について、それぞれ特定の期間又は時点を対象に高潮による潮位偏差を評価しているため、設計供用期間中における高潮による潮位偏差は、これら特定の期間又は時点と設計供用期間との関係を考慮する必要がある。また、既往最高潮位を設計潮位としている場合には、既往最高潮位を観測した時点における天文潮及び高潮による潮位偏差のそれぞれに対して、気候変動の影響を考慮する必要がある。設計供用期間中における高潮による潮位偏差の設定について、現在気候及び将来気候の特定の期間又は時点と設計供用期間との関係を考慮した検討事例、及び、既往最高潮位を設計潮位としている場合の検討事例として、文献4-2)を参考にすることができる。

将来における高潮による潮位偏差は、一般的にその予測には誤差に伴う予測幅があるとともに、気候変動に伴い漸次的に変化する。一方、施設の目的により、また、同じ目的の施設においても性能照査の目的により異なる設計潮位を用いる場合がある(本節(1)設計潮位の基本的考え方参照)。このため、性能照査等の目的により異なる設計潮位を用いる場合には、高潮による潮位偏差の予測幅を評価し^{34-8), 34-9)}、漸次的な変化及び予測幅を勘案して高潮による潮位偏差を設定することが望ましい。

3.7 潮位の観測及び調査

(1) 概要

潮位観測は、波浪などの周期の比較的短い変動を除去した平均的な海面の高さの変動を連続して継続して観測するものである。潮位観測は、以下のような多様な目的を有しているため、目的に応じた観測を行うことが望ましい。なお、潮位観測施設として検潮井戸の設置の有無や、潮位の計測にフロート式や電波式などがあるが、観測の目的や継続性等に応じて適切に選択するものとする。なお、詳細については、【参(作)】第1章2.3 潮位の観測及び調査を参照のこと。

①基準水位

潮位観測にあたっては、観測や保守管理、港湾工事や海図などの管理で使われるものなど、様々な基準面が存在し、どの基準面に対する水位であるかを把握する必要がある。

②平均海面水位モニタリング

近年、気候変動に伴う平均海面水位上昇の問題が、大きく取り上げられるようになった。しかし、今後の温室効果ガス排出量の動向が不確かであること等により将来の平均海面水位上昇には予測幅があることから、平均海面水位上昇の予測の継続的な検証が必要であり、長年の潮位観測データをもとにした平均海面水位の継続したモニタリングの重要性が認識されている。

③津波・高潮・長周期波の把握

技術基準対象施設が被災を受けた場合、その原因の究明や復旧計画の策定にあたっては、潮位記録を含む海象条件を把握することが、第一のステップとなる。

④その他

その他、施工管理や環境モニタリングにおいても基準面の設定上重要である。

(2) 観測基準点の確認

検潮所の水準点（球分体）、及び検潮小屋近くに設ける水準標石は地盤沈下等の影響を受けるので、地盤変動量を適切に評価することが重要である。このため、最寄りの国土地理院一等水準点との間の水準測量を数年毎に実施することが望ましい。また、近隣にGNSS連続観測している電子基準点等がある場合には、そのGNSS観測データを用いて地盤変動量を評価することが望ましい^{27), 27-1)}。

国土地理院一等水準点の標高については、国土地理院が定期的に測量を行っており、地盤の隆起・沈降量が大きいと判断されれば、一等水準点の標高は、測量平均成果として見直しが行われる。国土地理院では、平均成果の見直し履歴や、年毎の一等水準点の測量結果を一般に閲覧・公開している³⁵⁾。

(3) 潮位観測資料の入手

我が国の潮位観測は、港湾・漁港・海岸の管理者である国や地方自治体をはじめとして、さまざまな機関によって実施されている。これらの中で、海上保安庁海洋情報部と気象庁は、それぞれ、潮汐表³⁶⁾及び潮位表³⁷⁾を刊行しており、主要港湾における調和分解計算によって求められた予測潮位情報を提供している。また、気象庁では、「潮汐・海面水位に関する診断表、データ」というウェブサイトで潮位観測記録を公開している³⁸⁾。さらに、国土地理院海岸昇降検知センターでは、国土交通省港湾局、北海道開発局、沖縄総合事務局、海上保安庁海洋情報部、気象庁、国土地理院、地方自治体などからデータ提供を受け、登録検潮所における月及び年平均潮位をとりまとめ、ウェブサイトで公開している³⁹⁾。

【参考文献】

- 1) 海上保安庁潮汐表, 第1巻, 1996.
- 2) 気象庁:平成22年潮位表, CD, 2010.
- 3) 気象庁:平成16年潮位表, CD, 2003.
- 4) 海象観測データの解析・活用に関する研究会:潮位を測る, 沿岸開発技術研究センター 沿岸開発技術ライブラリー No.13, 2002.
- 4-1) 気候変動を踏まえた海岸保全のあり方検討委員会:気候変動を踏まえた海岸保全のあり方提言, 20p., 2020.
- 4-2) 小林怜夏, 竹信正寛, 本多和彦, 蒔苗嘉人, 村田誠, 気候変動適応策を踏まえた防波堤の設計手法に関する検討, 国土技術政策総合研究所資料, No.1281, 2024 (予定).
- 5) 高橋博, 竹田厚, 谷本勝利, 都司嘉宣, 磯崎一郎:沿岸災害の予知と防災一津波・高潮にどう備えるかー, 白亜書房, p.408, 1988.
- 6) 農林水産省, 国土交通省:高潮浸水想定区域図作成の手引き, p.60, 2015.7.
- 7) 河合弘泰, 平石哲也, 丸山晴広, 田中良男:台風9918号による高潮の現地調査と追算, 港湾技術研究所資料 No.971, p.43, 2000.
- 7-1) 兵庫県:大阪湾港湾等における高潮対策検討委員会 尼崎西宮芦屋港部会とりまとめ, 16p.,2019.3.
- 7-2) 気象庁:各年の潮汐, <https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/tide/gaikyo/nenindex.php>
- 8) 柴木秀之, 青野利夫, 見上敏文, 後藤智明:沿岸域の防災に関する総合数値解析システムの開発, 土木学会論文集 No.586/II-42, pp.77~92, 1998.
- 9) 河合弘泰, 川口浩二:内湾の高潮推算への台風ボーガスと局地気象モデルの適用性, 港湾空港技術研究所報告, 第46巻, 第3号, pp.43~86, 2007.
- 10) 山下隆男, 中川勇樹:白波砕波せん断応力を考慮した波浪・高潮結合モデルによる台風9918号による八代海の高潮の再現, 海岸工学論文集 第48巻, pp.291~295, 2001.
- 11) 滝川清, 田淵幹修:高潮・潮汐・波浪の相互作用解析に基づく出現最大を想定した高潮・高波のハザードマップの作成, 海岸工学論文集 第48巻, pp.1366~1370, 2001.
- 12) 柴木秀之, 渡辺晃:密度成層と Wave Setup を考慮した多層高潮推算に関する研究, 土木学会論文集 No.719/II-61, pp.47~61, 2002.
- 13) 河合弘泰, 川口浩二, 橋本典明:台風による内湾の波浪・高潮双方向結合推算モデルの構築と台風9918号を例とした追算, 海岸工学論文集 第50巻, pp.296~300, 2003.
- 14) 河合弘泰, 竹村慎治, 原信彦:東京湾における台風による高潮と高波の同時生起性と継続時間特性, 海岸工学論文集 第49巻, pp.241~245, 2002.
- 15) 小西達男:高潮災害の実態と予測に関する研究の現状, 沿岸海洋研究 第35巻 第2号, pp.169~176, 1998.
- 16) T.Konishi: A Cause of Storm Surges Generated at the Ports Facing Open Oceans -Effect of Wave Setup-, 海と空 第73巻 第2号, pp.35~44, 1997.
- 17) 柴木秀之, 加藤史訓, 山田浩次:密度成層と Wave Setup を考慮した土佐湾異常高潮の推算, 海岸工学論文集 第48巻, pp.286~290, 2001.
- 17-1) 岩本匠夢, 高川智博, 藤木峻:台風の移動速度が外洋に面した港湾での最大潮位偏差に与える影響について, 土木学会論文集B2 (海岸工学), Vol.77, No.2. pp.I_115~I_120, 2021.
- 17-2) 君塚政文, 高山知司, 河合弘泰, 宮田正史, 平山克也, 川口浩二, 野田恵史, 宇都宮好博:シナリオ台風の最大風速半径と移動速度による高潮と波浪の変化, 土木学会論文集B2 (海岸工学), Vol.74, No.2. pp.I_583~I_588, 2018.
- 18) 宇野木早苗:港湾のセイシュと長周期波について, 第6回海岸工学講演会講演集, pp.1~11, 1959.
- 19) 高山知司, 平石哲也:数値計算と現地観測による港内副振動特性の検討, 港湾技術研究所資料 No.636, p.70, 1988.
- 20) K.Honda, T.Terada, Y.Yoshida, and D.Ishitani: Secondary undulation of oceanic tides, Jour. College of Science, Univ. of Tokyo, Vol.26, 1943.
- 21) 合田良実:長方形及び扇形の港の副振動について, 第10回海岸工学講演会講演集, pp.53~58, 1963.
- 22) 下野隆司, 仲井圭二, 永井春生, 松英雄, 渡邊和重, 磯部雅彦:全国沿岸域における異常潮位の広域的出現特性, 海岸工学論文集, 第51巻, pp.1221~1225. 2004.
- 23) 沿岸開発技術研究センター:平成14年度異常潮位検討調査報告書, p.86, 2003.
- 24) 吉岡健, 長尾毅, 木部英治, 下野隆司, 松本英雄:異常潮位がケーソン式防波堤の外的安定性に及ぼす影響について, 国総研資料 No.241, p.96, 2005.
- 25) IPCC:IPCC 第6次評価報告書 第1作業部会報告書 政策決定者向け要約 (気象庁訳), 33p., 2022.
- 26) 文部科学省, 気象庁:日本の気候変動2020 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 (詳細版), 263p.,2020.
- 27) 内藤了二, 浅井正, 川口浩二, 猪俣勉, 辰巳大介, 成田圭介:港湾の長期検潮記録から地盤変動を除去した平均海面の推定とその変動特性, 国土技術政策総合研究所, No.855,pp1-36, 2015.
- 27-1) 野村明弘・石川浩希・佐藤典之・早川哲也・岩崎慎介・大塚淳一・森信人・渡部靖憲 (2022):地盤変動を考慮した沿岸域の海面水位上昇量の分析方法, 土木学会論文集B3 (海洋開発), Vol.78, No.2. pp.I_487~I_492, 2022.
- 28) 総合科学技術会議環境担当議員, 内閣府政策統括官 (科学技術政策担当) 共編:総合科学技術会議地球温暖化研究イニシャティブ気候変動研究分野報告書, 地球温暖化研究の最前線, 環境の世紀の知と技術2002, p.92, 2003.

- 28-1) 岡本侃大・本多和彦・百海郁弥：港湾におけるシナリオベースによる外力の確率評価，国土技術政策総合研究所資料，No.1213，13p，2022.
- 29) 高橋重雄・富田孝史・河合弘泰：性能設計の高潮対策施設への適用に関する基本的な考え方，港湾空港技術研究所資料，No.1042，27p.，2003.
- 30) 高橋重雄・河合弘泰・平石哲也・小田勝也・高山知司：ハリケーン・カトリーナの高潮災害の特徴とワーストケースシナリオ，海岸工学論文集，第53巻，pp.411-415，2006.
- 31) 農林水産省，国土交通省：高潮浸水想定区域図作成の手引き，Ver. 1.00，60p.，2015.
- 32) 宇都宮好博・宮田正史・高山知司・河合弘泰・平山克也・鈴木善光・君塚政文・福永勇介：シナリオ台風に基づく最大クラス高潮の設定法について，土木学会論文集B2，2017.投稿中.
- 33) 河合弘泰・合田良実・久高将信・仲井圭二：地域頻度解析手法によるわが国沿岸の高潮偏差の極値統計，土木学会論文集B2（海岸工学），Vol.66，No.1，pp.121-125，2010.
- 34) 河合弘泰・橋本典明・松浦邦明：確率台風モデルを用いた内湾の高潮の極値と継続時間の推定，海岸工学論文集，第54巻，pp.301-305，2007.
- 34-1) 文部科学省，気象庁気象研究所，東京大学大気海洋研究所，京都大学防災研究所，国立環境研究所，筑波大学，海洋研究開発機構：地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース（d4PDF），<https://www.miroc-gcm.jp/d4PDF/index.html>
- 34-2) 文部科学省，気象庁：気候予測データセット（DS2022），<https://diasjp.net/ds2022/>
- 34-3) 東京都：東京湾沿岸海岸保全基本計画〔東京都区間〕，43p.，2023.
- 34-4) 恵平寿輝・船橋雄大・佐藤典之：d4PDFを用いた潮位偏差の将来変化予測手法の提案，第67回（2023年度）北海道開発技術研究発表会論文，5p，2024.
- 34-5) 気象庁：台風のベストトラックデータ（RSMC Best Track Data），<https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/trackarchives.html>
- 34-6) 本多和彦・成田裕也・岡本侃大・百海郁弥・平山克也・高川智博・森信人：3大湾内の港湾における高潮・波浪への気候変動の影響評価，国土技術政策総合研究所資料，No.1266，132p，2024.
- 34-7) 本多和彦・成田裕也・平山克也・高川智博・森信人：日本沿岸の主要港湾における高潮・波浪への気候変動の影響評価，国土技術政策総合研究所資料，2024（予定）.
- 34-8) 岡本侃大・本多和彦・百海郁弥：ブートストラップ法を用いた高潮・高波の偶然的不確実性の評価，国土技術政策総合研究所研究報告，No.71，19p，2023.
- 34-9) 岡本侃大・百海郁弥・本多和彦：将来気候における高潮・高波の不確実性の評価，国土技術政策総合研究所資料，No.1248，51p，2023.
- 35) 国土地理院：基準点成果等閲覧サービス，<http://sokuseikagis1.gsi.go.jp/>.
- 36) 海上保安庁監修：平成29年潮汐表 第1巻日本および付近，日本水路協会，2016 他.
- 37) 気象庁：潮位表，<http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/tide/suisan/index.php>.
- 38) 気象庁：潮汐・海面水位に関する診断表，データ，http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index_tide.html.
- 39) 国土地理院 海岸昇降検知センター：<http://cais.gsi.go.jp/cmdc/centerindex.html>.