

琵琶湖の水理現象について

琵琶湖においては環流（それに伴う沈降流・湧昇流等）、吹送流、静振・内部静振、水温躍層、沿岸流、対流（密度流）等さまざまな水理現象が複雑に加わって、湖流となって現れる。

以下に琵琶湖における主な水理現象を列記した。

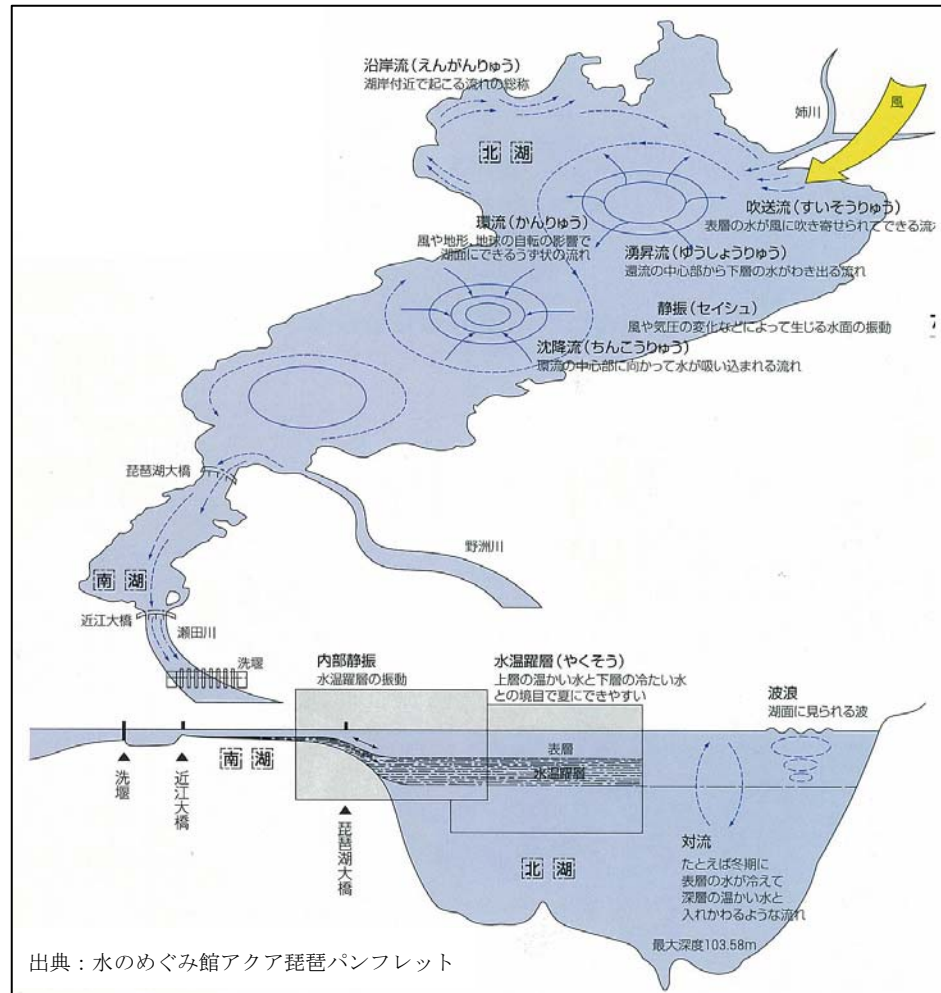


図1 琵琶湖の特徴的な湖流

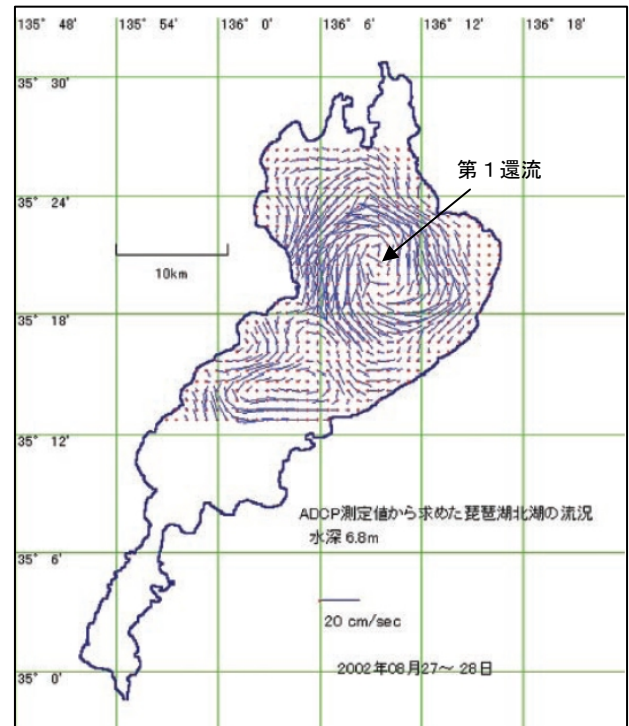
1. 1. 還流（環流）

琵琶湖の北湖には第1還流（反時計回り）・第2還流（時計回り）・第3還流（反時計回り）の3つがある（図2）。常に3還流があるとは限らず、季節等によって変化する。還流が発生する理由には風成論（風で駆動する理論）と熱成論（熱で駆動する理論）等があるが、発生機構は明確になっていない（琵琶湖ハンドブック（琵琶湖ハンドブック編集委員会編, 2007））。

北湖の中央北部には春季～秋季までの成層期に第1環流が常時存在し（水温躍層よりも浅い層に存在）、流速 10cm/s 程度で安定しているが、真夏には最大となって流速 20cm/s 程度に達する。（淡海よ永遠に 総論編（近畿地方整備局。水資源開発公団, 1993））。



淡海よ永遠に 総論編 (近畿地方整備局・水資源開発公団, 1993) を参考に作成。



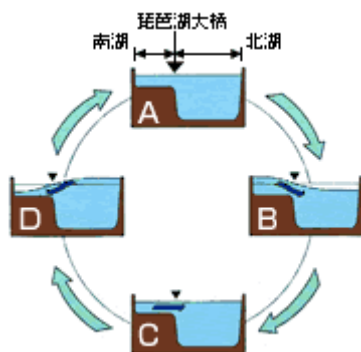
出典：琵琶湖ハンドブック (琵琶湖ハンドブック編集委員会編, 2007)

図2 琵琶湖の還流

1.2. 静振 (せいしゆ)

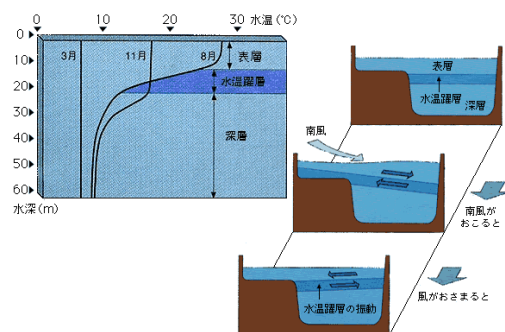
琵琶湖においては風・気圧の変化・流入量や流出量の変化、湖面降水量の場所による違いなどによって起こる湖水の振動 (静振)、いわゆる定常波が存在する。図3は静振による水位の変化を示したもので、琵琶湖では南湖の南岸が「振動の腹 (振幅の最大点)」、琵琶湖大橋付近が「振動の節 (振動しない点)」にあたり、南湖では水位が上下、琵琶湖大橋付近では水平方向に往復運動する。

また、琵琶湖においては主に夏季、水温の成層とともに躍層 (成層境界) が形成される頃に台風等の強風が加わると、水温成層が傾き、水平方向へ戻とうとする際に生じる水温躍層の振動 (内部静振) が起こる (図4)。



周期: 約4時間
出典: 水のめぐみ館アクア琵琶湖ホームページ

図3 静振 (定常波) による水位変化



周期: 40~70時間
出典: 水のめぐみ館アクア琵琶湖ホームページ

図4 内部静振による水位変化

1.3. 密度流

一般に密度の異なる水塊が互いに接触すると、密度の小さい（軽い）水塊が上層にのり、密度の大きい（重い）水塊が下層に沈み込む流れ、いわゆる密度流が生じる。

琵琶湖の北湖と南湖では容積に大きな差があり、平均水深も北湖は約 43m、南湖は 4m 程度となっている。冬季になると南湖の水は北湖よりも低くなり、琵琶湖大橋付近を境界（フロント）として顕著な水温差が生じる。琵琶湖ではこのような冬季に水温低下に伴って南湖水の密度が高くなるため、密度流が起こり、南湖から北湖への逆流現象が生じている^{※1}。冬季(1982年12月)の南北湖境界（琵琶湖大橋）における湖底等温線（11℃）の時間変化によると毎秒数 cm に過ぎないが、南湖から北湖へ底層水が逆流している^{※2}。

琵琶湖の冬季の密度流は、往復運動である静振・内部静振と異なり、常に南湖から北湖に向かって底層の汚濁水が流れ込むため、琵琶湖の汚濁機構として重要な点とされている^{※1}。

出典：※1）びわ湖（滋賀大学湖沼研究所, 1974 年）

※2）湖沼工学（岩佐義朗編著, 1999 年）