

海流와 循環流의 形成

해류라 말하고 있는 것은 모두 수평방향의 흐름이 되나 바다속에는 연직방향으로의 흐름도 있다. 장소에 따라서 언제나 바다표층에서 심해로 향하고 혹은 역으로 심해나 표층으로 향해 흐름이 있는 해역도 있다.

崔 榮 博 <고려대명예교수, 理博>

▷ 海流와 이의 循環

바다물의 흐름을 “해류”라 한다. 그러나 보통은 어느정도 흐름이 육안으로 알 수 있는 정도로 강하며 거기에다 오랜 기간에 걸쳐 거의 일정한 방향과 크기를 가지는 흐름이 되어야 한다. 해류는 그 원인에 따라 취송류(吹送流), 경사류(傾斜流), 밀도류(密度流) 및 보류(補流) 등으로 나누어진다.

통상, 우리들이 해류라 말하고 있는 것은 모두 수평방향의 흐름이 되나 바다속에는 연직방향으로의 흐름도 있다. 장소에 따라서 언제나 바다표층에서 심해로 향하고 혹은 역으로 심해나 표층으로 향해 흐름이 있는 해역도 있다.

그러나 이 경우의 흐름의 상하운동은 매우 작고 겨우 하로

에 1m정도의 유속으로 된다면 해류라고 부르지않고 침강류(沈降流 또는 下降流) 혹은 용승류(湧昇流 또는 上昇流)라고 부른다. 또한 수평방향의 상당히 강한 흐름을 조류라고 부른다. 이것은 달이나 태양의 인력이 그 원인으로 일어나는 조석에 부수해서 해중의 흐름을 지칭한다.

조류의 방향이나 유속은 시간의 경과와 함께 규칙적으로 변화하여 몇시간 경과하면 역방향으로 흐르고 12시간뒤라든가 거의 24시간뒤에 다시 원래의 흐름상태로 뒤돌아 온다. 그래서 흐름이 어느정도 강해도 몇일간의 이것을 평균하면 유속은 0이 되기 마련이며 따라서 해류와 구별하여 조류(또는 조석류)라고 부른다. 우리나라나 일본의 근해 해류는 그림-1과 같다.

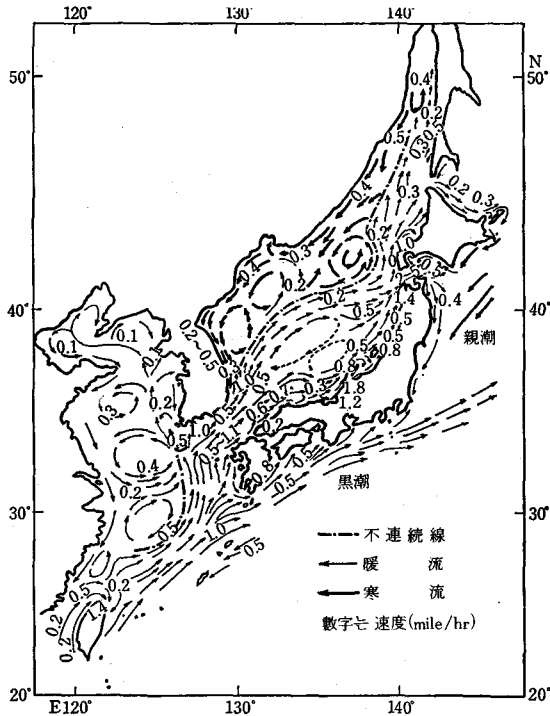


그림-1 東亞細亞의 近海海流

해류는 바다속을 흐리의 띠 모양으로 연속해서 흐르고 있으므로 육지부의 강·하천에 비유되는 경우가 많다. 분명히 해류는 강·하천과 비슷하다. 예컨대 강·하천의 유량(流量)이 계절변화나 경년(經年)변화에 수반하는 것과 마찬가지로 해류의 유량도 계절변화와 경년변화를 하고 있다. 또한 강·하천의 유로가 때에 따라 변화하는 것 같이 해류의 유로도 변화한다. 나아가서는 강·하천과 같이 사행(蛇行)현상이 해류에도 일어나는 것도 드물지 않다.

그러나 해류는 강·하천과 다른 점도 상당히 있다. 그 하나는 강·하천은 육상에 있으므로

그 위치를 명확하게 나타낼 수 있는 것에 대해 해류는 주변에 같은 해수가 있는 까닭에 혼합작용으로 인해 그 경계가 확실하지 않다.

또한 하천의 유로(流路)가 변하고 사행하는데는 수10년이 소요되나 해류의 유로는 수주간에서 수개월 사이에 변동하는 해역도 상당히 많다. 가장 현저한 차이점은 강·하천은 높은 곳에서 낮은 곳으로(등고선을 직각으로 횡단하는 것 같이) 흘러가는데 대하여 해류는 거의 수평으로(등고선에 따라서) 흘러가는 것이다. 이 사실은 언뜻보기에는 기이한 느낌을 주나 지구가 회전하고 있는 까닭으로 일어나는 현상이다.

지금 그림-2(a)와 같이 수평 평판바닥 위에 밀도가 균일한 물이 있다고 한다. 이 물에 물과 같은 평판을 띄운다. 이 경우 밀도가 같으므로 부력은 0, 요컨대 수중의 어느 깊이에 있어서도 침하(沈下)나 부상(浮上)하는 일은 없다.

다음에 이 평판에 스치는 일이 없이 수평방향으로 움직이게 할 수 있겠느냐는 것이다. 이 평판을 움직이는데는 힘을 작용시킬 필요가 있다. 지금 이 평판에 좌우로부터 작용하는 힘은 A점에서 우에서 좌로 압력 P_A , B점에서 좌에서 우로 압력 P_B 이라 하자. 압력이란 소위, 누르는 힘으로 유체 중에는 사방팔방의 각방향으로부터 압력이 작용하는 것이 특징이다.

압력의 크기는 이 경우 P_A 이면 A점보다 위에 있는 물(물기둥)이 지구의 중력으로 잡아당겨지는 까닭으로 생긴다. 따라서 수심이 같은 면 압력도 같으며 $P_A = P_B$ 이다. 이 까닭에 이 양쪽의 힘은 서로 상쇄되어 평판에 작용하는 힘은 0이 되므로 그림-2(a)에서 평판은 움직이지 않는다. 그래서 그림-2(b)와 같이 수면을 경사시키면 어떻게 될 것인가. 점 A위에 있는 물은 점B위에 있는 물보다 무겁게 되므로 $P_A > P_B$ 이다. 즉, $P_A - P_B$ 를 평탄의 길이 l 로서 나누기 한 량에 비례하는 힘을 압력경도력(壓力傾度力)이라고 부르는데 이 힘이 우에서 좌로 작용하고 평판은 좌에

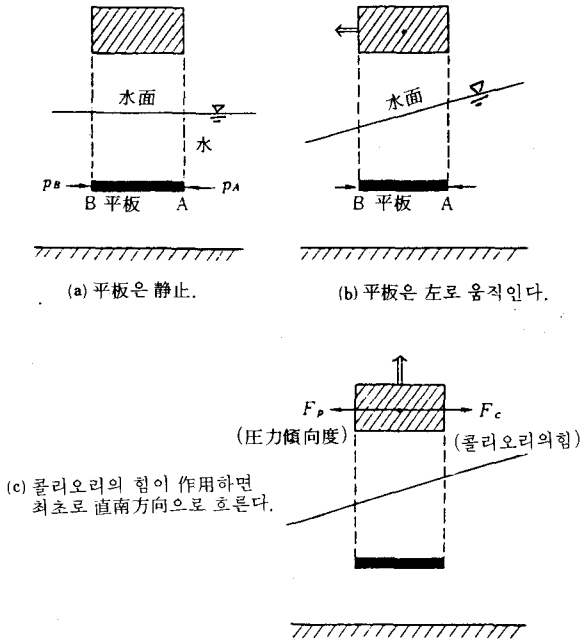


그림-2 壓力傾度力

서 우로 움직이기 시작한다.

이 평판을 물 그자체로 생각하면 흐름이 생기는 것이 된다. 수영장 “푸울”의 한쪽에 물을 첨가하면 반대방향으로 물이 흐르는데 새로 첨가된 물만이 흐르는 것이 아니고 수면에 경사가 생긴 까닭으로 원래부터 존재한 물도 위쪽면에서 바닥까지 일제히 흘러가는 사유가 된다.

그런데 지금 생각하고 있는 것이 지구상의 바다이므로 지구와 함께 회전하고 있다. 회전계(回轉系)에서 운동하는 물체에는 콜리올리(Coriolli)의 힘이 작용하여 북반구에서 진행방향에 대하여 우측으로 구부러지게 된다.

그림-2의 (b)가 바다라고 하면 평판은 처음은 좌측으로 흘

러갈 것이지만 시간이 지나가면 우측으로 구부러지게 된다. 더욱 시간이 지나면 더욱 우측으로 구부러져서 이때는 좌측에서 우측으로 흘러가게 될 것인가?

콜리올리의 힘은 변함없이 여전히 작용하여 평판을 우측으로 구부러지게 하나 이때는 바로 그 반대로 압력경도력이 작용한다.

만약 그림-2의(C)에서 $F_c = F_p$ 이면 평판은 구부러지지 않고 똑바로 운동하게 된다.

결국 등고선에 따르는 그와 같은 흐름이 생기면 계속 그방향으로 흘러가기 쉽다. 이것이 지형류(地衡流) 또는 지형류평형(地衡流平衡)이라고 부르는 것으로 현실적의 해류는 거의 모두가 지형류이다.

지형류평형이 성립되는대는 몇가지 조건이 있다. 그 하나는 운동의 수평방향의 규모가 크다는 것이다. 앞에서 압력경도력에 대하여 논술했으나 실은 이때 생각하는 압력은 유체에 작용하는 압력중 정수압(靜水壓)만이였다. 유체가 운동하면 정수 앞에 보태어서 동수압(動水壓)이 작용하는 것은 베르누이(Bernoulli)의 정리에서 우리는 잘 알고 있다. 그런데 운동하고 있는 유체의 수평규모가 수직규모보다 훨씬 크면 이동수압은 무시해도 좋은 것도 우리는 잘 알고 있다. 바다의 깊이는 4,000m 정도이므로 만약 해류가 해면부터 해저까지 있다고 하여도 20~30 km의 폭을 가지고 있으면 동수압은 무시해도 좋다는 사유이다. 또한 지형류평형이 성립하는대는 흐름이 별로 빠르지 않을 것, 심하게 변동하지 않을 것, 마찰력이 작은 것등도 필요하다.

실제 해류는 바다속을 보통 100km이상의 폭으로서 천천히(10cm~1m/sec)흐르고 있으므로 이들 조건을 모두 만족하고 있다.

▷ 海流의 循環 理論

북반구의 해류는 모두 진행방향에 대해 우측이 높게되는 방향으로 흐르고 있다. 그림-3은 북태평양을 매우 간략한 직 4각형의 바다로 모델화하여 그 해류를 모식적으로 나타낸 것

이다. 그림중의 선은 유선(流線)이라고 말하여 흐름을 나타내고 있는데 이것은 등고선과 같다고 생각해도 좋은 것이다. 따라서 저위도에 있는 시침회전방향의 해류순환의 중앙은 산과같이 부풀어 오르고 있다.

반대로 그 북측의 반시침회전방향의 순환의 중앙은 낮게 된다. 한데 그 고저차는 겨우 1~2m정도의 것이다. 또한 등고선이 조밀한 곳은 경사가 급한 것을 의미하며 흐름이 강한 장소를 나타낸다. 그림-3에서 보는 바와 같이 태평양의 서쪽에서는 동쪽보다도 흐름이 강하고 친조(親潮·Oydsiho)와 흑조(黑潮·Kurosiho)가 바로 이 강류대(強流帶)에 상당하고 있다.

해류가 발생하는 것은 바람의 힘에 의한 것이라고 옛부터 생각된 일도 있다. 이는 태평양이나 대서양에 있어서도 중위도의 편서풍대(偏西風帶)에

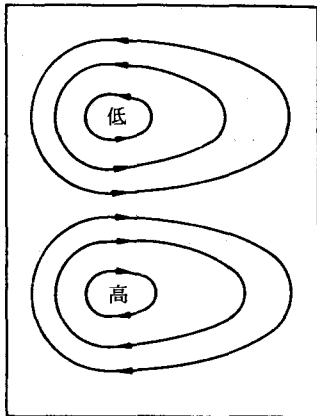


그림-3 北太平洋의 海流의 模式圖

는 서쪽에서 동쪽으로 향하는 흐름이 있고 저위도의 무역풍대(동풍이 불고있는)에는 동쪽에서 서쪽으로 향하는 흐름이 존재하는 까닭이었다. 1905년 서전(瑞典, Sweden)의 해양학자“에크맨”(V. W. Ekman)은 해류와 풍대(風帶)에 관련되는 취송류이론을 발표한 바 있다.

지금 무한하게 넓은 바다 표면에 균일한 바람이 불고 있다면 해면의 물은 바람의 응력(應力)으로 억지로 끌려가며 그 아래의 물도 또한 해면의 물에 끌여가서 흐름이 시작된다. 그런데 지구는 회전하는 까닭으로 “콜리올리”의 힘이 작용하여 바람의 방향과 흐름의 방향은 일치하지 않는다. 해면에서는 바람에 대하여 북반구에서는 풍하(風下) 우측방향(남반구이면 좌측방향)으로 45°차이를 두고 흐르고 길이에 비례해서 유속이 감소하는 동시에 흐름방향도 변한다.

이 흐름은 “에크맨”흐름, 또는 “에크맨”나선(螺旋)이라고 부른다. “에크맨”흐름의 대표적인 두께(흐름이 거의 없어진 곳의 깊이)는 해면에서 겨우 10m정도이므로 바다깊이 전체 중 극히 일부밖에 지나지 않는다. 이와같은 의미에서 “에크맨”경계층이라고 부른다. 이 경계층중의 “에크맨”흐름을 위에서 아래까지 합하여 합계하면 흐름의 총량은 풍향과 직각으로(북반구에서는 우로 90°, 남반구에서는 좌로 90°)으로

향하여 흐르고 있는 것을 알 수 있다.

이것을 “에크맨”수송(輸送)이라고 한다. “에크맨”층의 아래측은 경계층부터 내측이란 의미에서 내부영역이라고 부른다. 여기서는 점성효과를 무시할 수 있으므로 지형류평형이라는 것이 성립된다.

우리들이 해류라고 호칭하는 것은 이 내부영역의 흐름인 것이다. 만약 바람이 해류를 일으킨 것이라면 바람의 응력을 직접 받는 “에크맨”경계층이 중요한 작용을 하였을 것이다. 이 기구는 매우 복잡하다. 그런데 현실의 흐름을 표시하는 순환흐름은 바람에 의한 흐름의 순환 흐름과는 큰 차이점이 있다.

태평양이나 대서양, 또는 북반구나 남반구에서 마찬가지로 현실의 바다에서는 순환의 서쪽이 동쪽보다도 강한 해류가 존재하고 있다는 것이다.

예컨대 흑조나 친조에 상당하는 것과 같은 강한 해류는 태평양의 동쪽에는 없다. 대서양에도 만류(灣流)라는 대해류가 서쪽에 있다. 이 사실을 순환의 서안강화(西岸強化)라고 말하는데 해류의 성인을 바람에 연결시키고저 할 때 태평양에서나 대서양에 있어서도 특히 서쪽에 강한 바람이 불고 있는 것도 아닌데 왜 서안강화가 일어나는 가는 오랜 세월 수수께끼로 되어 왔다. 이 수수께끼를 푼 것이 미국의 해양학자 스톰멜(H. Stommel)이

었다. 해류가 지형류평형을 유지하는 것은 전술한 바이다.

여기에는 지구의 회전에 의한 효과로서 물의 운동을 횡방향으로 구부리고저 하는 “콜리오리”의 힘이 중요한 역할을 한다. 그런데 이 “콜리오리”의 힘은 위도에 따라 크기가 다르고 저위도(低緯度)에서는 작고 고위도에서는 크게 된다. 이것은 지구가 원판이 아니고 구형인 까닭에서이나 “스톰멜”은 이 “콜리오리”의 힘이 위도에 따라 변화하는 효과까지 포함시켜 그 이론을 1948년에 발표하여 순환이 서안강화를 설명하였다. 그 후 다른 학자들에 의하여 이 이론은 정당화되고 거의 현실에 접근한 결과를 유도하게 되었으며 해류는 바람에 의하여 생성된다는 것이 넓게 신뢰되었다.

결국 해류가 유지되는 것은 바람이 해면을 끌고가서 에너지를 공급하는 것이라는 생각이다. 이것을 풍성대순환론이라고 부른다. 그런데 근자에 와서 바다의 표층에 있어서 해류뿐만 아니라 잠류(潛流)나 심층의 흐름까지 포함해서 해양현상을 표현하기 위해 해수의 연직 방향의 운동도 합쳐서 고려하는 것이 필요하게 되었다.

이 경우 중요한 것은 해수의 밀도 분포와 그 변화이다. 밀도를 결정하는데 주로 온도와 염분의 함유량이 생각되므로 전술한 풍성대순환이론과는 전혀 다른 관점에서 해류의 성인을 연구하는 학자도 있다. 간

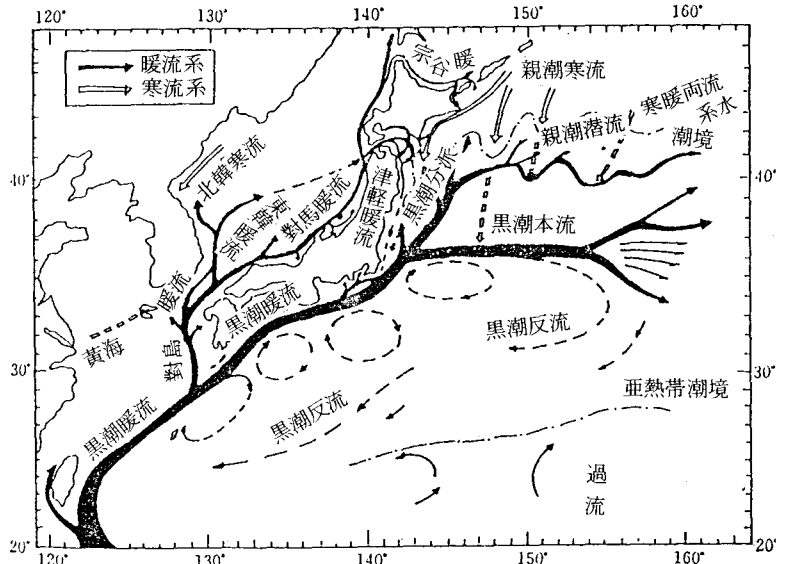


그림-4 近海夏季의 海流圖

단하게 말하면 큰해양은 저위도에서 따뜻하게 데워지고 고위도에서 차게 식히게 되므로 이 온도차를 에너지원으로 하여 해류가 발생하고 대순환이 유지된다는 사고이다. 이것은 열염순환(熱鹽循環)이론이라고 말한다.

1960년대에 들어와서 대형컴퓨터의 발전과 함께 현실의 태양방사에 의한 열분포나 바람 분포의 자료를 컴퓨터에 입력하여 해류를 재현하는 기법의 연구가 활발하게 진전되었다. 그 결과로 열의 분포만을 주어도 어느정도 실제의 해류에 비슷한 패턴이 얻어지게 되는 것을 알게 되었다. 단, 바람계통을 고려하면 보다 잘 일치하는 것도 알게 되었다. 그래서 결국 현재는 해류는 태양방사에 기인하는 열과 바람의 분포의 양쪽이 작용하여 생성하는 것

이라고 생각하게 되었다.

참고로 우리나라와 일본근해의 해류는 그림-4에서 보는 바와 같이 태평양연안에 따라 북상하는 흑조(黑潮)와 이것이 일본 구주에서 분류하여 동해 따라 북상하는 대마해류가 있다. 대마해류의 끝단의 해류인 소우야(宗谷)나 쓰가루(津輕)해류로 되어 오후쓰크해에서 남하하는 친조와 합류해서 일본본주의 중앙부근에서 흑조와 만난다. 사실 태평양에서는 흑조분류의 연안에서의 거리, 친조와의 만나는 점등은 연안수산업에 있어서 매우 중요한 사항이다. 조류는 조석에 수반해서 만내의 유향이나 강하천에의 소상(遡上), 감조호(感潮湖)에의 유출입등 해안부근의 흐름에 현저하게 영향되는 연안어장 형성상 중요한 문제로 되고 있다. 4