Article

2007년 3월 한국 서해안에 발생한 해양장파의 형성과 성장과정

최병주¹ · 박용우^{2*} · 권경만¹¹군산대학교 해양학과
(573-701) 전라북도 군산시 대학로 1170²(주)동림피앤디 자연환경연구센터
(138-825) 서울시 송파구 문정1동 42-6 현운빌딩 5층

Generation and Growth of Long Ocean Waves along the West Coast of Korea in March 2007

Byoung-Ju Choi¹, Yongwoo Park^{2*} and Kyungman Kwon¹¹Department of Oceanography
Kunsan National University, Gunsan 573-701, Korea²Research Center for Nature Environment
Donglim P&D, Seoul 138-825, Korea

Abstract : In order to examine the generation mechanism of long ocean waves along the west coast of Korea and to understand the amplification process of the long ocean waves, sea level, atmospheric pressure and wind data observed every minute from 2007 March 29 to 2007 April 1 were analyzed and one-dimensional numerical ocean model experiments were performed. An atmospheric pressure jump propagated southeastward from Backryungdo to Yeonggwang along the west coast of Korea with speed of 13~27 m/s between 2007 March 30 23:00 and 2007 April 1 1:30. Average magnitude of pressure jump was 4.2 hPa. As a moving atmospheric jump propagated from north to south along the coast, long ocean waves were generated and the sea level abnormally rose or fell at Anheung, Kunsan, Wido and Yeonggwang. Average amplitude of sea level rise (or fall) was about 113.6 cm. In a one-dimensional numerical ocean model, nonlinear shallow water equations were numerically integrated and a moving atmospheric pressure jump with traveling speed of 24 m/s was used as an external force. While the atmospheric pressure jump travels over 60 m depth ocean, a long ocean wave is generated. Because the propagation speed of the atmospheric jump is almost equal to that of the long ocean wave, Proudman resonance occurs and the long ocean wave amplifies. As the atmospheric pressure jump moves into the coastal area shallower than 60 m, the speed of the long ocean wave decreases and Proudman resonance effect decreases. However, the amplitude of the long ocean wave increases and wave length becomes shorter because of shoaling effect. When the long ocean wave hits the land boundary, amplitude of the long ocean wave drastically amplifies due to reflection. Data analysis and numerical experiments suggest that the southeastward propagation of an atmospheric pressure jump over the shallow ocean, which is a necessary condition for Proudman resonance, generated the long ocean waves along the west coast of Korea on 2007 March 31 and the ocean waves amplified due to shoaling effect in the coastal area and reflection at the shore.

Key words : long ocean wave, meteorological tsunami, Proudman resonance, atmospheric pressure jump, west coast of Korea

*Corresponding author. E-mail : ywpark@hanmail.net

1. 서 론

2007년 3월 31일 한국 서해안에 해양장파(long ocean wave)가 외해에서 발생하여 연안으로 이동하면서 육지의 낮은 지역에는 해수가 범람하였고, 섬과 연안의 항만에서 높은 파고를 가진 해수면 진동이 발생하였다. 이 해양장파는 위도, 흑산도, 군산, 영광에 전파되어 각 항만에서 해수면을 급격히 상승시켜 인명과 재산 피해를 냈다. 이 때 황해남서부 지역에는 지진이나 폭풍 등은 발생하지 않았으나, 한국 서해안 백령도부터 부안까지는 풍속 2~4 m/s 크기의 바람이 불었으며 영광, 목포, 목포 공항, 흑산도에는 풍속 6~12 m/s 크기의 비교적 강한 바람이 불었다. 이러한 현상에 대해 최 등(2007)은 대륙붕상에 작은 대기압 변동이 발생하여 해수면 진동이 발생하였다고 주장하였다. 오 등(2007)과 우 등(2008)은 wavelet 분석을 활용하여 대기압 자료에서 16~32분 주기의 변동성을 찾고 서해안 검조소의 1분 간격 해수면 자료에서 해수면 진동 주기를 분석하여 해수면 진동이 대기압의 영향을 받았다고 추정하였다. 하지만, 아직까지 이 해양장파의 발생원인과 파괴적인 파고의 형성과 성장과정에 대한 정량적인 이해와 해석은 제시되고 있지 않다.

해양에서 지진이나 폭풍(혹은 태풍)이외에 장파를 발생시키는 원인은 여러 가지가 있다. 먼저, 대기압 점프(atmospheric pressure jump)가 해수면 위를 이동하면 갑자기 대기압이 높아져 해수면을 누르거나 대기압이 낮아져 해수면을 끌어당겨 해수면의 변화를 만들고 해양장파를 발생시킨다. 대기압 점프의 이동속도(U)와 해양에 발생한 장파의 이동속도($C=\sqrt{gh}$)가 같아질 때 Proudman 공명(Proudman resonance)이 일어나는 것으로 알려져 있다(Proudman 1929, 1953). 이러한 공명으로 해양 장파의 파고와 파장이 증폭되고, 수심이 얇은 연안으로 이동해 오면서 점점 파장이 짧아지고 파고가 높아진다. 또한 항만내 공명(Harbour resonance)에 의해서 파고가 보다 크게 증폭된다. 영국의 남동부에 위치한 서섹스(Sussex) 연안에서 1929년 7월 20일에 하나의 큰 해양 장파가 발생하였다. Proudman(1929)은 이러한 큰 해양 장파는 약 1.5 hPa 크기의 대기압 점프가 18.06 m/s의 속력으로 수심(h) 33 m 인 해양을 동에서 서쪽으로 이동하면서 발생하였고 이동하는 대기압 점프와 해수면의 공명 현상으로 증폭되었음을 밝혔다. 최 등(2008)은 본 연구의 대상인 해양장파가 2007년 3월 31일 한국의 서해연안에 도착한 시간에 서해안의 여러 관측소에서 약 4.2 hPa 크기의 대기압점프가 기록되어 북서쪽에서 남동쪽으로 이동하였음을 밝힌 바 있으며, 이를 바탕으로 Proudman 공명에 의해 해양장파의 파고가 증가되었을 가능성을 제시한 바 있다.

영국의 남동쪽에 위치한 서섹스 연안뿐만 아니라 지중

해 동쪽에 위치한 스페인 Menorca 섬, 지중해의 북쪽에 위치한 아드리아틱 해(adriatic sea), 일본의 나가사키만에서도 폭풍이나 지진의 발생 없이도 해양에서 장파(long wave)가 발생하여 연안에 피해를 입혔다(Proudman 1929; Gomis et al. 1993; Vilibic et al. 2004, 2005; Hibiya and Kajiura 1982; Jansa et al. 2007). 이 때 발생한 해양장파는 모두 이동하는 대기압 점프와 해수면의 공명에 의해 형성된 것으로 알려졌다. 이동하는 대기압 점프와 해수면이 공명을 일으켜 발생하는 해양장파를 이 논문에서는 ‘대기압 공명 해양장파’라 한다. 대기압 공명 해양장파를 발달시킬 수 있는 대기교란으로는 대기압 점프이외에도 대기 중력파(atmospheric gravity wave), 전선(front) 그리고 스콜(squall)의 통과 등이 있다.

외해에서는 이동하는 대기 교란과 해양장파 사이에 Proudman 공명이 일어난다 하더라도 파괴적인 해양장파를 형성하는 경우는 매우 드물다. 예를 들어 4 hPa의 대기압 점프가 만든 해양장파가 10배로 증폭된다고 하더라도 진폭이 40 cm 밖에 되지 않는다. 그런데 이렇게 증폭된 해양장파가 만조 시기에 연안역에 도착하면 해수범람이 발생할 수 있다. 특히, 만, 강하구 혹은 항만 내부로 들어가면서 천수효과 혹은 반사파의 중첩등에 의해 증폭되거나 연안 지형조건에 의한 내부적 공명조건을 만나면 파괴적인 해수면 진동을 일으킬 수도 있다. Rabinovich and Monserrat (1996)는 항만에서의 파괴적인 해수면 진동은 이중공명 효과(double resonance effect)에 의해 발생한다고 정리하였다: (1) 이동하는 대기 교란과 해양의 장파간의 외부공명(external resonance) 그리고 (2) 해양의 장파가 항만에 도착하여 항만이나 내만의 고유 모드와 상호작용하는 내부공명(internal resonance). 이러한 공명 현상은 해안으로 접근하는 해양장파의 진폭을 증가시킬 수 있다.

본 연구에서는 최 등(2008)이 해수면, 대기압 및 바람 관측 자료를 일차로 분석한 결과를 포함하여 해양장파의 특성과 기상변화 특성을 추가 분석하였으며, 1차원 수치모형을 이용하여 2007년 3월 31일에 한국 서해안에서 발생한 해양장파의 발생원인과 그 성장과정을 정량적으로 제시하고자 한다.

2. 자료와 연구방법

기상 및 해양 자료

해양장파의 이동 경로와 발생 조건을 파악하기 위하여 조위관측 자료와 자동 기상 관측 자료를 분석하였다. 본 연구에 사용한 자료는 한국 기상청의 자동 기상 관측소(automatic weather station)에서 2007년 3월 29일에서 4월 1일까지 관측한 해면 대기압 (이하 대기압), 풍속 및 풍향 그리고 국립해양조사원의 연안 조위 관측소에서 관측한

해수면 자료이다. 기상 관측 자료는 백령도, 강화, 인천공항, 인천, 서산, 격렬비도, 보령, 군산, 부안, 영광, 목포, 목포공항, 흑산도에서 관측한 1분 간격 자료를 이용하였고, 해수면 자료는 인천, 안흥, 군산, 위도, 영광, 흑산도, 목포에서 관측한 1분 자료를 이용하였다(Fig. 1).

자료 분석 및 수치 모델 방법

한국 서해안 해수면 관측소들에서 얻은 해수면 시계열 자료를 비교하여 해양장파의 진행 방향을 파악하였다. 연안에 위치한 기상관측소의 대기압 시계열 자료를 비교하여 대기압 교란의 이동방향과 속도를 분석하고, 한국 기상청에서 제공하는 3시간 간격 분석 일기도를 조사하여 주변 기압 분포와 대기압 교란의 발생 지역을 추정하였다.

Fig. 1. Coastline and bottom topography (m) along the west coast of Korea. Solid circles and squares represent sea level measurement stations and automatic weather stations (AWS) along the west coast of Korea, respectively. BRI, KHI, IC, ICA, SS, AH, KRI, BR, KS, WI, BA, YG, HSI, MP and MPA stand for BackRyungDo, KangHwaDo, InCheon, InCheon Airport, SeoSan, AnHeung, KyukRyulBeeDo, BoRyeong, KunSan, WiDo, BooAhn, YeongGwang, HeukSanDo and MokPo, respectively.

각 관측소에서 대기압 자료의 시계열과 해수면 자료 시계열을 상호 비교하여 두 자료에 나타난 현상 사이의 관련성을 찾았다.

해수면의 진동을 자세히 살펴보기 위하여 1분 간격으로 얻어진 해수면 자료로부터 조석에 의해 주기적으로 변화하는 조석성분을 제거하였다. 각 지역에서 일 년 동안 1시간 간격으로 얻어진 해수면 높이 자료를 TIRA 조화분해 프로그램을 이용하여 63개 분조의 조화상수를 추출하고 이 조화상수를 이용하여 2007년 3월 29일부터 4월 1일까지 1분 간격으로 예보 조위를 계산하였다(Murray 1964). 2007년 3월 29일부터 4월 1일까지의 해수면 높이 관측 자료에서 예보조위를 제거하였다. 조석 성분이 제거된 해수면 시계열 자료에 고주파 통과 수치필터(high-pass numerical filter)를 사용하여 2시간 이하 주기의 변동성만 뽑아낸 후 스펙트럼 분석을 수행하여 수 분 단위 주기의 진동특성을 찾았다. 관측 자료 분석 결과를 토대로 1차원 수치모형을 만들어서 대기압 점프가 해양 위를 이동할 때 수심과 수심 변화에 따른 해양장파의 형성과 성장과정을 실험하였다.

3. 자료 분석 결과

해수면 변동

한국 서해안을 따라 1분 간격 해수면 관측 자료를 살펴보면 2007년 3월 29일과 31일에 해양장파가 연안에 도착하여 해안에 큰 해수면 변동을 일으켰다(Fig. 2). 3월 29일의 경우는 북쪽인 안흥항을 제외하고 군산, 위도 및 영광 연안에서 큰 해수면 변동이 발생하였으며 조석이 저조인 상태에서 큰 해수면 변동이 나타나 인명 및 재산피해는 보고된 바 없었다. 3월 31일에는 조석이 고조인 상태에서 발생한 해수면 변동이 안흥에서 영광까지 조위 관측소에서 관측되었으며, 영광과 위도에서 가장 큰 진폭을 보였다. 이 해수면의 진동은 저조시 부근까지 약 8시간 40분 동안 지속되었다.

대기압 점프의 이동

한국 서해안을 따라 백령도, 인천, 서산, 격렬비도, 군산, 영광에서 관측한 1분 간격 대기압 자료를 2007년 3월 29일부터 4월 1일까지 살펴보면(Fig. 3), 3월 29일에는 2~6 hPa 정도 상대적으로 낮은 저기압이 서산, 격렬비도, 군산 및 영광에서 3~5시간 동안 기록되었으며, 3개 관측소에서 기압이 거의 동 시각에 최소가 되었다. 이 저기압의 발생시각은 Fig. 2에서 군산, 위도 및 영광에서 기록된 해수면 진동 시기와 매우 유사하다.

한편, 2007년 3월 31일에 기압점프가 공간적으로 북쪽 대기압 관측소에서 남쪽 대기압 관측소 쪽으로 이동하는 현상이 나타난다. 대기압점프는 평균적으로 약 13~27 m/

Fig. 2. Sea level variation along the west coast of Korea from 29 March 2007 to 1 April 2007. See Fig.1 for the location of tidal stations. Time (month/day) on each time series indicates arrival time of long ocean waves and dissipation time of seiche on 31 March 2007.

s의 속력으로 이동하였다. 이때 3월 29일의 경우와는 달리 대기압 최저(minimum)가 먼저 도착하고 잠시 후에 대기압 최대(maximum)가 도달하였다. 최저에서 최고까지의 크기는 평균적으로 약 4.2 hPa이며, 대기압 점프의 크기가 가장 큰 곳은 보령으로 그 크기는 약 5.3 hPa이다. 대기압 점프의 뒤를 따라 대기 중력파들이 도착하여 약 8시간 40분 동안 전파되다가 소멸되었다. 대기 중력파가 지속된 시간은 조위 관측소에서 기록된 해수면 진동 지속시간과 거의 일치한다.

국지적 대기압교란 형성

분석 일기도를 살펴보면 2007년 3월 30일 21시에는 한반도의 서쪽에 저기압이 발달하고 동쪽에는 고기압이 위치하여 대기압은 동고서저의 형태를 나타내고 있었다(Fig 4a). 2007년 3월 31일 0시에 중국 대륙 남쪽에 위치한 이동성 저기압이 빠른 속도로 한국 남부 쪽으로 확장하며 이동해오는 동시에 북한 내륙에 고기압이 국지적으로 급속히 발달하였다(Fig 4b). 이러한 과정에서 황해남서부에는 저기압이, 황해 북동부(웅진반도와 상동반도를 연결하는 선상)에는 고기압이 영향을 미치면서 이 둘 사이에 강한 대기압 점프가 발생하였다.

Fig. 3. Variation of sea level pressure (hPa) along the west coast of Korea from 29 March 2007 to 1 April 2007. See Fig. 1 for the location of automatic weather stations.

대기압 점프의 남쪽에는 주위보다 저기압 (minimum)인 기압골이 발생하고 북쪽에는 고기압(maximum)인 기압마루가 발달하였다. 이러한 기압의 골과 마루 분포에서 대기압 점프와 대기 중력파들이 남쪽으로 이동하였음이 분명한 것으로 해석이 가능하다. Fig. 3에서 보인 바와 같이 백령도 이남의 기상 관측소에서 관측된 대기압의 시계열에서 대기압 점프는 먼저 대기압 하강이 발생하고 그 다음에 갑작스럽게 큰 대기압 상승이 일어난 현상이 이러한 해석을 뒷받침한다. 이러한 대기압 점프가 북쪽에서 남쪽으로 2시간 40분 동안 이동하였으며, 대기압이 점프한 후에 대기압 교란들이 발생하고 소멸된다. 따라서 3시간 이내에 발달하고 소멸하는 대기압의 교란, 대기압 점프 및 대기 중력파들의 발생과 이동은 3시간마다 작성되는 일기도에서 찾아내고 분석하기는 어렵다.

2007년 3월 31일 3시에는 중국 대륙 남부에 있던 이동성 저기압이 더 동쪽으로 이동하였으며 북한 내륙에 국지적으로 발달되었던 고기압이 사라져서 다시 대기압의 분포는 6시간 전인 2007년 3월 30일 21시와 비슷한 동고서저 상태를 보였다(Fig 4c). 이러한 분석일기도는 시간 간격이 3시간일 뿐만 아니라 한반도내의 대표적인 기상대 자료들만 사용하기 때문에 공간적인 분해능(resolution)도 떨어진다. 즉 대기압 점프의 공간적 분포와 크기를 정확히 파악하기 어렵다.

(a)

(b)

(c)

Fig. 4. Distribution of surface air pressure on (a) 30 March 21:00, (b) 31 March 00:00, (c) 31 March 03:00. Figures are modified from Korea Meteorological Administration, <http://kma.go.kr/>.

Fig. 5. Sea level pressure (hPa) over Korea on 31 March 2007 (a) 00:15 (b) 00:40 (c) 01:10 (d) 01:30. A pressure jump between local minimum (blue) and maximum (green) moves southward in the southwestern part of Korea. Red solid dots are location of automatic weather stations (AWS). Figures are modified from <http://kma.go.kr/>, Korea Meteorological Administration.

2007년 3월 31일 0시경에 짧은 시간동안 발달하고 소멸되었던 대기압의 교란, 대기압 점프 및 대기 중력과의 발생과 이동을 자세히 살펴보기 위하여 자동 기상관측소에서 1분 간격으로 관측한 대기압 자료를 분석하였다. 2007년 3월 31일 0시 15분, 0시 40분, 1시 10분 그리고 1시 30분에 관측된 대기압의 공간적 분포는 한국의 서해 연안에 약 4 hPa의 대기압 점프가 형성되어 북쪽에서 남쪽으로 이동하는 모습을 보여준다(Fig. 5). 0시 15분에 경기도에 기압이 1010~1015 hPa의 상대적 고기압이 발달하고 충청남도의 남부와 전라북도에는 1000~1010 hPa의 상대적 저기압이 남서쪽에서 북동쪽으로 혀모양의 굴을 이루고 있으며, 이 때 충청남도 북부에 대기압 경사가 강하여 기압점프가 형성되어 있다(Fig. 5a). 0시 40분에는 대기압 점프가 충청남도 남부로 이동한다(Fig. 5b). 1시 10분에는 대기압 점프가 전라북도 북부로 이동하며 북쪽의 고기압이 약화되고, 1시 30분에는 북쪽 고기압이 소멸되며 대기압 점프가 약화된다.

자동 기상관측소가 육지와 육지에 가까운 섬들에 분포되어있어 해양 위에서 대기압의 공간적 분포를 정확히 알

Fig. 6. Wind speed and direction along the west coast of Korea from 29 March 2007 to 1 April 2007. See Fig. 1 for the location of automatic weather stations.

수 없다. 하지만, 연안과 육지에서 대기압 점프 분포의 변화로부터 대기압 점프가 동서방향에 대하여 반시계 방향으로 약 30° 에서 60° 로 비스듬하게 기울어진 상태로 형성되었으며, 이 대기압 점프는 북서쪽에서 남동쪽으로 이동하였음을 분명히 알 수 있다. 대기압 점프는 1시간에 70~80 km를 이동하였으며 약 13~27 m/s의 속력으로 이동하였다.

대기압 점프가 이동하였을 때 지역적인 바람이 어떻게 변화되는지 파악하기 위하여 3월 29일부터 4월 1일까지 1분 간격으로 각 기상관측소에서 관측한 풍향과 풍속을 조사하였으며, 서산, 군산, 부안과 영광에서 관측한 풍향과 풍속의 시간적 변화를 살펴보았다(Fig. 6). 점선으로 표시된 구간은 대기압 점프가 한국 서해안을 통과하던 3월 30일 22시 00분에서 3월 31일 02시 00분까지 4시간을 나타낸다. 대기압 점프의 통과 직전과 직후에 풍속의 변화는 크지 않으나 군산에서는 2~3 m/s로 불던 바람이 7~12 m/s로, 부안에서는 1~2 m/s로 불던 바람이 4~8 m/s로 짧은 시간동안 강해져서 돌풍이 발생하였고 풍향도 급속히 변화되었음을 알 수 있다(Fig. 6). 따라서 대기압 점프가 이동함에 따라 동시에 발생하는 돌풍도 함께 북쪽에서 남쪽으로 이동함을 알 수 있다.

한편, 바람이 수 시간이상 지속적으로 불고 풍속이 충분히 크면 연안의 해수면에 큰 변동을 일으킬 수도 있다. 대기압 점프가 통과하기 전 2시간부터 통과한 후 2시간까지 한국 서해안 기상 관측소 12 곳(Fig. 1)에서 관측된 평균 풍속은 4.2 m/s이었다. 백령도부터 부안까지 북쪽에 위치한 기상 관측소의 평균 풍속은 약 2.85 m/s이었고 영광, 목포, 목포 공항과 흑산도의 평균 풍속은 약 9.95 m/s로

상대적으로 강한 바람이 불었다. 그런데 바람이 상대적으로 강했던 영광, 흑산도, 목포, 목포 공항에서는 해양장파가 한국 서해안에 도착하기 약 4시간 전부터 바람이 남동에서 북서쪽으로 불었다. 만약 이 바람으로 인하여 해양장파가 발생하였다고 가정한다면 해양장파는 주로 남동에서 북서쪽으로 이동하여 황해 내부로 이동하였을 것으로 추정할 수 있다. 이는 조위 관측소에서 관측된 해양장파의 진행방향과 정 반대되는 방향이 된다. 따라서 3월 31일의 해양장파는 적어도 국지적 바람에 의해 발생하였다고 보기는 어렵다.

이동하는 대기압 점프와 해수면의 공명

Proudman(1929, 1953)의 이론에 따르면 해양의 수심이 일정하고 육지 경계가 없는 경우에 해양장파는 대기압 점프 바로 아래서 대기압 점프를 따라 이동한다. 즉 대기압 점프의 위치와 해양장파의 파 마루의 위치가 거의 일치한다. 한국 서해안의 경우는 연안으로 갈수록 수심이 얕아지고 또한 동쪽 끝에 육지가 존재한다. 해양장파가 이동하는 대기압 점프를 따라 가면서 계속되는 공명에 의해서 진폭이 증가되는가를 알아보기 위하여 3월 30일 20:00부터 3월 31일 10:00까지의 안흥, 군산, 위도, 영광의 해수면 자료와 서산, 군산, 부안, 영광의 대기압 자료의 시계열(time series)을 비교하였다(Fig. 7). 안흥의 해수면 자료는 안흥에서 가장 가까운 서산 기상관측소의 대기압 자료와 비교하였으며 위도의 해수면 자료는 부안의 대기압 자료와 비교하였다(Fig. 1 참조).

대기압 점프는 서산, 군산, 부안, 영광 순서로 북쪽에서 남쪽으로 통과하나 해수면에서 해양장파는 안흥, 위도, 군산, 영광 순서로 도착한다. 위도와 영광에서는 해양장파가 대기압 점프와 동시에 해안에 도착하나 안흥의 경우에는 해양장파가 대기압 점프보다 약 44분 늦게 도착하고 군산의 경우에는 해양 장파가 대기압 점프보다 약 20분 늦게 도착한다. 이와 같이 해양장파가 대기압 점프보다 늦게 해안에 도착하는 이유는 연안의 수심이 얕아 해양장파의 전파속도가 느려지고 복잡한 해저지형과 해안선에 의하여 해양장파의 굴절이 일어나기 때문일 것으로 추측되지만, 이에 대해서는 2차원 수치모델 실험을 통하여 앞으로 더 연구되어야 할 과제이다.

해수면의 진동

각각 관측된 해수면 자료의 조화분해를 통해 안흥, 군산, 위도, 영광의 해수면 자료에서 조석성분을 제거하고 나면, 대기압 점프가 각 지역을 지나갔을 때 나타나는 해수면의 급격한 변동과 지속적인 해수면 진동을 더 명확히 볼 수 있다(Fig. 8, 9). 대기압 점프의 이동으로 인해 발생한 해양장파가 이동하면서 해수면이 상승하였는데 최대

Fig. 7. Comparison of sea level and air pressure variation at Anheung (Seosan), Kunsan, Wido (Buan), Yeonggwang. Because precision of air pressure data at Yeonggwang is about 1 hPa, the time series is not as smooth as the other air pressure time series.

크기가 해수면 변동 초기에 발생하였으며, 안흥에서 72.61 cm, 군산 111.34 cm, 위도 167.77 cm, 영광 102.64 cm이다. 이들 최대 해수면 변동의 평균치는 113.59 cm이다. 해수면의 진동은 4 검조소에서 거의 동일하게 약 8시간 40분 동안 지속되었다가 소멸된다. Fig. 7에 나타난 해수면 진동과 대기압의 진동을 비교해보면 해수면의 진동 기간은 대기 중력파가 이 지역을 이동하는 기간과 거의 일치한다.

3월 30일 23시 20분부터 3월 31일 02시 20분까지 1분 간격 해수면 자료에 고주파 통과 수직 필터를 사용하여 안흥, 군산, 위도, 영광에서의 2시간 이하주기의 해수면 변동성만을 확대하여 살펴보면 Fig. 9와 같다. Fig. 9의 가로축은 시간을 나타내고 세로축은 수직 필터를 통과시킨 해수면의 변위이다. 그래프 안에 화살표로 표시된 시간들은 해수면 변화의 마루와 골의 발생 시간을 나타낸다. 해양 장파의 주기를 시계열 자료로부터 직접 구하기 위해 마루와 마루 혹은 골과 골의 시간간격을 구하여 표시하였다. 안흥, 군산, 위도, 영광 해안에 도착한 해양 장파의 주기는 15분에서 19분 정도 범위이다. Fig. 9에 표시한 주기는 해양장파가 연안에서 굴절되고 해안에서 반사될 때 관측된 가장 첫 번째 파의 주기를 표시한 것이다.

자료를 분석한 전 기간 동안에 나타난 해수면의 탁월

Fig. 8. Variations of detided sea levels along the west coast of Korea from 29 March 2007 to 1 April 2007.

Fig. 9. High-pass filtered sea level (cm) on 31 March 2007. Cut-off period of the numerical filter is 2 hour.

변동주기를 찾기 위하여 2007년 3월 29일부터 4월 1일까지의 4일 동안의 1분 간격 해수면 자료에서 필터된 고주파 해수면 자료를 가지고 스펙트럼 분석을 실시하였다(Fig. 10). 스펙트럼 분석결과에서 해수면 진동은 약 12분에서

72분 사이의 주기를 가짐을 알 수 있다. 그리고 해양장파의 에너지가 북쪽에 위치한 안흥과 군산에서 남쪽에 위치한 위도와 영광으로 갈수록 증폭됨을 알 수 있다.

4. 일차원 수치모델

Proudman(1953)은 일정한 폭과 수심을 갖는 긴 수로에서 선형 천해파 방정식을 사용하여 해수면 변화와 유속의 변화를 다음과 같이 표현하였다.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + h \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (2)$$

여기서 u 는 유속, η 는 해수면의 높이, h 는 수심, g 는 중력 가속도(9.81 m/s^2)이다. 해면에 대기압 점프가 U 의 속도로 이동하며 외력으로 작용하는 경우 위 방정식 (1)과 (2)의 이론적인 해는 다음과 같다.

$$\eta = \frac{1}{1 - U^2/C^2} F(x - Ut) \quad (3)$$

$$u = \frac{1}{h(1 - U^2/C^2)} F(x - Ut) \quad (4)$$

여기서 $C = \sqrt{gh}$ 는 천해파의 속도이고, U 는 대기압점프의 이동속도이다. C 의 크기가 U 의 크기에 접근하면 해수면의 높이와 유속이 커진다. 대기의 파동 전파속도 (U)는 약 18~40 m/s이므로 Proudman 공명은 수심(h)이 33~160 m

인 광범위의 천해에서 일어날 수 있다 (Monserrat *et al.* 2006; Vilibic and Mihanovic 2003).

Proudman의 연구에서는 이론적인 해를 구하기 위해서 운동방정식에 비선형 항을 포함하지 않았고 바다의 수심이 일정한 경우를 가정하였다. 본 연구에서는 비선형 항이 포함된 1차원 운동방정식을 수치 모델을 이용하여 이동하는 대기압 점프가 해수면의 운동과 공명을 일으켜 해양장파가 형성되는 과정을 알아보았다. 그리고 해양 장파의 이동 방향으로 수심이 알아져서 나타나는 파의 천수화 효과(shoaling effect)도 살펴보았다. 이 실험에서 사용된 1차원 운동방정식과 연속방정식은 (5) 및 (6)과 같다.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial x} - Ku + A \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad (5)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial (h + \eta)u}{\partial x} = 0 \quad (6)$$

여기서 P_a 는 대기압이며 ρ 는 해수의 밀도이다. 미분 방정식을 유한 차분법을 이용하여 차분화하였으며 시간에 대한 미분 항은 오일러 전방차분법을 이용하였고, 공간에 대한 미분 항도 전방차분법을 사용하였다(Murty 1984). 바닥 마찰 항과 수평확산 항을 포함하지 않고도 수치모델의 시간 적분이 가능하나 이동하는 대기압 점프가 해양의 표면에 만드는 해양장파가 미분하기 어려운 형태(shock)이기 때문에 수치 적분 과정에서 수치적 불안정(numerical dispersion)이 발생한다. 이러한 수치적 불안정을 줄이기 위하여 바닥 마찰 항과 수평확산 항이 사용되었다. 수치 적분의 시간단위(time step)는 1 sec, 격자 간격(grid size)은 100 m, 중력가속도(g)는 9.81 ms^{-2} , 바닥마찰 계수 (K)는 0.0001 s^{-1} 그리고 수평 와류확산계수(A)는 $150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 를 사용하였다.

수심이 변화하는 한국 서해안에서 해양 장파의 증폭

2007년 3월 31일에 경기만 북서쪽 해상에 발생한 대기압 점프가 남동방향으로 13~27 m/s의 속도(U)로 이동하면서 발생시킨 해양장파의 생성과 전파과정을 1차원 수치모델로 단순화시켜 재현하고자 한다. 대기압 점프가 백령도 서쪽에서 영광 방향으로 이동하는 경우 경기만 서쪽에서 수심은 70 m 이상이고 태안반도(안흥) 남쪽 연안역에서는 60 m 정도로 알아지며 영광에 가까워지면 수심이 점점 더 알아지고 육지를 만나게 된다.

1차원 수치실험에서 이러한 지형조건과 관측자료 분석 결과를 수용하기 위하여 다음과 같이 적용하였다(Fig. 11). 수치모델에서 대기압 점프가 연안에서 370 km 떨어진 곳($x = 50 \text{ km}$)에 발생하여 연안 쪽으로 24.0 m/s로 이동하며, 대기압 점프의 크기(ΔP)는 4 hPa이라고 가정한다 (Fig. 11a). 대기압 점프가 형성된 수평거리(L)는 12 km로

Fig. 10. Power spectral density of the high-pass filtered sea level along the west coast of Korea from 29 March 2007 to 1 April 2007.

Fig. 11. An air pressure jump traveling to the right with speed (U) of 24.0 m/s and a long ocean wave that follows the pressure jump: (a) initial air pressure jump (dotted line) at $t = 0$, (b) bottom topography of ocean, (c) shape of the long ocean wave (solid line) every 20 minute from $t = 20$ to 300 minute, (d) propagation of the air pressure jump (dotted line) and the long ocean wave (solid line) at $t = 40, 100, 160$, and 220 minute, (e) amplitude of the long ocean wave with sloping bottom and land boundary (S, solid line) and with flat bottom ocean (F, dotted line).

설정하였다. 이 대기압 점프는 초기 250 km 동안은 수심이 60 m인 구간을 이동하고, 그 다음 120 km 구간에서는 수심이 60 m에서 5 m로 얕아지는 연안지역을 이동하여 육지 위로 이동한다(Fig. 11b).

대기압 점프가 해수면 위를 이동하는 동안 해양장파가 발생하고 대기압 점프의 이동속도(U)와 해양장파의 이동속도(C)가 비슷한 크기를 가져 공명이 발생하며 해양장파의 진폭이 계속 증가한다. 처음 수심이 60 m로 일정한

250 km 구간에서는 해양장파의 진폭이 이동거리에 비례해서 선형적으로 증가한다(Fig. 11c). 그 후에 수심이 60 m에서 5 m로 얕아지는 구간에서는 진폭의 증가율이 커지고 파장이 짧아진다. 즉, 파의 첨도(steeptness)가 증가한다. $x = 300$ km에서 $x = 420$ km까지 구간에서는 해양장파의 이동속도(C)가 느려져서 대기압 점프의 이동 속도(U)보다 작아진다(Fig. 11d). 두 이동속도의 차이로 대기압 점프가 앞서 이동하고 해양장파는 거리를 두고 뒤따라간다.

Fig. 11e는 대기압 점프가 60 m로 수심이 일정한 바다를 이동하는 경우에 해양장파의 이동 거리에 따른 진폭 변화(점선 F)와 수심이 연안에서 얕아지고 육지 경계가 있는 경우에 해양장파의 이동거리에 따른 진폭 변화(곡선 S)를 비교한 것이다. 대기압 점프가 수심이 일정하고 육지가 없는 바다를 계속 이동하면 해양장파의 진폭은 거리에 일차적으로 비례하여 증가한다(점선 F). 그러나 수심이 얕아지면 천수화 효과(shoaling effect)에 의하여 해양장파의 진폭이 수심이 얕아지는 정도에 비례하여 증가하고 파장은 짧아진다(곡선 S). $x = 300$ km에서 $x = 420$ km까지의 구간에서 해양장파의 진폭변화(Fig. 11e의 S곡선)와 바다의 수심변화(Fig. 11b)를 비교해 보면 해양장파의 진폭변화가 수심의 변화에 비례한다. $x = 300$ km에서 $x = 420$ km까지의 구간에서는 해양장파의 전파속도가 대기압 점프의 이동속도보다 느려서(Fig. 11e) 공명효과보다는 천수화 효과에 의하여 해양장파의 진폭이 증가한다. 그리고 진행하는 해양장파가 육지를 만나면 육지경계의 반사작용에 의하여 진폭이 급격히 증가한다.

한편, 1차원 수치실험에서는 해양장파가 육지에 반사된 이후에 다시 외해 쪽으로 이동하며 수심이 깊어지면서 진폭이 다시 작아지고, 모델 개방 경계역까지 이동하면서 에너지가 감소하게 된다. 그러나 실제 3차원 구조의 연안 지형과 해안선분포에서 나타나는 반사파의 산란과 재반사 등의 현상을 1차원 모델에서는 재현할 수 없다. 이러한 1차원 모델의 한계성으로 인하여 실제 해수면 관측 자료에 나타난 12~72분 주기의 해수면 진동은 1차원 수치실험에서 나타나지 않는다.

수심이 일정한 해양에서 해양 장파의 성장

한국의 서해안은 지역에 따라 수심이 다르다. 그리고 해양 위를 이동하는 대기압 점프의 이동속도 또한 때에 따라 다르다. 그래서 대기압 점프가 어떤 특정한 속도로 이동하면 그 속도와 공명을 일으킬 수 있는 수심이 바다 어느 곳엔가는 존재한다. 본 절에서는 대기압 점프의 이동속도와 해양의 수심과의 관계가 해양장파의 성장에 어떤 영향을 주는지 살펴본다. 외해에서 대기압 교란(atmospheric pressure disturbance)이 이동할 때 Proudman

공명으로 형성된 장파의 파고는 다음과 같이 표현될 수 있다:

$$\Delta\eta = \frac{\Delta\bar{\eta}C^2}{C^2 - U^2} = \frac{\Delta\bar{\eta}}{1 - Fr^2} \quad (7)$$

여기서 $\Delta\bar{\eta} = -\Delta P/(\rho g)$ 이며, ΔP 는 대기압의 교란의 크기이며 ρ 는 물의 밀도, g 는 중력가속도이다. 이동하는 대기압 교란과 해양 장파의 상호작용으로 일어나는 기상 쓰나미의 특성과 크기는 Froude 수(Froude number, Fr)에 의해 결정된다. U 의 속력으로 이동하는 물질의 경우 Froude 수는

$$Fr = \frac{U}{C} = \frac{U}{\sqrt{gh}} \quad (8)$$

로 정의된다. 완전한 이론적 공명은 U 와 C 의 크기가 같을 때 발생한다($Fr = 1.0$).

Proudman의 이론식 (3)과 (7)식에서 해양 장파의 발생과 성장은 대기압 점프의 이동 속도(U)와 천해에서 해양 장파의 이동 속도($C = \sqrt{gh}$)의 비에 따라 Froude 수(Fr)에 의해 결정된다. Froude 수가 1.0일 때 가장 큰 공명이 일어나고, 1.0에 가까운 수일 때($Fr \approx 1$) 유사공명(pseudo resonance)이 발생하여 해양장파의 크기가 증폭된다. 여기서 Froude 수는 결국 U 와 h 에 따라 결정되므로 대기압점프가 일정한 이동속도($U = 24$ m/s)로 수심이 다른 해양을 이동하는 경우(Fig. 12a)와 수심이 일정한 ($h = 60$ m) 해양에 대기압 점프들이 서로 다른 이동속도로 지나 갈 경우(Fig. 12b)를 가정하여 해양장파의 성장을 살펴보았다.

초기($t = 0$)에 대기압 점프는 $x = 50$ km 위치에서 발생하여 이동하고 앞의 경우와 동일하게 대기압 점프의 크기(ΔP)는 4 hPa이며 대기압 점프의 수평적 거리(L)는 12

km로 설정하여 1차원 수치모델 실험을 하였다. 즉 대기압의 공간 변화율 ($\Delta P/L$)은 0.34 hPa/km이다. 대기압 점프가 24 m/s의 이동속도(U)로 수심이 60 m($Fr = 0.99$)나 수심 55 m ($Fr = 1.03$)인 해양 위를 이동하면 공명에 의하여 해양장파가 생성되고 해양장파의 진폭이 이동거리에 비례하여 계속 증가한다. 그러나 수심이 65 m($Fr = 0.95$)인 해양 위를 이동할 때는 약 200 km까지는 이동거리에 비례하여 해양장파의 진폭이 증가하나 그 이후부터는 더 이상 해양장파의 진폭이 증가하지 않는다(Fig. 12a). 한편, 수심이 60 m로 일정한 해양에 대기압 점프가 24 m/s ($Fr = 0.99$)와 25.07 m/s($Fr = 1.03$)로 이동할 때는 이동거리에 비례하여 해양장파의 진폭이 증가하나 다른 속도로 이동할 때는 진폭의 증가 양상이 달라진다. 예를 들어 대기압 점프가 23.06 m/s($Fr = 0.95$)의 속력으로 이동하면 약 200 km까지는 이동거리에 비례하여 증가하나 그 이후부터는 더 이상 해양장파의 진폭이 증가하지 않는다(Fig. 12b).

대기압 점프의 특성에 따른 해양 장파의 성장

Hibiya and Kajiura(1982)는 2차원 수치 모델을 통하여 외해에서 이동하는 대기압 점프의 공간적 변화율 (gradient)이 해양장파의 진폭의 변화에 영향을 준다는 결과를 구체적인 실험결과 값을 제시하지 않았으나 식 (9)과 같이 정리하였다.

$$\Delta\eta = \frac{\Delta\bar{\eta}x_f}{L/2} \quad (9)$$

여기서 $\Delta\bar{\eta}$ 는 초기에 역대기압효과(inverse barometric effect)에 의해 상승한 해수면 높이이고, x_f 는 기압점프가 시간 t 동안에 이동한 거리, L 은 기압점프의 수평적인 크기이다.

Fig. 12. Growth of long ocean wave (a) with fixed traveling speed of air pressure jump and (b) with constant ocean depth. Fr is 0.99, 1.03, 0.95, 0.92, 0.85 and 1.21 from top to bottom curves, respectively. Unit of h is m and that of U is m/s.

Fig. 13. Growth of long ocean wave depending on gradient of air pressure jump ($\Delta P/L$). (a) L is the length scale of the pressure jump, ΔP is the pressure difference and h is water depth, (b) growth rate of wave amplitude with respect to ΔP when L is fixed as 12 km. Unit of ΔP is hPa, (c) growth rate of wave amplitude with respect to L when ΔP is fixed as 4 hPa. Unit of L is km.

본 연구에서는 1 차원 수치모델을 이용하여 대기압 점프의 공간적 변화율이 해양장파의 진폭의 변화에 얼마나 영향을 미치는지 조사하였다(Fig. 13). 초기($t = 0$)에 대기압 점프는 $x = 50$ km 위치에서 발생하고 해양의 수심은 60 m이며 대기압 점프의 이동속력은 24 m/s이다. 대기압 점프의 공간적 크기(L)를 12 km로 고정하고 대기압 점프의 크기(ΔP)를 1부터 6 hPa까지 변화시켜 주면 대기압 점프의 크기에 비례하여 해양장파의 진폭이 증가한다(Fig. 13b). 다음으로 대기압 점프의 크기를 4 hPa로 고정시키고 대기압 점프의 공간적 크기(L)를 4에서 36 km까지 변화시키면 해양장파의 진폭은 대기압 점프의 공간적 크기에 반비례한다(Fig. 13c). 이러한 수치실험결과는 해양장파의 이동거리에 따른 성장률이 대기압 점프의 공간적 변화율($\Delta P/L$)에 비례한다는 것을 입증한다.

대기 중력파의 이동과 연안의 해수면 진동

2007년 3월 31일의 경우는 4 hPa의 크기를 갖는 대기압 점프의 뒤를 따라 작은 진폭을 갖는 대기 중력파들이 계속 이동하였다. 대기압 점프의 뒤를 따라가는 대기 중력파가 해안에 미치는 영향을 알아보기 위하여 1차원 수치모델에 이동하는 대기 중력파들을 약 5 시간 동안 외력으로

로 주어 실험을 실시하였다. 이 때 대기 중력파는 다음과 같은 모양으로 주어졌다.

$$P_a(x, t) = \sum_{i=1}^n p_i \cos(k_i x - \omega_i t) \quad (10)$$

여기서, n 은 대기 중력파의 개수이고, p_i 는 진폭, k_i 는 파수로서 $k_i = 2\pi/L_i$, ω_i 는 각 주파수로서 $\omega_i = 2\pi/T_i$, L_i 는 파장, T_i 는 주기이다. 여기서 L 는 $c = L/T$ 을 이용하여 추정되었다. 한 개의 대기압 점프가 해양 위를 이동하였을 때 해안 격자점(즉, $x = 420$ km, Fig. 11a 참조)에서의 해수면 변화(Fig. 14a), 대기 중력파들만 해양 위를 5시간 동안 이동하였을 때 해안 격자점에서의 해수면 변화(Fig. 14b) 그리고 한 개의 대기압 점프와 그 뒤를 따라 대기 중력파들이 이동하였을 때 해안 격자점에서의 해수면 변화(Fig. 14c)를 비교하였다. Fig. 14의 가로축은 시간이며, 세로축은 해안 격자점에서의 시간에 따른 해수면 높이이다. 1차원 수치모델실험에서 한 개의 대기압 점프만 이동하면 한 개의 독립적인 해양장파가 발생하고 이 해양장파가 육지경계에 부딪혔을 때 해안 격자점에서 해수면이 한 번만 상승했다가 하강한다(Fig. 14a). 진폭(p_i)이 작은 대기 중력파들이 해양 위를 이동하면 대기 중력파들에 의하여 해안에 여러

Fig. 14. Sea level observed at the shore (a) when a single air pressure jump has propagated, (b) when atmospheric gravity waves have traveled for 5 hours, (c) an air pressure jump and atmospheric gravity waves have propagated for 5 hours.

해양장파들이 형성되고 여러 해양장파들이 해안에 도착하여 해안 격자점에서 해수면 진동이 일어난다(Fig. 14b). 마지막으로 1차원 수치 모델에서 대기압 점프와 그 뒤를 따라 이동하는 대기 중력파를 동시에 외력으로 주면, 맨 앞에서 이동하는 대기압 점프에 의해 만들어진 가장 큰 해양장파가 가장 먼저 해안 격자점에 도착한다(Fig. 14c). 그 이후에는 대기중력파들에 의해 만들어진 진폭이 작은 해양장파들이 5시간 동안 지속적으로 해안 격자점에 도착하여 해수면을 진동시킨다.

5. 토 의

본 연구에서는 2007년 3월 31일 해안에 도착한 큰 진폭의 해양장파에 대하여 분석하고 이해하는 데 초점을 두었으며 상대적으로 작은 진폭을 갖는 해수면 진동에 관한 내용은 자세히 다루지 않았다. 2007년 3월 29일에 발생한 해양장파와 해안의 큰 해수면 변동에 대하여서는 분석결과를 제시하지 않았다. 또한 해양장파의 전파 속도가 수심에 따라 달라지면서 나타나는 해양장파의 굴절현상을 포함하여 각 해안 지역 도착 시간의 차이에 대하여는 1차원 수치 모델의 한계로 인하여 자세히 설명하지 못했다. 본 논문에서 그 결과를 보고하지 않았으나 다양한 경우의 대기압 점프의 이동속도, 대기압 점프의 수평적 크기, 해양의 수심, 해양수심의 기울기 변화 등에 대하여 1차원 수치 실험을 수행하였으며 그 결과들은 본 논문에서 보고한 결과들과 유사하였다.

2007년 3월 29일에 발생한 해양장파

해양장파는 2007년 3월 29일에도 황해 내부에서 발생하여 한국연안으로 전파되어 영광, 위도, 군산에 큰 해수면 변동을 일으켰다(Fig. 2 and 8). 한국 기상청이 생산한 2008년 3월 29일의 분석 일기도와 육지의 자동 기상관측소에서 관측한 대기압 자료를 분석하여 보면, 3월 29일에는 한 개의 고립된 저기압이 서쪽으로부터 동쪽으로 이동하여 한국 서해안으로 들어왔다. 이때의 고립된 저기압과 함께 발생한 대기압 점프와 대기압 교란의 중심이 영광을 통과하였으며 이 저기압의 중심으로부터 상대적으로 먼 위도와 군산은 대기압교란의 크기가 작았다. 따라서 이동하는 저기압 점프에 의해 발생한 해양장파의 크기는 영광과 위도에서 가장 크고 군산에서는 상대적으로 작았다. 해양장파가 연안에 도착하였을 때 큰 해수면 변동이 일어났으나 조석이 저조였으므로 항만에 큰 피해를 입히지 않았다.

대기중력파의 이동

1차원 수치 모델실험에서 한 개의 대기압 점프가 해양위를 이동하면 한 개의 독립적인 해양장파가 발생하고 이 해양장파가 육지경계에 부딪혔을 때 한 개의 해양장파가 반사되어 외해로 전파하였다(Fig. 11, 14a). 그런데 1차원 수치모델에 여러 개의 대기중력파들을 외력으로 주었을 때 진폭이 작은 여러 개의 해양장파들이 발생하고 육지경계 쪽으로 이동하여 해안에 도착하고 계속적인 해수면 진동을 일으켰다. 2007년 3월 31일 한국 서해안에 발생한 대기압 공명 해양장파가 연안에 도착한 후에 해안의 해수면이 12~72분 주기로 진동하였으며, 약 8시간 40분 동안 해수면 진동이 계속 진행되었다. 아드리아틱해의 Polce항(Polce harbor)에서는 이동하는 대기중력파에 의하여 해수면 진동이 주로 발생하며 바람과는 직접적인 관계가 없는 것으로 알려졌다(Vilibic and Mihanovic 2003). 지중해 서부 Balearic 섬들에서도 대기 중력파가 Ciutadella 내만에 큰 해수면 진동을 일으켰다(Monserrat *et al.* 1991; Rabinovich and Monserrat 1996, 1998). 아르헨티나 Buenos Aires 연안에서도 대기 중력파의 이동이 해수면 진동을 발생시키는 것으로 보고되었다(Dragani 2007). 2007년 3월 31일에 한국 서해안에 발생한 해수면 진동도 대기압 점프의 뒤를 따라 이동하는 대기 중력파에 의해 생성되었을 가능성이 있다. 그러나 본 연구에 사용된 1차원 해양 수치 모델은 3차원 해양에서 일어나는 해양장파의 굴절, 반사 그리고 파들의 간섭을 표현할 수 없어서 2007년 3월 31일에 8시간 40분 동안 지속된 12~72분 주기를 갖는 해수면의 진동을 대기 중력파의 계속된 이동에 의해 형성된 것이라고 단정할 수 없다.

해양장파의 굴절과 해안 도착 시간

대기압 점프가 이차원 공간을 수평적으로 이동해갈 때 공간적으로 변화하는 수심은 해양장파를 굴절시킨다. 즉 수심이 깊은 곳에서는 해양장파가 빨리 이동하고 수심이 얇은 곳에서는 느리게 전파된다. Fig. 2와 Fig. 9에서 보이는 바와 같이 해양장파가 군산과 영광보다 위도에 더 일찍 도착한 이유는 이러한 해양 장파의 굴절현상 때문이라고 사료된다. 대기압 점프의 파면이 동서방향에 대하여 반시계방향으로 약 30°에서 60°로 비스듬하게 기울어진 상태로 남동쪽으로 이동하면 수심이 깊은 외해 쪽에서 해양장파가 더 빨리 이동하여 위도, 군산, 영광 순서로 해안에 도착할 수 있다. 그리고 해안선이 직선이 아닌 복잡한 모양을 갖고 있어서 연안에 도착한 해양장파들이 다양한 방향으로 반사되고 반사된 파들이 간섭을 일으켜 해수면 진동이 발생할 수 있다(Vilibic *et al.* 2004, 2005). 다음 연구로서 2차원 또는 3차원 해양순환 수치모델을 사용하여 2007년 3월 31일 한국 서해안에 발생한 해양장파가 한국 서해안의 복잡한 해안선에 반사되었을 때 나타나는 반사 결과를 살펴볼 필요가 있다.

바람의 영향

Vilibic *et al.*(2005)은 수치 모델 실험을 통하여 해양 장파의 형성에 대기압 점프가 국지적인 바람보다 더 큰 영향을 주지만 국지적인 바람의 효과도 고려되어야 한다고 보고하였다. 본 연구의 1차원 수치 실험에서는 대기압 점프로 인하여 발생하여 대기압 점프와 동시에 이동하는 국지적인 바람의 효과는 고려하지 않았다. Lee *et al.*(2008)은 2007년 3월 31일에 발생한 영광지역의 큰 해수면 변동은 영광 남쪽 지방과 황해 남부에 불었던 강한 바람이 영향을 주었을 가능성을 제시하였다. 특히, 황해 남부에 불었던 바람은 남동풍이어서 대기압 점프에 의해 발생, 전파되어 온 해양장파의 진행을 방해하거나 이로 인하여 진폭을 증가시키는 역할도 할 가능성이 있다. 이에 대한 수치 모델 실험도 앞으로의 연구과제이다.

6. 결 론

대기압점프가 한국 서해안 백령도 서쪽에서 남동쪽 방향으로 2007년 3월 30일 23시부터 3월 31일 1시 30분까지 13~27 m/s의 속력으로 이동하였다. 대기압 점프의 평균적인 크기는 4.2 hPa이며 보령에서 가장 큰 대기압 점프가 발생하였으며 그 크기는 5.3 hPa이다. 대기압 점프가 통과하기 2시간 전부터 통과 후 2시간까지 평균적인 바람의 속력은 약 4.2 m/s이며 대기압 점프가 통과할 때 풍향이 일시적으로 변화된다. 이 대기압점프가 통과할 때 각 지역에서 해수면이 급격히 상승 또는 하강한다. 해수면이

상승 또는 하강한 크기는 안흥에서 72.61 cm, 군산 111.34 cm, 위도 167.77 cm, 영광 102.64 cm이다. 해양장파가 해안에 도착한 후에 해수면 진동이 발생하고 이 해수면 진동은 약 8시간 40분 동안 지속된 후 소멸되었다. 그리고 해수면 진동 주기는 대략 12분에서 72분이었다.

대기압 점프가 얇은 수심의 해양 위를 이동할 때 Proudman 공명이 일어나면 해양장파가 발생하고 해양장파의 진폭이 계속 증가한다는 기존의 이론적 연구를 바탕으로 비선형 일차원 수치 모델을 만들고 한국 서해안에 발생한 해양장파를 재현하였다. 수치 실험에서는 24 m/s의 속력으로 이동하는 크기 4 hPa의 대기압 점프가 수심이 60 m의 해양 위를 250 km이동하다 연안에서 수심이 얕아지는 120 km 거리의 구간을 지나 육지 위로 옮겨간 후 사라지는 경우를 가정하였다. 수치모델 실험에 의하면, 대기압 점프가 수심 60 m의 해양 위를 이동하는 동안 해양장파를 만들어 냈으며, 대기압 점프의 이동속도와 해양장파의 이동속도가 비슷하여 Proudman 공명이 일어나고, 해양장파의 진폭이 증가된다. 수심이 60 m 이하인 구간으로 이동하면서 해양장파의 속도가 대기압 점프의 이동속도 보다 느려져 Proudman 공명 효과는 작지만 수심이 얕아지는 천수화 효과에 의해 해양장파의 파장이 짧아지고 진폭이 증가된다. 해양장파가 육지 경계를 만나면 육지 경계면에 의한 해양장파의 반사에 의해 파의 진폭이 크게 증가한다.

관측자료 분석결과와 일차원 수치모델 실험으로부터 2007년 3월 31일에 발생한 해양장파는 대기압 점프의 이동에 의해 발생한 해양장파가 서해 연안역에서 Proudman 공명을 일으키고, 이 장파가 고조시기에 해안지역에 도착하였다. 천수화 효과와 해안선으로부터 반사된 파의 중첩 등에 의해 선유도, 새만금 남부 변산반도 해안, 위도, 영광 해안지역에 파고가 높은 해수면 진동이 일어나 해수가 범람하여 인명과 재산피해가 발생한 것으로 해석된다. 2007년 3월 29일에도 Proudman 공명으로 해양장파가 발생하여 영광 이근 지역에 도착하였으나 조위가 저조일 때 발생하여 큰 피해가 없었다.

사 사

본 연구는 2007학년도 군산대학교 신입교수 연구비 지원에 의하여 수행되었습니다. 본 연구가 진행되는 동안 많은 조언을 주시고 논문 초고를 여러 번 읽고 수정하여 주신 군산대학교 이상호 교수님께 감사드립니다. 기상 관측 자료를 제공해주신 한국 기상청과 해수면 관측 자료를 제공해주신 국립 해양조사원에 감사드립니다. 본 논문의 심사를 맡아 자세한 부분들까지 조언해 주신 심사위원들께 감사드립니다.

참고문헌

- 오유리, 승영호, 우승범. 2007. Wavelet analysis of the sea level fluctuations associated with a surge incident occurred on March 31st along the western coast of Korea. p. 37. In: *한국해양학회 추계학술대회 초록집*.
- 우승범, 오유리, 승영호. 2008. Wavelet 분석을 활용한 서해안 이상파도 원인파악에 대한 연구. p. 33-36. In: *보령해안 이상파도의 이해*. 한국해양해양공학학회 춘계학술대회.
- 최병주, 박용우, 권경만, 이상호. 2008. 2007년 3월 한국 서해안에 발생한 해양장파의 형성과 전파과정. p. 37-42. In: *보령해안 이상파도의 이해*. 한국해양해양공학학회 춘계학술대회.
- 최병호, 민병일, 전철규, 임관창. 2007. 대륙붕상의 미기압변동에 의한 영광지역의 부진동, p. 328. In: *2007년도 한국해양과학기술공동학술대회 초록집*. 한국해양과학기술협의회.
- Dragani, W.C. 2007. Numerical experiments on the generation of long ocean waves in coastal waters of the Buenos Aires province, Argentina. *Cont. Shelf Res.*, **27**(5), 699-712.
- Gomis, D., S. Monserrat, and J. Tintore. 1993. Pressure-forced seiches of large amplitude in inlets of the Balearic Islands. *J. Geophys. Res.*, **98**, 14437-14445.
- Hibiya, T. and K. Kajiura. 1982. Origin of the Abiki Phenomenon (a kind of Seiche) in Nagasaki Bay. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 172-182.
- Jansa, A., S. Monserrat, and D. Gomis. 2007. The rissaga of 15 June 2006 in Ciutadella (Menorca), a meteorological tsunami. *Adv. Geosci.*, **12**, 1-4.
- Lee, J.-W., K.-Y. Heo, K.-J. Ha, K.-S. Park, and K.-C. Jun. 2008. Simulations of the mesoscale cyclone accompanying the storm surge on 30 March 2007 in the western coast of Korea. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, **44**, 121-135.
- Monserrat, S., A. Ibbetson, and A.J. Thorpe. 1991. Atmospheric gravity waves and the 'Rissaga' phenomenon. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **117**, 553-570.
- Monserrat, S., I. Vilibic, and A.B. Rabinovich. 2006. Meteotsunamis: Atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **6**, 1035-1051.
- Murray, M.T. 1964. A general method for the analysis of hourly heights of the tide. *Int. Hydrogr. Rev.*, **41**(2), 91-101.
- Murty, T.S. 1984. Storm Surges-Meteorological Ocean Tides. *Can. Bull. Fish. Aquat. Sci.*, No. 212, 897 p.
- Proudman, J. 1929. The Effects on the Sea of Changes in Atmospheric Pressure. *Geophys. Suppl. Mon. Notices R. Astr. Soc.*, **2**(4), 197-209.
- Proudman, J. 1953. *Dynamical Oceanography*. Methuen, London. 409 p.
- Rabinovich, A.B. and S. Monserrat. 1996. Meteorological Tsunami near the Balearic and Kuril Islands: Descriptive and statistical analysis. *Nat. Hazards*, **13**, 55-90.
- Rabinovich, A.B. and S. Monserrat. 1998. Generation of meteorological tsunami (Large amplitude seiches) near the Balearic and Kuril Islands. *Nat. Hazards*, **18**, 27-55.
- Vilibic, I. and H. Mihanovic. 2003. A study of resonant oscillations in the Split harbor (Adriatic Sea). *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **56**, 861-867.
- Vilibic, I., N. Domijan, and S. Cupic. 2005. Wind versus air pressure seiche triggering in the Middle Adriatic coastal waters. *J. Mar. Syst.*, **67**, 189-200.
- Vilibic, I., N. Domijan, M. Orlic, N. Leder, and M. Pasarić. 2004. Resonant coupling of a traveling air pressure disturbance with the east Adriatic coastal waters. *J. Geophys. Res.*, **109**, C10001.

Received Dec. 3, 2008

Accepted Dec. 11, 2008