

강수의 중수소과잉값에 영향을 주는 요인들 Factors affecting deuterium-excess values of precipitation

이광식* · 박원배** · 이대하*** · 고동찬***

*한국기초과학지원연구원 · **제주발전연구원 · ***한국지질자원연구원 환경지질연구부

e-mail : kslee@kbsi.re.kr

요약문

강수의 중수소과잉값(d-값)은 바다와 대기와의 접촉 과정에 의하여 일차적으로 지배되지만 빗방울의 부분증발, 응축온도의 변화 또는 d-값이 다른 수증기와의 혼합에 의하여 이차적으로 변화될 수 있다. 이 연구에서는 동북아시아 강수의 d-값 변화에 영향을 미치는 요인들에 대하여 논의하였다. 아울러 제주도 한라산에 내리는 강수의 d-값이 고도가 높아짐에 따라 커지는 원인에 대하여 검토하였다.

주요어: 강수의 중수소과잉값, 응축온도, 제주도 한라산, 동북아시아 강수

1. 서 언

Dansgaard (1964)에 의하여 처음으로 정의된 중수소과잉값(deuterium-excess value)은 증발이 일어나는 곳에서 대기의 상대습도에 의하여 일차적으로 지배를 받지만 응축작용이 일어날 때는 변화가 일어나지 않는 것으로 알려져 왔다(Craig and Gordon, 1965; Gat and Cami, 1970). 중수소과잉값은 강수의 산소와 수소 동위원소 조성이 증발현상에 의하여 분별되지 않는다는 가정 하에서 방정식 $\delta D = 8\delta^{18}O + d$ 의 기울기를 8로 고정시킬 때 계산되어지는 Y절편에 해당된다. 최근 이광식 외 (2002)의 연구에 의하면 제주도 한라산 남북측 사면에서 채취한 강수에서 고도가 높아지면서 d-값이 증가하는 현상이 관찰되었다. 이 연구에서는 이러한 현상이 일어나는 원인을 검토하였고 동북아시아 강수의 d-값에 영향을 주는 일반적인 요인들에 대하여 논의하였다.

호수나 강과 같은 수계에서 증발이 일어나면 동위원소 분별이 일어나서 물 속에 ^{18}O 와 2H 가 농축되게 된다. 자연상태에서 증발이 일어날 수 있는 온도구간인 0~100°C에서 산소 동위원소 분별계수(α_{18O})는 수소 동위원소 분별계수(α_{2H})보다 크다 (Faure, 1986). 따라서 증발되고 남아있는 물에는 ^{18}O 가 2H 에 비하여 상대적으로 농축되기 때문에 기울기가 8보다 작은 직선 상에 놓이게 된다. 이러한 과정으로 만들어진 수증기의 d-값은 증발전의 물의 d-값보다 커지지만, 증발되지 않고 남아있는 물의 d-값은 증발전의 d-값보다 작아지게 된다.

지역적인 증발에 의하여 대기 중으로 돌아가는 수증기의 d-값 정보를 이용하여 수문순환 과정을 추적할 수 있다. 예로서 강수와 지표수의 d-값 정보를 이용하여 지역적인 증발에 의하여 대기중으로 돌아가는 수증기의 상대적인 양을 추정 할 수 있다. 남미 아마존 유역에서는 이러한 방법을 이용하여 아마존 유역에 내리는 강수의 20-40%가 아마존 유역의 호수 표면에서 증발되어 만들어진 것이 밝혀졌다 (Gat and Matsui, 1991).

건조 및 반건조지역에서 빗방울의 일부가 지상으로 내리기 전에 이차적으로 증발하게 되면 남아있는 강수 중에는 ^{18}O 와 2H 가 동위원소 평형을 이루지 못한 상태로 부화되어 d-값이 감소 되는 현상이 일어난다 (Ehhalt et al., 1963). 지상에 내린 빗물이 지표면에서 증발이 일어날 때는

d-값이 작아지지만, 식물활동에 의한 증발산작용에 의해서는 동위원소 조성에 분별이 일어나지 않는 것으로 밝혀졌다 (White, 1988; Flanagan et al., 1991).

2. 동북아시아 강수의 중수소과잉값의 변화

동북아시아 강수에서 d-값이 계절변화를 보이는 것은 일본 Tokyo에 내린 강수에서 Dansgaard (1964)에 의하여 처음 보고되었고, Waseda and Nakai (1983)에 의하여 일본의 다른 지역 강수에서 확인된바 있다. 우리나라에서는 김규한과 中井信之 (1988)가 1981년 6월에서 1982년 5월에 서울에 1년 동안 내린 강수의 d-값이 3~9월에 작고 10~2월에 큰 것을 보고하였다. 대전 강수에서 이러한 d-값의 계절 변화가 보고되었으며(이광식과 장병욱, 1994), 포항 IAEA/WMO 강수 자료에서도 확인된 바 있다(이광식과 정재일, 1997). 또한 해양성 기후의 특징을 보이는 제주도에서 이러한 계절 변화가 더욱 뚜렷해지는 현상이 보고된 바 있다(이광식 외, 1997; Lee et al., 1999).

동북아시아의 IAEA/WMO (International Atomic Energy Agency/World Meteorological Organization) 강수 채수 지점의 동위원소 자료를 통계분석하여 보면 동북아시아의 많은 지점에서 강수의 중수소과잉값(d-값)이 계절 변화를 뚜렷이 보여주고 있다 (Araguás-Aaraguás, 1998; 이광식 외, 2001). d-값의 계절변화는 해양과 가까운 한국의 포항과 일본의 Tokyo와 Ryori에서 매우 뚜렷하다. 이러한 d-값의 계절 변화는 강수를 내리는 기단의 수증기의 기원이 계절에 따라 다르기 때문에 나타나는 현상이다. 즉 한반도와 일본열도에 내리는 여름 강수는 천천히 증발되어 만들어진 고온 다습한 북태평양 기단의 특징을 반영하는 것이다. 반면에 겨울 강수는 한랭 건조한 시베리아 기단이 남동진하다가 한반도 근해인 황해와 동해에서 해수와 기단의 온도 차이에서 오는 급격한 증발에 의하여 만들어진 수증기가 한반도와 일본열도에 상륙하여 강수로 내리기 때문에 d-값이 큰 것이다(Waseda and Nakai, 1983; 이광식 외, 1997; Lee et al., 1999). 이러한 동북아시아 강수의 동위원소 특징들은 여름 강수와 겨울 강수가 지하수로 함양되는 상대적인 비율을 연구하는데 중요한 도구로 이용될 수 있다. Lee et al. (1999)은 이러한 기법을 제주도에 처음으로 적용하였는데 앞으로 한반도 내륙지방에서 적용이 필요하다.

1996년 12월 4-5일 제주에 내린 강수의 d-값은 +40.6‰으로 매우 높다. 이렇게 높은 d-값을 보이는 강수가 어디서 유래하였는지는 알아보기 위하여 air parcel trajectory 분석을 실시하였다. 분석 결과 강수를 일으킨 기단이 내몽고 바이칼호 부근에서 유래하였으며 제주도에 도착하기 전에 황해를 통과하였음을 알 수 있다(그림 1a). 일반적으로 건조한 기단이 상대적으로 온도가 높은 수면 위를 통과하게되면 급격한 증발에 의하여 기단내의 수증기량이 증가하게 된다. 황해를 통과하기 전의 precipitable water의 양은 약 4 kgm²인데 황해를 통과하여 제주도에 도착할 즈음에는 이보다 약 3배나 증가된 12 kgm²로 급격한 증발이 일어났음을 알 수 있다 (그림 1b). 이러한 점은 제주도 겨울 강수의 수증기가 제주도 주변 황해바다에서 유래하고 있음을 보여주는 것이다.

3. 제주도 강수의 중수소과잉값에 영향을 주는 요인

이광식 외 (2002)의 자료에 의하면 제주도 남북측 사면 8지점의 채수기에서 모아진 월강수에서 d-값이 계절 변화를 보였다. 그러나 같은 달에 채수한 시료들은 8지점 모두에서 d-값이 크게 차이가 나지 않는다. 이는 응축작용이 일어나는 동안에 d-값이 크게 변화되지 않음을 의미하지만 자료를 자세히 보면 저지대에서 고지대로 올라가면서 d-값의 증가가 있음이 관찰된다. 이러한 현상은 북측사면보다 남측사면에서 더 잘 관찰된다. 2월과 11월 강수의 d-값 증가는 매우 뚜렷하기 때문에 겨울철 강수의 경우 고도가 높아지면서 d-값이 증가하는 현상이 제주도에서 관

찰된다고 할 수 있다.

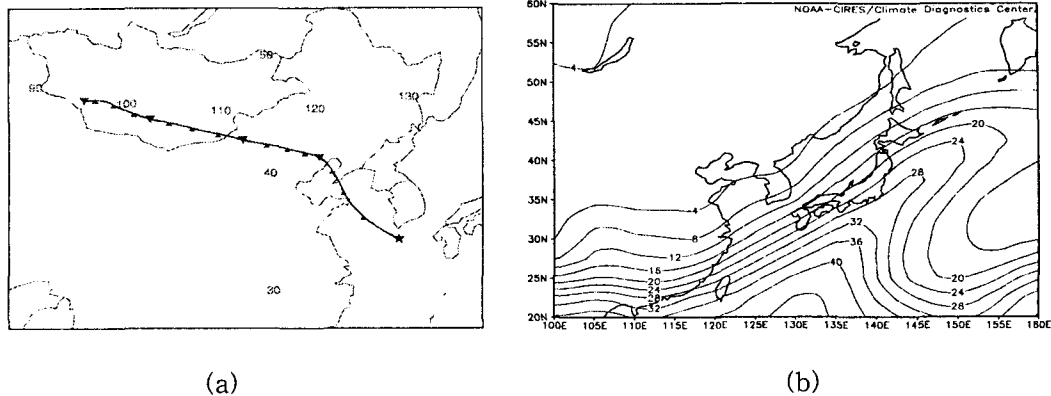


Figure 1. Illustration of air parcel movement and air mass moisture changes for winter air masses: (a) Air parcel back trajectory for 96 hours leading up to 5 December 1996 and (b) precipitable water (kg m^{-2}) for 5 December 1996.

강우 중에 빗방울의 부분증발에 의하여 d-값이 증가하는 현상이 건조 및 반건조 지역에서 관찰되고 있지만 제주도과 같은 온대지역에서는 일어나기 힘든 현상이다. 따라서 제주도 한라산에서 고도가 높아지면서 관찰되는 d-값의 변화는 다음과 같은 요인에 의하여 일어나는 것이라 해석된다. 우선 한라산의 지형조건 때문에 저지대와 고지대의 응축온도가 차이가 나서 산소 동위원소 분별계수(α_{18O})와 수소 동위원소 분별계수(α_{2H}) 값이 달라지기 때문에 고지대에서 d-값이 커진 것을 고려할 수 있다 (Faure, 1986). 2000년 11월에 한라산 남측 사면에서 채취한 강수의 경우 90m 고도에서는 d-값이 13.8‰이고 750m에서는 21.2‰로 두 지점에서 7.4‰ 차이가 난다. 두 지점의 월평균 지표면온도는 14.7℃와 6.7℃로 8℃ 차이가 난다. 응축온도도 8℃ 차이가 난다고 가정할 때 8℃ 응축온도 변화에 의하여 d-값이 변화될 수 있는 정도를 계산해 보면 약 4‰이다. 따라서 응축온도의 변화에 의한 d-값의 변화만으로는 두 지점 강수에서 차이가 나는 d-값의 차이를 약 50% 밖에 설명할 수 없다. 따라서 다른 기작에 의하여 d-값에 차이가 더 커진 것을 고려해야 한다. 이러한 원인으로서는 제주도 인근에서 유래하여 d-값이 부화된 수증기가 한라산 고지대에 존재하다가 저지대에 비를 내리는 d-값이 상대적으로 적은 기단과 혼합되어 d-값을 증가시키는 현상도 동반되어 일어나는 것으로 판단된다. 2001년 2월 강우의 경우에도 위와 유사한 경향을 보인다. 그러나 여름철 강수에서는 d-값의 변화가 응축온도의 변화만으로도 설명이 된다.

현재까지의 연구에 의하면 북태평양에서 유래하는 기단에서 만들어진 강수는 d-값은 약 10‰ 부근이지만 제주도와 가까운 동해와 서해에서 급격한 증발로 만들어진 수증기로부터 유래하는 강수의 d-값은 15‰ 이상이다(이광식 외, 1997; Lee et al., 1999). 이와 같이 수증기의 기원이 서로 달라 d-값에 차이가 있는 두 가지 이상의 수증기가 겨울철에 한라산의 고지대와 저지대에서 서로 다른 비율로 영향을 주면서 응축작용이 일어난다면 한라산의 고도에 따라서 d-값이 달라질 수 있다. 그러나 이에 대해서는 관련 고층 기상 자료를 가지고 심도 있는 연구를 해야 확인이 되기 때문에 이에 대해서는 추가적인 연구가 요구된다.

사사

이 연구는 21세기 프론티어연구개발사업인 수자원의 지속적 확보기술개발사업단의 연구비지원(과제번호: 3-2-1)에 의해 수행되었다.

참고문헌

- 김규환, 中井信之, 1988, 남한의 지하수 및 강수의 안정동위원소 조성. 지질학회지, 24, 39-46.
- 이광식, 고동찬, 이대하, 박원배, 2002, 제주도 강수의 동위원소 조성의 시공간적 분포 : 지하수 함양에의 응용. 지질학회지, 38, .
- 이광식, 우남칠, 김강주, 2001, 동북아시아 강수의 안정동위원소 조성에 영향을 주는 요인들. 지질학회지, 37, 183-192.
- 이광식, 이인성, 최만식, 박은주, 1997, 제주도 강수의 환경 동위원소 연구. 지질학회지, 33, 139-147.
- 이광식, 장병욱, 1994, 우리나라 대전과 서울 지역 강수의 안정동위원소 성분. 지질학회지, 30, 475-481.
- 이광식, 정재일, 1997, 포항 강수의 안정 동위원소 조성 변화. 자원환경지질, 30, 321-325.
- Araguás-Aaraguás, L., Froehlich, K., Rozanski, K., 1998, Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. J. Geophys. Res., 103, 28721-28742.
- Clark, I.D. and Fritz, P., 1997, Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publishers, New York, 328 p.
- Craig, H. and Gordon, L., 1965, Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere, In: Tongiorgi, E. (ed.), Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures. Lab. Div. Geologia Nucleare, Pisa, 9-130.
- Dansgaard, W., 1964, Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16, 436-468.
- Ehhalt, D., Knott, K., Nagel, J.F. and Vogel, J.C., 1963, Deuterium and oxygen-18 in rain water. Journal of Geophysical Research, 68, 3775-3780.
- Faure, G., 1986, Principles of Isotope Geology, 2nd ed. Wiley, New York, 589 p.
- Flanagan, L.B., Comstock, J.P., Ehleringer, J.T., 1991, Comparison of modeled and observed environmental influences on the stable oxygen and hydrogen isotope composition of leaf water in *Phaseolus vulgaris* L. Plant Physiology 96, 588-596.
- Gat, J.R. and Carmi, I., 1970, Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. J. Hydrol., 16, 177-212.
- Gat, J.R. and Matsui, E., 1991, Atmospheric water balance in the Amazon basin: an isotopic evapotranspiration model, J. Geophys. Res., 96, 13179-13188.
- Lee, K.S., Wenner, D.B. and Lee, I., 1999, Using H- and O-isotopic data for estimating the relative contributions of rainy and dry season precipitation to groundwater: example from Cheju Island, Korea. J. Hydrol., 222, 65-74.
- Waseda, A. and Nakai, N., 1983, Isotopic compositions of meteoric and surface waters in Central and Northeast Japan. Geochemistry (Japan), 17, 83-91 (Japanese with English abstract).
- White, J.W.C., 1988, Stable hydrogen isotope ratios in plants: a review of current theory and some potential applications. In: Rundel, P.W., Ehleringer, J.R., Nagy, K.A. (Eds.). Stable Isotopes in Ecological Research. Springer, Berlin, pp. 142-162.