

YAĞIŞ

Bölüm VII

Çok soğuk havada kar yağar mı?

Birçok kişinin hava “hiç kar yağmayacak kadar soğuk” ifadesine inanmasına karşın, hava kar yağmayacak kadar asla aşırı soğuk olmaz.

Daha soğuk havanın daha sıcak hava kadar su buharı tutamayacağı doğrudur fakat havanın nasıl soğuduğu problem değildir, hava kar tutabilecek kadar su buharını her zaman içerir.

Örneğin Wyoning Fart Yellowstone’da maksimum hava sıcaklığı -28°C ’e ulaştığında 2 Şubat 1899 da 7.6 cm kar yağmıştır. Hava -47°C (53°F) kadar düşük sıcaklıkta iken küçük buz kristallerinin yağdığı gözlenmiştir.

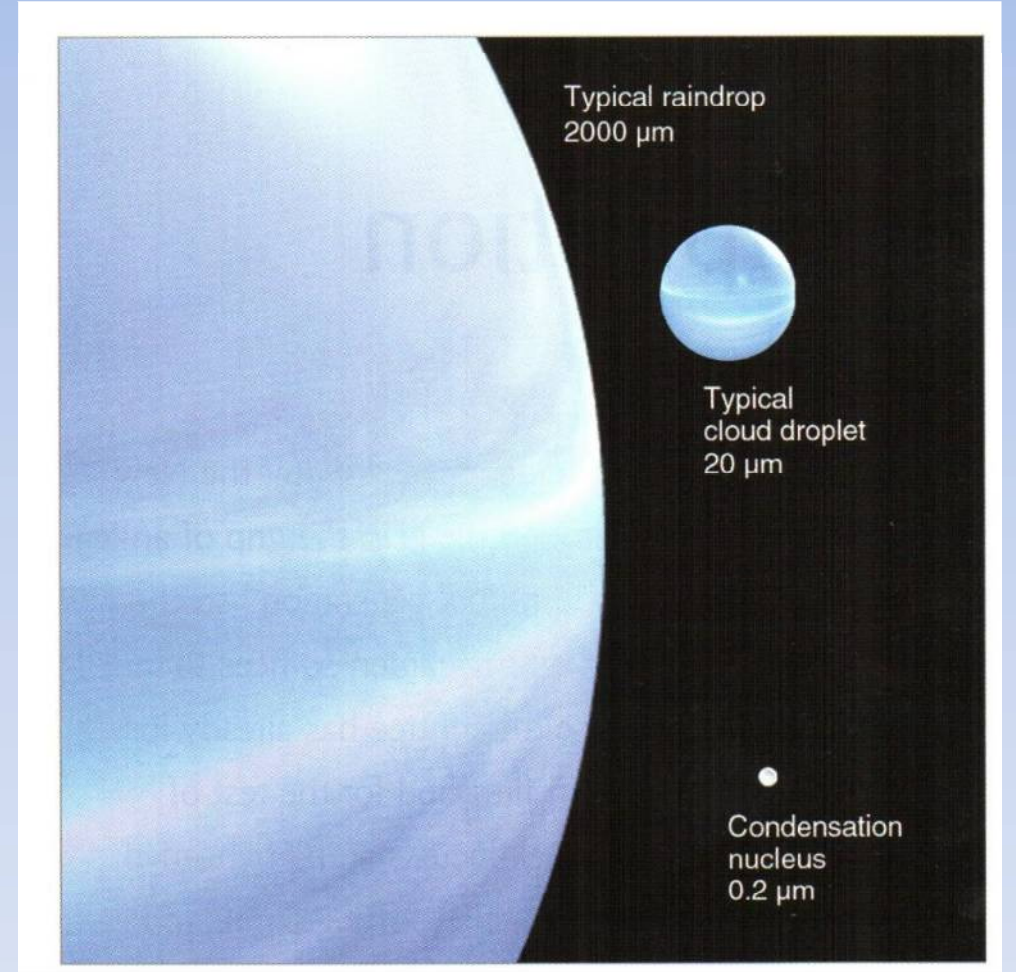
Genellikle ekstrem derece soğuk hava ile “kar yağmaz” sonucunu birleştiririz çünkü en soğuk kış havaları, normalde çok az bulut görülen yüksek basınç alanlarının hakim olduğu açık, durgun gecelerde meydana gelir.

Yağış süreçleri

- Hepimizin bildiği gibi bulutlu havalar mutlaka yağmur veya kar yağacağı anlamına gelmez.
- Gerçekte bulutlar uzun günler kalabilir ve asla yağış üretmeyebilir.
- Bulut damlacıklarını incelenirse;

Bulut damlacıklarının oluşumu

Şekil 7.1 de tipik bir bulut damlacığının tipik bir yağmur damlasından 100 kat daha küçük olduğuna dikkat çekilmiştir. Şayet bir bulut damlacığı etrafıyla dengede ise damlacığın hacmi değişmez çünkü damlacık üzerinde yoğunlaşan su molekülleri, damlacıktan buharlaşan moleküllerle kesinkes dengelenecektir. Şayet damlacık dengede değil ise yoğunlaşma veya buharlaşmanın hakim olmasına göre ya büyüyecek veya küçülecektir.



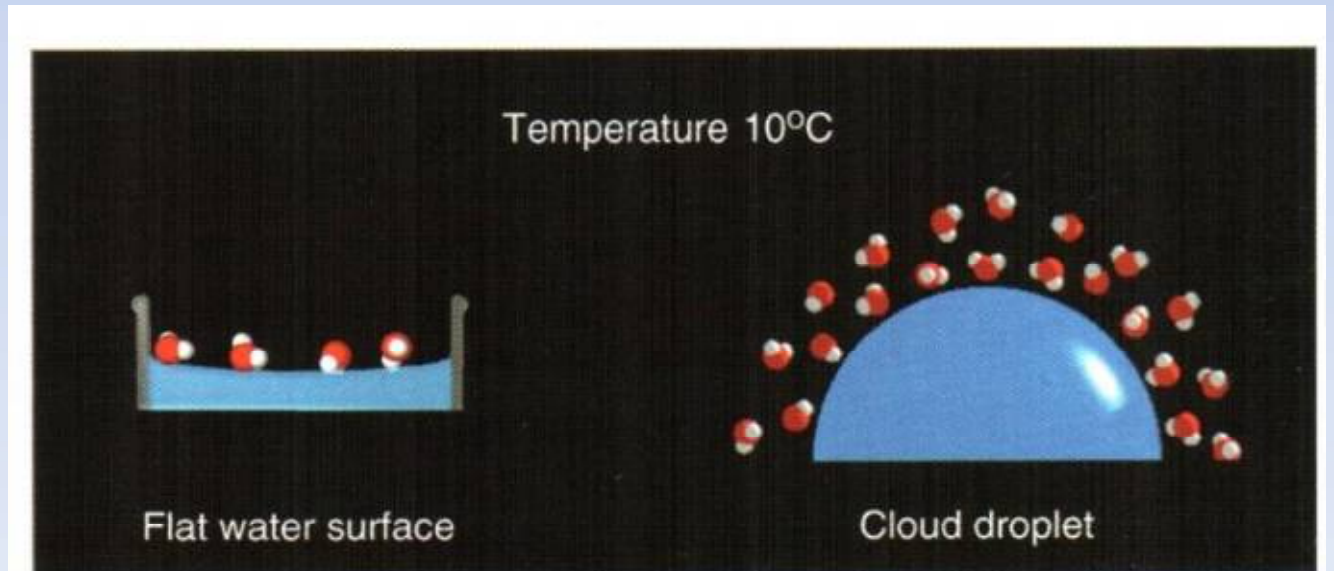
Bir bulut damlacığının çevresiyle dengede olduğunu düşünürsek.

Damlacığın etrafındaki toplam su buharı molekülü sayısı hemen hemen sabittir ve bu durum damlacığın **doygun buhar basıncını** tanımlar.

Damlacık dengede olduğundan dolayı, bu doygun buhar basıncına **denge buhar basıncı** da denir.

Şekil 7.2 her ikisi de dengede olan bir bulut damlacığını ve düz bir su yüzeyini göstermektedir.

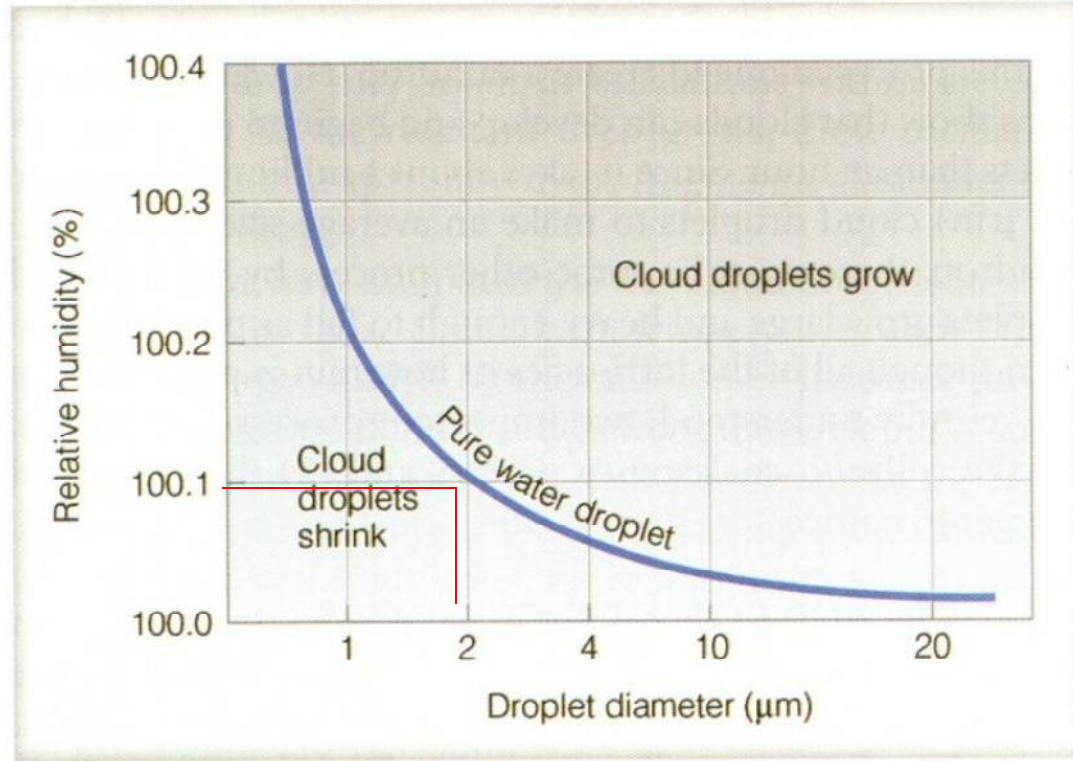
Damlacığın etrafını daha fazla buhar molekülü sardığı için buhar basıncıyla daha büyük bir dengeye sahiptir. Bu nedenle su molekülleri eğri şeklindeki su yüzeylerine (konveks) daha az kuvvetle bağlıdır; bu nedenle daha kolay şekilde buharlaşırlar.



Damlacığın dengede tutulmasında, su moleküllerinin yüzeyinden sabit şekilde buharlaşan moleküllerin yerinin doldurulabilmesi için damlacık etrafında daha fazla buhar molekülüne ihtiyaç duyulur.

Daha küçük bulut damlacıkları daha hızlı buharlaşmaya neden olan daha fazla eğriliğe sahiptirler. Bu sürecin bir sonucu olarak (eğrilik etkisi denilmektedir) daha küçük damlacıklar, kendilerinden buharlaşarak uzaklaşanı dengeleyebilmeleri için daha fazla buhar basıncına ihtiyaç duyarlar.

Bundan dolayı hava düz bir yüzeye göre doygun olduğunda, eğrisel saf su parçasına göre doymamıştır ve damlacık buharlaşır. Buna göre, küçük buhar damlacıklarının etraftaki havayla dengede tutulabilmesi için nispi nem %100'den daha büyük olmalıdır. Daha küçük damlacık demek daha büyük eğrilik demektir ve damlacığın dengede tutulabilmesi için daha yüksek süper doygunluğa (saturasyon) ihtiyaç duyulacak demektir.



Şekil 7.3 saf suyun eğrilik etkisini göstermektedir. Koyu mavi çizgi herhangi bir çapta kendi çevresiyle dengedeki bir damlacığın korunabilmesi için gerek duyulan nispi nemi vermektedir. **Damlacık büyüklüğü 2μ 'dan daha küçük olduğunda damlacığın yok olmaması için nispi nem (düz bir yüzeye göre ölçülmüş), %100.1 in üzerinde olmalıdır.** Damlacık büyüdükçe eğrilik etkisi azalmaktadır. 20μ dan daha büyük çaplı damlacıklar için eğrilik etkisi öyle küçüktür ki sanki damlacık yüzeyi düzmüş gibi davranır.

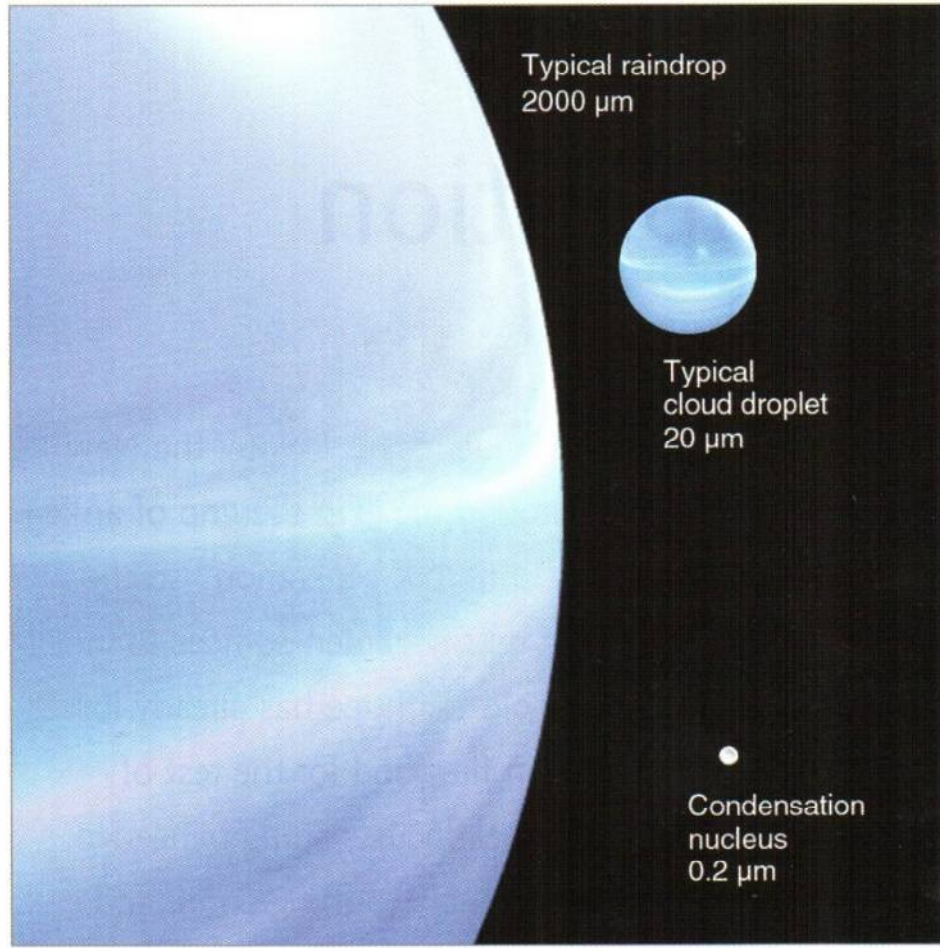
yoğunlaşma çekirdeklerin çoğu higroskopik olduğu için (bu çekirdekler su buharına düşkündür) bağıl nem %100'ün oldukça altında olduğu zamanda böyle partiküller üzerinde yoğunlaşma başlayabilir. Örneğin yoğunlaşma higroskopik tuz partikülleri üzerinde başladığında, çözülürler ve bir çözelti oluştururlar. Çözeltideki tuz iyonları su molekülleri ile sıkı şekilde bağlı olduklarından dolayı **su moleküllerinin buharlaşması daha zordur**. Bu durum çözelti etkisi olarak bilinen bir etki olup denge buhar basıncını düşürür. Çözelti etkisi nedeniyle, çözünebilir madde bir kere damlacığın kafes yapısındaki bir molekülün yerini alırsa, damlacığın etrafındaki denge buhar basıncı düşer.

Çözelti etkisinin bir sonucu olarak, **tuz içeren bir damlacık atmosferik nispi nem %100'den çok daha alçakta olduğunda etrafıyla dengede olabilir**. Havanın nispi nemi artarsa, su buharı molekülleri birbirlerini daha hızlı oranda çekecekler ve damlacık boyutça büyüyecektir. Çeşitli boyutlarda yoğunlaşma çekirdeklerini nemli fakat doymamış havaya verdiğimizizi düşünürsek, Hava soğudukça nispi nem artar. Nispi nem %78 değerine ulaştığında çekirdeklerin birçoğu üzerinde yoğunlaşma meydana gelir. Hava daha da soğudukça **en fazla tuz içeren damlacıkların en büyük boyuta ulaşmasıyla birlikte** nispi nem artar. Daha küçük çekirdekler eğrilik etkisiyle daha çok etkilendiklerinden dolayı, **yalnızca daha iri çekirdekler bulut damlacıklarına dönüşebilirler**.

Yüksek konsantrasyonlarda yoğunlaşma çekirdeklerinin bulunduğu kara kütleleri üzerinde, 1cm^3 de yüzlerce damlacık bulunabilir ve bunların tümü elverişli su buharı kaynağı için rekabet ederler.

Çekirdek konsantrasyonlarının daha az olduğu **okyanuslar üzerinde**, 1cm^3 de daha az damlacık bulunur (Tipik olarak 100'den daha az) fakat bu **damlacıklar daha büyüktür**.

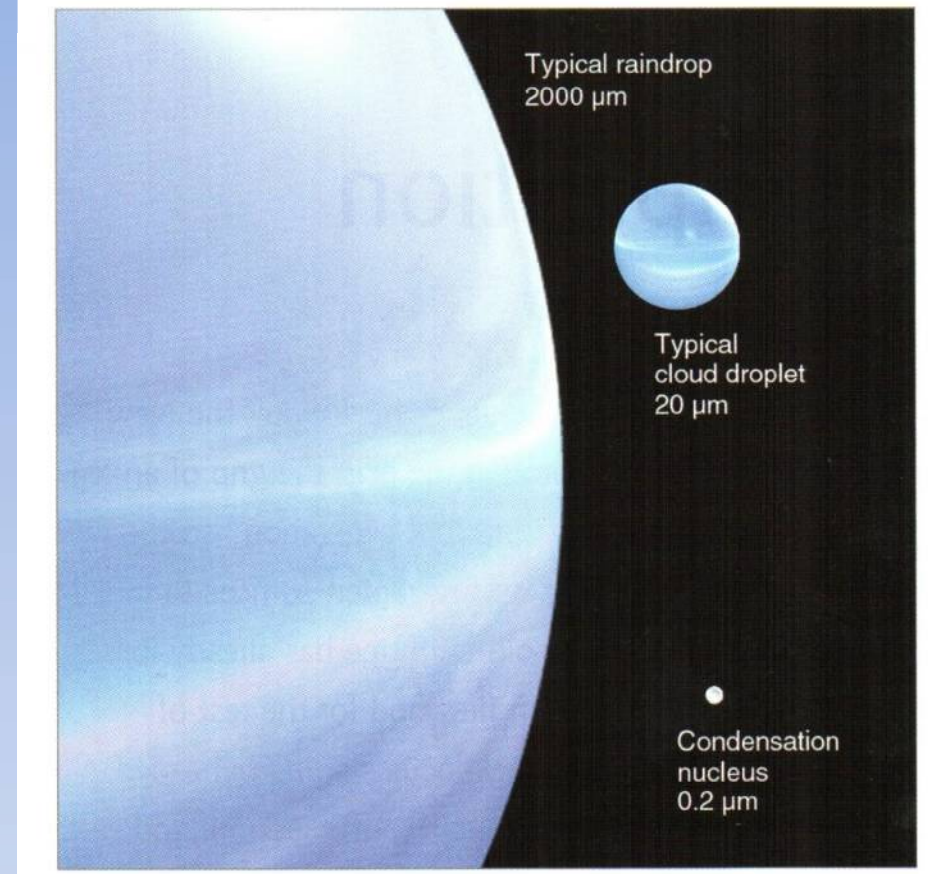
Buna göre karalar üzerinde oluşmuş bulutlarda daha çok bulut damlacıkları, okyanuslar üzerinde oluşmuş bulutlarda ise daha az fakat daha büyük bulut damlacıkları bulma eğilimi vardır.



Yağmur olarak düşemeyecek kadar çok küçük çok sayıda damlacıktan oluşmuş bir bulut düşünelim. **Bu minik damlacıkların kendilerini havada asılı tutabilmeleri için yukarı doğru hafifçe hava akımına ihtiyaç duyarlar.** Aşağı doğru yavaşça inen damlacıklar bulut altındaki daha kuru havada buharlaşırlar. Kendi başına yoğunlaşma süreci, yağmur üretemeyecek kadar tamamen yavaştır. İdeal şartlar altında bile, **bir yağmur damlası oluşabilmesi için bu süreç tek başına birkaç gün alır.**

Buna karşın 1saatten daha az süre içerisinde bulutların gelişebildiğı ve yağmur üretmeye başladığını yapılan gözlemler göstermektedir.

Ortalama bir büyüklükte (2000 μ) yağmur damlası için ortalama çapta (20 μ) bulut damlacığından yaklaşık 1 milyon adet kullanılmasından dolayı bulut damlacıklarını büyüten ve yağış şeklinde düşecek kadar ağırlaştıran bazı diğer süreçler bulunmalıdır.



Yağmurun nasıl üretildiğine dair tüm karmaşıklıkların tamamı ile henüz anlaşılamamasına rağmen iki önemli süreç öne çıkmaktadır :

- (1) çarpışma – birleşme süreci ve
- (2) buz – kristali (Bergeron) süreci.

HAVA GÖZLEMİ

- Bulutlar ağırdırlar, çok kolay şekilde tonlarca ağırlıkta olabilirler. İyi havalarla görülen nispeten küçük cumulus humulis bulutu bile (yaklaşık 1000 m yüksekliğinde ve 1000 m çapında) neredeyse **180 ton gelir**. Tabiki bu bulut yere düşmez çünkü bulut damlacıkları ve buz kristalleri öylesine küçük ve hafiftirler ki yukarı doğru en hafif bir hava akımı onları askıda tutabilir.



ÇARPIŞMA VE BİRLEŞME SÜRECİ

Tepesi -15°C 'den daha sıcak bulutlarda çarpışma-birleşme süreci yağış üretilmesinde önemli bir rol oynayabilir. Bir yağmur damlası oluşturulmasında gerekli birçok sayıda çarpışmanın üretilmesi için bazı bulut damlacıkları diğerlerinden daha büyük olmalıdır.

Büyük damlalar tuz partikülleri gibi büyük yoğunlaşma çekirdekleri üzerinde oluşabilir veya damlacıkların tesadüfi çarpışması yoluyla oluşabilirler. Bilimsel çalışmalar, bulutlar ve onların daha kuru çevreleri arasında oluşan karıştırıcı türbülansların daha büyük damlacıkların üretilmesinde bir rol oynayabildiklerini ileri sürmektedir.

Bulut damlacıkları düşerken, hava düşen damlaları geciktirir.

Hava direncinin miktarı, damla çapına ve düşme hızına bağlıdır.

Daha yüksek damla hızı demek her bir saniyede damlanın daha fazla hava molekülüyle karşılaşması demektir.

Düşmekte olan damlanın hızı, hava direncinin yerçekimi ivmesine eşit olduğu ana kadar artar. Bu noktada damla düşmeye devam eder fakat nihai hız denilen sabit bir hızda düşüş gösterir.

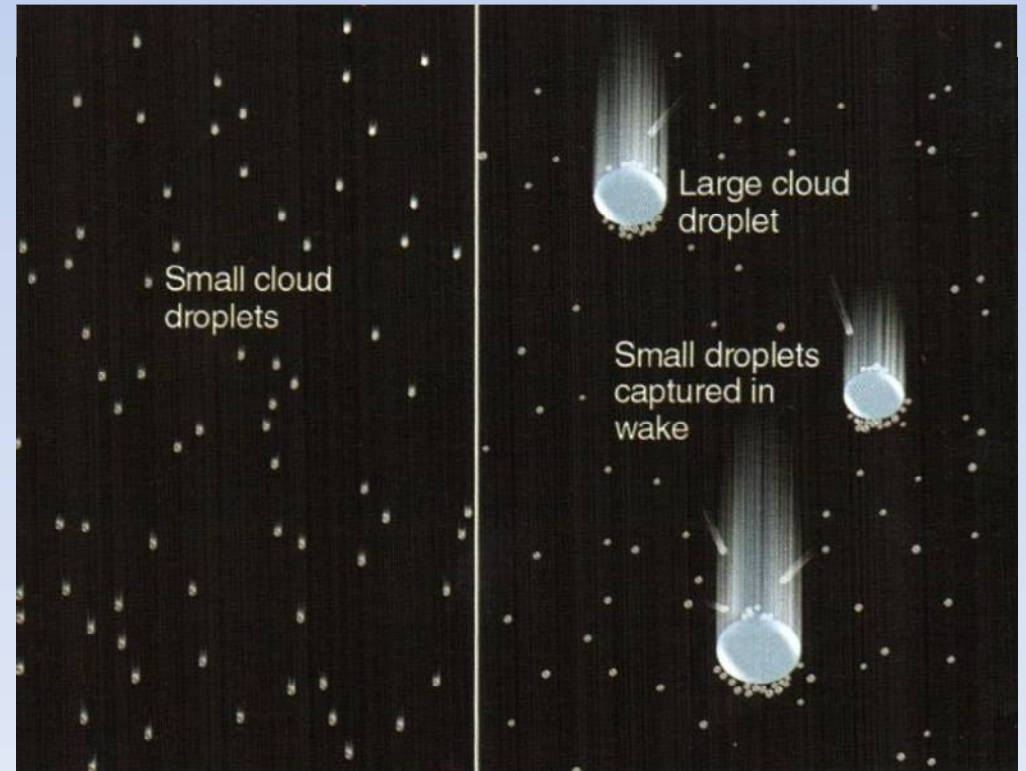
Daha büyük damlalar daha küçük bir **yüzey alanı/ağırlık** oranına sahip oldukları için, kendi nihai hızlarına ulaşmadan önce daha hızlı düşmelidirler. **Buna göre daha büyük damlalar daha küçük olanlardan daha hızlı düşerler.** (Çizelge 7.1). Sakin havada tipik bir yağmur damlasının tipik bir bulut damlacığından 600 kattan daha hızlı düştüğüne Çizelge 7.1 de dikkat ediniz.

Çizelge 7.1 Yoğunlaşma ve Yağış Sürecinde Bulunan Farklı Büyüklükte Partiküllerin Nihai Hızı

Nihai Hız			
Çap (μm)	(m/s)		Partikül tipi
0.2	0.0000001		Yoğunlaşma çekirdeği
20	0.01		Tipik bulut damlacığı
100	0.27		Büyük bulut damlacığı
200	0.70		Büyük bulut damlacığı veya çisenti damlacığı
1000	4.0		Küçük yağmur damlası
2000	6.5		Tipik yağmur damlası
5000	9.0		İri yağmur damlası

Büyük damlacıklar yolları üzerinde daha küçük damlacıkları yakalarlar ve onlarla çarpışırlar. Çarpışmayla bulut damlacıklarının bu şekildeki entegrasyonuna birleşme denir. Her zaman garanti birleşme gerçekleşmediği, bazen çarpışma esnasında damlacıkların gerçekte daha uzağa doğru sıçradığını laboratuvar çalışmaları göstermektedir.

Örneğin, küçük bir damlacığı birlikte tutan kuvvetler (yüzey tansiyonu) öyle güçlü olur ki bu damlacık bir diğer küçük damlacıkla çarpışırsa, bunların birbiriyle yapışmama şansı bulunur (Şekil 7.4).



Şayet çarpışan damlacıklar zıt elektriksel yüklere sahip iseler (böylece birbirlerini çekerler) birleşmenin arttığı görülür.

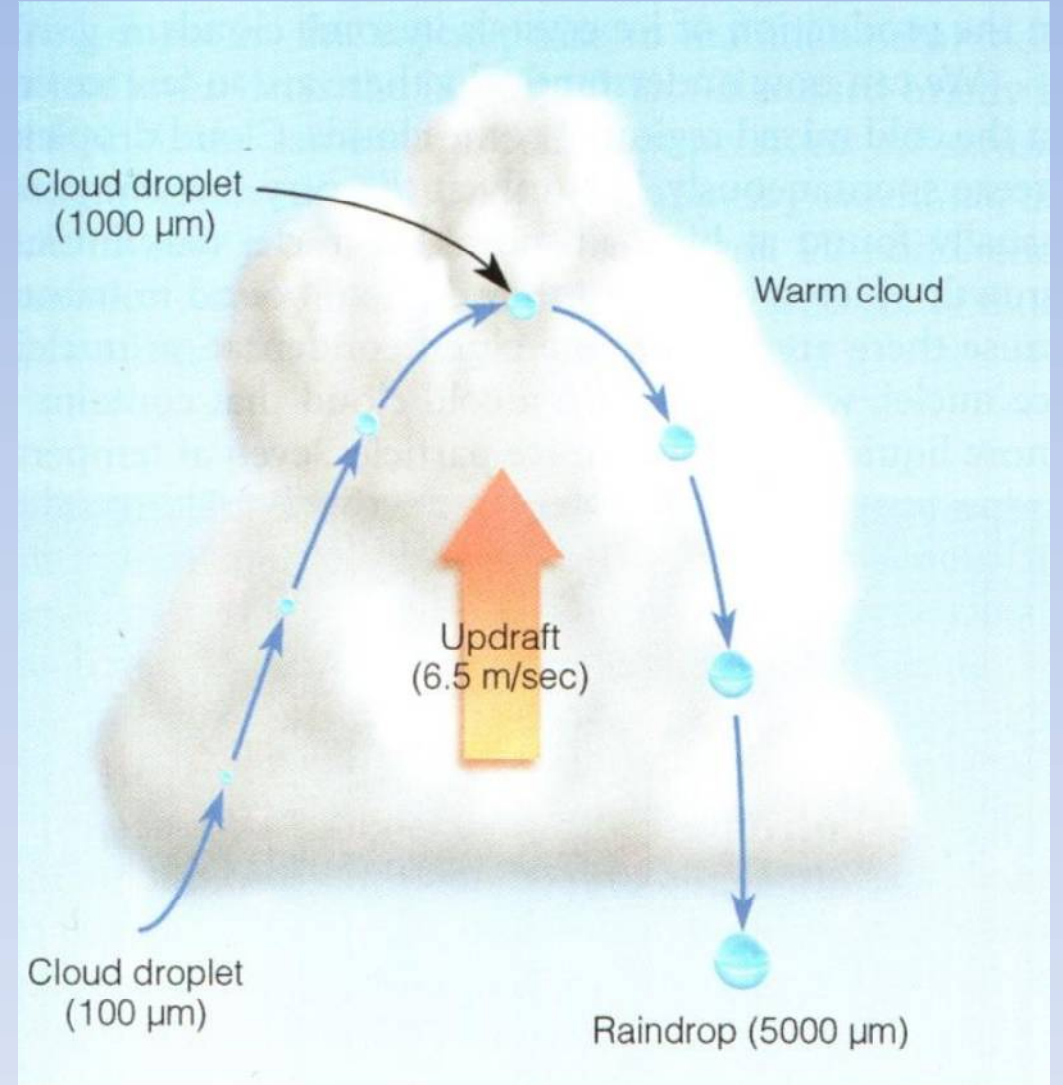
Çarpışma süreciyle gelişen bulut damlacığını etkileyen bir diğer önemli faktör ise bulut içerisinde damlacığın geçirdiği zamandır. Henüz havada düşmekte olan 200 mikronluk damlanın bir buluttaki yolculuğu **12 dakika** ve bulut kalınlığı 2500 m ise yolculuğu bir saatin üzerinde zaman alır.

Oluşmakta olan bir bulut içerisinde yükselen hava akımları, damlacıkların yere doğru düşme hızlarını yavaşlatır. Sonuç olarak, yukarı doğru kuvvetli hava akımlarıyla birlikte kalın bir bulut, damlacıkların bulutla geçirdiği süreyi maksimize eder.

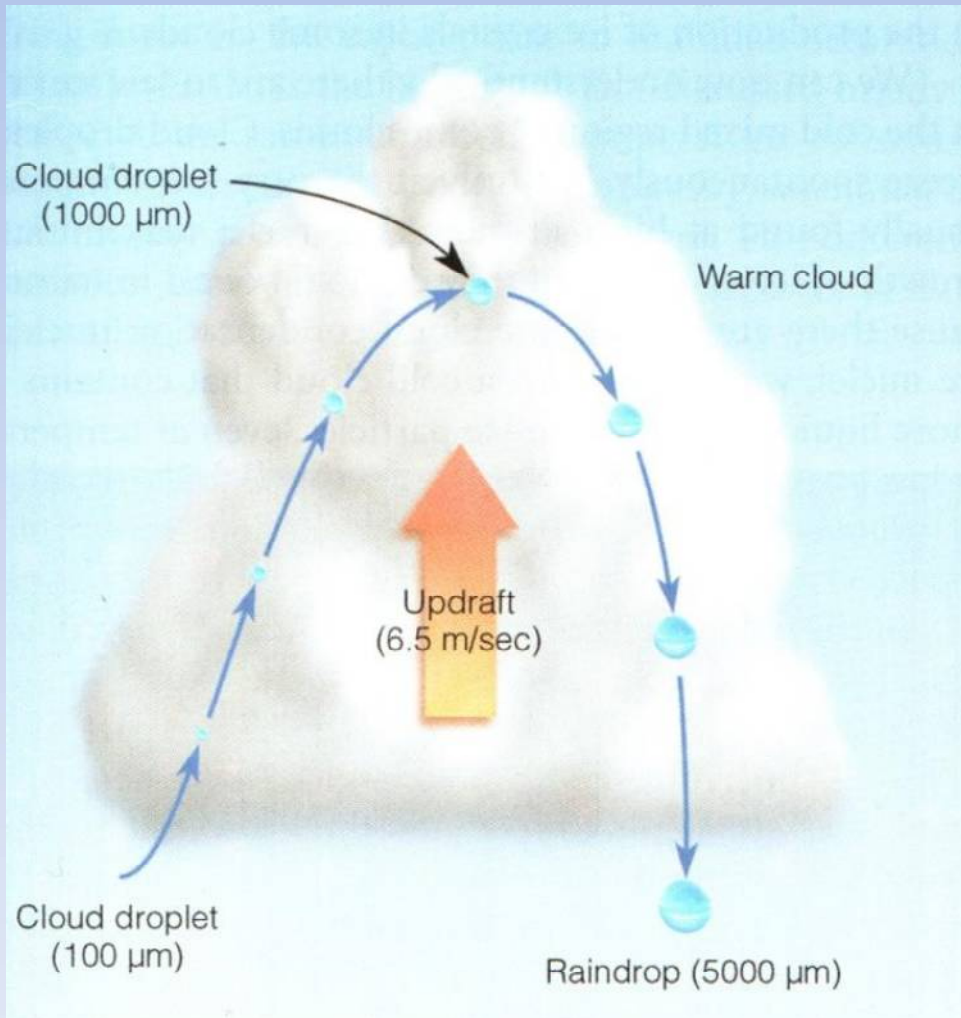
Bir zamanlar atmosfer elektriğinin yağmur üretiminde önemli bir rol aldığı düşünülürdü. Günümüzde birçok bilim adamı, bulut damlacıkları arasında bulunan elektrik yüklerindeki farklılığın aralarındaki sıçrama sağlayan çarpışmalardan kaynaklandığı kanısına varmaktadır. Gelişmekte olan nispeten daha sıcak bulutlar içerisindeki zayıf yük ayrımları ve zayıf elektrik alanlarının yağışın başlatılmasında önemli olmadığı kanısına varılmıştır. Buna karşın kuvvetli elektriksel alanlarda bulunan kuvvetle yüklü damlacıkların olduğu böylece damlacıkların gelişebileceği büyüklüğü de maksimize eder.

Sıcak bir stratus bulutu tipik olarak 500 m kalınlıktan daha küçüktür ve yukarı doğru yavaş hava akımına sahiptir (genelde 0.1 m/s den daha az). Bu şartlar altında, büyük bir damlacık nispeten kısa bir zaman için bulut içerisinde kalır ve birleşmeyle yalnızca yaklaşık 200 μ 'a kadar büyür. Şayet bulut altındaki hava nemli ise, bu damlacık yağışın en hafif şekli olan çisenti şeklinde yere ulaşabilir. Buna karşın eğer stratus bulut tabanı zeminden oldukça yüksekte ise bu damla yer yüzeyine ulaşmadan önce hatta nispi nem %90 olduğunda bile buharlaşacaktır.

Tüm düzeylerde donma noktasının üzerinde sıcaklıklara sahip olan bulutlara **sıcak bulutlar** denir. Böyle bulutlarda yağışlar, çarpışma ve birleşme süreçleriyle meydana gelir. Örneğin, çok yükseklere kadar sıcak cumulus bulutlarının geliştiği tropikal bölgelerde en az 1 m/s hızında yukarı doğru konvektif hava akımları meydana gelir (ve bazen hava akım hızı saniyede onlarca metreyi geçebilir). Şekil 7.5'deki sıcak cumulus bulutuna bakınız.



Büyüklüğü $100\ \mu$ olan bir bulut damlacığının yukarı doğru $6.5\ \text{m/s}$ hızındaki hava akımına yakalandığını farz ediniz. Damlacık yükselirken yaklaşık çapı $1000\ \mu$ 'a ulaşana kadar kendi yoluna çıkan daha küçük damlacıklar ile çarpışır ve bünyesine alır. Bu noktada, buluttaki yukarı akım damla üzerine etkiyen yerçekimi kuvvetiyle dengelenir.



Burada damla bir miktar daha büyüyene kadar askıda kalır. Damlanın düşüş hızı bulut içerisinde yukarı doğru hava akımından daha büyük olduğunda bu damla yavaşça alçalır. Damla düşerken daha büyük bulut damlacıkları yakalanır ve sonra damla daha da büyür. Bu damla bulut tabanına ulaştığı ana kadar çapı $5000\ \mu$ ($5\ \text{mm}$)'un üzerinde büyük bir yağmur damlası olacaktır. Bu ebatta yağmur damlaları daha hızlı düştükleri için yere ilk önce ulaşırlar. Bu sıcak cumulus bulutlarının içinde meydana gelen bir yağmur sağanağının başlarında tipik şekilde büyük damlalar düşer.

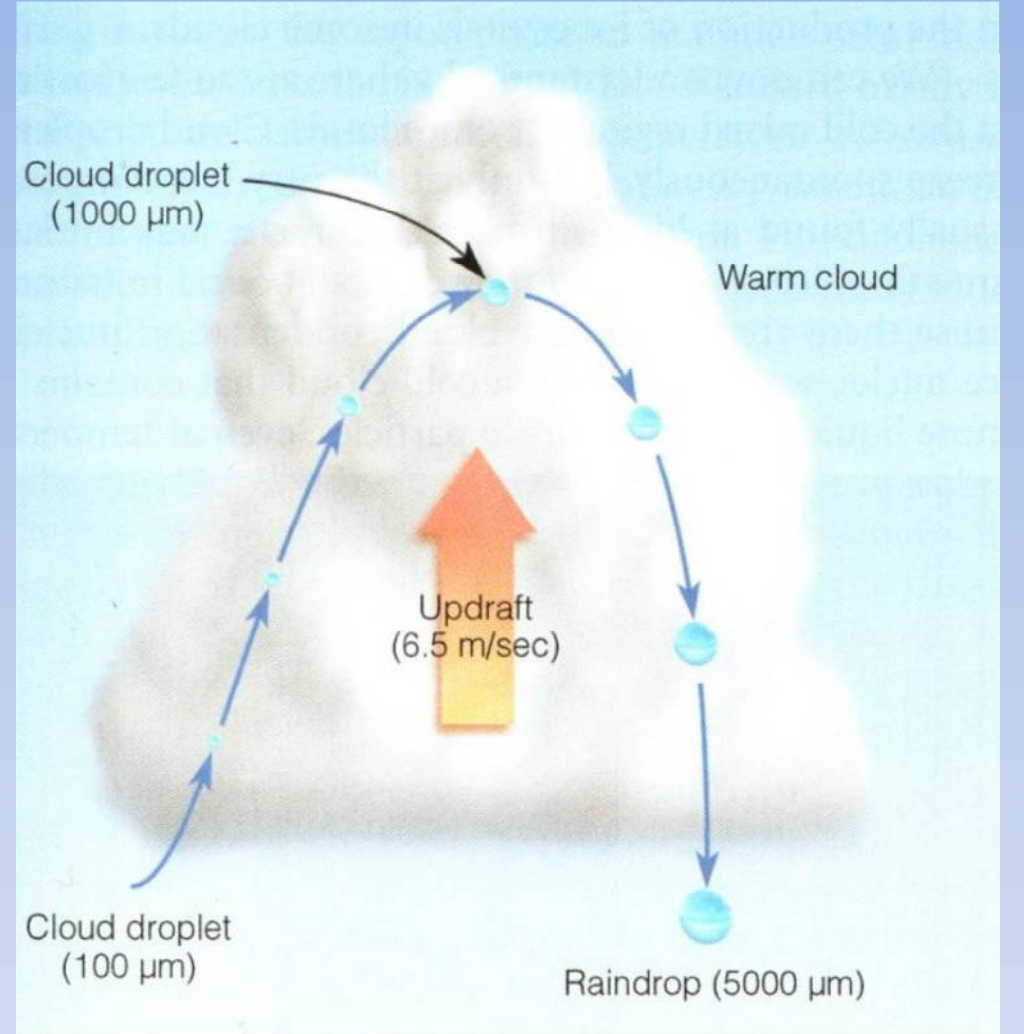
Yerküre yüzeyine ulaşan yağmur damlaları yaklaşık olarak nadiren 5 mm'den daha büyüktür. Yağmur damlaları arasındaki çarpışmalar, onları çok sayıda daha küçük damlalara parçalama eğilimi sergiler. İlaveten büyük bir damla ile çarpışan bir diğer büyük damla, birleşik damla içerisinde titreşimlere yol açabilir. Meydana gelen damla büyüdükçe bu titreşimler damlayı tümüyle kendisinden daha küçük birçok parçaya ayırabilir.

Buraya kadar sıcak bulutlar içerisinde bir yağmur damlası şeklinde düşecek kadar gelişen bulut damlaları incelendi. Sıcak bulutlardan düşen yağmura, bazen sıcak yağmur da denir. Yağmur damlalarının üretimindeki en önemli faktör, bulutun sıvı haldeki su muhtevasıdır.

Yeteri kadar su ile birlikte bir bulutta etkili diğer faktörler ise:

- Damlacık büyüklük aralığı,
- Bulut kalınlığı,
- Bulut içerisinde yukarı hava akımları,
- Damlacığın ve bulut içerisindeki elektrik alanıdır.

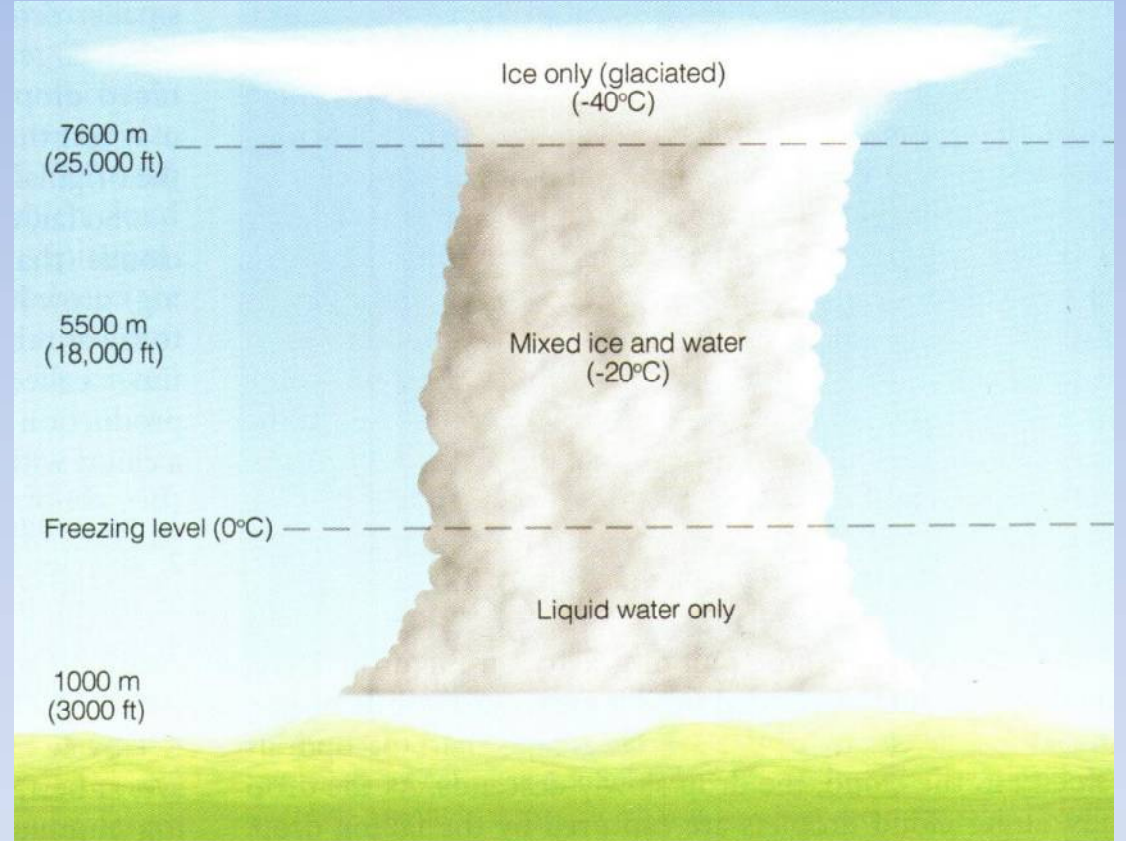
Yukarı doğru yavaş hava akımıyla birlikte nispeten ince stratus bulutları en iyi durumda yalnızca çisenti üretebilirken hızla yükselen hava akımlarının eşlik ettiği yukarı doğru uzayan cumulus bulutları ise yoğun sağanaklara sebep olabilir.



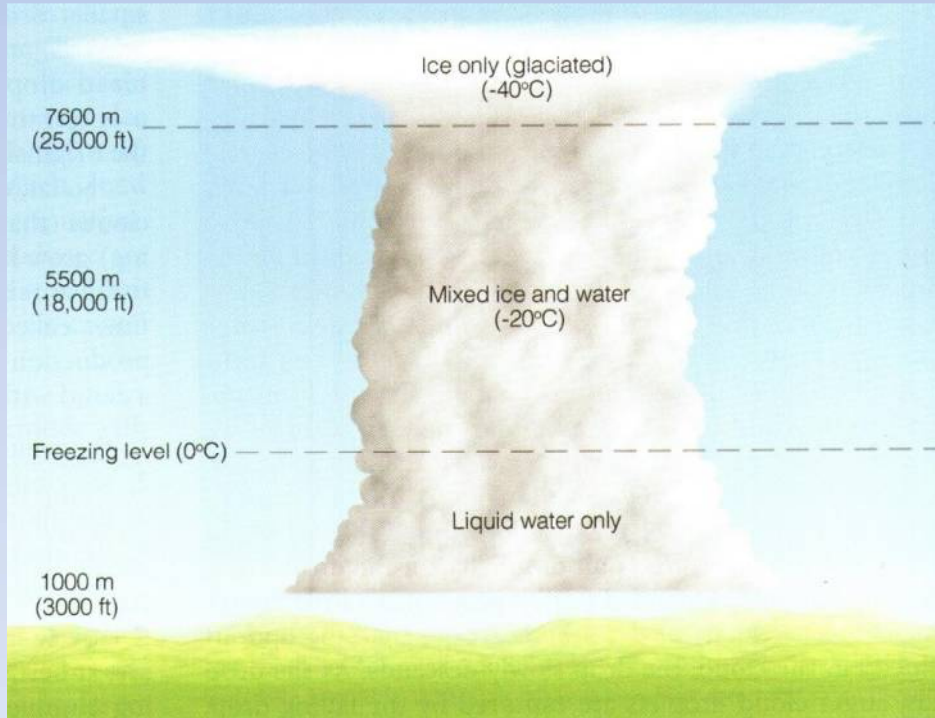
BUZ-KRİSTALİ SÜRECİ

Yağmur oluşumunun **buz-kristali süreci (veya bergeron süreci)** orta ve yüksek enlemlerde son derece önemlidir. Bu enlemlerde bulutlar hava sıcaklığının donma noktasının iyice altına düştüğü bölgelere kadar yükselirler. Böyle bulutlara **soğuk bulutlar** denir. Şekil 7.6, The Great Plains üzerinde oluşmuş tipik bir soğuk bulutu göstermektedir. Burada “soğuk” kısım 0°C eş sıcaklık eğrisinin oldukça üstündedir.

Buz kristali süreci İsveçli meteorojist Tor Bergeron’dan sonra Bergeron süreci olarak da bilinir. Bergeron esas itibarıyla tüm yağmur damlalarının buz kristali şeklinde başladığını ileri sürmüştür.



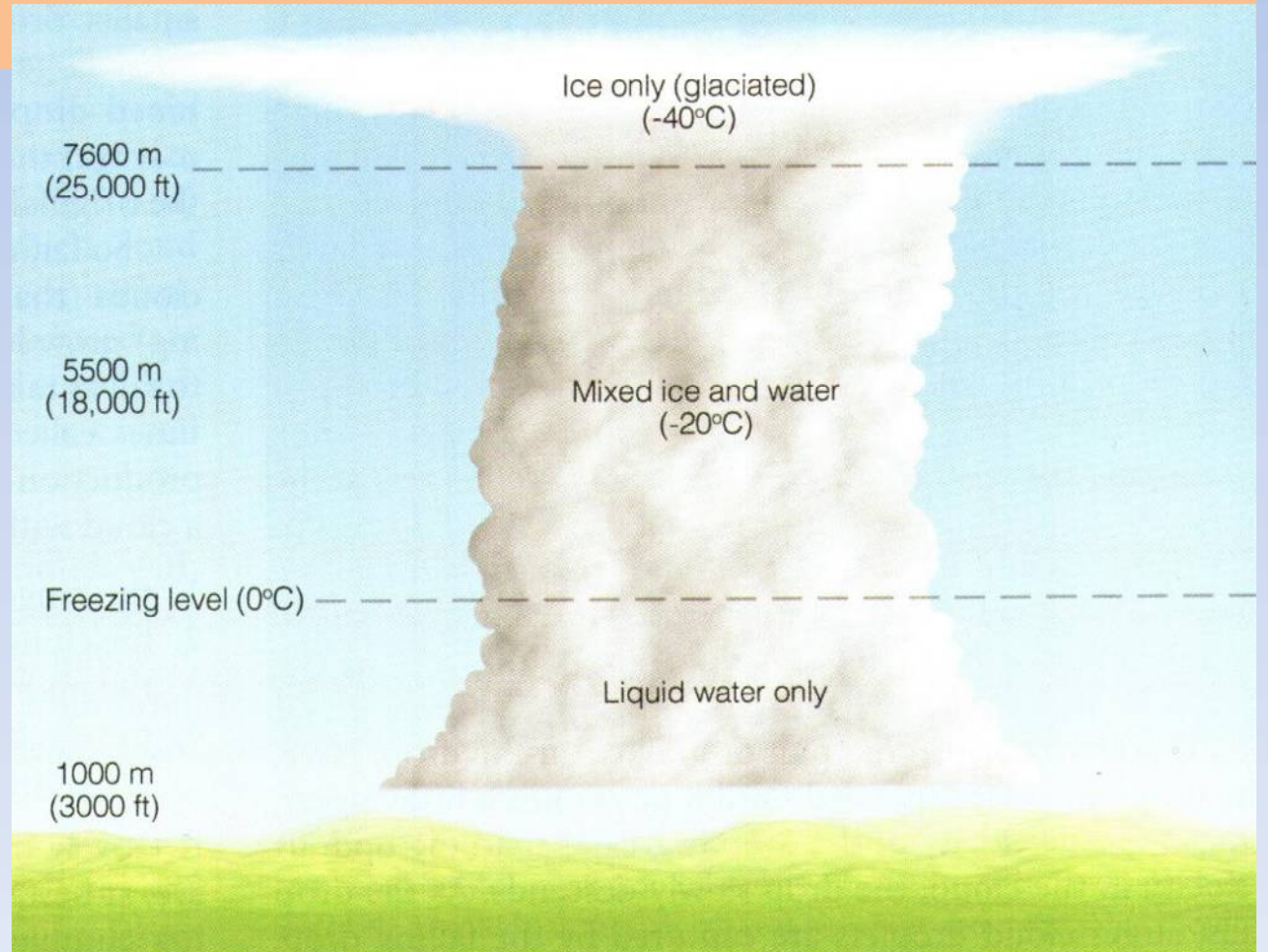
Şekil 7.6 da cumulonimbus bulutu içerisinde yukarı doğru uçan bir hayali balonu ele aldığımızı farz edelim. Buluta girerken bir önceki bölümde anlatılan süreçler yoluyla bulut damlacıklarının büyüdüğünü gözlemleriz. Beklenileceği gibi bulut tabanı 0°C den daha sıcak olduğu için burada yalnızca su damlacıkları bulunur. Şaşırtıcı şekilde 0°C izoterminin hemen üstündeki soğuk havada bulut damlacıklarının neredeyse tamamı hala sıvı sudan oluşmuştur.



Donma noktası altındaki sıcaklıklarda bulunan su damlacıklarına **süper soğumuş** denilir. Hava sıcaklığının -10°C olduğu daha yükseklerde bile her bir milyon sıvı damlacığı için yalnızca bir buz kristali bulunur. Sıcaklığın -29°C (-4°F) olduğu 5500 m civarında, buz kristalleri sayısı artar fakat hala su damlacıklarına göre sayıca üstünlüğü yoktur. Buna karşın aşağı akımlar yukarı akımlardan daha fazla buz içerdikleri için buz kristallerinin dağılımı eşit değildir.

Şekil 7.6 da görüldüğü gibi $20\ \mu$ çapından daha küçük bulut damlacıklarından çok sayıda bulunan kıta bulutları içerisinde buz kristali oluşumunun başlangıcı -9°C ve -15°C arasındaki sıcaklıklarda başlar. Daha büyük fakat daha az sayıda bulut damlacıklarının bulunduğu bulutlarda buz kristalleri -4°C ve -8°C arasındaki sıcaklıklarda oluşmaya başlar. Bu bulutların bazılarında buzlanma yüzeyden yalnızca 2500 m (8200 ft) yukarılarda olabilecek -8°C sıcaklıkta oluşabilir.

Sıcaklığın -40°C (-40°F) altına düştüğü 7600 m yüksekliğine erişildikten sonra yalnızca buz kristallerinin bulunduğu bulut bölgesine buz bölgesi denir. Sıcaklıkların donma noktasının iyice altında olduğu bulutun orta kısmında niçin birkaç buz kristali bulunur? Daha küçük saf su demek suyun donacağı sıcaklığın daha düşük olması demek olduğunu laboratuvar çalışmaları ortaya çıkarmıştır. Bulut damlacıkları çok küçük olduklarından dolayı bunları buza dönüştürebilmek için çok daha düşük sıcaklıklar gerekir (Küçük Bulut Damlacıklarının Donması kısmında daha fazla bilgi verilecektir).



Yoğunlaşma çekirdeği üzerinde sıvı bulut damlacıkları oluşurken buz kristalleri **buz çekirdeği** denilen parçacıklar üzerinde donma noktası altındaki havada oluşabilir. Atmosferde buz oluşturmaya elverişli çekirdeklerin sayısı, özellikle -10 °C sıcaklıkların üzerinde azdır. Buna karşın sıcaklık düşerken daha çok çekirdek aktif hale gelir ve donmayı teşvik eder. Buz çekirdeğinin birincil kaynağı hakkında bazı belirsizlikler bulunmasına rağmen kaolinit gibi kil minerallerinin -15 °C (5 °F) civarı sıcaklıklarda etkili çekirdeklere dönüştüğü bilinmektedir.

Çürüyen bitki yaprak materyalinde ve buz kristallerindeki bazı bakteri tipleri de, mükemmel buz çekirdeğidirler. Üstelik geometrileri bir buz kristalini andırıyorsa bazı partiküller mükemmel buz oluşturan çekirdekler şeklinde hizmet ederler. Buna rağmen, çok sayıda böyle kafes yapılar bulunmasından dolayı doğada buza benzer kafes yapısına sahip maddeleri bulabilmek zordur. Atmosferde higroskopik (neme düşkün) partiküller bulmak kolaydır. Sonuçta, buz oluşturan çekirdekler, bulut yoğunlaşma çekirdeklerine nazaran nadirdirler.

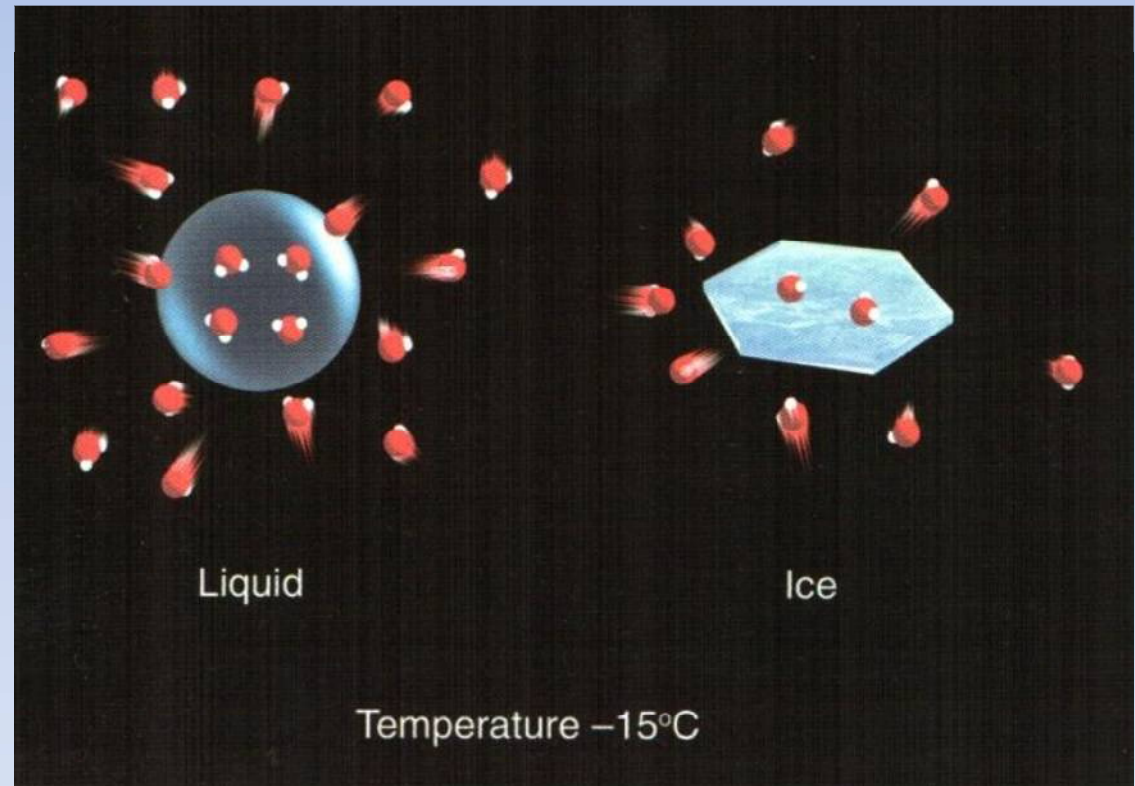
Soğuk bir bulutta, mevcut buz oluşturan çekirdeklerden birkaç tipi bulunabilir. Örneğin belirli buz çekirdekleri soğuk doymuş havada kendi yüzeyleri üzerinde doğrudan buz şeklinde buharın donmasına izin verirler. Bu çekirdeklere **depozisyon çekirdekleri** denir. Çünkü bu durumda su buharı sıvı faza geçmeksizin doğrudan buza dönüşür. Süper soğuk sıvı damlacıklarının donmasını teşvik eden buz çekirdeklerine **dondurucu çekirdekler** denir.

Bir sıvı damlacığa daldıktan sonra bazı dondurucu çekirdekler donmaya neden olur, bazıları önce yoğunlaşmayı sonra donmayı teşvik eder ve diğer bir kısmı süper soğuk damlacıklar ile çarpıştırlarsa süper soğuk damlacıkların donmasına neden olur. Bu son sürece **kontak donma** denir ve bu süreçteki partiküllere kontak çekirdekler denir.

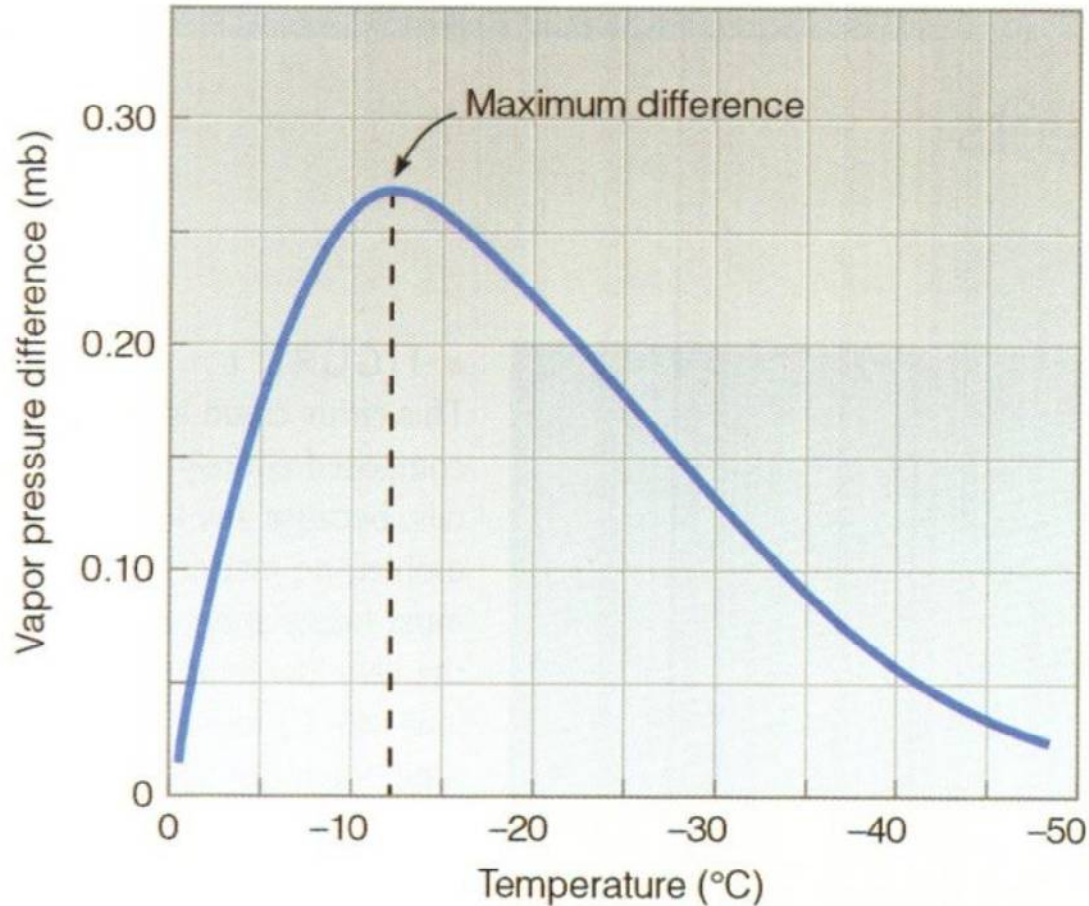
Şimdi bazı bulutların soğuk karışım bölgelerinde niçin birkaç tane buz kristali olduğunu anlayabiliriz. Bulut damlacıkları eş zamanlı şekilde donabilirler fakat bu donma yalnızca yüksek rakımlarda bulunabilen çok düşük sıcaklıklarda gerçekleşir. Buz çekirdeği buz kristallerinin gelişimini başlatabilir fakat bunlar doğada bolca bulunmazlar. Buz çekirdeğinden daha fazla bulut yoğunlaşma çekirdeği bulunduğu için -10°C kadar düşük sıcaklıklarda bile buz partiküllerinden çok daha fazla sıvı partikülleri içeren soğuk bir bulut ile karşı karşıyayız. Ne küçük sıvı partikülleri nede katı partiküller yağış şeklinde düşecek kadar iridir. Öyleyse buz kristali süreci (Bergeron) nasıl yağmur ve kar üretir?

Bir bulutun donma noktası altındaki havada birçok sayıda süper soğuk sıvı damlacıkları her bir buz kristalinin etrafını kuşatacaktır. Şekil 7.7'deki buz kristali ve sıvı damlacığın süper soğuk (-15°C) doymuş soğuk bir bulutun parçası olduğunu farz ediniz.

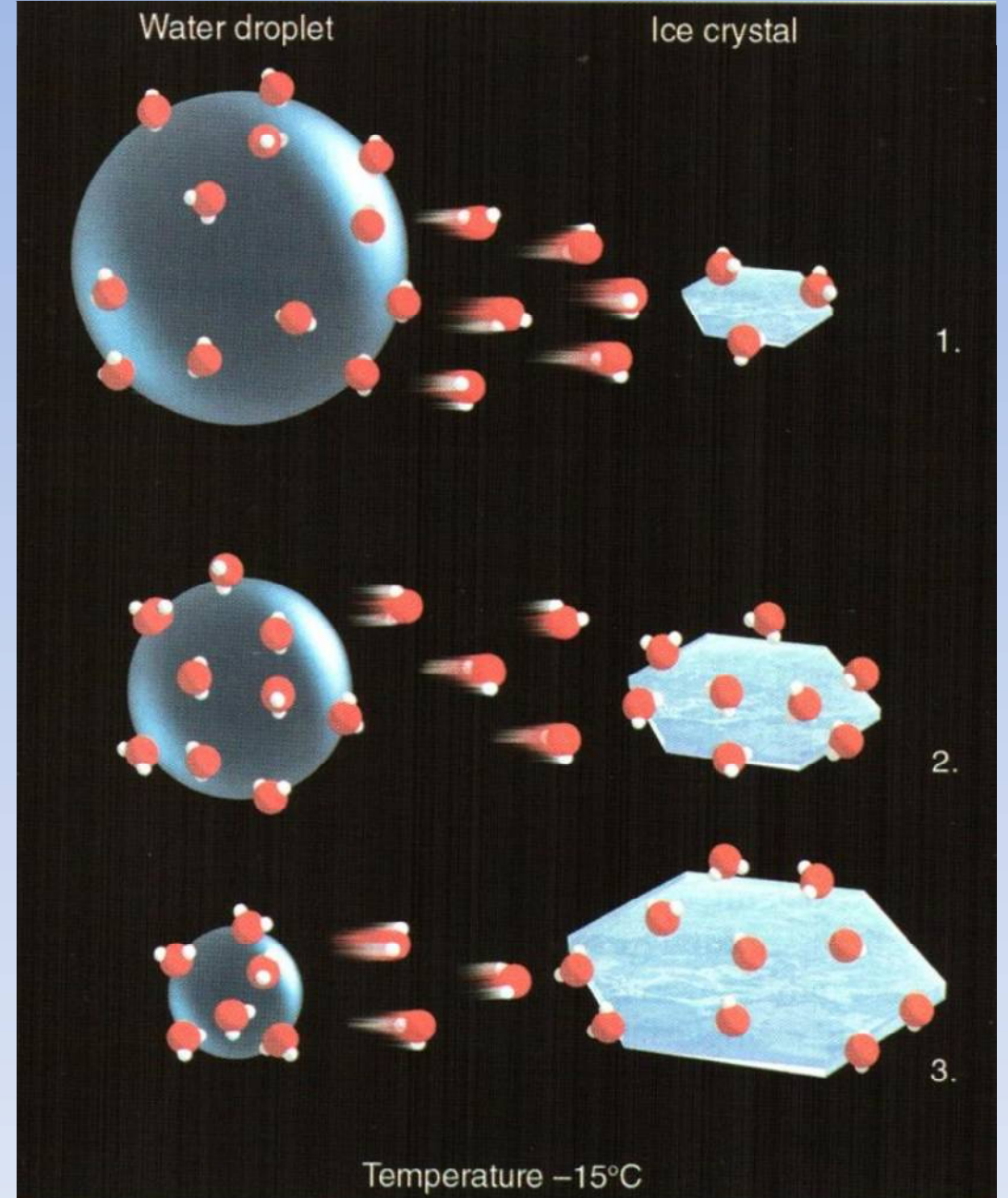
Hava doymuş olduğundan dolayı, hem sıvı damlacık ve hem de buz kristali dengededir. Bu denge durumu sıvı damlacık ve buz kristalinin her ikisinin yüzeyinden ayrılan moleküllerin sayısının geri dönen moleküllerin sayısına eşit olması gerektiği anlamına gelir. Buna karşın sıvı damlacıklar üzerinde daha çok buhar molekülü olduğuna dikkat ediniz. Bunun nedeni su yüzeyinden kaçışın çok daha kolay olmasıdır. Sonuç olarak, dikkate alınan bir sıcaklıkta su yüzeyinden daha çok molekül kaçar ki buhar fazında saturasyonu koruyabilmek için bu moleküllere ihtiyaç duyulur.



Aynı donma noktası altı sıcaklığında bir su yüzeyinin hemen üzerinde doymun buhar basıncı, bir buz yüzeyi üzerindeki doymun buhar basıncından daha büyüktür. Su ve buz arasında doymun buhar basıncındaki bu fark Şekil 7.8'de gösterilmiştir.



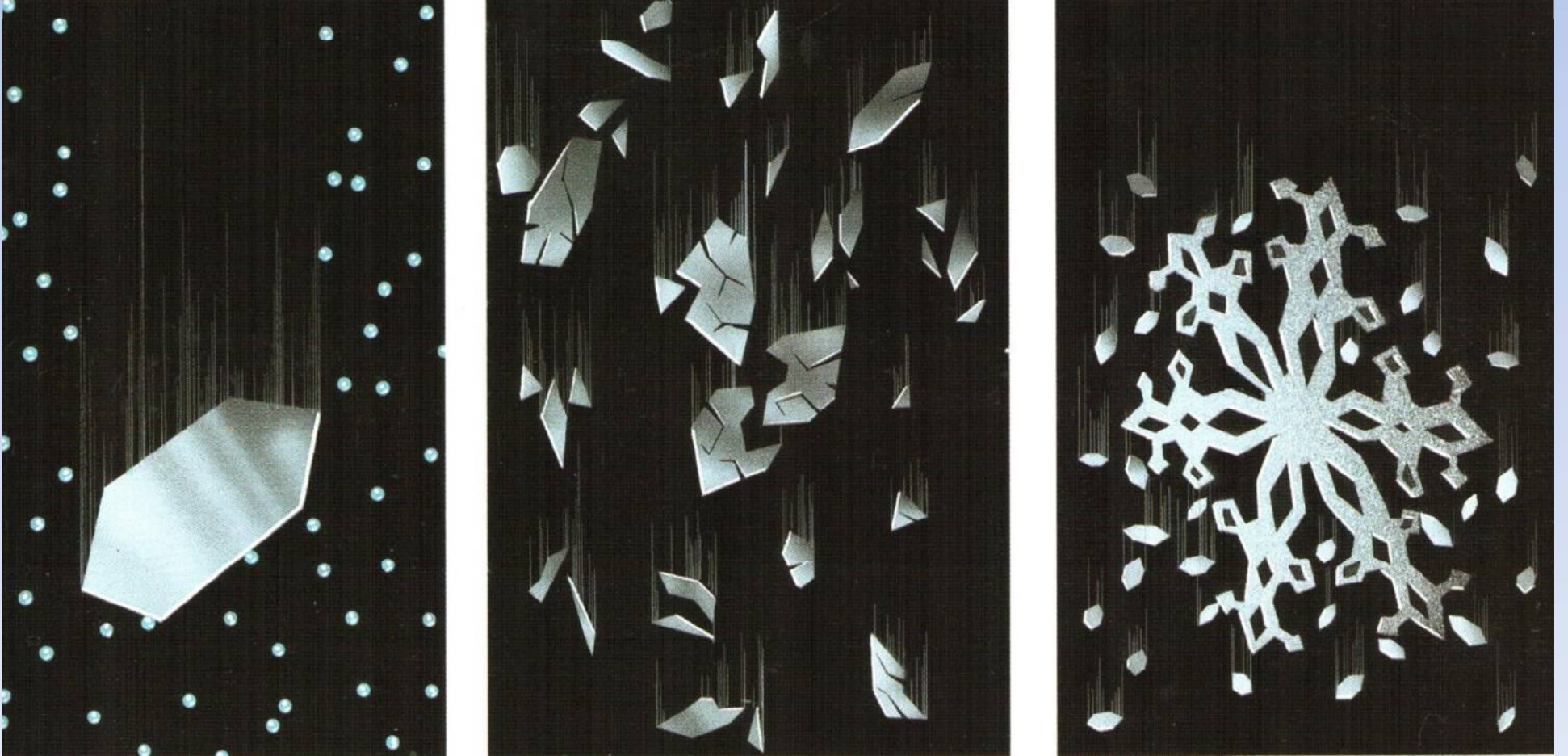
Buhar basıncındaki bu fark, su damlacığından buz kristaline doğru hareket eden su buharı moleküllerine neden olur (difüzyon). Su buharının bu hareketi su damlacığı üzerindeki buhar basıncını düşürür. Şimdi su damlacığının etrafıyla denge dışında olmasından dolayı üzerinde azalan buhar kaynağını yenilemek için damlacık buharlaşır. Bu süreç, su buharını absorbe eden ve hızla büyüyen buz kristali için sürekli bir nem kaynağı sağlar (Şekil 7.9). Böylece buz-kristali (Bergenon) sürecinde buz kristalleri, etrafındaki su damlacıklarının pahasına daha da büyür.



Buz kristallerine sabit olarak nem sağlanması onların hızlıca büyümesine fırsat verir. Bir noktada buz kristali bulutların içerisindeki yukarı doğru hava akımlarının üstesinden gelecek kadar ağırlaşır ve düşmeye başlar. Fakat düşmekte olan bir buz kristali kar fırtınası oluşturmaz; sonuçta diğer buz kristalleri hızlı şekilde oluşmalıdırlar.

Bazı bulutlarda, özellikle nispeten sıcak tepeli olanlarda, buz kristalleri süper soğuk damlacıklar ile çarpışabilirler. Temasla, sıvı damlacıklar buz şeklinde donar ve birbirlerine yapışırlar. Süper soğuk damlacıklar ile çarpışarak buz kristallerinin bu büyüme sürecine **akresyon** denir. Oluşan buz maddesine **grezil** (veya **kar peletleri**) denir. Greziller düşerken, bulut damlacıkları ile çarpıştıklarında kırılabilir veya küçük buz kristallerine parçalanabilirler. Bu parçalar yeni greziller oluşturmak için büyüyebilirler. Böyle tekrarlanarak daha çok parçacıklar üretebilirler.

Daha soğuk bulutlarda, kırılğan buz kristalleri diğerkristaller ile çarpışabilirler ve daha küçük buz parçacıklarına veya küçük tohumcuklara parçalanabilirler. Bu tohumcuklar temasla yüzlerce süper soğuk damlacıkları dondururlar. Her iki durumda birçok buz kristali üreten bir zincirleme reaksiyon gelişebilir. Buz kristalleri düşerken çarpışabilirler ve birbirlerine yapışabilirler. Birbirleriyle çarpışarak sonra yapışan bu buz kristallerinin bu sürecine **agregasyon** denir. Buz kristallerinin birlikte bu kümelenmesinin son ürünü bir kar peletidir (Şekil 7.10). Şayet kar peletleri yere ulaşmadan önce erir ise bir yağmur damlası şeklinde düşüşlerine devam ederler. Buna göre orta ve yüksek enlemlerde yazın bile yağan yağmurların çoğu kar şeklinde başlar.



Yağış üretebilecekleri yeteri kadar büyüklüğe buz kristallerinin ulaşabilmesi için buz kristallerinde kat be kat daha çok su damlacıkları bulunmalıdır. Genel olarak, buz kristallerinin su damlacıklarına oranı 1:100,000-1:1,000,000 olmalıdır. Bulutlar içerisinde çok az sayıda buz kristalleri bulunduğun da, bulutun büyük kısmını geride bırakarak (etkilemeden) her kristal irileşir ve buluttan dışarı düşer. Çok az sayıda buz kristali bulunmasından dolayı, çok az yağış vardır.

şayet diğer taraftan çok fazla sayıda buz kristalleri bulunursa (eşit sayıda buz kristalleri ve su damlacıkları gibi) her bir buz kristali bir damlacık kütlesi alır. Böylece çok küçük buz kristallerinden bir bulut oluşacaktır. Çok küçük buz kristalleri yere düşmeyecek derecede çok küçüktür ve yağış meydana gelmez. şimdi, buz kristallerinin damlacıklara oranı 1:100,000’de ise her bir buz kristali 100,000 damlacık kütlesini alacaktır. Buz kristallerinin çoğunluğu zemine yağış şeklinde düşecek kadar büyüdükçe bu bulutun büyük bir kısmı yağışa dönüşecektir.

Buz kristalleri ve süper soğuk su arasında buhar basıncındaki farklılıklar nedeniyle eski buz kristali gelişim teorisini ilk öneren kişi Alfred WEGENER (1880-1930) idi. Alfred WEGENER kıtasal hareketin jeolojik teorisinde ileri süren bir Alman iklim bilimcisidir. 1930'ların başlarında, buz kristallerinin gelişimi teorisine İsveçli Meteorolojist Tor BERGERON önemli katkılar yapmıştır. Birkaç yıl sonra Alman Meteorolojist Walter FİNDEİSEN Bergeron' un teorisine ilave katkılar getirmiştir. Böylece yağmur oluşumu buz kristali teorisi Wegener-Bergeron-Findeisen süreci veya basitçe Bergeron süreci olarak bilinir.