
Das Palaeothermometer

Themenheft zu den Grundlagen des Klimawandels

© Marc Eyer, 2009

Abteilung Physik, Gymnasium Neufeld, Bern

1 Kinetische Energie und Geschwindigkeit verschiedener Isotope

☞ In der Chemie oder der Kernphysik unterscheidet man bei einem chemischen Element verschiedene *Isotope*. In der folgenden Tabelle findest du einige Beispiele:

Wasserstoff <i>H</i>	${}^1_1\text{H}$ (99.985%)	${}^2_1\text{H}$ (0.015%)	${}^3_1\text{H}$
Stickstoff <i>N</i>	${}^{14}_7\text{N}$ (99.634%)	${}^{15}_7\text{N}$ (0.366%)	
Sauerstoff <i>O</i>	${}^{16}_8\text{O}$ (99.762%)	${}^{17}_8\text{O}$ (0.038%)	${}^{18}_8\text{O}$ (0.200%)
Kohlenstoff <i>C</i>	${}^{12}_6\text{C}$ (98.9%)	${}^{13}_6\text{C}$ (1.10%)	${}^{14}_6\text{C}$

Tabelle1: Die Tabelle zeigt einige Isotope und (in Klammern) die Häufigkeit ihres Vorkommens.

Unter allen chemischen Elementen sind rund 2500 verschiedene Isotope bekannt. Die wenigsten davon sind stabil. Die meisten sind instabil und zerfallen nach mehr oder weniger langer Zeit in ein anderes Isotop. In der Tabelle sind dies die grau hinterlegten Isotope; sie heissen *Radioisotope*.



1. Erkläre, worin sich Isotope eines Elementes unterscheiden!

☞ Wenn eine bestimmte Menge Energie zur Verfügung steht und diese einem leichten Isotop zugeführt wird, so erhöht sich dessen Geschwindigkeit mehr, als diejenige eines schweren Isotops, dem die gleiche Energie zugeführt wird.

Beispiel:

${}^1_1\text{H}$

 $E_{kin} = \frac{m_1 v_1^2}{2}$

${}^2_1\text{H}$

 $E_{kin} = \frac{m_2 v_2^2}{2}$

$$\frac{m_1 v_1^2}{2} = \frac{m_2 v_2^2}{2}$$

$$\frac{m_1}{m_2} = \frac{v_2^2}{v_1^2}$$



2. Vergleiche die Geschwindigkeiten zweier Isotope, wovon das eine die doppelte Masse des anderen hat, wenn sie die gleiche kinetische Energie erhalten!



Da die Temperatur und die mittlere kinetische Energie von den Teilchen proportional zueinander sind

$$\overline{E_{kin}} = \frac{3}{2}kT,$$

($k = 1.38 \cdot 10^{-23}$ Joule/Kelvin, Boltzmann Konstante)

bedeutet das Resultat von Aufgabe 2, dass sich bei einer gegebenen Temperatur leichte Isotope im Mittel schneller bewegen, als schwere!

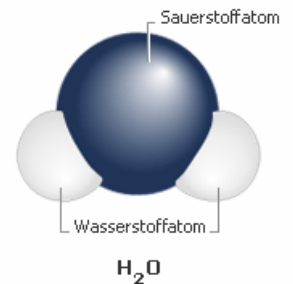


3. Berechne die mittlere Geschwindigkeit eines ${}^1_1\text{H}$ bei 20°C und vergleiche sie mit derjenigen von ${}^2_1\text{H}$ bei derselben Temperatur.

2 Verdunsten von Wasser (H_2O)



Wasser ist nicht gleich Wasser! Wasser besteht aus Wasserstoff H und Sauerstoff O , wobei beide Elemente mehrere stabile Isotope besitzen (vgl. Tabelle 1):



Wasserstoff: ${}^1_1\text{H}$, ${}^2_1\text{H}$; (${}^2_1\text{H}$ wird auch Deuterium genannt, und ${}^2_1\text{D}$ geschrieben)

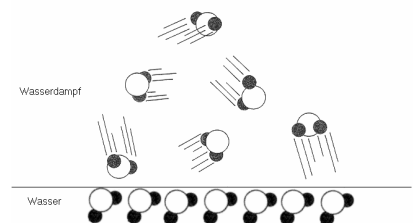
Sauerstoff: ${}^{16}_8\text{O}$, ${}^{17}_8\text{O}$, ${}^{18}_8\text{O}$, ${}^{17}_8\text{O}$, ${}^{18}_8\text{O}$



4. Schreibe alle möglichen Wassermoleküle auf, die du aus den fünf Isotopen ${}^1_1\text{H}$, ${}^2_1\text{D}$, ${}^{16}_8\text{O}$, ${}^{17}_8\text{O}$, ${}^{18}_8\text{O}$ bilden kannst! Gib ebenfalls die Wahrscheinlichkeit für das Vorkommen der entsprechenden Kombinationen an! Benutze dazu die Angaben aus Tabelle 1.




Wassermoleküle können sich aus einer flüssigen Wassermenge lösen, wenn sie genügend kinetische Energie besitzen, um die bindenden Kräfte (Van-der-Waals-Kräfte und Wasserstoffbrücken) zu überwinden.



5. Gib die Massenzahlen aller unter Aufgabe 4 gefundenen Wassermoleküle an. Welches Wassermolekül verdunstet bei einer gegebenen Temperatur im Mittel zuerst, welches zuletzt?

3 Isotopenverhältnisse in Wasser

 In Meerwasser kommt das ^{18}O (Sauerstoff-) Isotop im Mittel in einem ganz bestimmten Verhältnis im Vergleich zum „normalen“ (häufigsten) ^{16}O Isotop vor. Solche Isotopenverhältnisse werden mit R (für *Ratio*, engl. für *Verhältnis*) bezeichnet:

$$^{18}R = \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}$$


Für Meerwasser gilt ein Durchschnittswert von $^{18}R_{\text{SMOW}} = 0.0020052$. Oder in Worten ausgedrückt: Es hat etwa 2‰ ^{18}O im Wasser. SMOW steht als Abkürzung für **Standard Mean Ocean Water** und der angegebene Wert wird in der Forschung als Vergleichswert (Standard-Wert) verwendet.

Verdunstet nun Wasser von der Meeresoberfläche, so gehen bei einer bestimmten Temperatur mehr „leichte“ Wassermoleküle (also solche mit ^{16}O) in die Gasphase über als „schwere“ (solche mit ^{18}O).

Der Wasserdampf ist daher gegenüber dem flüssigen Meerwasser *abgereichert* an ^{18}O oder anders ausgedrückt, das ^{18}R -Verhältnis für Wasserdampf ist kleiner, als das ^{18}R -Verhältnis für das Meerwasser.


Der Prozess, der zu diesem Unterschied führt heisst *Fraktionierung von Isotopen*.

4 Fraktionierung von Isotopen

 Die Fraktionierung von Isotopen kommt nicht nur beim Vorgang des Verdunstens vor, sondern beispielsweise auch beim Kondensieren. Dabei ist es so, dass (aus den gleichen, in den vorangehenden Kapiteln diskutierten Gründen) diesmal die „schweren“ Moleküle zuerst die Phase von gasförmig zu flüssig wechseln.



6. Erkläre jemandem (deinem Nachbarn oder deiner Freundin), warum die in einer Wolke kondensierten Regentropfen gegenüber dem dort noch vorhandenen Wasserdampf an schweren Isotopen **angereichert** sind!

 Auch bei ganz anderen Prozessen gibt es eine Fraktionierung von Isotopen. So bevorzugen Pflanzen bei der Photosynthese leichte CO_2 Moleküle, also zum Beispiel solche mit einem ^{12}C Isotop statt mit einem ^{13}C Isotop. In Pflanzen ist daher das ^{13}C abgereichert!

Wie stark sich bei einer Fraktionierung das Isotopenverhältnis ändert gibt der so genannte *Fraktionierungsfaktor* α an. Es wird nun etwas kompliziert, da es sich beim Fraktionierungsfaktor um ein Verhältnis von Verhältnissen handelt! So ist zum Beispiel der Fraktionierungsfaktor von flüssigem Wasser zu Dampf für das ^{18}O Isotop definiert als:

$${}^{18}\alpha_{\text{Wasser-Dampf}} = \frac{{}^{18}R_W}{{}^{18}R_D}$$

Beispiel:

Der Fraktionierungsfaktor für das ${}^{18}\text{O}$ Isotop beim Verdunsten von Wasser bei einer

Temperatur von 20°C beträgt ${}^{18}\alpha = \frac{{}^{18}R_W}{{}^{18}R_D} = 1.0098$. Das ${}^{18}\alpha = \frac{{}^{18}R_W}{{}^{18}R_D} = 1.0098$. Das

bedeutet, dass es in flüssigem Wasser 9.8 ‰ mehr ${}^{18}\text{O}$ hat als im Dampf. Die

Fraktionierung F beträgt also 9.8 ‰ .

Die Fraktionierung F ist definiert als Fraktionierungsfaktor minus 1:

$$F = \alpha - 1$$

Die Isotopenverhältnisse sind in vielen Fällen enorm klein (vgl. den Wert für ${}^{18}R$ von Meerwasser). Noch kleiner sind normalerweise die Veränderungen dieser Isotopenverhältnisse bei Fraktionierungen. Um solche Veränderungen besser vergleichen zu können, verwendet man die so genannte δ -Notation (Delta-Notation). Dabei wird das Isotopenverhältnis einer Probe als relative Abweichung zum Isotopenverhältnis eines internationalen Standards (eben zum Beispiel des SMOW-Standards) in Promille angegeben:

$$\delta = \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}}{R_{\text{Standard}}} \cdot 1000 \text{ ‰}$$

Beispiel:

‰

Hat eine bestimmte Wasserprobe einen Wert von $\delta^{18}\text{O} = -6.4$ gegenüber dem SMOW, so

bedeutet dies, dass die Probe gegenüber diesem Standardwert ein um 6.4 kleineres ${}^{18}R$ Verhältnis hat.



7. Was für ein ${}^{18}R$ Verhältnis hat die im Beispiel erwähnte Probe?

Wir rekapitulieren:

Fraktionierung bedeutet, dass bei einem physikalischen oder chemischen Prozess Isotope nicht gleich behandelt werden. Dies führt dazu, dass nach dem Prozess das Verhältnis der Isotope eines Elementes sich verändert hat.

Aufgrund der in den vorangehenden Kapiteln besprochenen Gegebenheiten gelten für die Stärke und Art der Fraktionierung von Isotopen einige **allgemeine Regeln**:

- ✓ Schwere Isotope sind in der kondensierten Phase angereichert und in der Dampfphase abgereichert.
- ✓ Die Fraktionierung ist grösser für leichte Elemente, als für schwere. Die Fraktionierung ist also grösser für ^2H und ^1H als für ^{18}O und ^{16}O .
- ✓ Die Fraktionierung nimmt mit steigender Temperatur **ab!** (Vgl. nächstes Kapitel.)
- ✓ Bei mehreren Isotopen desselben Elementes ist die Fraktionierung für verschiedene Isotopen-Paare proportional zur Massendifferenz, z.B:

$$\frac{\alpha\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)}{\alpha\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{17}\text{O}}\right)} = 2$$

5 Isotopenverhältnisse als Thermometer

Wie du in Kapitel 2 nachlesen kannst, gibt es beim Verdunsten eine Isotopentrennung, also eine Fraktionierung, da bei einer gegebenen Temperatur die leichten Isotope sich rascher bewegen, damit einen *höheren Dampfdruck* haben und schneller in die Gasphase übergehen, als die schwereren Isotope. Dieser Unterschied zwischen den Isotopen ist nun aber nicht bei allen Temperaturen gleich, sondern macht sich stärker bemerkbar bei tiefen Temperaturen. Die Stärke der Fraktionierung ist daher *temperaturabhängig!* Dies bedeutet, dass für den Verdunstungsprozess für ein bestimmtes Isotop **bei jeder Temperatur ein anderer Fraktionierungsfaktor gilt**:

Temperatur	$\alpha(T)$ für ^{18}O	$\alpha(T)$ für ^{17}O
40°C	1.0079	1.059
20°C	1.0098	1.085
0°C	1.0117	1.112
-10°C	1.0129	1.126
-20°C	1.0141	1.141
-30°C	1.0155	1.156

Tabelle 2: Temperaturabhängigkeit des Fraktionierungsfaktors für ^{18}O und ^2H beim Verdunsten

Der Fraktionierungsfaktor α ist also temperaturabhängig $\alpha(T) \propto(T)$. In der Tabelle 2 steht der Fraktionierungsfaktor für das Verhältnis der jeweiligen Isotope im Wasser zu dem im Dampf.



8. Aus Meerwasser mit $^{18}\text{R}_W = 0.00200$ verdunstet bei 20°C eine bestimmte Menge Wasser. Welches $^{18}\text{R}_D$ -Verhältnis hat der Wasserdampf und wie wird das in der δ -Notation ausgedrückt?



Eine Dampf Wolke ist also isotopisch leichter als das flüssige Wasser, woraus sie entstanden ist. Wird nun diese Dampf Wolke vom Wind weggeblasen und über das Festland transportiert, kommt sie dort möglicherweise in kältere Regionen. Ein Teil des Wasserdampfs beginnt zu *kondensieren* und fällt als Regen oder Schnee aus der Wolke aus. Beim Kondensieren gilt nun genau das umgekehrte als beim Verdunsten. Zuerst kondensieren die schweren Isotope. Dies führt aber dazu, dass mit zunehmendem Ausregnen die Dampf Wolke isotopisch immer leichter wird!

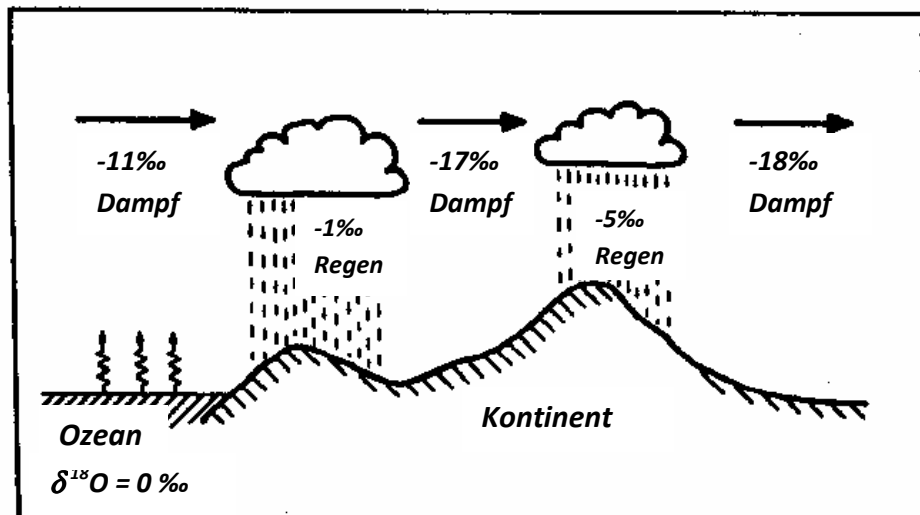


Abbildung 1: Isotopische Signatur von Wasser beim Verdunsten und Ausregnen.



9. Erkläre in eigenen Worten, was die Abbildung 1 darstellt. Du solltest nun alle Werte qualitativ erklären können.
10. Welche Temperatur hat bei der Verdunstung über dem Ozean geherrscht? Welche Temperatur herrscht beim zweiten Kondensationsprozess?

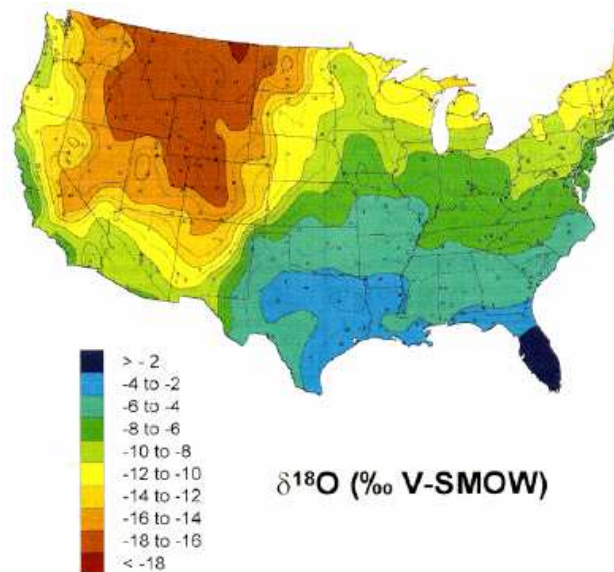


Abbildung 2: $\delta^{18}\text{O}$ Werte für den Niederschlag in den USA. Die Werte sind offenbar abhängig von der Temperatur und der Distanz zur Quelle des Wasserdampfs, dem Meer. (Quelle: www.climate.unibe.ch)

☞ Einer, der diesen Effekt als erstes beschrieben und untersucht hat, war Willi Dansgaard, ein dänischer Physiker. Er hat Regen an Orten verschiedener mittlerer Jahres-Lufttemperaturen analysiert und die isotopische Zusammensetzung ($\delta^{18}\text{O}$) des Niederschlages in einem Diagramm gegenüber der mittleren Jahres-Lufttemperatur im jeweiligen Ort aufgetragen. Aufgrund seiner Untersuchungen konnte er einen mathematischen Zusammenhang zwischen der mittleren Jahrestemperatur und dem Isotopengehalt angeben: $\delta^{18}\text{O} = 0.695 \cdot T - 13.6$


<i>Messstationen</i>	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	<i>mittlere Jahres-</i> <i>Lufttemperatur</i> [°C]
Valencia	-5.69	12.91
Dublin	-7.04	10.60
Kopenhagen	-9.8	8.73
Grennedal 61° N	-12.03	2.41
Angmassalik 66° N	-13.26	-0.08
Scoresbysund 70°N	-14.03	-8.53
Goose Bay, Labrador	-15.14	0.28
Umanak 71°N	-17.72	-4.62
Upenayik 75°N	-18.19	-8.00
Südgrönland 1	-24.06	-16.01
Südgrönland 2	-25.12	-17.96
Südgrönland 3	-28.17	-20.28
Südgrönland 4	-28.99	-21.61
Nordgrönland 1	-29.99	-25.26
Nordgrönland 2	-30.93	-25.17
Nordgrönland 3	-33.98	-29.35
Nordgrönland 4	-34.57	-31.31
Horlick Mountains 85° N	-41.78	-42.61

Südpol	-48.36	-50.00
--------	--------	--------

Tabelle 3: Mittlere Jahres-Lufttemperaturen und $\delta^{18}O$ Werte verschiedener Messstationen. Rekonstruierte Daten aus einer Grafik von Dansgaard (Tellus, 1964).



11. Erstelle eine Grafik (zum Beispiel mit dem Tabellenkalkulationsprogramm Excel), in der du die mittlere Temperatur auf der x-Achse gegenüber den $\delta^{18}O$ Werten (y-Achse) aufträgst. (Natürlich kannst du die Grafik auch von Hand erstellen, was etwas mehr Aufwand ergibt.)
12. Lasse das Programm eine Gerade durch die Daten legen (Regressionsgerade) und berechne die Steigung der Geraden! (Auch die Gerade kannst du ohne Computer zeichnen und deren Steigung berechnen.)

 Die Abhängigkeit des $\delta^{18}O$ Wertes von der Temperatur beträgt aufgrund der Auswertung der Daten aus Tabelle 3 etwa 0.7‰ pro °C. Dieser Wert ist aber abhängig vom Gebiet, das man untersucht und kann nicht auf andere Gebiete übertragen werden. Unter gewissen Voraussetzungen, (die du dir noch genauer überlegen kannst), ist es nun möglich an einem bestimmten Ort aufgrund der *Veränderung* der isotopischen Zusammensetzung des Niederschlages auf die **Temperaturänderung** zu schliessen.

Der Arktische und der Antarktische Eispanzer ist nun ein sehr umfassendes **Archiv von Niederschlägen** (→Arbeitsheft *Eisbohrkerne als Klimaarchiv*). Das älteste Eis, das dort

liegt ist vor etwa einer Million Jahren als Niederschlag gefallen. Die isotopische Zusammensetzung des Niederschlages ist dabei im Eis konserviert und kann heute gemessen werden.

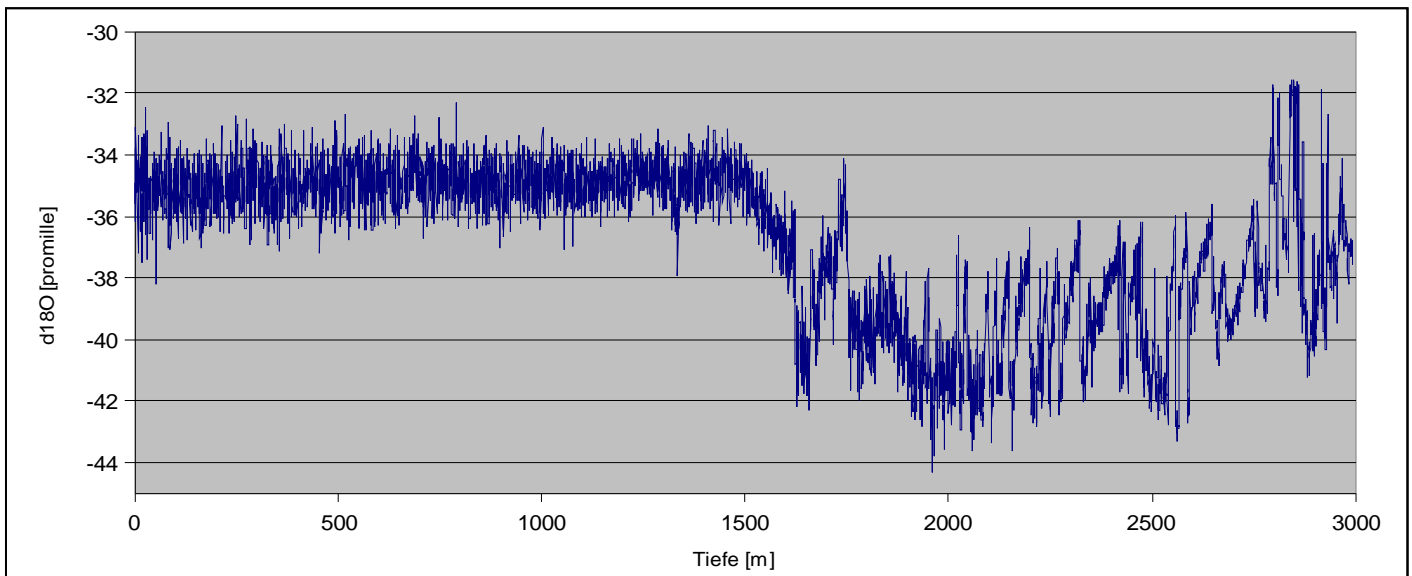


Abbildung 3: $\delta^{18}\text{O}$ Werte gemessen am Eisbohrkern GRIP (Grönland) nach der Tiefe des analysierten Eises aufgetragen.

In Abbildung 3 siehst du die $\delta^{18}\text{O}$ Werte gemessen an einem Grönländischen Eisbohrkern (GRIP). Die Werte sind gegen die Tiefe des Eises, an welchem sie gemessen wurden, aufgetragen. Die ersten 1500 m des Eisbohrkerns repräsentieren *das Holozän*, die heutige Warmzeit. Zwischen 1500 m und 3000 m sind wir in der letzten Eiszeit. Noch tiefer unten würde dann die vorletzte Warmzeit, *das Eem*, beginnen.



13. Schätze ab, wie gross der Temperatursprung von der kältesten Phase der letzten Eiszeit (im Eisbohrkern repräsentiert bei etwa 2000 m) zur heutigen Warmzeit in Grönland gewesen ist!

Prof. Dr. Markus Leuenberger und sein Team an der **Abteilung für Klima und Umweltphysik (KUP)** an der Universität Bern sind Spezialisten für die Messung stabiler Isotope an Wasser und Luft. In seinem Labor werden neben Eisbohrkernen auch altes Holz und fossile Wässer analysiert. Dort werden auch genaue Untersuchungen über die „Übersetzung“ von Isotopen-Signale in Temperaturinformationen geführt. (<http://www.climate.unibe.ch>)

Lösungen

- Isotope sind „Variationen“ von einem chemischen Element und unterscheiden sich durch ihre Masse. Das Atom eines chemischen Elements besteht aus
 - Neutronen
 - Protonen

➤ Elektronen

Die Anzahl der Protonen heisst *Ordnungszahl, Kernladungszahl oder Protonenzahl* und bestimmt über die Art des Elementes. Die Masse des Elementes ergibt sich aus der Anzahl Neutronen und Protonen (den Nukleonen) und wird in der *Massenzahl* ausgedrückt. Da die Elektronen eine etwa 1800 Mal kleinere Masse haben als die Nukleonen, spielen sie für die Masse des Atoms praktisch keine Rolle.

Die Masse eines Elementes kann also durch die Veränderung der Anzahl Neutronen variiert werden. **Also unterscheiden sich Isotope des gleichen Elementes durch die Anzahl Neutronen im Atomkern und damit durch ihre Massenzahl.**

2. Gemäss Seite 1 gilt folgende Beziehung:

$$\frac{m_1}{m_2} = \frac{v_2^2}{v_1^2}$$

Nimm nun an, dass die eine Masse doppelt so schwer ist wie die andere: $m_2 = 2 \cdot m_1$. Dann setze den Ausdruck für m_2 ein und löse nach v_2 auf:

$$\frac{m_1}{2m_1} = \frac{v_2^2}{v_1^2}$$

$$v_2 = v_1 \cdot \frac{1}{\sqrt{2}}$$

3. Die mittlere kinetische Energie eines Wasserstoff Atoms beträgt (wenn du von einem idealen Gas ausgehst)

$$\overline{E_{kin}} = \frac{3}{2} kT$$

Die kinetische Energie kann geschrieben werden als

$$\overline{E_{kin}} = \frac{mv^2}{2}$$

Setzt du die beiden Ausdrücke für die kinetische Energie gleich und löst sie nach v auf erhältst du:

$$v = \sqrt{\frac{3kT}{m}}$$

Setzt du für m die Masse eines Protons bzw. von einem Proton und einem Neutron ein (Protonen und Neutronen haben fast dieselbe Masse), erhältst du die Lösungen:

$$v_{1H} = 2695 \text{ m/s}$$

$$v_{2H} = 1906 \text{ m/s}$$

4. In der Tabelle sind alle möglichen Kombinationen zusammengestellt, die sich mit den entsprechenden Isotopen bilden lassen. In der zweiten Spalte stehen die Häufigkeiten, für ihr Vorkommen, vorausgesetzt, die einzelnen Isotope sind gemäss ihrer Vorkommens-Häufigkeit (vgl. Tabelle 1, Seite 1) vorhanden. Die letzten drei Kombinationen haben eine verschwindend kleine Häufigkeit.

Kombinationen für H ₂ O	Häufigkeit
¹ H- ¹ H- ¹⁶ O	0.99985·0.99985·0.99762 = 99.732073%
² D- ¹ H- ¹⁶ O	0.00015·0.99985·0.99762 = 0.0149621%
¹ H- ¹ H- ¹⁷ O	0.99985·0.99985·0.00038 = 0.0379886%
¹ H- ¹ H- ¹⁸ O	0.99985·0.99985·0.00200 = 0.1999400%
² D- ¹ H- ¹⁷ O	0.00015·0.99985·0.00038 = 0.0000057%
² D- ¹ H- ¹⁸ O	0.00015·0.99985·0.00200 = 0.0000299%
² D- ² D- ¹⁶ O	0.00015·0.00015·0.99762 = 0.0000000%
² D- ² D- ¹⁷ O	0.00015·0.00015·0.00038 = 0.0000000%
² D- ² D- ¹⁸ O	0.00015·0.00015·0.00200 = 0.0000000%

5.

Kombinationen für H ₂ O	Massenzahl
¹ H- ¹ H- ¹⁶ O	18
² D- ¹ H- ¹⁶ O	19
¹ H- ¹ H- ¹⁷ O	19
¹ H- ¹ H- ¹⁸ O	20
² D- ¹ H- ¹⁷ O	20
² D- ¹ H- ¹⁸ O	21
² D- ² D- ¹⁶ O	20
² D- ² D- ¹⁷ O	21
² D- ² D- ¹⁸ O	22

Verdunstet zuerst

Verdunstet zuletzt

6. Da die isotopisch schweren Moleküle einen geringeren Dampfdruck haben, verbleiben sie beim Verdunsten länger in der flüssigen Phase und wechseln beim Kondensieren auch wieder zuerst in die flüssige Phase. Beim Kondensieren aus einer Dampfwolke finden also zuerst die schweren Isotope zu einem Regentropfen zusammen.
7. Formst du die Gleichung für die Berechnung des δ -Wertes (Seite 4) nach dem R für die Probe auf, so bekommst du

$$R_{\text{Probe}} = \frac{\delta\text{-Wert}}{1000\text{‰}} \cdot R_{\text{Standard}} + R_{\text{Standard}} = R_{\text{Standard}} \left(\frac{\delta\text{-Wert}}{1000\text{‰}} + 1 \right)$$

Setzt du die Zahlen ein bekommst du den Wert von

$$R_{\text{Probe}} = 0.00199237$$

8. Nimm die Definition für den Fraktionierungsfaktor und forme ihn nach ¹⁸R_O um:

$${}^{18}R_D = \frac{{}^{18}R_W}{\alpha(20^\circ\text{C})} = 0.00198$$

Der δ -Wert beträgt:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{{}^{18}R_D - {}^{18}R_W}{{}^{18}R_W} \cdot 1000\text{‰} = -12.27\text{‰}$$

9.

- Das Ozeanwasser hat ein $\delta^{18}O$ -Wert von etwa **0** ‰, da es isotopisch praktisch identisch ist mit dem Standardwert SMOW.
- Das über dem Ozean verdampfte Wasser ist isotopisch leicht, da die Fraktionierung dazu führt, dass die leichten Isotope zuerst verdampfen.
- Kondensiert in der Dampf Wolke Wasser, so fallen zuerst die schweren Isotope aus. Daher ist das flüssige Wasser (Regen) isotopisch schwerer als der Dampf aber immer noch isotopisch leichter als das ursprüngliche Meerwasser.
- Damit wird aber der verbleibende Dampf abermals isotopisch leichter.
- Gleich wie auch der später kondensierte Niederschlag, da dieser sich aus isotopisch immer leichterem Dampf kondensiert.

10. Zuerst rechnest du den $\delta^{18}O$ -Wert des Dampfes in ein ^{18}R -Verhältnis um

$$R_{\text{Dampf}} = 0.0020052 \cdot \left(\frac{-11\text{‰}}{1000\text{‰}} + 1 \right) = 0.00198314$$

Daraus kannst du nun den Fraktionierungsfaktor α , der bei der Verdunstung geherrscht hat berechnen:

$$\alpha = \frac{{}^{18}R_W}{{}^{18}R_D} = 1.011122$$

Schaust du in der Tabelle auf der Seite 5 nach, findest du heraus, dass der Fraktionierungsfaktor zwischen demjenigen für 20°C und demjenigen für 0°C liegt. Noch etwas genauer betrachtet stellst du fest, dass er etwas näher bei dem für 0°C liegt, als bei dem für 20°C. Also liegt die Temperatur wohl **zwischen 0°C und 10°C**.

Um die Temperatur beim zweiten Kondensieren zu bestimmen berechnest du wiederum zuerst die ^{18}R -Verhältnis vom Dampf und vom Regen:

$$R_{\text{Dampf}} = 0.0020052 \cdot \left(\frac{-17\text{‰}}{1000\text{‰}} + 1 \right) = 0.00197111$$

$$R_{\text{Regen}} = 0.0020052 \cdot \left(\frac{-5\text{‰}}{1000\text{‰}} + 1 \right) = 0.00199517$$

Der Fraktionierungsfaktor beträgt

$$\alpha = \frac{{}^{18}R_{\text{Regen}}}{{}^{18}R_{\text{Dampf}}} = 1.012207$$

Dies entspricht einer Temperatur von **zwischen 0°C und - 10°C**.

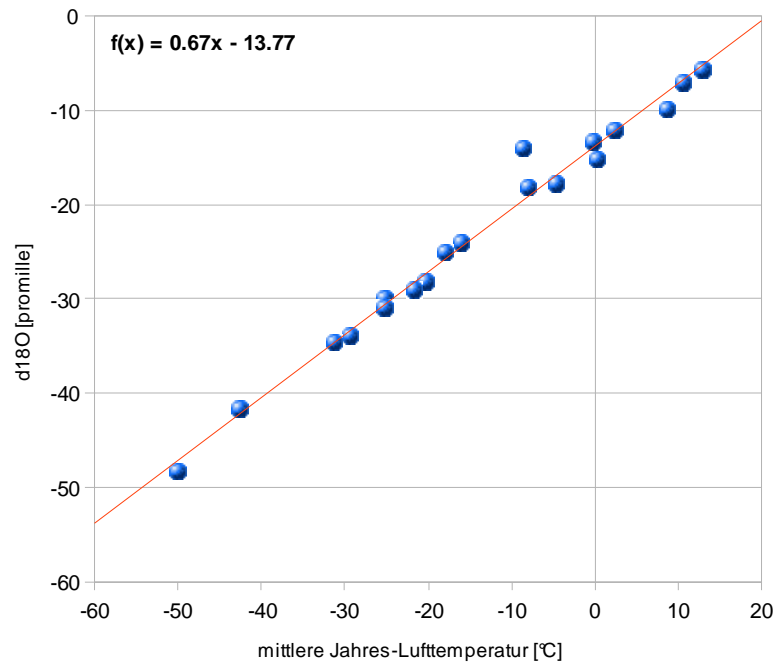
11.

Zusammenhang zwischen $\delta^{18}O$ Werten und der Temperatur

(Daten rekonstruiert nach einer Grafik von Dansgaard, Tellus 1964)

mittlere Jahres- Lufttemperatur	d18O	Messstation
[°C]	[‰]	
12.91	-5.69	Valencia

10.6	-7.04	Dublin
8.73	-9.8	Kopenhagen
2.41	-12.03	Grennedal 61° N
-0.08	-13.26	Angmassalik 66° N
-8.53	-14.03	Scoresbysund 70°N
0.28	-15.14	Goose Bay, Labrador
-4.62	-17.72	Umanak 71°N
-8	-18.19	Upenayik 75°N
-16.01	-24.06	Südgrönland 1
-17.96	-25.12	Südgrönland 2
-20.28	-28.17	Südgrönland 3
-21.61	-28.99	Südgrönland 4
-25.26	-29.99	Nordgrönland 1
-25.17	-30.93	Nordgrönland 2
-29.35	-33.98	Nordgrönland 3
-31.31	-34.57	Nordgrönland 4
-42.61	-41.78	Holrick Mountains 85°S
-50	-48.36	Südpol



12. Steigung: $a = 0.67\text{‰}/^{\circ}\text{C}$

!

13. Der niedrigste $\delta^{18}\text{O}$ -Wert liegt bei etwa -42 , der höchste bei etwa -34‰. Die Differenz

!

von 8 teilst du durch den ermittelten Steigungswert aus Aufgabe 12.

$$\Delta T = \frac{\Delta \delta^{18}\text{O}}{a} = \frac{8\text{‰}}{0.67\text{‰}} = 11.9^{\circ}\text{C}$$