

# Vom Monitoring zum Klimaarchiv

## Sauerstoffisotope in der Paläoklimatologie

Birgit Plessen, Gerhard Helle

Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

*Stable isotopes of the light elements Hydrogen (H), Carbon (C), Nitrogen (N), and Oxygen (O) are being measured in section 5.2 Climate Dynamics and Landscape Evolution at the GFZ in different terrestrial climate archives such as lake sediments, speleothems and tree rings. The stable isotope ratios of these elements reflect environmental conditions like precipitation, temperature, productivity and vegetation type. To translate isotope parameters into high-quality proxies of past climate and environmental variability, monitoring devices have been deployed which detect seasonal variations, pathways and distortions of stable isotope signals.*

*Oxygen stable isotopes play a major role in paleoclimatology because of their broad variation and fractionation of  $^{16}\text{O}$  and  $^{18}\text{O}$  in water, carbonate and biological systems. In general, the isotopic ratios of oxygen isotopes reflect changes in atmospheric circulation systems which are important drivers for climate variability. Back through time, the variations of oxygen isotope ratios ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) in precipitation and their corresponding climate fingerprint are conserved in lake sediments, speleothems and tree rings. Oxygen isotope records from networks of these geoarchives allow local to regional assessments of past climate variability.*



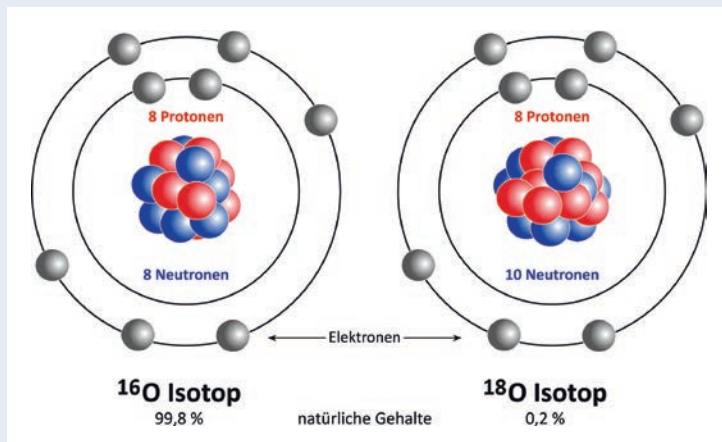


Abb. 1: Atommodell der stabilen Sauerstoffisotope  $^{16}\text{O}$  und  $^{18}\text{O}$  mit gleicher Elektronen- und Protonenzahl, aber unterschiedlicher Anzahl an Neutronen

Fig. 1: Atom model of the stable oxygen isotopes  $^{16}\text{O}$  and  $^{18}\text{O}$  with the same electron and proton number but different number of neutrons

Die stabilen Isotope der leichten Elemente Wasserstoff (H), Kohlenstoff (C), Stickstoff (N) und Sauerstoff (O) werden in den Laboratorien der Sektion 5.2 Klimadynamik und Landschaftsentwicklung am Deutschen GeoForschungsZentrum GFZ in verschiedenen kontinentalen Geoarchiven wie Seesedimenten, Baumringen und Tropfsteinen (Späleothenen) gemessen. Die Isotopenverhältnisse dieser Elemente hinterlassen Fingerabdrücke vergangener Klima- und Umweltbedingungen, wie z. B. die Veränderungen der Niederschläge, Temperaturen sowie die Art der Vegetation und deren Wachstumsraten (Produktivität).

Mit der Kenntnis der heutigen Zusammenhänge zwischen Klima, Umwelt und Isotopen können diese Fingerabdrücke entschlüsselt und somit z. B. Klimaentwicklungen der Vergangenheit rekonstruiert

werden. Die grundlegenden Prozesse, welche dazu führen, dass veränderliche Umwelt- und Klimabedingungen die Isotopenverhältnisse beeinflussen, sind bekannt. Um hochwertige Rekonstruktionen erstellen zu können, müssen aber die Details besser verstanden werden, wie z. B. der Einfluss saisonaler Veränderungen. Dazu werden in den Untersuchungsregionen des GFZ verschiedene instrumentelle Beobachtungs- und Messsysteme (Monitoringssysteme) installiert, welche die saisonalen Veränderungen von z. B. Temperatur, Niederschlagsmenge oder Holzzuwachs in bis zu halbstündlicher Zeitauflösung erfassen.

Das Beispiel der Sauerstoffisotope zeigt, wie stabile Isotope in der Paläoklimatologie genutzt werden können. Die Änderung des Sauerstoffisotopenverhältnisses kann in Klimaarchiven wie Eisbohrkernen, marinen und Seesedimenten, Späleothenen und Baumjahren konserviert werden. Beginnend mit der Untersuchung von Sauerstoffisotopen im Wasserkreislauf (z. B. Epstein und Mayeda, 1953) wurden seit den 70er Jahren mit der Bestimmung der Isotopenvariation in Eisbohrkernen, marinen Foraminiferen und später terrestrischen Ostrakoden (einzellige Organismen mit Kalkschale) die ersten Klimaarchive und Paläotemperaturkurven erstellt (Leng, 2006).

## Die Sauerstoffisotope

Sauerstoff ist mit 49,4 Gewichtsprozent das häufigste Element der Erdkruste und der Ozeane und mit 20,4 Gewichtsprozent in der Atmosphäre enthalten. Er ist wesentlicher Bestandteil von Organismen, Wasser und Mineralen. Die Isotope des Sauerstoffs ( $^{16}\text{O}$  und  $^{18}\text{O}$ ) sind stabil, d. h. sie zerfallen nicht und sind nicht radioaktiv. Bei gleicher Protonenzahl (8) in ihrem Atomkern, besitzen sie eine unterschiedliche Anzahl an Neutronen (8 bzw. 10) und damit unterschiedliche relative Atommassen ( $^{16}\text{O}$ : 8 Protonen + 8 Neutronen;  $^{18}\text{O}$ : 8 Protonen + 10 Neutronen). Die mittlere Häufigkeit in der Natur beträgt 99,8 % für das leichte  $^{16}\text{O}$  und 0,2 %

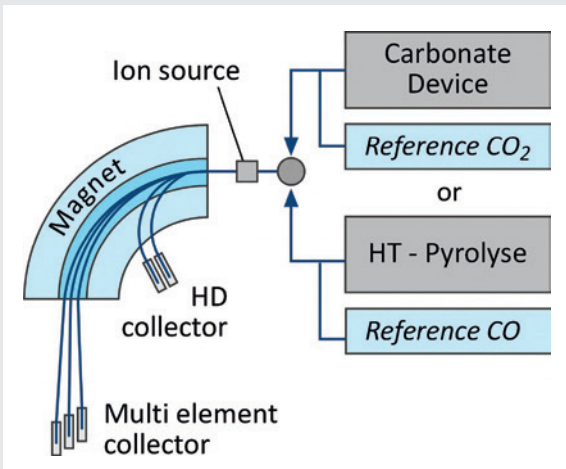
Links: Aufziehender Regen über dem Suusamyrtal in Kirgisistan, Zentralasien. Aufgrund der großen Entfernung zum Ozean sind die Verhältnisse der stabilen Isotope des Sauerstoffs  $^{16}\text{O}$  und  $^{18}\text{O}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) im Winterniederschlag Zentralasiens sehr niedrig, d. h. isotopisch sehr leicht. Die Veränderungen der  $\delta^{18}\text{O}$  im Niederschlag und ihr klimatischer Fingerabdruck sind in terrestrischen Paläoklimaarchiven wie Seesedimenten, Tropfsteinen und Baumjahren erhalten. (Foto: B. Plessen, GFZ)

Left: Gathering rain clouds over the Suusamyrtal valley in Kyrgyzstan, Central Asia. Due to the long distance to the ocean isotope ratios ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  or  $\delta^{18}\text{O}$ ) of winter precipitation are very low, i. e. isotopically very light. The changes of  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation and their corresponding climate fingerprint are conserved in terrestrial palaeoclimate archives like lake sediments, speleothems and trees.



Kontakt: B. Plessen  
(birgit.plessen@gfz-potsdam.de)

**Isotopenverhältnis-Massenspektrometer  
Isotope Ratio Mass Spectrometer (IRMS)**



**Ionisierung:**

mittels Wolframdraht und Hochspannung

**Detektion:**

drei stabile Faraday-Auffänger zur Ionenzählung

**Anwendung Karbonataufbereitung:**

Bestimmung der Isotopenverhältnisse von  $\delta^{18}\text{O}$  und  $\delta^{13}\text{C}$  in Karbonaten

**Probenmenge pro Messung:**

10-100  $\mu\text{g}$  Karbonat,

**Probenaufbereitung Karbonate für  $\delta^{13}\text{C}$  und  $\delta^{18}\text{O}$ :**

automatischer Aufschluss mit Phosphorsäure und kryotechnische Reinigung des freigesetzten  $\text{CO}_2$  in der KIELIV-Anlage

oder

**Anwendung HT-Pyrolyse:**

Bestimmung der Isotopenverhältnisse von  $\delta^{18}\text{O}$  in  $\alpha$ -Zellulose

**Probenmenge pro Messung:**

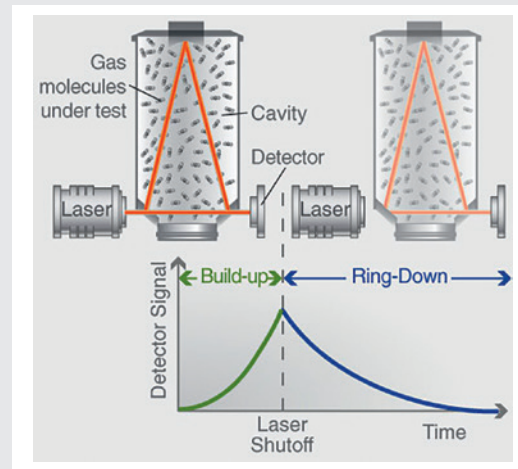
50-180  $\mu\text{g}$  Zellulose

**Probenaufbereitung:**

Pyrolyse der Probe

**Präzision:**  $< 0,3 \text{ ‰}$

**Cavity-Ring-Down-Spektrometer  
Cavity Ring Down Spectrometer (CRDS)**



www.picarro.com

**Anregung:**

Gasmoleküle werden durch einen Laserstrahl in Schwingung gebracht

**Detektion:**

Messung der Absorption und deren Abklingdauer

**Anwendung:**

präzise Bestimmung der Isotopenverhältnisse von  $\delta\text{D}$  und  $\delta^{18}\text{O}$  in Wasser

**Probenmenge pro Messung:**

1,8  $\mu\text{l}$

**Präzision:**

$< 0,5 \text{ ‰}$

für das schwere  $^{18}\text{O}$  (Abb. 1). Doch die Häufigkeitsverhältnisse von  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  schwanken, je nach Aggregatzustand des Wassers (fest, flüssig, gasförmig) und je nach Substanz (z. B. Karbonat oder pflanzliches Material) und auch Erdregion (z. B. Äquator, Polkappen oder küstennah, küstenfern). Das Ausmaß der Verschiebungen der Isotopenverhältnisse – auch Fraktionierung genannt – hängt vielfach von der Temperatur ab, bei der bestimmte Prozesse wie z. B. Verdunstung von Wasser oder Kondensation von Wasserdampf ablaufen. Diese Temperaturabhängigkeit sowie der Einbau und die

Erhaltung der Sauerstoffisotope in Karbonat (z. B. Foraminiferen, Ostrakoden oder Tropfsteine) oder Pflanzenmaterial (z. B. Holz, Baumjahre) sind wichtig für die Paläoklimatologie. Neben der Temperaturabhängigkeit zeigt das Verhältnis der Sauerstoffisotope  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  im Allgemeinen Änderungen in den atmosphärischen Zirkulationssystemen an, bei denen die Verdunstung (Evaporation), der Luftmassentransport und Kondensationsprozesse (Regen bzw. Schneefall) eine wesentliche Rolle spielen.

Die Verschiebungen der Sauerstoffisotopenverhältnisse bei natürlichen Prozessen sind oft sehr gering. Diese Änderungen können mittels Isotopenverhältnis-Massenspektrometern (englisch „Isotope Ratio Mass Spectrometry, IRMS“) oder Cavity-Ring-Down-Spektroskopie (CRDS) sehr genau gemessen werden. Anstatt absolute Veränderungen der Gehalte von  $^{18}\text{O}$  oder  $^{16}\text{O}$  zu bestimmen, ist es dabei einfacher, Vergleichsmessungen zwischen einer Probe und einem Standard mit bekanntem  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis durchzuführen. Entsprechend einer festgelegten Nomenklatur wird das Sauerstoffisotopenverhältnis ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) einer Probe deshalb als Häufigkeitsverhältnis auf einen Standard bezogen und in Promille (‰) als Delta-Wert ( $\delta^{18}\text{O}$ ) angegeben (Craig, 1957). Das Sauerstoffisotopenverhältnis von Wasser wird relativ zum SMOW (Standard Mean Ocean Water) angegeben und das der Karbonate relativ zum PDB (Peedee Belemnite – kretazischer Belemnit). Die Differenz zwischen beiden Skalen liegt bei  $\sim 30$  ‰.

### $\delta^{18}\text{O}$ im Wasserkreislauf

Das  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis von Meerwasser, Regen, Schnee, Eis, Fluss-, See-, Boden- und Grundwasser wird durch klimatische Faktoren bestimmt (Abb. 2). Das heutige Ozeanwasser hat einen durchschnittlichen  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von 0 ‰, der in Regionen mit hoher Verdunstung oder Evaporation deutlich höher (schwerer) und in der Nähe der arktischen Regionen durch abschmelzendes Eis deutlich niedriger (leichter) wird. Durch die Verdunstung (Evaporation) des Oberflächenwassers der Ozeane entsteht Wasserdampf, der sich

bevorzugt aus isotopisch leichten Wassermolekülen mit geringem  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis zusammensetzt. Mit dem Aufstieg in die Atmosphäre bilden sich Wolken, welche mit den globalen Windsystemen über die Kontinente bzw. zu den Polen transportiert werden. Bei der Überquerung von Landmassen kondensieren Teile des Wasserdampfs und regnen nach und nach ab. Da Wassermoleküle mit schweren Isotopen leichter kondensieren, reichert sich der entstehende Niederschlag im Vergleich zum Wasserdampf mit den schweren Isotopen an. Folglich wird der verbleibende Wasserdampf isotopisch leichter. Beim weiteren Luftmassentransport über die Kontinente und durch stetiges Abregnen wiederholen sich diese Evaporations- und Kondensationseffekte, so dass die Niederschläge mit zunehmender Entfernung zur Ausgangsquelle des Wasserdampfs (z. B. dem Ozean) isotopisch immer leichter werden (Abb. 2). In Gebirgsmassiven, wie den Alpen, dem Himalaya oder dem Tien Shan in Zentralasien wird der Niederschlag isotopisch immer leichter, und zwar um etwa  $-0,6$  ‰/1000 m (z. B. Araguas-Araguas et al., 2000). So besteht eine Abhängigkeit der Sauerstoffisotope von der Entfernung zum Herkunftsort der Luftmasse (Kontinentaleffekt), der geographischen Breite (Breiteneffekt) und der Höhe über dem Meer (Höheneffekt).

Im Rahmen des TERENO-Observatoriums Nordostdeutsches Tiefland, des ICLEA-Projekts sowie im Zentralasiatischen Global Change-Observatorium des GFZ (GCO) wurden Monitoringnetzwerke aufgebaut (Abb. 3), um direkt in der Nähe der Archive (Seesedimente, Bäume und Späleothe) die Temperatur und die Sauerstoff-Isotopenverhältnisse des Niederschlags, aber

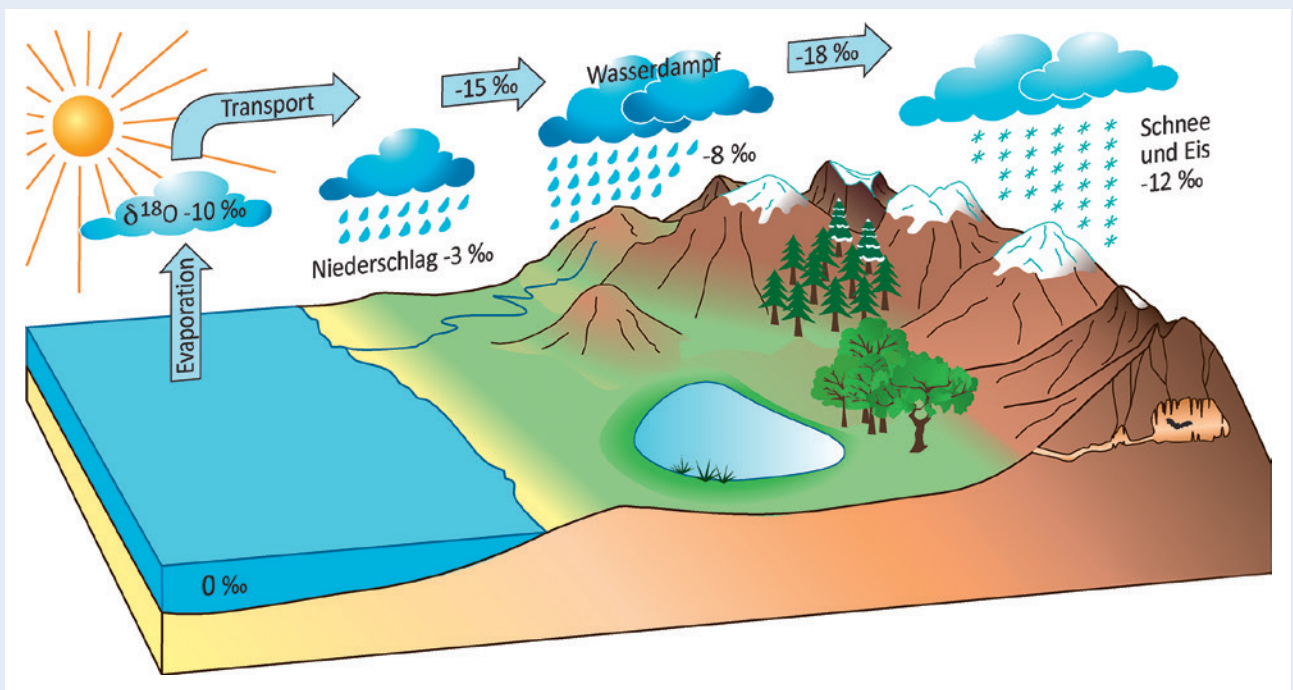


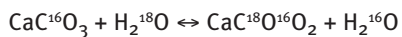
Abb. 2: Die stabilen Isotope des Sauerstoffs  $^{16}\text{O}$  und  $^{18}\text{O}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) im Wasserkreislauf (Grafik: M. Dziggel, GFZ)

Fig. 2: The stable isotopes of oxygen,  $^{16}\text{O}$  and  $^{18}\text{O}$  in the water cycle

auch des See-, Grund-, Boden- und Tropfwassers zu bestimmen. Mit Hilfe dieser Daten werden der Transfer und die Festlegung des Klimasignals der Isotope in die Karbonate der Seesedimente und Tropfsteine bzw. in das Holz der Bäume in Abhängigkeit von Niederschlagsmenge und Lufttemperatur analysiert. Mit dem resultierenden, verbesserten Prozessverständnis können aus den  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Klimaarchive die klimatisch-hydrologischen Bedingungen der Vergangenheit präzise rekonstruiert werden.

### $\delta^{18}\text{O}$ in Seesedimenten

In Seesedimenten ermöglichen  $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen an gefällten Karbonaten oder Kalkschalern (Ostrakoden) Rückschlüsse sowohl auf die Temperatur- wie auch die Niederschlagsgeschichte, denn durch den Austausch von  $^{18}\text{O}$  zwischen Wasser und Karbonat wird das ursprüngliche  $\delta^{18}\text{O}$  des Seewassers konserviert:



Allerdings erfolgt die  $\delta^{18}\text{O}$ -Fraktionierung bei der Karbonatfällung in Abhängigkeit von der Temperatur mit etwa  $-0,25 \text{‰}/1 \text{ °C}$ . Da die Isotopensignatur von Seekarbonaten neben der Temperatur auch durch den Niederschlag, das Grundwasser und die Verdunstung bestimmt wird, benötigt man für die Kalkulation auch die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Seewassers und die Konfiguration des Sees (offen oder geschlossen; *Leng, 2006*). Daher ist es wichtig, diese Rahmenparameter und ihre Variabilität über die Zeit zu kennen. Dies wird durch Langzeitmonitoring erreicht. Neben dem Wassermonitoring können über die regelmäßige Entnahme und Bestimmung von in Sedimentfallen aufgefangenem Material des Sees Informationen über die Produktivität, den detritischen Eintrag und die Karbonatfällung zusammengestellt werden.

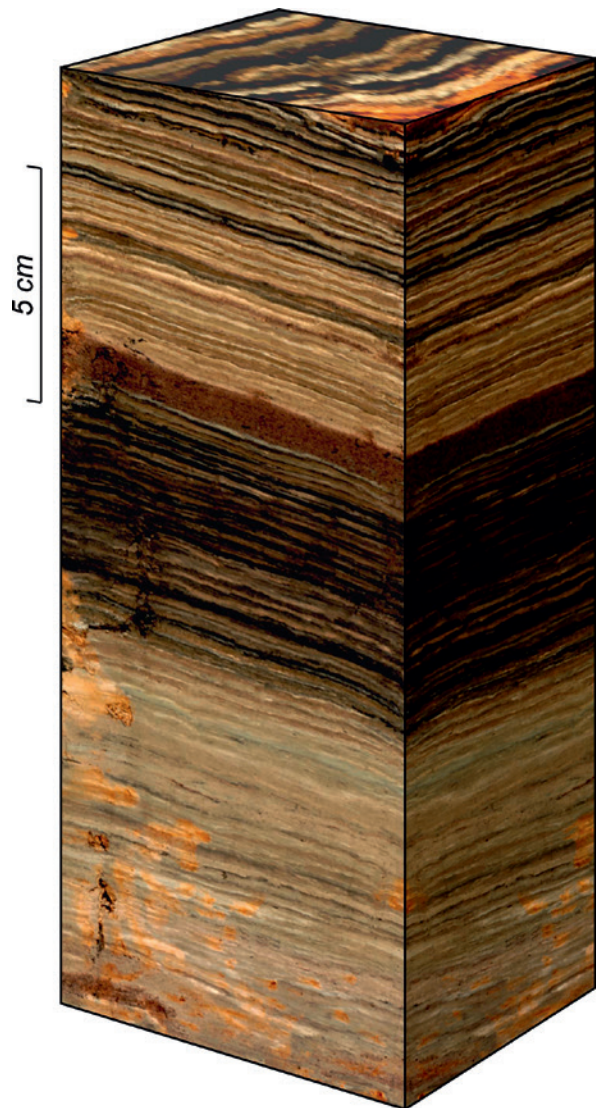


Abb. 4: Sedimentkern mit Warven und Ereignislagen (A. Hendrich, GFZ)

Fig. 4: Sediment core with varves and event layers



Abb. 3: Links: Regenwassersammler in Naryn, Naryn Tal, Zentralasien (Foto: J. Mingram, GFZ; Foto im Hintergrund: B. Plessen, GFZ)

Fig. 3: Left: Rainwater sampler in Naryn, Naryn valley (background), Central Asia

Die Sedimentproben werden am GFZ mit einer automatischen Karbonat-Präparationseinheit aufbereitet und mit einem Isotopenverhältnis-Massenspektrometer gemessen. Kleine Probenmengen erlauben so die Erstellung hochaufgelöster Klimazeitreihen insbesondere aus warvierten (jährlich geschichteten) Seesedimenten (Abb. 4). Die Isotopenverhältnisse der Karbonatlagen können unter idealen Bedingungen in Temperaturkurven übersetzt werden (z. B. v. *Grafenstein et al., 1999*). Andererseits kann mit Hilfe der Sauerstoffisotopie der Karbonatlagen in ariden Gebieten das Verhältnis von Niederschlag, Evaporation und Temperatur bzw. in karbonatischem Umfeld der detritische Eintrag durch Seespiegelhochstände oder Flutereignisse abgeschätzt werden.

### $\delta^{18}\text{O}$ in Späleothenen (Tropfsteine)

Späleothenen sind Höhlenablagerungen wie Stalagmiten, Stalagtiten oder Sinter. Die Kalkablagerungen entstehen durch das Auflösen des karbonatischen Nebengesteins unter Einwirkung  $\text{CO}_2$ -haltiger, eindringender Grund- und Oberflächenwässer, die durch das Gestein sickern und in Hohlräumen aufgrund der Freisetzung von  $\text{CO}_2$  Karbonatlagen bilden. Für die Paläoklimatologie werden bevorzugt Stalagmiten genutzt, da sich in ihnen die saisonale Schichtung am besten aufbaut. Das  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis der Karbonatlagen wird im Wesentlichen durch den Niederschlag und die Temperatur beeinflusst und kann somit Auskunft über Klimaänderungen in der Vergangenheit geben. Die  $\delta^{18}\text{O}$ - und auch  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte können an sehr kleinen Probenmengen der Stalagmiten gemessen werden. Hierzu bohrt man entweder feine Löcher oder fräst sich in Mikrometer-Schritten durch die Lagen (Abb. 5). Stalagmiten bieten zudem den Vorteil einer genauen Datierung mittels der Uran-Thorium- bzw. der  $^{14}\text{C}$ -Methode. Um die Isotopensignatur der Stalagmiten zu interpretieren, werden weitere Zusatzinformationen, z. B. über die Temperatur und Luftfeuchtigkeit innerhalb und außerhalb der Höhle sowie die Intensität und die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Niederschlags und der Tropfwässer benötigt.

Ein Beispiel für die Interpretation der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Seesedimenten und Späleothenen aus Zentralasien ist in Abb. 6 zu sehen. Die Variation der Ti- und  $\delta^{15}\text{N}$ -Werte auf der linken Seite der Abbildung zeigen den Eintrag von detritischem Material in den See Son Kol im Tien Shan an (Lauterbach et al., 2014). Die Korrelation mit den  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Karbonate reflektiert hauptsächlich die Isotopenverhältnisse des Niederschlags und die Intensität der Evaporation. Negativere Werte zeugen von einer erhöhten Intensität der Winterniederschläge und niedrigerer Evaporation, positive Werte von dem Einfluss der Sommerniederschläge und



Abb. 5: Parallel zur Wachstumsrichtung aufgeschnittener und polierter Stalagmit aus einer Höhle in Kirgisistan mit feinen Lagen eingespannt in einer Mikrobohranlage (Foto: B. Plessen, GFZ)

Fig. 5: Speleothem from a cave in Kyrgyzstan with fine laminas, cut along the growth direction, polished, and placed into a micro driller

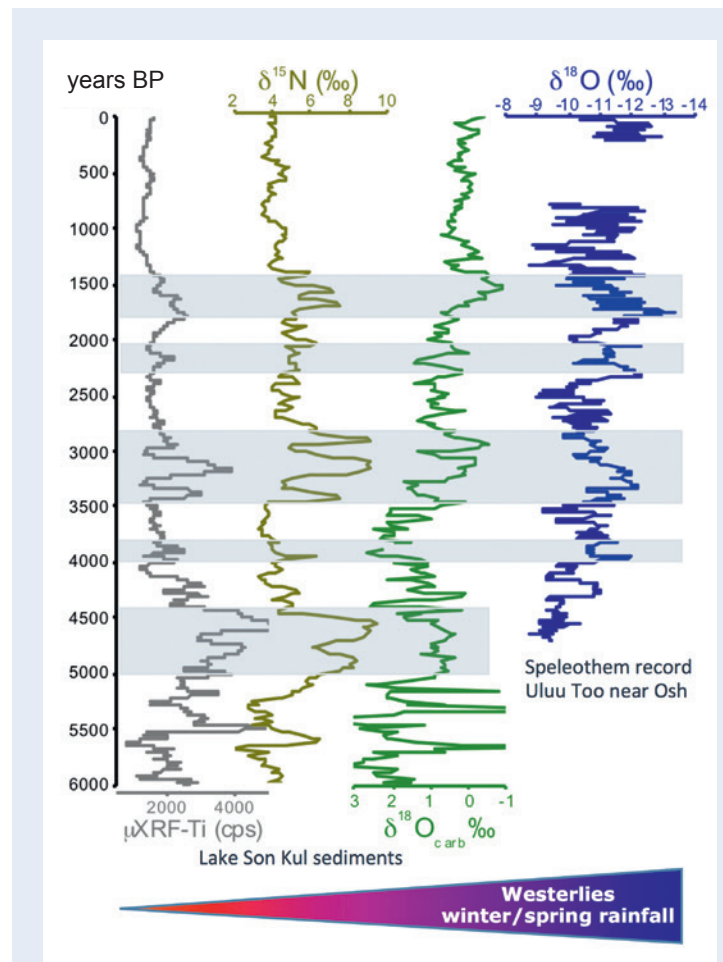


Abb. 6: Intensität der Westwinddrift in Kirgisistan, Zentralasien: Hohe Ti- und  $\delta^{15}\text{N}$ -Werte sowie niedrige  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Seesedimenten des Son Kols, die erhöhten Schmelzwassereintrag aufgrund erhöhter Winterniederschläge anzeigen (Lauterbach et al., 2014) in Korrelation mit leichteren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten eines Stalagmiten aus der Nähe von Osh, der erhöhte Winterniederschläge und damit stärkeren Einfluss der Westwinddrift anzeigt (Wolff et al., 2017)

Fig. 6: Intensity of Westerlies in Kyrgyzstan, Central Asia: High Ti and  $\delta^{15}\text{N}$  values and low  $\delta^{18}\text{O}$  values of lake sediments from lake Son Kol represents higher melt water input in correlation with low  $\delta^{18}\text{O}$  values of a stalagmite from Kyrgyzstan, which reflect higher winter precipitation

höherer Evaporation. Auf der rechten Seite ist die Sauerstoffisotopenkurve eines Stalagmiten aus der Fergana-Region dargestellt. Hier reflektieren die niedrigen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte ebenfalls eine stärkere Intensität der Winterniederschläge bzw. höhere Werte trockenere Klimabedingungen (Wolff et al., 2017). Diese Werte korrelieren mit den Ergebnissen der untersuchten Seesedimente aus der Region und zeigen in beiden Fällen den variierenden Einfluss der Westwinddrift an.

## $\delta^{18}\text{O}$ in Baumjahren

Der Sauerstoff des organischen Materials von Bäumen stammt aus dem über die Wurzeln aufgenommenen Wasser. Daher ist die Isotopensignatur im Holz eines Jahrrings zu einem erheblichen Teil durch die Isotopensignatur des Niederschlagswassers geprägt, welches der Baum aus dem Boden oder dem tieferen Untergrund entnimmt (Abb. 7; Helle und Schleser, 2004). Bei der Wasseraufnahme durch die Wurzeln und dem Transport im Xylem (Holz) bis zu den Blättern oder Nadeln kommt es zu keiner nennenswerten Verschiebung der Sauerstoffisotopenverhältnisse. Auf Blatt- bzw. Nadelebene führt die Transpiration (Wasserdampf abgabe der Blätter), bei der das leichtere  $\text{H}_2^{16}\text{O}$  bevorzugt über die Dampfphase an die freie Atmosphäre abgegeben wird, zu einer Anreicherung von  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ . Das Ausmaß dieser Isotopenverschiebung im Blattwasser ist im Wesentlichen abhängig von der relativen Feuchte und Temperatur in der Umgebung der Blätter/Nadeln, vom  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwert des Wasserdampfs in der Luft und anderen biochemisch-physikalischen Randbedingungen. Trotz zahlreicher offener Fragen bezüglich der biochemischen Prozesse werden meist hohe Korrelationen zwischen den O-Isotopen von Jahrringzeitreihen und denen des Niederschlags oder der Luftfeuchte festgestellt.

### Beziehungen zwischen Jahrring-Isotopensignaturen und dem Klima

Aufgrund der Fraktionierungsprozesse des Sauerstoffs durch die Transpiration der Blätter und Nadeln sind  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Jahrringen hervorragend geeignet, um die Luftfeuchte zu rekonstruieren. Abbildung 8 zeigt die Rekonstruktion der relativen Luftfeuchte für den subalpinen Südosten des tibetischen Hochplateaus mit Hilfe der Sauerstoffisotope aus mehr als 1500 Jahre alten Wacholdern (Griessinger et al., 2016). Für die klimatische Aussagekraft von Jahrringisotopen ist die Wahl der Baumstandorte entscheidend. Zum Beispiel reagieren Bäume an trockenen Standorten sensibler auf Feuchtigkeitsschwankungen als Bäume an feuchten Standorten. Für Klimarekonstruktionen ist zu Beginn stets eine Kalibrierungsstudie mit rezent vorhandenen, meteorologischen Datenreihen erforderlich (Abb. 7). Fundierte Transfermodelle für andere Standorte und Regionen der Erde werden zurzeit mit Hilfe von Prozessstudien anhand der instrumentellen Monitoringdaten weiterentwickelt, welche deutliche saisonale Schwankungen der  $\delta^{18}\text{O}$ -Signaturen im Niederschlag offenbaren (Abb. 7 rechts). Für die Rekonstruktion von Niederschlagsisotopen, die vielfach mit der Temperatur und/oder der Niederschlagsmenge verknüpft sind, gilt es, Bäume mit flachem Wurzelsystem auf gut entwässernden Böden zu wählen. Jüngste Analysen an tropischen Bäumen von der indonesischen Insel Java liefern zudem signifikante Zusammenhänge zu den Niederschlagsmengen und den zugrundeliegenden Ozeanwasser- und Luftströmungen (El Niño Southern Oscillation), was das große Potenzial der  $\delta^{18}\text{O}$ -Signaturen in Jahrringen für Klimarekonstruktionen dokumentiert (Schollän et al., 2015). Viele Hochgebirgsstandorte zeigen einen negativen Zusammenhang zu den Niederschlagsmengen des Winters. Die Ursache liegt in der Schmelzwasseraufnahme der Bäume zu Beginn jeder Vegetationsperiode.  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte von Schnee sind deutlich niedriger (bis zu  $-30\text{‰}$ ) als die der Sommerniederschläge (Abb. 2 und 7), was auch GFZ-Niederschlagsanalysen im Tien Shan Kirgisistans

bestätigen. Ist nun das Angebot an isotopisch leichtem Schneeschmelzwasser zu Beginn der Vegetationsperiode hoch, wird ein Großteil der Frühholzzellen eines Jahrrings damit angereichert, mit resultierenden niedrigen Isotopenwerten. Umgekehrt ist bei einer geringmächtigen Schneedecke im Frühjahr und/oder warmen Bedingungen die Evaporation erhöht. Dann wird mehr isotopisch schweres Wasser aufgenommen, was sich in höheren Jahrringisotopenwerten äußert.

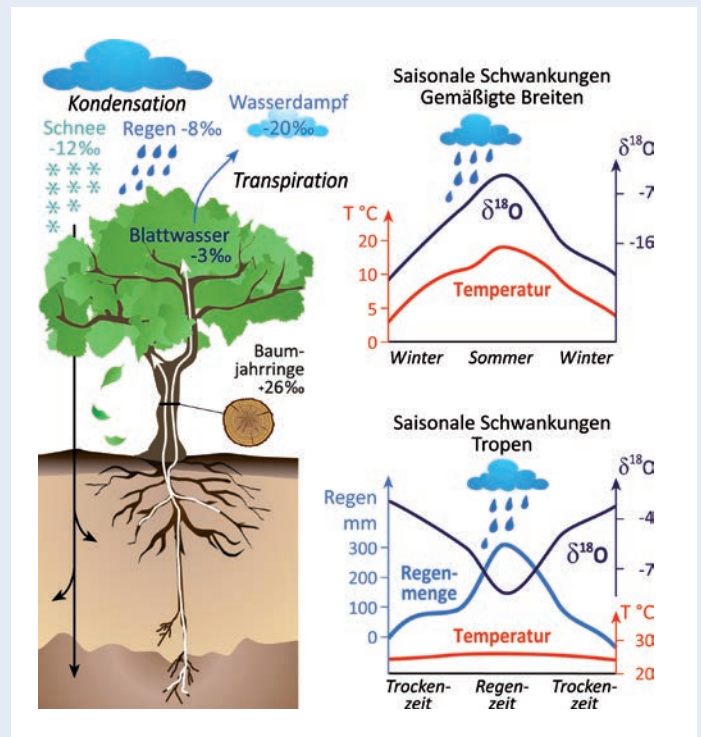


Abb. 7: Einfluss der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Niederschlags auf die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in Baumjahren (links). In den gemäßigten Breiten drückt sich der Zusammenhang zwischen Lufttemperatur und Sauerstoffisotopenverhältnissen des Niederschlags in parallelen saisonalen Schwankungen aus (oben rechts). In den Tropen dagegen sind die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gegenläufig mit der Niederschlagsmenge verknüpft (unten rechts). Diese Zusammenhänge spiegeln sich in den Sauerstoffisotopenverhältnissen der Jahrringe und Tropfsteine wider.

Fig. 7: Influence of  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation on  $\delta^{18}\text{O}$  of tree rings (left). A strong positive relationship between air temperature and  $\delta^{18}\text{O}$  of precipitation is expressed in parallel seasonal variations observed in temperate regions (top, right). In the tropics an inverse relationship between  $\delta^{18}\text{O}$  of rain and rainfall amount is observed, but no significant correlation to air temperature (bottom, right). All these relations are reflected in the  $\delta^{18}\text{O}$  of tree rings and speleothems.

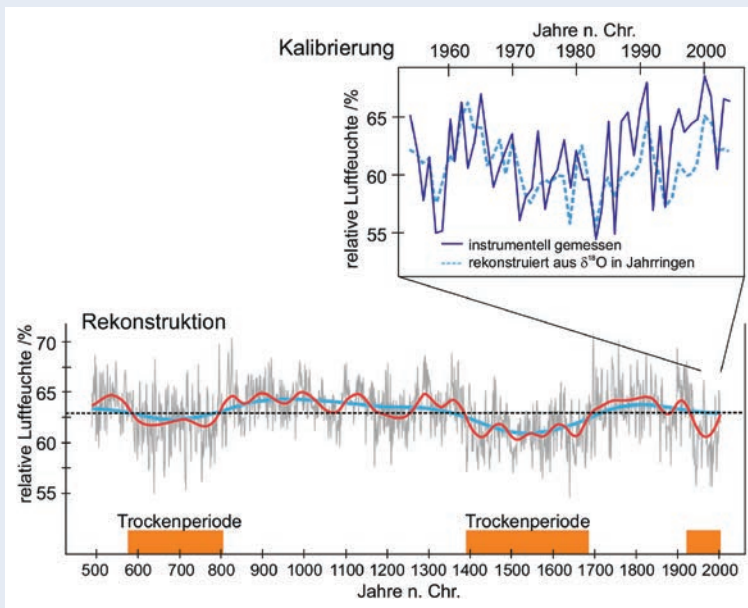


Abb. 8: Oben: Vergleich der aus Jahrringisotopen subalpiner Wacholder aus Südosttibet rekonstruierten relativen Luftfeuchte mit instrumentellen Sommer-Luftfeuchtedaten (Kalibrierungsperiode: 1954 bis 2004). Unten: Jährlich aufgelöste 1500-jährige Rekonstruktion der relativen Sommer-Luftfeuchte für Südosttibet. In den letzten 100 Jahren, wie auch zwischen 1400 bis 1690 n. Chr. und 580 bis 800 n. Chr., war die Region ausgeprägten Trockenphasen ausgesetzt. Die rote und blaue Linie charakterisieren zehn- und hundertjährige Schwankungen (nach Griebinger et al., 2016)

Fig. 8: Top: Reconstructed summer relative humidity from tree-ring  $\delta^{18}\text{O}$  of subalpine junipers from SE-Tibet in comparison with measured relative air humidity (calibration period: 1954 to 2004). Bottom: Annually resolved reconstruction of summer relative humidity for SE-Tibet over the past 1500 years. The region experienced distinct dry periods between 580 to 800AD, 1400 to 1690AD, and from 1920 until today. Red and blue bold lines represent decadal and centennial variations (after Griebinger et al., 2016).

## Zusammenfassung und Ausblick

Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen in Seekarbonaten, Späleothenen und Jahrringen sind sehr gute Archive für Temperatur, Niederschlag und Verdunstung und somit den Einfluss atmosphärischer Systeme über die Zeit. Gerade die Untersuchung verschiedenster Archive liefert wertvolle Hinweise auf die Paläoklimaentwicklung und erlaubt die Entschlüsselung unterschiedlicher Klimabedingungen. Hierfür ist ein umfangreiches Monitoring erforderlich. In Zentralasien und Asien geben die vorgestellten Untersuchungen wertvolle Hinweise auf die Veränderung von Niederschlag und Temperatur und ermöglichen damit die Rekonstruktion von Klimabedingungen. Mit der Kombination unterschiedlicher Archive aus einer Region kann ein noch höheres Prozessverständnis erreicht werden.

## Literatur

- Araguás-Araguás, L., Froehlich, K., Rozanski, K. (2000): Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. - *Hydrological Processes*, 14, 8, pp. 1341-1355, 10.1002/1099-1085(20000615)14:8<1341::AID-HYP983>3.0.CO;2-Z.
- Craig, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. - *Science*, 133, 3465, pp. 1702-1703, 10.1126/science.133.3465.1702.
- Epstein, S., Mayeda, T. (1953): Variation of O18 content of waters from natural sources. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4, 5, pp. 213-224, 10.1016/0016-7037(53)90051-9.
- Griebinger, J., Bräuning, A., Helle, G., Hochreuther, P., Schleser, G. (2017): Late Holocene relative humidity history on the southeastern Tibetan plateau inferred from a tree-ring  $\delta^{18}\text{O}$  record: Recent decrease and conditions during the last 1500 years. - *Quaternary International*, 430, Part B, pp. 52-59, 10.1016/j.quaint.2016.02.011.
- Helle, G., Schleser, G. H. (2004): Interpreting climate proxies from tree-rings. - In: Fischer, H., Kumke, T., Lohmann, G., Flöser, G., Miller, H., von Storch, H., Negendank, J. F. (Eds.), *The Climate in Historical Times: Towards a Synthesis of Holocene Proxy Data and Climate Models*, (GKSS School of Environmental Research), Berlin [u.a.] : Springer, pp. 129-148, 10.1007/978-3-662-10313-5\_8.
- Lauterbach, S., Witt, R., Plessen, B., Dulski, P., Prasad, S., Mingram, J., Gleixner, G., Hettler-Riedel, S., Stebich, M., Schnetger, B., Schwalb, A., Schwarz, A. (2014): Climatic imprint of the mid-latitude Westerlies in the Central Tian Shan of Kyrgyzstan and teleconnections to North Atlantic climate variability during the last 6000 years. - *Holocene*, 24, 8, pp. 970-984, 10.1177/0959683614534741.
- Leng, M. J. (2006): *Isotopes in Paleoenvironmental Research*, (Developments in paleoenvironmental research; 10), Dordrecht : Springer, 307 p.
- Schollaen, K., Karamperidou, C., Krusic, P., Cook, E., Helle, G. (2015): ENSO flavors in a tree-ring  $\delta^{18}\text{O}$  record of *Tectona grandis* from Indonesia. - *Climate of the Past*, 11, 10, pp. 1325-1333, 10.5194/cp-11-1325-2015.
- von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Brauer, A., Jouzel, J., Johnsen, S. J. (1999): A mid-European decadal isotope-climate record from 15,500 to 5,000 years B.P. - *Science*, 284, 5420, pp. 1654-1657, 10.1126/science.284.5420.1654.
- Wolff, C., Plessen, B., Dudashvili, A. S., Breitenbach, S. F., Cheng, H., Edwards, L. R., Streecker, M. R. (2017): Precipitation evolution of Central Asia during the last 5000 years. - *Holocene*, 27, 1, pp. 142-154, 10.1177/0959683616652711.