



WESTFÄLISCHE
WILHELMS-UNIVERSITÄT
MÜNSTER

Struktur-, Spurenstoff- und Isotopie- Untersuchungen im antarktischen Schnee

Ein Vertikalprofil der Kohlen Station, Dronning Maud Land

Bachelorarbeit
Geowissenschaften

Dorothea Elisabeth Moser
Münster, 08. Juli 2016

Erstgutachter: Prof. Dr. Harald Strauß, WWU Münster
Zweitgutachter: Dr. Johannes Freitag, AWI Bremerhaven

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	III
Abstract	VII
1. Einleitung	1
1.1. Motivation	1
1.2. Zielsetzung	1
2. Theoretische Grundlagen	3
2.1. Schnee, Firn und Tiefenreif	3
2.2. Metamorphose	4
2.3. Definition der Strukturparameter	6
2.4. Aerosole und ihre Quellen	8
2.5. Isotopenfraktionierung	11
3. Untersuchungsgebiet	13
4. Methodik	15
4.1. Probennahme	15
4.2. Röntgen-Mikrofokus-Computertomographie	15
4.3. Schnitt	18
4.4. Ionenchromatographie	19
4.5. Isotopenanalytik	22
5. Ergebnisse	24
5.1. Strukturparameter	24
5.2. Spurenstoffe	27
5.3. Sauerstoff-Isotopie	31

6. Interpretation und Diskussion	32
6.1. Datierung	32
6.2. Strukturparameter	33
6.3. Spurenstoffe	45
6.4. Sauerstoff-Isotopie	54
7. Fazit	57
8. Literaturverzeichnis	59
Eidesstattliche Erklärung der Studierenden	VIII
Danksagung	IX
Anhang	X

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1:	Schematische Darstellung von isothermaler Drucksinterung und Lufteinschluss in trockenem, polaren Schnee.	5
Abbildung 2:	Exemplarischer Intersektionskörper mit gemessenen Kornachsen. ...	6
Abbildung 3:	Schema der Sauerstoff-Isotopenfraktionierung im hydrologischen Kreislauf bei meridionalen Transport (nach VAN DER WEL, 2012 und WEINHART, 2016).	11
Abbildung 4:	Geographische Einordnung der Kohlen Station, DML (nach ADDSCAR, 2016).	13
Abbildung 5:	Aufbau des Eis- μ CT, Alfred-Wegener-Institut (FREITAG et al., 2013).	15
Abbildung 6:	Gegenüberstellung von grau-skaliertem Röntgenbild und hochaufgelöstem 2D-Dichteprofil des KF12, Tiefenabschnitt 200–300 cm, aus Trench 1.	16
Abbildung 7:	Schematische Verfahrensweise des Eis- μ CT bei 3D-Helix-Messungen (nach FREITAG UND KIPFSTUHL, 2014).	17
Abbildung 8:	Nachstellung der Schnitt-Apparatur einschließlich Probenmächtigkeit, Referenzmarkierungen und Werkzeugen.	18
Abbildung 9:	Schnittplan für IC- und Isotopenprobensegmente.	19
Abbildung 10:	Schematischer Aufbau eines ionenchromatographischen Systems (nach THERMO SCIENTIFIC, 2012).	20
Abbildung 11:	Schematischer Aufbau und Funktionsweise eines WS-CRDS-Picarros (nach PICARRO INC., 2016).	22
Abbildung 12:	Vertikalprofile der Parameter Dichte (2D) und Porosität (3D) in Trench 1.	24

Abbildung 13:	Entwicklung der Strukturparameter MCL_x , MCL_y und MCL_z sowie Anisotropie im Tiefenprofil Trench 1.....	25
Abbildung 14:	Oberflächendichte und Struktur-Modell-Index im Tiefenprofil Trench 1.	26
Abbildung 15:	Tiefenprofile aller an Trench 1 gemessenen Kationen.	27
Abbildung 16:	Tiefenprofile aller an Trench 1 gemessenen Anionen, Ausschnitt A enthält Diskrepanz zwischen Sulfat und Nicht-Seesalz-Sulfat, Ausschnitt B zeigt Substrukturierungen eines Sulfat-Peaks.	29
Abbildung 17:	Sauerstoff-Isotopenprofil des Trench 1 mit Bezeichnung kleiner (K) und großer (G) Peaks sowie hochaufgelöstem Ausschnitt B, der sukzessive Variationen innerhalb eines Peaks zeigt.....	31
Abbildung 18:	Datierung des Trench 1 anhand der erwarteten jährlichen Akkumulationsrate (Soll-Akkumulation) gemäß OERTER et al. (2000).....	32
Abbildung 19:	Datierung des Trench 1 auf Basis von Sulfat-, Natrium-Ion- und $\delta^{18}O_{\text{Schnee}}$ -Saisonalität.	33
Abbildung 20:	Datiertes Dichte-Profil des Trench 1 im Vergleich mit Na^+ und SO_4^{2-}	34
Abbildung 21:	Kruste in Trench 1 aus ~26 cm Tiefe, 2D.....	35
Abbildung 22:	Kruste in Trench 1 aus ~26 cm Tiefe, 3D.....	35
Abbildung 23:	Vertikale Zergliederung des Dichteprofils von Trench 1 durch schwache und starke Krusten im Zusammenhang mit geringer Anisotropie.	36
Abbildung 24:	Bruchpositionen in Trench 1.....	37

Abbildung 25:	Korrelation zwischen MCL_Y und Porosität in Trench 1.	38
Abbildung 26 :	Datierte MCL- und Anisotropie-Profile im Vergleich zum Dichteverlauf von Trench 1	38
Abbildung 27:	Gegenüberstellung von Anisotropie- und Sulfat-Verlauf in Trench 1.	41
Abbildung 28:	Linearer Zusammenhang zwischen spezifischer Oberflächendichte und Porosität in Trench 1.	42
Abbildung 29:	Vergleich der Tiefenverläufe von spezifischer Oberflächendichte und Dichte in Trench 1.	43
Abbildung 30:	Datierte Tiefenentwicklung von Struktur-Modell-Index und Dichte. .	44
Abbildung 31:	Quadratische Korrelation zwischen Struktur-Modell-Index und Porosität in Trench 1.	44
Abbildung 32:	Vergleich von Natriumverlauf und Porositätsentwicklung in Trench 1 zur Bestimmung möglicher Korrelationen zwischen Struktur- und Spurenstoff-Signatur.....	45
Abbildung 33:	Unabhängigkeit irreversibel deponierter Spurenstoffe von Struktur-Merkmalen in Trench 1.....	46
Abbildung 34:	Calcium-Dichte-Korrelation in antarktischem Firn (nach FREITAG et al., 2013).....	46
Abbildung 35:	Spurenstoff-Signaturen von Brüchen und Kern-Enden am Beispiel der Kationen in Trench 1.....	47
Abbildung 36:	Datierte Trench 1-Profile für Na^+ , K^+ , Mg^{2+} und NH_4^+	48
Abbildung 37:	Datierte Verläufe für Bromid und Chlorid in Trench 1.....	50
Abbildung 38:	Datiertes Sulfat-Profil von Trench 1.....	50

Abbildung 39: Einordnung von Substrukturierungen im Sulfat-Profil an Krusten für Trench 1.....	51
Abbildung 40: nss-Sulfat und MSA^- im datierten Sulfat-Verlauf für Trench 1.	52
Abbildung 41: Vergleich von Na^+ - und SO_4^{2-} in Trench 1 durch die Tiefe.	53
Abbildung 42: Nitrat-Entwicklung in Trench 1 im Vergleich zum Sulfat-Profil.....	53
Abbildung 43: $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee-}}$ und Dichte-Profil des Trench 1 im Vergleich.....	54
Abbildung 44: Einfluss struktureller Merkmale auf das Isotopensignal in Trench 1.	56

Abstract

Kenntnisse über die Ausgangssituation des Klimaarchivs Eis sind für paläoklimatische Forschung und Fernerkundung von maßgeblicher Bedeutung. In dieser Arbeit wird der Aufbau einer ostantarktischen Schneesäule anhand von Strukturmerkmalen, Spurenstoffgehalten sowie $\delta^{18}\text{O}$ -Werten nachvollzogen und Auskunft zu überlieferungsfähigen Signaturen gegeben. An einem Schneeprofil nahe der Kohlen Station, Dronning Maud Land, werden im Eis- μCT erstmals hochaufgelöste Strukturdaten erhoben sowie ionenchromatographische und $\delta^{18}\text{O}$ -Untersuchungen durchgeführt. Strukturparameter zeigen vertikale Zergliederung und Saisonalität, die durch Krusten, Temperaturgradient-gesteuerte Anisotropie und Tiefenreif-ähnliche Lagen bedingt sind. Anhand zeitlicher Variationen in der Korngröße ist eine Parametrisierung der lokalen Metamorphose-Bedingungen möglich. Hinsichtlich des Spurenstoffgehaltes werden saisonale Verläufe und eine grundsätzliche Unabhängigkeit von strukturellen Charakteristika festgestellt. Die Interpretation des $\delta^{18}\text{O}$ -Signals als Temperaturproxy ist im Niedrigakkumulationsgebiet nicht eindeutig und als saisonale Datierungsmethode bedenklich.

1. Einleitung

1.1. Motivation

Ökologische, gesellschaftliche sowie politische Auswirkungen des Klimawandels gehören zu den dringlichen Themen der Zeit. Insbesondere aufgrund anthropogener Einflussfaktoren stellen Klimaveränderungen im System Erde ein brisantes Thema dar. Um fundierte Klimaprognosen für die Zukunft geben zu können, werden Gleichgewichte und Kreisläufe im System Erde anhand paläoklimatischer Entwicklungen untersucht. Eine zentrale Rolle nehmen dabei Klimaarchive ein, in denen Proxydaten erhalten sind. Polares Eis zeichnet sich als solches durch direkte Überlieferung des Atmosphärenchemismus in eingeschlossenen Luftblasen aus. Umso bedeutender ist das Verständnis grundlegender Prozesse und Abhängigkeiten in der Entstehungsgeschichte des Archivs, der Transformation von Schnee zu Eis. Durch sie wird die Auflösung des Klimaarchivs bestimmt, seine Aussagekraft festgelegt und eine Datierung ermöglicht.

1.2. Zielsetzung

Im Rahmen dieser Studienarbeit stehen strukturelle, chemische und isotopengeochemische Merkmale antarktischen Schnees im Fokus der Untersuchung. Anhand eines ostantarktischen Schneekerns, der nahe der Kohlen Station in Dronning Maud Land entnommen ist, werden erstmals hochaufgelöste Strukturdaten der oberen Schneesäule erhoben. Ziel der Arbeit ist vor diesem Hintergrund, die Genese des Schneeprofiles mithilfe radiometrischer, ionenchromatographischer und isotopengeochemischer Analytik nachzuvollziehen. Da die Ostantarktis eine Region mit sehr geringem jährlichen Schneezutrag ist, liegt ein wichtiger Aspekt im Nachweis, ob die ostantarktische Schneesäule saisonalen Aufbau besitzt. Es wird diskutiert, welche Signale zu Beginn des Metamorphose-Prozesses bestehen und welche in größerer Tiefe erhaltungsfähig sind. Darüber hinaus wird der Einfluss von Spurenstoffen auf die Dichteschichtung erörtert. Daraus gehen Informationen über die Ausgangssituation des Klimaarchivs Eis hervor, die sowohl für Paläoklimaforschung als auch Fernerkundung Bedeutung haben.

Folgende Hypothesen bilden die Ausgangsbasis der Interpretation:

- Auch in polarem Schnee der Ostantarktis werden durch Temperaturgradienten-gesteuerte Metamorphose Tiefenreif-ähnliche Strukturen gebildet.
- Anhand von Schneemikrostrukturen ist eine Parametrisierung der ortsspezifischen Metamorphose-Bedingungen in Niedrigakkumulationsgebieten möglich.
- Tiefenreif-ähnliche Lagen beeinträchtigen den konvektiven Luftaustausch innerhalb des Porenraums.
- Das im Oberflächenschnee erhaltene Aerosol-Signal ist von strukturellen Eigenheiten des Schnees unabhängig.
- Eine eindeutige Datierung auf Basis der $\delta^{18}\text{O}$ -Signatur ist im oberflächennahen Bereich nicht möglich.

2. Theoretische Grundlagen

2.1. Schnee, Firn und Tiefenreif

Als Schnee wird kaum alterierter Niederschlag in Form von Eiskristallen bezeichnet. In Funktion der herrschenden Klimabedingungen werden in der Atmosphäre durch Anlagerung an Kristallisationskeime Eiskörner variierender Form und Größe gebildet (ANDERSON UND BENSON, 1963). Diese werden unter ihrem Eigengewicht auf die Gletscheroberfläche deponiert und bilden das Ausgangsmaterial für Gletschereisbildung. Aufgrund seiner isolierten, kolumnar bis dendritischen Kristalle ist Neuschnee hochporös und hat eine Dichte im Bereich $0.05\text{--}0.2\text{ g/cm}^3$ (SINGH et al., 2011). In den Polarregionen werden auch Dichten $> 0.2\text{ g/cm}^3$ gemessen (WEINHART, 2016).

Davon wird polarer Firn abgegrenzt, der als kompaktierter und metamorph überprägter Schnee definiert ist (SINGH et al., 2011). In temperierten Gletschern häufig als Schnee verstanden, der eine Ablationsphase überdauert hat (SINGH et al., 2011; ANDERSON UND BENSON, 1963), wird die Definition in dieser Arbeit ausschließlich auf strukturelle Materialeigenschaften gestützt. Vor dem Hintergrund diskreter Niederschlagsereignisse handelt es sich bei polarem Firn um ein geschichtetes, granulares Material mit heterogenen Materialcharakteristika (HÖRHOLD et al., 2012).

1939 wird von BADER et al. im Schnee temperierter Gletscher erstmals das Phänomen des Tiefenreifs beschrieben. Dabei handelt es sich um eine bis wenige Zentimeter mächtige, hochporöse Schnee-Lage, die oberhalb und zum Teil unterhalb von einer dünnen Eiskruste begrenzt ist (MOSLEY-THOMPSON et al., 1985). Für ihre Ausbildung werden Gradienten zwischen Schnee- und Außentemperatur verantwortlich gemacht, die zu Wasserdampftransport einschließlich Massenverlagerung führen (TAYLOR, 1971; COLBECK, 1983). In den angrenzenden Schichten ist die Schneestruktur durch vergrößerte Kristalle und Porenräume charakterisiert (SINGH et al., 2011). Auch in antarktischem Firn ist ein jährliches Auftreten Tiefenreif-ähnlicher Strukturen im Herbst dokumentiert, das Nicht-Akkumulationsphasen zugeordnet wird (Gow, 1965).

2.2. Metamorphose

Alle Prozesse, die eine Überführung des Schnees in Eis bewirken, werden unter Drucksinterung zusammengefasst (MAENO UND EBINUMA, 1983). Sie führt zur Verdreifachung der Firndichte sowie Reduktion systeminterner Energie durch Massentransport und Oberflächenreduktion (KRÖGER, 2012). In trockenem, polarem Firn geschieht dies ohne beschleunigende Einwirkung von Wasser (ANDERSON UND BENSON, 1963). Die Transformation beschreibt drucksinterähnliches Verhalten, wird aber nicht als Analogon metallurgischer Vorgänge verstanden (KIPFSTUHL et al., 2009). Dabei werden isothermale und Temperaturgradient-Metamorphose differenziert (KLEIN, 2014). Letztere ist deutlich effizienter und tritt in den Polarregionen während Frühling und Herbst aufgrund maximaler Gradienten zwischen Tag und Nacht, Schnee und Atmosphäre, verstärkt auf (CUFFEY, 2010). Strukturelle Veränderungen in Korngröße, Anisotropie und spezifischer Oberflächendichte gehen überwiegend darauf zurück (TAYLOR, 1971; COLBECK, 1983).

Die Überführung von Schnee in Eis wird anhand von Sinterungsprozessen in vier Stadien gegliedert (Abbildung 1). Alle aufgeführten Mechanismen können simultan auftreten, sind jedoch in einem bestimmten Tiefenabschnitt dominant (ANDERSON UND BENSON, 1963). Vor diesem Hintergrund ermöglichen drei kritische Dichten die Separation einzelner Sinterungsbereiche (KLEIN, 2014). Sie sind durch Verringerungen der Verdichtungsraten sowie seismische Diskontinuitäten geprägt (ANDERSON UND BENSON, 1963; KLEIN, 2014).

Die erste Phase der Verdichtung wird von mechanischer Zerkleinerung und Neuordnung unter der Druckauflast überlagernden Schnees bestimmt (KRÖGER, 2012). Während an der Oberfläche deponierter Frischschnee überwiegend dendritische Form besitzt, ist das Material nahe dem Übergang zum Firnstadium deutlich zugerundet und unter maximaler Packungsdichte angeordnet (ANDERSON UND BENSON, 1963; KRÖGER, 2012). Durch Wasserdampfdiffusion kommt es zu fortschreitender Sinterung (KLEIN, 2014). Die Metamorphoserate steht in Abhängigkeit von Temperatur, ihrem Gradienten im Schnee, Akkumulationsrate und Windgeschwindigkeit (NISHIMURA et al., 1983).

Stadium Zwei reicht von 0.55 g/cm^3 bis zur zweiten kritischen Dichte 0.73 g/cm^3 und umfasst offen-porösen Firn (ANDERSON UND BENSON, 1963). Dieser wird durch kristallplastische Deformationsmechanismen zunehmend verdichtet (ANDERSON UND BENSON, 1963). Dazu tragen sowohl Korngrenzen- und Volumendiffusion als auch Dislokationskriechen bei (ANDERSON UND BENSON, 1963). Bis zu einer Dichte von 0.83 g/cm^3 folgt das dritte Metamorphose-Intervall (MAENO UND EBINUMA, 1983). Einschließlich dem Firn-Eis-Übergang in 50–100 m Tiefe dominiert stressinduzierte Korngrenzenmigration (JANSEN et al., 2013). In noch größerer Tiefe wird die im blasenhaltigen Eis eingeschlossene Luft komprimiert und in ein Dreiphasenaggregat mit Luftklathraten überführt (SALAMATIN et al., 1997). Dabei nähert sich die Dichte dem Idealwert von 0.917 g/cm^3 für blasenfreies Eis an (MAENO UND EBINUMA, 1983).

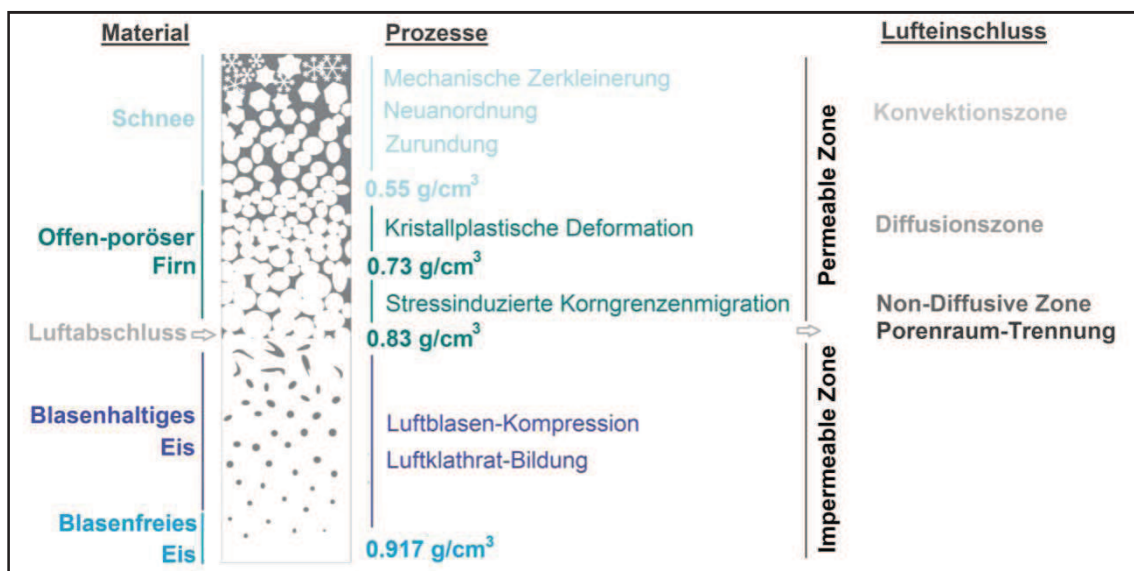


Abbildung 1: Schematische Darstellung von isothermaler Drucksinterung und Lufteinschluss in trockenem, polarem Schnee.

Entsprechend der gegebenen Struktur laufen im Inneren der permeablen Schnee- und Firnsäule atmosphärische Austausch- sowie Transportprozesse ab (SOWERS UND BENDER, 1992). Diese sind Grundlage für eine Tiefendifferenzierung hinsichtlich zunehmenden Lufteinschlusses, die von ENTING (1987) mit einem Perkulationsprozess gleichgesetzt wird (Abbildung 1). Im hochporösen Oberflächenschnee ist direkter Austausch mit der Atmosphäre möglich und durch konvektive Durchmischung geprägt (KLEIN, 2014).

Darunter schließt sich die diffusive Zone an, in der molekular und thermal gesteuerte Diffusion dominieren (KRÖGER, 2012). Konvektion ist höchstens in geringem Umfang möglich, sodass sich die chemische und isotopische Zusammensetzung von der Atmosphäre unterscheidet (KLEIN, 2014). Ohne Wechselwirkung mit der rezenten Atmosphäre wird in der non-diffusiven Zone ein Atmosphärenmischsignal variierender Altersspanne gebildet (KRÖGER, 2012). Bis in welche Tiefe Austauschprozesse mit der Atmosphäre stattfinden, ist bestimmender Faktor für die Altersdifferenz zwischen Luft und umgebendem Eis, die als Δ_{age} bezeichnet wird (BLUNIER UND SCHWANDER, 2000). Am Firn-Eis-Übergang werden verknüpfte Porenräume getrennt, sodass enthaltene Gase als Luftblasen in impermeablem Eis überliefert werden (STAUFFER et al., 1987).

2.3. Definition der Strukturparameter

Die Porosität einer Probe wird als Anteil Hohlräumen zugehöriger Voxel am Gesamtvolumen des Firnkerns angegeben (HÖRHOLD, 2009).

Zur Beschreibung mittlerer Korngröße wird die durchschnittliche Intersektionslänge dreier Vektoren mit dem Untersuchungsmaterial genutzt. Wie in Abbildung 2 gezeigt, wird das Eis mithilfe der Intersektionsmaße entlang senkrecht zueinander orientierter Koordinatenachsen X, Y und Z räumlich erfasst (OHSER UND MÜCKLICH, 2000). Diese werden als Mean Chord Length bezeichnet und in dieser Arbeit mit MCL_x , MCL_y sowie MCL_z abgekürzt.

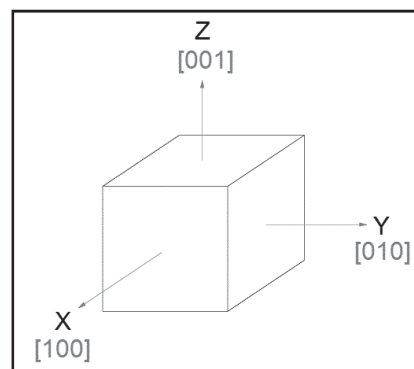


Abbildung 2: Exemplarischer Intersektionskörper mit gemessenen Kornachsen.

Ob hinsichtlich der Kornausdehnung eine Vorzugsrichtung besteht, wird durch Gegenüberstellung horizontal und vertikal ausgerichteter Kornerstreckung festgestellt (Formel (1)).

$$\text{Anisotropie} = \frac{(\text{MCL}_x + \text{MCL}_y)}{2 \cdot \text{MCL}_z} \quad (1)$$

Je größer die mittleren Kornlängen in X- und Y-Richtung sind, umso stärker ist das Korn in der Horizontalen ausgedehnt. Isotropes Material zeigt aufgrund fehlender Vorzugsrichtung einen Wert von 1. Liegt ein Übergewicht [001]-orientierter Interzeptlängen vor, wird ein Verhältnis < 1 ermittelt, das als vertikale Anisotropie bezeichnet ist.

Unter dem Begriff spezifische Oberflächendichte wird im Rahmen der Schneekernanalyse das Verhältnis von Luft-Eis-Grenzfläche und zugehörigem Eisvolumen verstanden (HÖRHOLD, 2010). Feinkörnig-dendritischer Schnee nahe der Oberfläche ist gegenüber granular zugerundetem Firn durch eine deutlich höhere Oberflächendichte gekennzeichnet. In Anlehnung an die englische Bezeichnung Surface Density wird der Parameter mit SD abgekürzt.

Damit Eis-Mikrostrukturen verschiedener Tiefen miteinander verglichen werden können, ist der größenunabhängige Struktur-Modell-Index (SMI) formuliert worden (HILDEBRAND UND RÜEGSEGGGER, 1997; OHSER et al., 2009).

$$\text{SMI} = 12 \cdot \frac{V \cdot M}{S^2} \quad (2)$$

Über das Verhältnis zwischen Porosität (V), Kornkrümmung (M) und Oberflächendichte (S) definiert, wird mithilfe des Parameters eine Aussage bezüglich der Korngeometrie vorgenommen (Formel (2)). Positive Werte sind konvexen Oberflächen wie einzelnen Eiskörnern zugeordnet (HÖRHOLD, 2010). Durch einen SMI von 0 wird plattiges Material beschrieben, wohingegen 3 als zylindrisches und 4 als ideal sphärisches Material definiert ist (OHSER et al., 2009).

2.4. Aerosole und ihre Quellen

Aerosole bezeichnen feine, in Gas dispergierte, feste und flüssige Partikel (KRÖGER, 2012). Dabei werden primäre Aerosole aus direkter Emission von sekundären Aerosolen, die durch Nukleation und chemische Reaktion in der Atmosphäre gebildet werden, unterschieden (PIEL, 2004). Ihre Größe liegt im nm- bis µm-Bereich und sie treten in der Atmosphäre vorwiegend als koaguliertes Gemisch auf (PIEL, 2004). Anhand des Aerosol-Eintrags im Eis werden saisonale Variationen der Atmosphäre qualitativ widergespiegelt (JAFFREZO et al., 1994; MOSHER et al., 1993). Neben anthropogener Emission tragen sowohl Kontinentmassen und Vulkane als auch Ozeane zum natürlichen Spurenstoffsignal des Schnees bei. Gischt, organische Materialien und Mineralstaub werden als Hauptquellen betrachtet (PIEL, 2004), wohingegen die Antarktis aufgrund ihrer weitreichenden Eisbedeckung keine Aerosol-Quelle darstellt (BIGLER et al., 2006). In die Atmosphäre emittiert, unterliegen sie den globalen Zirkulationsmustern (RAES et al., 2000). Der Transport erfolgt überwiegend in der Troposphäre und dauert in der Regel Tage bis Wochen (MAYEWSKI et al., 2009; PIEL, 2004). Aerosol-Eintrag in die Antarktis wird über die zirkumantarktische Tiefdruckrinne geprägt, durch die meridionaler Lufttransport insbesondere im australischen Winter eingeschränkt wird (WAGENBACH, 1996). Entsprechend ihrer Größe werden die Aerosole bei der trocken oder nass erfolgenden Deposition fraktioniert (PIEL, 2004). Erstere läuft kontinuierlich und unabhängig von Präzipitation ab, während Letztere sporadisch an zyklonische Niederschlagsereignisse gekoppelt ist (FISCHER et al., 2007; PIEL, 2004). Weiteres Differenzierungsmerkmal ist die Reversibilität der Aerosolablagerung. Im Fall reversibel deponierter Aerosole finden postdepositionale Prozesse statt, durch die Spurenstoffkonzentrationen im Schnee verändert werden. Die im ostantarktischen Inland gemessenen Aerosolgehalte sind äußerst gering, weisen dabei aber nur ein geringes Ungleichgewicht zwischen Kationen- und Anionenkonzentration auf (LEGRAND UND MAYEWSKI, 1997).

Für Seesalz als primäres Aerosol ozeanischen Ursprungs werden Maxima im Winter verzeichnet, die durch gehäufte Sturmereignisse und Gischtproduktion hervorgerufen werden (GÖKTAS et al., 2002). Hauptkomponenten sind Natrium- und Chlor-Ionen, während Kalium- und Magnesium-Ionen untergeordnete Anteile stellen. Zu Calcium-

Quellen werden in gleichen Anteilen marin gelöstes Seesalz und gesteinsbildende Calcium-Mineralen gezählt (SOMMER UND WAGENBACH, 2000; FREITAG et al., 2013). Alle Seesalz-Ionen werden als irreversibel nassdeponiert angesehen (WELLER et al., 2004).

Der Ammonium-Gehalt einer antarktischen Probe wird auf biomarine Dekomposition organischen Materials im Südozean und Nassdeposition zurückgeführt (KAUFMANN et al., 2010; ASMAN et al., 1998). Anthropogene Verbrennung fossiler Brennstoffe spielt in der Antarktis keine Rolle (HEWITT UND STURGES, 1993). Im Rahmen von Laboruntersuchungen werden jedoch vermehrt anthropogene Kontaminationen und postdepositionale Verluste festgestellt (CAIAZZO ET AL., 2016).

In der Antarktis vorkommende Bromid-Aerosole gehen auf Algenkolonien im Zeitraum mariner Primärproduktion zurück. Sie werden vorwiegend durch Gischt und photochemische Reaktionen an der Wasseroberfläche freigesetzt (SPOLAOR et al., 2013). Erhöhte Verschmutzung der vom Ozean dominierten Atmosphärenschicht, marine atmosphere boundary layer (MABL), fördert die Bildung bromidhaltiger Aerosole. Da industrielle Emissionen maßgeblichen Einfluss auf die Signalstärke haben, können Aussagen über das Quellgebiet des Niederschlags gemacht werden (GABRIEL et al., 2002). Gleichzeitig wird Bromid als Spiegel der Meereis-Ausdehnung verwendet, da ihre Steigerung mit einer Abnahme der Aerosolbildung verknüpft ist. Es sind eine positive Korrelation zur Temperatur und eine Antikorrelation zum Natriumgehalt bekannt (SPOLAOR et al., 2013).

Chlorid wird den drei Quellen Seesalz, Frostblumen bei beginnender Meereisbildung und Salzsäure zugeordnet (FISCHER et al., 2007). Dabei dominiert Gichtbildung als emittierender Prozess im Zusammenspiel mit nasser Deposition. Teile des anorganischen Meersalzes reagieren im Frühsommer mit biogener Schwefelsäure zu Salzsäure, die länger in der Atmosphäre verbleibt (WELLER, 2016, PERS. KOMM.). Dies führt am Ende seiner Eintragsphase zu einem von Natrium entkoppelten Verhalten und schwächerer Saisonalität (SPERLICH, 2008). Postdepositionale Verluste sind bei Chlorid nicht nachweisbar (WELLER et al., 2004).

Schwefelhaltige Aerosole entstehen sowohl primär aus Seesalz als auch sekundär infolge anthropogener, vulkanischer Emissionen sowie Dimethylsulfid-Oxidation (WEINHART, 2016). Entsprechend primärer oder sekundärer Bildung werden Sulfataerosole in Seesalz- und Nicht-Seesalz-Sulfat (nss-Sulfat) unterschieden. Mirabilit-Frostblumen sind die dominierende Komponente des Seesalz-Sulfats, während Nicht-Seesalz-Sulfat mithilfe der von MIEDING (2005) aufgestellten Formel (3) berechnet wird.

$$[\text{Sulfat}]_{\text{nss}} = [\text{Sulfat}]_{\text{ges}} - 0.252 \times [\text{Natrium}] \quad (3)$$

In einem Verhältnis von 4:1 wird durch Dimethylsulfid-Oxidation neben Sulfataerosolen auch Methansulfonat (MSA^-) gebildet (SPERLICH, 2008). Da Dimethylsulfid Indikator mariner Phytoplankton-Produktion ist, werden Höchstwerte des saisonalen Verlaufs im australischen Sommer zwischen Dezember und März ermittelt (MINIKIN et al., 1998; MIEDING, 2005). MSA^- ist ausschließlich biogen und seine postdepositionale Erhaltungsfähigkeit durch graduelle Verluste gekennzeichnet (WELLER et al., 2004).

Nitrat-Aerosole werden sekundär durch biogene Denitrifikation in Ozean und Böden gebildet, auf die atmosphärische Stickoxid-Oxidation folgt (FLÜCKINGER et al., 2002). Verbrennung fossiler Rohstoffe als zusätzliche Eintragsquelle ist in der Antarktis nicht gegeben (HEWITT UND STURGES, 1993). Während der Niederschlagsformation wird das Aerosol vorwiegend durch Spülung der Atmosphäre als Salpetersäure nass deponiert (RÖTHLISBERGER et al., 2002). Da biogene Aktivität auf die Vegetationsperiode im australischen Sommer beschränkt ist, werden die saisonalen Maxima für Nitrat in diesem Zeitraum nachgewiesen (WEINHART, 2016). Mit zunehmender Verfirnung werden Rücklösung und Reevaporation der reversibel deponierten Substanz beobachtet (WELLER et al., 2004). Niedrige Temperaturen verlangsamen die Entwicklung, sodass höhere Nitrat-Konzentrationen erhalten bleiben (RÖTHLISBERGER et al., 2002).

2.5. Isotopenfraktionierung

Varietäten eines chemischen Elements, deren Nuklei bei gleicher Protonenzahl durch abweichende Kernmasse gekennzeichnet sind, werden als Isotope bezeichnet (SODDY, 1913). Beim Wassermolekül werden drei stabile Sauerstoffvarianten, ^{16}O , ^{17}O und ^{18}O , differenziert, die miteinander im konstantem Mengenverhältnis 99.76 : 0.04 : 0.2 stehen (GAT, 1996). Basierend auf Isotopenfraktionierungsprozessen in hydrologischem Kreislauf und atmosphärischer Zirkulation besitzt jedes Wassermolekül eine charakteristische Signatur (GAT, 1996; Abbildung 3).

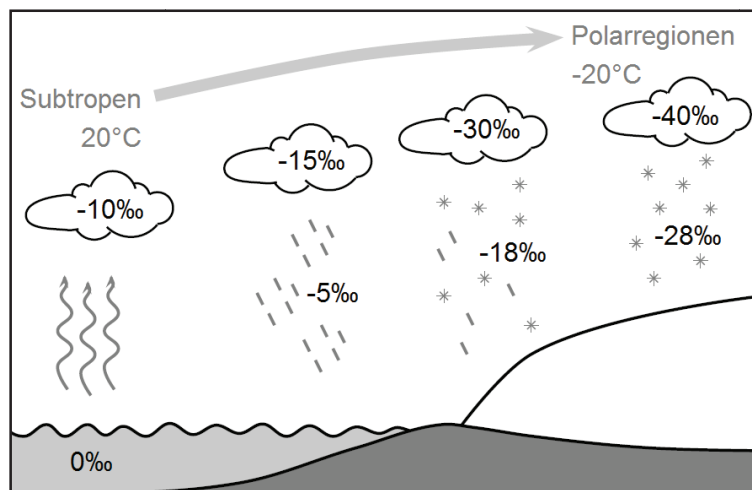


Abbildung 3: Schema der Sauerstoff-Isotopenfraktionierung im hydrologischen Kreislauf bei meridionalen Transport
(nach VAN DER WEL, 2012 und WEINHART, 2016).

Diese kommt an Phasenübergängen durch Rayleigh-Fraktionierung zustande, die auf dem thermodynamischen Verhalten der Isotope beruht (DANSGAARD, 1964). Massereiche Isotope mit niedrigerem Dampfdruck verhalten sich schwerfälliger als leichte, sodass sie im Dampf abgereichert werden und verstärkt im Kondensat zurückbleiben (Abbildung 3). Der Fraktionierungsfaktor steigt bei abnehmender Temperatur an (DANSGAARD, 1964). Gleichzeitig ist die kinetische Fraktionierung bei Eiskristallbildung in kalter, übersättigter Luft verringert (JOUZEL UND MERLIVAT, 1984). Wie Abbildung 3 schematisch zeigt, führt mehrfache Evaporation und Präzipitation beim meridionalen Luftmassentransport zu einem kumulativen Effekt der Wasserisotopenfraktionierung.

Aufgrund ausgeprägter Sensitivität von Sauerstoffisotopen gegenüber der Präzipitationstemperatur, wird die $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ -Niederschlagszusammensetzung als Thermometer eingesetzt (GAT, 1996; GRAF et al., 2002). Insbesondere in den Polarregionen wird die $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ -Signatur als exzellenter Proxy für saisonale Temperatur-Änderungen angesehen (DANSGAARD, 1964).

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}} = [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{Probe}} / ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{Standard}} - 1] \times 1000\text{‰} \quad (4)$$

Dabei wird das Verhältnis der Isotope ^{18}O zu ^{16}O als Abweichung [‰] vom internationalen Referenzwert Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) angegeben (Craig, 1961; Formel (4)). In den Plateaubereichen der Ostantarktis wird eine Temperaturdifferenz von 1°C mit $0.77 \pm 0.14\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}}$ -Schwankungen gleichgesetzt (GRAF et al., 2002).

3. Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet ist auf dem Amundsen-Eisschild, Dronning Maud Land (DML), gelegen und wird dem Atlantischen Sektor des Ostantarktischen Plateaus zugeordnet (WEINHART, 2016; Abbildung 4). Die Kohnen Station befindet sich bei 75°00'S 00°04'E etwa 550 km von der Küste und 3000 km von der nächsten Kontinentalmasse in Patagonien, Südamerika, entfernt (PIEL, 2004).

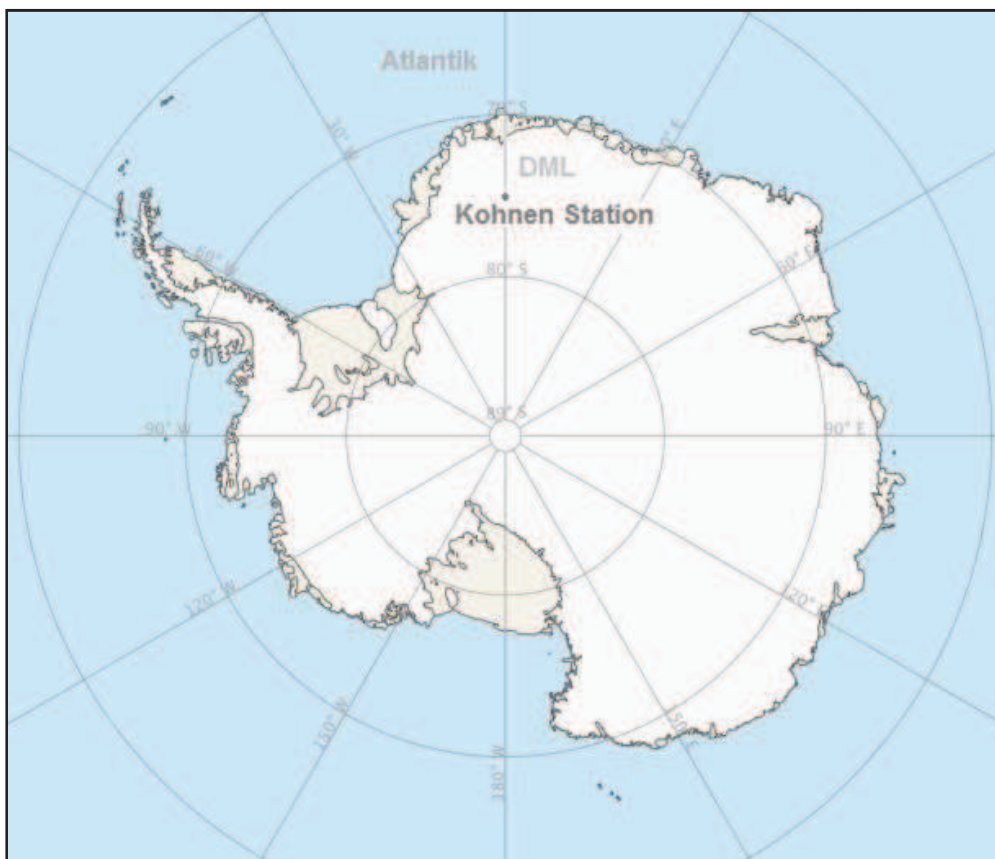


Abbildung 4: Geographische Einordnung der Kohnen Station, DML
(nach ADDSCAR, 2016).

Es handelt sich um eine Sommerforschungsstation 2892 m über dem Meeresspiegel (a.s.l.), die im Rahmen des EPICA-Projektes vom Alfred-Wegener-Institut (AWI) angelegt worden ist (DRÜCKER et al., 2002). Sie befindet sich an einem Eisscheiden-Tripelpunkt, an dem die Eismächtigkeit 2750 ± 50 m beträgt (STEINHAGE, 2001). Da die Fließgeschwindigkeiten des Eisschildes in W-, NE- und SE-Richtung mit 1 m/a gering sind, wird die Lokalität als gut für Eiskernbohrungen geeignet eingestuft (KRÖGER, 2012; EPICA COMMUNITY MEMBERS, 2006).

Das Klima nahe der Kohlen Station ist durch eine niedrige Akkumulationsrate von 20 cm Schnee, 62 mm Wasseräquivalent (w.eq.) pro Jahr, mit ausgeprägter Niederschlags-Saisonalität gekennzeichnet (OERTER et al., 2000). Trotz jährlicher Lagen werden den Sommermonaten gemäß Feldbeobachtungen aus der Saison 2012/2013 maximal 2–3 mm w.eq. Niederschlag zugeschrieben (WEINHART, 2016). Die Schneeoberfläche ist in diesem Zeitraum weitgehend vereist (KLEIN, 2014). Zudem resultiert die Gesamtmächtigkeit eines Jahres aus wenigen, diskreten Niederschlagsereignissen (REIJMER et al., 2002). Während des australischen Sommers liegen die Lufttemperaturen zwischen -20°C und -45°C , im Winter werden teils -70°C erreicht (DRÜCKER et al., 2002). Vereinzelt sind Warmlufteinbrüche verzeichnet, die als zyklonische Tiefdruckgebiete aus niedrigeren Breiten stammen und durch erhöhte Feuchtigkeitzufuhr geprägt sind (BIRNBAUM et al., 2006). Überregionale Tauphasen sind bei einer Jahresdurchschnittstemperatur von -46°C nicht bekannt (REIJMER, 2001). Im Untersuchungsgebiet liegt deshalb trocken-polarer Schnee vor (KLEIN, 2014). Dabei dominieren katabatische und synoptische Winde mit Geschwindigkeiten um 4.5 m/s aus 65° ENE (REIJMER, 2001). Diese führen zu dünenartiger Reliefierung und Umlagerung oberflächlichen Schnees (KLEIN, 2014). Unter diesen Bedingungen werden 40-80% des in Dronning Maud Land fallenden Niederschlags in südantlantischen Breiten aus Ozeanwasser generiert (REIJMER UND VAN DEN BROEKE, 2001). Bis zur Präzipitation in der Untersuchungsregion dauert die Transportphase durchschnittlich vier Tage (REIJMER UND VAN DEN BROEKE, 2001). Anschließend sind etwa 10% des Niederschlags aufgrund negativ-latenten Wärmeflusses von Sublimation betroffen und nicht dauerhaft erhaltungsfähig (KLEIN, 2014).

4. Methodik

4.1. Probennahme

Im Rahmen der Antarktis-Feldkampagne des Alfred-Wegener-Instituts 2014/2015 wird das Schnee-Vertikalprofil Trench 1 entnommen. Es erstreckt sich von der Schneeoberfläche bis in 3 m Tiefe und umfasst die drei Kerne KF10, KF11 und KF12. Die Probenahmestelle ist 500 m entfernt der Kohlen Station gelegen. Zur Kerngewinnung werden drei mit Schnee gereinigte Kohlefaser-Rohre mit 10 cm Innendurchmesser schrittweise lotrecht in die Schneesäule gerammt. Anschließend wird ein Schurf eingerichtet, durch den eine Freilegung des Tiefenprofils möglich ist. Mithilfe von Whirl-Pak-Probentüten werden die Kohlefaserrohre an beiden Öffnungen abgeschlossen. In einer Styropor-Box verpackt werden sie gekühlt nach Bremerhaven verfrachtet und im Eisarchiv des AWIs bei -40°C gelagert.

4.2. Röntgen-Mikrofokus-Computertomographie

Grundlage aller vorliegenden Strukturdaten sind 2D- und 3D-Untersuchungen der Röntgen-Mikrofokus-Computertomographie (Eis- μCT). Dabei handelt es sich um ein non-destruktives, radioskopisches Verfahren mit einer räumlichen Auflösung von $58\ \mu\text{m}$ (KRÖGER, 2012). Die Bildgebung erfolgt auf Basis unterschiedlicher Röntgenstrahlen-Absorption durch das Probenmaterial im Eis- μCT . Das Gerät ist in einem Strahlen-Vollschutz-Labor des AWIs bei -14°C untergebracht und aus Röntgen-Quelle, Rotationstisch sowie Detektoreinheit zusammengesetzt (Abbildung 5).

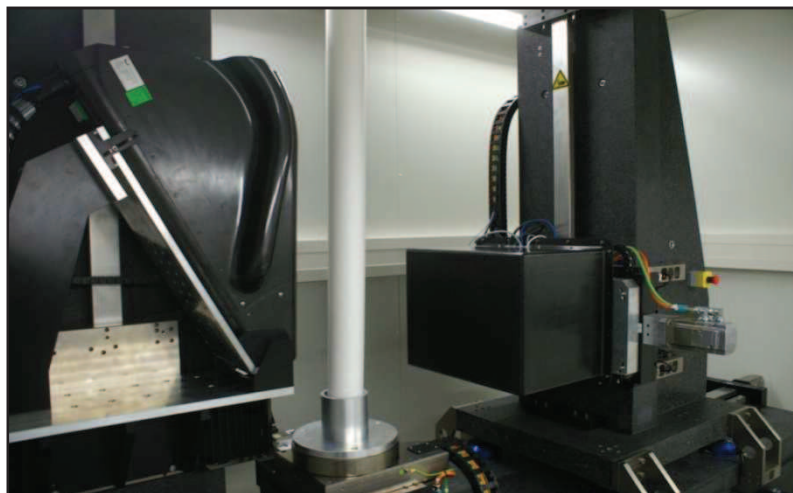


Abbildung 5: Aufbau des Eis- μCT , Alfred-Wegener-Institut (FREITAG et al., 2013).

Durch Anlegung einer Spannung von 140 kV an die Quelle wird Röntgenstrahlung emittiert. Im Strahlengang zwischen Quelle und Detektor ist ein Rotationstisch einschließlich Probenhalterung für Schnee-, Firn- und Eiskerne angebracht. Die durchleuchtete Probe wird in einem Kohlefaserrohr stabilisiert und hat 10 cm Durchmesser. Vom Detektor eingefangen wird transmittierte Röntgenstrahlung, die in Abhängigkeit der zurückgelegten Wegstrecke durch die Eismatrix ein grau-skaliertes Schattenbild liefert (FREITAG et al., 2013). Darin sind Luft- und Eis-Phase anhand dichtebedingter Farbvariationen differenzierbar (Abbildung 6). Je heller die Graufärbung, umso dichter ist das Material. Die Kalibrierung der Messung geschieht mittels zweier blasenfreier Eis-Referenzblocks, die in die eigens für Schneekern-Scans angefertigte Probenhalterung integriert sind.

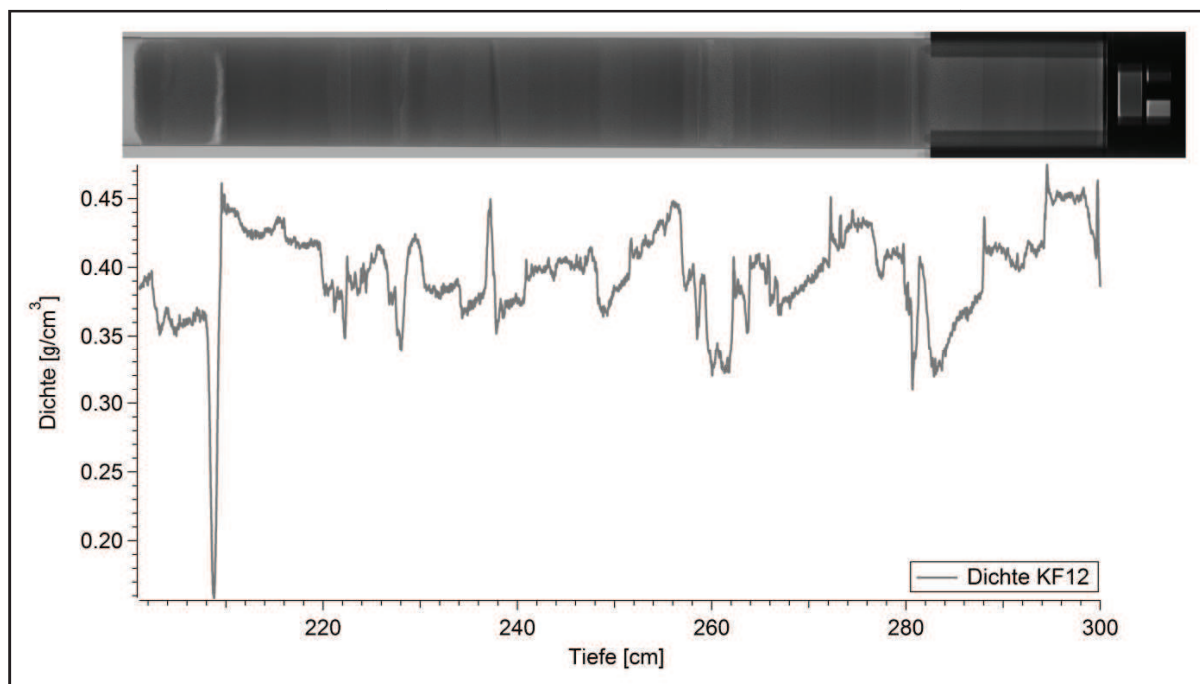


Abbildung 6: Gegenüberstellung von grau-skaliertem Röntgenbild und hochaufgelöstem 2D-Dichteprofil des KF12, Tiefenabschnitt 200–300 cm, aus Trench 1.

Beim 2D-Scan werden Strahlen-Quelle und -Detektor miteinander synchronisiert entlang der Vertikalen bewegt und eine Projektionsserie aufgenommen (FREITAG et al., 2013). Eine Gesamtaufnahme des gescannten Kerns wird durch Verknüpfung der Projektionen im Strahlenfokus gebildet (FREITAG et al., 2013). Das hochaufgelösten Dichteprofil des Trench 1 ist auf dieses Verfahren gestützt (Abbildung 6).

Für 3D-Helix-Untersuchungen wird der Kern zusätzlich in Rotation versetzt, sodass bei 2000 Projektionen pro Umdrehung jeder Bereich zu einem Zeitpunkt im Strahlenfokus abgebildet wird (WEISSBACH, 2012; Abbildung 7). Dadurch ist eine hochaufgelöste, räumliche Analyse struktureller Charakteristika möglich. Im Rahmen der Studienarbeit wird dies zur Bestimmung von Porosität, mittlerer Kornlänge entlang X-, Y- und Z-Achse, Anisotropie, spezifischer Oberflächendichte und Struktur-Modell-Index genutzt.

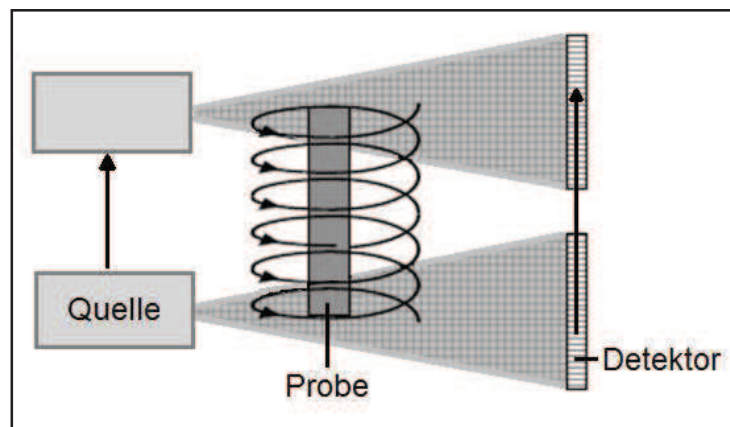


Abbildung 7: Schematische Verfahrensweise des Eis- μ CT bei 3D-Helix-Messungen (nach FREITAG UND KIPFSTUHL, 2014).

Die methodische Unsicherheit ist von Kalibrierung, Korrekturverfahren sowie Fitting-Prozess abhängig und beträgt gemäß FREITAG et al. (2013) 0.01 g/cm^3 . Vollständige Protokolle der Aufnahme-Einstellungen für Tiefenmeter Eins, Zwei und Drei sind im Anhang zu finden (siehe Anhang, Tabellen 1–4). Prozessierung und Auswertung der Röntgenaufnahmen werden mithilfe des Programms MAVI durchgeführt. Durch den Aufbau der Schneekernhalterung kommt es in den eingefassten Tiefenbereichen zu veränderter Röntgentransmission. Aus diesem Grund werden 3D-Strukturparameter an der Basis des jeweiligen Probenkerns von der Analyse ausgenommen.

4.3. Schnitt

Zur weiteren Beprobung wird das Vertikalprofil in diskrete Einzelproben zerschnitten. Im Fokus steht die chemische Reinheit der Probenhandhabung. Dazu wird eine neue Schnitt-Apparatur konzipiert, mithilfe derer Kontaminationen der Proben vermieden werden sollen. Der Probenschnitt findet im Eislabor bei -20°C unter Reinraumbedingungen statt. Zum Schutz sind die Durchführenden mit Polyethylen-Handschuhen sowie Armschutzhüllen aus Polypropylen bekleidet. Beide Utensilien werden ausschließlich im Reinraumlabor verwendet und während ein Austausch der Handschuhe nach 20 geschnittenen Proben erfolgt, werden Armschutzhüllen nach 1 m Kern ausgewechselt.

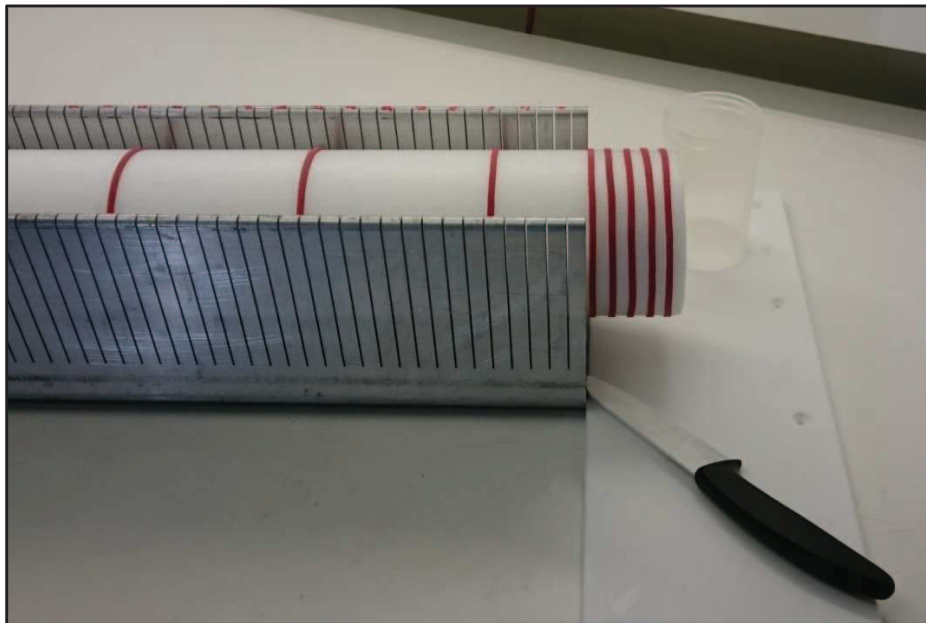


Abbildung 8: Nachstellung der Schnitt-Apparatur einschließlich Probenmächtigkeit, Referenzmarkierungen und Werkzeugen.

Der Aufbau besteht aus Stahltrug, Keramik-Messer, Nalgene-Dose und Teflonbrett (Abbildung 8). Zur Dekontamination werden alle Werkzeuge vor ihrer Verwendung mindestens dreifach mit Isopropanol gereinigt. Zunächst wird der Schneekern im Stahltrug vollständig freigelegt, seine Gesamtlänge mittels Metermaß bestimmt und Referenzmarkierungen vorgenommen. Diese dienen der Eingrenzung von Verschnitt. Darüber hinaus werden Brüche sowie Auffälligkeiten hinsichtlich Verschmutzung und Dichtelagen protokolliert (siehe Anhang, Tabellen 5–7).

Anhand der Trennrillen im Stahltrog mit 1.1 cm Abstand wird die Proben-Mächtigkeit gekennzeichnet. Da das Keramik-Messer zu breit für einen Schnitt in den vorgefertigten Trogrillen ist, wird der Kern sequenziell über den Trogrand hinaus geschoben und oberhalb des Teflonbretts geschnitten. Während das Messer durch den Schnee geführt wird, findet die Entnahme des zentralen Probenareals mithilfe einer 6.3 cm durchmessenden Nalgene-Dose unter Drehbewegungen statt (Abbildung 9).

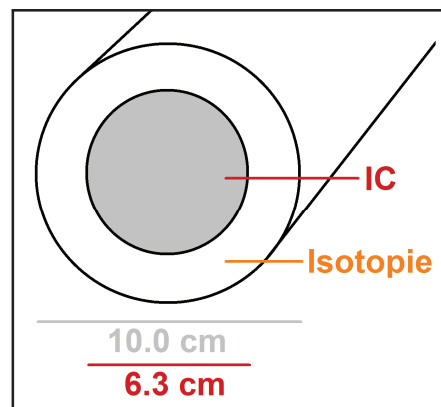


Abbildung 9: Schnittplan für IC- und Isotopenprobensegmente.

Dieser Teil wird als dekontaminiert angenommen, da eine Überwindung des 1.85 cm breiten Randbereichs durch Verschmutzungspartikel bei exemplarisch 60% Porosität und 550 μm MCL_x unwahrscheinlich ist. Für Ionenchromatographie-Messungen wird der zentrale Probenbereich in Whirl-Pak-Beutel mit den Maßen 75 x 185 mm gefüllt, während das Randvolumen Isotopenuntersuchungen zugedacht ist, die deutlich weniger anfällig für Kontaminationen sind.

4.4. Ionenchromatographie

Die im Schnee enthaltenen Spurenstoffe werden mithilfe ionenchromatographischer Analytik (IC) qualitativ und quantitativ untersucht. Ziele sind Trennung der Probe in Ionen und Determination der jeweiligen Ionenkonzentration (SPERLICH, 2008). Bei Passierung der Chromatographiesäule wird der Analyt in Funktion der Affinität zur stationären Phase separiert (SPERLICH, 2008). Die spezifischen Retentionszeiten der einzelnen Ionen variieren je nach Polarität, Ionenradius sowie Ladung und erlauben die Zuordnung gemessener Konzentrationen (WEINHART, 2016; SPERLICH, 2008).

Auf diese Weise werden Natrium- (Na^+ -), Kalium- (K^+ -), Magnesium- (Mg^{2+} -), Calcium- (Ca^{2+} -), und Ammonium- (NH_4^+ -) Gehalte gemessen. Als Anionen werden Bromid (Br^-), Chlorid (Cl^-), Fluorid (F^-), Sulfat (SO_4^{2-}), Methansulfonat (MSA^-) und Nitrat (NO_3^{2-}) in ihrer Konzentration bestimmt.

Zur Probenpräparation werden diskrete Schneefraktionen Raumtemperatur ausgesetzt und in flüssigen Aggregatzustand überführt. Es werden je 1.5 ml Probe für Anionenchromatographie und 2.5 ml zur Kationenanalyse pipettiert und in verschlossenen Ampullen im Autosampler positioniert. Um gleichbleibende Qualität der Messungen zu gewährleisten, werden die Laborutensilien vor jeder Nutzung einem mehrschrittigen Reinigungsverfahren unterzogen. Zudem wird die Probenpräparation unter Reinraumlabor-Bedingungen durchgeführt.

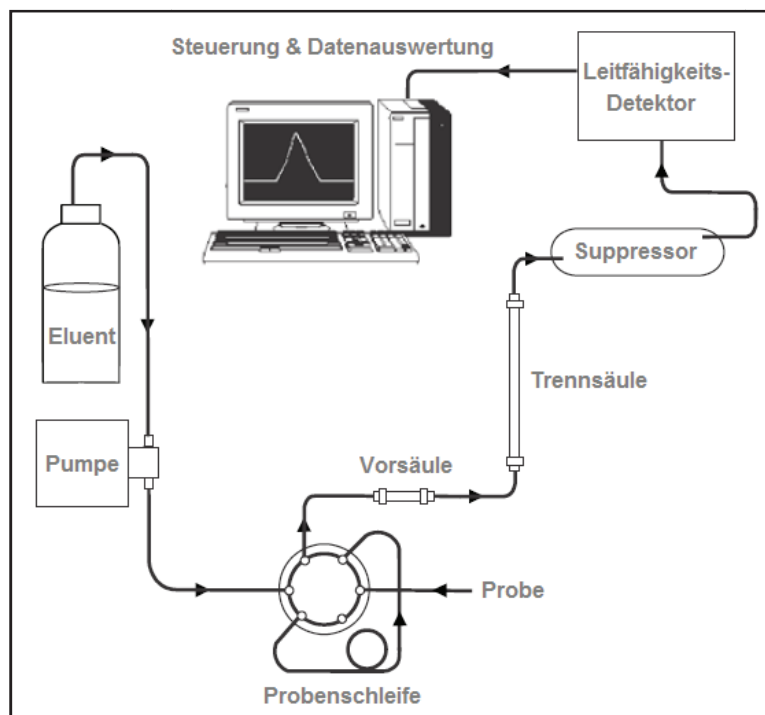


Abbildung 10: Schematischer Aufbau eines ionenchromatographischen Systems (nach THERMO SCIENTIFIC, 2012).

Wie in Abbildung 10 dargestellt, ist der Ionenchromatograph als Sequenz funktioneller Einheiten aufgebaut (SPERLICH, 2008). Im Rahmen der Studienarbeit wird mit vier Geräten des Typs Dionex ICS-2100 gearbeitet, wobei zwei separate Systeme mit jeweils einem Apparat für Anionen und Kationen im Einsatz sind. Diese werden bei konstantem Druck und stabiler Eluentenkonzentration betrieben.

Mithilfe des Autosamplers werden 350 µl Probenflüssigkeit über eine Probenschleife eingeleitet. Zur Beseitigung von Rückständen wird diese vor der Probeninjektion in die Chromatographiesäule mit einer Fraktion der nächsten Probe gespült (WEINHART, 2016). Das System für Kationenchromatographie unterscheidet sich durch eine Aufkonzentriersäule des Typs Dionex TCC-LP1 (4 x 35 mm), die an Stelle der Probenschleife eingebaut ist. Indem sie entgegen der Flussrichtung beladen wird, dient sie der relativen Anreicherung niedrig konzentrierter Kationen im Verhältnis zum Eluent (SPERLICH, 2008).

Die Probe wird mit der mobilen Phase durch Vor- und Trennungssäule befördert und anhand der Wechselwirkung mit der Ionenaustauscher-Matrix in ihre Einzelbestandteile separiert (KLEIN, 2014). Für das Anionensystem werden als Vorsäule Dionex AG18 (2 x 50 mm) und als Trennsäule Dionex ASRS300 (2 x 250 mm) verwendet. Das Kationensystem besteht aus Vorsäulenmodell Dionex CG12A (2 x 50 mm) und Trennsäulentyp Dionex CS12A (2 x 250 mm). Dabei dienen dem Anionen-Chromatograph 23 mmol KOH als Trägermedium, während für die Kationenanalyse 20 mmol MSA^- eingesetzt werden (KRÖGER, 2012).

Im anschließenden Suppressor werden Eluentenleitfähigkeit und Nachweisgrenze der Ionen herabgesetzt. Dies geschieht, indem das Trägermedium für Kationen durch H^+ - und für Anionen durch OH^- -Ionen ersetzt wird (MEYER, 2004; WESTON UND BROWN, 1997). Bei den genutzten Suppressoren handelt es sich um Dionex-Modelle des Typs CERS 500 und AERS 500.

Die Detektoreinheit besteht aus einer Konduktivitätszelle, in welcher die elektrische Leitfähigkeit über die Zeit gemessen wird (SPERLICH, 2008). Durch Vergleich des Chromatogramms mit bekannten Standards können die Ionenkonzentrationen ermittelt werden (SPERLICH, 2008). Innerhalb einer Messsequenz werden vier Standardblöcke integriert gemessen, um die Reproduzierbarkeit zu überprüfen. Für MSA^- sind die Detektionsmöglichkeiten technisch eingeschränkt, da die Ursache für MSA^- -Peaks bei Blankoproben ungeklärt ist. Nähere Angaben hinsichtlich der verwendeten Standards werden im Anhang aufgeführt (siehe Anhang, Tabellen 8–9).

Die Kalibrierung der erhobenen Daten wird anhand interner Standards mittels linearer Regression vorgenommen. Steuerung des Geräts und Auswertung gesammelter Daten erfolgen an einem mit dem Ionenchromatograph verknüpften PC mithilfe des Programms Chromeleon 6.8.

4.5. Isotopenanalytik

Um die isotopengeochemische Zusammensetzung des Schneematerials zu untersuchen, werden Picarro-Geräte eingesetzt. Zugrundeliegendes Verfahren ist Wave-Scanned Cavity Ring-down-Spektroskopie (WS-CRDS), die sich des charakteristischen Infrarot-Spektrums der Probenmoleküle bedient (WEINHART, 2016).

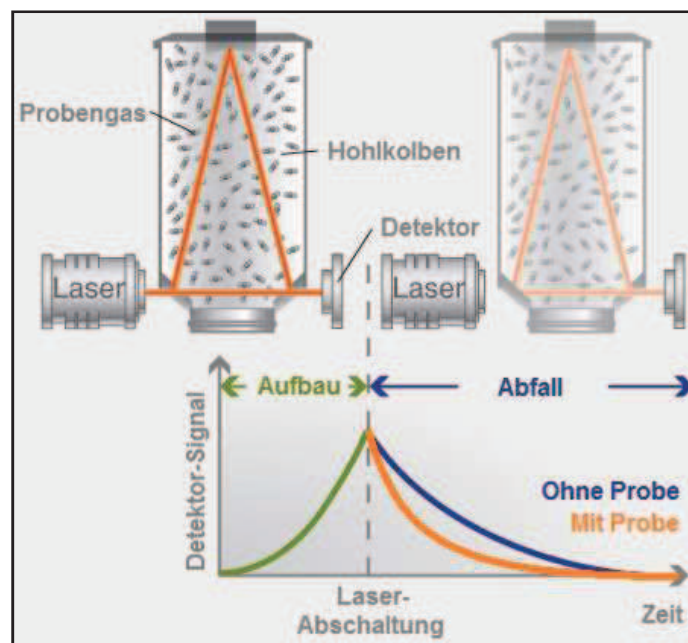


Abbildung 11: Schematischer Aufbau und Funktionsweise eines WS-CRDS-Picarro (nach PICARRO INC., 2016).

Die Apparatur besteht aus Laser-Diode, Hohlkolben und Detektoreinheit (Abbildung 11). Bei fixierten Druck-Temperatur-Bedingungen und vorgegebener Wellenlänge des Laserstrahles wird dessen Absorption durch das Probengas bestimmt. Anschließend wird aus Absorption und Druck-Temperatur-Bedingungen das Isotopenverhältnis errechnet.

Zur Probenpräparation werden die für Isotopenuntersuchungen entnommenen Schneeproben (Abbildung 9) Raumtemperatur ausgesetzt. Das benötigte Probenvolumen von 120 µl wird in kontaminationsfreie Ampullen injiziert und verschlossen im Autosampler eingesetzt (WEINHART, 2016).

Innerhalb des Hohlkolbens mit 25 cm Länge sind drei Spiegel triangulär zueinander angeordnet (WEINHART, 2016). Der Laser wird in das mit Probengas gefüllte System eingeleitet und durch mehrfache Reflektion zu einem kontinuierlichen Lichtstrahl. Sobald die Intensitätsschwelle des Systems erreicht ist, folgt die sofortige Abschaltung des Lasers (WEINHART, 2016). Bei einer Reflektivität der Spiegel von knapp 100% wird anschließend ein exponentieller Intensitätsabfall verzeichnet (WEINHART, 2016). Die für den vollständigen Niedergang benötigte Zeit, Ring-down-Time genannt, ist charakteristisch für das Probengas und seine Absorbtivität (WEINHART, 2016). Aus viermaliger Analyse eines Tiefenbereichs und der Mittelung gemessener Werte geht die charakteristische Probenisotopie hervor. Referenzstandards bekannter isotopengeochemischer Zusammensetzung dienen der Kalibrierung des Verfahrens, sodass eine Auflösung bis 0.22‰ gewährleistet wird (PICARRO INC., 2016). Die erhobenen Isotopenzusammensetzungen werden in Microsoft Office Excel 2007 weiter verarbeitet.

5. Ergebnisse

Im folgenden Abschnitt werden die Untersuchungsergebnisse der einzelnen Parameter vorgestellt. Vollständige Datensätze aller Kenngrößen sind vor dem Hintergrund des hohen Datenvolumens als digitale Anlage eingebunden.

5.1. Strukturparameter

Das Dichte-Profil des Trench 1 ist von einem schwachen, linearen Anstieg gekennzeichnet. Beginnend bei einer mittleren Dichte von 0.36 g/cm^3 nimmt diese bis in 3 m Tiefe auf knapp 0.4 g/cm^3 zu (Abbildung 12).

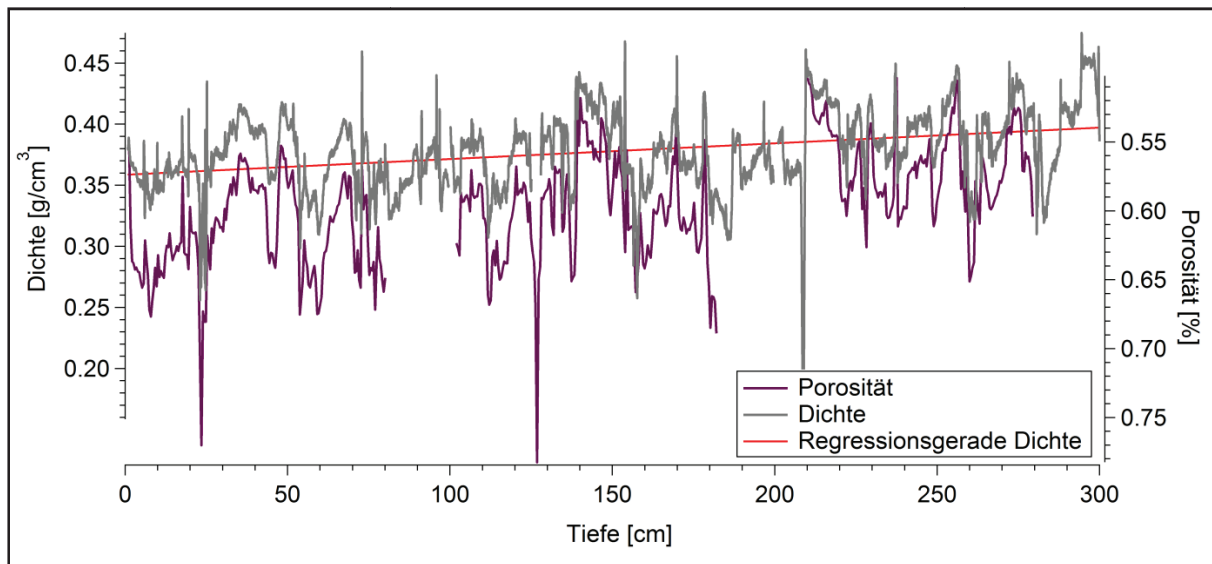


Abbildung 12: Vertikalprofile der Parameter Dichte (2D) und Porosität (3D) in Trench 1.

Dem Gesamttrend untergeordnet sind Plateaus unterschiedlicher Mächtigkeit ausgebildet. Diese besitzen ein weitgehend einheitliches Dichtesignal und sind vom umliegenden Material durch signifikante Dichtesprünge abgegrenzt. Innerhalb der Pakete steigt die Dichte vermehrt mit der Tiefe an oder es sind graduelle Unterschiede messbar. Häufig mit Dichtesprüngen assoziiert und durch das gesamte Profil erkennbar ist eine Vielzahl kleinerer oder größerer Dichtepicks. Bei einer geringen vertikalen Ausdehnung werden an ihnen die höchsten Dichtewerte bis 0.47 g/cm^3 erreicht.

In einer Tiefe von 23 cm, 126 cm, 156.5 cm und 208 cm werden Dichte-Einbrüche bis minimal 0.15 g/cm^3 verzeichnet. Die Beobachtungen für das invers aufgetragene Porositäts-Tiefenprofil entsprechen vollständig denen der Dichte (Abbildung 12).

Für die mittleren Kornlängen MCL_X , MCL_Y und MCL_Z sind von der Oberfläche bis 300 cm Tiefe vergleichbare Entwicklungen ersichtlich, weshalb sie im weiteren Verlauf gemeinsam als Korngröße beschrieben werden. Indes unterscheidet sich MCL_Z von den beiden anderen Interzeptlängen durch beständig höhere Werte. Die Differenz beträgt im Durchschnitt $75 \mu\text{m}$.

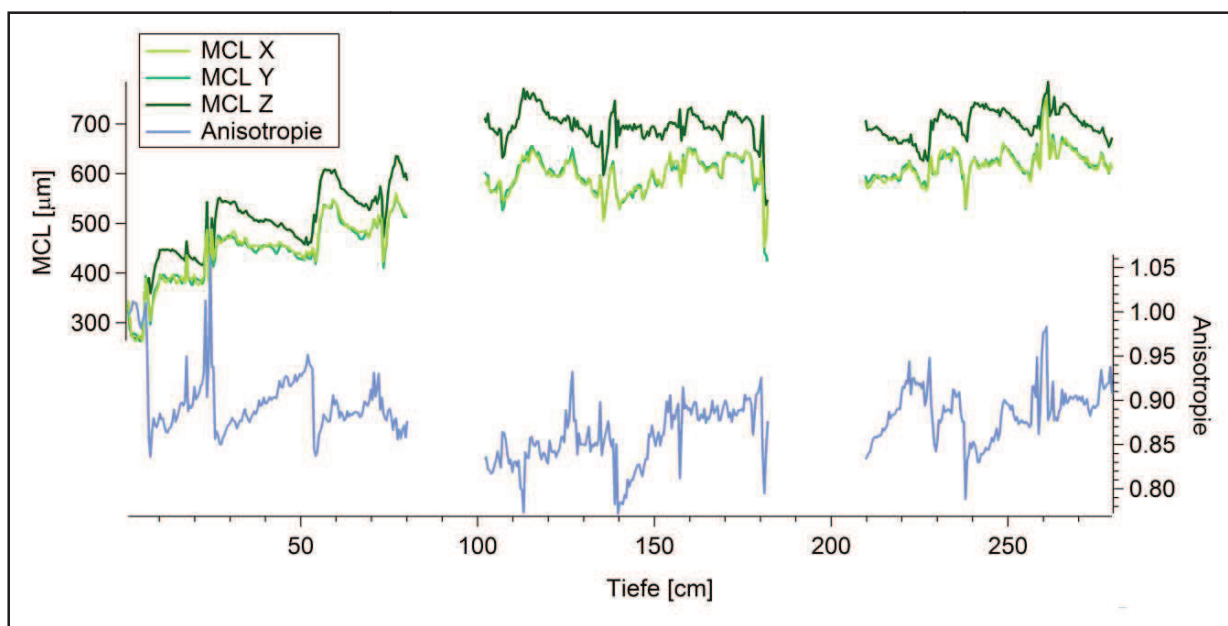


Abbildung 13: Entwicklung der Strukturparameter MCL_X , MCL_Y und MCL_Z sowie Anisotropie im Tiefenprofil Trench 1.

Mit knapp $300 \mu\text{m}$ am Top des Profils und etwa $600 \mu\text{m}$ in 100 cm Tiefe ist ein hyperbelartiger Anstieg der Korngröße messbar, welcher in noch größerer Tiefe von einer Stagnation abgelöst wird (Abbildung 13). Der gesamte Korngrößen-Verlauf wird gleichzeitig von einem sägezahnartigen Muster dominiert, wie es exemplarisch in 22–54 cm Tiefe ausgebildet ist. Es ist durch eine rapide Korngrößenzunahme und anschließend weitgehend kontinuierlichen Abfall bis zum nächsten Sägezahn in größerer Tiefe charakterisiert. Dabei variiert die Vertikalerstreckung einzelner Segmente.

Resultierend aus der Kornlängen-gestützten Berechnung der Anisotropie zeigt diese einen mit den mittleren Kornlängen vergleichbaren Trend einschließlich des Sägezahn-Musters. Eine anhaltend verlängerte MCL_z bewirkt Anisotropie-Werte kleiner 1 überwiegend im Bereich 0.80–0.95. Am oberflächennahen Ende eines Sägezahns ist die Anisotropie maximal und nimmt bis zum darunterliegenden Sprung sukzessive ab. Insbesondere im oberen Meter des Vertikalprofils erweist sich die Steigung des Sägezahns als konstant. Weniger deutlich ist das Phänomen in 108–135 cm Tiefe, zwischen 155 cm und 180 cm fehlt es vollständig (Abbildung 13). Die höchste Anisotropie ist 140 cm unterhalb der Kryosphäre-Atmosphäre-Grenze mit 0.77 gegeben. Isotrope Extremwerte treten nur vereinzelt, in den obersten Zentimetern, bei 23 cm und 135 cm auf.

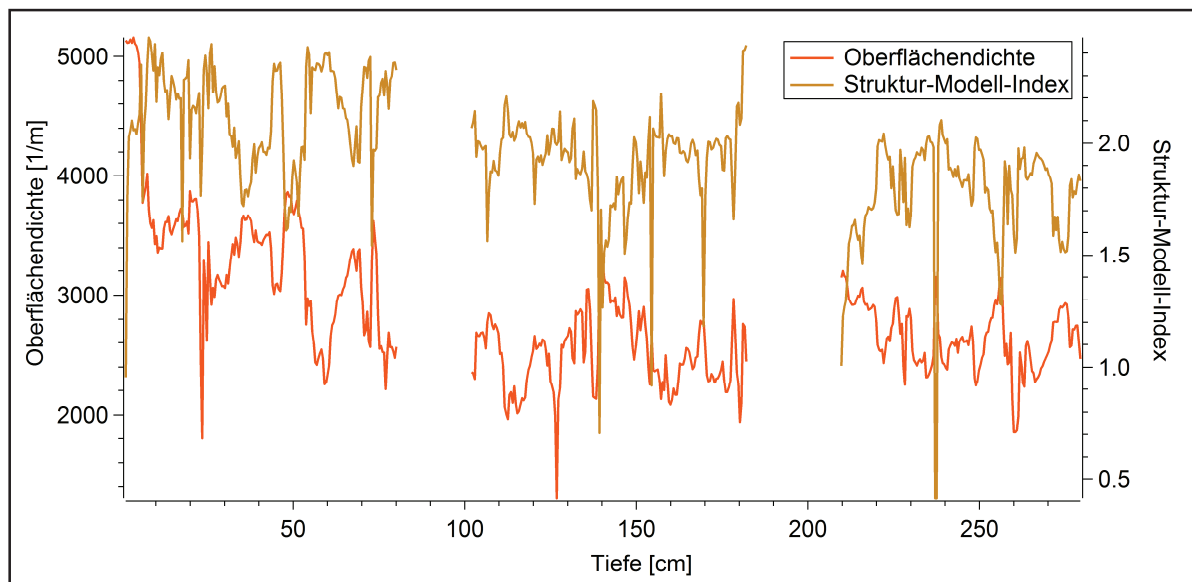


Abbildung 14: Oberflächendichte und Struktur-Modell-Index im Tiefenprofil Trench 1.

Auch für die Oberflächendichte sind Gradienten durch die Tiefe erkennbar (Abbildung 14). Ihr Maximum ist 1517.70 m^{-1} in 4 cm Tiefe. Mit zunehmendem Oberflächenabstand wird eine asymptotische Abnahme der Oberflächendichte verzeichnet, sodass diese sich einem stabilen Niveau von 2500 m^{-1} annähert. Dabei ähnelt ihr Verlauf vor allem ab 23 cm Tiefe stark dem der Dichte (Abbildung 12). Die Tiefenentwicklung des Struktur-Modell-Index ist durch eine stetige Abnahme von 2.1 an der Oberfläche bis 1.8, die an der Basis des Profils erhoben werden, gekennzeichnet (Abbildung 14). Kleinräumliche Variationen zeichnen den Dichteverlauf nach (Abbildung 12).

5.2. Spurenstoffe

Mithilfe von Ionenchromatographie werden alle untersuchten Kationen im Probenmaterial über die Tiefe lückenlos nachgewiesen. Innerhalb der Anionen werden MSA^- sequenziell und Br^- vereinzelt festgestellt, während F^- durchgehend unterhalb der Detektionsmöglichkeiten liegt. Unterdessen werden im Trench 1 für keinen der Parameter Trends registriert. An der Oberfläche, in 100 cm, 200 cm Tiefe sowie an der Profilbasis werden für jedes Ion gesteigerte Konzentrationen gemessen. Gemeinsamkeiten aller Kationen werden darüber hinaus bei 58 cm und 208 cm in Form lokaler Maxima verzeichnet.

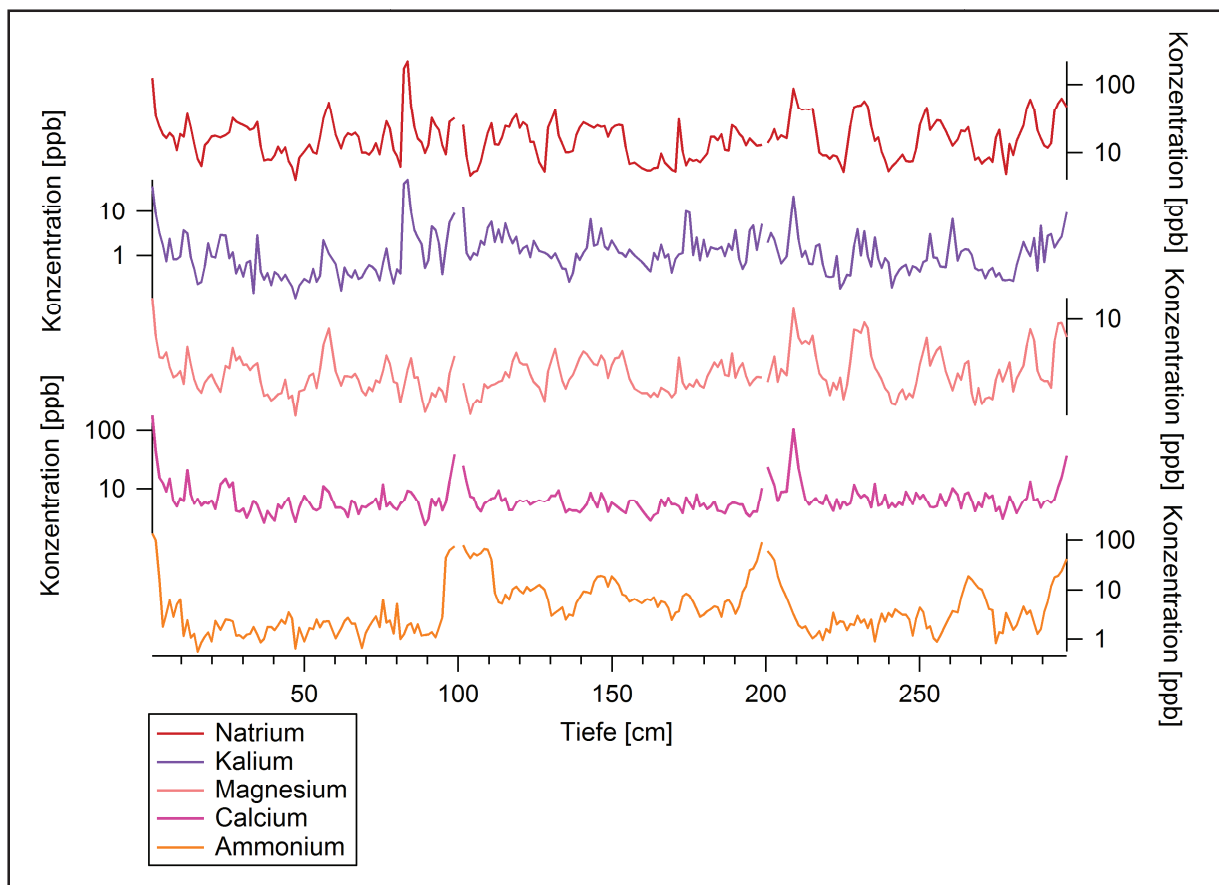


Abbildung 15: Tiefenprofile aller an Trench 1 gemessenen Kationen.

Das Vertikalprofil zeigt hinsichtlich gemessener Na^+ -Konzentrationen starke räumliche Differenzierungen (Abbildung 15). Bei einer mittleren Konzentration von 20.4 ppb schwankt das Na^+ -Signal überwiegend zwischen 4.0 ppb, die 47 cm unterhalb der Oberfläche gemessen werden, und 60.0 ppb bei 286 cm.

Die höchste Absolutkonzentration beträgt in 84 cm Tiefe 214.8 ppb. Dabei können Tiefenbereiche niedriger Konzentration anhand sprunghafter Übergänge von Arealen eines höheren Na^+ -Signals unterschieden werden. Innerhalb ausgebildeter Plateaus sind untergeordnete Peaks eigener Na^+ -Signatur feststellbar.

Für K^+ werden über die gesamte Tiefe sehr geringe Konzentrationen gemessen, deren Mittel mit 2.2 ppb beziffert ist. Das Minimum liegt bei 0.1 ppb in 47 cm Tiefe, während das Maximum für 84 cm Schneesäule 52.9 ppb beträgt. Bei logarithmischer Skalierung wird ein dem Na^+ -Profil ähnlicher Tiefenverlauf erkennbar (Abbildung 15).

Die Mg^{2+} -Gehalte liegen zwischen 1.5 ppb, die in 47 cm Tiefe gemessen werden, und maximal 12.3 ppb 209 cm unterhalb der Oberfläche. Insbesondere im Abschnitt 200–300 cm sind deutliche Konzentrationsunterschiede zwischen einzelnen Plateaus ausgebildet. Die Tiefenentwicklung gleicht dem Na^+ -Verlauf bei deutlich niedrigeren Absolutkonzentrationen.

Ca^{2+} zeigt sich mit leichten Fluktuationen um den Mittelwert 7.9 ppb durch das Tiefenprofil nahezu konstant. Mit minimal 2.2 ppb bei 89 cm und dem Höchstwert von 104.3 ppb in 209 cm Tiefe ist die Amplitude vereinzelter Extremwerte definiert.

Auch NH_4^+ verhält sich in der Vertikalen weitgehend invariant. Das Mittel liegt für 0–100 cm und 200–300 cm bei 6.8 ppb, während der Tiefenabschnitt 100–200 cm einen gesteigerten Durchschnittswert von 14.6 ppb aufweist. Leichte Erhebungen in der Konzentration werden um 125 cm, 145 cm und 265 cm gemessen.

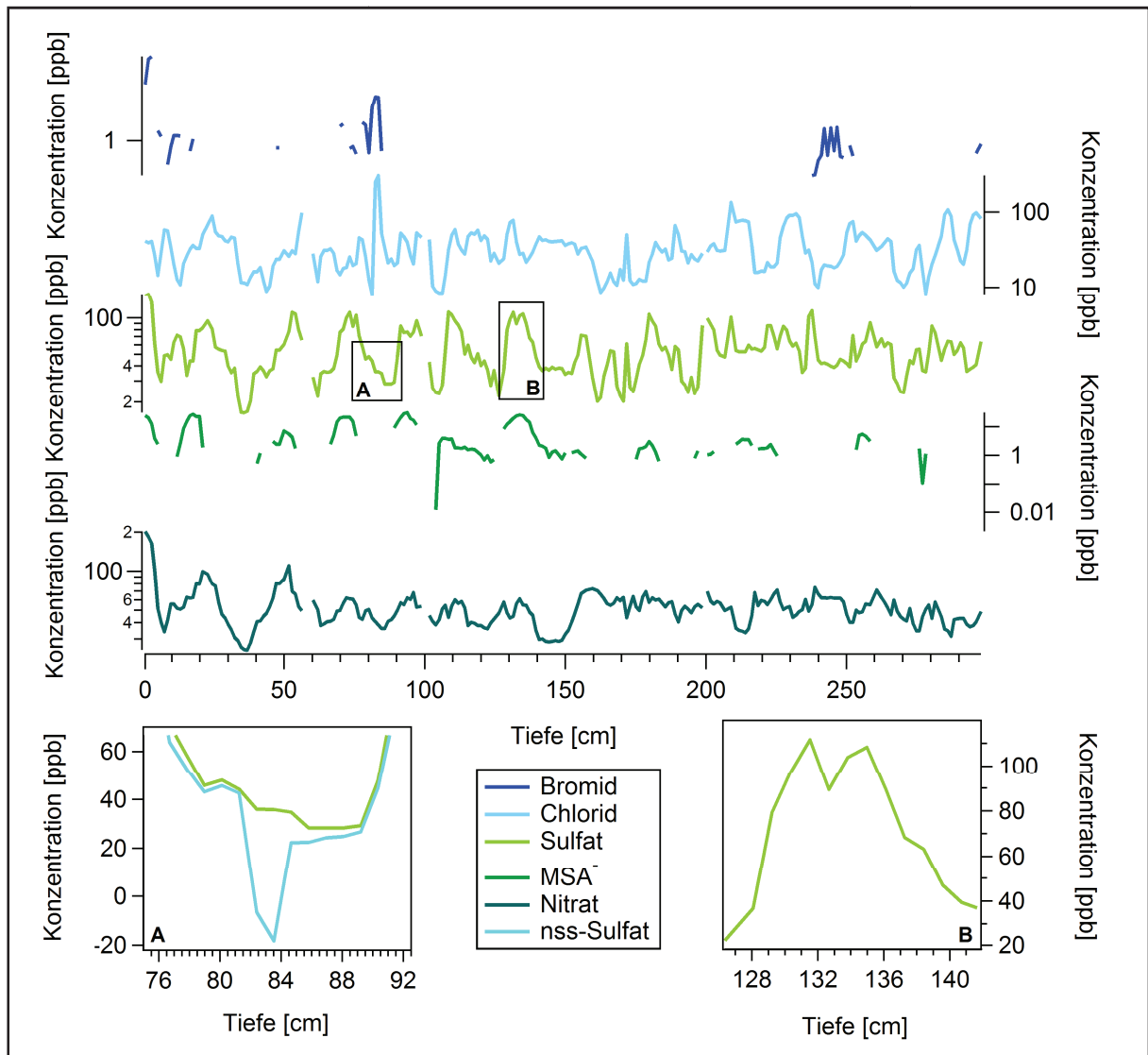


Abbildung 16: Tiefenprofile aller an Trench 1 gemessenen Anionen, Ausschnitt A enthält Diskrepanz zwischen Sulfat und Nicht-Seesalz-Sulfat, Ausschnitt B zeigt Substrukturierungen eines Sulfat-Peaks.

Br⁻ wird in Trench 1 ausschließlich in 0–100 cm und 200–300 cm Tiefe nachgewiesen. Fragmentarisch erfasste Peaks liegen in 8–18 cm, 73–85 cm und 237–253 cm Tiefe (Abbildung 16). 2,5 ppb in einer Tiefe von 82 cm wird als maximale Bromid-Konzentration ermittelt.

Das Chlorid-Profil zeichnet sich durch relativ hohe Konzentrationen um 36,9 ppb und eine markante Strukturierung entlang der Vertikalen aus. Für diesen Parameter wird

83 cm unterhalb der Oberfläche mit 320.5 ppb das Konzentrationsmaximum identifiziert. 2 cm oberhalb dieses Peaks liegt mit 8.1 ppb der niedrigste Cl⁻-Gehalt des Trench 1. Signifikante Konzentrationsunterschiede mit einer Amplitude bis 312.5 ppb sorgen für eine Zergliederung des Tiefenverlaufs in separate Plateaus und Peaks.

Charakteristisch für die SO₄²⁻-Gliederung ist eine ausgeprägte Zyklizität des überlieferten Signals. Es sind zwei Konzentrations-Niveaus differenzierbar, durch die das Vertikalprofil in zwei wiederkehrende Phasen gegliedert wird. Das Grundniveau liegt bei knapp 40 ppb und steht Peaks mit Maximalkonzentrationen um 95 ppb gegenüber. Die Peaks besitzen meist eine konische Form mit geringer Tiefenausdehnung und sind zum Teil durch Substrukturierungen geprägt. Wie exemplarisch in 73–76 cm Tiefe erkennbar, sind häufig individuelle Einzelspitzen ausgebildet (Abbildung 16, B). Die Minimalkonzentration des Profils beträgt für 36 cm Schneesäule 16.2 ppb, sein Maximum wird mit 115.4 ppb in 238 cm Tiefe gemessen. Für Nicht-Seesalz-Sulfat wird ein nahezu identisches Tiefenprofil berechnet. Ausschließlich 84 cm unterhalb der Oberfläche wird ein völliger Ausfall des Nicht-Seesalz-Sulfats berechnet, sodass eine signifikante Diskrepanz zum Sulfat-Tiefenprofil besteht (Abbildung 16, A).

Für MSA⁻ liegt ein lückenhaftes Tiefenprofil vor. Alle markanten Peaks sind bei diesem Parameter bis in 150 cm Tiefe lokalisiert (Abbildung 16). Mit 31.1 ppb wird für 94 cm Schneesäule der höchste Ausschlag verzeichnet. In größerer Tiefe ist MSA⁻ nicht nachgewiesen oder schwankt um durchschnittlich 2.1 ppb.

Im Tiefenprofil ergibt sich für Nitrat ein Verlauf, der hinsichtlich Absolutkonzentration und Zyklizität stark dem des Sulfats ähnelt. Insbesondere in den oberen 65 cm stimmen die Konzentrationsschwankungen beider Ionen überein (Abbildung 16). Darunter ist die Zyklizität bis 150 cm mit geringerer Amplitude ausgebildet. Im unteren Meter des Vertikalprofils erscheinen die zyklischen Schwankungen verstärkt als Plateaus mit kleinskaligen Variationen. Die Extremwerte der Entwicklung liegen mit 110.3 ppb in 52 cm Tiefe und mit 24.7 ppb bei 37 cm. Die zyklischen Konzentrationsänderungen schwanken um das Mittel 50.9 ppb.

5.3. Sauerstoff-Isotopie

Bezüglich der Isotopenzusammensetzung des Schnees geht aus den Messungen eine räumliche Differenzierung hervor. Das Tiefenprofil des $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ ist durch starke und wiederkehrende Variationen im $\delta^{18}\text{O}$ -Wert bestimmt (Abbildung 17).

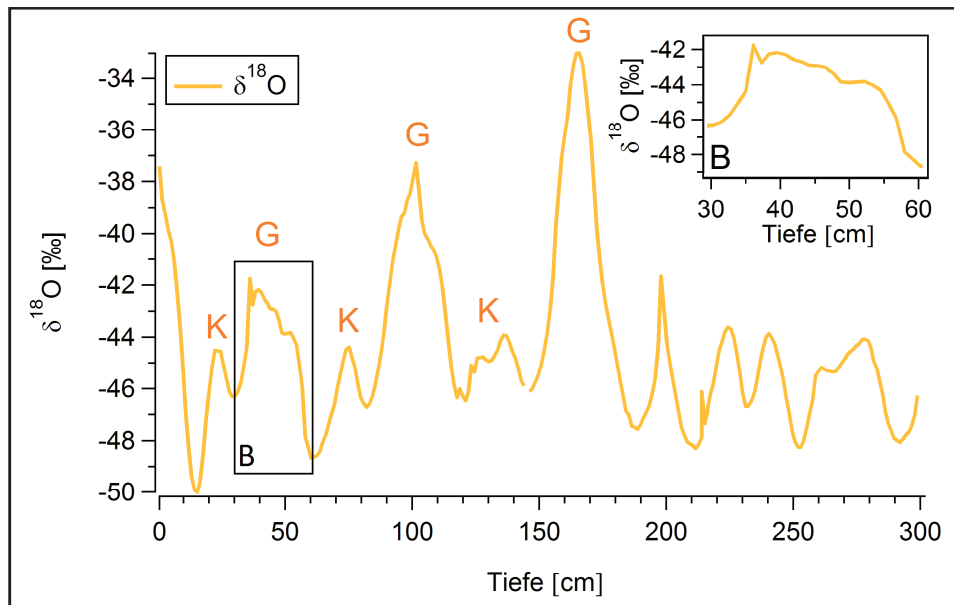


Abbildung 17: Sauerstoff-Isotopenprofil des Trench 1 mit Bezeichnung kleiner (K) und großer (G) Peaks sowie hochaufgelöstem Ausschnitt B, der sukzessive Variationen innerhalb eines Peaks zeigt.

Niedrigster gemessener Wert ist -50.01‰ 15 cm unterhalb der Oberfläche. Das $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ -Maximum wird in 166 cm Tiefe erreicht und beträgt -33.05‰ . Anhand des Peaks zwischen 30 cm und 60 cm werden exemplarisch sukzessive $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ -Veränderungen innerhalb eines lokalen Maximums registriert (Abbildung 17, B). Diese unterscheiden sich in ihrem Erscheinungsbild von nahezu gaußverteilten Peaks variierender Breite. Von der Schneeoberfläche bis in 180 cm Tiefe ist die Alternation kleiner und großer Maxima prägnant, die in Abbildung 17 mit K und G bezeichnet sind. Zudem werden bei 120–145 cm und 255–290 cm Doppelpeaks festgestellt, die in mittlerer Tiefe durch eine leichte Verringerung des $\delta^{18}\text{O}$ -Werts gekennzeichnet sind. In 100 cm und 200 cm Tiefe werden scharfe Peaks registriert, die sich stark vom stufenlosen Profil unterscheiden. Ein weiteres Phänomen sind untergeordnete Peaks kleiner Amplitude mit extrem geringer Vertikalausdehnung, wie sie in 36 cm und 214 cm ausgebildet sind (Abbildung 17).

6. Interpretation und Diskussion

6.1. Datierung

Um die erhobenen Daten im Kontext saisonal variierender Umweltbedingungen zu interpretieren, ist eine Datierung des Trench 1 nötig. Dazu dient in Hochakkumulationsgebieten und größerer Tiefe meist das klar in Sommer- und Winterphasen gegliederte $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ -Profil (CENTRE FOR ICE AND CLIMATE, 2016).

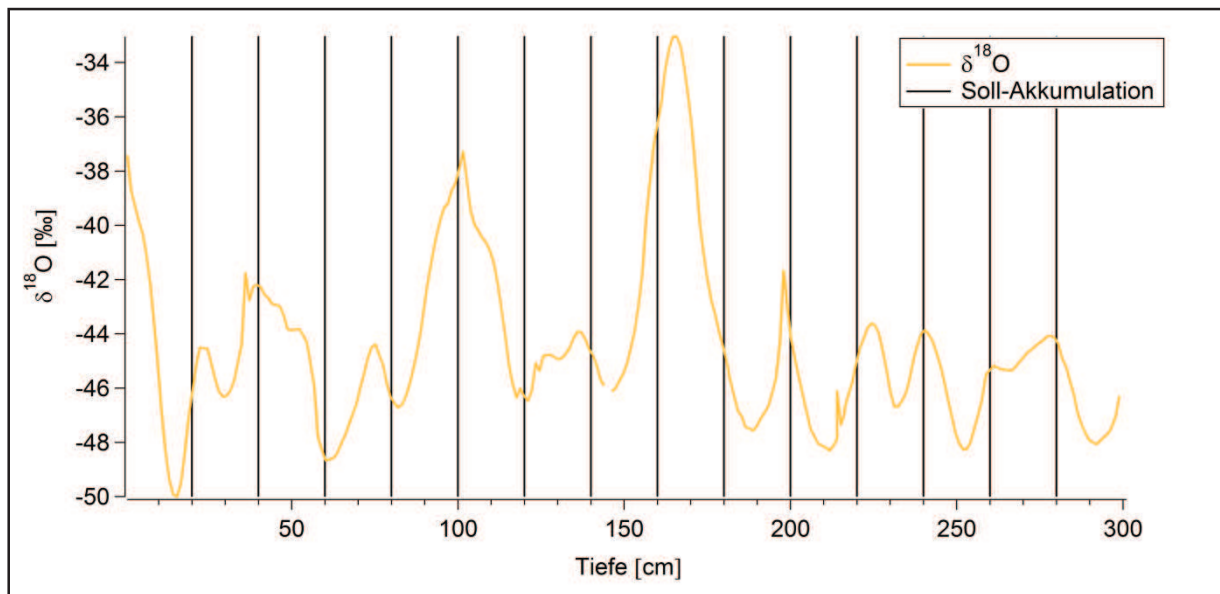


Abbildung 18: Datierung des Trench 1 anhand der erwarteten jährlichen Akkumulationsrate (Soll-Akkumulation) gemäß OERTER et al. (2000).

Eine Anwendung dieses Verfahrens ist im oberflächennahen Vertikalprofil Trench 1 nicht möglich, weil keine eindeutige Saisonalität vorhanden ist (Abbildung 18). Die ausgebildete Zyklizität wird von variierenden Peak-Mächtigkeiten und -Amplituden beherrscht. Ein Vergleich mit der für die Kohlen Station erwarteten, jährlichen Soll-Akkumulation von 20 cm Schnee (OERTER et al., 2000) zeigt Diskrepanzen. Zum Beispiel wird in 60 cm Tiefe durch die Soll-Akkumulation ein Sommermaximum angenommen, wohingegen die $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ -Signatur Winterbedingungen indiziert. Vor diesem Hintergrund wird die Datierung nicht nur auf den Verlauf der Sauerstoff-Isotopendaten gestützt.

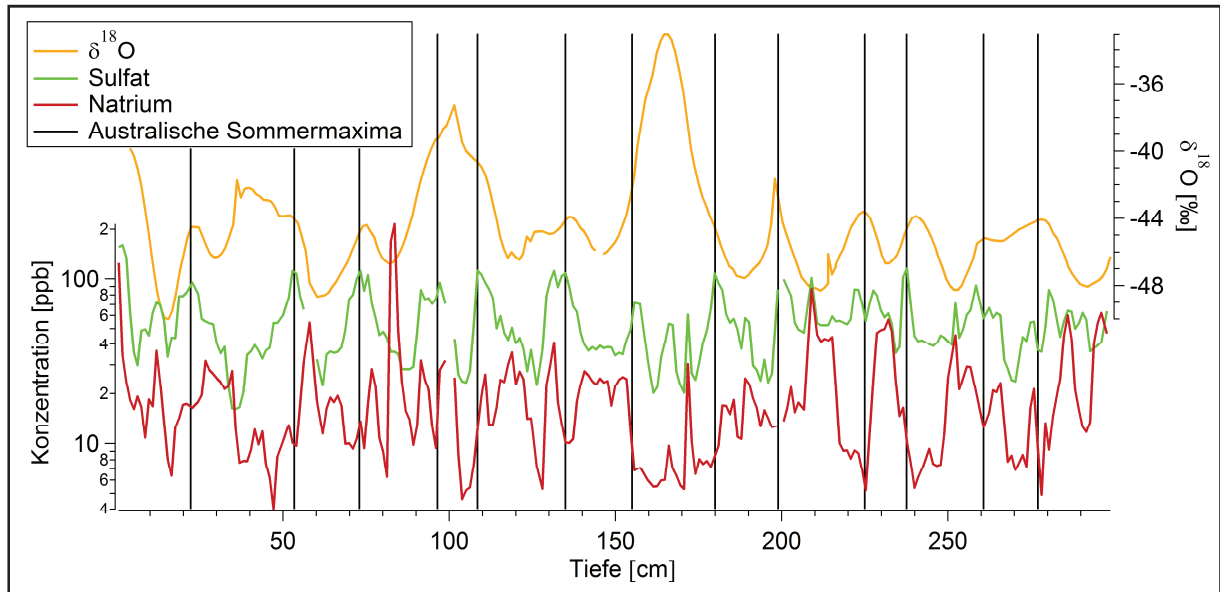


Abbildung 19: Datierung des Trench 1 auf Basis von Sulfat-, Natrium-Ion- und $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ -Saisonalität.

Grundlage der am Trench 1 durchgeführten Datierung bilden Profile von $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ sowie der Spurenstoffe Na^+ und SO_4^{2-} (Abbildung 19). Da Sulfat die stärkste Saisonalität aufweist und gemäß Forschungsstand irreversibel deponiert wird (PIEL, 2004), ist es Ausgangspunkt für die Jahreseinteilung. Seine Sommermaxima werden mit Na^+ - sowie $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ -Verlauf verglichen. Idealerweise stimmen Sulfat- und $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ -Maxima mit Na^+ -Minima überein, andernfalls sind die australischen Sommermaxima anhand des bestmöglichen Konsens festgelegt. Da diese entsprechend der Sulfat-Saisonalität meist im Januar erreicht werden (WEINHART, 2016), sind sie mit Jahresgrenzen gleichgesetzt.

6.2. Strukturparameter

Mithilfe des folgenden Modells kann die Genese struktureller Charakteristika im Vertikalprofil nahe der Kohlen Station erklärt werden. Mit Beginn einer Niederschlagsaison wird Schnee eines diskreten Niederschlagsereignisses undeformiert auf die Altschneeoberfläche abgelagert. Unter undeformiertem Schnee werden in diesem Kontext je nach Präzipitationsbedingungen eigengestaltige Eiskristalle ohne Zeichen metamorpher Überprägung verstanden.

Zum gleichen oder einem späteren Zeitpunkt folgen windgesteuerte Umlagerung und Krustenbildung an der neuen Oberfläche. Auf diese Weise werden im Winter mehrere Schneepakete deponiert. In einer Nicht-Akkumulationsphase zwischen Frühling und Herbst werden Temperaturgradienten im Schnee ausgebildet, die Alteration in geringer Tiefe vorantreiben. Die Schneeoberfläche ist dabei zunehmend von einer Eiskruste bedeckt (KLEIN, 2014). Wird mit dem folgenden Spätherbst ein nächstes Schneepaket abgelagert, erfolgt die Fixierung der durch Temperaturgradienten erzeugten Strukturen innerhalb der Schneesäule. Dann wird unterhalb der Eiskruste durch dampfdruckgesteuerten Massentransport eine Tiefenreif-ähnliche Lage ausgebildet.

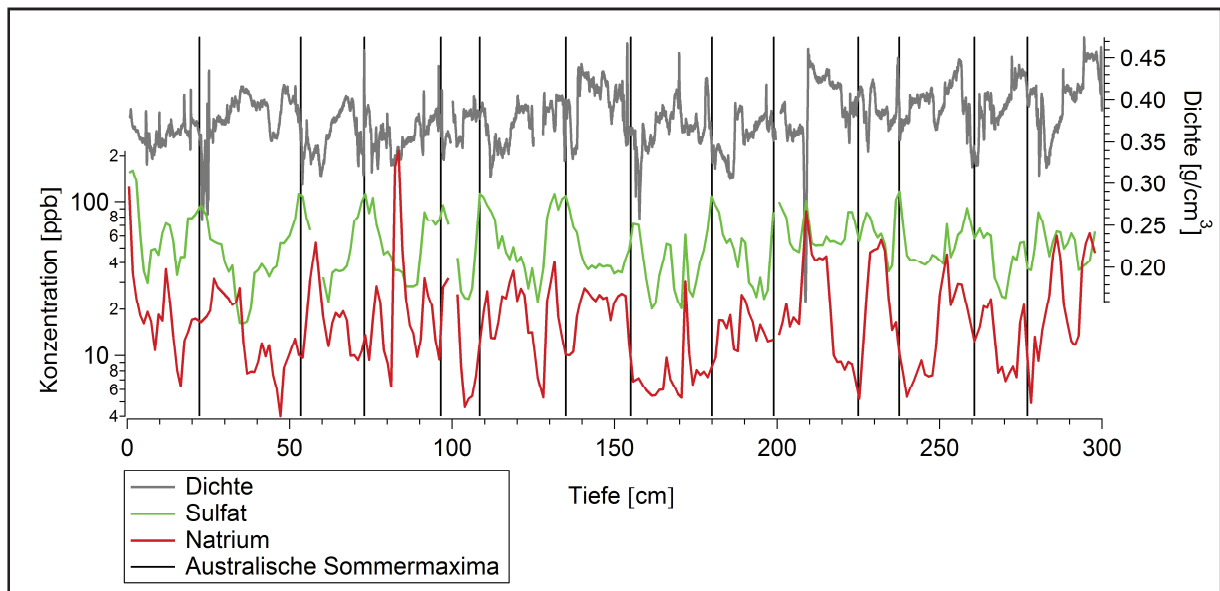


Abbildung 20: Datedes Dichte-Profil des Trench 1 im Vergleich mit Na^+ und SO_4^{2-} .

Wie in Abbildung 20 erkennbar, kann jedem Niederschlagsereignis ein plateauartiges Dichtesignal zugeordnet werden, das durch die Bildungs- und Präzipitationsbedingungen des Niederschlags geprägt wird. Anhand der vertikalen Ausdehnung eines Dichteplateaus kann die gefallene Niederschlagsmenge abgeschätzt werden. In weiten Teilen liegt sie zwischen 15 und 30 mm w.eq.. Aussagen über die lokale Niederschlagsfrequenz sind im Zusammenhang mit Na^+ und SO_4^{2-} möglich (Abbildung 20). Mit durchschnittlich 5 Depositionsevents pro Jahr ist die saisonale Aufgliederung in Niedrigakkumulationsgebieten stark begrenzt.

Saisonale Dichteveränderungen werden von LAEPPEL et al. (2016) durch Mittelung von 20 Schneekernen entlang eines 50 m breiten Profils als Trend nachgewiesen. Mithilfe der Isotopensignatur werden dichtere Niederschlagspakete als Sommerschnee identifiziert und von größerem Winterschnee unterschieden.

Dieses Paradigma kann anhand des vorliegenden Profils nicht bestätigt werden, da eine saisonale Isotopen-Zuordnung des allein stehenden Kerns nicht eindeutig ist. Es dominiert die Tendenz zu abnehmender Dichte in Richtung des nächstfolgenden australischen Sommers. Kleinskalige Variationen der Dichtesignatur innerhalb eines Niederschlagsereignisses werden als äolische Materialumlagerung interpretiert. Da weitgehend alle Plateaus Überprägungen durch Wind zeigen, wird bei der Kohlen Station nahezu kein Niederschlag ohne Umlagerung überliefert. Dass das Gesamtprofil durch eine stetige Dichtezunahme und Porositätsabnahme gekennzeichnet ist, deutet auf wachsende Materialauflast und fortschreitende Drucksinterung hin.

Neben Niederschlags- und Windvariationen ist im Dichteverlauf eine Vielzahl von Krusten enthalten, die als feine Dichtepeaks variierender Amplitude überliefert werden. Für ihre Entstehung wird Wind verantwortlich gemacht, durch dessen abrasive Wirkung Schnee mechanisch zerkleinert, zugerundet und verdichtet gepackt wird.



Abbildung 21: Kruste in Trench 1 aus ~26 cm Tiefe, 2D.

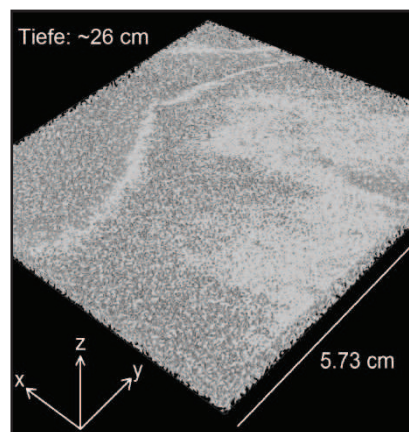


Abbildung 22: Kruste in Trench 1 aus ~26 cm Tiefe, 3D.

Die Argumentation wird durch verringerte Anisotropien und Korngrößen im Krustenbereich gestützt (Abbildung 23). Da das Schneeprofil durch mindestens 47 Krusten vertikal zergliedert wird, müssen für Parameter, die eine homogene Schneesäule annehmen, entsprechende Korrekturen vorgenommen werden.

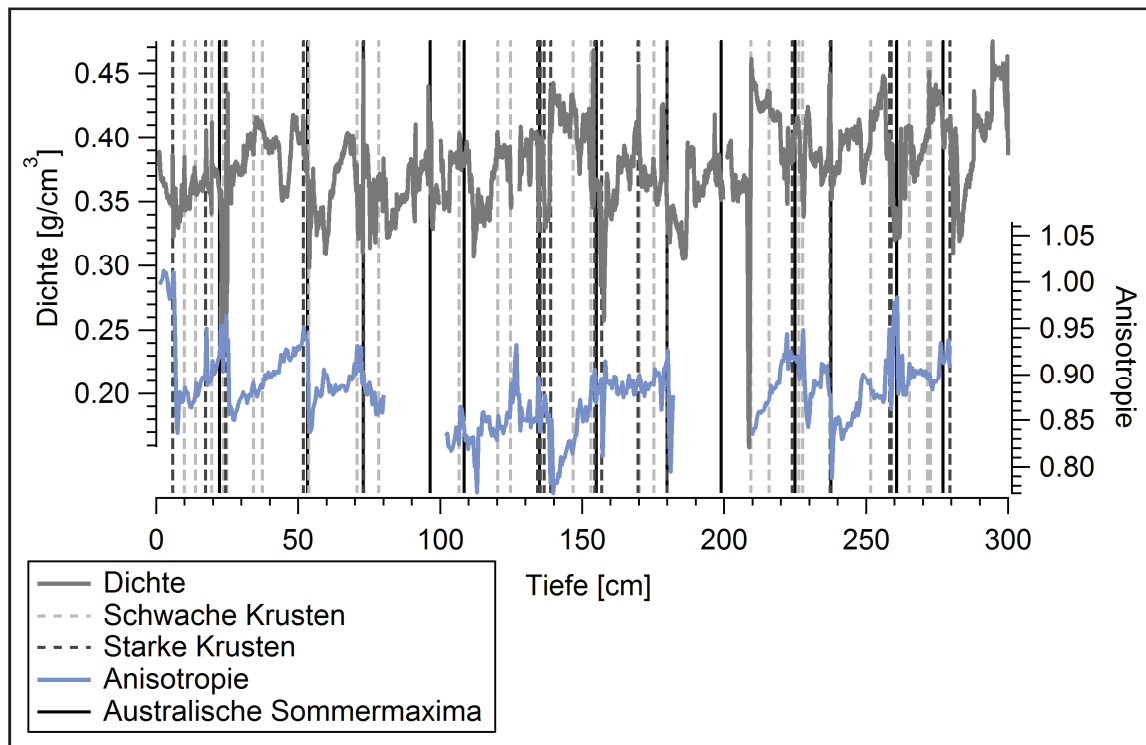


Abbildung 23: Vertikale Zergliederung des Dichteprofils von Trench 1 durch schwache und starke Krusten im Zusammenhang mit geringer Anisotropie.

Entsprechend der visuellen Beurteilung können stärkere von extrem schwachen Krusten unterschieden werden. Werden diese im Jahrgang betrachtet, ist eine Häufung markanter Krusten um den Jahreswechsel erkennbar. Vor dem Hintergrund nahezu vollkommen fehlenden Sommerniederschlags werden die krustenbegrenzten Niederschlagsereignisse überwiegend in australisches Frühjahr und Herbst datiert.

Durch das Fehlen mächtiger, positiver Dichteausschläge, die als Schmelzlagen erklärt werden, sind Temperaturen dauerhaft unterhalb des Gefrierpunkts belegt.

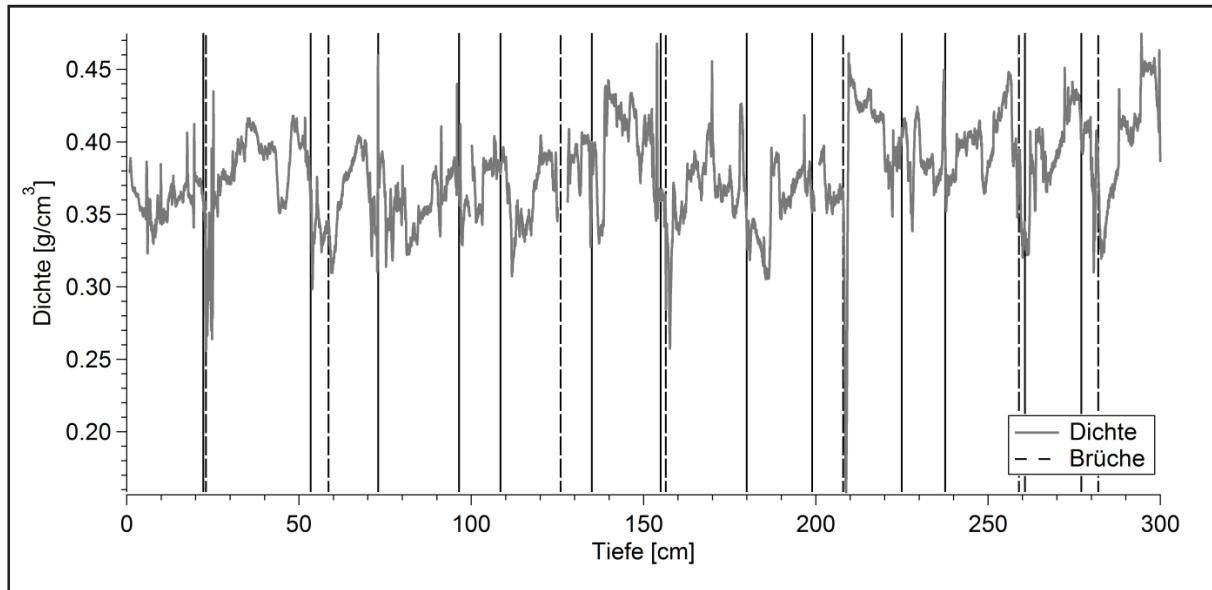


Abbildung 24: Bruchpositionen in Trench 1.

Aus dem Dichteprofil sind in 23 cm, 126 cm, 156.5 cm und 208 cm Tiefe hohe Porositäten ableitbar, die mit Brüchen verknüpft sind. Sie stellen Artefakte dar, die im Zuge der Probenahme und ihrer Bearbeitung entstanden sind. Weitere Brüche sind im Zuge des Schnittverfahrens entstanden, ohne dass ihnen massive Unterschiede im 2D-Dichteprofil vorausgehen (Abbildung 24). Extrem schmale, hochporöse Schichten in anderen Tiefen sind vermehrt mit deutlichen Krusten assoziiert und werden als Tiefenreif-ähnliches Phänomen interpretiert. Da Schichten hoher Porosität durch eine isolierende Wirkung gekennzeichnet sind, werden in den entsprechenden Modelltiefen Temperatureinbrüche erwartet. Eine Datierung ausschließlich anhand dieser Struktur wird von MOSLEY-THOMPSON et al. (1985) durchgeführt, aber als nicht eindeutig eingestuft.

Mithilfe von Abbildung 25 wird die enge Beziehung zwischen mittlerer Korngröße und Porosität deutlich, die sich im Dichtesignal widerspiegelt.

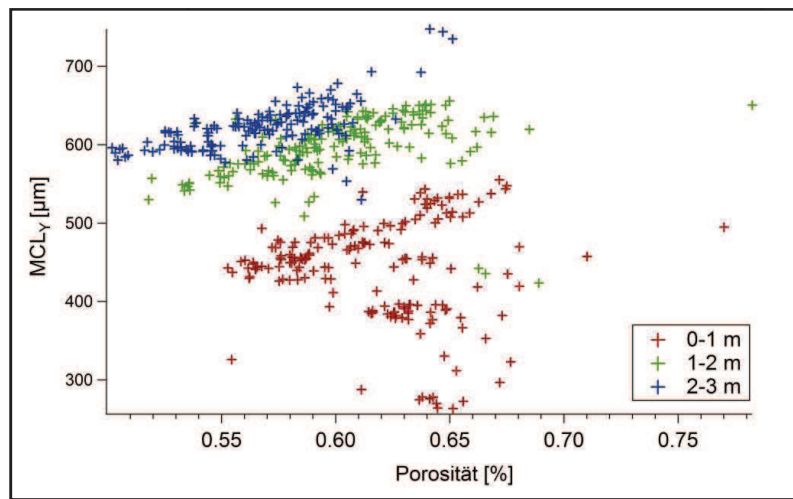


Abbildung 25: Korrelation zwischen MCL_Y und Porosität in Trench 1.

Auch anhand der Korngröße und Anisotropie wird das schematische Jahresmodell erkennbar (Abbildung 26). Isotroper, feinkörniger Schnee in den obersten Zentimetern des Profils ist Nachweis für die undeformierte Deposition des kristallinen Niederschlags zu Beginn der Verfirnung.

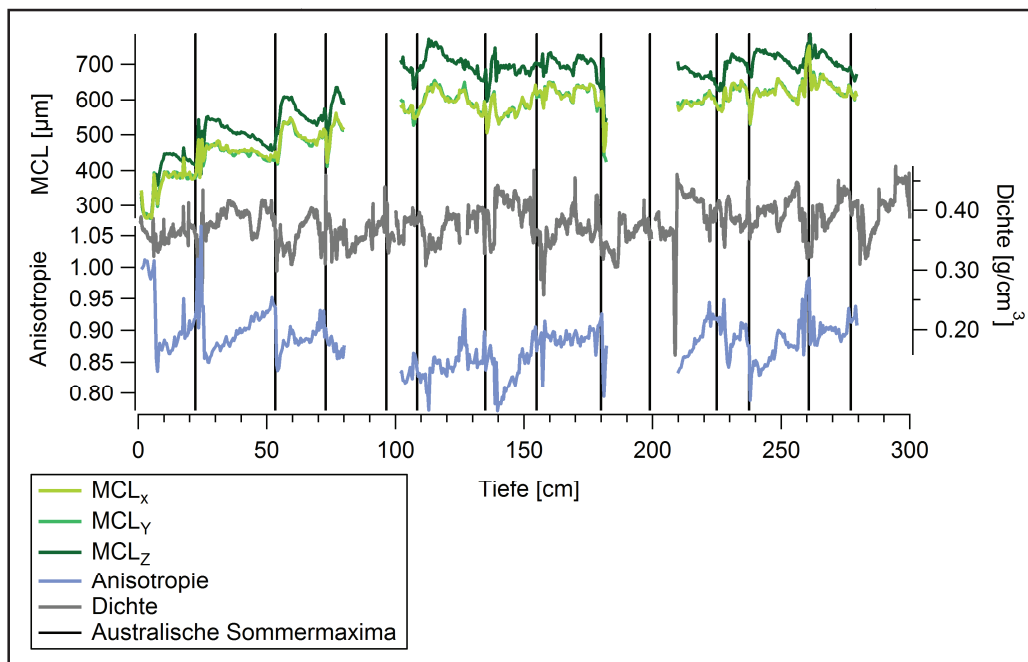


Abbildung 26 : Datierte MCL- und Anisotropie-Profile im Vergleich zum Dichteverlauf von Trench 1

Im weiteren Verlauf besteht ein direkter Zusammenhang zwischen steigender Anisotropie und Zunahme der mittleren Kornlängen. Dieser wird im komplementären Verlauf der beiden Parameter widergespiegelt (Abbildung 26). Bis in 25 cm Tiefe reicht der oberste Sägezahn für mittlere Korngröße und Anisotropie. Charakteristisch für das Muster ist die ein Jahr umfassende Ausdehnung und dass sich der Korngrößenabfall kontinuierlich über das Dichtesignal hinwegsetzt (Abbildung 26). Da es sich bei der Untersuchungsregion um ein extrem saisonales Niedrigakkumulationsgebiet handelt, ist das zuletzt präzipitierte Material während niederschlagsfreier Sommer über ausgedehnte Zeiträume an der Oberfläche ausgesetzt. Dort wird Niederschlag der letzten Saison zwischen Frühling und Herbst metamorph überprägt. Das Material unterliegt Tagestemperaturschwankungen, die zu Temperaturgradienten, Wasserdampftransport und zunehmender Anisotropie innerhalb des Schneepakets führen (TAYLOR, 1971; COLBECK, 1983). Unter diesen Bedingungen wird ein Sägezahn an der Kryosphäre-Atmosphäre-Grenze ausgebildet.

An die Deposition eines neuen Niederschlagspakets ist die Ausbildung einer Tiefenreif-ähnlichen Lage geknüpft. Hinsichtlich Korngröße und Anisotropie sind diese durch lokale Maxima gekennzeichnet, wie sie exemplarisch bei 27 cm Schneesäule bestehen. Durch Übereinstimmungen der Sägezahn- und Niederschlagsplateau-Begrenzungen wird ein ereignisgebundenes Entstehungsmodell gestützt (Abbildung 26). Eine Datierung des Phänomens ist im Untersuchungsgebiet erschwert, da die Zeitspanne Frühling bis Herbst eine extrem geringe Auflösung besitzt. Sowohl Frühling als auch Herbst sind durch maximale Temperaturgradienten gekennzeichnet und begünstigen anisotropes Kornwachstum (ADAMS UND BROWN, 1983). Massentransport zur Schneeoberfläche hin, wie er im Anisotropie-Profil abgebildet wird, findet bei in den Schnee gerichtetem Temperaturgradient statt. Entsprechende Bedingungen liegen im Herbst mit dem Beginn einer Akkumulationsphase assoziiert vor, sodass Tiefenreif-ähnliche Lagen als stratigraphisches Herbstmerkmal gedeutet werden.

Dabei wird das Sägezahnmuster unvermindert in größere Tiefe überführt (Abbildung 26). Die lineare Steigung des Sägezahnmodells wird nicht verändert und ist über die gesamte Profiltiefe weitgehend homogen. Damit das Sägezahnmuster in seiner Schärfe auch in größerer Tiefe erhaltungsfähig bleibt, ist eine Begrenzung der Eindringtiefe des Tagestemperatursignals nötig. Jährlich auftretende, Tiefenreif-ähnliche Schichten haben aufgrund ihrer hohen Porosität Isolations-Effekt. Durch sie wird eine Überprägung des vorangegangenen Jahressägezahns unterbunden. Anhand dieser Ergebnisse können erstmals die im Temperaturmodell durch Schichtungsvariabilität auftretenden Einbrüche erklärt werden (LINO, 2016, PERS. KOMM.).

Wird die Sägezahn-Steigung vom Korngrößentrend bereinigt, kann eine ortsspezifische Konstante für Niederschlags-Saisonalität und Metamorphose-Bedingungen ermittelt werden. Diese Aussage steht in Einklang mit Firnkernstudien, die von HÖRHOLD et al. (2016, PERS. KOMM.) durchgeführt worden sind. Eine Parametrisierung der Metamorphose-Bedingungen ist für die Fernerkundung von großem Nutzen. Grund dafür ist, dass sie für Satellitendaten aus Niedrigakkumulationsgebieten bei zeitlich variierenden Oberflächeneigenschaften eine detailliertere Erklärungsgrundlage bietet. Es können zum Beispiel Rückschlüsse von einer sich verändernden Albedo auf saisonales, anisotropes Kornwachstum gezogen werden (SINGH et al., 2011).

Für die mittlere Korngröße besteht neben dem Sägezahn-Muster ein übergeordneter Zunahmetrend. Das stärkste Kornwachstum wird in den obersten 25 cm unter Einwirkung von Tag-Nacht-Temperaturwechseln gemessen. Nach dem Wegfall des Temperatur-Tagesgangs unterhalb der ersten Tiefenreif-ähnlichen Lage in 25 cm Tiefe wird die Korngrößenentwicklung durch allgemeine Vergrößerung bestimmt. Ab 100 cm Schneesäule wird keine Veränderung mehr beobachtet, da der dort herrschende, saisonale Temperaturgradient deutlich geringere Amplitude als der oberflächennahe Tagesgradient besitzt. Darüber hinaus können die Korn-Korn-Kontaktflächen bereits maximal sein und Verdichtung als dem Kornwachstum entgegenwirkende Kraft dominieren.

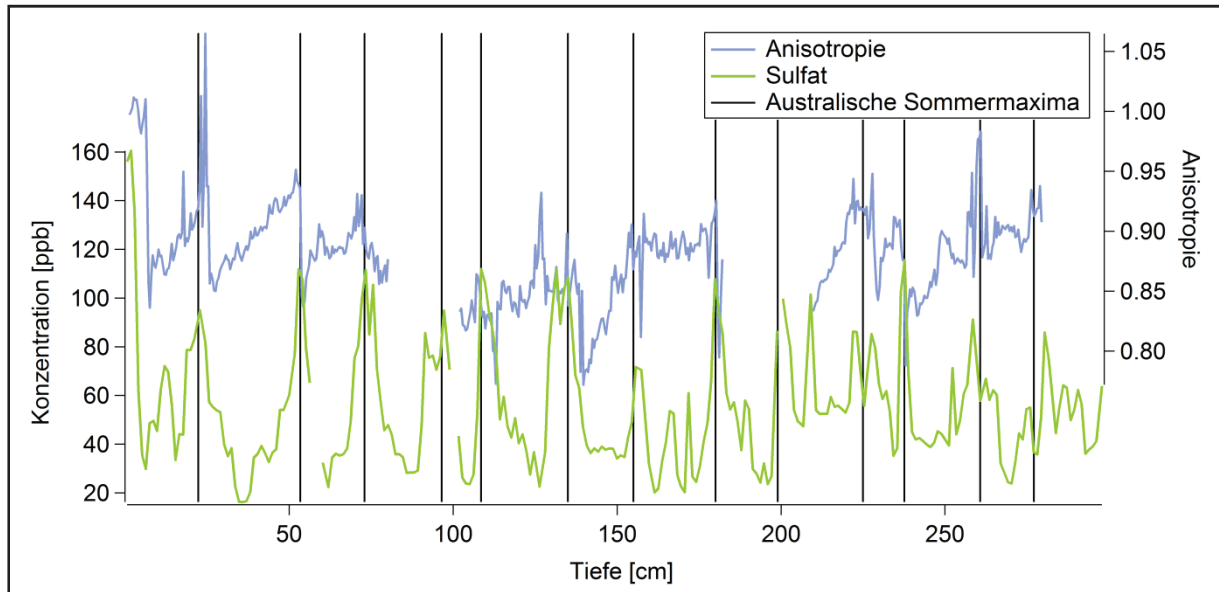


Abbildung 27: Gegenüberstellung von Anisotropie- und Sulfat-Verlauf in Trench 1.

Durch einen Vergleich des Anisotropie-Verlaufs mit der zugrunde gelegten Datierung wird Letztere in ihren Grundzügen bestätigt. Rapide Korngrößen- und Anisotropie-Zunahmen sind in weiten Teilen mit australischen Sommermaxima assoziiert (Abbildung 27). Diskrepanzen des Anisotropie-Profiles zur Datierung bestehen in 108 cm, 135 cm sowie 225 cm Tiefe. In diesen Bereichen scheinen Tiefenreif-ähnliche Lagen vor Sommermaxima gebildet zu werden. Gründe dafür können Diskrepanzen zwischen Struktur- und Spurenstoff-Tiefenskalierung sowie Fehler bei der Sommermaxima-Datierung sein. Auf Basis des Sägezahn-Entstehungsmodells werden maximale Anisotropie-Werte mit der Schneeoberfläche zum Zeitpunkt der Nicht-Akkumulation gleichgesetzt. Bezüglich des Sulfat-Signals führt das zur Hypothese, dass Depositionszeitpunkt und Erhaltungsform zu differenzieren sind. Nicht-Akkumulationsphasen, während derer Sulfat trocken deponiert wird, sind anhand maximaler Anisotropie-Sprünge und erster Sulfatzunahmen lokalisierbar. Saisonale Höchstkonzentrationen des Spurenstoffes werden für divergierende Bereiche ausschließlich im überlagernden Schneepaket gemessen. Ursachen dafür sind vermutlich die Ablagerung des Aerosols auf verkrustet anstehendem Winterschnee und seine Aufarbeitung im folgenden Niederschlagsereignis. Obwohl Sulfat im Sommer eingetragen wird, erfolgt seine Erhaltung in Herbst- und Winterschneematerial.

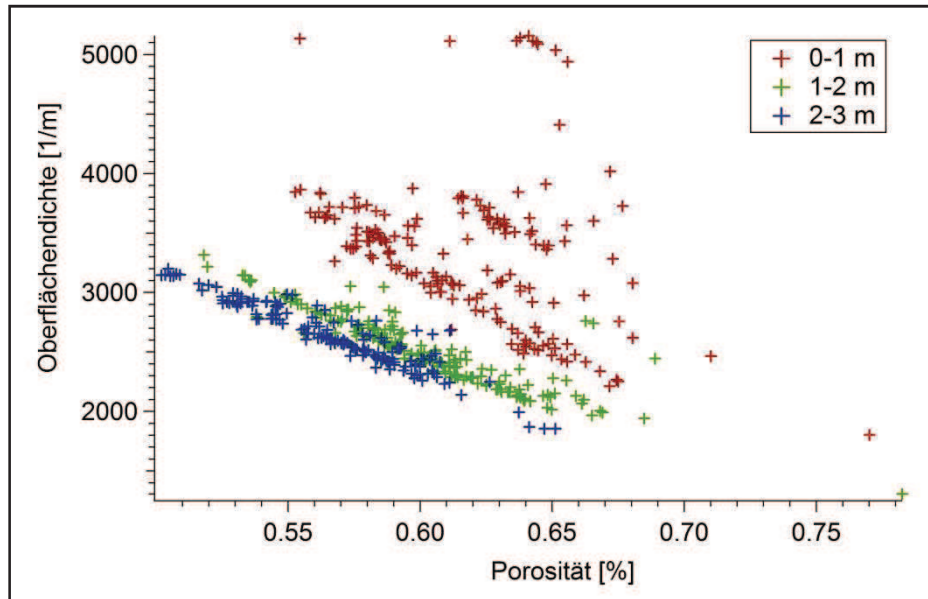


Abbildung 28: Linearer Zusammenhang zwischen spezifischer Oberflächendichte und Porosität in Trench 1.

Wird die spezifische Oberflächendichte gegen Porosität aufgetragen, liegt ein vergleichbarer Trend wie für die mittlere Korngröße vor (Abbildung 28). Die Schichtungsvariabilität in der Korngröße ist an einen porositätsabhängigen Prozess, Temperaturgradient und die Zeit an der Oberfläche gekoppelt. Dadurch wird eine Parametrisierung der Metamorphose ermöglicht, die für glaziologische Fernerkundung und Modellierung eingesetzt werden kann. Wird der Zeitraum der Sägezahnausbildung durch Schneefall im Sommer verkürzt, ist die Gradientensteigung deutlich abgeflacht. Neben steilen Temperaturgradienten wird das Sägezahnmuster durch ausgeprägte Niederschlagssaisonalität verstärkt. Die Kohlen Station als klimatischer Extremfall eines Niedrigakkumulationsgebiets ist aufgrund seines deutlichen Sägezahnmusters besonders geeignet für entsprechende Parametrisierungsverfahren.

Für die spezifische Oberflächendichte sind sowohl Übereinstimmungen mit dem asymptotischen Korngrößentrend als auch dem Dichteverlauf vorhanden. In Abbildung 29 wird unter anderem bei 40 cm Tiefe deutlich, dass spezifische Oberflächendichte und Dichte ab der ersten Tiefenfirn-ähnlichen Lage konvergieren.

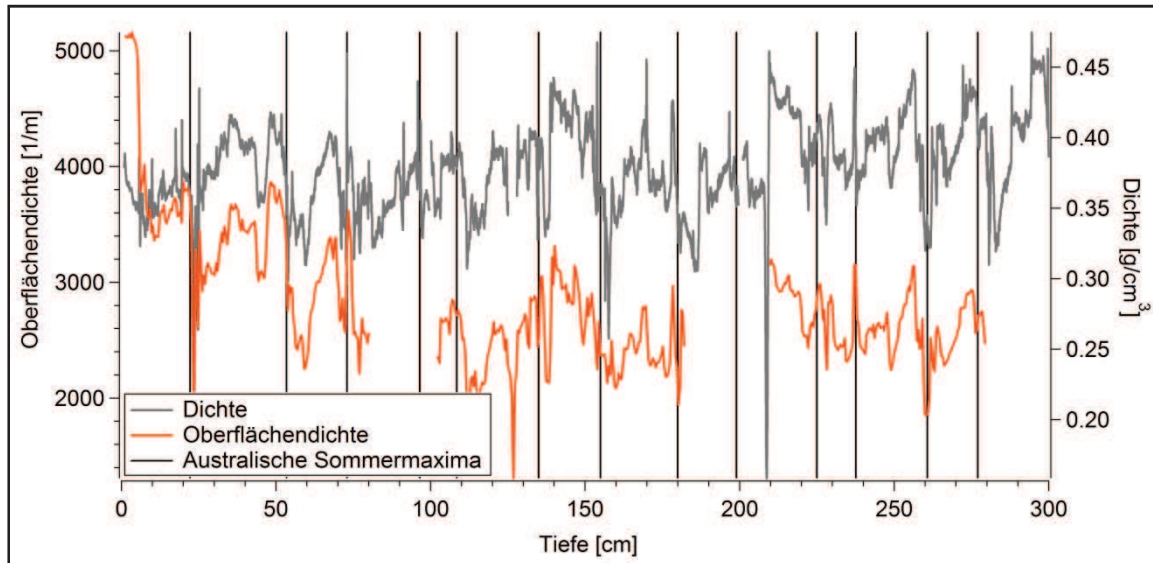


Abbildung 29: Vergleich der Tiefenverläufe von spezifischer Oberflächendichte und Dichte in Trench 1.

Mögliche Ursache ist ein früherer Eintritt in das zweite Sinterungs-Stadium, das bisher ab 0.55 g/cm^3 angenommen wird (ANDERSON UND BENSON, 1963). In diesem Fall deutet die hyperbelartige Korngrößenentwicklung an, dass das Metamorphose-Potenzial von Wasserdampftransport und Korn-Korn-Kontaktflächen-Maximierung bereits bei geringeren Dichten um 0.4 g/cm^3 ausgeschöpft ist. Unter diesen Umständen kann der Übergang zu Sinterungsphase Zwei für Trench 1 zwischen 25 cm und 75 cm angesiedelt werden. Gleichzeitig werden Metamorphose-Prozesse, wie in temperiertem Eis dokumentiert (PINZER et al., 2012), in Oberflächennähe teils von der Dichte entkoppelt. Bei geringer Schneesäule dominiert anisotropes Kornwachstum den Verlauf der spezifischen Oberflächendichte. Da Dichteänderungen die Korngrößensignatur in sich tragen, ist die Entkopplung jedoch begrenzt.

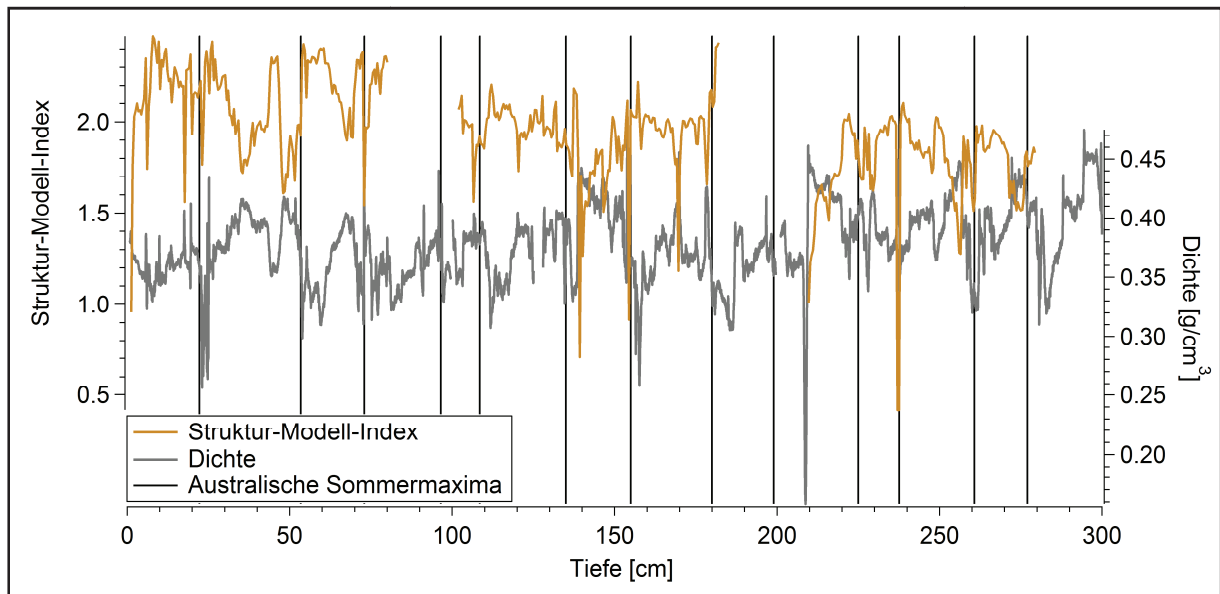


Abbildung 30: Datierte Tiefenentwicklung von Struktur-Modell-Index und Dichte.

Gemäß des SMI-Abnahmetrends werden Eiskristalle im Tiefenprofil mit zunehmender Schneesäule grundsätzlich plattiger. Dies liegt in wachsender Materialauflast und fortschreitender Sinterung begründet. Gleichzeitig ist der Tiefenbereich um 23 cm Beispiel für den signifikanten Abfall des Struktur-Modell-Index an isotropen, feinkörnigen Krusten.

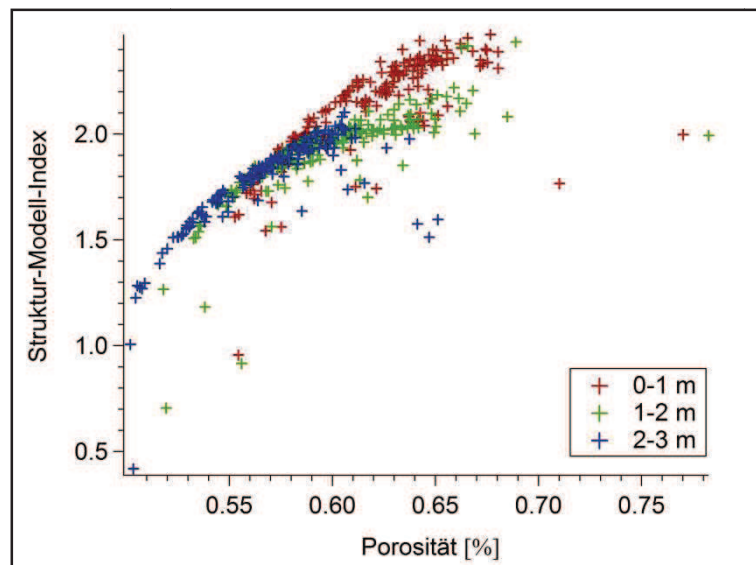


Abbildung 31: Quadratische Korrelation zwischen Struktur-Modell-Index und Porosität in Trench 1.

In Abhängigkeit von Porosität, Kornkrümmung und Oberflächendichte berechnet steht der SMI mit Oberflächendichte und Porosität in einem quadratischen Zusammenhang (Abbildung 31). Je höher die Oberflächendichte, desto geringer ist der SMI. Je feinkörniger der Schnee, umso plattiger ist dessen Geometrie. Die Beziehung wird durch eine Einhüllende begrenzt, sodass Eiskörner bei extrem hohen Dichten eine bestimmte Vertikalausdehnung nicht überschreiten können. Eine ähnliche These wird von FREITAG (2011) in größerer Tiefe für den komplementären Luftraum vertreten.

6.3. Spurenstoffe

Um den Einfluss von Spurenstoffen auf die Dichteschichtung abschätzen zu können, werden der invers aufgetragene Strukturparameter Porosität als 3D-CT-Dichte mit der Natriumkonzentration verglichen (Abbildung 32).

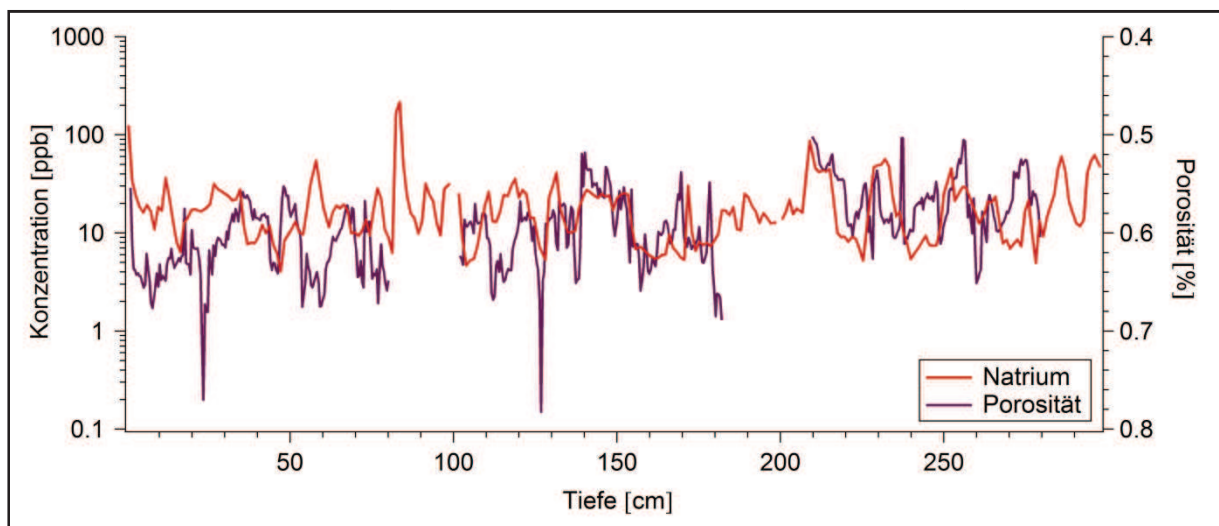


Abbildung 32: Vergleich von Natriumverlauf und Porositätsentwicklung in Trench 1 zur Bestimmung möglicher Korrelationen zwischen Struktur- und Spurenstoff-Signatur.

In der Gegenüberstellung sind Gemeinsamkeiten und Unterschiede gegeben. Für beide Verläufe sind diskrete Abschnitte erkennbar, die strukturell und chemisch charakterisierte Niederschlagsereignisse indizieren. Der nass deponierte Aerosolgehalt verhält sich innerhalb eines Niederschlagsereignisses weitgehend konstant, da nicht umgelagerter Schnee nur sehr vereinzelt vorliegt.

Besonders markant ist dieses Phänomen an der Basis des Vertikalprofils ausgeprägt (Abbildung 32). Werden Nukleationskeime in der Atmosphäre durch fortschreitende Präzipitation verringert, kann es zu einem Auswaschungseffekt und abnehmender Spurenstoffkonzentration kommen. Exemplarisch ist dies bei einer Schneesäule von 105–112 cm entwickelt (Abbildung 32).

Dabei entsprechen sich die beiden Tiefenprofile phasenweise, andere Areale enthalten bei hoher Dichte nur geringe Spurenstoffkonzentrationen. Unter anderem wird dies um 50–70 cm und 150 cm Tiefe deutlich (Abbildung 32). Aus dem Schneeprofil geht keine eindeutige Korrelation zwischen Struktur- und irreversibel deponierter Spurenstoffsignatur hervor. Durch eine vollständig disperse Verteilung in Abbildung 33 wird diese Hypothese bekräftigt.

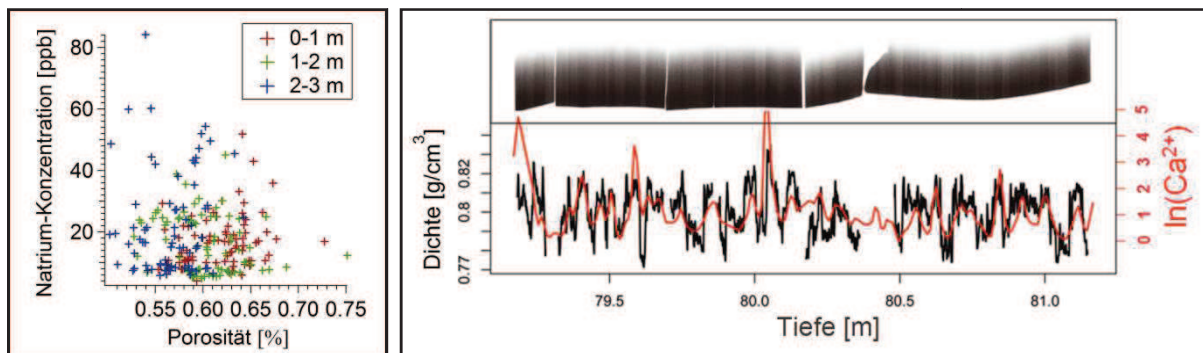


Abbildung 33: Unabhängigkeit irreversibel deponierter Spurenstoffe von Strukturmerkmalen in Trench 1.

Abbildung 34: Calcium-Dichte-Korrelation in antarktischem Firn (nach FREITAG et al., 2013).

Diese Beobachtungen stehen im Gegensatz zu gekoppelten Ca^{2+} -Dichte-Beziehungen, die aus größerer Tiefe bekannt sind (Abbildung 34). Gleichzeitig wird mit dieser Analyse die Auffassung von FREITAG et al. (2013) bestätigt, dass einer Dichtelage in großer Tiefe nicht unbedingt eine niedrigporöse Oberflächenstruktur vorausgehen muss.

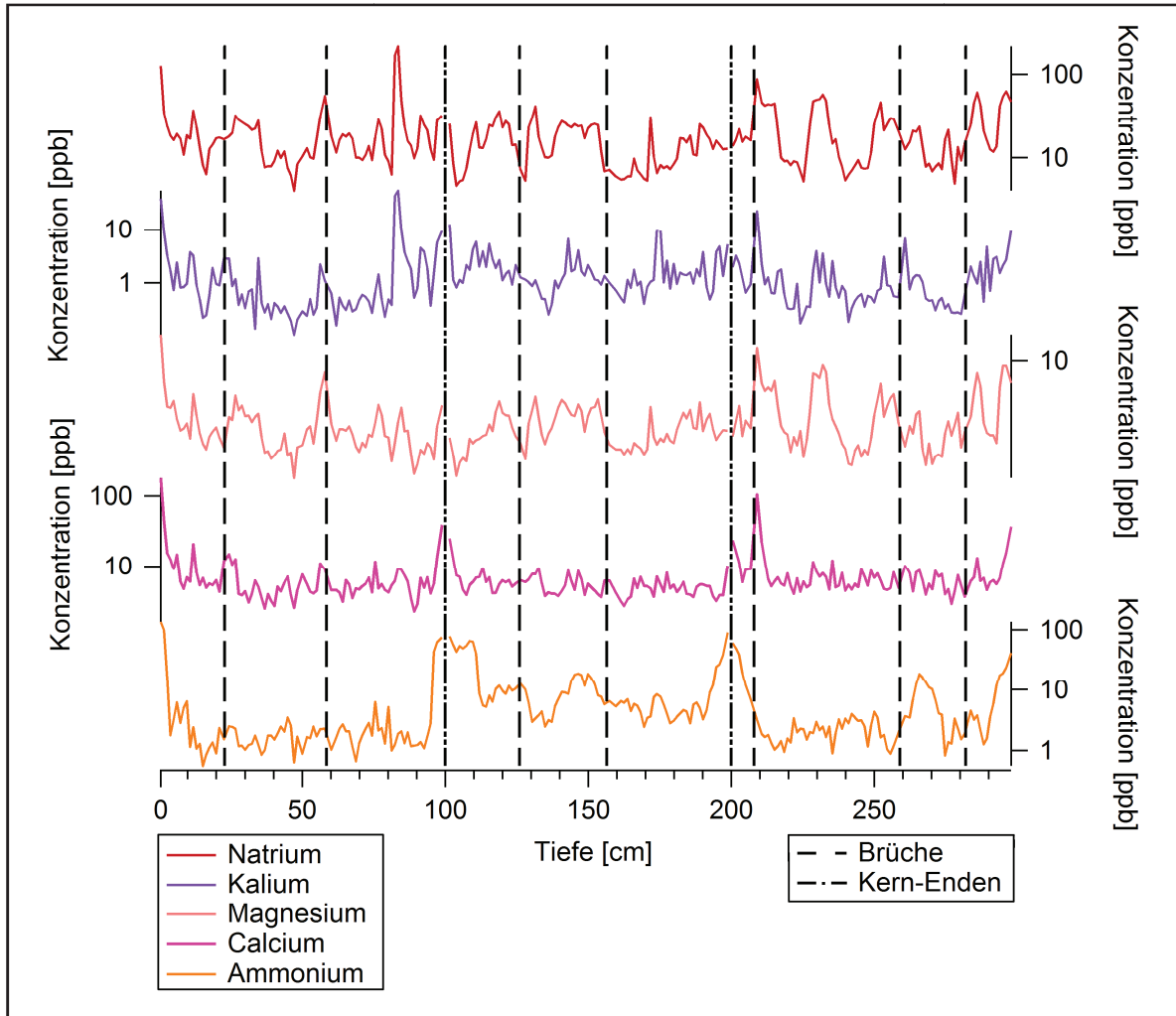


Abbildung 35: Spurenstoff-Signaturen von Brüchen und Kern-Enden am Beispiel der Kationen in Trench 1.

Übereinstimmende Konzentrationsanstiege aller Spurenstoffe bei 100 cm und 200 cm Schneesäule sind an den Enden der einzelnen Kerne gelegen (Abbildung 35). Diese Areale werden infolge verlängerter Zeit an der Oberfläche als kontaminiert eingeordnet und im weiteren Verlauf nicht weiter erläutert. Darüber hinaus sind kongruente Kationen-Peaks in 58 cm und 208 cm Tiefe mit Kernbrüchen assoziiert und als Verunreinigung von der Interpretation ausgenommen.

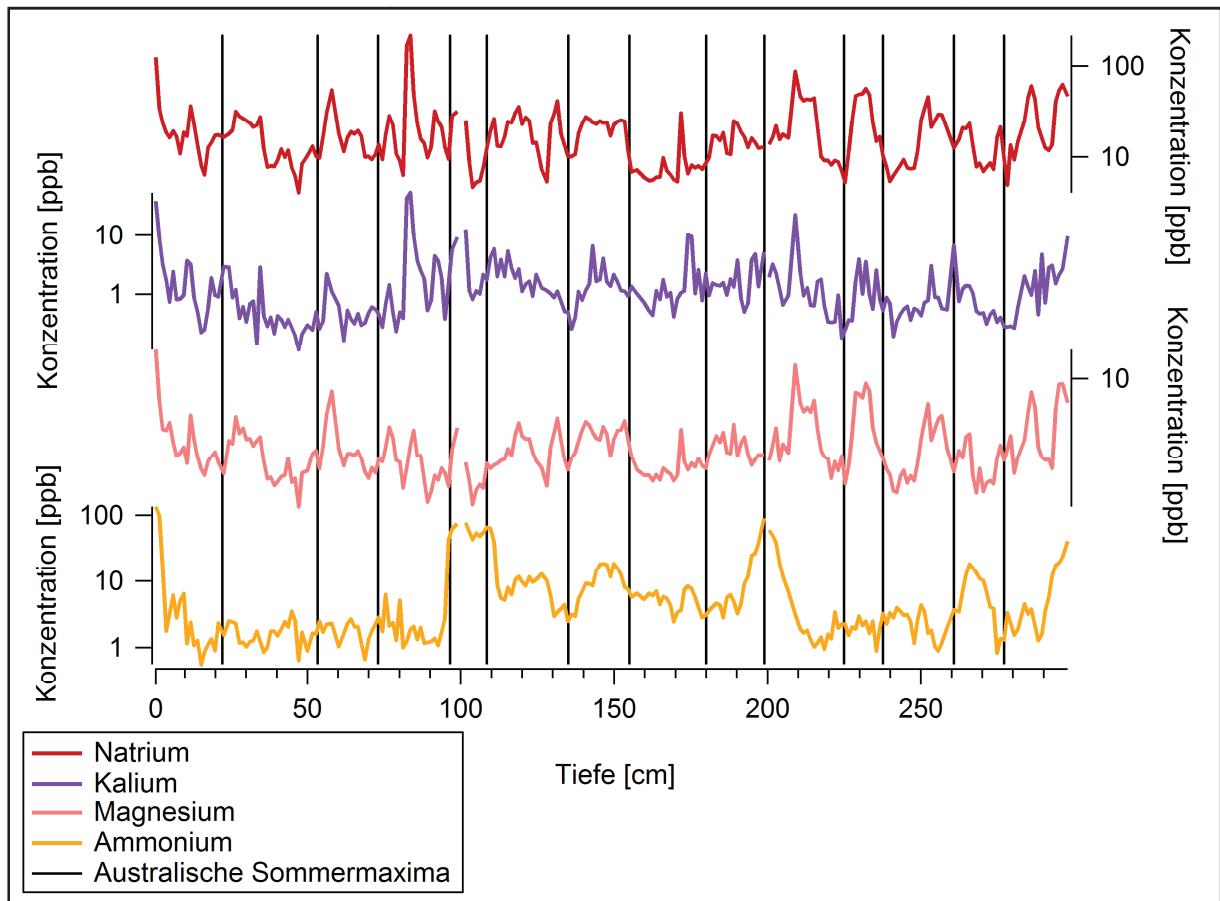


Abbildung 36: Datierte Trench 1-Profile für Na^+ , K^+ , Mg^{2+} und NH_4^+ .

Das Natrium-Vertikalprofil ist von starken saisonalen Schwankungen geprägt, deren Maxima im australischen Winter verzeichnet werden (Abbildung 36). Eine Korrelation des Ions mit Chlorid-Konzentration beträgt 0.5 und legt Seesalz als Quelle nahe. Verstärkter Salzeintrag wird durch gehäufte Sturmaktivität ermöglicht und entspricht der Auffassung, ein maßgeblicher Anteil des Niederschlags werde im Südozean gebildet (FISCHER et al., 2007). Innerhalb des Winters variiert das Salzeintragsdatum in Abhängigkeit vom Zeitpunkt der Stürme, die im Südozean Feuchtigkeit aufnehmen. In einigen Jahren handelt es sich um feinlagige Events, an anderen Stellen sind die Salzeintragsphasen als Plateausignale erhalten. Dies ist bei 170 cm und 230 cm der Fall, infolge des lokalen Rauschens gegenüber regionalen Signalen jedoch begrenzt aussagekräftig (MÜNCH et al., 2015). Aufgrund des Zusammenspiels saisonalen Eintrags, irreversiblen Depositionsverhaltens und hoher Absolutkonzentrationen durch die gesamte Tiefe ist der Spurenstoff gut zur Datierung geeignet.

Auch Kalium- und Magnesium-Ionen zeigen im Profil für Seesalz typische Wintersaisonalität an. Insbesondere zwischen 200 cm und 300 cm Tiefe ist die Saisonalität im Magnesiumprofil ausgeprägt (Abbildung 36). Aufgrund ihrer geringen Absolutgehalte und entsprechend niedrigeren Signal- zu Rauschverhältnissen sind beide Parameter für spurenstoffgestützte Datierung weniger gut geeignet als Na^+ . Indes indiziert eine ähnliche Entwicklung der drei Meersalzkomponenten ein identisches postdepositionales Verhalten der Kationen ohne Wiederfreisetzung. Das Absolutkonzentrationen-Verhältnis zwischen Na^+ , K^+ und Mg^{2+} spiegelt das Salzgleichgewicht innerhalb der Ozeane wider. Natriumchlorid ist für einen Großteil der marinen Salinität verantwortlich, während die beiden anderen Kationen geringere Anteile beitragen. Nützlich sind K^+ und Mg^{2+} zur Detektion markanter Seesalzeintrag-Events. 84 cm unterhalb der Schneeoberfläche lässt die Größe des Na-Peaks eine Kontamination vermuten. Da auch K^+ und Mg^{2+} in dieser Tiefe Höchstkonzentrationen aufweisen, ist ein Seesalz-Event plausibel.

Jegliche Peaks des Ca^{2+} -Profils sind mit Brüchen assoziiert, sodass von einem kontaminationsbedingten Verlauf ausgegangen wird (Abbildung 35). Unter dieser Voraussetzung ist die Tiefenentwicklung des Parameters Calcium nicht signifikant.

Ammonium ist in seinem Verlauf klar verunreinigungsgesteuert. Die für 100–200 cm durchweg erhöhten Konzentrationen können bei identischer Probenahme, Lagerung und Bearbeitung nicht erklärt werden. Drei schwache und vertikal ausgedehnte Peaks sind im Winter des jeweiligen Jahres positioniert. Dies deutet auf einen saisonalen Zusammenhang zur Dekomposition organischen Materials hin (KAUFMANN et al., 2010). Als Ursache für fehlende Konsistenz in der Tiefe werden nicht vorhandener Eintrag oder postdepositionale Verluste in Betracht gezogen.

Für das Bromid-Tiefenprofil wird aufgrund seiner Bildungsprozesse ein Sommer-Saisonalität-Signal erwartet (SPOLAOR et al., 2013). Vereinzelt dokumentierte Peaks stimmen jedoch mit Chlorid- und Nitrat-Flanken sowie Sulfat-Geringkonzentrationen als Herbst- und Wintersignatur überein (Abbildung 37). Der fragmentarische Charakter des Bromid-Verlaufs kann nur erklärt werden, wenn ein Transport vom marinen Küstengebiet ins Landesinnere weitgehend unterbunden wird.

Fehlender Sommer-Niederschlag nahe der Kohlen Station kann Ursache für die Fraktionierung nass deponierter Bromid-Aerosole sein. Unter diesen Bedingungen werden ausschließlich Anfangs- und Endphase der Bromid-Saison im Schnee erfasst.

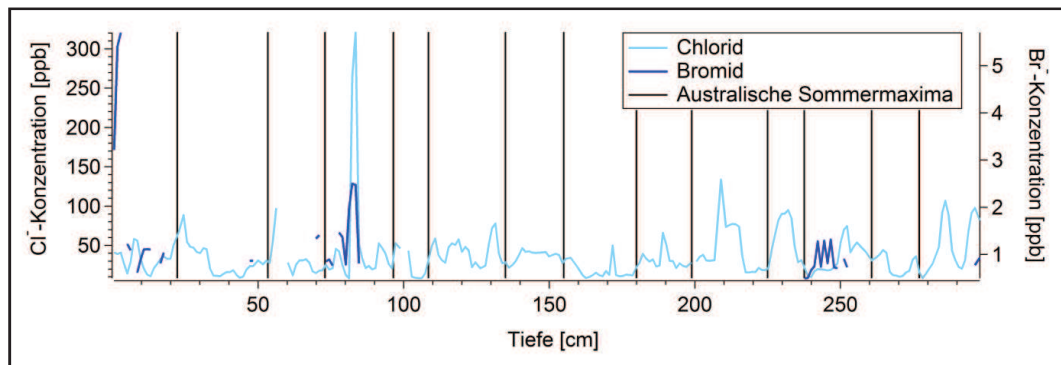


Abbildung 37: Datede Verläufe für Bromid und Chlorid in Trench 1.

Eine ausgeprägte Wintersaisonalität und hohe Absolutkonzentrationen sind markante Merkmale des Chlorid-Profiles. Nass deponiert, wird es infolge zyklischer Niederschlagsereignisse und Gischtbildung aus dem Südozean eingetragen. Das Ion gleicht Natrium in allen Eigenheiten. Die Hypothese, dass Na^+ und Cl^- erst nach Schneedeponition als Kristallaggregat vorliegen (WELLER, 2016, PERS. KOMM.), kann anhand der Daten weder bestätigt noch widerlegt werden.

Für Sulfat liegt ein markantes Saisonalitätssignal während des australischen Sommers vor. Die ausgezeichnete Peak-Schärfe ist durch den Depositionsprozess bedingt. Als stetig und trocken deponiertes Aerosol sind Sulfat-Konzentrationsanstiege mit Nicht-Akkumulationsphasen verknüpft (Abbildung 38).

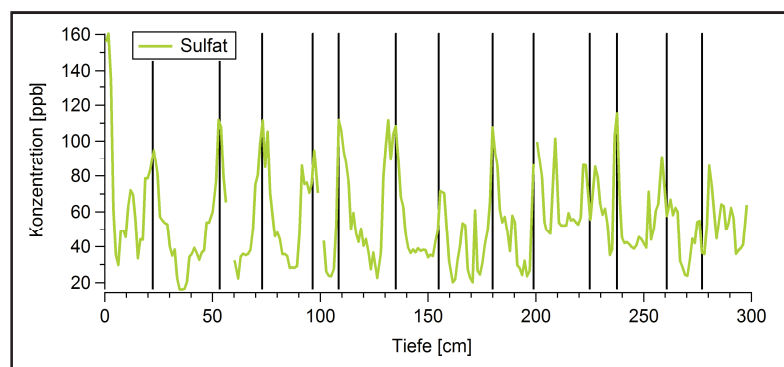


Abbildung 38: Datedes Sulfat-Profil von Trench 1.

Durch eine deutlich verringerte zeitliche Auflösung wird in diesen Phasen eine überdurchschnittliche Menge Sulfat erhalten. Das Grundniveau spiegelt stetige Trockendeposition auch während Niederschlagsereignissen wider. Im Rahmen des nächsten Schneefalls kann es zur äolisch angetriebenen Aufarbeitung des Sulfatpeaks kommen. Im Einklang mit der Korngrößen- und Anisotropie-Interpretation wird das Aerosol in den überlagernden Winterschnee aufgenommen und der Peak in der Vertikalen verbreitert. Zusätzliche Substrukturen der lokalen Maxima können als separat erfolgte Events interpretiert werden, da beide Niederschlagspakete durch Krusten begrenzt werden (Abbildung 39). Diese begünstigen eine kleinräumig differenzierte Erhaltung des Sulfatsignals.

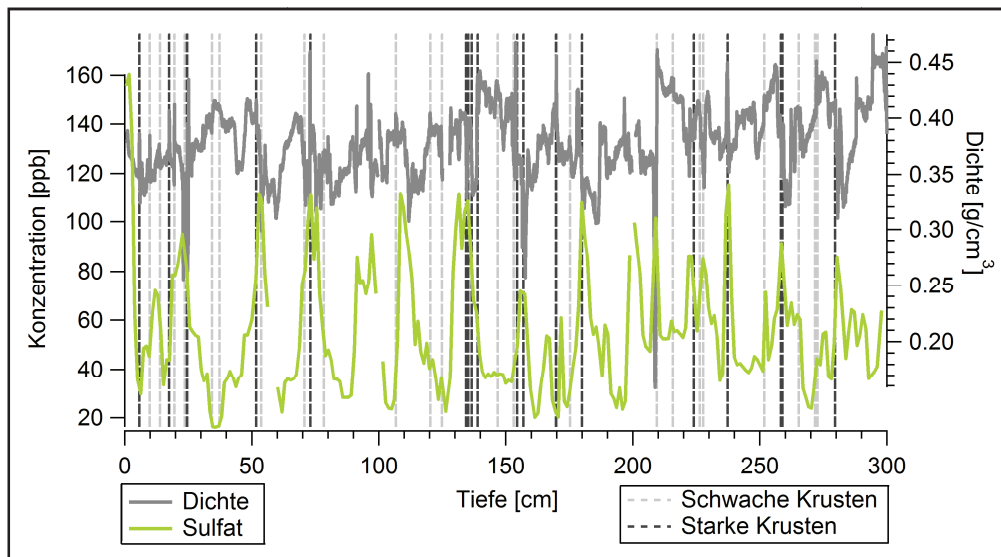


Abbildung 39: Einordnung von Substrukturierungen im Sulfat-Profil an Krusten für Trench 1.

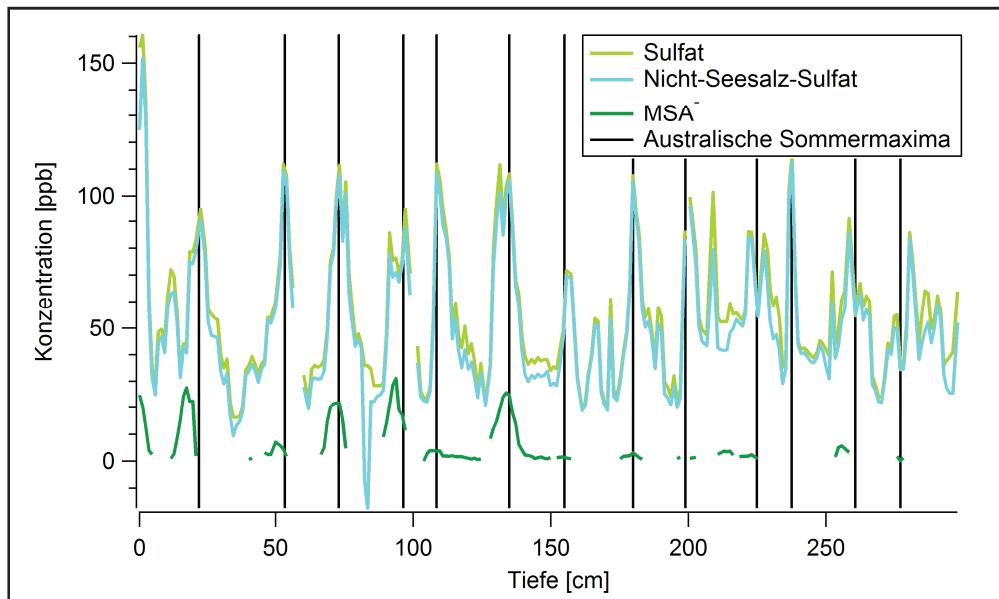


Abbildung 40: nss-Sulfat und MSA^- im datierten Sulfat-Verlauf für Trench 1.

Wie Abbildung 40 zeigt, ist nur ein geringer Anteil des Sulfats auf Seesalz zurückzuführen und die Signatur weitgehend biogenen Ursprungs. Das schwefelhaltige Produkt ozeanischer Primärproduktion Dimethylsulfid wird zu 80% in Sulfat umgewandelt, sodass mithilfe des Nicht-Seesalz-Sulfatprofils die marine Vegetationsphase im Südozean belegt wird (MINIKIN et al., 1998; MIEDING, 2005). Weshalb auch im Winter biogenes Material als Quelle dominiert, kann nur mit Niederschlagsquellen in niedrigen Breiten erklärt werden, in denen Primärproduktion weiterhin möglich ist.

Die Diskrepanz zwischen Sulfat- und Nicht-Seesalz-Sulfat-Profil in 84 cm Tiefe indiziert starken Seesalz-Zutrag (Abbildung 40). Damit wird die Argumentation für K^+ und Mg^{2+} zur Entstehung des Peaks bestätigt.

Da MSA^- und ein Großteil des Sulfats der gleichen biogenen Quelle entspringen, werden ihre Ausschläge zur gleichen Zeit dokumentiert (Abbildung 40). Zunehmende Nachweisprobleme in größerer Tiefe werden im Rahmen postdepositionaler Prozesse als verlustbedingt eingestuft.

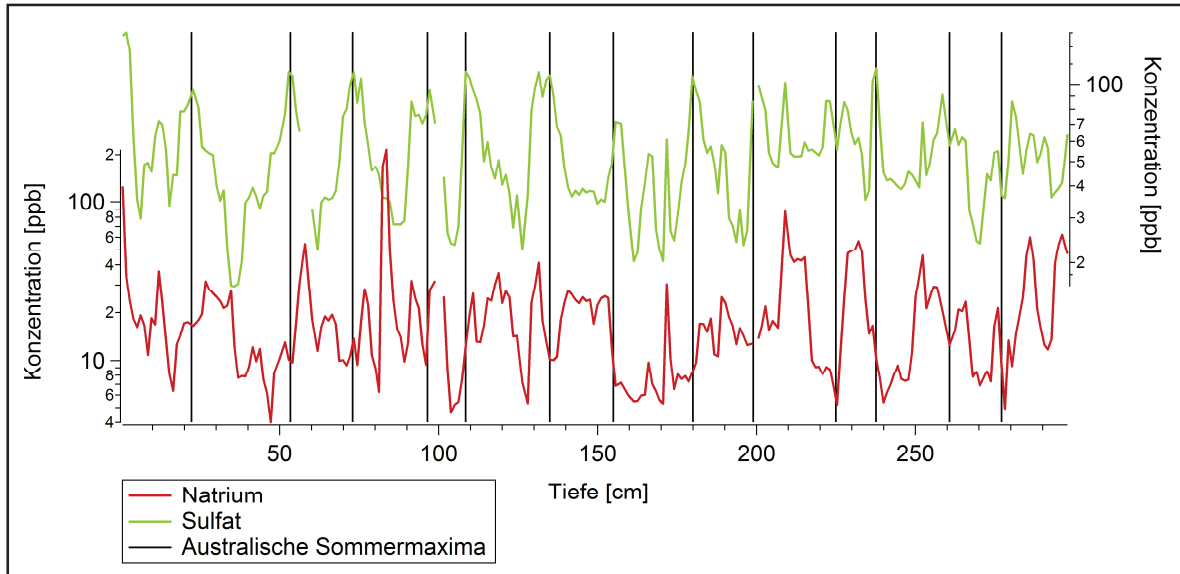


Abbildung 41: Vergleich von Na^+ - und SO_4^{2-} in Trench 1 durch die Tiefe.

Eine Gegenüberstellung des Natrium- und Sulfatverlaufs macht Widersprüchlichkeiten deutlich (Abbildung 41). Teils korrespondieren die beiden Parameter miteinander, obwohl ihnen komplementäre Saisonalitäten zugeschrieben werden. Unter anderem 135–155 cm unterhalb der Kryosphäre-Atmosphäre-Grenze werden diese bestätigt, während die Peaks beider Spurenstoffe einander in 15 cm Tiefe gleichen. Unter welchen Bedingungen Übereinstimmungen auftreten, geht aus den durchgeführten Untersuchungen nicht hervor.

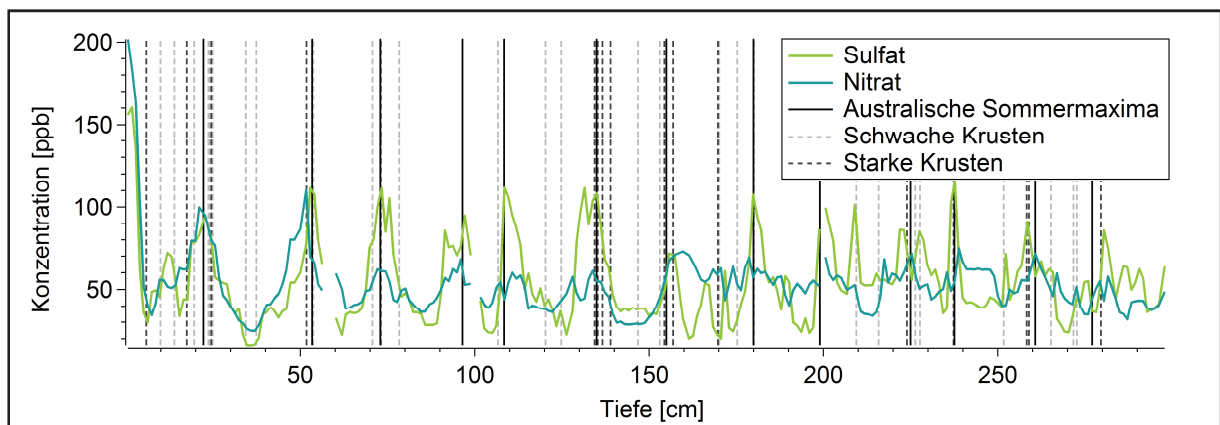


Abbildung 42: Nitrat-Entwicklung in Trench 1 im Vergleich zum Sulfat-Profil.

Wie aus Abbildung 42 hervorgeht, verlaufen Nitrat und Sulfat in der oberen Hälfte des Schneeprofiles weitgehend kongruent. Dies deutet auf ähnliche Quellen und Depositionsprozesse hin. Auch Nitrat ist mit seiner Sommersaisonalität Indikator für

Primärproduktion im Südozean und wird teils trocken deponiert (WELLER, 2016, PERS. KOMM.). Dass sich die beiden Profile in größerer Tiefe unterscheiden und Nitrat eher plateauartig erhalten ist, verweist auf postdepositionale Verluste des Spurenstoffs. Krusten als ehemalige Maxima sind verstärkt davon betroffen.

6.4. Sauerstoff-Isotopie

Hinsichtlich der Sauerstoff-Isotopie deutet -44.4576‰ als Mittelwert auf insgesamt warme Verhältnisse während des australischen Winters hin. Dabei sind in der Vertikalen wiederkehrende Zu- und Abnahmen der Isotopenfraktionierung verzeichnet. Gleichzeitig lässt das Fehlen eines Trends keine Rückschlüsse auf eine Erwärmung der Ostantarktis im Rahmen des Klimawandels zu (LOZÁN et al., 2014).

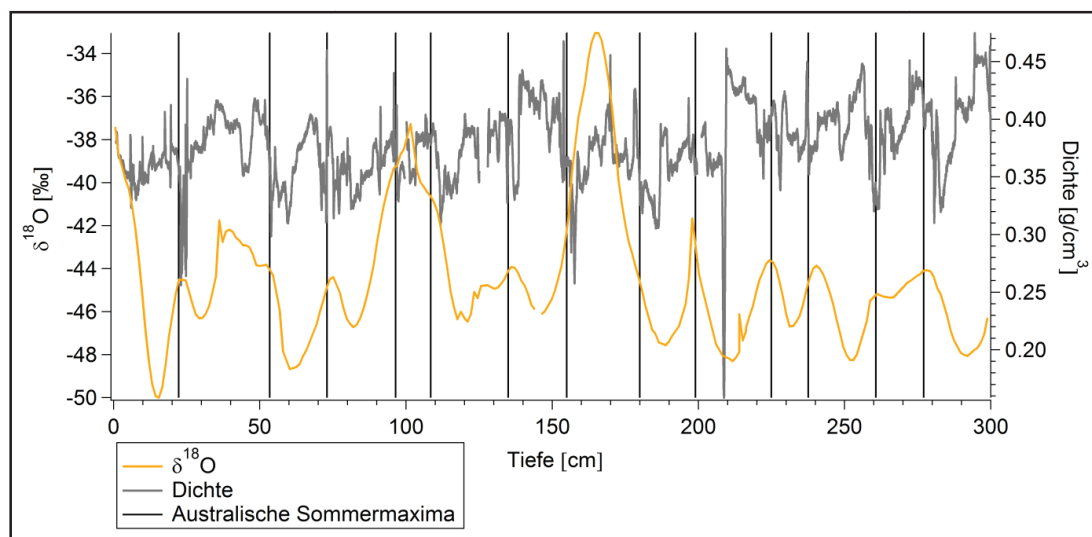


Abbildung 43: $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ - und Dichte-Profil des Trench 1 im Vergleich.

Werden $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ - und Dichte-Profil am Beginn der Transformation zu Eis miteinander verglichen, ist jedem Dichte- ein Isotopensignal zuzuordnen (Abbildung 43). Jedes Niederschlagsereignis hat eine charakteristische Zusammensetzung. Infolgedessen wird ein lokales Maximum als Mischsignal einer Niederschlagssequenz erzeugt. Die Wichtigkeit von Niederschlagsfrequenz und -Menge als Einflussfaktoren für das in größerer Tiefe überlieferte $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ -Signal wird damit bestätigt. Der weitgehend geglättete Verlauf ist in Diffusion innerhalb der Schneesäule begründet.

Da Niederschlag nicht gleichmäßig über Großräume verteilt und in seiner erhaltenen Mächtigkeit durch lokale Umlagerungsprozesse geprägt wird, kann sich die vertikale Ausdehnung einer Signatur stark unterscheiden. Mächtig abgelagerte Präzipitationsereignisse sowie isotopengeochemische Extremwerte werden das Saison-Signal durch ihre Diffusion dominieren (SCHLOSSER UND OERTER, 2002). Wie MÜNCH et al. (2015) formulieren, stellt das lokale Rauschen eine maßgebliche Einschränkung für die Aussagekraft des Vertikalprofils dar. Darüber hinaus werden mithilfe der $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ -Signatur ausschließlich Präzipitationstemperaturen während Niederschlagsphasen widerspiegelt. Nicht-Akkumulationsphasen, die nahe der Kohlen Station den Zeitraum Frühsommer bis Herbst umfassen, werden nicht erfasst. Vor diesem Hintergrund ist die Funktion der $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ -Zusammensetzung als Isotopenthermometer, das den saisonalen Verlauf nachzeichnet, in Niedrigakkumulationsgebieten beeinträchtigt. Anders als aufgrund schlüssiger Signale in tieferen Firn- und Eiskernen erwartet (KREUTZ et al., 2001; CENTRE FOR ICE AND CLIMATE, 2016), ist ihr Einsatz zur oberflächennahen Schneedatierung zweifelhaft.

Das Phänomen der Doppelpeaks legt WEINHART (2016) als Sommer-Signal aus. Dies entstehe als Sequenz warmen Frühlingsschnees, oberflächlicher Reaktionen im akkumulationsfreien Sommer und warmen Herbstschnees. Eine systematische Anwendung dieser Hypothese auf die vorliegenden Daten führt zu deutlich erhöhtem, für die Kohlen Station untypischem Akkumulationsverhalten. Die Anzahl im Profil erhaltener Jahre wäre mit 7–9 deutlich verringert. Eine Erklärung für die Entstehung dieses Phänomens steht weiterhin aus.

Ein weiteres Phänomen im Isotopenprofil sind systematische Wechsel kleiner und großer Peaks bis in 180 cm Tiefe (Abbildung 17). Während drei Ausschläge mit einer Amplitude von 1–3‰ als kleine Peaks beschrieben werden, beträgt die Amplitude der großen Isotopen-Maxima mindestens 4‰. Ursachen für ihr Auftreten und ihre räumliche Begrenzung sind nicht feststellbar. In meiner Auswertung schließe ich mich MÜNCH et al. (2015) an und halte eine allein auf Isotopie gestützte Datierung bei der Kohlen Station für ungeeignet.

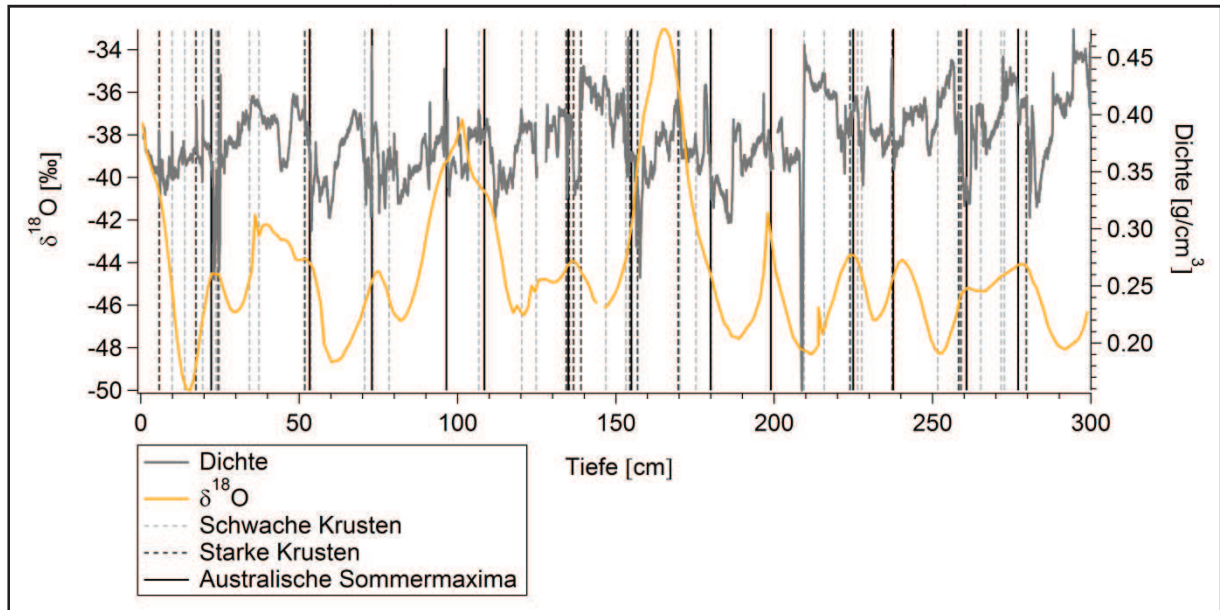


Abbildung 44: Einfluss struktureller Merkmale auf das Isotopensignal in Trench 1.

Scharf herauspräparierte Peaks in 100 cm und 200 cm Tiefe werden als Materialverlust an den Enden der einzelnen Kerne eingestuft und nicht näher erläutert. Scharf abgegrenzte $\delta^{18}\text{O}$ -Signale sind ebenfalls in anderen Tiefen erkennbar, aufgrund ihrer Amplitude aber nicht als Messfehler interpretierbar. Es handelt sich um kleinräumig erhaltene Signaturen, die, wie Abbildung 44 zeigt, vermehrt durch Krusten begrenzt sind. Aus diesem Grund werden Krusten als Einflussfaktor auf das Isotopensignal in Betracht gezogen. Als nahezu horizontale Strukturen geringer Porosität und unbekannter räumlicher Ausdehnung schränken sie Luftzirkulationsprozesse im Schnee ein. Durch Verlangsamung der Konvektion wird der frühzeitige Übergang zu diffusiver Zone und Lufteinschluss begünstigt. Ein scharfer Abfall des $\delta^{18}\text{O}$ -Werts, der dies hinreichend beweist, ist nicht verzeichnet. Porenraum oberhalb und unterhalb der Krusten sind miteinander verbunden, in welchem Maß ist aber unbekannt. Anhand des Vertikalprofils Trench 1 wird deutlich, dass Saisonalität und Diffusion zur Erklärung des $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ -Verlaufs nicht ausreichen. Ein weiterer, noch nicht bekannter Prozess wird benötigt.

7. Fazit

Im Rahmen dieser Arbeit ist die Genese des Schneeprofiles Trench 1 mithilfe radiometrischer, ionenchromatographischer und isotopengeochemischer Analytik untersucht worden. Hochaufgelöste Strukturdaten, Spurenstoffe und $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ -Signatur zeigen, dass die Ausgangssituation des Klimaarchivs Eis durch Saisonalität, Präzipitationsbedingungen und Alteration bestimmt wird.

Dichte, Porosität, MCL, Anisotropie, SD und SMI tragen zu Beginn des Transformations-Prozesses Signaturen von Niederschlag, Wind und Temperaturgradienten. Entlang der Vertikalen ist das Profil durch eine Vielzahl von Krusten zergliedert, deren Kennzeichen verringerte Porosität, Korngröße und Anisotropie sind. Tägliche und saisonale Temperaturschwankungen prägen Größe und Form der Eiskristalle nahe der Oberfläche. Insgesamt ist die Schichtungsvariabilität an einen porositätsabhängigen Prozess, Temperaturgradienten und die Zeit an der Oberfläche gekoppelt. Irreversibel deponierte Spurenstoffe sind in ihrer Konzentration unabhängig von strukturellen Charakteristika. In den Ionenkonzentrationsprofilen werden Saisonalität der Aerosolquellen, Präzipitationsbedingungen sowie postdepositionale Verluste gespiegelt. Dabei stechen Seesalzkomponenten und Sulfat durch beständig markante Verläufe hervor und eine Spurenstoff-gestützte Datierung erscheint plausibel. Die Isotopensignatur des Schneeprofiles ist durch Fraktionierungsprozesse bis zur Niederschlagspräzipitation und Diffusion geprägt. Eine umfassende Erklärung des $\delta^{18}\text{O}_{\text{Schnee}}$ -Verlaufs ist allein mit diesen Einflussfaktoren jedoch nicht möglich.

Vor diesem Hintergrund wird für die ostantarktische Schneesäule hinsichtlich struktureller Merkmale ein saisonaler Aufbau dokumentiert. Anisotropie-Sägezahn-Muster und Tiefenreif-ähnliche Lagen werden oberflächennah aufgeprägt und sind auch in größerer Tiefe als jährliche Stratigraphie-Marker erhaltungsfähig. Die Steigung der Sägezähne kann als ortsspezifische Metamorphose-Konstante für Fernerkundung und Modellierung genutzt werden. Durch starke Niederschlagssaisonalität und geringe Niederschlagsfrequenz ist die zeitliche Auflösung nahe der Kohnen Station maßgeblich begrenzt. Eine saisonale Zuordnung der Isotopenentwicklung und eine darauf basierende Datierung sind in diesem

Kontext nicht eindeutig. Zudem müssen Eintragszeitraum und Erhaltungsform der Sulfat-Aerosole unterschieden werden. Die eingangs aufgestellten Hypothesen konnten im Verlauf der Untersuchungen nahezu vollständig bestätigt werden. Dass Tiefenreif-ähnliche Lagen den konvektiven Luftaustausch innerhalb des Porenraums beeinträchtigen, kann jedoch nicht abschließend nachgewiesen werden.

Deshalb müssen die lokalen Beobachtungen mithilfe weiterführender Untersuchungen in der Fläche verifiziert werden. Aufgrund ihres zergliedernden Charakters ist eine tiefgreifende Auseinandersetzung mit Krusten und eine Korrektur Schneehomogenität annehmender Größen nötig. Auch ihr Beitrag zur kleinräumigen Erhaltung von Spurenstoff- und Isotopensignaturen ist noch unzureichend erforscht. Hinsichtlich Tiefenreif-ähnlicher Lagen ist zu klären, in welchem Ausmaß der Wärmetransport durch sie eingeschränkt wird. In weiteren Analysen muss betrachtet werden, unter welchen Bedingungen Übereinstimmungen zwischen Na^+ - und SO_4^{2-} -Profil auftreten. Auch die Bestimmung weiterer Einflussfaktoren auf das $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenprofil ist für eine Entschlüsselung des Verlaufs in Oberflächennähe unerlässlich.

Für eine umfassende Herleitung der Phänomene werden auch methodische Korrekturen benötigt. Um 3D-Strukturdaten des Eis- μCT lückenlos analysieren zu können, muss der Aufbau der Schneekernhalterung neu konzipiert werden. Tiefenskalierungen verschiedener Parameter sind besser abzustimmen, damit Phänomene im Spurenstoff-Profil genauer im Strukturverlauf eingeordnet werden können. Werden hochaufgelöste Strukturparameter vor dem Probenschnitt analysiert, können strukturelle Marker mithilfe eines Lichttisches auf den Kern projiziert und als Tiefenreferenz für diskrete IC- und Isotopenproben dienen. Insbesondere für die Lokalisierung trocken deponierten Sulfats im Schnee ist dies von Interesse. Auch eine strukturgestützte Datierung ist für Niedrigakkumulationsgebiete gemäß Beobachtungen an Trench 1 sinnvoll.

So wird anhand dieser Arbeit sehr deutlich, wie groß die Bedeutung von Schneeuntersuchungen für paläoklimatische Aussagen und Fernerkundung ist. Die durchgeführten Analysen ermöglichen die Beschreibung vieler kleinräumlicher Phänomene, bei ihrer Erklärung besteht jedoch noch massiver Forschungsbedarf.

8. Literaturverzeichnis

- ADAMS, E. E., BROWN, R. L. (1983): Metamorphism of dry snow as a result of temperature gradient and vapor density differences. – *Annals of Glaciology*, 4: 3–9.
- ADDSCAR (2016): Antarctic Digital Database Map Viewer. – <http://www.add.scar.org>, Abrufdatum 04.07.2016.
- ANDERSON, D.L., BENSON C.S. (1963): The Densification and diagenesis of snow. – In: Kingery, W.D. (Hrsg.), *Ice and Snow: Properties, Processes, and Applications*, 391–411; Cambridge, Massachusetts (M.I.T. Press).
- ASMAN, W. A. H., SUTTON, M. A., SCHØRRING, J. K. (1998): Ammonia: emission, atmospheric transport and deposition. – *New Phytologist*, 139: 27–48.
- BADER, H., HAEFELI, R., BUCHER, E., NEHER, J., ECKEL, O., THAMS, C. (1939): *Der Schnee und seine Metamorphose. Erste Ergebnisse und Anwendungen einer systematischen Untersuchung der alpinen Winterschneedecke.* – Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, Hydrologie 3.
- BIGLER, M., RÖTHLISBERGER, R., LAMBERT, F., STOCKER, T. F., WAGENBACH, D. (2006): Aerosol deposited in East Antarctica over the last glacial cycle: Detailed apportionment of continental and sea-salt contributions. – *Journal of Geophysical Research*, 111 (D08205): doi:10.1029/2005JD006469.
- BIRNBAUM, G., BRAUNER, R., RIES, H. (2006): Synoptic situations causing high precipitation rates on the Antarctic plateau: observations from Kohnen Station, Dronning Maud Land. – *Antarctic Science*, 18: 279-288.
- BLUNIER, T., SCHWANDER, J. (2000): Gas enclosure in ice: age difference and fractionation. – In: Hondoh, T. (Hrsg.), *Physics of Ice Core Records*, 307–326; Sapporo (Hokkaido University Press).

- CAIAZZO, L., BECAGLI, S., FROSINI, D., GIARDI, F., SEVERI, M., TRAVERSI, R., UDISTI, R. (2016): Spatial and temporal variability of snow chemical composition and accumulation rate at Talos Dome site (East Antarctica). – *Science of the Total Environment*, 550: 418–430.
- CENTRE FOR ICE AND CLIMATE (2016): Informationen zum Einsatz der Sauerstoff-Isotopie im Eis.. – <http://www.iceandclimate.nbi.ku.dk>, Abrufdatum 02.07.2016.
- COLBECK, S.C. (1983): Theory of metamorphism of dry snow. – *Journal of Geophysical Research*, 88: 5475–5482.
- CRAIG, H. (1961): Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters. – *Science*, 133: 1833–1834.
- CUFFEY, K., PATERSON, W.S.B. (2010): *The Physics of Glaciers*. – 4. Aufl., 704 S.; Burlington, Massachusetts (Butterworth-Heinemann).
- DANSGAARD, W. (1964): Stable isotopes in precipitation. – *Tellus*, 16 (4): 436–468.
- DRÜCKER, C., WILHELMS, F., OERTER, H., FRENZEL, A., GERNANDT, H., MILLER, H. (2002): Design, transport, construction, and operation of the summer base Kohnen for ice-core drilling in Dronning Maud Land, Antarctica. – *Memoirs of National Institute of Polar Research*, 56: 302–312.
- ENTING, I.G. (1987): On the application of lattice statistics to bubble trapping in ice. – *Tellus*, 39B: 100-113.
- EPICA COMMUNITY MEMBERS (2006): One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. – *Nature*, 444 (7116): 195–198.
- FISCHER, H., SIGGAARD-ANDERSEN, M.-L., RUTH, U, RÖTHLISBERGER, R., WOLFF, E. (2007): Glacial/Interglacial changes in mineral dust and sea salt records in polar ice cores: sources, transport, deposition. – *Reviews of Geophysics*, 45 (RG 1002): doi:10.1029/2005RG000192.

- FLÜCKINGER, J., MONNIN, E., STAUFFER, B., SCHWANDER, J., STOCKER, T. F. (2002): High-resolution Holocene N₂O ice core record and its relationship with CH₄ and CO₂. – *Global Biogeochemical Cycles*, 16 (1): 1–8.
- FREITAG, J. (2011): The Quantification of Layering in Polar Firn: First Results from Core-Scale Microfocus X-ray Computer Tomography (Poster, EGU General Assembly 2011).
- FREITAG, J., KIPFSTUHL, S., LAEPPLER, T. (2013): Core-scale radioscopic imaging: a new method reveals density-calcium link in Antarctic firn. – *Journals of Glaciology*, 59 (218): 1009–1014.
- FREITAG, J., KIPFSTUHL, S. (2014): Melt layer statistic of two firn cores recently drilled at Dye3 and South dome in the dry snow zone of Southern Greenland (Poster, EGU General Assembly 2014).
- GABRIEL, R., VON GLASOW, R., SANDER, R., ANDREAE, M. O., CRUTZEN, P. J. (2002): Bromide content of sea-salt aerosol particles collected over the Indian Ocean during INDOEX 1999. – *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107 (8032-31): 1–9.
- GAT, J. R. (1996): Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. – *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 24: 225–262.
- GRAF, W., OERTER, H., REINWARTH, O., STICHLER, W., WILHELMS, F., MILLER, H., MULVANEY, R. (2002): Stable-isotope records from Dronning Maud Land, Antarctica. – *Annals of Glaciology*, 35: 195–201.
- GÖKTAS, F., FISCHER, H., OERTER, H., WELLER, R., SOMMER, S., MILLER, H. (2002): A glaciochemical characterization of the new EPICA deep-drilling site on Amundsen-isen, Dronning Maud Land, Antarctica. – *Annals of Glaciology*, 35: 347–354.
- Gow, A.J. (1965): On the accumulation and seasonal stratification of snow at the south pole. – *Journal of Glaciology*, 40: 467–477.

- HEWITT, C. N., STURGES, W. T. (Hrsg.) (1993): Global atmospheric chemical change. – 1. Aufl., 470 S., London (Elsevier Applied Science).
- HILDEBRAND, T., RÜEGSEGGER, P. (1997): Quantification of Bone Microarchitecture with the Structure Model Index. – *Computer Methods in Biomechanics and Biomedical Engineering*, 1-1: 15–23.
- HÖRHOLD, M. W., ALBERT, M. R., FREITAG, J. (2009): The impact of accumulation rate on anisotropy and permeability of polar firn at a high-accumulation site. – *Journals of Glaciology*, 192: 625–630.
- HÖRHOLD, M. (2010): The layering of polar firn – Investigations of the climatic impact of polar fir structure using high resolution density measurements and 3D-X-ray-microfocus-computer-tomography. Bremen, Universität Bremen, Fachbereich Geowissenschaften, Dissertation.
- HÖRHOLD, M.W., LAEPPELE, T., FREITAG, J., BIGLER, M., FISCHER, H., KIPFSTUHL, S. (2012): On the impact of impurities on the densification of polar firn. – *Earth and Planetary Science Letters*, 2012 (325-32): 93–99.
- JANSEN, D., FARIA, S. H., WEIKUSAT, I., AZUMA, N. (2013): Dominant processes for microstructure evolution in polar ice (Poster, EGU General Assembly 2013).
- JAFFREZO, J.-L., DAVIDSON, C. I., LEGRAND, M., DIBB, J. E. (1994): Sulfate and MSA in the air and snow on the Greenland ice sheet. – *Journal of Geophysical Research*, 99: 1241–1253.
- JOUZEL, J., MERLIVAT, L. (1984): Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Modeling of the isotopic effects during snow formation. – *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 89: 11749–11757.

- KAUFMANN, P., FUNDEL, F., FISCHER, H., BIGLER, M., RUTH, U., UDISTI, R., HANSSON, M., DE ANGELIS, M., BARBANTE, C., WOLFF, E. W., HUTTERLI, M., WAGENBACH, D. (2010): Ammonium and non-sea salt sulfate in the EPICA ice cores as indicator of biological activity in the Southern Ocean. – *Quaternary Science Reviews*, 29 (1-2): 313–323.
- KIPFSTUHL, S., FARIA, S. H., AZUMA, N., FREITAG, J., HAMANN, I., KAUFMANN, P., MILLER, H., WEILER, K., WILHELMS, F. (2009): Evidence of dynamic recrystallisation in polar firn. – *Journal of Geophysical Research*, 114 (B05204): doi:10.1029/2008JB005583.
- KLEIN, K. (2014): Variability in dry antarctic firn - Investigations on spatially distributed snow and firn samples from Dronning Maud Land, Antarctica. Bremen, Universität Bremen, Dissertation.
- KREUTZ, K. J., AIZEN, V. B., DEWAYNE CECIL, L., WAKE, C. P. (2001): Oxygen isotopic and soluble ionic composition of a shallow firn core, Inilchek glacier, central Tien Shan. – *Journal of Glaciology*, 47 (159): 548–554.
- KRÖGER, M. (2012): Seasonal input of trace substances in Antarctic firn and their influence on densification processes: a case study on selected firn and ice samples from Dronning Maud Land, Antarctica. Göttingen, Georg-August-Universität, Masterarbeit, unveröffentlicht.
- LAEPPEL, T., HÖRHOLD, M., MÜNCH, T., FREITAG, J., WEGNER, A., KIPFSTUHL, S. (2016): Layering of surface snow and firn at Kohnen Station, Antarctica – noise or seasonal signal? – *Journal of Geophysical Research: Surfaces*, In Druck.
- LEGRAND, M., MAYEWSKI, P. A. (1997): Glaciochemistry of polar ice cores: a review. – *Reviews of Geophysics*, 35: 219–243.
- MAENO, N., EBINUMA, T. (1983): Pressure Sintering of Ice and Its Implication on the Densification of Snow at Polar Glaciers and Ice Sheets. – *The Journal of Physical Chemistry*, 87 (21): 4103–4110.

- MAYEWSKI, P. A., MEREDITH, M. P., SUMMERHAYES, C. P., TURNER, J., WORBY, A., BARRETT, P. J., CASASSA, G., BERTLER, N. A. N., BRACEGIRDLE, T., GARABATO, A. C. N., BROMWICH, D., CAMPBELL, H., HAMILTON, G. S., LYONS, W. B., MAASCH, K. A., AOKI, S., XIAO, C., VAN OMMEN, T. (2009): State of the Antarctic and Southern Ocean Climate System. – *Reviews of Geophysics*, 47 (RG1003): doi:10.1029/2007RG000231.
- MEYER, V. R. (2004): *Praxis der Hochleistungs-Flüssigchromatographie*. – 9. Aufl., 366 S.; Weinheim (Wiley-VCH).
- MIEDING, B. (2005): *Rekonstruktion tausendjähriger aerosolchemischer Eiszeitreihen aus Nordostgrönland: Quantifizierung zeitlicher Veränderungen in Atmosphärenzirkulation, Emission und Deposition*. Bremen, Universität Bremen, Dissertation.
- MINIKIN, A., LEGRAND, M., HALL, J. S., WAGENBACH, D., KLEEFELD, C., WOLFF, E.W., PASTEUR, E. C., DUCROZ, F. (1998): Sulfur-containing species (sulfate and methane sulfonate) in coastal Antarctic aerosol and precipitation. – *Journal of Geophysical Research*, 103: 10975–10990.
- MOSHER, B. W., WINKLER, P., JAFFREZO, J.L. (1993): Seasonal trends in aerosol chemistry at Dye 3, Greenland. – *Atmospheric Environment, Part A*, 27: 2761–2772.
- MOSLEY-THOMPSON, E., KRUSS, P.D., THOMPSON, L.G., POURCHET, M., GROOTES, P. (1985): Snow Stratigraphic Record at South Pole: Potential for paleoclimatic reconstruction. – *Annals of Glaciology*, 7: 26–33.
- MÜNCH, T., KIPFSTUHL, S., FREITAG, J., MEYER, H., LAEPPLÉ, T. (2015): Regional climate signal vs. local noise: a two-dimensional view of water isotopes in Antarctic firn at Kohnen Station, Dronning Maud Land. – *Climate of the Past Discussions*, 11: 5605–5649.

- NISHIMURA, H., MAENO, N., SATOW, K. (1963): Initial stage of densification of snow in Mizuho Plateau, Antarctica. – *Memoirs of National Institute of Polar Research*, 11: 149–158.
- NOTZ, D. (2014): Erwärmung der Polarregionen in den letzten 50 Jahren: Ursachen und Folgen. – In: Lozán, J. L. Grassl, H., Notz, D., Piepenburg, D. (Hrsg.) (2014), *Warnsignal Klima: Die Polarregionen*, 230–235; Hamburg (Wissenschaftliche Auswertungen).
- OERTER, H., WILHELMS, F., JUNG-ROTHENHÄUSLER, F., GÖKTAS, F., MILLER, H., GRAF, W., SOMMER, S. (2000): Accumulation rates in Dronning Maud Land, Antarctica, as revealed by dielectric-profiling measurements of shallow firn cores. – *Annals of Glaciology*, 30: 27–34.
- OHSER, J., MÜCKLICH, F. (2000): *Statistical Analysis of Microstructures in Material Science*. – 1. Aufl., 375 S.; Chichester (John Wiley & Sons).
- OHSER, J., REDENBACH, C., SCHLADITZ, K. (2009): Mesh free estimation of the structural model index. – *Image Analysis & Stereology Journal*, 28: 179–185.
- PICARRO INC.(2016): *Methodische Informationen und Abbildungen zu WS-CRDS-Picarros*. – <http://www.picarro.com>, Abrufdatum 02.07.2016.
- PIEL, C. (2004): *Variabilität physikalischer und chemischer Parameter des Aerosols in der antarktischen Troposphäre*. Bremen, Universität Bremen, Fachbereich Biologie/Chemie, Dissertation.
- PINZER, B. R., SCHNEEBELI, M., KAEMPFER, T. U. (2012): Vapor flux and recrystallization during dry snow metamorphism under steady temperature gradient as observed by time-lapse micro-tomography. – *The Cryosphere*, 6: 1141–1155.
- RAES, F., VAN DINGEN, R., VIGNATI, E., WILSON, J., PUTAUD, J.-P., SEINFELD, J. H., ADAMS, P. (2000): Formation and cycling of aerosols in the global troposphere. – *Atmospheric Environment*, 34: 4215–4240.

- REIJMER, C. (2001): A study with Automatic Weather Stations. Utrecht, Utrecht University, Dissertation.
- REIJMER, C., VAN DEN BROEKE, M. (2001): Moisture source of precipitation in western Dronning Maud Land, Antarctica. – *Antarctic Science*, 13 (2): 210–220.
- REIJMER, C. H., VAN DEN BROEKE, M. R., SCHEELE, M. P. (2002): Air Parcel Trajectories and Snowfall Related to Five Deep Drilling Locations in Antarctica based on the ERA-15 Dataset. – *Journal of Climate*, 15 (14): 1957–1968.
- RÖTHLISBERGER, R., HUTTERLI, M. A., WOLFF, E., MULVANEY, R., FISCHER, H., BIGLER, M., GOTO-AZUMA, K., HANSSON, M. E., RUTH, U., SIGGAARD-ANDERSEN, M.-L., STEFFENSEN, J. P. (2002): Nitrate in Greenland and Antarctic ice cores: A detailed description of post-depositional processes. – *Annals of Glaciology*, 35: 209–216.
- SALAMATIN, A., LIPENKOV, V., DUVAL, P. (1997): Bubble-ice densification in ice sheets: I. Theory. – *Journal of Glaciology*, 43 (145): 38–396.
- SCHLOSSER, E., OERTER, H. (2002): Seasonal variations of accumulation and the isotope record in ice cores: a study with surface snow samples and firn cores from Neumayer station, Antarctica. – *Annals of Glaciology*, 35: 97–101.
- SINGH, V. P., SINGH, P., HARITASHYA, U. K. (Hrsg.) (2011): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. – 1. Aufl., 1253 S.; Dordrecht (Springer).
- SODDY, F. (1913): Intra-atomic Charge. – *Nature*, 92 (2302): 399–400.
- SOMMER, S., WAGENBACH, D. (2000): Glacio-chemical study spanning the past 2 kyr on three ice cores from Dronning Maud Land, Antarctica: 2. Seasonally resolved chemical records. – *Journal of Geophysical Research*, 105: 423–433.

- SOWERS, T., BENDER, M. (1992): $\delta^{15}\text{N}$ of N_2 in Air Trapped in Polar ice: a Tracer of Gas Transport in the Firn and a possible Constraint on Ice Age-Gas Age Differences. – *Journal of Geophysical Research*, 97: 15683–15697.
- SPERLICH, P. (2008): Analysis of trace elements in snow pits from Dronning Maud Land, Antarctica. Bremen, Universität Bremen, Fachbereich Geowissenschaften, Masterarbeit, unveröffentlicht.
- SPOLAOR, A., VALLELONGA, P., PLANE, J. M. C., KEHRWALD, N., GABRIELI, J., VARIN, C., TURETTA, C., COZZI, G., KUMAR, R., BOUTRON, C., BARBANTE, C. (2013): Halogen species record Antarctic sea ice extent over glacial-interglacial periods. – *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13: 6623–6635.
- STAUFFER, B., SCHWANDER, J., OESCHGER, H. (1985): Enclosure of air during metamorphosis of dry firn to ice. – *Annals of Glaciology*, 6: 108–112.
- STEINHAGE, D. (2001): Beiträge aus geophysikalischen Messungen in Dronning Maud Land, Antarktis, zur Auffindung eines optimalen Bohrpunktes für eine Eiskerntiefbohrung. – *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, 384.
- TAYLOR, L.D. (1971): Glaciological studies on the South Pole traverse, 1962-1963. – *Antarctic Research Series*, 16: 209–224.
- THERMO SCIENTIFIC (2012): Dionex ICS-2100 Ion Chromatography System Operator's Manual. – 3. Aufl., 288 S.; Waltham, Massachusetts (Thermo Fisher Scientific Inc.).
- VAN DER WEL, L. G. (2012): Analyses of water isotope diffusion in firn: Contribution to a better palaeoclimatic interpretation of ice cores. Groningen, Rijksuniversiteit Groningen, Dissertation.
- WAGENBACH, D. (1996): Coastal Antarctica: Atmospheric chemical composition and atmospheric transport. – In Wolff, E., Bales, R. C. (Hrsg.), *Chemical exchange between the atmosphere and polar snow*, NATO ASI Series I, 43, 173–199; Berlin Heidelberg New York (Springer-Verlag).

- WEINHART, A. (2016): Seasonal signals of trace elements and stable isotopes in snow and firn at Kohnen station, Antarctica. Bremen, Universität Bremen, Fachbereich Geowissenschaften, Masterarbeit, unveröffentlicht.
- WEISSBACH, S. (2012): Saisonaler Eintrag von Spurenstoffen in das grönländische Eis und deren Auswirkung auf die Verdichtung von Firn: Fallstudie an einem ausgewählten Firnkernstück aus Nordgrönland. Freiberg, Technische Universität Bergakademie Freiberg, Masterarbeit, unveröffentlicht.
- WELLER, R., TRAUFFETTER, F., FISCHER, H., OERTER, H., PIEL, C., MILLER, H. (2004): Postdepositional losses of methane sulfonate, nitrate, and chloride at the European Project for Ice Coring in Antarctica deep-drilling site in Dronning Maud Land, Antarctica. – *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109 (D07301): doi:10.1029/2003JD004189.
- WESTON, A., BROWN, P.R. (1997): HPLC and CE. Principles and Practice. – 1. Aufl., 280 S.; San Diego (Academic Press).

Danksagung

Ich möchte mich zuerst bei meinem Betreuer Dr. Johannes Freitag bedanken. Für Dein Vertrauen, als wir über ein Bachelorarbeits-Konzept nachgedacht und Du dieses Forschungsprojekt in meine Hände gelegt hast. Dabei ist die unfassbar gute Betreuung mit zahlreichen Tipps und Ideen ein echter Schatz für mich gewesen. Einfach Danke, denn in Cookies ist Dein Engagement definitiv nicht auszurechnen.

Ein herzlicher Dank geht außerdem an Prof. Dr. Harald Strauß, der mein Interesse am antarktischen Schnee auch aus der Ferne mitgetragen hat. Danke für die mir gegebene Gestaltungsfreiheit und Ihre Spontanität bei allen betreuenden Gesprächen vor, während und nach Ihren Forschungsreisen.

Vielen Dank an Ilse Stölting für die Unterstützung beim Probenschnitt und an die helfenden Hände Birte Twarloh, Thaddäus Bloszcz und York Schlomann in den Laboren. Ein Großteil des Datensatzes ist Euer Verdienst.

Auch an Christoph Schaller, Tetsuro Taranczewski und Alexander Weinhart geht ein riesiges Dankeschön. Eure tatkräftige Unterstützung bei allen technischen und inhaltlichen Fragen war ein wahrer Segen und hat diese Arbeit mit möglich gemacht. Und Danke für das entspannt-humorvolle Miteinander, das mir am AWI jeden Tag aufs Neue Freude bereitet hat.

Dankeschön Dr. Maria Hörhold, für Deine Begeisterung an diesem neuen Datensatz. Geteilte Freude ist immer wieder doppelte Freude. Für alle Ideen, den regen Austausch und motivierende Worte.

Den Korrekturlesern und Korrekturleserinnen danke ich für ihre investierte Zeit. Eure aufmerksamen Augen und alle kritischen Kommentare haben dieser Arbeit auf jeden Fall gutgetan.

Zum Schluss gilt ein besonderer Dank meiner Familie und allen Wegbegleitern in dieser Zeit. Dank Euch hat auch dieser Lebensabschnitt seine ganz eigenen Anekdoten und Momente. Ihr seid ein Geschenk des Himmels und es ist eine Freude, die kleinen und großen Feste des Lebens mit euch so zu feiern, wie sie fallen.

Eidesstattliche Erklärung der Studierenden

Hiermit versichere ich, dass die vorliegende Arbeit über

Struktur-, Spurenstoff- und Isotopie-Untersuchungen im antarktischen Schnee
Ein Vertikalprofil der Kohnen Station, Dronning Maud Land

selbstständig verfasst worden ist, dass keine anderen Quellen und Hilfsmittel als die angegebenen benutzt worden sind und dass die Stellen der Arbeit, die anderen Werken – auch elektronischen Medien – dem Wortlaut oder Sinn nach entnommen wurden, auf jeden Fall unter Angabe der Quelle als Entlehnung kenntlich gemacht worden sind.

08.07.2016 Maser

(Datum, Unterschrift)

Ich erkläre mich mit einem Abgleich der Arbeit mit anderen Texten zwecks Auffindung von Übereinstimmungen sowie mit einer zu diesem Zweck vorzunehmenden Speicherung der Arbeit in eine Datenbank einverstanden.

08.07.2016 Maser

(Datum, Unterschrift)

Anhang

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1:	2D-CT-Aufnahme-Einstellungen für Tiefenmeter Eins des Trench 1, KF10	XII
Tabelle 2:	2D-CT-Aufnahme-Einstellungen für Tiefenmeter Zwei des Trench 1, KF11.....	XIII
Tabelle 3:	2D-CT-Aufnahme-Einstellungen für Tiefenmeter Drei des Trench 1, KF12.....	XIV
Tabelle 4:	3D-CT-Aufnahme-Einstellungen für Trench 1, KF10-12.....	XV
Tabelle 5:	Schnitt- und Proben-Dokumentation für KF 10, Trench 1.....	XVI
Tabelle 6:	Schnitt- und Proben-Dokumentation für KF 11, Trench 1.....	XVII
Tabelle 7:	Schnitt- und Proben-Dokumentation für KF 12, Trench 1.....	XVIII
Tabelle 8:	Standards zur Kalibrierung der Kationen-Chromatographie.....	XIX
Tabelle 9:	Standards zur Kalibrierung der Anionen-Chromatographie.....	XIX

Tabelle 1: 2D-CT-Aufnahme-Einstellungen für Tiefenmeter Eins des Trench 1, KF10.

2D Protocol - KS1415_KF10			
Measured by	AW	Date & Time	2015-10-27
Direction (Meas / Ice)	bottom up / natural		11:30:50
Speed [%]	11	Collimator	Yes
Starting Position [mm]	-10	Final Position [mm]	-1113
Ice Bottom [mm]	-91	Ice Top [mm]	-1104
Weight [g]	2719.5	Density [g/cm ³]	0.342
Number of breaks	0	Break Positions [mm]	
Diameter [cm]	10		
Comments	Diameter:		
	in x-ray direction: 10.35, 10.33 cm		
	orthogonal: 10.15, 10.17 cm		
	TRENCH 1		
Meta Protocol - KS1415_SL/KS1415_Trench1_vProfile			
Sample in	CFRP pipe	Tube	directional
Tube voltage [kV]	140	Tube current [μA]	667
Target current [μA]	600	Target power [W]	84
Exposure Time [ms]	94	Diameter	4 inch - snow
Detector distance [mm]	500	Tube distance [mm]	222
Focus detector distance [mm]	752	Gray balance z [mm]	-300
Resolution [μm/Voxel]	118.1 (117.4)	Detector dimensions	1020x512, 4px
Comments	measured with intensity control		

Tabelle 2: 2D-CT-Aufnahme-Einstellungen für Tiefenmeter Zwei des Trench 1, KF11.

2D Protocol - KS1415_KF11			
Measured by	AW	Date & Time	2015-10-27
Direction (Meas / Ice)	bottom up / natural		10:57:00
Speed [%]	11	Collimator	Yes
Starting Position [mm]	-10	Final Position [mm]	-1100
Ice Bottom [mm]	-90	Ice Top [mm]	-1085
Weight [g]	2809.8	Density [g/cm ³]	0.360
Number of breaks	1	Break Positions [mm]	-820
Diameter [cm]	10		
Comments	Diameter:		
	in x-ray direction: 10.36, 10.32 cm		
	orthogonal: 10.12, 10.11 cm		
	TRENCH 1		
Meta Protocol - KS1415_SL/KS1415_Trench1_vProfile			
Sample in	CFRP pipe	Tube	directional
Tube voltage [kV]	140	Tube current [µA]	667
Target current [µA]	600	Target power [W]	84
Exposure time [ms]	94	Diameter	4 inch - snow
Detector distance [mm]	500	Tube distance [mm]	222
Focus detector distance [mm]	752	Gray balance z [mm]	-300
Resolution [µm/Voxel]	118.1 (117.4)	Detector dimensions	1020x512, 4px
Comments	measured with intensity control		

Tabelle 3: 2D-CT-Aufnahme-Einstellungen für Tiefenmeter Drei des Trench 1, KF12.

2D Protocol - KS1415_KF12			
Measured by	AW	Date & Time	2015-10-27
Direction (Meas / Ice)	bottom up / natural		11:30:50
Speed [%]	11	Collimator	Yes
Starting Position [mm]	-10	Final Position [mm]	-1113
Ice Bottom [mm]	-91	Ice Top [mm]	-1104
Weight [g]	2719.5	Density [g/cm ³]	0.342
Number of breaks	0	Break Positions [mm]	
Diameter [cm]	10		
Comments	Diameter:		
	in x-ray direction: 10.35, 10.33 cm		
	orthogonal: 10.15, 10.17 cm		
	TRENCH 1		
Meta Protocol - KS1415_SL/KS1415_Trench1_vProfile			
Sample in	CFRP pipe	Tube	directional
Tube voltage [kV]	140	Tube current [μA]	667
Target current [μA]	600	Target power [W]	84
Exposure Time [ms]	94	Diameter	4 inch - snow
Detector distance [mm]	500	Tube distance [mm]	222
Focus detector distance [mm]	752	Gray balance z [mm]	300
Resolution [μm/Voxel]	118.1 (11/.4)	Detector dimensions	1020x512, 4px
Comments	measured with intensity control		

Tabelle 4: 3D-CT-Aufnahme-Einstellungen für Trench 1, KF10-12.

	KS1415_KF10_hx	KS1415_KF11_hx	KS1415_KF12_hx
	12.04.2016	05.04.2016	08.04.2016
	1d		1d 16h
	3D-Helix	3D-Helix	3D-Helix
[kV]	140	140	140
	400	400	400
[W]		55.8	55.9
e	verwendet	verwendet	verwendet
e [mm]	222	222	222
ale [mm]	500	500	500
	-1080	-1058	-1087
	-90	-90	-90
	~ 58	~ 58	~ 58
	2040 x 1024	2040 x 1024	2040 x 1024
	36600	36700	36600
Verhältnis	177	177	177
mm]	-1.476	-1.477	-1.476
rehung	2000	2000	2000
	einfach	zweifach	zweifach
	350	350	350
en	~34400	33435	34402
		Unterbrechung nach 14994 Projektionen aufgrund fehlender Robfile und Fortführung nach Fehlerbehebung	

Tabelle 5: Schnitt- und Proben-Dokumentation für KF 10, Trench 1.

Kernbezeichnung	KS1415_KF10	
Datum	20.04.2016	
Durchführung	Dorothea Moser und Ilsetraut Stölting	
Gesamtlänge [m]	0.99	
Brüche [m]	0.23	Min: 0.225; Max 0.233
	0.585	Min: 0.58; Max: 0.59
Dichtelagen [m]	0.015 - 0.05	
	~ 0.485	
	~ 0.523	
	0.72 - 0.73	
Maßangaben [m]	Gesamtlänge, Brüche, Dichtelagen	Metermaß
	0.5 Referenzmarkierung	Metermaß
	0.11 Referenz-Abschnitte	Trogrillen
	0.011 Einzelproben	Trogrillen
Probenütten insgesamt	88	
Probenütten-Nr.	Befüllungszustand	Bemerkungen
1–19	befüllt	an Grenze zu 2 evtl. Windkruste
20	gemeinsam mit 21 befüllt	Bruch ist exakte Grenze zwischen 21 und 22
21	leer	
22–43	befüllt	29 etwas härter; 40 weich; 43 uneben verhärtet
44	gemeinsam mit 45 befüllt	
45	leer	
46–50	befüllt	48 weich
51	gemeinsam mit 52 befüllt	
52	leer	
53	gemeinsam mit 54 befüllt	
54	leer	
55–85	befüllt	59 etwas härter; 63 weich; 66 weich
86	befüllt	IP-Probe enthält evtl. Randteile, sodass Kontamination möglich
87	gemeinsam mit 88 befüllt	
88	leer	

Tabelle 6: Schnitt- und Proben-Dokumentation für KF 11, Trench 1.

Kernbezeichnung	KS1415_KF11	
Datum	21.04.2016	
Durchführung	Dorothea Moser und Ilsetraut Stölting	
Gesamtlänge [m]	0.96	
Brüche [m]	0.26	
	0.565	
Dichtelagen [m]	keine	
Verschmutzungsspuren [m]	0.065	
	0.35	
	0.38-0.465	
	57-70	
	stark	
	gering	
Maßangaben [m]	Gesamtlänge, Brüche, Verschmutzungen	Metermaß
	0.5 Referenzmarkierung	Metermaß
	0.11 Referenz-Abschnitte	Trogrillen
	0.011 Einzelproben	Trogrillen
Probenütten insgesamt	89-174	
Probenütten-Nr.	Befüllungszustand	Bemerkungen
89-109	befüllt	
110	gemeinsam mit 111 befüllt	Bruch zwischen 111 und 112, sodass 110 und 111 als eine Probe oberhalb des Bruchs beprobt sind
111	leer	
112-136	befüllt	115-116 verhärtet; 123 Wechsel zu extrem hart; 130 weicher
137	gemeinsam mit 138 und erster Hälfte 139 befüllt	
138	leer	
139	zweite Hälfte gemeinsam mit 140 befüllt	
140	leer	
141-172	befüllt	
173	gemeinsam mit 174 befüllt	letztes zylindrisches Stück hat ungerades Ende, sodass minimale Dicke 0.02 m und maximale Dicke 0.035 m
174	leer	

Tabelle 7: Schnitt- und Proben-Dokumentation für KF 12, Trench 1.

Kernbezeichnung	KS1415_KF12	
Datum	25.04.2016	
Durchführung	Dorothea Moser und Ilsetraut Stöltzing	
Gesamtlänge [m]	0.99	
Brüche [m]	0.8	
	0.59	
	0.82	
Dichtelagen [m]	0.22-0.24	
	0.36	
	0.54-0.56	
	0.74-0.75	
	0.93-0.94	
Verschmutzungsspuren [m]	~ 0.11	
	~ 0.58	
	0.38-0.465	
	57-70	
Maßangaben [m]	Gesamtlänge, Brüche, Verschmutzungen	Metermaß
	0.5 Referenzmarkierung	Metermaß
	0.11 Referenz-Abschnitte	Trogrillen
	0.011 Einzelproben	Trogrillen
Probentüten insgesamt	175-262	
Probentüten-Nr.	Befüllungszustand	Bemerkungen
175–179	befüllt	
180	gemeinsam mit 181 befüllt	direkt oberhalb des Bruchs; als eine Probe in Beutel 180
181	leer	
182	gemeinsam mit 183 befüllt	direkt unterhalb des Bruchs; als eine Probe in Beutel 182
183	leer	
184–225	befüllt	207 hart; 208 weich
226	gemeinsam mit 227 befüllt	oberhalb des Bruchs
227	leer	
228	gemeinsam mit 229 befüllt	unterhalb des Bruchs
229	leer	
230–246	befüllt	
247	gemeinsam mit 248 befüllt	oberhalb des Bruchs
248	leer	
249–260	befüllt	
261	gemeinsam mit 262 befüllt	
262	leer	

Tabelle 8: Standards zur Kalibrierung der Kationen-Chromatographie.

Kationen-Standards							
1,001kg/l	0,99kg/l	1,013kg/l	1,02kg/l	1,01kg/l	Dichte		
1000ppm	1000ppm	1000ppm	1000ppm	1000ppm	Merck-Standardlösung		
500µl	500µl	250µl	250µl	500µl	zu entnehmendes Volumen, das auf 250g mit MilliQ-Wasser aufgefüllt werden muß		
2ppm	2ppm	1ppm	1ppm	2ppm	Konzentration des ZWS		
Ionenkonzentration in ppb					von ZWS zu entnehmendes Volumen, das auf 50g mit MilliQ-Wasser aufgefüllt werden muß	Konzentrationsverhältnis	#
Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺			
2	2	1	1	2	50µl	1:1000	1
4	4	2	2	4	100µl	1:400	2
10	10	5	5	10	250µl	1:200	3
20	20	10	10	20	500µl	1:40	4
50	50	25	25	50	1250µl	1:10	5
200	200	100	100	200	5ml	1:2	6
400	400	200	200	400	10ml	1:1	7

Tabelle 9: Standards zur Kalibrierung der Anionen-Chromatographie.

Anionen-Standards								
		0,998kg/l	0,998kg/l	1kg/l	0,998kg/l	Dichte		
1000ppm	1000ppm	1000ppm	1000ppm	1000ppm	1000ppm	Merck-Standardlösung		
250µl	250µl	1250µl	500µl	1250µl	1250µl	zu entnehmendes Volumen, das auf 250g mit MilliQ-Wasser aufgefüllt werden muß		
1ppm	1ppm	5ppm	1ppm	2ppm	5ppm	Konzentration des ZWS		
Ionenkonzentration in ppb					von ZWS zu entnehmendes Volumen, das auf 50g mit MilliQ-Wasser aufgefüllt werden muß	Konzentrationsverhältnis	#	
F ⁻	MSA ⁻	Cl ⁻	Br ⁻	NO ₃ ²⁻				SO ₄ ²⁻
1	1	5	2	5	5	50µl	1:1000	1
2	2	10	4	10	10	100µl	1:500	2
5	5	25	10	25	25	250µl	1:200	3
10	10	50	20	50	50	500µl	1:100	4
25	25	125	50	125	125	1250µl	1:40	5
100	100	500	200	500	500	5ml	1:10	6
200	200	1000	400	1000	1000	10ml	1:5	7