

Der CO₂-Sprung: aus Firn wird Eis



Eigenschaften von sich verdichtendem Firn und Übergang zu Eis

Firn ist das Zwischenstadium der Umwandlung von Schnee in Eis und reicht in der Antarktis von 50 bis über 100 Meter Dicke. Die Verdichtung des Schnees führt zu einem systematischen Trend von zunehmender Dichte und abnehmendem Porenraum mit der Tiefe aufgrund des Gewichts der darüber liegenden Schichten. Die Dichte steigt mit der Tiefe von einem Oberflächenwert von 340 kg/m³ auf die Dichte von Eis, die 918 kg/m³ beträgt. Die Geschwindigkeit der Firnverdichtung wird durch Schneeakkumulation und Temperatur gesteuert. Eiskern-Bohrstellen mit hoher Akkumulation und höheren Temperaturen wie Law Dome verdichten sich schneller als Stellen mit geringer Schneeakkumulation und kälteren Stellen wie Wostok. Die Firn-zu-Eis-Prozesse sind unten zusammengefasst, und Bender (1997) liefert eine detaillierte Beschreibung der Prozesse.

Abbildung 1 ist eine Illustration des Übergangs von Law Dome Firn zu Eis und der Dichte- und Porositätseigenschaften. Die Diffusionszone DZ, in welcher die Sinterung (Verdichtung zu einem Feststoff ohne Schmelzen) stattfindet, dauert an, bis die Dichte etwa 0,8 g/cm³ und die offene Porosität etwa 10 % beträgt. Offene Poren dienen vor allem als Kanäle, durch die Gasdiffusion und vertikale Vermischung mit atmosphärischen Gasen stattfinden kann.

Law Dome Firn To Ice

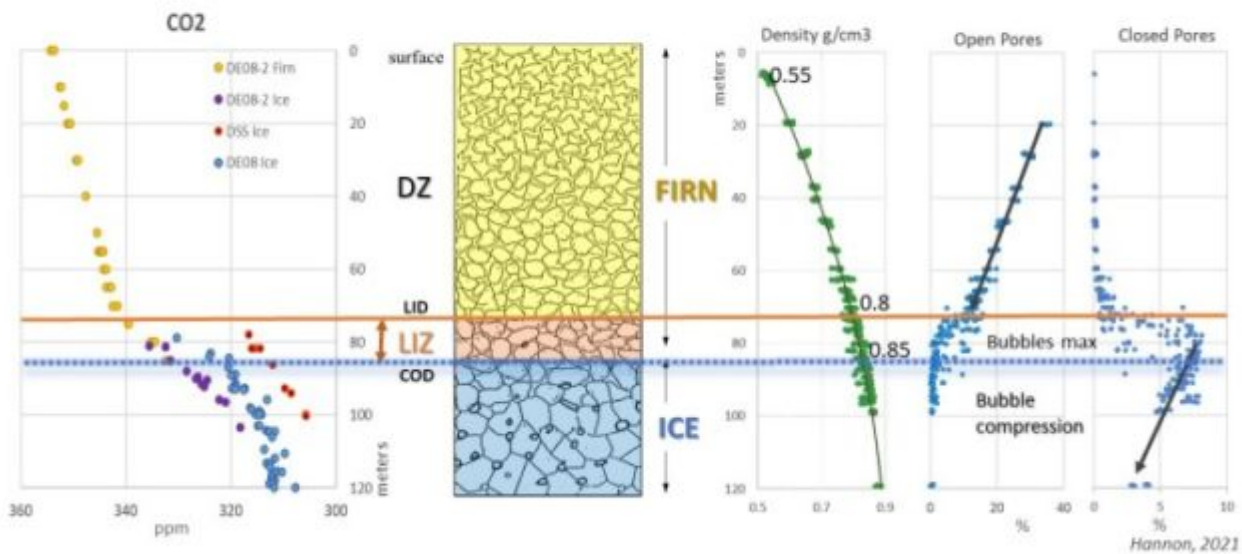


Abbildung 1: Antarktischer Law Dome Firn und Eiseigenschaften mit der Tiefe. CO₂ Messungen in Firn und Eis auf der linken Seite (Rubino, 2019). Dichte, offene Poren und geschlossene Poren auf der rechten Seite (Fourteau, 2020). Karikatur nach Raynaud, 1993.

Bei einer Dichte von etwa $0,8 \text{ g/cm}^3$ beginnen sich die offenen Poren zu schließen und bilden Blasen, in denen atmosphärische Gase eingeschlossen werden. Gase können nicht mehr leicht diffundieren und sich mit der Atmosphäre vermischen. Diese Zone wird als *Lock-in-Zone* oder LIZ bezeichnet. Die Blasen-LIZ wird durch eine Lock-in-Tiefe LID an der Oberseite und durch eine Close-off-Tiefe COD an der Unterseite definiert. Die LID zeigt einen schnellen Anstieg der geschlossenen Poren in einer ausgeprägten stufenförmigen Weise. Die COD an der LIZ-Basis wird durch die letzte im Firn entnommene Probe definiert; das geschlossene Porositätsprofil zeigt jedoch eine stufenförmige Basis aufgrund von Porenkompression.

Tabelle 1 fasst die Eigenschaften der Firndiffusions- und Lock-in-Zone zusammen. Die Dicke der Diffusionszone variiert in der Antarktis und hängt mit den Temperaturen und Akkumulationsraten zusammen, wie in Abbildung 2 dargestellt. Westantarktische und periphere ostantarktische Standorte haben dünnere Gasdiffusionszonen als Standorte mit geringer Akkumulation wie Südpol, Dome C und Wostok. Im Gegensatz dazu ist die Blasen-LIZ an allen Standorten eine dünne Zone, die etwa 10 Meter dick ist. Diese signifikante Zone stellt eine Barriere im Firn dar, in der die vertikale Diffusion von Gasen gehemmt wird und Gaseinschlüsse auftreten. Geschlossene Poren an Standorten mit höherer Temperatur und Akkumulation zeigen mehr Streuung in den Daten aufgrund der Erhaltung der Eigenschaften der Sommer- und Winterschicht.

Tabelle 1: Zusammengefasste Eigenschaften des antarktischen Firns für die Diffusionszone und das Blasen-LIZ:

Antarctic Firn CO₂ with Depth

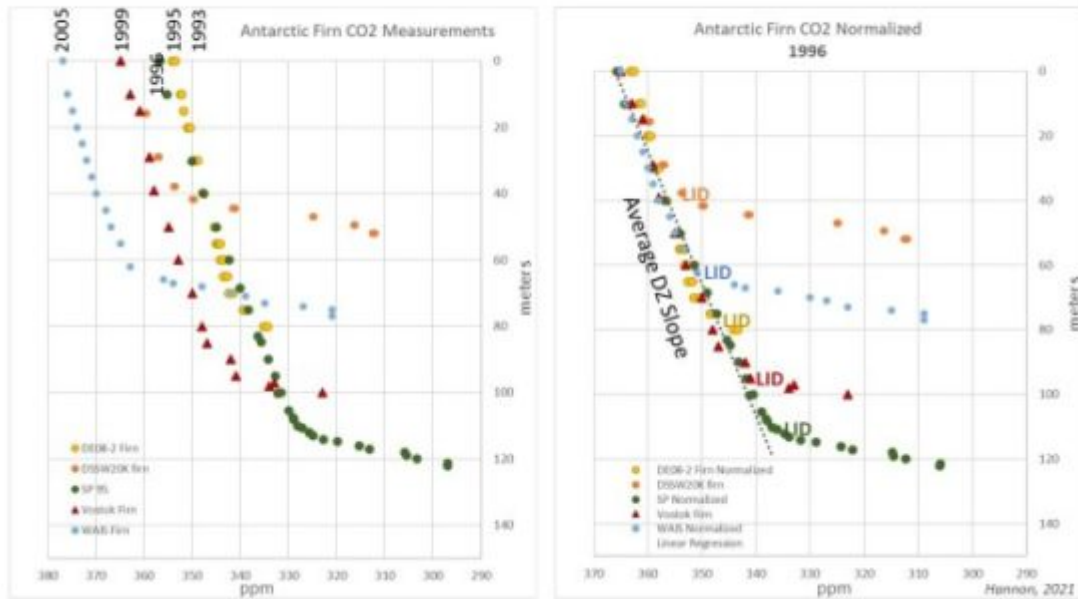


Abbildung 3: CO₂-Konzentrationen mit der Tiefe im Firn, dargestellt in der linken Grafik. Die Daten der Proben sind oben in Jahren angegeben. Das rechte Diagramm zeigt die CO₂-Daten normalisiert auf die atmosphärischen Konzentrationen von 1996. LID ist dort vermerkt, wo die CO₂-Konzentrationen eine Änderung der Steigung aufweisen. Daten aus Battle, 2011 und Rubino, 2019.

Die Dicke der Diffusionszone und das Einsetzen des LID ist in der Antarktis unterschiedlich, wie in den Abbildungen 2 und 3 dargestellt. Eiskernstandorte mit hoher Akkumulation haben im Allgemeinen ein flacheres LID als Standorte mit geringer Akkumulation. Das LID am Law Dome DSS Standort ist nur 40 Meter tief mit einer Eisakkumulationsrate von 16 cm pro Jahr. Das LID am Südpol ist 115 Meter tief, wo die Akkumulationsrate nur 8 cm Eis pro Jahr beträgt. Eine Ausnahme ist der Standort DE08-02, der die höchsten Eisakkumulationsraten von 120 cm pro Jahr aufweist, jedoch ist das LID tiefer als sowohl DSS als auch WAIS.

CO₂ nimmt in der in Abbildung 4 dargestellten Diffusionszone linear um durchschnittlich 2,3 ppm pro 10 Meter ab. Die ähnlichen Steigungen der CO₂-Abnahme mit der Tiefe sind nicht überraschend, wenn man bedenkt, dass in dieser Zone vertikale Gasdifffusion stattfindet.

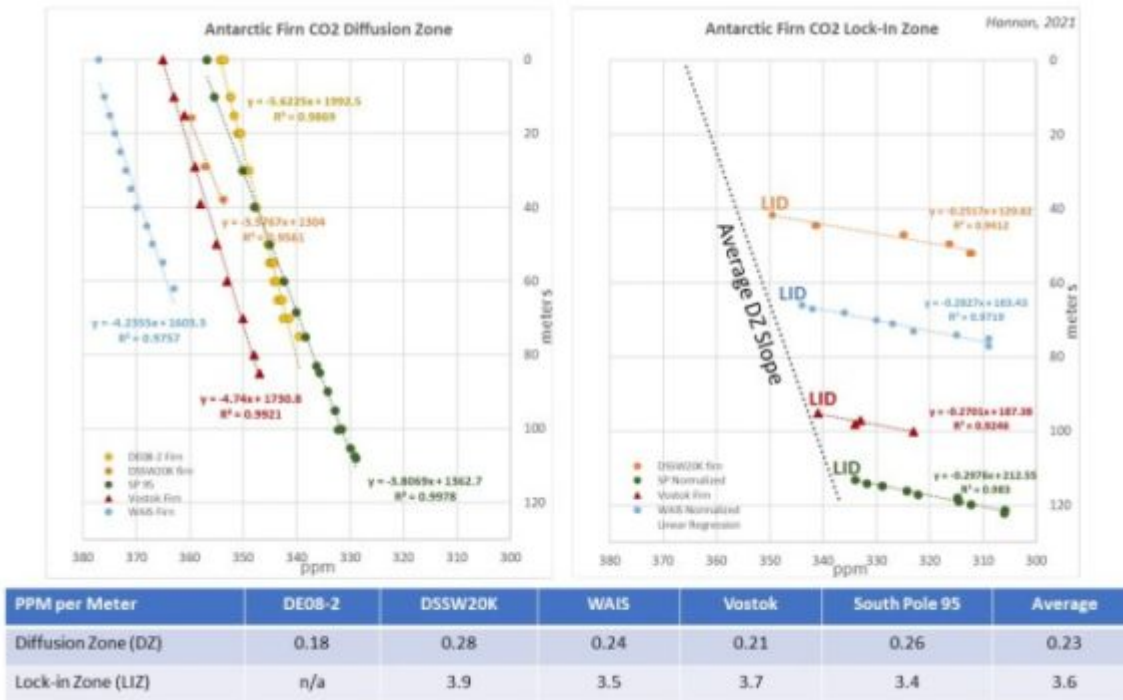


Abbildung 4: Lineare Trends von CO₂ mit der Tiefe in der Diffusionszone, dargestellt in der linken Grafik. Lineare Trends von CO₂ mit der Tiefe in der LIZ, dargestellt in der rechten Grafik. Die Tabelle zeigt die CO₂-ppm-Abnahmen pro Meter für die DZ und LIZ. Daten aus Battle, 2011 und Rubino, 2019.

Es ist jedoch überraschend, dass die Neigung des abnehmenden CO₂ innerhalb der Blasenzone zwischen den verschiedenen Standorten ähnlich ist, unabhängig von Temperatur und Akkumulation. Die durchschnittliche Abnahme des CO₂ beträgt 36 ppm über die 10 Meter dicke Blasen-LIZ, wie in Abbildung 4 dargestellt. Theoretisch wird nun modelliert, dass die Gase mit dem Eis innerhalb der LIZ altern. Das bedeutet, dass das CO₂ am Südpol viel langsamer altert als die CO₂-Abnahme bei DSSW20K und WAIS, obwohl die CO₂-Änderungen in der Blase LIZ praktisch identisch sind. Die Durchmischung des Gases in der Blase LIZ ist nach Fourteau, 2019, nicht gut quantifiziert. Er gibt an, dass das Gas innerhalb der LIZ aufgrund des Ausstoßes von Luft/Gas, der durch die Verdichtung des Firns angetrieben wird, möglicherweise etwas weniger schnell altert als das umgebende Eis.

Der CO₂-Sprung ist auch mit der Zeit präsent

Abbildung 5 zeigt die CO₂-Daten des antarktischen Firns sowohl in der Tiefe als auch im Gas-Zeitalter. In der Grafik zum Gas-Zeitalter ist auch vermerkt, ob die CO₂-Daten aus der Atmosphäre, der Firn-DZ oder der Blasen-LIZ gemessen wurden. Es gibt Überschneidungen, wenn verschiedene Standorte kombiniert werden. Beachten Sie, dass um 1960 immer noch ein Sprung vorhanden ist.

Der CO₂-Sprung im Gas-Zeitalter tritt auf, wenn man von überwiegend atmosphärischen und Diffusionszonen-CO₂-Messungen zu überwiegend Blasen-LIZ-CO₂-Messungen übergeht. Die Blasen-LIZ, die nur 10 Meter dick ist, macht einen signifikanten Anteil von über 80 Jahren in der Kurve des Gas-Zeitalters aus. Die zugrundeliegenden Trends zeigen, dass CO₂ von 2000 bis etwa 1960 um 13 ppm pro Jahrzehnt abnimmt und sich dann auf 3 ppm pro Jahrzehnt von 1960

bis 1900 verlangsamt. Man beachte außerdem, wo CO_2 von 1940 bis etwa 1960 flach ist. Mehrere Autoren wie Trudinger, 2002, und MacFarling, 2006, diskutieren, dass die Spitze von 1940 aufgrund der Glättung der Gase durch Firn reduziert wird und die wahre atmosphärische Variation größer ist.

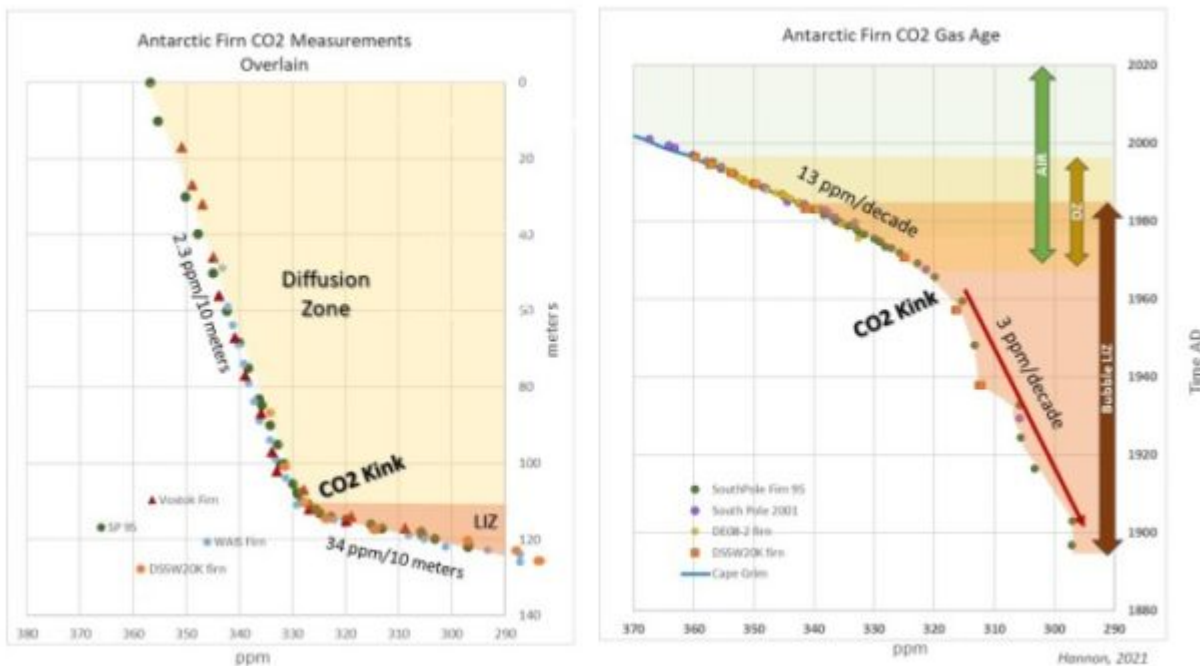


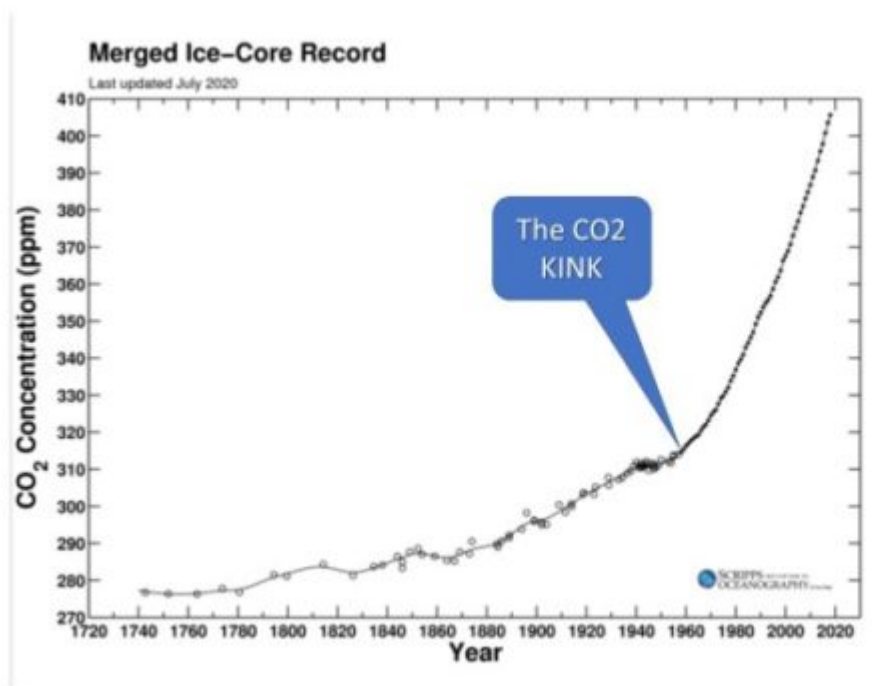
Abbildung 5: Firn-Diffusionszone und LIZ- CO_2 -Messungen in der Tiefe in der linken Grafik. Die Firnstandorte sind zum direkten Vergleich am CO_2 -Sprung angeheftet. Die x-y-Achse stellt die Daten des Südpols dar. Die rechte Grafik zeigt CO_2 aufgetragen als Gasalter nach Rubino, 2019 und Battle, 2011.

Es ist unwahrscheinlich, dass der CO_2 -Sprung ein echtes atmosphärisches Signal ist. Der CO_2 -Sprung in der Tiefe ist ein Ergebnis der diffusen Vermischung von Gasen im Firn gegenüber eingeschlossenem Gas in Blasen, die nun mit Eis im LIZ altern. Dieser CO_2 -Sprung ist auch 1960 noch sichtbar.

Atmosphärisches CO_2 wird innerhalb des Firns geglättet

Viele Autoren haben eine Gasglättung in der Firnschicht aufgrund von vertikaler Gasdiffusion und allmählicher Blasenschließung während des Übergangs von Firn zu Eis dokumentiert (Trudinger, 2002; Spahni, 2003; MacFarling, 2006; Joos und Spahni, 2008; Ahn, 2012; Fourteau, 2019; Rubino, 2019). Die während der Firnverdichtung gemessenen Gaskonzentrationen sind ein Durchschnitt der atmosphärischen Konzentrationen, die von 10 Jahren an Orten mit hoher Akkumulation wie DE08-2 bis zu Hunderten von Jahren an Orten mit niedriger Akkumulation wie Dome C und Vostok reichen. Fourteau zeigt, dass die gemessene Änderungsrate von CO_2 in Eisblasen dreimal niedriger sein kann als die tatsächliche atmosphärische Änderungsrate. Auch wenn Firnmodelle die gemessenen Gasprofile reproduzieren können, können sich die Gasaltersverteilungen laut Buizert 2012 erheblich unterscheiden. Er stellt fest, dass sich das mittlere Alter und die Verteilungsbreite der Gase im Firn zwischen den Modellen um bis zu 25 % an Orten mit geringer Akkumulation unterscheiden.

Beim Übergang von Firn zu Eis wird das atmosphärische CO₂ aufgrund von Gasmischungsprozessen und Verdichtung, wie oben beschrieben, verändert. Die meisten CO₂-Diagramme werden durch einfaches Aufspleißen von modernen atmosphärischen CO₂-Messungen auf die CO₂-Daten des antarktischen Eises dargestellt. Die notwendigen Korrekturen für die Abschwächung des CO₂ im Eis aufgrund von Gasmischung und Vergrabungstiefe werden nicht angewandt oder sogar nicht einmal vermerkt. Durch die Vernachlässigung dieser Korrekturen sind die resultierenden Diagramme irreführend und verstärken den Unterschied zwischen modernen und älteren Eisbohrkern-CO₂-Messungen, wie zum Beispiel dieses auf der Scripps-Website. Man messe dem CO₂-Sprung keine Bedeutung bei, die er nicht hat! Er ist kein echtes atmosphärisches Signal, sondern ein Artefakt.



Acknowledgements: Special thanks to Donald Ince and Andy May for reviewing and editing this article.

References Cited

Ahn, J., E. J. Brook, L. Mitchell, J. Rosen, J. R. McConnell, K. Taylor, D. Etheridge, and M. Rubino (2012), Atmospheric CO₂ over the last 1000 years: A high-resolution record from the West Antarctic Ice Sheet (WAIS) Divide ice core, *Global Biogeochem. Cycles*, 26, GB2027, doi:10.1029/2011GB004247.

Battle, M. O., Severinghaus, J. P., Sofen, E. D., Plotkin, D., Orsi, A. J., Aydin, M., Montzka, S. A., Sowers, T., and Tans, P. P.: Controls on the movement and composition of firn air at the West Antarctic Ice Sheet Divide, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 11007– 11021, <https://doi.org/10.5194/acp-11-11007-2011>, 2011.

Bender, M., T. Sowers, and E. Brook. Gases in ice cores. *PNAS* 94 (16) 8343-834, 1997.

Birner, B., C. Buizert, T. Wagner and J. Severinghaus: The influence of layering and barometric pumping on firn air transport in a 2-D model, *The Cryosphere*, 12, 2021–2037, 2018 <https://doi.org/10.5194/tc-12-2021-2018>.

Buizert, C., Martinerie, P., Petrenko, V. V., Severinghaus, J. P., Trudinger, C. M., Witrant, E., Rosen, J. L., Orsi, A. J., Rubino, M., Etheridge, D. M., Steele, L. P., Hogan, C., Laube, J. C., Sturges, W. T., Levchenko, V. A., Smith, A. M., Levin, I., Conway, T. J., Dlugokencky, E. J., Lang, P. M., Kawamura, K., Jenk, T. M., White, J. W. C., Sowers, T., Schwander, J., and Blunier, T.: Erratum: Gas transport in firn: Multiple-tracer characterisation and model intercomparison for NEEM, Northern Greenland (*Atmospheric Chemistry and Physics* (2012) 12 (4259–4277)), *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 3571–3572, <https://doi.org/10.5194/acp-14-3571-2014>, 2014.

Fourteau, K., Arnaud, L., Faïn, X., Martinerie, P., Etheridge, D. M., Lipenkov, V., and Barnola, J.-M.: Historical porosity data in polar firn, *Earth Syst. Sci. Data*, 12, 1171–1177, <https://doi.org/10.5194/essd-12-1171-2020>, 2020.

Fourteau, K., Martinerie, P., Faïn, X., Ekaykin, A. A., Chappellaz, J., and Lipenkov, V.: Estimation of gas record alteration in very low-accumulation ice cores, *Clim. Past*, 16, 503–522, <https://doi.org/10.5194/cp-16-503-2020>, 2020.

Joos, F. and Spahni, R.: Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the past 20,000 years, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 105, 1425–1430, <https://doi.org/10.1073/pnas.0707386105>, 2008.

Macfarling Meure, C. et al., 2006: Law Dome CO₂, CH₄ and N₂O ice core records extended to 2000 years BP. *Geophysical Research Letters*, 33. 2006.

Mitchell, L. E., Buizert, C., Brook, E. J., Breton, D. J., Fegyveresi, J., Bagginstos, D., Orsi, A., Severinghaus, J., Alley, R. B., Albert, M., Rhodes, R. H., McConnell, J. R., Sigl, M., Maselli, O., Gregory, S., and Ahn, J.: Observing and modeling the influence of layering on bubble trapping in polar firn, *J. Geophys. Res.*, 120, 2558–2574, <https://doi.org/10.1002/2014JD022766>, 2015.

Rubino, M., Etheridge, D. M., Thornton, D. P., Howden, R., Allison, C. E., Francey, R. J., Langenfelds, R. L., Steele, L. P., Trudinger, C. M., Spencer, D. A., Curran, M. A. J., van Ommen, T. D., and Smith, A. M.: Revised records of atmospheric trace gases CO₂, CH₄, N₂O, and ¹³C-CO₂ over the last 2000 years from Law Dome, Antarctica, *Earth Syst. Sci. Data*, 11, 473–492, <https://doi.org/10.5194/essd-11-473-2019>, 2019.

Scripps CO₂ Program.

Spahni, R., J. Schwander, J. Fluckiger, B. Stauffer, J. Chappellaz and D. Raynaud. 2003. The attenuation of fast atmospheric CH₄ variations recorded in polar ice cores. *J. Geophys. Res.*, 30(11), 1571. (10.1029/2003GL017093).

Trudinger, C. M., Etheridge, D. M., Rayner, P. J., Enting, I. G., Sturrock,

G. A., and Langenfelds, R. L.: Reconstructing atmospheric histories from measurements of air composition in firn, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 107, 4780, <https://doi.org/10.1029/2002JD002545>, 2002b.

Link:

<https://wattsupwiththat.com/2021/01/15/the-co2-kink-firn-to-ice-transition/>

Übersetzt von [Chris Frey](#) EIKE