Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e.V.

Inhalt

Forkmann, B. *(TU Bergakademie Freiberg)*:
Geschichte, Grundlagen und Zukunft des GPR

Eisenburger, D. und Gundelach, V. *(Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover):*
Georadar in Bohrungen und untertägigen Bauwerken

Tronicke, J. *(Universität Potsdam):*
Einsatz und Potential des Georadars zur 2-D/3-D Erkundung des oberflächennahen Untergrundes: Akquisition, Bearbeitung, Interpretation

Steinhage, D., Nixdorf, U., Rack, W. und Miller, H. *(Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven):*
Flugzeuggestütztes EMR und Anwendungsbeispiele aus den Polarregionen

Hugenschmidt, J. *(EMPA Eidgenössische Materialprüfungsanstalt, Dübendorf):*
Georadar zur zerstörungsfreien Prüfung von Verkehrsbauwerken

MITTEILUNGEN

DGG-Kolloquium

Georadar

Bremen,
den 08. März 2006

Sonderband II/2006
ISSN-Nr. 0947-1944

Herausgeber:
Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e.V.

IMPRESSUM

Herausgeber: Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e.V.
Telegrafenberg, 14473 Potsdam

Redaktion: Arbeitskreis „Angewandte Geophysik“

Prof. Dr. J. Fertig, Clausthal-Zellerfeld
Dr. T. Litwinska-Kemperink, Oldenzaal
Dr. A. Schuck, Leipzig (Sprecher)
Dr. T. Wonik, Hannover

Kontakt:

Dr. A. Schuck
GGL Geophysik und Geotechnik Leipzig GmbH
Bautzner Str. 67, 04347 Leipzig
Tel. 0341/2421-310, andreas.schuck@ggl-gmbh.de

DGG-Kolloquium

Georadar:

Grundlagen, Einsatzmöglichkeiten, Ergebnisse und Forschungsbedarf

66. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft

Bremen, 08. März 2006

Inhalt

Forkmann, B. *(Technische Universität Bergakademie Freiberg)*:

Geschichte, Grundlagen und Zukunft des GPR ……..…..… 3

Eisenburger, D. und Gundelach, V. *(Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover):*

Georadar in Bohrungen und untertägigen Bauwerken…….. 23

Tronicke, J. *(Universität Potsdam):*

Einsatz und Potential des Georadars zur 2-D/3-D Erkundung des oberflächennahen Untergrundes: Akquisition, Bearbeitung, Interpretation……..… 41

Steinhage, D., Nixdorf, U., Rack, W. und Miller, H.
(Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven):

Flugzeuggestütztes EMR und Anwendungsbeispiele aus den Polarregionen…..…..... 55

Hugenschmidt, J. *(EMPA Eidgenössische Materialprüfungsanstalt, Dübendorf):*

Georadar zur zerstörungsfreien Prüfung von Verkehrsbauwerken……..… 69

Anzeige

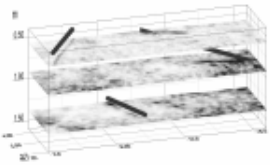
Verkauf, Vermietung und Service
geophysikalischer Messinstrumente
(Geräte- sowie Softwaretraining)

allied Associates GEOPHYSICAL LIMITED

Georadar - GSSI
UtilityScan

Magnetik - Geometrics
G-858 (Cäsium)

Software - GSSI
RADAN6



Magnetik - Förster
Ferex (Fluxgate)

Kompetent
Freundlich
International
Zuverlässig
Schnell

Gravimetrie - Scintrex
CG-5 Autograv

Geoelektrik - Campus
Ohmega

EM (FD; TD) - Geonics
EM61-MK2

Seismik - Geometrics
GEODE

ALLIED ASSOCIATES GEOPHYSICAL LTD.
Büro Deutschland
Halterner Straße 125
46284 Dorsten
Tel.: +49-(0)2362-790652
Fax: +49-(0)2362-790653
Mobil:+49-(0)170-9317439
susanne@allied-germany.de
www.allied-associates.co.uk

Geschichte, Grundlagen und Zukunft des GPR

B. Forkmann
Technische Universität Bergakademie Freiberg

Geschichte

Noch immer wird geschrieben, das Georadar-Verfahren zähle zu den neueren Verfahren der Geophysik (ANNAN, 2004; BLINDOW, 2005). –
Bemerkenswert ist, dass es seit seinem ersten Einsatz in der Geophysik Anfang der 1960er Jahre für Zwecke der Kartierung von Polar-Eis (BENTLY, 1964; WALFORD, 1964) eine vor allem gerätetechnisch rasante Entwicklung genommen hat, die eng an die neuere Entwicklung der Informationselektronik gekoppelt ist. Imponierend dabei ist auch, wie stark das Verfahren sofort von diesem bedeutendsten technischen Innovationsschub der Neuzeit profitiert hat. Die Geräteentwicklung hat die Überwindung der analogen Ära in der Geophysik in den 1980er Jahren quasi ohne Zeitverzug miterlebt, was sehr schnell zu einer integrierten digitalen PC-Steuerung und -Speicherung einschließlich Online-Processing und -Visualisierung geführt hat (DAVIS et al., 1985). Das Messergebnis kann ggf. an Ort und Stelle verwertet werden. Es entbehrt daher nicht eines gewissen historischen Witzes, wenn das Georadar-Verfahren heute gelegentlich als die moderne Wünschelrute der Geophysik bezeichnet wird. Geradezu magisch zieht es Nebenfach-Einsteiger an. Der ernüchterte Fachkollege ist eher geneigt, es in die Kategorie „a sophisticated method“ einzuordnen. Die Faszination des Verfahrens hat objektive Gründe. –

Tab. 1: Meilensteine der historischen Entwicklung

Meilensteine

Jahr	Kategorie/Institution	Aktivität	Literatur
1964	Radio-Echolot	Polar-Eis	BENTLEY; WALFORD
1973	Bergbau	Steinkohle, Salz	COOK, THIERBACH
	Apollo-17	Regolith	SIMMONS et al.; WARD et al.
1974	**GSSI**	1. **SIR** - Gerät (analog)	*ANNAN*
1975	Petrophysik	elektrische Kennwerte	OLHOEFT
1978	Archäometrie	frühe Anwendung	DOLPHIN et al.
1979	Fernerkundung	1. Workshop See-Eis	Proceedings
1980	**OYO** Corp.	1. ***Georadar*** - Gerät	*ANNAN*
1985	A-Cubed Inc.	pE-Vorläufer (digital)	DAVIS at al.
1986	Universität Münster	Schelf-Eis, Gletscher-Eis	BLINDOW
1987	**MALÅ** Geoscience	1. **RAMAC**/BH	OLSSEN et al.
1988	**SENSOFT** Inc.	1. **pulseEKKO** - Gerät	*ANNAN*
1990	Geological Survey (USA)	3. Intern. Conference on GPR	Abstracts
1992	Sensors & Software Inc.	1. synthetisches Radargramm	ANNAN
1994	**MALÅ** Geoscience	1. **RAMAC**/GPR	www.malags.com
1996	Monographie	„Surface Penetrating Radar“	DANIELS
1998	**RST** GmbH	1. **SF** - Geräte	BRAUN et al.
1999	TU Bergakademie Freiberg	3. RTG Georadar	DDG-Sonderband I/2000
	Airborne-Radar/AWI	Eiskern-Vorerkundung	STEINHAGE et al.
2005	Airborne-Radar/BGR	subglaziales Kristallin-Relief	DAMM

Einige wenige Daten sollen den Entwicklungsgang umreißen (Tab. 1). Vom Bord- zum Airborne-Radar ist es nur ein kleiner technologischer Schritt, aber die Überraschung darüber, wie tief Radarwellen in einen Eiskörper eindringen, ist schnell umgeschlagen in die Beantwortung der

Frage, wie mächtig ist das Eis der polaren Eisregionen überhaupt. Da Radarwellen bis zu mehrere 1000 m dickes Eis durchlaufen, waren die Erwartungen an die geophysikalische Anwendung von Anfang an hoch gestellt. Dass geologische Medien wie Steinkohle und Salz schon früh erfolgreich „durchleuchtet" wurden, belegt vielleicht am besten die Experimentierfreudigkeit der mit dem GPR befassten Fachleute, die das Verfahren von Anfang an begleitete. Das große Interesse an der Regolith-Erkundung versteht sich allein schon aufgrund der Notwendigkeit, etwas über die Festigkeit der Trasse zu erfahren, bevor der Rover sich darauf fortbewegt. Die erste kommerziell verfügbare Technik der Firma Geophysical Survey Systems, Inc. war noch vollständig auf analoger Basis entwickelt, und es verwundert nicht, dass mit ersten Misserfolgen in der Anwendung des GPR ein frühes Interesse an der Bestimmung elektrischer Kennwerte entstand. Während Ende der 1970er Jahre noch anfängliche Versuche der GPR-Anwendung auf dem Gebiet der Archäometrie unternommen wurden, gab es auf dem Gebiet der Glaziologie bereits den ersten internationalen Workshop. Die heute gebräuchlichste Verfahrensbezeichnung *Georadar* trug der erste in Japan entwickelte Gerätetyp. Die digitale Gerätetechnik wurde zuerst in Kanada entwickelt und mündete schon bald in die pulseEKKO-Serie der Firma Sensors & Software, Inc. Die an der Universität Münster schon früh begonnenen F&E-Arbeiten sind ein anerkanntes Beispiel für die universitäre Weiterentwicklung des GPR. Das erste Bohrloch-Radar wurde vom Schwedischen Geologischen Dienst im Zusammenhang mit Altlastenuntersuchungen initiiert. Erst mit dem 3. Internationalen GPR-Workshop erscheinen die Beiträge in Kurzform, später als Proceedings. Das erste synthetische Radargramm erscheint spät, und die verhaltene methodische Entwicklung bis hin zur Radargramm-Inversion scheint noch lange nicht abgeschlossen. Eine renommierte Gerätefirma wie Malå GeoScience bietet heute die gesamte Palette von VHF- und UHF-Technik an. Mitte der 1990er Jahre erscheint eine GPR-Monographie längst überfällig. Dass Spezialisten des Navigationsradars sich dem „Ground-Penetrating Radar" zuwenden und dabei auf das dort ausgereifte CW-Konzept (CW = continuous wave) aufbauen, muss nicht verwundern, zumal die Signalsynthese aus einer Folge diskreter Frequenzen (SF = stepped frequency) eine wesentlich geringere Sendeleistung erlaubt, was diese Technik wiederum für extraterrestrische Anwendungen favorisiert. In Deutschland wird seit dem 3. Rundtischgespräch an der TU Bergakademie Freiberg über diesen nationalen Workshop jeweils in einem Sonderheft der DGG berichtet. Besonders nachhaltige Erfolge des GPR werden offenbar auf dem Gebiet der Eis-Erkundung erzielt und dienen dort vor allem Fragen der globalen Klimatologie.

Ein so vielfältiges Spektrum erfolgreicher praktischer Anwendungen wie beim GPR wird wohl kaum von irgendeinem anderen geophysikalischen Verfahren ausgewiesen. Mit Tab. 2 wird der Versuch unternommen, eine sinnvoll gruppierte, möglichst umfassende Auflistung von Untersuchungszielen vorzustellen. Mit welcher Geräte-Konfiguration die jeweilige Aufgabe optimal gelöst werden kann, wird im Folgenden noch verdeutlicht. Denn es zählt zu den Erfahrungen aller Anwender des GPR, dass das Verfahren auf Dauer nur dann erfolgreich betrieben werden kann, wenn die Spezifik seiner Systemcharakteristik beachtet wird.

Tab. 2: Anwendungsspektrum des GPR

- Eis, Permafrost, Lawinen (Schneestratigraphie), Skipisten
- Schichtgrenzen, Seeboden-Relief, Kristallin-Relief, Grundwasserspiegel
- Tanks, Rohrleitungen, Kabel
- Hohlräume, Bunker, Schächte
- erratische Blöcke, Bohrhindernisse, Fundamente
- Bauelemente, Brücken, Trassen, Gleisbettanlagen, Fahrbahnen, Flugpisten
- Altlasten, Minen, Munition, Kontaminationen, Leckagen
- Kolmationsstrukturen, Sedimentationsmuster, Jahresringe
- Bausubstanz (NDT), Armierung, Kennwertverteilung, Bodenfeuchte, Wasserdynamik
- Risse, Klüfte, Schwächezonen (Dämme)
- Archäometrie (Gräber, Grabenwerke, Mauerreste, Vergrabungen)
- Kriminalistik, Verschüttungsopfer

Der erreichte Entwicklungsstand kann mit den Daten nach Tab. 3 wie folgt charakterisiert werden: Gerätetechnisch haben sich vier Standardvarianten etabliert. Bei der Oberflächenanwendung dominiert das Kurzpuls-Radar mit 96 dB Dynamik (16-bit-Daten), Bandbreite etwa gleich Antennen-Nennfrequenz. Für die Anwendung im Bohrloch wird die Sendeleistung gegenüber der Oberflächenanwendung erhöht. Das SF-Radar synthetisiert im Vergleich zum Impulsradar wesentlich größere Bandbreitewerte bei gleichzeitig deutlich geringerer Sendeleistung. Das Airborne-Radar als klassischer Vertreter des CW-Radars arbeitet mit einem „abgerissenen" Sinus von ca. 10 bis 100 Perioden bei entsprechend niedriger Bandbreite, aber sehr hoher Sendeleistung. Die Leistungsfähigkeit der Gerätetechnik lässt heute kaum noch Wünsche offen. Die Frage des Gefahrenpotentials für den Menschen bzw. die EM-Kompatibilität mit Kommunikationssystemen ist offenbar nicht kritisch, aber weltweit auch noch nicht befriedigend geregelt (CHIGNELL, 2004). Ein Blick auf die Zukunft lässt Verbesserungen von Technik und Verfahren vor allem bei der Antennenanpassung, dem Signalkonzept, der Datenanalyse und -inversion sowie der Kennwertcharakterisierung erhoffen.

Tab. 3: Entwicklungsstand des GPR

# Fabrikat	Hersteller/ Anwender	Leistung	Leistungs - faktor	Nenn - frequenz	Band- breite	Anwendung
		in W	in dB	in MHz	in MHz	m üb. Gel.
SIR-20	GSSI	2	110	500	500	0
RAMAC/BH	MALÅ GS	500	150	60	180	Bohrloch
SUSI	RST GmbH	0,004	60	2000-6000	4000	0
Airborne-CW	A W I	1585	120	150	17	500

Leistungsfähigkeit: *Gerätetechnik* s t a b i l , z u v e r l ä s s i g , r e p r o d u z i e r b a r

Gefahrenpotential: Frequenz/Leistungsüberwachung, Dosisleistung

F/E-Potenzial: Antennentechnik (dynamische Anpassung)
Signalkonzept (Korrelationsortung)
Analyse (absolute Laufzeit + Amplitude, Polarisation, Bildmuster-Attribute)
Modellierung → Inversion; Proxies
elektrische Kennwerte {ε', ε''; v, Q(freies, gebundenes Wasser)}

Systemcharakteristik

Radarwellen sind hochfrequente elektromagnetische Wellen und basieren als solche auf den MAXWELLschen Gleichungen. Diese beschreiben die Verknüpfung bzw. die Quellenbedingungen der elektrischen und magnetischen Feldvektoren. In Kombination mit den Materialgleichungen, die den Zusammenhang zwischen den Feldvektoren und den Materialeigenschaften der Leitfähigkeit σ, der Polarisierbarkeit ε und der Magnetisierbarkeit μ erfassen, lassen sich Wellengleichungen für die elektrische und magnetische Feldstärke $\vec{E}$ bzw. $\vec{H}$ ableiten. Für $\vec{E}$ ergibt sich z. B.:

$$\Delta\vec{E} - \sigma\mu_o\mu\frac{\partial\vec{E}}{\partial t} - \varepsilon_o\varepsilon\mu_o\mu\frac{\partial^2\vec{E}}{\partial t^2} = 0 \qquad (1)$$

mit der komplexwertige Lösungsfunktion

$$\underline{E}(t,s) = E_o e^{-j(\omega t - \vec{\underline{k}}\cdot\vec{s})} = E_o e^{-\alpha\cdot s} e^{-j\omega(t-\frac{\beta}{\omega}\cdot s)} . \qquad (2)$$

Da die Wellenzahl $\underline{k} = ß + jα$ selbst komplexwertig ist, tritt in (2) neben einem zeitlich und räumlich periodischen Term ein Dämpfungsterm auf. Der Ausbreitungsvorgang wird durch eine gedämpfte elektromagnetische Welle charakterisiert. Als Eindringtiefe τ der Welle ist definiert

$$\tau = \frac{1}{\alpha} = \frac{c}{\omega\left\{\sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2}\left[\sqrt{1+\left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon_o\varepsilon}\right)^2}-1\right]}\right\}} \approx \frac{c\sqrt{2}}{\omega\left\{\sqrt{\sqrt{\varepsilon'^2+\varepsilon''^2}-\varepsilon'}\right\}} \qquad (3)$$

und als Phasengeschwindigkeit v

$$v = \frac{\omega}{\beta} = \frac{c}{\sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2}\left[\sqrt{1+\left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon_o\varepsilon}\right)^2}+1\right]}} \approx \frac{c\sqrt{2}}{\sqrt{\sqrt{\varepsilon'^2+\varepsilon''^2}+\varepsilon'}} . \qquad (4)$$

Den entscheidenden Einfluss in (3) und (4) übt der Quotient $\frac{\sigma}{\omega\varepsilon_o\varepsilon}$ aus, der dem Verhältnis der Beträge von Leitungs- und Verschiebungsstrom proportional ist. Er ist definiert als Verlusttangens bzw. Kehrwert des Gütefaktors Q:

$$\tan\varphi = \frac{\sigma}{\omega\varepsilon_o\varepsilon} = \frac{\varepsilon''}{\varepsilon'} = \frac{1}{Q} \qquad (5)$$

In Abb. 1 und Abb. 2 ist das Frequenzverhalten von τ und v dargestellt. Unterhalb der kritischen Frequenz $\frac{\sigma}{2\pi\varepsilon_o\varepsilon}$ zeigen beide Ausbreitungsparameter eine starke Frequenzabhängigkeit, die sich oberhalb jeweils in einem Plateaubereich rasch verliert. Unterhalb der kritischen Frequenz findet Diffusion, oberhalb Wellenausbreitung statt. Für die GPR-Anwendung ist jeweils der Plateaubereich näher zu betrachten. Ähnlich wie in der Seismik unterscheiden sich die Gesteine um Größenordnungen im Absorptionskoeffizienten α, während sie in der Ausbreitungsgeschwindigkeit v um weniger als eine Zehnerpotenz variieren. Mit

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon}} \qquad (6)$$

erscheint die Ausbreitungsgeschwindigkeit frequenzunabhängig (dispersionsfrei). Wären die Gesteinseigenschaften im Sinne einfacher Werkstoffeigenschaften skalare Konstanten, wie die in Klammern gesetzten Begriffe zunächst andeuten sollen, ergäbe sich eine verblüffende Situation. Auch die Eindringtiefe bzw. ihr Kehrwert (der Absorptionskoeffizient) wäre in dem traditionellen Arbeitsbereich des GPR zwischen 10 … 1000 MHz frequenzunabhängig. Tatsächlich sind die Materialparameter σ, ε und μ tensorielle Größen, und Gesteine sind weder homogen, noch linear oder isotrop.

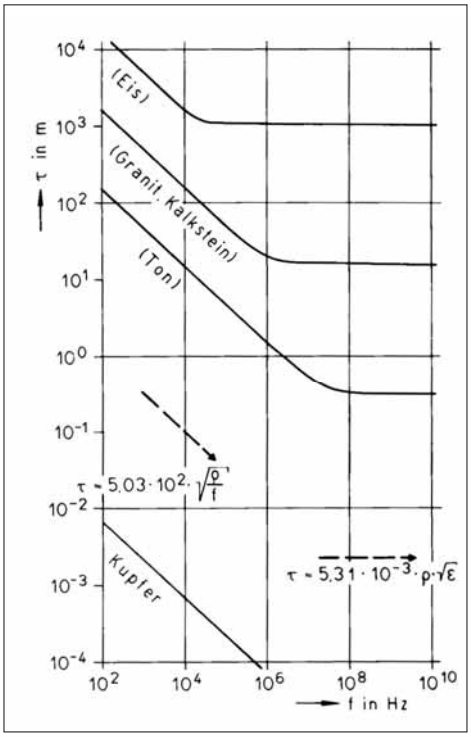


Abb. 1: Eindringtiefe τ(f)

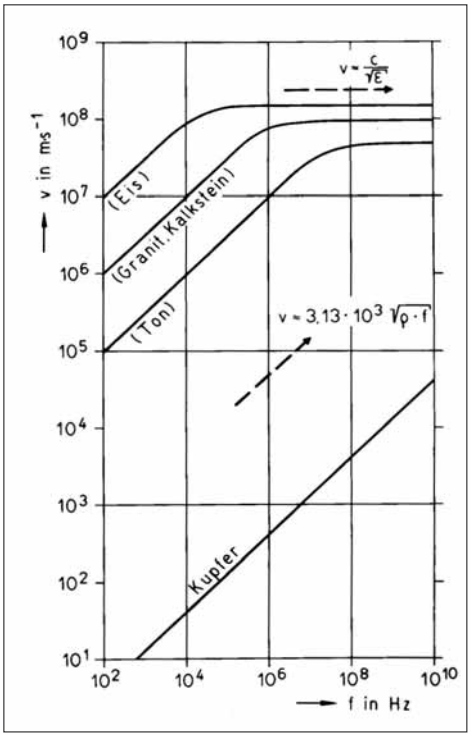


Abb. 2: Geschwindigkeit v(f)

Den für das GPR dominierenden Einfluss auf σ und ε besitzt das Porenfluid. Wasser als wichtigstes Porenfluid ist einerseits Kontrastmittel, anderseits bewirkt es mit zunehmendem Wassergehalt und Grad der Wasserbindung im Gestein eine verstärkte Absorption der Radarwellen. Der Umstand einer oberhalb des Grundwasserspiegels meist vorhandenen irregulären Wasserverteilung und -bindung bildet eine der wichtigsten Modelleinsichten für das Verständnis des Übertragungsverhaltens von Radarwellen in Gesteinen. Erst detaillierte Untersuchungen der Dispersion der komplexwertigen Dielektrizitätszahl $\underline{\varepsilon}(f) = \varepsilon' - j\,\varepsilon''$ als Funktion des Wassergehaltes zeigen den komplizierten Relaxationsmechanismus der Dipolpolarisation des Wassers im Gestein auf, wie es das Beispiel in Abb. 3 und 4 demonstriert (FIJAS et al., 1994). Die Orientierungspolarisation der polaren Wassermoleküle versagt bei sehr hohen Frequenzen, da die Wasserdipole dem schnellen Polarisationswechsel dann nicht mehr folgen können. Das führt zu einer raschen Abnahme von ε' und gleichzeitig zu einem Relaxationsmaximum von ε''. Während der Relaxationsbereich von freiem Wasser bei 10 GHz liegt, verschiebt er sich im Falle gebundenen Wassers ggf. um mehrere Zehnerpotenzen zu niedrigeren Frequenzen hin (DE LOOR, 1983).

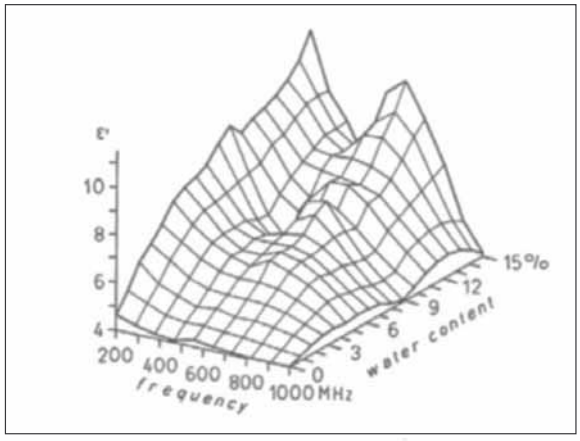


Abb. 3: Realteil der Dielektrizitätszahl ε'(f, S_W) für Ton (Dichte 1500 kg/m^3)

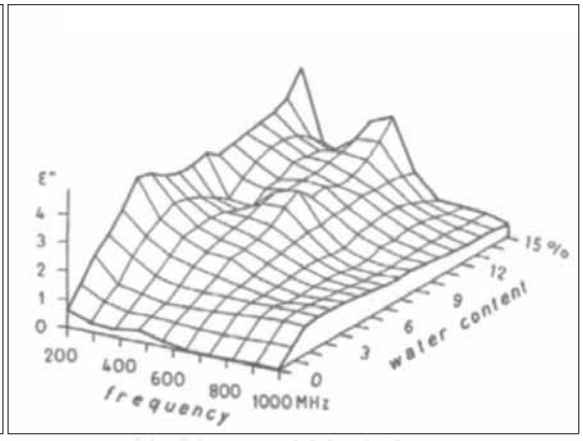


Abb. 4: Imaginärteil der Dielektrizitätszahl ε''(f, S_W) für Ton (Dichte 1500 kg/m^3)

ε(f) beeinflusst den Frequenzverlauf von τ auch im Arbeitsbereich des GPR sehr stark, während der Einfluss auf v weniger ausgeprägt ist. Das wird aus den Beispielen in Abb. 5 und 6 deutlich, in denen zum Vergleich die Verläufe nach Abb. 1 und 3 nochmals in unterbrochener Linienführung mit eingeblendet worden sind. Besonders auffällig ist die dramatische Verringerung der Eindringtiefe für das Beispiel des Schluffs oberhalb von ca. 100 MHz.

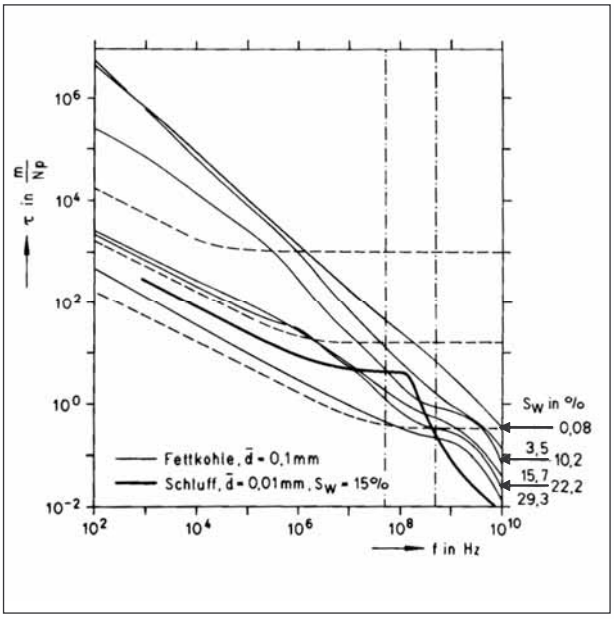


Abb. 5: Eindringtiefe τ(f; $\bar{d}$, S_W)

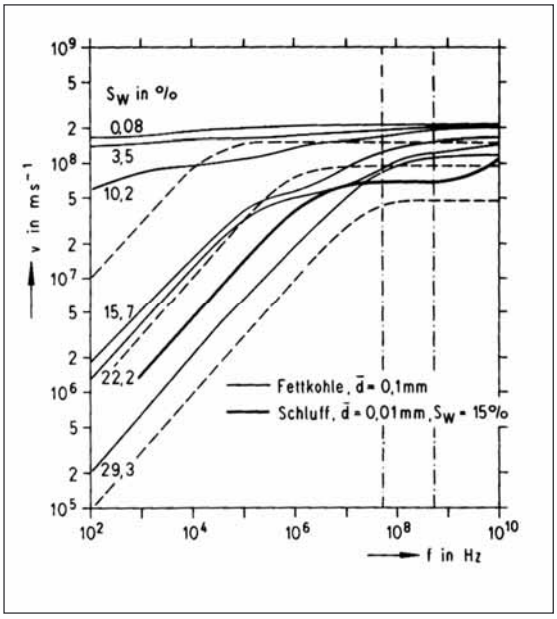


Abb. 6: Geschwindigkeit v(f ; $\bar{d}$, S_W)

Die Eindringtiefe nach Gleichung (3) ist definitionsgemäß die Entfernung, längs der die elektromagnetische Welle unter dem Einfluss der Absorption im Gestein um das 1/e-fache gedämpft wird. Als Relativmaß (Maßeinheit m/Np) ist sie ungeeignet, um die mit einem bestimmten Messsystem erzielbare (absolute) Reichweite abzuschätzen. Diese hängt vor allem auch von Geräteparametern wie dem Leistungsfaktor und dem Antennengewinn ab. Als Leistungsfaktor (LF) ist definiert das Verhältnis von maximaler Sende- zu minimaler Empfangsleistung:

$$(\mathrm{LF}) = \frac{N_{S,\max}}{N_{E,\min}} \quad . \tag{7}$$

Ihm gegenüber steht der Verlustfaktor (VF) längs der Reflexionsstrecke 2·s infolge Divergenz, Absorption und Reflexion, wie er durch die Radargleichung zunächst unter der Annahme eines einzelnen idealen Reflektors beschrieben wird:

$$(\mathrm{VF}) = \frac{N_S}{N_E} = \frac{(4\pi)^3 \cdot s^4}{F \cdot G \cdot \lambda^2} \cdot e^{4\alpha s} . \tag{8}$$

Mit weiteren Annahmen über die effektive Reflektorfläche F und den Antennengewinn G(a) sowie

$$\lambda \;=\; \mathrm{v} \cdot \mathrm{f} \;=\; \frac{c}{f\sqrt{\varepsilon}} \tag{9}$$

(vgl. Abb. 2) ergibt sich aus der Nachweisbedingung (LF) ≥ (VF) eine transzendente Gleichung zur Abschätzung der Reichweite r, die in logarithmischer Form lautet:

$$(\mathrm{LF}) = 10\left[\lg(8\cdot c) + 3\lg r - \left\{\lg f + 4\lg a(f) + \frac{1}{2}\lg\varepsilon(f) + -\frac{1}{5}r\cdot\alpha(f)\right\}\right] \qquad (10)$$

Der Ausdruck in geschweiften Klammern enthält vier frequenzabhängige Summanden, die insgesamt den starken Einfluss der Frequenz auf die Reichweite verkörpern. Außerdem bedeuten: c – Lichtgeschwindigkeit, a – Apertur der Antenne, ε = ε' – Dielektrizitätszahl, α – Absorptionskoeffizient. Neben der Reichweite

$$r = r(f;\alpha,[\varepsilon,a,(LF)]) \qquad (11)$$

lässt sich aus Gleichung (9) auch die Filterfunktion

$$\frac{1}{(VF)} = V = V(f;r,\alpha,[\varepsilon,a]) \qquad (12)$$

gewinnen. Beide Größen sind in den folgenden Abbildungen als Funktion der Frequenz und des normierten Absorptionskoeffizienten α_o für eine in erster Näherung lineare Frequenzabhängigkeit von $\alpha(f) = \alpha_o \cdot f$ und a = 1 m dargestellt.

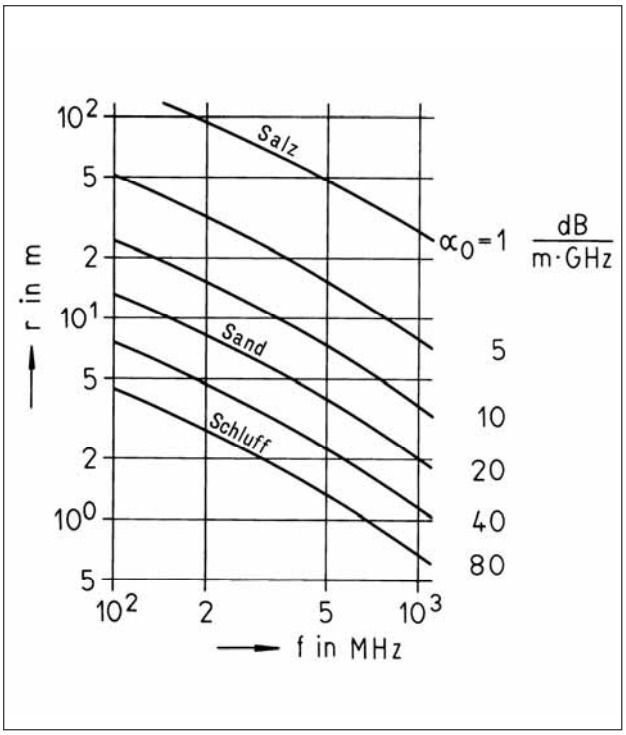


Abb. 7: Reichweite r(f; α_o)

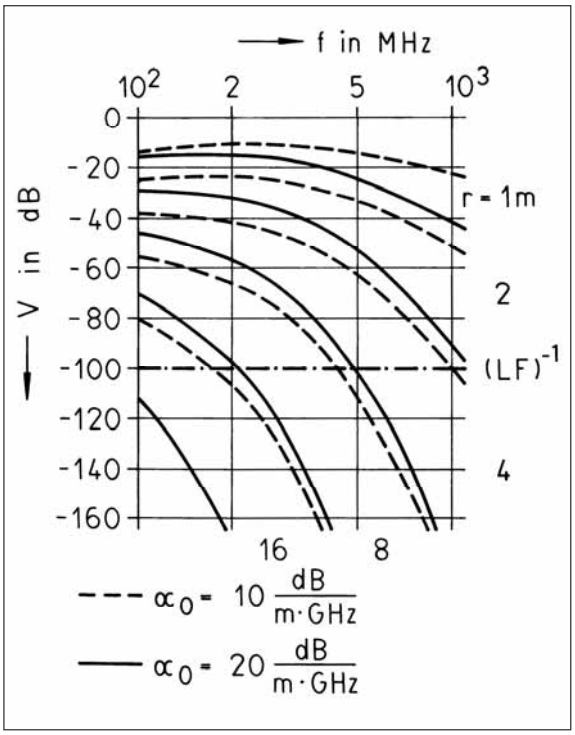


Abb. 8: Filterfunktion V(f; r, α_o)

Bei einem heute meist gegebenen Leistungsfaktor von 100 dB sind in Salzgesteinen durchaus Reichweiten von mehreren 100 m zu erzielen, während sie in bindigen Gesteinen rasch unter 1 m sinken (Abb. 7). Die Filterfunktion spiegelt wie zu erwarten eine Tiefpasscharakteristik wider, die umso ausgeprägter ist je tiefer der Zielreflektor liegt (Parameter r). Die starke Abhängigkeit der Reichweite und der Filterfunktion vom Wassergehalt ist in Abb. 9 bzw. 10 zu erkennen. Die Korrespondenz der aus Abb. 7 übernommenen Parameterkurven (unterbrochene Linien) zur Wassersättigung S_W für das Beispiel der feingemahlenen Fettkohle erlaubt eine grobe Zuordnung von Gesteinen nach ihrem Wassergehalt, dem für die Funktion r(f) wesentlichen petrophysikalischen Parameter. So entspricht der Wert von 5 dB/m·GHz etwa einem wassergesättigten Festgestein, der Wert von 20 dB/m·GHz einem schwach feuchten Lockergestein und der Wert von 80 dB/m·GHz einem wasserhaltigen Lockergestein. Auch hier fällt die abrupte Änderung der

Reichweite für das Beispiel des Schluffs besonders auf, die durch den Relaxationsmechanismus gebundenen Wassers verursacht wird.

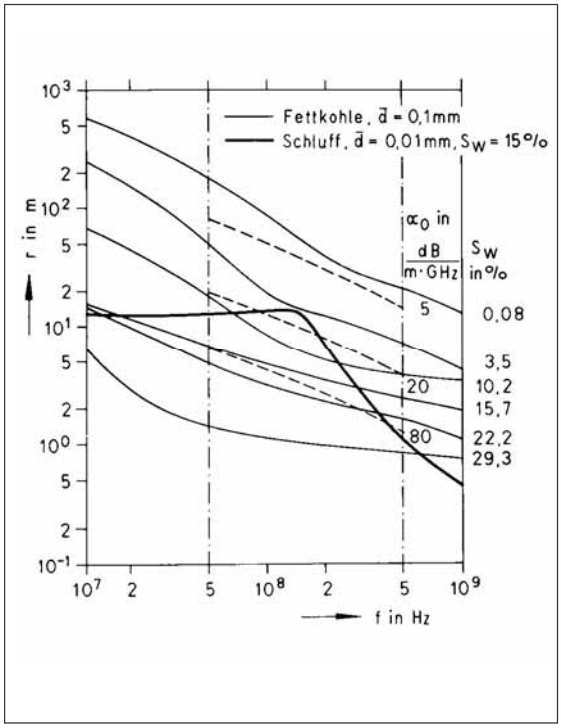


Abb. 9: Reichweite r(f; $\bar{d}$, S_W)

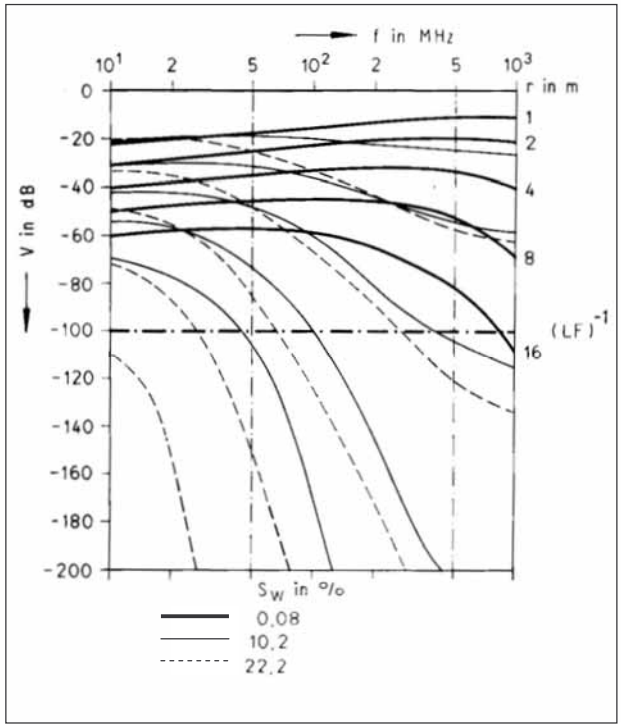


Abb. 10: Filterfunktion V(f; r, S_W)

Von besonderem Interesse ist die Frage nach den in Gesteinen anzutreffenden Kennwertkontrasten. Für den Reflexionskoeffizienten bei senkrechtem Einfallen gilt:

$$K_{\perp} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}} \qquad (13)$$

Die Werte des Reflexionskoeffizienten sind überwiegend relativ hoch. Wichtige Anwenderfragen lassen sich bereits aus der Übersicht in Tab. 4 beantworten.

Tab. 4: Reflexionskoeffizient $K_{\perp}$ (Lotstrahl) für ausgewählte Kennwertkontraste bei zu vernachlässigender Leitfähigkeit

Grenzfläche	ε_1	ε_2	Z_1 in Ω	Z_2 in Ω	$K_{\perp}$ in %
Luft - Eis	1	3,2	377	210	- 28
Luft - Wasser	1	81	377	42	- 80
Eis - Wasser	3,2	81	210	42	- 67
Luft - trockener Boden	1	4	377	188	- 33
Luft - nasser Boden	1	25	377	75	- 67
trockener Boden - nasser Boden	4	25	188	75	- 43
trockener Boden - Festgestein	4	6	188	154	- 10
nasser Boden - Festgestein	25	6	75	154	+ 34
feuchter Boden - Wasser	9	81	126	42	- 50
feuchter Boden - Luft	9	1	126	377	+ 50
Boden - Metall	9	∞	126	0	- 100

Zwar beträgt der Reflexionskoeffizient beim Airborne-Radar über Eis immerhin 28 % (α_{Eis} = 0,04 … 0,08 dB/m), über Wasser sind es aber 80 % (α_{Wasser} = 0,7 … 2,1 dB/), und deshalb ist eine Eis-Kartierung aus der Luft erfolgreich möglich, eine Kartierung von Seebodensedimenten jedoch nicht mehr. Auch die hohen Werte des Reflexionskoeffizienten beim Übergang von Luft zu Boden sind zu beachten und verlangen eine enge Kopplung der Antennen an den Boden. Die starken Kennwertkontraste zwischen trockenem und nassem Boden verursachen einen Reflexionskoeffizienten um 40 %. Das bedeutet, dass in Lockersedimenten innerhalb der vadosen Zone mit ihrer irregulären Wasserverteilung ein oft störendes, ebenso irreguläres Reflexions- bzw. Diffraktionsmuster (hydrogeologisches Rauschen) generiert wird. Fließzonen, Hohlräume oder metallische Gegenstände liefern so hohe Werte des Reflexionskoeffizienten, dass sie mit guten Erfolgsaussichten detektiert werden können.
Sind die Kennwertsituation und die Übertragungsbedingungen für das GPR im konkreten Fall oft schon schwer überschaubar, so gilt dies insbesondere auch für das Antennenverhalten. Der Idealfall einer optimalen Anpassung der Antennenimpedanz an die oft variable Bodenimpedanz Z ist durchaus nicht immer gegeben. Die Form der Richtstrahlcharakteristik der Antennen selbst wird von der Dielektrizitätszahl ε_2 in Quellennähe mitbestimmt (Abb. 11). Zwar strahlt die Antenne überwiegend in den Untergrund ab, aber durch ihr (restliches) Rückstreuvermögen entstehen ggf. auch störende Luftechos. Der Strahlwinkel variiert je nach dem vorliegenden ε-Wert zwischen 80° und 15°. Die sich ausbildende „footprint"-Ellipse besitzt ihre große Halbachse senkrecht zur Dipolachse. Deshalb bildet sich die größte gemeinsame Überdeckung der Footprints von Sende- und Empfangsantenne in der Konfiguration PR-BD (vgl. Abb. 12) aus. Insbesondere metallische Gegenstände drehen die Polarisationsebene, was dazu veranlasst, auch andere oder kombinierte Konfigurationen anzuwenden. Mit der Konfiguration XPOL lässt sich eine wirksame Dämpfung der Luftwelle erreichen. Um einen hochfrequenten elektromagnetischen Impuls (Kurzpuls) zu erhalten, muss eine spezielle Antennenkonstruktion mit entsprechenden Dämpfungswiderständen gewählt werden. Trotzdem neigen Antennen im ungünstigen Fall zu resonanzartigen Effekten (Reverberationen).

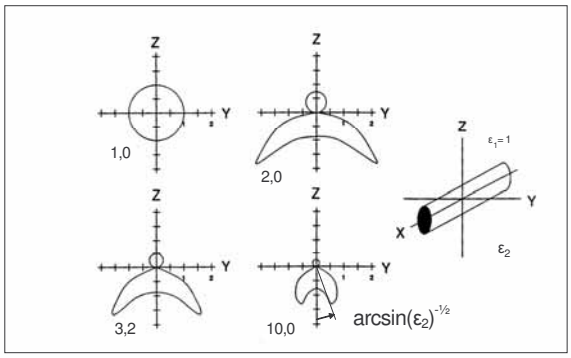


Abb. 11: Antennen-Charakteristik (TE-Mode) als Funktion von ε_2 (nach *Annan*)

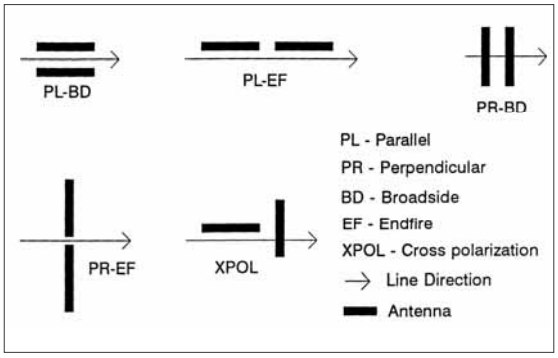


Abb. 12: Antennen-Konfigurationen (nach *Annan*)

Um andererseits die zwischen Sende- und Empfangsantenne auf kürzestem Weg gelaufene Luft- bzw. Bodenwelle zu dämpfen, erweist sich ein Mindest-Offset zwischen den Antennen als zweckdienlich. Das Ergebnis ist ein offset-abhängiges Startsignal („Abrisssignal"), wie es in Abb. 13 dargestellt ist. Die Interferenz von Luftwelle (L) und Bodenwelle (B) wirkt sich entsprechend stark auf die spektrale Bandbreite des Startsignals aus, die infolge der Bandbreiteverringerung nicht mehr repräsentativ für die später eintreffenden Reflexionssignale ist. Auch das Reflexionssignal verliert in Abhängigkeit des Gütefaktors Q an Bandbreite. Das Beispiel in Abb. 14 zeigt dazu einen Modellfall für eine Anntennen-Nennfrequenz von 200 MHz und einen RICKER-Impuls als Sendesignal. Das Reflexionssignal (unten) als Ergebnis der Faltung der Impulsanwort (Mitte) mit dem Sendesignal (oben) verändert entsprechend seine Form, je kleiner Q ist, und gleichzeitig verringert sich seine Bandbreite. Für das Modellierungsbeispiel in Abb. 15 (FD-Code *GprMax*) fällt die effektive Bandbreite $\tilde{\Delta}f$ des Startsignals mit 175 MHz deutlich schmalbandiger aus als die des Reflexionssignals mit 283 MHz.

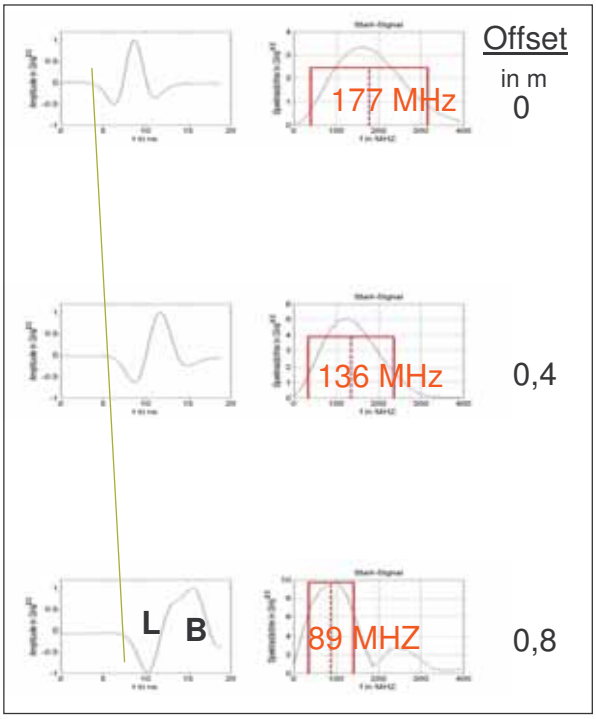


Abb. 13: Startsignal und zugehöriges Spektrum als Funktion des Offsets zwischen Sende- und Empfangssignal

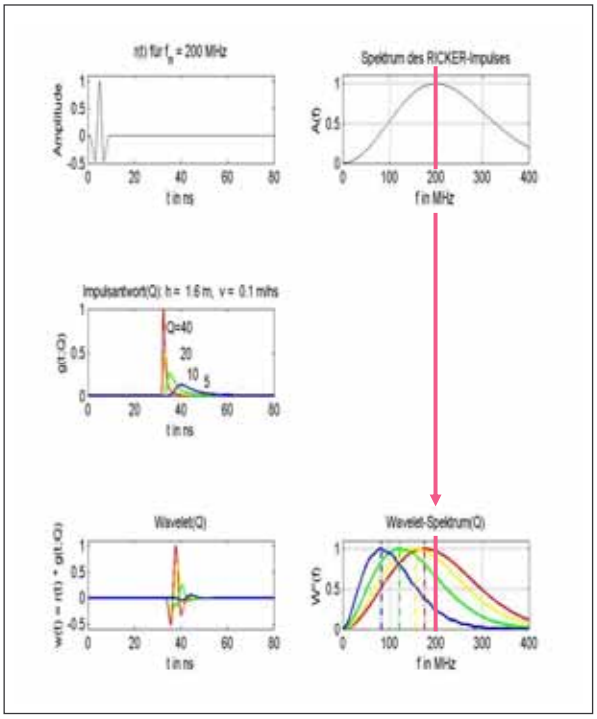


Abb. 14: Frequenzverschiebung als Funktion des Gütefaktors Q bei einer Nenn-frequenzen von 200 MHz

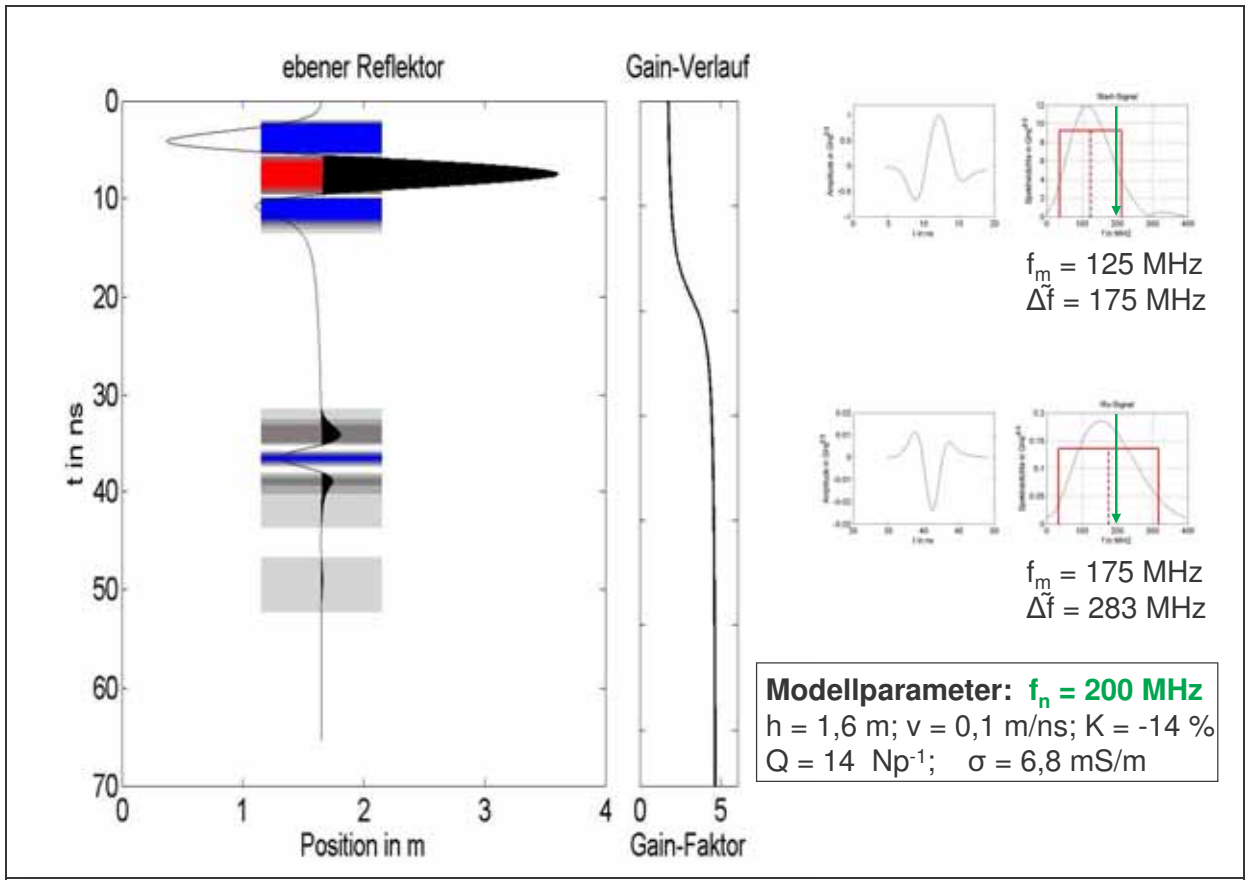


Abb. 15: Unterschiede der Spektralparameter zwischen Start- und Reflexionssignal

Als Laufzeitverfahren besitzt das GPR große Ähnlichkeit zur Seismik. Unter den denkbaren Beobachtungsschemata finden vorwiegend die drei in Abb. 16 aufgeführten Beobachtungsgeometrien praktische Anwendung. Die Kartierung mit konstantem Offset (COP) erfolgt quasi im Lotstrahl und erzeugt für das GPR typische diffraktionsreiche Zeitschnitte. Die Messung mit variablem Offset (CMP) dient vor allem zur Ermittlung von Effektivwerten für die Kenngrößen v und Q. Die tomographische Anwendung des GPR z. B. zwischen zwei Bohrungen (CSP-Folgen) hat die Abbildung einer detaillierten Kennwertverteilung von v bzw. Q im Zwischenfeld zum Ziel.

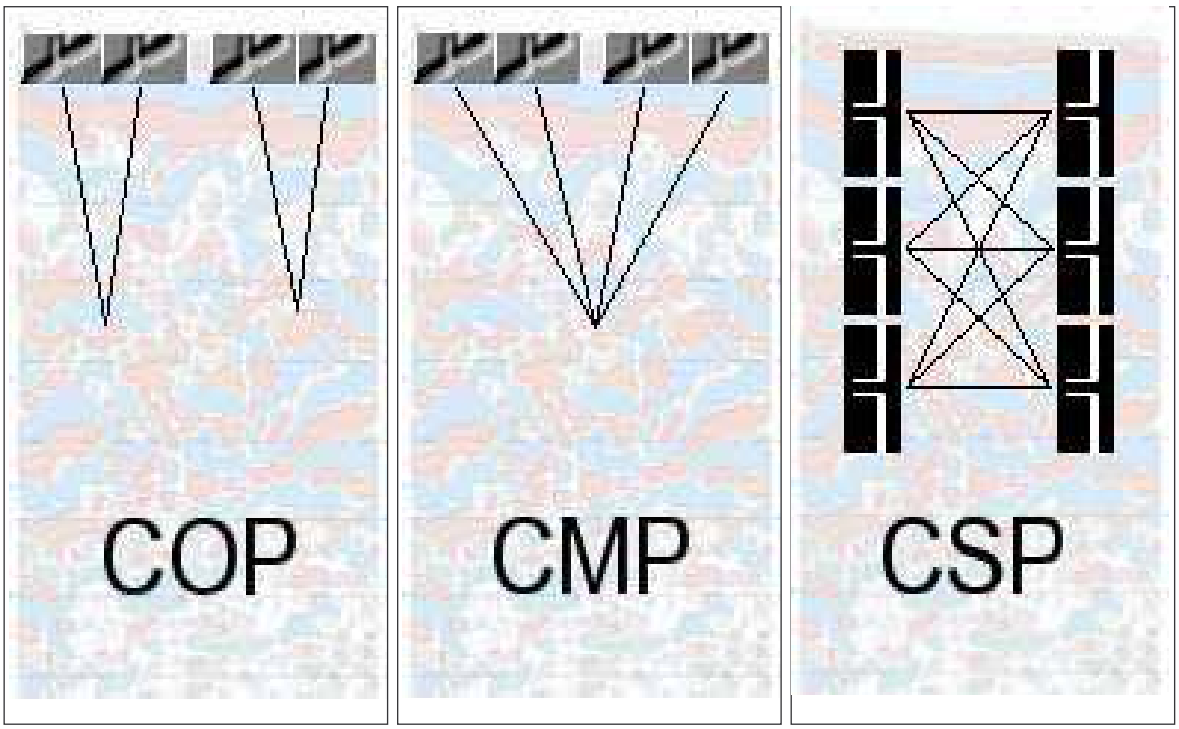


Abb. 16: gebräuchliche Beobachtungsschemata des GPR
(COP-common offset points, CMP-common mid point, CSP- common shoot point)

Abb. 17 zeigt zwei Radargramme mit Tiefenskala, die typische Bildmuster enthalten. Der erwähnte Unterschied in der spektralen Charakteristik des Startsignals und der Reflexionssignale springt sofort ins Auge. Nur selten bilden sich „kleindimensionierte Störkörper“ durch so klare Diffraktionsmuster ab wie bei A und B. Während aus der Regelmäßigkeit des GPR-Streubildes bei A darauf geschlossen werden kann, dass das Messprofil die Projektilachse nahezu senkrecht gekreuzt hat, ist aus dem zerlegten Bild bei B zu schließen, dass ein vermutlich geborstenes Projektil gequert worden ist. Der nahezu reflexionsleere Bereich bis ca. 2,5 m Tiefe stellt den homogenen, mit Meerwasser getränkten Sandkörper am Nordstrand der Düneninsel dar. Das unruhige Reflexionsmuster der Unterlage stammt von der klippenreichen Kreideschicht, auf der die Düneninsel aufsitzt.
Das Modellierungsbeispiel der Abb. 18 (FD-Code *GprMax*) zeigt die Luftwelle (L) und die Bodenwelle (B) bei variablem Offset (a). Aus der Neigung der Laufzeitkurve der Bodenwelle ergibt sich ein Schätzwert für v. Die stark veränderliche Amplitude der Bodenwellen nimmt divergenzbedingt mit dem Quadrat der Entfernung und absorptions-bedingt mit 2,2 dB/m ab (b). Nach Divergenzkorrektur (c) und Logarithmieren der Amplitudenwerte lässt sich im interferenzfreien Bereich aus dem Amplitudenabfall ein Schätzwert für den Absorptionskoeffizienten α und damit für Q gewinnen (d).
Das Tomographie-Beispiel der Abb. 19 (MESSINGER, 2006) belegt, dass mittels GPR-Transmissionsmessungen eine adäquate Abbildung der Modellsituation an einem Modelltrog (c) möglich ist. Die vertikale Kennwertverteilung von v wird sowohl über die synchron gemessenen einfachen Transmissionswege (b) als auch über die tomographische Inversion der Laufzeiten von einer Folge multipler Schrägstrahlen (c) differenziert widergespiegelt.

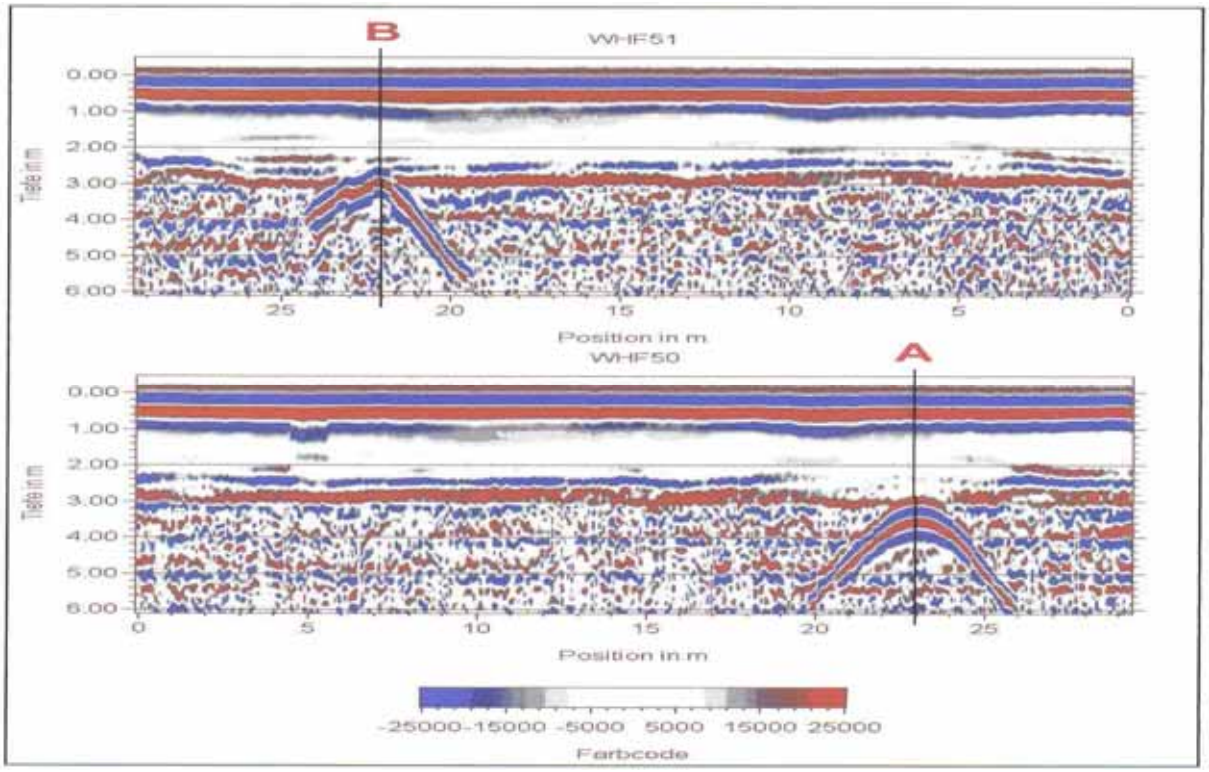


Abb. 17: Radargramme von der Düneninsel Helgoland (A, B – Indikationen von Bombenkörpern)

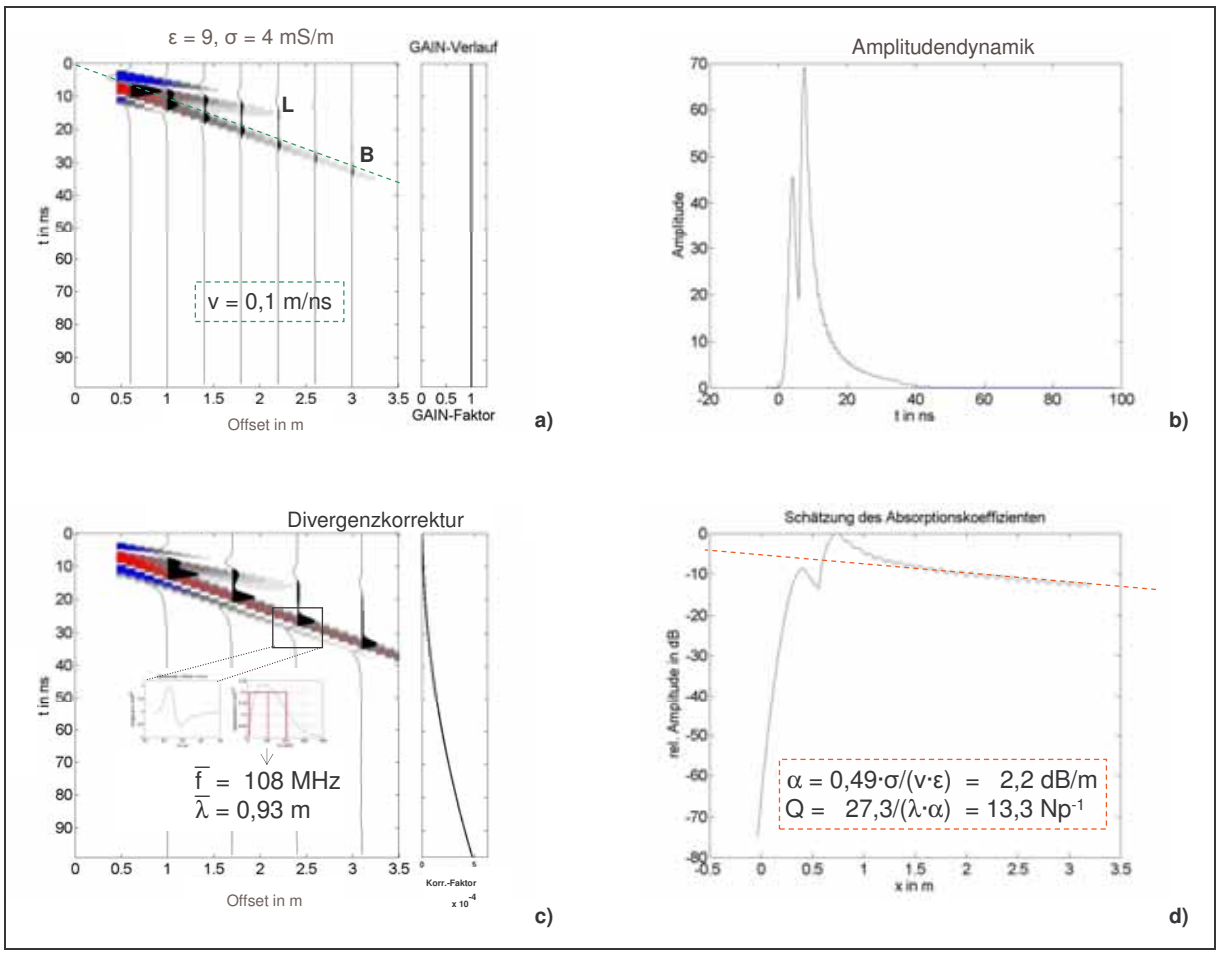


Abb. 18: CMP-Modellierungsbeispiel zur Demonstration der v- und Q-Ermittlung

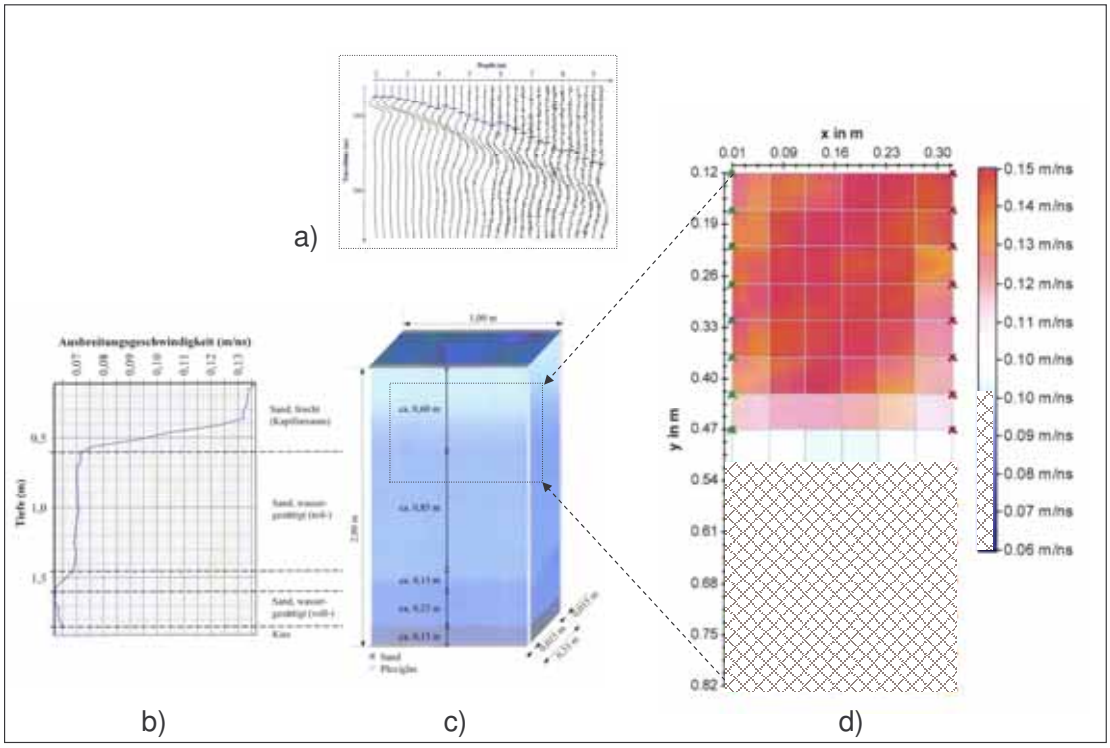


Abb. 19: Ergebnisse von Transmissionsmessungen (a) an einem Modelltrog (c); (b) synchrone Messung, (d) tomographische Messung

Auflösungsvermögen

Eine der wichtigsten Fragen ist die nach dem interpretierbaren „Bildinhalt“ von Radargrammen und damit nach ihrem Auflösungsvermögen. Ein Radargramm enthält kinematisch und dynamisch verschlüsselte Informationen über die Parameterfelder ε', ε''(x,y,z) bzw. v, Q(x,y,z). Im 2D-Fall wird ihre räumliche Detailliertheit durch die zwei Auflösungsmaße Δz (vertikal) und Δx (lateral) beschrieben:

$$\Delta z = \frac{v}{4\Delta f} \tag{14}$$

$$\Delta x \approx \sqrt{2h\overline{\lambda}} \tag{15}$$

mit $\overline{\lambda} = \overline{v} / \overline{f}$. Es bedeuten: v - Schichtgeschwindigkeit, Δf - effektive Bandbreite, h - Reflektortiefe, $\overline{\lambda}$ - mittlere Wellenlänge, $\overline{f}$ - Bandmittenfrequenz und $\overline{v}$ - Deckgebirgsgeschwindigkeit. Einfluss auf das Auflösungsvermögen kann über Bandbreite und Bandlage der Antennen genommen werden. Die sorgfältige Abstimmung dieser Parameter auf die Übertragungscharakteristik des Untergrundes sichert das Optimum an gewinnbaren Informationen bzw. an Detailauflösung. Deshalb sind Testmessungen mit verschiedenen Antennen oft unerlässlich. Allerdings zwingen die dazu konträr laufenden Anforderungen an die Reichweite (vgl. Abb. 7 und Abb. 9) meist zu Kompromissen. Streng genommen gelten die Gleichungen (14) und (15) nur für optimal bearbeitete, aber noch unmigrierte Radargramme mit zu vernachlässigenden Störkomponenten. Einen solchen Fall bietet das Radargramm der Abb. 20. Über der von links nach rechts bis auf ca. 40 m Tiefe einfallenden Gletscherbasis sind zahlreiche Diffraktionshyperbeln zu sehen, die den Gletscherkörper alles andere als homogen erscheinen lassen. Bilddetails, die von ihren Ausmaßen her kleiner sind als die im Zentrum markierten Auflösungsmuster der Ausmaße $\Delta z \cdot \Delta x$, können nur als Artefakte gelten und sind damit nicht zu interpretieren.

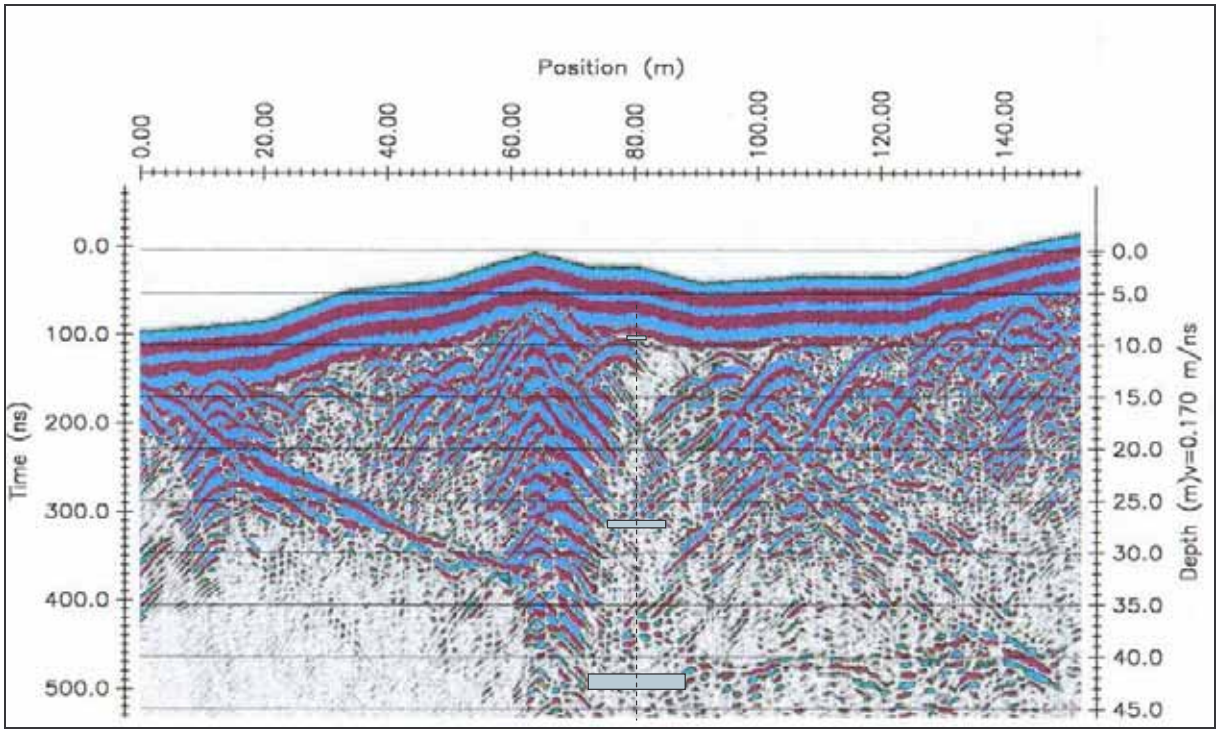


Abb. 20: Radargramm vom Steinlimmi-Gletscher (Schweiz) mit Auflösungsmustern im Zentrum (Antennen-Nennfrequenz 50 MHz)

Durch Migrationstransformation kann insbesondere das laterale Auflösungsvermögen um das 3 - 4fache des Wertes nach Gleichung (15) verbessert werden (EIDNER, 2006). Wie das Beispiel nach Abb. 21 zeigt, sind jedoch die Indikationen der zwei Fernwasserleitungen so weniger gut erkennbar (b), als durch ihre markanten Diffraktionsbilder im unmigrierten Radargramm (a).

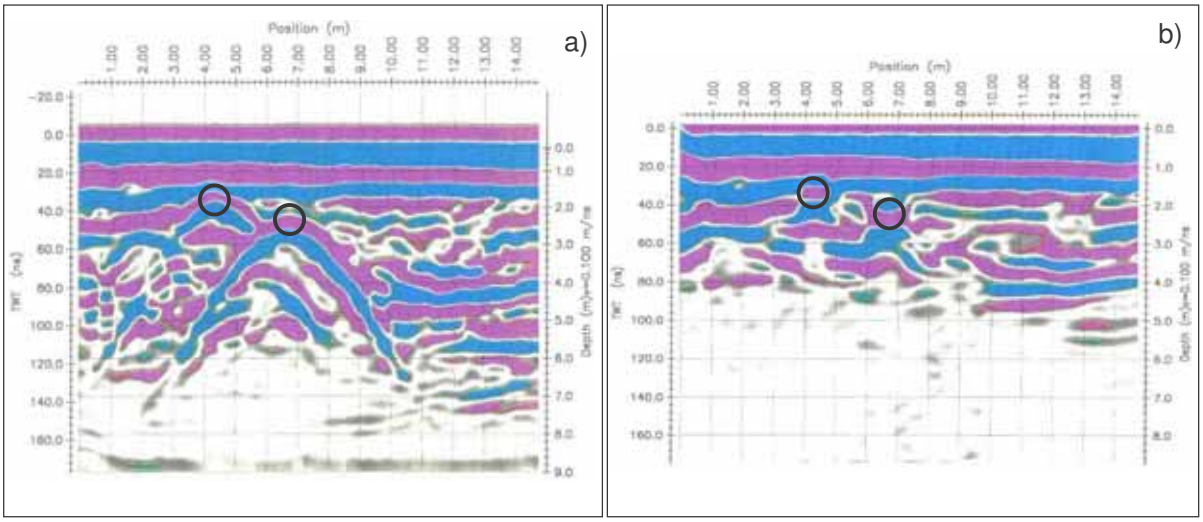


Abb. 21: Radargramme (unmigriert (a) und migriert (b)) von benachbarten Fernwasserleitungen (Kreise) in unterschiedlicher Tiefe (Antennen-Nennfrequenz: 100 MHz)

Bei 3D-Daten kann andererseits auf eine Migration der Radargramme nicht verzichtet werden, um eine adäquate Wiedergabe der erfassten Strukturmuster zu gewährleisten. Abb. 22 zeigt dazu ein Beispiel zur Erfassung des Reliefs der erodierten Festgesteinsoberfläche unter dem Küstensand am Nordstrand der Düneninsel zu Helgoland (EIDNER, 2006).

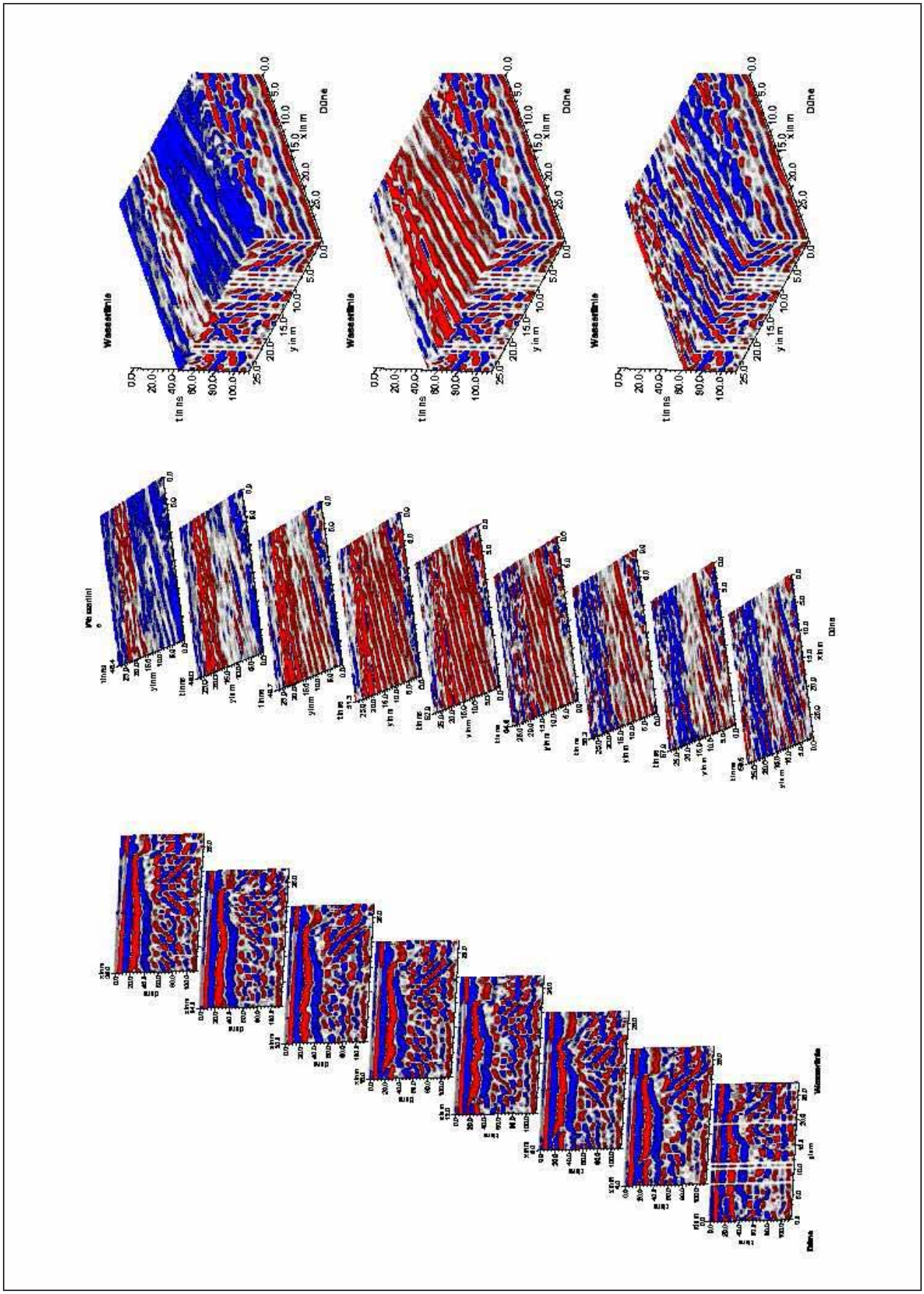


Abb. 22: 3D-Daten als Zeitschnitt-Staffel (links), Zeitscheiben-Staffel (Mitte) und Block-Staffel (rechts)

Sowohl die Staffel der Vertikalschnitte (links) als auch die Zeitscheiben (Mitte) und die abgedeckten Blockdarstellungen (rechts) vermitteln das Bild einer bewegten Bedrock-Oberfläche. Insbesondere das auffällige, spitzwinklig zur Wasserlinie streichende lineare Reflexionsmuster mit einem Raster von ca. 3 m hält dem o. g. lateralen Auflösungskriterium Stand und ist damit als geologisch relevantes Strukturmuster zu interpretieren.
Das Problem des Auslösungsvermögens ist häufig komplizierter als bisher betrachtet. Abb. 23 gibt dazu ein Modellierungsbeispiel wieder, das den ungünstigen Einfluss des o. g. „hydrogeologischen Rauschens“ demonstriert. Die hier simulierte, etwas zugespitzte Situation zweier übereinander liegender Wasserrohre mit entsprechendem Füllstand und in ihrer Nachbarschaft verlegter Kabel erscheint in der noisefreien Variante (a) durchaus auflösbar. Die unterschiedlichen Noisemuster (b – c) verdeutlichen jedoch, dass es im ungünstigen Fall unmöglich ist, in einem solchen „Vexierbild“ die hinterfragten Strukturdetails zu erkennen. Die Tatsache, dass grabenlos verlegte Rohre und Leitungen mittels GPR i. Allg. nicht detektierbar sind, verweist auf die Bedeutung, die Staunässe als kontrastverstärkendes Element über Rohren und Leitungen erlangt, wenn das aufgelockerte Grabenmaterial eine höhere Porosität als das konsolidierte Material in der Nachbarschaft besitzt und Staunässe sich überhaupt erst bilden kann.

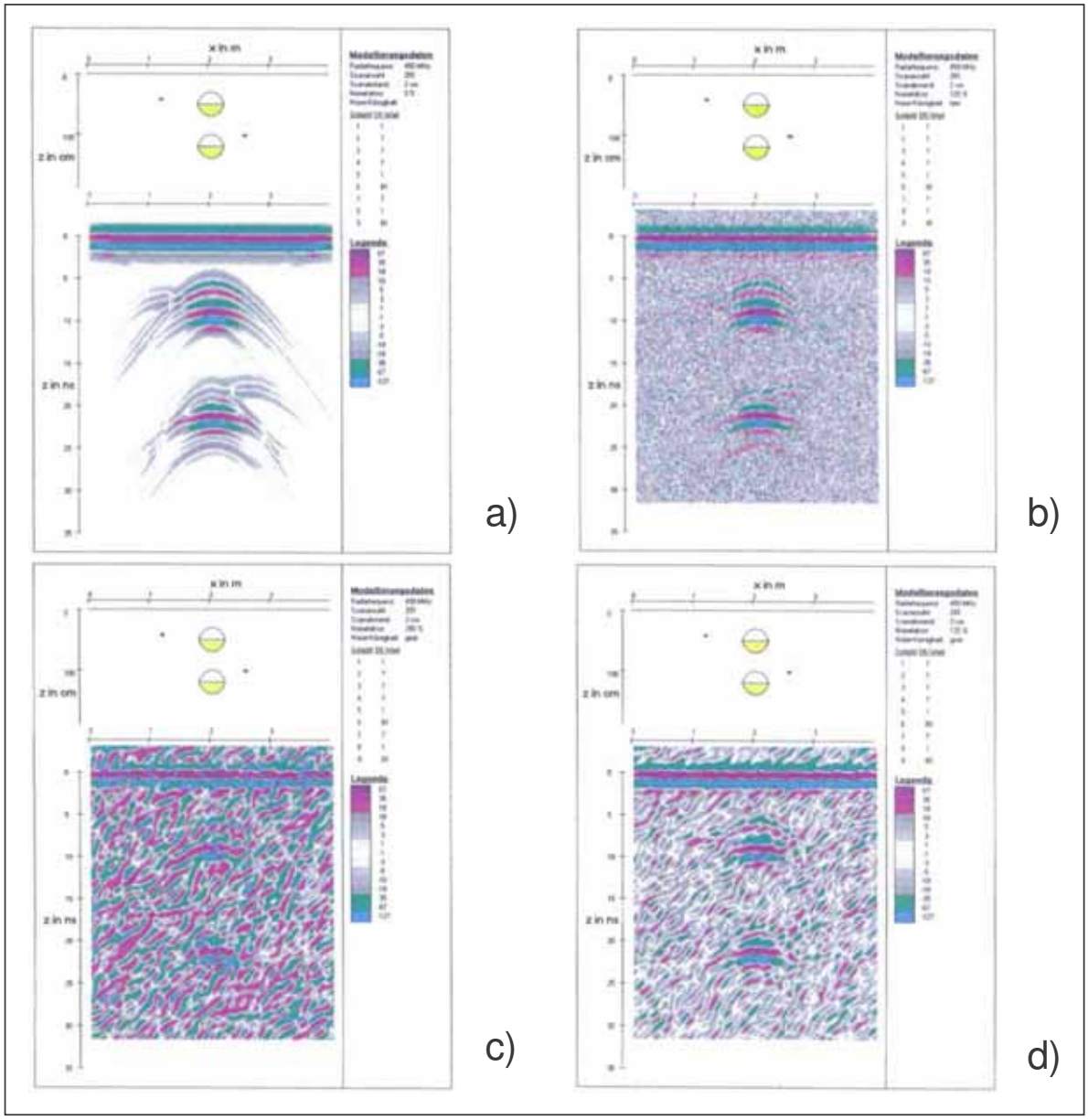


Abb. 23: Modellierungsbeispiel mit Rohren und Kabeln (a) sowie verschiedenen Noise-Mustern (b – d)

Anwendungsbeispiel

Ein interessantes Anwendungsbeispiel bietet die Archäometrie eines neolithischen Grabenwerkes (BERNHARDT et al., 2006; FORKMANN, 2006). Im Luftbild sind solche Anlagen meist nur zu Beginn der Vegetationsperiode zu beobachten (Abb. 23 a). Im Bereich des östlichen Zuganges bilden sich die drei Grabenwerke südlich der Stadt Riesa als charakteristische trogartige Strukturen ab (Abb. 23 b). Deutlich erkennbar ist die nach außen hin abnehmende Tiefe der Grabenwerke. CMP-Messungen sollten klären helfen, worin die Ursache der im Luftbild erkennbaren dunklen Signatur der Grabenwerke zu suchen ist. Der messbare Unterschied in der Geschwindigkeit der Bodenwelle abseits bzw. über der Grabenachse gibt einen Hinweis auf relevante Unterschiede im Wassergehalt innerhalb bzw. außerhalb der Grabenwerke (Abb. 23 c). Die Bestätigung liefert ein Schurf, der eine auffällig feinkörnige Grabenfüllung (dunkle Färbung in Abb. 23 d) im Gegensatz zur sandig-kiesigen Nachbarschaft zeigt und damit letztlich als Erklärung eine längere Verweilzeit des Niederschlagswassers im Grabenbereich ergibt, was wiederum mit einem deutlichen Einfluss auf die Wachstumsbedingungen und das Reflexionsvermögen von Licht über den nur 3 – 5 m breiten Grabenwerken verbunden ist. Die Detailliertheit, mit der sich scheinbar die Konturen der Grabenwerke im Radargramm abbilden, ist wiederum zu messen an den Auflösungsmaßen Δz (= 0,15 m) und Δx (= 0,7 … 1,5 m). Als relevante Information ergibt sich daraus eine leicht asymmetrische Form des inneren Grabens, eine fast ideal-symmetrische Form des mittleren und eine stark asymmetrische Form des äußeren Grabens. Einzelheiten der Grabenfüllung können jedoch nicht interpretiert werden.

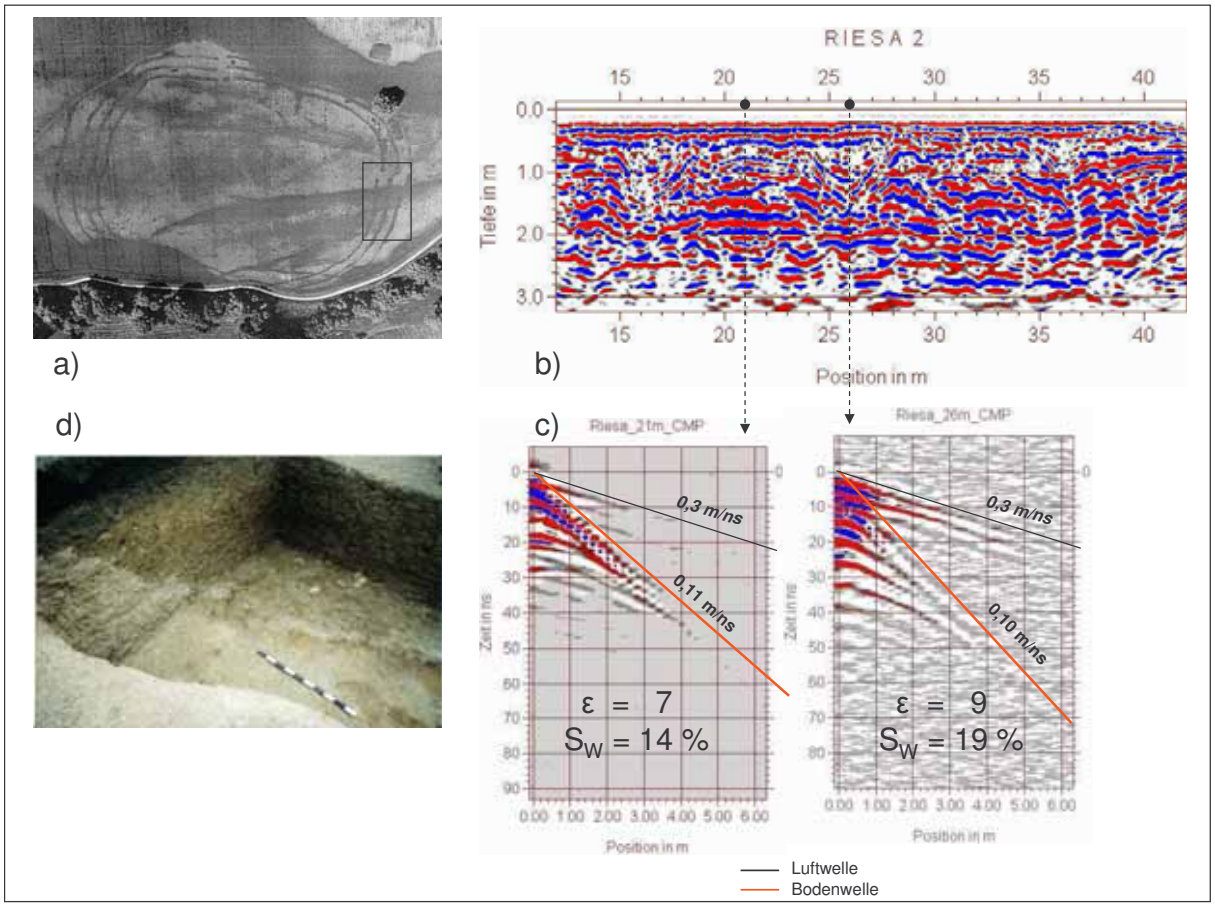


Abb. 23: neolithisches Grabenwerk; a) Luftbild, b) migriertes Radargramm, c) CMP, d) Schurf

Zukunft

In den vergangenen 40 Jahren hat sich das GPR zu einem ausgereiften geophysikalischen Verfahren entwickelt und fest in der Erkundung des Nahbereichs etabliert (*ANNAN,* 2004). Das in Tab. 3 skizzierte F/E-Potenzial des GPR begründet sich nicht zuletzt aus den ständig steigenden Anforderungen an die Leistungsfähigkeit der geophysikalischen Nahbereichserkundung. Ein spezifischer Nachholbedarf scheint dabei in der Anwendung des Konzepts der Korrelationsortung zu liegen (WILLS, 1992). Die gesteuerte Signalanregung, die heute aus der Seimik nicht mehr wegzudenken ist, verspricht auch beim GPR eine optimale Anpassung der Signal- an die Übertragungscharakteristik des Untergrundes. Das Modellierungsbeispiel der Abb. 24 zeigt dazu den Fall eines pseudo-stochastischen Sendesignals (FORKMANN, 2003). Die Korrelation von Sende- und Empfangssignal ergibt eine Signalform, die quasi die Impulsantwort des Übertragungsmediums liefert und damit die Identifikationsbedingungen zur Extraktion der relevanten kinematischen und dynamischen Information verbessert. Eine weitere anspruchsvolle Aufgabe der Zukunft scheint in der Analyse und Nutzung von Bildmuster-Attributen zu liegen. Sofern sich damit, ähnlich wie bei der seismischen Lithofazies-Charakterisierung, adäquate Proxies für die räumliche Verteilung hydrogeologisch bzw. geotechnisch interessierender Parameter wie der hydraulischen Permeabilität oder der Kornverteilung ableiten ließen, wäre der Anschluss an die erreichte Leistungsfähigkeit der Seismik hergestellt. Dazu erforderlich ist nicht zuletzt, die Kenntnisse über elektrische Kennwerte geologischer Medien zu erweitern und zu vertiefen.

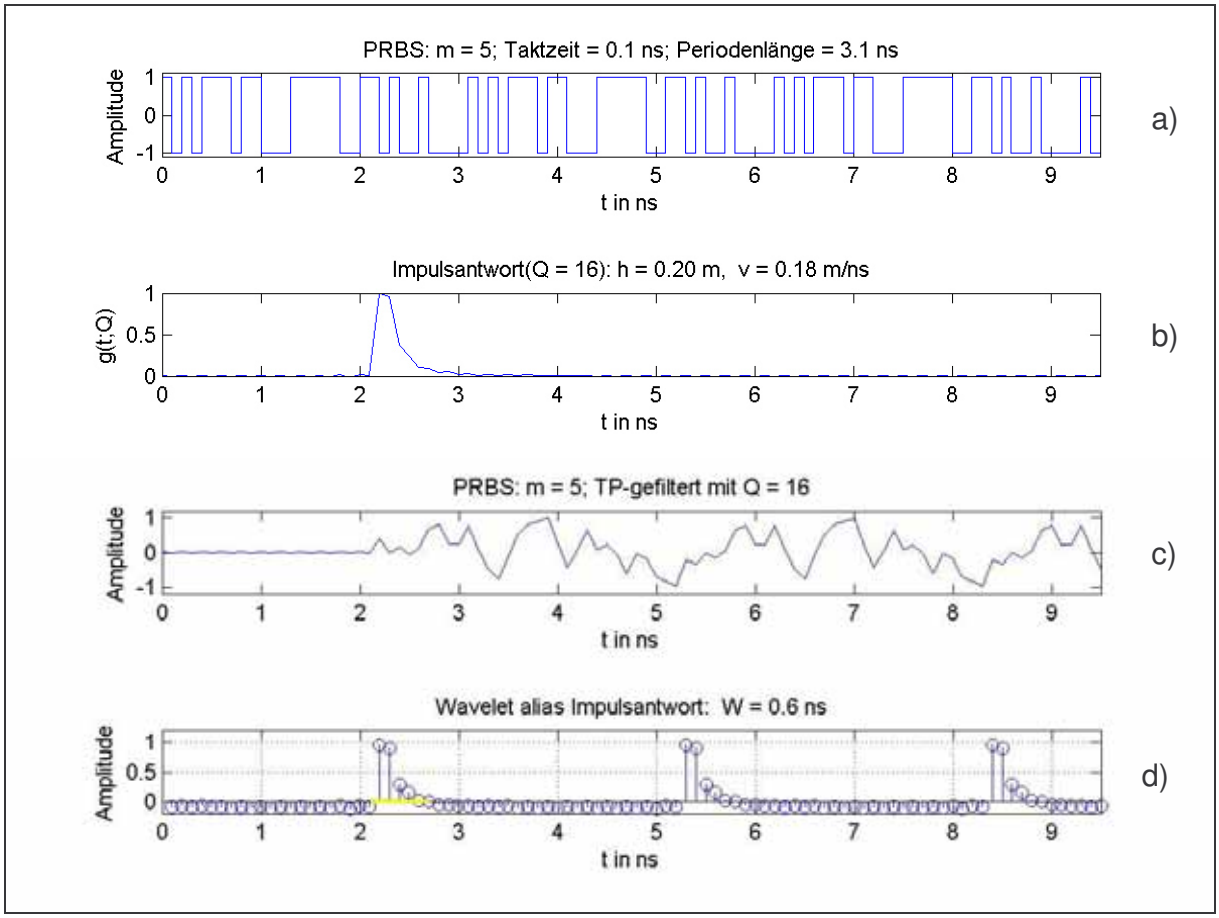


Abb. 24: Simulation der Korrelationsortung mit einem PRBS (pseudo random binary signal) mit Sendesignal (a), Impulsantwort für die unter (b) angegebenen Modellparameter, Empfangssignal als Faltung zwischen (a) und (b) sowie Korrelation (d) der ersten Periode des Sendesignals mit dem Empfangssignal

Literatur

Annan, A. P. (2004): Ground Penetrating Radar - Principles, Procedures & Applications. Sensors & Software Inc., 293 pp.

Annan, A. P.; Chua, L.. T. (1992): Ground Penetrating Radar Performance Prediction. Geolog. Survey. of Canada, Paper 90-4, p. 5 – 13.

Bentley, C. R. (1964): The structure of Antarctica and its ice cover. Research in Geophysics, Vol. 2, Solid Earth and Interface Phenomena, Cambridge Mass., Technology Press of MIT, p. 335- 389.

Bernhardt, D.; Donner, F.; Forkmann, B.; Käppler, R. (2006): Geophysikalische Abbildung neolithischer Grabenwerke. Sonderband I/2006 der DGG, S. 34 – 38.

Blindow, N. (1986): Bestimmung der Mächtigkeit und des inneren Aufbaus von Schelfeis und temperierten Gletschern mit einem hochauflösenden elektromagnetischen Reflexionsverfahren. Diss., Institut für Geophysik, Westfälische Wilhelms-Universität Münster.

Braun, H. M.; Lentz, H.; Borisch, W. (1999): Ein neues Konzept des "stepped frequency"-Radars. Sonderband I/200 der DGG, S. 39 – 44.

Chignell, R. J. (2004): The Radio Licensing of GPR Systems in Europe. Proceedings of the Tenth Intern. Conf. on Ground Penetrating Radar. Delft University of Technology, 21 – 24 June, Vol. I, p. 3 - 6.

Cook, J. C. (1973): Radar Exploration Through Rock in Advance of Mining. Trans. Soc Mining Ing., AIME, Vol.254, p. 140 – 146.

Damm, V. (2004): Ice Thickness and Bedrock Map of Matusevich Glacier Drainage System (Oates Coast). Terra Antarctica. Vol. 11, No. 1, p. 85 – 90.

Daniels, D. J. (1996): Surface-Penetrating Radar. London, The Institution of Electrical Engineers.

Davis, J. H.; Annan, A. P.; Black, G.; Leggatt, C. D. (1985): Geological sounding with low frequency radar. In: Extendet Abstracts, 55th Annual Intern. Meeting of the Soc. of Explor. Geophys., Washington, D. C.

De Loor, G. P. (1983): The dielectric properties of wet materials. IEEE Trans. GE, Vol. 21, p. 364 – 369.

Dolphin, L.. T. Beatty, W. B.; Tanzi, J. D. (1978): Radar Probing of Victorio Peak, New Mexico. Geophysics, Vol. 43, No. 7, p. 1441 – 1448.

Eidner, M. (2006): Analyse des Informationsgehaltes von 3D-Georadar-Daten. Freiberger Forschungshefte, Reihe C, 103 S., im Druck.

Fijas, P.; Forkmann, B.; Rappsilber, I. (1994): Laboratory method for determining the complex dielectric permittivity of loose rocks (standing wave method). Geophys. Transact., Budapest, Vol. 39, No. 1, p. 35 – 44.

Forkmann, B. (2004): (Geo-)radar-Signalkonzepte. Sonderband I/2004 der DGG, S. 91 – 100.

Forkmann, B. (2006): Modellkatalog Georadar. Sonderband I/2006 der DGG, S. 63 – 75.

Forkmann, B.; Petzold, H. (1987): Prinzip und Anwendung des Gesteinsradars zur Erkundung des Nahbereiches. Freiberger Forschungshefte C 432, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie Leipzig, 79 S.

GprMax, V. 1.5 (2005): www.gprmax.org

Meßinger, J. (2006): GPR-Tomographie an hydraulisch gesteuerten Blockmodellen. Sonderband I/2006 der DGG. S. 1 – 8.

Morey, R. M. (1974): Continuous Subsurface Profiling by Impulse Radar. Proceedings of Engineering Foundations Conference on Subsurface Exploration for Underground Excavation and Heavy Construction, Henniker, H. H., p. 231 – 232.

Olhoeft, G. R. (1975): The Electrical Properties of Permafrost, Ph.D. Thesis, University of Toronto, 172 pp.

Olsson, O.; Falk, L.; Forslund, O.; Sandberg, E. (1987): Crosshole Investigations – Results from Borehole Radar Investigations,Stripa Project TR 87-11. SKB, Stockholm, Sweden, p. 364 – 369.

Simmons, G.; Strangway, D.; Annan, A. P.; Baker, R.; Bannister, L.; Brown, R.; Cooper, W.; Cubley, D.; deBettencourt, J.; England, A. W.; Groener, J.; Kong, J. A.; LaTorraca, G.; Meyer, J.; Nanda, V.; Redman, J. D.; Rossiter, J.; Tsang, L.; Urner, J.; Watts R. (1973): Surface Electrical Properties Experiment, in Apollo 17: Preliminary Science Report, Scientific and Technical Office, NASA, Washington, D.C.,15-1 – 15-4.

Steinhage, D. et al. (1999): Eismächtigkeiten, interne Strukturen und Untergrundrelief aus Flugzeug-EMR-Messungen in Dronning Maud Land, Antarktis. Sonderband I/2000 der DGG, S. 74 – 79.

Thierbach, R. (1974): Electromagnetic Reflections in Salt Deposits. Journ. Geophys., Vol. 40, p. 633 – 637.

Walford, M. E. R. (1964): Radio echo sounding through an ice shelf. Nature, Vol. 204, No. 4956, p. 317 -319.

Ward, S. H.; Phillips, R. J.; Adams, G. F.; Brown, Jr., W. E.; Eggleton, R. E.; Jackson, P.; Jordan, R.; Linlor, W. I.; Peeples, W. J.; Porcello, L. J.; Ryu, J.; Schaber, G.; Sill, W. R.; Thompson, S. H.; Zelenka, J. S.(1973) : Apollo Lunar Sounder Experiment, in Apollo 17 : Preliminary Science Report, Scientific and Technical Office, NASA, Washington, D.C., 22-1 – 22-6.

Wills, R. E. (1992): A digital phase coded ground probing radar. Ground penetrating radar, ed. J. Pilon. Geological Survey of Canada, Paper 90-4, p. 231 – 235.

Anzeige

DMT
Unbekannte Tiefen?
Mit unseren elektromagnetischen Wellen erschließen wir Ihnen unbekannte Tiefen!
Oberflächenradar zur Baugrund- und Trassenerkundung
Horizontales und vertikales Bohrlochradar zur geologischen Strukturerkundung insbesondere wasserführender Störungszonen
Kavernenradar für die 3-dimensionale Erfassung geologischer Strukturen
DMT – Vertrauen durch 100 Jahre Erfahrung
Explorations- & Ingenieurgeophysik
Geologie & Bohrlochmessung
Ingenieurvermessung & Geomonitoring
Entwicklung von Geomesssystemen
DIN EN ISO 9001 zertifiziert
Deutsche Montan Technologie GmbH
Exploration & Geosurvey
Am Technologiepark 1
45307 Essen
Telefon 02 01 172-19 70
Telefax 02 01 172-19 71
E-Mail exploration@dmt.de
Internet www.dmt.de

Georadar in Bohrungen und untertägigen Bauwerken

D. Eisenburger , V. Gundelach
Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover

1. Einleitung

Der Einsatz von elektromagnetischen Wellen in Verfahren zur Untersuchung des untertägigen Bereiches wird seit über 60 Jahren praktiziert. Eines dieser Messverfahren ist Georadar, das auch Untertage die Reife einer routinemäßig einsetzbaren Methode erreicht hat.

Das Georadar Messverfahren, das auch unter der Bezeichnung **e**lektro**m**agnetische **R**eflexionsmessverfahren (EMR) und im internationalen Sprachgebrauch als „Ground Penetrating Radar (GPR) bekannt ist, wird sowohl in Strecken, Schächten, als auch in Bohrungen durchgeführt.

Erste Untersuchungen mit dem Georadar im untertägigen Bereich wurden in den fünfziger Jahren in den USA und in Deutschland in den siebziger Jahren durchgeführt.

Ein untertägiges Messverfahren muss die Fähigkeit haben Informationen aus dem Vollraum zu erfassen und aufzulösen, so dass die räumliche Lage von Strukturen oder Heterogenitäten ermittelt werden kann. Das Georadar erfüllt diese Anforderung durch die Anwendung spezieller Messmethodiken oder den Einsatz richtungssensitiver Empfangsantennen.

Einen besonderen Stellenwert nimmt Georadar in der geologischen Erkundung von untertägigen Deponien ein. Es ist ein zerstörungsfreies Messverfahren und ist im Vergleich zu anderen Erkundungsmethoden logistisch einfach und wirtschaftlich durchzuführen.

2. Messmethodik, räumliche Auswertung und Gerätschaften

Wie im übertägigen Bereich erfolgen die untertägigen Georadarmessungen auf definierten Profilen die längs der Strecken, Schächten, Tunnels oder Bohrungen verlaufen. Hierbei wird eine feste Sender-, Empfängeranordnung in Schritten oder kontinuierlich entlang des Profils geführt. Die Aufgabe besteht darin aus den Reflexionsmessungen einer linearen Anordnung, räumliche Informationen zu gewinnen. Georadar Reflexionsmessungen sind Laufzeitmessungen, die bei bekannter Geschwindigkeit der Ausbreitung der elektromagnetischen Welle im Medium, die Möglichkeit einer Entfernungsbestimmung zum Reflektor liefern. Geht man davon aus, das eine Reflexionsfläche sich in einer optisch günstigen Lage zu einem Messprofil befindet, so kann man mit Hilfe der Laufzeit und der Geschwindigkeit für jeden Messpunkt eine Entfernung zu einem Reflexionspunkt (Pn) der reflektierenden Grenzfläche bestimmen (Abb. 1).

Die genaue Lage des Reflektors innerhalb der Reflexionsebene (die Reflexionsebene wird durch die Sender – Empfängerposition und dem Reflexionspunkt definiert), wird bekanntlich durch die Migration längs des Profils ermittelt. Durch diesen Prozess wird zusätzlich zur Entfernung ein Winkel λ bestimmt (Abb. 1).

Ein Winkel und eine Entfernung reichen jedoch zur Bestimmung der genauen Position eines Punktes im Raum nicht aus, es wird ein zweiter Winkel α benötigt.

Dieser Winkel kann durch geeignete Messmethodik oder dem Einsatz richtungssensitiver Empfangsantennen ermittelt werden.
Um den radialen Winkel α der Messungen in dem Migrationsprozess mitführen zu können, wird das aus der Seismik bekannte Wellenfrontverfahren (H. Linsser 1955) angewendet. Dieses robuste Verfahren hat den Vorteil, dass beim Migrationsprozess die ermittelte Empfangsrichtung (α) mitgeführt werden kann und es auch dann anwendbar bleibt (ohne aliasing Effekte), wenn die Messpunktabstände nicht die Nyquist-Bedingungen erfüllen.

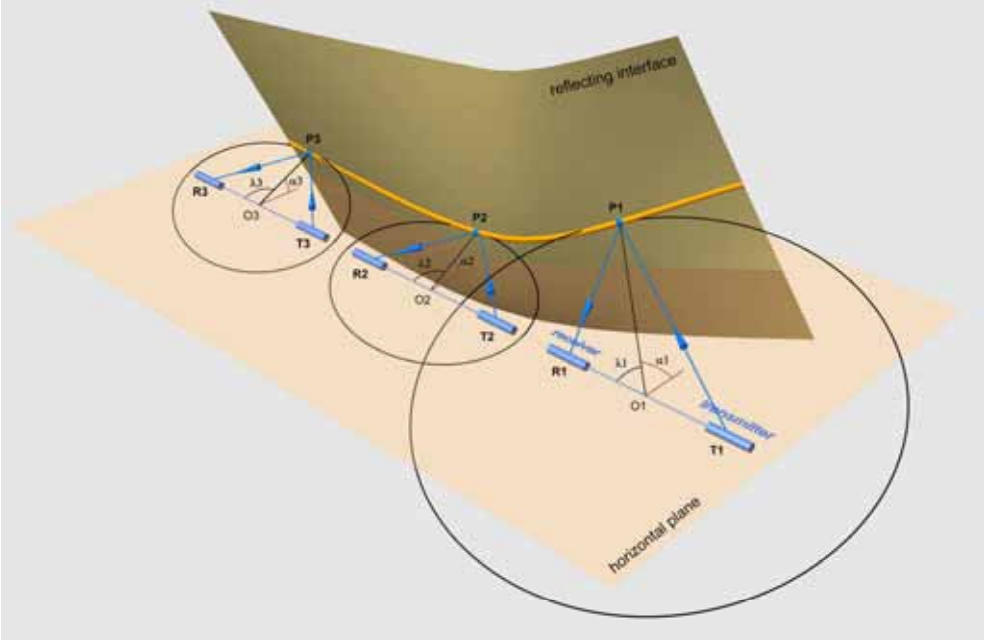


Abb. 1 Prinzip der Bestimmung der räumlichen Lage eines Reflexionspunktes.

Ist die genaue Position der Reflexionspunkte im Raum bestimmt, kann zu jedem dieser Punkte eine Elementarfläche konstruiert werden. Verbindet man die Elementarflächen aller Punkte mit einander entsteht ein Band im Raum, dass die räumliche Lage der reflektierenden Grenzfläche veranschaulicht. Bedingt durch die lineare Messanordnung, und damit wenig flexible Position gegenüber den Reflexionsflächen, sind die optischen Bedingungen für den Empfang einer Reflexion oft nur auf kurzen Profilabschnitten erfüllt. Die Reflexionsflächen stellen sich in dem meisten Fällen als Freiformflächen dar. Aus diesem Grund sind dann nur Bruchteile des Reflexionshorizonts zu erfassen.

Für untertägige Georadarmessungen hat sich die oben beschriebene Vorgehensweise der räumlichen Auswertung für die meisten Problemstellungen sehr gut bewährt.

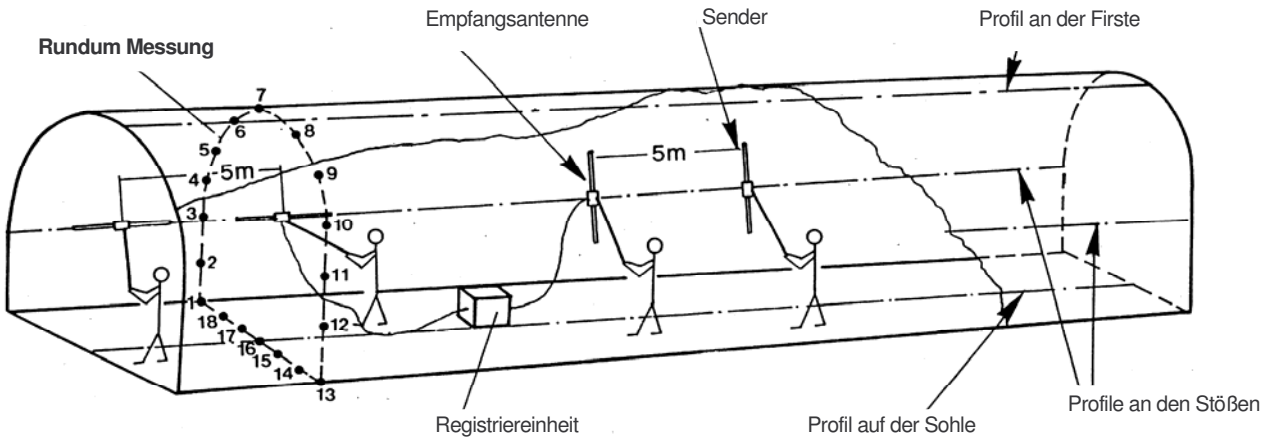


Abb. 2 Prinzipskizze der Georadarmessungen in Strecken.

Die Messungen in Strecken und Schächten werden, wie in Abb. 2 ersichtlich, auf vier Profilen durchgeführt und in ca. 10 m Abständen (bei komplizierten Strukturen in einem engeren Abstand) durch so genannte Rundum-Messungen ergänzt. Durch die fokussierende Wirkung des dichteren Mediums (anliegende Gebirge) werden bevorzugt Reflexionen aus der Richtung des Profils erhalten. Aus den Rundum-Messungen können durch eine Amplituden-Laufzeitanalyse die Empfangsrichtungen der Reflexionen ermittelt werden. In Schächten, die einen kreisförmigen Querschnitt besitzen, sind die Bestimmungen der Empfangsrichtung genauer als in Strecken, die keinen rotationssymmetrischen Querschnitt aufweisen. Die Genauigkeit der Richtungsbestimmung kann durch den Einsatz von Peilantennen verbessert werden. Hierfür haben sich zwei Peilantennentypen bewährt. Der eine Peiler ist eine Adcock Peilantenne (Abb. 3) und der andere Peiler ist eine von Rohde & Schwarz entwickelte Antenne (Abb. 4).

Abb. 3 Adcock Peiler in einer Strecke.

Die Adcock Antenne ist ein Minimumpeiler. Dieses bedeutet, dass die Empfangsrichtung für eine Reflexion durch das Signalminimum angezeigt wird (siehe Richtcharakteristik Abb. 5). Die Peilantenne von Rohde&Schwarz ist ein Maximumpeiler. Die Empfangsrichtung wird durch ein Signalmaximum angezeigt (siehe Richtcharakteristik Abb. 6). Die Peilantennen, so wie sie in den Abb. 3 und 4 abgebildet sind, können um drei Achsen über eine Peilvorrichtung gedreht werden.

Abb. 4 Peilvorrichtung mit der Peilantenne von Rohde&Schwarz und der Registriereinheit.

Um den Einfluss des Operateurs auf die Peilantenne auszuschließen, wird die Peilantenne von der Registriereinheit aus ferngesteuert. Die Registriereinheit ist für Messungen Untertage konzipiert und wurde in Zusammenarbeit mit der Firma Henschel und der BGR entwickelt. Die wichtigsten Eigenschaften die sie von anderen kommerziellen Apparaturen unterscheidet ist die hohe Sampleanzahl (16.000) und eine Netzunabhängige Arbeitszeit von über 10 Stunden.

Sie ist nur für Messungen im „point mode“ konzipiert da Untertage, bedingt durch die rauen Umgebungsbedingungen, in den meisten Fällen gar nicht anders gemessen werden kann. Für die Durchführung von Georadarmessungen in Strecken und Schächten sind die kommerziellen Antennen, durch ihr Gewicht und Unhandlichkeit nur bedingt einsetzbar. Aus diesem Grund

verwendet die BGR selbst entwickelte Antennen, die für die Messungen in den relativ engen untertägigen Räumlichkeiten besser geeignet sind (Abb. 7). Die Registriereinheit ist ebenfalls vorrangig für Messungen Untertage entwickelt worden.

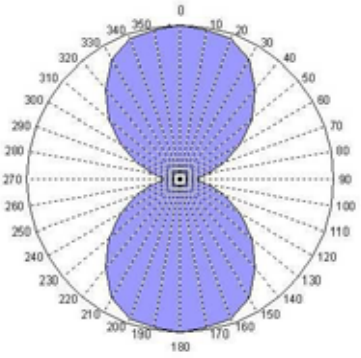


Abb. 5 Richtdiagramm des Adcock Peilers.

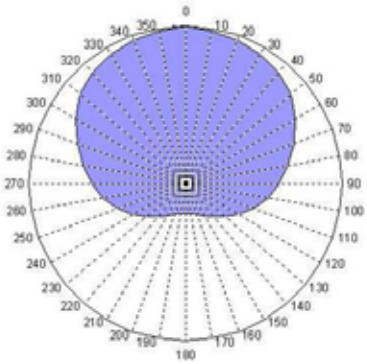


Abb. 6 Richtdiagramm des R&S Peilers.

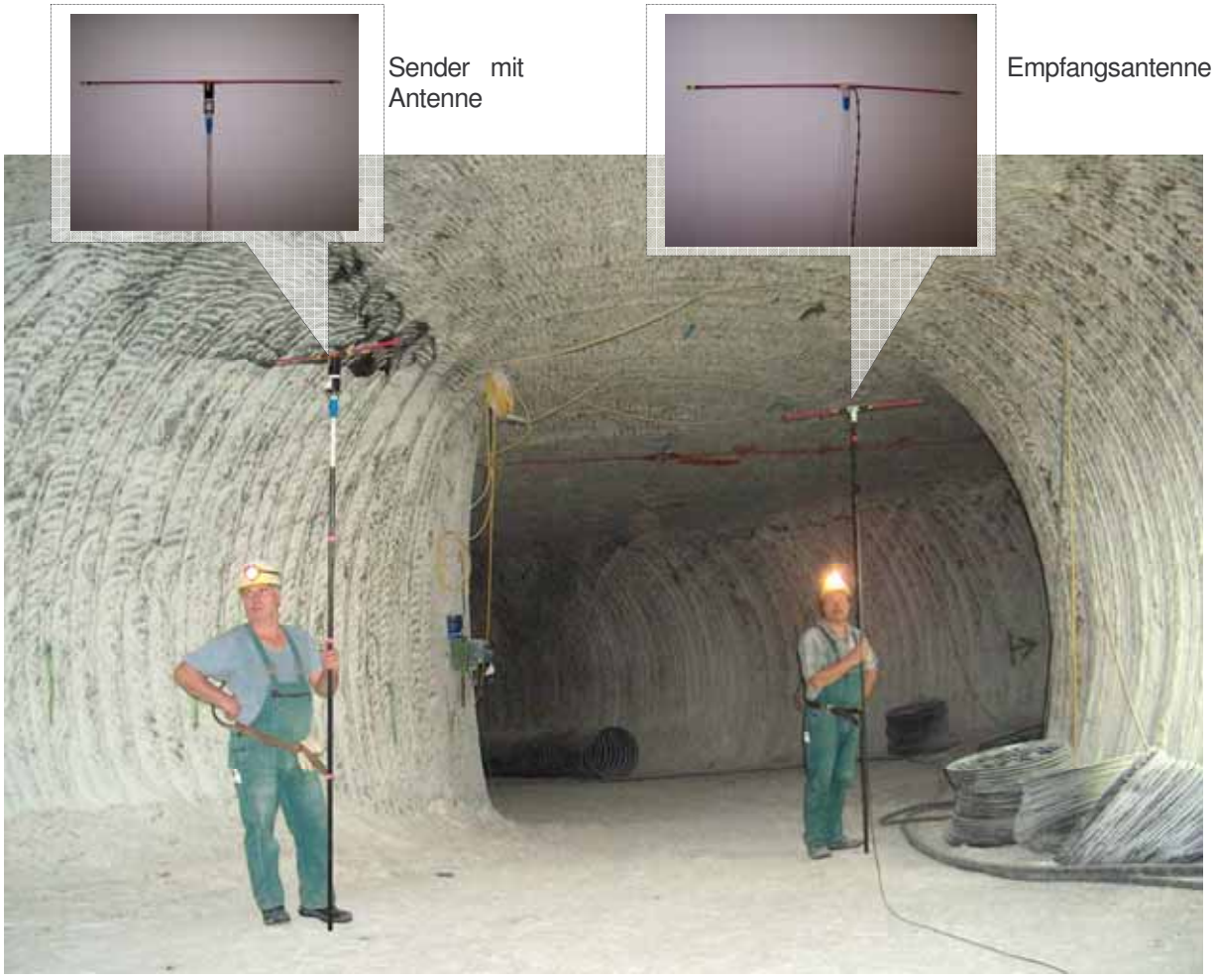


Abb. 7 Georadarmessungen in einer Strecke, Profil an der Firste (links: Sender mit Sendeantenne , rechts: Empfangsantenne).

Zusätzlich zu den normalen Explorationsmessungen sind Messungen für die Sicherheit der Abbaue in aktiven Bergwerken oder Tunnels sehr wichtig. Um Löser in den Firsten der Strecken frühzeitig zu erkennen, setzt der Konzern K+S Georadarmessungen von einem Fahrzeug ein (Abb. 8). Hierbei wird ein entsprechendes Gerät (900 MHz) in einem Abstand von 1,5 m unterhalb der Firste geführt.

Abb. 8 Einsatz des Firstradars von K+S.

Für Untersuchungen im untertägigen Bereich werden Georadar Bohrlochmessungen immer zahlreicher angewendet. Sie können sowohl von Übertage als auch Untertage in vertikalen wie auch in horizontalen Bohrungen durchgeführt werden. Es kommen Bohrlochsonden zum Einsatz die mit oder ohne richtungssensitiver Empfangsantenne ausgerüstet sind. Dieses richtet sich je nach Einsatzort und Fragestellung. Bei einfachen geologischen Gegebenheiten, z. B. flachen Lagerung oder planparelellen Struktur, ist eine richtungssensitive Messung nicht immer erforderlich. Bei komplizierten Strukturen, wo die Reflexionsflächen Freiformflächen darstellen, sind für eine räumliche Auswertung richtungssensitive Messungen erforderlich.
Die Georadarbohrlochsonden ohne richtungssensitive Empfangsantenne bestehen aus zwei Dipolen mit omnidirektionaler Abstrahlcharakteristik.
Die BGR entwickelte in den achziger Jahren zusammen mit der Firma Prakla-Seismos eine erste Georadar Bohrlochsonde die eine richtungssensitive Messung ermöglichte. Diese Sonde wurde später durch die Firma DMT überarbeitet, wobei das Messprinzip beibehalten wurde. Die Sonde verfügt über einen Sender mit einer Dipolantenne, der die elektromagnetischen Impulse omnidirektional ins Gebirge abstrahlt (Abb. 9).

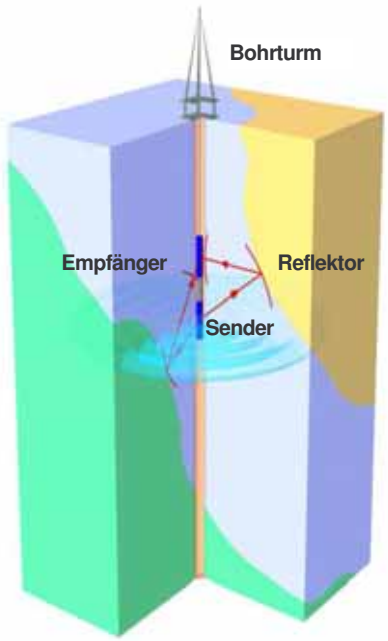


Abb. 9 Prinzip der Georadar Bohrloch-Messung in einer vertikalen Bohrung.

Abb. 10 Aufbau der Bohrlochsonde für den Einsatz in einer horizontalen Bohrung Untertage.

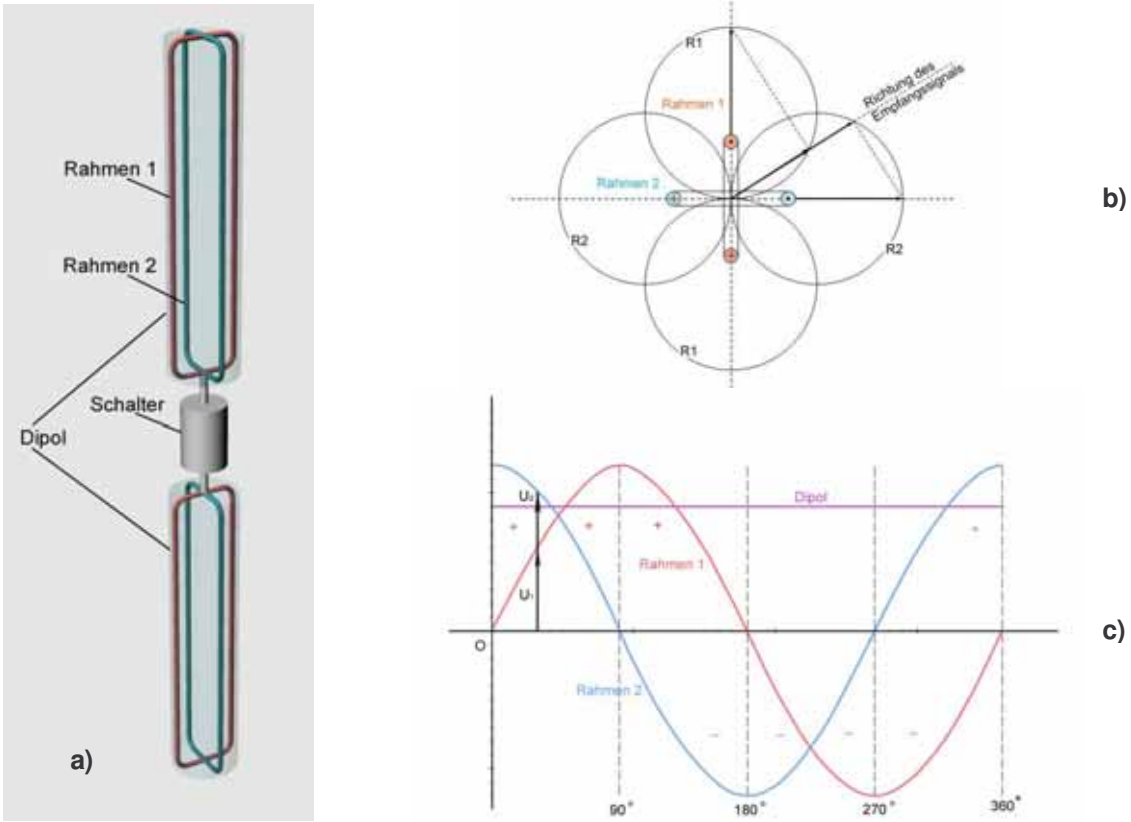


Abb. 11 a) Richtungssensitive Empfangsantenne. **b)** Richtcharakteristik eines Kreuzrahmens. **c)** Amplituden und Phasenverhältnisse der richtungssensitiven Empfangsantenne.

Die Empfangsantenne besteht aus einer Kreuzrahmenantenne Abb. 11 a) bei der die beiden Rahmen zu einem Dipol zusammengeschaltet werden können. In jedem Messpunkt werden die Signale des Dipols und der beiden Rahmenantennen aufgezeichnet.

Die Richtcharakteristik einer Kreuzrahmenantenne entspricht zweimal einer um 90° verdrehten acht Abb. 11 b). Der Richtungswinkel α lässt sich mit der unten angeführten Formel [1] berechnen. Hierbei werden die beiden Rahmensignale über ein Zeitfenster, das ca. einer Wellenlänge entspricht, abgegriffen und der Wert der Mitte dieses Fensters zugeordnet. Der Winkel wird so über die gesamte Spur ermittelt. In Abb. 12 ist ersichtlich, dass bei störungsfreien Reflexionen dieser Winkel für eine Reflexion konstant bleibt.
Aus der Richtcharakteristik der Kreuzrahmenantenne ergibt sich jedoch eine 180° Zweideutigkeit. Diese kann durch das Dipolsignal gelöst werden. Liegt das Dipolsignal in Phase mit der aus den Rahmensignalen berechneten Resultanten (Abb. 12, b) so stimmt der ermittelte Winkel, ist dieses nicht der Fall (Abb. 12, a) so müssen dem Winkel 180° addiert werden.
Um die absolute Empfangsrichtung einer Reflexion bestimmen zu können muss zusätzlich der Rollwinkel der Sonde erfasst werden. Bei vertikalen Bohrungen ist die Bezugsrichtung magnetisch Nord und der Rollwinkel wird durch einen Kompass bestimmt. Bei horizontalen Bohrungen wird als Referenz die Vertikale über der Bohrung angenommen und der Rollwinkel wird mit einem entsprechenden Winkelgeber gemessen.

$$\tan\alpha_{1,2} = \frac{1}{2\sum x_i y_i} \cdot \left[-(\sum x_i^2 - \sum y_i^2) \pm \sqrt{(\sum x_i^2 - \sum y_i^2)^2 + 4(\sum x_i y_i)^2} \right] \qquad [1]$$

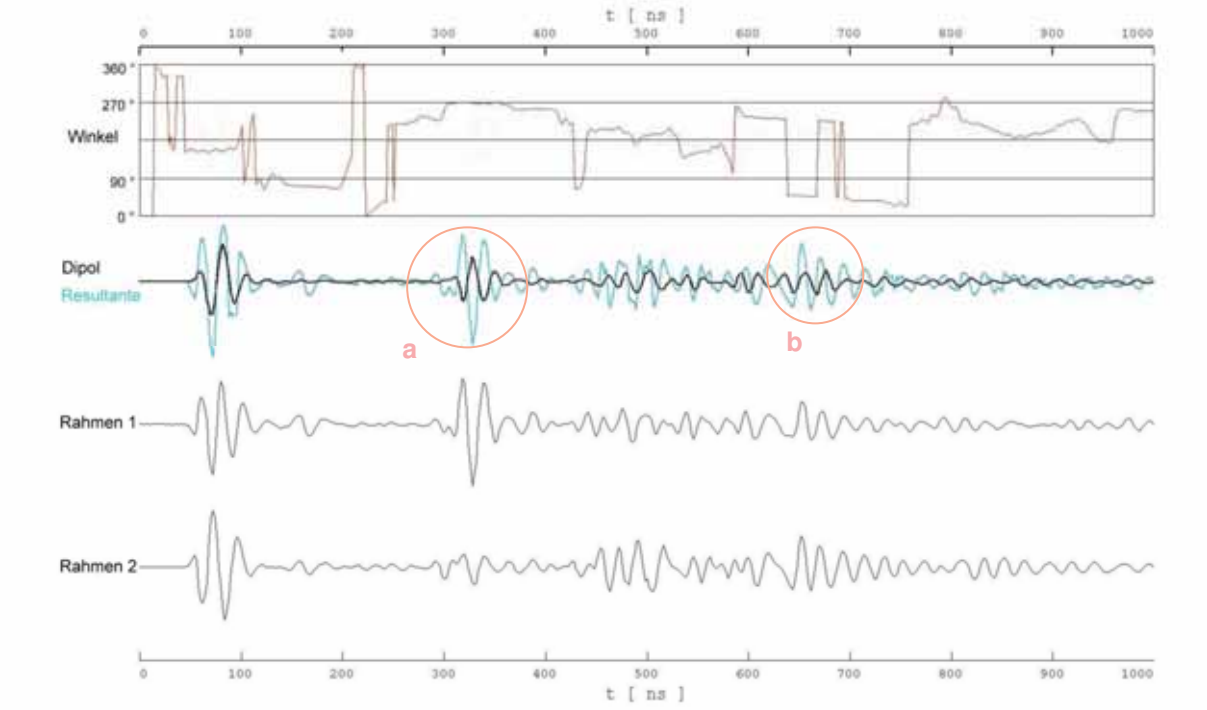
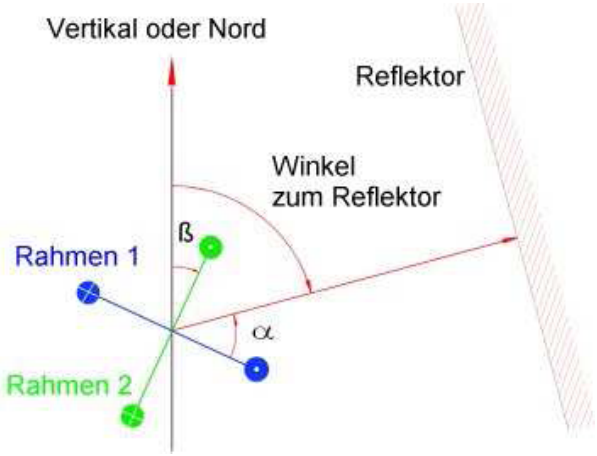


Abb. 12 Die drei gemessenen Signale und der ermittelte Winkel der Empfangsrichtung.



α→ Winkel berechnet aus den Rahmensignalen
β→ Rollwinkel der Sonde
Empfangrichtung = 90°-α+β

Abb.13 Ermittelung der Empfangsrichtung einer Reflexion.

Die Empfangsrichtung einer Reflexion ergibt sich aus dem gemessenen Rollwinkel der Sonde und dem Winkel aus den Rahmensignalen (Abb. 13).

Die räumliche Auswertung der Strecken-, Schacht- sowie Bohrlochmessungen erfolgt in der BGR mit einem eigenen Auswertesystem, das neben der Winkelberechnung und Migration die räumliche Darstellung und Visualisierung der ermittelten Reflektoren ermöglicht. Die Reflektoren werden durch Bänder im Raum dargestellt und den Geologen als 3D-Objekte übergeben. Diese übernehmen die Reflektoren zur Konstruktion ihrer dreidimensionalen geologischen Modelle direkt in ein 3D-Grafiksystem. Der wesentliche Vorteil der oben angeführten Messmethodik liegt darin, dass aus einer allein stehenden Bohrung räumliche Informationen von der Struktur des anliegenden Gebirges gewonnen werden können.

Neben Reflexionsmessungen können in Bohrungen auch Durchstrahlungsmessungen durchgeführt werden. Voraussetzung hierfür sind mindestens zwei Bohrungen oder eine Strecke und eine Bohrung. Bei Durchstrahlungsmessungen befindet sich der Sender in einer Bohrung und die Empfangsantenne in der zweiten Bohrung (Abb. 14). Hierbei muss gewährleistet sein das die Signale auch beim längsten Laufweg noch empfangen werden können. Je nach Problemstellung, können der Sender mit der Empfangsantenne in gleicher Höhe in den beiden Bohrungen gleichzeitig geführt werden oder für jede Position des Senders fährt die Empfangsantenne ein gesamtes Profil ab (Abb. 14). Diese Messungen sind zeitaufwendig und werden in der Praxis aus diesem Grund nur bei besonderen Problemstellungen angewendet. Bei der Tomographie unterscheidet man zwischen Laufzeit- und Amplitudentomographie. Erstere nimmt Bezug auf die Geschwindigkeit, die andere auf die Dämpfung der elektromagnetischen Welle. Die Auswertung von Durchstrahlungsmessungen kann mit unterschiedlichen kommerziellen Programmen durchgeführt werden denen meistens ein Inversionsverfahren zugrunde liegt.

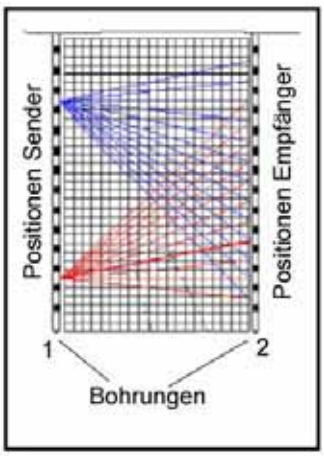


Abb.14 Durchstrahlungs-messungen.

3. Beispiele von untertägigen Georadar Messungen

3.1 Messungen in Strecken

Georadarmessungen in Strecken werden in der Praxis sowohl zur geologischen Vorerkundung als auch zum Erhalt der Sicherheit der bergbaulichen Aktivitäten durchgeführt. Bevor die Messungen durchgeführt werden sollten die Messlokationen auf eventuelle Störquellen überprüft werden. Kabel, elektrische Einbauten (Beleuchtung), Straßenbau oder Benetzung der Stöße mit Wasser bei der geologischen Kartierung, können zu erheblicher Beeinträchtigung der Messungen führen. Bei Explorationsstrecken werden aus diesem Grund die Messungen sofort nach der Auffahrung vorgenommen, bevor Installationen oder der Fahrbahnausbau eingeplant werden. Dieses hat neben dem ungestörten Messumfeld den Vorteil einer zeitnahen Information der Geologen über die anstehenden Strukturen. Diese Informationen können für die Planung der Streckenführung sehr wichtig sein.

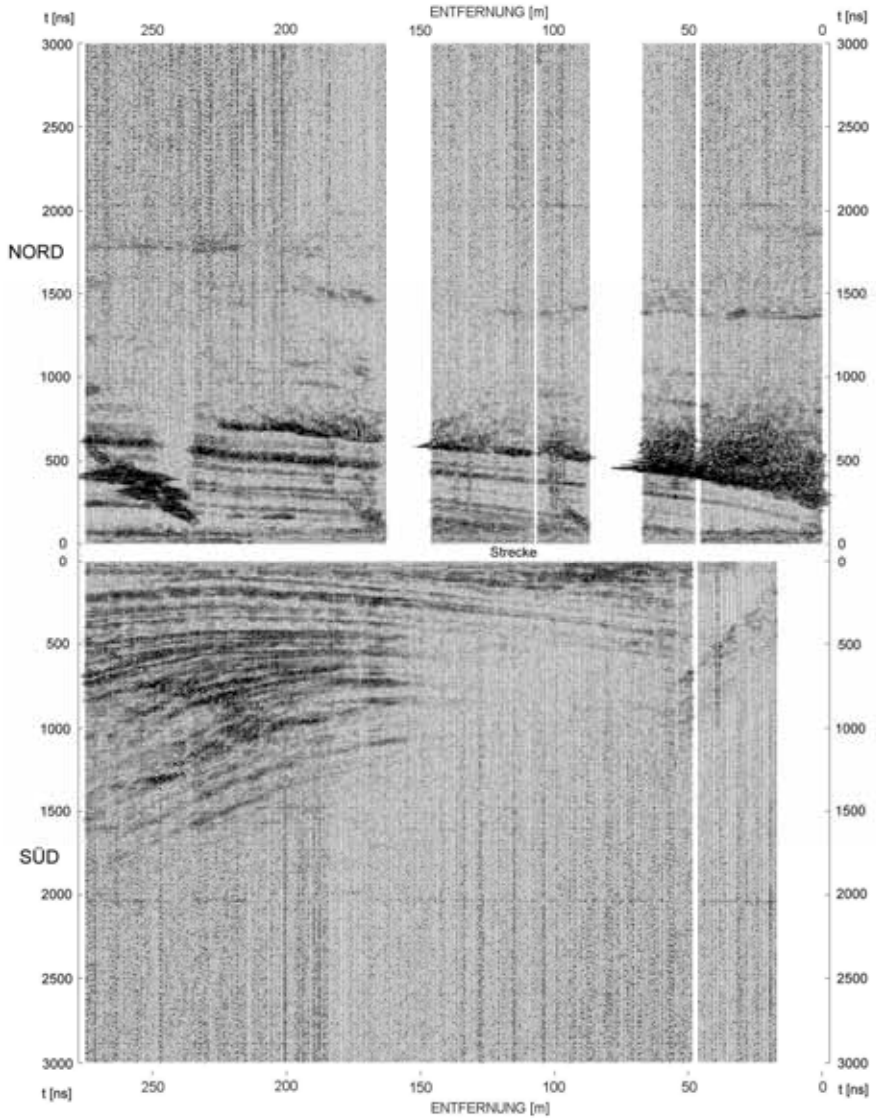


Abb. 15 Radargramme der Messungen an den beiden Stößen in einer Strecke.

In der Abb. 15 sind die Radargramme der Messungen an den beiden Stößen einer Strecke im Salz (Zechstein 2) zu sehen. Dargestellt sind die Bandpass gefilterten Messdaten, die mit einer analytischen Dämpfungsausgleichsfunktion beaufschlagten wurden. Gemessen wurde mit der Frequenz von 50 MHz und einem Sender-Empfängerabstand von 5 m. Die Lücken in den

Radargrammen sind auf Nischen in der Strecke zurückzuführen. Die beiden Profile an der Firste und Sohle ergaben keine zusätzlichen Reflektoren. Hinweis dafür dass es sich hier um eine ost-west streichende, steil stehende Struktur handelt.
Mit den Rundum- bzw. Peilmessungen konnte dieser Sachverhalt bestätigt werden. Die räumliche Auswertung der Reflektoren (Abb. 16) veranschaulicht sehr gut die steil stehende Struktur, markiert durch einige reflektierende Schichtungen aus dem Streifen- und dem Kristallbrockensalz.

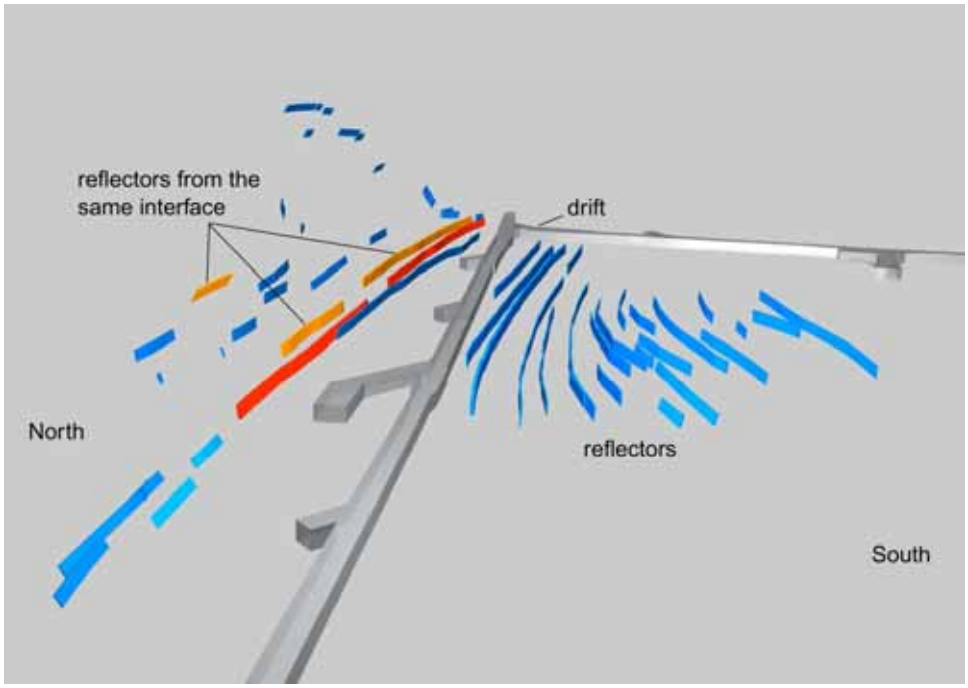


Abb. 16 Räumliche Auswertung der Reflektoren.

Für die Überwachung und Sicherheit von Strecken wird in Salzbergwerken routinemäßig das Georadar eingesetzt. Hierbei ist vor allem der Firstbereich auf evtl. auftretende Löser zu untersuchen. In Abb. 17 ist das Ergebnis einer Firstmessung in einem Werk der K+S AG dargestellt. Sehr deutlich sind die Risse, die zu einem Löser führen können, zu erkennen.

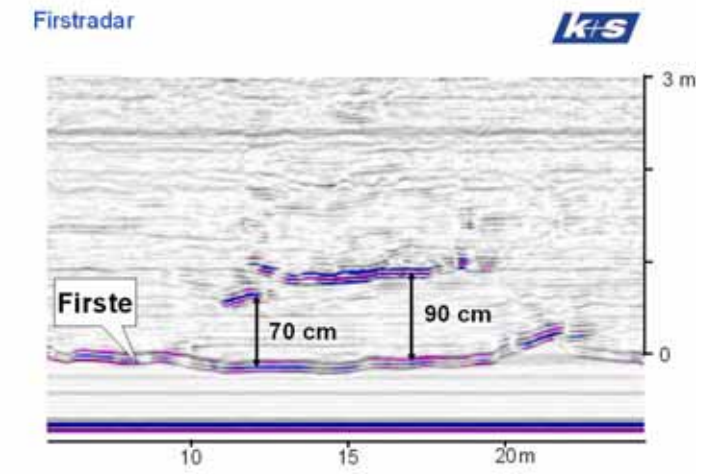


Abb. 17 Georadarmessungen (900MHz) zur Ortung von Rissen in der Firste.

3.2 Messungen im Schacht

Während des Abteufens eines Schachtes ist es wichtig Sicherheitsabstände zu eventuellen heterogenen Bereichen zu bewahren. Diese Bereiche können kritische Verwerfungen, wasserführende Verfaltungen (Taschen) o.a. sein. Georadarmessungen haben sich insbesondere beim Abteufen von Schächten für Salzbergwerke als sehr hilfreich erwiesen. Die Messungen erfolgen prinzipiell auf vier um jeweils 90° versetzten Profilen längs der Schachtwand (Abb. 18). Auch hier werden abschnittsweise Rundum-Messungen zur Bestimmung der Empfangsrichtung der einzelnen Reflexionen durchgeführt.
Das Beispiel einer Rundum-Messung im Schacht ist in Abb. 19 zu ersehen. Bedingt durch die Rotationssymmetrie eines Schachtes, kann die Empfangsrichtung einer Reflexion mit einer höheren Genauigkeit bestimmt werden als bei den Rundum-Messungen in den Strecken. Die farbliche Kodierung der Signalamplitude erleichtert die Richtungsbestimmung.
In der Abb. 20 sind die Radargramme zweier gegenüberliegender Profile in einem Schacht dargestellt. Die Messungen sind abschnittsweise nach ca. 50 m Vortrieb gemessen worden. Die Lücken in den Radargrammen sind auf geotechnische Einbauten zurückzuführen, die während des Abteufens installiert wurden.

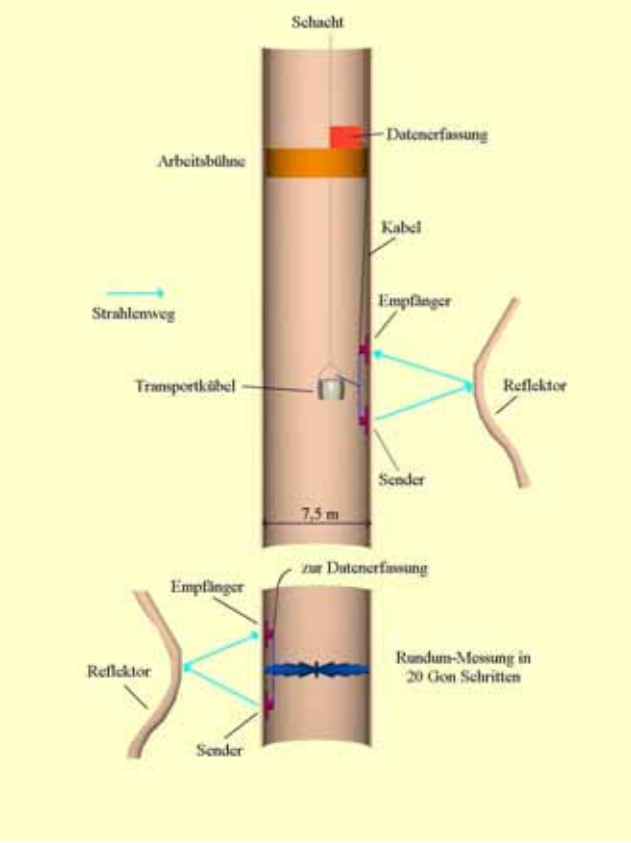


Abb. 18 Prinzip, Georadarmessungen im Schacht.

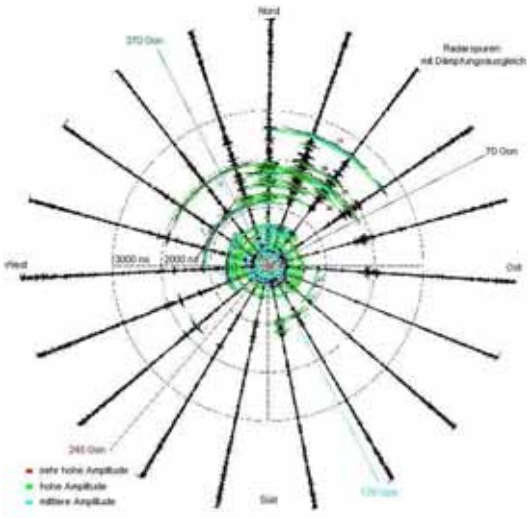


Abb. 19 Rundum-Messung im Schacht.

Gemessen wurde mit einer Frequenz von 50 MHz und einem Messpunktabstand von 1 m. Die Spuren sind gefiltert und mit einer Dämpfungsausgleichfunktion versehen. Die Auswertung dieser Radargramme ergab für die Reflektoren die in Abb. 21 dargestellte räumliche Position. Da die Struktur kompliziert ist, lässt sich die räumliche Lage der einzelnen Reflektoren durch eine zweidimensionale Abbildung nur bedingt erkennen. Aus diesem Grunde werden die Reflektoren der geologischen Interpretation in einem 3D Grafikformat zugeführt.

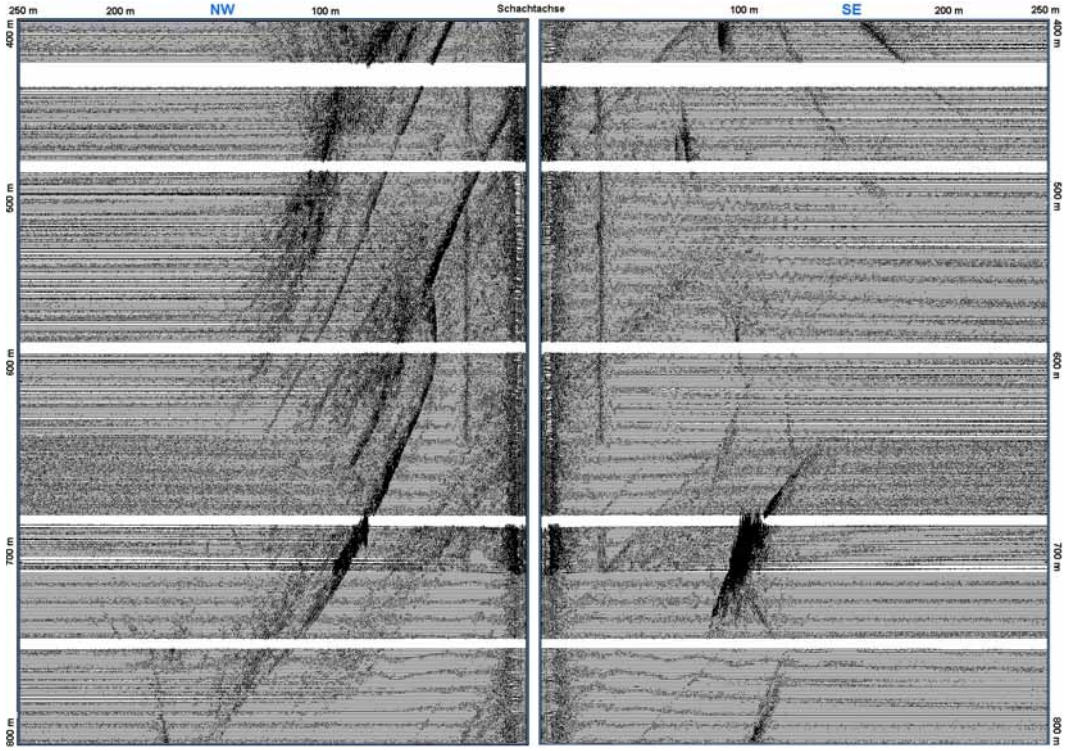


Abb. 20 Radargramme zweier gegenüberliegenden Profile in einem Schacht eines Salzbergwerkes.

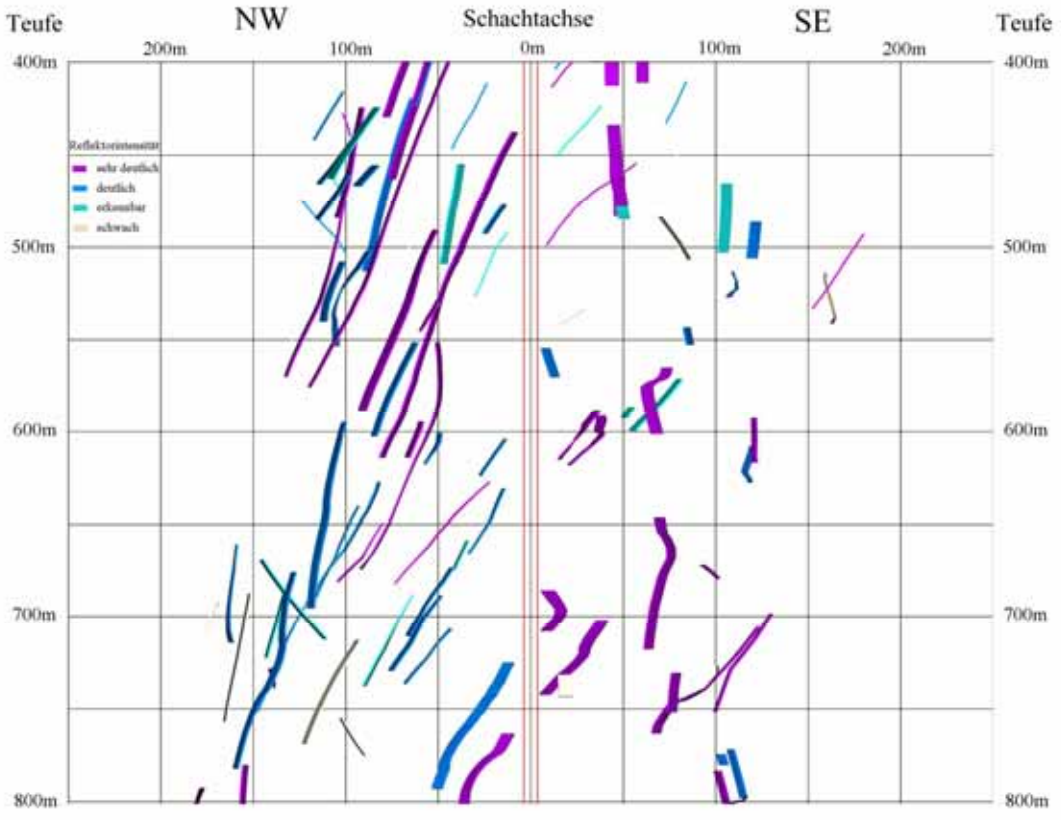


Abb. 21 Räumliche Lage der ermittelten Reflektoren betrachtet aus süd-westlicher Richtung.

Für eine bessere Visualisierung der Auswerteergebnisse werden zusätzlich Animationen angefertigt. Diese haben sich als sehr hilfreich für den Interpreten oder Betrachter erwiesen. Die Geologen der BGR verfügen zur Konstruktion von 3D Modellen über ein speziell konzipiertes Grafiksystem (Open-Geo), das die Reflektoren mit den räumlichen Koordinaten übernehmen kann und bei der Modellkonstruktion verarbeitet. (Belau, J. & Mingerzahn, G., 2000).

4 Beispiele von Georadarmessungen in Bohrungen

Georadarmessungen in Bohrungen können sowohl zur Exploration als auch zur Überwachung untertägiger Deponien eingesetzt werden. Sind in einer Bohrung Georadarmessungen geplant, so muss schon beim Niederbringen der Bohrung auf einige wichtige Bedingungen geachtet werden. Am besten geeignet für Radarmessungen sind Bohrungen wenn sie trocken gebohrt werden. Da dieses nur bei kurzen Bohrungen möglich ist, müssen nass gebohrte Bohrungen anschließend leer gefördert werden. Wird als Bohrspülung nicht nur Wasser verwendet, so ist zusätzlich der an der Bohrlochwand abgelagerte Filterkuchen zu beseitigen. Wenn Bohrungen aus Stabilitätsgründen nicht leer gefördert werden können, so ist die Bohrspülung durch ein nicht leitendes Medium zu ersetzen (z.B. Öl). Wichtig ist, dass ein Bohrloch in dem Georadarmessungen geplant sind keine leitfähigen Materialien enthält. In vertikalen Bohrungen wird die Georadarsonde mit Hilfe einer Winde und dem Bohrlochkabel gefahren. Bei horizontalen Bohrungen erfolgt dieses mit Schubgestänge und einem Toolpusher (Bohrmaschine).
Ein Beispiel einer Messung ohne richtungssensitive Empfangsantenne ist in Abb. 22 dargestellt. Die Messungen fanden in einem Erkundungsbergwerk (200 m Teufe) im Great Dyke in Zimbabwe in einem trogförmig ausgebildeten Pyroxenit-Körper statt. Die Strukturen fallen dort mit etwa 10° nach Westen ein. Ziel war es, eine subparallele Scherzone (Footwall Shear Zone) zu erkunden unter der eine 0,9 m mächtige Platinvererzungszone liegt.

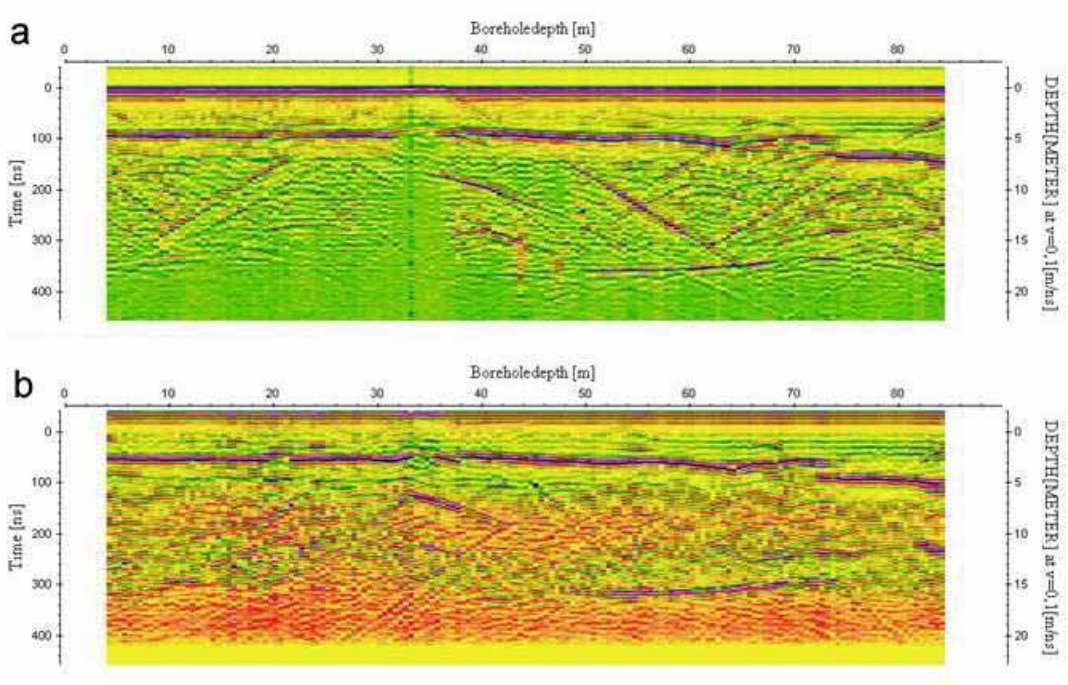


Abb. 22 Georadarmessungen in der Bohrung RD3 (100 MHz) a) Rohdaten.
b) migrierte Daten.

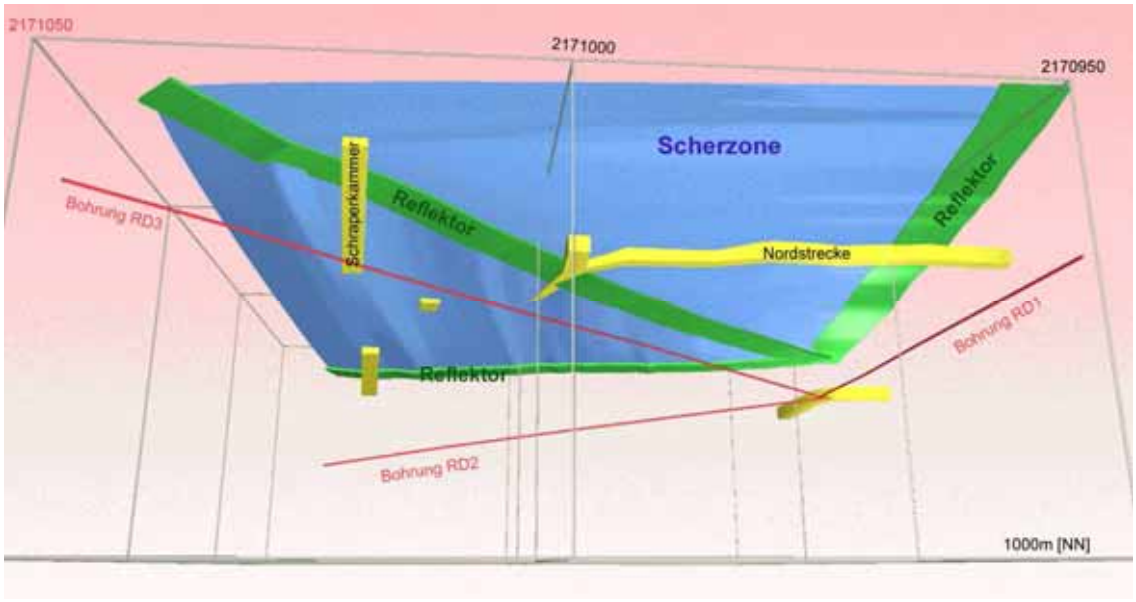


Abb. 23 Perspektivische Ansicht der Scherzone von Unten.

Es standen 3 gefächert angeordnete, leer geförderte Bohrungen zur Verfügung (Abb. 23). In allen drei Bohrungen wurde mit einer 100 MHz Bohrlochsonde gemessen. In Abb. 22 ist exemplarisch das Ergebnis der Messungen in der Bohrung RD3 gezeigt. Die zu lokalisierende Scherzone ist deutlich als ein durchgehender Reflektor zu erkennen. Anhand der Ergebnisse aus den drei Bohrungen konnte die gesamte Ausdehnung der Scherzone (Abb. 23, blau) ermittelt werden.

Zur Erkundung komplexerer Strukturen ist der Einsatz einer richtungssensitiven Empfangsantenne unerlässlich. Das nächste hier angeführte Beispiel zeigt uns das Ergebnis der Messungen in einer vertikalen Bohrung, die als Vorbohrung zur Errichtung einer Ölspeicherkaverne niedergebracht wurde.
Die Bohrung verläuft im Teufenbereich (950m-1500m) des Georadarprofils ausschließlich in der Staßfurt–Folge (z2), genauer in den Formationen des Kristallbrockensalzes (z2HS3) im Hauptsalz und des Hangendsalzes (z2HG) (Bornemann, O., Mingerzahn, G. & Behlau, J. 2001). Gemessen wurde mit einer richtungssensitiven Bohrlochsonde der DMT mit einer Frequenz von 50MHz. Die Bohrung wurde von der Bohrspülung gesäubert und mit Öl verfüllt. Das Radargramm (Abb.24) zeigt mehrere Reflektoren, die Bruchteile der geologischen Struktur darstellen. Die komplexe Struktur erfüllt nur stellenweise die optischen Bedingungen um als Reflexionshorizont erfasst zu werden. In der farbkodierte Darstellung (Abb.25) der Winkelerberechnung für die einzelnen Reflexionen sind die einzelnen Reflektoren zu erkennen, soweit die Signalqualität dieses erlaubt.

Die Reflektoren können nach ihrer Intensität verschiedenen Grenzschichten zugeordnet werden. Die deutlichen Reflektoren (rot) können dem Übergang vom Zechstein2/Zechstein3 zugeordnet werden, während die anderen Reflektoren (blau, orange) Grenzschichten aus dem Kristallbrockensalz zuzuordnen sind. Die räumliche Auswertung ist in Abb.26 dargestellt

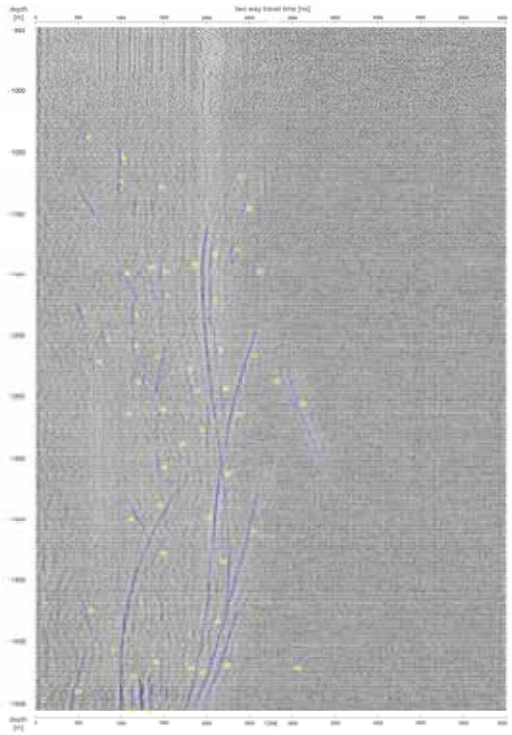


Abb. 24 Radargramm in einer Kavernenvorbohrung (50 MHz, gefilterte Daten).

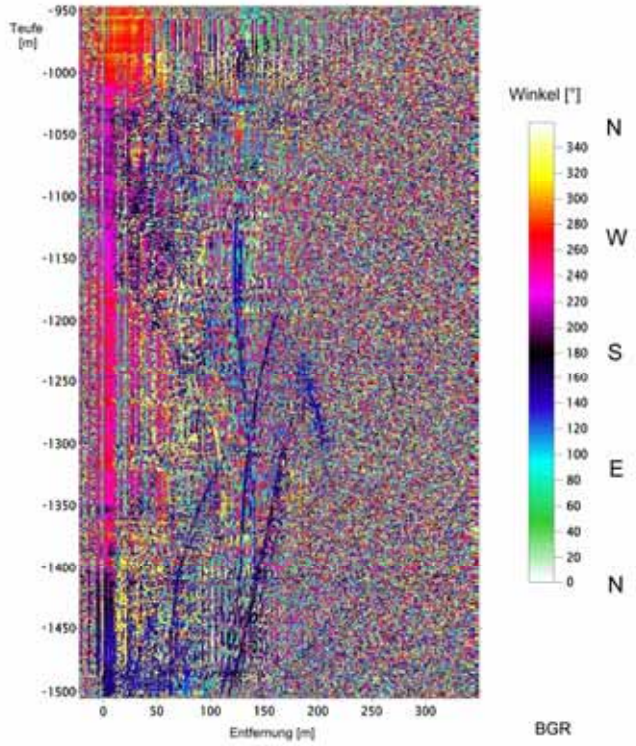


Abb. 25 Winkelauswertung.

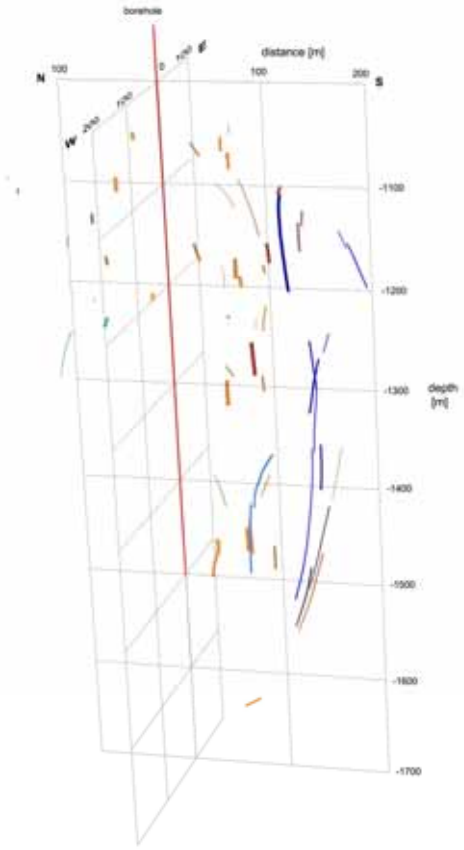
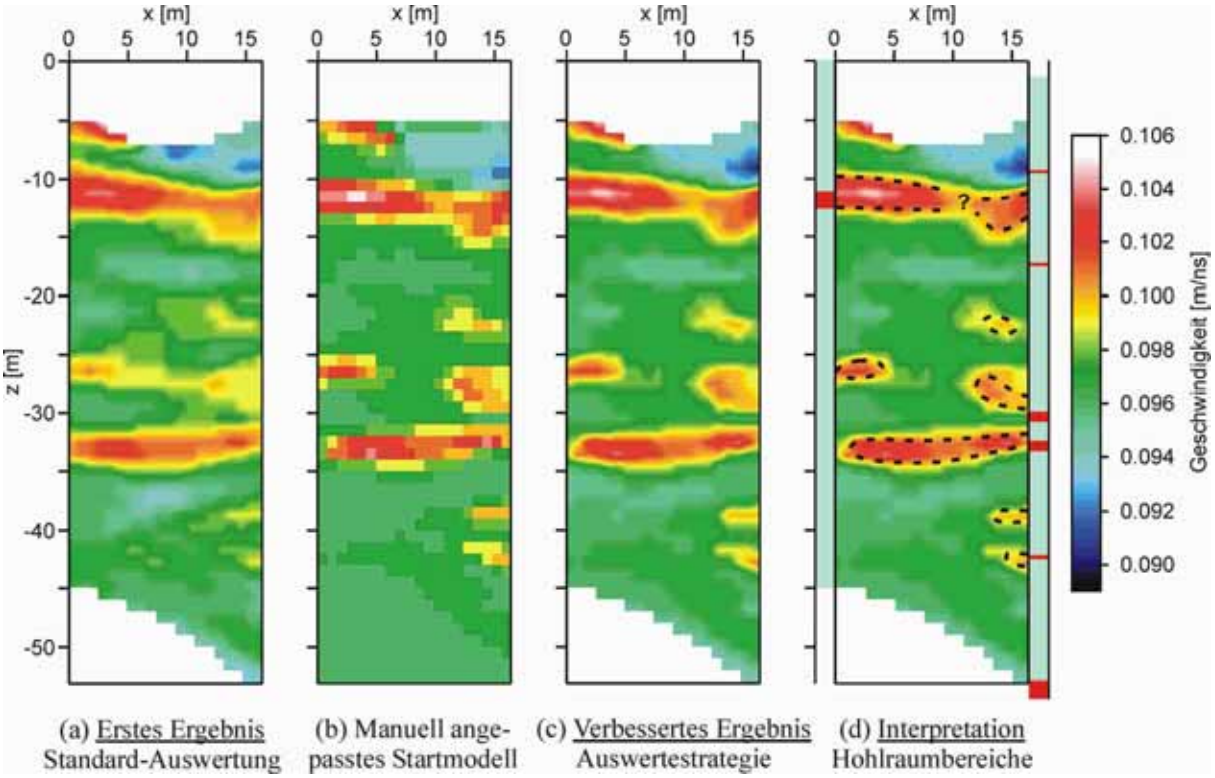


Abb. 26 Räumliche Darstellung der ermittelten Reflektoren.

Die Informationen aus den Georadarmessungen unterstützen die Modellierung der geologischen Struktur im Bereich der zu erstellenden Kaverne und erhöhen die Planungssicherheit.

Bohrlochmessungen mit richtungssensitiven Empfangsantennen ermöglichen aus einer allein stehenden Bohrung, räumliche Informationen aus dem anliegenden Gebirge zu gewinnen. Sie stellen ein wichtiges Instrumentarium für die geologische 3D Modellierung dar.

Mit den Georadar Reflexionsmessungen können in der Regel Grenzflächen von Störkörpern erkannt werden ohne ihre gesamte Ausdehnung zu erfassen. Durchstrahlungsmessungen bieten die Möglichkeit die gesamte Ausdehnung anomaler Bereiche zu erfassen. Die klassischen Durchstrahlungsmessungen werden zwischen zwei Bohrungen durchgeführt, bei denen für jede Senderposition das gesamte Profil der zweiten Bohrung mit dem Sender abgefahren wird (Abb. 14). Um einen möglichst gleichmäßig verteilten Strahlendurchgang und eine hohe Überdeckung der einzelnen Messzellen zu gewährleisten muss die Positionsdichte des Senders wie auch des Empfängers möglichst hoch gewählt werden. Trotzdem ist oft eine genaue Lokalisierung bzw. Abgrenzung von Anomalien durch Verschmierungseffekte und Artefakte beeinträchtigt. Eine Verbesserung der Auflösung von Tomogrammen ist durch die Inversion von Teildatensätzen zu erreichen (A. Becht, J. Tronicke, E. Appel und P. Dietrich, 2004). Ein hierfür überzeugendes Beispiel ist in Abb. 27. dargestellt.



Quelle: A.Becht, J.Tronicke, E. Appel und P. Dietrich

Abb. 27 Georadar Tomographie (100MHz) – Erkundung von Karsthohlräumen

Die obigen Messungen dienten der Erkundung von Karsthohlräumen in den Kalken des Weißen Jura. Gemessen wurde mit einer Frequenz von 100 MHz mit einem Messpunktabstand von 1,0m für den Sender bzw.0,5 m für den Empfänger. Das Beispiel (Laufzeittomographie) zeigt deutlich wie durch die Inversion von Teildatensätzen und deren Synthese die anomalen Bereiche (Hohlräume) sehr gut zu trennen sind.

Literatur

Linser, H. (1955): Verfahren zur Auswertung von Untertage-Seismogrammen. Geofisica Pura e Appl. 30, 33-67

Eisenburger, D., Sender, F., Thierbach, R., (1993): Borehole Radar – An Efficient Geophysical Tool to Aid in the Planning of Salt Caverns and Mines. Seventh Symposium on Salt, Vol.I 279-284 Elsevier Publishers B.V, Amsterdam.

Eisenburger, D. (1994): Evaluation and Three-Dimensional Representation of Ground-Probing Radar Measurements. Proceedings of the Fifth International Conference on ground Penetrating Radar. Vol 2.647-659, Kitchener, Ontario, Canada.

Eisenburger, D., Gundelach, V.(1999): GPR measurements for determining structures within salt deposits. Proceedings of the CIM Calgary 99, Geophysical application in potash mines. May 1999, Calgary, Canada

Behlau, J. & Mingerzahn, G. (2000): The use of CAD programms for the three-dimensional analysis of geological and gephysical data on the complex fold structures in salt diapirs. (In: Geertmann, R. M. (Ed.): Salt 2000). Proc. 8th World Salt Symposium, Vol. 1: 83-87, 3 Fig., Amsterdam (Elsevier), ISBN 0 444 50065 0.

Eisenburger, D., Gundelach, V (2000): Borehole radar measurements in complex geological structures. Proceedings of the Eighth Intl. Conference on Ground Penetrating Radar, SPIE Vol. 4084 , May 2000, Gold Coast, Australia

Siever, K. (2000): Three-dimensional radar measurements- a standard logging method? Proceedings of the Eighth Intl. Conference on Ground Penetrating Radar, SPIE Vol. 4084 , May 2000, Gold Coast, Australia

Bornemann, O., Mingerzahn, G. & Behlau, J. (2001): Characterization of sites for Salt Caverns in the Middle European Zechstein Salt Basin using Exploration Experiences
of the Gorleben Salt Dome. SMRI-Meeting, Albuquerque.

Becht, A., Tronicke, J., Appel, E., and Dietrich, P. (2004): Inversion strategy in crosshole tomography using information of data subsets. Geophysics, Vol.69, No.1 Jan.-Febr., 2004 p.222-230, 10.1190/1.1649390

Einsatz und Potential des Georadars zur 2-D/3-D Erkundung des oberflächennahen Untergrundes: Akquisition, Bearbeitung, Interpretation

Jens Tronicke

Institut für Geowissenschaften
Postfach 601553
Universität Potsdam
14415 Potsdam

E-mail: jens@geo.uni-potsdam.de

1 Einleitung

In den letzten zwei Jahrzehnten hat sich das Georadarverfahren (häufig auch als GPR oder „ground penetrating radar“ bezeichnet) als eines der Standardverfahren in der oberflächennahen geophysikalischen Erkundung etabliert. Die rasante Entwicklung des Verfahrens wurde durch vielfältige apparative und bearbeitungstechnische Fortschritte sowie durch die Erschließung neuer Anwendungsgebiete ermöglicht und ist in der Literatur bestens dokumentiert (z.B. Bristow & Jol, 2003; Daniels, 2004). Die Anwendungsgebiete reichen dabei von Fragestellungen mit Erkundungstiefen im Dezimeterbereich (z.B. im Bereich der zerstörungsfreien Materialprüfung), über den Meterbereich (z.B. bei geologischen oder ingenieurtechnischen Fragestellungen) bis hin zum Zehner-/Hundertermeterbereich (z.B. bei glaziologischen Studien).

Dieser Beitrag fasst den derzeitigen Stand der Forschung und Entwicklung des Georadarverfahrens zusammen. Zwei- (2-D) und dreidimensionale (3-D) Erkundungsstrategien im Hinblick auf eine detaillierte (vor allem geologische) Charakterisierung des oberflächennahen Untergrundes stehen dabei im Vordergrund. Neben den unterschiedlichen Messgeometrien, die bei Feldarbeiten eingesetzt werden können, werden die vielfältigen Möglichkeiten der Datenbearbeitung kurz diskutiert. Anschließend werden unterschiedliche Konzepte der Interpretation von Georadardaten vorgestellt. Dabei werden auch spezielle Methoden, wie Radar-Fazies- und Attribut-Analysen, angesprochen. Da viele Punkte im Rahmen eines solchen Beitrages nur angerissen bzw. exemplarisch erläutert werden können, sollen die zahlreichen Literaturangaben dazu dienen, eine Übersicht über derzeitige Arbeitsschwerpunkte und mögliche Entwicklungsperspektiven des Verfahrens zu vermitteln.

2 Datenakquisition

Die unterschiedlichen Messgeometrien, die bei einer oberflächenbasierten Erkundung mit dem Georadarverfahren zum Einsatz kommen, sind in Abbildung 1 skizziert. Die Abbildung zeigt unterschiedliche Datenfamilien für eine 2-D Profilmessung für verschiedene Positionen der Sende- und Empfangsantenne. Sowohl bei der profil- (2-D) als auch der flächenhaften (3-D) Erkundung arbeitet man standardmäßig mit einem konstanten (idealerweise vorab z.B. durch Testmessungen festgelegten) Antennenabstand. Entsprechend der reflexionsseismischen Terminologie spricht man dann von „common offset“ bzw. „constant offset“. Um Aliasing Effekte zu vermeiden, sollte der Abstand d zwischen einzelnen Spuren sowohl innerhalb eines Profils als auch zwischen einzelnen Linien (bei der 3-D Erkundung) nicht größer als $d = v_{min}/(4 f_{max} \sin\theta_{max})$ sein (z.B. Heincke et al., 2005). Dabei ist v_{min} die kleinste zu erwartende Geschwindigkeit im Untergrund, f_{max} die größte dominante Signalfrequenz und θ_{max} die größte zu erwartende Neigung eines Reflektorelementes im Untergrund. Ergänzend zu den Constant-Offset-Messungen müssen

zumindest an ausgewählten Punkten im Untersuchungsgebiet CMP-Messungen („common midpoint“) durchgeführt werden. Diese dienen neben der Identifizierung primärer Untergrundreflexionen vor allem zur Geschwindigkeitsabschätzung. Das aus solchen CMP-Messungen abgeleitete Geschwindigkeitsmodell stellt eine essentielle Information für die anschließende Datenbearbeitung und Interpretation (z.B. Migration und Zeit-Tiefen-Konversion) dar.

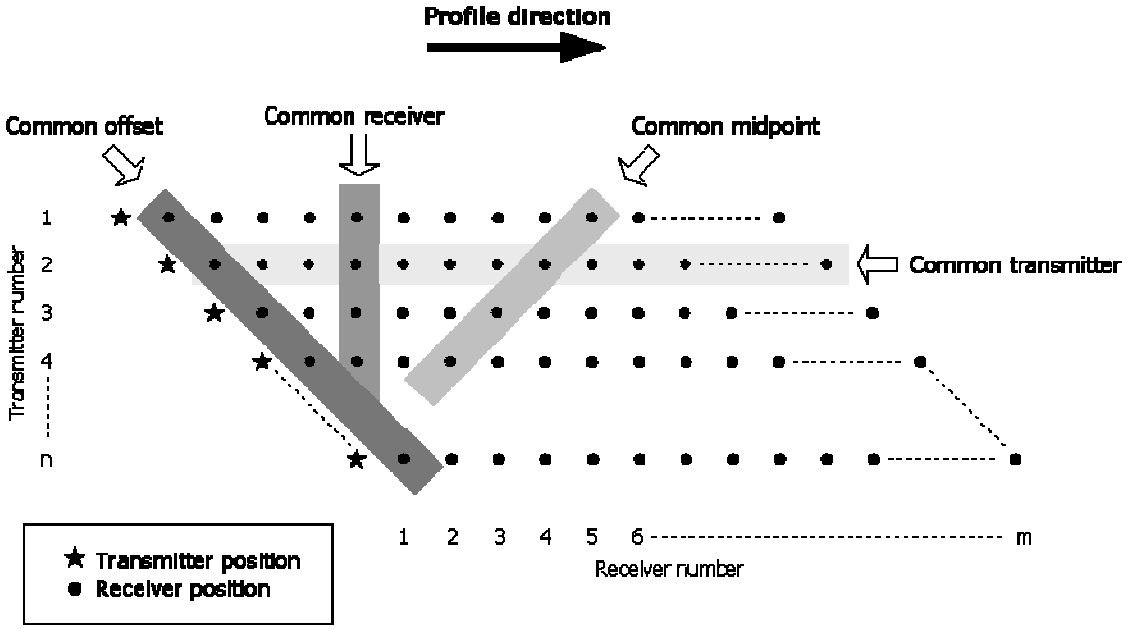


Abbildung 1: Skizze zur Erläuterung der unterschiedlichen oberflächenbasierten Messgeometrien anhand einer schematisch dargestellten Georadar-Profilmessung.

Weiterhin findet man in Analogie zur Reflexionsseismik auch beim Georadar Messgeometrien, deren Grundidee eine Mehrfachüberdeckung von Reflexionspunkten im Untergrund ist. Solche häufig als Multi-Offset bezeichneten Datensätze können theoretisch durch die Aneinanderreihung einer Vielzahl von CMP-Messungen realisiert werden. Aus praktischen Gesichtspunkten arbeitet man im Feld jedoch häufig mit „common receiver“ bzw. „common transmitter“ Geometrien (z.B. Fisher et al., 1992). Neben einer eventuellen Verbesserung der Datenqualität durch Stapelung der aufgezeichneten Einzelspuren bieten solche mehrfachüberdeckten Sektionen die Möglichkeit, eine eventuelle laterale Variabilität des Geschwindigkeitsfeldes zu erfassen (z.B. Greaves et al., 1996) und auch spezielle weitergehende Analyse- und Bearbeitungstechniken einzusetzen (z.B. Pre-stack Migration; Bradford, 2006). Aufgrund der Tatsache, dass viele kommerzielle Hersteller mittlerweile mehrkanalige Apparaturen anbieten, wird in Zukunft sicherlich ein verstärkter Einsatz der mehrfachüberdeckten Datenakquisition zu beobachten sein, da mit solchen Apparaturen der Zeitaufwand im Feld signifikant verringert werden kann. Es sollte noch erwähnt werden, dass mehrkanalige Apparaturen natürlich auch die Akquisition von so genannten Multi-Komponenten-Datensätzen erleichtern. Hierbei werden durch die Kombination unterschiedlicher Antennenkonfigurationen unterschiedliche Komponenten des Wellenfeldes aufgezeichnet, was dann z.B. die gezielte Untersuchung von Polarisationsphänomenen erlaubt (z.B. Radzevicius & Daniels, 2000).

Ein wichtiger Teil der Datenakquisition ist die Einmessung der Messlokationen im Feld; d.h. es müssen jeder aufgezeichneten Spur räumliche Koordinaten mit einer hinreichenden Genauigkeit (typischerweise < 10 cm) zugeordnet werden. Hierzu wird auch beim Georadarverfahren verstärkt modernste Vermessungstechnik eingesetzt. Neben der DGPS-Technik („differential GPS“) bieten sich auch automatisierte Theodolit-Systeme bzw. Kombinationen aus beiden an (Czarnowski et al., 1996; Lehmann & Green, 1999; Aaltonen & Nissen, 2002; Young & Lord, 2002). Diese Vermessungssysteme werden idealerweise direkt mit der Georadar-Apparatur gekoppelt, so dass

die Vermessungsdaten zeitgleich mit den geophysikalischen Daten aufgezeichnet werden. Diese Verknüpfung von Vermessungs- und Georadartechnik ermöglicht z.B. erst eine praktikable Akquisition von 3-D Datensätzen. Dies gilt vor allem in topographisch bewegtem Gelände, wo die nachträgliche manuelle Vermessung häufig sehr zeitaufwendig sein kann.

Wie oben bereits erwähnt können Geschwindigkeitsinformationen prinzipiell aus Oberflächenmessungen abgeleitet werden, wenn zumindest an ausgewählten Punkten CMP-Messungen durchgeführt werden. Sind in einem Messgebiet einzelne oder auch mehrere Bohrungen vorhanden, so können auch spezielle bohrlochbasierte Georadartechniken zur Geschwindigkeitsbestimmung eingesetzt werden (siehe Abbildung 2). Bei oberflächennahen Erkundungen werden vor allem Bohrloch-Bohrloch-Geometrien („crosshole“, d.h. Sende- und Empfangsantenne befinden sich in zwei unterschiedlichen Bohrungen) und Messgeometrien, bei denen sich eine Antenne im Bohrloch und eine an der Erdoberfläche (VRP-Messungen, „vertical radar profiling“) befindet eingesetzt (siehe z.B. Tronicke et al., 2002; Tronicke & Knoll, 2005). Aus solchen bohrlochbasierten Experimenten lassen sich dann (z.B. mittels tomographischer Inversion der Erstankunftszeiten) lokale Geschwindigkeitsmodelle im Umfeld der Bohrungen ableiten, die verglichen mit aus CMP-Messungen abgeleiteten Modellen üblicherweise eine erhöhte Auflösung und Genauigkeit aufweisen (Tronicke et al., 2000). Vor allem im Hinblick auf eine eventuelle weiterführende petrophysikalische Interpretation der Geschwindigkeiten (z.B. Abschätzung des Wassergehaltes oberflächennaher Sedimente) oder auch bei komplizierten Untergrundbedingungen können solche bohrlochbasierten Techniken eine wichtige Informationsquelle und Ergänzung zu den Oberflächenmessungen sein.

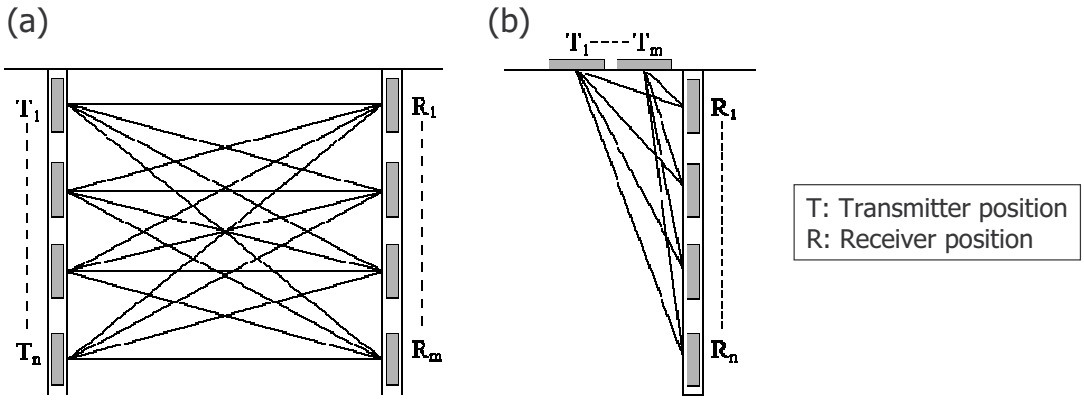


Abbildung 2: Bohrlochbasierte Georadar-Messgeometrien zur oberflächennahen Erkundung: (a) Bohrloch-Bohrloch-Messgeometrie, (b) VRP-Messgeometrie.

3 Datenbearbeitung

Viele aus der Reflexionsseismik bekannte Bearbeitungstechniken können prinzipiell auch beim Georadarverfahren genutzt werden. Eine detaillierte Diskussion dieser hoch entwickelten Techniken würde den Rahmen dieses Beitrages bei weitem übersteigen, und der interessierte Leser sei für eine detaillierte Diskussion der einzelnen Techniken auf die entsprechende Fachliteratur verwiesen (z.B. Yilmaz, 2000). Es sei jedoch an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass die vektorielle Natur des elektromagnetischen Wellenfeldes bei der Bearbeitung in der Regel vernachlässigt wird; d.h. die Daten werden als skalar behandelt. Erst in den letzten Jahren wurden einzelne spezielle Techniken für Georadardaten entwickelt, die die vektorielle Natur des Wellenfeldes, z.B. durch die Auswertung von Multi-Komponenten-Datensätzen, explizit berücksichtigen (z.B. Lehmann et al., 2000; van der Kruk et al., 2003). Im Folgenden sollen die fundamentalen Techniken, die üblicherweise bei der Analyse von Georadardaten eingesetzt werden, vorgestellt und kurz diskutiert werden. Weiterhin soll gezeigt werden, welche Möglichkeiten eine weiterführende Datenbearbeitung unter der Verwendung spezieller Techniken bieten kann.

3.1 Bearbeitung von Constant-Offset Daten

Das Flussdiagramm in Abbildung 3 zeigt eine typische fundamentale Bearbeitungssequenz für Georadardaten, die im Constant-Offset-Modus aufgezeichnet wurden. Zu Beginn der Bearbeitung steht eine Datensichtungs- und Editierphase, die typischerweise folgende Schritte umfasst: Sichtung der Datenqualität und Kennzeichnung evtl. fehlerhafter Daten, Reorganisation/Zusammenführung der im Gelände aufgezeichneten Dateien, Zuordnung der Koordinaten und Höhendaten, Interpolation bzw. „binning“ der Daten auf ein äquidistantes räumliches Sampling-Intervall. Letzter Schritt ist notwendig, da viele weiterführenden Bearbeitungsschritte zeitlich und räumlich äquidistante Datenpunkte voraussetzen.

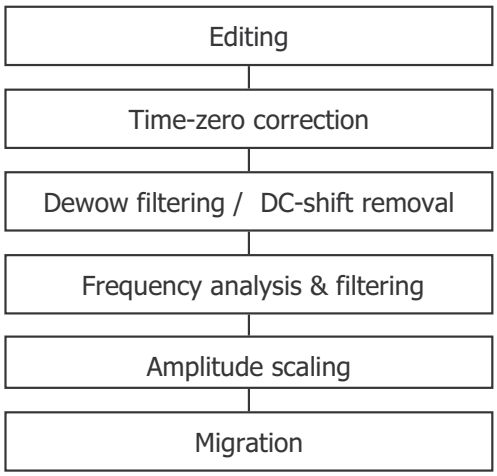


Abbildung 3: Fundamentale Bearbeitungsschritte, die typischerweise bei der Bearbeitung von Georadardaten eingesetzt werden.

Im Anschluss an diese Editierungsphase müssen die einzelnen Spuren auf den korrekten Zeitnullpunkt verschoben werden. Dieser Schritt ist notwendig, da der Zeitnullpunkt, das heißt der Zeitpunkt, an dem das Signal emittiert wird, in der Regel nicht bekannt ist. Dabei sind eventuell auftretende (z.B. apparaturbedingte) Drifteffekte oder Zeitsprünge zu beachten. Weiterhin kann es notwendig sein, dass antennenbedingte niederfrequente Störsignale (auch als „wow effect“ bekannt) oder auch konstante Amplitudenverschiebungen („DC-shift“) korrigiert werden müssen. Hierfür stehen spezielle Filtertechniken zur Verfügung (z.B. Gerlitz et al., 1993). Danach werden die Daten häufig frequenzgefiltert, um das interessierende Frequenzband hervorzuheben bzw. störende Frequenzbereiche zu unterdrücken. Um ein optimales Resultat zu erzielen, kann es sinnvoll sein, solche Frequenzfilter zeitlich variabel zu formulieren (z.B. Heincke et al., 2005). Daneben werden in dieser Bearbeitungsphase häufig auch weitere zeitliche oder räumliche Filter verwendet (z.B. Median-Filter zur Unterdrückung von „noise-spikes“). Bei der anschließenden Amplitudenskalierung kommen typischerweise zeitlich variable Verstärkungsfunktionen oder auch AGC-Techniken („automatic gain control“) zum Einsatz. Eine weitere bewährte Möglichkeit der Datenskalierung basiert auf der Hilbert-Transformierten („amplitude envelope“) der Spuren. Dabei wird jede Spur durch eine zeitlich oder auch räumlich geglättete Form der Envelope geteilt (z.B. Green et al., 2003; Tronicke et al., 2006).

Um ein geometrisch korrektes Abbild des Untergrundes zu erstellen, muss auch beim Georadarverfahren eine Migration der Daten durchgeführt werden. Durch den Migrationsprozess werden einzelne Reflexionselemente in der Regel verkürzt und steiler abgebildet sowie in „up-dip“-Richtung verschoben. Aus der Seismik sind verschiedene Typen zur 2-D bzw. 3-D Migration bekannt (z.B. Kirchhoff, Stolt, Finite-Differenzen), die sich prinzipiell auch auf Georadardaten anwenden lassen. Eine Besonderheit bei Georadardatensätzen ist, dass kleinräumige topographische Variationen innerhalb eines Datensatzes in der Größenordnung der

Erkundungstiefe liegen können. Da konventionelle Migrationstechniken kombiniert mit entsprechenden konventionellen topographischen (statischen) Korrekturen in einem solchen Fall kein korrektes Abbild der Untergrundstruktur liefern, sind spezielle Techniken gefragt. Die von Lehmann & Green (2000) vorgestellte topographische Migration erlaubt die Migration direkt von einer irregulären Oberfläche, das heißt die Geländetopographie wird im Migrationsprozess mitberücksichtigt. Die Möglichkeiten dieser topographischen Migration, auch bei komplexer Oberflächentopographie und Untergrundstruktur ein geometrisch korrektes Reflexionsabbild zu produzieren, werden anhand des in Abbildung 4 gezeigten synthetischen Datenbeispiels deutlich.

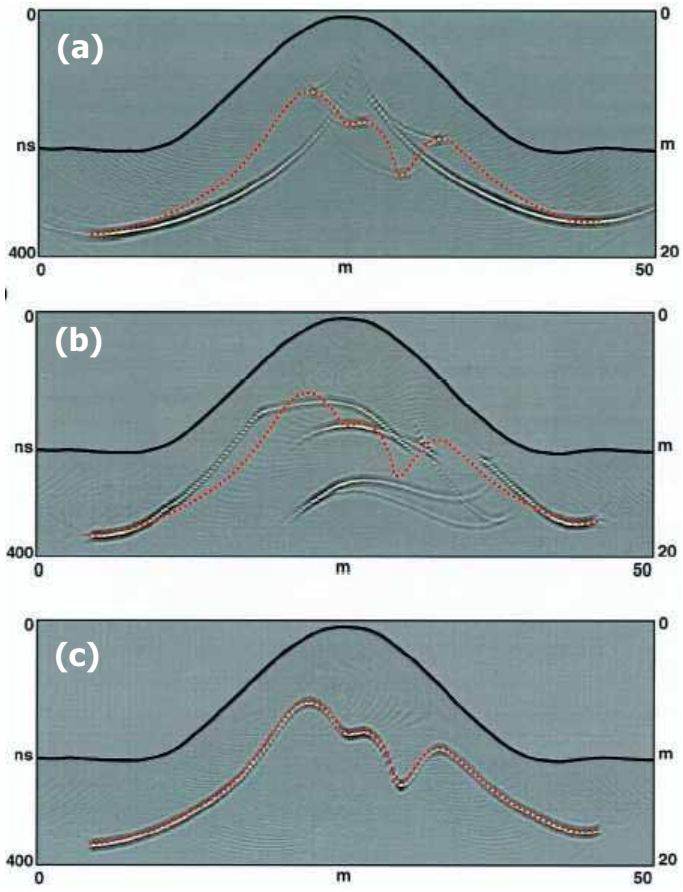


Abbildung 4: Konventionelle Strategien der Datenbearbeitung verglichen mit der topographischen Migration anhand eines synthetischen Datenbeispiels (modifiziert nach Lehmann & Green, 2000). (a) Konventionelle topographische Korrekturen gefolgt von konventioneller Migration, (b) konventionelle Migration gefolgt von konventioneller topographische Korrekturen, (c) Resultat der topographischen Migration. Die durchgezogene Linie markiert die Oberfläche und die gepunktete die wahre Position des Reflektors im Modell.

Eine Reihe weiterer, zum Teil aus der Reflexionsseismik adaptierter Bearbeitungsschritte können prinzipiell auch beim Georadarverfahren zur Qualitätsverbesserung oder zur Lösung spezieller Bearbeitungsaufgaben eingesetzt werden. Zur Signalkomprimierung bzw. Anpassung des Frequenzgehalts seien hier beispielhaft Techniken wie Dekonvolution, Spectral Whitening und inverse Q-Filter erwähnt (z.B. Irving & Knight, 2003; Daniels, 2004). Auch mehrdimensionale Filter (z.B. im Frequenz-Wellenzahl-Bereich) wurden bei der Bearbeitung von Georadardaten, z.B. zur Eliminierung bestimmter störender Einsätze erfolgreich eingesetzt (z.B. Grasmück, 1996).

3.1 Bearbeitung von Multi-Offset Daten

Die Bearbeitung von Multi-Offset Georadardatensätzen beinhaltet neben den in Abbildung 3 aufgelisteten fundamentalen Bearbeitungsschritten viele aus der Reflexionsseismik wohl bekannte Konzepte wie CMP-Sortierung, Geschwindigkeitsanalyse, NMO-Korrekturen („normal moveout“) und CMP-Stapelung. Wie bereits erwähnt, sind verlässliche Geschwindigkeitsmodelle von immenser Bedeutung sowohl für die Datenbearbeitung als auch für die anschließende Interpretation. Somit stellt die Geschwindigkeitsanalyse von CMP-Sektionen, die üblicherweise über die Berechnung von Geschwindigkeitsspektren erfolgt, einen zentralen Schritt der Bearbeitung bei jedem Datensatz dar. Zur Berechnung der Geschwindigkeitsspektren können analog zur Seismik verschiedene Kohärenzmasse (z.B. Semblance oder unterschiedliche Formen der Kreuzkorrelation) verwendet werden. Aus dem berechneten Spektrum können dann Stapelgeschwindigkeiten abgelesen werden, aus denen unter der Annahme eines 1-D Mediums Intervallgeschwindigkeiten abgeschätzt werden können (z.B. mittels der Dix’schen Formel). Abbildung 5 zeigt beispielhaft eine Geschwindigkeitsanalyse für eine CMP-Sektion, die in Lockersedimenten mit 100 MHz Antennen aufgezeichnet wurde. Das abgebildete Spektrum, das mittels einer Semblance-Analyse berechnet wurde, zeigt, dass der untersuchte Untergrund durch eine einheitliche konstante Stapelgeschwindigkeit von ~0.65 m/ns charakterisiert werden kann, die im vorliegenden homogenen Fall der Intervallgeschwindigkeit entspricht.

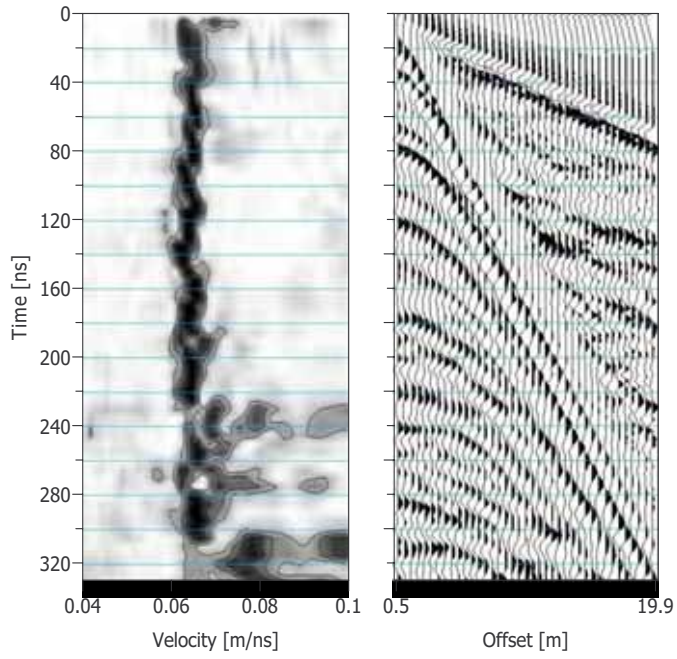


Abbildung 5: Beispiel einer Geschwindigkeitsanalyse: Geschwindigkeitsspektrum (Semblance als Kohärenzmaß) mit dazugehöriger CMP-Sektion. Die CMP-Daten wurden mit 100 MHz Antennen und einem Spurabstand von 0.2 m aufgezeichnet. In der Semblance-Sektion stellen die dunklen Farben hohe Semblance-Werte dar.

Liegt ein mehrfachüberdeckter 2-D Datensatz entlang eines Profils vor, so kann für jede CMP-Position eine Geschwindigkeitsanalyse durchgeführt werden. Aus den aneinander gereihten Geschwindigkeitsmodellen kann dann ein 2-D Geschwindigkeitsmodell abgeschätzt und damit die laterale Variabilität des Geschwindigkeitsfeldes untersucht werden. Auch kann das resultierende Geschwindigkeitsmodell für weitere Bearbeitungsschritte (CMP-Stapelung, Migration) genutzt werden. Abbildung 6 zeigt beispielhaft den Einfluss des Geschwindigkeitsmodells auf das Stapelungsergebnis bei einem 10-fach überdeckten Datensatz, der in einem Gebiet gemessen wurde, in dem das anstehende Gestein von ~10-20 m mächtigen fluvialen und äolischen

Sedimenten überdeckt ist (Fisher et al., 1992). Im gezeigten Beispiel führt das 2-D Geschwindigkeitsmodell zu einer signifikanten Verbesserung der Resultate (vergleiche z.B. die mit Ellipsen gekennzeichneten Bereich in Abbildung 6a und 6b). Das Beispiel zeigt, wie wichtig ein detailliertes Geschwindigkeitsmodell für eine genaue und verlässlich Strukturabbildung sein kann.

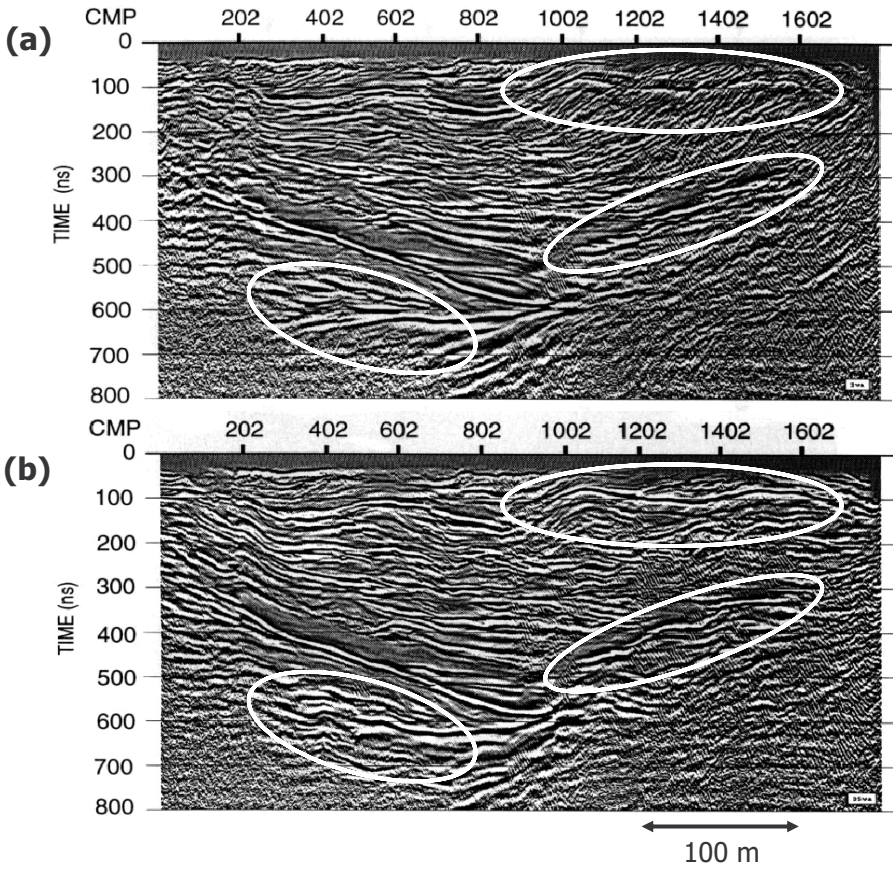


Abbildung 6: Einfluss des Geschwindigkeitsmodells auf das Stapelungsergebnis bei einem 10-fach überdeckten Georadardatensatz, der mit 100 MHz Antennen aufgezeichnet wurde (modifiziert nach Greaves et al., 1996). Resultate der NMO-Korrektur und anschließenden CMP-Stapelung unter Verwendung eines (a) 1-D Modells (abgeleitet aus einem einzelnen zentralen CMP) und (b) 2-D Modells (abgeleitet aus 35 über das gesamte Profil verteilten CMPs).

Neben den bisher diskutierten Bearbeitungsmöglichkeiten, steht dem Bearbeiter bei mehrfachüberdeckten Datensätzen natürlich prinzipiell das gesamte Repertoire der reflexionsseismischen Datenmanipulation zur Verfügung. In der Literatur finden sich eine Reihe von Publikationen, die sich mit den Möglichkeiten der weitergehenden Bearbeitung von Multi-Offset Georadardatensätzen beschäftigen. Beispielhaft seien an dieser Stelle Techniken wie DMO-Korrektur („dip moveout"; Fisher et al., 1992) und Pre-stack Migration (Bradford, 2006) genannt.

4 Dateninterpretation

Bei allen typischen Anwendungen des Georadarverfahrens basiert die Dateninterpretation in der Regel auf der detaillierten Analyse der bearbeiteten Datensätze. Bei 2-D Daten ist diese Analyse auf die entsprechende Zeit- bzw. Tiefensektionen beschränkt. 3-D Datensätze bieten hingegen, wie in Abbildung 7 angedeutet, weiterhin die Möglichkeit, unterschiedliche Schnittebenen zu visualisieren, zu kombinieren oder auch interaktiv zu animieren. Das Potential moderner

computerbasierter Visualisierungstechniken hat sich bei der Analyse von 3-D Datensätzen als sehr hilfreich erwiesen. Weiterhin sei darauf hingewiesen, dass bei der Interpretation von 2-D Daten grundsätzlich die Limitationen dieser Datensätze zu beachten sind. Reflektionen und Diffraktionen, die ihren Ursprung außerhalb der Profilebene haben, können mit 2-D Techniken nicht korrekt abgebildet werden und führen zu einem verzerrten Abbild des Untergrundes. Dies hat zur Folge, dass vor allem bei komplexen Untergrundstrukturen die Interpretation von 2-D Daten mehrdeutig und wenig verlässlich ist.

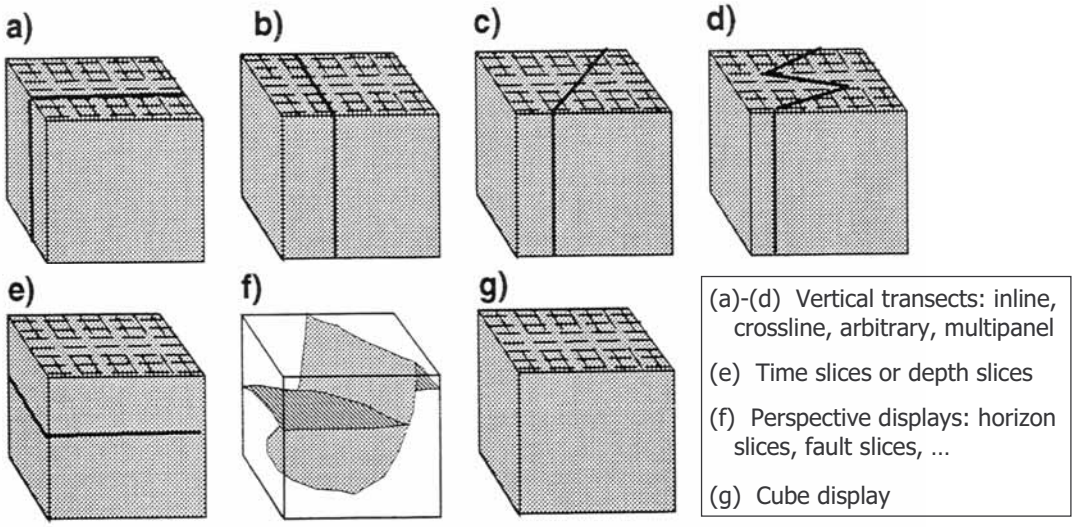


Abbildung 7: Schematische Darstellung unterschiedlicher Möglichkeiten der Visualisierung von 3-D Datensätzen (modifiziert nach Hart, 1999).

Üblicherweise werden bei der Dateninterpretation kohärente Reflexionseinsätze im Hinblick auf eine 2-D oder 3-D Schichtung bzw. Strukturierung des Untergrundes visuell interpretiert. Hinsichtlich der Erstellung eines strukturellen Untergrundmodells ist ein wichtiger Schritt dabei das „Picken“ charakteristischer Strukturen. Abbildung 8 zeigt ein solches strukturelles Untergrundmodell für einen geklüfteten Gneis. Auf der Basis des dargestellten 3-D Datensatzes wurden von Grasmück (1996) mehrere subhorizontale und nahezu vertikale Kluftzonen interpretiert und in einem strukturellen 3-D Modell des Untergrundes zusammengefasst. Zur Interpretation der Georadardaten werden weiterhin (vor allem in Sedimentgesteinen) häufig so genannte Radar-Fazies entwickelt. Dabei werden charakteristische Reflexionsmuster herausgearbeitet, klassifiziert und sedimentologisch interpretiert (z.B. Bristow & Jol, 2003). Abbildung 9 zeigt eine Fazies-Klassifikation, die von van Overmeeren (1998) für verschiedene sedimentäre Milieus in den Niederlanden zusammengestellt wurde. Solche Kollektionen von repräsentativen Reflexionsmustern erlauben es dann, verschiedene sedimentäre Sequenztypen zu identifizieren und z.B. glaziale und äolische Sedimente voneinander zu unterscheiden.

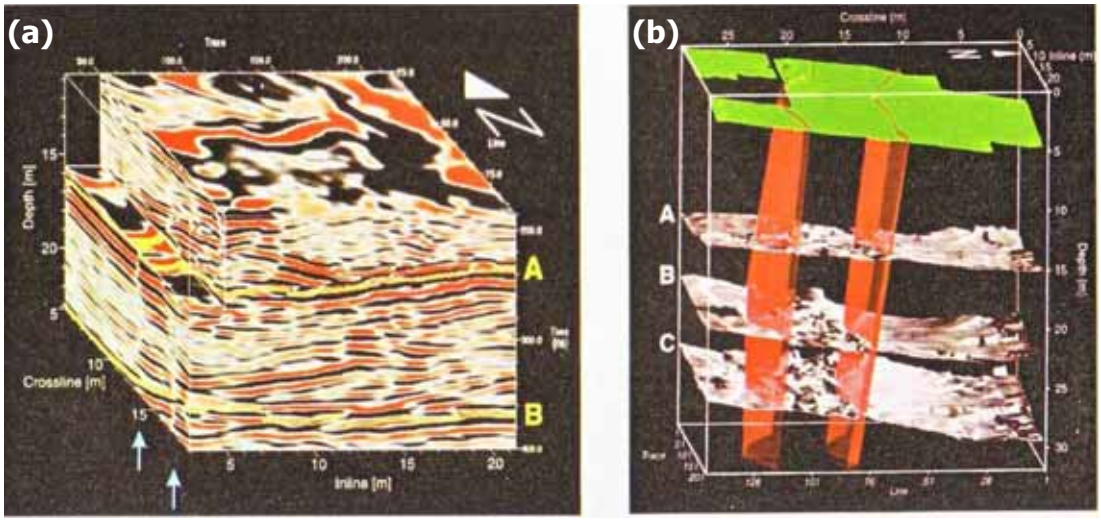


Abbildung 8: Beispiel der strukturellen Interpretation eines 3-D Georadardatensatzes im Festgestein (modifiziert nach Grasmück, 1996). (a) 3-D Datenvolumen mit gepickten Horizonten A und B. (b) 3-D Ansicht der interpretierten Strukturen in Relation zur Erdoberfläche: Horizonte A, B und C wurden als subhorizontale Kluftzonen interpretiert, während die vertikalen Strukturen als steil stehende Kluftzonen interpretiert wurden.

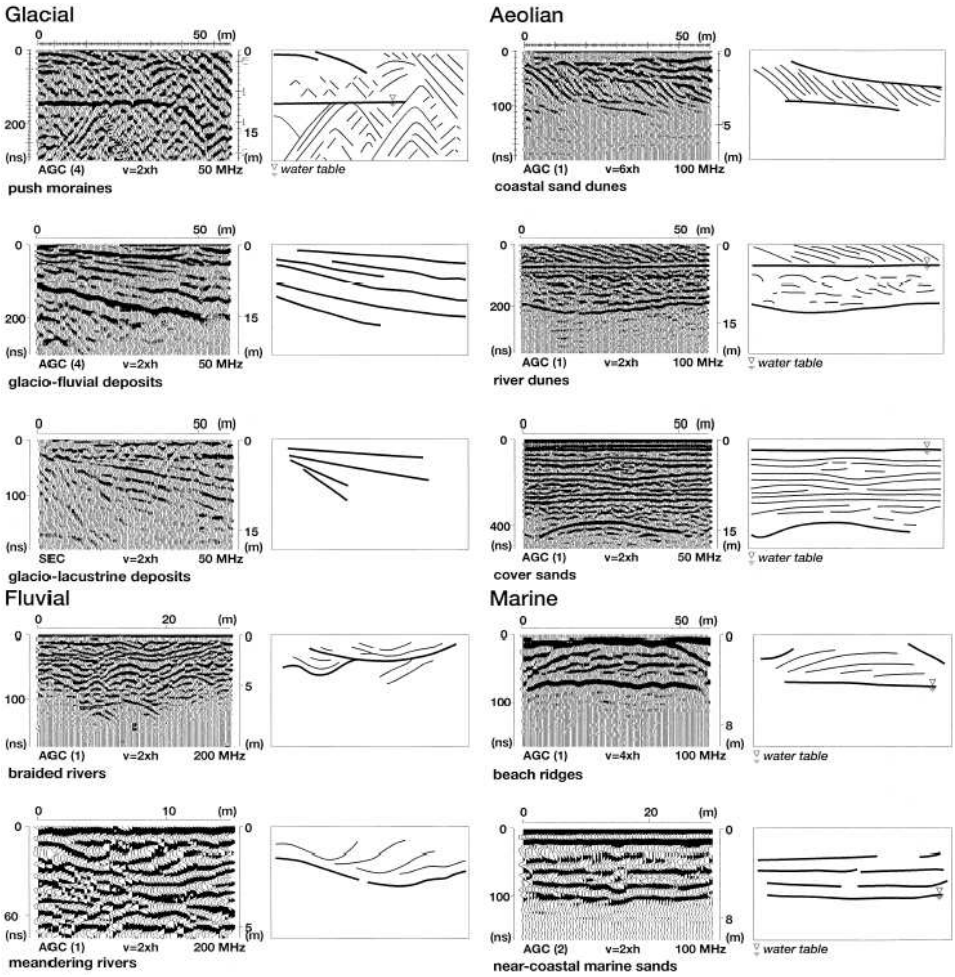


Abbildung 9: Zusammenstellung von Radar-Fazies für verschiedene charakteristische sedimentäre Milieus in den Niederlanden (modifiziert nach van Overmeeren, 1998).

Auch die Detektierung im Untergrund verborgener Anomalien und Objekte (wie z.B. Kabel- und Rohrleitungen, Hohlräume, Fundamente, archäologisch relevante Strukturen, geologische Diskontinuitäten oder Störungen) erfolgt meist mittels einer rein visuellen Inspektion/Interpretation der Daten (z.B. Mellet, 1995; Daniels, 2004). Dabei spielt neben der Analyse kohärenter Reflexionen häufig auch die Interpretation charakteristischer Diffraktionen, die ihren Ursprung an isolierten Objekten oder sonstigen Diskontinuitäten im Untergrund haben, eine Rolle. Es sollte erwähnt werden, dass jede manuelle/visuelle Interpretationen der Daten natürlich vom jeweiligen Bearbeiter und dessen Erfahrung abhängt und damit häufig ein subjektiver (und auch zeitaufwendiger) Prozess ist. Aus diesem Grund wird in den letzten Jahren vor allem bei kommerziell attraktiven Anwendungen (wie z.B. der großflächigen Kartierung von Versorgungsleitungen oder Prüfung von Straßenbauwerken) vermehrt die Möglichkeiten automatisierter Verfahren zur Interpretation bzw. Anomaliedetektierung (z.B. Extrahierung von Diffraktionshyperbeln mittels neuronaler Netze) untersucht (z.B. Gamba, 2000; Falorni et al., 2004).

Eine weitere Möglichkeit die Dateninterpretation zu verbessern, ist die gezielte Extrahierung bestimmter Attribute aus den 2-D bzw. 3-D Datensätzen. Ein Attribut wird dabei allgemein als eine quantitative Eigenschaft/Größe definiert, die aus den Daten extrahiert und räumlich abgebildet wird. Eine Vielzahl verschiedener Attribute wurde im Laufe der Zeit entwickelt, die durch unterschiedlichste mathematische/statistische Techniken berechnet werden (z.B. mittels Fourier-Analyse, Hilbert-Transformation, Korrelationsanalyse oder Intervallstatistik). Attributanalysen, die sich in der Reflexionsseismik als fester Bestandteil der Interpretation etabliert haben (Chopra & Marfurt, 2005), sind beim Georadarverfahren noch keine gängige Praxis. Es finden sich jedoch in der Literatur einige Fallstudien, die das Potential der Attributanalysen beim Georadarverfahren andeuten (z.B. Grasmück, 1996; Hammon et al., 2002; Orlando, 2002; Tronicke et al., 2006). Abbildung 10 zeigt ein Beispiel aus einer Studie, in der verschiedene Attribute zur Detektierung oberflächennaher tektonisch bedingter Störungszonen eingesetzt wurden. Das Beispiel verdeutlicht, wie gezielt extrahierte Attribute zur Hervorhebung von Kontinuität/Diskontinuität in einem 3-D Datensatz („cosine of phase“) bzw. zum Hervorheben kleinräumiger Änderungen inkl. der Ableitung von Richtungsinformation herangezogen werden können (Gradienten und „slope“). Die mit der Ellipse eingegrenzte Fläche hebt beispielhaft einen Bereich hervor, in dem durch gezielte Analyse der verwendeten Attribute die detaillierte Geometrie einer Störungszone abgebildet werden konnte. Durch die Analyse der in Abbildung 10 gezeigten Attribute war es möglich, oberflächennahe, nahezu senkrecht stehende Störungszonen mit dem Georadarverfahren abzubilden und somit ein lokales geologisches Model des Untergrundes zu erstellen.

Weiterhin hilfreich bei der Interpretation der Reflexionsbilder sind detaillierte Modelle der Geschwindigkeitsverteilung, wie sie aus Multi-Offset oder auch bohrlochbasierten Georadarmessungen abgeleitet werden können. Geschwindigkeiten als physikalische Eigenschaft des Mediums können wichtige Informationen z.B. hinsichtlich des lithologischen Aufbaus oder der Sättigungsverhältnisse liefern. Das in Abbildung 11 dargestellte Fallbeispiel zeigt das Potential solcher kombinierter Interpretationsstrategien. Beim dargestellten Datensatz, der in einer Kiesgrube im Rheintal aufgezeichnet wurde, war es möglich nach fortschreitendem Kiesabbau, die geophysikalische Messebene als Aufschluss zu untersuchen und damit das Potential der eingesetzten geophysikalischen Verfahren unter den gegebenen Bedingungen zu beurteilen. Die auf der Basis aller eingesetzten Verfahren erstellte strukturelle Interpretation (gekennzeichnet durch die weißen Linien in Abbildung 11) spiegelt die sedimentologische Gliederung im Wesentlichen wider. Weiterhin sieht man eine offensichtliche Korrelation zwischen Porositäten und Geschwindigkeiten, die andeuten, dass Georadar-Geschwindigkeiten auch für eine weiterführenden petrophysikalische Interpretation genutzt werden können.

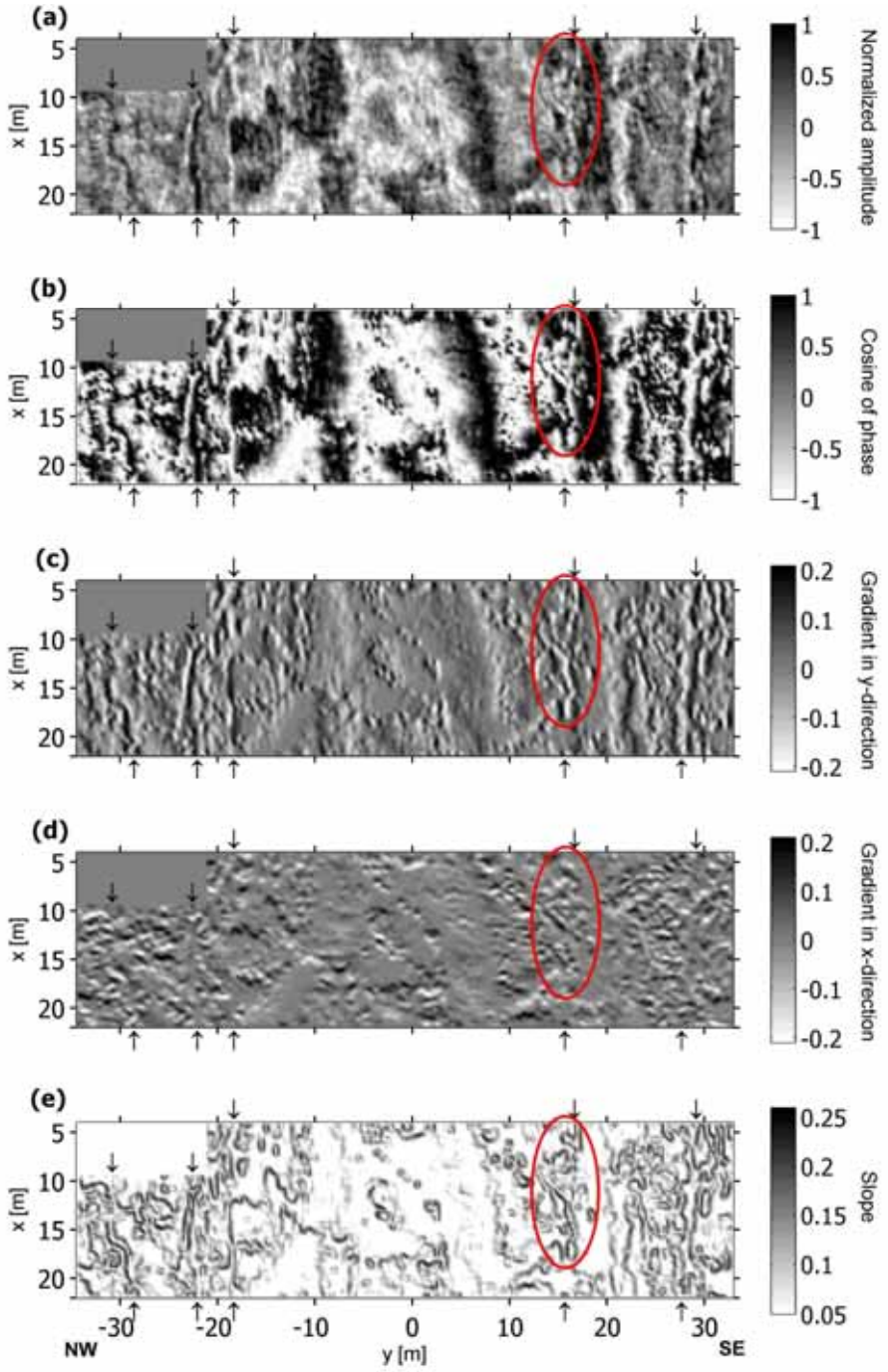


Abbildung 10: Interpretation von Georadardaten anhand verschiedener, gezielt extrahierter Attribute. Tiefenschnitte in einer Tiefe von ca. 5.85 m aus verschiedenen 3-D Daten- bzw. Attributvolumen eines 100 MHz Datensatzes. (a) Migrierte Daten, (b) "cosine of instantaneous phase", (c) Gradient von (b) in y-Richtung (d_{in})., (d) Gradient von (b) in x-Richtung (d_{cross}) und (e) „slope"-Attribut S $\left(S = \sqrt{d_{in}^2 + d_{cross}^2}\right)$. Pfeile identifizieren tektonisch bedingte Störungszonen (modifiziert nach Tronicke et al., 2006).

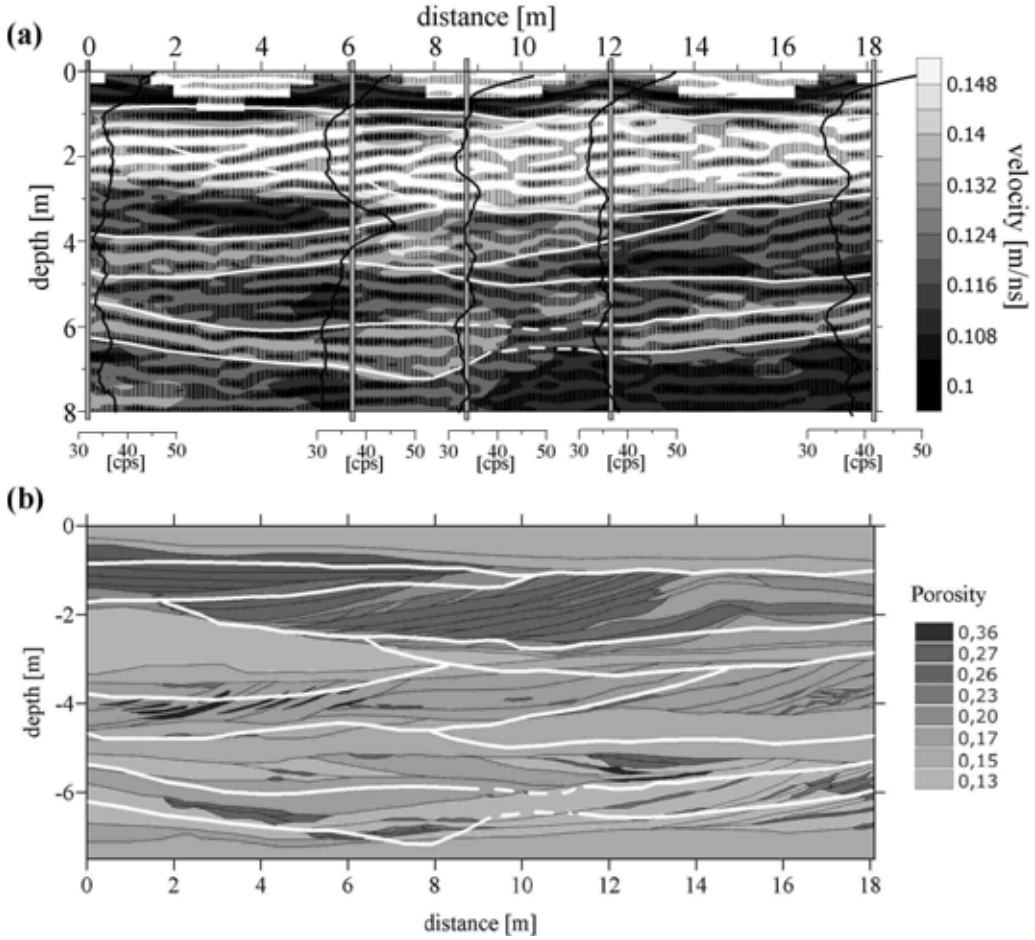


Abbildung 11: Beispiel für eine gemeinsame Interpretation von oberflächenbasierten Reflexionsmessungen und einem tomographischen Geschwindigkeitsmodell basierend auf Bohrloch-Bohrloch-Messungen in einer Kiesgrube (modifiziert nach Tronicke et al., 2002). (a) Kombinierte Visualisierung des Reflexionsbildes, des Geschwindigkeitsmodells sowie der Resultate von Gamma-Bohrlochmessungen (Bohrlochlokationen sind durch die grauen vertikalen Linien gekennzeichnet). (b) Lithofazies-Verteilung (umgerechnet in Porositäten) in der geophysikalischen Messebene basierend auf einer Aufschlussfotografie, die nach fortschreitendem Kiesabbau gemacht werden konnte. Die eingezeichneten weißen Linien repräsentieren eine strukturelle Interpretation auf der Basis der in (a) gezeigten geophysikalischen Resultate.

5 Zusammenfassung

Die gebräuchlichsten Methodiken des Georadarverfahrens zur 2-D und 3-D Erkundung des oberflächennahen Untergrundes wurden in diesem Beitrag diskutiert. Neben den üblicherweise eingesetzten Methoden der Datenakquisition wurden sowohl Standard- als auch Spezial-Techniken der Datenbearbeitung und Interpretation vorgestellt. Anhand einer Reihe von Datenbeispielen wurde das Potential des Verfahrens zur hochauflösenden Abbildung von Untergrundstrukturen verdeutlicht. Auch wenn in diesem Beitrag das Hauptaugenmerk auf Anwendungen aus dem Bereich der geologischen Strukturerkundung lag, können viele der aufgezeigten Konzepte direkt auf andere Anwendungsgebiete (z.B. Fragestellungen aus dem Ingenieurwesen, der Archäologie oder Hydrologie) übertragen werden.

6 Literatur

Aaltonen, J. & Nissen, J., 2002. Geological mapping using GPR and differential GPS positioning - a case study. Ninth International Conference on Ground Penetrating Radar. Proceedings of SPIE Vol. 4758, 207-210.

Bradford, J.H., 2006. Applying reflection tomography in the postmigration domain to multifold ground-penetrating radar data. Geophysics, 71: K1-K8.

Bristow, C.S. & Jol, H.M. (Editors), 2003. Ground penetrating radar in Sediments. Special Publication 211. Geological Society of London, 366 pp.

Chopra, S. & Marfurt, K.J., 2005. Seismic attributes - a historical perspective. Geophysics, 70: 3SO-28SO.

Czarnowski, J., Geißler, S., Kathage, A.F., 1996. Combined investigation of GPR and high precision real-time differential GPS, 6th International Conference on Ground-Penetrating Radar, Sendai, Japan, 207-209.

Daniels, D.J. (Editor), 2004. Ground penetrating radar 2nd Edition. IEE Radar, Sonar and Navigation series 15. The Institution of Electrical Engineers, 726 pp.

Fisher, E., McMechan, G.A., Annan, A.P., 1992. Acquisition and processing of wide-aperture ground-penetrating radar data. Geophysics, 57: 495-504.

Falorni, P., Capineri, L., Masotti, L., Pinelli, G., 2004. 3-D radar imaging of buried utilities by features estimation of hyperbolic diffraction patterns in radar scans. Tenth International Conference on Ground Penetrating Radar, Delft, The Netherlands, 403-406.

Gamba, P., 2000. Neural detection of pipe signatures in ground penetrating radar images. IEEE Transactions on geoscience and remote sensing, 38: 790-797.

Gerlitz, K., Knoll, M.D., Cross, G.M., Luzitano, R.D., Knight, R., 1993. Processing ground penetrating radar to improve resolution of nearsurface targets. Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP), 571-574.

Grasmück, M., 1996. 3-D ground-penetrating radar applied to fracture imaging in gneiss. Geophysics, 61: 1050-1064.

Greaves, R.J., Lesmes, D.P., Lee, J.M., Toksöz, M.N., 1996. Velocity variations and water content estimated from multi-offset, ground-penetrating radar. Geophysics, 61: 683-695.

Green, A.G., Gross, R., Holliger, K., Horstmeyer, H., Baldwin, J., 2003. Results of 3-D georadar surveying and trenching the San Andreas fault near its northern landward limit. Tectonophysics, 368: 7-23.

Hammon, W.S., Zeng, X., Corbeanu, R.M., McMechan, G.A., 2002. Estimation of the spatial distribution of fluid permeability from surface and tomographic GPR data and core, with a 2-D example from the Ferron Sandstone, Utah. Geophysics, 67: 1505-1515.

Hart, B.S., 1999. 3-D seismic interpretation: A primer for geologists. Course notes, Geological Society of America, 114 pp.

Heincke, B., Green, A.G., van der Kruk, J., Horstmeyer, H., 2005. Acquisition and processing strategies for 3D georadar surveying a region characterized by rugged topography. Geophysics, 70: K53-K61.

Irving, J.D. & Knight, R.J., 2003. Removal of wavelet dispersion from ground-penetrating radar data. Geophysics, 68: 960-970.

Lehmann, F. & Green, A.G., 1999. Semi-automated georadar data acquisition in three dimensions. Geophysics, 64: 719-731.

Lehmann, F. & Green, A.G., 2000. Topographic migration of georadar data: Implications for acquisition and processing. Geophysics, 65: 836-848.

Lehmann, F., Boerner, D.E., Holliger, K., Green, A.G., 2000. Multicomponent georadar data: Some important implications for data acquisition and processing. Geophysics, 65: 1542-1552.

Mellet, J.S., 1995. Ground penetrating radar applications in engineering, environmental management, and geology. Journal of Applied Geophysics, 33: 157-166.

Orlando, L., 2002. Detection and analysis of LNAPL using the instantaneous amplitude and frequency of ground-penetrating radar data. Geophysical Prospecting, 50: 27-41.

Radzevicius, S.J. & Daniels, J.J., 2000. Ground penetrating radar polarization and scattering from cylinders. Journal of Applied Geophysics, 45: 111-125.

Tronicke, J. & Knoll, M.D., 2005. Vertical radar profiling: influence of survey geometry on first-arrival traveltimes and amplitudes. Journal of Applied Geophysics, 57, 179-191.

Tronicke, J., Dietrich, P., Appel, E., 2000. Georadar velocity determination: A comparison of different techniques, 6th meeting Environmental and Engineering Geophysical Society - European Section, Bochum, Germany, GR01 (four pages).

Tronicke, J., Dietrich, P., Wahlig, U., Appel, E., 2002. Integrating GPR and crosshole radar tomography: a validation experiment in braided stream deposits. Geophysics, 67, 1495-1504.

Tronicke, J., Villamor, P., Green, A.G., 2006: Detailed shallow geometry and displacement estimates of the Maleme Fault Zone, New Zealand, using 2-D and 3-D georadar. Near Surface Geophysics (in press).

van der Kruk, J., Wapenaar, C.P.A., Fokkema, J.T., van den Berg, P.M., 2003. Three-dimensional imaging of multicomponent ground-penetrating radar data. Geophysics, 68: 1241-1254.

van Overmeeren, R.A., 1998. Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: A radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. Journal of Applied Geophysics, 40: 1-18.

Yilmaz, Ö., 2000. Seismic data analysis - processing, inversion, and interpretation of seismic data. Society of Exploration Geophysicists.

Young, R.A. & Lord, N., 2002. A hybrid laser-tracking/GPS location method allowing GPR acquisition in rugged terrain. The Leading Edge of Exploration, 21: 486-490.

Flugzeuggestütztes EMR und Anwendungsbeispiele aus den Polarregionen

D. Steinhage, U. Nixdorf, W. Rack, H. Miller

Stiftung Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
in der Helmholtz-Gemeinschaft,
Am Alten Hafen 26, 27568 Bremerhaven
dsteinhage@awi-bremerhaven.de

Einleitung

Für die Kartierung der Eismächtigkeit und des inneren Aufbaus großer Gletscher, Eisschilde und Schelfeise ist ein Messverfahren notwendig, das in der Lage ist, in kurzer Zeit große Gebiete zu erfassen. Da Eis für elektromagnetische Wellen im Megahertzbereich „durchsichtig" ist (Bogorodsky et al., 1985), ist das elektromagnetische Reflexionsverfahren (EMR), das Georadar, eine geeignete Meßmethode zur Bestimmung der Eismächtigkeit und des inneren Aufbaus von Gletschern, Eisschilden und Schelfeisen. Darüber hinaus benötigt das EMR keinen festen Kontakt zur Eisoberfläche, so dass es auch von Flugzeugen aus eingesetzt werden kann und so in relativ kurzer Zeit große Gebiete kartiert werden können. So bilden flugzeuggestützte EMR-Messungen die Grundlage für den neuesten, die ganze Antarktis umfassenden Eisdickendatensatz (Lythe et al., 2001).

Die Anfänge des EMR sind eng mit Eis, den Polarregionen und Flugzeugen verbunden. Piloten stellten kurz nach dem Zweiten Weltkrieg fest, dass die Radarhöhenmesser niedrig fliegender Flugzeuge über dem grönländischen and antarktischen Eisschild falsche Höhen über dem Eis anzeigten (Waite & Schmidt, 1961). Daraufhin wurde dies näher untersucht und Radarhöhenmesser gezielt zur Untersuchung von Gletschern eingesetzt.
Auch wurden bei Radarmessungen zur Untersuchung der Ionosphäre an der britischen Überwinterungsstation Halley auf dem Brunt Ice Shelf, Antarktis, merkwürdige Reflexionen festgestellt, die anfangs nicht erklärt werden konnten. Bei der näheren Betrachtung dieses Phänomens wurde dann festgestellt, dass die empfangenen Signale durch das Schelfeis hindurch an der Eisunterseite reflektiert wurden (Evans, 1963).

Bemerkenswert im Hinblick auf die Messung von Eisdicken mit elektromagnetischen Wellen ist der Ansatz von Stern (1929). Aus der Interferenz der direkten Welle mit der an der Eisunterseite reflektierten Welle wurde die Kapazität des Eises bestimmt und daraus die Eisdicke abgeleitet. Das Verfahren hat sich jedoch nicht durchsetzen können.

Im Folgenden werden einige für das EMR wichtige physikalische Grundlagen zusammengefasst und ein Überblick über unterschiedliche Flugzeug-EMR-Systeme im allgemeinem und über die Flugzeug-EMR-Apparatur des AWI im Besonderen gegeben. Im Anschluss daran folgen einige Anwendungsbeispiele für flugzeuggestützte EMR Messungen.

Physikalische Grundlagen

Da Eis ein nicht ferromagnetisches Medium ist, vereinfachen sich die Gleichungen, die die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen beschreiben. Die Materialeigenschaften des Eises kommen in der komplexen Permittivität zum Ausdruck:

$$\varepsilon^* = \varepsilon_0 \, \varepsilon_r - i \, \sigma \, \omega^{-1}$$

Mit ε_o = 8,8542 10^{-12} F m^{-1}, ε_r der Realteil der relativen Permitivität, $i = -1^{½}$, σ der elektrischen Leitfähigkeit in S m^{-1} und ω der Kreisfrequenz in Hz. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der

elektromagnetischen Wellen hängt nur vom Realteil der Permittivität, der Dielektrizitätskonstanten (DK), ab:

$$v = c\ \varepsilon_r^{-½}$$

Da natürliches Eis immer etwas Luft enthält, ist die relative DK proportional zur Dichte des Eises. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit kann somit aus der Dichte des Eises abgeleitet werden. Nach Kovacs et al. (1995) gilt:

$$v = c\ (1 + 0{,}000845\ \rho)^{-1}$$

In Eisschilden und Schelfeisen nimmt die Dichte des Eises in den oberen 100 – 200 m kontinuierlich zu und erreicht schließlich einen Wert von 917 kg m^{-3} (Paterson, 1994). Somit kann für Tiefen, unterhalb derer der Verdichtungsprozess von Firn zu kompakten Eis aufgrund des Auflastdrucks abgeschlossen ist, die gemessene Laufzeit einfach in Tiefen umgerechnet werden, wobei für den Bereich des Firn-Eis-Übergangs eine Korrektur (z_{Firn}), hinzu addiert wird:

$$z = 0.5\ v_{Eis}\ t + z_{Firn}$$

Aus DEP-Messungen (DiElectric Profling, Messung der komplexen DK) von mehreren 150 m langen Eiskernen aus Dronning Maud Land, Antarktis, wurde die Firnkorrektur mit 13 m (Steinhage, 2001) bestimmt, siehe Abbildung 1 a und b. Für das Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarktis, hat Blindow z_{Firn} mit 8,8 m ermittelt und Hodge et al. (1990) 10 m für Zentralgrönland. Popov et al. (2003) haben für die Antarktis eine Übersichtskarte der Geschwindigkeiten elektromagnetischer Wellen im Eis zusammengestellt.

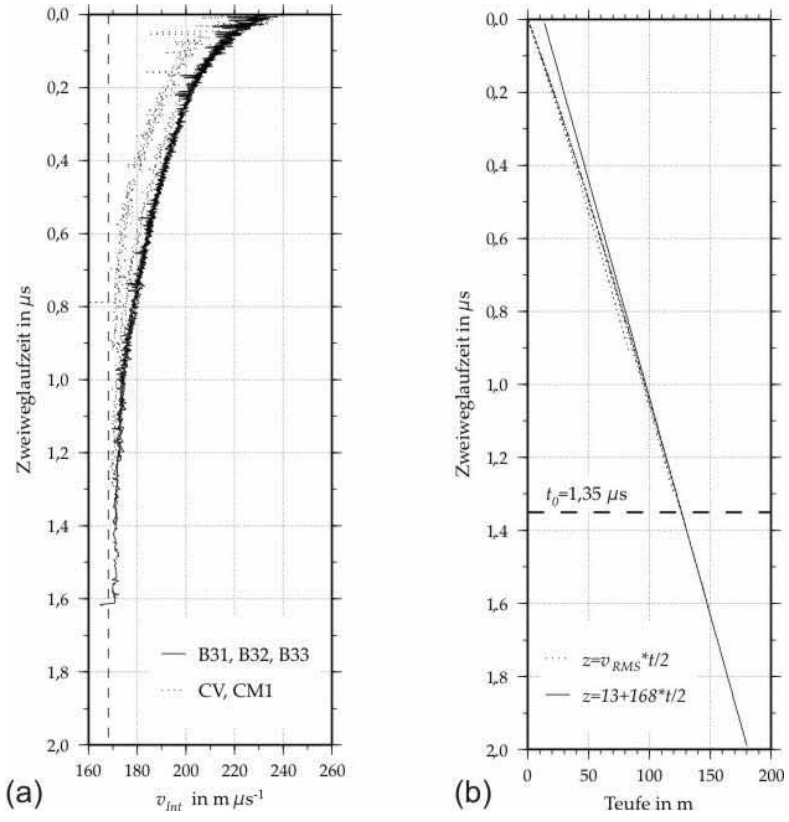


Abb. 1:
(a) Mittels DEP-Messungen bestimmte Intervallgeschwindigkeiten von 5 flachen Eiskernbohrungen aus Dronning Maud Land, Antarktis.
(b) Vergleich der berechneten Teufe unter Benutzung von RMS-Geschwindigkeiten (punktierte Linien) und mittels Firnkorrektur (durchgezogene Linie) (aus Steinhage, 2001).

Elektromagnetische Wellen werden von Eis absorbiert. Als Maß hierfür wird in der Literatur sowohl der Tangens des Verlustwinkels als auch die Dämpfung α' in dB benutzt. Der Verlustwinkel ist:

$$\tan \delta = \varepsilon'' \varepsilon'^{-1} = \sigma\ (\omega\ \varepsilon_0\ \varepsilon'_r)^{-1}$$

In Tabelle 1 sind einige Materialparameter für Eis und Wasser unterschiedlicher Temperatur und Zusammensetzung aufgeführt.

Tab. 1: DK, Verlustwinkel, Absorptionskoeffizienten und Ausbreitungsgeschwindigkeit elektromagnetischer Wellen in Eis.

Medium		**F in MHz**	**ε_r**	**tan δ**	**v in m µs^{-1}**	**α' in dB m^{-1}**
Vakuum (≈ Luft) [3]		0 - ∞	1	0	299,8	0
Eis	(-20°C) [1]	35	3,180	0,002303	168,1	0,012
Eis	(-1°C) [1]	35	3,208	0,0108	167,4	0,062
Eis	(-20°C) [1]	60	3,168	0,00115	168,4	0,007
Eis	(-1°C) [1]	60	3,200	0,00646	167,6	0,037
Meereis	(-3°C)[2]	35	3,340	0,200	164,0	0,116
Wasser	(+1,5°C)[2]	35	81	0,004	32,1	0,119
Meerwasser	(1,5°C)[2,3]	35	81	18,290	10,3	174,9

(Quellen: [1] = Johari & Charett (1975), [2] = Jezek (1980), [3] = von Hippel (1958))

Reines Eis ist im MHz-Bereich ein schlechter elektrischer Leiter ($\sigma \approx 1{,}8\ 10^{-5}$ S m^{-1}) (Petrenko, 1993). In natürlich vorkommendem Eis sind jedoch zahlreiche Spurenstoffe, wie zum Beispiel Mineralstaub, Seesalze und Mineralsäuren enthalten, die vom Niederschlag aus der Atmosphäre ausgewaschen und mit abgelagert werden. Insbesondere kann der Niederschlag nach Vulkanausbüchen ausreichend Säuren enthalten, um Reflexionen elektromagnetischer Wellen zu verursachen (Millar, 1982, Fujita & Mae, 1994).

Neben sprunghaften Änderungen der Leitfähigkeit führen auch Dichteschwankungen in den oberen 100 – 200 m zu Reflexionen. Da die DK von Eis geringfügig anisotrop ist (Petrenko, 1993), kann auch die unterschiedliche Orientierung von Kristallachsen im Eis zu Reflexionshorizonten führen (Fujita et al., 1999).

Mit Hilfe der Radargleichung

$$P_r = P_t\, G^2\, A\, q\, L^{-1}\, (4\pi)^{-2}\, [2(H+h)]^{-2}$$

kann abgeschätzt werden, ob die Leistung eines EMR-Systems ausreicht, um die Mächtigkeit eines homogenen Körpers, z.B. eines Eisschilds, mit glatter Unterseite zu bestimmen (Bogorodsky et al., 1985). Dabei sind P_r und P_t die empfangene und die Sendeleistung, G der Antennengewinn, A die effektive Fläche der Empfangsantenne, q der Brechungsgewinn, L die diversen auftretenden Verluste (Absorption im Eis, Kabeldämpfung im System, Transmission an der Eisoberseite und Reflexion an der Eisunterseite), H ist die Flughöhe über Eis und h die Eismächtigkeit. Umgestellt nach den im allgemeinem unbekannten Absorptionsverlusten (L_A) im Eis und den Reflexionsverlusten (L_R") an der Eisunterseite ergibt sich:

$$L_A\, L_R" = P_t\, G^2\, A\, q\, L_K^{-2}\, L_T^{-2}\, P_r^{-1}\, (4\pi)^{-2}\ [2(H+h)]^{-2}$$

Setzt man für P_r die kleinste vom System noch detektierbare Leistung ein, so erhält man für vorgegebene Verhältnisse die maximalen Absorptions- und Reflexionsverluste, um noch ein reflektiertes Signal detektieren zu können. Abbildung 2 zeigt den Verlauf der maximal erreichbaren Eindringtiefe in Abhängigkeit der Absorptions- und Reflexionsverluste für die AWI-EMR-Apparatur für eine Flughöhe von 500 m.

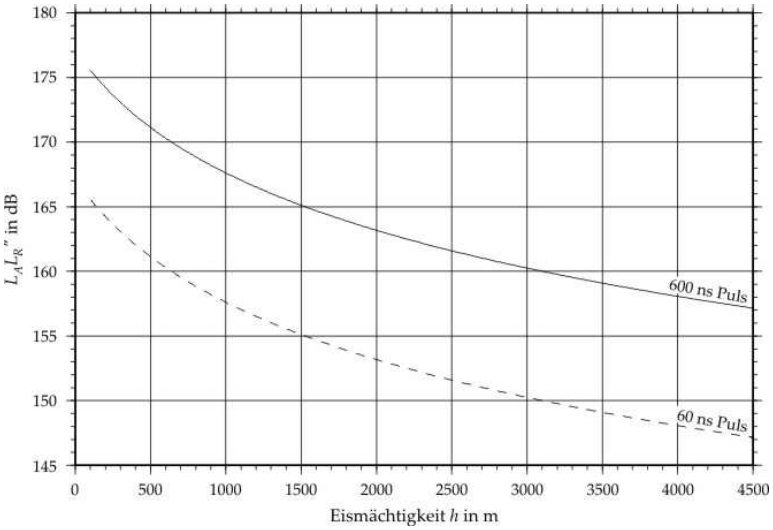


Abb. 2:
Maximale Eindringtiefen für den 60 ns Puls (gestrichelt) und den 600 ns Puls (durchgezogene Linie) für die AWI-EMR-Apparatur für eine Flughöhe von 500 m (aus Steinhage, 2001).

Flugzeug-EMR-Systeme

Wie auch bei den Boden-EMR-Apparaturen gibt es unterschiedlichste flugzeuggestützte Systeme. Neben den gepulsten Systemen wurden in den letzten Jahrzehnten zunehmend auch Apparaturen entwickelt, die im Frequenzbereich arbeiten. Diese Entwicklung wurde erst durch die Digitalisierung der Hochfrequenztechnik möglich. Die Systeme, die Chirp- oder „step-frequency" - Signale senden, kommen mit relativ geringer Sendeleistung aus, erfordern jedoch eine komplexe Empfangs- und Steuerelektonik. Chirp-Systeme der Universität Kansas und vom British Antarctic Survey (BAS) wurden erfolgreich zu Eisdickenmessungen des grönländischen und antarktischen Eisschilds eingesetzt (Raju et al., 1990, Gogineni et al., 2001, Walden & Corr, 1997). Mit „step-frequency"-Systemen hingegen wurden bislang nur interne Horizonte der oberen 200 – 300 m mit hoher vertikaler Auflösung kartiert (Kanagaratnam et al. 2004).

Nach wie vor sind jedoch im Zeitbereich arbeitende Puls-Systeme zur Kartierung der Eismächtigkeit und des Aufbaus von Eisschilden und Schelfeisen sehr verbreitet und werden von Arbeitsgruppen aus Dänemark, Deutschland, Großbritannien, Italien, Russland (Sowjetunion) und den USA eingesetzt (Christensen et al., 2000, Steinhage et al., 1999, Studinger et al., 2003, Popov et al., 2003, Tabacco et al., 2002, Thyssen et al., 1998). Wie eingangs schon erwähnt, lassen sich diese Systeme auf Radaraltimeter zurückführen. Sie sind in der Lage, mit Pulslängen von 50 ns bis zu einigen 100 ns Dauer mehrere 1000 m Eis zu durchdringen und interne Strukturen von Eisschilden aufzulösen. Der genutzte Frequenzbereich liegt in der Regel zwischen 35 MHz und 150 MHz. Die vom AWI eingesetzte EMR-Apparatur ist mit 150 MHz ein typischer Vertreter dieser Systeme.

Die Apparatur wurde 1994 nach Vorgaben des AWI für den Einsatz in den Polarregionen vom Institut für Hochfrequenztechnik der TU Hamburg-Harburg konzipiert. Die Datenerfassung und Steuerung der EMR-Apparatur erfolgt durch das Sensornetzwerk MEDUSA-P von der Optimare Sensorsysteme AG. Abbildung 3 zeigt den schematischen Aufbau der Apparatur. Die Gesamtleistung der EMR-Apparatur, die Differenz zwischen Sendeleistung und kleinster über dem Rauschniveau empfangbarer Leistung einschließlich der Antennengewinne beträgt 190 dB. Durch den Einsatz logarithmischer Verstärker wird eine Signalkompression durchgeführt die es erlaubt eine Signalfolgefrequenz von 20 kHz zu erreichen. Die Aufzeichnungsrate der Spuren beträgt 20 Hz, so dass zur Verbesserung des Signal-Rauschverhältnisse nahezu 1000 Spuren aufsummiert werden können. Der Spurabstand entspricht somit bei 240 km h^{-1} 3,35 m.

Speziell an das Polarforschungsflugzeug *Polar2* angepasste „short backfire"-Antennen mit 14 dB Gewinn tragen zu der hohen Gesamtleistung der Apparatur bei. Eine sehr ähnliche Apparatur mit anderen Antennen und Empfangssystem wurde von der TU Hamburg-Harburg für die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, erstellt (Damm et al., 1997).

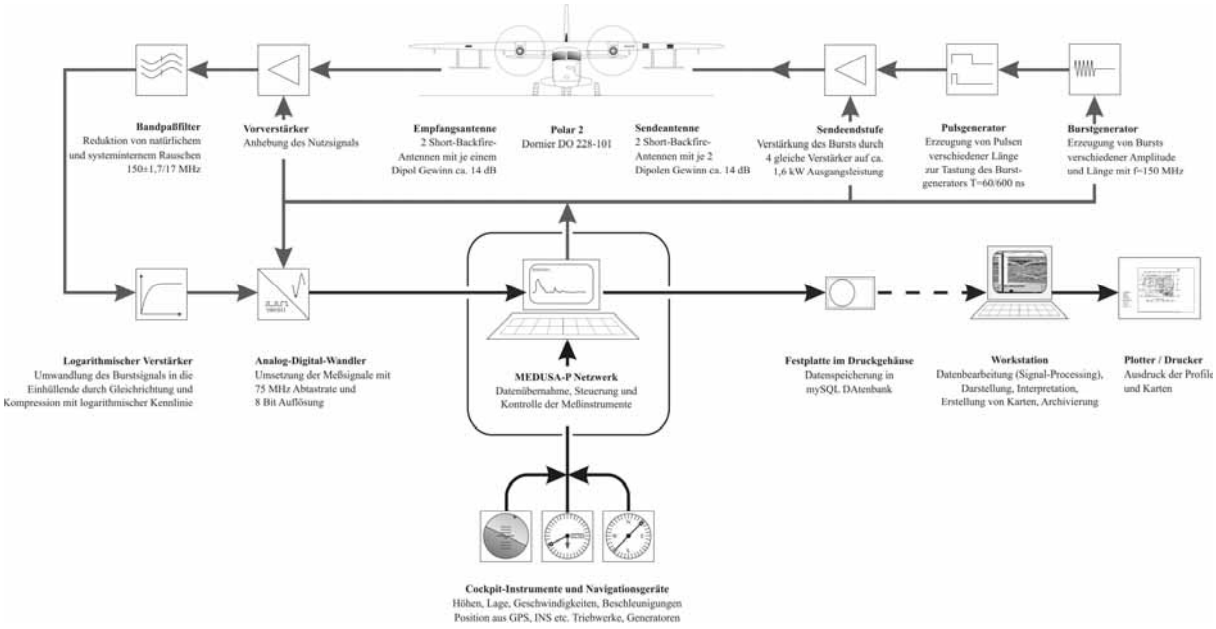


Abb. 3: Schematischer Aufbau der AWI Flugzeug-EMR-Apparatur.

Die Anlage kann sowohl 600 ns als auch 60 ns lange Pulse senden sowie alternierend zwischen diesen beiden Pulslängen hin und her schalten. Dieser sogenannte „toggle"-Mode erlaubt es, auf einem Profil sowohl eine Sektion mit hoher vertikaler Auflösung zu kartieren als auch eine Sektion mit größerer Eindringtiefe. In Eis beträgt das vertikale Auflösungsvermögen des 60 ns Pulses ca. 6 m, das des 600 ns Pulses 50 m. Da der kurze Sendepuls kein Vielfaches des Abtastintervalls ist, ist die vertikale Auflösung des 60 ns Pulses etwas schlechter als es die Pulsbreite erwarten lässt. In Tabelle 2 sind die technischen Parameter der Apparatur zusammengefasst.

Tab. 2: Technische Parameter der AWI Flugzeug-EMR-Apparatur (s.a. Nixdorf et al., 1999).

Mittenfrequenz	150 MHz
Sendepulslänge	60 ns / 600 ns
Maximale Sendeleistung	1585 W
Antennengewinn (pro Antenne)	14,2 dB
Systemleistung	190 dB
Messrate	20 Hz
Spurabstand (bei 240 km h^{-1})	3,35 m
Registrierzeitfenster	50 µs
Abtastintervall	13,33 ns

Die Möglichkeit auf einem Flug zwei Sektionen gleichzeitig zu kartieren, erlaubt es sowohl die Eismächtigkeit als auch die innere Struktur des Eises gleichzeitig entlang desselben Profils zu erfassen. Dies ist insbesondere hilfreich, wenn zu Beginn einer Befliegung nicht abgeschätzt werden kann, ob mit dem höher auflösenden 60 ns Puls die Eisunterseite sicher abgebildet werden kann. Zur Verdeutlichung der unterschiedlichen Vorteile des toggle-Modes ist in Abbildung 4 ein Süd-Nord orientiertes Profil an der Kohnen Station, Antarktis, dargestellt. Der südlich der Kohnen Station ist mit dem langem 600 ns Puls gemessen worden, nördlich davon mit dem kurzem 60 ns Puls. Die senkrechte weiße Linie in der Mitte der Sektion kennzeichnet die Position der Eiskerntiefbohrung an dieser Stelle. Gepickte interne Horizonte sowie der Felsuntergrund sind jeweils anhand der geeigneteren Sektion bestimmt worden und für die gesamte Länge dargestellt.

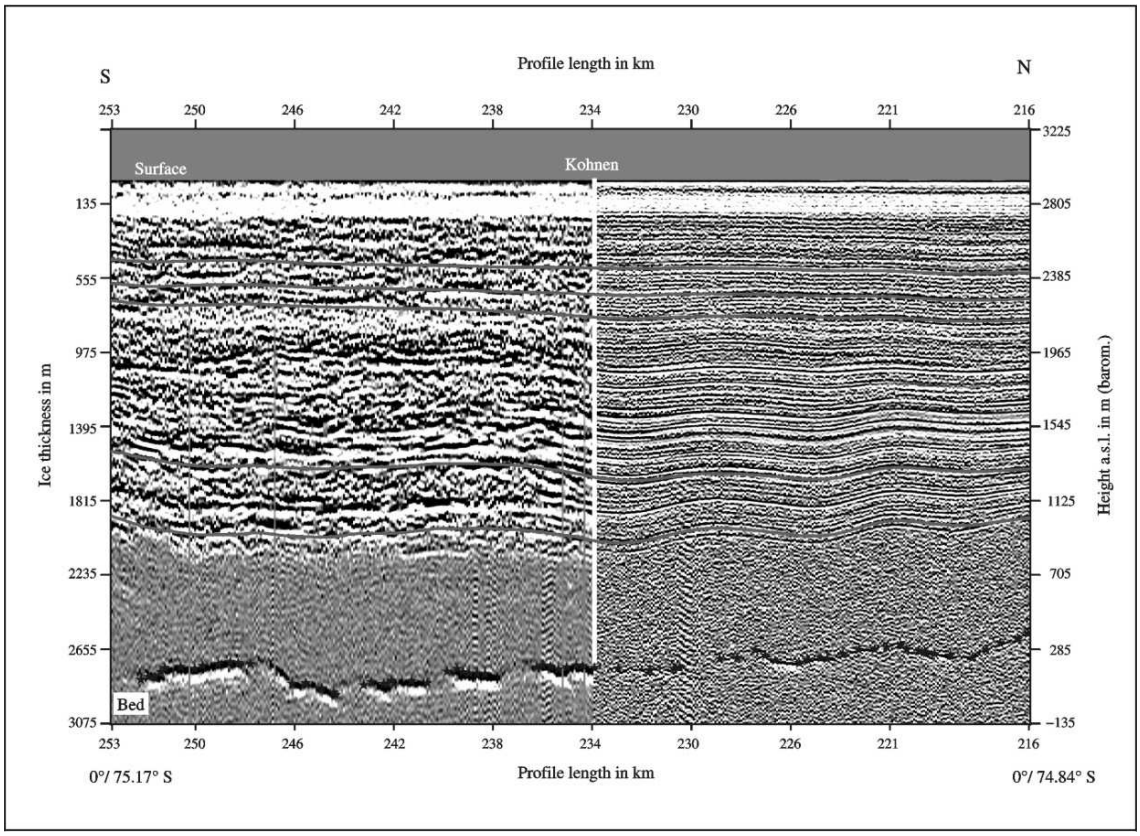


Abb. 4: EMR Sektion an der Kohnen Station. Südlich der Kohnen Station (linker Teil) ist das Ergebnis der Messung mit dem 600 ns Puls dargestellt, im nördlichen Bereich (rechter Teil) eine Kartierung mit dem 60 ns Puls. Gepickte interne Horizonte sowie der Felsuntergrund sind jeweils anhand der besser geigneteren Sektion bestimmt worden und für die gesamte Länge dargestellt (aus Steinhage, 2001).

EPICA Vorerkundung in Dronning Maud Land, Antarktis

Für Paläoklimastudien wurden für das „European Project for Ice Coring in Antarctica“ (EPICA) zwei lange Eiskerne in der Antarktis gebohrt. Zu den Fragestellungen die von EPICA bearbeitet werden, gehört unter anderem die Frage nach der Kopplung der Klimaänderungen auf der Nord- und Südhemisphäre (Jouzel et al., 1996). Für Vergleiche mit Paläoklimadaten von Eiskernen aus Grönland wurde daher eine Bohrstelle im atlantischen Sektor der Antarktis, in Dronning Maud Land (DML) platziert. Der Eiskern sollte einen vollständigen glazialen Zyklus umfassen, eine möglichst hohe jährliche Zutragsrate und die Quellen des Niederschlags sollen im Einzugsbereich des Atlantiks liegen. Eine ungestörte Schichtung des Eisschilds ist eine weitere Randbedingung für eine geeignete Bohrlokation. Das DML war jedoch zu Beginn von EPICA 1996 aus glaziologischer Sicht nahezu unerforscht. Daher wurden zur Vorerkundung zwischen 1994 und 1999 zahlreiche EMR-Messflüge durchgeführt, um die Eismächtigkeitsverteilung, das subglaziale Relief und den Aufbau des Eisschilds dort zu kartieren. Die Karte in Abbildung 5 zeigt die Lage der Profile, die im Rahmen der EPICA Vorerkundung geflogen wurden. Es wurden in fünf Messkampagnen mehr als 91500 Profilkilometer kartiert, die sich auf eine Fläche von circa 1000000 km² verteilen. Die dabei erfasste Eismächtigkeitsverteilung ist in Abbildung 6 dargestellt. Die mittlere Eismächtigkeit im Messgebiet beträgt 2306 m und liegt damit mehr als 200 m über dem Mittelwert des Eisschilds der Antarktis (Huybrechts et al. 2000).

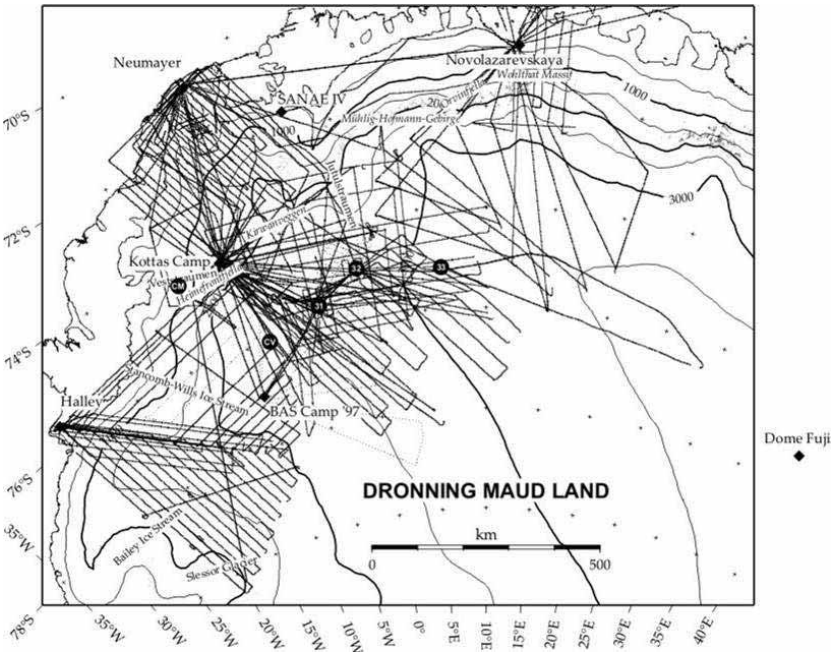


Abb. 5:
AWI-EMR Flüge in DML von 1994-99 sowie EMR-Messflüge des BAS von 1996/97 (punktierte Linien) (aus Steinhage, 2001).

Zur Qualitätskontrolle der Auswertung der Messflüge wurde an den Kreuzungspunkten der Profile die Abweichung der Eisdicken bestimmt. Das Resultat der Kreuzungspunktanalyse aller in Abbildung 5 aufgeführten Profile ist in Form eines Histogramms in Abbildung 7 zusammengefasst. Da nicht entlang aller Profile durchgängig die Eisunterseite bestimmt werden konnte, wurden die Profile für die Analyse zerlegt, wenn der Spurabstand zwischen zwei Reflexionen mehr als 1 km betrug. Somit wurde eine Verfälschung der Kreuzungspunktanalyse vermieden. Wie aus Abbildung 7 ersichtlich ist die Abweichung für nahezu 50 % der 1250 Kreuzungspunkte geringer als 10 m. Im Mittel beträgt die Differenz 17,7 m. Aufgrund dieses guten Ergebnisses wurden darauf verzichtet, die bereits im Flug erfolgte Geokodierung der Daten zu überarbeiten.

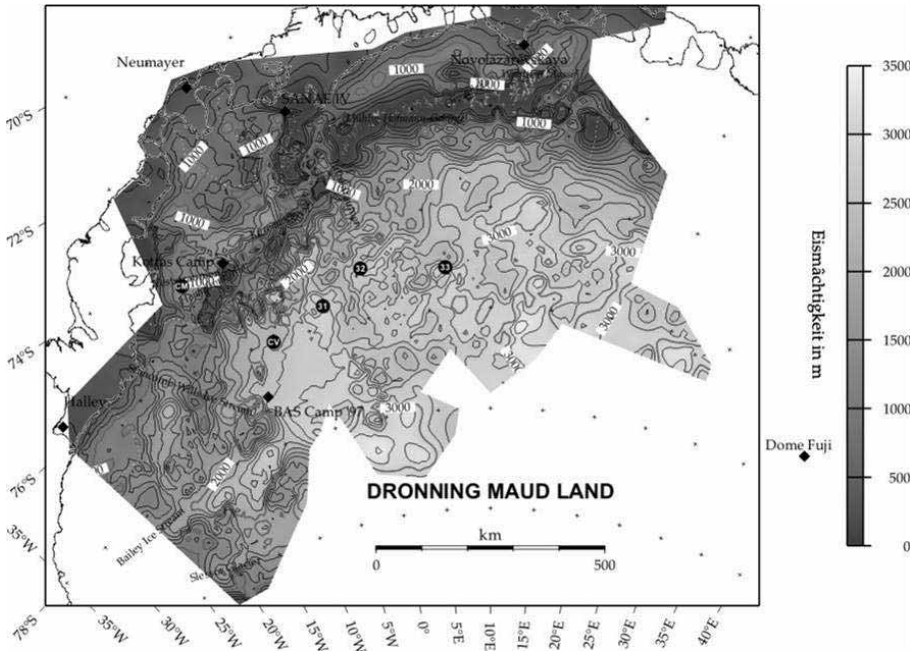


Abb. 6:
Eismächtigkeitsverteilung in DML basierend auf den in Abb. 5 gezeigten EMR-Profilen. Das Isolinienintervall beträgt 200 m (aus Steinhage, 2001).

Neben der Eismächtigkeitsverteilung wurde auch die Struktur des Eisschilds in der Umgebung der Bohrlokation, der Kohnen Station (0°/75°S) anhand willkürlich festgelegter interner Horizonte kartiert. Eine 3D-Ansicht mit Blickrichtung aus Südosten der Internen Horizonte und des Untergrundes der weiteren Umgebung der Eiskerntiefbohrung an der Kohnen Station ist in Abbildung 8 dargestellt.

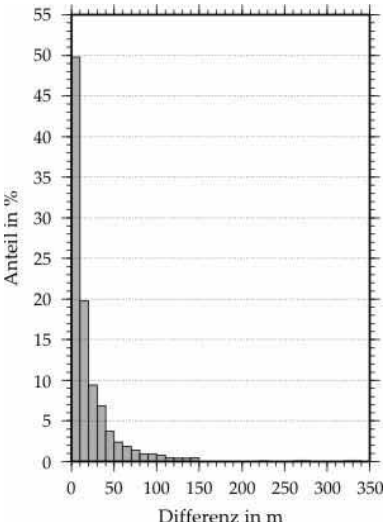


Abb. 7:
Histogramm der Kreuzungspunktanalyse der EMR-Profile aus Abb. 5 (aus Steinhage, 2001).

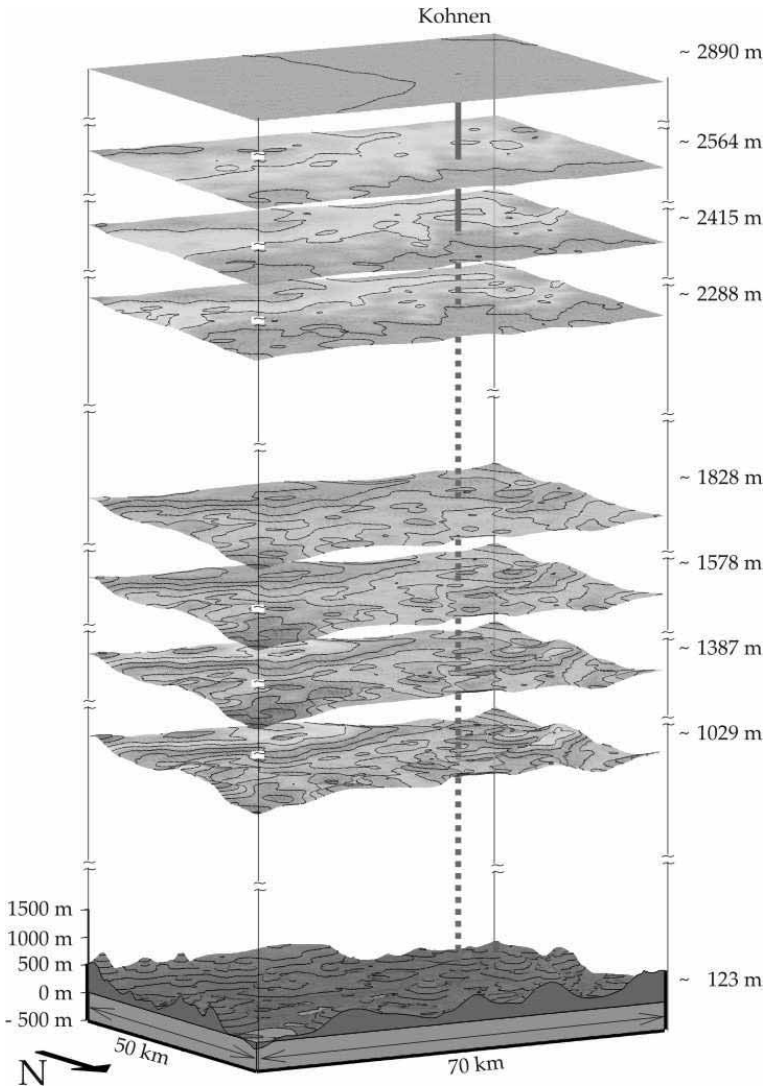


Abb.8:
3D-Ansicht aus Südosten der interner Horizonte und des Untergrundes in der Umgebung der Kohnen Station.

Eine Störung des geschichteten Eisschilds ist anhand der extrahierten interner Horizonte nicht zu erkennen. Die Variation der Tiefenlage der jeweiligen Horizonte nimmt mit zunehmendem Abstand zum Untergrund als Folge der plastischen Eigenschaften des Eises ab. Aus geophysikalischer Sicht ist die Region um 0°/75°S gut geeignet, um dort einen Eiskern zu erbohren, da das Eisschild keinerlei Störungen aufweist und das Eis ausreichend mächtig ist, um Eis eines vollständigen glazialen Zyklus, das heißt 110000 a altes Eis zu enthalten. Für letztere Aussage ist natürlich die Kenntnis der Zutragsrate notwendig. Die Zutragsrate, die Fließgeschwindigkeit des Eisschilds und weitere glaziologische Parameter wurden in der Vorerkundungsphase parallel zur Befliegung ermittelt. Schließlich wurde die Position 0°/75°S für die im atlantischen Sektor der Antarktis zu platzierende Eiskerntiefbohrung ausgewählt.

Massenbilanzstudien – Beispiel Jutulstraumen, Antarktis

Ein weiteres Anwendungsgebiet für flugzeuggestützte EMR-Messungen sind Massenbilanzstudien einzelner Gletscher und ihrer Einzugsgebiete. Während anhand von Eisbohrkernen das Paläoklima studiert wird, steht bei Massenbilanzstudien der gegenwärtige Beitrag eines Gletschers zur Änderung der Massenbilanz eines Eisschilds und Meeresspiegeländerungen im Vordergrund. Das Einzugsgebiet des größten Auslassgletscher in DML, dem Jutulstraumen, wird im Süden von der Eisscheide begrenzt, auf der an der Kohnen Station eine Eiskerntiefbohrung abgeteuft wurde. Der Massenfluss des Jutulstraumen ist daher nicht nur im Hinblick aus Meeresspiegeländerungen von Interesse, sondern auch zur Interpretation des Eiskerns.

Um den Massenfluß des Jutulstraumen zu erfassen wurde ein dichtes Netz von EMR-Flügen im Übergangsbereich vom gegründeten zum schwimmenden Gletscher in 2001/02 geflogen. Die Flüge sind beiderseits der Aufsetzzone, einem Abschnitt des Gletschers in der der Felsuntergrund soweit abtaucht, dass der Gletscher aufschwimmt, angeordnet. Somit kann aus dem Massenfluss die Abschmelzrate in der Aufsetzzone bestimmt werden.

Die Aufsetzzone wurde auch aus dem in Abbildung 9 (a) gezeigten geokodiertem Interferogramm bestimmt. Dieses basiert auf Satellitenbildern der Satelliten ERS1 und ERS2 (Goldstein et al., 1993, Rack et al., 2003). Die Lage der ausgewerteten EMR-Profilabschnitte ist durch die dünnen Linien ersichtlich. Dabei zeigt sich, dass entlang der Scherzonen zwischen den ortsfesten und den fließenden Bereichen des Gletschers auch keine Eisdicken bestimmt werden konnten. Die zugehörige Oberflächentopographie sowie die Lage der in Abbildung 10 dargestellten Profile sind in Abbildung 9 (b) abgebildet.

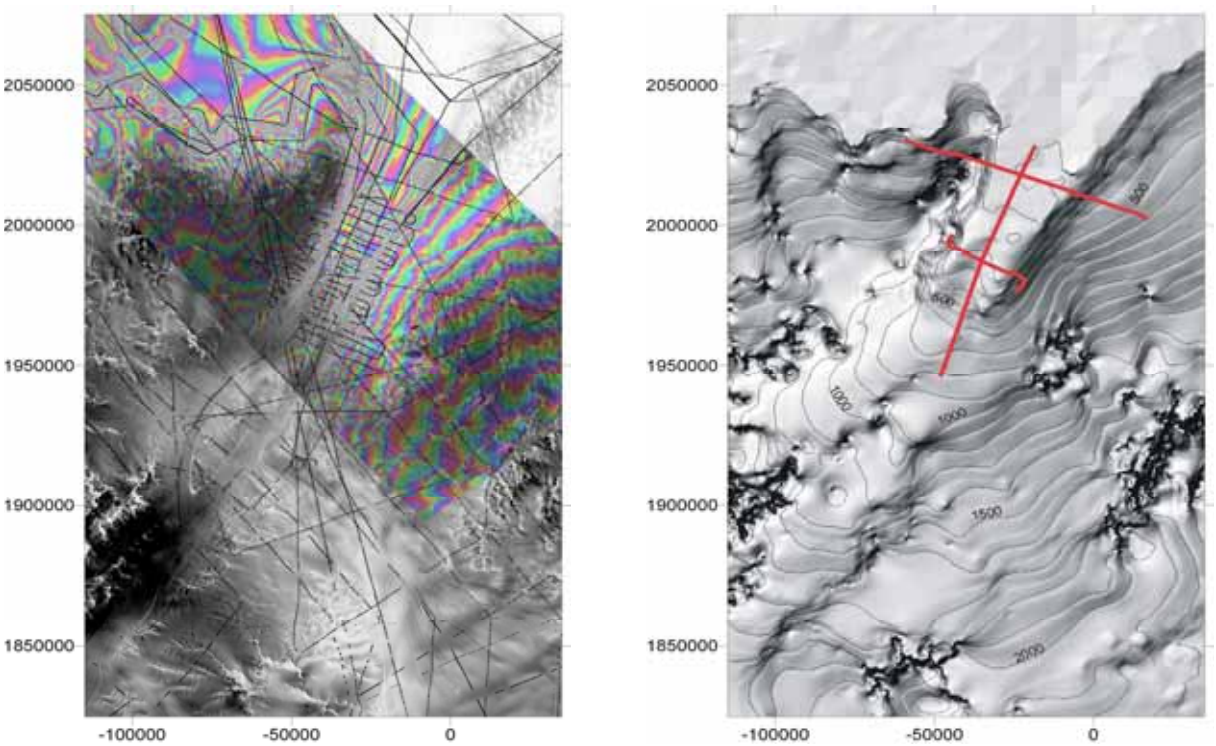


Abb. 9: (a) Interferogramm aus ERS1/2 Satellitenbildern über dem Jutulstraumen. Die dünnen schwarzen Linien repräsentieren Eismächtigkeitsmessungen im Messgebiet. (b) Oberflächentopographie des Jutulstraumen, Isohypsenintervall 100 m (Polarstereogr. Projektion, Rechts- u. Hochwert in Meter, Null entspricht dem 0° Meridian).

Das Interferogramm dient auch zur Bestimmung der horizontalen, oberflächennahen Fließgeschwindigkeit des Eises. Sie beträgt an der Aufsetzlinie bei einer Eisdicke von etwa 1600m bis zu 2.3 m d^{-1} (Abb. 10 a). Unter der Annahme eines vertikalen Geschwindigkeitsprofils errechnet sich der Massenfluß nahe der Aufsetzzone zu 16,2 Gt a^{-1} Eis. Diese Masse, die der Gletscher aus seinem Einzugsgebiet zur Aufsetzlinie transportiert, schmilzt nahezu zur Hälfte in der Aufsetzzone an der Unterseite ab (Abb. 10 b). Dies entspricht einer Abschmelzrate von 10 m a^{-1} ± 1 m a^{-1}.

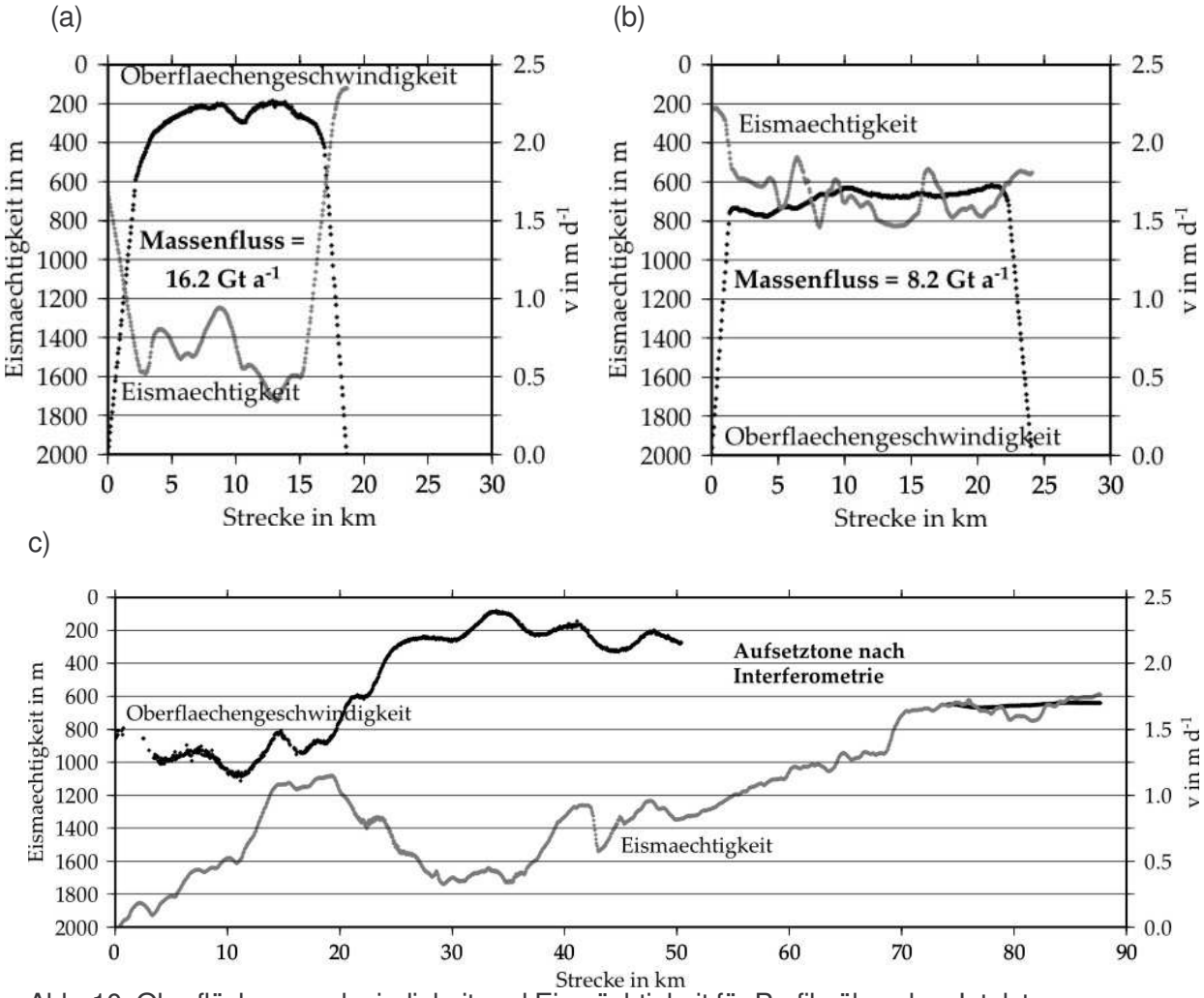


Abb. 10: Oberflächengeschwindigkeit und Eismächtigkeit für Profile über den Jutulstraumen; (a) aufliegendes Querprofil, (c) schwimmendes Querprofil und (c) Längsprofil entlang der Fliesslinie des Gletschers. Die Lage der Profile ist in Abb. 9 (b) verzeichnet. Die Querprofile kreuzen das Längsprofil bei km 43 und km 78.

Die jährliche Akkumulation (Schneezutrag) im Einzugsgebiet des Jutulstraumen beträgt etwa 14,1 Gt a^{-1} ± 2,8 Gt a^{-1}. Diese Abschätzung beruht auf einer Zusammenstellung aller Akkumulationsdaten aus Schneeschachtbeprobungen und Firnkernbohrungen in der Region, die teilweise von Oerter et al. (1999, 2000) veröffentlicht worden sind.

Unter Berücksichtigung, dass die Akkumulationsdaten nur eine geringe Datenpunktdichte im Einzugsgebiet des Gletschers im Vergleich zu den Eismächtigkeiten und der Oberflächengeschwindigkeiten aufweisen und zudem auch noch sehr inhomogen verteilt sind, darf die Massenbilanz des Jutulstraumen als ausgeglichen angenommen werden. Eine Verdichtung der Datenbasis der Akkumulationsverteilung ist zur genaueren Beurteilung der Massenbilanz notwendig.

Resumee

Das elektromagnetische Reflexionsverfahren ist das Verfahren der Wahl, wenn es darum geht die Struktur und Mächtigkeit von Eis zu bestimmen. Insbesondere ermöglichen flugzeuggestützte EMR-Messungen eine rasche Kartierung großer Flächen. Die Kenntnis des Untergrundsreliefs und des inneren Aufbaus von Eisschilden und Gletschern ist für viele glaziologische Fragestellungen, wie zum Beispiel Auswahl geigeneter Bohrlokationen für Eiskernbohrungen oder Massenbilanzstudien, unabdingbar.

Der Einsatz des EMR, vom Flugzeug wie vom Boden aus, wird durch die physikalischen Eigenschaften des Eises begünstigt. Da die Leitfähigkeit und die DK an direkt Eiskernen gemessen werden können, lassen sich mit EMR detektierte Horizonte leicht an Eisbohrkernen einhängen und somit einige punktuell bestimmte Parameter auf große Flächen extrapolieren. Dies ist besonders für die Kartierung der Akkumulationsverteilung im Hinblick auf Massenbilanzstudien interessant. Erste flugzeuggestützte Systeme hierfür werden bereits in den Polarregionen eingesetzt (z.B. Kanagaratnam et al. 2004).

Dies macht die Polarregionen auch zu einem Testfeld neuer technischer Entwicklungen auf dem Gebiet eindringender Radarsysteme. Aufgrund der fortschreitenden technischen Entwicklung ist zu erwarten, dass in naher Zukunft auch außerhalb der Polarregionen flugzeuggestützte EMR-Messungen ein sinnvolles geophysikalisches Messverfahren , z.B. in ariden Gebieten, durchgeführt werden.

Literatur

Blindow, N., 1994: The central part of the Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica: internal structures revealed by 40 MHz monopulse RES. Annals of Glaciology, Bd. 20, S. 365-371.

Bogorodsky, V.V., Bentley, C.R. und P.E. Gudmandsen, 1985: Radioglaciology. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.

Christensen, E.L., Reeh, N., Forsberg, R., Jorgensen, J.H., Skou, N. und Welders. K., 2000: A low-cost glacier-mapping system. Journal of Glaciology, Bd. 46, Nr. 154, S. 531-537.

Damm, V., Reitmayr, G., Korth, W., Dietrich, R. und J. Perlt, 1998: Helicopter-borne ice thickness measurements - application of a newly developed radar system in central Queen Maud Land, Antarctica. Proceedings of GPR'98, 7th International Conference on Ground Penetrating Radar.

Fujita, S. und S. Mae, 1994: Causes and nature of ice-sheet radio-echo internal reflections estimated from the dielectric properties of ice. Annals of Glaciology, Bd. 20, S. 80-86.

Fujita, S., Maeno, H., Uratsuka, S., Furukawa, T., Mae, S., Fujii, Y. und O. Watanabe, 1999: Nature of radio echo layering in the Antarctic ice sheet detected by a two-frequency experiment. Journal of Geophysical Research,, Bd. 104, Nr. B6, S. 13013-13024.

Gogineni, S., Tammana, D., Braaten, D., Leuschen, C., Akins, T., Legarsky, J., Kanagaratnam, P., Stiles, J., Allen, C. und K. Jezek, 2001: Coherent radar ice thickness measurements over the Greenland ice sheet. Journal of Geophysical Research, Bd. 106, Nr. D24, S. 33761-33772.

Goldstein, R., Engelhardt, H., Kamb, B., and Frolich, R. , 1993: Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: Application to an antarctic ice stream, Science 262, 1525-1530.

Hodge, S.M., Wright, D.L., Bradley, J.A., Jacobel, R.W., Skou, N. und B. Vaughn, 1990: Determination of the surface and bed topography in central Greenland. Journal of Glaciology, Bd. 36, Nr. 122, S. 17-30.

Huybrechts, P., Steinhage, D., Wilhelms, F. und Bamber, J., 2000: Balance velocities and measured properties of the Antarctic ice sheet from a new compilation of gridded data for modeling. Annals of Glaciology, Bd, 30, S. 52-60.

Jezek, K., 1980: Radar investigations of the Ross Ice Shelf, Antarctica. Doktorarbeit Universität Wisconsin-Madison´, USA.

Johari, G.P. und P.A. Charette, 1975: The permittivity and attenuation in polycrystalline and single-crystalline ice Ih at 35 and 60 MHz. Journal of Glaciology Bd. 40, Nr. 71, S. 293-303.

Jouzel, J., Orombelli, G. und C. Lorius, 1996: European Project for Ice Coring in Antarctica. Terra Antarctica, Bd. 3, Nr. 1, S. 49-54.

Kanagaratnam, P., Gogineni, S.P., Ramasami, V. A. und D. Braaten, 2004: A wideband radar for high-resolution mapping of near-surface internal layers in glacial ice. IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing, Bd. 42, Nr. 3, S. 483-490.

Kovacs, A., Gow, A.J. und R.M. Morey, 1995: The in-situ dielectric constant of polar firn revisited. Cold Regions Science and Technology Bd. 23, S. 245-256.

Lythe, M.B., Vaughan, D.G. und BEDMAP Consortium, 2001: BEDMAP: a new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. Journal of Geophysical Research, Bd. 106, Nr. B6, S. 11335-11351.

Millar, D.H.M., 1982: Acidity levels in ice sheets from radio echo-sounding. Annals of Glaciology, Bed. 3, S. 199-203.

Nixdorf, U., Steinhage, D., Meyer, U., Hempel, L., Jenett, M., Wachs, P. und Miller, H., 1999: The newly developed airborne RES-system of the AWI as a glaciological tool. Annals of Glaciology Bd. 29, S. 231-238.

Oerter, H., Graf, W., Wilhelms, F., Minikin, A. und Miller, H., 1999: Accumulation studies on Amundsenisen, Dronning Maud Land, by means of tritium, DEP and stable isotope measurements: first results from the 1995/96 and 1996/96 field seasons. Annals of Glaciology, Bd. 29, S. 1-9.

Oerter, H., Wilhelms, F., Jung-Rothenhäusler, F., Göktas, F., Graf, W. und Sommer, S., 2000: Accumulation rates , isotope and major ions contents in Dronning Maud Land

as revealed by snow pit studies and shallow firn cores. Annals of Glaciology, 30, S. 27-34.

Paterson, W.S.B., 1994: The physics of glaciers. 3. Auflage, Elsevier Science Ltd, Oxford, UK.

Petrenko, V.F., 1993: Electrical properties of ice. CREEL Special Reports, Bd. 93-20.

Popov, S.V., Sheremet'yev, A.N., Masolov, V.N.,´Lukin, V.V., Mironov, A.V. und Luchininov, V.S., 2003: Velocity of radio-wave propagation in ice at Vostok station, Antarctica. Journal of Glaciology, Bd. 49, Nr. 165, S. 179-183.

Rack, W. , Steinhage, D. , Nixdorf, U. , Miller, H.(2003). Grounding line detection and ice flow characteristics in Dronning Maud Land, Antarctica, based on ERS SAR interferometry and airborne ice thickness sounding, ESA fringe 2003 workshop, 1-5 December 2003, Frascati, Italy, poster presentation.

Raju, G., Xin, W. und R.K. Moore, 1990: Design, development, field observations, and preliminary results of the coherent Antarctic radar depth sounder (CARDS) of the University of Kansas, U.S. A. Journal of Glaciology, Bd. 36, Nr. 123, S. 247-254.

Steinhage, D., Nixdorf, U., Meyer, U.,und Miller, H., 1999: New maps of the ice thickness and subglacial topography in Dronning Maud Land, Antarctica, determined by means of airborne radio echo sounding. Annals of Glaciology, Bd. 29, S. 267-272.

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 Bd. 384.

Stern, W., 1929: Versuch einer elektrodynamischen Dickenmessung von Gletschereis. Gerlands Beiträge zur Geophysik Bd. 23, S. 292-333.

Studinger, M., Bell, R.E., Karner, G.D., Tikku, A.A., Holt, J.W., Morse, D.L., Richter, T.G., Kempf, S.D., Peters, M.E., Blankenship, D.D., Sweeney, R.E. und Rystrom, V.L., 2003: Ice cover, landscape setting, and geological framework of Lake Vostok, East Antarctica. Earth and Planetary Science Letters, Bd. 205, S. 195-210.

Tabacco, I.E., Bianchi, C., Zirizizzotti, A., Zuccheretti, E., Forieri, A. und della Vedova, A., 2002: Airborne radar survey above Vostok region, east-central Antarctica: ice thickness and Lake Vostok geometry. Journal of Glaciology, Bd. 48, Nr. 160, S. 62-69.

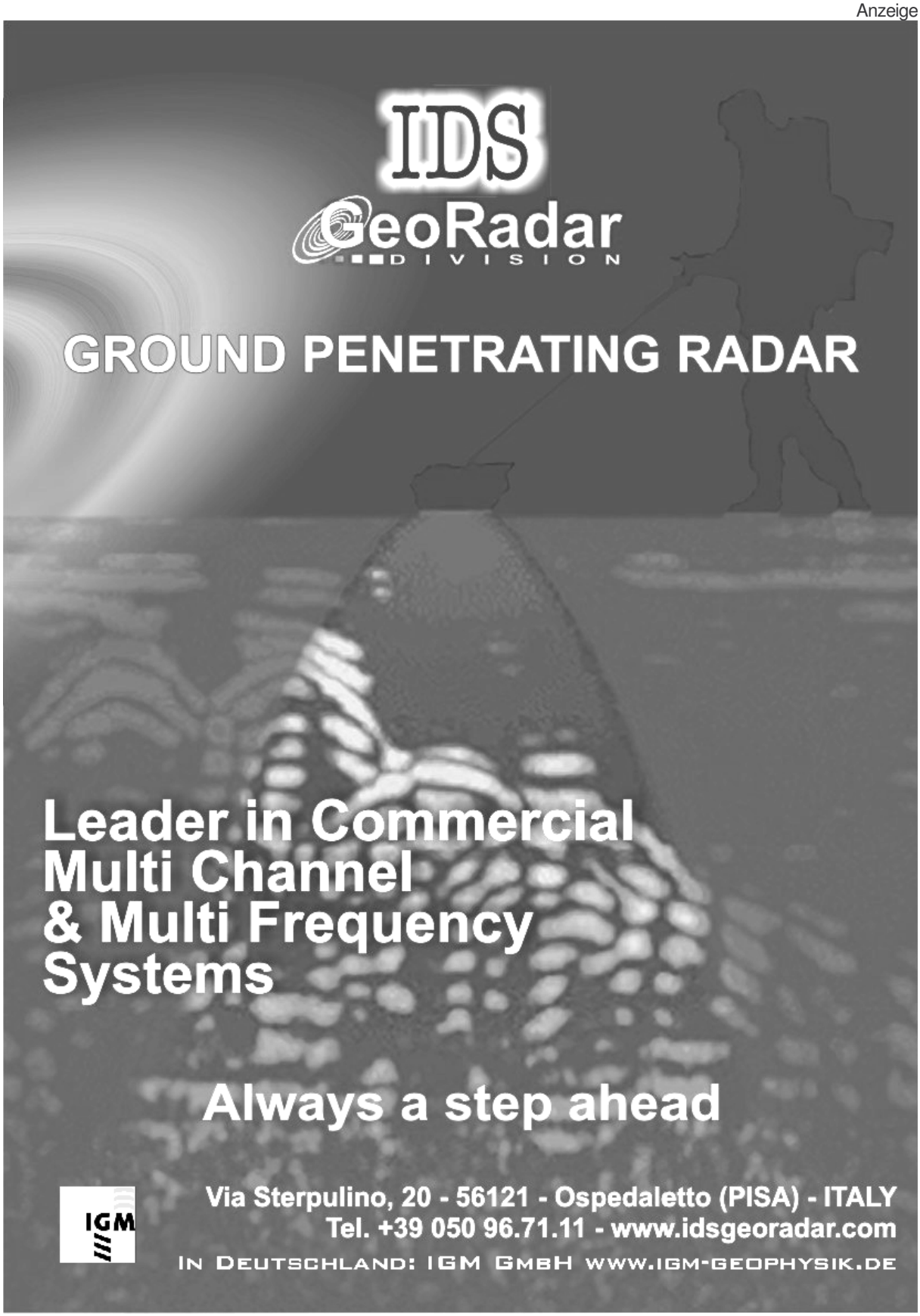
Thyssen, F., Bombosch, A. und H. Sandhäger, 1992 (erschienen 1993): Elevation, Ice Thickness and Structure mark Maps of the Central Part of the Filchner-Ronne Ice Shelf. Polarforschung, Bd. 62, Nr. 1, S. 17-26.

von Hippel, A.R., 1958: Dielectric Materials and Applications. 2. Auflage, The Technology Press of M.I.T. Cambridge, Massachusetts, and John Wiley & Sons, Inc. New York.

Waite, A.H. und S.J. Schmidt, 1961: Cross errors in height indication from pulsed radar ´ altimeters operating over thick ice or snow. Institute of Radio Engineers International Convention Record Bd. 5, S. 38-53.

Walden, M.C. and H.F.J. Corr, 1997: Review of the British Antarctic Survey EPICA 96/97 Radio Echo Survey Season. In H. Oerter (Hrsg): Filchner-Ronne-Ice Shelf Programme, Bd. 11, S. 68-70. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung,Bremerhaven.

Anzeige


IDS
GeoRadar
DIVISION
GROUND PENETRATING RADAR
Leader in Commercial
Multi Channel
& Multi Frequency
Systems
Always a step ahead
IGM
Via Sterpulino, 20 - 56121 - Ospedaletto (PISA) - ITALY
Tel. +39 050 96.71.11 - www.idsgeoradar.com
IN DEUTSCHLAND: IGM GMBH WWW.IGM-GEOPHYSIK.DE

Georadar zur zerstörungsfreien Prüfung von Verkehrsbauwerken

Johannes Hugenschmidt

EMPA, Dübendorf/Schweiz
johannes.hugenschmidt@empa.ch

Zusammenfassung

Seit über einem Jahrzehnt wird Georadar in zunehmendem Masse für die zerstörungsfreie Prüfung von Verkehrsbauwerken eingesetzt. Für viele Fragestellungen aus dem Bauingenieurwesen konnte dabei gezeigt werden, dass die mittels Georadar ermittelten Informationen eine für die Praxis ausreichende Genauigkeit und Zuverlässigkeit aufweisen. In diesem Beitrag werden typische Anwendungen des Georadar für die zerstörungsfreie Prüfung/Untersuchung von Verkehrsbauwerken vorgestellt und anhand von Beispielen diskutiert. Besonderer Wert wird dabei auf die unter realistischen Bedingungen erreichbare Qualität der Ergebnisse gelegt.

Einführung

Verkehrsbauwerke wie Strassen, Brücken, Tunnel und Eisenbahnstrecken stellen grosse Werte dar. Der Unterhalt dieser Bauwerke verschlingt nicht nur erhebliche Summen, sondern wird aufgrund der oft damit einhergehenden Verkehrsbehinderung vielfach als Ärgernis empfunden. Hinzu kommt, dass zahlreiche Bauwerke erhebliche Abweichungen vom Bauplan aufweisen. Verfahren, die zerstörungsfrei und mit möglichst hoher Effizienz und Genauigkeit Informationen über den Aufbau und Zustand von Verkehrsbauwerken liefern sind deshalb von grossem Interesse und werden vermehrt eingesetzt. Einige davon wurden aus der Geophysik übernommen bzw. kommen dort auch zum Einsatz. Die Tabelle 1 gibt einen Überblick über einige gängige Verfahren ohne den Anspruch auf Vollständigkeit. Eine Übersicht über zerstörungsfreie Verfahren und deren Anwendungen im Bauwesen gibt das ZfP-Bau Kompendium [1], Informationen über Anwendungen des Georadar im Bauwesen sind in [2] zu finden.

Tabelle 1: Übersicht über zerstörungsfreie Prüfverfahren, deren Beziehung zu geophysikalischen Methoden und deren Anwendung

Zerstörungsfreie Prüfung	**Geophysik**	**Untersuchungs-grösse**	**Anwendung durch**
Schallemissionsanalyse	Seismologie	Risse, Belastbarkeit	Spezialisten
Ultraschall	Seismik	Dicken, Positionen	Spezialisten
Impact-Echo	Seismik	Dicken, Positionen	Spezialisten, Angelernte
Georadar	Georadar	Dicken, Positionen, Eigenschaften	Spezialisten
Potenzialmessung	Eigenpotential	Korrosion	Spezialisten
Gleichstromelektrik	Gleichstromelektrik	Feuchtigkeit	Spezialisten
Betonüberdeckungsmessgerät	Wechselstromelektrik	Position, Betonüberdeckung, Durchmesser von Bewehrung	Angelernte
Magnetik	Magnetik	Betonüberdeckung	Angelernte

Materialien und Fragestellungen

Verkehrsbauwerke bestehen in der Mehrheit aus Beton (Mineralstoffe, Zement Zusatzmittel), Stahl, Asphalt (Mineralstoffe, Bitumen, Zusatzmittel) und ungebundenen Mineralstoffen (zum Beispiel bei geschotterten Eisenbahnstrecken und beim Unterbau von Strassen). Vom Stahl abgesehen eignen sich diese Materialien gut zur Untersuchung mit Georadar, weil sie insbesondere eine geringe elektrische Leitfähigkeit ausweisen. Eine Übersicht über die Eigenschaften von Baumaterialien findet man beispielsweise in [2].

Häufige Fragestellungen stellen die Dicke von Schichten dar, wie beispielsweise die Dicke von Strassenbelägen oder einzelner Belagsschichten, die Betondicke bei Tunnelwänden oder die Schottermächtigkeit bei Eisenbahnstrecken. Weiterhin gilt es häufig die Tiefe und den Ort von Einbauten zu bestimmen. Beispiele hierfür sind die Tiefe von Bewehrungen im Beton und die Position von Vorspannkabeln auf Betonbrücken oder von Verankerungen in Stützwänden. In einfachen Fällen genügt auch der Nachweis, dass ein vorgesehenes Einbauelement auch tatsächlich vorhanden ist.

Über diese, die Struktur von Bauwerken betreffenden Fragestellungen hinaus, gewinnt auch die Untersuchung von Materialeigenschaften zumindest in Forschung und Entwicklung an Bedeutung. Beispiele hierfür sind die Feuchtigkeit von Materialien, der Chloridgehalt im Beton oder der Zustand von Asphaltbelägen.

Praktische Durchführung von Radaruntersuchungen

Da Verkehrsbauwerke naturgemäss befahren werden können und zusätzlich in vielen Fällen erhebliche Ausmasse aufweisen, bietet sich die Datenakquisition von einem Fahrzeug aus an. Die Abbildung 1 zeigt die mobile Georadar-Anlage der Empa, wie sie für die Untersuchung von Strassen und Brücken eingesetzt wird. Die eingesetzten Geräte sind in der Tabelle 3 aufgeführt. Mit dieser Anlage können auch grössere Objekte effizient gemessen werden. Die Anlage ist für eine Fahrgeschwindigkeit von maximal 80 km/h ausgelegt, in der Praxis ist die Geschwindigkeit während einer Messung meist erheblich tiefer. Auf Brücken beispielsweise wird meist mit 10 km/h gefahren, weil entlang vorher definierter Linien gemessen werden muss.

Sofern der Einsatz der mobilen Anlage nicht möglich ist, wird entweder manuell gemessen (Abbildung 2, Abbildung 3) oder es werden spezielle Lösungen realisiert, wie beispielsweise bei der Untersuchung von Einsenbahnstrecken (Abbildung 4).

Die für die in diesem Beitrag gezeigten Gerätekonfigurationen und Datenbeispiele eingesetzten Antennen zeigt die Tabelle 2 Im Weiteren werden die Bezeichnungen „Antenne A/B/C“ verwendet, um die ständige Verwendung von Produkte- und Firmennamen zu vermeiden und um die Problematik der meist zu hohen Angaben für die Mittelfrequenz seitens der Hersteller zu umgehen.

Tabelle 2: eingesetzte Antennen

Bezeichnung	Typ	Mittelfrequenz, Herstellerangabe	Mittelfrequenz, Messung EMPA
Antenne A	GSSI Modell 4205 Horn	2.5 GHz	1.2 GHz
Antenne B	GSSI Modell 5100	1.5 GHz[1]	1.2 GHz[2]
Antenne C	GSSI Modell 3101D	900MHz	Nicht untersucht
Antenne D	GSSI Modell 5103	400 MHz	Nicht untersucht

[1] auf Beton
[2]- in Luft

Abbildung 1: mobile Georadar-Anlage, Antenne A

Abbildung 2: manuelle Messung, Antenne B

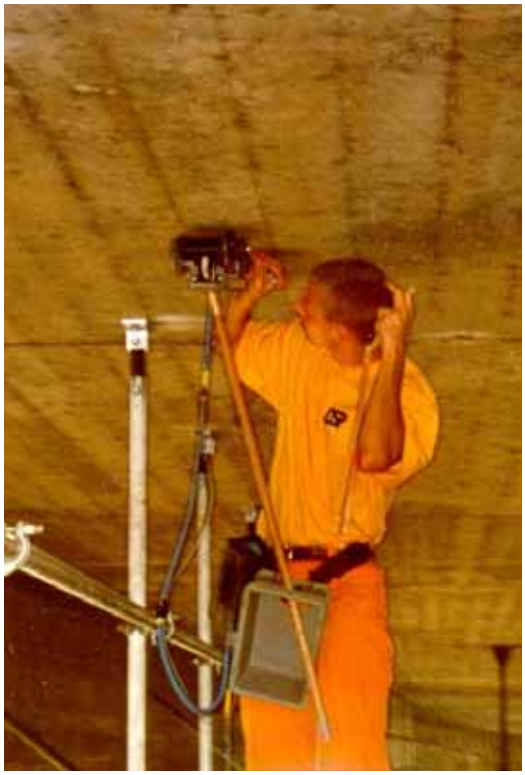


Abbildung 3: Radarmessung auf der Unterseite einer Brücke, Antenne B

Abbildung 4: Vorrichtung für Gleismessungen, Antenne C

Tabelle 3: eingesetzte Geräte (mobile Messung auf Strassen und Brücken):

	Modell	**Hersteller**
Hornantennen	4205	GSSI
Radargerät	SIR 20	GSSI
mobiler Aufbau		EMPA Eigenbau
GPS-System	5700 RTK	Trimble

Tabelle 4: Aufnahmeparameter (mobile Messung auf Strassen und Brücken):

Fahrgeschwindigkeit:	10 – 80 km/h
Spurlänge:	20 ns
Spuren pro Meter:	10 - 200
Datenverarbeitung während der Messung:	keine

Sofern nicht eine Interpretation der Radardaten direkt vor Ort erforderlich ist, wird auf eine Datenverarbeitung in Echtzeit während der Messung verzichtet. Die dann im Anschluss an die Messung durchgeführte Verarbeitung der meist einkanaligen Daten besteht aus einigen wenigen Verarbeitungsschritten. Die Abbildung 5 zeigt Rohdaten, die auf einer Brücke von 25m Länge mit der mobilen Anlage aufgezeichnet wurden. In Abbildung 6 ist der gleiche Datensatz nach der Bearbeitung gezeigt. Zwischen diesen beiden Darstellungen liegen die in Tabelle 5 aufgelisteten Bearbeitungsschritte. Selbstverständlich ist auch im Bereich der zerstörungsfreien Prüfung die Datenverarbeitung sowohl an die Fragestellung als auch an die Datenqualität anzupassen, so dass die in Tabelle 5 beschriebene Sequenz lediglich ein Beispiel darstellt.

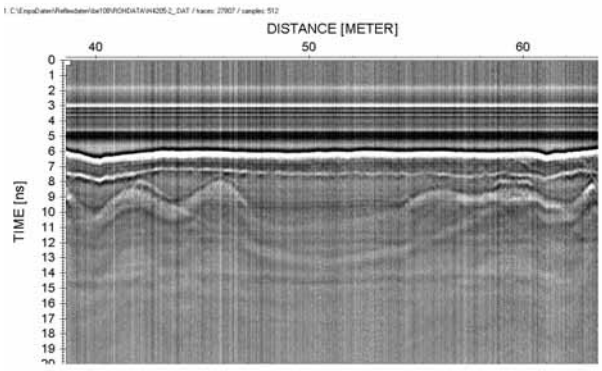


Abbildung 5: Rohdaten von der Überführung Wyssenried, Antenne A

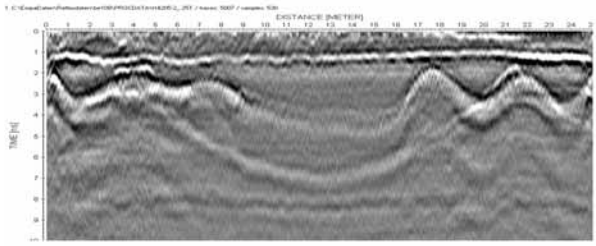


Abbildung 6: bearbeiteter Datensatz von der Überführung Wyssenried, Antenne A

Tabelle 5: Datenverarbeitung am Beispiel Überführung Wyssenried

1. Bandpassfilter
2. Korrektur der Reflexion an der Strassenoberfläche auf den Nullpunkt
3. Background-Removal
4. Drehung des Profils in Längsrichtung
5. Running average
6. Einführung der Metrierung der Brückenachse als Längenmassstab

Anwendungsbeispiele

Eisenbahnstrecken

Bei der Untersuchung von Eisenbahnstrecken [3] stehen die Abklärung der Schottermächtigkeit und das Auffinden von Zonen mit von unten in den Schotter eingedrungenem Feinmaterial (Verschmutzungen) im Vordergrund. Eisenbahnstrecken stellen eine eher ungünstige Umgebung für Radarmessungen dar. Aufgrund der zu untersuchenden Streckenlänge von meist mehreren Kilometern drängt sich der Einsatz eines Messfahrzeuges auf. Die zur Messung zur Verfügung stehende Zeit beschränkt sich auf die Pausen zwischen zwei Zügen, weshalb vielfach nachts gemessen wird. Schliesslich stellen Schienen, Schwellen und auf den Gleisen eingebaute zusätzliche Einrichtungen wie Weichen, Leitungen oder Zugsicherungssysteme ein Problem dar. Die Vorrichtung der EMPA für Messungen auf Eisenbahngleisen wurde bereits in der Abbildung 4 vorgestellt. Die Abbildung 7 zeigt einen Ausschnitt von 40m Länge vor (oben) und nach der Datenbearbeitung (unten). Die angewandten Bearbeitungsschritte sind in [3] näher beschrieben. Am gezeigten Beispiel wird klar, dass die oben genannten ungünstigen Bedingungen durch eine geeignete Messung und Datenbearbeitung soweit bewältigt werden können, dass auswertbare Datensätze zur Verfügung stehen.

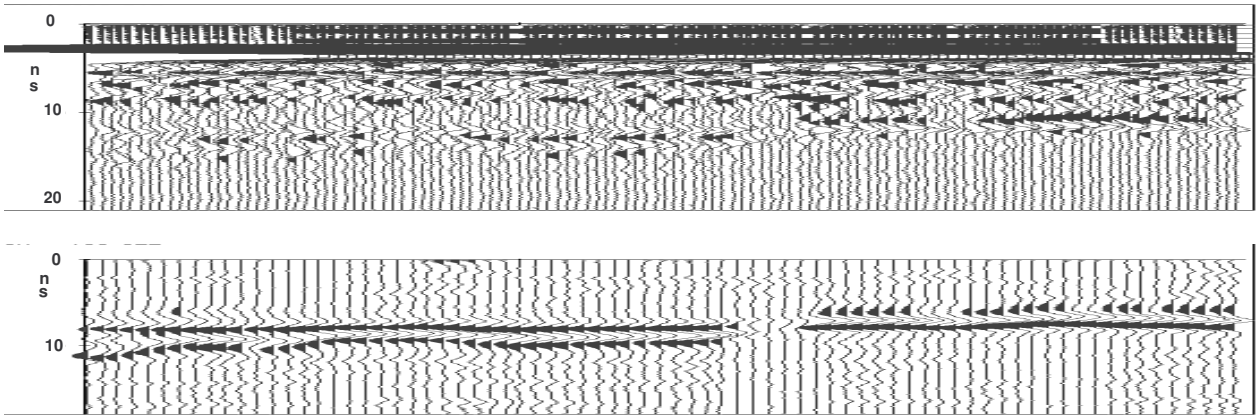


Abbildung 7: Ausschnitt aus Datensatz vor (oben) und nach Datenbearbeitung (unten), Antenne C

In einem Pilotprojekt im Auftrag der Schweizerischen Bundesbahnen SBB wurden 3 verschiedene Strecken mit einer Gesamtlänge von 15.1km untersucht. Zur Unterstützung der Auswertung und zur Kalibration der Ausbreitungsgeschwindigkeit des Radarsignals im Schotter standen 41 Sondierschlitze zur Verfügung. Zusätzlich wurden von den SBB 77 Sondierschlitze gegraben, die während der Auswertung der Radardaten nicht zur Verfügung standen und die zur Überprüfung der Radarresultate verwendet wurden.

Mit Hilfe der Sondierschlitze wurde eine Ausbreitungsgeschwindigkeit im Schotter von $1.4 * 10^8$ m/s ermittelt und auf der gesamten Streckenlänge verwendet. Die Abbildung 8 zeigt einen Ausschnitt von 750m Länge aus dem Datensatz (oben) zusammen mit der Auswertung für die Schottermächtigkeit (unten). Vier auf diesem Abschnitt vorhandene Sondierschlitze sind durch senkrechte schwarze Linien gekennzeichnet. Die Zahl links neben der Linie steht für die Schottermächtigkeit gemäss Radar, die rechts für diejenige gemäss Sondierschlitz. Die Sondierung bei 66200m stand während der Auswertung der Radardaten zur Verfügung, ansonsten wäre hier vermutlich die falsche Reflexion als Untergrenze Schotter interpretiert worden. Die mittlere Abweichung zwischen den Radarergebnissen und den Sondierergebnissen betrug 4cm. Somit weisen die Radarergebnisse eine für alle Anforderungen ausreichende Genauigkeit auf.

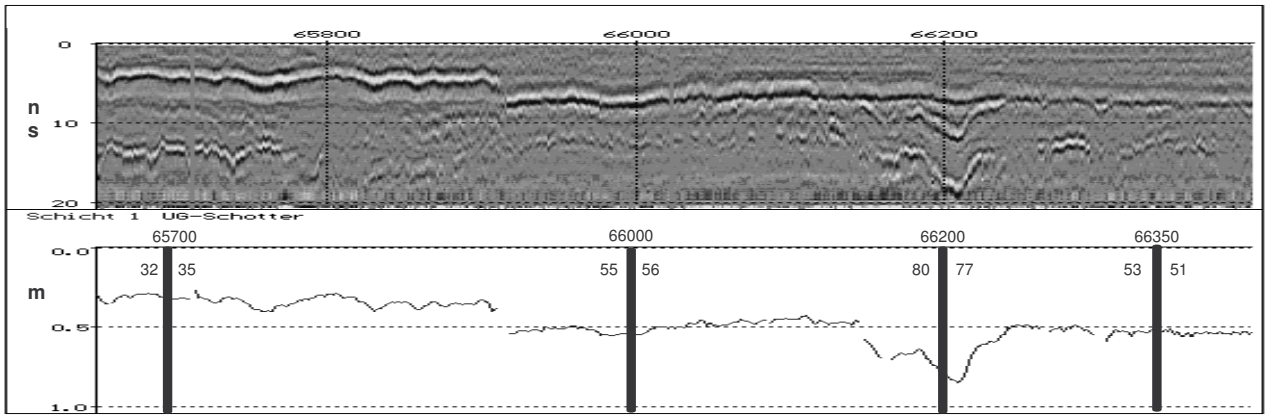


Abbildung 8: Datensatz (Ausschnitt) zur Ermittlung der Schotterdicke (oben) und Auswertung (unten), Sondierschlitze sind durch senkrechte Linien gekennzeichnet, Antenne C, Länge 750m

Von den 19 mittels Sondierschlitzen aufgefundenen Verschmutzungen wurden 12 durch die Radaruntersuchung lokalisiert, zwei weitere waren als wahrscheinliche Verschmutzungen identifiziert worden. Fünf Zonen blieben aus den folgenden Gründen unentdeckt:

- In zwei Zonen war das Feinmaterial lediglich 2cm bzw. 4 cm weit eingedrungen.
- Drei Zonen lagen im Bereich eines Bahnhofs, wo die Datenqualität aufgrund auf dem Boden verlegter Leitungen sowie auf dem Schotter liegender Abfälle sehr schlecht war.

Die Abbildung 9 zeigt einen Ausschnitt von 200m Länge, wo die Reflexion an Obergrenze einer Verlehmung sowohl innerhalb als auch unterhalb des Schotters deutlich erkennbar ist.

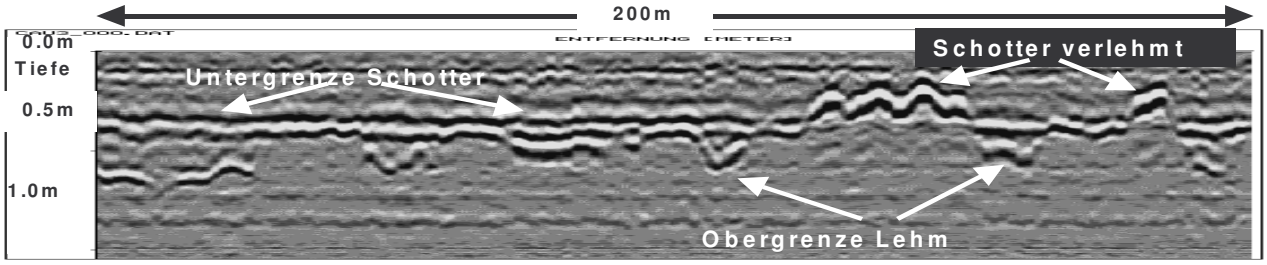


Abbildung 9: Datensatz (Ausschnitt) zur Lokalisierung verlehmter Zonen im Schotterbett, Antenne C

Brücken

Die Abbildung 10 zeigt schematisch den Aufbau einer Brückenplatte einschliesslich Abdichtung und Belag. Von oben nach unten betrachtet kommt zunächst ein meist mehrschichtiger Asphaltbelag, dessen Dicke je nach Brücke und Belagstyp stark variieren kann. Darunter befindet sich eine Abdichtung, vielfach aus aufgeschweissten bituminösen Dichtungsbahnen von meist um 5mm Dicke. Direkt auf den Beton der eigentlichen Brückenplatte werden je nach Situation verschiedene Voranstriche und Versiegelungen aufgebracht. In der Brückenplatte selbst finden sich oft mehrere Lagen von Bewehrung sowie die Vorspannkabel. Der hier beschriebene Aufbau ist der Normalfall, in der Praxis existieren jedoch zahlreiche Spezialfälle.

Auf Brücken stellen sich in der Praxis viele Problemstellungen, welche mit Georadar abgeklärt werden können. Die Dicke des Belages ist relevant, wenn der Asphalt abgefräst werden soll ohne die Abdichtung zu beschädigen. Die Tiefe der Bewehrung im Beton ist aus Gründen des Korrosionsschutzes und der Statik von Bedeutung und die Position von Vorspannkabeln muss bekannt sein, wenn beispielsweise Bohrungen vorgenommen werden sollen, weil die Zerstörung eines solchen Kabels die Stabilität der Brücke gefährden würde.

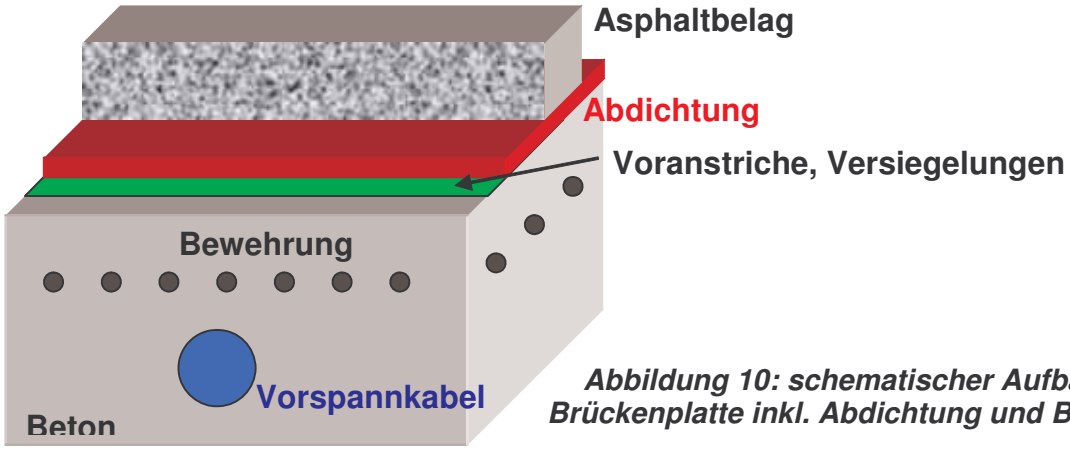


Abbildung 10: schematischer Aufbau einer Brückenplatte inkl. Abdichtung und Belag

In einem im Jahre 2005 abgeschlossenen Forschungsprojekt [4] wurden die Genauigkeit und Zuverlässigkeit von Radarergebnissen auf Brücken untersucht. Zum Abbruch vorgesehene Brücken wurden mittels Geroradar untersucht und die Untersuchungsergebnisse wurden offen gelegt. Während bzw. nach dem Abbruch der Brücken wurden die Radarergebnisse entlang von Fräskanten und zersägten Brückenteilen überprüft. Insgesamt wurden fünf verschiedene Brücken im Rahmen dieses Projektes bearbeitet.

Die Überführung Wyssenried (Abbildung 11) war wegen der Verlegung einer Eisenbahnstrecke überflüssig geworden und sollte abgerissen werden. Die mit der mobilen Georadar Anlage erhaltenen Daten (Abbildung 12) zeigen von oben nach unten betrachtet die folgenden Reflexionen:

1. Übergang Asphalt-Beton
2. Oberste Bewehrungslage
3. Vorspannkabel
4. Unterseite Brückenplatte oder zweite Bewehrungslage

Zur Unterstützung der Interpretation und zur Kalibrierung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten des Radarsignals stand eine Sondierung zur Verfügung (Abbildung 13). Beim Abbruch wurde entlang der zersägten Brückenteile (Abbildung 14) mit einem Lineal die Eisenüberdeckung (Tiefe der obersten Bewehrungslage im Beton) gemessen. Die Asphaltdicke konnte nicht gemessen werden, weil der Asphalt schon vor dem Betonabbruch mit einem Bagger entfernt worden war. Den Vergleich zwischen Radarergebnis und Realität zeigt die Abbildung 15 zusammen mit den absoluten Differenzen. Das Radarergebnis gibt den generellen Verlauf entlang der Brücke recht gut wieder. Die maximale Differenz zwischen Radarergebnis und Realität beträgt 41mm.

Die mittlere Abweichung zwischen Radarergebnis und Realität auf allen fünf Brücken betrug 9mm für die Asphaltdicke und 10mm für die Eisenüberdeckung der obersten Bewehrungslage. Auf 95% bzw. 77% der untersuchten Länge konnte ein Ergebnis für die Asphaltdicke bzw. Eisenüberdeckung erzielt werden.

Abbildung 11: Überführung Wyssenried

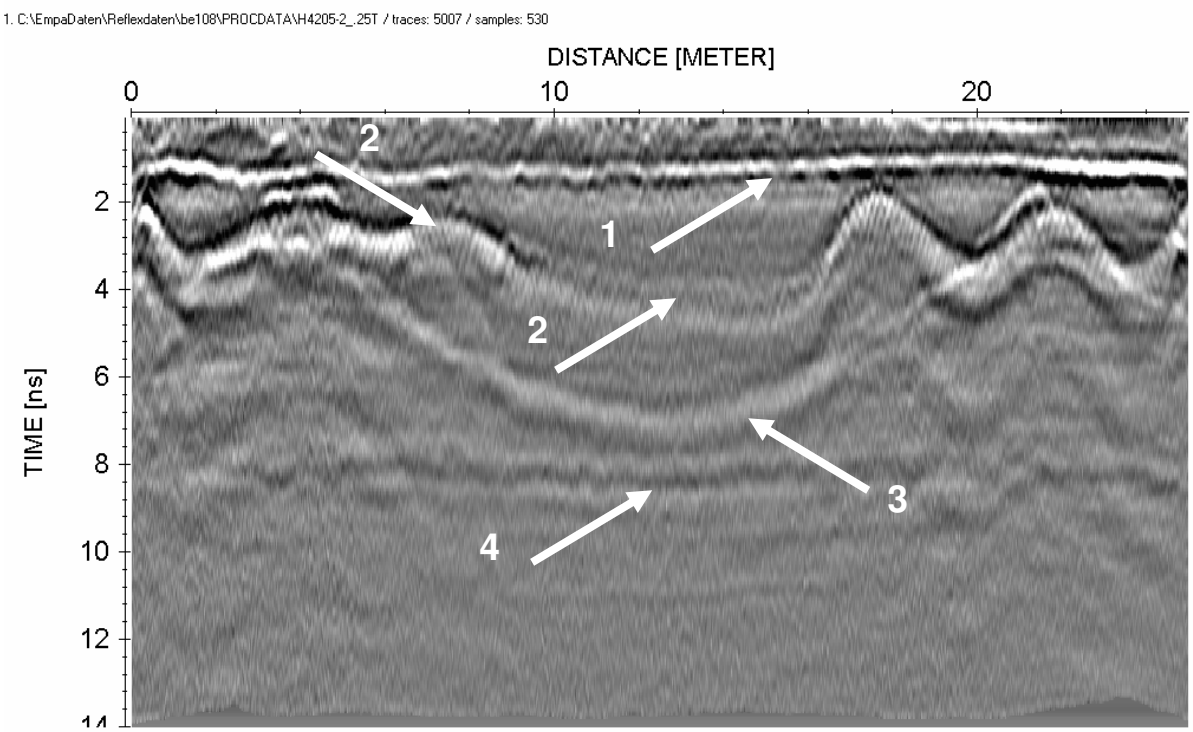


Abbildung 12: Datensatz Überführung Wyssenried, Antenne A, Länge 25m

Abbildung 13: Sondierung auf der Überführung Wyssenried

Abbildung 14: zersägte Brückenplatte der Überführung Wyssenried

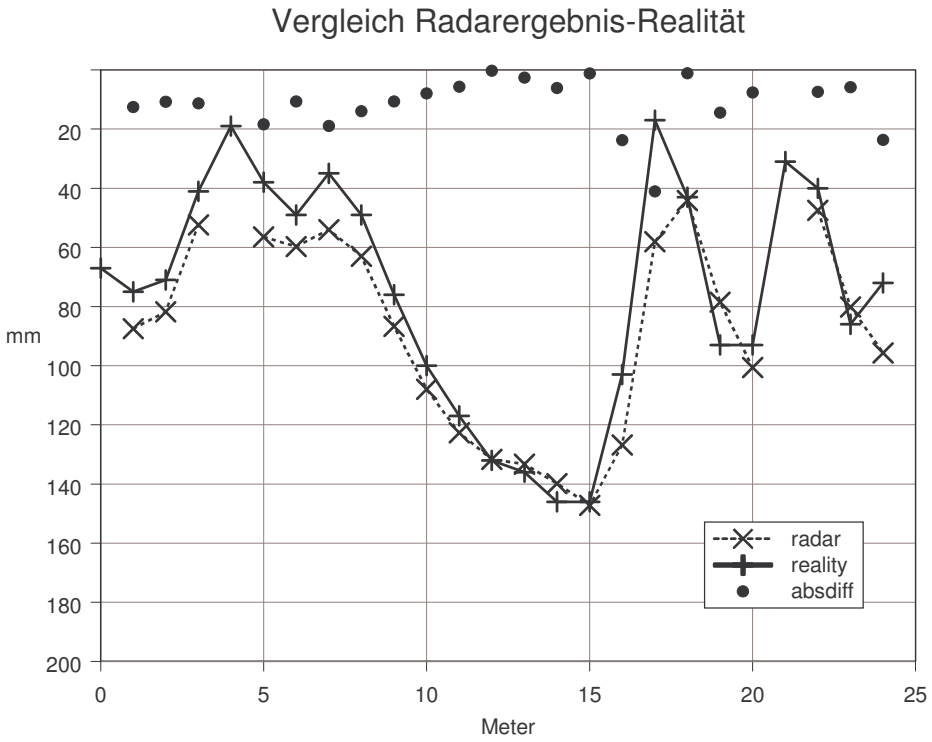


Abbildung 15: Vergleich zwischen Radarergebnis(X – gestrichelte Linie) und Realität (+ durchgezogene Linie) sowie den absoluten Differenzen (Punkte) über die gesamte Brückenlänge

Die Lokalisierung von Vorspannkabeln erfolgt meist mit manuellen Messungen wie beispielsweise in Abbildung 3 gezeigt. Die Interpretation der Daten und das Anzeichnen der Kabelpositionen erfolgt direkt vor Ort. Die Abbildung 16 zeigt einen Ausschnitt aus einem Datensatz von 4.0m Länge. Einige der oberflächennahen Bewehrungseisen sind mit schwarzen Pfeilen gekennzeichnet. Darunter und mit weissen Pfeilen markiert sind die Diffraktionen der Vorspannkabel. Meist ist es sinnvoll mehrere parallele Linien zu messen, um die Sicherheit der Ortung zu erhöhen.

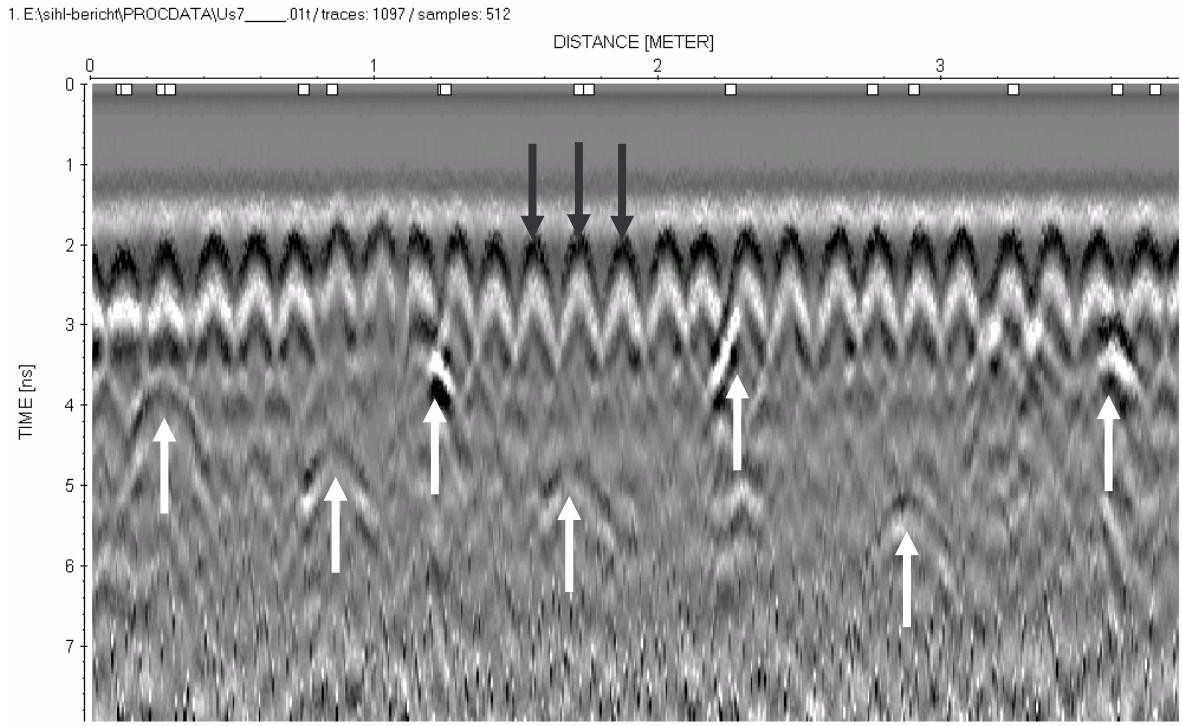


Abbildung 16: Ausschnitt aus einem Datensatz zur Ortung von Vorspannkabeln, Länge 4.0m, Antenne B

Ein von einer abgebrochenen Brücke (Viadotto sopre le Cantine) herausgeschnittener Längsträger (Abbildung 17) wurde an der Empa einer 3-D Untersuchung unterzogen. Dazu wurden auf in der Abbildung 18 schraffierte Fläche in vertikaler und horizontaler Richtung Radardaten entlang von Linien im Abstand von 2cm aufgezeichnet. Anschliessend wurden die beiden Datensätze (vertikal/ horizontal) separat verarbeitet und in Zeitscheiben umgerechnet. Die Abbildung 19 zeigt eine Zeitscheibe von 0.51ns entsprechend einer Tiefe von ca. 2 cm. Hier sind die senkrecht verlaufenden Bewehrungseisen deutlich erkennbar. In einer Tiefe von ca. 5 cm entsprechend 1.13ns (Abbildung 20) zeigen sich die beiden von links oben nach rechts unten verlaufenden Vorspannkabel sowie eine zusätzliche Struktur (Pfeil), bei der es sich vermutlich um eine im Träger verbliebene Vorrichtung zum Transport des teilweise vorfabrizierten Trägers handelt. Bei 2.15ns, entsprechend einer Tiefe von ca. 0.10m (Abbildung 21), zeigen sich deutlich die Eisen der zweiten Bewehrungslage. Zwischen 0.0m und 1.2m fehlen diese, da der Träger dort dicker als in den übrigen Bereichen ist und damit auch die zweite Bewehrungslage tiefer liegt.

Abbildung 17: Brückenträger

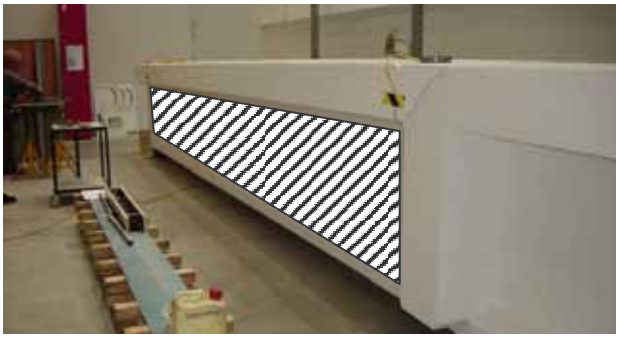


Abbildung 18: Brückenträger mit untersuchtem Bereich

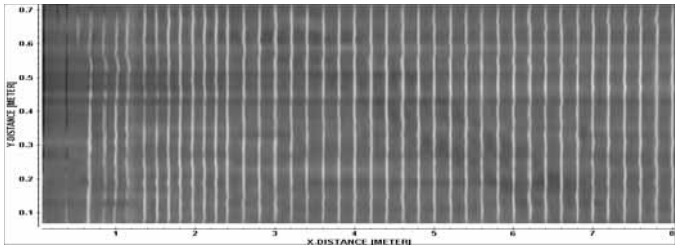


Abbildung 19: Zeitscheibe von Brückenträger, t=0.51ns, Antenne B

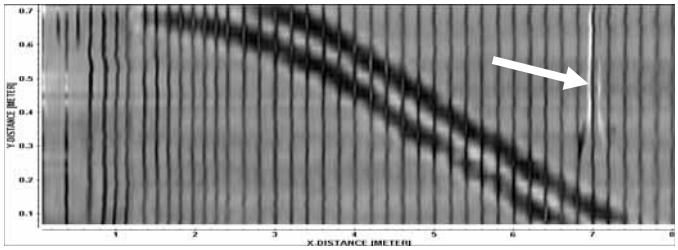


Abbildung 20: Zeitscheibe von Brückenträger, t=1.13ns, Antenne B

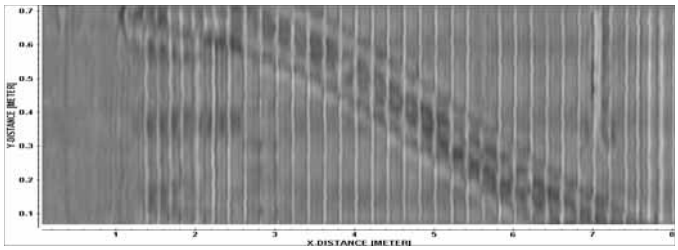


Abbildung 21: Zeitscheibe von Brückenträger, t=2.15ns, Antenne B

Strassen

Auf Strassen stellen sich verschiedene Fragestellungen, die mit Georadar untersucht werden können. Im Vordergrund steht die Bestimmung der Dicke des Asphaltbelages sowie einzelner Belagsschichten. Weitere Themen sind der Aufbau des Strassenunterbaus sowie das Auffinden vorhandener Objekte wie beispielsweise Leitungen. Die Dicke von Asphaltbelägen wurde bereits im Abschnitt Brücken behandelt, deshalb soll im Folgenden die Untersuchung der Lage der Felsoberfläche unter einer Passstrasse beschrieben werden.

Im Rahmen der Sanierung des ca. 5km langen Strassenabschnittes Göschenen-Andermatt ist auch die Verlegung von Leitungen unter der Strasse geplant. Somit stellte sich die Frage nach der Tiefe der Felsoberfläche. Auf der nicht abgesperrten Strasse wurden mit der Antenne D, die in einem Schlitten am Fahrzeug untergebracht war (Abbildung 22), Messungen mit einer Fahrgeschwindigkeit von 10 km/h durchgeführt. Pro Meter wurden 20 Spuren mit einer Spurlänge von 80ns und 512 Samples aufgezeichnet.

Abbildung 22: Fahrzeug mit Messschlitten für Antenne D

Anschliessend wurden die Daten der folgenden Bearbeitungssequenz unterzogen:

- Bandpassfilterung
- Korrektur der Reflexion an der Strassenoberfläche auf den Nullpunkt
- Umrechnung der Radar-Längenmeter auf das von der Behörde verwendete Längensystem
- Migration
- Background Removal

Die Auswertung der Daten erwies sich als schwierig, insbesondere auch weil lediglich einige wenige, bereits vor der Radaruntersuchung vorgenommene Bohrungen zur Verfügung standen. Weitere Informationen über den Unterbau der Strasse standen nicht zur Verfügung und CMP-Messungen waren ebenfalls nicht möglich, so dass die Ausbreitungsgeschwindigkeit mit 0.8m/ns abgeschätzt wurde. Unter diesen Bedingungen waren zweifellos keine zentimetergenauen Resultate zu erwarten sondern es wurde vielmehr versucht eine qualifizierte Schätzung der Lage der Felsoberfläche zu realisieren. Dies ist insofern vertretbar als es als die beste mit den zur Verfügung stehenden Mitteln erreichbare Information erscheint und zusätzlich Felsoberflächen ab einer gewissen Tiefe für den Leitungsbau nicht mehr relevant sind.

Die in den Daten aufgefundenen Reflexionsmuster in 4 Kategorien eingeteilt:

1. Chaotisch bzw. unstrukturiert Keine Reflexion
2. keine Reflexion
3. Strukturiert
4. andere

Chaotische Reflexionsmuster können beispielsweise über grobem Schotter oder losen Felsbrocken erwartet werden. Der in Abbildung 23 dargestellte Datenausschnitt deckt auch den Bereich einer Wendeplatte (Abbildung 26, weisser Pfeil) ab. Dort kann davon ausgegangen werden, dass der Bereich hinter der Stützmauer mit Bauschutt und anderem groben Material verfüllt wurde.

Keine Reflexion ist unter anderem im massiven, ungestörten Fels zu erwarten. Der in Abbildung 24 gezeigte Ausschnitt stammt vom Übergang eines kurzen Tunnels auf eine Brücke (Abbildung 27). Im Bereich des Tunnels sind jenseits von 15ns keine Reflexionen erkennbar.

Strukturierte Reflexionsmuster können beispielsweise in Bereichen mit gestörtem Fels erwartet werden. Der in Abbildung 25 gezeigte Ausschnitt weist Reflexionsmuster auf, die an die Störungen der in diesem Gebiet hauptsächlich auftretenden Gneise erinnern (Abbildung 28).

Andere Reflexionsmuster sind beispielsweise auf Brücken (Abbildung 24) zu erwarten. Da sie für die Untersuchung der Felsoberfläche irrelevant sind, soll hier nicht weiter darauf eingegangen werden.

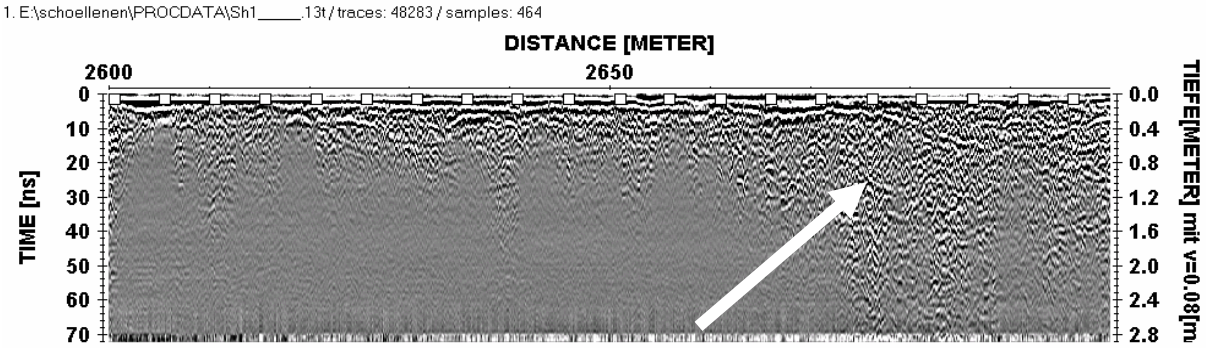


Abbildung 23: Radardaten (Ausschnitt von 100m Länge) aus dem Bereich einer Wendeplatte (weisser Pfeil), Antenne D

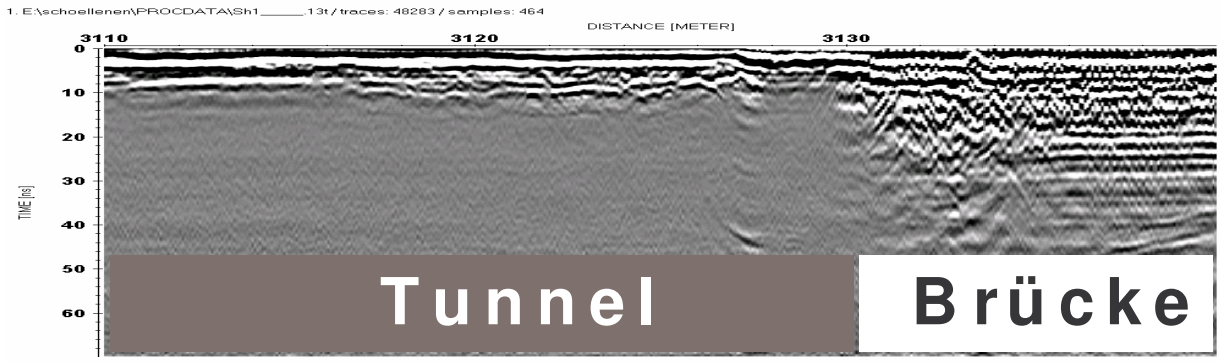


Abbildung 24: Radardaten (Ausschnitt von 30m Länge), Übergang Tunnel-Brücke, Antenne D

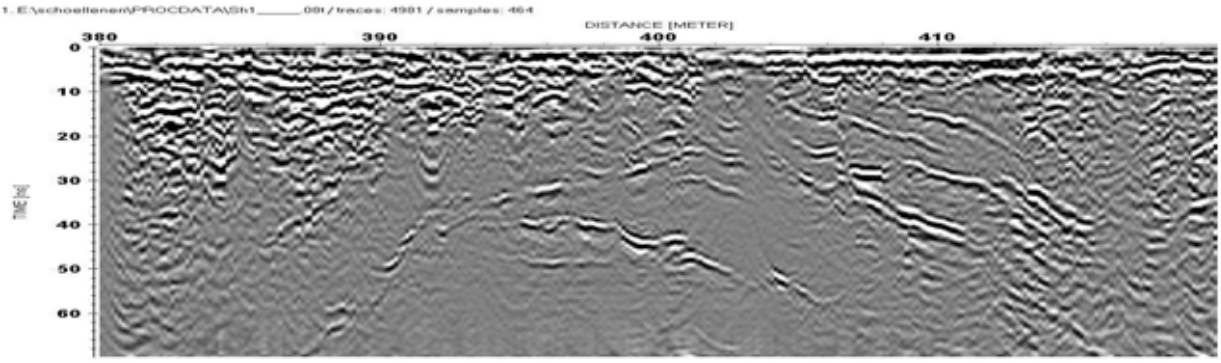


Abbildung 25: Radardaten (Ausschnitt von 40m Länge), Antenne D

Abbildung 26: Wendeplatte (weisser Pfeil)

Abbildung 27: Übergang Tunnel-Brücke

Abbildung 28: Verwitterter Gneis am Strassenrand

Die Bestimmung der Tiefe der Felsoberfläche (bzw. deren qualifizierte Schätzung) wurde weitgehend anhand eines Ausschlussverfahrens durchgeführt, in dem Bereiche mit chaotischen Reflexionsmustern als oberhalb der Felsoberfläche liegend angenommen wurden. Wo vorhanden wurden zusätzlich strukturierte Reflexionen beigezogen. Auf diese Weise konnte über den grössten Teil der untersuchten Strecke ein Ergebnis erzielt werden.
Um die Resultate zu überprüfen, wurde an einigen Stellen, wo der Fels seitlich aus vorhandenen Stützmauern herausragte, die dort sichtbare Felsoberfläche mit dem Radarergebnis verglichen. Hier handelt es sich lediglich um einen Plausibilitätstest, insbesondere deshalb, weil die Stützmauer ca. eine halbe Fahrbahnbreite vom Radarprofil entfernt ist. Einen derartigen Vergleich von 140m Länge zeigt die Abbildung 29. Zumindest qualitativ ergibt sich eine recht gute Übereinstimmung zwischen den beiden Resultaten.

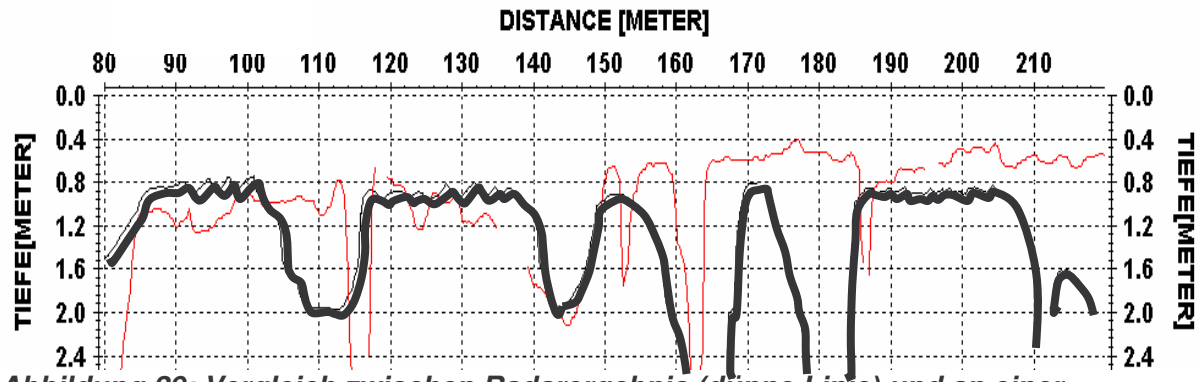


Abbildung 29: Vergleich zwischen Radarergebnis (dünne Linie) und an einer Stützwand sichtbarer Felsoberfläche (dicke Linie)

Tunnelwände

An einer 12m langen Tunnelwand in einem Versuchsstollen wurden mit der Antenne B Daten in Längsrichtung aufgezeichnet. Die Wand wies fünf verschiedene Aufbauten auf (Abbildung 30, oben), durch eine vor dem Einbau vorgenommene Vermessung ist bekannt, dass die Wand über die gesamte Länge nur geringe Dickenschwankungen aufweist. Den entsprechenden Radardatensatz zeigt die Abbildung 30 (unten).

Offensichtlich verursacht die Rückwand nur dort eine auswertbare Reflexion, wo eine Abdichtung zwischen Beton und Fels vorhanden ist. Dies ist vermutlich auf die ähnlichen Eigenschaften von Beton und Fels (Kieselkalk) zurückzuführen. Zusätzlich kann festgestellt werden, dass die Bewehrung detailliert abgebildet werden kann. Auf dem unbewehrten Beton ohne Abdichtungen sind keine auswertbaren Reflexionen erkennbar.

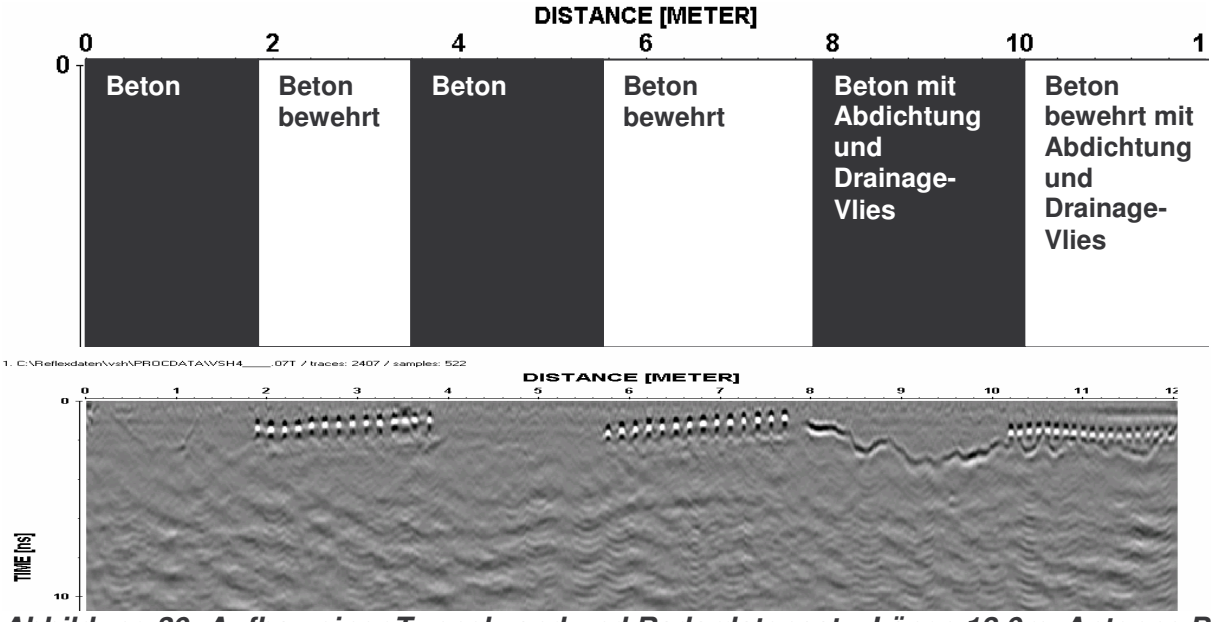


Abbildung 30: Aufbau einer Tunnelwand und Radardatensatz, Länge 12.0m, Antenne B

Schlussfolgerungen

Das Georadar-Verfahren ist ein wirkungsvolles Instrument zur zerstörungsfreien, quasi-kontinuierlichen und wirtschaftlichen Untersuchung von Verkehrsbauwerken.

Für die Auswertung von gemessenen Radardaten sind Zusatzinformationen, beispielsweise durch Bohrkerne, in jedem Falle sehr nützlich und in vielen Fällen erforderlich.

Die Zuverlässigkeit und Genauigkeit von Radarergebnissen hängen ab vom für die jeweilige Untersuchung betriebenen Aufwand, von zur Verfügung stehender Zusatzinformation, von der Eignung des Verfahrens für die jeweilige Fragestellung sowie von der Komplexität des Untersuchungsobjektes.

Es konnte gezeigt werden, dass mittels Georadar erzielte Ergebnisse für diverse Fragestellungen eine für die Praxis ausreichende Genauigkeit und Zuverlässigkeit aufweisen.

Dank

Die gezeigten Beispiele stammen aus Forschungs- und Dienstleistungsprojekten, die im Auftrag des Bundesamtes für Strassen, der Schweizerischen Bundesbahnen SBB und der Tiefbauämter der Kantone Uri und Zürich durchgeführt wurden. Den Auftraggebern gebührt der Dank für die Erlaubnis zur Publikation.

Literatur, Webseiten

[1] ZfP-Bau Kompendium:
http://www.bam.de/service/publikationen/zfp_kompendium/welcome.html

[2] Deutsche Gesellschaft für zerstörungsfreie Prüfung, Merkblatt B10, Merkblatt über das Radarverfahren zur zerstörungsfreien Prüfung im Bauwesen, November 2001

[3] Hugenschmidt J.: Railway track inspection using GPR, Journal of Applied Geophysics, 43, 2000, pp. 147-155

[4] J. Hugenschmidt: Zuverlässigkeit und Genauigkeit von Georadar-Ergebnissen auf Betonbrücken, Eidgenössisches Department für Umwelt, Verkehr, Energie und Kommunikation, Bundesamt für Strassen, Report Nr. 582, März 2005

Anzeige

Geophysik
zerstörungsfreie Prüfung

GGU®

SEISMIK
GEORADAR
GEOELEKTRIK
GEOTHERMIK
GRAVIMETRIE
ULTRASCHALL
GEOMAGNETIK
ELEKTROMAGNETIK
ERSCHÜTTERUNGSMESSUNG

Verfahrensbeschreibungen
und Fallbeispiele unter:
www.ggukarlsruhe.de

Tel. 0049-721-28678
Fax 0049-721-25408
E-Mail mail@ggukarlsruhe.net
Internet www.ggukarlsruhe.de

GGU Gesellschaft
für Geophysikalische
Untersuchungen mbH
Amalienstraße 4, D-76133 Karlsruhe