Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e.V.

Inhalt

Bohlen, T., Pan, Y., Athanasopoulos, N., and Gao, L. *(Karlsruhe Institute of Technology (KIT))*:

Seismic characterization of waste disposals by full waveform inversion: possibilities and challenges

Schuck, A. *(GGL Geophysik und Geotechnik Leipzig GmbH)*, Bilgili, F., Teichmann, L., Gärtner, G., Ding, H. und Köhler, J. *(BGE Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH)*:

Vorbereitung und Durchführung der 3D-Seismik Asse

Giese, R., Lüth, S., Richter, H., Wawerzinek, B., Jaksch, K. und Esefelder, R. *(Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ)*:

3D-Untertage-Seismik in Kristallin-, Salz- und Tongestein - Modulares Erkundungssystem schließt die Lücke zwischen Oberflächen- und Bohrlocherkundung

Gundelach, V., Furche, M., Schuster, K., Kaiser, D., Schennen, S. und Beilecke, T. *(Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe)*:

Beispiele untertägiger Erkundung durch Geophysik im Ton, Kristallin und Salz

MITTEILUNGEN

DGG-Kolloquium

Endlagergeophysik

München, 25. März 2020

Sonderband I/2020
ISSN 0947-1944

Herausgeber:
Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e.V.

IMPRESSUM

Herausgeber: Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e.V.
c/o Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, 30655 Hannover

Redaktion: Arbeitskreis „Angewandte Geophysik“

Dr. Hui Ding, Peine
Dr. T. Fechner, Neuwied
Dr. T. Litwinska-Kemperink, Oldenzaal
Dr. M. Müller-Petke, Hannover
Dr. D. Orlowsky, Essen
Dr. A. Schuck, Leipzig (Sprecher)

Kontakt:

Dr. Andreas Schuck
GGL Geophysik und Geotechnik Leipzig GmbH
Bautzner Str. 67, 04347 Leipzig
Tel. 0341/234163 22, andreas.schuck@ggl-gmbh.de

DGG-Kolloquium

Endlagergeophysik

80. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft e.V.

München, 25. März 2020

Bohlen, T., Pan, Y., Athanasopoulos, N., and Gao, L. *(Karlsruhe Institute of Technology (KIT))*:

Seismic characterization of waste disposals by full waveform inversion: possibilities and challenges ……...……...….. 3

Schuck, A. (*GGL Geophysik und Geotechnik Leipzig GmbH)*, Bilgili, F., Teichmann, L., Gärtner, G., Ding, H. und Köhler, J. *(BGE Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH)*:

Vorbereitung und Durchführung der 3D-Seismik Asse …….…. 15

Giese, R., Lüth, S., Richter, H., Wawerzinek, B., Jaksch, K. und Esefelder, R. *(Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ)*:

3D-Untertage-Seismik in Kristallin-, Salz- und Tongestein
Modulares Erkundungssystem schließt die Lücke zwischen Oberflächen- und Bohrlocherkundung …….…… 27

Gundelach, V., Furche, M., Schuster, K., Kaiser, D., Schennen, S. und Beilecke, T. *(Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe)*:

Beispiele untertägiger Erkundung durch Geophysik im Ton, Kristallin und Salz ……. 37

Seismic characterization of waste disposals by full waveform inversion: possibilities and challenges

T. Bohlen[1], Y. Pan[1], N. Athanasopoulos[1], L. Gao[2]

[1]*Karlsruhe Institute of Technology (KIT), Geophysical Institute, Karlsruhe, thomas.bohlen@kit.edu*

[2] *Karlsruhe Institute of Technology (KIT), Institute of Applied and Numerical Mathematics, Karlsruhe*

1. Introduction

Geophysical characterisation of potential geological sites for nuclear waste disposal is important to develop a repository design adequate to ensure safety and waste isolation. The specific site properties are generally very heterogeneous. Ground water flow, water chemistry, geologic structure as well as thermal and structural stability are very much site dependent. Noninvasive geophysical methods can provide important in-situ information related to these key components of site characterization. However, different geophysical methods have varying responses and resolution. Therefore, a combination of different geophysical methods calibrated by in-situ borehole information and laboratory results is generally desirable.

At the expense of high efforts in both acquisition and processing, reflection seismic methods yield perhaps the highest resolution and lowest ambiguities in imaging geologic structures. The main product of reflection seismics are detailed images of seismic reflectivity which display the location of geological discontinuities. These seismic images contribute significantly to the structural and tectonic interpretation and the overall characterization of the disposal. The petrophysical characterization of individual rocks, however, is still a challenge for classical reflection seismic methods as the important information on petrophysical properties is ”hidden” in the amplitudes of the reflected signals. The seismic properties can be classified to some extend by analyzing the reflected amplitudes versus offset (AVO) for specific events.

Seismic full waveform inversion (FWI) aims at a complete seismic characterization by exploiting the full signal content of seismic measurements. The aim of FWI is to fit iteratively the relevant signals (amplitude and phase) by numerical solutions of the full wave equation. The main product of FWI are multi-parameter models of acoustic, elastic, viscoelastic, anisotropic material properties which can explain the traveltime and amplitudes of (selected) recorded signals. Such multi-parameter models can help to improve the petrophysical characterization of geological site properties in-situ. In combination with the complementary information from reflection seismic images, FWI can thus help to characterize and monitor the in-situ conditions of rocks and therefore contribute to the appraisal of disposals.

A second fundamental advantage of FWI is the possibility of utilizing various wave phenomena. In principle, all wave types predictable by the full wave equation can be exploited. This can include reflected waves, multiples, refracted waves, guided waves, mode conversions between P- and S-waves, (tunnel) surfaces waves, borehole guided waves etc. Unconventional wavefields often appear in complex environments in the presence of strong material discontinuities. Although each wave phenomena will require a special FWI workflow, they can be exploited to image specific features which conventional waves don’t ”see”.

Despite its interesting potential in exploiting unconventional waves and subtle wavefield changes, applications of FWI for characterizing radioactive waste repositories are still relatively sparse. This might also be due to the high computational requirements of FWI and the lack of experience and (free) software. Zhang and Juhlin (2014) use 2D FWI on a

crooked line land seismic reflection seismic data to evaluate possible transport routes for radionuclides along water filled fractures zones in the planned repository Forsmark in eastern central Sweden. Bretaudeau et al. (2014) applied 2D acoustic FWI in a transmission configuration between two galleries to image faults in clay rock medium. They report that FWI allows to get images with higher resolution than traveltime tomography and that FWI is less sensitive to incomplete illumination because also diffracted waves are used. Similarly, Manukyan and Maurer (2018) successfully detect a micro- tunnel by 2D elastic VTI FWI of cross-hole data acquired in the highly anisotropic Opalinus clay formation in the Mont Terri underground rock laboratory. Bentham et al. (2018) verify by synthetic reconstruction tests that 3D acoustic FWI of surface seismic data together with downhole (tunnel) recordings has the potential to map changes within excavated distributed zones around tunnels in granite host rock at 1km depth.

In this paper we discus some aspects and ingredients of FWI relevant to assess possible future applications of FWI for site characterization. We hope to give some ideas and guidelines that help to decide whether the application of FWI can be beneficial and the efforts are worth it. For these purposes we first summarize some fundamental aspects of current FWI technology. Afterwards we illustrate the potential by showing applications to marine and land seismic data. Finally, we give a short outlook on possible future developments.

2. Full Waveform Inversion (FWI)

The ultimate goal of seismic full waveform inversion (FWI) is to find all possible earth models that predict all observed wiggles (all wave phenomena) by solutions of the full wave equations. The manifold of possible earth models would then allow to estimate uncertainties for each reconstructed material parameter. Today, we have not yet reached this ambitious goal. Applications of FWI are considered to be successful if one discrete numerical model has been found which explains selected signals at low frequencies. In marine environment FWI is often performed using the acoustic approximation as the wavefield is dominated by compressional waves. Recent applications of FWI to marine data have been very impressive. The resolution of the retrieved P-wave velocity models could be increased significantly compared to traveltime tomography reconstructions (Operto et al., 2015). In contrast, applications to land seismic data are much more challenging. The reasons are (1) the higher complexity of land seismic data due to the presence of P-, S-, and surface waves and (2) current limitations of the FWI technology in recovering multi-parameter models in viscoelastic media.

2.1 Workflow

In a nutshell FWI is a PDE constrained local optimization procedure to iteratively fit observed data. The widely applied FWI workflow is illustrated in Figure 1. Starting with an initial model we iteratively calculate model updates utilizing the gradient of the misfit function which can be effectively calculated by the adjoint-state method. Without processing gradient based FWI would converge to the next local minimum of the misfit function which should be avoided. Most strategies change the topology of the misfit function during iterations by various means such as windowing the data in time and frequency, smoothing the model or the gradient, or changing the misfit function itself during iterations. The most important technique is called multi-scale approach which uses low frequencies (long wavelength) first and the gradually increases the bandwidth of the data to resolve finer details making the inverse problem gradually more non-linear. The features of the FWI workflow must be adapted to the problem under investigation.

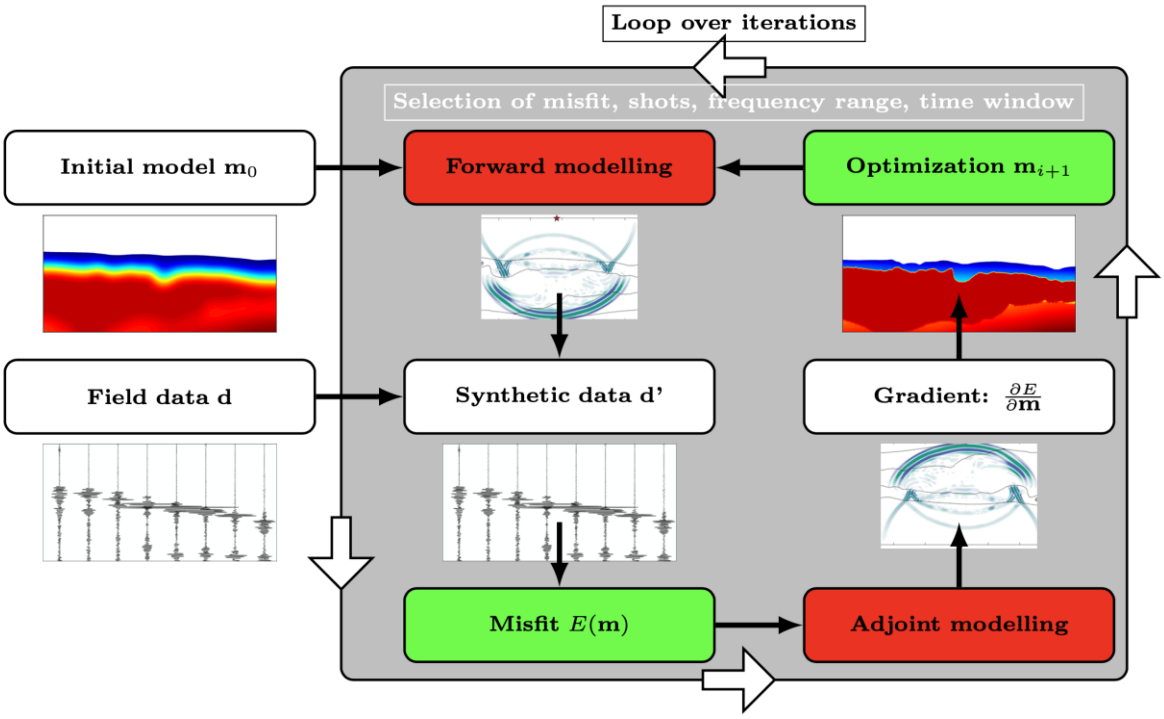

Figure 1: A typical workflow of gradient-based FWI. An initial model that already predicts the (time windowed) relevant signals at the lowest frequencies within half a cycle is required. For this model the synthetic seismic response for one or several shots is calculated and compared with the observed signals. Different misfit functions can be defined at different iterations to quantify the difference between observed and synthetic signals in an appropriate way. The misfit definition is crucial and drives the "adjoint" modelling where the corresponding adjoint wave equations are solved. The correlation of forward and adjoint wavefield provide the gradients for all model param- eters simultaneously. This gradient gives the direction to update the model to reduce the chosen misfit. Higher order optimization methods that employ second order derivatives can improve the convergence and reduce parameter trade offs. The procedure is repeated for other selected shots, higher frequencies, other signals until the procedure has reached a sufficient local minimum of mis- fits. The white boxes indicate task may require large storage of wavefield in space and time. The red boxes indicate the modelling tasks which may demand high computing time. The green boxes indicate the "critical" choices of misfit function and optimization procedure that mainly steer the convergence towards the local minimum.

2.2 Starting model

The initial model is perhaps the most important decision as all gradient based optimization methods cannot change the initial information significantly. The initial model should contain a priori information for example the location of known strong contrast geological discontinuities, e.g. mining galleries. It should otherwise be smooth to allow FWI to introduce small-scale updates during iterations. The initial model should already predict the arrival times at the smallest frequency of the data within half a period to avoid cycle skipping and to ensure convergence. For this reason, the acquisition of low frequencies is very important. The lower the frequency content of the observed data the lesser a priori information must be included in the initial model. This trade-off between low frequency information in the data and required resolution of the initial model may be relaxed if "adapted" misfit functions are used which can correct for cycle skipping by a filtering procedure (Warner and Guasch, 2016).

2.3 Misfit function

Another important choice to be made is the misfit function. Here we generally experience a trade-off between robustness (smoothness) and resolution. On the one hand we want to avoid to converge to a local minimum too early, and on the other hand it is desirable to have high resolution and resolve small-scale model features. It may reasonable to start with a robust misfit function and then change during iterations to misfits with higher sensitive to subtable changes of signals, such as the L2 norm. A more automatic approach is deciding on a suite of robust and sensitive misfit functions and then change the misfit function randomly at very iteration step (Pan et al., 2020a).

2.4 Input data

As described above the most important feature of the seismic input data is a good signal to noise ratio at low frequencies. The lower the smallest frequency of the recorded data the better to avoid cycle skipping of the relevant signals. The minimum frequency required for FWI does also depend on the long wavelength content of the initial model which can be constructed for example by traveltime tomography.

The acquisition should allow a sufficient wavefield illumination of the target where also unconventional wavefields (mode conversions, multiples, guided waves) may contribute. This illumination can be investigated by modelling experiments in which difference wavefields are calculated to emphasize the wavefield footprint of the target (Athanasopoulos et al., 2020).

The importance of multi-component recordings using 3-C geophones is not yet fully understood. Butzer et al. (2013) revealed in a modelling study that 3D elastic FWI can use the directional information of 3-C recordings to locate anomalies in the vicinity of the direct wave path. This was recently confirmed by Irnaka et al. (2019) who showed in a shallow seismic field application that the inversion of 3-C data can better resolve near surface anomalies.

2.5 Higher order optimization

FWI is a highly nonlinear inverse problem and is usually solved iteratively with a local descent optimization algorithm such as the steepest descent method and the nonlinear conjugate gradient method. These methods only use the first-order derivative of the misfit function (gradient) to estimate the descent direction and have a linear convergence rate. By incorporating the second-order derivative of the misfit function, namely the Hessian matrix, super-linear convergence can be obtained. Because of computational limitations the approximated inverse Hessian instead of the full Hessian is often calculated for gradient preconditioning. Besides faster convergence rate, second-order optimization is important in multi-parameter FWI since the Hessian matrix contains information related to parameter scalings and inter-parameter trade-off also called cross-talk. Cross-talk refers to the observation that a perturbation in one parameter produces artifacts in a second parameter because of similarities in their seismic (scattering) response. Our recent work indicates that for near surface applications the footprint between certain groups of material parameters can be reduced by using second-order optimization (Gao et al., 2020a). Although second-order methods converge faster, the overall computational costs are significantly higher because additional Newton or Gauss-Newton equations must be solved at every iteration.

2.6 Estimation of uncertainties

The output of FWI is generally one deterministic 'best-fit' model which can explain the relevant signals at low frequencies. Because of the high degrees of freedom (high number of model parameters) a very good data fit can be obtained in many applications. The data fit alone is thus not sufficient to evaluate the reliability of the reconstructed multi-parameter model.

One formal way to quantify uncertainties of inverted model parameters is the framework of Bayesian inference (Tarantola, 2005), which requires an adequate sampling of the model space to estimate a posterior Bayesian probability. Another approach is to estimate the uncertainty by using the ensemble transform Kalman filter (Thurin et al., 2019) or the square-root variable metric (Liu et al., 2019). However, all these methods require significant additional computational cost which can be even more expensive than the cost of running a conventional FWI.

A computationally more efficient approach is to estimate the Hessian matrix using the inverse of the posterior covariance (Fichtner and van Leeuwen, 2015). This method, however, requires that the inverted model is close to the global minimum which is unclear in many practical applications where we have limited a priori information and observe a high complexity of the unknown (residual) wavefield (Figure 3).

A new and more general approach which is computationally still affordable is to calculate the distribution of Pareto optimal models in the model space in a multi-objective FWI framework (Shigapov, 2019; Pan et al., 2020b).

2.7 Computational resources

The computational requirements of FWI are demanding. The resources are mainly consumed by the forward and adjoint simulations (see red boxes in Figure 1) which have to be performed for each shot. In addition, the forward wavefield must be stored in order to perform the wavefield correlation to obtain the gradients.

In the following we roughly estimate the run time for gradient-based viscoelastic FWI in two and three dimensions. This might be helpful to estimate very roughly the required computational resources for a planned land seismic FWI project and decide whether FWI is generally affordable. For simplicity we calculate the run times for the forward and adjoint modellings only and ignore all other parts of the workflow such as filtering, optimization procedure, correlation etc. This is plausible as most of the resources are required for wavefield modelling. We further consider that the wavefield correlation is performed "on the fly" without storing the wavefield which requires one additional forward calculation for each shot. This results in 3 simulations per shot. The estimation of the step length by parabolic line search requires 3 additional forward simulations. We therefore assume a total number of 6 simulations per shot. We further assume that the wavefield is calculated by viscoelastic Finite-Difference (FD) modelling which is computationally relatively efficient especially on HPC systems (Bohlen, 2002). Also the required computing times for FD modelling can be estimated quite accurately. In oder to derive simple equations for estimating computing times we assume that the model volume has dimension $D \in \{2, 3\}$ with N_λ wavelength in each direction. Each wavelength is discretized with G grid points per wavelength. The total number of shots is N_λ^{D-1}/X_{shot}. This means that the shots completely cover on side of the model, e.g. the surface, with an average spacing of X_{shot} wavelength.

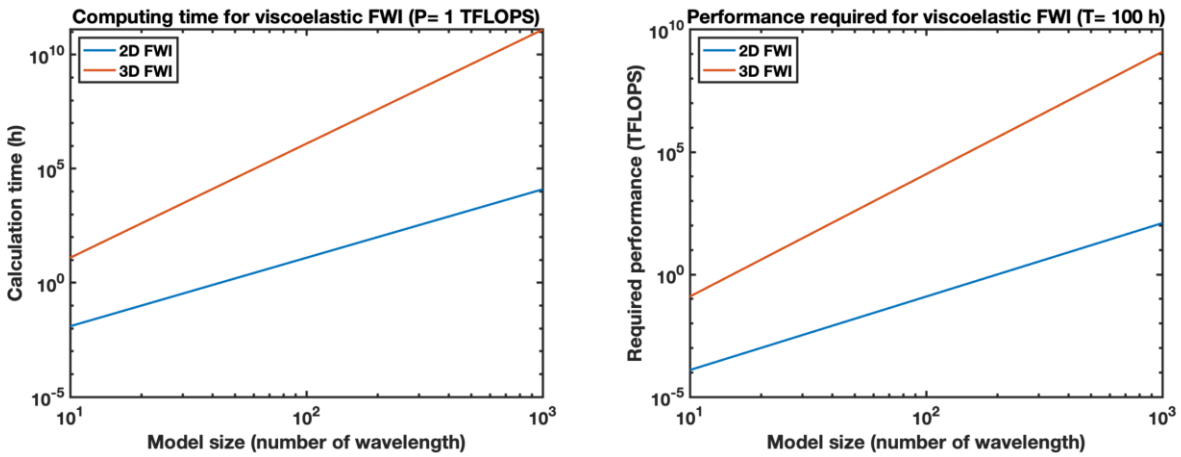

Figure 2: Estimation of required computing times for viscoelastic FWI in 2D and 3D using equation 1. Size of model is Nλ wavelength in each direction. Shots are placed every second wavelength along one side of model. Left: Estimated run time (T) at P = 1012 FLOPS. Right: Required performance (P) to finish viscoelastic FWI within T = 100h.

With these assumptions we can estimate the computing time of viscoelastic FWI in dimensions D ∈ {2, 3} to (Bohlen, 1998) :

$$T \approx \frac{6}{X_{shot}^{D-1}} \cdot \frac{OP(D)}{P} G^D N_T I_T N_\lambda^{2D-1} \sim \frac{G^D N_\lambda^{2D-1}}{X_{shot}^{D-1} P}. \tag{1}$$

The performance of the HPC system P is measured in FLoating point OPerations per Second (FLOPS), and mainly dependents on the number of cores being used.

We now calculate expected run times for the following typical parameters: $N_T = 10^4$ (number of FD time steps), $I_T = 100$ (number of FWI iterations), OD(2, 3) ≈ 150, 300 (number of floating point operations per grid point in 2D and 3D), $X_{shot} = 2$ (distance between shots in wavelength). With these parameters and basic assumptions (cubic model and only considering floating point operations of 6 modellings per shot) we estimate the run times for viscoelastic FWI when a model size of N_λ wavelength in each model direction is considered.

In Figure 2 (left) we show expected run times on a moderate HPC system with P = 1 TFLOPS. We see that viscoelastic FWI for typical model sizes of 50-100 wavelength requires less than one hour. In 3D, however, run times increase by a factor GN_λ^2/X_{shot} (equation 1) compared to the 2D case. For a model size of $N_\lambda = 50$ wavelength this results in a factor $10*50^2/2 \approx 10^4$ between 2D and 3D. Viscoelastic FWI in 3D is thus considerable more expensive but should be computationally feasible on modern HPC resources (see Figure 2 (right)).

3. Applications

In recent 20 years FWI has received great attention and has been applied sucessfully to a broad range of spatial scales and wave types (Figure 3). In the following we examplarily present two of our recent applications of 2D FWI. The first example is a marine data set where 2D acoustic FWI have been used to improve the resolution of the P-wave velocity model of shallow marine sediments. In our second example we present one of our first applications of 2D viscoelastic multi-parameter FWI to shallow land seismic data dominated by Rayleigh waves to retrieve models of seismic wave velocities and attenuation within the upper 10 meters of the subsurface.

3.1 Application to marine data

To illustrate the potential of FWI in providing valuable complementary subsurface information using unconventional wavefields we show an application of 2D acoustic FWI applied to dispersive guided wave modes acquired in shallow water by an Ocean-Bottom-Cable (OBC) (Figure (4)). The dispersive acoustic modes contain valuable information about the P-wave velocity structure which improves the resolution of the initial traveltime tomography model. The anomalies in the final FWI model indicate shallow gas accumulations which are also

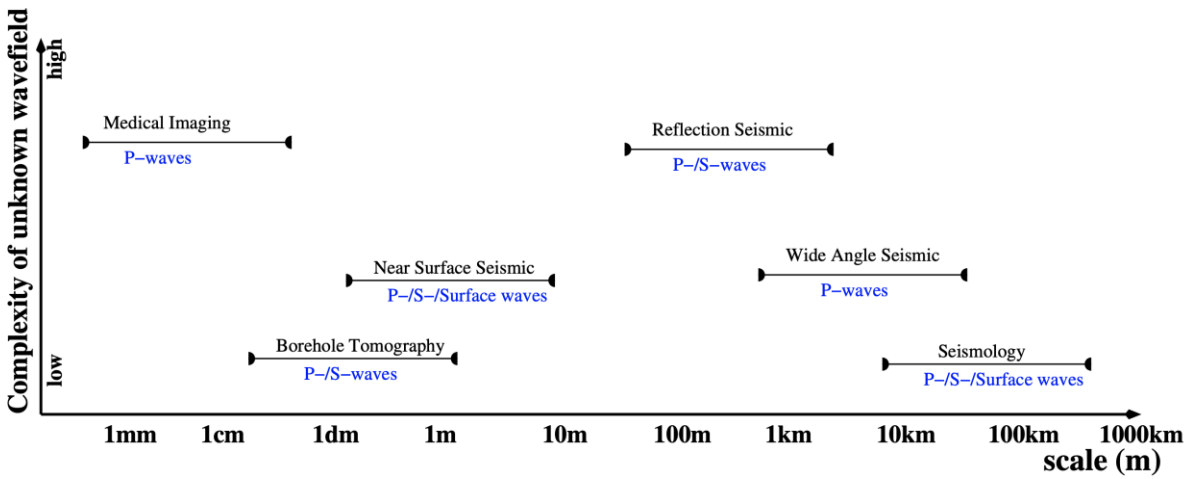

Figure 3: Today, 2D acoustic/elastic FWI has become feasible on a wide range of applications/scales covering nine orders of magnitude. Different wave types and acquisition configurations (transmission versus reflection) are applied. Applications in which the wavefield is composed of multiple scattered/reflected waves which is the case in medical imaging and reflection seismics are most challenging.

visible as high reflectivity anomalies in the migrated image of reflected waves (which have not been used in FWI).

3.2 Application to land data

Our second application shows the first succesful application of viscoelastic 2D FWI to retrieve multi-parameter models of wave velocities and attenuation structure from land seismic data (Figure 5). The inferred parameter variations appear realistic and can explain the observed waveforms. However, further investigations are necessary to evaluate the reliability of recovered models especially with respect to attenuation.

4. Outlook

First applications revealed that gradient-based FWI has a great potential and is applicable on different wave types acquired on a broad range of spatial scales covering 9 orders of magnitude. However, recent results and current problems also indicate that we are still in the early stage of the development of this technology. Despite some impressing applications to mainly marine seismic data, many fundamental aspects are not yet satisfactorily solved. This includes for example the reliable reconstruction of multi-parameter models and the efficient quantification of model parameter uncertainties. Furthermore, robust workflows for the routine application to 3D land reflection seismic data are not yet available. In addition, 3D land reflection seismic data will generally require 3D viscoelastic forward modelling which is computationally very demanding even on large HPC systems.

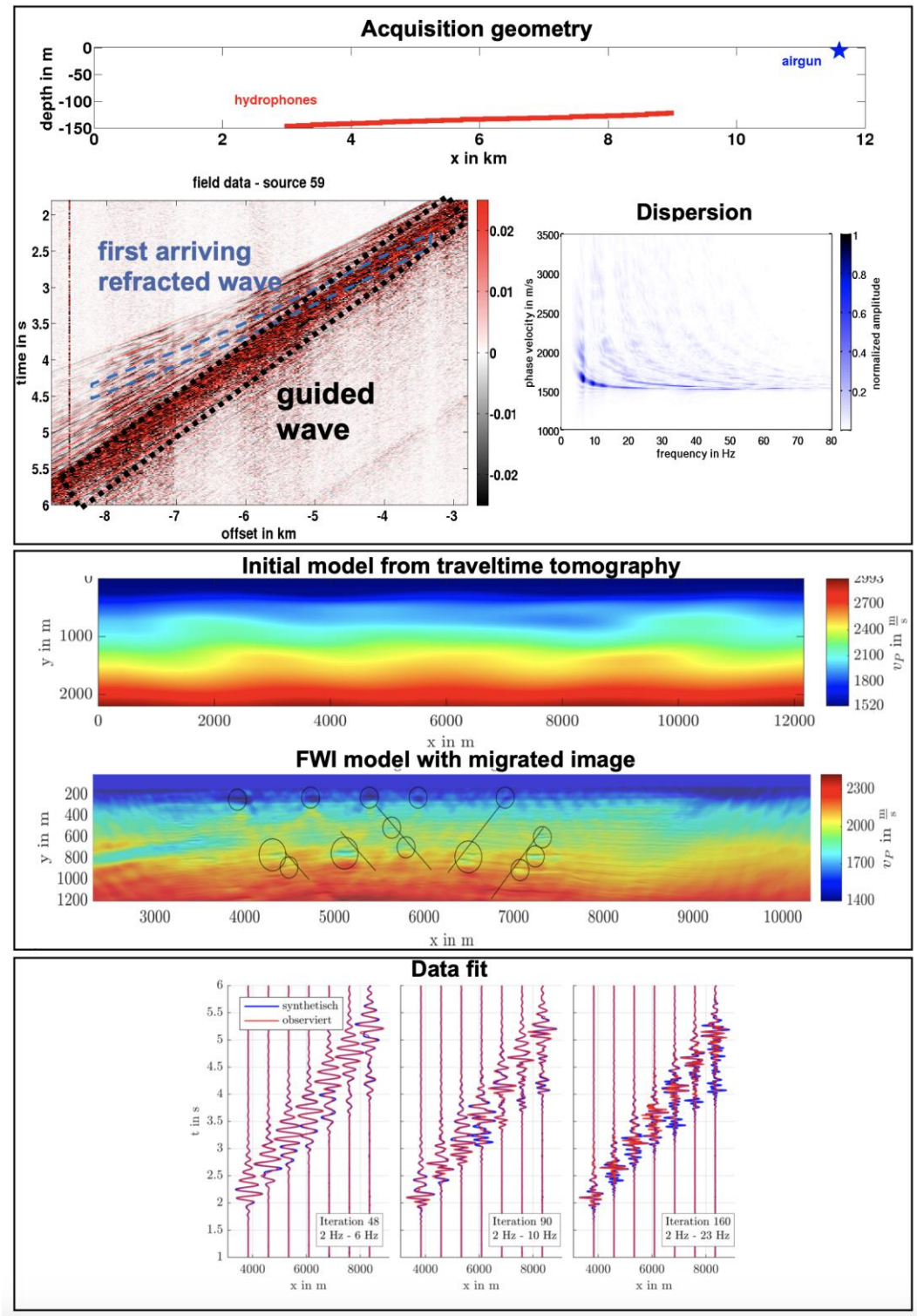

Figure 4: Application of 2D acoustic FWI to marine OBC data (Kunert et al., 2016; Habelitz, 2017). Top box: The field data is recorded in shallow water with a 6km long OBC cable. The wavefield is composed of refracted waves and high amplitude dispersive guided waves with several modes. Middle box: Initial model obtained by traveltime tomography of the first arrivals and final FWI model underlain by migrated image of reflected waves. The improved resolution of FWI velocity model allows to identify shallow gas accumulations and faults. Bottom box: The final FWI model can predict the guided modes and refracted waves up to approximately 10 Hz.

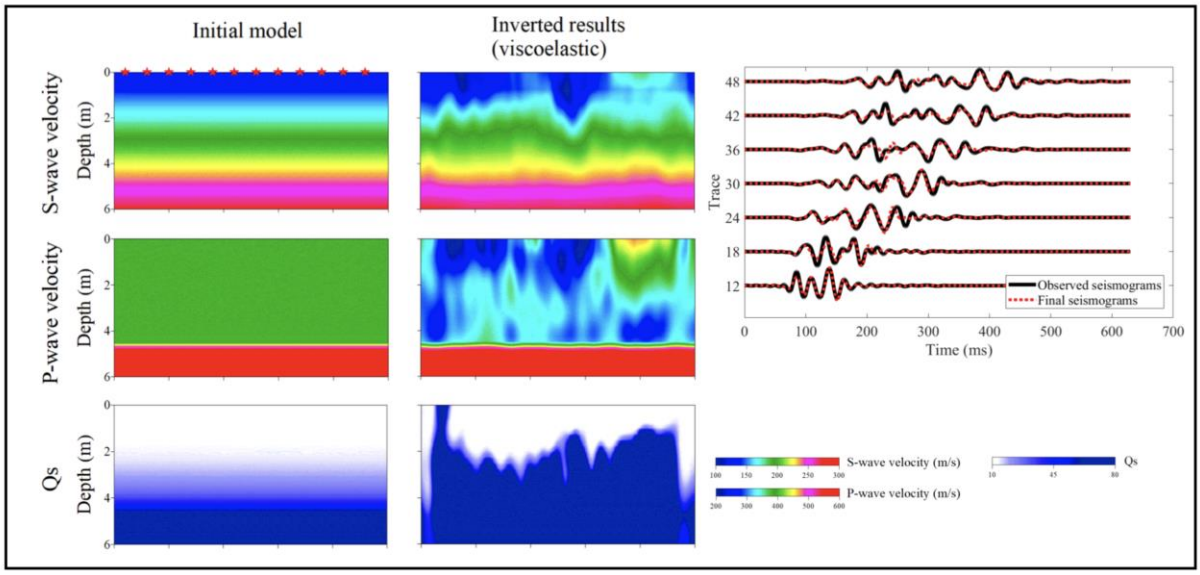

Figure 5: Application of 2D viscoelastic FWI to shallow seismic land data (Gao et al., 2020b). The recovered multi-parameter models of seismic wave velocities and S-wave attenuation are plausible and can explain the full information content of the seismic data.

A promising direction to increase the robustness with respect to the initial model and also to mitigate parameter trade-offs is to introduce a greater flexibility in the choice of misfit functions. Proper misfit functions might help to mitigate local minima and at the same time better isolate certain parameter pertubations.

By performing a few iterations on randomly choosen data subsets, e.g. shot gathers, different models can be obtained without significant additional computational cost. These models allow to define model uncertainties which correspond to the variation of illumination for different subsets of the data.

Recent synthetic studies indicate a clear benefit of higher order optimization methods: (1) they allow a physical scaling of each material parameter and (2) cross-talk between parameters can be predicted and then used to precondition the gradient and reduce cross-talk in the model updates. Unfortunately, higher order methods require significantly more forward simulations and will thus increase the computational demands of FWI even more.

5. Acknowledgements

This work was funded by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG, German Research Foundation, Project-ID 258734477-SFB 1173) and by the Federal Ministry of Education (BMBF, project WAVE, grant no. 01IH15004). The authors gratefully acknowledge the Gauss Centre for Supercomputing e.V. (www.gauss-centre.eu) for funding this project by providing computing time through the John von Neumann Institute for Computing (NIC) on the GCS Supercomputer JUWELS at Jülich Supercomputing Centre (JSC).

6. References

Athanasopoulos, N., Manukyan, E., Maurer, H., and Bohlen, T. (2020). Time-frequency windowing in multiparameter elastic fwi of shallow seismic wavefield. Geophysical Journal International, submitted.

Bentham, H. L. M., Morgan, J. V., and Angus, D. A. (2018). Investigating the use of 3-D full-waveform inversion to characterize the host rock at a geological disposal site. Geophysical Journal International, 215(3):2035–2046.

Bohlen, T. (1998). Viskoelastische FD-Modellierung seismischer Wellen zur Interpretation gemessener Seismogramme. PhD thesis, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.

Bohlen, T. (2002). Parallel 3-D viscoelastic finite difference seismic modelling. Computers and Geosciences, 28(8):887 – 899.

Bretaudeau, F., Gelis, C., Leparoux, D., Brossier, R., Cabrera, J., and Cote, P. (2014). High-resolution quantitative seismic imaging of a strike-slip fault with small vertical offset in clay rocks from underground galleries: Experimental platform of tournemire, france. GEOPHYSICS, 79(1):B1–B18.

Butzer, S., Kurzmann, A., and Bohlen, T. (2013). 3D elastic full-waveform inversion of small-scale heterogeneities in transmission geometry. Geophysical Prospecting, 61(6):1238–1251.

Fichtner, A. and van Leeuwen, T. (2015). Resolution analysis by random probing. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120(8):5549–5573.

Gao, L., Pan, Y., Rieder, A., and Bohlen, T. (2020a). Multi-parameter viscoelastic shallow seismic full waveform inversion with the truncated Newton method. In 82nd EAGE Conference and Exhibition 2019, volume 2020. European Association of Geoscientists & Engineers.

Gao, L., Yudi, P., and Bohlen, T. (2020b). Reconstructing 2D near-surface models via viscoelastic full waveform inversion of shallow-seismic surface wave. submitted to Geophysical Journal International.

Habelitz, P. M. (2017). 2D akustische Wellenforminversion gefu ̈hrter Wellen im Flachwasser. Master's thesis, Karlsruhe Institute of Technology.

Irnaka, T. M., Brossier, R., Metivier, L., Bohlen, T., and Pan, Y. (2019). Uncovering the effect of multi-component data on 9C 3D Elastic FWI: Ettlingen Line Case Study. In AGU Fall Meeting 2019. AGU.

Kunert, M., Kurzmann, A., and Bohlen, T. (2016). Application of 2D Acoustic Full Waveform Inversion to OBC-data in Shallow Water. In 78th EAGE Conference and Exhibition 2016. EAGE.

Liu, Q., Peter, D., and Tape, C. (2019). Square-root variable metric based elastic full-waveform inversion–part 1: theory and validation. Geophysical Journal International, 218(2):1121–1135.

Manukyan, E. and Maurer, H. (2018). Imaging of radioactive-waste repository with vertically transversely isotropic full-waveform inversion, pages 4743–4747. SEG Technical Program Expanded Abstracts.

Operto, S., Miniussi, A., Brossier, R., Combe, L., Metivier, L., Monteiller, V., Ribodetti, A., and Virieux, J. (2015). Efficient 3-d frequency-domain mono-parameter full-waveform inversion of ocean-bottom cable data: application to Valhall in the visco-acoustic vertical transverse isotropic approximation. Geophysical Journal International, 202(2):1362–1391.

Pan, Y., Gao, L., and Bohlen, T. (2020a). Random-objective waveform inversion of shallow-seismic SH and Love waves. In 82nd EAGE Conference and Exhibition 2020. EAGE.

Pan, Y., Gao, L., and Shigapov, R. (2020b). Multi-objective waveform inversion of shallow seismic wavefields. Geophysical Journal International, 220(3):1619–1631.

Shigapov, R. (2019). Probabilistic waveform inversion: Quest for the law. PhD thesis, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).

Tarantola, A. (2005). Inverse problem theory and methods for model parameter estimation. Society for Industrial and Applied Mathematics.

Thurin, J., Brossier, R., and Metivier, L. (2019). Ensemble-based uncertainty estimation in full waveform inversion. Geophysical Journal International, 219(3):1613–1635.

Warner, M. and Guasch, L. (2016). Adaptive waveform inversion: Theory. GEOPHYSICS, 81(6):R429–R445.

Zhang, F. and Juhlin, C. (2014). Full waveform inversion of seismic reflection data from the forsmark planned repository for spent nuclear fuel, eastern central sweden. Geophysical Journal International, 196(2):1106–1122.

Vorbereitung und Durchführung der 3D-Seismik Asse

Schuck, A.[1], Bilgili, F.[2], Teichmann, L.[2], Gärtner, G.[2], Ding, H.[2] und Köhler, J.[2]

[1] *GGL Geophysik und Geotechnik Leipzig GmbH, Bautzner Str. 67, 04347 Leipzig*
andreas.schuck@ggl-gmbh.de
[2] *Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH (BGE), Eschenstraße 55, 31224 Peine*

Zusammenfassung

Für die Schachtanlage Asse II, in der von 1967 bis 1978 rund 126.000 Gebinde mit schwach- und mittelradioaktiven Abfällen eingelagert worden sind, wurde 2013 durch den Bundestag die Rückholung der eingelagerten Abfälle entschieden und gesetzlich verankert [1]. Ausgangspunkt aller dafür notwendigen Planungen und resultierenden Maßnahmen wie die Rückholung und die anschließende Stilllegung sowie alle erforderlichen Genehmigungen bildet eine belegbare und belastbare Beschreibung der vorliegenden geologischen und hydrogeologischen Situation. Eine solche Standortbeschreibung muss auf der gezielten Anwendung von Erkundungsmöglichkeiten basieren, die dem aktuellen Stand von Wissenschaft und Technik entsprechen.

Ein Baustein hierbei ist die von Oktober 2019 bis März 2020 durchgeführte hochauflösende 3D-seismische Messung. Ziele der 3D-Seismik sind die lagerichtige räumliche Abbildung der wesentlichen Strukturelemente des zentralen Bereichs der Salzstruktur Asse. Hierzu gehören die Salzumhüllende und der Salzspiegel ebenso wie die Erlangung von detaillierten Kenntnissen über den Aufbau des Deckgebirges sowie die großräumige Erfassung von Störungen und deren Charakterisierung.

Die Größe der Messfläche beträgt 36,5 km² und enthält nominell 40.860 Anregungspunkte, darunter knapp 16% Sprenganregungen, sowie 46.130 Empfangspunkte, was für 3D-seismische Messungen eine einzigartig hohe Punktdichte darstellt. Der Linienabstand für die Anregungs- und Empfangslinien beträgt 50 m bis 200 m, der Messpunktabstand einheitlich 10 m. Zur Abbildung der steilen Flanken der Salzstruktur sind große Offsets über 4 km notwendig.

Ein wichtiger und zeitintensiver Punkt in der Vorbereitung der 3D-Seismik stellte das Einholen von Betretungsgenehmigungen der überwiegend land- und forstwirtschaftlich genutzten Messfläche dar.

Die hohen Anforderungen an die Auflösung und Qualität der seismischen Daten erforderte den Einsatz der innovativsten seismischen Techniken wie Einzelvibratoren, Einzelgeophone und breitbandige Signale. Gleichzeitig war es aufgrund der landwirtschaftlichen Nutzung der Messfläche sowie der Berücksichtigung naturschutzrechtlicher Belange notwendig, die umfangreiche Messung in sehr kurzer Zeit durchzuführen. Die Energieanregung erfolgte daher im Slip-Sweep-Verfahren mit vier bis fünf an unterschiedlichen Stellen im Messgebiet arbeitenden Einzelvibratoren, die ein breitbandiges Signal abstrahlten. In den für die Vibrationsfahrzeuge nicht zugänglichen Waldgebieten wurden Sprengladungen in flachen Bohrungen zur Energieanregung eingesetzt. Die Aufzeichnung erfolgte mit einem kabellosen Messsystem und vertikalen 5 Hz-Einzelgeophonen.

Trotz der umfangreichen und schwierigen Bohrarbeiten für die Sprengseismik im Waldgebiet der Asse sowie der engen Zeitvorgaben für die Umsetzung des Messprogramms wurden die Feldarbeiten bereits Ende Februar 2020 vorfristig und unfallfrei abgeschlossen.

1. Einleitung

Die Schachtanlage Asse II ist ein altes Salzbergwerk bei Remlingen im Landkreis Wolfenbüttel, das von 1909 bis 1964 für die Gewinnung von Kali- und Steinsalz betrieben wurde. Im Zeitraum von 1967 bis 1978 wurden im Auftrag des Bundes rund 126.000 Gebinde mit schwach- und mittelradioaktiven Abfällen eingelagert (Abb. 1). Seit 1989 dringt Grundwasser in einer Tiefe zwischen 500 und 600 Metern in das Bergwerk ein. In 2013 wurde mit breiter politischer Mehrheit vom Bundestag die Rückholung der eingelagerten Abfälle gesetzlich festgeschrieben (§57b Abs. 8, Atomgesetz, [1]) und die BGE (ehemals BfS/Asse GmbH) mit der Umsetzung beauftragt. Ausgangspunkt aller für die Rückholung notwendigen Planungen und resultierenden Maßnahmen sowie der erforderlichen Genehmigungen bildet eine belegbare und belastbare Beschreibung der vorliegenden geologischen und hydrogeologischen Situation. Eine solche Standortbeschreibung muss auf der gezielten Anwendung von Erkundungsmöglichkeiten basieren, die dem aktuellen Stand von Wissenschaft und Technik entsprechen.

In Ergänzung zu weiteren laufenden und anstehenden Erkundungsmaßnahmen wurde von Oktober 2019 bis März 2020 eine hochauflösende 3D-seismische Messung durchgeführt. Ziele der 3D-Seismik sind die lagerichtige räumliche Abbildung der Salzumhüllenden und des Salzspiegels im zentralen Bereich der Salzstruktur, die Charakterisierung potentieller Migrationspfade von Lösungszutritten, die Erlangung von detaillierten Kenntnissen über den Aufbau des Deckgebirges, sowie die großräumige Erfassung die großräumige Erfassung von Störungen und deren Charakterisierung.

Abb. 1: Liegend gestapelte Fässer in der Asse.

2. Der Umfang

2.1 Das Untersuchungsgebiet

Im Jahr 2013 wurden erste seismische Testmessungen durchgeführt, um zu klären, ob eine 3D-Seismik die Struktur der Asse und das Deckgebirge abbilden kann und welche Planungsparameter hierfür anzusetzen sind. Sie zeigten, dass eine seismische Abbildung des Untergrundes mit ausreichender Genauigkeit möglich ist [2]. Zusätzlich lieferten sie grundlegende Informationen zur Messanordnung der 3D-Seismik.

Das aktuelle Messgebiet umfasst eine Fläche von rund 36,5 km2 und erstreckt sich in Richtung Südwest-Nordost. Es schließt die Orte Wittmar, Remlingen, Groß Vahlberg, Mönchevahlberg, Weferlingen und Klein Biewende ein. Auch Teile von Dettum und Sottmar gehören dazu. Neben den bebauten Gebieten besteht das Untersuchungsgebiet hauptsächlich aus land- und forstwirtschaftlich genutzten Flächen. Im Zentrum der Messfläche befindet sich der markante Höhenzug der Asse mit teilweise steilen nach Südwesten und Nordosten einfallenden Flanken. Er erreicht Höhen über 220 m ü. NN und liegt damit ca. 80 m über dem südlichen Gelände und ca. 130 m über der nördlich liegenden Senke der Altenau. Die geologische Situation und die Abgrenzung des Deckgebirges zum Salinar bedingen eine Erkundungstiefe bis ungefähr 2.000 m (Abb. 2).

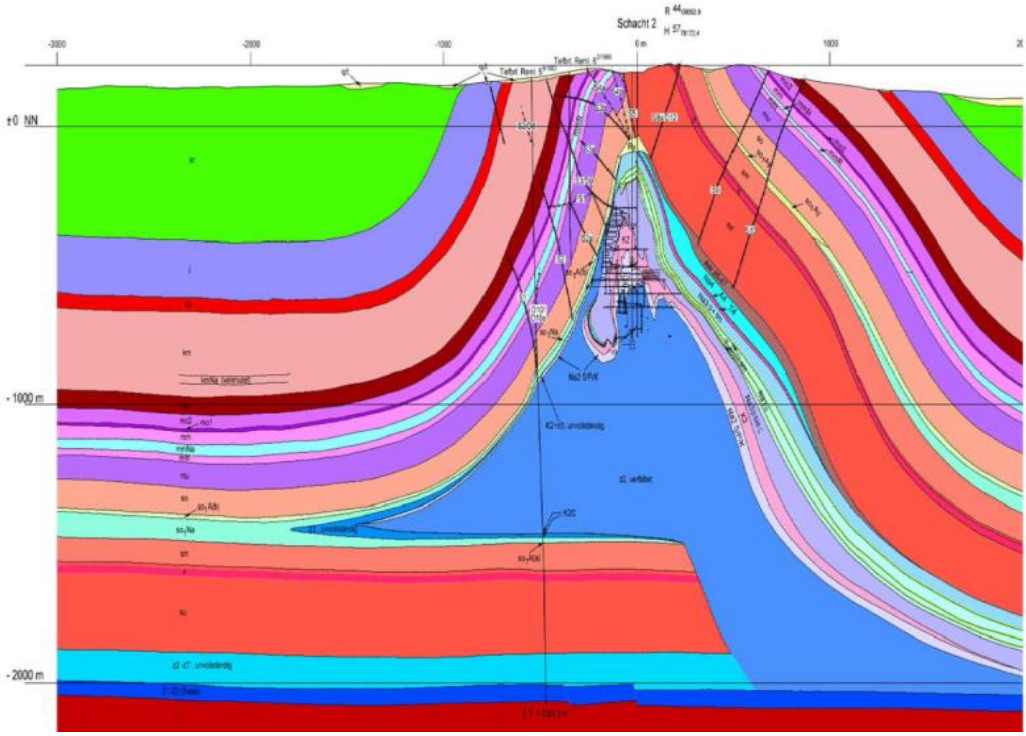

Abb. 2: Schematischer geologischer Schnitt senkrecht zur Struktur der Asse mit Salzkörper (blau) und Deckgebirge (ohne Legende). Grafik: Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH

Als Spätfolge des Zweiten Weltkriegs war nicht auszuschließen, dass im Untersuchungsgebiet Kampfmittel gefunden werden. Aufgrund des engen seismischen Messrasters (s. Kap. 2.2) hätten diese eine Gefahr für Personal und Geräte darstellen können. Nach der Auswertung historischer Luftbilder ging die BGE davon aus, dass auf rund sechs Prozent der Fläche des Untersuchungsgebiets Kampfmittelaltlasten möglicherweise zu erwarten sind. In Vorbereitung der 3D-Seismik wurden daher mittels magnetischer Sondierungen 6.387 Bohransatzpunkte und ungefähr 115.000 m^2 Fläche entlang der seismischen Anregungspunktlinien auf Kampfmittelaltlasten untersucht und freigegeben.

2.2 Das Messraster

Die Struktur der Asse mit ihren steil stehenden geologischen Einheiten (Abb. 2) erforderte eine sehr dichte räumliche Abtastung des seismischen Wellenfeldes. Gleichzeitig waren zur Abbildung der stark geneigten Schichten auch große Offsets notwendig. Für die 3D-Seismik wurde ein orthogonales Messraster gewählt, bei dem die Anregungspunktlinien aus operativen Gründen, aufgrund des Wegenetzes im Asse-Wald (überwiegend forstwirtschaftlich genutzte Rückewege), senkrecht zur Streichrichtung der Salzstruktur in etwa nordwest-südöstlicher Richtung verlaufen. Entsprechend waren die

Empfangspunktlinien in südwest-nordöstlicher Richtung orientiert. Der Linienabstand des Messrasters war im Umfeld der Schachtanlage Asse II und entlang des Höhenzugs der Asse enger, um auch den Salzspiegel und flachere Strukturen des Deckgebirges zu erfassen, und vergrößerte sich zum Rand des Untersuchungsgebietes (Abb. 3). Tabelle 1 fasst die wichtigsten Messparameter zusammen.

Tabelle 1: Messparameter der 3D-Seismik.

Anregungslinienabstand	50 m, 100 m, 200 m
Empfangslinienabstand	50 m, 100 m
Anregungspunktabstand	10 m
Geophonabstand	10 m
Anzahl der aktiven Kanäle (feste Auslage, einmal versetzt)	ca. 40.000
Vibratortyp	Hemi 50
Anzahl der Vibratoren	4 – 5 in Slip-Sweep-Technik
Sweepfrequenzen	5 – 120 Hz
Sweeplänge	60 s
Energiestapelung	1
Aufzeichnungslänge	4 s
Samplerate	1 ms
Registriereinheiten (kabellos)	Innoseis Tremornet mit internen hoch empfindlichen 5 Hz-Geophonen

Das theoretische orthogonale Messraster weist eine nominelle Anzahl von 40.860 Anregungspunkten auf. Davon konnten 36.137 (entspricht 88,4%) realisiert werden. 3.928 Anregungspunkte entfielen in Ortschaften aufgrund von Wasser- oder Gasleitungen oder Sicherheitsabständen zu Gebäuden und wegen Flächen ohne Betretungsgenehmigungen sowie nicht zugänglichen Schutzgebieten. Weitere 795 Anregungspunkte entfielen während der Produktion nach starken Regenfällen aufgrund von nicht mehr befahrbaren, nassen Feldern im Nordteil des Messgebiets. Zu einem kleinen Teil konnten Anregungen aufgrund von Ergebnissen der Erschütterungsmessungen in den Ortschaften nicht realisiert werden. Die 36.137 realisierten Anregungspunkte teilen sich auf in 29.773 Vibropunkte und 6.364 Sprengpunkte. Von nominell 46.130 Empfangspunkten konnten 44.677 (entspricht 96,9%) realisiert werden. 1.453 Anregungspunkte entfielen aufgrund von Flächen ohne Betretungsgenehmigungen.

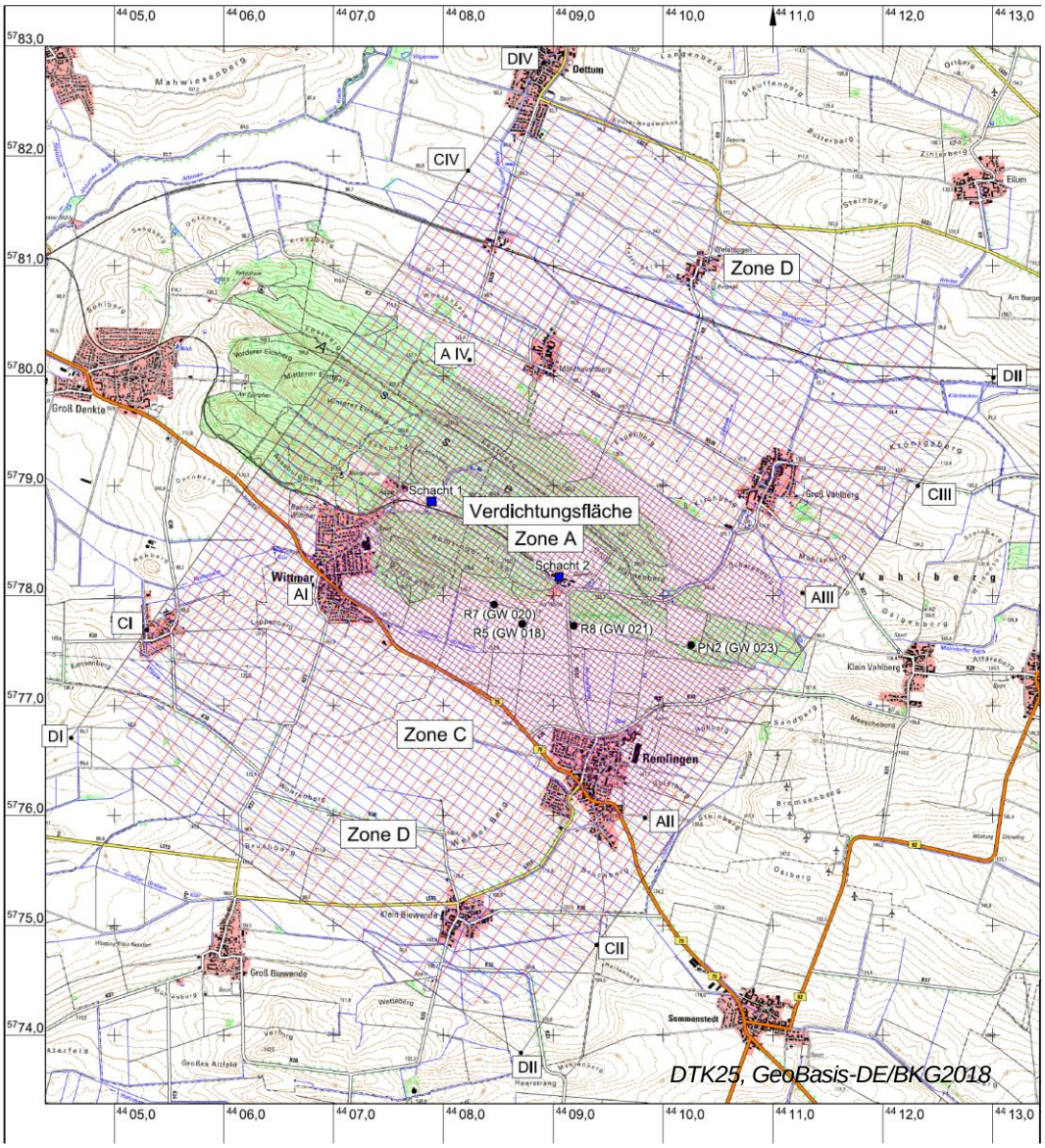

Abb. 3: Messraster der 3D-Seismik Asse mit Anregungs- (rot) und Empfangslinien (blau).

3. Der Ablauf

Um die 3D-Seismik erfolgreich durchführen zu können und die Einschränkungen für die Eigentümer und Nutzer der Messfläche so gering wie möglich zu halten, war ein sehr enger Zeitplan einzuhalten, der insbesondere eine extrem schnelle Messdurchführung erforderte. Um die für die Messung erforderlichen Betretungsgenehmigungen von den Eigentümern und Bewirtschaftern der land- und forstwirtschaftlichen Flächen im Messgebiet zu erhalten, war es eine Voraussetzung, dass die seismischen Messungen, inklusive ihrer vor- und nachbereitenden Arbeiten, ausschließlich im Zeitraum von Anfang Oktober 2019 bis Ende März 2020 durchgeführt werden. Daraus ergab sich folgender Ablauf:

Schritt 1: Informationsveranstaltungen (September 2018 – März 2020)
Bereits im September 2018 fanden erste Informationsveranstaltungen für Eigentümer und Bewirtschafter der land- und forstwirtschaftlichen Flächen im Messgebiet statt. Die Öffentlichkeit wurde im Oktober 2018 im Rahmen einer regelmäßig stattfindenden Veranstaltungsreihe zur Asse über das Seismik-Projekt informiert. Auch im Jahr 2019

wurden verschiedene Informationsveranstaltungen durchgeführt. Mit Beginn der Arbeiten im Oktober 2019 lud die BGE erneut die Öffentlichkeit zu einer Informationsveranstaltung in das Dorfgemeinschaftshaus in Remlingen ein, um über die Arbeiten in den kommenden Monaten zu berichten. Während der seismischen Messungen gab es einen Tag der Offenen Tür. Auf der Internetseite der BGE wurde außerdem ein Themenschwerpunkt mit zahlreichen Informationen zur 3D-Seismik eingerichtet. Unter anderem wurde dort auch wöchentlich der aktuelle Fortschritt der 3D-Seismik dargestellt.

Schritt 2: Einholen von Betretungserlaubnissen (November 2018 – September 2019)
Nachdem es gelungen war durch die extrem schnelle Messdurchführung eine generelle Akzeptanz der seismischen Messung bei den betroffenen Eigentümern und Bewirtschaftern der Flächen im Messgebiet zu erzeugen, erfolgte ab Ende 2018 die rechtliche Absicherung der 3D-Seismik. Mit den Eigentümern und Bewirtschaftern der land- und forstwirtschaftlichen Flächen wurden Gestattungsverträge für das Betreten und die Durchführung der notwendigen Arbeiten verhandelt und abgeschlossen. In den Ortschaften wurden von den Eigentümern die Betretungserlaubnisse zur Auslage der Registriereinheiten auf Privatgrundstücken eingeholt. Ein Sonderbetriebsplan zur Durchführung der 3D-Seismik wurde von der BGE erstellt und durch das zuständige Bergamt zugelassen.

Schritt 3: Vorbereitung der 3D-seismischen Messung (Oktober 2019 – Dezember 2019)
Im Zeitraum von Anfang Oktober bis Mitte Dezember 2019 erfolgten die wesentlichen vorbereitenden Arbeiten zur eigentlichen Messung der 3D-Seismik. Alle Empfangs- und Anregungspunkte wurden eingemessen, alle Bohransatzpunkte und einige Flächen entlang der vibroseismischen Anregungslinien auf Kampfmittelaltlasten untersucht, sowie seismische Nahlinien gemessen. Die Nahlinien dienen dazu, die Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten in den oberflächennahen Schichten (< 20 m) zu bestimmen, um in der folgenden Datenbearbeitung die statischen Korrekturen zu präzisieren.
Darüber hinaus wurden zur Vorbereitung der Sprengseismik 6.387 Flachbohrungen abgeteuft und verrohrt. Bei der Positionierung dieser Bohrungen wurde berücksichtigt, dass der Höhenzug der Asse, abhängig von den ausstreichenden Schichten, von zahlreichen Erdfällen geprägt ist, in die nicht gebohrt werden durfte. Um die hohe Anzahl von Bohrungen in nur drei Monaten abzuteufen, wurden im Vorfeld Testbohrungen durchgeführt, um die einzusetzende Bohrtechnik und die notwendigen Ressourcen zu optimieren. Schlussendlich führte dies zum gleichzeitigen Einsatz von 17 Bohrcrews mit portablen und auf Traktoren montierten Bohrgeräten. Die Bohrungen sind notwendig, da die Vibrationsfahrzeuge im dicht bewachsenen und topografisch bewegten Waldgebiet nicht eingesetzt werden können, eine Anregung in dem Bereich jedoch unverzichtbar ist. Zum Schutz der Flora und Fauna erfolgte Planung und Umsetzung der Messung so, dass der Eingriff in die Natur minimiert wurde. Die Durchführung der Arbeiten erfolgte in enger Abstimmung mit einer ökologischen Baubegleitung.

Schritt 4: Vorbereitung der 3D-seismischen Messung (Januar 2020)
Von Anfang Januar 2020 bis Mitte Januar 2020 erfolgte die Auslage der ca. 40.000 Registriereinheiten sowie die Messung von vertikalen seismischen Profilen (VSP) in vier Tiefbohrungen. Außerdem wurde mit dem Laden der sprengseismischen Bohrungen begonnen.
Die VSP-Messungen helfen, das Geschwindigkeitsmodell in dem durch die Bohrungen erfassten Bereich des Deckgebirges zu verbessern. Dieses Geschwindigkeitsmodell wird für die spätere Auswertung der 3D-seismischen Messdaten benötigt und verbessert insbesondere die Umrechnung der gemessenen seismischen Laufzeiten in Tiefenwerte.
Zur Bestimmung des optimalen Sweeps für die vibroseismische Anregung wurden Anfang Januar 2020 außerdem verschiedene Parametertests entlang einer separaten Empfangslinie durchgeführt. Die Optimierung der Bohrteufen und die Bestimmung der notwendigen Ladungsmenge für die Sprengseismik erfolgte anhand mehrerer Tests bereits Anfang Oktober 2019.

Schritt 5: Durchführung der 3D-seismischen Messung (Januar 2020 – Februar 2020)
Am 17. Januar 2020 begann die eigentlich 3D-seismische Messung mit 4 bis 5 Vibrofahrzeugen und der Sprengseismik. Die Messungen konnten mit 29.773 realisierten Vibropunkten und 6.364 realisierten Sprengpunkten bereits am 20. Februar 2020 nach 35 Messtagen abgeschlossen werden. Die gesamte Messauslage wurde dann bis Ende Februar 2020 wieder abgebaut und die seismischen Daten aus den Registriereinheiten ausgelesen.
Ergänzend wurden auch 24 kabellose Registriereinheiten unter Tage in der Schachtanlage platziert, die während der 3D-Seismik alle Anregungen an der Erdoberfläche mitregistrierten.

Schritt 6: Nachbereitung (März 2020)
Im März erfolgen dann mit Eigentümern und Bewirtschaftern der land- und forstwirtschaftlichen Flächen unter Hinzuziehung eines Gutachters gemeinsame Begehungen zur Regulierung von Flurschäden.

Schritt 7: Aufbereitung, Zusammenstellung und Dokumentation der Messdaten (März 2020 – Mai 2020)
Die Aufbereitung und Zusammenstellung der Messdaten sowie die Dokumentation der Messungen erfolgt von März bis Mai 2020. Die Aufbereitung der Messdaten beinhaltet u.a. das Ausschneiden der spreng- und vibroseismischen Signale aus dem täglich registrierten Datenstrom der einzelnen Registriereinheiten, die Korrelation der vibroseismischen Signale, die Unterdrückung von harmonischem Noise, das Anbringen und Kontrollieren der Messgeometrie sowie das Archivieren der Datensätze auf Bändern. Die Daten stehen dann für die folgende Datenbearbeitung und geologische Interpretation zur Verfügung.

4. Die Sicherheit

Die BGE war bestrebt nachteilige Auswirkungen auf Mensch und Natur sowie auf die betriebswirtschaftliche Nutzung der forst- und landwirtschaftlichen Flächen so gering wie möglich zu halten. Grundlage dazu war ein umfassendes und laufend überprüftes HSE-Konzept (Health, Safety, Environment) zu dem beispielsweise folgende Maßnahmen gehörten:

Wirtschaftliche Nutzung weiter ermöglichen
Die Messungen der 3D-Seismik wurden im Januar/Februar 2020 durchgeführt. Vorbereitende Arbeiten begannen im Oktober 2019, nachbereitende Arbeiten erfolgten im März 2020. Dadurch blieb die Bewirtschaftung landwirtschaftlicher Flächen weitgehend möglich.

Umweltschutz
Innerhalb des Messzeitraums war eine ökologische Baubegleitung vor Ort. Ziel war es, die Auswirkungen der seismischen Messungen auf die Umwelt so gering wie möglich zu halten. Auch die Regelungen zum Messzeitraum und einzelne Beschränkungen bei der Erzeugung der seismischen Wellen tragen den Aspekten des Umwelt- und Naturschutzes Rechnung. So wurde etwa die Erzeugung von seismischen Wellen in den Brutzeiten selten vorkommender Vogelarten vermieden.

Beschränkungen bei der Erzeugung von seismischen Wellen
Für den Einsatz der Technik zur Erzeugung der seismischen Wellen galten verschiedene Vorgaben. So wurde zum Beispiel festgelegt, welche Gebiete durch Vibrations- und Bohrfahrzeugen nicht befahren werden dürfen. Bei Bedarf musste die eingesetzte Bohrausrüstung per Hand in das Gelände getragen werden.
Um Schäden durch Erschütterungen zu vermeiden, wurden in den Ortschaften, in der Nähe von erschütterungsempfindlichen Bauten (gilt auch für Wasser- und Gasleitungen) und auf

dem Betriebsgelände der Schachtanlage Asse II begleitende Erschütterungsmessungen durchgeführt. Die Kraft des Vibrationsfahrzeugs oder die Menge des einzusetzenden Sprengstoffs wurde in diesen Bereich reduziert. Konnte eine Überschreitung der Anhaltswerte für zulässige Erschütterungen (Schwinggeschwindigkeiten) dennoch nicht ausgeschlossen werden, wurde der jeweilige Anregungspunkt ausgelassen.
Weiterhin galten für die Erzeugung der seismischen Wellen zeitliche Beschränkungen. Die Feldarbeiten fanden ausschließlich werktags in der Zeit von 06:00 Uhr bis 22:00 Uhr statt. Nur in begründeten Ausnahmefällen durften Vibrationsfahrzeuge auch am Sonntag zum Einsatz kommen, nicht jedoch in der Nähe von Ortschaften. Sprengungen waren sonntags generell verboten.
Um die Belastung für Anwohnerinnen und Anwohner zusätzlich zu reduzieren, durften die Bohr- und Sprengarbeiten in der Nähe von Ortschaften nur bei Tageslicht vorgenommen werden. Auch gelten Grenzwerte für die Lärmbelastung.

Verkehrssicherheit
Während der seismischen Messungen bewegten sich an verschiedenen Stellen des Untersuchungsgebietes mehrere Vibrofahrzeuge unabhängig voneinander über Felder, Wege und Straßen. Auf Straßen wurden die Vibrofahrzeuge, vergleichbar zu einer Wanderbaustelle, durch ein Sicherungsfahrzeug mit Warntafel sowie eine entsprechende Beschilderung abgesichert. Darüber hinaus waren auch spezielle Reinigungsfahrzeuge im Einsatz, um eventuelle Verschmutzungen von Straßen durch die Messfahrzeuge unverzüglich zu beseitigen.

Schadensausgleich
Sollten trotz aller Vorsichtsmaßnahmen durch die 3D-Seismik Schäden aufgetreten sein, werden diese unter Hinzuziehung eines Sachverständigen durch die BGE reguliert. Solche Schäden werden jeweils im Einzelfall betrachtet, und ohne Verzug beseitigt, oder es wird nach vorheriger Vereinbarung mit dem Eigentümer der betroffenen Fläche eine Ersatzleistung erbracht.

5. Die Technik

5.1 Die Sprengseismik

In den für die Vibrationsfahrzeuge nicht zugänglichen Waldgebieten wurden Sprengladungen in flachen Bohrungen zur Energieanregung eingesetzt. Insgesamt wurden für die Sprengseismik 6.387 Bohrungen mit Tiefen zwischen 6 m und 15 m im Trockenbohrverfahren abgeteuft und temporär verrohrt. Davon konnten 6.364 Bohrungen mit Ladungsmengen bis zu 970 g geladen, mit Bentonit verfüllt und gezündet werden.

5.2 Die Vibroseismik

Die hohen Anforderungen an die Auflösung und Qualität der seismischen Daten sowie die Notwendigkeit die umfangreiche Messung in sehr kurzer Zeit durchzuführen erforderten den Einsatz der innovativsten seismischen Techniken wie:

- Einzelgeophone, Einzelvibratoren
- Kabelloses Messsystem
- Breitbandige Signale
- Slip-Sweep-Verfahren

5.2.1 Einzelgeophone, Einzelvibratoren

Die Messung der 3D-Seismik Asse erfolgte sowohl mit Einzelgeophonen als auch mit Einzelvibratoren.

Für reflexionsseismische Untersuchungen mit größeren Erkundungstiefen (> 1.000 m) ist die Verwendung von Geophongruppen mit seriell und parallel geschalteten Geophonen eine anerkannte Regel der Technik. Solche Geophongruppen sind in der Lage, die Dynamik der Signalaufzeichnung an einem Empfängerpunkt zu verbessern, da sie inkohärentes (Umgebungs-)Rauschen reduzieren. Zur gezielten Rauschunterdrückung werden Geophongruppen in einem bestimmten Muster (Array) ausgelegt, wobei die Größe des Array und die Anzahl der Geophone so berechnet sind, dass die Wellenlänge von Oberflächenwellen oder anderen kohärenten Störsignalen korrekt abgetastet wird. Nachteile der Geophongruppen können eine Signalverzerrung aufgrund von Höhenunterschieden innerhalb des Arrays (Intra-Array-Statik) und ein starker winkelabhängiger Filtereffekt sein.

Aufgrund der technischen Entwicklung der seismischen Messapparaturen in den letzten Jahren ist es nun möglich, eine hohe Anzahl von Kanälen (> 10.000) zu verwenden, was den Einsatz von Einzelgeophonen für die Erfassung seismischer Daten möglich macht. Einzelgeophone weisen nicht die Nachteile von Geophongruppen (Winkelabhängigkeit, Intra-Array-Statik) auf. Allerdings sind bei der Verwendung von Einzelgeophonen im Vergleich zu Geophongruppen kleinere Abstände zwischen den Empfangspunkten notwendig, um eine ausreichende räumliche Abtastung des Wellenfeldes zu gewährleisten und entsprechende Filter (z.B. zur Unterdrückung von Oberflächenwellen) bei der Datenverarbeitung anwenden zu können, was bei der 3D-Seismik Asse mit Punktabständen von 10 m gewährleistet ist.

Das Hauptziel der Verwendung von Einzelgeophonen ist die Aufzeichnung eines möglichst hochfrequenten und breitbandigen seismischen Signals, da dies auch die Auflösung der seismischen Abbildung verbessert. Folglich sollte dies auch zum Einsatz von Einzelvibratoren bei der Erzeugung seismischer Wellen führen, da Vibratorgruppen oder mit Vibratorgruppen gefahrene Muster (Pattern) ebenfalls eine winkelabhängige Filterwirkung haben und somit die Bandbreite begrenzen.

Nachteil der Erzeugung seismischer Wellen mit Einzelvibratoren und der Aufnahme mit Einzelgeophonen ist die geringe Energieabgabe bzw. der geringe Energieempfang im Vergleich zu herkömmlichen Vibratorgruppen und Geophongruppen. Dies wird hier im Wesentlichen durch einen hohen Überdeckungsgrad kompensiert. Außerdem erwies sich bereits bei den Testmessungen 2013 die Energie eines Einzelvibrators als ausreichend für die Erkundungstiefe.

5.2.2 Kabelloses Messsystem

In den letzten Jahren haben die Speicherkapazität und die Laufzeit der internen Akkus der kabellosen Registriereinheiten stark zugenommen, so dass die seismischen Daten mittlerweile über mehrere Wochen ohne Unterbrechung aufgezeichnet werden können. Die hier verwendeten Registriereinheiten Innoseis Tremornet verfügen über eine Speicherkapazität von 8 bzw. 16 GigaByte und weisen eine Akkulaufzeit von mehr als 50 Tagen bei dauerhaftem Betrieb (24 Stunden pro Tag, 7 Tage die Woche) auf. Das Risiko von Datenverlusten durch technische Defekte ist nach Angaben des Herstellers sehr gering (Ausfallrate < 0,1%). Natürlich bleibt das Risiko eines vollständigen Datenverlusts durch den Diebstahl kabelloser Registriereinheiten bestehen.

Das Herunterladen der seismischen Daten von den kabellosen Registriereinheiten erfolgte üblicherweise beim Austausch der Registriereinheiten, wenn dies aufgrund des Endes der

Akkulaufzeit oder wegen eines Defekts oder beim Versetzen der Registriereinheiten notwendig wurde, und natürlich am Ende der Messung. In diesem Zusammenhang muss darauf hingewiesen werden, dass je nach gewählter Dauer der autonomen Registrierung, dies bedeutet, dass es in diesem Zeitraum nahezu keine Möglichkeit gibt, die seismischen Daten einzusehen oder zu kontrollieren. Um dennoch eine Qualitätskontrolle der seismischen Daten zu ermöglichen, wurde bei der 3D-Seismik Asse eine separate Kontrolllinie mit 40 kabellosen Registriereinheiten aufgebaut, die an den ersten 10 Messtagen täglich ausgelesen und deren Messdaten überprüft wurden. Der Status einer Registriereinheit (z.B. noch vorhandene Speicherkapazität oder Akkulaufzeit) und des Geophons (z.B. Neigung, Noise) kann überprüft werden, wenn das System mit einer entsprechenden Wifi- oder Bluetooth-Schnittstelle ausgestattet ist. Dieser Test ist jedoch relativ zeitaufwendig und kann deshalb nicht jeden Tag für alle Sensoren durchgeführt werden. Bei der 3D-Seismik Asse wurde täglich mindestes ein Drittel der Auslage von ca. 40.000 Registriereinheiten überprüft.

Im Vergleich zu kabelgebundenen Messsystemen ermöglichen die drahtlosen seismischen Registriereinheiten eine höhere Produktivität. Die Datenübertragungszeiten, die Rechen- und Speicherzeiten sowie die Zeiten für Instrumenten- und Geophontests fallen weg. Die größte Produktivitätssteigerung ergibt sich jedoch daraus, dass die Prüfung (Line Check) und der Austausch von Kabeln während der Messung nicht mehr notwendig ist. Unter Berücksichtigung der gleichen Aufzeichnungsparameter (d.h. gleicher Anregungspunktabstand, gleiche Anzahl von Vibratoren, gleiche Sweeplänge und gleiche Anzahl von Sweeps) kann ein kabelloses Messsystem die Produktivität im Vergleich zu kabelgebundenen Messsystemen etwa verdoppeln.

5.2.3 Breitbandige Signale

Bei der Verwendung von Einzelgeophonen und Einzelvibratoren, die auch den Hochfrequenzanteil erhalten sollen, liegt es auf der Hand, eine möglichst große Bandbreite zu verwenden, um die seismische Auflösung weiter zu erhöhen. Da hohe Frequenzen bei der Wellenausbreitung relativ schnell gedämpft werden, ist es sinnvoll, insbesondere niedrige Frequenzen (< 10 Hz) zu erzeugen, um die Bandbreite zu erhöhen. Mit einem Sweep über mehr als 4 Oktaven (5 – 120 Hz), der hinsichtlich seiner Startfrequenz von 5 Hz auch auf die Eigenfrequenz der eingesetzten Geophone abgestimmt ist, wurde dies bei der 3D-Seismik Asse gewährleistet. Ein weiterer Vorteil der niedrigen Frequenzen ist auch, dass die Erkundungstiefe erhöht wird.

5.2.4 Slip-Sweep-Verfahren

Das Slip-Sweep-Verfahren erhöht die Produktivität einer seismischen Untersuchung erheblich, da sich die Sweeps verschiedener unabhängig voneinander arbeitender Vibratoren, die im Untersuchungsgebiet verteilt sind, zeitlich überlappen können (Abb. 4). Der Nachteil dieser Technik besteht darin, dass von der seismischen Quelle erzeugte Oberschwingungen sich mit der Grundmode des vorhergehenden Sweeps überlagern, was nach der Korrelation zu einem sogenannten harmonischen Rauschen (Harmonic Noise) führt und bei der Datenaufbereitung bzw. Datenbearbeitung ggf. zu unterdrücken ist.

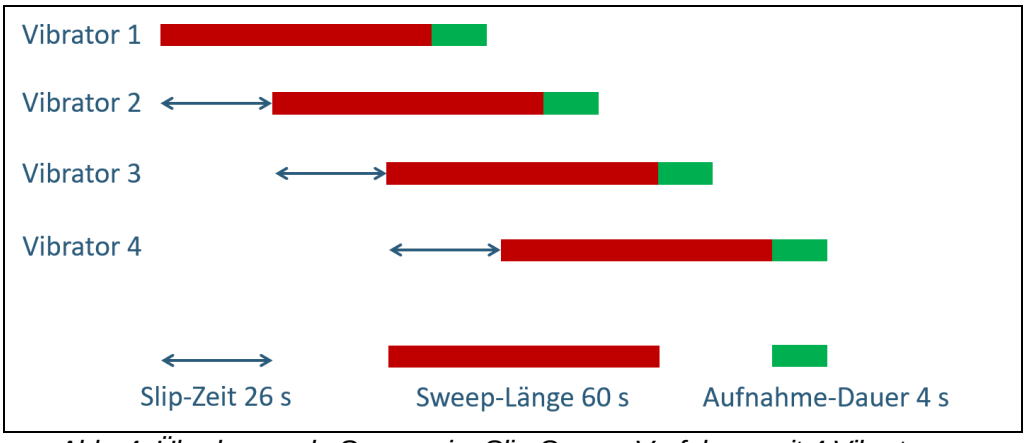

Abb. 4: Überlappende Sweeps im Slip-Sweep-Verfahren mit 4 Vibratoren.

Für die 3D-Seismik Asse wurde bei einer Sweeplänge von 60 s die Slip-Zeit zu 26 s gewählt, damit sich die 1. Oberschwingung erst bei Frequenzen von 90 Hz bis über 100 Hz, die weitestgehend außerhalb des Frequenzbereichs der Nutzsignale liegen, mit der Grundmode des vorhergehenden Sweeps überlagert (Abb. 5).

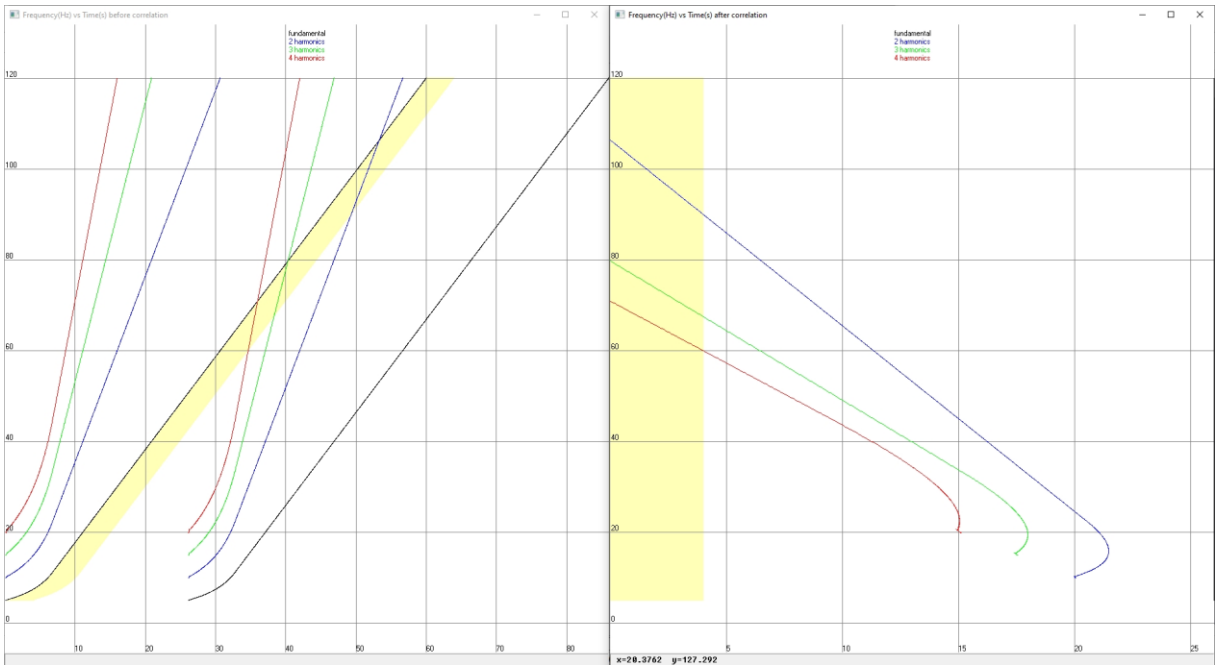

Abb. 5: Grundmode des Sweeps (schwarze Linie), Oberschwingungen des Sweeps (blaue, grüne, rote Linien) und Registrierzeit (gelbe Fläche) im Frequenz-Zeit-Diagramm vor der Korrelation (links) und nach der Korrelation (rechts). Der vorhergehende Sweep wird von den Oberschwingungen des nachfolgende Sweeps überlagert.

Die Kombination von kabellosen Registriereinheiten mit der Anregung seismischer Wellen im Slip-Sweep-Verfahren verkürzt die Zeit für die Erfassung seismischer Daten drastisch. Vor dem Hintergrund der zeitlichen Limitierung durch die Nutzung der land- und forstwirtschaftlichen Flächen im Messgebiet hat diese Kombination die Durchführung der 3D-Seismik Asse erst möglich gemacht. Beispielsweise konnten beim Einsatz von 5 Vibrofahrzeugen im Maximum 1899 Vibropunkte pro Tag erzielt werden. Im Durchschnitt lag die Produktivität bei 1032 vibro- und sprengseismischen Anregungen pro Tag.

6. Danksagung

Die Autoren danken dem gesamten 3D-Seismik Team der Asse für die Zusammenarbeit und Unterstützung. Besonderer Dank gilt der Firma Geofizyka Torun, die die 3D-Seismik mit großem Engagement, hoher Qualität und unter Einhaltung des engen Zeitplans zuverlässig durchgeführt hat.

7. Literatur

[1] AtG - Atomgesetz: Gesetz über die friedliche Verwendung der Kernenergie und den Schutz gegen ihre Gefahren, § 57b Betrieb und Stilllegung der Schachtanlage Asse II.

[2] DMT Petrologic GmbH (2014): Datenbearbeitung, Interpretation und Modellrechnungen einer (3D-) seismischen Testmessung im Bereich der Schachtanlage Asse II. Bundesamt für Strahlenschutz.

3D-Untertage-Seismik in Kristallin-, Salz- und Tongestein – Modulares Erkundungssystem schließt die Lücke zwischen Oberflächen- und Bohrlocherkundung

Rüdiger Giese[1], Stefan Lüth[2], Heike Richter[1], Britta Wawerzinek[2], Katrin Jaksch[1], Roman Esefelder[2]

Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, (1) Geomechanik und Wissenschaftliches Bohren, (2) Oberflächennahe Geophysik

1. Zusammenfassung

Das modulare seismische Akquisitionssystem am GFZ ist grundsätzlich für die untertägige Erkundung in Kristallin-, Salz- und Tongesteinen geeignet. Besonderheiten beim Einsatz ergeben sich durch die unterschiedlichen Eigenschaften der Medien wie Grad der Heterogenität, Dämpfung, Anisotropie und deren Wechselwirkung mit der durch den Hohlraum (Strecken, Tunnel) induzierten Auflockerungszone (EDZ). Dies äußert sich in unterschiedlichem Frequenz-Dämpfungsverhalten für Kompressions-, Scher- und Oberflächenwellen, die je nach Aufgabenstellung einen spezifischen Einsatz von Impuls- und Vibrationsquellen am Stoß erfordern. Seismische Bohrlochmessungen können ergänzend zu einer deutlichen Verbesserung des Auflösungsvermögens beitragen.

2. Einleitung

Die intensive Nutzung des Untergrundes, z.B. durch Bergbau, für die Energiespeicherung oder zur Einlagerung von Risikoabfällen, oder durch den Ausbau der Verkehrsinfrastruktur, stellt hohe Anforderungen an eine umfassende Standorterkundung. In komplexen geologischen Strukturen liefern klassische Untersuchungen von der Erdoberfläche (z.B. 3D-Seismik, Erkundungsbohrungen) oft nicht die ausreichende räumliche Auflösung bei umfassender Überdeckung, die für die sichere Auffahrung eines Bergwerks oder Tunnels oder für dessen Betrieb erforderlich ist. Im Steinkohlenbergbau werden seit mehreren Jahrzehnten seismische Messungen zur Vorfelderkundung vom Streb aus eingesetzt, um mit Hilfe von im Flöz geführten Wellen Störungs- oder Auflockerungszonen zu lokalisieren (Dresen, 1985). Je nach der Problemstellung und der Verfügbarkeit von Stollen lassen sich hier reflexionsseismische Abbildungsverfahren oder tomographische Bildgebung mit transmittierten Wellenphasen anwenden. Das Auffahren von Tunnelbauwerken, insbesondere in großen Tiefen und mit hoher Überdeckung, wie z.B. im Hochgebirge, ist naturgemäß noch stärker als der Bergbau mit einer starken geometrischen Einschränkung untertägiger Erkundung verbunden. In den vergangenen drei Jahrzehnten sind verschiedene Systeme für die tunnelvortriebsbegleitende Erkundung entwickelt worden, die auf der Anregung seismischer Wellen mit Sprengungen oder mechanischen Quellen sowie der Aufzeichnung des Wellenfeldes mit Geofonen oder Drucksensoren beruhen. Beispiele dieser Systeme sind Tunnel Seismic Prediction (TSP, Dickmann & Sander, 1996), Sonic Softground Probing (SSP, Kneib et al., 2000), oder Integrated Seismic Prediction (ISP, Bäppler, 2018).
Während die vorgenannten Systeme speziell für die Voraus- und Umfelderkundung in Berg- und Tunnelbau entwickelt wurden, spielt in der Nutzung des unterirdischen Raumes auch die in-situ Charakterisierung des unmittelbaren Umfeldes eines Bauwerks eine wesentliche Rolle. Sehr hoch auflösende seismische Verfahren eingesetzt in Erkundungsbohrungen dienen z.B. einer genauen Beschreibung der durch den Vortrieb erzeugten Auflockerungszone (Excavation Damaged Zone, EDZ), oder liefern mit sehr hoher räumlicher Auflösung elastische Parameter verschiedener Faziestypen eines Gesteins entlang des Bohrpfades, siehe z.B. Schuster et al. (2019).

Am Deutschen GeoForschungsZentrum (GFZ) wurde seit 1998 das Integrated Seismic Imaging System (ISIS) für die Tunnelvorauserkundung entwickelt (Borm et al., 2003). Das wichtigste Merkmal von ISIS ist eine weitgehende Integration des seismischen Messablaufes in den Vortriebsprozess. Dazu wurden schnell wiederholbare Oberflächenquellen und in Gebirgsanker integrierte Sensoren als Empfänger entwickelt und im GFZ-Untertage-Labor „Reiche Zeche“ in Freiberg getestet. Für eine Verbesserung der Erkundungsmöglichkeiten wurde ein Bohrlochmesssystem entwickelt, das seismische Quellen und Empfänger in einem Gehäuse beinhaltet (Jaksch et al., 2010). Derzeit werden diese Systeme standardisiert und modularisiert, um den unterschiedlichen Anforderungen der Vor- und Umfelderkundung unter verschiedenen geologischen und geotechnischen Bedingungen gerecht zu werden. Mit einer Kombination von oberflächen- und bohrlochgestützten seismischen Quellen und Empfängern soll gleichzeitig eine hohe räumliche Auflösung (hohe Frequenzen), aber auch eine ausreichende Reichweite (hohe Anregungsenergie) realisiert werden. Im Folgenden werden die Komponenten des seismischen Untertagemesssystems vorgestellt und deren Einsatzmöglichkeiten anhand von Fallbeispielen aus unterschiedlichen Gesteinen diskutiert.

3. Beispiele aus seismischen Untertagemessungen

3.1 Messungen im Kristallin

Erkundungen aus untertägigen Bauwerken wie Straßen- und Eisenbahntunneln sowie Bergwerken stellen hohe Anforderungen an die geophysikalischen Messsysteme. Um gleichbleibend hohes Auflösungsvermögen auch in großen Tiefen zu gewährleisten, ist es notwendig, die Messsysteme in die Nähe der zu erkundenden Strukturen zu platzieren. Üblicherweise ist der Arbeitsraum für den Betrieb geophysikalischer Messsysteme vor Ort sehr begrenzt. Geophysikalische Messungen während aktiver Arbeiten wie im Tunnelbau oder im Streckenvortrieb bedingen die Berücksichtigung einer Vielzahl von eng aufeinander abgestimmten Arbeitsgängen wie das Bohren von Sprenglöchern oder der Transport des Abraums im Falle des konventionellen Vortriebs oder eines kontinuierlichen maschinellen Vortriebs mittels einer Tunnelbohrmaschine (TBM). Durch begleitende geophysikalische Messungen hervorgerufene Stillstandzeiten sind kostenintensiv und deshalb in jedem Fall zu vermeiden. Ziel ist es, die untertägigen Messungen möglichst als weitere Komponente in den Ablauf der Bohr- und Vortriebsprozesse zu integrieren, um die Arbeitsprozesse nicht zu unterbrechen. Für die Entwicklung untertägiger Messtechnik ist somit die Erprobung unter realitätsnahen Bedingungen zwingend notwendig. Das GFZ nutzt dafür sein Untertage-Labor im Lehr- und Forschungsbergwerk „Reiche Zeche“ der TU Bergakademie in Freiberg. Das GFZ-Untertage-Labor befindet sich in 150 m Tiefe in einem von drei Strecken umgebenen Gneisblock von ca. 50 m Breite und 100 m Länge (Giese & Jaksch, 2016, 2019). Entlang der Strecken ist ein Empfängerarray bestehend aus 30 Dreikomponentengeofonankern im Abstand von 5 m bis 9 m in Bohrungen installiert. Im Gneisblock sind eine 70 m lange vertikale und zwei 20 m und 30 m lange horizontale 8 ½“ Bohrungen abgeteuft. Diese Messgeometrie ermöglicht eine dreidimensionale Erfassung des von seismischen Quellen erzeugten Wellenfeldes.

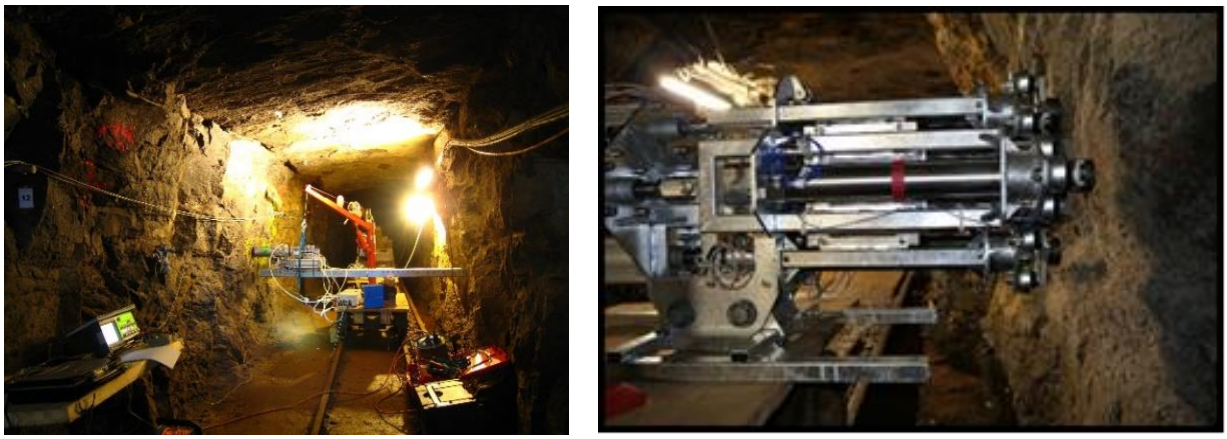

Abbildung 1: Test seismischer Oberflächenquellen im GFZ-Untertage-Labor. Links: pneumatische Impulsquelle, Rechts: Vibrationsquelle mit vier Aktuatoren.

Für das ISIS-Messsystem wurden verschiedene mechanische Quellen für die Anwendung am Stoß entwickelt, die eine schnelle Wiederholbarkeit und Reproduzierbarkeit der Signale gewährleisten. Dabei handelt es sich um mit Druckluft betriebene Hämmer, die impulsförmige Signale im Gebirge erzeugen (Abb. 1 links). Ein weiterer Typ sind Vibrationsquellen, die mit magnetostriktiven Aktuatoren arbeiten. Dabei werden Längenänderungen des magnetostriktiven Materials infolge wechselnder magnetischer Felder genutzt, um das Gestein in Schwingungen zu versetzen. Diese Schwingungen werden über ein Frequenzband von einigen 100 Hz bis in den Kilohertz-Bereich variiert. Die Qualität der Vibrationssignale wird durch ein schnelles, elektronisches Kontrollsystem verbessert, das die tatsächlich angeregten Schwingungswerte der Quelle in das Gestein erfasst und mit dem gewünschten Signal vergleicht. Aus der Differenz dieser Signale wird iterativ das Vibrationssignal den Untergrundeigenschaften angepasst. Je nach Erkundungsreichweite und angestrebter Auflösung können die Vibrationsquellen bis zu vier Aktuatoren mit unterschiedlichen Frequenzeigenschaften aufnehmen (Abb. 1 rechts).
Als seismische Empfänger werden in die Spitzen von Gebirgsankern integrierte 3-Komponentensensoren verwendet. Dies sind Geofone und piezoelektrische Sensoren, die sich hinsichtlich ihrer Empfindlichkeit für unterschiedliche Signalfrequenzen unterscheiden. Komplementär zu den Anregungsfrequenzen der Quellen liegt der Frequenzbereich der Sensoren von einigen 10 Hz bis ca. 20 kHz. Die Sensorstäbe werden in Hülsen eingeschraubt, die zuvor in Bohrungen verklebt wurden. Bei Verwendung der gleichen Sensorstäbe am Empfängerort konnte eine sehr gute Reproduzierbarkeit der registrierten Signale bei Monitoringmessungen erzielt werden (Lüth et al., 2014). In einem Feldversuch wurden die Impulsquelle und eine Vibrationsquelle bestehend aus zwei magnetostriktiven Aktuatoren im Piora-Sondierstollen des Gotthard Basis Tunnels in der Schweiz getestet (Richter et al., 2018). Der Piora-Sondierstollen befindet sich in der Penninischen Gneiszone (Lucomagno Gneis). Die Messgeometrie besteht aus 16 Messankern und 148 Quellpunkten auf einem ca. 150 m langen Profil (Abb. 2). Die Vibrationsquelle wurde mit einem 1,5 s langen Sweep mit Frequenzen von 300 Hz bis 3000 Hz betrieben.

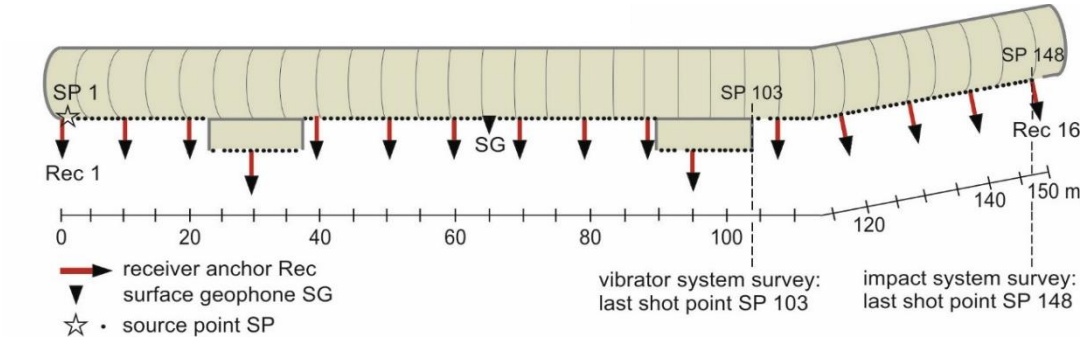

Abbildung 2: Geometrie der Messungen im Piora-Sondierstollen (Richter et al., 2018).

Die Impulsquelle regt Wellen mit deutlich größeren Amplituden als die Vibrationsquelle an (Abb. 3). Die Amplitudenspektren der Impulsquelle zeigen höhere Oberflächenwellen- als Raumwellenenergie insbesondere für den Bereich bis ca. 500 Hz. Die Seismogramme und die Spektren der Vibrationsquelle weisen hingegen geringere Anteile von Oberflächenwellen auf. Das Spektrum der Raumwellen der Vibrationsquelle hat einen glatteren Verlauf als das der Impulsquelle mit größeren Amplituden für Frequenzen oberhalb von 1 kHz. Für die Erkundung aus Strecken und Tunnel in kristallinen Gesteinen bedeutet dies, dass mit der Impulsquelle gegenüber der Anregung mit der Vibrationsquelle größere Reichweiten erzielt werden können bei etwas geringerem Auflösungsvermögen. Dabei wird ein Großteil der Energie in Oberflächenwellen umgesetzt, die bei der Abbildung oberflächennaher Strukturen entlang der Tunnelwand störend wirken, aber für die Erkundung von Strukturen vor der Ortsbrust genutzt werden können. Die Vibrationsquelle erlaubt durch die Modifikation des Signalspektrums eine bessere Anpassung an die Erkundungsziele im Nahbereich des Tunnels. Die Reichweite der Vibrationsquelle mit zwei Aktuatoren und 1,5 s Sweepdauer ist aber limitiert.

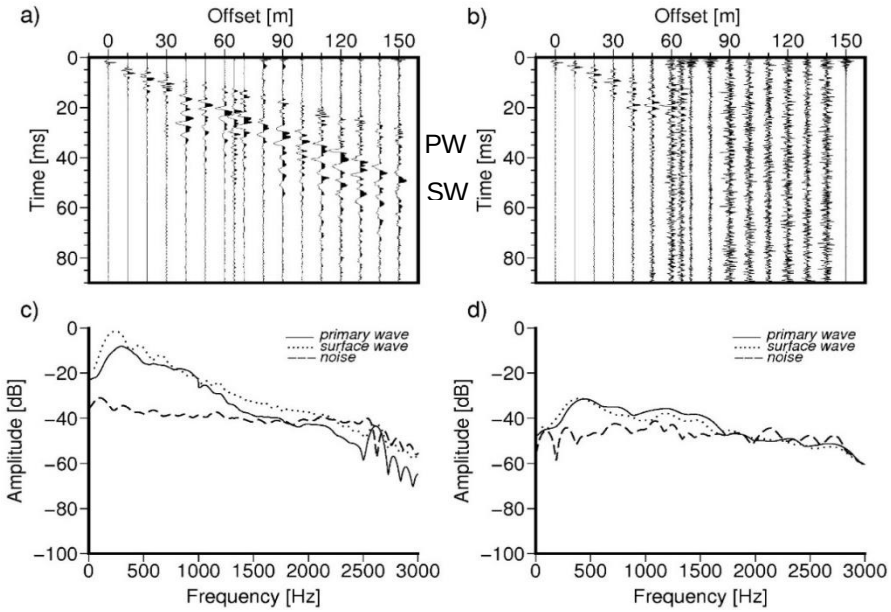

Abbildung 3: Oben: Daten der radialen Empfängerkomponente der Impuls- (a) und der Vibrationsquelle (b). PW bezeichnet die direkten Raumwellen und SW die Oberflächenwellen. Unten: Gemittelte Amplitudenspektren der Ersteinsätze der direkten Welle, des Noise und der Oberflächenwellen (c, d). (Richter et al., 2018).

Erkundungsbohrungen stellen eine wichtige Komponente für die Untersuchung von untertägigen Strukturen dar. Sie ermöglichen eine weitere Annäherung an die Objekte und in Kombination mit Streckenmessungen eine Verbesserung der räumlichen Auflösung. Im Rahmen des BMU-geförderten Projektes *Seismic Prediction While Drilling* wurde eine Bohrlochsonde entwickelt, die aus vier magnetostriktiven Aktuatoren als Quellen und vier 3-

Komponentengeofone als Empfänger besteht (Abb. 4). Im Rahmen des VINNOVA-Projektes *Borehole Seismic Imaging and Magnetic Measurements (BSIMM)* wurden kombinierte Strecken und Bohrlochmessungen in der Kiruna Eisenerzmine in Schweden durchgeführt (Giese et al., 2016). In einer 45 m langen, horizontalen 8½“ Bohrung wurden im Intervall von 0,5 m seismische Wellen mit der SPWD-Bohrlochsonde angeregt und von fünf 2 m langen Sensorstäben entlang der Strecke registriert. Abbildung 4 zeigt das Ergebnis einer Fresnel-Volumen-Migration für Scherwellen, die einen Reflektor oberhalb der durch die Strecke und die Bohrung aufgespannten Messebene sichtbar macht. Dieser kann mit einem sekundären Erzkörper korreliert werden, der durch Bohrungen erschlossen wurde.

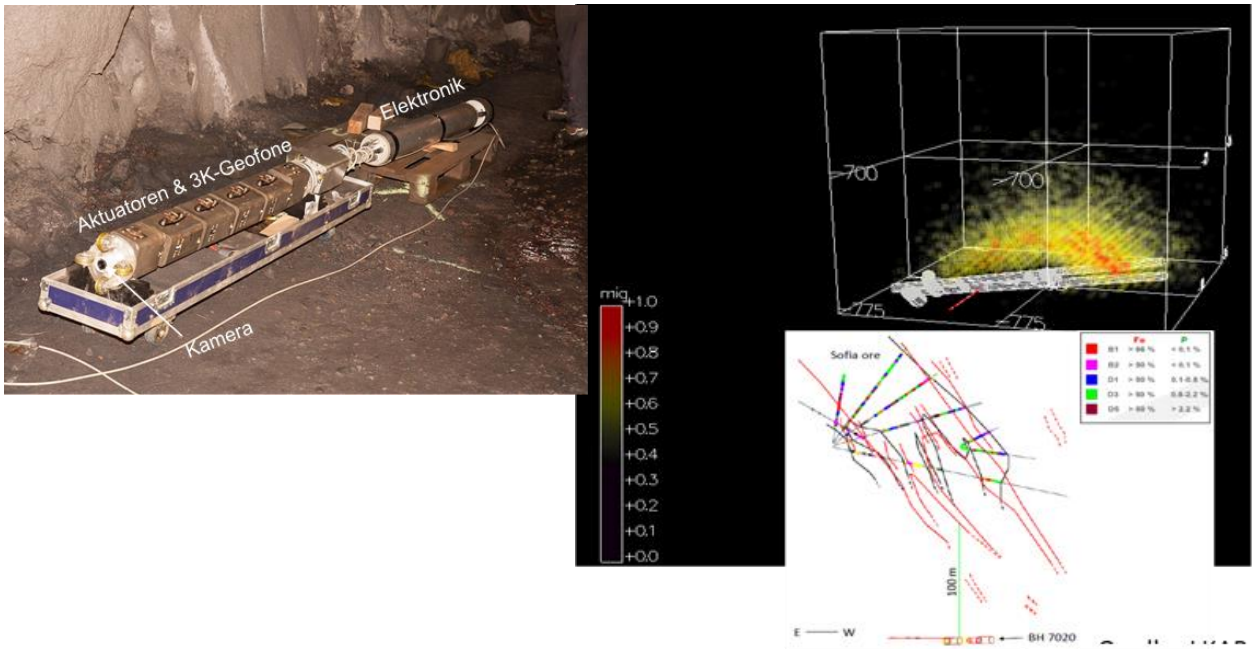

Abbildung 4: Links: SPWD-Laborprototyp, Rechts: 3D-Fresnel –Volume-Migration für Scherwellen mit einer konstanten Geschwindigkeit von 3200 m/s; Zellengröße: 5 m, Vertikaler Schnitt zeigt den interpretierten Umriss des Sofia Erzkörper (Rot) und Erkundungsbohrungen. Die Legende zeigt die Komposition der in den Bohrungen beobachteten Erze.

3.2 Messungen im Salzgestein

Die Anwendbarkeit des ISIS-Tunnelvorauserkundungssystems im Salinar wurde bereits im Jahr 2015 überprüft. Dazu wurde eine seismische Vergleichsmessung untertage mit dem Ziel der Methodenentwicklung für die Datenakquisition am Stoß durchgeführt (Abb. 5). Im Vordergrund standen dabei der Vergleich der Signale des pneumatischen Impulshammers und der Vibrationsquelle hinsichtlich der Frequenzbandbreite, der Polarisationseigenschaften und der Erkundungsreichweite und der Vergleich der Datenqualität von 1 m und 2 m tief installierten 3K-Sensorstäben (Richter et al., 2017). Die Vibrationsquelle, bestehend aus 2 synchronisierten magnetostriktiven Aktuatoren, sendete lineare Sweeps mit einer Länge von 6 s im Frequenzbereich von 100 Hz bis 3400 Hz ins Salzgestein. Der pneumatische Hammer zeichnet sich durch Signale mit dominanten Frequenzen unterhalb von 1000 Hz aus, allerdings wird das Wellenbild im Nahbereich des Abbauortes von Oberflächenwellen beeinflusst. Die Erkundungsreichweite wurde mit ca. 140 m bestimmt. Die Signale der Vibrationsquelle besitzen eine größere Bandbreite und einen höheren Anteil von Signalenergie oberhalb von 1000 Hz. Die Messungen mit der Vibrationsquelle ermöglichen es, Objekte im Nahbereich der Abbauorte genauer zu erkunden. Die Reichweite der Vibrationssignale ist etwas geringer als die des Impulshammers und liegt bei ca. 120 m. Der

Vergleich der Sensorstäbe zeigt ein größeres Rauschen bei den 1 m langen Stäben im Vergleich zu den 2 m langen Stäben, möglicherweise verursacht durch höhere Kluftdichten im Bereich der Auflockerungszone um den Hohlraum. Im Gegensatz zur Anwendung im Kristallin, bewahrt das homogene Salz die Polarisationseigenschaften der seismischen Wellen wesentlich besser.

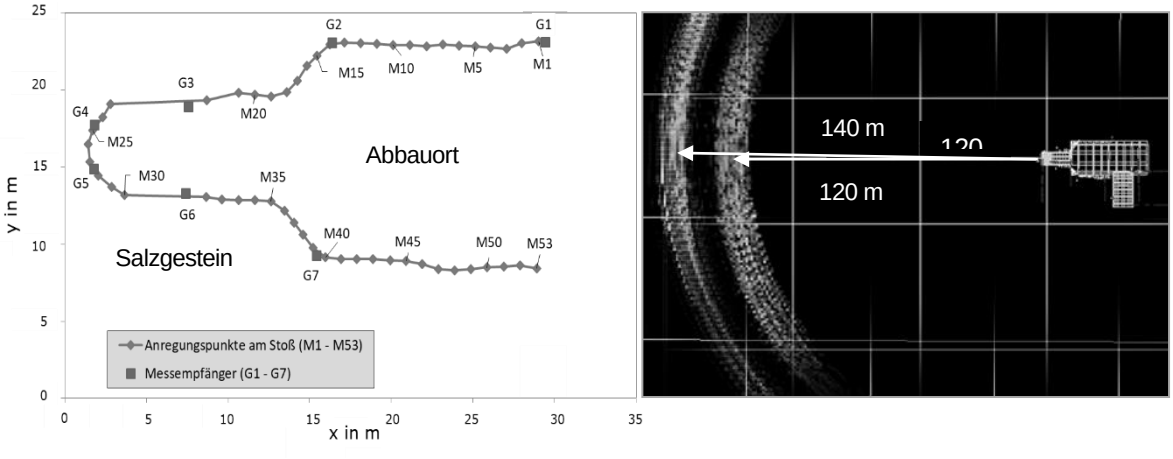

Abbildung 5: Links: Messgeometrie der Vergleichsmessung untertage im Salzgestein in einer Aufsicht. Rechts: Anhand der am weitesten entfernten Reflexionssignale in den Seismogrammen konnte mit Hilfe der Fresnel-Volumen-Migration für Scherwellen mit einer konstanten Geschwindigkeit von 2700 m/s die Reichweite des pneumatischen Hammers auf 140 m und die der Vibrationsquelle auf 120 m bestimmt werden.

Im GEO:N Projekt ProSalz, das sich mit dem Prozessverständnis des Multiphasensystems Salz-Gas-Wasser in der Übergangszone zwischen Hohlraum und unbeeinflusstem Salzgestein beschäftigt (Strauch et al., 2019), kommt das modulare Erkundungssystem zum Einsatz. Mit Hilfe eines seismischen Monitorings mit Stoß- und Bohrlochmessungen an einer mit unterschiedlichen Fluiden gefüllten Feldtestkaverne (FTK, Abb. 6) soll ein Beitrag zum Verständnis der Interaktion zwischen Fluid und Salzgestein in der unmittelbaren Umgebung der FTK geleistet werden. Das seismische Monitoring-Programm begann mit einer Basismessung, bei der acht Drei-Komponenten-Empfängeranker (piezo-elektrisch) im Salzpfeiler installiert wurden und mit einer seismischen Quelle (Vibrator) an der Pfeileroberfläche angeregt wurde. Die Basismessung erfolgte vor Installation der Feldtestkaverne. Nach dem Abteufen von 3 Bohrlöchern à 10 m Länge und 28 cm Durchmesser, wurde im mittleren Bohrloch die Feldtestkaverne durch Setzen eines Packers installiert. Nach dem Befüllen der Kavernenbohrung mit Fluiden (Gas, Wasser) und längerer Einwirkzeiten der Fluide wurden mehrere seismische Bohrlochmessungen durchgeführt. Dazu wurden in einem der äußeren Bohrlöcher eine seismische Quelle (SPWD-Laborprototyp) und im anderen ein Empfängertool (3K-Geofone und 3K-Piezos) eingebracht. Zusätzlich zum Empfängertool wurden die acht Piezo-Anker im Salzpfeiler installiert. Zum Ende des Monitoring-Programms wurde die Basismessung am Salzpfeiler wiederholt. Bei einer Größenordnung des Salzpfeilers von ungefähr 20 x 20 m werden seismische Wellen mit Frequenzen von 100 Hz bis 14000 Hz in das Salzgestein übertragen. Dies ermöglicht eine Auflösung von Strukturen im cm-Bereich.

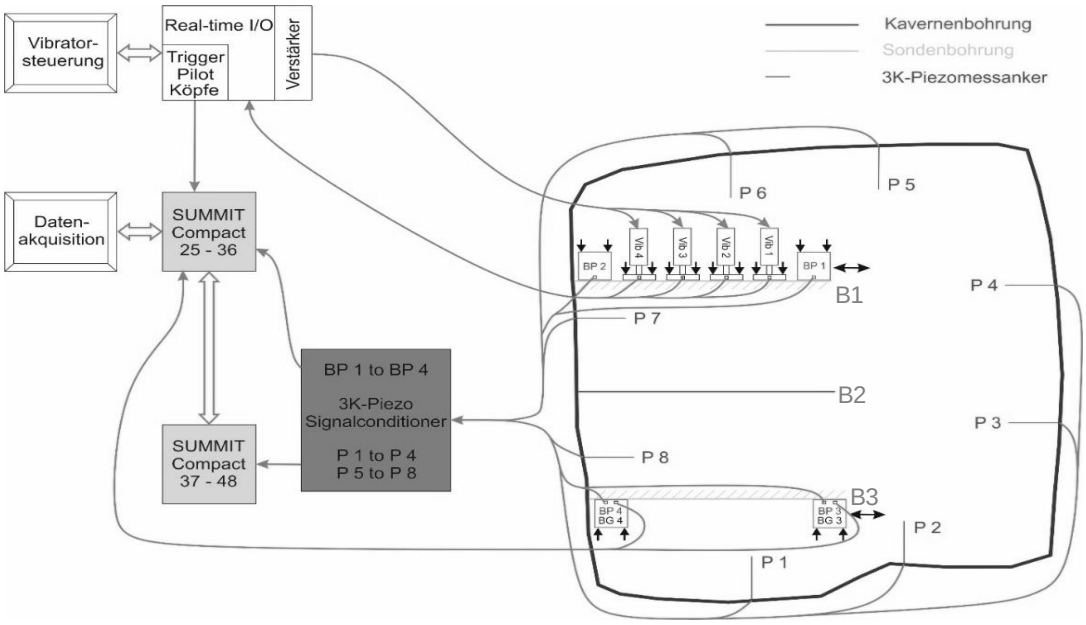

Abbildung 6: An einem 20 x 20 m großen Salzpfeiler bzw. in den 10 m Bohrungen (B1 und B3) wurden mehrere seismische Messungen an der mit unterschiedlichen Fluiden gefüllten Feldtestkaverne (B2; Volumen von ungefähr 100 l) durchgeführt. P1-P8: 3K-Piezoanker.

Die registrierten Daten dienen zur tomografischen und reflexionsseismischen Bildgebung. Die Abbildung 7 zeigt einen Vergleich von FD-modellierten Daten mit einem Receiver Gather der Basismessung. In der FD-Modellierung lassen sich die direkten P- und S-Wellen und deren am Stoß reflektierte Phasen sehr gut bestimmen. In der Realität ist das Bestimmen der Laufzeiten der direkten P-Welle und der direkten S-Welle im gesamten Offsetbereich schwieriger. Die Signalanteile der P-Welle sind relativ schwach und die direkte S-Welle ist teilweise durch Stoßreflexionen überlagert.

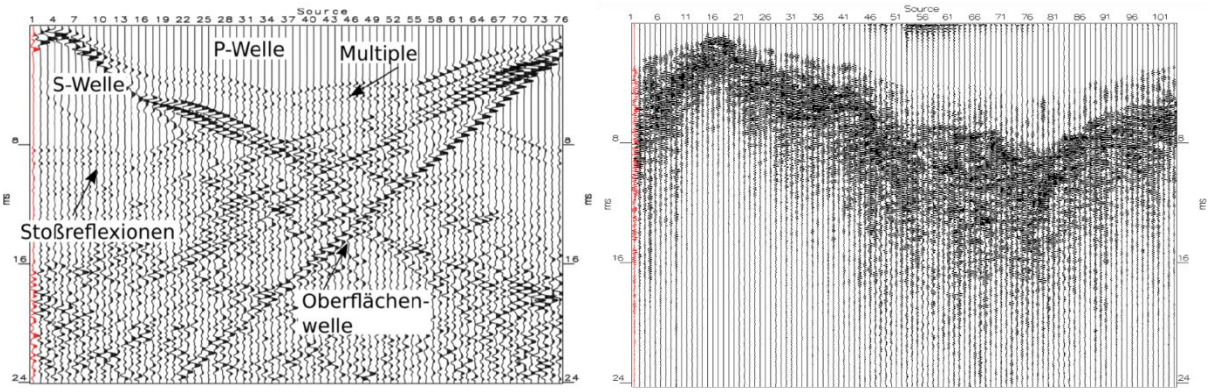

Abbildung 7: Datensätze der Pfeiler-Basismessung 2D- FD-modelliert (links) und Messdaten, spurnormiert (rechts).

3.3 Messungen im Underground Rock Laboratory (URL) Mont Terri – Tonstein

Neben der Anwendung in Bohrungen und Tunneln in Kristallin- und Salzgesteinen wurde das modulare seismische Akquisitionssystem des GFZ auch im Tonstein eingesetzt, der durch starke Dämpfung, interne Heterogenität und Anisotropie gekennzeichnet ist. Diese Eigenschaften stellen für eine untertägige Erkundung in diesem Umfeld eine besondere

Herausforderung dar. Um eine Grundlage für künftige Messkonzepte für die untertägige Erkundung im Tonstein zu schaffen, wurde im Rahmen eines Pilotversuches die Anwendbarkeit des Akquisitionssystems für die Charakterisierung und Überwachung im Untertagelabor Mont Terri (Schweiz) untersucht. Dazu kamen bei den seismischen Messungen, die im Januar 2019 in drei Faziestypen (Thury & Bossart, 1999) des Opalinustons stattfanden, die pneumatische Impuls- und die magnetostriktive Vibrationsquelle mit zwei Aktuatoren zum Einsatz. Die Aufzeichnung an 45 bzw. 37 Schusspunkten erfolgte mit 32 3-Komponentengeofonen, die mit 2 m langen Felsankern im Gestein befestigt wurden (Abb. 8). Die Vibrationsquelle regte einen Sweep mit Frequenzen von 100-1200 Hz und 18 s Länge an. Die Messgeometrie zielte darauf ab, die Möglichkeiten der Charakterisierung verschiedener Faziestypen zu untersuchen. Außerdem sollten innerhalb einer möglichst kurzen Messkampagne verschiedene seismische Quellen getestet werden, so dass die Messgeometrie für eine hochauflösende Charakterisierung nicht optimal geeignet war. Dennoch lassen sich aber vergleichende Untersuchungen der verwendeten seismischen Quellen über ein großes Offset-Intervall anstellen, sowie erste Untersuchungen zur Anwendung tomographischer Auswerteansätze wie auch zum Imaging reflektierter Phasen durchführen.

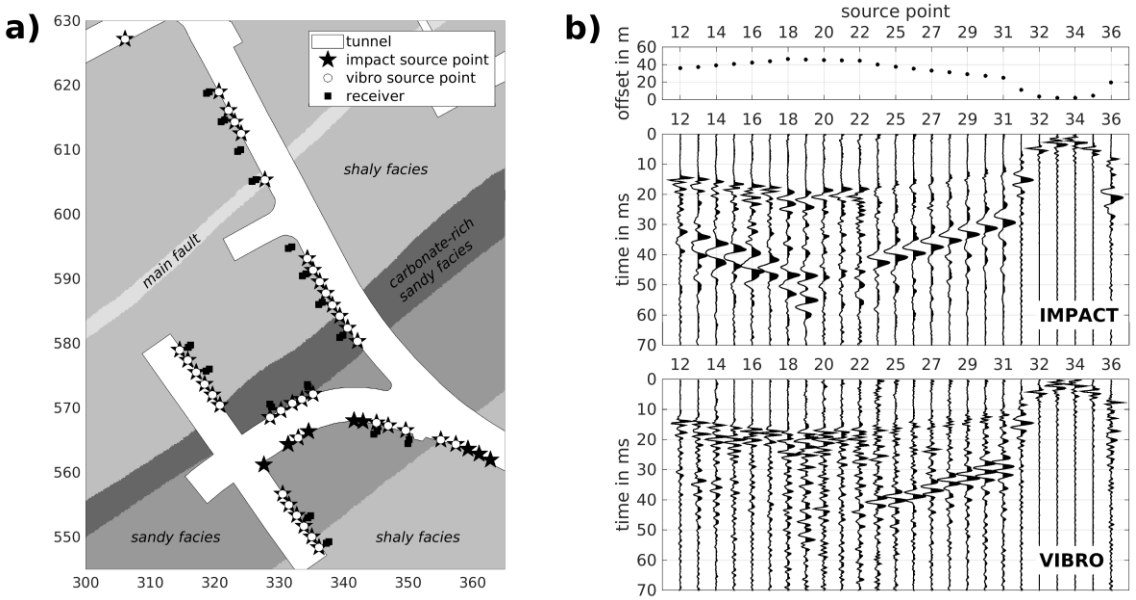

Abbildung 8: (a) Ausschnitt des Untertagelabors Mont Terri (geändert nach Bossart et al., 2017) mit der Akquisitionsgeometrie. (b) Beispiel eines Receiver Gather der Impuls- und Vibroseisdaten im Offsetbereich von 2 bis 47 m. Die Daten sind einzelspurnormiert und nach Anwendung eines BP Filters (80-100-1200-1300 Hz) dargestellt.

Der Pilotversuch zeigt, dass beide Quellen erfolgreich im Tonstein eingesetzt werden können (Abb. 8). Trotz der hohen Dämpfungseigenschaften des Tongesteins weisen beide Quellen große Eindringtiefen auf: P-Wellen beider Quellen sowie S-Wellen der Impulsquelle sind über die gesamte Messauslage hinweg sichtbar, während S-Wellen der Vibrationsquelle deutlich schwächer sind und geringere Eindringtiefen aufweisen. Die mit der Impulsquelle erzeugten seismischen Signale weisen eine klarere Signalform und ein höheres Signal-Rausch-Verhältnis als die Vibroseisdaten auf. Im Gegensatz zur Impulsquelle kann bei der Vibrationsquelle der Frequenzgehalt der Signale, vor allem der hochfrequente Signalanteil, besser gesteuert werden. Die Frequenzanalyse zeigt, dass mit der Impulsquelle tiefere Frequenzen stärker angeregt werden als mit der Vibrationsquelle.

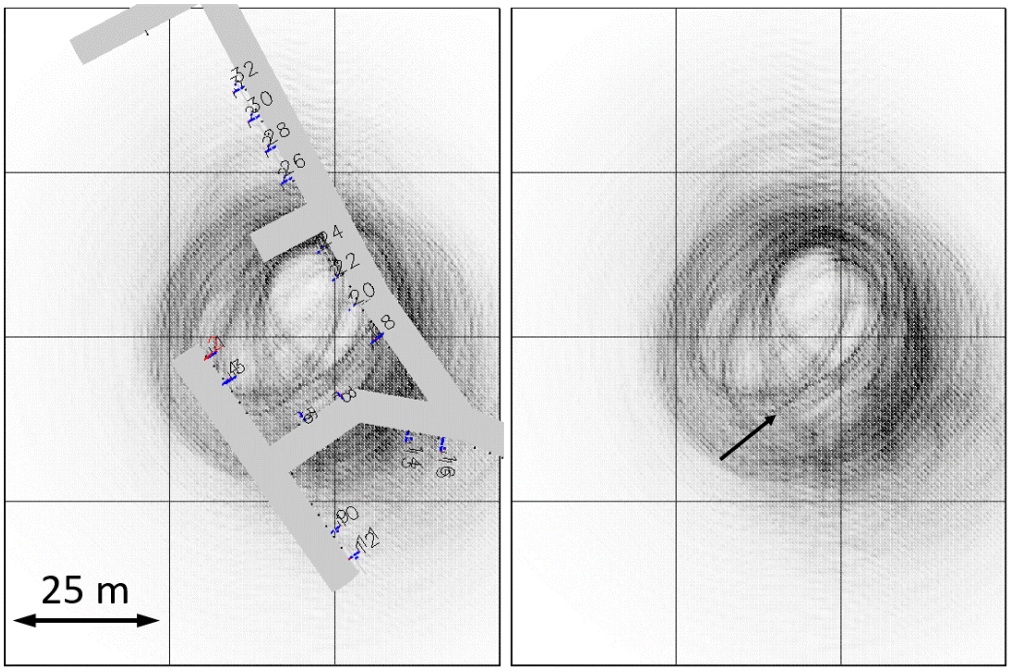

Abbildung 9: Pre-stack Kirchhoff Migration der mit der Impulsquelle akquirierten seismischen Daten (vgl. Abb. 8a). Die 3-Komponenten Migration fokussierte auf Scherwellen-Reflexionen. Die quadrierten Amplituden wurden mit einer konstanten Geschwindigkeit von 1100 m/s migriert. Auf der linken Seite wird das Ergebnis der Migration mit der Infrastruktur des Felslabors dargestellt, auf der rechten Seite die gleichen Daten ohne Galerien und Nischen. Ein schwarzer Pfeil im rechten Teil zeigt auf reflektierte Energie im Bereich des Übergangs von toniger zu karbonatreicher sandiger Fazies des Opalinustons.

Die Akquisitionsgeometrie dieses Pilotversuchs ist keine ideale Grundlage für eine strukturelle Erkundung im Umfeld des Messfeldes. Quell- und Empfängerpunkte weisen ein komplexes Muster auf, mit nur wenigen Punkten jeweils entlang eines kurzen Profils. Diese komplexe Akquisitionsgeometrie verhindert das gezielte Herausarbeiten reflektierter Wellenphasen mit Hilfe von Mehrspurprozessen, wie z.B. Median- oder F-K-Filter. Die direkten P-Wellenersteinsätze wurden mit Hilfe eines Top-Mutes entfernt und ein Bandpassfilter (150 – 500 Hz) angewendet. Die Anwendung der Pre-stack Kirchhoff Migration auf diese Daten (siehe Abb. 9) zeigt eine starke Fokussierung reflektierter Energie auf die untertägige Infrastruktur. Abgesehen von den sehr starken Reflexionen der Galerien und Nischen des Felslabors sind schwache Anzeichen von Reflexionen der Grenzfläche zwischen toniger und karbonatreicher sandiger Fazies des Opalinustons zu sehen (Pfeil in Abb. 9, rechts).

Beide Quellen eigenen sich auch zur Charakterisierung des Tongesteins. Die durchschnittlichen seismischen P- und S-Wellengeschwindigkeiten zeigen eine deutliche azimutale Abhängigkeit (Abb. 10a). Die „schnelle“ Richtung wird parallel zum Streichen und zur Schichtung beobachtet. Die aus den Impulsdaten abgeleiteten schnellen seismischen Geschwindigkeiten (v_{Pmax}, v_{Smax}) der drei Faziestypen unterscheiden sich deutlich: Die tonige Fazies (v_{Pmax}=3200 m/s, v_{Smax}=1450 m/s) ist langsamer als die sandige (v_{Pmax}=3700 m/s, v_{Smax}=1850 m/s) und karbonatreiche sandige Fazies (v_{Pmax}=4000 m/s, v_{Smax}=2050 m/s). Dabei ist die seismische Geschwindigkeitsanisotropie in der tonigen Fazies (AvP=23%, AvS=32%) stärker als in der sandigen (AvP=9%, AvS=12%) und die der S-Wellen deutlich ausgeprägter als die der P-Wellen. Ähnliche Beobachtungen wurden von Popp & Salzer (2007) sowie Schuster et al. (2017) gemacht. Zur räumlichen Charakterisierung des Opalinustons wurde eine seismische Tomographie mit dem Inversionsprogramm simulr16 (Bleibinhaus, 2003) berechnet, in die die P-Wellenersteinsätze der Impulsquelle und die

daraus abgeschätzte mittlere seismische Geschwindigkeitsanisotropie AvP eingehen. Im unkorrigierten Geschwindigkeitsmodell zeigt sich der Schichtübergang von der langsamen tonigen zur schnellen karbonatreichen sandigen Fazies (Abb. 10b). Das anisotrope Verhalten des Tons zeigt sich vor allem bei den parallel zur Schichtung verlaufenden Strahlwegen, hier werden zu hohe Geschwindigkeiten beobachtet, wodurch auch die Strahlen stärker verdichtet sind. Die Korrektur reduziert diese anisotropen Effekte deutlich (Abb. 10c). Der Faziesübergang ist immer noch deutlich erkennbar und ein Abfallen der Geschwindigkeit in Richtung der Tunnelwände lässt auf eine mögliche Rekonstruktion der EDZ schließen. Diese Untersuchung verdeutlicht die Notwendigkeit, die Anisotropie im Tongestein zu berücksichtigen.

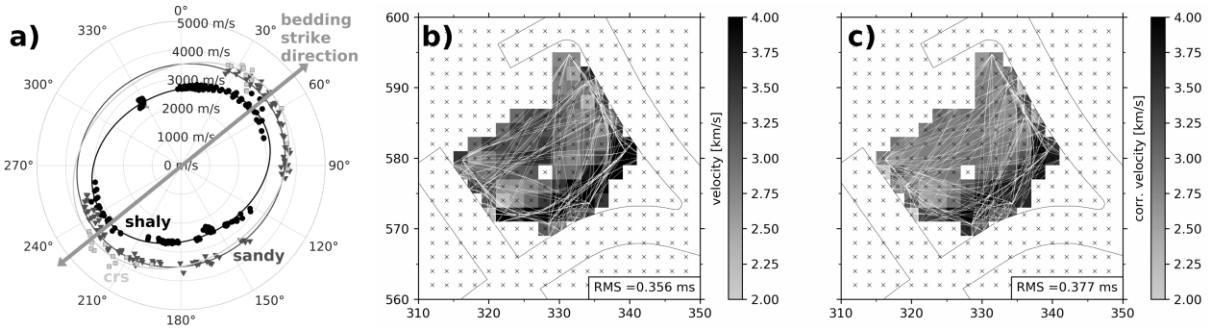

Abbildung 10: Anisotrope Auswertung der Durchschnittsgeschwindigkeiten seismischer P-Wellen und Laufzeittomographie. Die Anisotropie wird aus der (a) azimutalen Verteilung der mittleren P-Wellengeschwindigkeit über die Anpassung einer Ellipse abgeschätzt. Die Laufzeittomographie wird ohne (b) und unter Berücksichtigung der Anisotropie (c) betrachtet. In Weiß sind jeweils die Strahlwege gekennzeichnet.

Die Pilotmessungen geben nun Aufschluss über die möglichen Einsatzbereiche der seismischen Quellen im Tongestein: Die Impulsquelle eignet sich gut für die Transmissions-tomographie mit P- und S-Wellen. Die Vibrationsquelle regt starke P-Wellen an, die bis in große Offset-Bereiche detektiert werden, während, verglichen mit der Impulsquelle, nur schwache S-Wellen angeregt werden. Die, vor allem bei hohen Frequenzen, schwache Anregung von S-Wellen deutet auf eine grundsätzlich gute Eignung der Vibrationsquelle für die reflexionsseismische Erkundung mit Kompressionswellen im Umfeld des Felslabors hin, da reflektierte P-Wellen nur kaum oder überhaupt nicht durch direkte S-Wellen überlagert werden.

4. Ausblick

Die Beispiele seismischer Untertagemessungen zeigen eine grundsätzliche Eignung der am Stoß eingesetzten Impuls- und Vibrationsquelle für den Einsatz in Kristallin-, Salz- und Tonsteinen für Monitoring- und für Erkundungsaufgaben. Weitere Verbesserungen sind jedoch notwendig, die sowohl die technische Einsetzbarkeit als auch das Erkundungsvermögen betreffen. Diese Fragestellungen sollen mit dem neuen Helmholtz Innovation Lab 3D-Untertage-Seismik (3D-US) adressiert werden. Die Aufgaben von 3D-US beinhalten eine Standardisierung und Modularisierung der Steuerung aller Vibrationsquellen, die Entwicklung einer Geofonmesskette für den Einsatz in horizontalen Bohrungen und der Entwicklung einer Bohrlochmesssonde mit seismischen Quellen und Empfänger ähnlich der SPWD-Sonde für Bohrungen mit 96 mm Durchmesser. Mit Hilfe dieser Entwicklungen soll eine bessere Anpassung der seismischen Messgeometrie an die Erkundungsaufgaben realisiert werden bis hin zu einer Erkundung im Bergwerksmaßstab.

5. Dank

Die Autoren bedanken sich für die finanzielle Unterstützung der Projekte *iCross* und *ProSalz* beim Bundesministerium für Bildung und Forschung (Förderkennzeichen: 02NUK053D, 03G0873A), der Helmholtz-Gemeinschaft und dem GFZ. Wir danken Amberg Technologies, Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag (LKAB), der K+S Aktiengesellschaft und Swisstopo für die Unterstützung bei der Durchführung der seismischen Untertagemessungen.

6. Referenzen

Bäppler, K. (2018). Digitization in Mechanized Tunnelling Technology, North American Tunneling Proceedings, ed. Howard, A., Campbell, B., Penrice, D., Preedy, M., Rush, J., Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Englewood, Colorado, USA, pp. 157-162.

Bleibinhaus, F. (2003). Entwicklung einer simultanen refraktions- und reflexionsseismischen 3D-Laufzeittomographie mit Anwendung auf tiefen-seismische TRANSALP-Weitwinkeldaten aus den Ostalpen. PhD thesis, Ludwig-Maximilians-Universität München.

Borm, G., Giese, R. (2003). Geophysical investigations: integrated seismic imaging system for geological prediction during tunnel construction. - In: Kolymbas, D. (Ed.), Rational Tunnelling Summerschool, Innsbruck, 2003, (Advances in geotechnical engineering and tunnelling; 8), Logos Verlag, 225-234.

Bossart, P., Bernier, F., Birkholzer, J., Bruggemann, C., Connolly, P., Dewonck, S., Fukaya, M., Herfort, M., Jensen, M., Matray, J.-M., Mayor, J.C., Moeri, A., Oyama, T., Schuster, K., Shigeta, N., Vietor, T.,

Dickmann, T., Sander, B. K. (1996). Drivage-Concurrent Tunnel Seismic Prediction (TSP). Felsbau 14, 406-411.

Dresen, L. (1985). Flözwellenseismik für die untertägige Steinkohlenerkundung, in Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften, F. Bender (ed.), Band II, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, Germany.

Giese, R., Jaksch, K. (2019). Schallwellen helfen bei der unterirdischen Erkundung des Gesteins.- In. Mischo, H. (Hg.), Entdecker Unter Tage 1919-2019, 100 Jahre Forschungs- und Lehrbergwerk. Mitteldeutscher Verlag,110-113.

Giese, R., Jaksch, K. (2016). GFZ Underground Laboratory in the Research and Education Mine “Reiche Zeche” Freiberg. - Journal of large-scale research facilities, 2.

Giese, R., Juhlin, C., Niklas, J., Virgil, C., Neuhaus, M., Krüger, K., Jurczyk, A. (2016). Seismic borehole survey in the Kiruna iron ore mine. Tagungsband, 76. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (DGG), Münster.

Jaksch, K., Giese, R., Kopf, M., Jurczyk, A., Mikulla, S., Weisheit, S., Groh, M., Krüger, K. (2010). Seismic Prediction While Drilling (SPWD): Looking Ahead of the Drill Bit by Application of Phased Array Technology. - Scientific drilling: reports on deep earth sampling and monitoring, 9, 41-44.

Kneib, G., Kassel, A., Lorenz, K. (2000). Automatic seismic prediction ahead of the tunnel boring ma-chine. First Break; 18, 295-302, doi: 10.1046/j.1365-2397.2000.00079.x.

Lüth, S., Giese, R., Heider, S., Hock, S., Jetschny, S., Polom, U., Wadas, S., Rechlin, A. (2014). Seismic Tomography and Monitoring in Underground Structure: Developments in the Freiberg Zeche Underground Lab (Freiberg, Germany) and their Application in Underground Construction (SOUND). - In: Weber, M., Münch, U. (Eds.), Tomography of the Earth´s Crust:

From Geophysical Sounding to Real-Time Monitoring, (Advanced Technologies in Earth Sciences) (GEOTECHNOLOGIEN Science Report; 21), Cham: Springer, 115-133.

Popp, T., Salzer, K. (2007). Anisotropy of seismic and mechanical properties of Opalinus clay during triaxial deformation in a multi-anvil apparatus. Physics and Chemistry of the Earth, 32, 879–888.

Richter, H., Giese, R., Jaksch, K., Krüger, K., Jurczyk, A., Zirkler, A., Zeibig, S. (2017). Untertätige Vergleichsmessung mit seismischen Oberflächenquellen im salinaren Gestein - Tagungsband, 77. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (DGG) (Potsdam 2017).

Richter, H., Hock, S., Mikulla, S., Krüger, K., Lueth, S., Polom, U., Dickmann, T., Giese, R. (2018). Comparison of pneumatic impact and magnetostrictive vibrator sources for near surface seismic imaging in geotechnical environments. Journal of Applied Geophysics, 159, 173-185.

Strauch [Beeskow-Strauch], B., Arndt, J., Barth, J., Giese, R., Kühn, M., Myrttinen, A., Richter, H., Steding, S., Zimmer, M., Zirkler, A. (2019). Wo Salz, Wasser und Gas sich treffen – Kavernenrandbereiche unter Tage und unter der Lupe im Forschungsprojekt ProSalz. - System Erde, 9, 1, 20-25.

Schuster, K., Amman, F., Yong, S., Bossart, P., Connolly, P. (2017). High-resolution mini-seismic methods applied in the Mont Terri rock laboratory (Switzerland). Swiss Journal of Geosciences, 110, 213-231.

Schuster, K., Furche, M., Shao, H., Hesser, J., Hertzsch, J.-M., Gräsle, W., Rebscher, D. (2019). Understanding the evolution of nuclear waste repositories by performing appropriate experiments – selected investigations at Mont Terri rock laboratory. Advances in Geosciences, 49, 175–186.

Thury, M., Bossart, P. (1999). The Mont Terri rock laboratory, a new international research project in a Mesozoic shale formation, in Switzerland. Engineering Geology, 52, 347–359.

Beispiele untertägiger Erkundung durch Geophysik im Ton, Kristallin und Salz

V. Gundelach, M. Furche, K. Schuster, D. Kaiser, S. Schennen, T. Beilecke

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover

1. Einleitung

Die wissenschaftliche Zusammenarbeit der BGR auf dem Gebiet der Endlagersuche erfolgt in vielfältigen Projekten in unterschiedlichen Wirtsgesteinen gemeinsam mit Ländern wie USA, Russland, China, Südkorea, Schweiz, Schweden, Frankreich etc. Dabei werden die Disziplinen Geologie, Geochemie, Geotechnik, Geoinformatik und viele weitere angewandt. Zudem gibt es an der BGR untertägige Aktivitäten zur Nutzung des tieferen Untergrunds, die keinen Bezug zu Endlagern haben. Die Geophysik ist bei der Untersuchung des Untergrundes eine wichtige Informationsquelle. Beispiele von geophysikalischen Untersuchungen, die von der BGR Untertage durchgeführt wurden, werden anhand von Lokationen in der Schweiz (Mont Terri, Grimsel), Frankreich (Meuse / Haute Marne) und Schweden (Äspö) aus den Wirtsgesteinen Ton und Kristallin vorgestellt. Aus dem Wirtsgestein Salz werden Ergebnisse an den drei Lokationen Asse, Morsleben und Gorleben betrachtet.

Abb. 1: Karte zur Übersicht der hier vorgestellten Standorte mit Endlagerbezug.

Die Geophysik bietet eine große Bandbreite von unterschiedlichen Methoden mit sich ergänzenden Aussagen. Der Einsatz von elektromagnetischen Verfahren eignet sich vorrangig in gering leitfähigen Medien wie Salz und Kristallin. Seismische Verfahren und Potentialverfahren können in allen drei Wirtsgesteinen eingesetzt werden. Hierbei haben die Laufzeitverfahren nach Migration in Abhängigkeit der eingesetzten Frequenz eine hohe räumliche Auflösung, wobei besonders hohe räumliche Auflösungen in komplexen Strukturen mithilfe von Bohrungen erbracht werden können. Die Potentialverfahren benötigen zur räumlichen Zuordnung Inversionsrechnungen.

2. Geophysikalische Erkundung im Tongestein

Die BGR beteiligt sich mit geophysikalischen Messungen u. a. an Forschungsarbeiten im Tongestein im französischen Untertagelabor Meuse / Haute-Marne (ANDRA), welches nahe der Ortschaft Bure liegt sowie als Konsortialpartner im internationalen Forschungslabor Mont Terri in der Schweiz. Fragestellungen sind vorrangig auf die Gesteinscharakterisierung und Eigenschaftsänderungen unter thermischer oder hydromechanischer Belastung des Gebirges ausgelegt.

Meuse / Haute Marne

Die Auffahrungen des Gesteinslabors in Meuse / Haute Marne wurden durch Bohrungen und ein umfangreiches Messprogramm begleitet. In der Galerie GRM wurde in drei horizontalen Bohrungen der Übergang von der durch die Auffahrungen gestörten zur beanspruchten Zone Excavation Damaged/disturbed Zone (ED/dZ) bis hin zum ungestörten Bereich durch Geoelektrikmessungen (ERT) und Miniseismik (MSM) erfasst (Abb. 2). Die kartierten Risse konnten durch MSM bestätigt werden. Die Details zu den Miniseismischen Methoden (MSM) sind in den Veröffentlichungen von Schuster et al (2017, 2019) dargestellt.

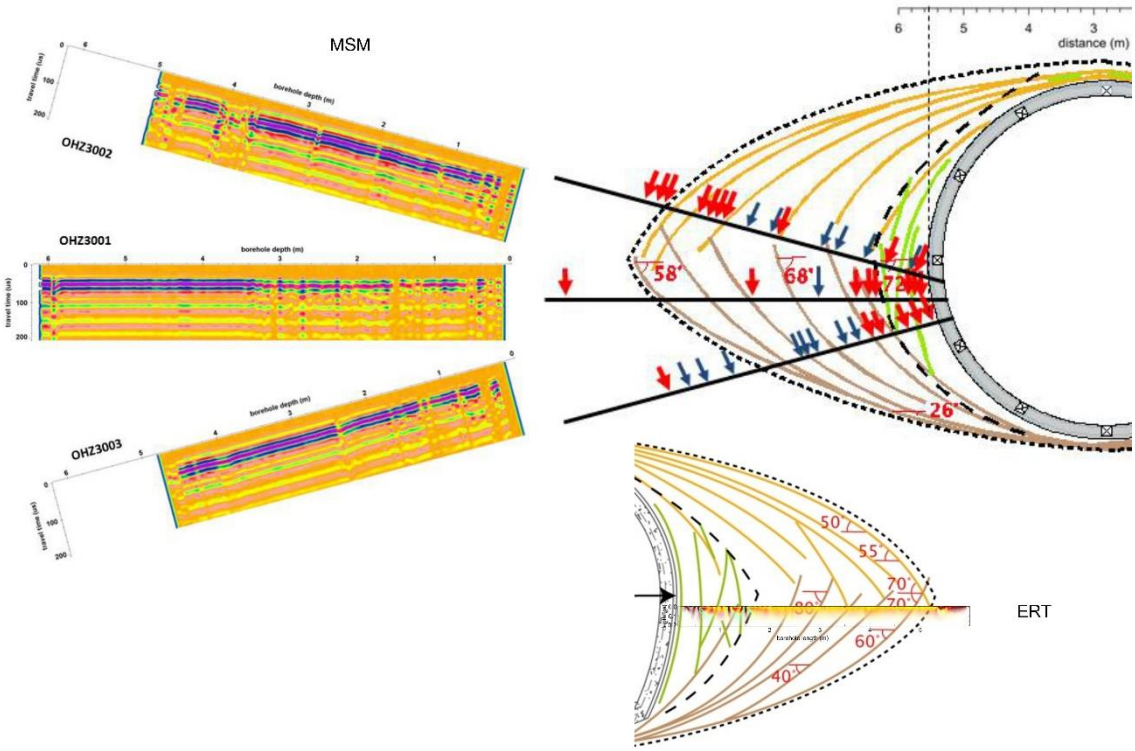

Abb. 2: Vergleich von ERT- und MSM-Profil und Modellvorstellung der ED/dZ in der Galerie GRM.

Mont Terri

Im Rahmen der Erweiterung des Felslabors Mont Terri wurden zwei Vorerkundungsbohrungen und eine weitere Bohrung genutzt, um unter anderem den Übergang obere sandige Fazies des Opalinustons zur Passwang Formation zu charakterisieren. In Abb. 3 sind die Lagen der Bohrungen und die darin ermittelten Scheingeschwindigkeiten (app. v_p, Abstand Quelle-Empfänger 10 cm) zusammengestellt. Die blauen Pfeile markieren eine v_p-Spitze, die einem sedimentologischen Leithorizont zugeordnet werden konnte und hier zur Ausrichtung der drei app. v_p-Verteilungen genutzt

wurde. Obwohl die Bohrungen nicht die gleichen Orientierungen zum Streichen der Strukturen, bzw. zur Schichtung haben, sind sehr deutliche Ähnlichkeiten in der app. v_p-Verteilung zu erkennen. Zur Orientierung sind gemittelte v_p für den Opalinuston angegeben, die in dem Bereich, der vor der Streckenauffahrung durchörtert wurde (2500 m/s) gut mit den Erwartungen übereinstimmt. Deutlich niedriger sind die v_p in der Bohrung BHC-1, die nach der Streckenauffahrung und der Erstellung einer Nische gebohrt wurde. Selbst wenn man die senkrechte Orientierung zur Schichtung berücksichtigt, ist ein Wert von 1650 m/s sehr niedrig. Die Ursache könnte eine durch das Zusammenwirken von gekrümmtem Tunnelabschnitt und Nische besonders ausgebildeter Excavation Damaged/disturbed Zone (ED/dZ) sein. Auffällig ist der v_p-Sprung von 2500 m/s nach 4000 – 4500 m/s. Die Unterschiede zwischen beiden Gesteinstypen manifestieren sich noch deutlicher in den abgeleiteten dynamisch elastischen Parametern.

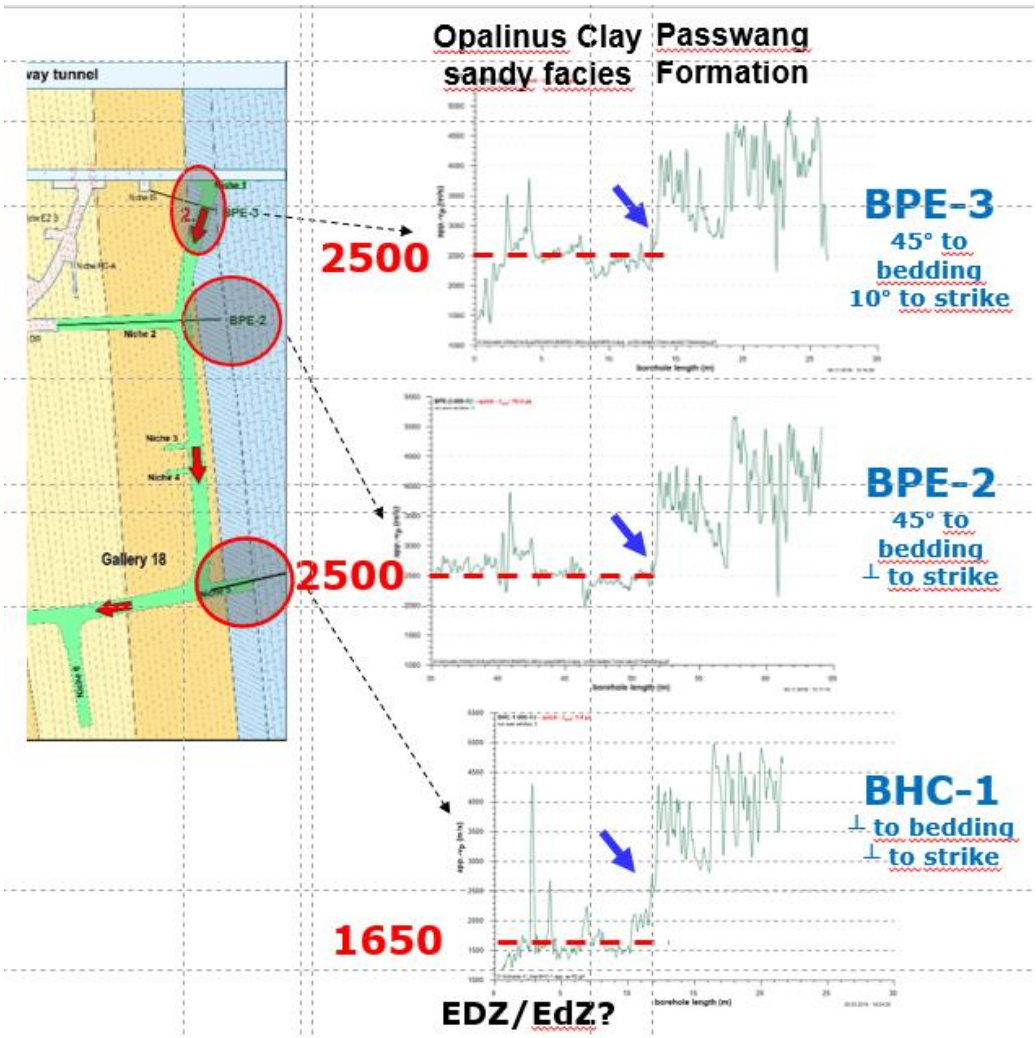

Abb. 3: Vergleich von app. v_p, die im Rahmen einer Laborerweiterung im Felslabor Mont Terri, Schweiz in drei Bohrungen ermittelt wurden. Dargestellt sind app. v_p des Kanals 2 mit einem Abstand von 10 cm zwischen Quelle und Empfänger.

In einer senkrecht zur Schichtung gebohrten Bohrung im Felslabor Mont Terri, die drei markante Fazien des Opalinustons durchdringt, kamen Intervallgeschwindigkeitsmessungen (IVM, app. v_p), geoelektrische Widerstandstomographie, Gamma-Log, klassisches Induction-log, Foto- (OPTV) und Bohrkernansprachen zum Einsatz. Der Vergleich zeigt überwiegend klare positive Korrelationen zwischen den Parametern, insbesondere zwischen den app. v_p, den geoelektrischen Widerständen und dem Gamma-Ray Index (GRI) (Abb. 4). Dabei spiegeln sich z. B. die Karbonatgehalte wider. Wo es eine klare negative Korrelation gibt,

sind meist lithologische Unterschiede die Ursache für das unterschiedliche/gegensätzliche Ansprechen der Methoden. Derartige Ergebnisse und die bislang gemachten Erfahrungen im Felslabor Mont Terri geben Anlass zu der Annahme, dass die mit IVM erzielten v_p-Verteilungen typische Signaturen der sedimentären Strukturen des Opalinustons im Felslabor Mont Terri sind und somit als „fingerprint“ für die Charakterisierung genutzt werden können.

Als weitere Methode wird Nuklear Magnetische Resonanz (NMR) in Mont Terri zur Bestimmung des Wassergehaltes in den Fazien eingesetzt.

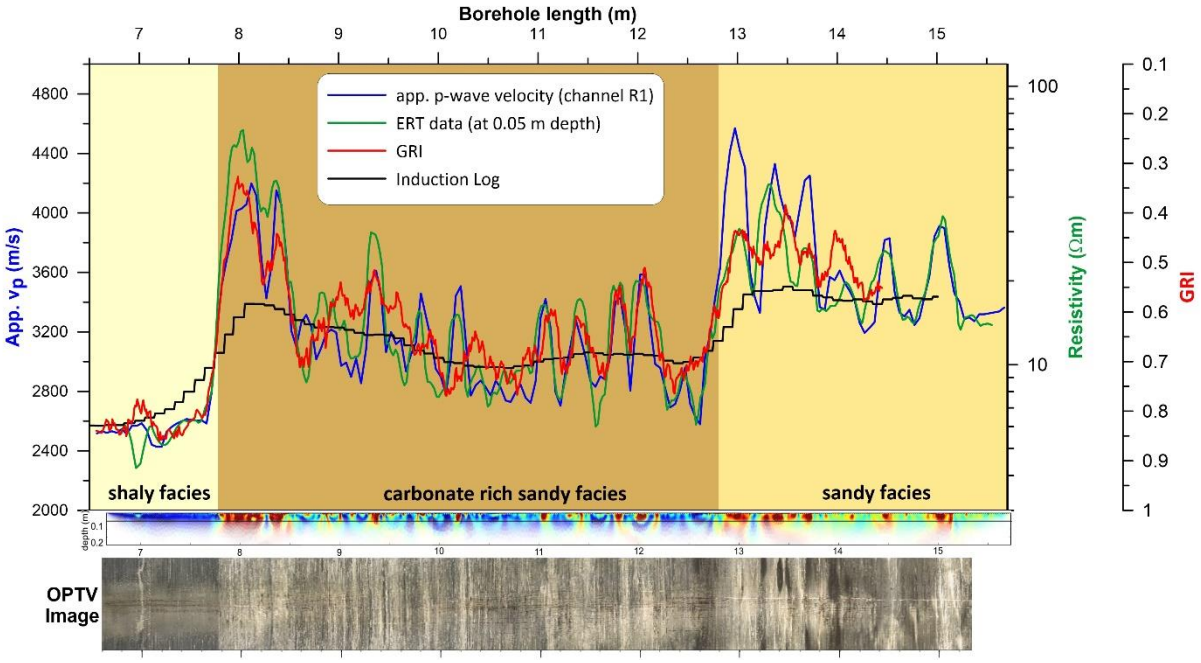

Abb. 4: Beispiel der Korrelation geophysikalischer Ergebnisse im Vergleich zu Tongehalt und optischen Abbild der Bohrlochwand.

3. Geophysikalische Erkundung im Kristallin

Die Beispiele der hier vorgestellten geophysikalischen Experimente in Forschungsbergwerken im Kristallin wurden an den Standorten Äspö in Schweden (SKB) und Grimsel in der Schweiz (NAGRA) durchgeführt. Mit Hilfe von Geophysik können Informationen über Temperatur, Leitfähigkeit, Verteilung von Klüften, Gesteinseigenschaften, Homogenbereiche etc. gewonnen werden.

Äspö

Im schwedischen Felsgesteinslabor Äspö wurden im Kristallin Tunnel und Nischen im Gestein aufgefahren (Abb. 5), begleitet durch zahlreiche Erkundungsbohrungen.
In den Auffahrungen auf dem -450 m Level wurden in Bohrungen durch seismische Intervallgeschwindigkeitsmessungen (IVM) Untersuchungen zur Ausdehnung der gestörten Zone (EDZ) in einem aus geomechanischer Sicht ungewöhnlich hohem Tunnelabschnitt vorgenommen (Schuster 2007). Einige registrierte Messparameter sind in Abb. 6 zu sehen. Die Messungen wurden durch Drehmessungen (ROT-IVM) ergänzt, um Aussagen zu lokalen Haupt-Spannungsorientierungen treffen zu können. Die Ergebnisse sind in guter Übereinstimmung mit an Bohrkernen durchgeführten Laboruntersuchungen. Zudem gab es zwischen benachbarten Bohrungen Durchstrahlungsmessungen. Neben den seismischen Geschwindigkeiten der P-Wellen (5500-6200 m/s) und S-Wellen (3100-3700 m/s) erhält man durch die Messungen Aussagen zum Poisson-Verhältnis und dynamischen Elastizitätsmodul (66-90 GPa).

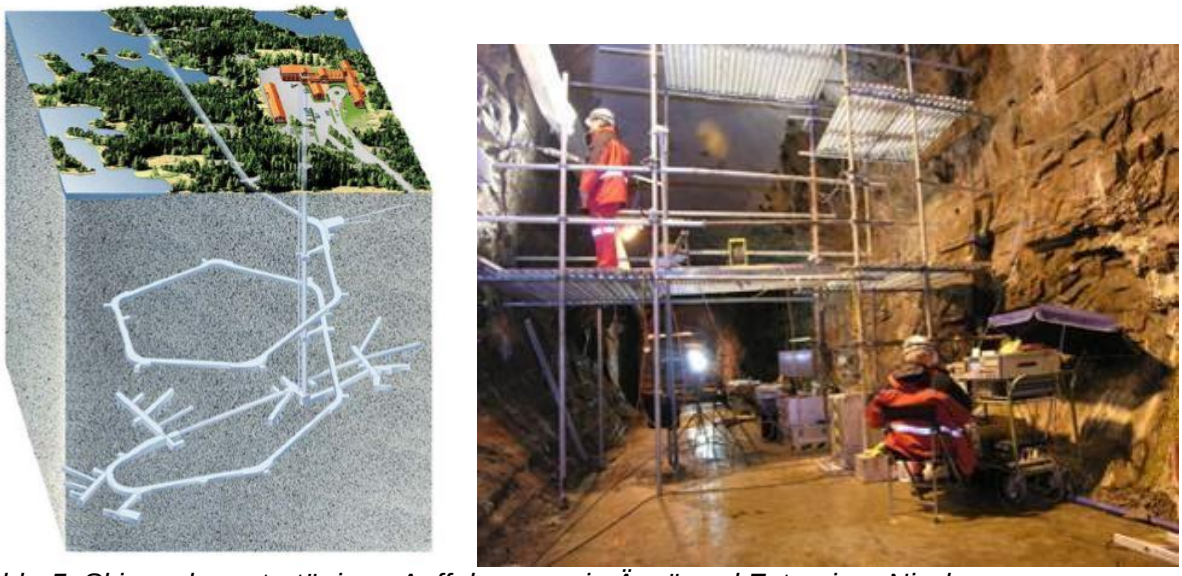

Abb. 5: Skizze der untertägigen Auffahrungen in Äspö und Foto einer Nische.

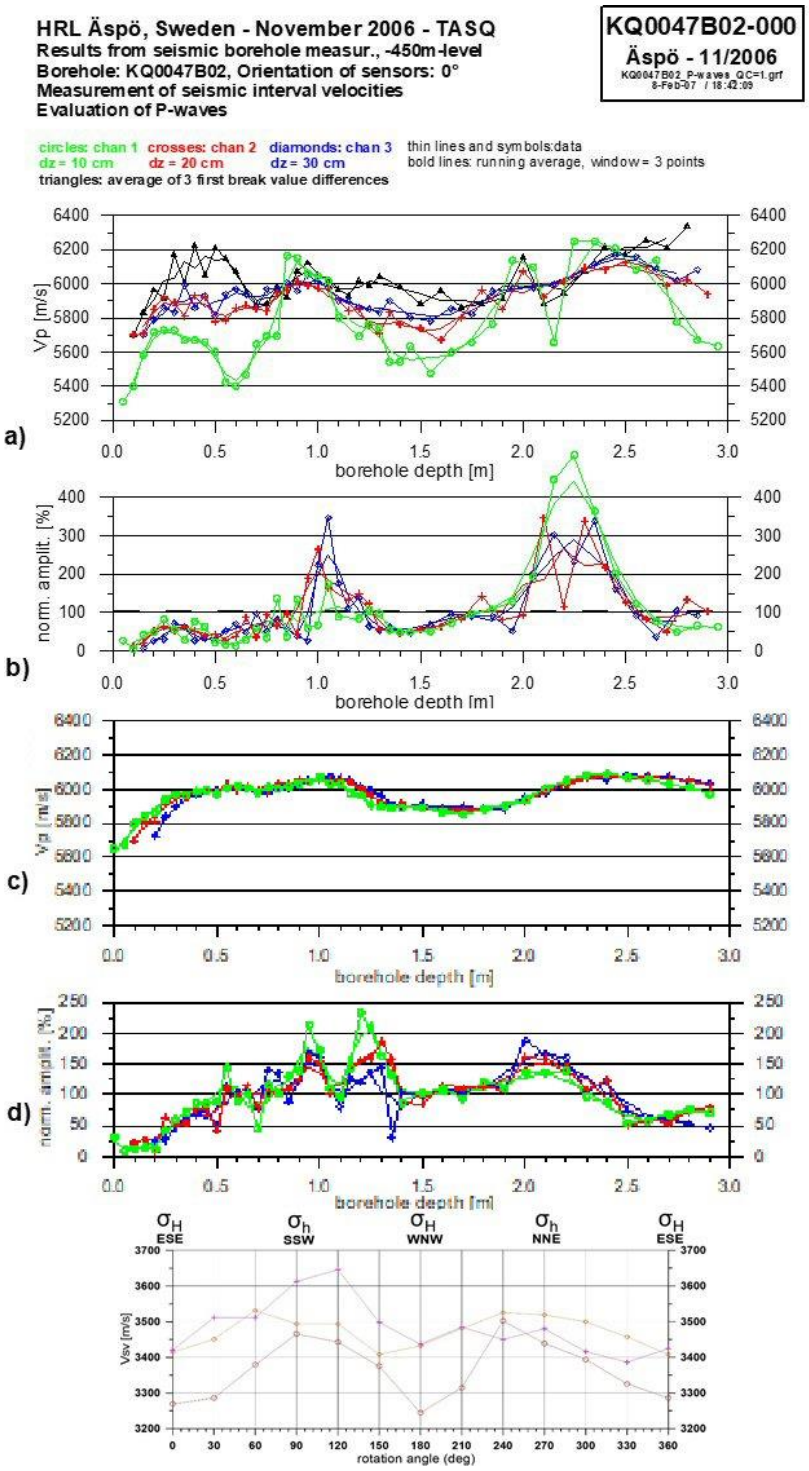

Abb. 6: Messergebnisse von seismischen Intervallgeschwindigkeitsmessungen in einer Bohrung.

Grimsel

Das Felslabor Grimsel ist von der Seite in den Berg Juchlistock aufgefahren worden (Abb. 7, (1)). Mit zahlreichen Bohrungen und Messungen wurden das Kluftsystem und die Gesteinseigenschaften erforscht. Als geophysikalische Methoden wurden Temperaturmessungen, Geoelektrik, Radiometrie, Seismik, Georadar und Hochfrequenzabsorption (Thierbach 1985, 1986) durchgeführt.

Abb. 7: Ansicht aus Osten auf das Gebirge um das Felslabor Grimsel.

In den Bohrungen, die vom Labor aus lateral ins Gestein getrieben wurden, konnten in den 80ern mit Dipolantennen Georadarmessungen (Thierbach 1983) durchgeführt werden. In Korrelation mit den Aufschlüssen von Klüften in den Bohrungen und Auffahrungen konnten die gemessenen Reflexionen zum Teil die Raumlage einiger Kluftstrukturen und Scherflächen auflösen. In Abb. 8 sind die Bohrungen und das Streichen von Scherflächen in der Umgebung des Labors angedeutet (Keusen 1989).

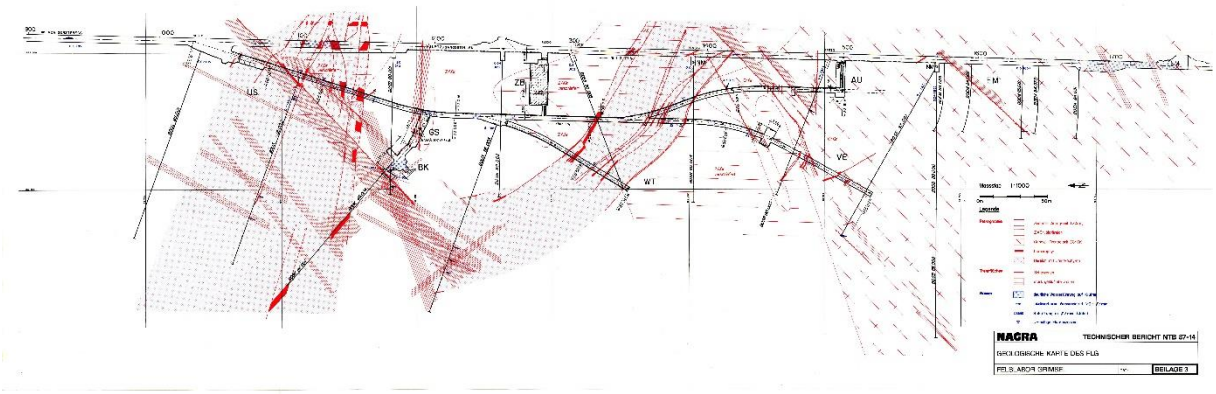

Abb. 8: Grundriss der Auffahrungen mit Bohrungen.

Im Jahr 2013 wurde erneut in einigen Auffahrungen mit Georadar gemessen. Eingesetzt wurden geschirmte Antennen der Frequenzen 70 und 200 MHz.

4. Geophysikalische Erkundung in Salzstrukturen

Die untersuchten Salzstrukturen Asse, Morsleben und Gorleben in Norddeutschland haben grundsätzlich voneinander abweichende Historien.

Die kleine Salzstruktur Asse ist ein aufgegebener Kalibergbau, der anschließend zu Forschungszwecken mit Atommüll bestückt wurde, zur Stabilisierung teilverfüllt wurde und inzwischen untersucht wird um den Atommüll wieder heraus zu befördern.

Die langgestreckte Salzstruktur im Allertal, in der sich das jetzige Endlager Morsleben befindet, war ebenfalls durch Kalibergbau ausgebeutet worden. Nach verschiedenen Zwischennutzungen wurde die Grube als Endlager zugelassen, und es sind einige Hohlräume im Grubenteil Bartensleben mit Atommüll bestückt worden. Inzwischen werden Untersuchungen durchgeführt, um zu einem Konzept der endgültigen Schließung zu gelangen.

Gorleben ist eine große unangetastete Salzstruktur, in der begonnen wurde, das Untersuchungsprogramm zur Eignung eines Endlagers für hochradioaktiven Atommüll durchzuführen. Hierbei sind Tiefbohrungen erfolgt, Auffahrungen von Schächten und Grubenräumen und Erkundungsbohrungen begleitet durch geowissenschaftliche Messprogramme.

Asse

In der Vergangenheit wurde in der Asse ein umfangreiches Forschungsprogramm durchgeführt, bei dem geophysikalische Messungen der Temperatur, der Leitfähigkeit, der Reflexionseigenschaften der Internstruktur, Mikroakustik, Ortungsseismik etc. eingesetzt wurden. Es standen zudem obertägige 2D- Seismik und Bohrlochmessungen zur Verfügung (Abb. 9). Seit einigen Jahren wird vorrangig der östliche Teil der Salzstruktur erkundet, um mit neuen Erkenntnissen die Voraussetzungen für Grubenauffahrungen zur Rückholung zu schaffen. In Strecken (Gundelach 2016b), Blindschächten (Gundelach 2016a, 2018) und Bohrungen (Gundelach 2017) wurden Georadarmessungen (50-250 MHz) durchgeführt deren Ergebnisse in Form von Reflektoren im 3D-Modell eingefügt wurden (Abb. 9).

Zuletzt (Februar 2020) wurden übertägig 3D-Seismik Messungen durchgeführt. Im Osten der Grube werden in weiteren Bohrungen geophysikalische Messungen (u.a. Radar-, Seismik-Tomografie) zur Erkundung der internen Salzstruktur durchgeführt.

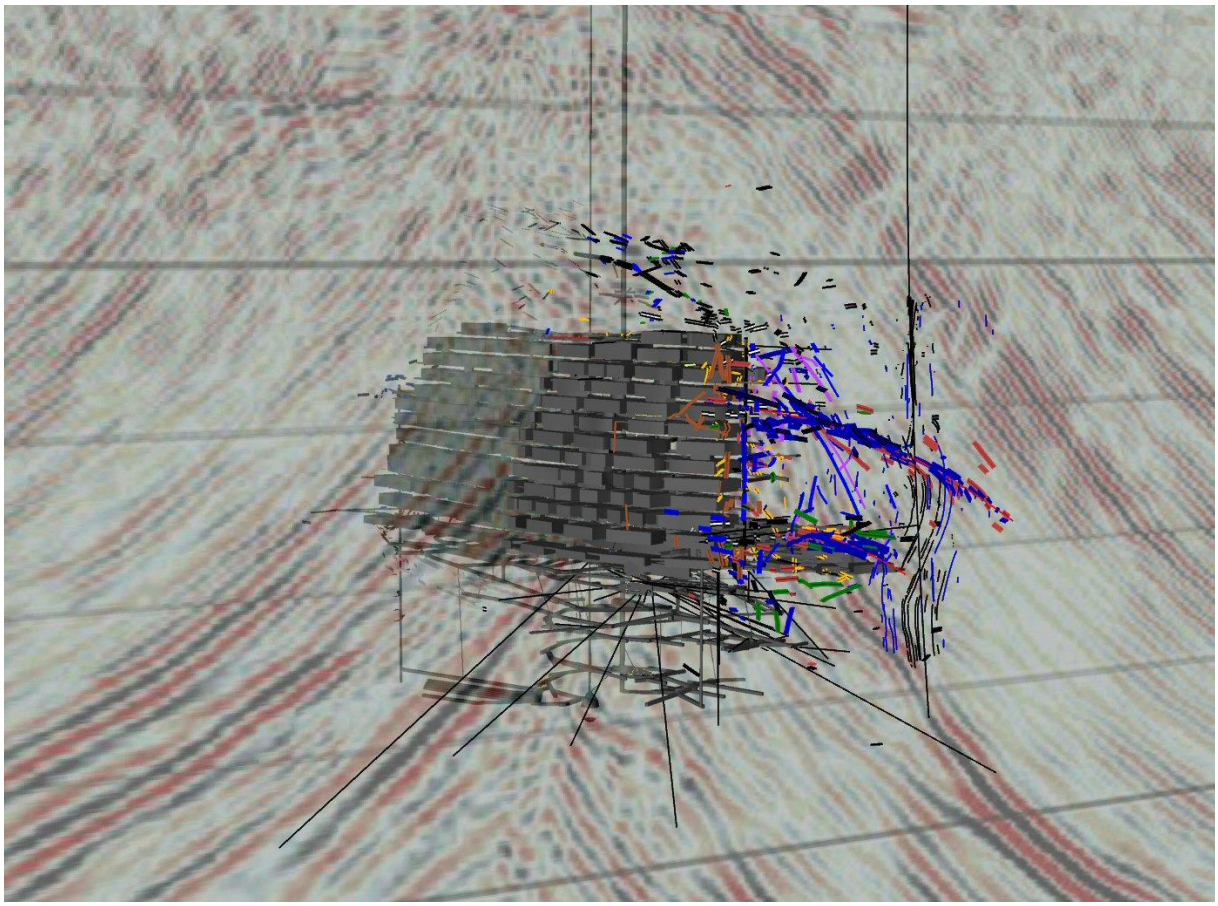

Abb. 9: Ansicht des Grubengebäudes aus Südost mit farbigen Georadar-Reflektoren im Osten, unterlegt mit einem tiefenmigrierten seismischen 2D-Profil.

Morsleben

Das Grubengebäude in Morsleben besteht aus den beiden Teilen Marie im Norden und Bartensleben im Süden. Etliche geophysikalische Verfahren wie Seismik, Georadar, Geoelektrik, Mikroakustik etc. sind zur Erkundung der geologischen Strukturen und zur Beantwortung von Fragen über viele Jahre hinweg eingesetzt worden. Ein 2014 begonnenes Messprogramm mit Georadar hatte die Erfassung der Strukturen der Westflanke in allen verfügbaren Auffahrungen zum Ziel (Gundelach 2015). Probeweise wurden auch Profile mit Reflexionsseismik gemessen (Schuster 2016, Musmann 2015). Beim Georadar kamen geschirmte Antennen der Mittenfrequenzen 70 MHz und 30 MHz (Abb. 10) zum Einsatz. Der Messpunktabstand bei 70 MHz betrug 0,75 m und mindestens 5 µs bei 1 ns Abtastung wurden aufgezeichnet. Durch Reflexionen erfasst wurden zur Firste hin der Salzspiegel, Kaliflözstrukturen, Anhydrite und Auffahrungen.

Abb. 10: geschirmte 70 MHz Antennen und 30 MHz Antennen mit Laptop zur Datenerfassung.

Dort, wo leitfähige Strukturen eine elektromagnetische Signalausbreitung reduziert haben, wurde Geoelektrik als zusätzliche Methode eingesetzt. Entlang Streckenprofilen der Grube Marie wurden Elektroden installiert und mit einer Multi-Elektroden-Apparatur in Wenner-Konfiguration gemessen (Behlau 2018). Das zwar durch den Vollraum beeinflusste, aber auf einen 2D Schnitt invertierte Profil wurde nach oben in den Raum gestellt und mit anderen Messungen und Auffahrungen verglichen (Abb. 11).

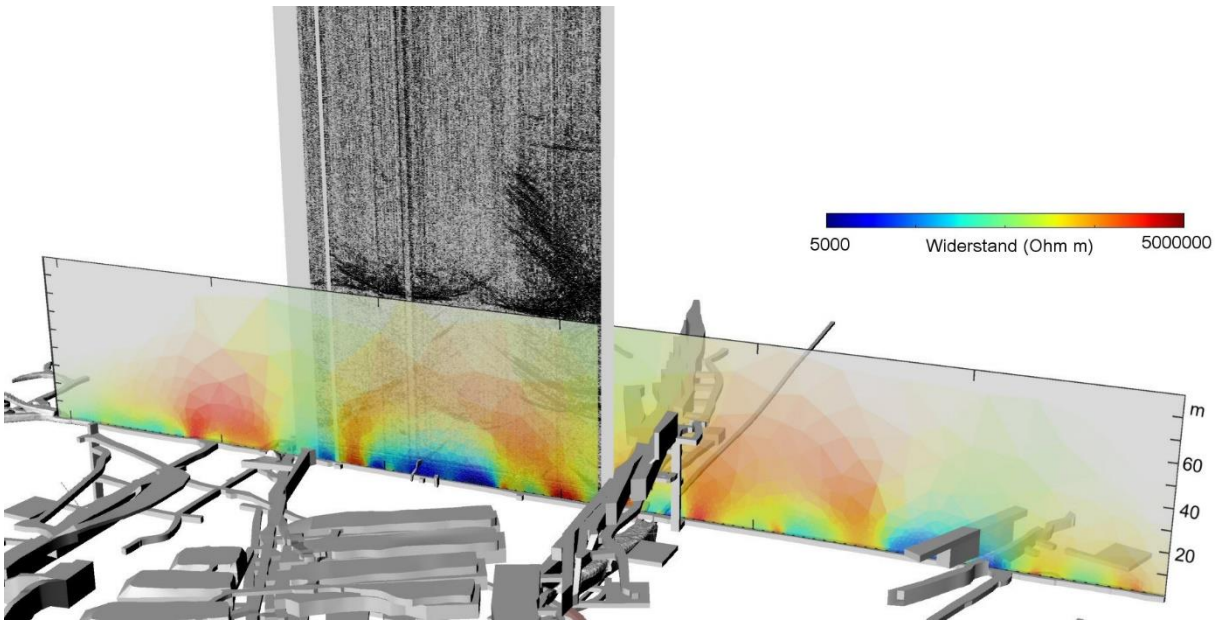

Abb. 11: Geoelektrik Profil in der Grube Marie, hinterlegt mit einem Radargramm. Ansicht aus Süden.

Die Abb. 12 vermittelt einen Eindruck der Messergebnisse von Georadarprofilen an Firste, Sohle und Stößen der westlichen Auffahrungen der Grube Bartensleben. In den nicht migrierten Radargrammen sind der Salzspiegel, Auffahrungen und geologische Strukturen als Reflexionen zu erkennen.

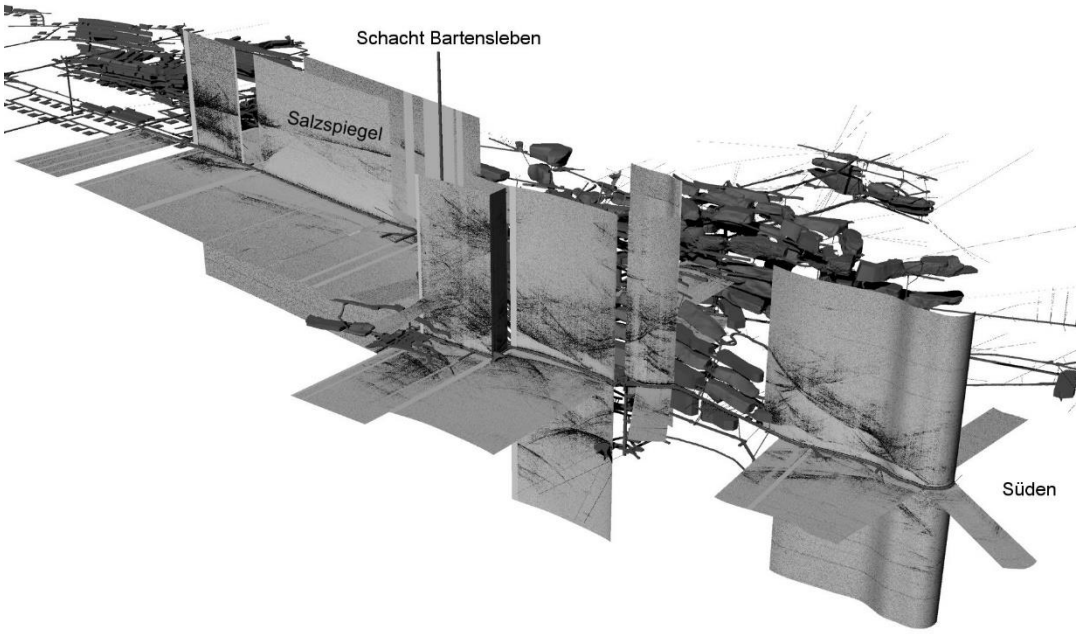

Abb. 12: Perspektivansicht aus Südwest der in den Raum gestellten Radargramme in den westlichen Auffahrungen der Grube Bartensleben.

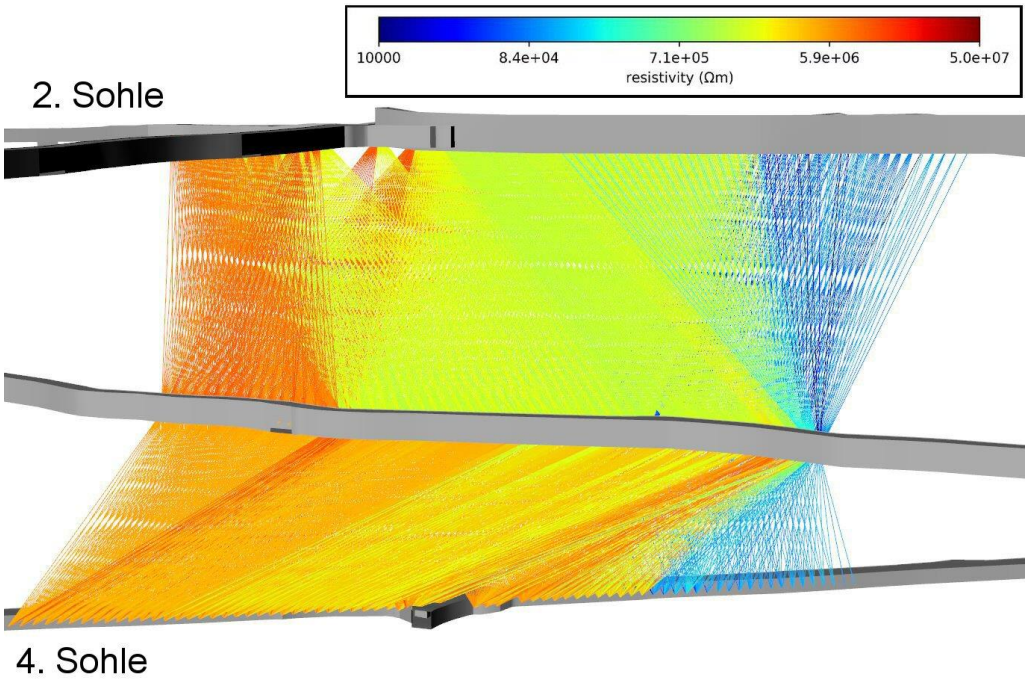

Abb. 13: Geoelektrische Transmissionsmessungen, farbcodierte Widerstandswerte. Ansicht aus Südwesten.

Im Südfeld der Grube Bartensleben, im Bereich der 2. bis 4. Sohle, wurden seismische und geoelektrische Transmissionsmessungen vorgenommen. Es standen drei Strecken auf verschiedenen Sohlen zur Verfügung, die für die Messungen genutzt werden konnten. Auf der mittleren Sohle wurden 160 3-Komponenten Piezoelemente (Abstand 80 cm) als Empfänger geklebt. Angeregt wurde mit einer Impulsquelle auf allen drei Sohlen im Abstand von 2 m. Zusätzlich wurden auf allen drei Sohlen Elektroden befestigt, um zwischen den Strecken Bipol-Bipol Messungen durchzuführen. Die Abb. 13 zeigt die räumliche Verteilung der invertierten spezifischen Widerstände als Strahlen zwischen den Mittelpunkten der Bipole.

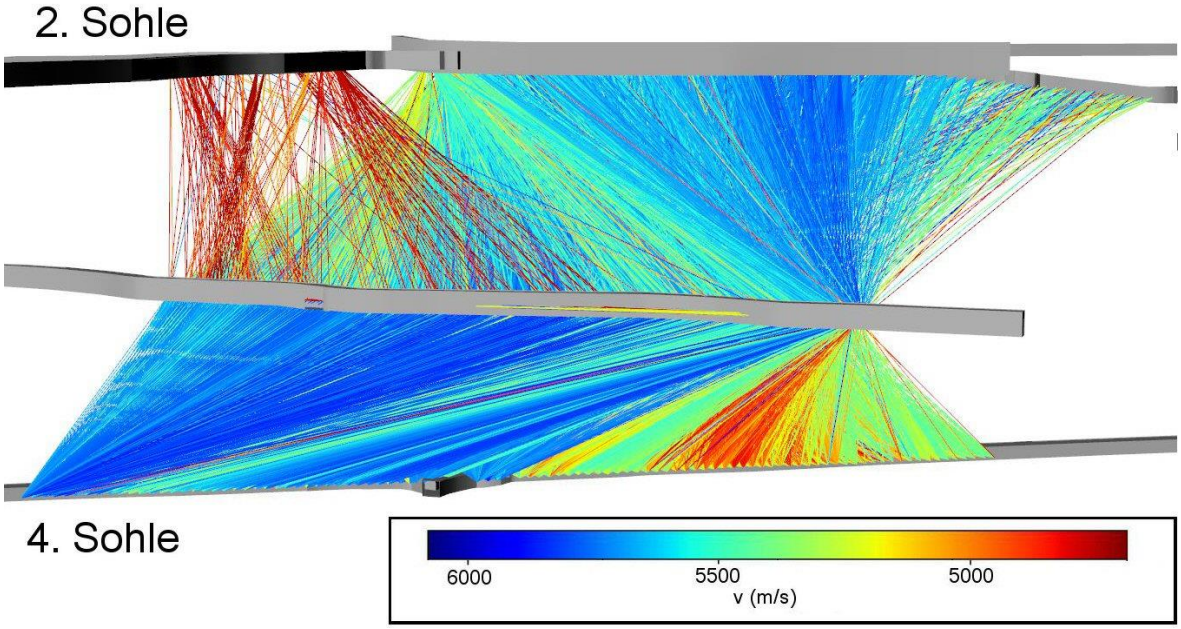

Abb. 14: Seismische Transmissionsmessungen, v_p-farbcodierte Strahlverläufe. Ansicht aus Südwesten.

Die Abb. 14 zeigt die Ergebnisse automatisch gepickter v_p-Geschwindigkeiten als farbcodierte Strahlverläufe zur Qualitätsabschätzung der Daten. Die Datensätze zeigen konsistent differenzierte Vorkommen verschiedener Salzgesteinstypen. Hierbei belegen rote Farbtöne (niedriges v_p, hoher Widerstand) einen hohen Anteil Salzgestein im Strahlenverlauf. Differenziertere Betrachtungen setzen tomografische Inversionen voraus.

Zur Beurteilung und Überwachung der Standsicherheit der Grubenbaue und zum Nachweis von Veränderungen des Gebirgszustandes vor, während und nach Verfüllungen werden seit 1994 Mikroakustikmessungen als Dauermonitoring durchgeführt. Insgesamt sind rund 90 piezoelektrische Aufnehmer (Sensoren Abb. 15) in Bohrlöchern installiert und inzwischen über 170 Mio. Mikroriss-Ereignisse im Frequenzbereich 1-100 kHz geortet. Die Ortung und Magnituden-Bestimmung erfolgt automatisiert anhand der Einsatzzeiten und Maximalamplituden der P- und S-Wellen (v_p= 4511m/s; v_s=2587 m/s) (Kaiser 2011; Kaiser et al. 2013; Spies et al. 2002). Die Ereignisraten und die Steigungen der Magnituden-Häufigkeitsverteilungen (b-Werte) zeigen ausgeprägte räumliche und zeitliche Variationen. Sie belegen Veränderungen im Gesteinssystem wie die Auflockerung des Steinsalzes im Bereich der verfüllten Abbaue bis hin zu makroskopischer Rissbildung (Köhler et al. 2009; Becker et al. 2013; Becker et al. 2014).

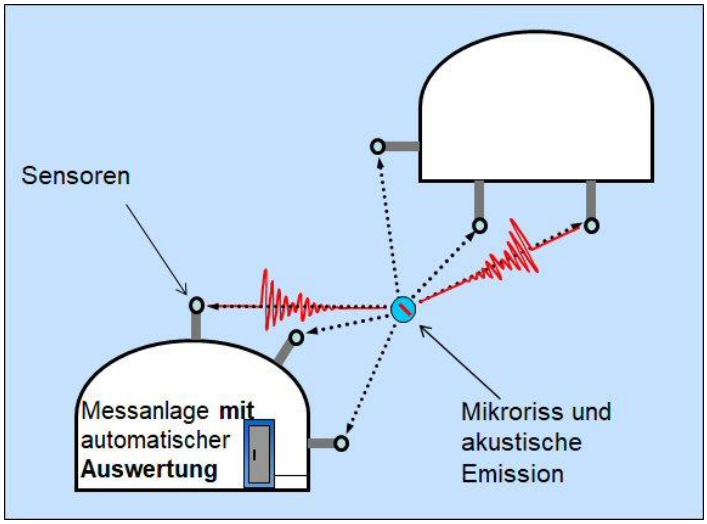

Abb. 15: Prinzipskizze der Erfassung akustischer Emissionen.

Abbildung 16 zeigt ein Beispiel für die georteten mikroakustischen Ereignisse. Oberhalb der Abbaukammern und in deren Stößen findet auch mehrere Jahre nach Abschluss der Verfüllungen hohe Mikrorissaktivität statt. Die streifenförmigen Cluster deuten auf die Bildung von Makrorissen infolge von Spannungsänderungen hin (Maghsoudi et al. 2014).

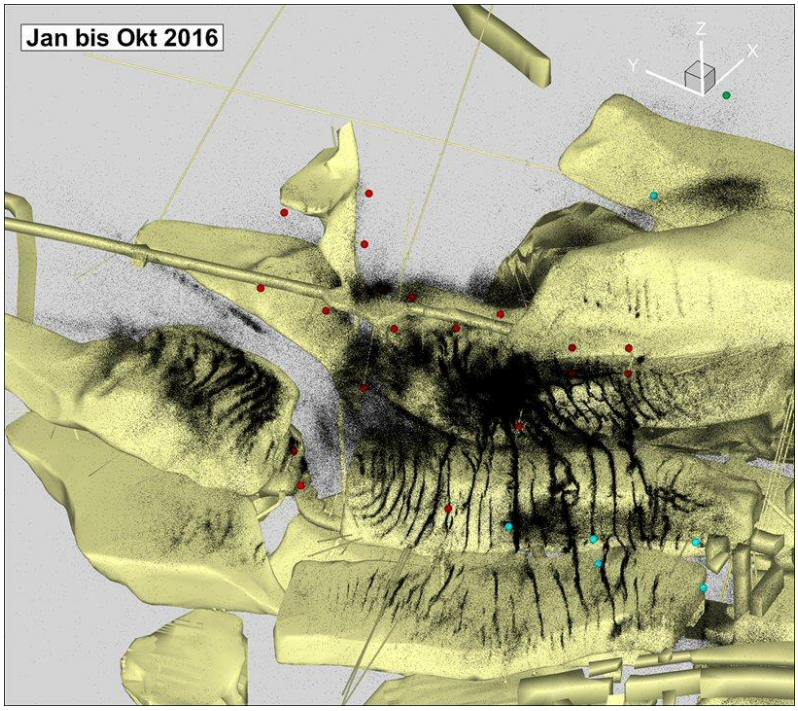

Abb. 16: Mikroakustische Aktivität (Schwarz) im Bereich der Firsten und Stöße von Abbaukammern (gelb) im Zentralteil des Endlagers Morsleben. Räumliche Darstellung mit Blickrichtung schräg nach unten, mikroakustische Sensoren in Rot/Blau.

Gorleben

Das untertägige Erkundungsprogramm des Salzstocks Gorleben wurde bereits beim Erstellen von Tiefbohrungen durch Georadar-Bohrlochmessungen und Temperaturmessungen begleitet. Ein Beispiel einer Temperaturmessung in einer Tiefbohrung ist in Abb. 17 dargestellt. Mit der Kenntnis der unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeit von Steinsalz und Carnallitit kann aus dem Temperaturgradienten das angetroffene Gestein abgeleitet werden. Zudem ergibt sich die Temperatur des Gebirges im Teufenbereich der angedachten Auffahrungen.

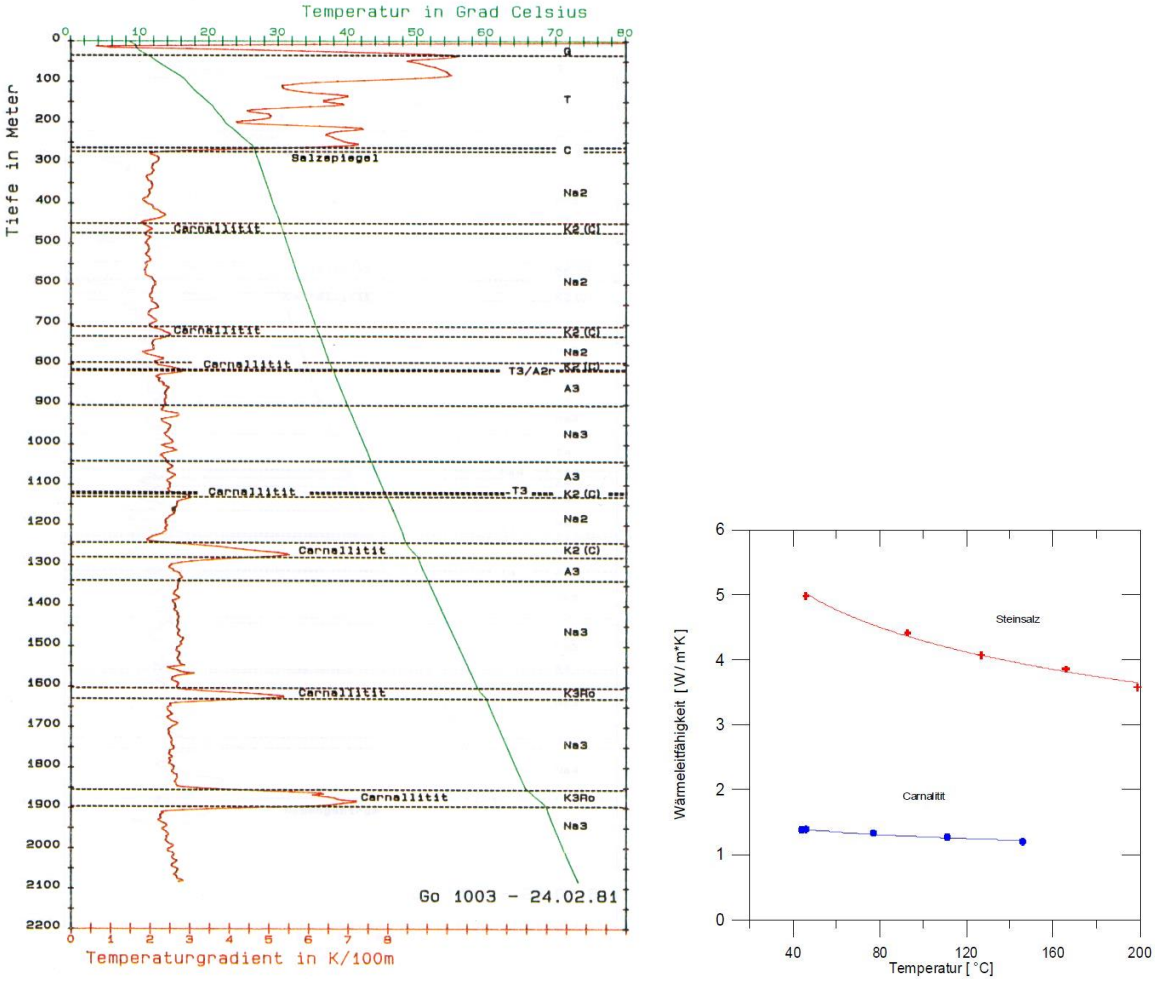

Abb. 17: Temperaturverlauf und Temperaturgradient in einer Tiefbohrung in Gorleben mit Wärmeleitfähigkeit von Carnallitit und Steinsalz (Grissemann 2003) im Temperaturbereich.

Aus den Aufschlüssen und geophysikalischen Strukturinformationen konnten bereits früh geologische Modellvorstellungen entwickelt werden. Beim Abteufen der Schächte und Auffahren des Grubengebäudes wurde erneut mit Georadar in allen Richtungen gemessen (Eisenburger 2003). Zusätzlich wurde in den untertägigen Erkundungsbohrungen mit richtungssensitiven Georadarbohrlochsonden (50 MHz) gemessen.

5. Referenzen

Becker, D., Cailleau, B., Kaiser, D. & Dahm, T. (2013): Micro-cracking activity as indicator for a slowly growing, stress driven macrocrack in the mining environment. Geophysical Journal International, im Druck.

Becker, D., Cailleau, B., Kaiser, D. & Dahm, T. (2014): Macroscopic Failure Processes at Mines Revealed by Acoustic Emission (AE) Monitoring. Bulletin of the Seismological Society of America, 104, 4: S. 1785-1801. DOI:10.1785/0120130286

Behlau, J., Furche, M., Gundelach, V. (2018): Die geologischen Verhältnisse im Hangenden der Langkammern der Schachtanlage Marie, basierend auf EMR- und ERT-Messungen. Projekt Morsleben: Begleitung geowissenschaftlicher Arbeiten im Grubengebäude des Endlagers für radioaktive Abfälle (ERA) Morsleben und Interpretation der Daten. Ergebnisbericht BGR.

Grissemann, C. & Eisenburger, D. (2003): Projekt Gorleben. Laboruntersuchungen zur Bestimmung der thermophysikalischen und elektrischen Gesteinsparameter. BGR-Abschlussbericht, BGR Tagebuch Nr. 11779/02; Hannover.

Eisenburger, D., Gundelach, V. (2003): Elektromagnetische Hochfrequenz-Reflexionsmessungen (EMR) im Erkundungsbergwerk Gorleben. Abschlussbericht. BGR.

Gundelach V. (2015): „GPR measurements in drifts at the northern part of the Morsleben salt structure". Proceedings of the 8th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar, Florence, ISBN: 978-1-4799-6494-9, (USB)

Gundelach, V., Blindow, N., Buschmann, U., Salat, C. (2016): Elektromagnetische Reflexionsmessungen (EMR, Georadar) in Strecken. Projekt Gorleben. Ergebnisbericht. BGR.

Gundelach, V. (2016a): Georadar im Blindschacht 3 der Schachtanlage Asse II in 2016. Projekt Asse: EMR-Messungen in Strecken; Zwischenbericht. BGR.

Gundelach, V. (2016b): Georadar-Messungen in Strecken des Grubengebäudes der Schachtanlage Asse II in 2016. Projekt Asse: EMR-Messungen in Strecken; Zwischenbericht. BGR.

Gundelach, V. (2017): Richtungssensitive Georadar-Bohrlochmessungen in der Erkundungsbohrung EBrg. 574-3. Ergebnisbericht. BGR.

Gundelach, V. (2018): GPR measurements for spatial investigations at the Asse salt structure. Journal of environmental and engineering geophysics. Sonderdruck, 23. Jahrgang, 4. Heft.

Kaiser, D. (2011): Mikroakustische Messungen in einem Salzbergwerk zur Bewertung von Rissprozessen. – DGG-Kolloquium Induzierte Seismizität : 71. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Köln, 23. Februar 2011. Mitteilungen / Deutsche Geophysikalische Gesellschaft, Sonderband 1/2011: S. 39-52.

Kaiser, D., Spies, T. & Schmitz, H. (2013): Mikroakustisches Monitoring in Bergwerken zur Bewertung aktueller Rissprozesse. (In: Sörgel, U. & Schack, L. (Hrsg.): Tagungsband GeoMonitoring 2013). S. 39-55; Hannover (Leibniz Universität).

Köhler, N., Spies, T. & Dahm, T. (2009): Seismicity patterns and variation of the frequency-magnitude distribution of microcracks in salt. Geophysical Journal International, 179: S. 489-499. DOI:10.1111/j.1365-246X.2010.04642.x

Maghsoudi, S., Hainzl, S., Cesca, S., Dahm, T. & Kaiser, D. (2014): Identification and characterization of growing large-scale en-echelon fractures in a salt mine. Geophysical Journal International, 196, 2: S. 1092-1105. DOI:10.1093/gji/ggt443

Musmann, P. (2015/2016): Untertägige reflexionsseismische Testmessungen (P- und S-Wellen) unter der Anwendung des Vibroseis-Verfahrens in der Nordstrecke B, Grubenteil Marie, ERA Morsleben - Durchführung, Datenverarbeitung, Ergebnisse, Report, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 2015/2016.

Keusen, H.R. et al. (1989): Technischer Bericht 87-14. Geologie, Felslabor Grimsel. Nagra.

Schuster, K. (2007): Ultrasonic borehole measurements in the TASQ tunnel (450 m level) at Äspö HRL performed by BGR in November 2006. Projekt DECOVALEX. Report no. IPR-07-08.

Schuster, K. (2016): Begleitung geowissenschaftlicher Arbeiten im Grubengebäude des Endlagers für radioaktive Abfälle (ERA) Morsleben und Interpretation der Daten; hochauflösende Seismik im ERA Morsleben, Nordstrecke B, Grubenteil Marie. - Machbarkeitsstudie, Tätigkeitsbericht, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 2016.

Schuster, K., Furche, M., Shao, H. & Kneuker, K. (2017): Geophysical and Permeability Borehole Measurements in the Gallery GRM. Document technique externe, ID. D.RP.OBGR.14.0002; ANDRA, Chatenay-Malabry Cedex.

Schuster, K., Amann, F., Yong, S., Bossart, P., and Connolly, P.: High-resolution mini-seismic methods applied in the Mont Terri rock laboratory (Switzerland), Swiss J. Geosci., 110, 213–231, https://doi.org/10.1007/s00015-016-0241-4, 2017.

Schuster, K.: Mini-Seismic Methods for the in-situ characterization of clay rocks – Examples from URL Meuse/Haute-Marne (France) and HADES URF (Belgium), Geomechanics for Energy and the Environment, 17, 16–28, https://doi.org/10.1016/j.gete.2018.09.005, 2019.

Spies, T., Eisenblätter, J. & Manthei, G. (2002): Neue Entwicklungen in der Mikroakustik am Beispiel von Messungen im Endlager Morsleben. Zeitschrift für Angewandte Geologie, 2/2002: S. 30-37.

Thierbach, R. (1983): Elektromagnetische Reflexionsmessungen im Granit des Gebietes Grimsel/Juchlistock. Felslabor Grimsel. Ergebnisbericht. BGR.

Thierbach, R., Nickel, H. (1985, 1986): Hochfrequenzmessungen zur Ermittlung der Homogenität von kristallinen Gesteinskomplexen. Felslabor Grimsel. Zwischenberichte 1984 und 1985. BGR.

DGG-Kolloquien
1988 – 2020

1988	Köln	Feldtechniken in der Landseismik
1989	Stuttgart	Unterstützung der seismischen Interpretation durch Bohrlochmessungen
1990	Leoben	Umweltgeophysik
1991	Bochum	Integrierte Interpretation in der Angewandten Geophysik
1992	Leipzig	Ingenieurgeophysik
1993	Kiel	Ausgewählte Themen aus der Marinen Geophysik
1994	Münster	Nichtseismische Verfahren in der Angewandten Geophysik
1995	Hamburg	Geophysikalische Bohrlochmessverfahren
1996	Freiberg	Fernerkundung - Remote Sensing
1997	Potsdam	Kolloquium ersetzt durch den "Internationalen Tag"
1998	Göttingen	Angewandte Geothermie
1999	Braunschweig	Satellitengeophysik
2000	München	Magnetik
2001	Frankfurt	Interpretation reflexionsseismischer Messungen
2002	Hannover	Neue Aspekte der Explorations- und Produktionsgeophysik
2003	Jena	Interdisziplinärer Einsatz geophysikalischer Methoden
2004	Berlin	Aerogeophysik
2005	Graz	Geophysik zur Vorerkundung von Tunneln
2006	Bremen	Georadar
2007	Aachen	NMR
2008	Freiberg	Geophysikalisches Monitoring
2009	Kiel	Polare Geophysik
2010	Bochum	Entwicklung geophysikalischer Messgeräte
2011	Köln	Induzierte Seismizität
2012	Hamburg	Angewandte Gesteinsphysik
2013	Leipzig	Stimulation & Fracking
2014	Karlsruhe	Geohazards – Landslides
2015	Hannover	Geohazards – Sinkholes
2016	Münster	Untergrundspeicherung
2017	Potsdam	Neue Entwicklungen in der Angewandten Seismik
2018	Leoben	Urbane Geophysik
2019	Braunschweig	Induzierte Polarisation
2020	München	Endlagergeophysik