Geophysikalischer Feldkurs

Seismik (Explorationsseismik)

Seismik (Bodenunruhe)

Geoelektrik

Gravimetrie

Magnetik

Geothermik

Appendix

SEISMICS (Active seismics)

1 Theory of seismic waves **2**
- 1.1 Wavefronts, ray propagation . . . 3
- 1.2 Reflection, refraction . . . 4

2 Practical information on seismic methods **6**
- 2.1 Acquisition - Sources . . . 6
- 2.2 Acquisition - Geophones . . . 7
- 2.3 Noise . . . 7

3 Analysis and instructions **9**
- 3.1 Interpretation . . . 11
- 3.2 Assignment . . . 13

A Reflection seismics **14**

B Comparison of reflection and refraction seismics **16**

C Bibliography **18**

1. Theory of seismic waves

Using artificially excited seismic waves, we can look at structures within the Earth. These waves can be produced by different techniques, at land or at sea. After recording the time when the generated waves reach the monitoring instruments, we can analyse the time series according to the principles of elastic wave propagation, resulting in interpretable images of layer boundaries within the Earth.

Seismic surveys use acoustic energy, transmitted by rock particles which react at low energy approximately elasticly. In a pressure wave (**longitudinal wave**), particles compress and dilate in the direction of wave propagation (Fig. 1.1). This type of energy transport is the fastest, therefore it is called the P-wave (for 'primary'). This is the type of wave which will be analysed mostly and extensively in seismic surveys. Its speed of propagation is defined by the density (ρ), the shear modulus (μ) and the Lame parameter (λ):

$$v_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \qquad [m/s] \tag{1.0.1}$$

Velocity P-wave

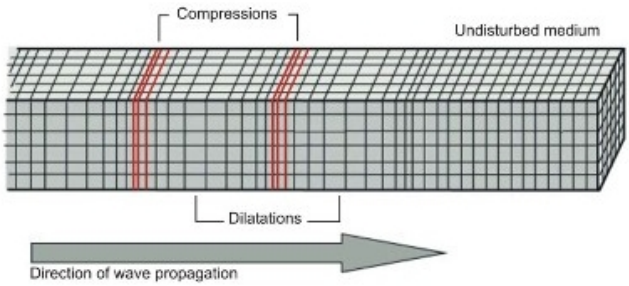


Figure 1.1. – Scheme of P-wave propagation. From Bolt, 1976.

In a **transversal wave**, particles swing, 'shearing', at right angles to the direction of wave propagation (Fig. 1.2). This movement is possible in two plains, x-z and x-y, always perpendicular to the direction of propagation x. This wave is called an S-wave (for 'secondary'), because it is slower than the P-wave. The two principal movement-directions are called SV (for x-z) or SH (for x-y). S-waves cannot travel through incompressible liquid, therefore the propagation velocity v_S only depends on density and shear modulus:

$$v_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \qquad [m/s] \tag{1.0.2}$$

Velocity S-wave

The velocity of both P- and S-waves is dependent on density (see eq. 1.0.1 and 1.0.2). Generally, the density increases with increasing depth - that means, that generally the velocity of P- and S-waves increase likewise.

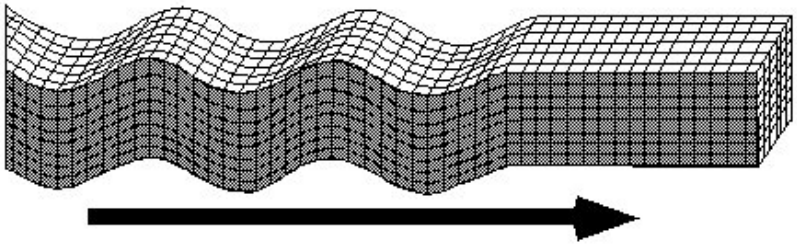


Figure 1.2. – Scheme of S-wave propagation (SV). From Bolt, 1976.

For an ideal elastic solid, the velocities of the P-wave v_P and the S-wave v_S relate to each other as

$$\frac{v_P}{v_S} = \sqrt{3} \tag{1.0.3}$$

Both P- and S-waves are referred to as body waves, because they travel through the entire volume of solid bodies and of the Earth. Other wave types, such as 'surface waves', travel along the surface of the Earth (Rayleigh-waves, Love-waves).

For imaging structures in the Earth, different frequency ranges are used depending on the purpose of the measurement. A higher resolution can be obtained with higher frequencies yet the sensitivity in depth decreases also with higher frequencies.

1.1. Wavefronts, ray propagation

The structure of the Earth is usually considered isotropic, and homogeneous. Layers are placed above each other, with their boundaries corresponding to discontinuities. This is an approximation, which can be helpful in imaging wavefronts, that means all points that a seismic wave has reached in a given instant of time. To track wavefronts, we use the concept of a 'ray', which defines the path the wavefront travels (Fig. 1.3). In isotropic media the ray stands normal to the wavefront. Note that individual components of rocks (minerals) are usually anisotropic, but the irregular fabric of the whole rock can be usually considered isotropic (except for e.g. schists). The laws of geometrical optics can be applied to ray-theory.

The Huygens-Fresnel principle states that each point of a wavefront is a new secondary source. The tangent on the surface of all secondary wavefronts serves then as the new

wavefront. Fermat's principle states, that the ray will follow a minimum-time path. This means it will use the way from point A to B that will need the shortest time.

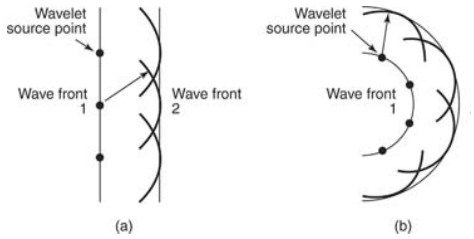


Figure 1.3. – Propagation of wavefronts, Huygens-Fresnel principle. From Bolt, 1976.

1.2. Reflection, refraction

The energy of a seismic wave encountering an interface splits into 4 parts. It gets reflected and refracted, and its energy is split between the different wave types: both P and S (except when the incoming wave hits the interface perpendicularly). Reflected energy leaves the interface at the same angle (Fig. 1.5a) as it approached it. The departing angle of refracted energy follows the Law of Snellius (Eq. 1.4):

$$\frac{v_1}{sin(\alpha)} = \frac{v_1}{sin(\alpha_1)} = \frac{v_2}{sin(\alpha_2)} = \frac{v_{S1}}{sin(\alpha_{S1})} = \frac{v_{S2}}{sin(\alpha_{S2})} \qquad (1.2.4)$$

Law of Snellius

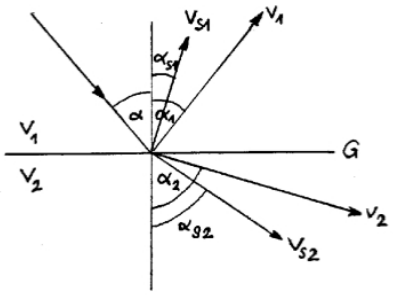


Figure 1.4. – Graphical representation of the Law of Snellius

This law relates to the seismic velocity in both layers and defines the angle of continuation, according to the angle of incidence (α), either transmitted into the next layer, or reflected back in the initial layer. It is also valid for the conversion from longitudinal to transversal wave and vice versa.

When $sin(\alpha)$ equals the critical value of $\alpha_c = \frac{v_1}{v_2}$ (then $\alpha_2 = 90°$C, Fig. 1.5b), 'critical refraction' occurs: the refracted ray travels parallel to the interface with velocity v_2. Some of the energy will successively leave the interface and radiate back to the surface as a 'head wave' (with velocity v_1). This energy appears to travel across the recording geophones with velocity v_2 with which the wavefront propagates at the interface below.

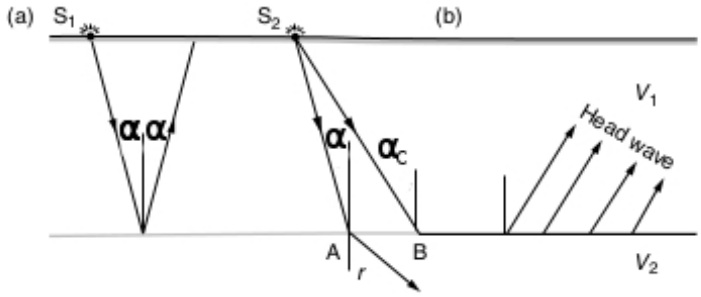


Figure 1.5. – (a) Reflection and (b) refraction. Simple refraction occurs at A, critical refraction at B. From Milson, 2003.

Beyond a certain distance this refracted wave will overtake the direct wave (which is reflected exactly at the midpoint between source and receiver for a horizontal interface), because usually $v_2 > v_1$. The distance on the surface at which this happens is called the 'crossover distance', x_C. After the crossover distance, the refracted head wave will arrive before the direct wave.

Amplitudes can be calculated using the concept of 'acoustic impedance', κ (Eq. 1.5). It includes the ratio of density, multiplied by P-wave velocities between both layers (upper and lower).

$$\kappa = \frac{\rho_2 v_2}{\rho_1 v_1} \tag{1.2.5}$$
Acoustic Impedance

When the angle of incidence is exactly 0° (normal incidence), energy will not be refracted at all. An incoming longitudinal wave with amplitude A_E will then split into a transmitted longitudinal wave and a reflected longitudinal wave with respective amplitudes of A_T and A_R (Eq. 1.6 and 1.7).

$$A_T = A_E \cdot \frac{2}{1+\kappa} \tag{1.2.6}$$
Amplitude transmitted wave

$$A_R = A_E \cdot \frac{1-\kappa}{1+\kappa} \tag{1.2.7}$$
Amplitude reflected wave

2. Practical information on seismic methods

2.1. Acquisition - Sources

Seismic waves can be excited using different methods. At land:

- Hammer: easy to implement.
- Dropped weights: constant source size.
- Explosives: powerful, but needs permits (e.g. environment and groundwater, damage to buildings, noise,..)
- Vibroseis: excitation by controlled vibrations of large weights (vehicles)

At sea acoustic waves are created by an air-gun, generating expanding gas (normal air) bubbles at high pressure closely beneath the surface of the water. For acquisition, instruments are placed at the ocean floor (Ocean-Bottom Seismometers), or one (or more) string(s) of hydrophones are towed after a ship.

We will be using refraction seismics with a hammer excitation. The hammer is connected to the recorder, and when a steel plate on the ground (for good mechanical coupling) is hit, an electrical impulse is registered (Fig. 2.1). This impulse will set zero-time compared to which the arrival times of the waves will be measured.

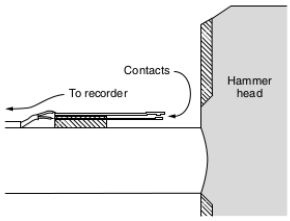


Figure 2.1. – Scheme of electrical contact on hammer. From Milson, 2003.

2.2. Acquisition - Geophones

In principle, a geophone is a small, watertight closed spring-mass system. A one-component geophone consist of a coil which is able to move inside an electromagnetic field in 1-D (Fig. 2.2). When the geophone is disturbed by ground motions, the resulting electric voltage is proportional to the displacement of the coil with respect to the surrounding case. This can be then translated into amplitudes of ground displacement.

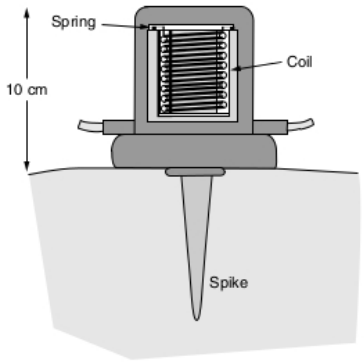


Figure 2.2. – Scheme of moving coil one-component geophone. From Milson, 2003.

Geophones are deployed in 1-D or 2-D lines, usually with fixed distances between the individual instruments. For refraction seismics, 24 or more geophones are laid out along a 1-D line, each connected individually to the recorder. This is known as a 'spread' (in contrast to an 'array' where a number of geophones feed a single channel, commonly used in reflection seismics). The spatial length of the deployment should be sufficiently long for the depth to be imaged. The signal voltage is recorded, along with a time stamp. Undesirable frequencies can be filtered out during recording and/or post-processing.

Refraction is a robust and relatively cheap method of seismic imaging. In contrast, due to the high costs (personal, equipment), reflection seismics can mostly (95%) be carried out by oil companies. However, a brief summary is included in the appendix.

2.3. Noise

The term 'noise' includes all response on the recorded waveform, which is not part of the signal of interest itself. In our case the signal of interest are the P-waves. Therefore **coherent noise** is the signal of the source (hammering), the reflections from surface irregularities, S-, Love- and Rayleigh waves, as well as at sea the reflections between the sea bottom and the sea surface. On the other hand, **random noise** is unpredictable and can only be controlled to some extent. It is produced by e.g. traffic, the movement of trees and wind which may move the instrument and cables, and people walking or biking near the acquisition area.

3. Analysis and instructions

In refraction seismics we measure the traveltime of direct wave and the refracted head wave between the place of excitation (hammer) to each of the placed geophones. The 'seismograms' show velocity or acceleration of ground motion for landseismics, or change in pressure for seaseismics (after conversion from electric voltage).

At time t=0 we will excite seismic energy using a hammer blow on an horizontally lying iron plate. All 24 geophones (1-D, 1 m distance to each other) will record the vertically arriving energy, yet identifying the position of this energy can sometimes be made difficult (i.e. noise). The first arriving energy is called 'first break'. We will discuss the principle of refraction seismic with a simple horizontal two-layer model: the subspace consists of two layers, both homogeneous and divided by a horizontal interface, and $v_1 < v_2$. In our seismograms, first break energy will designate either the direct, or the head wave. Finding their seismic velocities and the place where the head wave overtakes the direct wave are the goals of this exercise and the base of interpretation.

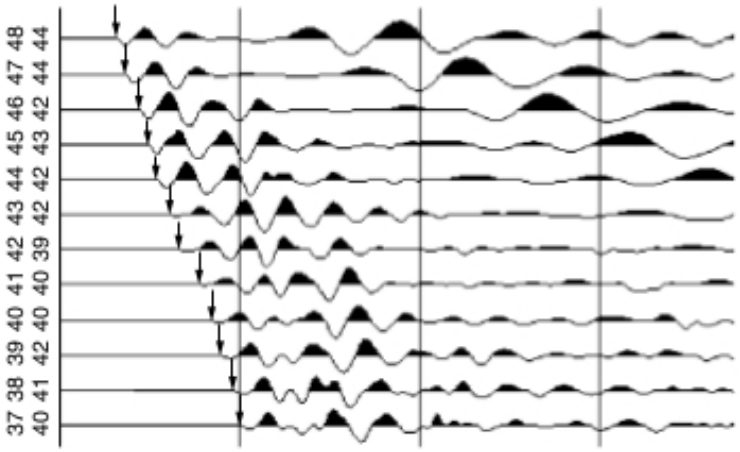


Figure 3.1. – Example of a refraction seismogram. First-break picks are identified by arrows. From Milson, 2003.

After obtaining the seismograms for all geophones, first breaks have to be identified and the traveltime plotted against the distance between geophone and shot (e.g. Fig. 3.1). The direct wave shows up as a straight line through the point of origin with the dip of $1/v_1$. Next, the 'intercept time' (T_1) has to be found (Fig. 3.2). It is defined as the time when the best-fit straight line on the refracted arrival times crosses the ordinate (x=0).

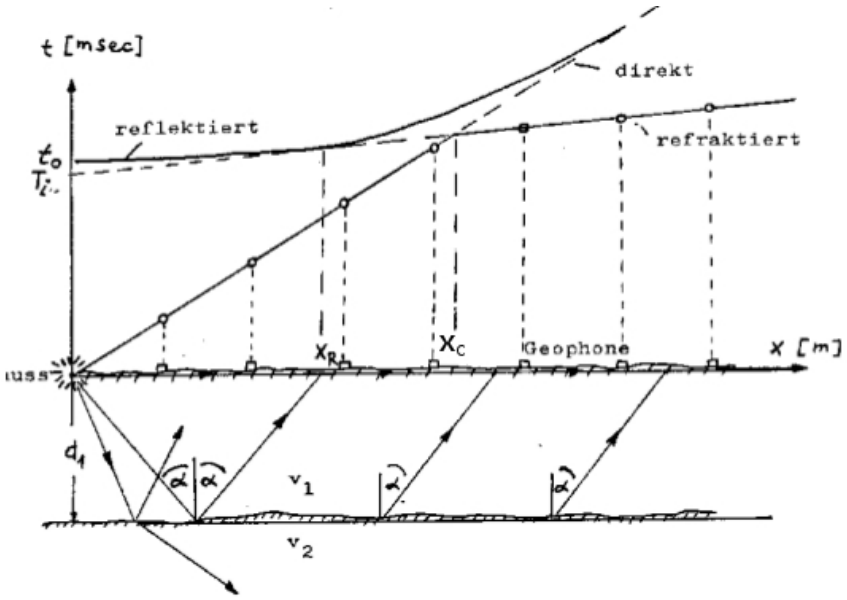


Figure 3.2. – Example traveltime diagram with schematic ray directions.

The ray which propagates along the interface between layer 1 and layer 2 radiates energy continuously upwards toward the surface (and the geophones) at the angle α (Fig. 3.2). On the seismograms these arrivals are along a line of slope $1/v_2$, but can usually be identified in the seismograms first beyond x_C (Fig. 3.2), the point where they first reach the geophones before the direct wave ('critical distance)'. The intercept time T_1 of the first interface refracted wave can be used to calculate the thickness of the first layer d_1 by:

$$T_1 = 2 \cdot d_1 \cdot \frac{cos(\alpha)}{v_1} \qquad (3.0.1)$$

Intercept time

Using the dip of the straight lines and the intercept time we can therefore calculate the velocities of both layers and the depth of the interface.

The above mentioned equations require the interface to be horizontal. If the interface is dipping, a wave travelling down-dip travels more within both layers with increasing distance (Fig. 3.3, S_1 to A and B), therefore it will arrive later and appear to travel with a lower velocity. In contrast, a wave travelling up-dip will arrive earlier and appear to be faster (Fig. 3.3, S_2 to P and Q). These are so-called 'apparant velocities'.

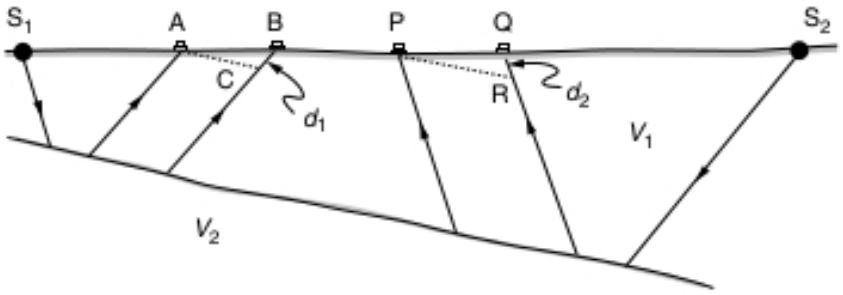


Figure 3.3. – Refraction at a dipping interface. From Milson, 2003.

The P-wave velocity and interface depth of a dipping refractor can be calculated using two sources to excite seismic waves one after another, at either end of the profile ('shot and reverse shot'). When plotting the traveltimes in the same graph, the intercept times are smaller at the up-dip end of the profile than at the down-dip end. The dip of the refracted straight lines is smaller at the up-dip shot than at the down-dip shot. If the interface is only slightly dipping (i.e. the apparent velocities of shot and reverse shot are different by less than 10-20%, we can use the approximation

$$v_i = \frac{2}{\frac{1}{c_{down}} + \frac{1}{c_{up}}} \qquad (3.0.2)$$

Velocity in layer i

where c_{down} and c_{up} are the apparent velocities for shot and reverse shot, calculated by the inverse slope of their respective straight lines. T_i for shot and reverse shot are averaged. For more information about refraction seismics with additional and/or dipping layers consult e.g. Grant and West (1965) or Keary and Brooks (1991).

3.1. Interpretation

After obtaining the seismic velocity for the layers, the goal is to interpret what kind of rocks have been investigated. Wave propagation velocities are dependent on the material and allow preliminary identification (Figs. 3.4 and 3.5). Further interpretation can be made using geological information (map) and other geophysical information.

Material (dt.)	Rock type (engl.)	P-wave velocity [m/s]
Lockermaterial	**Loose material**	
Oberflächen-/Verwitterungsschicht	Surface-/weathered layer	250 – 800
Lockerer Schotter, trocken	Dry gravel	600 – 900
Verkitteter Schotter, trocken	Cemented gravel, dry	900 – 2500
Schotter, grundwassergefüllt	Gravel, in groundwater	1500 – 2500
Seebodenlehm	Silt	1500 – 1900
Löss	Loess	300 – 600
Wallmoräne (kohäsionslos)	Lateral moraine without cohesion	1200 – 1700
Grundmoräne	Ground moraine	1700 – 2400
Feste Sedimente	**Solid Sediments**	
Mergel	Mart	1800 – 3200
Sandstein	Sandstone	1400 – 4500
Konglomerat	Conglomerate	3000 – 5000
Kalk	Limestone	3000 – 6000
Dolomit	Dolomite	5000 – 6000
Salzgestein von Salzhorsten	Halite (from saltdome)	4400 – 6500
Gipsgestein	Gypsum	3000 – 4000
Anhydritgestein	Anhydrite	3000 – 6000
Flysch	Flysch	3400 – 4400
Bündner Schiefer	Bündner schist	3800 – 4400
Kristalline Gesteine	**Crystalline rocks**	
Granit	Granite	4000 – 5700
Gabbro	Gabbro	6700 – 7300
Dunit	Dunite	7900 – 8400
Diabas	Diabase	5800 – 7100
Basalt	Basalt	4900 – 6400
Gneis	Gneiss	3100 – 5400
Quarzit	Quarzite	5000 – 6100
Miscellaneous	**Verschiedenes**	
Luft	Air	330.8+0.66T T=Temperature in °C
Süsswasser	Fresh water	1435 – 1500
Meerwasser	Salt water	1480 – 1530
Gletschereis	Glacial ice	3300 – 3900
Petroleum	Petroleum	1300 – 1400

Table 3.1. – P-wave velocities of rocks.

3.2. Assignment

In addition to the general requirements for the composition of the report (see page 6 of general script), we ask you to pay special attention to the following:

- Describe the principle of measurement with correct schematic drawing of ray paths and traveltime curves.
- Draft the layout of measurement setup.
- Show the location of the profile (on map), position of start- and end-coordinates (on map), information on the direction of measurements.
- Add seismograms, traveltime curves with adjusted straight lines (marked and labeled) and measured traveltime values. Each person of a group should adjust straight lines and measure traveltimes by themselves.
- Calculate layer velocities, intercept times, angle of refraction, layer thickness.
- Do a rough error estimate. What accuracy is required for the interpretation of the results? Discuss this in the group - refer to the traveltime curves from each member. How much error is caused by the imprecise adjustment of the straight lines?
- Draw the layered model based on the calculated result. Identify the layers and discuss the results.

A. Reflection seismics

The aim of reflection seismic processing is to track an interface with the best possible density of points. Each of these 'common depth points' (CDP) lies halfway between a source and a receiver at interface-depth (Fig. 4.1). To this end, reflection seismics uses a multitude of sources and receivers, to cover the same CDP often and to improve the amplitude information.

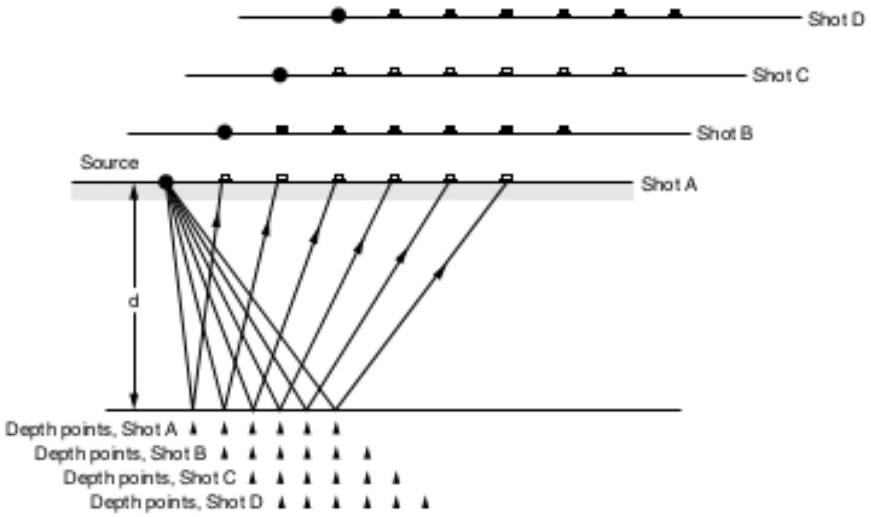


Figure A.1. – CDP schematic, showing the number of hits for each CDP for successive shots at different shot positions. From Milson, 2003.

The analysis of such kind of data is more specific and requires extensive computational support.

A simplified/basic handling scheme is as follows:

1. True amplitude recovery:
   Correction of the recorded amplitudes for absorption and spherical spreading.
2. Field static corrections:
   Corrections for the topographic differences between shot- and receiver locations, according to the different velocity distributions between actual location and reference level.
3. Common depth point gather:
   Sorting of data which belong to the same CDP. For each CDP the traveltimes for each offset of source-receivers form a hyperbola.

4. Deconvolution:
   Eliminating the source signal from the time series.
5. Velocity analysis:
   Calculation of the mean velocity of each layer.
6. Normal Moveout Correction (NMO):
   Correction of the traveltimes for each CDP (all pertaining source-receiver combinations with different distances to the halfway-point) to zero-distance traveltimes (Fig. 4.2).

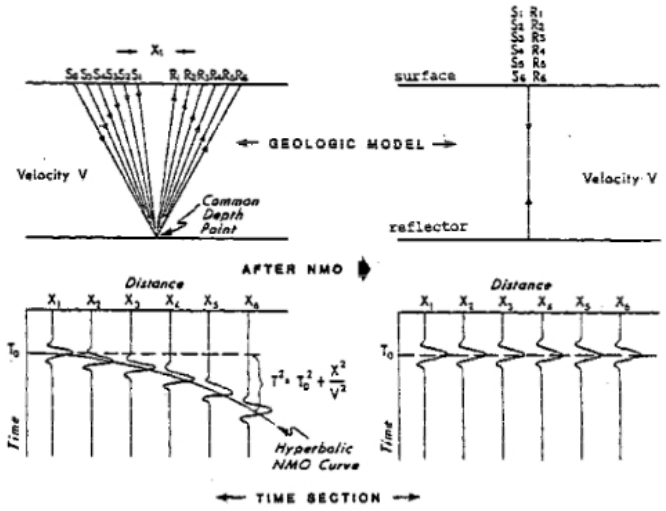


Figure A.2. – Schema of NMO correction.

7. CDP stacking:
   Stacking of all seismograms which belong to the same CDP
8. Time Migration:
   Correction for dipping layers which, if not done, would distort layer depths and dips.

B. Comparison of reflection and refraction seismics

Area of application:

- REFRACTION: Roughly estimate seismic velocities from depths of some 100 m to some 100 km (large scale crustal and upper mantle structures). Geotechnical investigation of building grounds (e.g. thickness of Quarternary layers).
- REFLECTION: Detailed investigations of sediment basins. Only rarely used outside of the industry. Increasing use for mapping of lithospheric structures.

Advantages:

- REFRACTION: Relatively low effort and material necessary for collection and analysis of data. Velocities can be calculated with relatively low errors.
- REFLECTION: Very good resolution of geological structures.

Disadvantages:

- REFRACTION: Limited resolution.
- REFLECTION: High effort necessary in material, personel, logistics.

Data collection:

- REFRACTION: Numerous receivers in short distances to shots (about 5-50 m). High number of receivers compared to the depth of the interfaces. Long deployment lines compared to the depth of the interfaces. Mostly only shot and reverse shot.
- REFLECTION: High number of shots at different locations, with the receivers being redeployed generally after each shot. High coverage (CDP's are hit by numerous shot-receiver combinations).

Data analysis:

- REFRACTION: Mostly analysis of first breaks only (P-waves) and some, easy-to-identify later waves.
- REFLECTION: All information in the wavetrain gets analysed which can only be done with extensive computer support. The signal gets improved by stacking, which sharpens interface reflections. Corrections before stacking are critically important for the quality of the results.

Interpretation:

- REFRACTION: Extensive computer simulations are necessary for interpretations of large scale surveys.
- REFLECTION: The resulting profiles can be divided into sections and be viewed in 2- and 3-D to identify geologic structures. It is also possible to further analyze the data regarding small-scale structures with ray-tracing (extensive computer support necessary).

C. Bibliography

[Bur92] H. R. Burger. *Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface. (mit Programm-Disketten).* Prentice Hall, 1992.

[DS88] M. B. Dobrin and C. H. Savit. *Introduction to Geophysical Prospecting.* McGraw Hill Book Co., 1988.

[GK88] D. H. Griffiths and R. F. King. *Applied Geophysics for Geologists and Engineers.* Pergamon Press, 1988.

[KB91] P. H. Keary and M. Brooks. *An Introduction to Geophysical Exploration.* Blackwell Science Ltd., 1991.

[MBB84] R. McQuillin, M. Bacon, and W. Barday. *An Introduction to Seismic Interpretation.* Gulf Publishing Company, 1984.

[Mil03] J. Milson. *Field Geophysics.* John Wiley and Sons, 2003.

[MW87] H. Militzer and F. Weber. *Angewandte Geophysik, (3 Baende), Bd. 3: Seismik.* Springer Verlag, 1987.

[SG95] R. E. Sheriff and L. P. Geldart. *Exploration Seismology.* Cambridge University Press, 1995.

[She84] R. E. Sheriff. *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics.* Society of Exploration Geophysicists, 1984.

[TGS93] W. M. Telford, L. P. Geldart, and R. E. Sheriff. *Applied Geophysics.* Cambridge University Press, 1993.

[Yil88] O. E. Yilmaz. *Seismic Data Processing.* Society of Exploration Geophysicists, 1988.

Geophysikalischer Feldkurs

Programmablauf des Feldkurses

Seismik (Explorationsseismik)

Seismik (Bodenunruhe)

Geoelektrik

Gravimetrie

Magnetik

Geothermik

Appendix

DIE NATÜRLICHE BODENUNRUHE ALS INSTRUMENT DER SEISMISCHEN MIKROZONIERUNG

Hans-Balder Havenith, Donat Fäh (2006) nach einer Vorlage von Sibylle Steimen

EINFÜHRUNG

Erdbeben sind seltene Ereignisse, die aber verheerende Folgen für ganze Landstriche haben können. Besonders in der heutigen Zeit, wo sich in industriellen Ballungszentren immer mehr Menschen und Sachwerte konzentrieren, sind hochtechnisierte Gesellschaften äusserst verletzbar. Es ist heute nicht möglich, ein Erdbeben vorherzusagen – und wird es auch nach Auffassung eines Teils der Fachwelt nie sein – aber dennoch sind wir Erdbeben nicht einfach hilflos ausgeliefert. Die Erfahrung aus vergangenen Katastrophen hat uns schon einiges gelehrt und konsequentes Umsetzen des gesammelten Wissens bezüglich Einfluss des lokalen Untergrundes auf die Bodenbewegung (Mikrozonierung) und Erkenntnisse im Bereich Erdbebeningenieurwesen können helfen, Katastrophen zu vermeiden.

Im vorliegenden Versuch wird die natürliche Bodenunruhe als Instrument der Mikrozonierung vorgestellt. Ausserdem soll auf die Wichtigkeit der Mikrozonierung als ein Baustein von Erdbebenszenarien hingewiesen werden.

ERDBEBENSZENARIEN UND MIKROZONIERUNG

ERDBEBENSZENARIEN

Erdbebenszenarien sind ‚Was-Wenn' Analysen und sie erlauben das Abschätzen von Auswirkungen möglicher Erdbeben auf eine Region. Solche Berechnungen haben in letzter Zeit mit den grossen Fortschritten in den Bereichen Informationstechnologien und geographische Informationssysteme (GIS) an Bedeutung gewonnen. Es existieren bereits kommerziell erhältliche Softwarepackete um solche Szenarien zu berechnen. Auch wenn sich die Methoden zur Berechnung von Erdbebenszenarien unterscheiden können, haben sie dennoch ein gemeinsames Grundgerüst. Dieses wird in der Folge kurz erläutert.

Das allgemeine Vorgehen zur Abschätzung des Schadens als Folge eines Erdbebens ist in Abbildung 1 schematisch dargestellt. Die beitragenden Faktoren können demgemäss in einzelne Module eingeteilt werden, die jedoch stark miteinander verknüpft sind. Das Einbinden dieser verschiedenen Module in ein geographisches Informationssystem (GIS) erlaubt es, den kombinierten Effekt der einzelnen Einflussgrössen auszuwerten und kartographisch darzustellen.

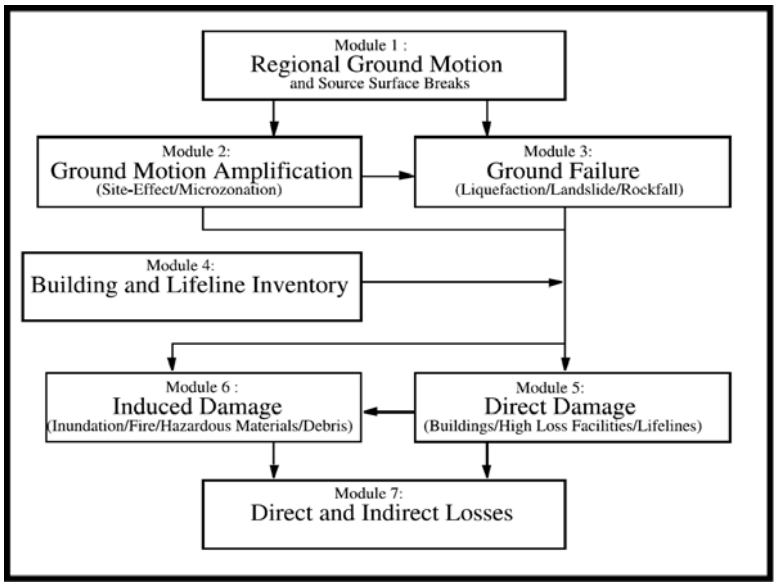


Abbildung 1 Vorgehen zur Abschätzung des Erdbebenrisikos (Fäh, 2000).

Modul 1. Die Abschätzung der regionalen **Erdbebengefährdung** stellt naturgemäss den ersten Schritt in einer Risikoabschätzung dar. Einerseits werden historische Ereignisse oder maximal zu erwartende Erdbeben als Eingabe verwendet, andererseits kann auch der Zufälligkeit von Erdbeben Rechnung getragen werden. Ein wesentlicher Ausgangspunkt dieser Modelle ist die Erkenntnis, dass die Seismizität der Vergangenheit das zukünftige Auftreten von Erdbeben wiederspiegelt. Ausschlaggebend für die Zuverlässigkeit des Ergebnisses ist die Qualität der vergangenen Beobachtungen und die Vollständigkeit des verwendeten Erdbebenkataloges.
Traditionell wird die seismische Gefährdung entweder als Intensität, entsprechend einer der gängigen makroseismischen Intensitätskalen (z. Bsp. Mercalli, MSK oder EMS98), oder als Spitzenbeschleunigung (PGA) der zu erwartenden Erschütterung ausgedrückt. Moderne Methoden arbeiten mit vollständigen Zeitreihen oder mit spektralen Werten der Bodenbewegung.

Modul 2. Die Erfahrung zeigt, dass die tatsächlich auftretenden Erschütterungen lokal um das Zwei- bis Vierfache, in Extremfällen sogar um das Zehn- bis Dreissigfache, gegenüber derjenigen eines festen Untergrundes verstärkt. Zudem führen solche **Aufschaukelungsphänomene** sowohl zu einer frequenzabhängigen Verstärkung als auch zu einer Verlängerung der Dauer der Erschütterungen. Dies wirkt sich besonders verheerend aus, wenn die dominierende Schwingungsfrequenz im Untergrund mit der Resonanzfrequenz der Gebäude übereinstimmt. In Mikrozonierungsstudien muss daher die lokale Erschütterungsfähigkeit als Funktion der geotechnischen Eigenschaften des Untergrundes erarbeitet und dokumentiert werden.

Modul 3. Als weitere **geologisch bedingte Folgen** von starken Erdbeben sind Bodenverflüssigungen, Hangrutschungen und Bergstürze sowie kleinräumige Terrainveränderungen wie Sackungen, Hebungen und Rissbildung zu berücksichtigen.

Modul 4. Für den Menschen wirkt sich die Erdbebengefährdung erst dann verheerend aus, wenn dadurch die Gesellschaft und insbesondere **Gebäude** in Mitleidenschaft gezogen werden. Um das tatsächliche Schadenspotential abzuschätzen ist es daher notwendig, eine Inventarisierung der potentiell gefährdeten Bauten durchzuführen.

Modul 5. Um die **direkten Schäden** abzuschätzen, werden die Resultate der ersten vier Module kombiniert. Die lokal zu erwartenden Bodenbewegungen aus den Modulen 1 und 2 erlauben es abzuschätzen, welche sekundären Effekte an der Erdoberfläche (Modul 3) in welchem Ausmass eintreffen könnten. Modul 4 erlaubt dann die direkt betroffenen Bauten und das Ausmass der Beschädigung abzuschätzen. Die direkten Schäden beinhalten nur diejenigen Schäden, die allein durch die Erdbebenerschütterungen oder durch direkte Einwirkungen sekundärer Phänomene, wie Bodenverflüssigung und Bergstürze, verursacht werden.

Modul 6. Neben den direkten Schäden sind auch diejenigen Schäden zu berücksichtigen, die als Folge des Versagens der betroffenen Bauten entstehen (**indirekte Schäden**). Tatsächlich kommt es häufig vor, dass Brände im Zusammenhang mit der Beschädigung von Netzen der Gas- und Stromversorgung eine verheerendere Wirkung haben als die Erdbebenerschütterungen selber. Weitere indirekte Schäden können auch durch Überschwemmungen nach dem Versagen von Staudämmen oder durch unkontrollierte Freisetzung von gefährlichen Stoffen aus Industrieanlagen aller Art verursacht werden.

Modul 7. Die Ausgangsgrössen der Module 5 und 6 müssen schliesslich in eine Abschätzung des zu erwartenden **Verlustes** umgerechnet werden. Auch hier gibt es sowohl direkte Kosten, die bei der Schadensbehebung anfallen, als auch wirtschaftliche Folgekosten, wie Produktionsausfall und Arbeitsplatzverluste. Zusätzlich zu diesen volkswirtschaftlich quantifizierbaren Verlusten gilt es, auch die Folgen von Todesfällen und die mehr qualitativen mittel- und langfristigen gesellschaftspolitischen Auswirkungen zu berücksichtigen.

MIKROZONIERUNG (MODUL 2)

Entsprechend der geotechnischen Eigenschaften des Untergrundes können innerhalb von wenigen hundert Metern Unterschiede in der Erdbebengefährdung vorliegen, die grösser sind als die Unterschiede zwischen weit auseinanderliegenden Landesteilen. Neben Erdbeben-gefährdungskarten, welche die regionalen Gefährdungsunterschiede aufzeigen, muss daher auch die lokale Erschütterungsfähigkeit des Untergrundes erarbeitet und dokumentiert werden. Solche

Mikrozonierungsstudien erlauben es den Bauingenieuren die Gebäude so zu dimensionieren, dass sie den zu erwartenden Erschütterungen auch wirklich standhalten können. Die Mikrozonierung ist daher eine essentielle Massnahme zur Minderung des Erdbebenrisikos.

Einer der Schritte zur Mikrozonierung, der hier vor allem behandelt wird, besteht in der Bestimmung der **Resonanz-Grundfrequenz der Lockersedimente**. Diese Frequenz kann mit Hilfe der Eigenschaften der natürlichen Bodenunruhe bestimmt werden (H/V Methode).
Weiterhin können mit Hilfe rechnerischer Verfahren Resonanzen und daraus resultierende Verstärkungen von seismischen Wellen bestimmt werden. Die Geschwindigkeit, mit welcher sich Scherwellen in den Sedimenten ausbreiten (S-Wellengeschwindigkeit), ist der ausschlaggebende Parameter, der in die Berechnung einfliessen muss. Diese Materialeigenschaft kann durch aktive seismische Methoden gemessen werden, oder sie kann wiederum unter Ausnutzung der Eigenschaften der natürlichen Bodenunruhe bestimmt werden. Passive Methoden sind vor allem in Städten von grosser Bedeutung, wo weder Sprengungen noch die Auslage von seismischen Profilen möglich sind.

DIE H/V METHODE

ALLGEMEINES

NATÜRLICHE BODENUNRUHE

Die natürliche Bodenunruhe wird durch Maschinen und Verkehr, durch Meeresbrandung und starke Winde erzeugt. Sie ist überall vorhanden und wird in aktiven seismischen Messungen als Störung empfunden. Das Wellenfeld wird von der lokalen geologischen Struktur beeinflusst und zeigt an der Stelle der Grundfrequenz systematisch eine Polarisation auf der horizontalen Komponente.

Die Schwingungen der natürlichen Bodenunruhe werden vom Menschen im allgemeinen nicht wahrgenommen, köennen aber mit hochempfindlichen Messgeräten aufgezeichnet werden.

In Messkampagnen der aktiven Seismik (Sprengseismik, Hammerschlagseismik) und auch in seismologischen Untersuchungen (z. B. Lokalisierung von Erdbeben) gilt die natürliche Bodenunruhe als Störsignal. Im weiter unten vorgestellten Versuch dagegen wird die natürliche Bodenunruhe als seismisches Nutzsignal verwendet mit Hilfe dessen eine Aussage über die Eigenschaften des Standorts gemacht werden kann.

H/V-VERHÄLTNISSE

Unter dem Begriff H/V-Verhältnisse versteht man die Verhältnisse der Fourierspektren von horizontaler zu vertikaler Komponente der natürlichen Bodenunruhe.

Dieses Analyseverfahren wurde in den frühen siebziger Jahren von verschiedenen japanischen Wissenschaftern entwickelt. Erst mit dem Review von Kudo (1995) wurden die vorgängig in japanischer Sprache publizierten Arbeiten aus den frühen siebziger Jahren auch in Europa bekannt. Diese Arbeiten zeigen, dass man das Maximum der H/V-Kurve zur Bestimmung der fundamentalen S-Wellen Resonanzfrequenz des lokalen Untergrundes verwenden kann.

Der theoretische Hintergrund der H/V-Methode ist noch heute Gegenstand von wissenschaftlichen Diskussionen und muss noch weiter erforscht werden.

Eine Interpretation der Methode fusst auf der Annahme, dass die natürliche Bodenunruhe vor allem aus Oberflächenwellen besteht. Unter dieser Annahme sind folgende Punkte in weiten Kreisen der Fachwelt akzeptiert:

- das H/V-Verhältnis steht im Zusammenhang mit der Elliptizität der Rayleighwellen
- die Elliptizität der Rayleighwellen ist frequenzabhängig und zeigt einen scharfen Peak in der Nähe der Fundamentalfrequenz der Lockergesteinsschicht. Voraussetzung ist ein genügend hoher Impedanzkontrast zwischen Oberflächensedimenten und untenliegendem ‚Fels'. Die Impedanz ist definiert als das Produkt von Dichte und seismischer Geschwindigkeit. Das Maximum im H/V Verhältnis hängt mit dem Verschwinden der Vertikalkomponente der Rayleighwelle zusammen. An dieser Stelle ändert der Rotationssinn der fundamentalen Rayleighwelle von Gegenuhrzeigersinn im tiefen Frequenzbereich auf Uhrzeigersinn im mittleren Frequenzbereichen (siehe 2, Elliptizität der Rayleighwellen in einem geschichteten Medium)

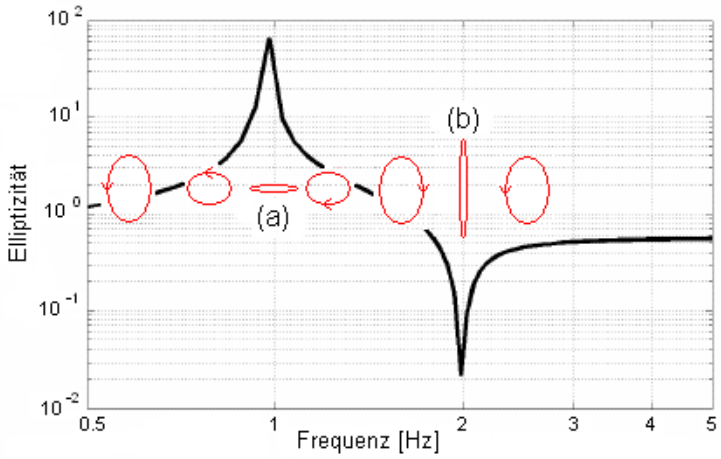


Abbildung 2 Elliptizität und Partikelbewegung der Grundmode der Rayleighwelle in Abhängigkeit von der Frequenz (Stamm, 2006). Die Fundamentalfrequenz f_0 liegt bei 1 Hz.

Gewisse Autoren glauben, dass die oben erwähnten Punkte nur für einfache Strukturen Gültigkeit haben (d. h. eine Schicht über einem homogenen Halbraum). Neuere Untersuchungen bestätigen allerdings, dass sich die Methode auf beliebige eindimensionale Geschwindigkeitsprofile ausweiten lässt.

Wichtige Voraussetzungen für die Methode sind:

1. ein genügend hoher Impedanzkontrast zwischen Lockersedimenten und untenliegendem Fels – ein Impedanzkontrast von 3 scheint auszureichen
2. der Untergrund muss mit ausreichender Genauigkeit eindimensional (1D) sein, das heisst, die Schichten sollten horizontal gelagert sein und keine starken Neigungen oder Ondulationen aufweisen. Falls diese Voraussetzung NICHT erfüllt ist, muss damit gerechnet werden, dass 2- oder 3D Effekte die H/V-Analysen verfälschen. Als Test können mehrere Messungen im Abstand von 1-2 Wellenlängen (entsprechend der Fundamentalfrequenz) um den Hauptstandort gemacht werden. Wenn sich der H/V-Peak nicht wesentlich ändert, so ist die 1D Bedingung hinreichend gut erfüllt. Abbildung 3 zeigt ein Beispiel einer sich leicht ändernden Fundamentalfrequenz (entlang der gestrichleten Linie) aufgrund einer langsamen Zunahme der Mächtigkeit der Lockersedimente.

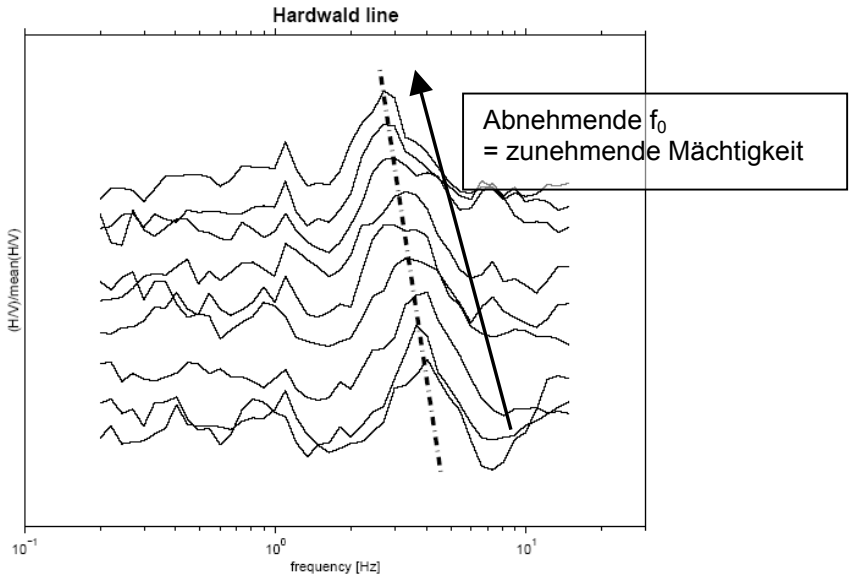


Abbildung 3 Vergleich von 9 H/V-Messungen, welche auf einer Linie von 500 m Länge durchgeführt wurden. (Kind, 2002)

BERECHNUNG VON H/V SPEKTREN

H/V-Verhältnisse sind im Wesentlichen Verhältnisse der Fourierspektren der horizontalen (H) und der vertikalen (V) Komponente der natürlichen Bodenunruhe. Das Gesamtsignal wird in Teilstücke (sog. Fenster) aufgeteilt und die Fourieranalyse wird für die Komponenten der einzelnen Abschnitte berechnet. Schliesslich wird das gemittelte Fourierspektum der horizontalen Schwingung durch das gemittelte Spektrum der vertikalen Komponente geteilt.

Natürlich spielen bei der oben beschriebenen Berechnung verschiedene Parameter eine Rolle: So muss zum Beispiel aus den beiden Horizontalkomponenten eine resultierende Horizontale berechnet werden; auch müssen i.a. die Spektren geglättet werden.

WELCHE EIGENSCHAFTEN DES LOKALEN UNTERGRUNDES KÖNNEN MIT DER H/V METHODE BESTIMMT WERDEN?

1) Fundamentalfrequenz f_0 der Lockersedimente aus den Messkurven.

In einem einfachen Medium, d. h. eine Schicht von Lockersedimenten über einem homogenen Halbraum (siehe Abbildung 4) gilt die folgende Formel:

$$f_0 = \frac{v_s}{4h}$$

wobei f_0 die gemessene Fundamentalfrequenz, v_s die Scherwellengeschwindigkeit und h die Mächtigkeit der Sedimentschicht darstellt.

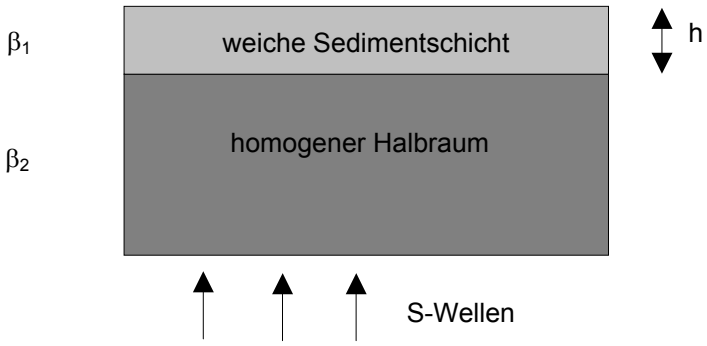


Abbildung 4 Geschichtetes Medium

2) Bei bekannter Fundamentalfrequenz kann entweder die Scherwellengeschwindigkeit oder die Sedimenttiefe abgeschätzt werden, sofern für die andere fehlende Grösse ein guter Schätzwert bekannt ist.
3) Die Amplifikation als Funktion der Frequenz kann qualitativ abgeschätzt werden. Wellen mit Frequenzen viel kleiner als f_0 erfahren keine Verstärkung. Für Standorte mit hohem Impedanzkontrast ist die Verstärkung im Bereich von f_0 maximal. Wellen mit $f > f_0$ erfahren im allgemeinen eine Verstärkung. Die Amplitude der Verstärkung hängt nicht nur vom Standort, sondern auch vom einfallenden Wellenfeld ab.

BEMERKUNG

Die Amplifikation kann NICHT direkt aus der Höhe des H/V-Peaks abgeleitet werden. Es gibt allerdings Hinweise, dass die mittels der H/V-Methode festgestellte Polarisation einen unteren Grenzwert für die tatsächliche S-Wellen Amplifikation darstellt. Im 1-D Fall kann die Amplifikation an der Frequenz f_0 mit der folgenden Formel abgeschätzt werden:

$$A_0 = \frac{1}{\left(\frac{1}{C} + 0.5\pi \cdot \xi_1\right)} \text{ mit } \quad C = \frac{\rho_2 \cdot \beta_2}{\rho_1 \cdot \beta_1} \quad \text{und} \quad \xi_1 = \frac{1}{2 * Q_1}$$

wobei C der Impedanzkontrast darstellt, mit ρ_i als Dichte und β_i als Geschwindigkeit im Medium i (i

gleich 1 für Sedimente und gleich 2 für Fels), ξ_1 ist die Dämpfungskonstante der Sedimente, Q deren Qualitätsfaktor.

Die Formel zeigt, dass im Falle einer sehr kleinen Dämpfung die maximale Amplifikation dem Impedanzkontrast C entspricht, und da die Dichte verschiedener Schicht nur wenig variiert, ist die Amplifikation oft gleich dem Verhältnis der S-wellen Geschwindigkeiten.

Diese Spitzenamplifikation kann gemäss empirischen wie auch theoretischen Studien Werte zwischen 2 und 6 und in Extremfällen (z. B. Mexiko City, San Francisco) bis zu 20 erreichen. Die Resultate dieser Formel können uns als Hinweis dienen. Für eine genaue Bestimmung der Verstärkung als Funktion der Frequenz müssen numerische Verfahren verwendet werden.

ANWENDUNGSBEISPIELE

FUNDAMENTALFREQUENZKARTE

Für die Region Basel wurden insgesamt mehr als 400 H/V-Messungen durchgeführt und in eine Fundamentalfrequenzkarte der Region verarbeitet. Die Karte ist in Abbildung 7 wiedergegeben. Die Messergebnisse erlaubten eine grobe Klassifizierung des geologischen Untergrundes in drei Regionen, welche sehr gut mit den tektonischen Gegebenheiten korrelieren.

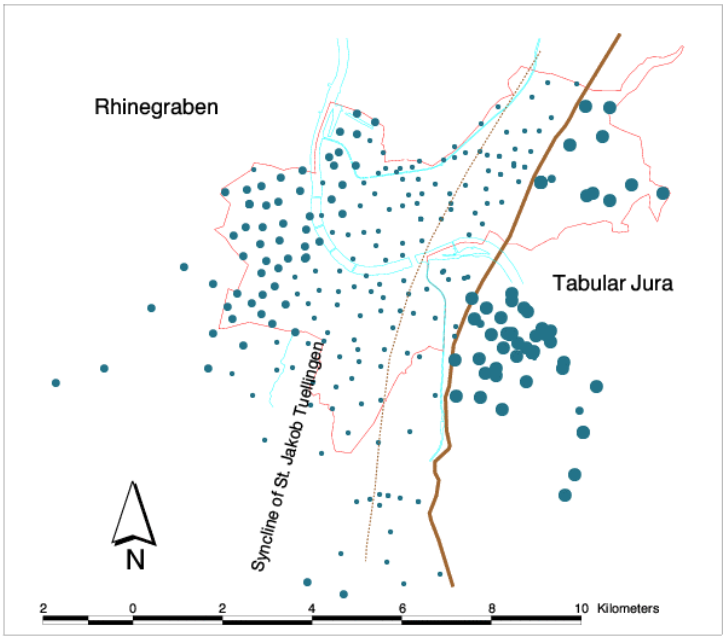


Abbildung 5 Gemessene Resonanz-Grundfrequenzen der Lockersedimente für das Gebiet von Basel (Kind et al., 2000). Grosse Punkte bezeichnen Resonanzfrequenzen grösser als 2 Hz, mittlere Punkte stehen für den Bereich 0.75-1.2 Hz und kleine Punkte für 0.3-0.75 Hz.

VERSUCHSBESCHREIBUNG

ZIELE

Im vorliegenden Feldversuch soll die Funktionsweise der H/V-Methode anhand von zwei Beispielmessungen der natürlichen Bodenunruhe demonstriert werden. Die Resultate werden dann mit Blick auf Mikrozonierungsverfahren ausgewertet und sollen kritisch diskutiert werden. Ein wichtiges Ziel dieses Versuches ist es, ein Gefühl für die Bedeutung der Mikrozonierung im Zusammenhang mit Erdbebenszenarien zu erhalten. Die Auswertungsverfahren sollen eine Übersicht über die Interpretationsmöglichkeiten der Bodenunruhe geben.

STANDORT

ALLGEMEINES

Die Messstandorte liegen im Gebiet der ETH Hoenggerberg, sowohl im HPP Turm wie auch entlang des nördlichen Hanges. Da hier die wesentlichen Prinzipien von H/V-Messungen demonstriert werden sollen, ist es wichtig an diesen Standorten den geologischen Untergrund zu kennen. Dazu bedienen wir uns der unten aufgeführten Beschreibung der Geologie des ETH Standortes. Entlang des Hanges dienen die Messungen dazu die Mächtigkeitsveränderungen der unten beschriebenen geologischen Schichten zu verfolgen.

Die Messungen innerhalb des Turms dienen zur Erkennung des Schwingverhaltens, insbesondere der Resonanzfrequenz desselben. Diese hängt hauptsächlich von seiner Grösse und Bauweise ab. Auch soll verglichen werden, ob die Resonanz des Turmes und der des Untergrundes übereinstimmen – dies kann nämlich zu Resonanzkopplungen führen.

GEOLOGIE

Der geologische Fels des Hönggerbergs besteht ausschliesslich aus fast horizontal gelagerten Mergeln und Sandsteinen der oberen Süsswassermolasse. Ältere Formationen der oberen Meeresmolasse liegen ca. 300 m tiefer, das kristalline Grundgebirge steht in Zürich bei ca. 2500 m Tiefe an (Versuchsanstalt für Wasserbau, 1960, 1961, 1966). Von Bedeutung für die seismische Gefährdungsanalyse sind die Eigenschaften der Oberen Süsswassermolasse und der Moräne.

Im Bereich der ETH Hönggerberg wird die Molasse von mächtiger würmeiszeitlicher Linthmoräne überdeckt (Abbildungen 6, 7). Bohrungen zeigen, dass die überlagernde Moräne in ihrer Mächtigkeit stark variiert. Beim HPP Gebäude liegt der Übergang zur Molasse bei ca. 45 m, beim HPH bei ca. 35-40 m. 500 m östlich ist die Moräne nur noch gerade 3 m mächtig. Generell ist anzunehmen, dass die Mächtigkeit der Moräne auch gegen Norden hin relativ schnell abnimmt.
In den Berichten der geotechnischen Untersuchungen im Gebiet der ETH Hönggerberg wird die Moräne als sehr kompakt und mächtig beschrieben. Sie besteht vorwiegend aus leicht- bis mässig siltigem Fein- bis Mittelsand mit reichlich Kiesen.
Die kompakte Moräne wird von einer inhomogenen Deckschicht überlagert.

Die Geologie des Hönggerbergs kann zusammenfassed also in drei Gesteinstypen unterteilt werden.

Deckschicht: Rund 2 m stark, resp. 8 m in Hanglage, Humus 0.3-0.4 m; aufgelockertes, organisch verunreinigtes Moränenmaterial bis 2.0 m Tiefe.

Moräne: Mindestens 30 m stark, sehr mächtig und kompakt. In siltig- bis sandig-toniger Grundmasse sind gröbere Komponenten von Kies- bis Blockgrösse in zufälliger Verteilung eingestreut. Auftreten von lokalen Linsen von Grundmasse, Grobmaterial und sortiertem Sand. Die Moräne ist im grossen Massstab homogen, kleinmasstäblich in vertikaler und horizontaler Richtung hingegen inhomogen.

Molasse-Fels: Der Molasse-Fels bildet den Kern des Hönggerbergs. Auf dem Plateau steht er in ca. 30 Tiefe m an, am Nordhang in mehr als 20 m Tiefe (siehe Appendix A: Bohrprofile Versuchsanstalt für Wasserbau, 1960, 1961, 1966).

Mögliches S-wellen Geschwindigkeitsprofil :

Modell ETH HPP		
Mächtigkeit (m)	v_s (m/s)	Kommentar / Geologie
6-10 m	300-400	Deckschicht (variable Mächtigkeit)
ca. 20 m	500-600	Moräne
ca. 20 m	600-700	Moräne
	1350-2000	Molassefels

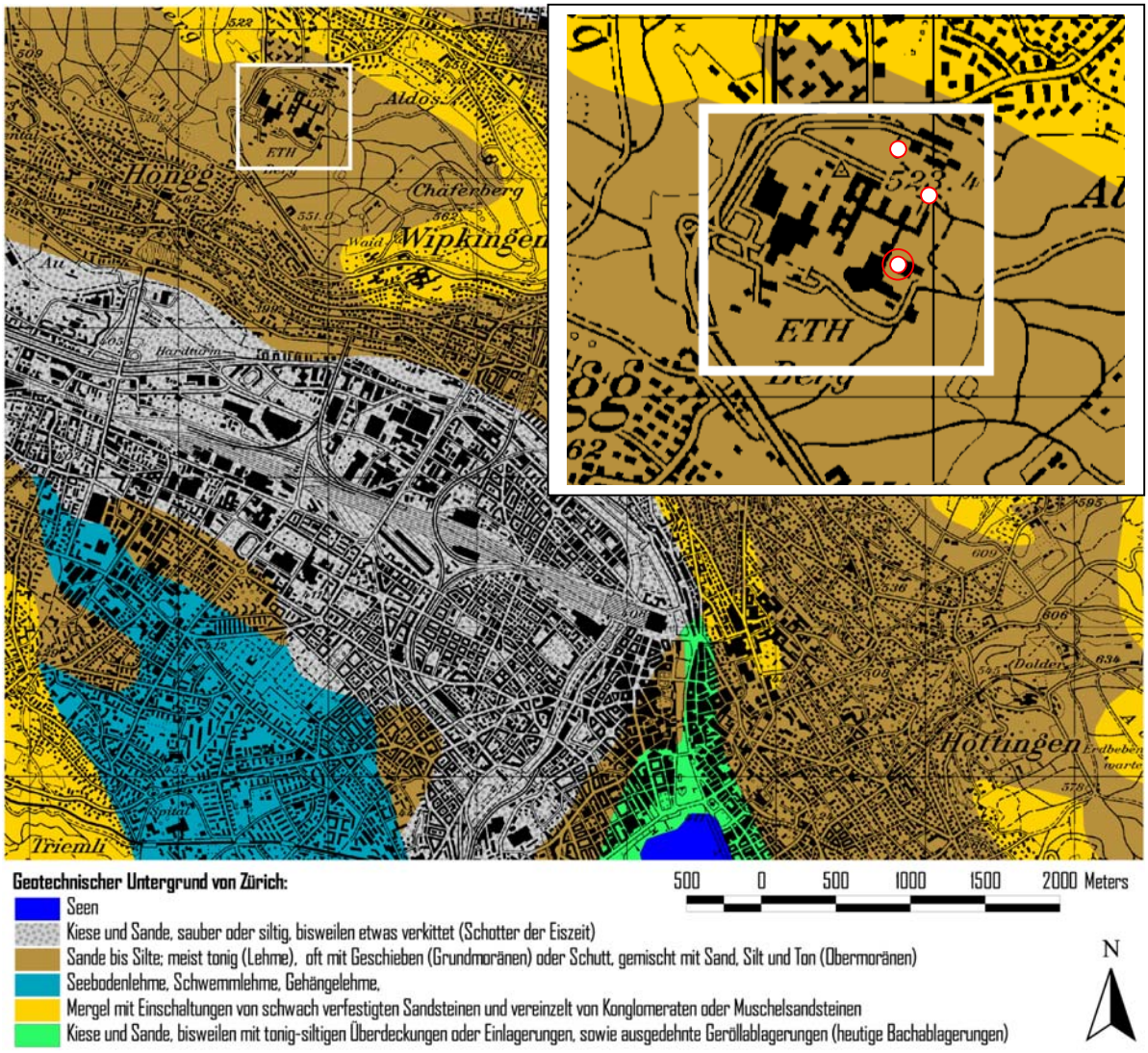


Abbildung 6 Geologie des Stadt Zürich. Der Standort ETH Hönggerberg ist markiert wie auch die Standorte (rote Kreise).

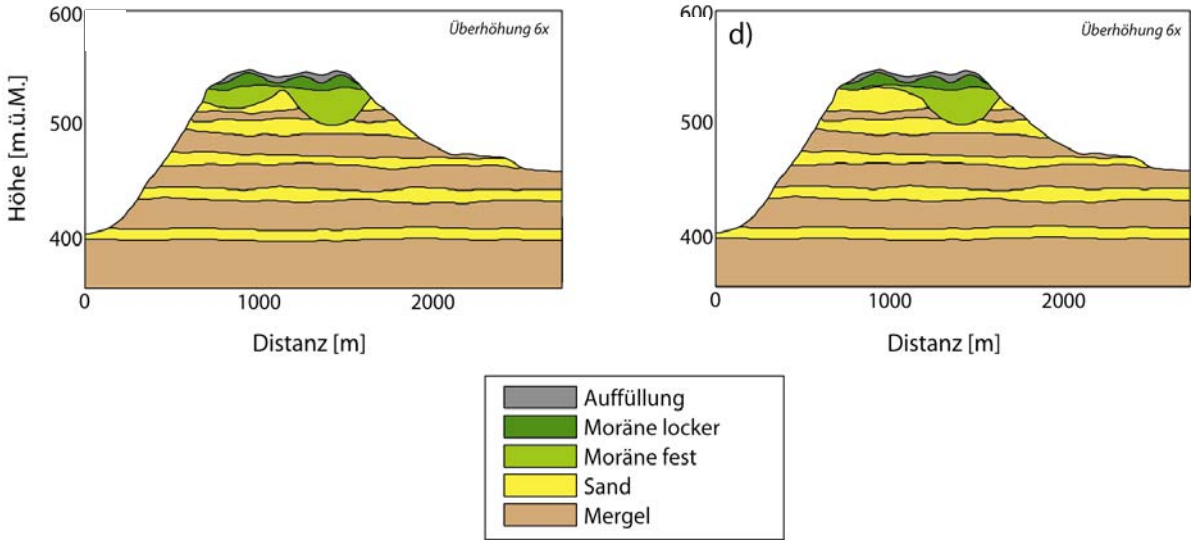


Abbildung 7 Geologischer Querschnitt des Hönggerbergs.

MESSGERÄT

Am Institut für Geophysik wurde zur Messung der natürlichen Bodenunruhe ein Messgerät entwickelt, um Messungen im Feld zu machen und nach kurzer Messzeit (~5-20 min) gleich auszuwerten. Das Messgerät ist für einen einfachen Einsatz konzipiert, weshalb es sich um ein leichtes, robustes und schnell zu installierendes Gerät handelt.

AUFBAU DES MESSGERÄTES

Das Messgerät besteht aus einem Laptop mit der entsprechenden Messsoftware, einer Batterie für den Vorverstärker und den GPS-Empfänger sowie einer GPS-Antenne. Diese Bestandteile sind in einen Plastikkoffer integriert. Dazu kommt ein Seismometer, das an eine Buchse, die in der Aussenwand des Plastikkoffers eingelassen ist, angeschlossen werden kann. Der Laptop wird auf einer Plastikplatte im Koffer befestigt. Rechts neben dem Laptop befindet sich ein Schalter (*on, off/charge*), mit dem die batteriebetriebene Stromversorgung des Vorverstärkers und des GPS eingeschaltet wird. Im eingeschalteten Zustand leuchtet die sich daneben befindliche rote LED. In der Schalterstellung *off/charge* kann die Batterie wieder aufgeladen werden. Das Messgerät ist in Abbildung 87 dargestellt.

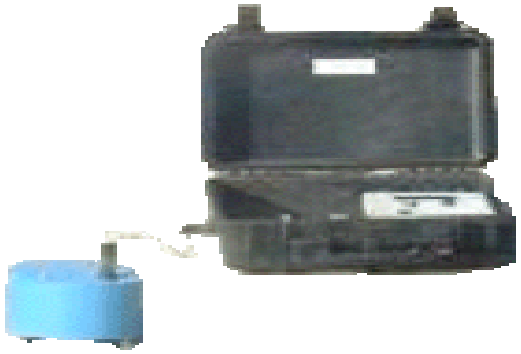


Abbildung 8 Messgerät (Laptop Computer mit Vorverstärker, Seismometer)

ALLGEMEINES ZU SEISMOMETERN

Seismometer, in der Explorationsgeophysik oftmals Geophone genannt, sind prinzipiell kleine, wasserdicht verschlossene Federpendel, die aperiodisch gedämpft sind. Ein Seismometer ist dazu konzipiert, die Bodenbewegung kontinuierlich sehr sensitiv aufzunehmen.

Ein Seismometer besteht im Prinzip aus einer sich in einem starken Magnetfeld relativ zum Gehäuse bewegenden Tauchspule, die eine zur Geschwindigkeit der Relativbewegung zwischen Tauchspule und Gehäuse proportionale elektrische Spannung erzeugt. Diese Spannung wird in die Geschwindigkeit der Bodenbewegung umgerechnet; die Umwandlung erfolg aufgrund der vorher bestimmten Empfindlichkeit des Seismometers (Grössenordnung 1 Volt / cm/s). Je nach Bauart besitzen Seismometer eine sogenannte Eigenfrequenz welche im Bereich zwischen 0.1 – 20 Hz liegt.

Damit das H/V-Verhältnis der natürlichen Bodenunruhe bestimmt werden kann, muss ein 3-Komponenten-Seismometer verwendet werden, mit dem eine Vertikalkomponente (Z) und zwei Horizontalkomponenten (N wie North, E wie East) registriert werden. Das im Versuch verwendete Seismometer ist ein Lennartz 5s 3-Komponenten-Seismometer (Eigenfrequenz f = 0.2 Hz). Jede Komponente wird einzeln registriert, so dass die gesamte Bodenbewegung durch die Aufnahme der drei Komponenten vollständig reproduzierbar ist. Für Bodenunruhe-Messungen ist wichtig ein Seismometer zu verwenden, dessen Eigenfrequenz unterhalb des interessanten Frequenz-Messbereichs liegt.

MESSAUFBAU

Zum Aufbau der Messstation gehören das korrekte und sorgfältige Aufstellen eines Seismometers und das Starten der Messsoftware auf dem Laptop. Weiterhin sollte darauf geachtet werden, dass das Seismometer eine gute Ankopplung an den Untergrund besitzt. Ein guter Tipp ist ein kräftiges Stampfen auf den Boden, um mal zu hören und zu fühlen auf welchem Untergrund man sich befindet. Obwohl die Seismometer für den Einsatz im Freien konzipiert sind, sollten sie doch vor Witterungseinflüssen möglichst geschützt werden (Plastiktüte). **Das Seismometer darf nur im Originalbehälter transportiert werden!**
Beim Aufstellen müssen folgende Punkte beachtet werden:

1. Das **Seismometer** muss **nach Norden ausgerichtet** sein (Pfeil auf dem Deckel des Seismometers muss nach Norden zeigen, Nordkomponente). Beim Verwenden eines Kompasses zur Orientierung des Seismometers nicht zu nahe am Gerät stehen, da das Seismometer selbst ein Magnetfeld erzeugt und damit den Kompass beeinflusst.
2. Das **Seismometer** muss **horizontiert** sein (Luftblase der Wasserwaage im schwarzen Ring). Als Hilfsmittel bei der Horizontierung kann das Dreibein verwendet werden. Falls man sich z.B. auf einer Rasenfläche befindet, kann ein Rasenziegel ausgegraben werden und das Dreibein in der Erde versenkt werden.
3. Das **Seismometerkabel** (Anschlüsse nicht verschmutzen oder nass werden lassen!) kann nun an der am Deckel dafür vorgesehenen Buchse **angeschlossen** und mit dem Datenaufnehmer an der entsprechenden Buchse des roten Plastikkoffers verbunden werden. Das Seismometerkabel sollte ganz und möglichst dicht am Boden ausgelegt sein sowie an manchen Stellen (z.B. mit dem Behälter des Seismometers) fixiert sein, um eventuelle Störsignale durch Wind oder ähnliches zu vermeiden.

LAPTOP UND MESSSOFTWARE

Nach dem Aufstarten des Laptops wird die Messsoftware gestartet. Zur Online-Bestimmung des H/V-Verhältnisses dient das Programm ‚SeismoNoise', welches am Schweizerischen Erdbebendienst auf der Basis der Software LabVIEW entwickelt worden ist. Das Programm kann nicht nur zur quasi-online Berechung von H/V-Verhältnissen benutzt werden, sondern erlaubt auch die Betrachtung von bereits gemessenen Zeitreihen zu Demozwecken.

Abbildung 9 zeigt das Startfenster des Programms. Das Startfenster umfasst drei wesentliche Teile

- die Buttonleiste
- die Tab-Leiste mit den entsprechenden Fenstern
- das ‚Polarisation Analysis Settings' Fenster

Diese drei Teile werden im nachfolgenden Abschnitt ‚Programmelemente von SeismoNoise' genauer umschrieben.

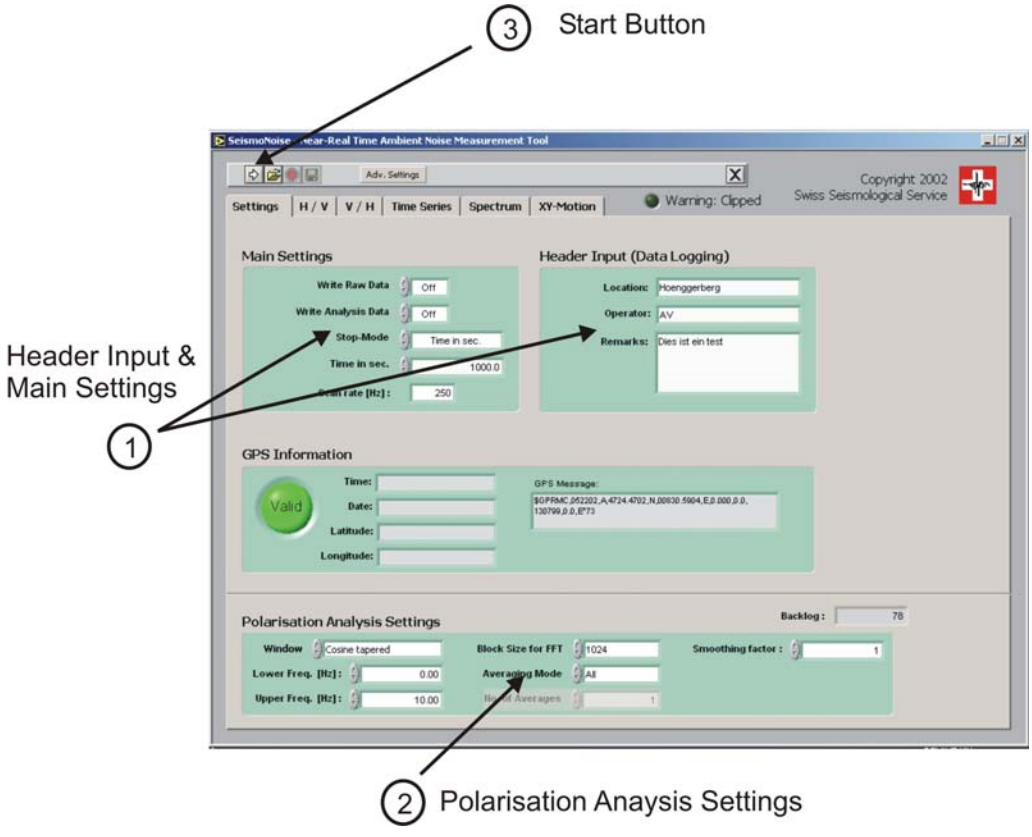


Abbildung 9 Setzen der Parameter und Auslösung der Messung

PROGRAMMELEMENTE VON SEISMONOISE

Die Buttonleiste:

Über die Buttons können verschiedene Programmfunktionalitäten sehr schnell angesteuert werden. Die wichtigen Buttons sind in der Folge kurz beschrieben.

Run: Mit diesem Button wird eine Messung gestartet oder es wird nach einem Datenfile gefragt, welches für Demozwecke gezeigt werden soll (im Falle, wenn der ‚Read Data From File' Button vorher gedrückt wurde)

Stop: Die Messung wird gestoppt. Wenn vorher im Programm die Funktionalität ‚Write Raw Data' und ‚Write Analysis Data' aktiviert worden ist, werden die gemessenen Daten in ein File geschrieben.

Save Data To File: Während der laufenden Messung kann dieser Button benutzt werden, um die bisher erfassten Daten in ein File zu schreiben. Dieser Button ist nicht aktiv, wenn Daten von einem bestehenden File gelesen werden.

Exit Program

Die Tab-Leiste:

Über die Tabs werden einzelne Programmfenster aufgerufen, in welchen die aufgezeichneten Daten in verschiedenen Formen dargestellt werden. Die Bedeutung ist unten kurz umschrieben:

Das **Settings** Fenster dient zur Navigation in den verschiedenen Fenstern ausserdem können hier die wichtigsten Messparameter gesetzt werden.

Die beiden Fenster (**H/V** und **V/H**) dienen dazu, die berechneten H/V resp. V/H Verhältnisse zu betrachten. Die Daten werden auf zwei Arten normiert und entsprechend dargestellt. Normierung auf die Horizontalkomponente wird in der Legende mit einem Suffix ‚_h' symbolisiert, jene auf die Vertikalkomponente mit dem Suffix ‚_v'.

Im **Time Series** Fenster werden die Rohsignale aller drei Komponenten und des GPS-Zeitsignals dargestellt. Die Knöpfe auf der rechten Fensterseite erlauben eine Auswahl der darzustellenden Komponenten.

Im **Spectrum**-Fenster werden die Roh-Fourierspektren dargestellt.

Im **XY-Motion** Fenster werden aus den aufgezeichneten Horizontalkomponenten die Verschiebungsvektoren berechnet und dargestellt.

Die in diesem Versuch wichtigen Fenster sind das ‚Settings' und das ‚H/V'-Fenster. Alle wichtigen Parametereinstellungen können auf dem Startfenster im Tab **Settings** – ‚Main Settings' und ‚Header Input' mit ‚Polarisation Analysis Settings' Fenster eingegeben werden, im H/V Fenster können die sich herauskristallisierenden spektralen Peaks im Laufe der Messung betrachtet werden.

PARAMETEREINSTELLUNGEN UND AUSLÖSUNG DER MESSUNG

Vor jeder Messung werden die Parameter der Messung gesetzt. Abbildung 90 zeigt den Ablauf und Tabelle 1 gibt die Parametereinstellungen wieder.

	Fenster	**Parameter**	**Wert**
①	Settings - Main setting	Write Raw Data	**On**
		Write Analysis Data	**On**
		Stop Mode	Time in sec
		Time in sec.	**900**
		Scan rate	250
	Settings - Header Input	Location	**[Ortsname]**
		Operator	[Verantwortlicher für Messung]
		Remarks	[Bemerkungen falls notwendig]
②	Polarization Analysis Settings	Smoothing factor	1
		Window	Cosine tapered
		Lower frequency / [Hz]	0
		Upper Frequency / [Hz]	**20**
		Averaging mode	All
		Block size for FFT	1024
③	Button-Leiste		löst die Messung aus

Tabelle 1 Ablauf der Eingabe der Parameter, Auslösen der Messung

Wichtig für die Versuchsdurchführung sind vor allem die Parameter im Fenster Settings- *Main settings*. Damit die **Messdaten abgespeichert** werden können, müssen die Parameter ***Write Raw Data*** **und** ***Write Analysis Data*** **auf `*ON*`** gesetzt sein. Die Rohdaten (raw data), also die gemessene Bodenunruhe aller drei Komponenten, wird in eine Datei mit der Endung BIN abgespeichert, die Daten der Polarisationsanalyse (analysis data) in eine Datei mit Endung POL gespeichert (näheres hierzu im Abschnitt Ablauf der Messung). Die Zeitdauer der Messung (*Stop mode*) sollte auf mindestens 300s und die Scan rate auf den Wert 250Hz gesetzt werden. Die *Scan rate* gibt Anzahl der pro Sekunde aufgenommenen Datenpunkte an. Die Headerinformationen, welche mit in die Files abgespeichert werden, helfen bei der späteren Identifizierung der Daten.

ABLAUF DER MESSUNG

Zu jeder Messung gehört ein ausführliches Messprotokoll, in dem alles enthalten ist, was bei der Messung als wichtig angesehen wird, vor allem die Nennung von Störquellen (Verkehr, Pumpen, Fluss) ist essentiell. Messprotokolle sind beigelegt. Damit die hier durchgeführte kurze Messung gute Ergebnisse erzielen kann, sollte während der Aufzeichnungsphase möglichst wenig „human noise“ in unmittelbarer Nähe des Seismometers herrschen, da bei der gegebenen kurzen Messdauer diese Störeinflüsse das Ergebnis stark beeinflussen können.

Vorgehen:

1. Aufbau des Seismometers
2. Einschalten der Batterie für den Vorverstärker. Die rote LED muss leuchten.
3. Einschalten des Laptops und Start der Software ‚SeismoNoise’. Setzen der Parameter (siehe Abschnitt Parametereinstellungen und Auslösen der Messung)
4. Starten der Messung in der Buttonleiste auf dem Startfenster. Es erscheint ein neues Fenster in dem der Name der Polarisationsanalysedatei *.POL und das Verzeichnis eingegeben werden kann. Die Datei der Rohdaten mit der Endung BIN wird im gleichen Verzeichnis erzeugt.
5. Die Messung startet nach dem Bestätigen der Eingabe mit OK.

6. Über die Tabs im Hauptfenster können die aufgezeichneten Daten in den verschiedenen Darstellungsarten betrachtet werden (siehe Abschnitt Programmelemente von SeismoNoise und darin ‚Die Tabs').
7. Im H/V-Fenster erscheint nach einigen Messsekunden die erste Kurve der spektralen Verhältnisse. Mit zunehmender Messdauer kann man hier beobachten, wie sich der spektrale Peak der Grundfrquenz herauskristallisiert.
8. Die Messung endet nach der angegebenen Zeit und die Dateien werden in das entsprechend festgelegte Verzeichnis geschrieben (Überprüfen!).
9. Messung beendet. Messprotokoll fertigstellen und das Messgerät sowie das Seismometer wieder abbauen.

AUSWERTUNG

AUFGABEN

1. Wo liegen f_0 in den verschiedenen Messungen?
2. Welches sind die gemessenen H/V Verhältnisse (Amplituden), was bedeuten sie ?
3. Wie unterscheiden sich die H/V-Messungen an den Teststandorten? Welches sind die wichtigsten Parameter und Voraussetzungen (an der Oberfläche und im Turm)?
4. Vergleicht die im Turm gemessene Fundamentalfrequenz mit einer groben Schätzung der theoretischen Resonanzgrequenz (10/Anzahl Etagen).
5. Wie variiert die Mächtigkeit der lockeren Schichten.
6. Stimmen die Resonanzfrequenz des Turms und die des Untergrundes überein? Wie wirkt sich das aus auf die Gefährdungsanalyse.

ANMERKUNGEN

Die oben gestellten Fragen sollen im Bericht nicht bloss beantwortet, sondern auch diskutiert werden. Aus dem Bericht muss hervorgehen, dass das Thema auch im Kontext verstanden worden ist!

LITERATUR

Fäh, D., Deichmann, D., Kind, F. und D. Giardini (2000). Von der Gefährdung zur Schadensabschätzung. SI+A, Nr.40, 857-861 (2000).

Kind F. (2002).Development of microzonation methods: application to Basel, Switzerland, Dissertation ETH No. 14548.

Kind, F., D. Fäh, S. Steimen, F. Salamí, D. Giardini (2000). On the potential of microtremor measurements. *Proc. XII World Conference on Earthquake Engineering, New Zealand, Feb. 2000*, Paper number 204.

Kudo K. (1995). Practical estimations of site response, State-of-the-Art report, In: *Proceedings of the Fifth International Conference on Seismic Zonation*, October 17 – 19, Nice, France, Ouest Editions Nantes, **3**, 1878 – 1907.

Stamm, G. (2006): Verwendung horizontaler Komponenten aus Bodenunruhe-Messungen zur Bestimmung von Dispersionskurven und S-Wellen-Profilen. Diplomarbeit, Institut für Geophysik, ETH Zürich.

ANHANG

MESSPROTOKOLL

ORT: DATUM: PROTOKOLLFÜHRER:
GERÄTENUMMER:
MESSPUNKT BEZEICHNUNG:
ZEIT: START: ENDE:
LAGEPLAN, BESCHREIBUNG GEWÄHLTER STANDORT
BEMERKUNGEN, BESONDERES, MÖGLICHE STÖRQUELLEN (NAHE BAUSTELLE, AUTOBAHN USW.):
UNTERGRUND (KIES, SCHOTTER, HUMUS USW.):
BESONDERE EREIGNISSE (FLUGLÄRM, PRESSLUFTHAMMER U. Ä.): ZEIT: EREIGNIS:

Geophysikalischer Feldkurs

Programmablauf des Feldkurses

Seismik (Explorationsseismik)

Seismik (Bodenunruhe)

Geoelektrik

Gravimetrie

Magnetik

Geothermik

Appendix

Electrical conductivity

1. Introduction

Rock formations exhibit significant contrast in electromagnetic properties compared to their neighboring formations. Understanding these contrasts helps for investigating the shallow subsurface of the Earth. A large part of the current that flows through the uppermost Earth's surface is attributed to electrolytic conduction induced by the movement of ions in the pore fluids. Ions move through the connected pore space (i.e., importance of the permeability of rocks and soil), along the grain boundaries, in cracks and joints, and practically never through the rock and the loose sediment matrix.

1.1 Theory

The purpose of electrical surveys is to determine the subsurface resistivity distribution by making measurements on the ground surface. It is usually done by injecting an electric current in the subsurface in one site and by recording the variation of current in another site. From these measurements, the true resistivity of the subsurface can be estimated. The ground resistivity is related to various geological parameters such as the mineral and fluid content, porosity and degree of water saturation in the rock. Electrical resistivity surveys have been used for many decades in hydrogeological, mining and geotechnical investigations. More recently, it has been used for environmental surveys. The fundamental physical law used in resistivity surveys is Ohm's Law that governs the flow of current in the ground. The equation for Ohm's Law in vector form for current flow in a continuous medium is given by:

$$J = \sigma E \qquad (1)$$

where σ is the conductivity of the medium, J is the current density, and E is the electric field intensity. In practice, what is measured is the electric field potential. We note that in geophysical surveys the medium resistivity ρ, which is equals to the reciprocal of the conductivity ($\rho=1/\sigma$), is more commonly used. The relationship between the electric potential and the field intensity is given by:

$$E = -\nabla\Phi \qquad (2)$$

Combining Equations 1 and 2, we get:

$$J = -\sigma\nabla\Phi \qquad (3)$$

The simplest case is a homogenous subsurface and a single point current source on the ground surface (Figure 1). In this case, the current flows radially away from the source, and the potential varies inversely with the distance from the current source. The equipotential surfaces have a hemispheric shape, and the current is perpendicular to the equipotential surface (Figure 1). Then, the potential is given by the following relationship:

$$\Phi = \rho I / (2 \pi r) \qquad (4)$$

where r is the distance of a point in the medium from the source electrode.

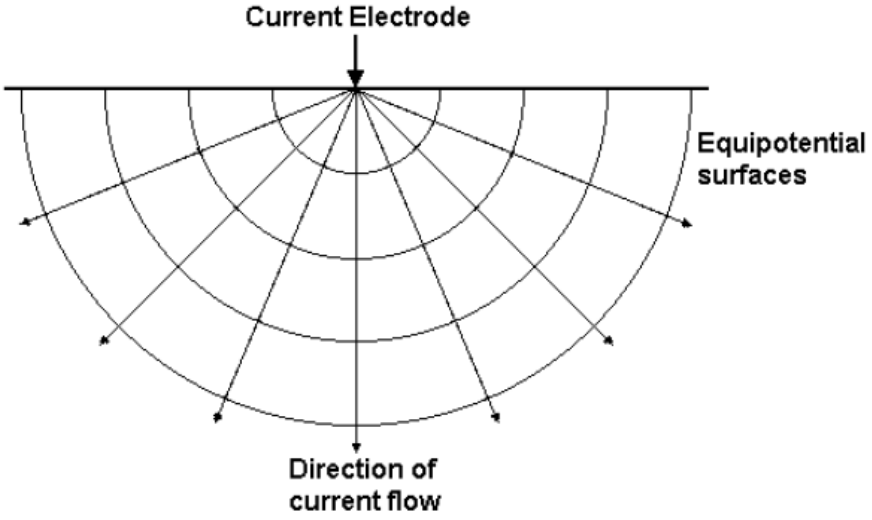


Figure 1: Flow of current from one point and its resulting potential distribution.

All resistivity measurements are obtained using at least two current electrodes (a positive and a negative current sources) (Figure 2). The potential values have a symmetric pattern about the vertical plan at the mid-point between the two source electrodes. The potential value in the medium from such a pair of electrodes is given by:

$$\Phi = \frac{\rho I}{2\pi}\left[\frac{1}{r_{c1}} - \frac{1}{r_{c2}}\right] \quad (5)$$

where r_{C1} and r_{C2} are distances of the point from the first and second current electrodes.

In practice, in all surveys the potential difference between two points (usually located on the ground surface) is measured. This leads to a classical arrangement of four electrodes as shown in Figure 2. In which case, the potential difference is given by:

$$\Delta\Phi = \Phi(M) - \Phi(N) \quad (6)$$

$$\Delta\Phi = \frac{\rho I}{2\pi}\left[\left(\frac{1}{R1} - \frac{1}{R2}\right) - \left(\frac{1}{S1} - \frac{1}{S2}\right)\right] = \frac{\rho I}{2\pi}\left[\frac{1}{R1} - \frac{1}{R2} - \frac{1}{S1} + \frac{1}{S2}\right] \quad (7)$$

where R1, R2, S1, and S2 are shown in Figure 2.

Using Equations 4 and 7, it is possible to link the potential value ($\Delta\Phi$) and the current (I) to the apparent resistivity (ρ_a):

$$\rho_a = k\,(\Delta\Phi / I) \quad (8)$$

or

$$\rho_a = \frac{2\pi\Delta\Phi}{I}\left[\frac{1}{R1} - \frac{1}{R2} - \frac{1}{S1} + \frac{1}{S2}\right] \quad (9)$$

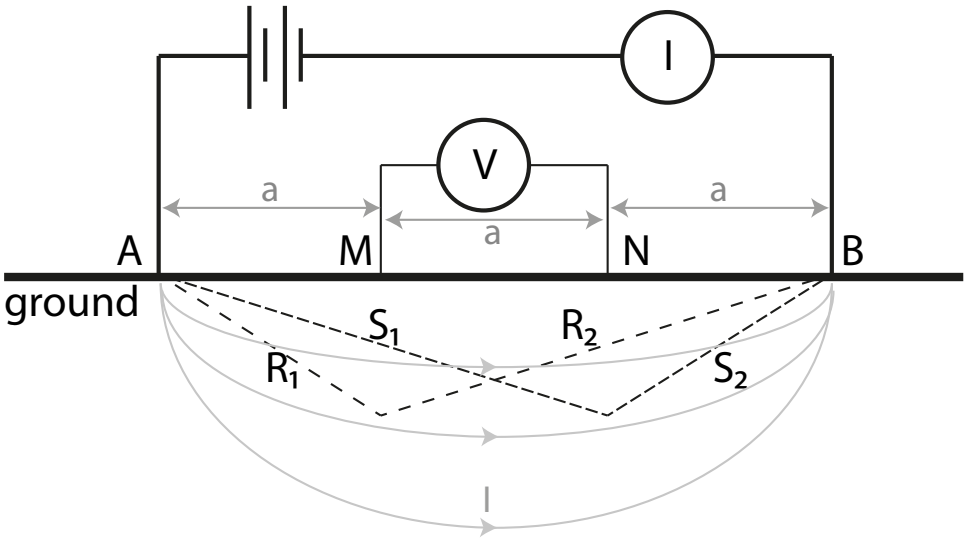


Figure 2: Schematic of four-electrode set up and lines of current flow (Wenner configuration). a is the distance between each electrode. I is the electric current from the current electrodes A and B. M and N denote the electrodes where the difference of potential is measured.

1.2 Various methods for geoelectric prospection

There exist many different methods for prospecting the resistivity of the subsurface. In most cases, a constant current is fed in the subsurface by a pair of electrodes like shown in Figure 2. At the same time, the generated potential difference is measured at two other electrodes as an electric field generated by the build-up of the potential difference. The separate electrode pair is necessary since unwanted polarization voltages due to high charge density can arise, if one tries to measure the potential difference with the current electrodes.

In addition to the potential difference, the injected current I is also measured in order to calculate the electric resistance according to Ohm's law (Equation 1). After taking into account the geometry of the electrodes' spacing, we obtain the apparent resistivity (Equation 9). This means that the distance between the current (injection, A and B) and potential (voltage, M and N) electrodes is important. If the electrodes are placed close to each other, the largest fraction of the current that will be measured flows in the uppermost layers of the earth, and one obtains an integrated value for the most shallow subsurface. On contrary, for largest electrode spacing, the current will flow in deeper layers, and one will thus sample the resistivity of deeper layers. Continually increasing the electrode spacing samples resistivities of successively deeper layers. In general, at least 50% of the current flow through rocks shallower than the current electrode spacing.

Many arrangements of the electrodes are used in geoelectric surveys (Figure 3). Each has advantages and disadvantages, particularly in the field deployment. The most common arrangements are the Schlumberger and Wenner methods.

The Schlumberger array requires to only moving the current electrodes while the measuring electrodes (voltage) stay fixed. The outer electrodes are displaced until little to no current difference can be measured by the voltage electrodes. To continue to sample deeper portion of the subsurface one needs to change the spacing between the voltage electrodes and to continue the experiment.

In the Wenner array, all the electrodes are moved at each measurement when using only four electrodes because the distance a between electrodes has to stay the same. This method is thus used for mapping at constant geometry. The target penetration depth depends on the separation of the current electrodes.

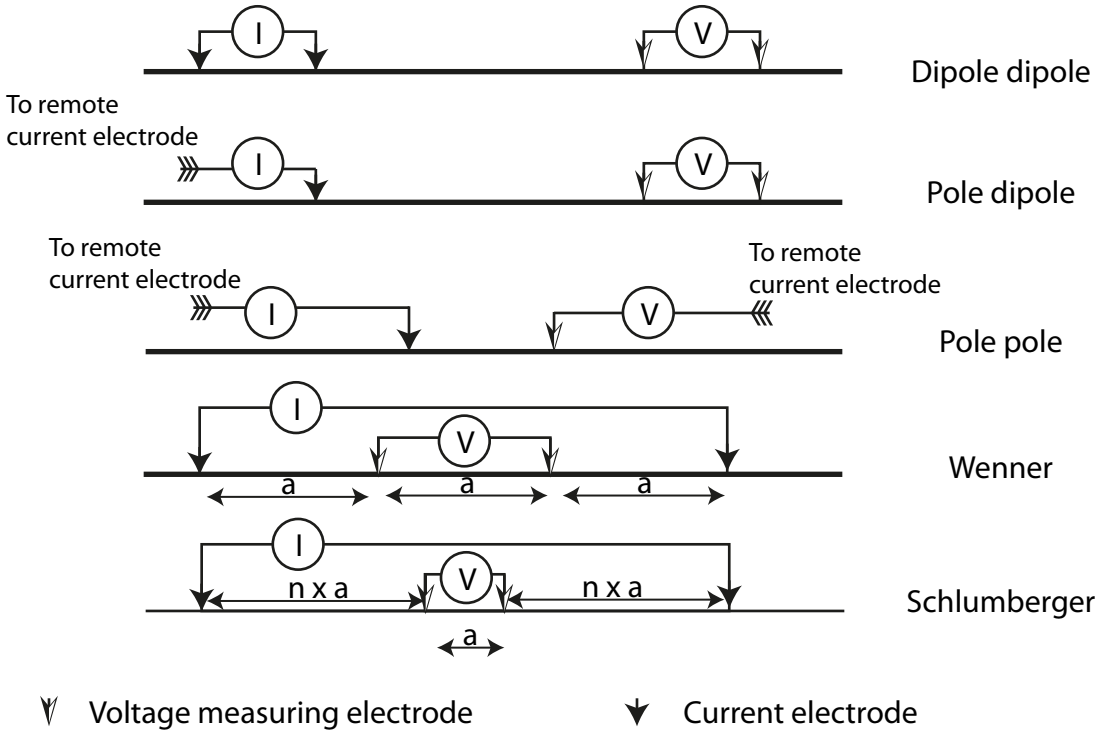


Figure 3: Examples of the most common electrode arrangements.

2. Electrical properties of earth materials

Electric current flows in earth material at shallow depth either through electronic conduction (i.e., the current flows via free electrons, like in metals) or electrolytic conduction (i.e., via the movement of ions in groundwater). In environmental and engineering surveys, electrolytic conduction is the most common mechanism.

The electrical resistivity for common geologic materials has been measured either in the laboratory or in the field (in situ). Figure 4 shows a compilation of the resistivity of some typical geological materials. One can see that the resistivity of rocks and soils covers a large range,

between 10^{-4} and 10^{9} Ω.m for the graphitic slate and schist, respectively. In addition, some materials have overlapping values like sandstone and limestone (Figure 4). Even though these are completely different geologic materials, without additional information (preliminary geological exploration, information from drilling or other geophysical methods, preliminary knowledge of the geologic setting), it is not always possible to use resistivity to differentiate rock types.

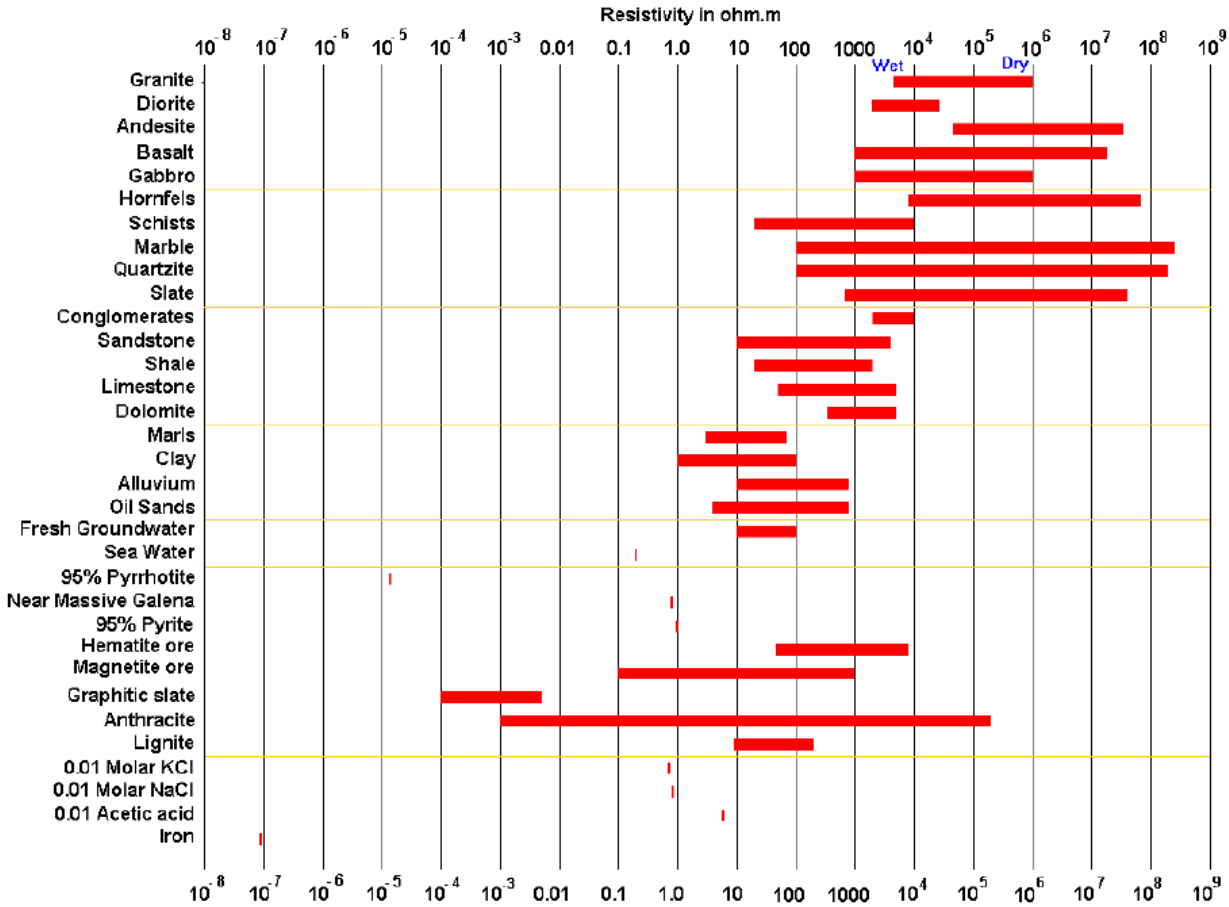


Figure 4: Resistivity of rocks and soils.

Moreover, the resistivity for a single material also covers a large range of values. This is the direct consequence of multiple factors such as the different degrees of pore fluid saturation. Small changes in the composition and content of the solutions in materials can be identified. Thanks to this specificity, resistivity surveys can be used in environmental studies.

The electrical resistivity of materials in the ground depends predominantly on:

- porosity
- degree of saturation in fluids
- composition of the solution within the pore spaces.

Typical near-surface materials such as clay, sand, silt, etc, can sometimes have reduced electrical resistance (so, an increased conductivity) because of a larger water content, a larger percentage

of dissolved substances in water (salts for example), a larger clay fraction, smaller grain size of the rock matrix, and increase temperature that reduces the viscosity of the liquid and therefore enhances ion transport. In general, resistivity is increased by compaction, and with concomitant reduction in porosity, and cementation. It is therefore important to note the condition of the soil before making a measurement (i.e., dry conditions compared to wet/muddy conditions) as this can strongly affect the results.

3. 1-D and 2-D resistivity surveys

3.1 1-D resistivity surveys

The 1-D resistivity surveys make use of the electrode configurations shown in Figure 3. In this type of survey, one considers a horizontally layered Earth structure (Figure 5) and tries to estimate the resistivity of each layer. The depth profile is obtained by increasing the distances between the electrodes in order to sample deeper layers. The measured apparent resistivity values are then normally plotted in a log-log graph paper (Figure 5). The apparent resistivities of the layers are found by comparing the measured data to curves of various known models. From them, one can try to constrain the type of rock/soil forming each layer.

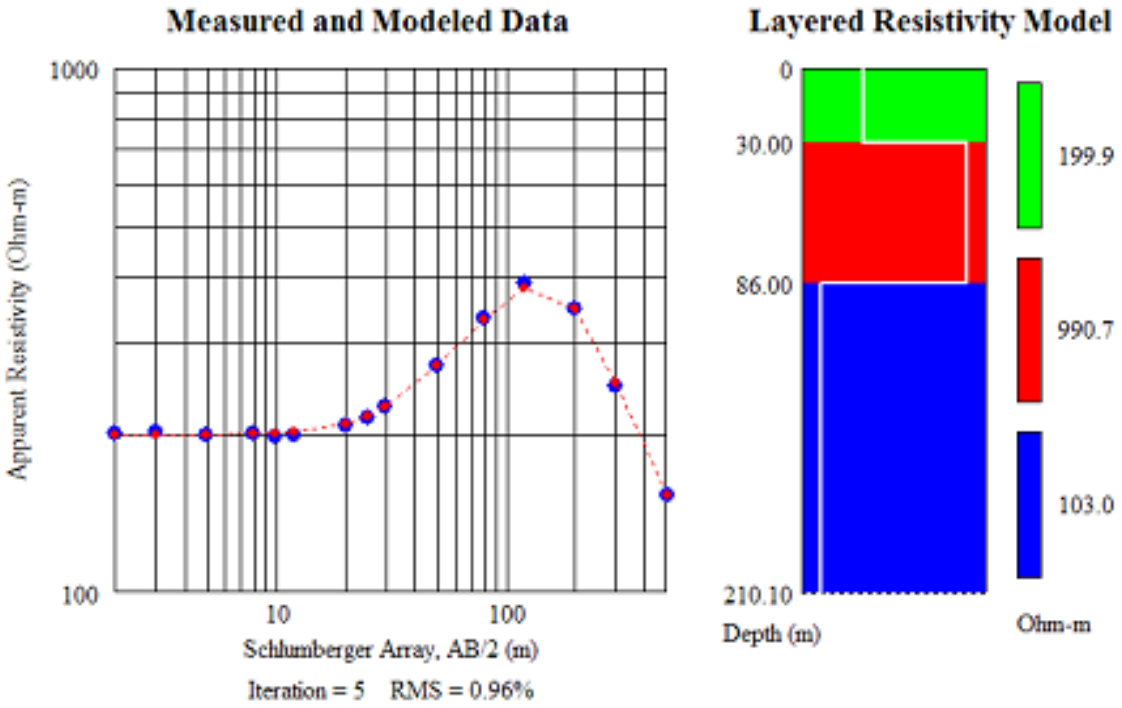


Figure 5: Example of a 1D resistivity analysis. Right) 1D resistivity profile of three layers. Left) log-log plot of the measured and modeled data.

The disadvantage of such approach is that it does not consider possible lateral changes in resistivity along the measured profile. Failure to include such effects of lateral changes can result in errors in the interpreted layer resistivity and/or thickness.

3.2 2-D resistivity surveys

In a 2-D resistivity survey the changes in resistivity in the vertical direction and in the horizontal direction are taken into account. However, it is assumed that the resistivity does not change in the direction perpendicular to the survey line.

Two-dimensional electrical imaging/tomography surveys are usually carried with a large number of electrodes as opposed to the simple configurations shown in Figure 3. Indeed, it is frequent to use 25 or more electrodes all connected to a multi-core cable (Figure 6). A field laptop together with an electronic switching unit is used to automatically select the relevant four electrodes of the chosen configuration. With this setup, a sequence of measurements is taken depending on the type of array and other survey parameters. Most of the field work consists in laying out the electrodes and the cables. After that, the measurements are taken automatically and stored in the field laptop.

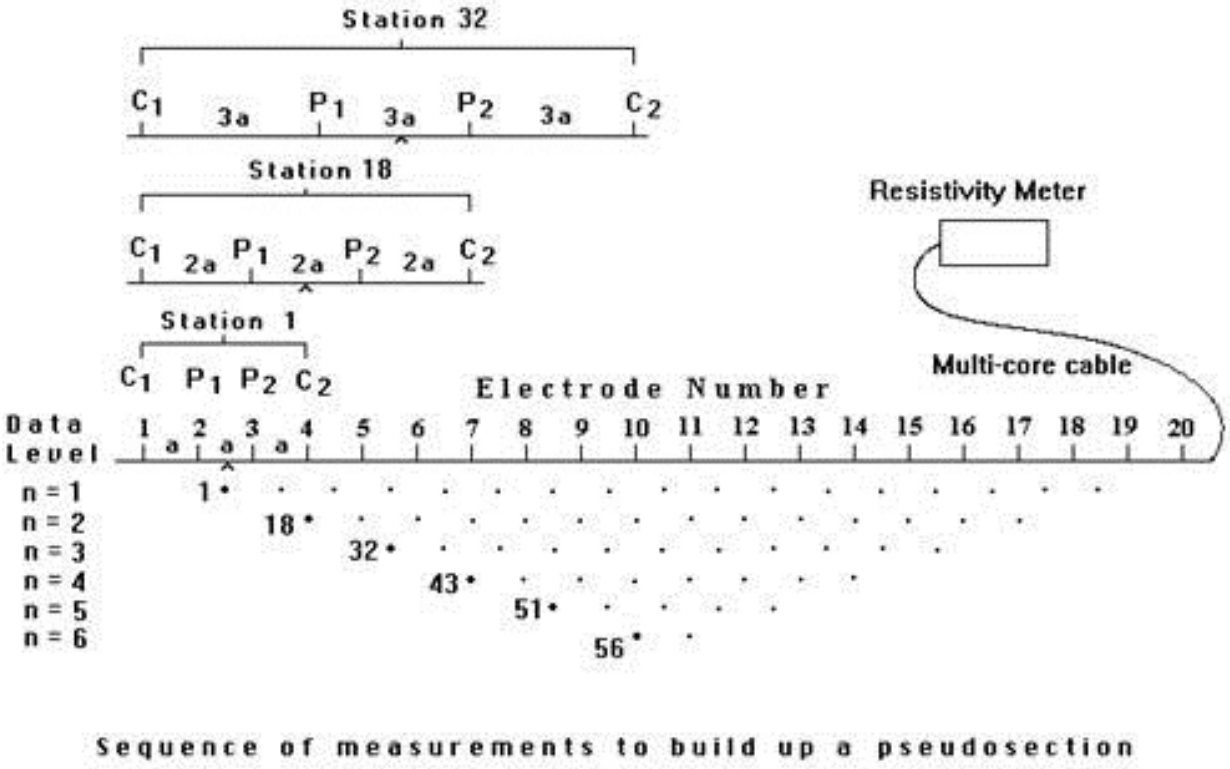


Figure 6: Example of the arrangement of 20 electrodes following the Wenner configuration for a 2-D imaging setup. C1 and C2 mark the position of the current electrodes. P1 and P2 indicate the potential/measuring electrodes.

For the first measurement, the two current electrodes are #1 and #4, and electrodes #2 and #3 are the measuring electrodes. The distance between each electrode is equal to a. For the second measurement the two current electrodes are #2 and #5, and the two measuring electrodes are #3 and #4. This approach is repeated down the line until electrodes 17, 18, 19, and 20 are used. After completing the first line with a "1a" spacing between electrodes, one can continue the measurements by taking a larger spacing of "2a". In this case, the first set of electrodes is 1, 3, 5, and 7 (Figure 6). By increasing the spacing we can sample deeper part of the subsurface. Similarly, once the second line is completed, the spacing can increase to "3a" by using electrodes 1, 4, 7, and 10. The same process is repeated for measurements with "4a", "5a", etc until the number of electrodes becomes insufficient.

With the field laptop it is possible to follow the acquisition of the results by using a pseudo-section contouring method. In this case, the horizontal location of the point is placed at the mid-point of the set of electrodes used to make the measurement (Figure 6). The vertical location of the plotting is placed at a distance that is proportional to the separation between electrodes. The pseudo-section method gives a very approximate picture of the true subsurface resistivity distribution. However, this stays a distorted image of the subsurface because the shape of the contours depends on the type of array used as well as to the true subsurface resistivity.

The pseudo-sections are the starting points for further data inversions. In the field course, such inversions make use of existing programs. In principle the inversion of the measured data has the goal of minimizing the discrepancy between the measured and synthetic (computed) data. From the inversions one can estimate the type of rock/soil and thickness of layers mapped with the 2-D experiment.

Tabelle 1

Spezifischer Widerstand von Sedimentgesteinen in Ohmmeter (Ωm)

Die Leitfähigkeit ist in hohem Masse abhängig von der Porosität und des Gehalts an Porenwasser. Dies muss besonders bei Lockergesteinen beachtet werden. Geschieferte Gesteine haben oft senkrecht zur Schieferung einen bis 100-mal grösseren spezifischen Widerstand als parallel zur Schieferung.

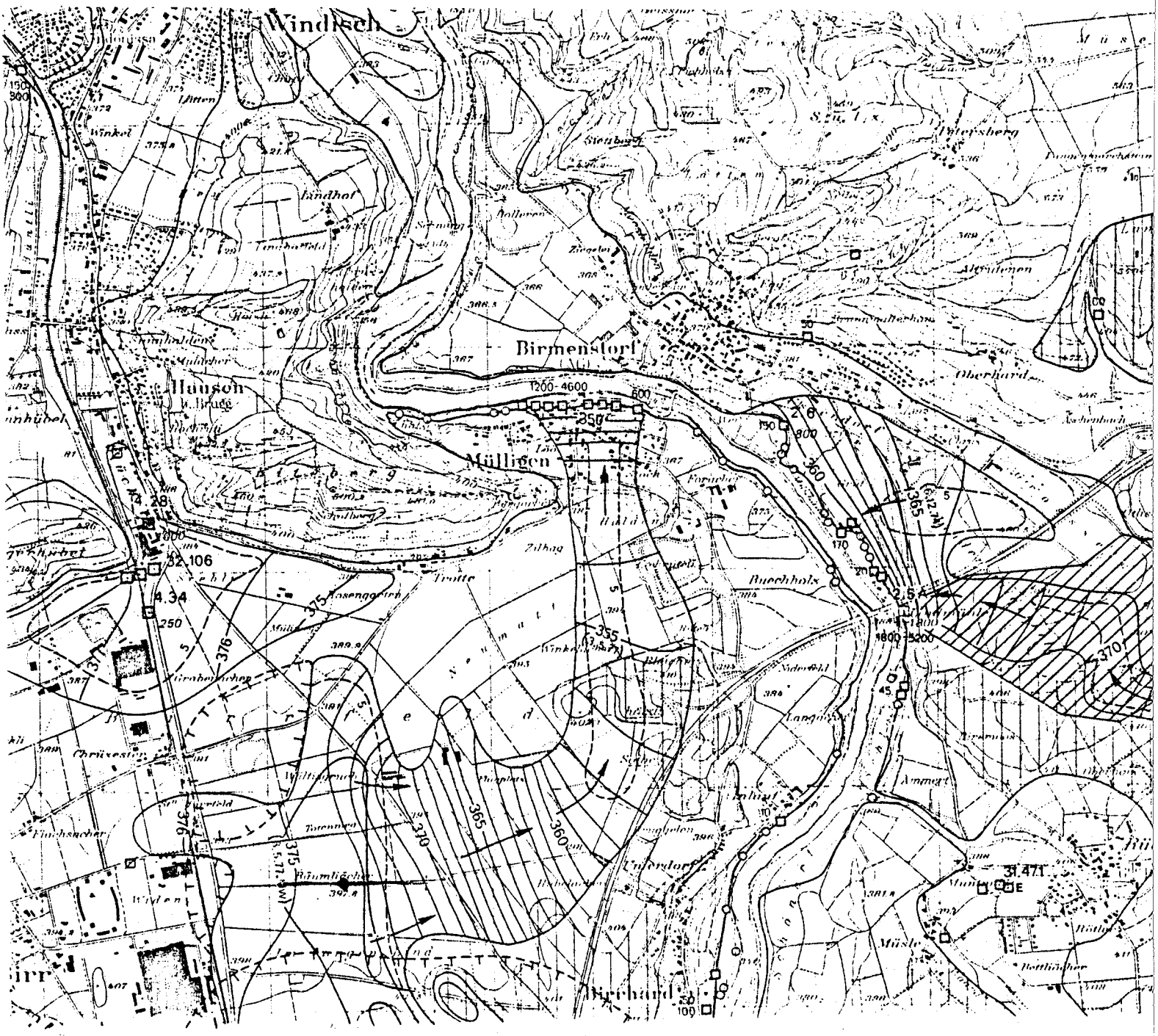
Mineralien	Ωm
Graphit	10^{-5}
Magnetit	10^{-2}
Pyrit	10^{-5}–10^{-2}
Bleiglanz	10^{-5}–10^{-1}
Hämatit	10^{-2}–10
Quarz	10^{10}–10^{14}
Kalzit	10^{13}
Glimmer	10^{8}–10^{14}
Hornblende	10^{7}
Wasser, destilliert	10^{5}
Meereswasser, 20° C 35% Salzgehalt	0.2
Steinsalz	10^{5}
Schwefel	10^{15}–10^{17}
Eruptivgesteine	
Granit	10^{5}–10^{6}
Diorit	10^{6}
Gabbro	10^{4}–10^{5}
Lava	10^{2}–10^{4}
Metamorphe Gesteine	
Grüngestein	10^{3}–10^{4}
Amphibolit	10^{5}–10^{7}
Gneis	10^{6}–10^{8}
Marmor	10^{6}–10^{8}

Sedimentgestein	Ωm
Trockener Sand	2500-10^{4}
Schotter ohne Grundwasser	300-5000
Schotter mit Grundwasser	100-600
Seekreide	20-60
Torf	20-40
Anthrazit	1-10^{4}
Petrol – Rohöl	10^{9}–10^{16}

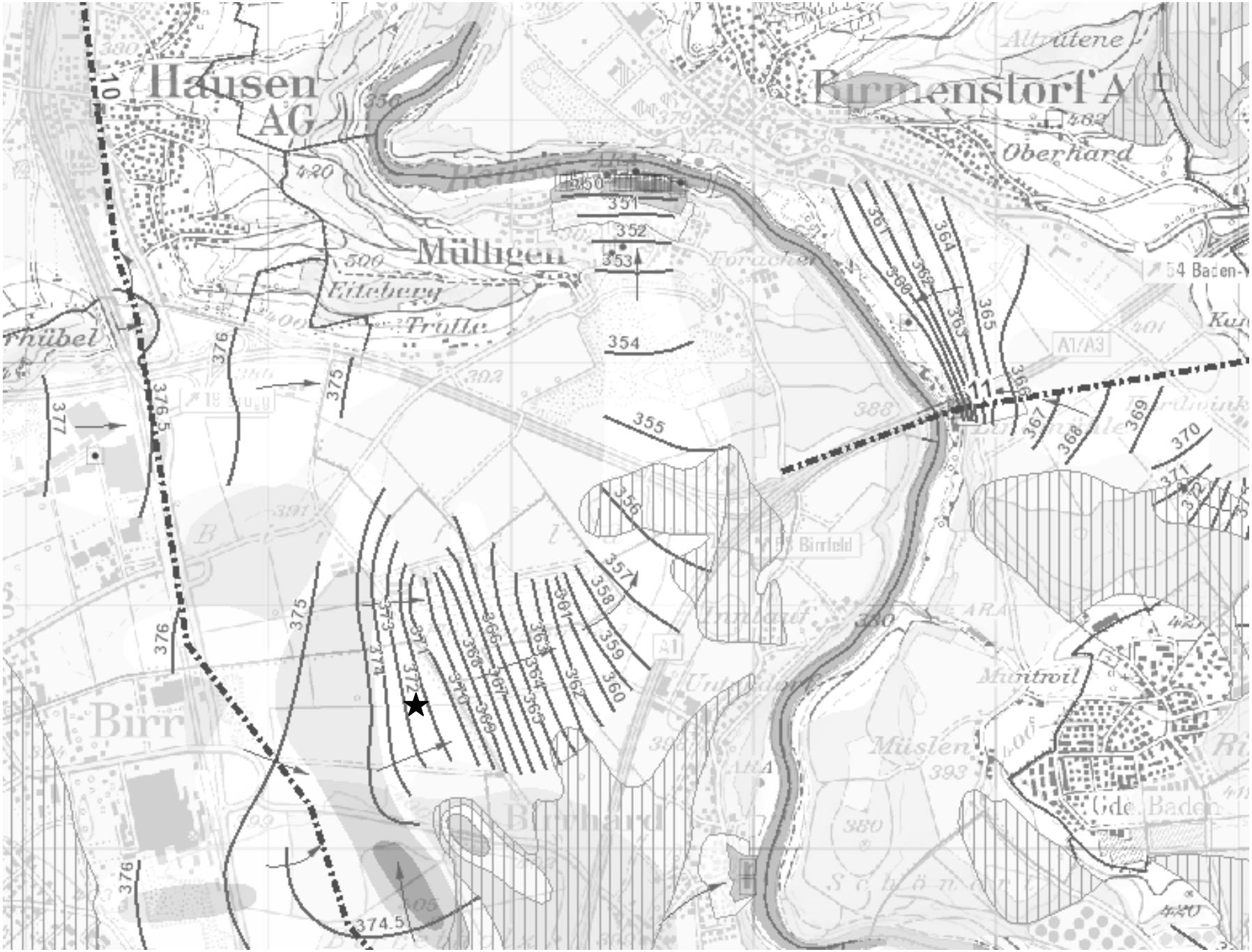
Sedimentgesteine im NW Kanton Zürich
(Messungen im Feld, 1959, O. Friedenreich)

Lehme	10-50
Grundmoränenlehm	25-100
Ton, mesozoisch	5-35
Keuper- und Liasmergel	30
Effingermergel	70-75
Molasse, mergelreich	25-100
Molasse, sandsteinreich	25-200
Kalke	50-1700
Muschelkalke	650-1600
Mergelkalke	100
Schotter, verkittet	200-3000
Kiese	35-2200

Ausschnitt aus Grundwasserkarte
des Kanton Aargau. 1:25'000



Ausschnitt aus der Grundwasserkarte des Kantons Aargau (Stern = Messgebiet)



Geophysikalischer Feldkurs

Programmablauf des Feldkurses

Seismik (Explorationsseismik)

Seismik (Bodenunruhe)

Geoelektrik

Gravimetrie

Magnetik

Geothermik

Appendix

G R A V I M E T R I E

E. Klingelé
Ch. Hollenstein

27 September 2005, with modifications by J. van Hunen

Einleitung

Die Gravimetrie beruht auf der Messung der Schwerebeschleunigung g, auch kurz Schwere genannt. Man unterscheidet absolute und relative Schweremessungen. Während die modernen absoluten Messungen eine Genauigkeit von $3 \cdot 10^{-8}\,\mathrm{ms}^{-2}$ haben, erreicht man mit relativen Schweremessungen eine Genauigkeit von 10^{-7} bis $10^{-8}\,\mathrm{ms}^{-2}$. Theorie und Praxis haben gezeigt, dass man verlässliche Schlüsse auf die Massenverteilung im Untergrund nur ziehen kann, wenn die Schwereunterschiede mindestens mit einer Genauigkeit von $10^{-7}\,\mathrm{ms}^{-2}$ bekannt sind.

Die Messinstrumente bezeichnet man als Gravimeter. Sie beruhen fast alle auf dem Prinzip der Federwaage und lassen sich auf die Theorie des einarmigen Hebels zurückführen.

Die cgs-Einheit der Schwerebeschleunigung ist 1 cm sec^{-2}. Zu Ehren von GALILEI bezeichnet man sie gegenwärtig mit „Gal“. Schwereunterschiede gibt man meistens in 10^{-3} Gal = 1 Milligal (mgal) an. 1 mgal ist ungefähr 10^{-6} g. Nach internationalem Beschluss wird die Schwere zukünftig nicht mehr in mgal, sondern in $10^{-5}\,\mathrm{ms}^{-2}$ - Einheiten angegeben.

Das Schwerefeld der Erde

Die Schwerebeschleunigung g am Beobachtungsort setzt sich aus verschiedenen Anteilen zusammen. Man unterscheidet:

1. g_E = Anziehung der gesamten Erdmasse
2. g_Z = Zentrifugalbeschleunigung infolge der Erdrotation
3. g_{tide} = Einfluss der Himmelskörper, insbesondere von Sonne und Mond, auch Gezeitenwirkung genannt (engl.: tides)

Es gilt:

$$g = g_E + g_Z + g_{tide}$$

Die Schwere g nimmt vom Äquator zum Pol um etwa 5.2 Gal zu und hat im Mittel einen Wert von 980.6 Gal (ETH Hönggerberg (HIL A 55.4): 980.647967 Gal; Paris (Sèvres): 980.92590 Gal). Die Zunahme mit wachsender geographischer Breite ϕ hat zwei Ursachen:

1. Infolge der Rotation wurde die Erde zu einem abgeplatteten Rotationsellipsoid deformiert. Wegen der Abplattung nimmt g mit der geographischen Breite ϕ um ~1.8 Gal zu.

2. Die nach aussen gerichtete Zentrifugalbeschleunigung g_Z wird mit wachsender Breite wegen der Abnahme des Dreharms kleiner. Das bewirkt eine Zunahme von g um ~3.4 Gal.

Die an der Erdoberfläche gemessene Schwerebeschleunigung wird mit der Schwere eines Modells der Erde verglichen. Abweichungen von der Normalschwere bezeichnet man als Schwereanomalien.

Allgemeines über die Deutung der gravimetrischen Auswertung und ihre grundsätzliche Einschränkung

Ziel der gravimetrischen Auswertung ist es, aus den Schwereanomalien Auskünfte über die Verteilung der im Untergrund verborgenen Störungsmassen zu erhalten. Man denkt hierbei an ihre Gestalt, ihren Ort und ihre Tiefe und setzt die Dichteunterschiede als bekannt voraus.

Da es aus potentialtheoretischen Gründen unendlich viele Massenverteilungen gibt, die dieselbe Schwereanomalie hervorrufen, ist die Auswertung im mathematischen Sinn unendlich vieldeutig. Vielfach kann man jedoch aus geologischen Untersuchungen obere und untere Grenzen für die möglichen Dichteunterschiede angeben und erhält dann aus den Schwereanomalien Abschätzungen über das Volumen und die Mächtigkeit der Störungsmasse. Ergänzt man die Schweremessungen mit seismischen Verfahren, so kann man recht sichere Aufschlüsse aus Messungen des Schwerefelds erhalten.

Beispiele:

Aufgefülltes Tal unter einer Ebene:
Unter der Voraussetzung, dass Felsuntergrund und Schotterauffüllung eine homogene, bekannte Dichte ρ_F bzw. ρ_S besitzen, kann die Form der Talfüllung angenähert bestimmt werden (Fig. 1).

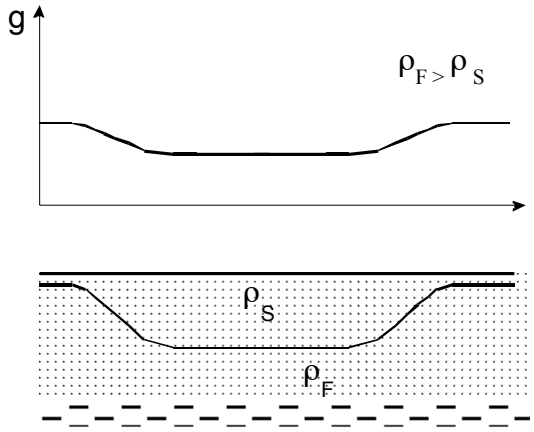


Fig. 1 Talfüllung mit Lockersedimenten

Lokalisierung einer Antiklinale:
Sind ρ_1 und ρ_2 konstant und verschieden, so kann man die Lage der Antiklinale in Profilrichtung bestimmungen (Fig. 2).

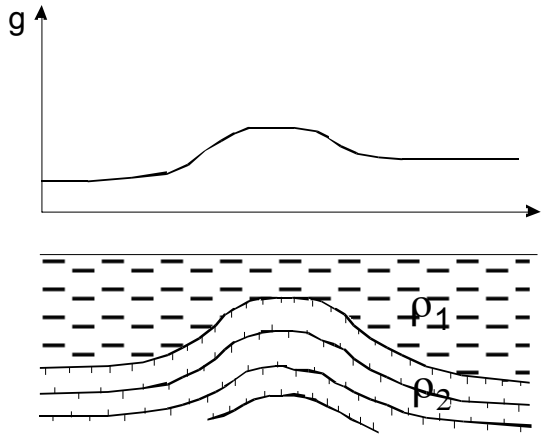


Fig. 2 Antiklinale

Bestandteile des Schwerefeldes

Der Schwerewert, den man an einem Beobachtungsort P in der Höhe h über NN messen kann, setzt sich aus zeitlich unveränderlichen und zeitlich veränderlichen Bestandteilen zusammen.

Zeitlich unveränderliche Bestandteile:

1. Normalschwere : $g_{\text{normal}}^{(\phi)}$

Die Normalschwere bezieht sich auf eine normalisierte Erde. Ihre Figur ist ein abgeplattetes Rotationsellipsoid, auch Erdellipsoid genannt, das im Allgemeinen um weniger als ± 100 m von einer Äquipotentialfläche im Meeresniveau abweicht. Für die Abhängigkeit der Normalschwere $g_{normal}^{(\phi)}$ von der geographischen Breite ϕ gilt die Schwereformel:

$$g_{normal}^{(\phi)} = g_{Äqu}\left(1 + b\sin^2\phi - \beta\sin^2 2\phi\right)$$

mit $g_{Äqu}$ = Schwere am Äquator

Die Abmessungen des Erdellipsoids sind mehrmals berechnet worden. Eine Übersicht über die für Europa wichtigen Erdellipsoide sowie über die Koeffizienten der Schwereformeln gibt Tab. 1. Nach internationalem Beschluss werden in Zukunft die Schwerewerte auf die Schwereformel nach dem „Geodätischen Referenzsystem“, WGS 84, bezogen.

Tabelle 1: Erdellipsoide

Ellipsoid	Äquatorradius a [km]	Polradius c [km]	Abplattung $\frac{a-c}{a}$	Äquatorschwere $g_{Äqu}$ (Gal)	b	β
Internationales Ellipsoid, 1930	6378.3880	6356.912	1/297 (genau)	978.0490	5.2884×10^{-3}	5.87×10^{-6}
Krassowski, 1938	6378.245	6356.863	1/298.3	978.0490	5.3029×10^{-3}	5.85×10^{-6}
IUGG-Ellipsoid „Geodetic Reference System“ Zürich, 1967	6378.388.160	6357.0022	1/298.25	978.0318	5.3024×10^{-3}	5.87×10^{-6}
IUGG-Ellipsoid Grenoble, 1975	6378.140	6356.755	1/298.257	978.0320	5.30233×10^{-3}	5.89×10^{-6}
WGS 84	6378.137	6356.752	1/298.257222	978.0326772	5.30233×10^{-3}	5.89×10^{-6}

2. Einfluss der Stationshöhe (= Niveau- oder Freiluftwirkung): $(\Delta g)_{Frei}$

$$(\Delta g)_{Frei} = -\frac{2g_{normal}^{(\phi)}}{r_E}\,h \approx -0.3088\,\text{mgal/m}$$

bei ϕ = 45°
mit h = Höhe über NN
und r_E = mittlerer Erdradius

Dieser Freiluftgradient gilt für den Näherungsfall, dass die Erde eine Kugel ist.

3. Wirkung der zwischen dem Stationsniveau und dem Bezugsniveau (i.a. Meeresniveau) liegenden Gesteinsplatte (= Bouguer-Platte): $(\Delta g)_{BPl}$.

Es gilt: $(\Delta g)_{BPl} = 2\pi G \rho h$

Merke: 1 mgal ist z.B. die Schwerewirkung einer 10 m mächtigen Gesteinsplatte mit der Dichte 2.39 gcm^{-3}

4. Einfluss der Geländegestalt (= Gelände- oder topographische Wirkung): $(\Delta g)_{Top}$. Die Bestimmung der topographischen Wirkung wird auf S. 6 beschrieben.

5.-6.Einfluss der variablen Schwerewirkung des Mondes und der Sonne (Gezeiten)

Zeitlich veränderlicher Bestandteil:

Einfluss der Bewegungen von Sonne und Mond = Gezeitenwirkung: $(\Delta g)_{tide}$.

Die Gezeitenwirkung beruht auf der kombinierten Wirkung der Zentrifugal- und Gravitationskräfte der Erde und des gezeitenerzeugenden Gestirns (Mond und Sonne). Während die Zentrifugalkräfte des Systems Erde – Mond (Sonne) konstant sind (Revolution ohne Rotation), hängen die Gravitationskräfte vom Abstand der Messpunkte zum Mond (Sonne) ab. Dadurch gibt es zwei „Flutberge“ an einem Tag: Bei dem einen überwiegt die Gravitationskraft, bei dem anderen die Zentrifugalkraft. Die Schwankung der Mondgezeiten kann bis zu 0.2 mgal, die der Sonnengezeiten bis zu 0.09 mgal betragen. Bei Neu- und Vollmond addieren sich die beiden Wirkungen (Springflut), so dass 0.29 mgal erreicht werden. Bei Halbmond (Nippflut) betragen die Gezeiten dagegen nur 0.11 mgal. Die Periode der Mondgezeiten beträgt etwa 12.5 Stunden, die der Sonnengezeiten 12 Stunden. Die Gezeiten weichen für kleinere Zeitintervalle als zwei Stunden um nicht mehr als 0.01 mgal vom linearen Verlauf ab.

Die Reduktion der Schweremessungen

Um auf vergleichbare Schwerewerte zu kommen, muss man sie mit einem Modell vergleichen. Hierzu müssen die Einflüsse 1. bis 6. bestimmt und von der gemessenen Schwere $g_{beobachtet}$

abgezogen werden. Diese Rechnung bezeichnet man als Schwerereduktion. Das Ergebnis wird BOUGUERsche Schwereanomalie g_{Boug} genannt:

$$g_{Boug} = g_{beo} + (\Delta g)_{tide} - [\, g^{(\phi)}_{normal} - (\Delta g)_{Frei} + (\Delta g)_{BP1} - (\Delta g)_{Topo} \,]$$

Die Schwerereduktion stellt keine Schwerekorrektion dar, sondern eine Umrechnung auf Schwereunterschiede, die man mit einem theoretischen Modell messen würde. Daraus ergibt sich, dass die Genauigkeit der reduzierten Schwereanomalie von dem angenommenen Modell der Massenverteilung in der Umgebung der Messpunkte, insbesondere zwischen dem Stationsniveau und der Bezugsfläche, abhängt. Von besonderer Bedeutung ist die richtige Abschätzung der Gesteinsdichte.

Prinzip der topographischen (= Gelände-) Reduktion:

Die topographische Wirkung kann man mit denselben Methoden berechnen, mit denen man die Schwerewirkung beliebig gestalteter Massen bestimmt. Häufig genügt es, die sichtbaren Massen durch Prismen mit quadratischem Querschnitt zu ersetzen und die Wirkungen aller dieser Massenelemente zu summieren.

Zur Ermittlung der Geländegestalt teilt man die Umgebung des Messortes in verschiedene Zonen ein:

Zone 0 - 2.5 km Korrektur mit DTM mit quadratischer Masche von 25 x 25 m
Zone 2.5 - 26 km Korrektur mit DTM in geografischen Koordinaten mit Masche von 1° x 1°
Zone 26 - 167 km Korrektur mit DTM in geografischen Koordinaten mit Masche von 3° x 3°
Die Korrekturen erfolgt in der Regel anhand eines digitale Gelände Modell (DTM)

Feldarbeiten

1. Auswahl und Vermessung der Messpunkte

Die grössten Fehler der Schwere ergeben sich bei der Reduktion durch Höhenfehler. Daraus folgt, dass für die Höhenbestimmung des Messpunktes hautpsächlich Nivellement in Frage kommt. Für die Lagekoordinaten genügt eine Genauigkeit von etwa 1.2 m (0.001 mgal).

Die Vermessung der Messpunkte und der umliegenden Topographie erfordert wesentlich mehr Zeit als die Schweremessungen mit dem Gravimeter. Bei der Anlage des Profils muss man darauf achten, dass in der Umgebung keine Massenverlagerungen vorkommen.

LaCoste & Romberg - Gravimeter

LaCoste & Romberg - Gravimeter beruhen auf dem Prinzip eines langperiodischen Seismometers. Fig. 3 zeigt schematisch den Aufbau eines solchen Gerätes.

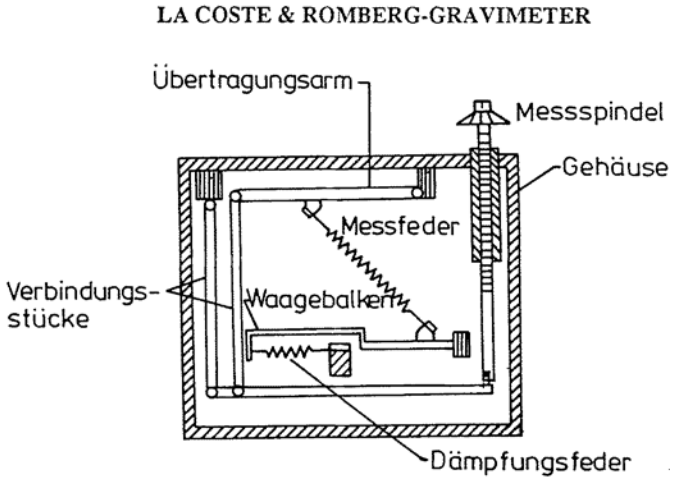


Fig. 3 Prinzip des LaCoste & Romberg - Gravimeters nach Hartley

Es handelt sich im Wesentlichen um eine astasierte Federwaage, die aus einer Metallegierung gefertigt und mit Hilfe eines Thermostaten auf einer konstanten Messtemperatur gehalten wird.
Für vollständiges Gleichgewicht muss das Gesamtdrehmoment des Systems (welches sich zusammensetzt aus dem Drehmoment der Schwerkraft und dem rücktreibenden Drehmoment des Federsystems) gleich 0 sein. Das Drehmoment der Ablesefeder muss jeweils vergrössert/verkleinert werden, bis das System wieder bei waagrechtem Balken im Gleichgewicht ist. Die Grösse der Veränderung des Drehmoments der Ablesefeder ist ein Mass für die Änderung der Schwere g.
Bei der Messung wird der Zeiger des Instrumentes, der durch ein Fernrohr beobachtet werden kann, stets in Nullage eingespielt. Dies erreicht man durch Verstellen der Messspindel, die am oberen Ende der Hauptfeder angreift. Die Stellung der Messspindel ist ein Mass für die Schwere.
Da das Gravimeter die Komponente der Schwere in Richtung der Instrumentenachse misst, wird das Gravimeter mit Hilfe von eingebauten Libellen vertikal gestellt. Bei vertikaler Lage des Gravimeters ist die gemessene Schwere am grössten.
Um Ausdehnung und Kontraktion der Metallteile zu verhindern, wird der Innenraum des Instrumentes mit einem Thermostaten immer auf einer konstanten Geräte-spezifischen Temperatur (ca. 50 °C) gehalten. Die Instrumente besitzen zudem einen kapazitiven Abgriff der Messlage des Waagebalkens, Dämpfungseinrichtungen zur Unterdrückung der hochfrequenten Bodenunruhe sowie ein Galvanometer an der Oberseite des Gerätes, welches dem Beobachter die Nullpunkt-Ablesung erleichtert. Die Drift der Instrumentenfeder ist kleiner als 1mgal pro Monat. LaCoste & Romberg - Gravimeter gibt es in zwei verschiedenen Ausführungen:

- G-Modelle (Messbereich > 7000 mgal, Ablesegenauigkeit 0.01 mgal)
- D-Modell → Mikrogal-Gravimeter (Messbereich 200 mgal, Messgenauigkeit bis 1μgal)

Im Praktikum wird ein LaCoste & Romberg-Gravimeter (Modell D) mit elektronischem Feedbacksystem und einer Ablesegenauigkeit von 0.0015 (mgal) $\approx 10^{-9}$ g verwendet.
Dieses Gerät lässt sich Schwereunterschiede bis zu 200 mgal messen.

Zeitlicher Gang (Drift)

Die Gravimeter-Messwerte sind mit einem zeitlichen Gang behaftet. Die Ursachen liegen zum Teil in den periodischen Gezeitenschwankungen, aber hinzu kommen auch elastische Nachwirkungen, nicht erfasste Temperatur- und Luftdruckeinwirkungen, Justierungsfehler und Erschöpfung der Stromquellen. Den zeitlichen Gang kann man eliminieren, wenn man hinreichend viele Wiederholungsmessungen macht. Hierzu eignen sich z.B. Stern- und Schleifenmessungen oder Sprungstepp-Verfahren.

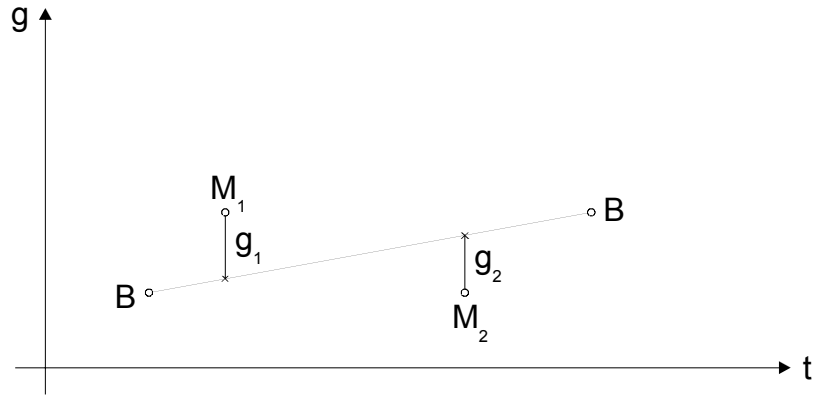


Fig. 4: Zur Eliminierung des zeitlichen Ganges

Aufgrund der doppelten Messung an der Basisstation B erhält man eine angenäherte Driftkurve, wenn man die Punkte B – B geradlinig verbindet. Die wahren Schwereunterschiede in M_1 und M_2 gegenüber B sind g_1 und g_2.
Die Drift des LaCoste & Romberg-Gravimeters ist relativ klein (< 1 mgal pro Monat).

Die gravimetrische Methode wird haupsächlich in der Ölschürfung verwendet, um geologische Strukturen zu ermitteln, die potentielle Hydrokarbon-Reservoirs enthalten könnten. Dieser Verwendungszweck macht 99% aller Anwendungen dieser Methode aus. Da immer schwerere Gebäude, grössere Autobahnen und schnellere Züge konstruiert werden, erscheint die Detektion von unbekanntem Untergrund aus Sicherheitgründen immer notwendiger.

Erreichbare resp. erforderliche Genauigkeiten einzelner Faktoren

Die tatsächliche Genauigkeit der gemessenen Werte wird durch verschiedene Faktoren verschlechtert. Die Ungenauigkeit der Horizontierung, instabiler Boden und nicht konstante Umgebungsbedingungen können schnell einmal zu Ungenauigkeiten von 3–10 μgal führen. Die Messungen sind also „so genau wie möglich“ durchzuführen (→ gute Horizontierung, Instrument und Beobachter bei jeder Messung gleich plaziert, ...).

Die *Genauigkeit der Gezeitenkorrektur* beträgt ca. 3-5 μgal; sie ist am grössten bei maximalem Korrekturbetrag (→ Fehler nimmt proportional zur Grösse der Korrektur zu).

Damit die Gesamt-Genauigkeit des Resultates (der Anomalie) durch die Ungenauigkeit der Reduktionsterme nicht mehr wesentlich (→ mehr als 2–3 μgal) verschlechtert wird, sollten letztere eine Genauigkeit < 2–3 μgal haben. (Es wird < 2 μgal genommen, dann ist auch die relative Genauigkeit $\left(\sqrt{2}\cdot\sigma\right)$ kleiner als 3 μgal.)

Das bedeutet für die erforderlichen Genauigkeiten der geometrischen Messungen, der Zeit und der Dichte:

Messgrösse	wird gebraucht für Berechnung von	erforderliche Genauigkeit	Begründung
Lage der Schweremesspunkte	Normalschwere	2.3 m (in Nord-Süd-Richtung)	1 m Nord-Süd-Änderung bewirkt eine Änderung der Normalschwere um ca. 0.84 μgal.
Höhe der Schweremesspunkte	Freiluft-Wirkung, Bouguer-Plattenwirkung	6 mm relativ zueinander	Eine Höhenänderung von 1 m bewirkt eine Änderung der Freiluftwirkung um ca. 0.3 mgal. Da die Bouguer-Plattenwirkung kleiner ist als die Freiluftwirkung, genügt dort die Höhengenauigkeit von 6 mm sowieso.
Lage der Topographiepunkte	Wirkung der Topographie	Nahbereich: ab 1 m: > 8 cm ab 2 m: > 60 cm ab 5 m: > 1 m relativ zu den Schweremesspunkten	Unter der Annahme einer maximalen lokalen Steigung von 45 %, würde bei einem Lagefehler von 30 cm eine um 30 cm falsche Höhe für die registrierte Lage resultieren. Mit Hilfe der Formel für die Berechnung der Topographiewirkung wurde geschaut, ab welcher Höhenänderung die Differenz der Schwerewirkung > 2 μgal ist.
Höhe der Topographiepunkte	Wirkung der Topographie	Nahbereich: ab 1 m: > 8 cm ab 2 m: > 60 cm ab 5 m: > 1 m relativ zu den Schweremesspunkten	siehe 2. Satz oben
Zeitpunkt der Messung	Gezeitenkorrektur	3 min	Maximale vorkommende Änderung der Gezeitenwirkung gemäss Gezeiten-Korrektur-Tabelle: 8 μgal in 15 min
Dichte	Bouguer-Plattenwirkung, Wirkung der Topographie	Für 1 m Höhenunterschied zwischen zwei Messpunkten: 0.04 g/cm^3	gemäss Formel für die Bouguer-Plattenwirkung. Da die Dichte kaum so genau bekannt ist, muss sie bei der Auswertung solange variiert werden, bis eine Lösung gefunden ist, bei der die Anomalien nicht mehr mit den Höhen korreliert sind.

Bruttodichte von Gesteinen (nach GASSMANN, 1962 und DALY et al., 1966)

		Bruttodichte in $\frac{g}{cm^3}$
Lockere Sedimente		
Verwitterungslehm und Erde		1,4 - 2,2
Schotter (Kies und Sand, z.T. mit Lehm, lokal verkittet)	trocken	1,5 - 2,3
	nass	1,9 - 2,5
Schutt (Bergsturz und Gehängeschutt)		1,5 - 2,5
Moräne		2,0 - 2,6
Verfestigte Sedimente		
Sandstein		2,0 - 2,6
Mergel		2,0 - 2,6
Konglomerate (Molassenagelfluh)		2,4 - 2,75
Mergelige Kalke, Kalke, Kieselkalke		2,3 - 2,7
	meist	2,55 - 2,65
Dolomite		2,6 - 2,8
Anhydrit		2,8 - 3,0
Gips		2,2 - 2,4
Steinsalz		2,0 - 2,3
Flysch (Mergelschiefer bis Kalkphyllite, Sandsteine Breccien, Quarzite, Sandkalke, Kalke, Tonschiefer)		2,3 - 2,6
Ergussgesteine		
Rhyolith		2,2 - 2,6
Trachyt		2,3 - 2,7
Basalt		2,6 - 3,1
Tiefengesteine		
Anorthosit		2,64 - 2,92
Granit		2,52 - 2,81
Diorit (einschl. Quarz Diorit)		2,65 - 2,96
Gabbro (einschl. Olivin Gabbro)		2,85 - 3,12
Peridotit (frisch)		3,15 - 3,35
Dunit (BIRCH, 1960)		3,20 - 3,31
Syenit		2,63 - 2,90
Pyroxenit		3,10 - 3,32
Metamorphe Gesteine		
Bündnerschiefer (Kalkphyllite bis Kalkglimmerschiefer, sandige Kalmarmore, Dolomite, Quarzite, kalkarme Phyllite)		2,4 - 2,7
Quarzit		2,5 - 2,65
Feldspatreiche Gneise		2,55 - 2,7
Biotitreiche Gneise und Glimmerschiefer		2,5 - 2,9
Amphybolit		2,8 - 3,1
Grünschiefer		2,7 - 3,1
Serpentin		2,65 - 2,85
Eklogit		3,1 - 3,5
Granulit (Lappland)		2,6 - 3,1

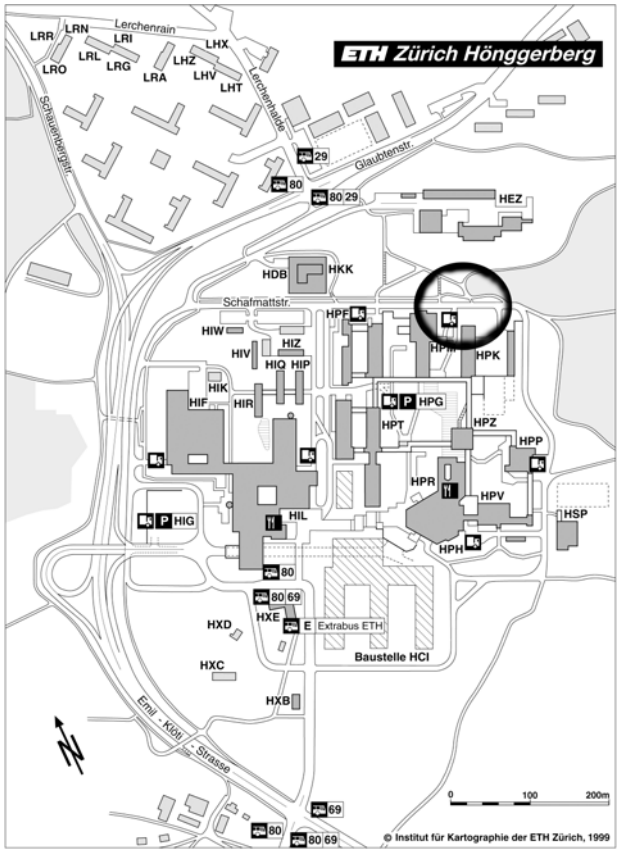
Übung

Einleitung

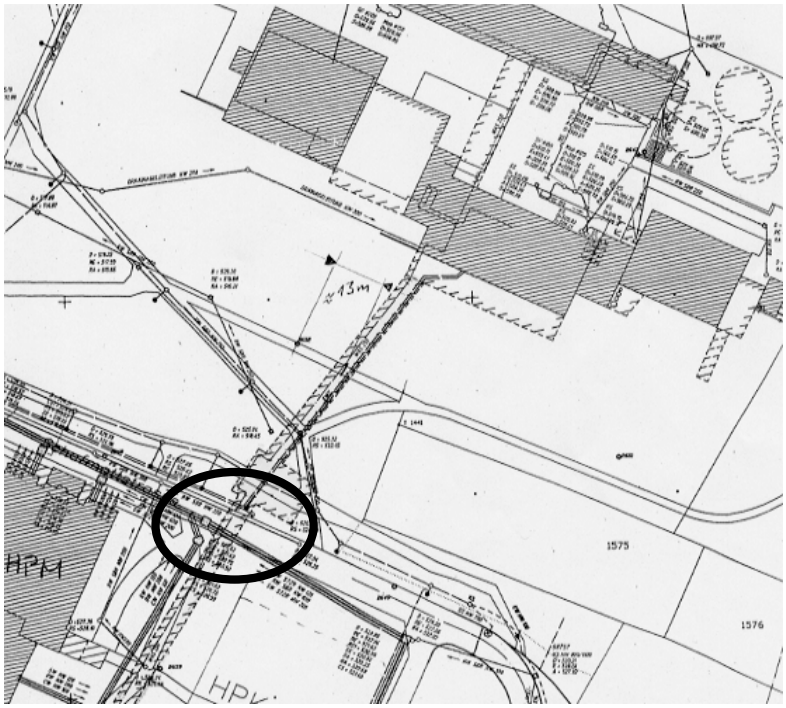
In der Ingenieurgeologie werden häufig gravimetrische Methoden angewandt, um alte Stollen, Gänge und Hohlräume zu detektieren. So wird zum Beispiel beim Bau der TGV-Linie Paris-Lille die Mikrogravimetrie eingesetzt, um Schützengräben aus dem 1. Weltkrieg zu orten und so allfälligen Erdrutschungen vorbeugen zu können. Bedingung zur Bestimmung von Hohlräumen ist, dass die Hohlräume genügend gross und genügend nahe an der Oberfläche sind.

Aufgabenstellung

Im Gebiet der ETH-Hönggerberg verlaufen einige unterirdische Gänge, deren Lage bekannt sind. In dieser Arbeit versuchen wir, mit gravimetrischen Methoden die Lage und Grösse eines Ganges unabhängig zu bestimmen. Dazu werden entlang eines Profils quer zum betreffenden Gang Schweremessungen durchgeführt. Der Ort der Untersuchung wird in Abbildung 5.1 und 5.2 wider gegeben.
Die Grösse und Tiefe dieses unterirdischen Ganges wurde zudem von Hand ausgemessen und wird mit den Resultaten der Gravimetrie verglichen.



Karte der ETH Hönggerberg



Plan der Untersuchungsgebietes mit Angaben zum Unterirdischen Gang.

Um keine unnötig komplizierte und lange Berechnung durchführen zu müssen, wurde für dir Abschätzung der die Schwerewirkung eines unendlich langen Zylinders in einer unendlich ausgedehnten Platte berechnet. Als Dichtekontrast zwischen Platte und Zylinder wurde $\Delta\rho = 2.5$ g/cm³ gewählt. Für eine Abschätzung der Grössenordnung ist dieses Vorgehen genügend genau.
Die Berechnungen ergaben, dass in günstigen Fällen und einer mittlere Gangtiefe von etwa 3 Metern Schwereunterschiede von 50 bis 150 μgal zu erwarten sind.
Das bedeutet, die Schwere muss genauer als auf 10 μgal gemessen werden, da sonst das Signal (50-150 μgal) im Messrauschen untergehen dürfte. Mit einem Mikrogravimeter (Messgenauigkeit < 2 μgal) sollte man das gesuchte Signal jedoch klar erkennen können. Das bedingt aber auch, die Höhe und die Gezeiten entsprechend genau zu bestimmen, da sonst das Messrauschen bereits wieder zu hoch wird.

Wenn der Schweregradient auf ein Mikrogal genau bestimmt werden soll, muss die Höhe auf

$$\frac{\partial g|_{\partial g=1\mu gal}}{0.3086\mu gal} \cdot mm = \partial h = 3{,}25mm$$

genau bestimmt werden. Die Zeit muss auf zwei Minuten genau bestimmt werden, um die Gezeitenkorrektur auf 1μgal genau erhalten zu können.

Gemäss der Berechnung der Normalschwere für das Referenzellipsoid mit einer Äquatorschwere von $g_{Äqu}$ = 9.7803267715 m/s^2 bewirkt ein Meter Nord-Süd Verschiebung bei uns etwa 0,81μgal. (Das ergibt einen Einfluss von 13 μgal auf unser ganzes Profil oder 0,41μgal/m.) Wenn das Profil geradlinig verläuft, kann dieser kleine Einfluss als Trend eliminiert werden. Für die Lage genügt es darum, die Breite auf 0.5° genau und die Richtung des Profilverlaufs zu kennen.

Als Abtastrate entlang des Profils wird 1 Meter Abstand gewählt. Dieser Wert ist aus a-priori-Berechnungen der zu erwartenden Schwerewirkung hergeleitet. Um die Höhe der Messpunkte zu bestimmen, wird nivelliert. Sowohl die Punkthöhen als auch die Stativhöhen des Gravimeters sollen Millimeter genau bestimmt werden. Zudem sind die Messungen direkt auf einer Stativplatte auf dem Boden auszuführen, damit das gesuchte Signal noch möglichst stark ist.
Für die Gezeitenkorrektur muss der Zeitpunkt der Messungen auf zwei Minuten genau bestimmt werden.
Die Lage und Höhe der Messpunkte werden nur relativ bestimmt. Da sich das Messgebiet nur über 30 Meter erstreckt und die Topographie in diesem Bereich recht monoton ist, ist dieses Vorgehen zulässig.
Zudem spielen für die Mikrogravimetrie die absoluten Hauptanteile der Ferntopographie, der Freiluftanomalie und der Bougerplattenwirkung nur insofern eine Rolle, dass sie die Resultate um einen konstanten Betrag verschieben. Die Wirkung ist auf alle Punkte im Messbereich aber gleich gross. Die Wirkung des Ellipsoides und die Wirkung der Alpen sowie die Freiluftanomalie, die Ferntopographie und die Bougerplattenwirkung rufen auf den Messdaten noch einen Trend hervor.

Bestimmung des regionalen Trends des Profils a priori

Durch die Lage und Höhe des Profils unterliegen die Messwerte einem regionalen Trend. Dieser Trend stammt zum Teil von der Zunahme der Schwerewirkung vom Äquator zu den Polen, wegen der Ellipsoidform der Erde und der Abnahme der Zentrifugalbeschleunigung. Ein weiterer Teil der Wirkung kommt durch den Höhenunterschied zum Ellipsoid, also durch die Freiluftwirkung und die Bougerplattenwirkung zustande.

Der mittlere Normalschwegradient auf einer Breite von 47° beträg:

$$\left(\frac{\partial g}{\partial l}\right)\Big|_{B=47^\circ} = \frac{0.81\mu gal}{m}$$

Das Profil verläuft mit einem Azimut von 300°. Daraus folgt als Schweregradient entlang des Profils:

$$\left(\frac{\partial g}{\partial l}\right)\Big|_{B=47^\circ;Az=300^\circ} = \left(\frac{\partial g}{\partial l}\right)\Big|_{B=47^\circ} \cdot \cos Az = \frac{0.81\mu gal}{m} \cdot 0{,}5 = \frac{0.41\mu gal}{m}$$

Die durchschnittliche Höhenänderung entlang des Profils beträgt -24.3mm/m. Die Freiluftwirkung ist nach Definition –0.3086 mgal/m. Damit wird die Freiluftwirkung entlang des Profils 7.48 μgal/m.

$$\left(\frac{\partial g}{\partial s}\right)\Big|_{profil} = \frac{0.41\mu gal}{m} + \frac{7.48\mu gal}{m} = \frac{7.89\mu gal}{m}$$

Dazu muss man noch die Wirkung der Alpenwurzel berücksichtigen. Diese beträgt entlang des Profils 1.7 μgal/m

Der theoretische Trend entlang des Profils (in Richtung SN) wird damit 9.59 μgal/m

Korrektur der Daten

Anschliessend an die Messungen müssen die Daten noch korrigiert werden. Als erstes werden die Ablesungen transformiert, d.h. jeder Messwert des Gravimeters wird mit dem Faktor 1,1538 multipliziert (Instrumenten abhängiger Faktor). So werden die Schwerewerte in μgal erhalten.
Als nächstes werden die errechneten Gezeitenwirkungen berücksichtigt. Des weiteren wird noch die Stativhöhe reduziert.
Aus Messwerten des zu Beginn und am Ende gemessenen ersten Punktes des Profils wird die Instrumentendrift bestimmt. Dann wird jede Messung proportional zum ihren Zeitunterschied zur ersten Messung korrigiert

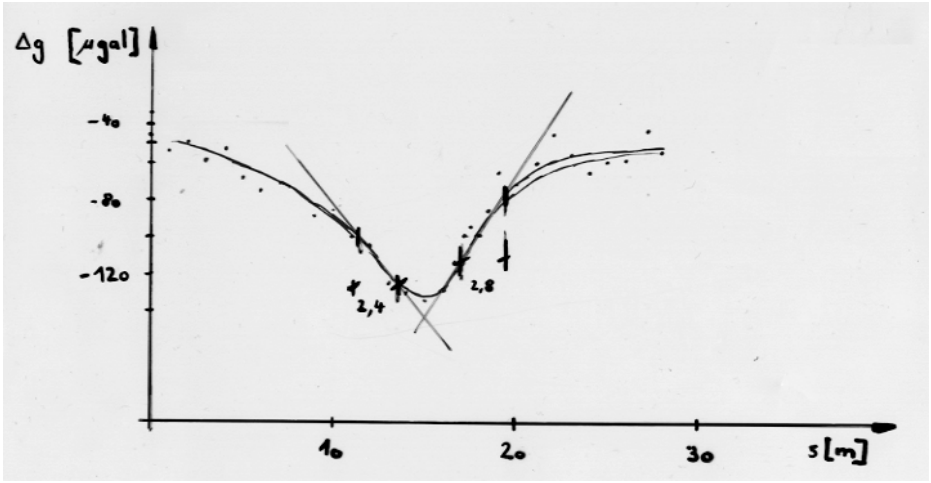
Auswertung der Messungen, Vergleich mit der Tunnelausmessung

Methode 1

Die Schwerewirkungen von unendlich langen Tunneln mit verschiedenen Ausmassen wurden berechnet und alle im selben Massstab aufgezeichnet. Die Diagramme beinhalten die Wirkung von Tunneln mit 3 bis 5 Metern Breite, 3 bis 5 Metern Höhe und der Tiefe der Oberkante von 1,5 bis 5 Metern. Alle Diagramme sind im Anhang dargestellt.
Von den Messwerten wird der berechnete Trend subtrahiert. Weiter werden die Schwerewerte als Funktion des Abstandes im selben Massstab wie in den Diagrammen auf einer Folie aufgetragen.
Nun versucht man durch Überlagerung der Diagramme mit der Folie die Kurve mit der besten Übereinstimmung zu finden.

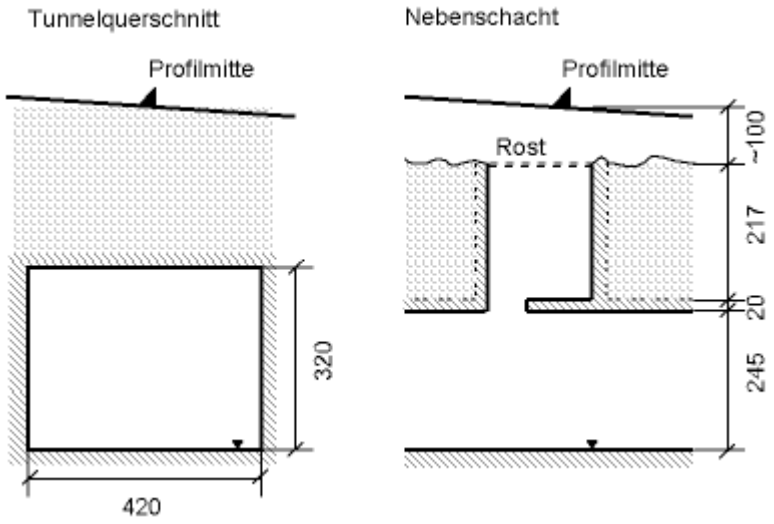
Methode 2

Durch die Punkte wird approximativ eine Kurve gezeichnet.
Danach legt man je eine Tangente in die Wendepunkte der Kurve (Tangentenmethode). Von Auge wird dann der Bereich bestimmt, wo sich die Tangente gut an die Kurve annähert (Abbildung). Der Abszissenwert dieses Bereiches entspricht dann der Tiefe der Oberkante des Tunnels.



Approximierte Kurve mit Tangenten (Tangentenmethode)

Tunnelquerschnitt und Nebenschacht



Required tasks

1. Make a minimum of 15 field measurements. Begin measuring at 2 meter intervals. If time permits, resample the profile with a 1 meter offset. For example, if you originally measured at x=0, 2, 4, 6, etc. meter, resample at x= 1, 3, 5, etc. meters.
2. Process the data with the supplied Excel spreadsheet.
3. Prepare a report detailing the experiment and your results. The report should including the following:
    a. Overview of the experiment
    b. Detailed list of who did what
    c. Explanation of data processing. This should be thorough. Include an explanation of each of the data corrections. Some questions to answer include (but are not limited to): Which corrections are most important to this particular study?; What is the sign (+ or -) of each correction, and why?
    d. Summary of experiment: What did you do? What are your conclusions? This section should include presentation of your results, explaining both method 1 and method 2. Attach and explain the fitted curves. Attach your spreadsheet.
    e. Discussion: What are the problems or limitations of the experiment? Given the precision of your measurements, what is the smallest feature you could resolve (assuming the same density difference)? Are gravity interpretations unique? Why or why not?

Literaturvezeichnis

HOLLENSTEIN, CHRISTINE; Mikro-Gravimetrie zur Detektion unterirdischer Gänge; Bericht zum Vertiefungsblock; Bichwil; 1999.

LACOSTE & ROMBERG GRAVITIY METERS, INC.; Instruction Manual for Gravimeter Typ G and D ; Austin Texas.

PAVONI, N., RYBACH, L.; Geophysikalischer Geländekurs; Geologische Übersicht und Aufgabenstellung, ETH Zürich.

WAGNER, JEAN-JACQUES; Elaboration d'une carte d'anomalie de Bouguer, étude de la vallée du Rhône de St-Maurice à Saxon (Suisse); Kümmerly & Frey, Geographischer Verlag, Bern; 1970.

BENTZ, A., Lehrbuch der angewandten Geologie, Bd. I, S. 424-484, Enke Verlag, Stuttgart, 1961.

BIRCH, F., Journal of Geophysical Research, 65, p. 1083, 1960.

DALY, R.A., MANGER, G.E. and S.P. CLARK, Density of rocks. In: Handbook of physical constants, Geological Society of America Memoir 97, p.20, 1966.

DOBRIN, M.B., Geophysical Prospecting, p.169-262, McGraw-Hill, New York, 1960.

GARLAND, G.D., The Earth's Shape and Gravity, Pergamon Press, London, 1965.

GASSMAN, F. und M. Weber, Einführung in die angewandte Geophysik, S. 28-79, Verlag Hallwag, Bern, 1960.

HAALCK, H., Lehrbuch der angewandten Geophysik, Teil I, S. 27-155, Gebr. Borntraeger, Berlin-Nikolassee, 1953.

JORDAN-EGGERT-KNEISSL, Handbuch der Vermessungskunde, Bd. V und Va, Metzlersche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1967 und 1969.

JUNG, K., Über die Bestimmung der Bodendichte aus den Schweremessungen, Beiträge zur angewandten Geophysik, Bd. 10, Heft 2, S. 154-264, 1943.

JUNG, K., Angewandte Geophysik, 104 S., Wolfenbütteler Verlagsanstalt, Wolfenbüttel-Hannover, 1948.

JUNG, K., Schwerkraftverfahren in der angewandten Geophysik, 348 S., Geest & Portig, Leipzig, 1961.

KAHLE, H.-G., KLINGELE, E. und St. MUELLER, Zur Bedeutung der Schwerereduktion bei der Bestimmung der Figur und Massenverteilung der Erde, Zeitschrift für Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik, III/IV, S. 157-162, 1975.

NETTLETON, L.L., Determination of density for reduction of gravity observations, Geophysics 4, p. 176-183, 1939.

NETTLON, L.L., Geophysical Prospecting for Oil, McGraw-Hill, New York und London, 1940.

NETTLON, L.L., Elementary Gravity and Magnetics for Geologists and Seismologists, Monograph Series of Society of Exploration Geophysicists, 1, 1971.

PARASNIS, D.S., Principles of Applied Geophysics, Methuen, London, 1962.

TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E. and D.A. KEYS, Applied Geophysics, p. 7-104, Cambridge University Press, Cambridge, 1976.

Geophysikalischer Feldkurs

Programmablauf des Feldkurses

Seismik (Explorationsseismik)

Seismik (Bodenunruhe)

Geoelektrik

Gravimetrie

Magnetik

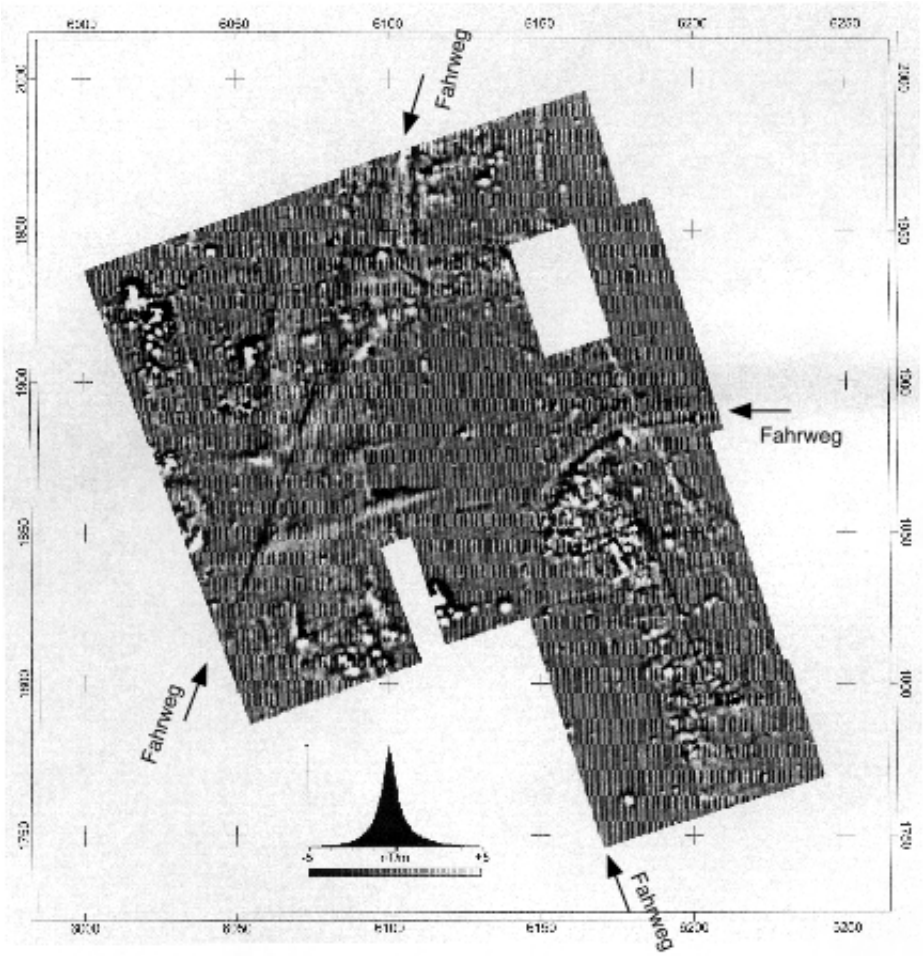
Geothermik

Appendix

M A G N E T I S C H E P R O S P E K T I O N

A. Ziel

Die Gemeinde Obfelden bei Affoltern (ZH) hat eine längere Geschichte, die bis in die Steinzeit zurückreicht. Als Zeuge römischer Kultur wurde im Jahr 1741 in zerfallenem altem Gemäuer auf freiem Feld der berühmte Goldschatz von Unterlunnern entdeckt, der mit zerstreuten Mauerresten und einer Unzahl von Keramikscherben und Ziegelstücken das Bestehen eines römischen Vicus (mit Töpferwerkstätten?) am Rande der Reussebene belegt hat.



Magnetfeldkarte Unterlunnern (Landesamt f. Denkmalspflege, Kanton ZH; Dr. J. Leckebusch)

Die heutige Aufgabe während des geophysikalischen Geländekurses besteht darin, solche Mauerstrukturen im Ortsteil Unterlunnern mit magnetischen Messmethoden zu orten und ihre Grösse und Tiefenlage zu eruieren.

B. Das Erdmagnetfeld - Grundlagen

Das erdmagnetische Feld wird an jedem Ort durch einen Vektor **F** dargestellt, der durch die sogenannten erdmagnetischen Elemente beschrieben wird: die Totalintensität F ($F = |\mathbf{F}|$), die Vertikalintensität Z, die Horizontalintensität H, die Deklination D und die Inklination I.

Dabei gilt: $F^2 = Z^2 + H^2$

$\operatorname{tg} I = Z / H$

Die erdmagnetischen Elemente sind orts- und zeitabhängig. Im August 1999 wurden in Zürich durch das Internationale Geomagnetische Referenzfeld (IGRF, s. Ref. (4)) folgende Durchschnittswerte ermittelt:

F = 47322 nT D = 0° 2´ östl. I = 63° 13´

Im Lauf der Jahre und Jahrhunderte ändern sich die erdmagnetischen Elemente allmählich (sog. Säkularvariation). So beträgt die Deklinationsänderung dD/Jahr in Zürich z.Z. ca. 5´ Ost. Die erdmagnetischen Elemente zeigen aber auch im Zusammenhang mit dem Sonnenstand einen täglichen Gang. In der Schweiz betragen diese täglichen Schwankungen grössenordnungsmässig 50 nT für H, 10 nT für Z und 0.2° für D. Dazu können unregelmässige Störungen auftreten, die als erdmagnetische Aktivität bezeichnet werden. Sie stehen in engem Zusammenhang mit der Sonnenfleckentätigkeit.

Im angewandten Geomagnetismus geht es darum, örtliche Änderungen, d.h. lokale Anomalien des erdmagnetischen Feldes möglichst genau zu bestimmen, die durch magnetische Störkörper im Untergrund verursacht werden. Dabei müssen i.a. die täglichen Variationen und eventuell auftretende erdmagnetische Aktivität beobachtet und berücksichtigt werden. Aus dem Verlauf der Anomalien und unter möglichst weitgehender Berücksichtigung geologischer Daten können Rückschlüsse auf die Tiefenlage, Grösse und Form der Störkörper gezogen werden.

C. Magnetische Messinstrumente

Für die Feststellung lokaler Anomalien sowie zur Messung der zeitlichen Variationen können die relativen Änderungen bestimmter erdmagnetischer Elemente gemessen werden. Solche Differenzmessungen werden mit sogenannten magnetischen Variometern durchgeführt. Heute wird vor allem mithilfe des Protonenmagnetometers der Absolutbetrag der Totalintensität des geomagnetischen Feldes rasch und mit grosser Genauigkeit gemessen.

Das Protonenpräzessions-Magnetometer (Abk.: Protonenmagnetometer)

Arbeitsweise

Das Proton ist ein Elemantarteilchen. Es ist Bestandteil der Atomkerne. Der Kern des Wasserstoffatoms ist mit einem Proton identisch. Das Verhalten der Protonen eines Protonenmagnetometers kann man sich folgendermassen vorstellen:
Ein Proton entspricht einem kleine Stabmagneten, der sich schnell um seine eigene Längsachse dreht. Das Proton versucht sich deshalb in die Richtung eines äusseren Feldes einzustellen. Die Einstellung in Feldrichtung wird zeitweilig verhindert, so dass das Proton um die Feldrichtung präzessiert (vgl. Spielkreisel unter dem Einfluss der Erdanziehung). Dabei ist die Präzessionsfrequenz genau proportional zur Feldstärke:

$$\omega_{Proton} = \eta_p \, F$$

mit η_p = gyromagnetische Verhältniszahl des Protons, F = Totalintensität

Technische Ausführung

In einem kleinen Plastikbehälter ist eine protonenreiche Flüssigkeit (Kerosen, Dekan) von einer Messspule umgeben. Bei der Messung wird in der Spule durch einen Polarisationsstrom zunächst ein starkes Feld erzeugt, das die magnetischen Momente der Protonen in Richtung der (gewöhnlich horizontal E-W-gerichteten) Spulenachse ausrichtet. Nach Abschalten des Stromes beginnen die Protonen eine Kreiselbewegung um die Richtung des äusseren Feldes, wobei für kurze Zeit eine Wechselspannung von ca. 1 µV in der Messspule erzeugt wird. Deren Frequenz (=Präzessionsfrequenz) ist proportional zur Intensität des Feldes.

D. Magnetische Feldmessungen mit Protonenmagnetometer GEOMETRICS G856

1. Sensorspule

Verbinde Sensor mit Elektronik. Der Sensor ist mit einem Pfeil und dem Buchstaben "N" markiert. Der Pfeil sollte während der Messung ungefähr nach Süden oder Norden zeigen. Dadurch steht die Spulenachse in etwa senkrecht zum Erdmagnetfeld und produziert ein optimales Signal.

Genaue und konsistente Positionierung der Messspule beeinflusst dieWiederholbarkeit der Messungen. Ein 0.1 nT Magnetometer (G856) kann wegen hoher Feldgradienten, schneller Tagesvariation oder magnetischer Verschmutzung am Sensor leicht gestört werden. Natürlich muss die magnetische Umgebung nicht durch den Operateur selbst gestört werden. Messer, Schlüssel, Uhren, Reissverschlüsse, Gürtelschnallen, Schmuck können gewaltig stören (Teste den Einfluss solcher Gegenstände!). Der Sensor sollte stest auf das Aluminiumrohr montiert sein, so dass er nicht zu nahe am Boden steht. Messungen direkt am Boden werden nicht befriegende Resultate erbringen.

Bedienungsanleitung für GEOMETRICS G-856

GEOMETRICS

G-856

Memory-Mag
Proton Precession Magnetometer

CLEAR

Clears a key stroke or key stroke sequence.

SHIFT 0

Accesses the numbers on the keys rather than the functions.

ENTER

Designates the end of a key sequence and transfers command to system. Also increments memory location displayed during recall operations (see RECALL).

OUTPUT 1

Begins automatic output of data to external device.

AUTO 2

Starts and stops automatic recording mode. Sets interval for automatic recording.

ERASE 3

Erases a reading, the last group of readings, or the whole memory. (Must depress twice).

FIELD 4

Used during memory recall to recover the field reading after TIME has been depressed.

TIME 5

Accesses the real time clock. Also displays the time at which readings were taken.

TUNE 6

Displays and/or sets the tuning. Provides display of the signal strength received from last reading.

RECALL 7

Accesses the memory. Also decrements the memory location displayed.

STORE 8

Stores reading in memory.

READ 9

Takes a measurement of the magnetic field.

FIELD/TIME

Displays the magnetic field or the time.

STATION/DAY

Displays the station number, the Julian Day, or the line number. Also displays signal strength, tuning, and battery voltage.

Connects G-856 to sensor, recorder, printer, computer, or external power.

2. Messungen

Operation

Es werden zwei Protonenmagnetometer eingesetzt für synchrone Messungen. Das eine wird an einem bestimmten Ort fixiert und dient als Basisstation zur Beobachtung zeitlicher Variationen des Feldes (z.B. Tagesvariation). Es wird in automatischem Messmodus gestartet, sobald die Vermessung vermuteter Anomalien mit dem anderen beweglichen Magnetometer beginnt. Beide Geräte werden vor Messbeginn vom Assistenten/in für synchrone Messungen eingerichtet.

Der eigentliche Messvorgang wird durch Drücken der READ-Taste gestartet. Ist die Messung akzeptabel, wird der Wert durch Drücken der STORE-Taste gespeichert. RECALL erlaubt Wiederaufrufung eines oder mehrerer Messwerte, ERASE,ERASE entfernt unerwünschte oder falsche Daten.

Line Number

Die Speichermöglichkeit des G-856 erleichtert die Datenregistrierung. Dabei kann jede Vermessungslinie durch den *line number* Modus (3-stellige Zahl wird gesetzt durch Drücken von TIME, SHIFT, Zahl, und ENTER) leicht markiert werden. Linienzahl und Messabstand können als Kodierung angegeben werden. Jedem gespeicherten Messwert wird eine Stationszahl zugewiesen.

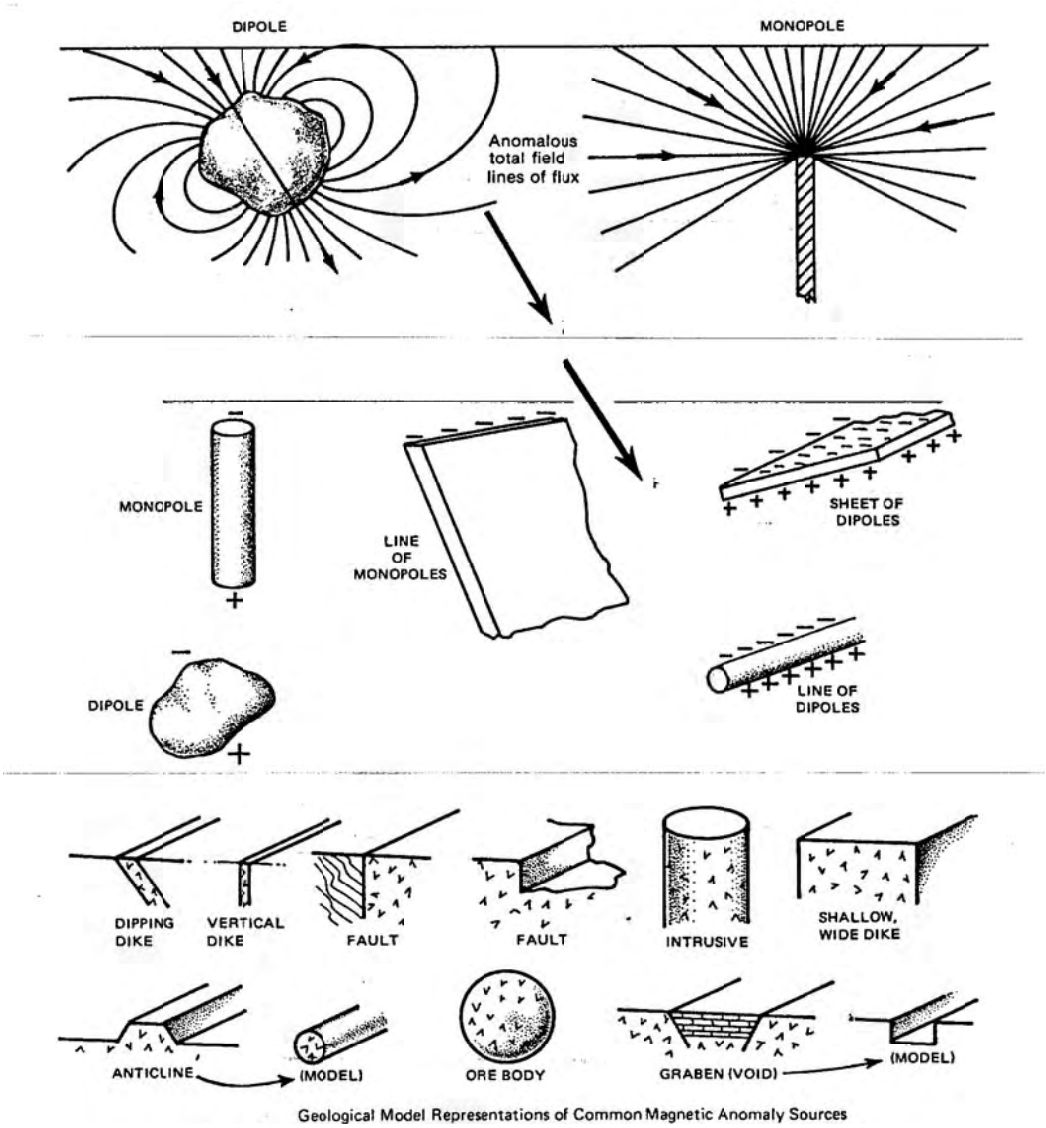
Datenerfassung

Nach Beendigung der Messungen im Gelände kann das Magnetometer über eine RS-232-Schnittstelle an einen Drucker oder einen PC angeschlossen werden. Nach Drücken von OUTPUT, SHIFT, beliebiger Stationszahl, ENTER wird eine Liste mit Line Number, Julianischem Datum, Tageszeit, Stationsnummer und Feldmesswert wird ausgedruckt oder auf den PC zur weiteren Bearbeitung überspielt.

E. Interpretation magnetischer Geländemessungen

Lokale Anomalien des Erdmagnetfeldes variieren stark in Form und Amplitude. Eine unendliche Zahl von möglichen Störkörpern kann eine gegebene Anomalie erzeugen. Qualitative und quantitative Interpretationen einer Anomalie sind deshalb auf geologische Stützargumente bezüglich des magnetischen Charakters eines Störkörpers angewiesen.

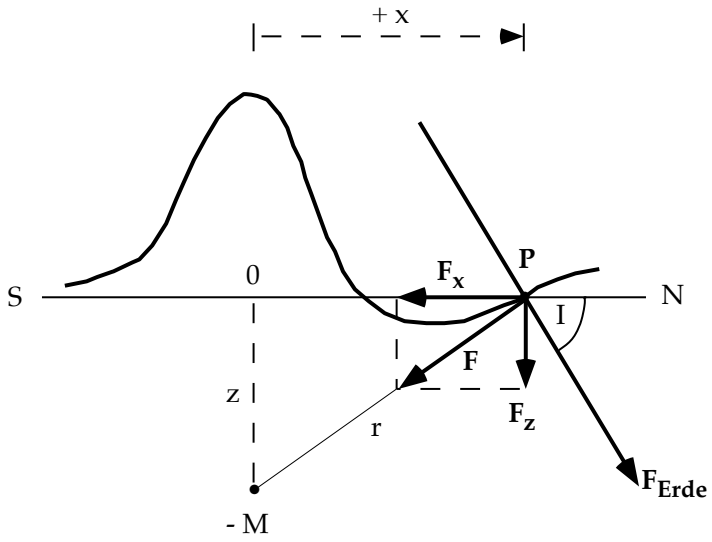
Anomalien können mithilfe zahlreicher Anordnungsformen von magnetischen Dipolen und Monopolen erklärt werden. Die Feldlinien eines Dipols und eines Monopols (letzterer spielt als "entarteter" Dipol eine wichtige Rolle in geophysikalischen Modellrechnungen) sowie geologisch sinnvolle Anordnungen dieser beiden Grundelemente sind in der folgenden Abbildung dargestellt:



Geological Model Representations of Common Magnetic Anomaly Sources

F. Einfache Anomalienquellen

F1. Feld eines Monopols oder Punktpols (Geologisches Modell: z.B. Vulkanschlot)



ΔF-Anomalie beobachtet auf N-S-Profil; Monopol mit Moment -M in Tiefe z;
Beobachtungspunkt P im Horizontalabstand x vom Aufpunkt 0.
F : Monopolfeld in Radialrichtung (r); $\mathbf{F_X}$, $\mathbf{F_Z}$: Horizontal-, resp. Vertikalfeldkomponente von **F** (Totalfeld); $\mathbf{F_{Erde}}$: Totalfeld der Erde mit Inklination I.

Monopolfeld: Totalfeld $F = -M / r^2$

mit: $F_Z = F \cdot z / r = -M \cdot z / r^3 = -M \cdot z / (z^2 + x^2)^{3/2}$

$F_X = -M \cdot x / (z^2 + x^2)^{3/2}$ für $[-\infty < x < \infty]$

Da T_X im obigen Fall T_{Erde} auf der Profilnordseite entgegengesetzt gerichtet ist, wird ΔH (Horizontalfeldstörung) in diesem Bereich negativ. Da T_Z das Erdfeld verstärkt, wird ΔZ (Vertikalfeldstörung) positiv:

$$\Delta H = -M \cdot x / (z^2 + x^2)^{3/2}$$

$$\Delta Z = M \cdot z / (z^2 + x^2)^{3/2}$$

Für die Totalfeldanomalie gilt:

$$\Delta F = \Delta Z \cdot \sin I + \Delta H \cdot \cos I$$
$$= M \cdot (z \cdot \sin I - x \cdot \cos I) / (z^2 + x^2)^{3/2}$$

oder mit Substitution: $x_1 = x / z$

$$\Delta H = -(M / z^2) \cdot x_1 / (1 + x_1^2)^{3/2}$$

$$\Delta Z = (M / z^2) \cdot 1 / (1 + x_1^2)^{3/2}$$

F2. Feld eines Dipols (Geologisches Modell: z.B. Erzlinse;
Archäologisches Modell: z.B. Feuerstelle, Brennofen)

Dipolfeld allgemein: Totalfeld $F = M / r^3$

Die Feldrichtung und -grösse durch Radial- und Tangentialkomponente gegeben mit:

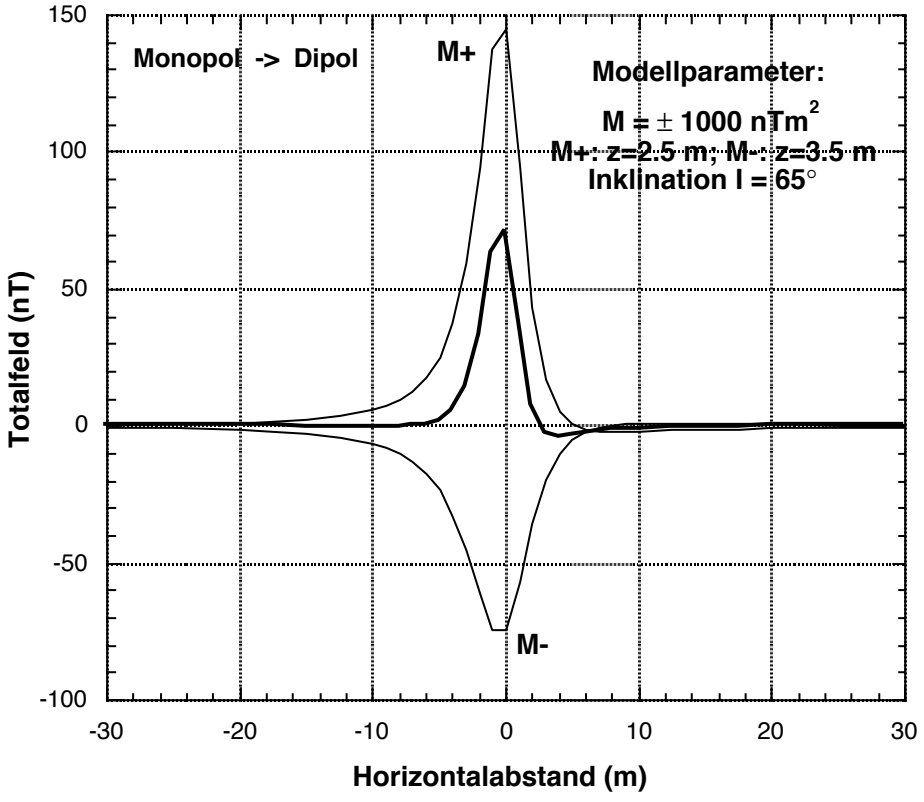
$$F_r = 2 M \cos\theta / r^3 \qquad \text{(radial)}$$

$$F_\theta = M \sin\theta / r^3 \qquad \text{(tangential)}$$

so dass $F = (F_r^2 + F_\theta^2)^{1/2} = M / r^3 \ (1 + 3 \cos\theta^2)^{1/2}$

Das Dipolfeld wird aus dem Feld zweier benachbarter Monopole verschiedenen Vorzeichens durch infinitesimale Annäherung entwickelt. Vereinfacht kann das Feld eines Dipols aus der Differenz benachbarter Monopole berechnet werden. Damit kann aus den im Praktikum gemachten Totalfeldmessungen die Tiefenlage z_m und das magnetische Moment m des Dipols bestimmt werden.

Beispiel:



F3. Feld einer Monopol- oder Punktpollinie

(Geologisches Modell: z.B. Nach unten nicht begrenzter Gang oder Stufe)

Die Punktpollinie besteht aus einer unendlichen Anzahl infinitesimaler Punktpolelemente mit der Polstärke $dM = M \cdot dy$ (y-Richtung = Linienrichtung) und der dazugehörigen Totalfeldstärke $dT = M \cdot dy / r^2$. Dann ergibt sich nach Integration über die Linie:

$$\Delta H = -2 \cdot M \cdot x / (z^2 + x^2)$$

$$\Delta Z = 2 \cdot M \cdot z / (z^2 + x^2)$$

Für die Totalfeldanomalie gilt:

$$\Delta F = \Delta Z \cdot \sin I + DH \cdot \cos I \cdot \cos \varepsilon$$

$$= 2 \cdot M \cdot (z \cdot \sin I - x \cdot \cos I \cdot \cos \varepsilon) / (z^2 + x^2)$$

wobei ε = Profilrichtung quer zum Streichen der Monopollinie

oder mit Substitution: $x_1 = x / z$

$$\Delta H = -(2 \cdot M / z) \cdot x_1 / (1 + x_1^2)$$

$$\Delta Z = (2 \cdot M / z) \cdot 1 / (1 + x_1^2)$$

MERKE:

Anomalien von **Punktpollinien** fallen ab mit der **1. Potenz von z**.

Anomalien von **Monopolen** fallen ab mit der **2. Potenz von z**.

Anomalien von **Dipolen** fallen ab mit der **3. Potenz von z**.

EMPFOHLENE ODER BENUTZTE LITERATUR

(1) Dobrin, M.B. and Savit, C.H. (1988): Introduction to Geophysical Prospecting. McGraw-Hill, NewYork.

(2) Grant, W.S. & West, G.F. (1965): Interpretation Theory in Applied Geophysics. McGraw-Hill, NewYork.

(3) Haalck, H. (1956): Ein Torsionsmagnetometer zur Messung der Vertikalkomponente des erdmagnetischen Feldes. Askania-Warte Nr. 50, Berlin.

(4) http://www.ngdc.noaa.gov:80/seg/potfld NOAA National Data Centers, NGDC bietet diverse Daten und Modelle des heutigen und des vergangenen geomagnetischen Feldes.

(5) SCINTREX Instruction Manual (1974): MP-2 Proton Precession Magnetometer, Concord (Ontario, Kanada).

(6) Telford, W.M., Geldart, L.P. & Sheriff, R.E. (1990): Applied Geophysics, Cambridge University Press, Cambridge.

(7) Gemeinde Obfelden, Ortsbeschreibung, 28 S., Steiner Druck Obfelden, 1999.

FH/24. September 2002

Geophysikalischer Feldkurs

Programmablauf des Feldkurses

Seismik (Explorationsseismik)

Seismik (Bodenunruhe)

Geoelektrik

Gravimetrie

Magnetik

Geothermik

Appendix

TEMPERATUR- UND WÄRMELEITFÄHIGKEITSMESSUNGEN FÜR WÄRMEFLUSSBESTIMMUNGEN

J.-C. Griesser und L. Rybach
(Überarbeitet von D. Bächler und S. Signorelli)

INHALT

1. Einleitung

2. Der Wärmefluss

3. Temperaturmessung im Bohrloch

4. Messung der Wärmeleitfähigkeit

5. Aufgabenstellung

6. Literaturverzeichnis

1. EINLEITUNG

Die Geothermik befasst sich mit den thermischen Zuständen und Vorgängen im Erdinneren. Die GeothermikerInnen versuchen, das Temperaturfeld im Untergrund (d.h. die räumliche Temperaturverteilung bzw. die Temperaturzunahme mit der Tiefe) zu erfassen, z.B. durch Temperaturmessungen in Tiefbohrungen. Ein weiteres Ziel der Geothermik ist die Abklärung der Vorgänge, die zu einer gegebenen Temperaturverteilung geführt haben.

Dabei kann es sich um reine Wärmeleitung handeln oder um Effekte von konvektivem Wärmetransport, beispielsweise durch zirkulierende Tiefenwässer.

Geologische Prozesse, wie etwa die Vorgänge der Plattentektonik, haben ihre spezifischen geothermischen Hintergründe, wie z.B. die temperaturabhängige Viskosität im Erdmantel. Der an der Erdoberfläche messbare terrestrische Wärmefluss q enthält Informationen über die geothermischen Verhältnisse im Erdinneren, bzw. über die Erzeugung, Transport und Speicherung von Wärme. Diese Zusammenhänge können durch die folgende generelle Beziehung zwischen Temperaturverteilung und den geothermischen Prozessen ausgedrückt werden:

$$-\nabla q = \nabla(\lambda \cdot \nabla T) - A + c\rho \frac{\partial T}{\partial t} + c'\rho' v \cdot \nabla T \qquad (1)$$

Wo T die Temperatur, t die Zeit, λ, c und ρ die Gesteins-Wärmeleitfähigkeit, -Wärmekapazität, -Dichte und A die Wärmequellendichte bezeichnen, ferner c' und ρ' die entsprechenden Parameter für Material in Bewegung (z.B. Wasser oder Magma) mit der Geschwindigkeit v . Im eindimensionalen Fall (z-Achse nach unten) reduziert sich (1) zu

$$\frac{\partial q}{\partial z} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = c\rho \frac{\partial T}{\partial t} - c'\rho' v_z \frac{\partial T}{\partial z} - A \qquad (2)$$

(v_z ist positiv bei Aufwärtsbewegung)

Unter stationären Bedingungen entfällt der erste Term auf der rechten Seite von (2), ohne konvektiven Wärmetransport der zweite Term. Analytische Lösungen mit den Fragestellungen entsprechenden Anfangs- und Randbedingungen oder numerische Rechenverfahren erlauben die Behandlung von kleinräumigen bis globalen geothermischen Vorgängen.

Nebst wissenschaftlichen Interessen (z.B. Geodynamik) ist die Temperaturverteilung in den obersten Kilometern der Erdkruste auch von zunehmend praktischer Bedeutung: als Planungsgrundlage für unterirdische Bauten, für die Speicherung von Kohlenwasserstoffen und von Wärme, für die Bewirtschaftung von Grundwasservor-

kommen, für die Lagerung von radioaktiven Abfällen in geologischen Formationen.

Für die Abschätzung des geothermischen Potentials einer Gegend, sowie für die Nutzung geothermischer Energie ist die Kenntnis der Temperaturverteilung im Untergrund ebenfalls von entscheidender Bedeutung.

2. DER WÄRMEFLUSS

Der vertikale konduktive Wärmefluss q_z berechnet sich nach folgender Beziehung:

$$q_z = \lambda \cdot \frac{dT}{dz} \qquad (3)$$

wobei:

λ= Gesteinswärmeleitfähigkeit [$Wm^{-1}°C^{-1}$]

$\frac{dT}{dz}$ = Temperaturgradient [$°Cm^{-1}$] (positiv bei zunehmender Temperatur mit der Tiefe)

Zur Wärmeflussbestimmung sind also zwei unabhängige Messungen notwendig:

1) Temperaturmessungen (meist in Bohrlöchern) zur Gradientenermittlung

2) Wärmeleitfähigkeitsmessung

Bei horizontal geschichteten Medien mit verschiedenen Wärmeleitfähigkeiten gilt :

$$\frac{dT}{dz_1} \cdot \lambda_1 = \frac{dT}{dz_2} \cdot \lambda_2 = ... = \frac{dT}{dz_i} \cdot \lambda_i = q_z \qquad (4)$$

Die Temperatur als Funktion der Tiefe kann bestimmt werden durch:

$$T(z) = T_0 + q_z \cdot \sum_i \frac{dz_i}{\lambda_i} \qquad [°C] \qquad (5)$$

wobei

T_0 = Oberflächentemperatur (= mittlere Jahrestemperatur)

λ_i = Wärmeleitfähigkeit der Schicht i

dz_i = Mächtigkeit der Schicht i

ist.

3. TEMPERATURMESSUNG IM BOHRLOCH

Temperaturmessungen in Bohrlöchern erlauben die Bestimmung des Temperaturgradienten und zusammen mit der Wärmeleitfähigkeit die Berechnung des Wärmeflusses.

Der durchschnittliche Temperaturgradient liegt bei ca. 30°C/km. Er nimmt im allgemeinen mit der Tiefe ab. Dies ist in Oberflächennähe eine Folge der zunehmenden Kompaktion der plastischen Sedimente und damit einer generellen Zunahme der Wärmeleitfähigkeit mit der Tiefe (vgl. Gleichung (4)). In der kristallinen Erdkruste hat die Abnahme des Temperaturgradienten seine Ursache in der Wärmeproduktion dieser Gesteine (Zerfall der radioaktiven Isotope U, Th, K).

Für das Schweizerische Mittelland wurden folgende mittlere Gradienten als Funktion der Tiefe ermittelt (BEW, 1981).

Tiefe [m]	Gradient [°Ckm^{-1}]
0 - 200	38.4
200 - 500	35.4
500 - 1000	33.2
1000 - 3000	29.4
3000 - 5000	23.0

Der durchschnittliche Wärmefluss liegt in der Schweiz bei 90 mWm^{-2} (BODMER & RYBACH, 1984), wobei im Jura etwas höhere und gegen die Alpen hin abnehmende Werte bestimmt wurden.

In einem **konduktiven** Milieu, das heisst in Gebieten ohne Wärmetransport durch Wasserzirkulation, reflektieren Änderungen des Temperaturgradienten, Änderungen

des Wärmeflusses und/oder der Wärmeleitfähigkeit.

In **konvektiven** Gebieten (mit einer ausgeprägten Wasserzirkulation in gut durchlässigen Horizonten (= Aquifere) oder entlang von Klüften) findet eine mehr oder weniger starke Störung des konduktiven Temperaturfeldes statt.

Temperaturmessungen in Bohrlöchern dienen aber nicht nur dazu Auskunft über die Temperaturverteilung im Untergrund zu erhalten, sondern können auch folgende Informationen liefern :

- Detektion von Wassereintrittsstellen und damit verbunden:
  Detektion von Klüften oder hochpermeablen Zonen.

- Bei Temperaturmessungen während eines Pumpversuchs:
  Bestimmung der Wassermengen, die in den einzelnen Niveaus eintreten.

- Lage der Zementation von Verrohrungen:
  Beim Abbinden des Zements entsteht Wärme.

- Lage von Gaseintrittszonen:
  Abkühlung bei der Expansion des Gases im Bohrloch.

- Verwendung der Temperatur zur Korrektur temperaturabhängiger Parameter, wie Dichte, Salinität und elektrische Leitfähigkeit der Bohrlochflüssigkeit.

3.1. Der Messvorgang / Aufbereitung der Messwerte

Die Temperaturmessungen werden, wenn immer möglich, in wassergefüllten Bohrlöchern durchgeführt.

An einem Kabel wird eine Temperatursonde (siehe nächstes Kapitel) in das Bohrloch gelassen, wobei die Temperatur entweder in diskreten Abständen (0.1 – 10 m) registriert oder kontinuierlich auf Papier aufgezeichnet wird.

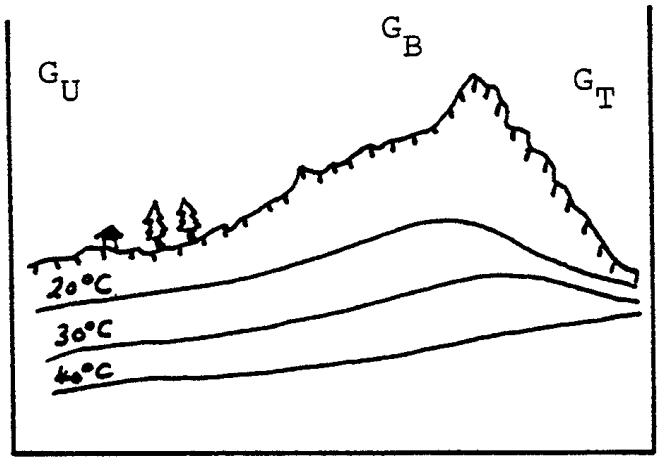
Im Gegensatz zu den meisten andern bohrlochgeophysikalischen Messungen erfolgt die Messung von oben nach unten, um eine Störung der Bohrlochtemperatur durch die Bewegung der Sonde zu vermeiden.

In Oberflächennähe ist das Temperaturfeld durch die tageszeitlichen und jahreszeitlichen Luft-Temperaturschwankungen nachhaltig gestört. Diese Störungen sind bis in etwa 20 m Tiefe bemerkbar. Deshalb sollten Bohrungen, die für regionale Temperaturmessungen vorgesehen . sind, mindestens 100 m tief sein.

Das Temperaturfeld ist aber auch heute noch bis in grosse Tiefen (km-Bereich) durch das **Paläoklima** (Eiszeiten, Warmzeiten) gestört.

BIRCH (1948) entwickelte eine Methode zur paläoklimatischen Korrektur des Gradientfeldes.

Das Temperaturfeld wird weiter durch die **Topographie** beeinflusst (Figur 1). Unter Tälern werden die Isolinien geschart und unter Hügeln gespreizt.



G_U: Ungestörter Gradient

G_B: Gradient unter einem Berg

G_B: Gradient unter einem Tal

$G_B < G_U$

$G_T > G_U$

Fig. 1: Einfluss der Topographie auf das Temperaturfeld (schematisch)

Eine Beschreibung der Topographiekorrektur, von Temperaturmessungen mit Beispielen aus den Zentralalpen ist in BODMER et al. (1979) enthalten.

Zur Berechnung des Wärmeflusses in einer Bohrung müssen die oben beschriebenen Effekte korrigiert werden. In unserer Bohrung in Hausen wird allerdings darauf verzichtet, da der Unterschied zwischen korrigiertem und unkorrigiertem Temperaturgradient weniger als 10% ausmacht.

Die Beurteilung, ob die gemessenen Temperaturen kleinräumig durch zirkulierende Wässer gestört sind, erfolgt visuell. Weichen die gemessenen Werte stark von einem linearen Temperatur-Tiefenverlauf ab, muss mit einem konvektiven Wärmetransport im umgebenden Gestein gerechnet werden.

Einen starken Einfluss auf die Genauigkeit einer Temperaturmessung hat die Konve-ktion im Bohrloch selber. Sobald der gemessene Temperaturgradient G grösser als ein gewisser kritischer Gradient G_c ist, bilden sich Konvektionszellen im Bohrloch im dm-m-Bereich, die Wärme umlagern.

Nach GRETENER (1967) gilt für G_c:

$$G_c = \underbrace{\frac{g \cdot \alpha \cdot T}{c_p}}_{A} + \underbrace{\frac{R \cdot \nu \cdot \kappa}{g \cdot \alpha \cdot r^4}}_{B} \qquad (6)$$

Es gilt:

In wassergefüllten Löchern ist B>>A

g= Schwerebeschleunigung [9.81 m s^{-2}]

T= Absolute Temperatur [°K]

α= Thermischer Expansionskoeffizient der Bohrlochflüssigkeit [$3*10^{-4}$ K^{-1}]

c_P= Spezifische Wärme vom Wasser [4100 J kg^{-1} K^{-1}]

ν= Kinematische Viskosität vom Wasser [10^{-6} m^2 s^{-1}]

κ= Temperaturleitfähigkeit vom Wasser [10^{-6} m^2 s^{-1}]

r= Radius des Bohrlochs [m]

R= Rayleigh-Zahl

R= 216 für Zylinder mit einer Länge >>2r und für laminare Strömung

Eine Abschätzung der maximalen Temperaturvariation δT_A als Folge der Konvektion gaben DIMENT & URBAN, 1983):

$$\delta T_A \cong C \cdot G \cdot r \qquad (7)$$

wobei:
C= Konstante: 5 - 10
G= Temperaturgradient [$°Cm^{-1}$]
R= Bohrlochradius [m]

Mit Hilfe der gemessenen Temperaturgradienten lässt sich direkt der konvektions-bedingte Fehler abschätzen.

3.2. Das Temperaturmessgerät

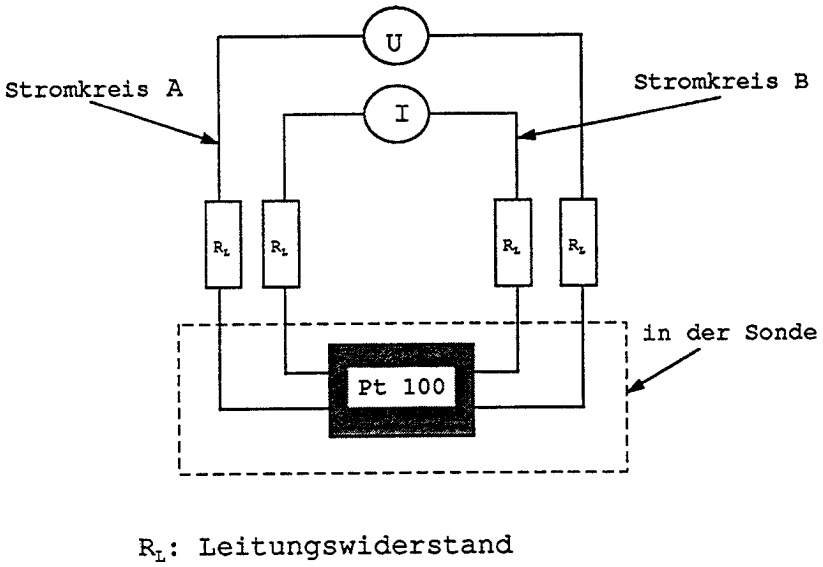
Die wichtigsten Komponenten eines Gerätes zur Messung von Temperaturen in einem Bohrloch sind:

- Sonde mit Kabelrolle und Tiefenmesser
- Elektronisches Verarbeitungs- und Registriergerät

Die **Sonde** besteht aus einem druckresistenten und wasserdichten Gehäuse, in welchem der Temperaturfühler enthalten ist. Es handelt sich hierbei um einen temperaturabhängigen Widerstand, einen sogenannten Thermistor. Das angeschlossene Kabel ist 2-, 3- oder 4-adrig und isoliert. Für grössere Tiefen und Temperaturen werden Teflon-armierte Kable verwendet.

Der Kabeltransport erfolgt entweder mit Hilfe eines elektronisch gesteuerten Motors oder manuell. Das Kabel wird in jedem Fall über einen Tiefenmesser geführt, der die aktuelle Tiefe der Sonde anzeigt.

Es gibt verschiedene Methoden der Temperaturmessung. Im Feldkurs werden Messungen basierend auf der "4-Leiter-Technik" durchgeführt: diese Anordnung besteht aus zwei Stromkreisen (vgl. Figur 2):



Figur 2: Schema der "4-Leiter-Technik". A: Speisekreislauf, B: Messkreislauf

Im Stromkreis A, dem Speisekreislauf, fliesst ein konstanter Strom. Im Stromkreis B, dem Messkreislauf, fliesst kein Strom, es ergibt sich somit kein Spannungsabfall aufgrund der Leitungswiderstände R_L in B, und es können niedrigohmige temperatur-abhängige Widerstände verwendet werden. Die gemessene Spannungsänderung ist also nur durch die Widerstandsänderung des Thermistors bedingt. Als Thermistor wird ein Pt 100-Messwiderstand mit hoher Stabilität eingesetzt. Es handelt sich hierbei um eine sehr fein gearbeitete Spirale aus Platin, welche bei 0 °C einen Widerstand von 100 Ohm aufweist. Mit zunehmender Temperatur nimmt der Widerstand nicht linear zu. Zwischen 0 °C und 50 °C erhöht sich der Widerstand jedoch mit einer beinahe konstanten Rate zwischen 0.38 und 0.39 Ohm°C^{-1}.

Jeder Thermistor hat eine gewisse **Drift**. Dies bedingt, dass die Sonde alle paar Monate in einem Wasserbad mit genau bekannter Temperatur (Eichbad) neu **kalibriert** werden muss. Im in diesem Kurs interessierenden Temperaturbereich (0 °C – 50 °C) ist die Beziehung zwischen der gemessenen (T_g) und der wahren Temperatur (T_w) als linear anzunehmen (analog zur Beschreibung im letzten Abschnitt). Aus der Eichung der Sonde erhält man Steigung a und Offset b der Eichbeziehung:

$$T_w = a.T_g + b \qquad (8)$$

Generell versorgt das elektronische Verarbeitungs- und Registriergerät die Sonde mit der benötigten Spannung und berechnet aus den gemessenen Spannungen (oder Frequenzen) eine erste Temperatur (T_g) . Mittels der Eichformel (8) kann dann die wahre Temperatur (T_w)

bestimmt werden. Falls vorhanden steuert diese Einheit auch die Ausgabe der Messwerte auf Plotter oder Speichermedium.

Im Feldkurs wird ein Hand-Registriergerät des Typs P550 verwendet (vgl. Figur 3). Die Charakteristik dieses Präzisionsmessgerätes ist folgende: Es besitzt eine Anzeige-Auflösung von 0.01 °C. Die Messgenauigkeit beträgt über den gesamten Messbereich (-200 °C bis +200 °C) ±0.03 °C. Es bietet die Möglichkeit der Speicherung von Minimal-, Maximal- und Durchschnittswert.

Wichtig ist, dass eine spezielle Kalibrierfunktion im Gerät integriert ist. Die Werte a und b werden während dem Eichvorgang im Gerät bestimmt und somit erübrigt sich die nachträglich Umrechnung der Werte T_g in T_w anhand der Formel (8).

Der Messvorgang ist grundsätzlich sehr einfach. Die Messwerterfassung geschieht mit dem Einschalten des Gerätes. Es gilt stets zu warten bis sich der Wert stabilisiert hat.

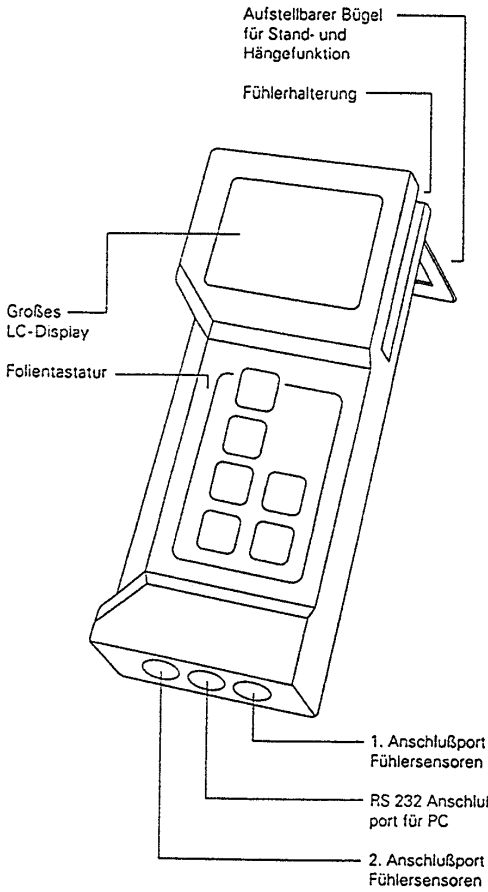
Am Institut für Geophysik der ETHZ stehen 2 verschiedene Typen von Mess-Apparaten zur Verfügung: Eine automatische Apparatur für Temperaturmessungen bis 2 km Tiefe, sowie eine manuelle Sonde mit 500 m Kabellänge. Diese 500 m-Sonde wird für das Geländepraktikum eingesetzt.

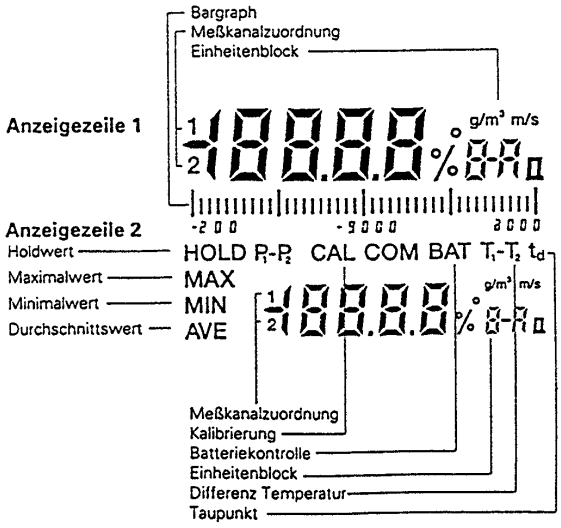
Die gemessene Temperatur wird digital auf einem Display angezeigt und muss von Hand notiert werden.

Präzisionsmessgerät P550 für Bohrlochtemperaturmessung

Hersteller:

Ludwig Schneider
GmbH & Co. KG
Am Eichamt 4
D - 97877 Wertheim





LCD - Display

Figur 3: Präzisionstemperaturmessgerätes des Typs

4. MESSUNG DER WÄRMELEITFÄHIGKEIT

Die Wärmeleitfähigkeitsmessungen an Bohrkernproben werden mit Hilfe eines QTM-Gerätes ("**Q**uick **T**hermal Conductivity **M**eter") ausgeführt. Das Messprinzip der Apparatur beruht auf der transienten Methode und erlaubt, Messungen in sehr kurzer Zeit auszuführen. Eine Linienquelle (Heizdraht) wird an eine ebene Fläche einer Gesteinsprobe angedrückt, so dass diese mit konstanter Leistung aufgeheizt wird. Ein Thermoelement misst die Temperaturzunahme (ca. 10 - 20 °C) in der Mitte des Heizdrahtes; dieser Anstieg erlaubt die Wärmeleitfähigkeit der Probe zu bestimmen. Der Messwert ($Wm^{-1}°K^{-1}$) wird nach ca. 30 Sekunden am Gerät digital angegeben. Die Genauigkeit der Apparatur beträgt etwa +/- 5 %, die Reproduzierbarkeit um +/- 2 % des gemessenen Wertes.

Die untenstehende Tabelle zeigt eine Zusammenstellung der durchschnittlichen

Tabelle 1: Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen der Schweiz aus (SCHAERLI (1980)):

Lithologie	**Wärmeleitfähigkeit [$Wm^{-1}°C^{-1}$]**
Sandsteine	3.27 ± 0.96
Kalke	2.89 ± 0.49
Dolomite	3.95 ± 0.84
Mergel	2.07 ± 0.68
Tone	1.54 ± 0.46
Tonige Anhydrite	4.44 ± 1.42
Kristalline Gesteine	3.21 ± 0.56

4.1. Messprinzip

Die Messung der unbekannten Wärmeleitfähigkeit λ_p basiert auf dem Prinzip der Linienquelle (siehe CARSLAW and JAEGER, 1959). Der Heizdraht ist dabei zur Hälfte umgeben von einem Material mit bekannter Wärmeleitfähigkeit K_0 (in der Messsonde) und zur Hälfte von der zu messenden Probe (siehe Figur 4).

Die gesuchte Wärmeleitfähigkeit λ_p lässt sich dabei folgendermassen bestimmen:

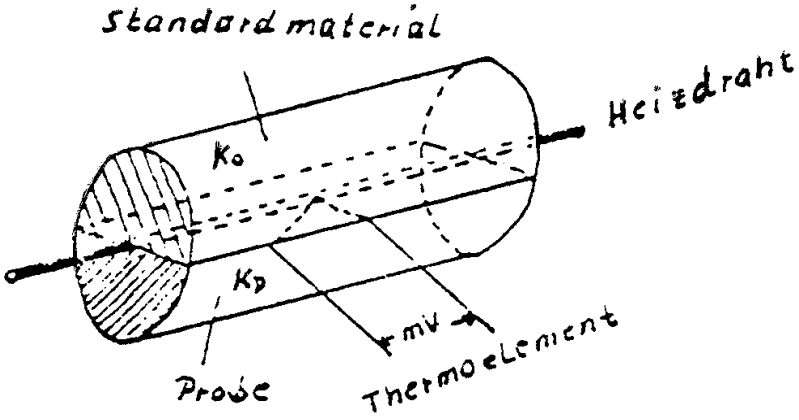
$$K_p = K \cdot I^2 \frac{\ln(t_2 / t_1)}{V_2 - V_1} - H \qquad (9)$$

I= Heizstrom [Amp]

wobei K und H spezifische Konstanten der Sonde sind. V_1 und V_2 bedeuten die Ausgangsspannungen des Thermoelements zur Zeit t_1 bzw. t_2. V_2 -V_1 ist proportional zu $\Delta T = T_2 - T_1$:

$$(V_2 - V_1) = \eta \cdot \Delta T \qquad (10)$$

η = thermoelektrische Kraft [$mV°C^{-1}$]



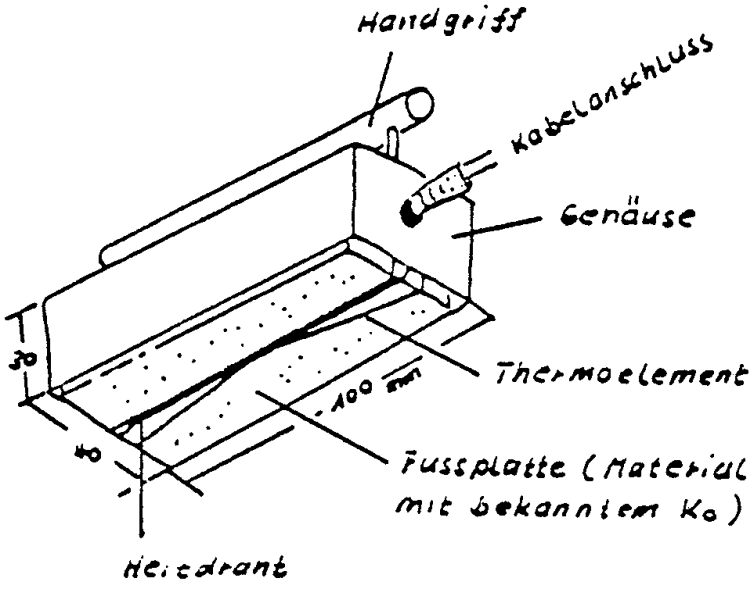
Figur 4: Schematische Darstellung des Prinzips einer Wärmeleitfähigkeitsmessung.

4.2. Gerätekomponenten

Das QTM-Gerät besteht aus 2 Komponenten :

- einer bügeleisenförmigen Mess-Sonde
- eines elektronischen Regel- und Verarbeitungsgerätes

Die **QTM-Sonde** besteht aus einem Heizdraht und einem Thermoelement, welche auf der Unterseite der Fussplatte aufgespannt sind (Figur 5).Das Thermoelement liegt im Zentrum der Fussplatte in direktem Kontakt mit der Oberfläche des Heizdrahtes. Die Fussplatte, mitsamt den Drahtanschlüssen, ist in einem Metallgehäuse mittels Schrauben aufgehängt und wird durch zwei Federn leicht nach aussen gedrückt, so dass durch Anpressen der Sonde an die Probenoberfläche ein guter Kontakt zwischen Probe und Fussplatte gewährleistet ist. Um auch feuchte Proben messen zu können, ist die Fussplatte durch eine dünne Folie abgeschirmt.



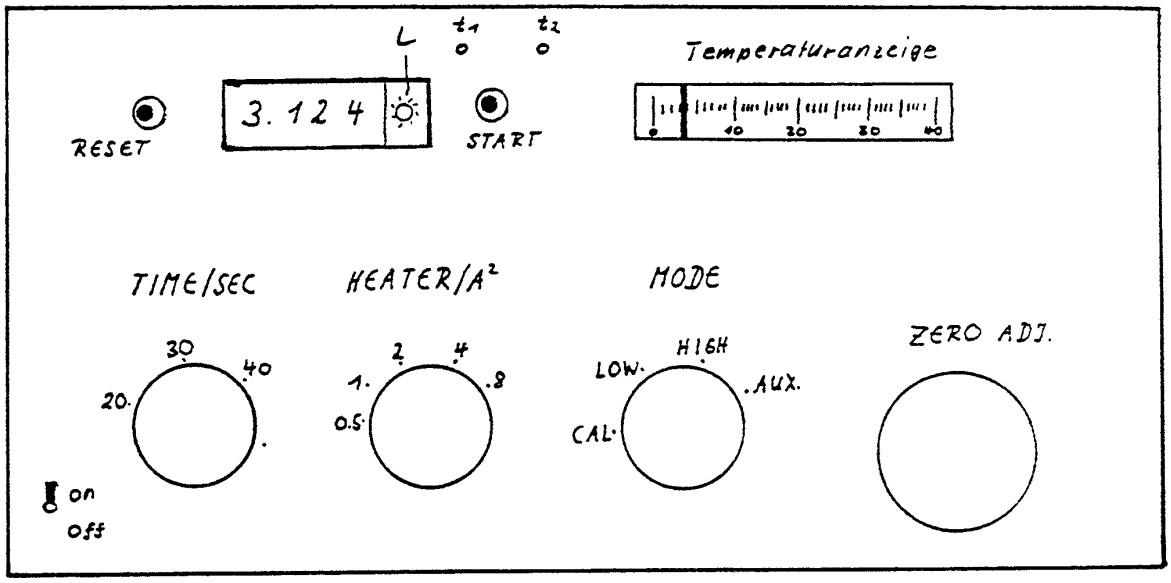
Figur 5: Schematische Darstellung des Wärmeleitfähigkeitsmesssonde.

Das elektronische **Regel-** und **Verarbeitungsgerät** steuert die Aufheizung des Heizdrahts, registriert die Messungen des Thermoelements und führt nach Formel (9) die Berechnung der gesuchten Wärmeleitfähigkeit durch.

Durch die kurze Aufheizzeit von maximal 50 sec wird nur ein Volumen von max. 8 mm Radius um das Thermoelement durch die Messung erfasst. Durch kleinräumige Änderungen der Wärmeleitfähigkeit in der Probe, wie verschiedenartige Mineralkörner, Poren und Klüfte, können grosse Streuungen in den Einzelwerten auftreten.

Die Leitfähigkeit einer Probe kann somit erst durch Mittelung mehrerer Einzelmessungen an verschiedenen Punkten der Probenfläche bestimmt werden.

4.3. Bedienungsanleitung zum QTM-Gerät



*Figur 6: Schematische Darstellung des elektronische **Regel-** und **Verarbeitungsgerät.***

1. Gerät einschalten	1/2 h warten		
2. Eichung	HEATER	8	
	MODE	CAL	
	ZERO	0	
	RESET		
	START	Anzeige muss zwischen 0.98 und 1.02 liegen	
3. Messung des Standards			
1.32 ± 0.07 $(Wm^{-1}°K^{-1})$	HEATER	4	
	MODE	HIGH	
	ZERO	0	(Sonde auf Platte)
	RESET		
	START		

0.229 ± 0.011 ($Wm^{-1}°K^{-1}$)	HEATER	2	
	MODE	LOW	
	ZERO	0	(Sonde auf Platte)
	RESET		
	START		
0.049 ± 0.002 ($Wm^{-1}°K^{-1}$)	HEATER	0.5	
	MODE	LOW	
	ZERO	0	(Sonde auf Platte)
	RESET		
	START		

Wenn die gemessenen Werte ausserhalb des angegebenen Bereiches liegen, müssen die Sondenkonstanten neu eingestellt werden.

4. Messung der Proben	HEATER	(gemäss Tabelle 2)	
	MODE	(gemäss Tabelle 2)	
	ZERO	0	(Sonde auf Platte)
	RESET		
	START		

Nach jeder Messung Sonde 3 Minuten auf Kühlplatte stellen.

Bei feuchten Proben ist darauf zu achten, dass diese nicht austrocknen.

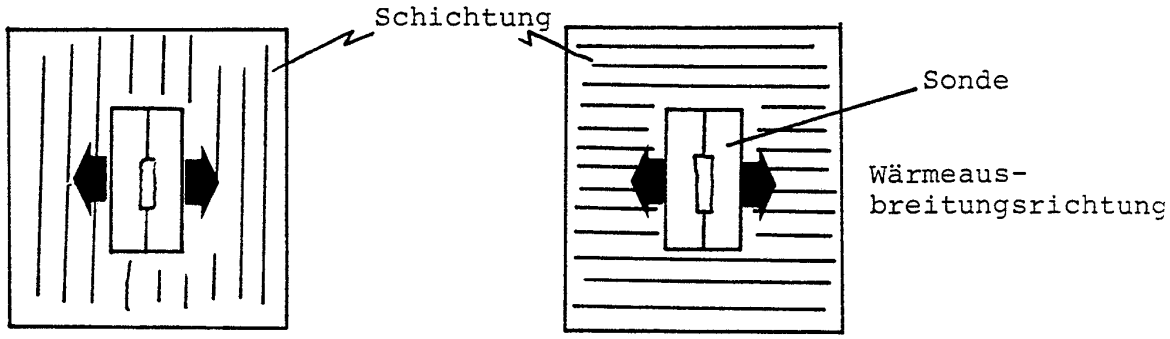
Tabelle 2: Einstellung der HEATER- und MODE-Wähler

Wärmeleitfähigkeit der Probe	**HEATER- Position**	**MODE- Position**
0.1 oder tiefer	0.5 oder 1	LOW
0.1 - 0.3	2	LOW oder HIGH
0.3 - 2.0	4	HIGH
2.0 oder höher	8	HIGH

Bei unbekannter Wärmeleitfähigkeit mit tiefster Einstellung beginnen!

4.4. Wärmeleitfähigkeit senkrecht und parallel zur Schichtung

In texturierten Gesteinen ist die Wärmeleitfähigkeit richtungsabhängig ("Anisotropie").



Figur 7: Wärmeleitfähigkeitsmessungen senkrecht und parallel zur Schichtung

Der gemessene Wert (K_{gs}) entspricht nicht direkt der Wärmeleitfähigkeit senkrecht zur Schichtung (K_S).

Der gemessene Wert entspricht der Wärmeleitfähigkeit parallel zur Schichtung (K_P)

Nach SCHAERLI (1980) berechnet sich K_S nach:

$$K_S = \frac{(K_{gs})^2}{K_P}$$

Wenn keine Schichtung erkennbar ist, wird die Sonde senkrecht bzw. parallel zum Bohrkern gehalten.

5. AUFGABENSTELLUNG

Die Bohrung Hausen HH1 mit einer Tiefe von 408 m wurde im Rahmen eines geothermischen Forschungsprojektes im Jahre 1983 erstellt und durchfährt das Mesozoikum vom Lias bis in den Mittleren Muschelkalk. Eine genaue stratigraphische Einteilung der durchfahrenen Schichten zeigt **Beilage 1**.

Die Bohrung liegt ca. 500 m südlich der Jura-Hauptüberschiebung, welche sich von Dielstorf im Osten bis gegen den Passwang im Westen verfolgen lässt und den Falten- vom Tafeljura trennt (**siehe Beilage 2**).

Diese Überschiebungszone bildet ein bedeutendes Warmwasseraufstiegsgebiet. Oberflächliche Indikationen sind die Thermalquellen von Baden, Schinznach und Lostorf; Warmwasser-Eintritte im Hauensteintunnel.

Dieser grossräumige konvektive Wärmetransport schlägt sich auch im regionalen Temperaturfeld nieder. Entlang der Trogränder des Nordschweizerischen Permokarbontroges (Südrand: Jura-Hauptüberschiebung) werden sehr hohe Gradienten und Wärmeflüsse gemessen (**siehe Beilage 3**).

Im Laufe des zur Verfügung stehenden halben Tages werden folgende Arbeiten durchgeführt:

A) im Feld (Bohrung Hausen HH1)

- Bestimmung des Wasserspiegels (mit Lichtlot).
- Messen der Temperatur alle 10 m bis 400 m Tiefe.
- Bestimmen der wahren Temperatur mit Hilfe der Eichformel (8) (wird im Praktikum verteilt).

B) im „Büro“

- Graphische Darstellung der Messungen.
- Bestimmung des Temperaturgradienten.
- Abschätzung des Einflusses der Bohrlochkonvektion auf die Mess-Genauigkeit (Bohrlochdurchmesser = 149 mm, 5 7/8").
- Messung der Wärmeleitfähigkeit an Gesteinsproben.
- Berechnung des Wärmeflusses der Bohrung Hausen, Interpretation.
- Abschätzung der Temperatur in 5 km Tiefe

6. LITERATURVERZEICHNIS

BEW (1981): Geothermische Datensynthese der Schweiz, Schriftreihe des Bundesamtes für Energiewirtschaft, Studie Nr. 26, 122 S.

BIRCH, F. (1948): The effect of pleistocene climatic variations upon geothermal gradient, Am. J. Sci. 246, 729-760.

BODMER, Ph. & RYBACH, L. (1984): Geothermal Map of Switzerland (Heat Flow Density). Beitr. Geol. Schweiz, Ser. Geophys. Nr. 22, 48 S.

BODMER, Ph., ENGLAND, P.C., KISSLING, E., RYBACH, L. (1979): On the correction of subsurface temperature measurements for the effects of topographic relief, Part 11: Application to temperature measurements in the Central Alps, p. 78-87; in: Cermak, V. & Rybach, L. (eds.): Terrestrial heat flow in Europe, Springer Verlag, Heidelberg, New York.

CARLSLAW, H.S., JAEGER, J.C. (1959): Conduction of heat in solids. Oxford University Press, 510 pp.

DIMENT, W.H., URBAN, Th.C. (1983): A simple method for detecting anomalous fluid motions in boreholes from continous temperature logs; Geothermal Resources Council Transactions 7, 485-490.

GRETENER, P.E. (1967): On the thermal instability of large diameter wells – an observational report; Geophysics 32, 727-738.

SCHAERLI, U. (1980): Methodische Grundlagen zur Erstellung eines Wärmeleitfähigkeitskataloges schweizerischer Gesteine. Diplomarbeit am Institut für Geophysik der ETH Zürich.

SCHAERLI, U. (1989): Geothermische Detailkartierung (1:lOO'OOO) in der zentralen Nordschweiz mit besonderer Berücksichtigung petrophysikalischer Parameter. Diss. ETH Zürich Nr. 8941.

Zusätzliche Literatur zur Geothermik (Bücher)

BUNTEBARTH, G. (1980): Geothermie, Springer Verlag, Heidelberg, NewYork,156S.

EDWARDS, L.M., CHILINGER, G.V., RIEKE 111, H.H., FERTL, W.H. (1982): Handbook of Geothermal Energy, Gulf Publishing Company, Houston, 613 pp.

HAENEL, R., RYBACH, L., STEGENA, L. (1988): Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, 486 pp.

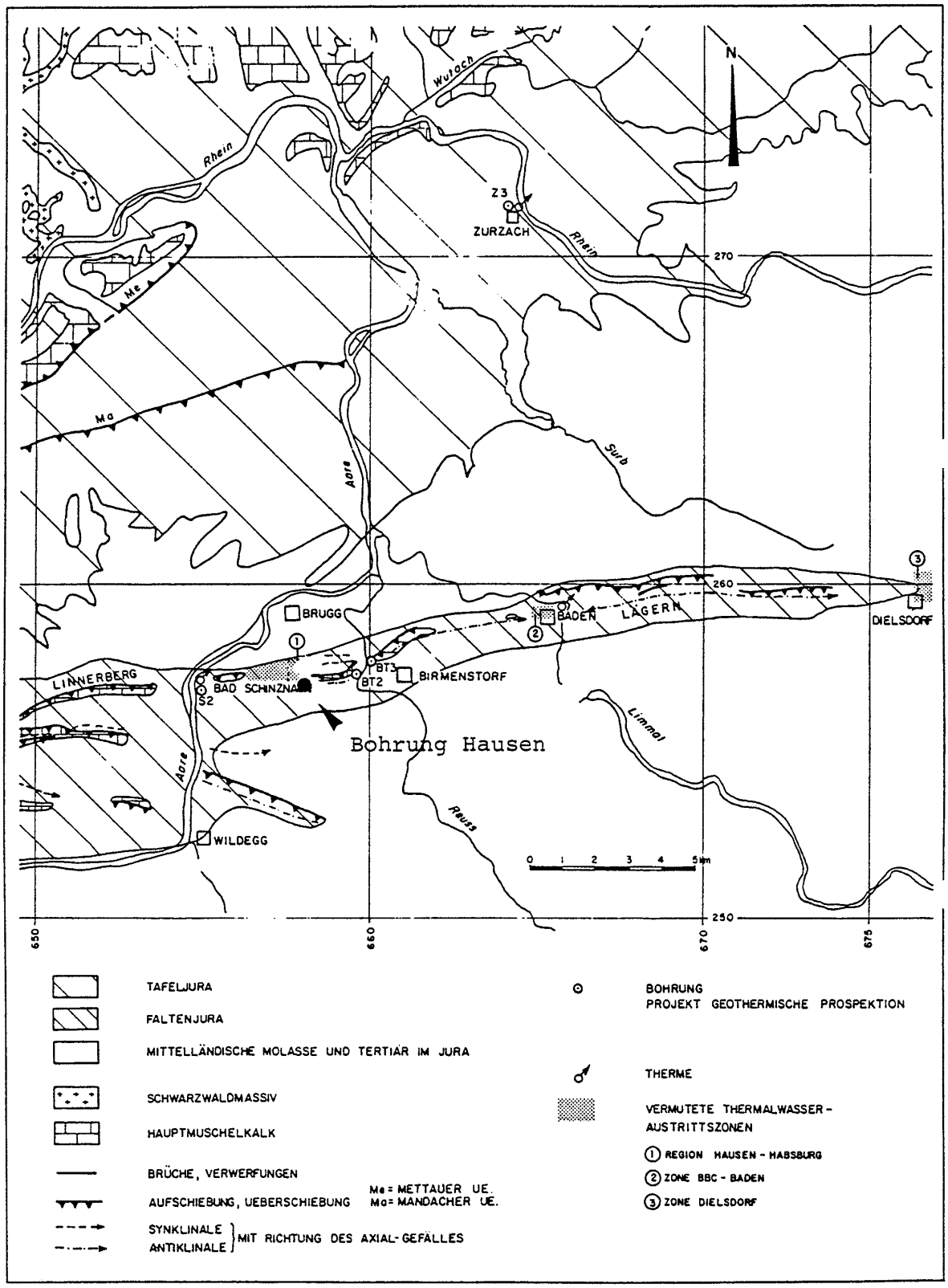
RYBACH, L., MUFFLER, L.J.P. (1981): Geothermal Systems - Principles and case histories, John Wiley & Sons, New York, Toronto, 359 pp.

VARET, J. (1982): Geothermie basse énergie, Masson, Paris, 201 pp.

GEOLOGISCHES PROFIL DER BOHRUNG HAUSEN HH1

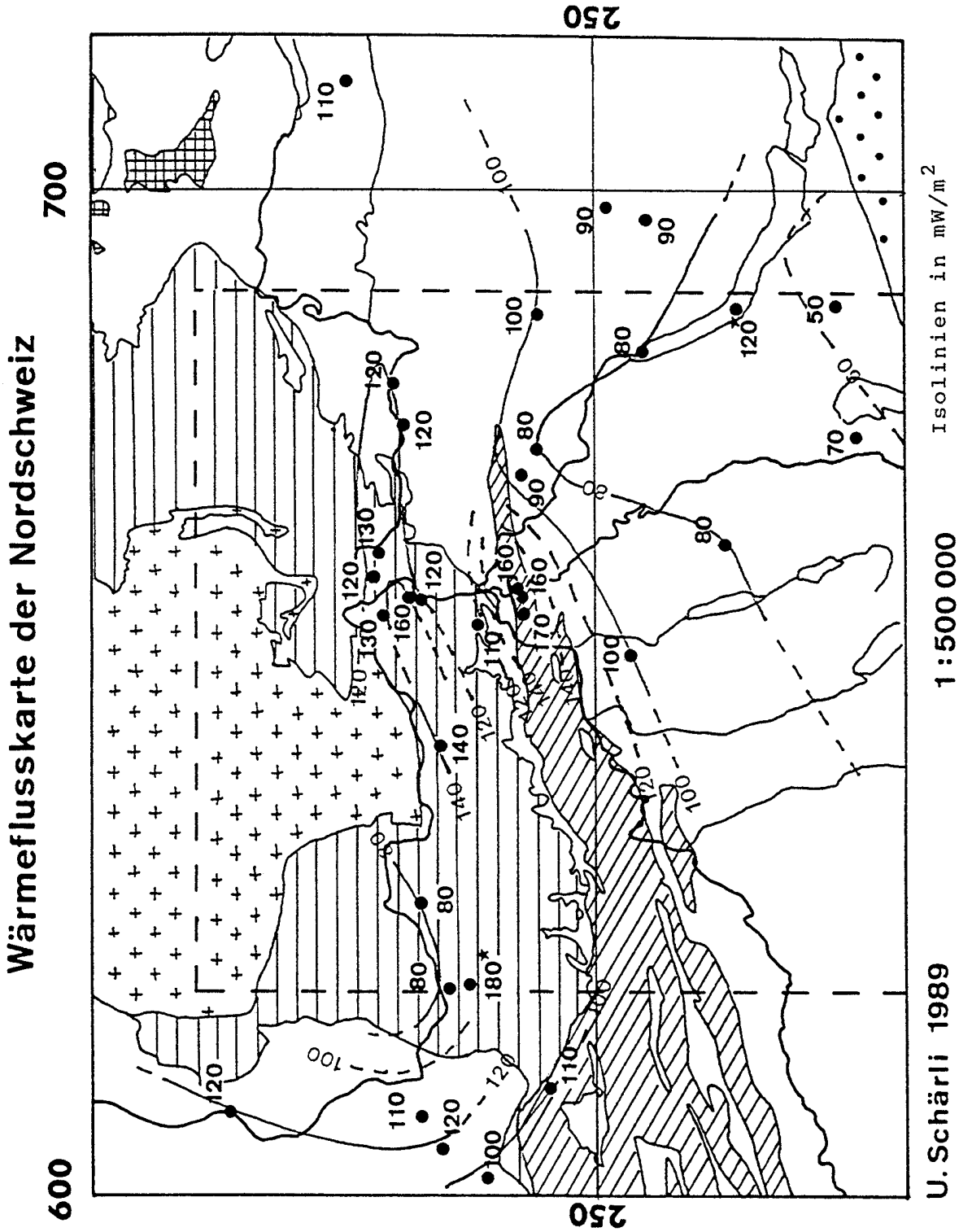
Tiefe [m]	Stratigraphische Einheit	Litholoqie
0 – 30	Quartär	Kies, Sand, Silt, Ton
30 – 62	Lias	Mergel, z.T. Kalke
62 –108	Ob. Keuper	Sandige Mergel, z.T. Kalk
108-267	Gipskeuper	Tone, Anhydrit/Gips
267-380	Ob. Muschelkalk (incl. Lettenkohle)	Dolomite, Kalke
380-396	Mittl. Muschelkalk	anhydritischer Dolomit
396	Überschiebungszone	
396-408	Ob. Muschelkalk	Kalk

Beilage 1



Tektonische Übersicht des Projektgebietes. Die Hauptüberschiebung des Faltenjura auf den Tafeljura zieht von Linnerberg über Baden nach Dielsdorf.

Beilage 2


Wärmeflusskarte der Nordschweiz
U. Schärli 1989
1:500 000
Isolinien in mW/m²
250
700
600
250

Beilage 3

DATENBLATT: GEOTHERMIE – TEMPERATURMESSUNG

Bohrung: Temperatureichung (Formel 8):

Tiefe	T gem.	T korr.	Tiefe	T gem.	T korr.	Tiefe	T gem.	T korr.

WÄRMELEITFÄHIGKEITSBESTIMMUNG AN GESTEINSPROBEN

Gesteinsserie:		Raumtemp.:	Datum:
Standardwerte [W/m°C]:	1)	2)	3)

Probe	Probenbeschreibung	K [W/m°C]	Messrichtung	Wassergehalt t	Wassergehalt f
	Mittelwert:				
	Mittelwert:				

Geophysikalischer Feldkurs

Programmablauf des Feldkurses

Seismik (Explorationsseismik)

Seismik (Bodenunruhe)

Geoelektrik

Gravimetrie

Magnetik

Geothermik

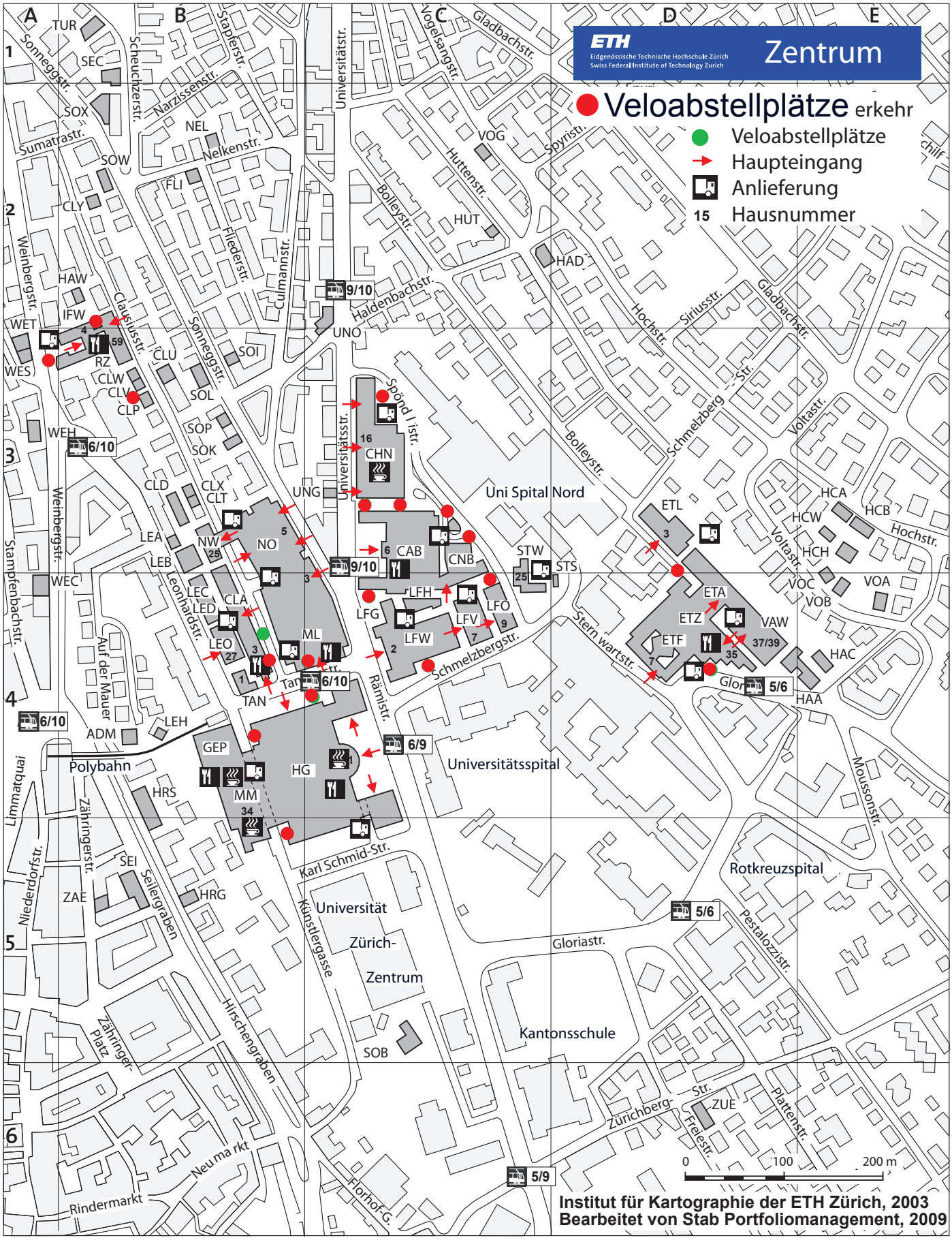
Appendix

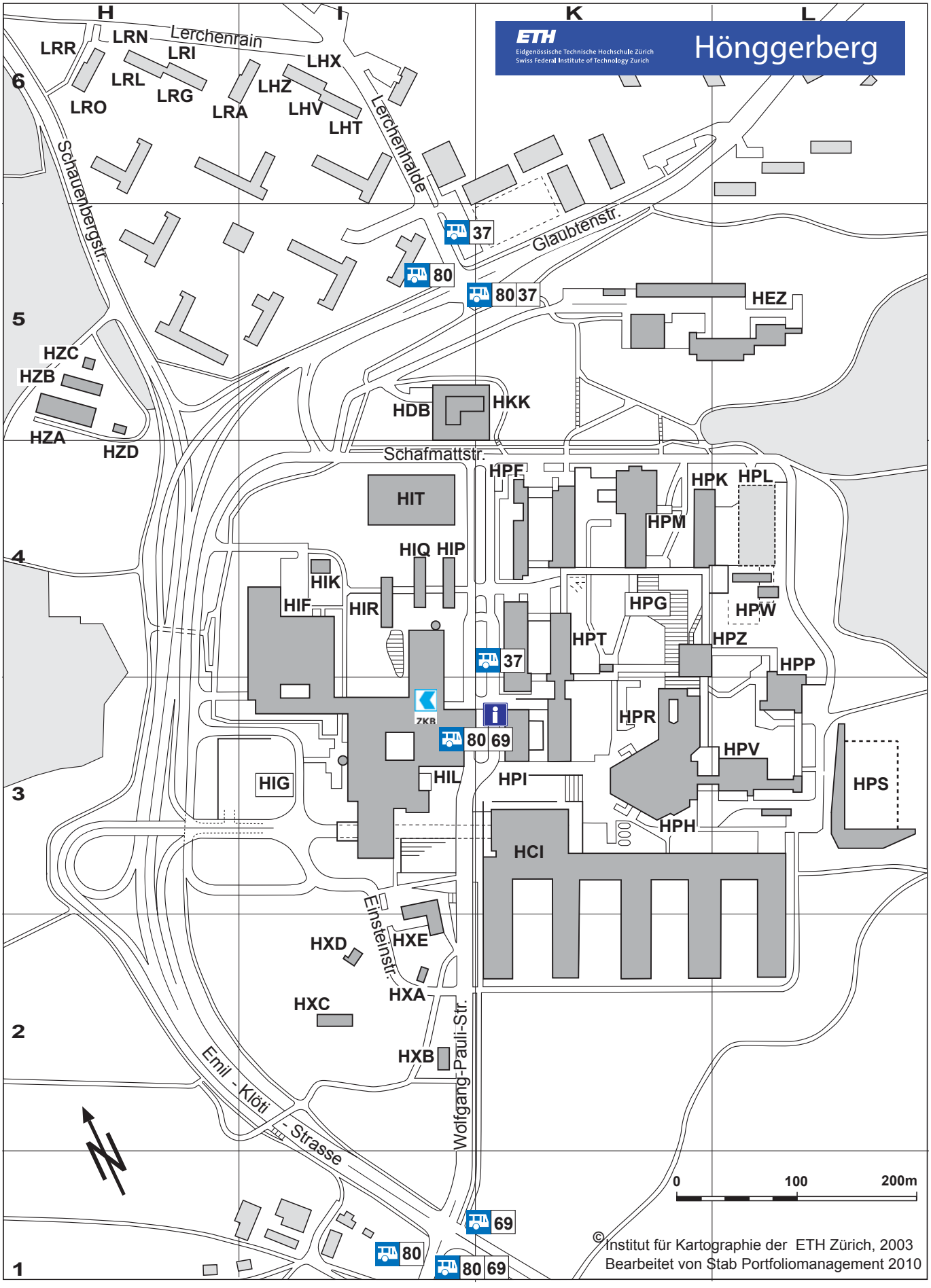
Das ganze Angebot im Überblick.

Die Verbindungen zur ETH Hönggerberg:

Linie	von/nach	Betriebstage	Abfahrtszeiten	Ticket
37	Waidhof, Bhf. Zürich Affoltern	ganzjährig, täglich	alle 30 Minuten	ZVV-Ticket
69	Milchbuck	ganzjährig, täglich	in kurzen Intervallen	ZVV-Ticket*
80	Triemli, Bhf. Altstetten bzw. Bhf. Oerlikon Nord	ganzjährig, täglich	in kurzen Intervallen	ZVV-Ticket
81	Bhf. Altstetten	während Semester Montag bis Freitag	7.15 bis 8.45 Uhr und 16.15 bis 17.45 Uhr alle 10 Minuten	ZVV-Ticket
82	Bahnhof Oerlikon Nord	während Semester Montag bis Freitag	7.15 bis 8.45 Uhr und 16.15 bis 17.45 Uhr alle 10 Minuten	ZVV-Ticket
Pendelbus	ETH Zentrum	während Semester Montag bis Freitag	ETH Hönggerberg ab: stündlich 9.52 bis 16.52 Uhr ETH Zentrum ab: stündlich 10.22 bis 16.22 Uhr	Legi oder Personalausweis
Direktbus	Zürich Hauptbahnhof (vor Hotel Schweizerhof)	während Semester Montag bis Freitag	Hauptbahnhof ab: 7.43 und 8.10 Uhr ETH Hönggerberg ab: 16.40, 16.55 und 17.40 Uhr	ZVV-Ticket

*Für Fahrten zwischen ETH Hönggerberg und ETH Zentrum mit Bus 69 und Tram 9/10 via Milchbuck ist während des Semesters, Montag bis Freitag von 9.45 bis 17.15 Uhr, auch die Legi gültig.


ETH
Eidgenössische Technische Hochschule Zürich
Swiss Federal Institute of Technology Zurich
Zentrum
Veloabstellplätze erkehr
Veloabstellplätze
Haupteingang
Anlieferung
15 Hausnummer
Uni Spital Nord
Universitätsspital
Rotkreuzspital
Universität Zürich-Zentrum
Kantonsschule
Polybahn
Sonneggstr.
Universitätstr.
Rämistr.
Schmelzbergstr.
Stern wartstr.
Gloriastr.
Karl Schmid-Str.
Künstlergasse
Hirschengraben
Seilergraben
Zähringerstr.
Niederdorfstr.
Limmatquai
Rindermarkt
Neumarkt
Zähringer-Platz
Florhof-G.
Zürichberg-Str.
Freiestr.
Plattenstr.
Pestalozzistr.
Moussonstr.
Voltastr.
Hochstr.
Schmelzbergstr.
Bolleystr.
Haldenbachstr.
Huttenstr.
Culmannstr.
Weinbergstr.
Stampfenbachstr.
Auf der Mauer
Leonhardstr.
Clausiusstr.
Filederstr.
Nelkenstr.
Sumatrastr.
Narzissenstr.
Scheuchzerstr.
Stapferstr.
Vogelsangstr.
Gladbachstr.
Spyristr.
Siriusstr.
Spöndlistr.
Universitätsstr.
TUR
SEC
SOX
NEL
SOW
FLI
CLY
HAW
IFW
WET
RZ
WES
CLW
CLV
CLP
CLU
SOI
SOL
SOP
SOK
WEH
CLD
CLX
CLT
UNG
LEA
NW
NO
LEB
WEC
LEC
LED
CLA
LEO
ML
TAN
ADM
LEH
GEP
HG
MM
HRS
SEI
ZAE
HRG
SOB
ZUE
CHN
CAB
CNB
LFH
LFG
LFV
LFO
LFW
STW
STS
ETL
ETA
ETZ
ETF
VAW
HCA
HCW
HCB
HCH
VOC
VOB
VOA
HAC
HAA
VOG
HUT
HAD
UNO
0
100
200 m
Institut für Kartographie der ETH Zürich, 2003
Bearbeitet von Stab Portfoliomanagement, 2009


ETH
Eidgenössische Technische Hochschule Zürich
Swiss Federal Institute of Technology Zurich
Hönggerberg
H
I
K
L
6
5
4
3
2
1
LRR
LRN
Lerchenrain
LRI
LHX
LRL
LRG
LHZ
LRO
LRA
LHV
LHT
Lerchenhalde
Schauenbergstr.
Glaubtenstr.
37
80
80 37
HEZ
HZC
HZB
HZA
HZD
HDB
HKK
Schafmattstr.
HPF
HIT
HPK
HPL
HPM
HIQ
HIP
HIK
HIF
HIR
HPG
HPW
HPT
HPZ
37
HPP
ZKB
HPR
80 69
HPV
HIG
HIL
HPI
HPS
HPH
HCI
Einsteinstr.
HXD
HXE
HXA
HXC
HXB
Wolfgang-Pauli-Str.
Emil - Klöti - Strasse
69
80
80 69
0
100
200m
© Institut für Kartographie der ETH Zürich, 2003
Bearbeitet von Stab Portfoliomanagement 2010

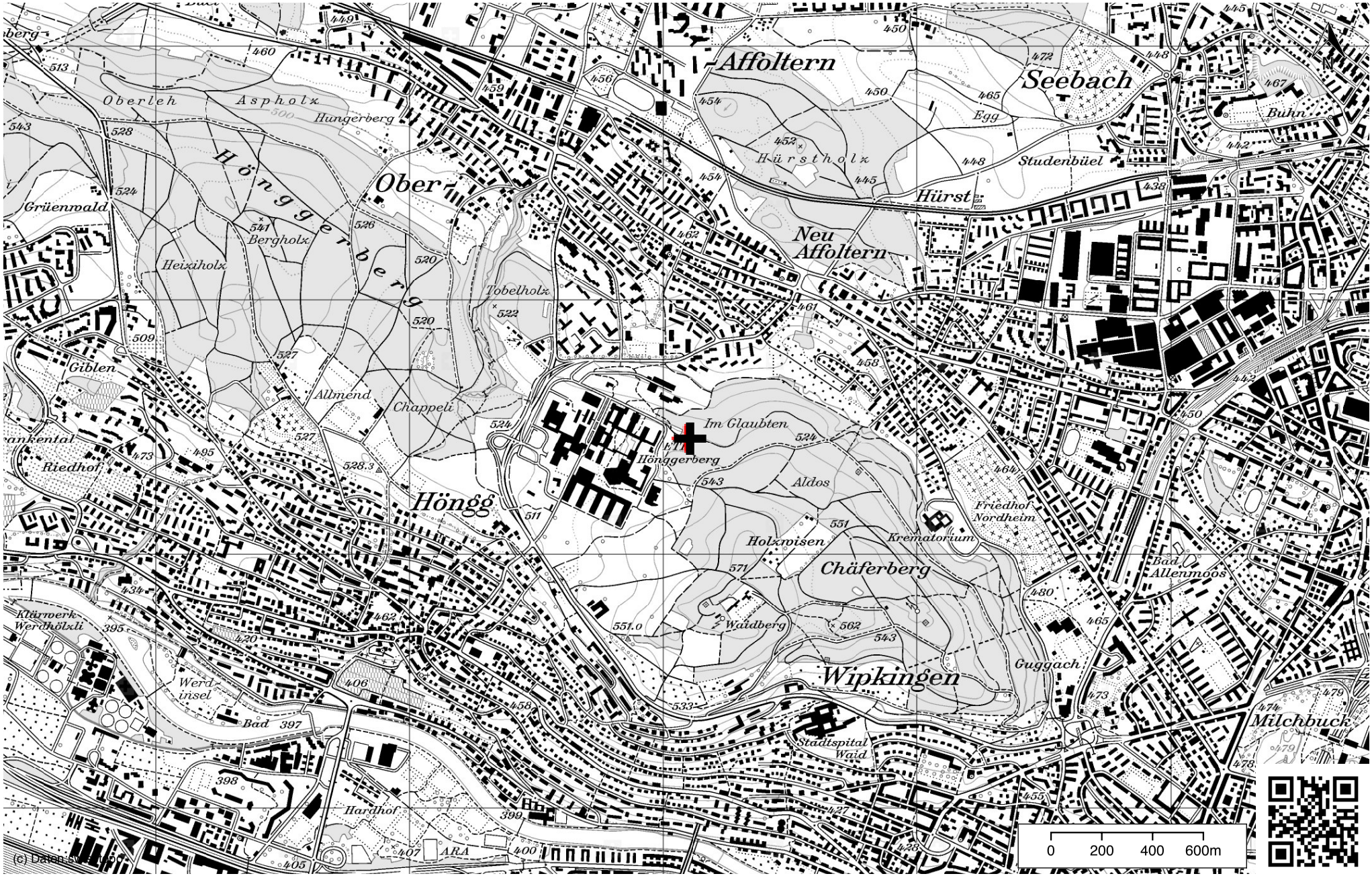
map.geo.admin.ch

www.geo.admin.ch

geo.admin.ch, das Geoportal des Bundes

Hammerschlagseismik

Massstab 1: 20,000



(c) Daten swisstopo

www.geo.admin.ch ist ein Portal zur Einsicht von geolokalisierten Informationen, Daten und Diensten, die von öffentlichen Einrichtungen zur Verfügung gestellt werden

Haftung: Obwohl die Bundesbehörden mit aller Sorgfalt auf die Richtigkeit der veröffentlichten Informationen achten, kann hinsichtlich der inhaltlichen Richtigkeit, Genauigkeit, Aktualität, Zuverlässigkeit und Vollständigkeit dieser Informationen keine Gewährleistung übernommen werden.Copyright, Bundesbehörden der Schweizerischen Eidgenossenschaft, 2007. http://www.disclaimer.admin.ch

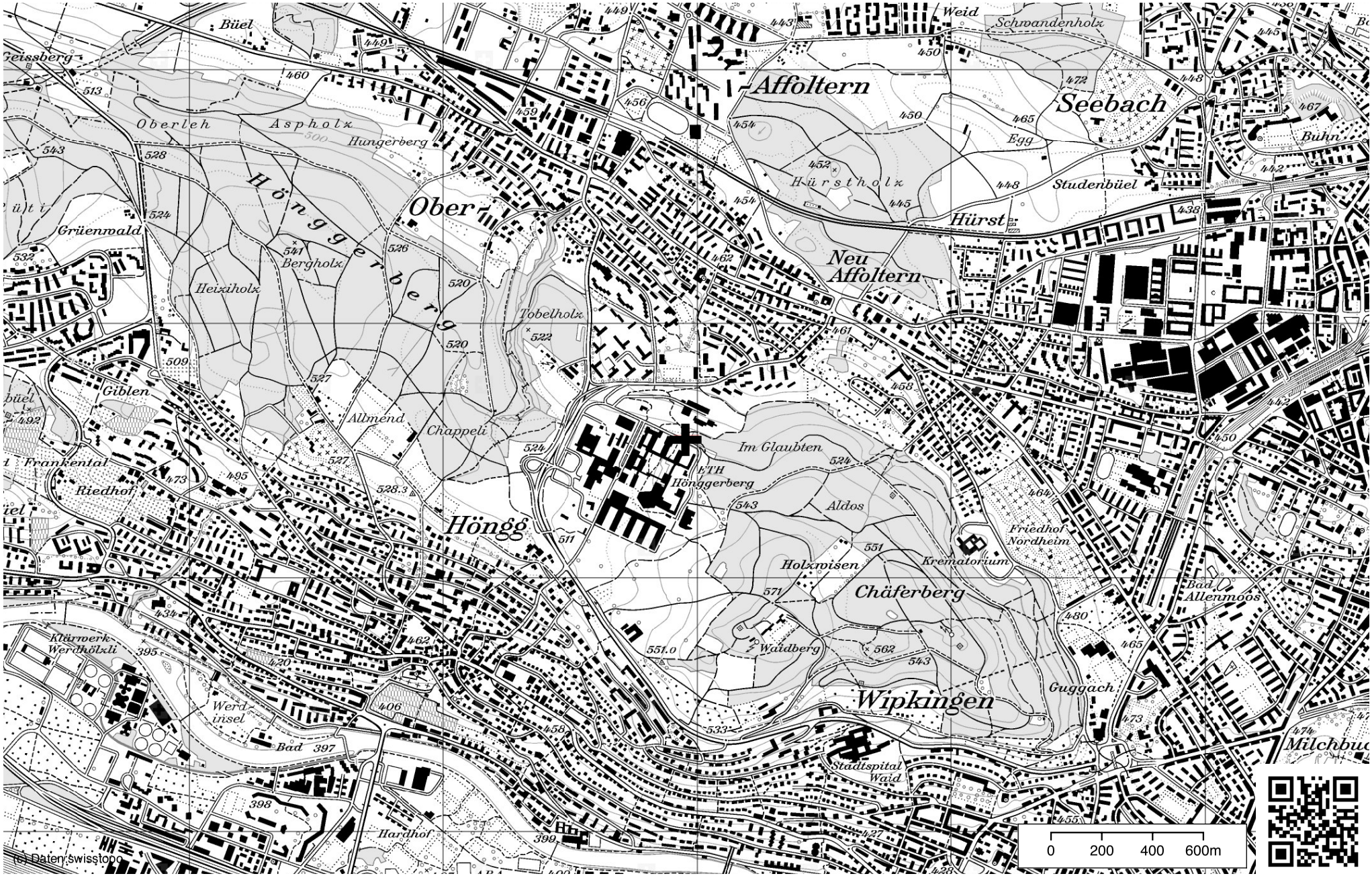
map.geo.admin.ch

www.geo.admin.ch

geo.admin.ch, das Geoportal des Bundes

Bodenunruhe

Massstab 1: 20,000



(c) Daten swisstopo

www.geo.admin.ch ist ein Portal zur Einsicht von geolokalisierten Informationen, Daten und Diensten, die von öffentlichen Einrichtungen zur Verfügung gestellt werden

Haftung: Obwohl die Bundesbehörden mit aller Sorgfalt auf die Richtigkeit der veröffentlichten Informationen achten, kann hinsichtlich der inhaltlichen Richtigkeit, Genauigkeit, Aktualität, Zuverlässigkeit und Vollständigkeit dieser Informationen keine Gewährleistung übernommen werden.Copyright, Bundesbehörden der Schweizerischen Eidgenossenschaft, 2007. http://www.disclaimer.admin.ch

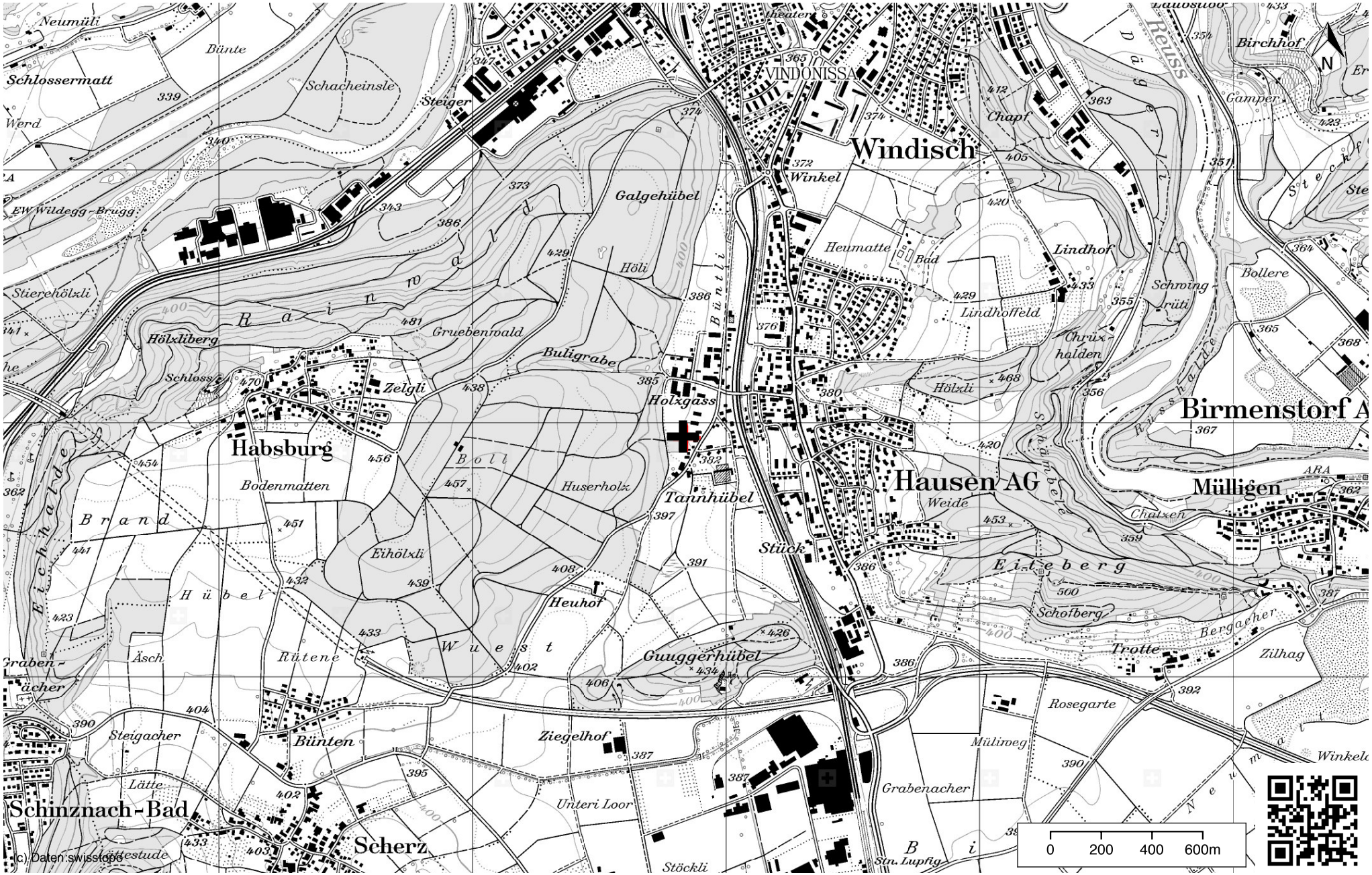
map.geo.admin.ch

www.geo.admin.ch

geo.admin.ch, das Geoportal des Bundes

Geothermik

Massstab 1: 20,000

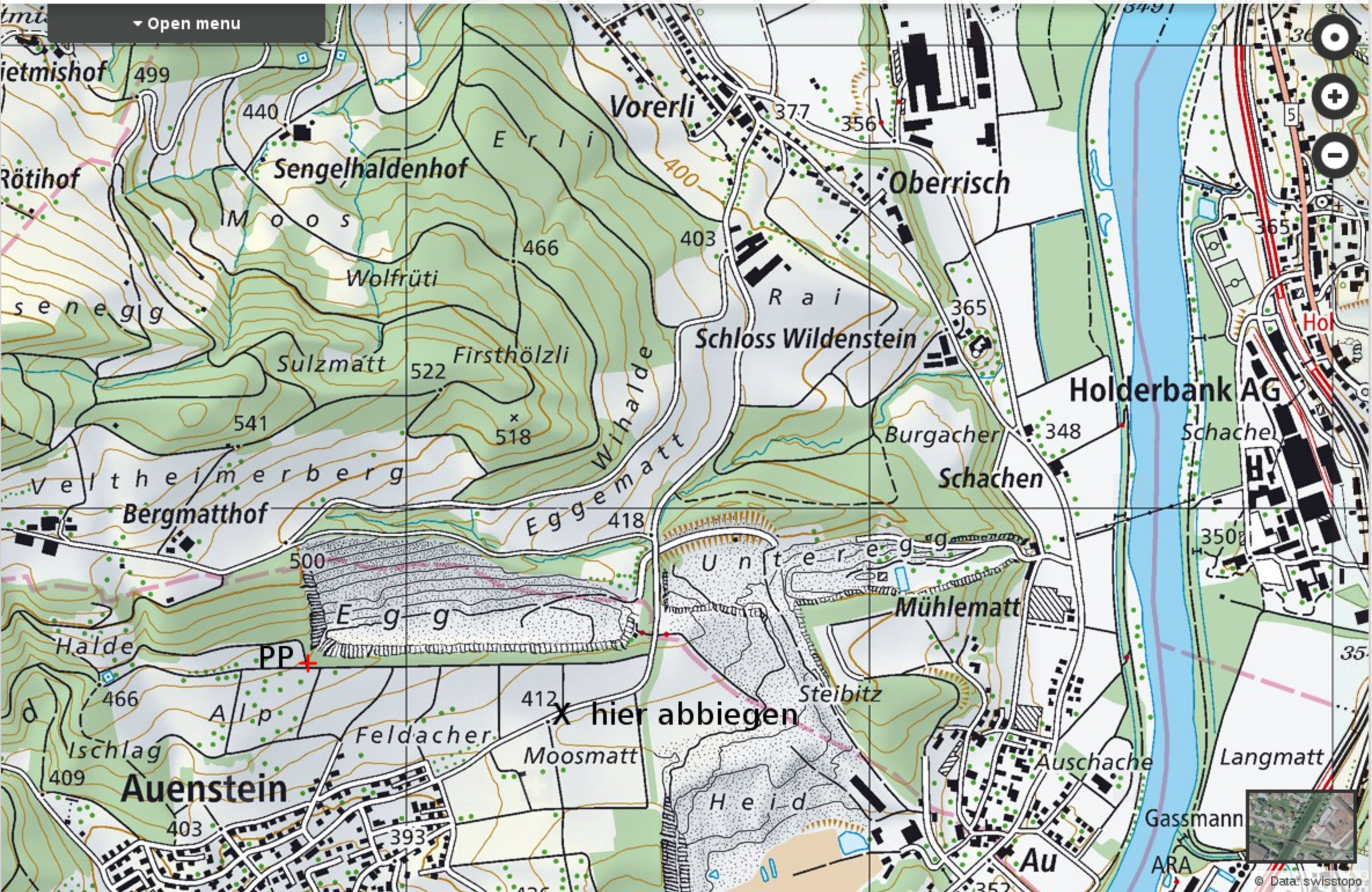


(c) Daten: swisstopo

www.geo.admin.ch ist ein Portal zur Einsicht von geolokalisierten Informationen, Daten und Diensten, die von öffentlichen Einrichtungen zur Verfügung gestellt werden

Haftung: Obwohl die Bundesbehörden mit aller Sorgfalt auf die Richtigkeit der veröffentlichten Informationen achten, kann hinsichtlich der inhaltlichen Richtigkeit, Genauigkeit, Aktualität, Zuverlässigkeit und Vollständigkeit dieser Informationen keine Gewährleistung übernommen werden.Copyright, Bundesbehörden der Schweizerischen Eidgenossenschaft, 2007. http://www.disclaimer.admin.ch

Geoelektrik



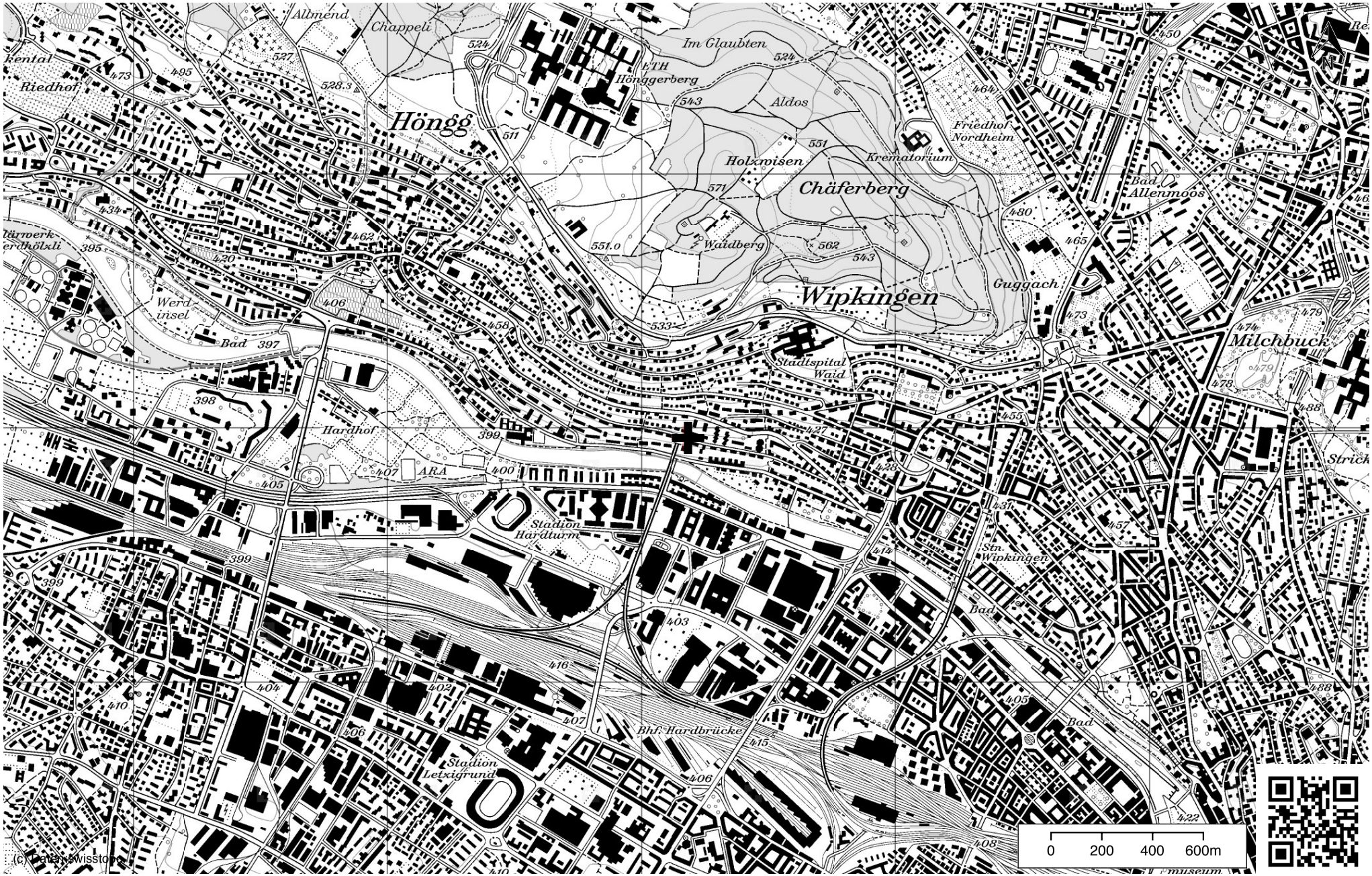
map.geo.admin.ch

www.geo.admin.ch

geo.admin.ch, das Geoportal des Bundes

Gravimetrie

Massstab 1: 20,000



www.geo.admin.ch ist ein Portal zur Einsicht von geolokalisierten Informationen, Daten und Diensten, die von öffentlichen Einrichtungen zur Verfügung gestellt werden

Haftung: Obwohl die Bundesbehörden mit aller Sorgfalt auf die Richtigkeit der veröffentlichten Informationen achten, kann hinsichtlich der inhaltlichen Richtigkeit, Genauigkeit, Aktualität, Zuverlässigkeit und Vollständigkeit dieser Informationen keine Gewährleistung übernommen werden.Copyright, Bundesbehörden der Schweizerischen Eidgenossenschaft, 2007. http://www.disclaimer.admin.ch

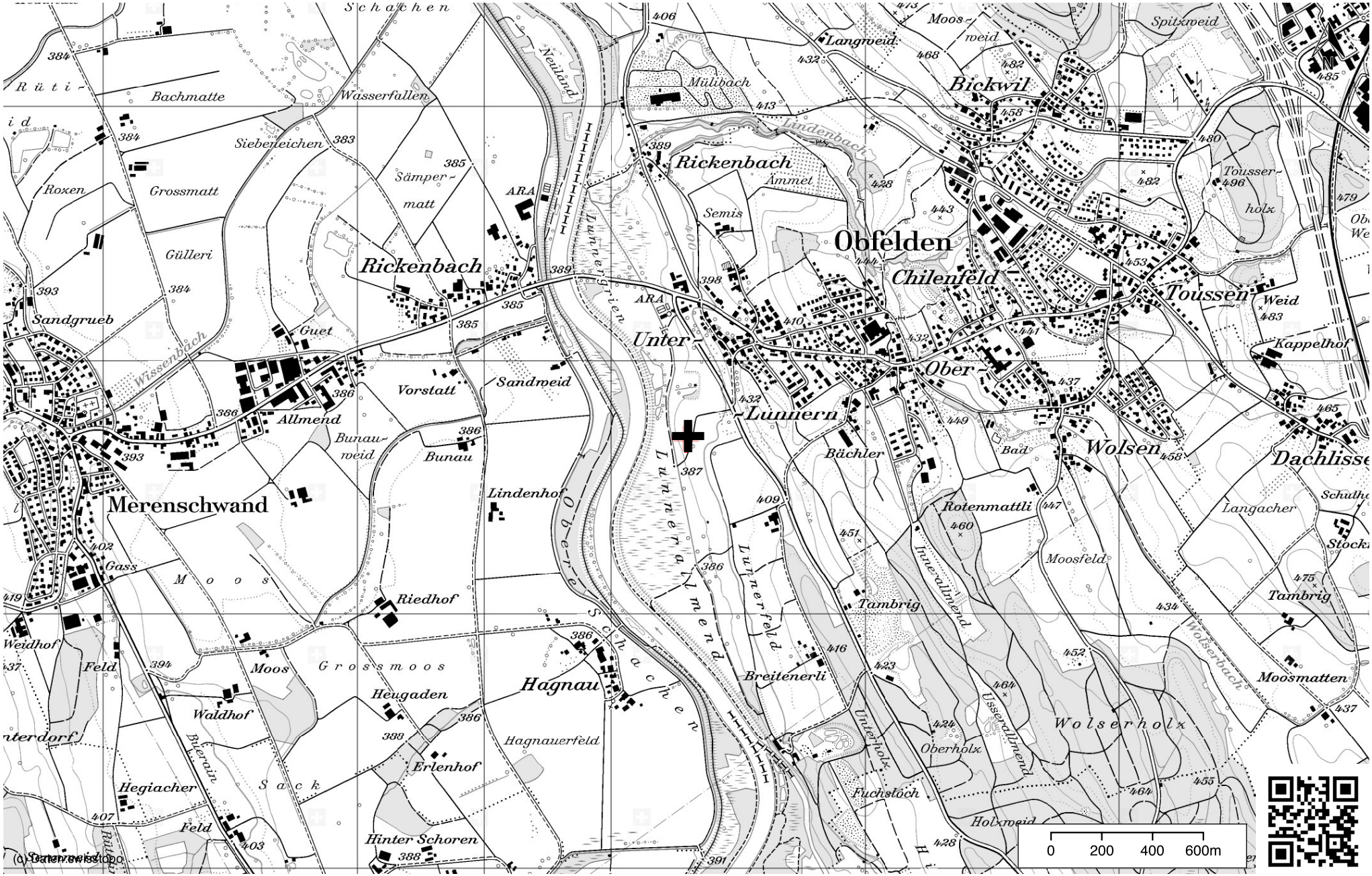
map.geo.admin.ch

www.geo.admin.ch

geo.admin.ch, das Geoportal des Bundes

Geomagnetik

Massstab 1: 20,000



www.geo.admin.ch ist ein Portal zur Einsicht von geolokalisierten Informationen, Daten und Diensten, die von öffentlichen Einrichtungen zur Verfügung gestellt werden

Haftung: Obwohl die Bundesbehörden mit aller Sorgfalt auf die Richtigkeit der veröffentlichten Informationen achten, kann hinsichtlich der inhaltlichen Richtigkeit, Genauigkeit, Aktualität, Zuverlässigkeit und Vollständigkeit dieser Informationen keine Gewährleistung übernommen werden.Copyright, Bundesbehörden der Schweizerischen Eidgenossenschaft, 2007. http://www.disclaimer.admin.ch