

Beiträge zur Geologie der Schweiz

GEOPHYSIK
Nr. 24

Herausgegeben von der Schweizerischen Geophysikalischen Kommission
Organ der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften,
mit Subvention der Eidgenossenschaft

GEOHERMISCHE DETAILKARTIERUNG
DER ZENTRALEN NORDSCHWEIZ
(1:100'000)

ULRICH SCHÄRLI
LADISLAUS RYBACH

Kommissionsverlag:
Kümmerly & Frey AG, Geographischer Verlag, Bern
1991

Adresse der Autoren:

Dr. Ulrich Schärli*
Prof. Dr. Ladislaus Rybach
Institut für Geophysik
ETH-Hönggerberg
CH-8093 Zürich

*) Jetzt bei:

Geologisches Institut Dr. Schmassmann AG
CH-4410 Liestal

Vorwort

Nachdem die Schweizerische Geophysikalische Kommission die "Geophysikalische Landesaufnahme der Schweiz" mit der Veröffentlichung einer Serie von Karten im Massstab 1 : 500'000 abgeschlossen hatte, wurde die detaillierte Kartierung von ausgewählten Gebieten im Massstab 1 : 100'000 in Angriff genommen. Als erstes Objekt für diese Aufgabe bot sich aus verschiedenen Gründen das Gebiet der zentralen Nordschweiz an: einerseits ist das Gebiet von aktuellem Interesse für die Endlagerprojekte der NAGRA, andererseits wurde hier der nordschweizerische Permokarbon-Trog entdeckt, was sowohl aus rein strukturgeologischen Gründen als auch hinsichtlich Rohstoff-Aspekten bedeutsam ist. Gravimetrische und aeromagnetische Karten von diesem Gebiet wurden bereits publiziert; die Abgrenzung des geothermisch kartierten Gebietes erfolgte in Anlehnung an diese Karten.

Für die geothermische Detailkartierung kommt noch der Umstand hinzu, dass im Zuge der Landesaufnahme 1 : 500'000 im Gebiet des nördlichen Aargaus eine ausgeprägte positive Wärmeflussanomalie entdeckt wurde. Verschiedene Thermalquellen entlang des Faltenjura-Nordrandes weisen zudem auf ein grossräumiges Zirkulationssystem von Tiefengrundwässern hin, dessen Eindringtiefe unter die Kristallinoberfläche hinunterzureichen scheint. Eine eingehende Untersuchung dieses Gebietes drängte sich deshalb besonders auf.

Die Datenbasis der Geothermischen Karte der Schweiz 1 : 500'000 (Wärmeflusskarte, 1984) konnte für die Detailkartierung wesentlich erweitert werden. Hierzu haben vor allem die umfangreichen Messungen im Zusammenhang mit dem NAGRA-Sondierprogramm "Kristallin" beigetragen, wobei den Tiefbohrungen besonderes Gewicht zukommt.

Die umfangreiche Datenverarbeitung, oft mit eigens dafür entwickelten Verfahren, erfolgte im wesentlichen im Rahmen der Dissertation von Herrn Ulrich Schärli am Institut für Geophysik der ETH Zürich. Die geothermischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet sind mit einer Karte der Temperatur in

verschiedenen Tiefen und mit einer Wärmeflusskarte dargestellt (beide Karten im Massstab 1 : 100'000). Eingeschlossen ist auch eine erste Interpretation des geothermischen Befundes.

Ausgehend von den geothermischen Verhältnissen ist es nun möglich, unterirdische Wasserzirkulationssysteme mit aufwärtsgerichteten Fliesskomponenten grossräumig zu lokalisieren. Die hydrogeologischen und thermischen Erkenntnisse sind für die Projekte der Endlagerung hochradioaktiver Abfälle ebenso von zentralem Interesse wie für die Bestrebungen zur Erschliessung geothermischer Energieträger.

Für die Finanzierung der Arbeiten sei dem Bundesamt für Bildung und Wissenschaft, dem Bundesamt für Energiewirtschaft, und der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften bestens gedankt. Die NAGRA stellte freundlicherweise umfangreiche Daten zur Verfügung.

Für die Eidg. Kommission
für Geothermie und unterirdische
Wärmespeicherung (KGS)



Prof. Ladislav Rybach
Präsident

Für die Schweizerische
Geophysikalische Kommission
(SGPK)



Prof. Stephan Müller
Präsident

Dezember 1991

ZUSAMMENFASSUNG

Nachdem die geothermische Kartierung der Schweiz 1:500'000 im Gebiet des unteren Aaretals eine markante positive Wärmeflussanomalie erbracht hat, wurde deren weitere Umgebung (= zentrale Nordschweiz) detaillierter aufgenommen und kartiert (1:100'000). Das Vorhaben wurde durch die neuen Daten aus den NAGRA-Tiefbohrungen im gleichen Gebiet besonders begünstigt.

Die geothermischen Verhältnisse wurden einerseits als das Temperaturfeld (Isothermendarstellung der Temperaturverteilung), andererseits als der terrestrische Wärmefluss im Untergrund in Oberflächennähe erfasst und kartiert. Hierzu wurden Temperaturmessungen in Bohrungen verarbeitet (diverse Korrekturen); der Wärmefluss wurde aus den korrigierten Temperaturen und der Wärmeleitfähigkeit der lokalen Gesteine bestimmt. Aufgrund der naturgegebenen Streuung der Wärmeleitfähigkeiten konnte der Wärmefluss nie viel genauer als auf $\pm 10 \text{ mW/m}^2$ bestimmt werden. In ähnlicher Grössenordnung liegt zudem der Einfluss der (ungenügend bekannten) Temperatur- und Druckabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit.

Die Resultate der Wärmeflussbestimmungen in 24 Bohrungen wurden in einer Karte 1:100'000 und in einem etwas grösseren Gebiet mit 8 zusätzlichen Bohrungen in einer Karte 1:500'000 dargestellt. Die Linien gleichen Wärmeflusses wurden wegen der obenerwähnten Unsicherheiten im Abstand von 20 mW/m^2 von Hand gezeichnet durch lineare Interpolation zwischen den Messpunkten und unter Berücksichtigung der Schweirpunkte der sich abzeichnenden Anomalien. Eine computermässige Interpolation ergab zum Teil unrealistische Anomalien und wurde deshalb für dieses Vorhaben als ungeeignet betrachtet.

Das Temperaturfeld im Untergrund wurde durch die Isothermen in 500 m Tiefe unter der Erdoberfläche, sowie durch punktuelle Temperaturangaben in 1000, 1500 und 2000 m Tiefe dargestellt (Karte 1:100'000). Dank den Tiefbohrungen der NAGRA konnten so auch grössere Tiefen erfasst werden.

Zwischen Aare und Rhein, etwa in einer Zone zwischen dem Fricktal und dem unteren Aaretal, ist ein gegenüber dem durchschnittlichen Wärmefluss des Mittellandes ($80-90 \text{ mW/m}^2$) deutlich erhöhter Wärmefluss zu beobachten ($120-130 \text{ mW/m}^2$) mit zwei ausgeprägten, west-ost- streichenden, positiven, lokalen Anomalien (bis 170 mW/m^2), nämlich auf einer Linie Schinznach-Brugg-Baden bzw. Frick-Böttstein-Zurzach. Auffallend ist die Übereinstimmung dieser Anomalie-Bänder mit der nörlichen bzw. südlichen Begrenzung des nordschweizerischen Permokarbon-Troges.

Im Mittelland steigt der Wärmefluss fast gleichmässig von Süden nach Norden an, von 60 auf fast 100 mW/m^2 . Im Gebiet von Basel ist der Wärmefluss wiederum erhöht ($110-120 \text{ mW/m}^2$). Zwischen Liestal und Rheinfelden liegt ein Gebiet mit stark unterschiedlichen Wärmeflüssen ($80-180 \text{ mW/m}^2$), welche nicht im Zusammenhang mit einer grossflächigen Anomalie zu stehen scheinen.

Demgegenüber zeigt das Temperaturfeld eine stetigere Verteilung mit einem flachen Maximum zwischen Brugg und Zurzach ($35-39 \text{ }^\circ\text{C}$ in 500 m Tiefe).

Die Ursache des erhöhten Wärmeflusses und der erhöhten Temperaturen im Untergrund in den erwähnten Gebieten der Nordschweiz ist die Wärmezufuhr durch aufwärtsströmendes Wasser aus grösseren Tiefen des kristallinen Grundgebirges und des Permokarbon-Troges, dessen Ausdehnung sich auffallend mit der geothermischen Anomalie deckt. Bei der Bohrung Weiach konnte eine vertikale Strömungsgeschwindigkeit im Gestein von ca. 10^{-9} m/sec aus dem Temperaturprofil bestimmt werden. Zu den lokalen Anomalien (Frick-Zurzach, Schinznach-Baden) können auch laterale Wärmeleitfähigkeitskontraste in der Sedimentdecke beitragen; zumindest in der Zone Schinznach-Baden werden die Anomalien durch aufsteigende Thermalwässer entlang der Jura-Hauptüberschiebung noch verstärkt.

SUMMARY

The geothermal mapping of Switzerland on the scale of 1 : 500'000, completed in 1983/84, revealed a strongly positive heat flow anomaly in the northern part of the country. Therefore this area was selected for further investigations with the aim of a detailed heat flow map (1 : 100'000). The project was facilitated by new data from deep drilling within the framework of a feasibility study for radioactive waste disposal (NAGRA).

The geothermal conditions are represented by a temperature field map (isotherms or individual data at different depths), and by a map of the terrestrial heat flow near the earth's surface. For this purpose, temperature measurements in drillholes have been acquired and processed (various corrections). Heat flow was calculated from corrected temperatures and from thermal conductivities of the local rocks. Due to the natural scatter of thermal conductivities the accuracy of heat flow is not better than ± 10 mW/m². The uncertainties caused by the poorly known temperature and pressure dependence of thermal conductivity are of the same order.

The results of heat flow determinations in 24 drillholes are assembled on a map 1 : 100'000. A second heat flow map (1 : 500'000), covering a slightly expanded area, includes information from 8 additional drillholes. The contour interval for these maps is, in view of the above-mentioned uncertainties, 20 mW/m². Since computer contouring yielded unrealistic isoline patterns the isoline contouring was done by hand (linear interpolation, also considering the shape of the emerging anomalies).

The temperature field is mapped (1 : 100'000) by the isotherms at 500 m depth, further by punctual temperature data at 1000, 1500 and 2000 m depth. Most data from depths > 500 m originate from the deep drillholes of NAGRA.

Between the Aare and Rhine rivers, along a zone between the Fricktal and the lower Aaretal, elevated heat flow was found (120 - 130 mW/m²) if compared to the average in the Molasse basin further south (80 - 90 mW/m²). The zone is bounded by two narrow bands of markedly high, west-east trending local anomalies (up to 170 mW/m²), the first extending along a line Frick - Böttstein - Zurzach in the north, the second along the line Schinznach - Brugg - Baden in the south. The coincidence of these anomaly bands with the northern and southern boundaries of the Permocarboniferous trough of northern Switzerland is striking.

There is a steady increase, from 60 to almost 100 mW/m², of heat flow from south to north in the Swiss Molasse basin. In the region of Basel heat flow is again higher (110 - 120 mW/m²). An area of highly variable heat flow is located between Liestal and Rheinfelden which does not seem to belong to a larger regional anomaly.

The temperature field, on the other hand, shows a rather uniform distribution with a flat maximum between Brugg and Zurzach (35 - 39 °C at 500 m depth).

The cause of the high heat flow and of elevated temperatures at depth in the above-mentioned regions is attributed to heat transport by upward percolating water from greater depths in the crystalline basement and the Permocarboniferous trough, whose extent coincides with the geothermal anomaly. A vertical seepage velocity of about 10⁻⁹ m/sec was estimated from the temperature profile of the drillhole Weiach. Lateral thermal conductivity contrasts could contribute to the two local heat flow anomaly bands (Frick-Zurzach and Schinznach-Baden); these may also be amplified, at least in the case of the line Schinznach-Baden, by thermal water uprising along the main Jura overthrust.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	I
Zusammenfassung	III
Summary	V
1. Einleitung	1
2. Das Temperaturfeld im Untergrund der Nordschweiz	3
2.1. Geologische Übersicht und Lage der Bohrungen	3
2.2. Temperaturmessmethoden	3
2.2.1. BHT-Messungen	5
2.2.2. HRT-Messungen	8
2.2.3. Hydraulische Testtemperaturen	8
2.3. Verarbeitung der Daten	9
2.4. Die bearbeiteten Daten	13
2.5. Temperaturen in verschiedenen Tiefen	16
3. Bestimmung des Wärmeflusses	20
3.1. Wärmefluss-Berechnung	20
3.2. Topographische Korrektur	24
3.3. Korrektur für Hebung/Erosion oder Senkung/Sedimentation	25
3.4. Einfluss des Paläoklimas auf die Temperaturen im Untergrund	27
3.5. Tiefenabhängigkeit des Wärmeflusses	22
4. Wärmeflusskarte der zentralen Nordschweiz: Kartierung und Interpretation	35
4.1. Kartierung des Wärmeflusses	35
4.2. Interpretation der Wärmeflusskarte der zentralen Nordschweiz	36
4.2.1. Das geothermische Bild	36
4.2.2. Interpretation des Kartenbildes	36
4.2.3. Ermittlung von Wasserkonvektion in der Formation aus dem Temperaturprofil	41
4.3. Wärmeflussanalyse in den Tiefbohrungen der NAGRA	46
5. Ausblick, offene Fragen	48
6. Literaturverzeichnis	50

1 Einleitung

Im Gebiet der Nordschweiz wurde bereits von Bodmer & Rybach (1984) eine stark positive geothermische Anomalie beschrieben, die geographisch etwa beim Zusammentreffen der Flüsse Aare, Reuss und Limmat liegt. Die Kartierung der Anomalie im Massstab 1:500'000 mittels Wärmefluss-Isolinien, die durch Computer-Interpolation und Glättung konstruiert wurden, ergab naturgemäss ein allgemeines, kontrastarmes geothermisches Bild dieser Gegend.

Es war daher naheliegend, die geothermisch anomale Region detaillierter zu untersuchen und eine Kartierung in kleinerem Massstab (1:100'000) vorzunehmen. Dieses Vorhaben wurde zudem dadurch begünstigt, dass in der fraglichen Region durch die gezielten Untersuchungen der NAGRA im Rahmen des Sondierprogrammes für die Endlagerung hochaktiver Abfälle in den letzten Jahren eine Reihe von Bohrungen niedergebracht wurden. Bei diesen Sondierungen kamen umfangreiche Messprogramme zum Einsatz, welche auch geothermisch relevante Daten hoher Qualität geliefert haben.

Die geothermischen Verhältnisse der Untersuchungsregion sollen durch die Kartierung des Temperaturfeldes (Isolinien der Temperaturverteilung in 500 m Tiefe, ergänzt durch punktuelle Angaben in den Tiefen 1000 m, 1500 m und 2000 m) sowie des geothermischen Wärmeflusses (Isolinien des Wärmeflusses in mW/m^2 im Untergrund nahe der Erdoberfläche) im Massstab 1:100'000 dargestellt werden (Beilagen). Auch soll eine erste Interpretation des geothermischen Befundes gegeben werden. Zur besseren Übersicht und Handlichkeit sind die kleinmassstäblichen, dafür aber grossformatigen Karten 1:100'000 auch im Massstab 1:500'000 (ein etwas grösseres Gebiet umfassend) dargestellt.

Die Datenbasis für die Kartierungen bestand aus BHT-Messungen in diskreten Tiefen, aus kontinuierlichen HRT-Logs, sowie aus Temperatur-Messdaten von hydraulischen Tests, vorl allem bei den NAGRA-Bohrungen Böttstein, Kaisten, Leuggern, Riniken, Schafisheim und Weiach. Weitere Daten stammen aus Kompilationen der Eidg. Kommission für Geothermie und unterirdische Wärmespeicherung (KGS).

In der Regel mussten diese Temperaturdaten noch verarbeitet werden (Korrekturen etc.). Für Wärmeflussbestimmungen werden noch Daten über die Gesteins-Wärmeleitfähigkeit benötigt. Diese standen in Form einer umfassenden Kataloges gesteinsphysikalischen Daten zur Verfügung, welche auch die zahlreichen, an Bohrkernen der NAGRA-Bohrungen durchgeführten Messungen mit einem QTM-Gerät (Details siehe Bodmer & Rybach 1984) enthielten. Näheres über die gesteinsphysikalische Datenbank siehe in Schärli (1989). Bei der Methodik der Datenverarbeitung und der Kartierung konnte auf frühere Entwicklungen zurückgegriffen werden (beschrieben in Bodmer & Rybach 1983, Rybach & Bodmer 1983, Bodmer 1982 und Bodmer & Rybach 1984).

Die Arbeiten wurden grösstenteils durch die Schweizerische Geophysikalische Kommission finanziert und im Rahmen der Dissertation von Ulrich Schärli in der Forschungsgruppe Geothermik und Radiometrie des Institut für Geophysik der ETH Zürich durchgeführt.

2 Das Temperaturfeld im Untergrund der Nordschweiz

2.1 Geologische Übersicht und Lage der Bohrungen

Das Gebiet der zentralen Nordschweiz liegt, tektonisch gesehen, im Bereich von vier verschiedenen Einheiten (Figur 1): Das Schwarzwald-Massiv nördlich des Rheins, der Tafeljura, der Kettenjura und das Molassebecken des Mittellandes. Der Kettenjura und der Faltenjura sind von zahlreichen Verwerfungen und Bruchsystemen durchzogen. Generell streichen die grösseren Störungen in West-Ost-Richtung. Der neu entdeckte Permokarbon-Trog im nördlichen Aargau ist fettgestrichelt eingezeichnet. Die detaillierte Geologie ist im NAGRA-Bericht NTB 84-25 beschrieben.

Die Schichten fallen allgemein gegen Süden ein und deshalb keilen zunehmend ältere Schichten gegen Norden an der Oberfläche aus bis das kristalline Grundgebirge im Schwarzwald zu Tage tritt. Der Permokarbon-Trog liegt ca. 600 m unter der Oberfläche und reicht bis in Tiefen von mehreren Kilometern (Diebold 1989)

Die Lage der gegenwärtig verfügbaren Bohrungen ist in Figur 1 eingezeichnet.

2.2 Temperaturmessmethoden

Die Temperaturmessungen in den Bohrlöchern wurden auf verschiedene Weise durchgeführt: BHT-Messungen (Bottom Hole Temperatures), kontinuierliche HRT-Logs (High Resolution Temperature) oder Temperaturmessungen kombiniert mit Pumpversuchen oder anderen hydraulischen Testmessungen.

2.2.1 BHT-Messungen

Sogenannte BHT-Messungen (mittels Maximum-Thermometer-Ablesungen) werden kurze Zeit nach dem Bohrvortrieb in der jeweiligen Endtiefe gemacht. Zu diesem Zeitpunkt liegen im Bohrloch thermisch gestörte Verhältnisse vor, weil die Spülungsflüssigkeit im ganzen Bohrloch während des Vortriebs zur Abkühlung des Bohrers zirkulierte. Temperaturmessungen, welche einige Stunden oder Tage nahe der Bohrlochsohle gemacht werden, entsprechen deshalb nicht der Felstemperatur. Messungen zu verschiedenen Zeiten (Stunden oder Tage) bei ruhender Bohrlochflüssigkeit geben jedoch die Wiedererwärmung der Bohrlochflüssigkeit wieder; durch geeignete Extrapolation kann auf die ungestörte Gesteinstemperatur geschlossen werden. Die Tiefe der BHT-Messungen liegt meistens einige Meter über der Bohrlochsohle. Die Zeit t , während der die Temperaturverhältnisse in der zu messenden Tiefe durch die Flüssigkeitszirkulation gestört wurde, setzt sich deshalb aus der Zeit für das Bohren von der Messtiefe bis zur Endtiefe und einer eventuellen zusätzlichen Spülungszeit nach Beendigung des Bohrens zusammen. Die Temperatur in der Achse des Bohrloches nach der Zeit t (Zeit der Messung – Zeit, bei welcher der Bohrer die Messtiefe erreicht) ist dann nach Lachenbruch & Brewer (1959):

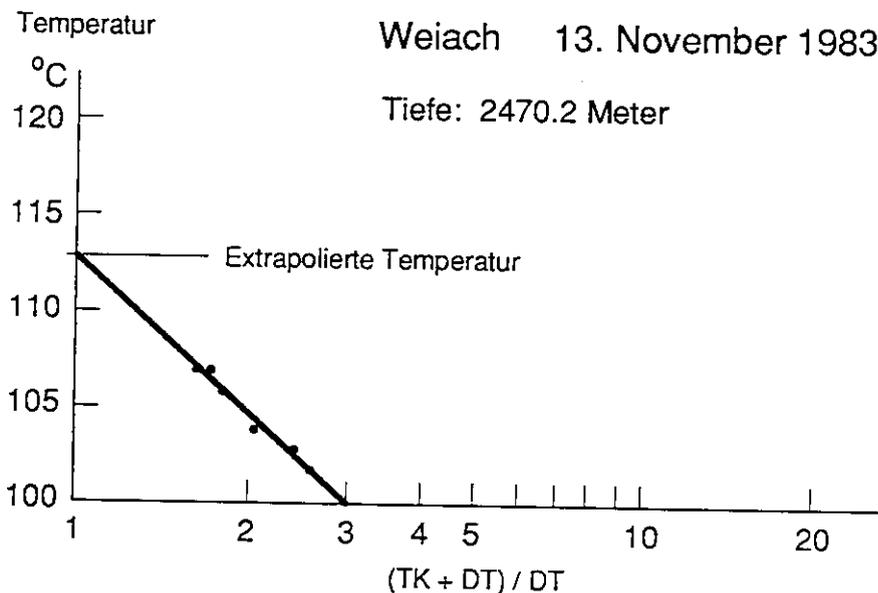
$$\text{BHT}(t) = T_f + \frac{q}{4\pi K} \ln \frac{t}{t-\tau} \quad (1)$$

- T_f : ungestörte Felstemperatur (°C)
 q : Quellenstärke der Bohrwärme (J/m/s)
 K : Wärmeleitfähigkeit der Gesteins (W/m/K)
 t : Zeitpunkt der BHT-Messung - Zeitpunkt, bei welchem der Bohrer die Tiefe der BHT-Messung erreicht hat
 τ : Bohrzeit für die Strecke von der Tiefe der BHT-Messung bis zur Endtiefe + Zeit einer anschließenden Spülungsphase.

Folgende Voraussetzungen werden dabei gemacht:

- kein vertikaler Wärmefluss im Bohrloch
- keine Flüssigkeitskonvektion zur Bohrlochwand hin

Weiter muss vorausgesetzt werden, dass $t-\tau \gg \tau$ ist, d.h. die Beruhigungszeit $t-\tau$ ($= DT$) um ein Mehrfaches grösser sein muss als die Störungszeit τ ($= TK$). Eine weitere Unsicherheit kann entstehen, wenn die zeitlichen Messintervalle sehr klein sind und die Messungen nicht genau in der gleichen Tiefe erfolgen. Zur Berechnung von T_f mittels Extrapolation dient das Rechenprogramm BHT (vgl. Fig. 4) Ein Beispiel ist in Figur 2 gegeben (Daten von NAGRA).



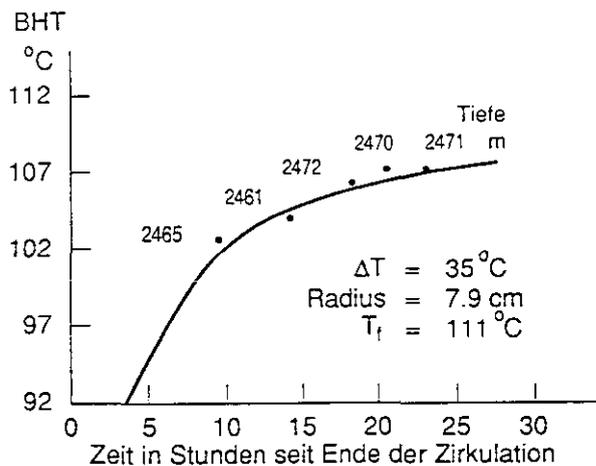
Figur 2 Bestimmung der ungestörten Formationstemperatur durch Extrapolation aus korrigierten BHT-Messungen (Methode von Lachbruch & Brewer 1959)

Eine andere Methode zur Bestimmung der Felstemperatur aus BHT-Messungen gibt Leblanc et al (1981) an (Figur 3). Sie gehen davon aus, dass die Temperaturstörung nicht nur radial zum Bohrloch wirkt, sondern kugelförmig. Dann ist die Temperatur in der Bohrlochachse nach der Zeit t:

$$\text{BHT}(t) = T_m + (T_f - T_m) \left[1 - \left[\text{erf} \left(\frac{r^2}{4\kappa t} \right)^{1/2} \right]^2 \right] \quad (2)$$

Durch Vergleichen von theoretischen Temperaturkurven bei verschiedenen Bohrlochradien mit den gemessenen BHT-Werten (durch Übereinanderlegen der beiden) kann die Felstemperatur T_f ermittelt werden. Zur Kurvenberechnung dient das Rechenprogramm BHTLE (vgl. Fig. 4).

- T_m : Temperatur des Bohrschlammes während der Spülungszirkulation
- T_f : wahre Formations-Temperatur (Felstemperatur)
- r : Bohrlochradius
- κ : Temperaturleitfähigkeit der Spülung (m^2/sec)
- t : Zeitpunkt der BHT-Messung - Zeitpunkt, bei welchem der Bohrer die Tiefe der BHT-Messung erreicht hat + Zeitdauer einer anschliessenden Spülungszirkulation



Figur 3 Bestimmung der ungestörten Formationstemperatur nach der Methode von Leblanc et al. (1981). Beispiel aus der Bohrung Weiach ZH (Messdaten der NAGRA). $\Delta T = T_f - T_m$. Berechnung mit $\kappa = 1.5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{sec}$.

2.2.2 HRT-Messungen

HRT-Messungen sind kontinuierliche Temperaturmessungen in kleinen Intervallen (dm- bis m-Bereich) über einen längeren Bohrlochabschnitt. Die Temperaturen werden durch einen elektrischen Widerstandsmesser (aus Platin) digital registriert und mit einem amtlich geeichten Quecksilberthermometer kalibriert.

HRT-Logs liefern wesentlich bessere Informationen über die Temperaturverhältnisse im Untergrund als einzelne BHT-Messungen, wenn die Bohrlochflüssigkeit mit dem umgebenden Gestein im thermischen Gleichgewicht und in Ruhe ist. Andererseits können Wassereintritte das Temperaturprofil stören. Insofern können dann BHT-Messungen die Felstemperatur besser erfassen, falls die Wassereintrittszone noch nicht durchbohrt wurde. Mehrere HRT-Logs im selben Bohrloch vor dem thermischen Gleichgewicht können Hinweise über den zeitlichen Verlauf des Temperatúrausgleichs geben. Solche Logs können Phänomene erfassen, welche mit der Reibungswärme des Bohrers oder mit der Zirkulation der Bohrspülungsflüssigkeit zusammenhängen. Die Genauigkeit der HRT-Messungen hängt von der Messgenauigkeit der Messsonde ab. Diese beträgt normalerweise etwa ± 0.05 °C. In grosskalibrigen Bohrlöchern können gelegentlich Effekte von lokalen Konvektionszellen in der Bohrspülung beobachtet werden.

2.2.3 Hydraulische Testtemperaturen

Bei hydraulischen Tests (Messung der Permeabilität und des hydraulischen Potentials) wird meistens auch die Temperatur des aus der Formation gepumpten Wassers gemessen. Diese Temperaturwerte entsprechen in den meisten Fällen nicht der Felstemperatur, da erst nach einer gewissen Zeit Wasser aus durch den Bohrvorgang unbeeinflussten Felsbereichen gepumpt wird. Meistens werden die Pumpversuche vorher beendet.

Die gemessenen Temperaturwerte sind meistens niedriger als die ungestörten Felstemperaturen. Einen weiteren Unsicherheitsfaktor bildet die unbekanntete Herkunftstiefe des Wassers, welches entlang von Klüften aus tieferen oder höheren Regionen zufließen kann. Die hydraulischen Testtemperaturen wurden zur qualitativen Beurteilung des Temperaturverlaufs in Bezug auf HRT- oder/und BHT-Messungen herangezogen.

2.3 Verarbeitung der Daten

Die Verarbeitung der Daten erfolgte mittels verschiedener, in der Forschungsgruppe Geothermik und Radiometrie des Institutes für Geophysik entwickelten Computerprogrammen (Fortran IV und 77). In Figur 4 ist der Verarbeitungsablauf anhand eines Flussdiagrammes dargestellt. Nachstehend folgt eine Kurzbeschreibung der einzelnen Bearbeitungsprogramme.

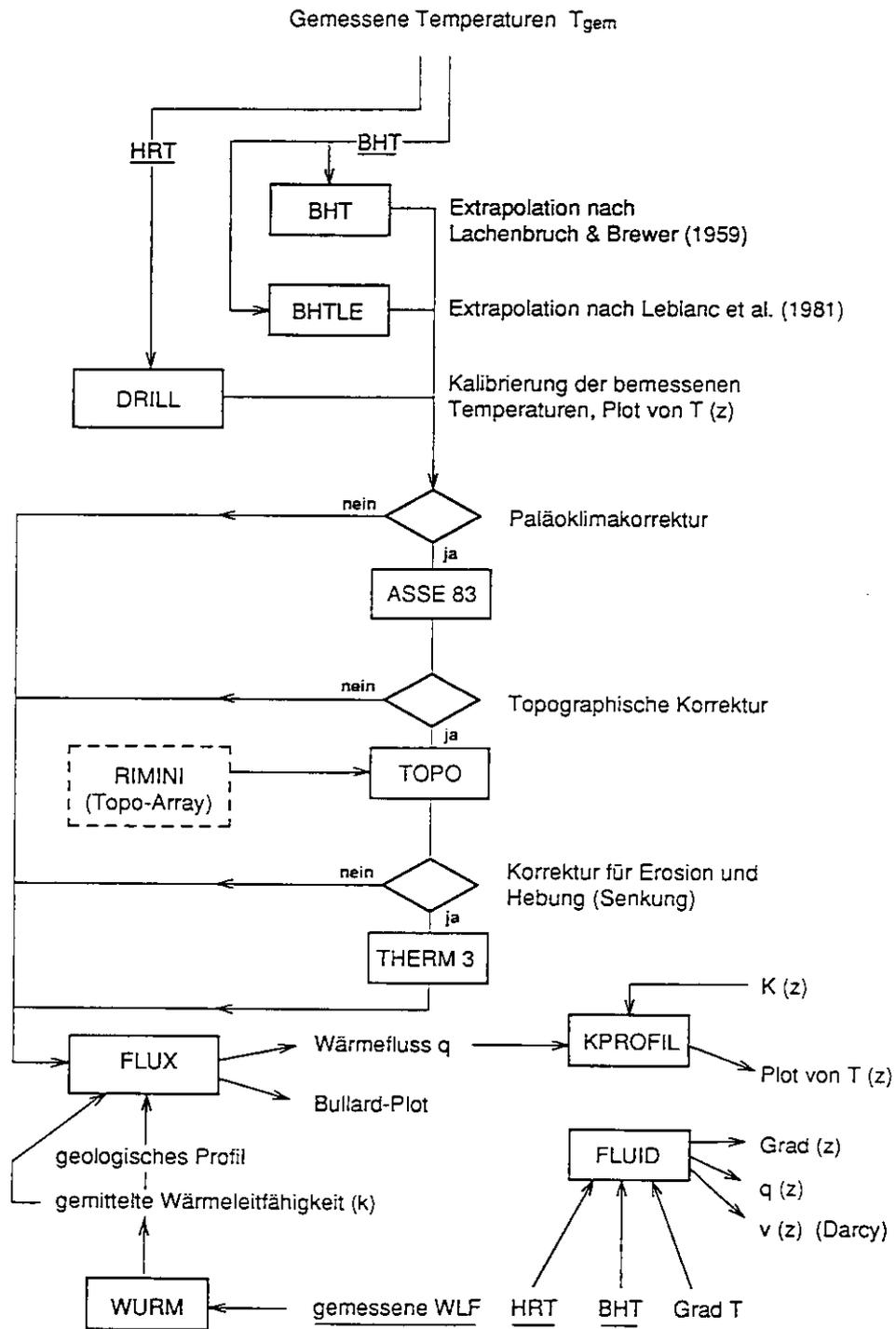
DRILL (Bodmer 1982; Fortran IV) Dieses Programm reduziert die gemessenen Temperaturen aufgrund einer Kalibrierung und plottet sie gegen die Tiefe. Die Eichung erfolgt nach der Formel $T_w = A \cdot T_{gem} + B$. A und B werden durch die Regressionsgerade der Wertepaare T_{gem}/T_w bestimmt.

T_w : wahre Temperatur

T_{gem} : gemessene Temperatur

BHT BHT (Bodmer 1982, Fortran IV) führt Korrektur der Bottom Hole-Temperaturen nach Lachenbruch & Brewer (1959) durch.

BHTLE BHTLE (Fortran 77) korrigiert die Bottom Hole-Temperaturen nach Leblanc et al (1981).



Figur 4 Flussdiagramm der Datenverarbeitung mit den einzelnen Programm-Paketen

- ASSE83 ASSE83 (Bodmer 1982; Fortran IV) führt eine Korrektur für das Paläoklima durch. Als Eingabeparameter sind die mittlere Wärmeleitfähigkeit, die mittlere Jahrestemperatur an der Oberfläche, das paläoklimatische Stufenmodell und die gemessenen Temperaturen im Bohrloch notwendig. Die letzteren werden von einem "Permanent File" eingelesen.
- TOPO TOPO (Bodmer & Rybach 1984; Fortran IV) führt die topographische Korrektur durch (siehe Kapitel 3.2). Die Wahl der Parameter ist in Bodmer (1982) ausführlich beschrieben. Der RIMINI-Datensatz liefert die Höhen der Topographie mit einem Gitterabstand von 250 m
- THERM3 THERM3 (Bodmer 1982; Fortran IV) berechnet den Effekt der Erosion/Hebung (oder Senkung) der Topographie. Eingabeparameter sind in Bodmer (1982) beschrieben.
- FLUX FLUX (Bodmer 1982) berechnet den Wärmefluss auf Grund der Gleichung 6 und zeichnet den Bullard-Plot. Der Fehler des Wärmeflusses wird nach der Formel

$$\Delta q = \pm \frac{q}{r} \sqrt{\frac{1-r^2}{n}} \quad (3)$$

berechnet.

r : Korrelationskoeffizient der Gleichung 6

q : Wärmefluss

n : Anzahl Temperaturmessungen

Das geologische Profil wird durch die Basistiefen der jeweiligen Formationen eingegeben. Die eingegebenen Wärmeleitfähigkeiten werden innerhalb einer Formation gemittelt. Die Tiefen der Schichtgrenzen dürfen bei der Eingabe des Wärmeleitfähigkeitsprofils $K(z)$ nicht benutzt werden.

FLUID FLUID (Fortran 77) berechnet generell die Gradientenverteilung der Temperatur mit der Tiefe, den Wärmefluss für jeden Gradientenabschnitt, die Darcy-Geschwindigkeit (Permabilität) von Wasser in der Formation und Aus- und Eintrittsmengen von Wasser zwischen Bohrloch und Fels.

In einem ersten Durchgang werden sämtliche zur Verfügung stehenden Temperaturdaten geplottet. Mittels des Programmes KPROFIL kann zudem der Temperaturverlauf aufgrund des Wärmeleitfähigkeitsprofils und eines geschätzten Wärmeflusses berechnet werden. Durch Vergleichen der gemessenen und der berechneten Temperaturen können konvektive Einflüsse oder fehlerhafte Messungen besser kontrolliert werden.

Sprunghafte Änderungen des Gradienten mit anschliessendem Ausgleich zeigen Wasserein- und -austritte an. Kontinuierliche Änderungen des Temperaturgradienten weisen meistens auf Wärmetransport durch fließendes Wasser in der Formation hin.

Falls Wasserein- und -austritte oder Wasserzirkulation in der Formation festgestellt werden kann, wird in einem zweiten Durchgang die Fördermenge bzw. hydraulische Leitfähigkeit (Darcy-Geschwindigkeit) berechnet.

KPROFIL KPROFIL (Fortran 77) berechnet und plottet die Temperatur-Tiefenverteilung aus einem geschätzten Wärmefluss und einem Wärmeleitfähigkeitsprofil. Die gemessenen Temperaturen werden ebenfalls geplottet.

WURM WURM (Bodmer 1982; Basic) wertet die Wärmeleitfähigkeitsmessungen aus. Es berechnet den arithmetischen Mittelwert aus N Messungen sowie die Anisotropie der Wärmeleitfähigkeit, falls

$$K_s + s_s \leq K_p + s_p \quad (4)$$

- K_s = Wärmeleitfähigkeit senkrecht zur Schichtung
 s_s = Standardabweichung von K_s
 K_p = Wärmeleitfähigkeit parallel zur Schichtung
 s_p = Standardabweichung von K_p

Wenn die Schieferung/Schichtung schief zur Bohrachse und senkrecht zur Messfläche ist, wird zusätzlich die Wärmeleitfähigkeit parallel zur Bohrlochachse berechnet.

Die Paläoklima-Korrektur ist im Kapitel 3.4 näher beschrieben.

2.4 Die bearbeiteten Daten

Temperaturmessungen aus 24 Bohrungen wurden für die Wärmeflusskarte der zentralen Nordschweiz benutzt. Für die 500 m-Isothermenkarte konnten nur 18 Bohrungen verwendet werden, da einige Bohrungen zu geringe Tiefen erreicht haben, um das Temperaturprofil bis 500 m extrapolieren zu können (die Temperaturen wurden maximal 50 % über die Bohrtiefe hinaus extrapoliert). Von den in Tabelle 1 insgesamt 36 aufgeführten Bohrungen liegen 9 im angrenzenden Gebiet des Kartenausschnittes (siehe Karte 1 : 500'000). 13 Bohrungen, welche für die Wärmeflusskarte verwendet wurden, sind zwischen 100 und 500 m tief, 7 zwischen 500 und 2000 und 4 Bohrungen sind tiefer als 2000 m (maximal 3300 m).

Tabelle 1 : Geothermische Daten der Bohrungen

Bohrung	Z	Y	X	h ₀	h ₁	h ₂	h ₃	h ₄	h ₅	h ₆	h ₇	h ₈	h ₉	h ₁₀	h ₁₁	h ₁₂	h ₁₃	h ₁₄	h ₁₅	h ₁₆	h ₁₇	h ₁₈	h ₁₉	h ₂₀	h ₂₁	h ₂₂	h ₂₃	h ₂₄	h ₂₅	h ₂₆	h ₂₇	h ₂₈	h ₂₉	h ₃₀	h ₃₁	h ₃₂	h ₃₃	h ₃₄	h ₃₅	h ₃₆	h ₃₇	h ₃₈	h ₃₉	h ₄₀	h ₄₁	h ₄₂	h ₄₃	h ₄₄	h ₄₅	h ₄₆	h ₄₇	h ₄₈	h ₄₉	h ₅₀	h ₅₁	h ₅₂	h ₅₃	h ₅₄	h ₅₅	h ₅₆	h ₅₇	h ₅₈	h ₅₉	h ₆₀	h ₆₁	h ₆₂	h ₆₃	h ₆₄	h ₆₅	h ₆₆	h ₆₇	h ₆₈	h ₆₉	h ₇₀	h ₇₁	h ₇₂	h ₇₃	h ₇₄	h ₇₅	h ₇₆	h ₇₇	h ₇₈	h ₇₉	h ₈₀	h ₈₁	h ₈₂	h ₈₃	h ₈₄	h ₈₅	h ₈₆	h ₈₇	h ₈₈	h ₈₉	h ₉₀	h ₉₁	h ₉₂	h ₉₃	h ₉₄	h ₉₅	h ₉₆	h ₉₇	h ₉₈	h ₉₉	h ₁₀₀	h ₁₀₁	h ₁₀₂	h ₁₀₃	h ₁₀₄	h ₁₀₅	h ₁₀₆	h ₁₀₇	h ₁₀₈	h ₁₀₉	h ₁₁₀	h ₁₁₁	h ₁₁₂	h ₁₁₃	h ₁₁₄	h ₁₁₅	h ₁₁₆	h ₁₁₇	h ₁₁₈	h ₁₁₉	h ₁₂₀	h ₁₂₁	h ₁₂₂	h ₁₂₃	h ₁₂₄	h ₁₂₅	h ₁₂₆	h ₁₂₇	h ₁₂₈	h ₁₂₉	h ₁₃₀	h ₁₃₁	h ₁₃₂	h ₁₃₃	h ₁₃₄	h ₁₃₅	h ₁₃₆	h ₁₃₇	h ₁₃₈	h ₁₃₉	h ₁₄₀	h ₁₄₁	h ₁₄₂	h ₁₄₃	h ₁₄₄	h ₁₄₅	h ₁₄₆	h ₁₄₇	h ₁₄₈	h ₁₄₉	h ₁₅₀	h ₁₅₁	h ₁₅₂	h ₁₅₃	h ₁₅₄	h ₁₅₅	h ₁₅₆	h ₁₅₇	h ₁₅₈	h ₁₅₉	h ₁₆₀	h ₁₆₁	h ₁₆₂	h ₁₆₃	h ₁₆₄	h ₁₆₅	h ₁₆₆	h ₁₆₇	h ₁₆₈	h ₁₆₉	h ₁₇₀	h ₁₇₁	h ₁₇₂	h ₁₇₃	h ₁₇₄	h ₁₇₅	h ₁₇₆	h ₁₇₇	h ₁₇₈	h ₁₇₉	h ₁₈₀	h ₁₈₁	h ₁₈₂	h ₁₈₃	h ₁₈₄	h ₁₈₅	h ₁₈₆	h ₁₈₇	h ₁₈₈	h ₁₈₉	h ₁₉₀	h ₁₉₁	h ₁₉₂	h ₁₉₃	h ₁₉₄	h ₁₉₅	h ₁₉₆	h ₁₉₇	h ₁₉₈	h ₁₉₉	h ₂₀₀																																																
Alfildert 1	487,450	217,349	266	327	366	405	444	483	522	561	600	639	678	717	756	795	834	873	912	951	990	1029	1068	1107	1146	1185	1224	1263	1302	1341	1380	1419	1458	1497	1536	1575	1614	1653	1692	1731	1770	1809	1848	1887	1926	1965	2004	2043	2082	2121	2160	2199	2238	2277	2316	2355	2394	2433	2472	2511	2550	2589	2628	2667	2706	2745	2784	2823	2862	2901	2940	2979	3018	3057	3096	3135	3174	3213	3252	3291	3330	3369	3408	3447	3486	3525	3564	3603	3642	3681	3720	3759	3798	3837	3876	3915	3954	3993	4032	4071	4110	4149	4188	4227	4266	4305	4344	4383	4422	4461	4500	4539	4578	4617	4656	4695	4734	4773	4812	4851	4890	4929	4968	5007	5046	5085	5124	5163	5202	5241	5280	5319	5358	5397	5436	5475	5514	5553	5592	5631	5670	5709	5748	5787	5826	5865	5904	5943	5982	6021	6060	6099	6138	6177	6216	6255	6294	6333	6372	6411	6450	6489	6528	6567	6606	6645	6684	6723	6762	6801	6840	6879	6918	6957	6996	7035	7074	7113	7152	7191	7230	7269	7308	7347	7386	7425	7464	7503	7542	7581	7620	7659	7698	7737	7776	7815	7854	7893	7932	7971	8010	8049	8088	8127	8166	8205	8244	8283	8322	8361	8400	8439	8478	8517	8556	8595	8634	8673	8712	8751	8790	8829	8868	8907	8946	8985	9024	9063	9102	9141	9180	9219	9258	9297	9336	9375	9414	9453	9492	9531	9570	9609	9648	9687	9726	9765	9804	9843	9882	9921	9960	10000

Legende : Bohrungen i unterstrichen = Abkürzungen in der Übersichts Karte (Figur 1)
 X, Y i Koordinaten
 Zmax i Maximale Tiefe der Wärmeleistungsbestimmung (wenn keine Angabe, siehe Kolonne "Tiefe")
 Bohrtyp i Therm = Thermo, Geotherm = Geothermik, Sondje = Sondierung, Forsch. = Forschung
 Geologie i Qu 17 = Mächtigkeit des Quarter
 Wf i M = Anzahl Wärmeleitfähigkeitsmessungen
 q_{un} i unkorrigierter Wärmefluss
 q₁, q₂ i korrigierter Wärmefluss
 t₅₀₀, t₁₀₀₀ etc. i gemessene Temperaturen in 500 m, 1000 m etc. (° extrapoliert)
 Konv i Wasserkirkulation im Gestein (K)
 T0 i Mittlere Jahrestemperatur an der Oberfläche (°C)
 Gr1, z1 Gr2, z2 etc. i Temperaturgradient von 0 - z1 bzw. z1 - z2 etc. (z = Tiefe)
 1) i mW/m² i 2) i °C i 3) i °C/km

Die Temperaturmessungen wurden grösstenteils in den 70-er und 80-er Jahren gemacht im Rahmen von verschiedensten Prospektionskampagnen (Erdöl, Erdgas, Salinen, Thermen) und bei Sondierungen für die Lagerung hochradioaktiver Abfällen durchgeführt. Die Bewertung der Daten (gut, genügend) hängt von der Genauigkeit der Temperaturmessungen und ihrer Messdichte ab. Die Kategorien "gut, genügend" wurden ziemlich subjektiv anhand des vorhandenen Datenmaterials abgewogen.

2.5 Temperaturen in verschiedenen Tiefen

Das Temperaturfeld der Nordschweiz wurde durch die Isothermen in 500 m Tiefe dargestellt (Karten-Beilage 2 bzw. Seite 18). Die Temperaturen in 1000 m Tiefe wurden in kursiv gedruckten Zahlen in der Karte angegeben, solche in 1500 m und 2000 m tabellarisch in der Kartenlegende vermerkt. Einige Temperaturen in 500 m Tiefe mussten durch Extrapolation bestimmt werden, da ein Teil der Bohrungen weniger tief als 500 m ist. Die Temperaturen wurden aber nur maximal 50 % über die Tiefe einer Bohrung hinaus extrapoliert (Richtlinien der Eidg. Kommission für Geothermie und unterirdische Wärmespeicherung). Bohrungen, die weniger tief als ca. 333 m sind, konnten deshalb nicht für die Isothermenkarte verwendet werden. Rund die Hälfte der Temperaturen in 500 m sind extrapoliert. Der Fehler solcher Temperaturen liegt in der Grössenordnung von einigen °C.

Die Isolinien wurden von Hand gezeichnet. Sie wurden in erster Linie durch lineare Interpolation zwischen den Punkten festgelegt, in zweiter Linie durch Betrachtung der Schwerpunkte der Anomalie und der tektonischen und geothermischen Verhältnisse im Allgemeinen. Die Tiefen der Temperaturen beziehen sich auf die Oberfläche der Topographie, da das Gebiet der zentralen Nordschweiz relativ flach ist. Bei stark ausgeprägter Topographie ist es von Vorteil, die Tiefe der Isothermen auf das Meeresniveau zu beziehen (Bodmer, 1982).

Das Temperaturfeld in 500 m Tiefe zeigt eine deutliche positive Anomalie im Bereich des unteren Aaretales (zwischen Brugg und Zurzach, vgl. Karten-Beilage 2 bzw. Seite 18). Grossräumig gesehen steigen die Temperaturen von Süd-Südosten nach Nord-Nordwesten an bis zum aargauischen Tafeljura. Die allgemeine Ausrichtung der Isothermen ausserhalb der zentralen Anomalie verläuft ungefähr parallel zum Streichen der tektonischen Einheiten in der Nordschweiz.

Legende zur Isothermenkarte (500 m)

———— Isotherme in 500 m Tiefe

- - - - unsicherer Verlauf

Temperaturen in Bohrungen

°C in 500 m Tiefe

°C in 1000 m Tiefe

Temperaturen in 1500 m und 2000 m Tiefe :

Bohrung	1500 m	2000 m
Böttstein	68 °C	-
Weiach	75	104
Riniken	72	-
Schafisheim	70	86
Kaisten	67	-
Leuggern	65	-
Altishofen	56	72
Boswil 1	50	63
Hünenberg 1	45	56

3 Bestimmung des Wärmeflusses

Im Folgenden ist die Methode zur Bestimmung des Wärmeflusses beschrieben sowie klimatische und geographische Faktoren, welche diesen beeinflussen können. Der Wärmefluss wurde kartiert, um die geothermischen Verhältnisse im Gebiet der Nordschweiz deutlicher als mit der Isothermen-Karte (Kartenbeilage) sichtbar zu machen.

3.1 Wärmefluss-Berechnung

Der Wärmefluss (q) wird aus der der Wärmeleitfähigkeit (K) und dem Temperaturgradienten berechnet nach der Formel

$$\bar{q} = - \bar{K} \text{ grad } T \quad (5)$$

Konvektive und stationäre Wärmequellen können sich im Temperatur-Tiefenprofil niederschlagen. Um den rein konduktiv bedingten Wärmefluss vom konvektiv oder durch radioaktive Quellen bedingten Wärmefluss zu trennen, wurde die Temperatur gegen den thermischen Widerstand ($\Delta z_i/K_i$) aufgetragen (in einem sogenannten "Bullard Plot", Bullard 1939). Dabei wird ein horizontal geschichteter Untergrund (Mächtigkeit bzw. Wärmeleitfähigkeit der i -ten Schicht: Δz_i bzw. K_i) vorausgesetzt.

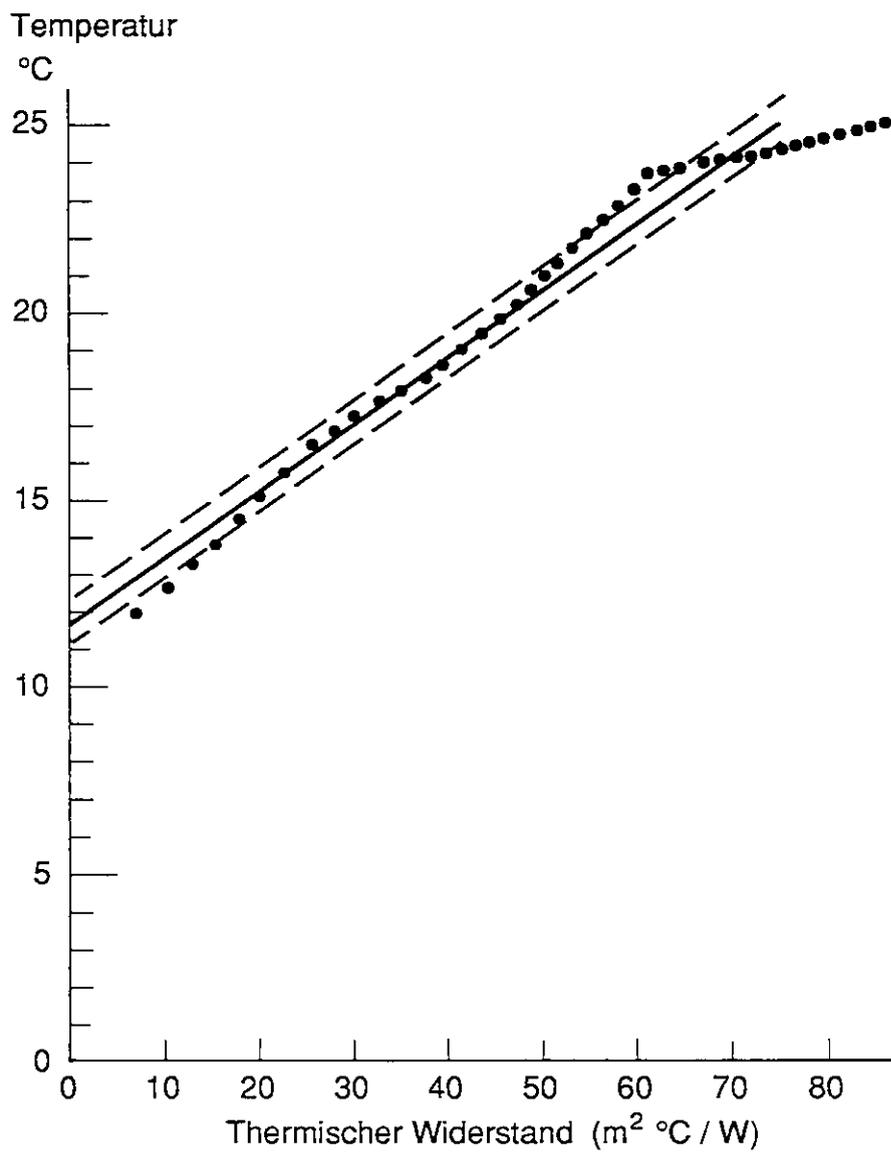
$$T(z) = T_0 + q \sum_i \frac{\Delta z_i}{K_i} \quad (6)$$

Ein systematisches Abweichen von dieser Gerade legt Konvektion durch Wasser im Fels oder interne Wärmequellen nahe. In einem solchen Fall müssen die Tiefenbereiche der gestörten Zonen festgelegt werden. Der Wärmefluss wird dann tiefenabhängig (siehe Kapitel 3.5).

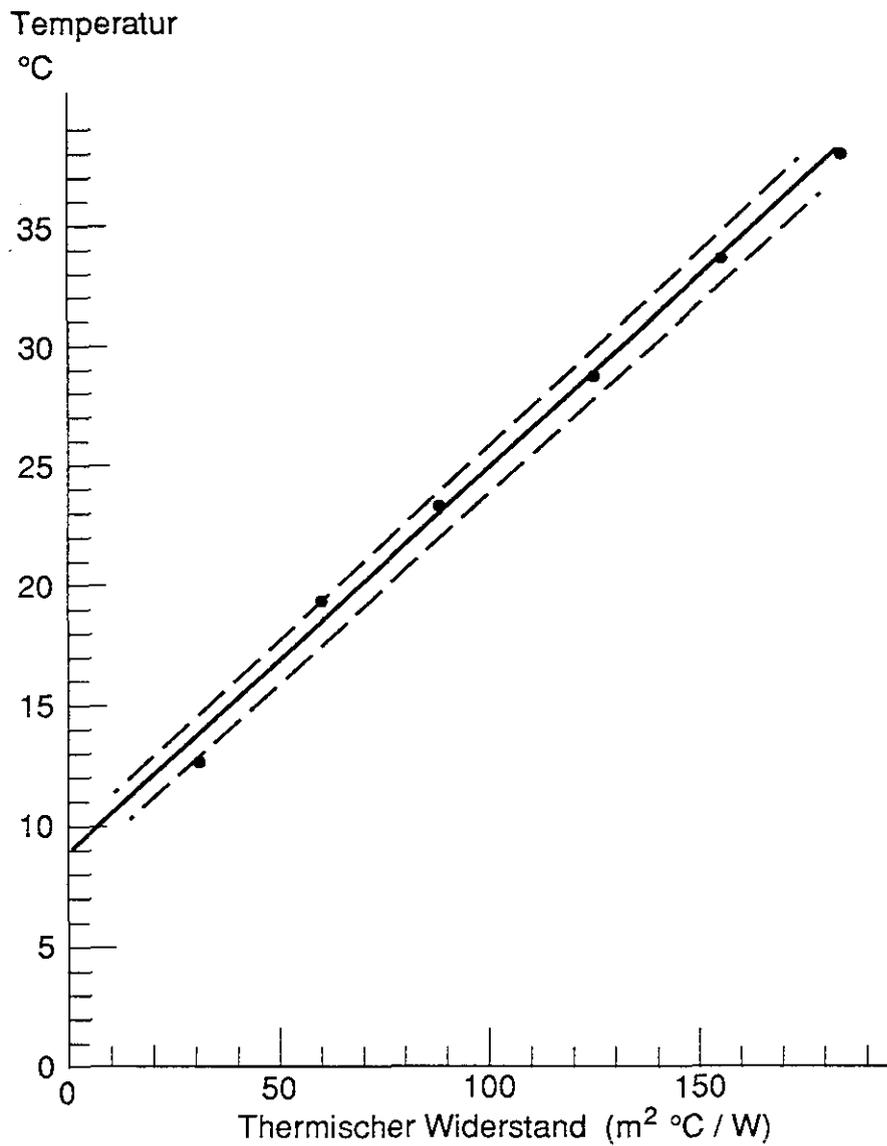
Ein weiteres Problem entsteht durch die relativ grosse Streubreite der Wärmeleitfähigkeitsmessungen. Diese ist bedingt durch die lithologischen Inhomogenitäten, durch Klüftung und die Temperatur- und Druckverhältnisse in den untersuchten Tiefen. Generell liegt die Streubreite (± 1 Standardfehler) der Messungen einzelner Proben sowie der Formationsmittelwerte innerhalb von 10-20 % . In der gleichen Grössenordnung liegen die Effekte von unterschiedlichen Druck(P)- und Temperatur(T)-Bedingungen auf die Wärmeleitfähigkeit (Buntebarth & Rueff 1988). Da kombinierte P-T-Messungen der Wärmeleitfähigkeit nur spärlich vorliegen, können diese Effekte nur ungenau erfasst werden, besonders weil sie von der Lithologie, von der Klüftung und der Porenstruktur abhängig sind.

Wenn keine oder nur vereinzelte Wärmeleitfähigkeiten gemessen werden konnten, wurden Wärmeleitfähigkeitswerte aus vergleichbaren lithologischen Einheiten aus der Datenbank in die Berechnung des Wärmeflusses miteinbezogen.

Die Genauigkeit einer einzelnen Wärmeflussbestimmung liegt aus den oben erwähnten Gründen meistens innerhalb 10-20 % . Die Berechnung des Wärmeflusses wurde mit dem Programm FLUX2 durchgeführt (Bodmer 1982).



Figur 5: Bullard-Plot für die Bohrung BT-4 (Birmenstorf/AG). Punkte, die systematisch von der Gerade abweichen, sind auf thermische Effekte von Wasserzirkulation im umgebenden Gestein zurückzuführen.



Figur 6: Bullard-Plot für die Bohrung Böttstein/AG. Der Wärmefluss ist fast rein konduktiv ($q = 159 \pm 24 \text{ mW/m}^2$).

3.2 Topographische Korrektur

Die topographische Korrektur beschreibt die Störung des Temperaturfeldes im Untergrund, hervorgerufen durch eine unebene Topographie. Eine solche komprimiert das ursprüngliche Isothermenbild unter Tälern und streckt sie auseinander unter Bergen. Unter solchen Bedingungen misst man effektiv einen zu hohen bzw. einen zu niedrigen Temperaturgradienten, was sich proportional auf den Wärmefluss auswirkt. Laterale Wärmeflussunterschiede, welche auf die Topographie zurückzuführen sind, können durch das im Folgenden beschriebene Korrekturverfahren eliminiert werden. Es ist dabei sinnvoll, diese Korrektureffekte mit den Fehlern der einzelnen Wärmeflussbestimmungen in Beziehung zu setzen, um zu entscheiden, ob die Korrektur überhaupt notwendig ist. In den Alpen sind solche Korrekturen sicherlich notwendig, hingegen im Gebiet der Nordschweiz sind sie meistens kleiner als die Fehler der Wärmeflusswerte. Es wurde deshalb darauf verzichtet, die mathematischen Ansätze und Lösungen der topographischen Korrektur explizit hier darzustellen. Eine genaue Beschreibung dieses Problems findet man bei Bodmer (1982) und Rybach und Bodmer (1984).

Einige qualitative Aspekte sollen trotzdem zur Diskussion gestellt werden. Man muss nämlich verschiedene Randbedingungen annehmen, um eine Berechnung durchführen zu können. Die meisten topographischen Korrekturmethode gehen von einer konstanten Temperaturverteilung an der Erdoberfläche und einem konstanten Wärmefluss an der Basis des untersuchten Tiefenbereiches aus. Die gestörten Temperaturmessungen werden in Bezug auf eine "ideale" Referenzebene korrigiert, welche die Höhe der Bohrkote besitzt. Diese Referenzebene wird in konzentrische Ringe eingeteilt mit einem maximalen Radius von 4 km.

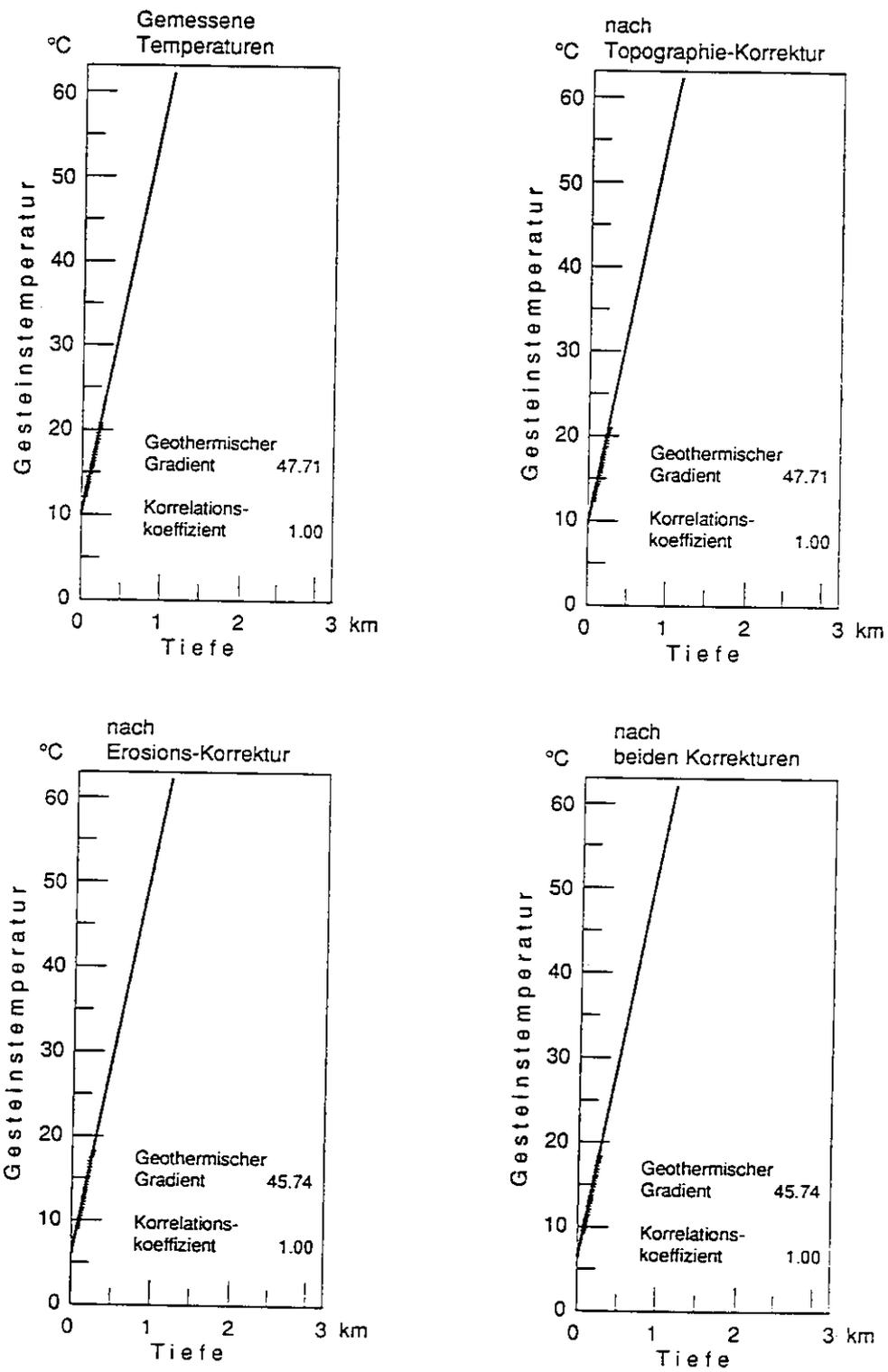
Jeder dieser Ringe wird in Sektoren unterteilt, in welchen die Temperatur bestimmt wird, indem der Höhenunterschied zwischen der Topographie und der Referenzebene mit dem Freiluftgradienten (Abnahme der Temperatur mit der Höhe in der Atmosphäre) multipliziert wird (sofern die Referenzebene über der Topographie liegt) und von der mittleren Jahrestemperatur an der Oberfläche subtrahiert wird. Im umgekehrten Fall wird addiert.

Die Erosion des Gesteinsmaterials wird bei der topographischen Korrektur nicht berücksichtigt, sondern nur der Unterschied der heutigen Topographie relativ zur Referenzebene.

3.3 Korrektur für Hebung/Erosion oder Senkung/Sedimentation

Die Korrektur für Hebung/Erosion oder Senkung/Sedimentation eines Gebietes wird separat durchgeführt, obwohl die topographische Änderung der Erdoberfläche mit der Erosion infolge vertikaler Bewegungen gleichzeitig vor sich ging. Es gab Phasen mit verstärkter Hebung und Erosion. Die Bildung der heutigen Täler und Seen geschah vor allem während den Eis- und Zwischeneiszeiten.

Die Prozedur für die Erosionskorrektur ist in Rybach und Bodmer (1984) beschrieben. Für das Gebiet der Nordschweiz ist der Einfluss der Erosion auf den Temperaturgradienten kleiner als der Fehler einer Wärmeflussbestimmung (Figur 7).



Figur 7: Beispiel für die Topographie- und Erosions-Korrektur des Gradienten (Bohrung Frenkendorf/BL).

3.4 Einfluss des Paläoklimas auf die Temperaturen im Untergrund

Bei starken, langperiodischen Temperaturschwankungen an der Erdoberfläche kann das ursprüngliche Temperaturfeld im Untergrund erheblich gestört werden. Dies geschah während der Eiszeiten. Die mittleren Jahrestemperaturen lagen während dieser Perioden im Gebiet der Nordschweiz 10 - 15 °C unter dem heutigen Jahresmittel von +10 °C ; ein Wert, der auch vor den Eiszeiten angenommen wird. Wenn die Erdoberfläche bei gleicher Wärmezufuhr aus dem Erdinnern abgekühlt wird, so erhöht sich der Wärmefluss nahe der Oberfläche. Die Effekte der langanhaltenden Kältephasen während der Eiszeiten sind noch heute in den gemessenen Temperaturprofilen enthalten (erniedrigte Temperaturgradienten in den ersten 1.5 km Tiefe), sofern nicht Wärme von aufsteigendem Wasser diesen Effekt (einige Grade !) inzwischen wieder ausgeglichen hat. Für die numerische Berechnung der Korrektur (Programm ASSE83) wurde die Klimageschichte der vergangenen 10⁶ Jahre mit einem Stufenmodell von 29 Intervallen mit bestimmten mittleren Temperaturen approximiert (Tabelle 3). Jedes Intervall ergibt einen bestimmten Effekt in der Temperatur-Tiefenverteilung für den heutigen Zeitpunkt. Die Summe aller dieser Verteilungen ergibt den totalen Effekt. Die Eindringtiefe der Temperaturschwankungen ist umso grösser, je länger die Periode der Schwankung ist. Deshalb wirken sich kurzfristige Temperaturschwankungen in geringeren Tiefen, langfristige Schwankungen dagegen in grösseren Tiefen aus (Figur 9). Für die Nordschweiz muss die maximale Abweichung der klimakorrigierten Temperatur von der ungestörten bis in Tiefen von 1.0 - 1.5 km berücksichtigt werden. Für die "kleine Eiszeit" (1500-1900) liegt dieses Maximum bei ca.150 m Tiefe.

Die paläoklimatische Korrektur für den Halbraum mit konstanter Temperaturleitfähigkeit) wird durch folgende Formel ausgedrückt:

$$\Delta T_{\text{Palocl}} = \sum_{i=1}^n \Delta T_{si} \left[\operatorname{erf}\left(\frac{z}{\sqrt{4kt_{i-1}}}\right) - \operatorname{erf}\left(\frac{z}{\sqrt{4kt_i}}\right) \right] \quad (7)$$

wobei

- ΔT_{si} : Temperaturänderung des i-ten Zeitintervalles in bezug auf die heutige, mittlere Jahrestemperatur T_0 ($^{\circ}\text{C}$)
 t_j : Zeitdauer vom Ende des i-ten Zeitintervalles bis heute (sec)
 κ : Temperaturleitfähigkeit (m^2/sec)
 z : Tiefe (m)

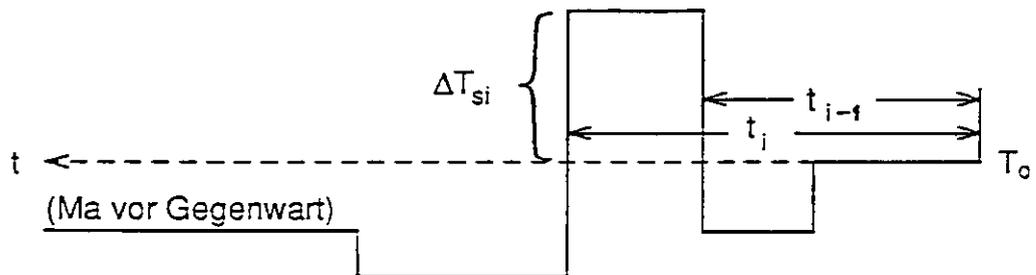
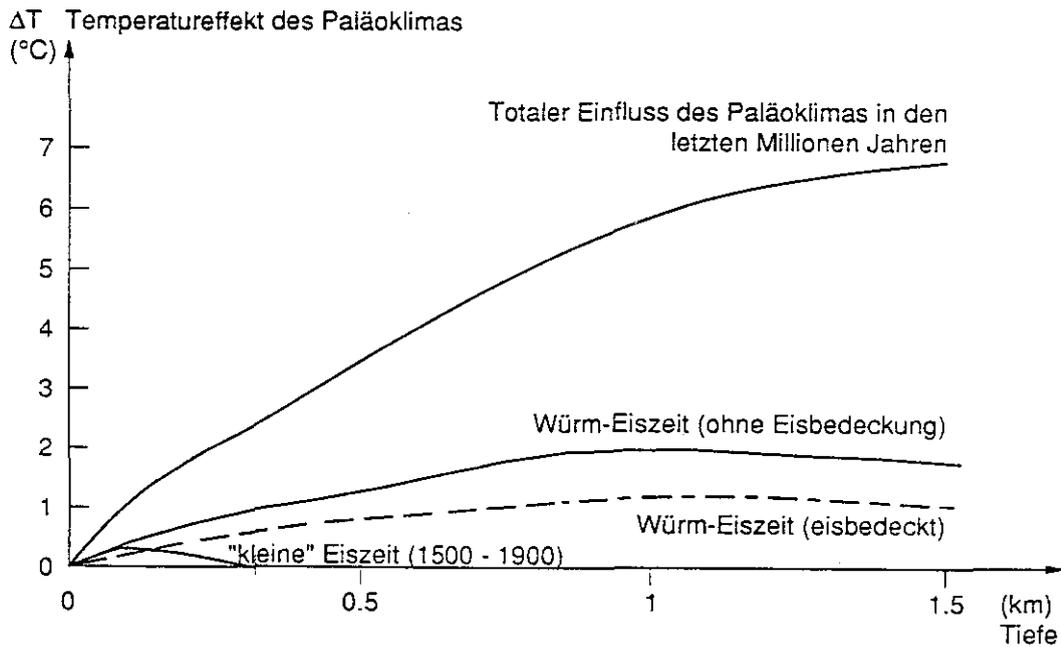


Fig. 8: Definition der Einflussgrößen bei der Paleoklima-Korrektur.

Das Gebiet der Nordschweiz liegt gerade in den Randzonen des Gletschervorstosses der Würm- und Risseiszeit (Hantke 1978). Im unmittelbaren Vorland der Gletscher herrschte bis in beträchtliche Tiefen (einige hundert Meter) Permafrost (Haeberli 1984) mit mittleren Oberflächentemperaturen um -5°C . Die Basis der fließenden Gletscher waren meist wegen der Reibungswärme in einer ganz dünnen Schicht aufgeschmolzen und die Temperaturen an der Eis-Fels-Grenze lagen deshalb nur zwischen 0 und -1°C . In den damals eisbedeckten Gebieten ergibt sich deshalb ein geringerer Effekt auf die heutige Temperatur-Tiefenverteilung als in Permafrostzonen während den Vergletscherungen. Je nach Eisbedeckung führt dies zu unterschiedlichen Klimamodellen. Dies kann die laterale Verteilung des Wärmeflusses beeinflussen und muss in Betracht gezogen werden, wenn diese durch unterschiedliche Klimamodelle bedingten Wärmeflusskorrekturen die Grösse des Fehlers der einzelnen Wärmeflussbestimmung übersteigen.

Ein Vergleich der verschiedenen Klimamodell-Stufen mit unterschiedlicher Eisbedeckung (Figur 9) zeigt den Einfluss auf den resultierenden Temperatureffekt.



Figur 9: Temperatureffekt des Paläoklimas: Einfluss von verschiedenen Zeitepochen auf das Temperaturfeld im Untergrund

Die maximale Schwankungsbreite für die Wärmeflusswerte liegt bei 4 mW/m² (Tabelle 2).

Tabelle 2: Der Wärmefluss je nach Annahmen über Eisbedeckung.

Bohrung	Eisbedeckung	(mW/m ²)
Furttal 706	W, R, M, G,	91
	R	94
Weiach	W, R, M, G,	128
	W, R	130
	eisfrei	131

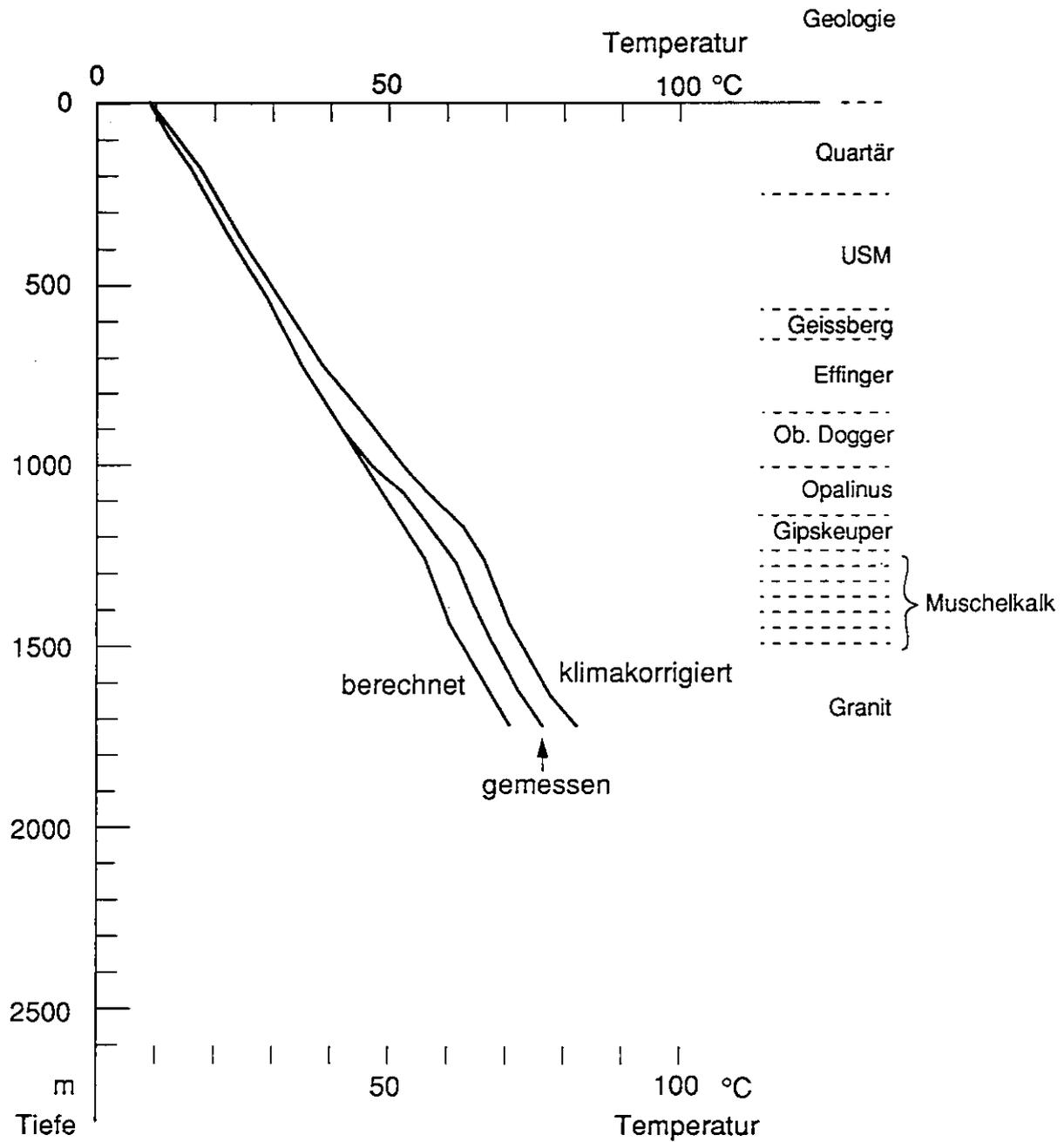
dabei ist

- W : Eisbedeckung während der Würmeiszeit
- R : Eisbedeckung während der Risseiszeit
- M : Eisbedeckung während der Mindeleiszeit
- G : Eisbedeckung während der Günzeiszeit

Die Wärmeflüsse, welche aufgrund des paläoklimakorrigierten Temperaturgradienten berechnet wurden, liegen etwa 10-20 % höher als die unkorrigierten Wärmeflüsse (Tabelle 1). Das heisst, dass der heutige Temperaturgradient im Untersuchungsgebiet bis in Tiefen von 1.0 - 1.5 km durch den Einfluss des Paläoklimas der letzten Million Jahre niedriger ist als der ursprüngliche Gradient vor rund 1 Million Jahren. Figur 10 zeigt den Effekt des Paläoklimas auf das Temperaturprofil im Untergrund am Beispiel der Bohrung Schafisheim.

Tabelle 3: Klimamodell der letzten Million Jahre in der Schweiz T_i : Mittlere Oberflächentemperatur im i -ten Zeitintervall. ΔT_i : Differenz zu heute ($T_0 = + 9.9 \text{ }^\circ\text{C}$)

Stufe	Zeitintervall (Jahre)	T_i ($^\circ\text{C}$)	ΔT_i ($^\circ\text{C}$)	
1	0 - 50	9.9	0.0	
2	50 - 80	9.5	-0.4	
3	80 - 190	9.1	-0.8	
4	190 - 200	7.9	-2.0	"kleine Eiszeit"
5	200 - 230	9.2	-0.7	
6	230 - 280	9.1	-0.8	
7	280 - 400	8.9	-1.0	
8	400 - 650	9.2	-0.7	
9	650 - 850	10.3	0.4	
10	850 - 1100	9.6	-0.3	
11	1100 - 2000	9.9	0.0	
12	2000 - 3200	9.4	-0.5	
13	3200 - 5000	10.4	0.5	
14	5000 - 8000	11.4	1.5	
15	8000 - 10000	9.9	0.0	
16	10000 - 14000	3.9	-6.0	
17	14000 - 25000	-5.1	-15.0	Würm
18	25000 - 40000	5.9	-4.0	
19	40000 - 70000	-5.1	-15.0	Würm
20	70000 - 125000	7.9	-2.0	
21	125000 - 200000	-5.1	-15.0	Riss
22	200000 - 250000	7.9	-2.0	
23	250000 - 300000	-5.1	-15.0	Mindel
24	300000 - 450000	7.9	-2.0	
25	450000 - 600000	2.9	-7.0	
26	600000 - 800000	-5.1	-15.0	Günz
27	800000 - 900000	4.9	-5.0	
28	900000 - 1000000	-5.1	-15.0	Günz
29	1000000 - ∞			



Figur 10: Einfluss des Paläoklimas auf das Temperaturprofil der Bohrung Schafisheim/AG. Kurve "berechnet": aufgrund des Wärmeleitfähigkeits-Profiles, mit $q = 102 \text{ mW/m}^2$.

3.5 Tiefenabhängigkeit des Wärmeflusses

Bei zeitlich konstanten Wärmequellen und stationären Wasserzirkulationsvorgängen im Untergrund ist der Wärmefluss zu jeder Zeit gleich gross. Räumlich gesehen ist er jedoch wegen der Verteilung der Wärmequellen (Radioaktivität der Gesteine), unterschiedliche Wärmeleitfähigkeiten und verschieden hoher Wärmetransport durch Wasserzirkulation nicht konstant.

Im Gebiet der zentralen Nordschweiz nimmt der geothermische Gradient im Allgemeinen mit zunehmender Tiefe ab (Rybach et al. 1987). Der Grund dafür kann theoretisch eine Zunahme der Wärmeleitfähigkeit mit der Tiefe sein oder aufsteigende Tiefenwässer. Die letztere Annahme ist im untersuchten Gebiet die wahrscheinlichere Erklärung für das Gradientenbild. Wärmetransport durch Wasser hat eine Änderung des Wärmeflusses innerhalb der wasserführenden Zone zur Folge (siehe Kapitel 4.2).

Der Wärmefluss ist in einigen Bohrungen der zentralen Nordschweiz (Tabelle 3) durch Wasserzirkulationsvorgänge lokal mehr oder weniger stark gestört. Wenn das Wasser aufwärts (+) bzw. abwärts (-) fliesst, sind die Temperaturen gegenüber dem ungestörten Gradienten erhöht bzw. erniedrigt.

Tabelle 4: Wasserzirkulation in der Formation

(+) : aufwärts

(-) : abwärts

(+) Weiach

(-) Ryburg 2

(+) Zurzach

(-) Furttal 709

(+) Birmenstorf (BT-4)

(+) Kaisten

(+) Riniken

(+) Böttstein

(+) Grellingen

Die Tiefenlage der gestörten Zonen ist verschieden und die Abweichungen des Wärmeflusses vom Mittelwert sind unterschiedlich gross, da die hydraulischen Leitfähigkeiten, je nach stratigraphischer Ausprägung, auch verschieden gross sind. In den übrigen Bohrungen ist der Wärmefluss mehr oder weniger tiefenunabhängig.

4 Wärmeflusskarte der zentralen Nordschweiz: Kartierung und Interpretation

4.1 Kartierung des Wärmeflusses

Mittels Kartierung der Wärmeflusswerte kann das geothermische Bild im Untergrund grossräumlich erfasst werden. In den beiden folgenden Abschnitten ist das Vorgehen der Kartierung in die anschliessende Interpretation der Wärmeflussverteilung erläutert.

Die berechneten Wärmefluss-Werte aus den Bohrungen der zentralen Nordschweiz wurden in den Karten (1:100 000 und 1:500 000) (Karten-Beilage 1 und Seite 38) eingetragen und durch Isolinien (im Abstand von 20 mW/m²) von Hand linear interpoliert, unter Berücksichtigung der Schwerpunkte der sich abzeichnenden Anomalien (vgl. auch Schärli & Rybach 1987). Eine computergestützte Interpolation ergab zum Teil unrealistische Anomalien und wurde deshalb für diese Arbeit als ungeeignet betrachtet. Die Wärmeflusswerte wurden auf 10 mW/m² genau angegeben (90, 100, 110 etc.), da der Fehler einer einzelnen Bestimmung in der Grössenordnung von 10 mW/m² liegt. Die tiefenmässigen Gültigkeitsbereiche der Wärmeflussbestimmungen sind unterschiedlich, da einerseits die Bohrungen verschieden tief sind und andererseits der Wärmefluss bei auftretenden Konvektionszonen im Gestein nur bis an die obere Begrenzung von diesen bestimmt wurde. Im Mittel liegen die Bestimmungen in einem Tiefenbereich von 0 - 500 m.

4.2 Interpretation der Wärmeflusskarte der zentralen Nordschweiz

4.2.1 Das geothermische Bild

Der Wärmefluss an der Oberfläche der zentralen Nordschweiz ist unterschiedlich hoch. Im Mittelland steigt er von Süden nach Norden fast gleichmässig von 60 auf 90 mW/m² an. Dann zeigt sich südwestlich von Baden eine erste, West-Ost-streichende, lokal begrenzte positive Anomalie ab mit etwa doppelt so hohen Werten (160 - 170 mW/m²) als im Mittelland (vgl. Seite 38).

Weiter nördlich ist eine zweite positive Anomalie zu erkennen (Zone Frick - Böttstein - Zurzach; mit Wärmeflusswerten 120 - 160 mW/m²). Dazwischen und weiter östlich entlang des Rheins beträgt der Wärmefluss 110 - 120 mW/m². Auffallend ist die Übereinstimmung dieser Anomalien mit den Rändern des Permokarbon-Troges (vgl. die dickgestrichelten Linien in Fig. 1). Das ganze Gebiet des Aargaus zwischen dem Jura-Südfuss und dem Rhein hat gegenüber dem Mittelland einen deutlich erhöhten Wärmefluss. Weiter westlich, im Gebiet um Basel, ist der Wärmefluss ebenfalls erhöht (110 - 120 mW/m²). Im Rheintal zwischen Pratteln und Rheinfeldern sinkt der Wärmefluss auf ca. 80 mW/m². Ein sehr hoher Wert (180 mW/m²) wurde nicht unweit südlich davon ermittelt.

4.2.2 Interpretation des Kartenbildes

Die Aufgabe der Interpretation von geothermischen Karten besteht darin, die Ursachen von beobachteten Anomalien zu erklären, soweit dies möglich ist. Das geothermische Kartenbild der Nordschweiz ist gekennzeichnet durch eine ausgeprägte positive Wärmeflussanomalie im unteren Aaretal. Die Anomalie deutet darauf hin, dass hier ein verstärkter, aufwärtsgerichteter Wärmetransport stattfindet. Ob es sich um konduktiven oder konvektiven Wärmetransport handelt, bleibt zunächst offen.

Grundsätzlich gibt es mehrere mehrere Erklärungsmöglichkeiten für eine Wärmeflussanomalie an der Erdoberfläche :

- thermische Störung im Mantel
- auskühlender Intrusivkörper in der Kruste
- laterale Unterschiede in der Wärmeproduktion
- laterale Unterschiede in der Wärmeleitfähigkeit
- Effekte von lokaler Erosion und/oder tektonischer Hebungs- (bzw. Absenkungs-) Vorgänge
- unterschiedliche Paläoklima
- unregelmässige Topographie
- Wasserzirkulationssysteme im Untergrund

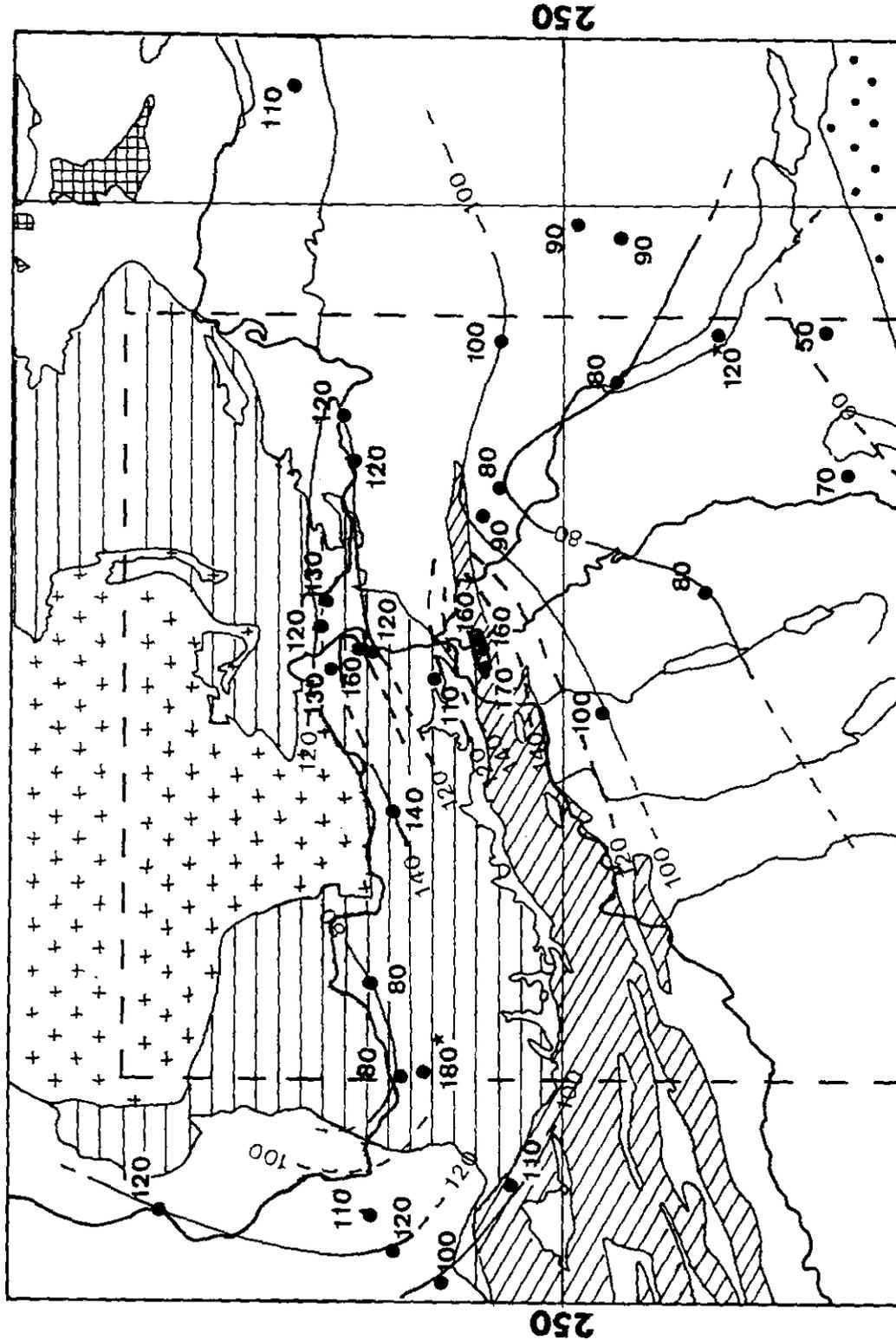
Anhand von Modellrechnungen zeigten Rybach et al. (1987), dass für die in der Nordschweiz vorliegenden geologischen Verhältnisse laterale Wärmeflussunterschiede von der Grössenordnung 50 - 100 mW/m² nur durch Wärmetransport von zirkulierendem Wasser in Kluftsystemen in grösserer Tiefe erzeugt werden können.

Allerdings können die lateralen Kontraste der Wärmeleitfähigkeit innerhalb des Mesozoikums bis 1 W/m⁰K betragen. Dies führt immer hin auf einen Kontrast im Wärmefluss von 40 - 50 %. Die Wärmeleitfähigkeiten des Doggers (2.0 - 2.5 W/m⁰K) und der Trias (3.0 - 3.5 W/m⁰K) liegen systematisch in zwei signifikant verschiedenen Wertebereichen. Falls die Wärmeflussbestimmungen in solchen für die Wärmeleitfähigkeit unterschiedlich stratigraphischen Niveaus durchgeführt werden, kann die beobachtete Anomalie rein konduktiver Art sein. Ein Beispiel dafür sind die Bohrungen Riniken und Böttstein. Bei ungefähr gleich grossen Temperaturgradienten liegt die Wärmeleitfähigkeit innerhalb der ersten 600 m in der Bohrung Riniken bei 2.1 W/m⁰K, im gleichen Tiefenbereich in der Bohrung Böttstein bei 3.1 W/m⁰K . Das erklärt gerade die Differenz von ca. 50 mW/m² der Wärmefluss-Werte in diesen Bohrungen. Der unterschiedliche Isolinienverlauf des Wärmeflusses und der 500 m-Isotherme im Gebiet dieser beiden Bohrungen veranschaulicht die lateralen, lithologisch bedingten Wärmeleitfähigkeitskontraste.

Wärmeflusskarte der Nordschweiz

600

700



250

250

U. Schärli 1989

1:500 000

Legende zur Wärmeflusskarte der Nordschweiz (1:500000)

———— Linien gleichen Wärmeflusses

- - - - - unsicherer Verlauf

- Wärmeflussbestimmungen in Bohrungen (auf 10 mW/m² genau)

120*, 180* singuläre Wärmeflussanomalien (mW/m²)

Die Ursache für den regional erhöhten Wärmefluss zwischen dem Jura-Südfuss und dem Rhein im nördlichen Aargau kann jedoch nur durch grossräumige Wasseraufstiege im tieferen Untergrund des Permokarbon-Troges und des kristallinen Grundgebirges erklärt werden. Aufsteigendes Wasser in diesen Tiefen konnte in der Bohrung Weiach aus dem Temperaturverlauf ermittelt werden. Die Thermen in Baden, Schinznach und Zurzach sind weitere Hinweise von aufsteigendem Wasser aus grösseren Tiefen. Das Aufwärtsströmen von Wasser ist abhängig von den tektonischen Störungssystemen (Klüfte und Verwerfungen im Untergrund) und den hydraulischen Verhältnissen. In einigen NAGRA-Bohrungen wurde in grösseren Tiefen auch tatsächlich ein grösseres hydraulisches Potential gemessen .

Der vom Jura-Südfuss nach Süden abfallende Wärmefluss ist einerseits auf die Nachwirkungen der tiefreichenden Subduktionzone unter den Alpen und andererseits durch möglicherweise grossräumige Wasseraufstiege entlang der nach Süden einfallenden Schichten des Mesozoikums und der Molasse zu erklären. Die generell vom Süden (Alpen) nach Norden abfallende Topographie begünstigt grossräumig-regionale, süd-nordgerichtete Wasserzirkulationen im Untergrund (vgl. Bodmer und Rybach 1985).

In der Region Basel ist der Wärmefluss, wie bereits erwähnt, relativ hoch. Ein stark erhöhter Wärmefluss (180 mW/m^2) in Frenkendorf (siehe Seite 38) gibt aber ein Rätsel auf, insofern als nicht weit nördlich davon, am südlichen Rand der Dinkelbergzone, nur 80 mW/m^2 bestimmt wurde. Dort könnte ein Einzugs gebiet von absickerndem Wasser sein, das weiter südlich wieder aufsteigt.

Zum Schluss kann man feststellen, dass die beobachteten Anomalien lokalen und regionalen Charakter haben. Sowohl Wasserzirkulationen wie Wärmeleitfähigkeitkontraste prägen das komplexe geothermische Bild der zentralen Nordschweiz. Besonders auffällig ist die Übereinstimmung des positiven Anomalien mit den Rändern des Permokarbon-Troges. Geothermische Untersuchungen in neu hinzukommenden Bohrungen können das geothermische Bild verändern, da der Wärmefluss nahe der Oberfläche sich oft sehr lokal ändert.

4.2.3 Ermittlung von Wasserkonvektion in der Formation aus dem Temperaturprofil

Fliesst in einer Gesteinsformation Wasser, so wird Wärme nicht mehr allein durch Wärmeleitung übertragen, sondern zusätzlich durch fließendes Wasser transportiert. Dieser Vorgang wirkt sich je nach Fließrichtung des Wassers auf das Temperaturprofil aus, indem der Temperaturgradient in solchen Zonen vom ungestörten (rein konduktiv bedingten) Gradienten abweicht (siehe z.B. Figur 12). Die Abweichung äussert sich in einer sprunghaften Zunahme des Gradienten an der oberen Begrenzung der Zone mit Wasserfluss und einer kontinuierlichen Abnahme des Gradienten bis zur unteren Begrenzung der Zone. Bei abwärtsfließendem Wasser sind die Verhältnisse gerade umgekehrt.

Für eine homogene, permeable Gesteinsschicht mit konstanter Wärmeleitfähigkeit K und Wasserfluss in vertikaler Richtung gilt im stationären Zustand die Differentialgleichung

$$\frac{d^2 T}{dz^2} - \frac{c\rho v}{K} \frac{dT}{dz} = 0 \quad (8)$$

- c : Wärmekapazität der Flüssigkeit (H_2O) ($J/kg^{\circ}K$)
- ρ : Dichte der Flüssigkeit (kg/m^3)
- v : Darcy-Geschwindigkeit (m/sec)
- K : Wärmeleitfähigkeit des Gesteins (wassergesättigt) ($W/m^{\circ}K$)

Die Temperaturverteilung in der wasserführenden Schicht, d.h. die Lösung von (8) ist :

$$T(z) = (T_2 - T_1) \frac{e^{\frac{\beta z}{L}} - 1}{e^{\beta} - 1} + T_1 \quad (9)$$

L : Mächtigkeit der Schicht (m)

q : Wärmefluss (konduktiv + konvektiv) (W/m²)

$\beta = (cpvL)/K$

T₁: Temperatur an der oberen Begrenzung der Schicht (°C)

T₂: Temperatur an der unteren Begrenzung der Schicht (°C)

Der vertikale Wärmefluss in dieser Zone ist :

$$q = -K \frac{dT}{dz} + cpv(T - T') \quad (10)$$

T' : Temperatur, bei welcher der konvektive Term verschwindet

Setzt man $T' = 0$, so erhält man durch Umformung von (10) eine lineare Beziehung zwischen dem Temperaturgradienten und der Temperatur :

$$\frac{dT}{dz} = \frac{\beta}{L} T - \frac{q}{K} \quad (11)$$

mit der Steigung β/L
 und dem Achsenabschnitt $-q/K$

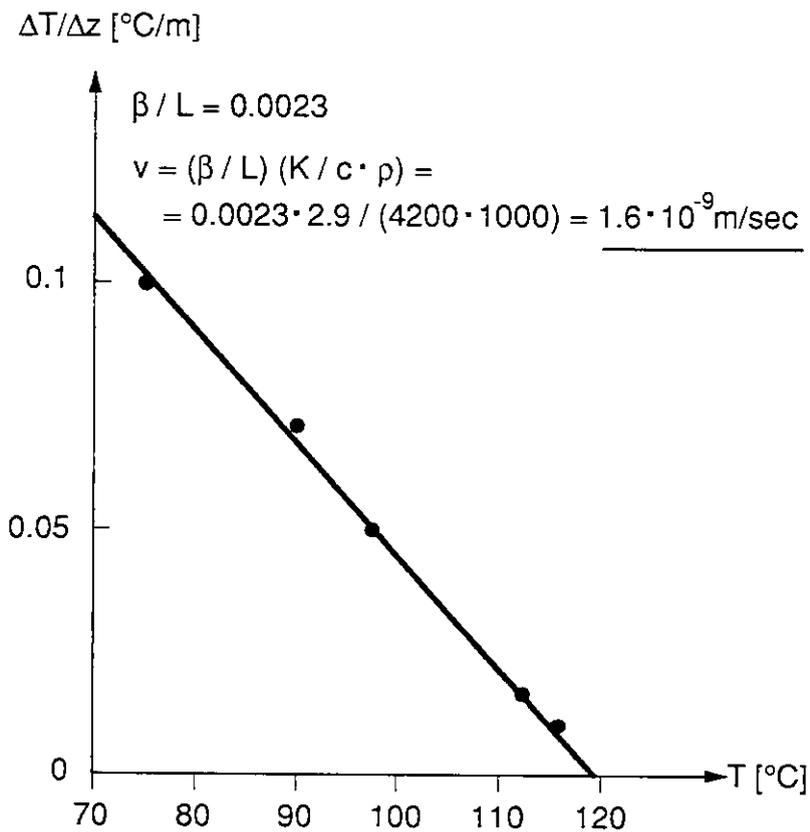
Durch Auftragen der Temperaturgradienten in verschiedenen Tiefen gegen die entsprechende Temperatur kann β/L und $-q/K$ graphisch bestimmt werden. Dies gilt aber nur in Bereichen mit konstanter Darcy-Geschwindigkeit. Die Darcy-Geschwindigkeit erhält man aus der Beziehung

$$v = \frac{\beta}{L} \cdot \frac{K}{c\rho} \quad (12)$$

und die Fließgeschwindigkeit des Wassers unter Berücksichtigung der Porosität Φ :

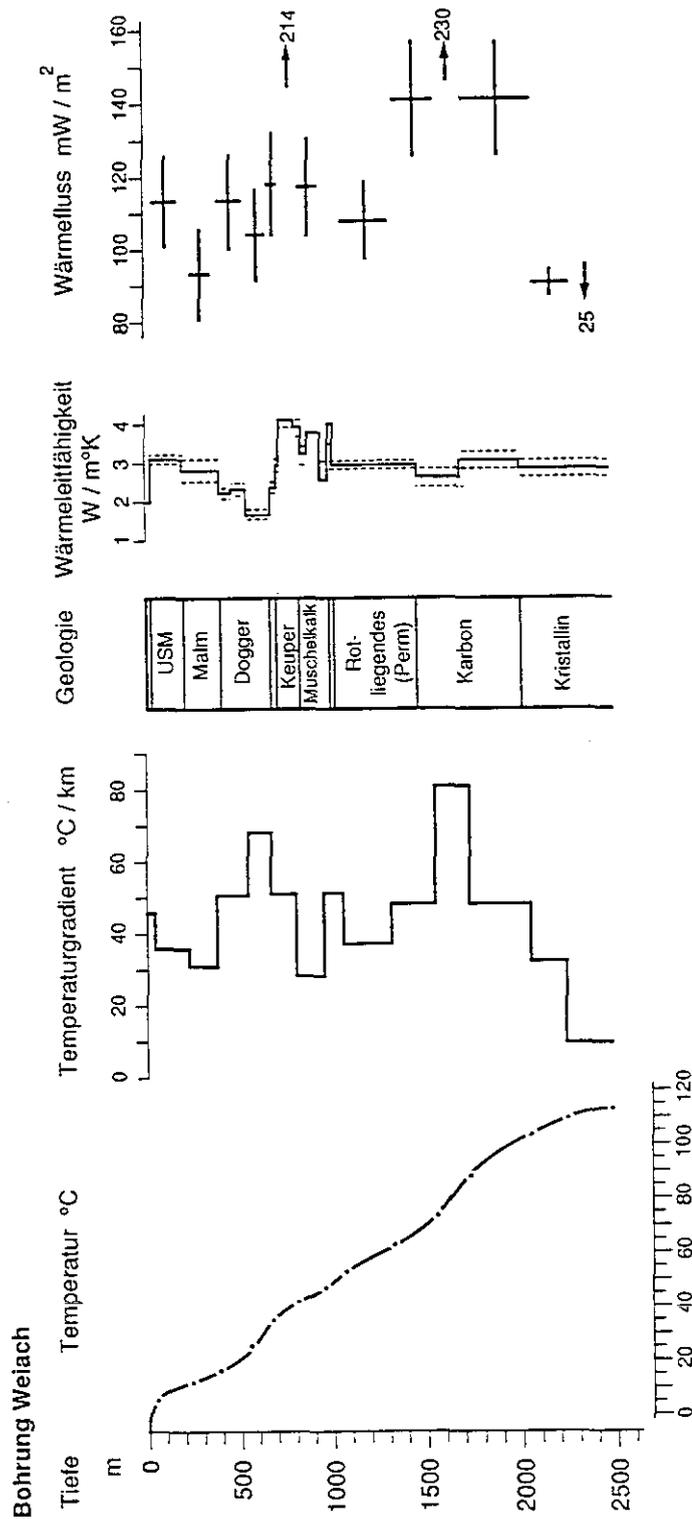
$$u = \frac{v}{\Phi} \quad (13)$$

Beispiel einer Bestimmung der Darcy-Geschwindigkeit (v) in der Bohrung Weiach : In Figur 12 sieht man Tiefenbereiche mit stark abweichendem Wärmefluss (Lias - Ob.Keuper, Unt.Muschelkalk - Buntsandstein, Karbon - Kristallin). Für den Bereich Karbon - Kristallin wurde die Darcy-Geschwindigkeit wie folgt ermittelt:



Figur 11: Bestimmung der Darcy-Geschwindigkeit im umgebenden Gestein nach der Methode von Mansure & Reiter (1979). Daten aus der Bohrung Weiach/ZH.

Ähnliche Werte haben Bodmer & Rybach (1984) und Rybach et al. (1987) ermittelt für die markante Wärmeflussanomalie der Nordschweiz.



Figur 12: Darstellung der geothermischen Verhältnisse der Bohrung Weiach/ZH. Die Punkte im Temperaturprofil (links) markieren Stellen, wo sich der Gradient ändert.

4.3 Wärmeflussanalyse in den Tiefbohrungen der NAGRA

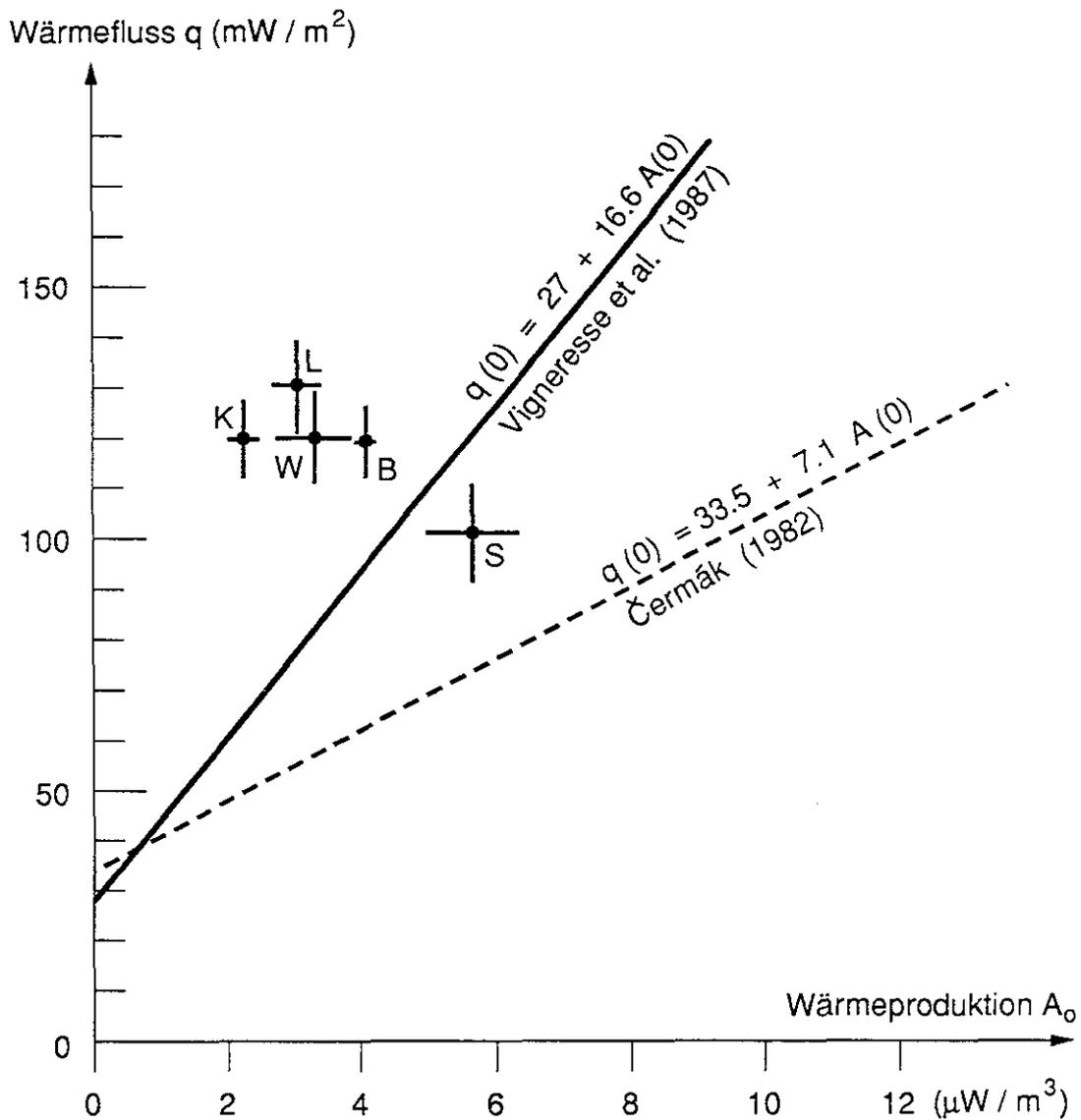
Eine kontinentale Wärmeflussprovinz ist durch die Gleichung

$$q_0 = q_r + DA_0 \quad (14)$$

definiert (siehe z.B. Rybach 1973). q_r bedeutet den Wärmefluss an der Basis der Schicht mit der Mächtigkeit D . A_0 ist die mittlere Wärmeproduktion in dieser Schicht; q_0 der (gemessene) Oberflächenwärmefluss. Die Gerade in Fig. 13 gemäss Gleichung (14) stellt "normale", konduktive Verhältnisse dar. Werden A/q -Wertepaare ins Diagramm geplottet und fallen diese auf die charakteristische Gerade der betreffenden Wärmeflussprovinz, so können für den Bohrstandort ebenfalls normale, konduktive Verhältnisse angenommen werden.

Für verschiedene kristalline Gesteinsprovinzen gibt es charakteristische A/q -Verhältnisse. In Figur 13 sind zwei solche Geraden für das herzynische Grundgebirge in zwei Gebieten von Europa eingezeichnet (Bretagne nach Vigneresse et al. (1987) und Böhmisches Massiv nach Čermák 1982). Die beiden Geraden haben stark unterschiedliche Steigungen. Das deutet darauf hin, dass auch innerhalb des herzynischer Gesteinskomplexes die A/q -Verhältnisse ziemlich schwanken können.

Die A/q -Verhältnisse in den Tiefbohrungen der NAGRA im Bereich des Kristallins liegen (mit Ausnahme von Schafisheim) oberhalb beider Geraden. Der Grund dafür ist ein erhöhter Wärmefluss durch sehr langsam aufsteigende Tiefenwässer im Kristallin.



Figur 13: Beziehung zwischen Wärmefluss und Wärmeproduktion im Kristallin herzynischen Alters. Die eingetragenen Punkte repräsentieren q/A -Wertepaare der Bohrungen K: Kaisten, L: Leuggern, W: Weiach, B: Böttstein, und S: Schafisheim. Fehlerbalken: $\pm 1\sigma$

5 Ausblick, offene Fragen

Eine möglichst genaue Kartierung des geothermischen Feldes bedingt eine entsprechend hohe Datendichte (Anzahl Bohrungen/Fläche). Es ist zu hoffen, dass die Zahl der Bohrungen mit der Zeit weitere zunimmt und dass sich so der Verlauf des Temperaturfeldes und des Wärmeflussfeldes immer detaillierter erfassen lassen. In der zentralen Nordschweiz gibt es zur Zeit (1990) grössere Gebiete ohne zuverlässliche Wärmeflussbestimmungen, z.B. im Raume Olten-Aarau-Frick. Neue Bohrungen in diesem Gebiet könnten mehr über eine eventuelle Verbindung zwischen den positiven Anomalien um Basel und um das untere Aaretal ans Licht bringen. Besondere Aufmerksamkeit sollte dem Zusammenhang der geothermischen Anomalien mit dem Permokarbon-Trog im allgemeinen und mit den Trogrändern im speziellen geschenkt werden.

Um den aktuellen Kenntnisstand der geothermischen Verhältnisse repräsentieren zu können, ist ein periodisches Aufdatieren der geothermischen Karten und die systematische Erweiterung der unterstützenden petrophysikalischen Datenbank und notwendig.

Die in situ-Verhältnisse der Wärmeleitfähigkeit im Labor nachzubilden, stellt ein weiteres Problem dar. Sind diese apparativen Fragen gelöst, so sollen zahlreiche Messungen unter den im Untergrund herrschenden Temperatur- und Druckverhältnissen durchgeführt werden, an möglichst vielen verschiedenen Gesteinstypen. Dabei soll auf den Einfluss der Porosität und der Dichte auf die Wärmeleitfähigkeit besonders geachtet werden.

Ein weiteres Ziel wäre der Einbezug von Bohrloch-Logs (Neutron, Gamma-Gamma, Sonic) mit dem Ziel, indirekte Methoden zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit zu entwickeln, aufgrund der im Labor gefundenen Beziehungen zwischen Wärmeleitfähigkeit, Dichte und Porosität (Schärli 1989).

Ferner wäre zu prüfen, ob im Gebiet der Nordschweiz die Variation der Scherwellengeschwindigkeit sich mit dem Temperaturfeld korrelieren lässt. Dies könnte zu neuen Methoden zur Erkundung von geothermischen Anomalien führen.

Weitergehende Untersuchungen könnten die in dieser Arbeit gelieferte, erste Interpretation des geothermischen Bildes der zentralen Nordschweiz ergänzen und verfeinern. So sollte z.B. eine eingehende Wärmefluss-Analyse (insbesondere aufgrund der NAGRA-Bohrungen) durchgeführt werden: einerseits stehen die in diesen Bohrungen bestimmten Wärmeflusswerte zur Verfügung, andererseits der umfangreiche Datensatz der an den bohrkernene bestimmten Wärmeproduktionsraten.

Auch das für die Interpretation postulierte Tiefengrundwasser-Strömungssystem bedarf noch weiteren Abklärungen. Es stellt sich nämlich die Frage, woher das Wasser stammt und warum es gerade im Bereich des unteren Aaretales aufsteigt. Der Aufstieg scheint durch die Anwesenheit des Permokarbon-Troges begünstigt zu sein. Die grossen Mächtigkeitsunterschiede im Oberrotliegenden zwischen den Bohrungen Riniken und Weiach (Diebold 1989) deuten auf differentielle tektonische Bewegungen zwischen diesen Standorten hin, was ein Indiz für tiefgreifende Störungszonen sein könnte; ferner scheint die Vorwald-Störung (NTB 84-30, S. 56) im Bereich des unteren Aaretales den nördlichen Trogrand zu schneiden und diesen dextra! um 4 - 5 km zu versetzen (NTB 84-25, S. 53).

Diese und andere tiefgreifende Störungszonen (Trogränder!) können mögliche Wasseraufstiegswege bilden. Das Herkunftsgebiet (Infiltrationszone) ist dagegen noch sehr spekulativ. Es wäre sowohl eine Herkunft aus den Alpen wie aus dem Schwarzwald denkbar. Ein erster Versuch zur Erfassung der Verhältnisse mittels zweidimensionaler Modellierung ist bereits erfolgt (Griesser & Rybach 1989). Weitere, thermohydraulisch gekoppelte Modelle in 3D könnten hier zusätzliche Klarheit verschaffen.

6 Literaturverzeichnis

- BODMER, PH., 1982. Beiträge zur Geothermie der Schweiz. Dissertation No. 7034, ETH-Zürich, 201 pp.
- BODMER, PH. and RYBACH, L. (1983): Processing and representation of heat flow density maps. Part I: Subsurface temperatures and thermal conductivities. Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 80-86
- BODMER, PH. and RYBACH, L. (1985): Heat flow maps and deep groundwater circulation. J. Geodyn. 4, 233-245
- BULLARD, E.C., 1939. Heat flow in South Africa. Proc. Roy. Soc. London A, 173, 474-502.
- BUNTEBARTH, G. and RUEFF, P. (1987): Laboratory thermal conductivity applied to crustal conditions. Rev. Brasil. Geofis. 5, 103-110
- ČERMÁK, V., 1982. Crustal temperature and mantle heat flow in Europe. Tectonophysics 83: 123-142.
- DIEBOLD, P. (1989): Der Nordschweizer Permokarbon-Trog und die Steinkohlenfrage in der Nordschweiz. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 133, 143-174
- GRIESSER, J.C. and RYBACH, L. (1989): Numerical thermohydraulic modeling of deep groundwater circulation in crystalline basement: An example of calibration. In: Beck, A.E., Garven, G., Stegena, L. (eds.): "Hydrogeological Regimes and Their Subsurface Thermal Effects". Amer. Geophys. Union, Geophysical Monograph 51, 65-74
- HAEBERLI, W., 1984. Modelling Temperature Distribution in Alpine glaciers. Annals of Glaciology, 5, 18-22.
- HANTKE, R., 1978, 1980 und 1982. Eiszeitalter, 3 Bände. Ott Verlag AG Thun.
- LACHENBRUCH, A.H. and BREWER, M.C., 1959. Dissipation of temperature effect in drilling a well in arctic Alaska. Bull. U.S. Geol. Surv., 1083-C: 73-109.
- LEBLANC, Y., PASCOE, L.J. and JONES, F.W., 1981. The temperature stabilisation of the borehole. Geophysics, Vol. 46, 1301-1303.

- MANSURE, A.J. and REITER, M., 1979. A vertical groundwater movement correction for heat flow. *J. Geophys. Res.*, 84: 3490-3496.
- NTB 84-25: "Erläuterungen zur geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1:100'000", W.H. MÜLLER, M. HUBER, A. ISLER, P. KLEBOTH, NAGRA Technischer Bericht (1984)
- NTB 84-30: "Das Kristallin des Südschwarzwaldes", M. HUBER, A. HUBER, NAGRA Technischer Bericht (1984)
- NTB 85-14: "Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz", H. NAEF, P. DIEBOLD, S. SCHLANKE, NAGRA Technischer Bericht (1985).
- RYBACH, L. (1973): Wärmeproduktionsbestimmungen an Gesteinen der Schweizer Alpen. *Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie Nr. 51*, 43 S.
- RYBACH, L. and BODMER, PH. (1983): Processing and representation of heat flow density maps. Part II: Construction and contouring of heat flow. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 87-92
- RYBACH, L. and BODMER, Ph., 1984. Geothermal map of Switzerland (heat flow density). *Materiaux pour la Geologie de la Suisse: Geophysique No. 22*. Schweizerische Geophysikalische Kommission, 44 pp. Kümmerly & Frei, Bern.
- RYBACH, L., EUGSTER, W., GRIESSER, J.C., 1987. Die geothermischen Verhältnisse in der Nordschweiz. *Eclogae Geol. Helv.*, 80: 15 pp.
- SCHÄRLI, U. und RYBACH, L. (1987): Geothermische Kartierung in der Nordschweiz. In: G. Buntebarth (ed.): "Sitzungsberichte der 17. Sitzung der FKPE-Arbeitsgruppe "Ermittlung der Temperaturverteilung im Erdinneren", Clauthal-Zellerfeld, p. 37- 49
- SCHÄRLI, U. (1989): Geothermische Detailkartierung (1:100'000) in der zentralen Nordschweiz mit besonderer Berücksichtigung petro-physikalischer Parameter. *Diss. ETH Zürich Nr. 8941*, 208 S.
- VIGNERESSE, J.L., JOLIVET J., CUNEY M., BIENFAIT G., 1987. Heat Flow, Heat Production and Granites Depth in Western France In: Abstract Volume: Terrestrial Heat Flow and the Structure of the Litosphere. Bechyne Castle Czechoslovakia, 120 pp.

Kartenbeilagen:

Beilage 1: Wärmestromdichte (1:100'000)

Beilage 2: Temperaturen in 500 m bzw. 1000 m Tiefe unter der Erdoberfläche (1:100'000)

Beiträge zur Geologie der Schweiz
Matériaux pour la Géologie de la Suisse
Contributions to Geology of Switzerland

Geophysik — Géophysique — Geophysics

No.		Fr.
1	H. Röhliberger. Zur seismischen und petrographischen Charakterisierung einiger Molassegesteine, einschliesslich der Beschreibung von Methoden der Korngrössenbestimmung in festmaterial. 91 Seiten, 31 Figuren. 1957.....	14.-
2	O. Friedenreich. Eine grossräumige Widerstanskartierung nordwestlich von Zürich und ihre geologische Deutung. 47 Seiten, 22 Textfiguren, 9 Karten. 1959.....	20.-
3	F. Gassmann. Schweremessungen in der Umgebung von Zürich. 70 Seiten, 24 Textfiguren, 2 Tafeln. 1962.....	24.-
4	E. Poldini. Les Anomalies gravifiques du canton de Genève. Avec 63 pages, 25 figures et 3 planches. 1963.....	24.-
5	L. Rybach. Refraktionsseismische Untersuchungen im Raum Aare-, Limmat- und Surbtal. 49 Seiten, 42 Figuren. 1962.....	14.-
6	O. Gonet. Etude gravimétrique de la plaine du Rhône. Région Saint-Maurice— Lac Léman. 50 pages, 30 figures, 2 planches. 1965.....	14.-
7	C. Meyer de Stadelhofen. Carte des résistivités de la plaine du Rhône. 8 pages, 2 figures, 2 planches. 1966.....	8.-
8	O. Gonet. Etude gravimétrique du lac Léman à bord du méso-scaphe <i>Auguste Picard</i> . 50 pages, 8 figures, 1 planche. 1969.....	8.-
9	J.-J. Wagner. Elaboration d'une carte d'anomalie de Bouguer. Etude de la vallée du Rhône de Saint-Maurice à Saxon (Suisse). 91 pages, 32 figures, 2 planches. 1970.....	22.-
10	H. Lazreg. Etude géophysique, géologique et hydrogéologique de la région de Concise à Pompaples (pied du Jura vaudois). 51 pages, 16 figures, 2 planches. 1971.....	22.-
11	M. Petch. Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de l'Orbe. 95 pages, 23 figures, 15 planches. 1970.....	22.-
12	P.-A. Gilliland. Etude géoélectrique du Klettgau (Suisse), canton de Schaffhouse. 85 pages, 47 figures, 10 annexes, 5 planches. 1970.....	22.-
13	P. Corniche. Application des méthodes géophysiques à la recherche hydrogéologique. 65 pages, 25 figures. 1973.....	22.-
14	F. Heller. Magnetische und petrographische Eigenschaften der granitischen Gesteine des Albignagebiets (Nördliches Bergeller Massiv). 66 Seiten, 24 Textfiguren. 1972.....	22.-
15	E. Klingelé. Contribution à l'étude gravimétrique de la Suisse romande et des régions avoisinantes. 94 pages, 6 figures, 35 planches. 1972.....	22.-
16	W. Sigrist. Contribution à l'étude géophysique des fonds du lac Léman. 56 pages, 28 figures, 1 planche. 1974.....	22.-
17	R. Olivler. Elaboration d'un système de traitement gravimétrique géré par l'ordinateur. Etude gravimétrique du plateau romand de Versoix (GE) à Concise (VD). 56 pages, 21 figures, 10 planches. 1974.....	22.-
18	H. Buchli, R. Paquin, A. Donzé. Etude géoélectrique et gravimétrique du Chablais entre Asnières et Evian. 170 pages, 81 figures, 4 planches. 1976.....	32.-
19	G. Fischer, P.-A. Schnegg, J. Sesiano. A new geomagnetic survey of Switzerland. 44 pages, 15 figures, 8 tables, 10 cartes. 1979.....	28.-
20	E. Klingelé, R. Olivler. La nouvelle carte gravimétrique de la Suisse (Anomalies de Bouguer). 96 pages, 9 figures, 4 tables, 1 carte. 1980.....	28.-
21	J.-J. Wagner, St. Müller. Geomagnetic and gravimetric studies of the Ivrea zone. 64 pages, 44 figures. 1984.....	32.-
22	Ph. Bodmer, L. Rybach. Geothermal map of Switzerland (Heat flow density). 48 pages, 21 figures, 6 tables. 1984.....	36.-
23	G. Schwarz. Methodische Entwicklungen zur Aerogammaspektrometrie. 160 Seiten, 56 Figuren. 1991.....	42.-

PUBLIKATION N°24

GEOOTHERMISCHE DETAILKARTIERUNG
DER ZENTRALEN NORDSCHWEIZ
(1 :100'000)

Von

Ulrich Schärli
Ladislaus Rybach

TAFELN

2 TAFELN :

TAFEL I : Geothermal Map of Northern Switzerland
Heat Flow Density
16 BLÄTTER

TAFEL II : Geothermal Map of Northern Switzerland
Temperatures at 500m resp. 1000m depth below the Earth's surface
15 BLÄTTER

Geothermal Map of Northern Switzerland

1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8
				2.5	2.6	2.7	2.8
				3.5	3.6	3.7	3.8

Heat Flow Density

Geothermische Karte der Nordschweiz

Wärmestromdichte

Carte géothermique du Nord de la Suisse

flux de chaleur

Herausgegeben von der **SCHWEIZERISCHEN GEOPHYSIKALISCHEN KOMMISSION**
Präsident: St. Müller unter Mitarbeit der
Eidgenössischen Kommission für Geothermie und
unterirdische Wärmespeicherung
Präsident: L. Rybach
Bearbeitet von U. Schärli Institut für Geophysik, ETH Zürich

1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8
				2.5	2.6	2.7	2.8
				3.5	3.6	3.7	3.8

———— Linien gleichen Wärmeflusses

— — — unsicherer Verlauf

⊙, ● Wärmeflussbestimmungen in Bohrungen (mW/m^2)
(auf $10 \text{ mW}/\text{m}^2$ genau)

Tiefe der Wärmeflussbestimmung

● $< 333 \text{ m}$, ⊙ $> 333 \text{ m}$

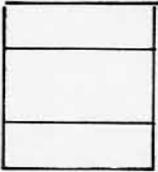
120*, 180* singuläre Wärmefluss - Anomalien

↑ Wasserzirkulation

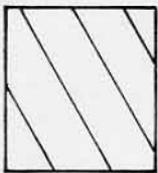
1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8
				2.5	2.6	2.7	2.8
				3.5	3.6	3.7	3.8



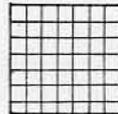
**Mittelländische Molasse und
Tertiär im Jura**



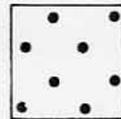
Tafeljura und Vorbergzone



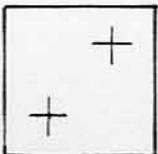
Faltenjura



Neogene Eruptiva



Subalpine Molasse



Schwarzwald - Massiv



Auf- und Überschiebungen



Brüche, Transversalverschiebungen



Begrenzung des Permokarbon-Troges

600

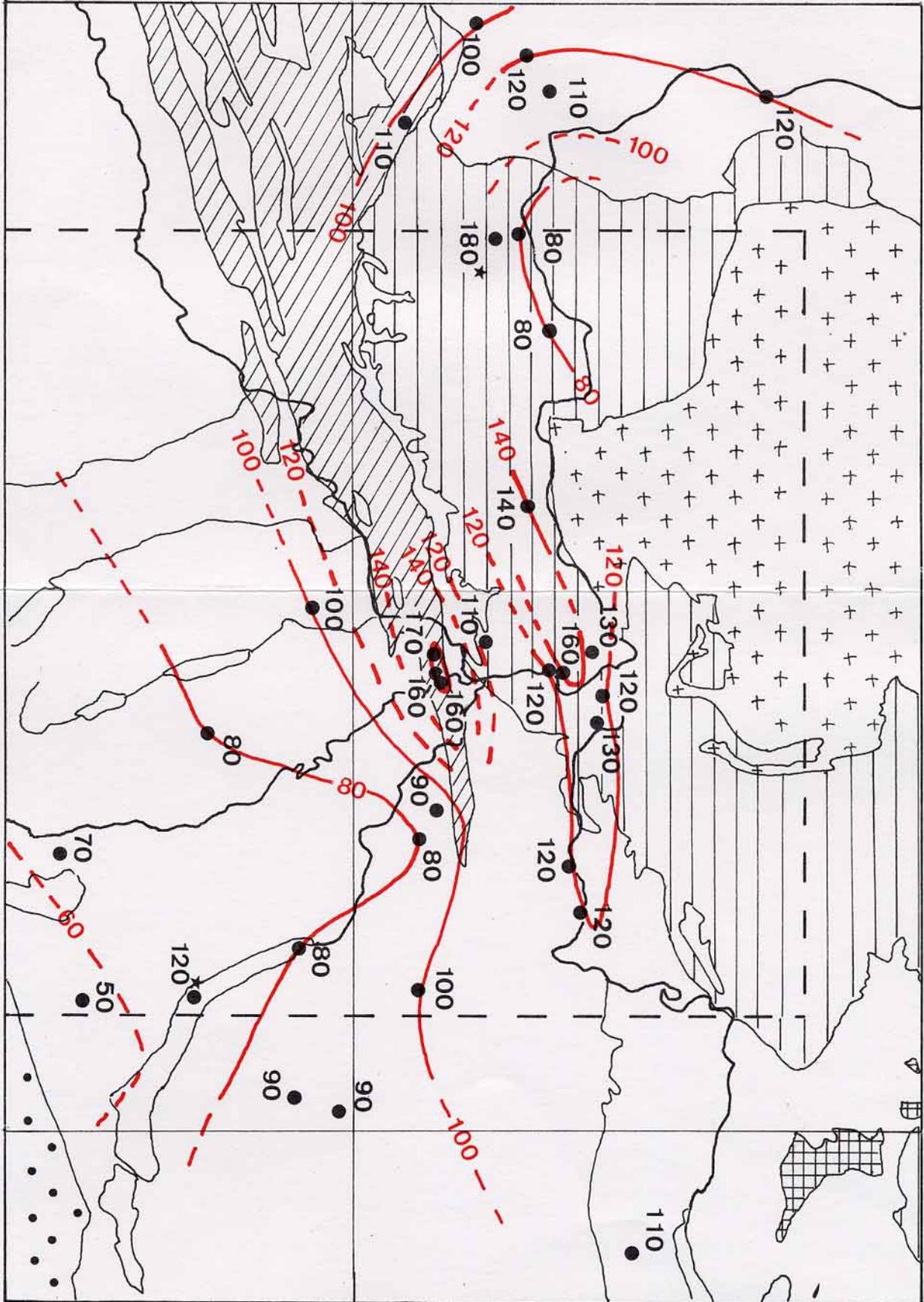
700

250

250

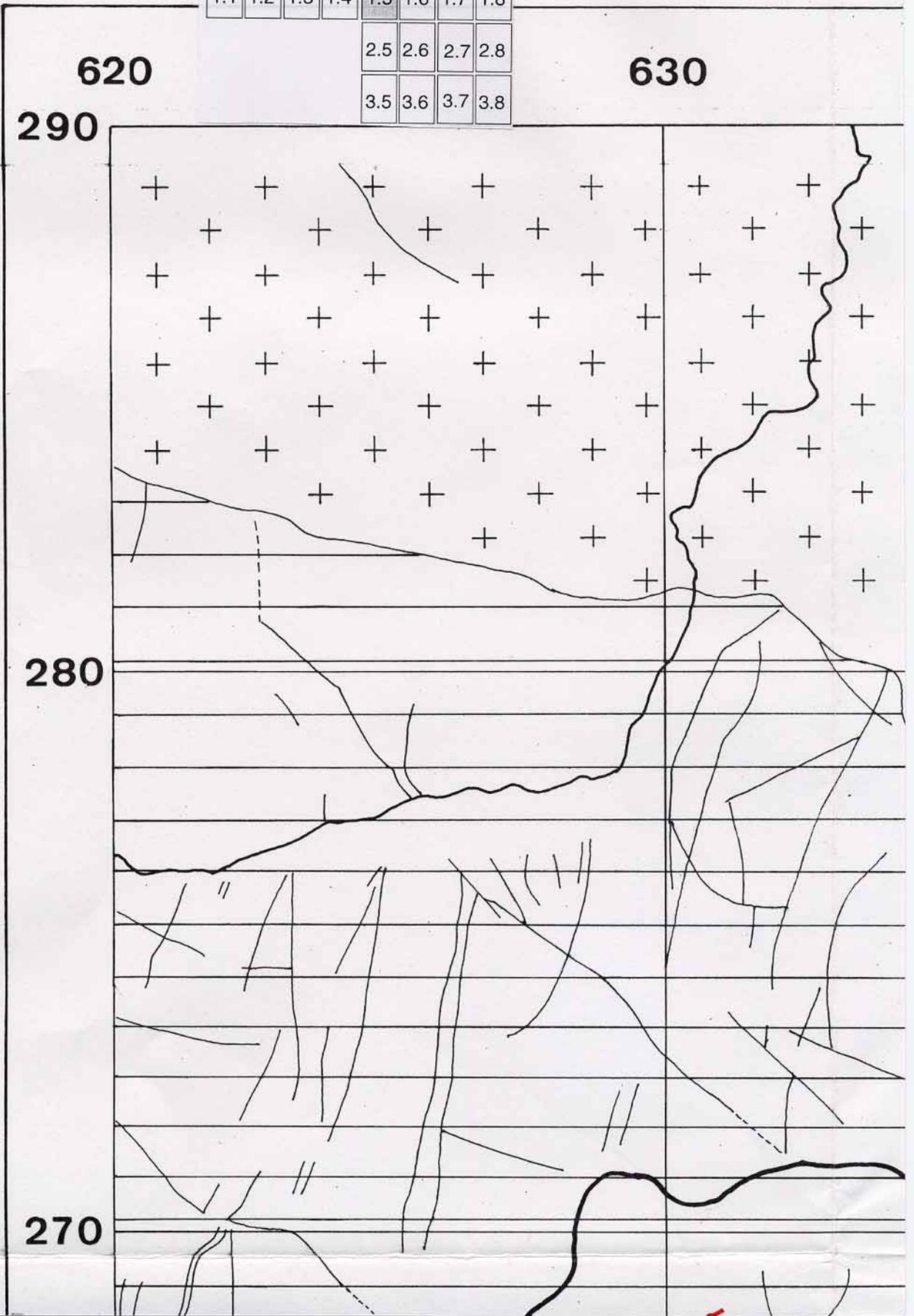
U. Schärli

1 : 500 000



1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8
				2.5	2.6	2.7	2.8
				3.5	3.6	3.7	3.8

1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8
				2.5	2.6	2.7	2.8
				3.5	3.6	3.7	3.8

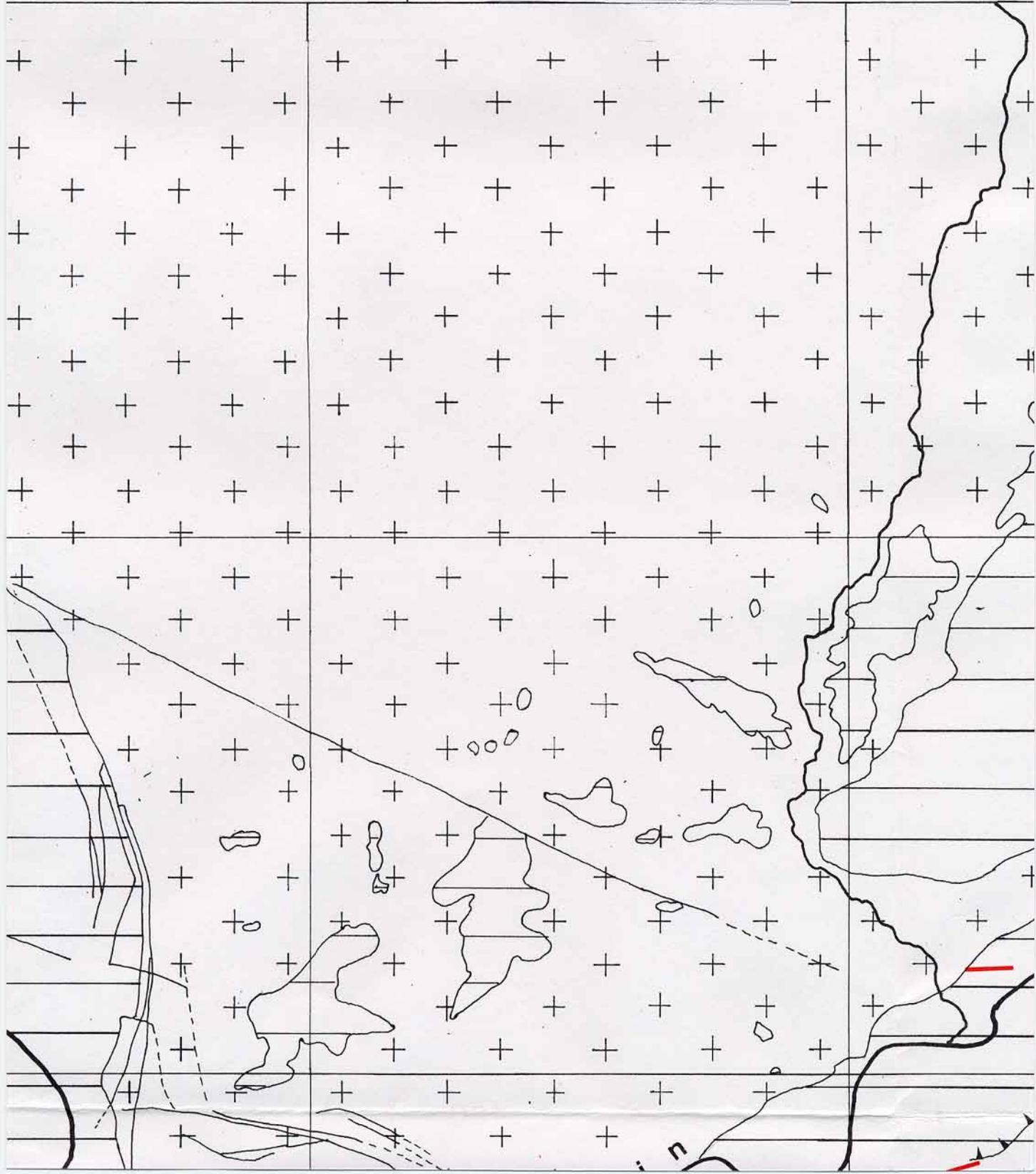


1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8
				2.5	2.6	2.7	2.8
				3.5	3.6	3.7	3.8

8° 00'

640

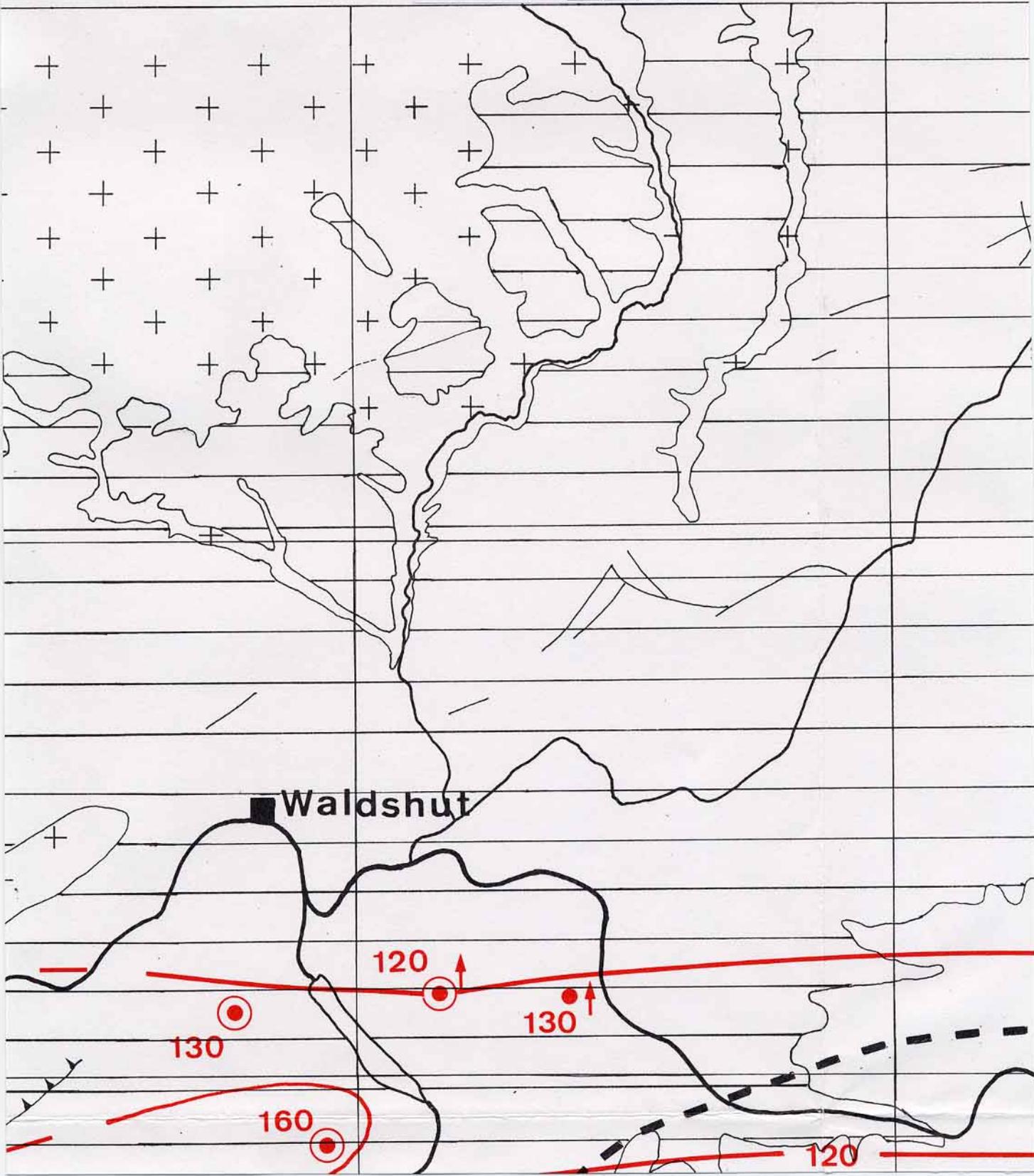
650



1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8
				2.5	2.6	2.7	2.8
				3.5	3.6	3.7	3.8

660

670



1.1 1.2 1.3 1.4 1.5 1.6 1.7 1.8

2.5 2.6 2.7 2.8

3.5 3.6 3.7 3.8

8° 30'
680

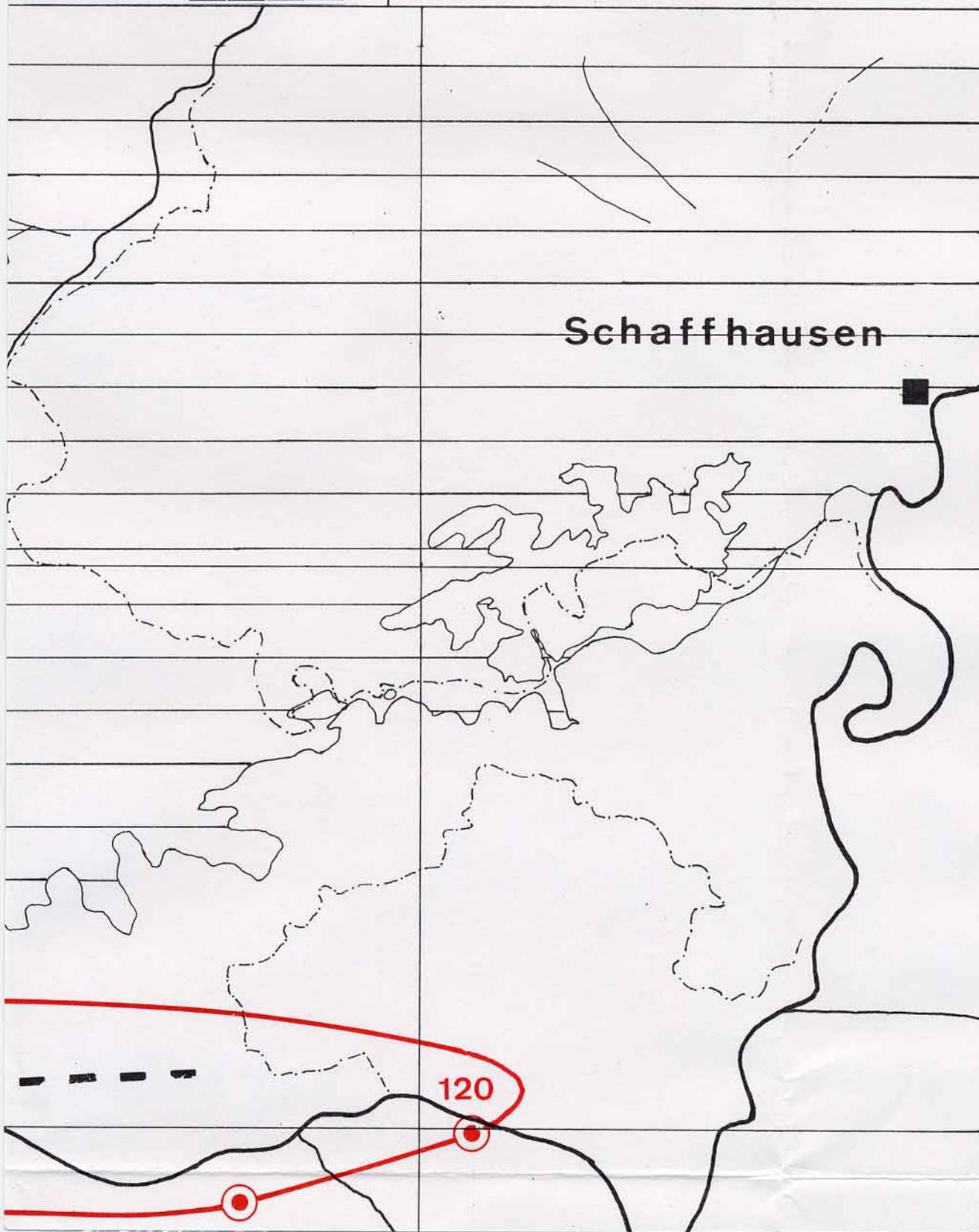
690
290

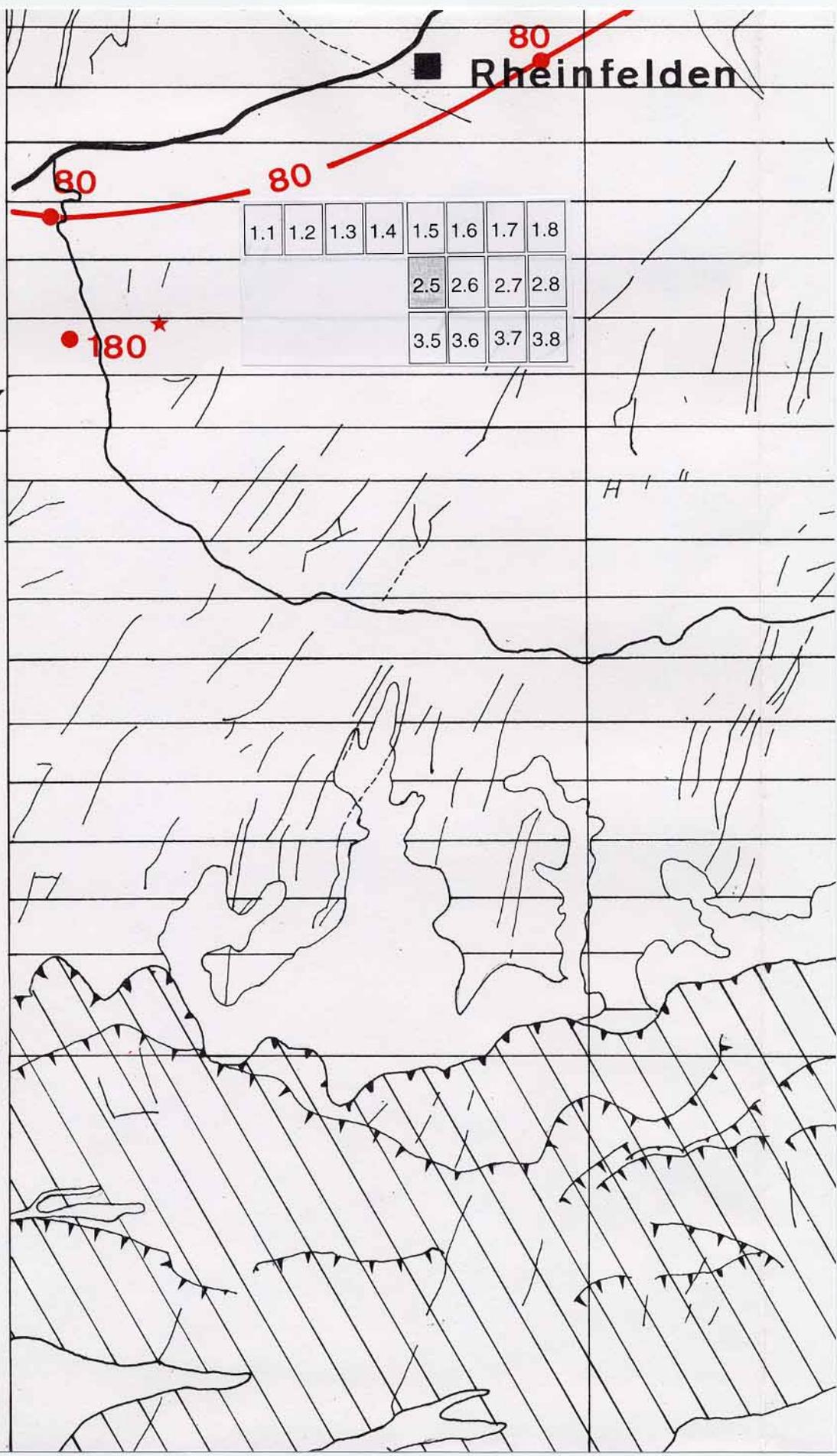
Schaffhausen

280

270

120





80
 ■ Rheinfelden

80

80

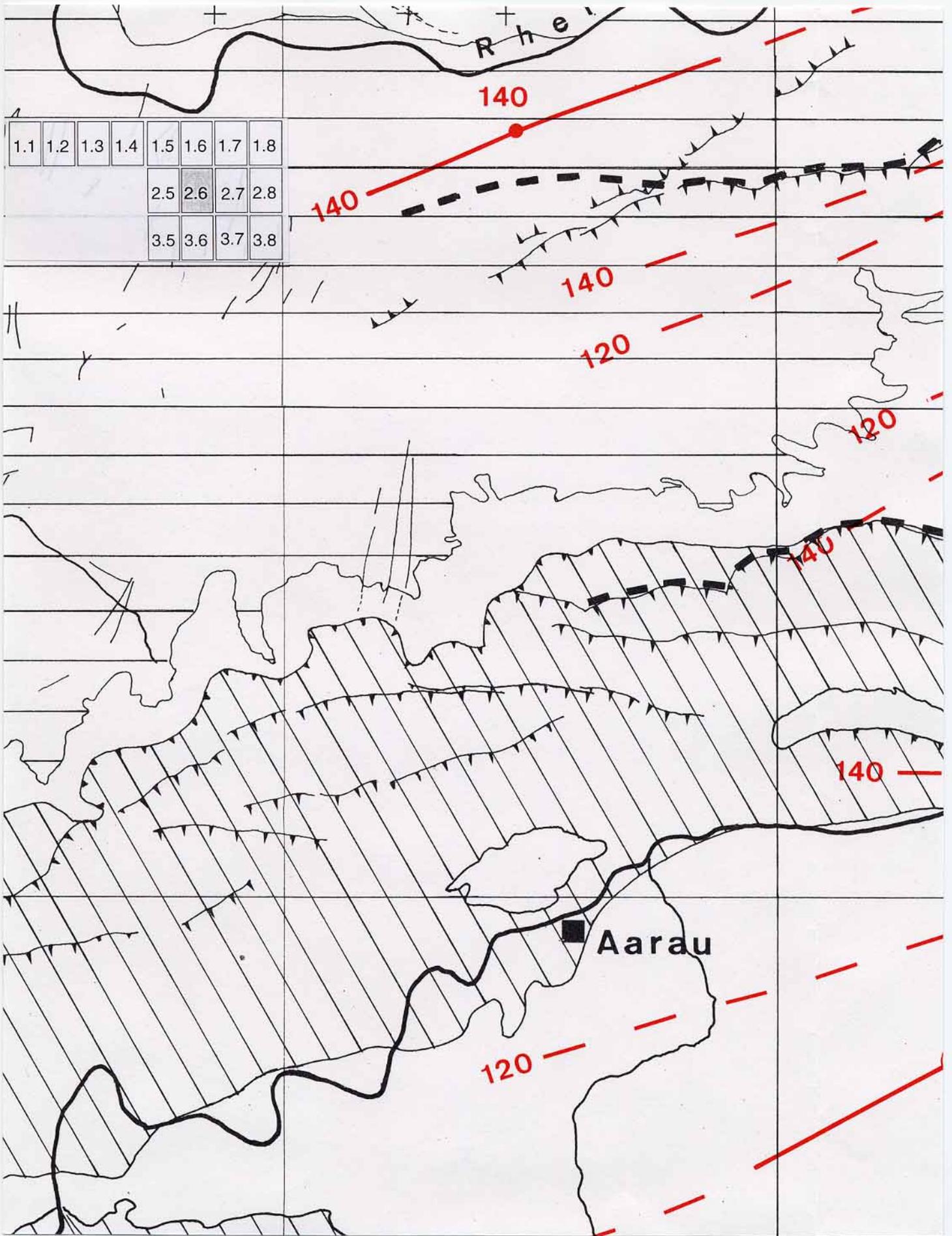
180*

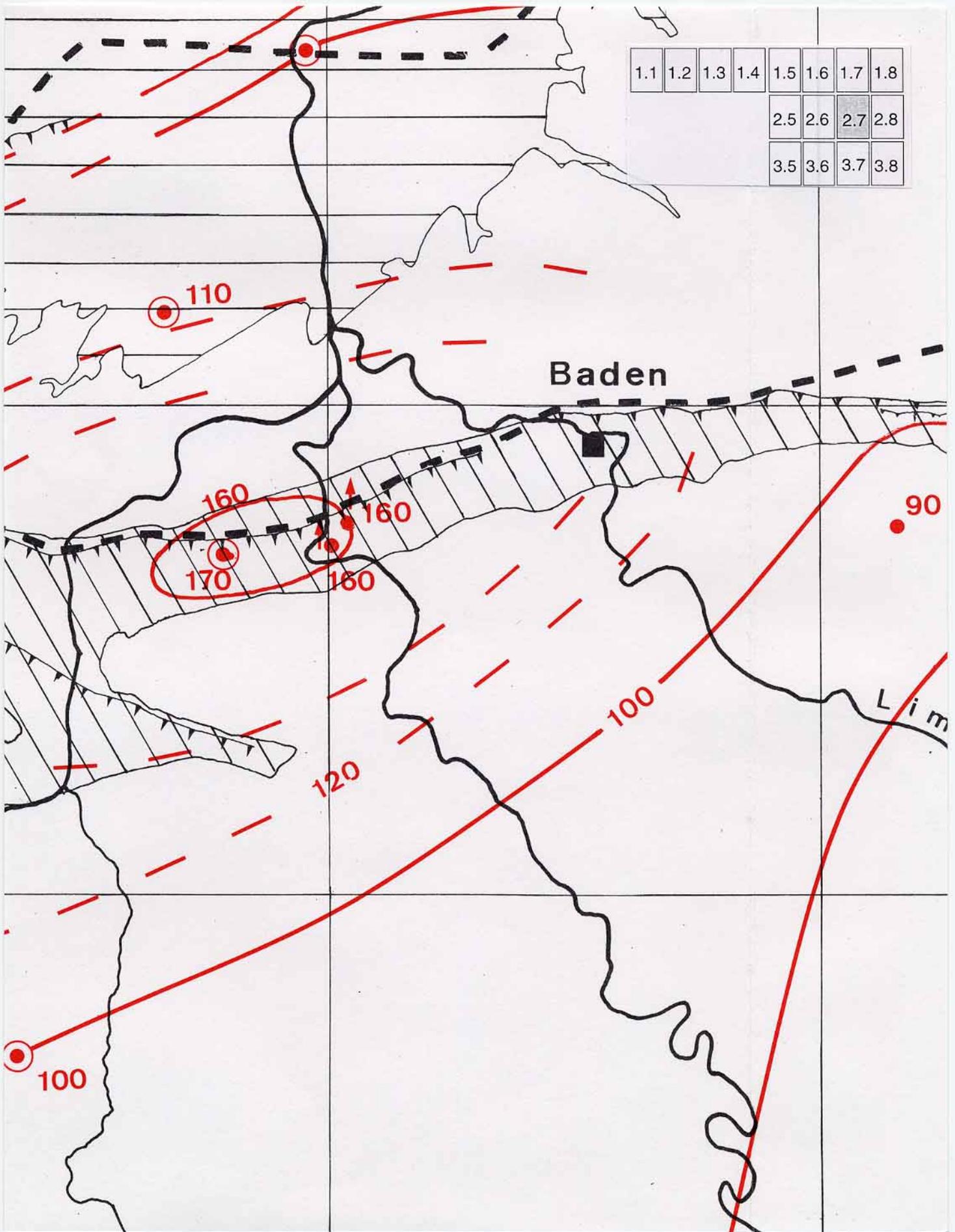
1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8
				2.5	2.6	2.7	2.8
				3.5	3.6	3.7	3.8

47° 30'

260

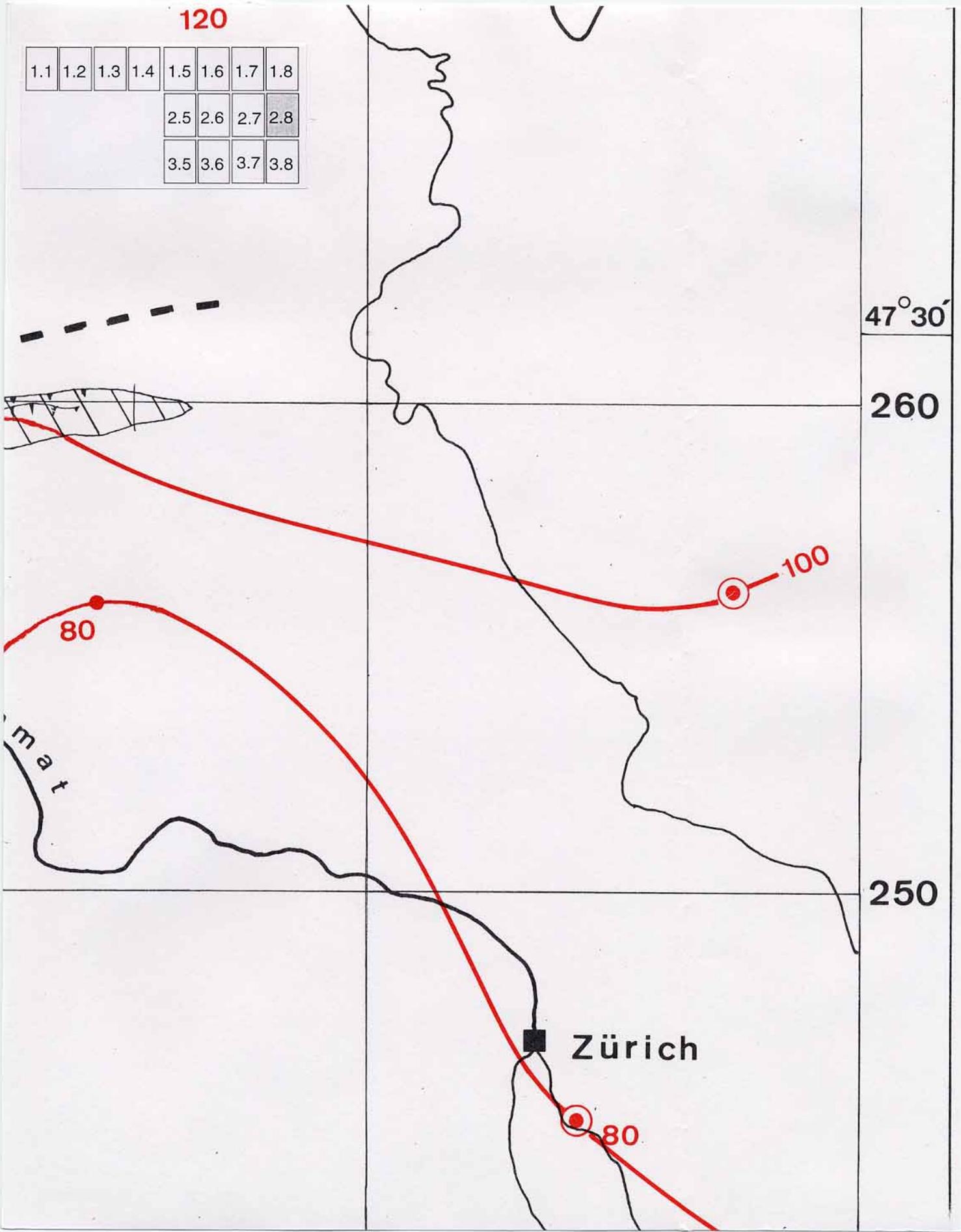
250





120

1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8
				2.5	2.6	2.7	2.8
				3.5	3.6	3.7	3.8



47° 30'

260

250

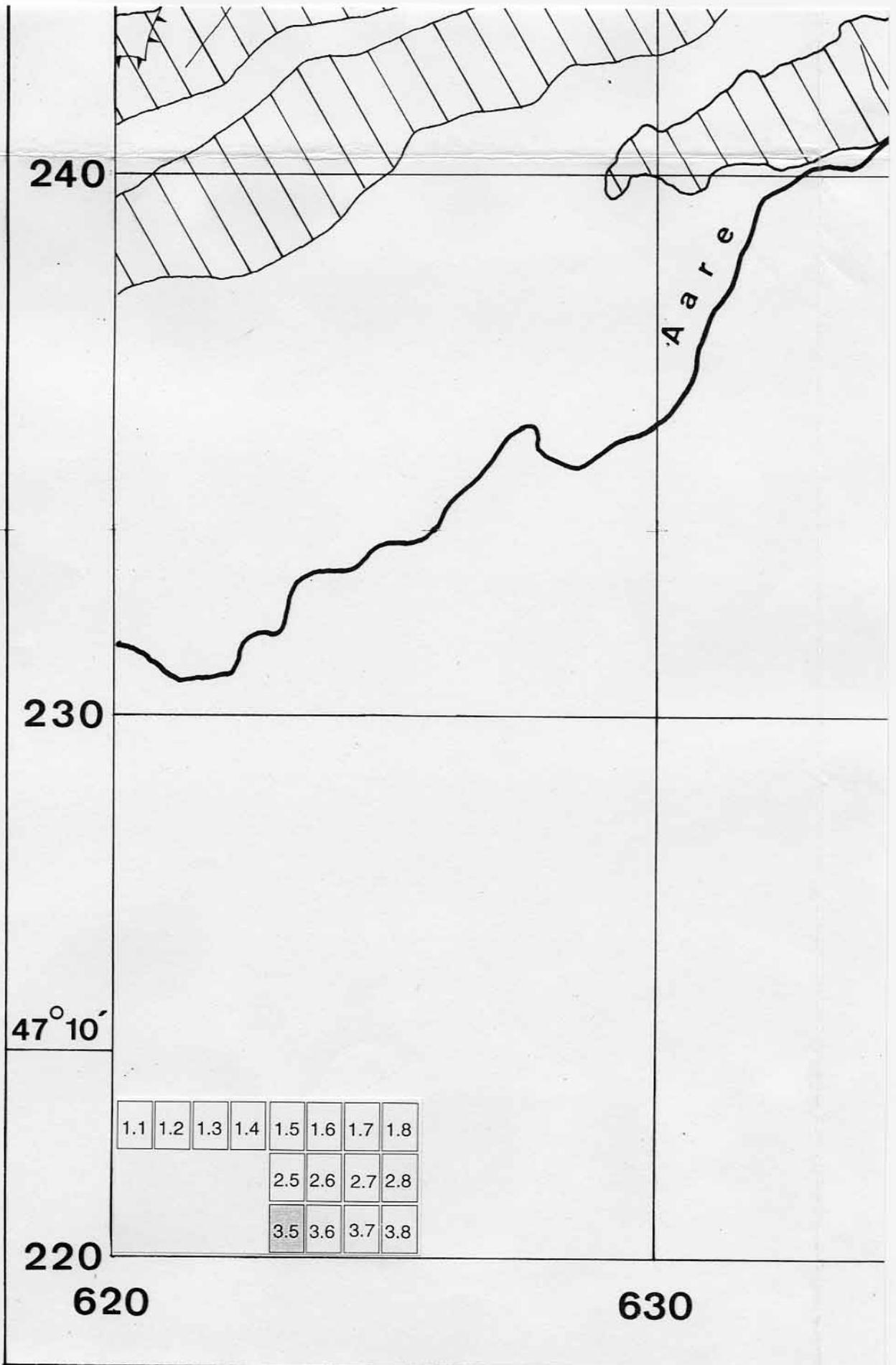
Zürich

80

100

80

mat



240

230

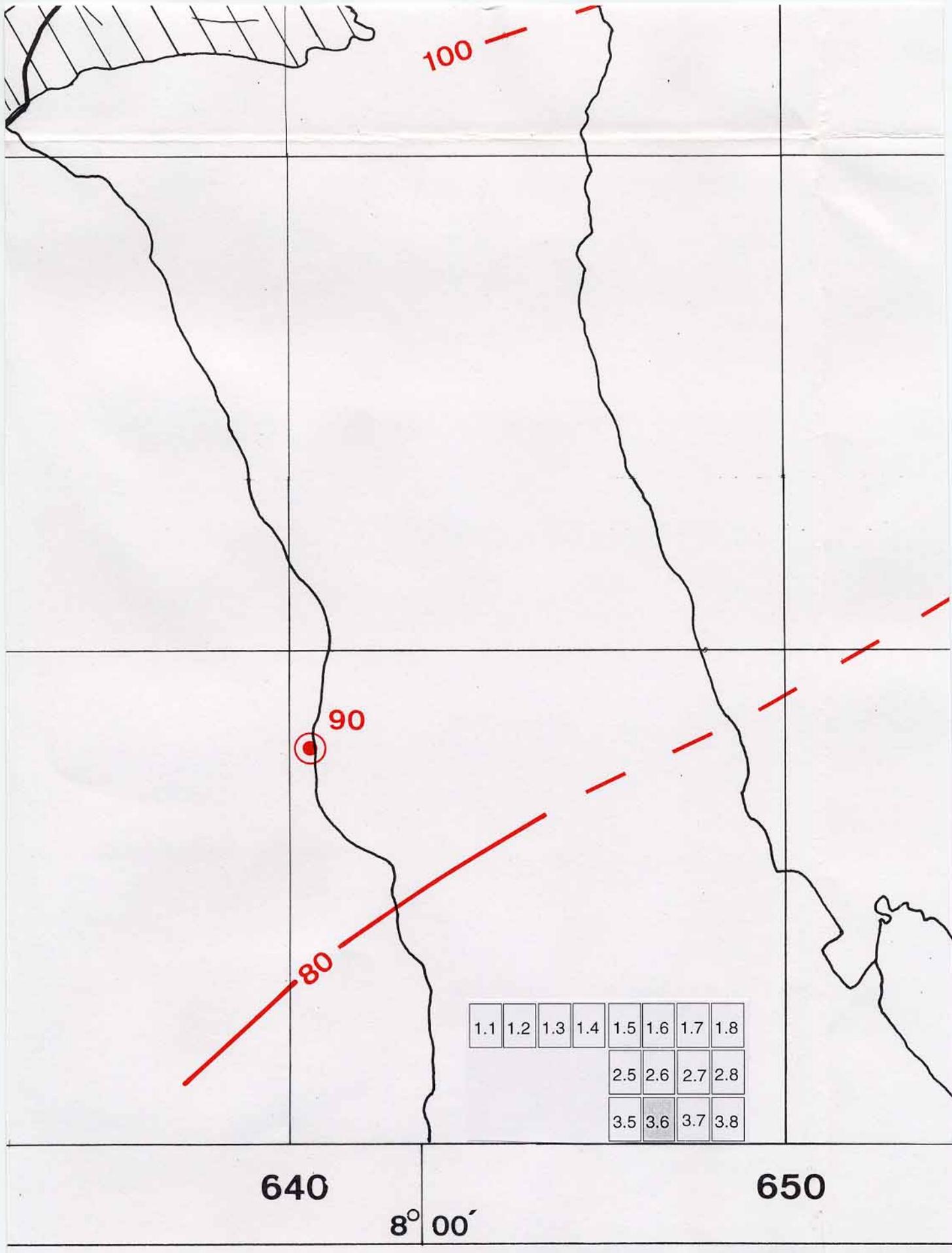
47° 10'

220

620

630

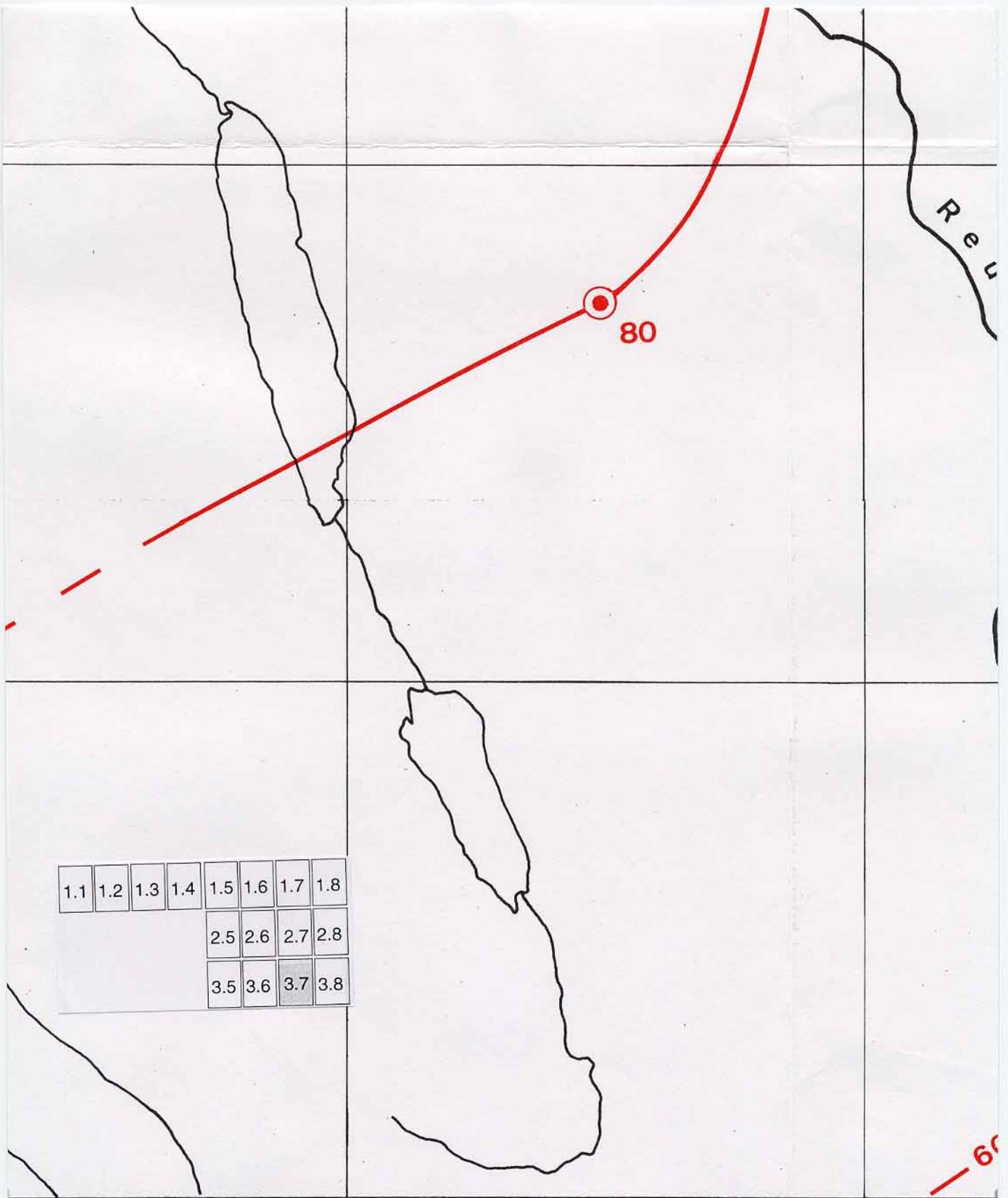
1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8
				2.5	2.6	2.7	2.8
				3.5	3.6	3.7	3.8



640

8° 00'

650

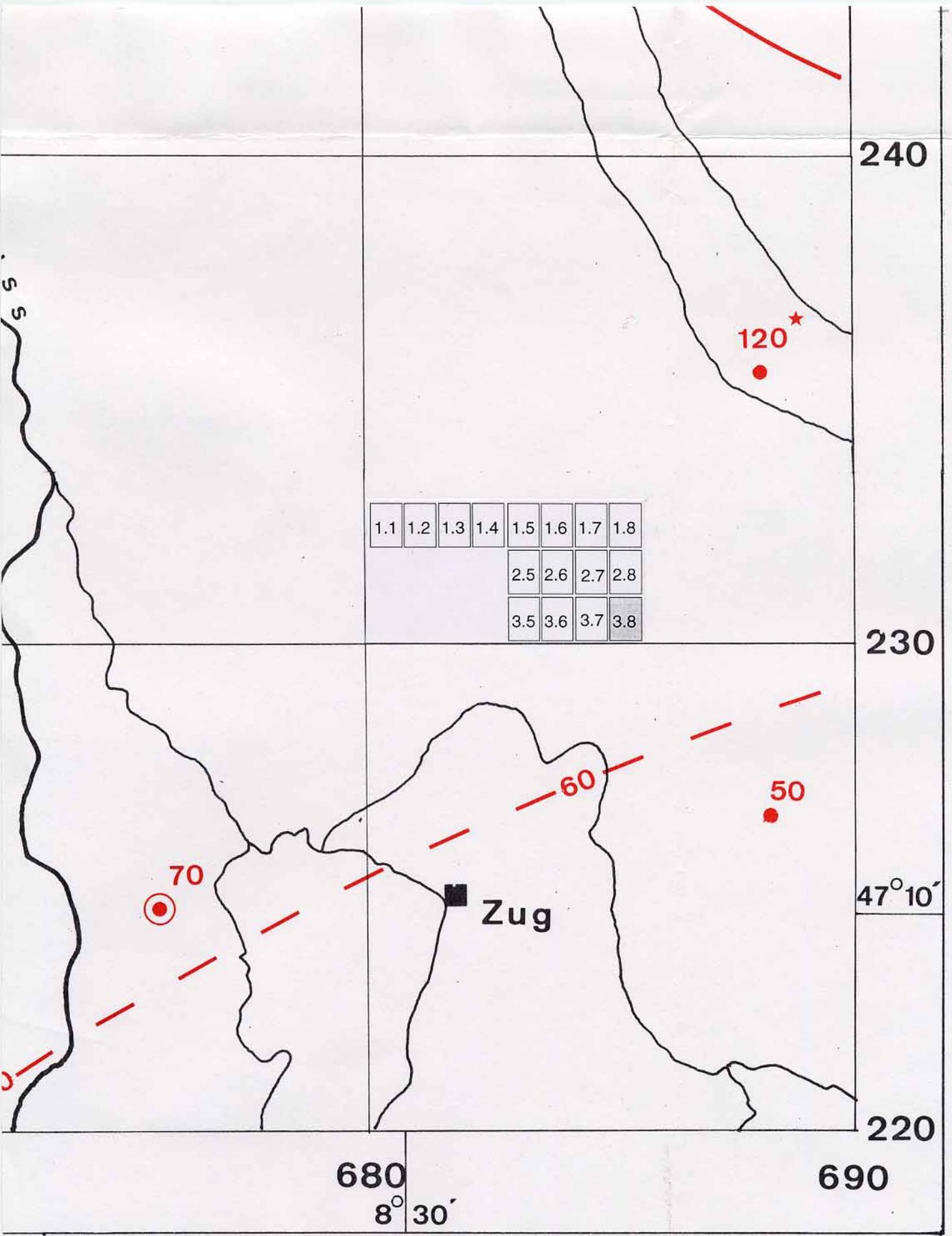


1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8
				2.5	2.6	2.7	2.8
				3.5	3.6	3.7	3.8

660

670

60



Geothermal Map of Northern Switzerland

Temperatures at 500m resp. 1000m depth
below the Earth's surface

Geothermische Karte der Nordschweiz

Temperaturen in 500m bzw. 1000m Tiefe
unter der Erdoberfläche

Carte géothermique du Nord de la Suisse

Températures à 500m resp. 1000m en-dessous
de la surface terrestre

1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7
			2.4	2.5	2.6	2.7
			3.4	3.5	3.6	3.7

Herausgegeben von der

SCHWEIZERISCHEN GEOPHYSIKALISCHEN KOMMISSION

Präsident: St. Müller

unter Mitarbeit der

Eidgenössischen Kommission für Geothermie und

unterirdische Wärmespeicherung

Präsident: L. Rybach

Bearbeitet von U. Schärli Institut für Geophysik, ETH Zürich

———— Isothermen in 500m Tiefe (°C)

— — — unsicherer Verlauf

1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7
			2.4	2.5	2.6	2.7
			3.4	3.5	3.6	3.7

● **Temperaturen in Bohrungen**

°C IN 500 M TIEFE

°C IN 1000 M TIEFE

* extrapolierte Temperaturen

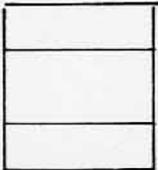
Temperaturen in 1500 m und 2000 m Tiefe

Bohrung	1500 m	2000 m
Böttstein	68 °C	
Weiach	75	104
Rinikən	72	
Schafisheim	70	86
Kaisten	67	
Leuggern	65	
Altishofen	56	72
Boswil	50	63
Hünenberg	45	56

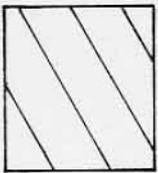
1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7
			2.4	2.5	2.6	2.7
			3.4	3.5	3.6	3.7



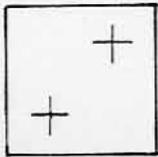
Mittelländische Molasse und
Tertiär im Jura



Tafeljura und Vorbergzone



Faltenjura



Schwarzwald - Massiv



Auf- und Überschiebungen



Brüche , Transversalverschiebungen



Begrenzung des Permokarbon-Troges

620

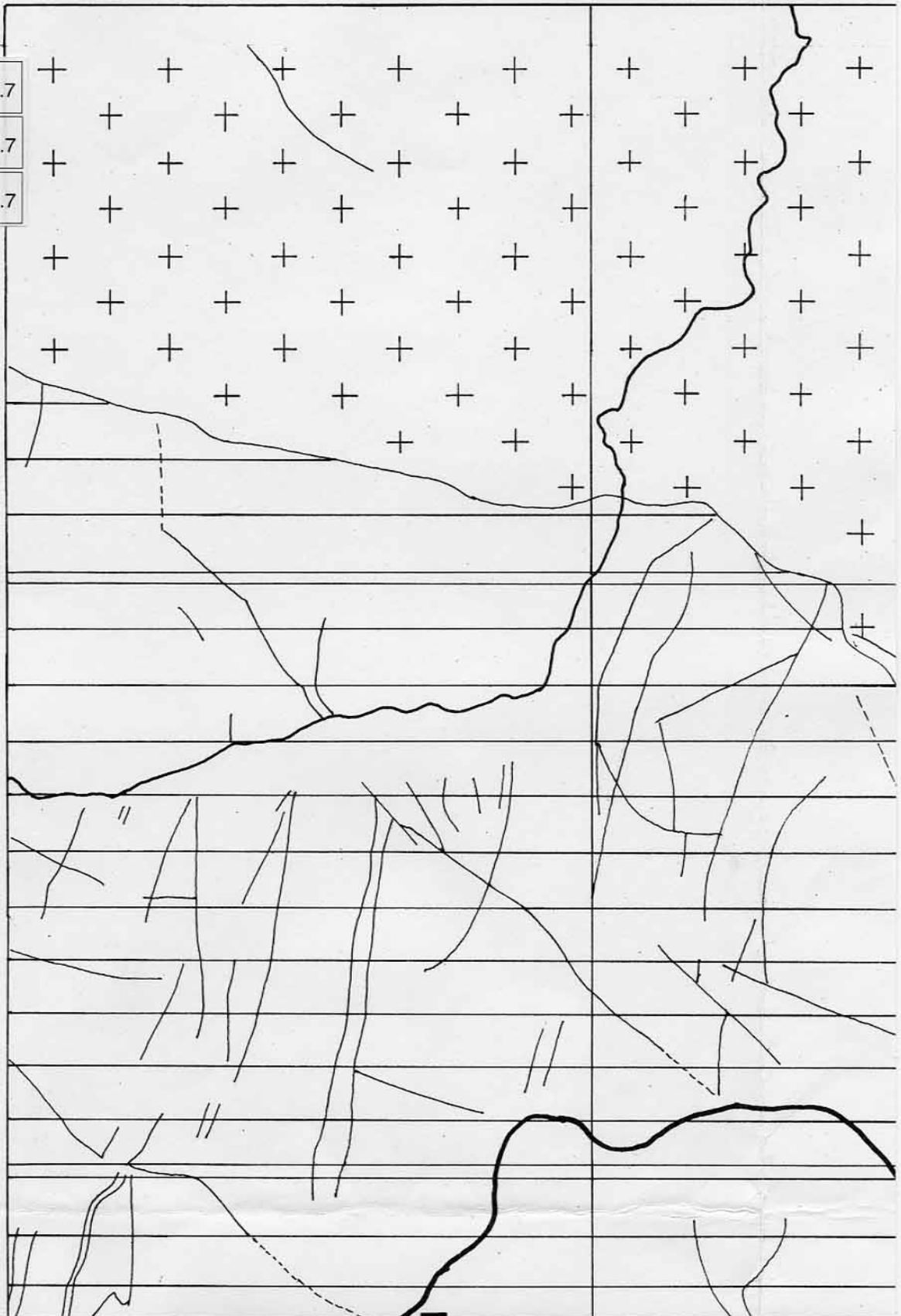
630

290

1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7
			2.4	2.5	2.6	2.7
			3.4	3.5	3.6	3.7

280

270



8° 00'

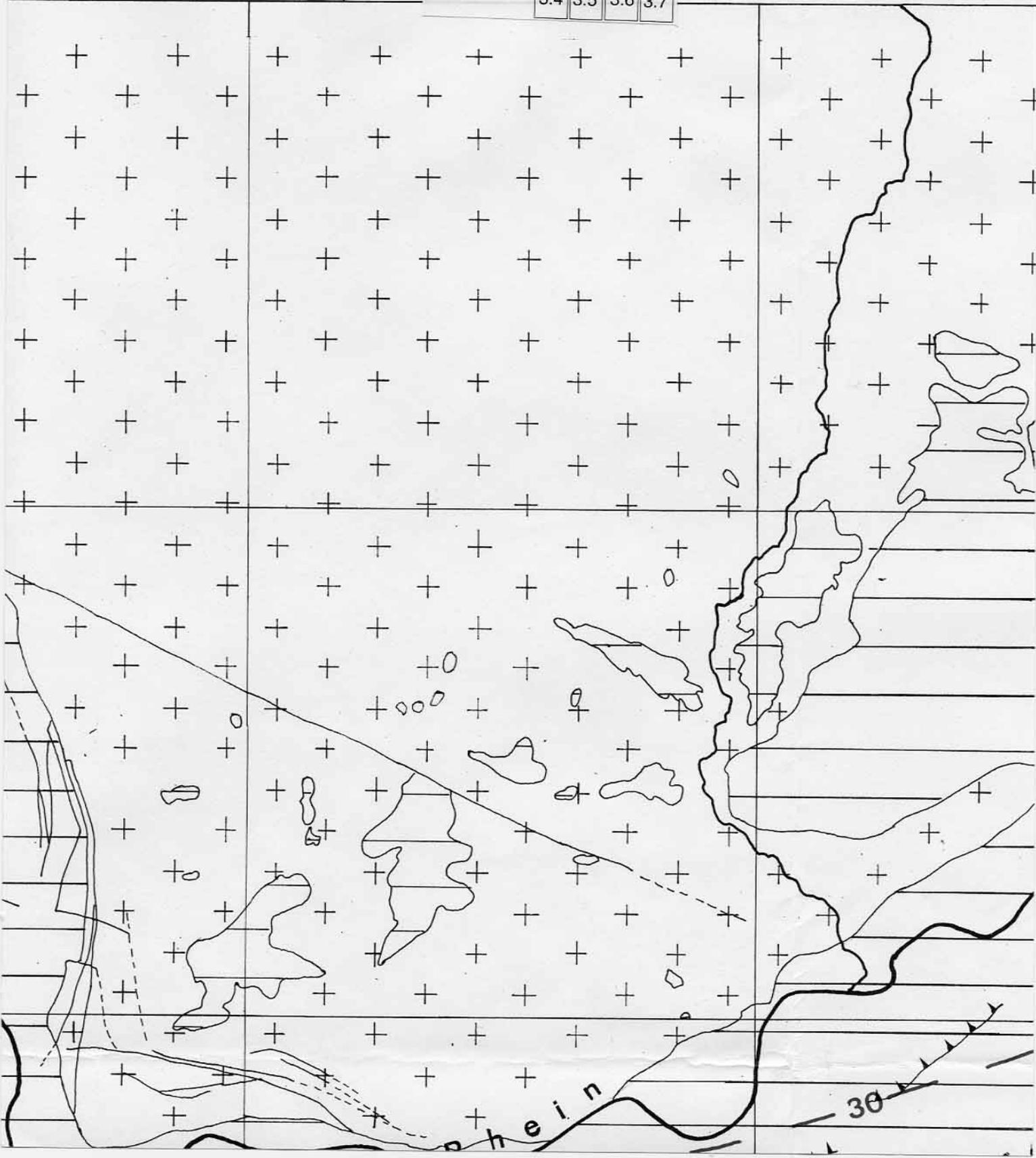
640

650

1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

2.4	2.5	2.6	2.7
-----	-----	-----	-----

3.4	3.5	3.6	3.7
-----	-----	-----	-----



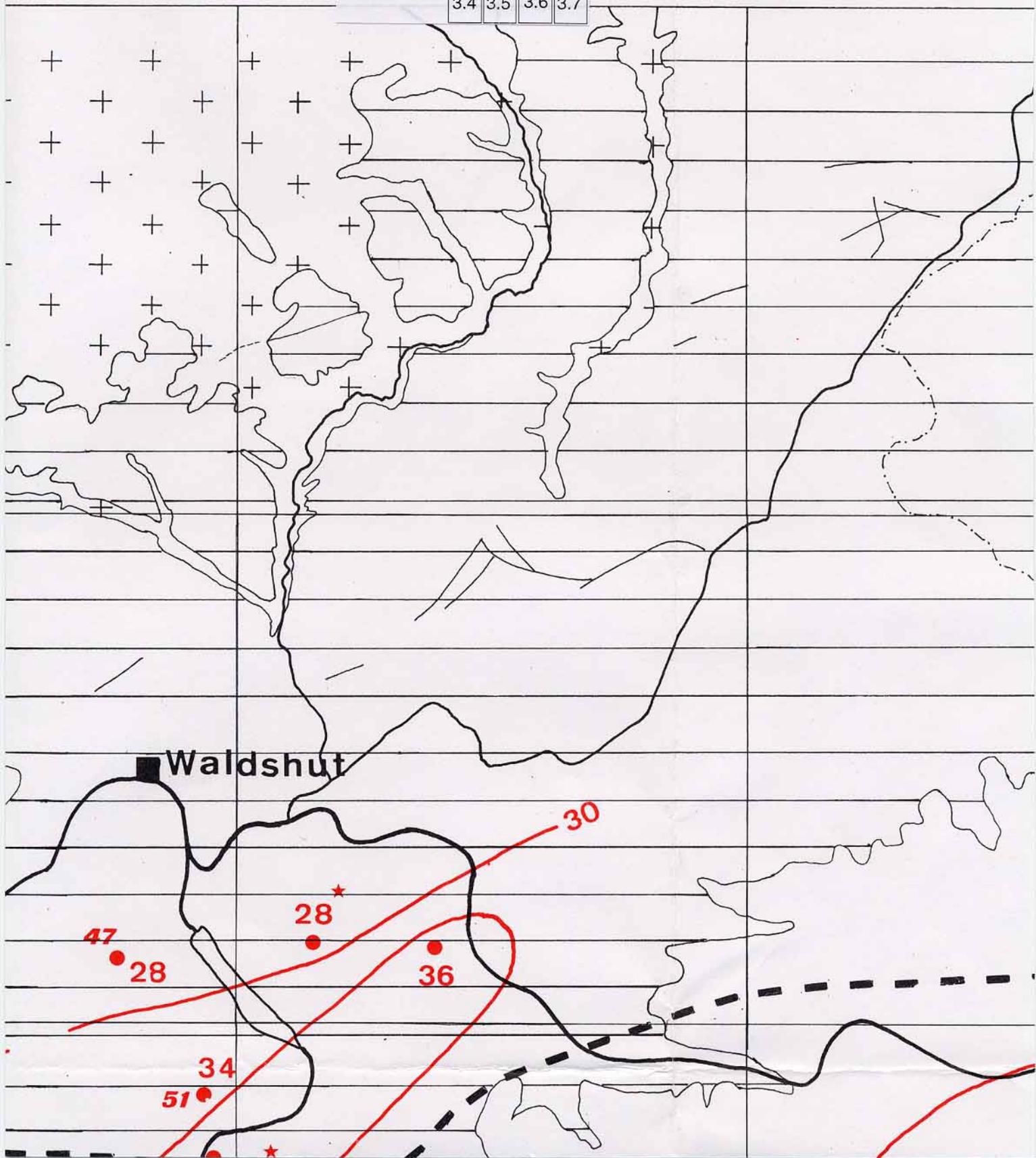
1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

660

670

2.4	2.5	2.6	2.7
-----	-----	-----	-----

3.4	3.5	3.6	3.7
-----	-----	-----	-----



8° 30' 680

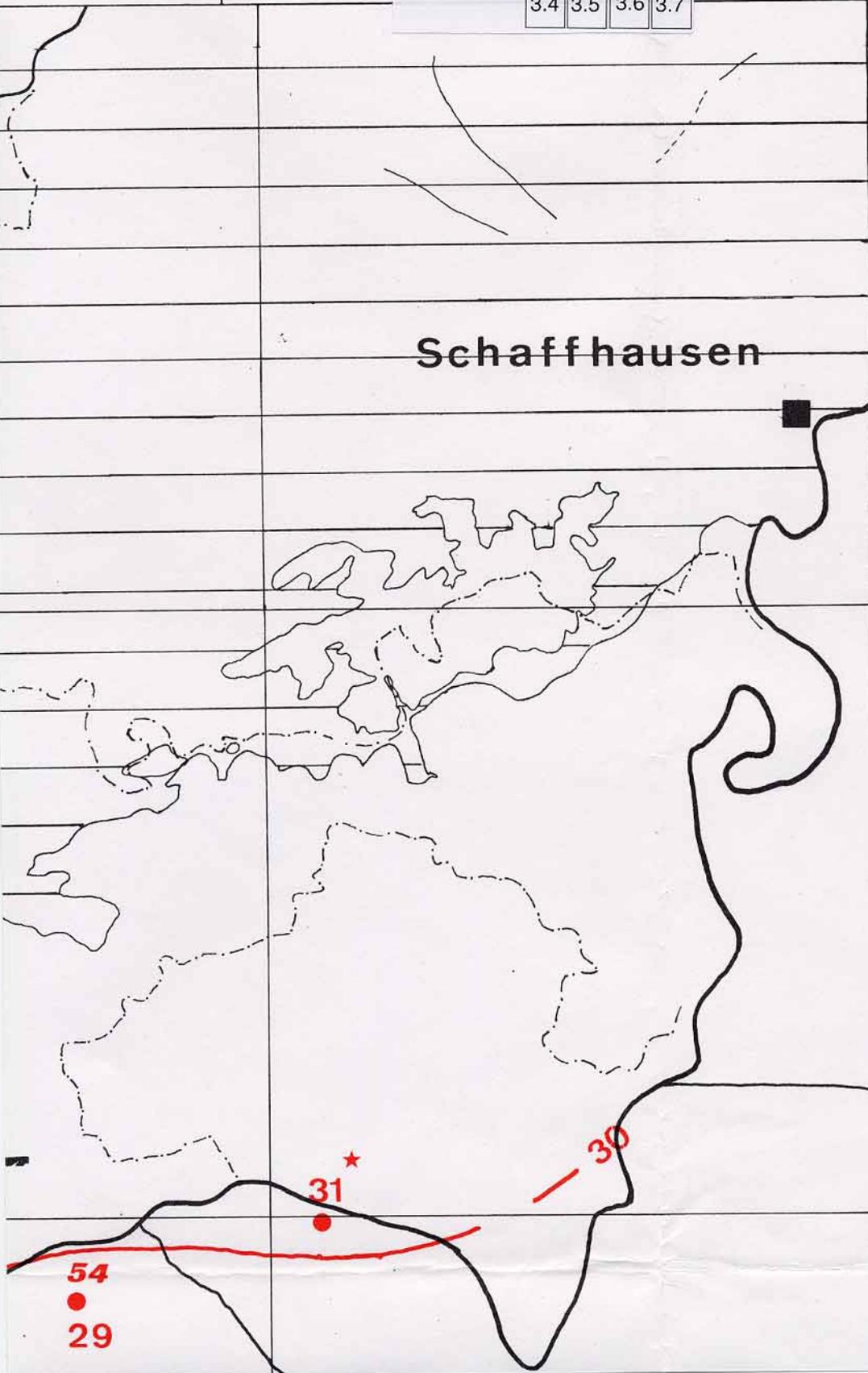
1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7
			2.4	2.5	2.6	2.7
			3.4	3.5	3.6	3.7

690 290

Schaffhausen

280

270



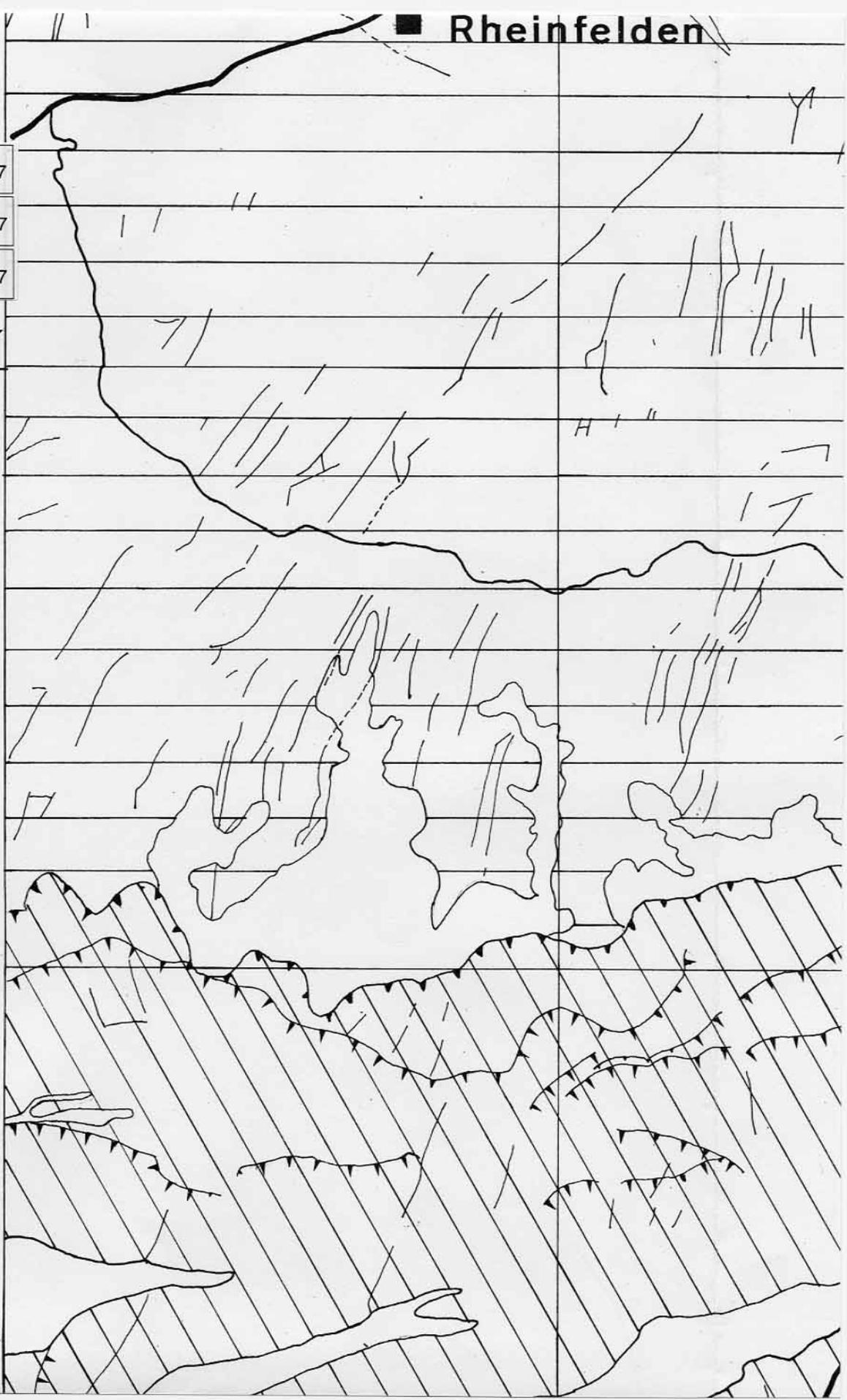
■ Rheinfeldern

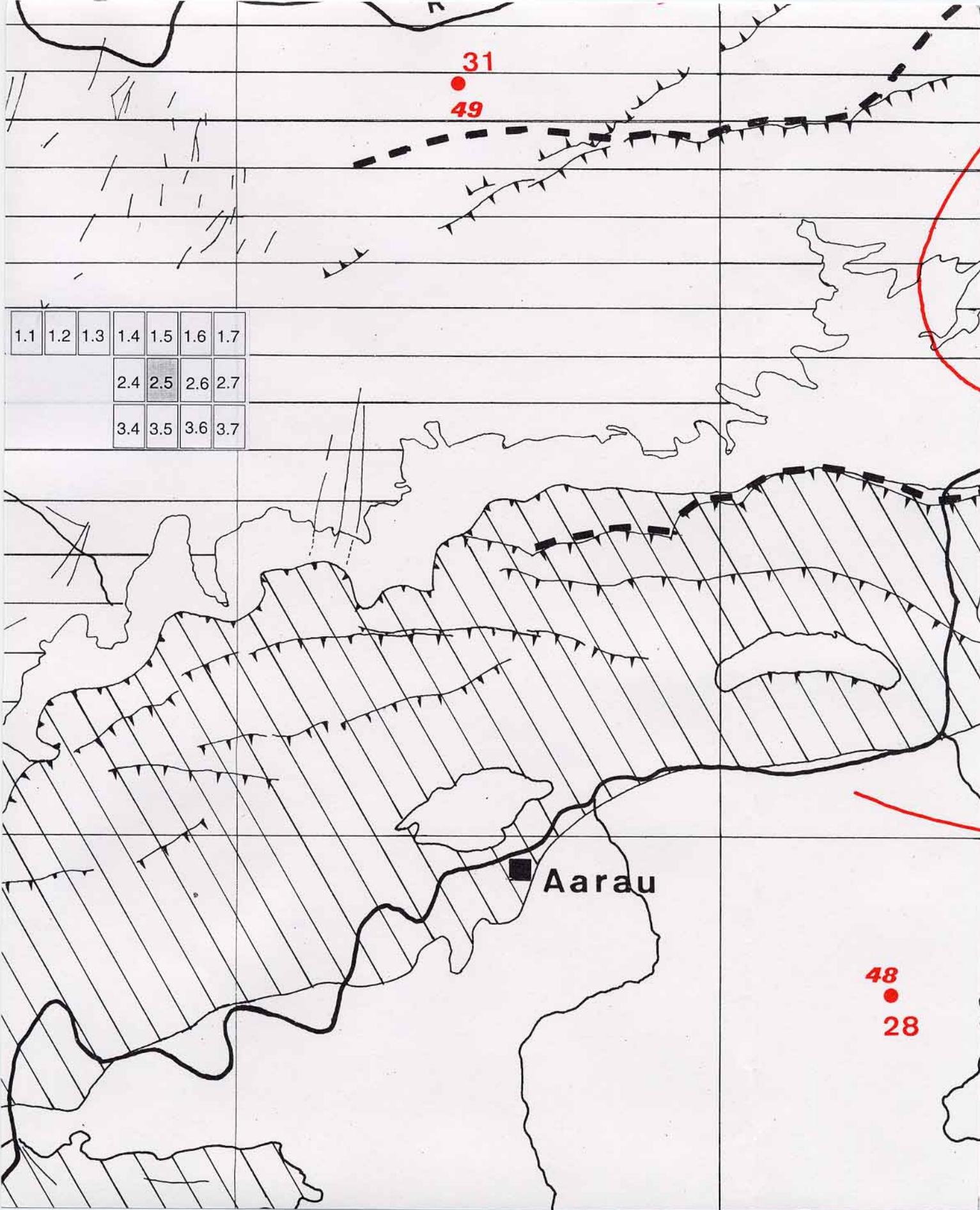
1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7
			2.4	2.5	2.6	2.7
			3.4	3.5	3.6	3.7

47° 30'

260

250



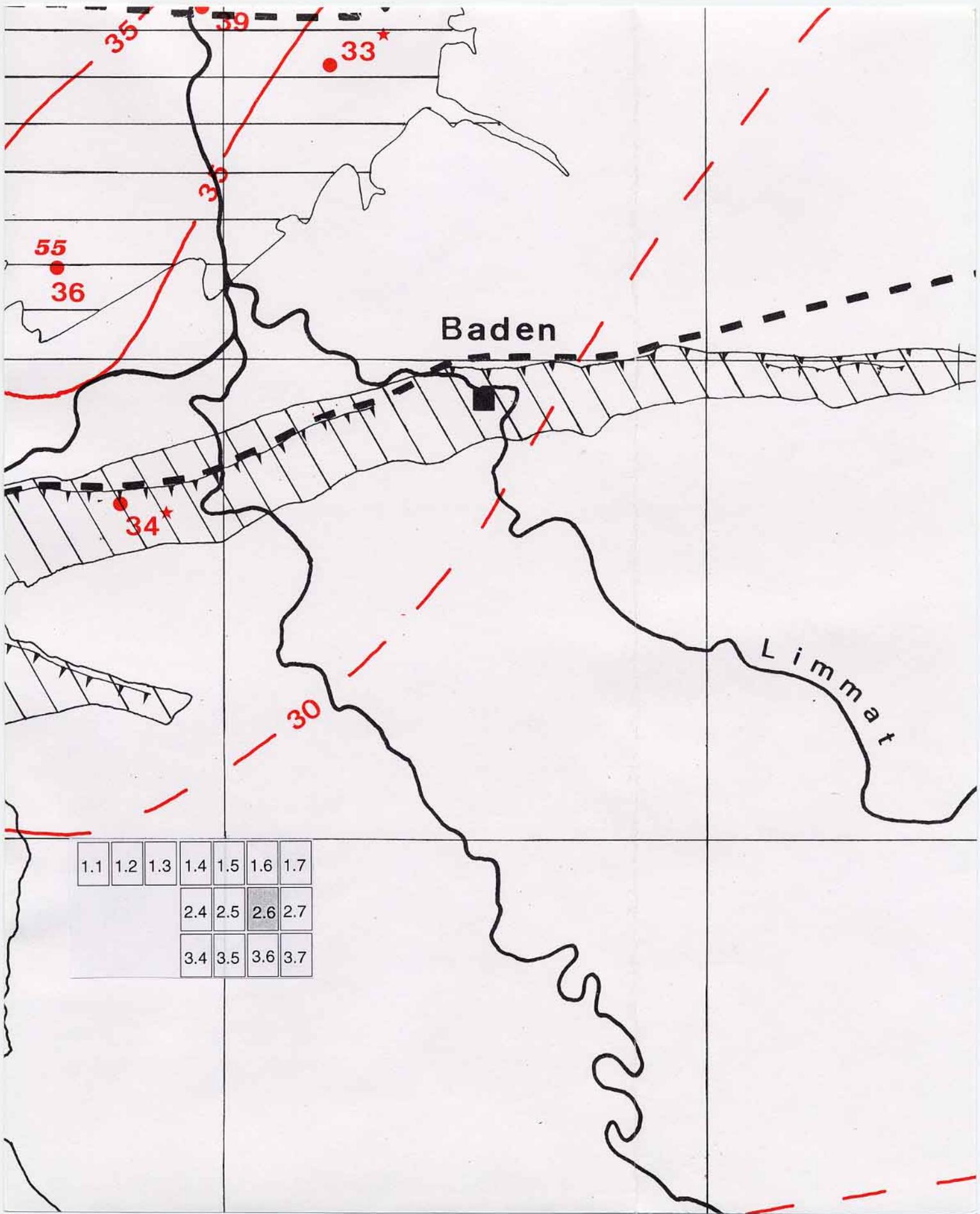


1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7
			2.4	2.5	2.6	2.7
			3.4	3.5	3.6	3.7

Aarau

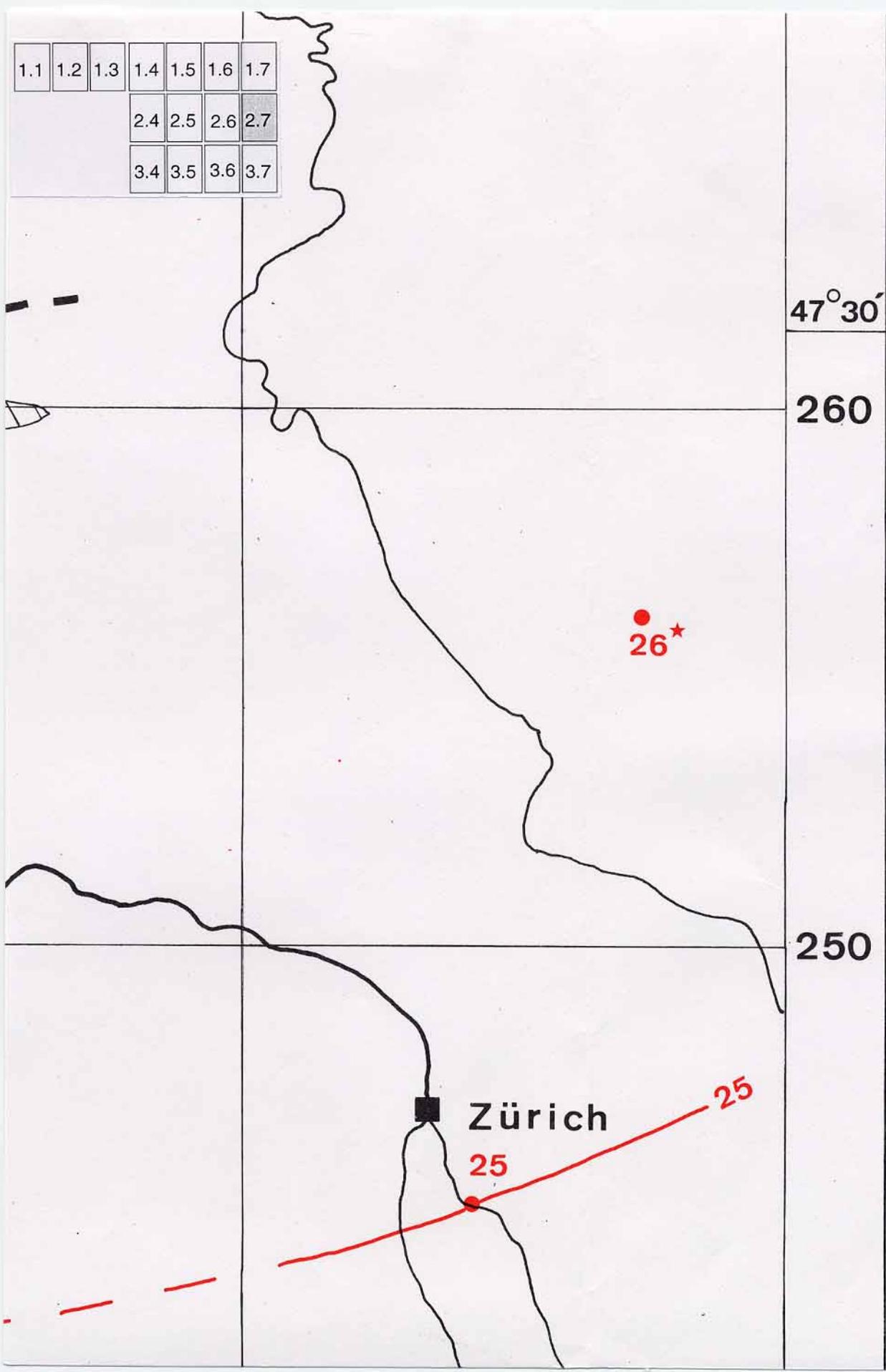
31
49

48
28



1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7
			2.4	2.5	2.6	2.7
			3.4	3.5	3.6	3.7

1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7
			2.4	2.5	2.6	2.7
			3.4	3.5	3.6	3.7



240

1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7
			2.4	2.5	2.6	2.7
			3.4	3.5	3.6	3.7

A r e

230

47° 10'

220

620

630

