

Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz

(Fortsetzung der Publikationsreihe
«Astronomisch-geodätische Arbeiten in der Schweiz»)

herausgegeben von der

Schweizerischen Geodätischen Kommission

(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

Achtunddreißigster Band

**Lokale Schwerefeldbestimmung
und gravimetrische Modellrechnungen
im Satelliten (GPS)-Testnetz
«Turtmann» (Wallis)**

**Irene Bernauer
Alain Geiger**

1986

NK

Schweiz. Naturforschende
Gesellschaft
Hirschengraben 117/Postfach 2535
3001 BERN

Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz

(Fortsetzung der Publikationsreihe
«Astronomisch-geodätische Arbeiten in der Schweiz»)

herausgegeben von der

Schweizerischen Geodätischen Kommission

(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

Achtunddreißigster Band

**Lokale Schwerefeldbestimmung
und gravimetrische Modellrechnungen
im Satelliten (GPS)-Testnetz
«Turtmann» (Wallis)**

**Irene Bernauer
Alain Geiger**

1986

Adresse der Schweizerischen Geodätischen Kommission:

Institut für Geodäsie und Photogrammetrie
Eidg. Technische Hochschule Zürich
ETH-Hönggerberg
CH-8093 Zürich

Adresse der Schweizerischen Geophysikalischen Kommission:

Institut für Geophysik und
Schweizerischer Erdbebendienst
Eidg. Technische Hochschule Zürich
ETH-Hönggerberg
CH-8093 Zürich

Redaktion des 38. Bandes:

Prof. Dr. Hans-Gert Kahle
Dipl. Ing. Erich Gubler
PD Dr. Emile Klingelé

Druck: Offsetdruck Bern AG

VORWORT

Im Zusammenhang mit der vom Europarat gegründeten internationalen Forschungsgruppe SATRAPE (Satellite Radio Positioning in Europe, Leitung: C. Boucher, IGN Paris) hat die Schweizerische Geodätische Kommission (SGK) eine GPS - Arbeitsgruppe eingesetzt. Sie hat zum Ziel, die neuen geodätischen Satellitenverfahren in ihre aktuellen Forschungsvorhaben zu integrieren, um einen Beitrag zu SATRAPE zu leisten. Grundlegende GPS - Arbeiten werden bereits seit einigen Jahren vom Astronomischen Institut der Universität Bern (AIUB) ausgeführt. In einer ersten Messkampagne wurde 1985 vom Bundesamt für Landestopographie (L+T) ein GPS - Testnetz bei Turtmann (Rhonetal, Wallis) etabliert und mit neun GPS - Empfängern (Macro-meter, Sercel, TI 4100) vermessen. Das Netz ist so angelegt, dass es für Vergleiche von terrestrischen und satellitengestützten Vermessungsmethoden bestens geeignet ist, wobei insbesondere Wert auf grosse Höhenunterschiede gelegt wurde.

Ein Teilaspekt des GPS - Testnetzes ist daher die Verknüpfung der geozentrischen, auf das Ellipsoid bezogenen satellitengestützten Höhen mit den lokalen, auf das Geoid bezogenen terrestrisch gemessenen Höhen. Zur Lösung dieses Datumsproblems ist die Kenntnis des Geoids nötig, das mit astro - geodätischen und gravimetrischen Methoden bestimmt werden kann. Als Grundlage der gravimetrischen Methode dienen Schweremessungen. Der vorliegende Bericht zum Turtmann - Netz enthält die Bearbeitung dieser Messungen. Er ist zugleich eine erste Vorstudie der Geodäsie zum Nationalen Forschungsprogramm (NFP 20) "Geologische Tiefenstruktur der Schweiz". Schwerpunktmässiges Ziel dieses Beitrages ist daher die Erarbeitung der Sedimentstrukturen im Rhonetal, deren Kenntnis auch für die spätere Beurteilung allfälliger Krustenbewegungen von Bedeutung ist.

Wesentliche Beiträge zum geologischen Modell und zur Dichteverteilung wurden von Herrn Dr. M. Burkhard, Geologisches Institut der Universität Neuchâtel, geleistet.

Unser besonderer Dank geht an die Schweizerische Naturforschende Gesellschaft, die Eidgenössische Technische Hochschule Zürich und den Nationalfonds zur Förderung der Wissenschaften für ihre finanzielle Unterstützung. Herrn Dipl. Ing. E. Gubler, Abteilungschef Geodäsie an der L+T, und PD Dr. sc. nat. E. Klingelé Institut für Geodäsie und Photogrammetrie, ETHZ, danken wir für die sorgfältige und kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Im Namen der
Schweizerischen Geodätischen Kommission

Der Präsident
H. - G. Kahle

Der Vizepräsident
F. Jeanrichard

PREFACE

Dans le cadre du groupe international de recherche SATRAPE (Satellite Radio Positioning in Europe, sous la présidence de Dr. C. Boucher, IGN Paris), fondé par le Conseil de l'Europe, la Commission Géodésique Suisse (CGS) a constitué un groupe de travail GPS (Global Positioning System). Ce dernier a pour but d'intégrer les nouvelles applications géodésiques par satellites dans son programme de recherche, afin de pouvoir contribuer aux projets de SATRAPE. L'Institut Astronomique de l'Université de Berne (AIUB) se consacre depuis quelques années aux problèmes fondamentaux des mesures GPS. Lors d'une première campagne en 1985, l'Office Fédéral de Topographie (S+T) établit un réseau-test GPS à Tourtemagne (Vallée du Rhône en Valais) et l'a mesuré à l'aide de neuf récepteurs différents (Macrometer, Sercel et TI 4100). Le réseau est disposé de manière à permettre la meilleure comparaison possible entre les méthodes GPS et celles de mensuration terrestre, les points étant choisis à des altitudes très différentes.

Ainsi, l'une des particularités de ce réseau GPS est de combiner les cotes ellipsoïdiques déterminées par satellites avec les cotes locales, se référant au géoïde, établies par les méthodes terrestres. Pour résoudre ce problème du datum géodésique, il faut connaître le géoïde que l'on détermine par des méthodes astro-géodésiques et gravimétriques. Des mesures de pesanteur servent de base aux méthodes gravimétriques. Ce rapport sur le réseau de Tourtemagne contient entre autres l'exploitation de ces mesures. En même temps, il représente une première étude géodésique réalisée dans le cadre du Programme national de Recherche 20 (PNR 20) "Exploration du soubassement géologique de la Suisse". En premier lieu, ce travail se propose comme objectif d'évaluer les structures sédimentaires dans la vallée du Rhône; ensuite, les connaissances acquises pourraient aussi contribuer à une analyse d'éventuels mouvements de la croûte terrestre dans cette région.

D'importantes contributions au modèle géologique et à la distribution de la densité ont été apportées par M. Dr. M. Burkhard, Institut de Géologie, Université de Neuchâtel.

Nous remercions en particulier la Société Helvétique des Sciences Naturelles, l'Ecole Polytechnique Fédérale de Zurich ainsi que le Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique de leur appui financier. Tous nos remerciements vont aussi à M. E. Gubler, ing. dipl. EPF, chef de la division des travaux géodésiques (S+T), et à M. privat-docent Dr. sc. nat. E. Klingelé, Institut de Géodésie et de Photogrammétrie (EPFZ) pour la révision critique du manuscrit.

Au nom de
la Commission Géodésique Suisse

Le Président

H.-G. Kahle

Le Vice-Président

F. Jeanrichard

INHALTSVERZEICHNIS

1	EINLEITUNG	1
2	GEOLOGISCHE SITUATION	2
2.1	ÜBERBLICK	2
2.2	GEOLOGISCHE SKIZZE UND PROFILE FUER DAS MESSGEBIET TURTMANN	5
2.3	ZUR PLATTENTEKTONIK UND GEOLOGISCHEN ENTSTEHUNGS- GESCHICHTE IM MESSGEBIET TURTMANN	11
2.4	DICHTE DER GESTEINE	13
3	DIE LAGE DER MESSPUNKTE	14
4	GRAVIMETRISCHE AUSWERTUNG	16
4.1	DIE BERECHNUNG DER SCHWEREANOMALIEN	16
4.1.1	DIE BOUGUER - ANOMALIE	16
4.1.1.1	$g_{\text{norm}}(\varphi)$: DIE NORMALSCHWERE AUF DEM ERDELLIPSOID	17
4.1.1.2	Δg_{topo} : DIE TOPOGRAPHISCHE WIRKUNG	20
4.1.1.3	Δg_{bpl} : DIE BOUGUER - PLATTENWIRKUNG	26
4.1.1.4	Δg_{fl} : DIE FREILUFTWIRKUNG	27
4.1.1.5	Δg_{gez} : DIE GEZEITENWIRKUNG	28

4.1.2	DIE FREILUFT - ANOMALIE	30
4.1.3	DIE ISOSTATISCHE ANOMALIE	30
4.2	ABFOLGE DER VERWENDETEN PROGRAMME ZUR BERECHNUNG DER BOUGUER - ANOMALIE, FREILUFTANOMALIE UND ISOSTATISCHEN ANOMALIE	33
4.3	KURZE BESCHREIBUNG DER VERWENDETEN PROGRAMME	34
5	ERGEBNISSE DER GRAVIMETRISCHEN AUSWERTUNG	44
5.1	DIE BOUGUER - ANOMALIEN	44
5.2	DIE FREILUFT - ANOMALIEN	47
5.3	DIE ISOSTATISCHEN ANOMALIEN	48
6	EIN ERSTES MODELL FÜR DIE TALFÜLLUNG	52
6.1	QUARTÄRGEOLOGIE DES RHONETROGES	52
6.2	BESCHREIBUNG DER MODELLIERUNGSMETHODE	53
6.2.1	ERSTE MODELLRECHNUNG MIT LOBOS	54
6.2.1.1	DER GRUNDRISS DES PRISMENKÖRPERS	54
6.2.1.2	ABFOLGE DER VERWENDETEN PROGRAMME	56
6.2.1.3	KURZE BESCHREIBUNG DER VERWENDETEN PROGRAMME	57
6.2.1.4	BESCHREIBUNG UND ERGEBNIS DER ERSTEN MODELLRECHNUNG	60

7	MODELLE VON TIEFEREN STRUKTUREN	63
7.1	DER MOHOEFFEKT	66
7.2	DIE LITHOSPHEREN - ASTHENOSPHERENGRENZE	74
8	EINFÜHRUNG VON OBERFLÄCHENDICHTEN	76
8.1	ÜBERBLICK	76
8.2	KURZE BESCHREIBUNG DES PROGRAMM - PAKETS ZUR BERECHNUNG DER SCHWEREWIRKUNG SCHICHTFÖRMIGER KÖRPER	79
8.3	ERGEBNIS	83
9	DIE TALFÜLLUNG	86
9.1	DREI VERSCHIEDENE LOBOS - TROGMODELLKÖRPER UND DEREN SCHWEREWIRKUNG	86
9.2	BEMERKUNGEN ZU DEN MODELLEN UND ZUR MODELLIERUNGSMETHODE	94
9.3	ZUR PROBLEMATIK DER AUSWERTUNG	95
9.4	EINE LÖSUNG NACH DEM NEUEN INVERSIONSPROGRAMM INVGRA	95

10	SCHLUSSWORT	97
	VERZEICHNIS DER PROGRAMMAUTOREN	98
	LITERATURHINWEISE	99
11	ANHANG	
	GESTEINSDICHTEN	101

EINLEITUNG

Im Herbst 1985 wurde zwischen Gampel und Leuk, im Raum Turtmann (Rhonetal, VS) eine GPS (Global Positioning System) - Testkampagne durchgeführt. Unter anderem war die Untersuchung der Höhenbestimmung mit GPS - Empfängern ein Ziel dieser Kampagne. Um einen Vergleich mit terrestrischen Nivellement - Messungen zu ermöglichen, muss das Geoid, die Äquipotentialfläche des Schwerefeldes im mittleren Meeresniveau, berechnet werden. Die in dieser Diplomarbeit vorgelegte Auswertung der gravimetrischen Messungen im Raum Turtmann soll die Grundlage zur Berechnung des lokalen Geoids liefern.

Das Hauptziel dieser Arbeit war jedoch zunächst die Bestimmung eines guten räumlichen Modells für den Rhone - Sedimenttrog. Das GPS - Netz kann dank genauer Positionierung und guter Punktversicherung als geodynamisches Kontrollnetz zur Detektion von rezenten Krustenbewegungen dienen. Für die Interpretation allfälliger Punktverschiebungen ist ein wirklichkeitsnahes geologisches Modell nötig : Anhand gravimetrischer Messungen können der Sedimenttrog und tieferliegende Strukturen bestimmt sowie realistische Abscherungsflächen festgelegt werden. So dürfte die Kinematik im GPS - Kontrollnetz sinnvoll erklärbar werden und in Ergänzung zu den beobachteten seismotektonischen Ereignissen einen Beitrag zur Geodynamik der postorogenen Prozesse im Alpenraum leisten.

GEOLOGISCHE SITUATION

2.1 ÜBERBLICK

Die frontale penninische Überschiebung unterteilt den Kanton Wallis geologisch in eine nördliche helvetische Zone und in eine südliche penninische Zone.

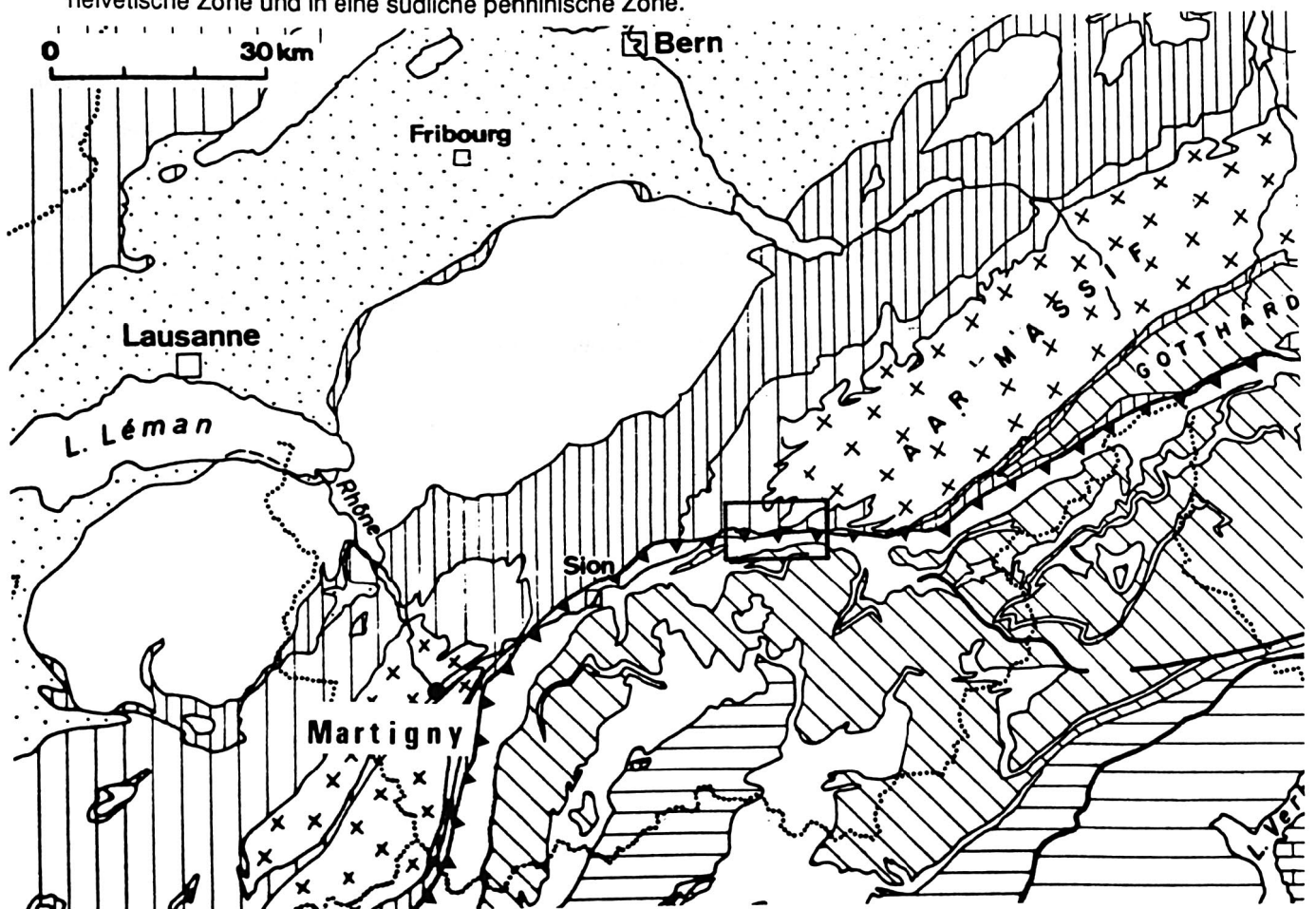
















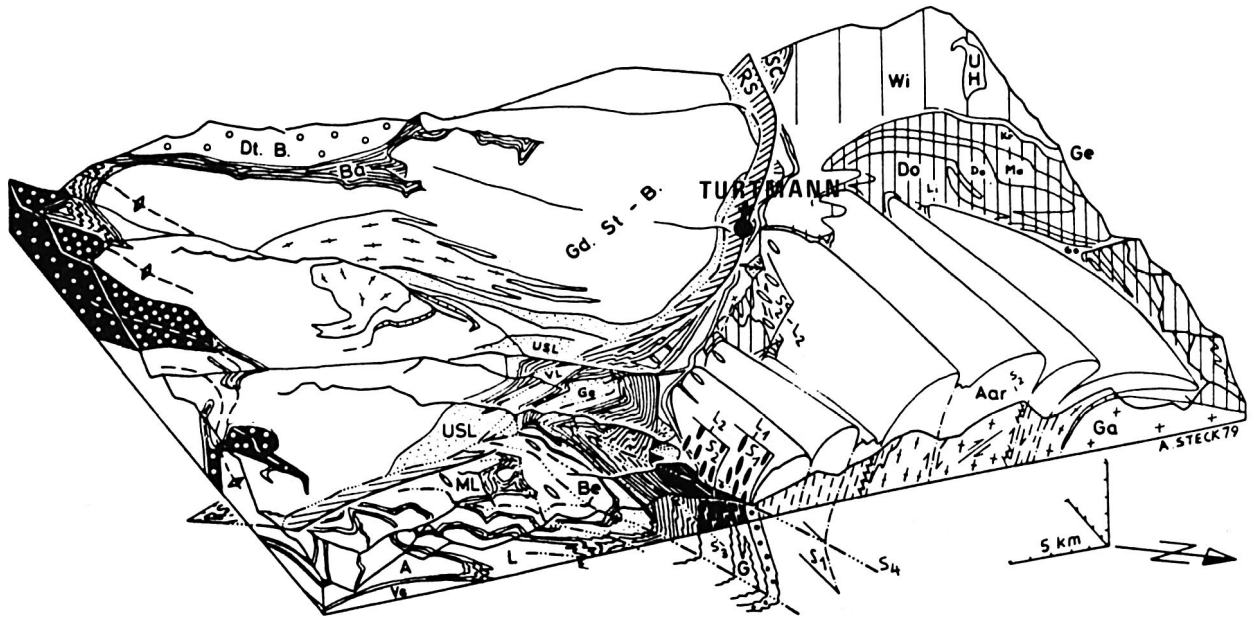
Fig. 1 : Ausschnitt aus der tektonischen Karte der Schweiz (aus R.Trümpy, Geology of Switzerland, S.8 - 9)^{*1}

Legende s. nächste Seite

-  Die frontale penninische Überschiebung im Kanton Wallis
-  Das Messgebiet Turtmann, südwestlich vom Aar massiv

Legende zu Figur 1:

	Tabular cover of Meso-European foreland
	Basement rocks of foreland
	Tertiary of Molasse Basin, Rhine Graben and Lombardy Plain
	Basement of the external massifs
	Mesozoic of Jura; Mesozoic and Paleogene of autochthonous-parautochthonous slices and of the Subalpine Chains
	Permian, Mesozoic and Paleogene of the Helvetic and Ultrahelvetic nappes
	Penninic Mesozoic-Paleogene sediments and ophiolites
	Penninic basement rocks (including Gotthard "massif")
	Austroalpine Mesozoic
	Austroalpine basement rocks
	Permian, Mesozoic and Paleogene of southern Alps
	Basement rocks of Southern Alps



Austroalpine zone:

Dt. B. = Dent Blanche nappe

Penninic nappes according to E. Argand (1911):

Nappe 6

Pennine zone:

Ba = Barrhorn cover zone, etc.

Gd. St.-B. = Grand St-Bernard nappe Nappe 4

Be = Berisal gneiss (= *Gd. St.-B.*)

USL = Unterer Staldener Lappen

VL = Visperterminen Lappen

ML = Monte Leone nappe Nappe 3

Ge = Gebidem Lappen (= *ML*)

L = Lebedun nappe Nappe 2

A = Antigorio nappe Nappe 1

Ve = Verampio window Nappe 0

SC = Sion-Courmayeur zone

RS = Thrust plane (Rhône-Simplon)

Helvetic zone:

UH = Ultrahelvetic nappe

Wi = Wildhorn nappe

G = Allochthonous Gotthard massif

Ge = Gellhorn nappe

Do = Doldenhorn nappe

Aar = Aar massif

Ga = Gastern-Lauterbrunnen-Innertkirchen massif

Fig. 2 : Blockdiagramm zum geologischen Deckenaufbau im oberen Rhonetal (Region Brig).

Darstellung der strukturellen Beziehung zwischen Helvetikum im Norden und Penninikum im Süden.

(nach A. Steck, Geology of Switzerland, Part B, S: 138)^{*2}

2.2 GEOLOGISCHE SKIZZE UND PROFILE FÜR DAS MESSGEBIET TURTMANN

Im Messgebiet Turtmann gehören zur *helvetischen Zone* das Aarmassiv, sowie seine autochthone bzw. parautochthone Bedeckung, die Malmkalke und die Doldenhorndecke (vgl. Fig.3 auf der nächsten Seite, S.7 (Gesteinsbeschreibung) und Fig.4 (Profile) auf S.9 und 10).

Die *penninische Zone* besteht aus verschiedenen Schuppen von Kristallin und Sedimenten. Folgende Unterteilung ist gebräuchlich: Der tiefste penninische Bereich ist die "Zone Sion - Courmayeur". Darüber liegt die "Grosse St. Bernhard - Decke", welche ihrerseits von unten nach oben unterteilbar ist in: eine "Zone Houillère", eine Zone bestehend aus "Pontiskalk", sowie eine "Zone Siviez - Mischabel" (vgl. Fig.3 und 4, sowie die Gesteinsbeschreibungen auf S. 7 und 8).

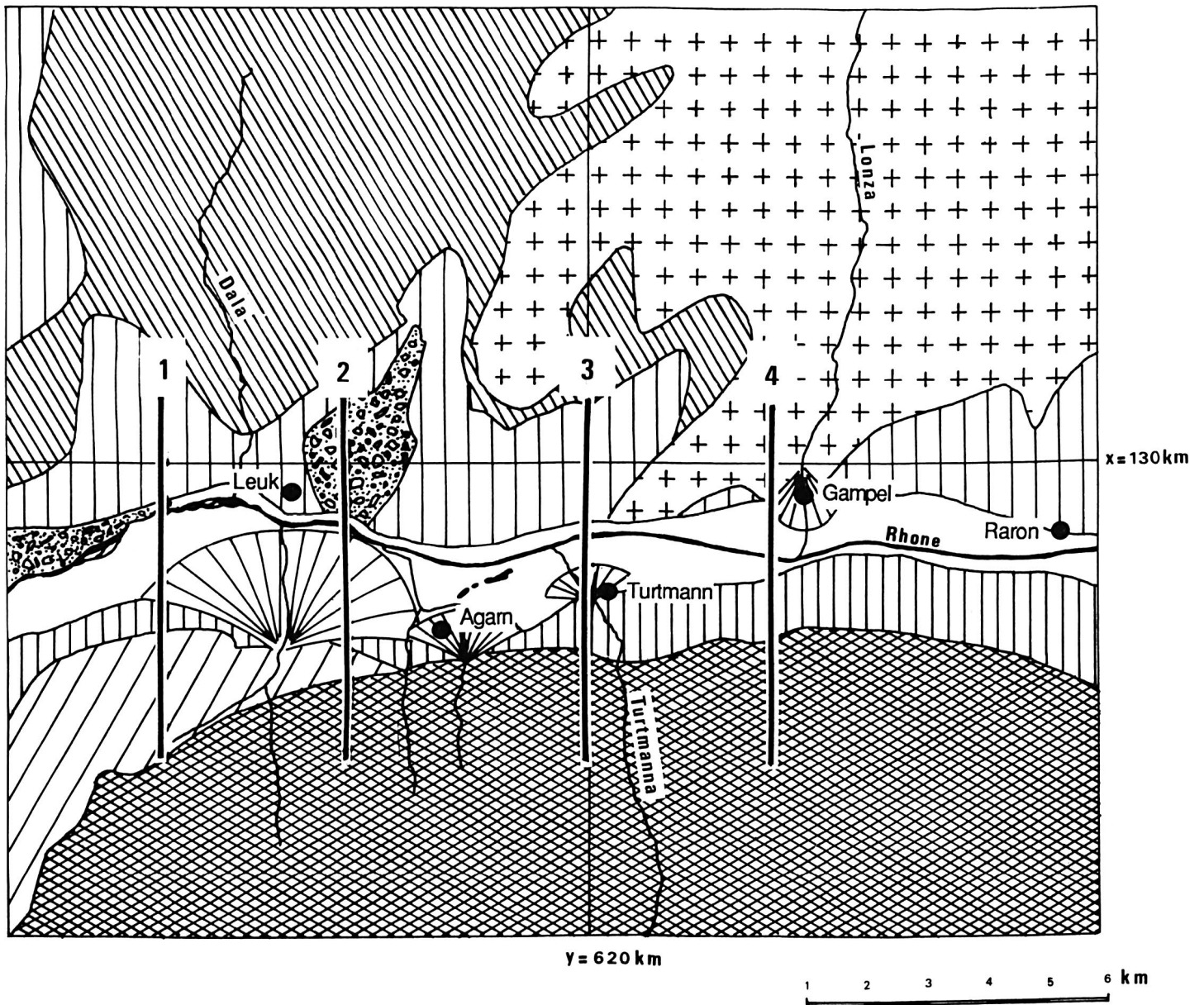


Fig 3 : Geologische Skizze zusammengestellt nach Arbeiten von :

M. Burkhard , P.C. Bugnon , E. Dolivo , A. Escher , R. Hantke , R. Jäckli und M. Marthaler

Legende s. nächste Seite

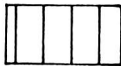
Die Koordinatenangaben entsprechen dem Projektionssystem der schweizerischen Landesvermessung (schiefachsige Zylinderprojektion) mit Bezugspunkt in Bern ($y = 600 \text{ km}$, $x = 200 \text{ km}$)

Legende zur geologischen Skizze und Beschreibung der Gesteine :

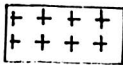
Helvetikum



Doldenhorndecke , bestehend vorwiegend aus
Kalken und Mergeln, einigen tonigen Schiefen sowie Sandsteinen.
Alter : Jura bis Eocän
(nach P.C. Bugnon, 1981)^{*3}



Malmkalk , bestehend aus
massiven Malm - Kalken, Kalken, Sandsteinen und Schiefen aus der Dogger bis
Liaszeit, sowie Kalken und Schiefen aus der Kreide.
(nach P.C. Bugnon, 1981)^{*3}



Aarmassiv , bestehend aus
chloritischen Gneissen und Amphiboliten.
(nach P.C. Bugnon, 1981)^{*3}

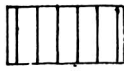
Penninikum



Zone Siviez-Mischabel , bestehend aus
- polymetamorphen Gneissen, Amphiboliten und chloritischen Schiefen.
Alter : ante m. Karbon
- permischem Detritus
- Quarziten, Alter : Trias
(nach M. Marthaler, 1984)^{*4}



Pontiskalk , bestehend aus
reinem mikritischem dolomitischem Kalk (- Marmor)
Alter : Trias
(nach M. Burkhard , persönl. Mitteilung)^{*5}



Zone Houillère , bestehend aus

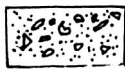
- detritischen permo-karbon Gesteinen
 - Quarziten , Alter : Perm, Trias
 - Dolomit und Evaporiten , Alter : m. Trias
- (nach M. Marthaler, 1984)*⁴

sowie

Zone Sion - Courmayeur , bestehend aus

- Schiefen unbekanntes Alters
- Kalken, Konglomeraten, Quarziten, und Schiefen (Flysch) , Alter : Kreide od. Trias
- Karbon - Schiefen, komplexen Trias - Gesteinen, Lias - Kalken, Konglomeraten und Schisto - Quarziten ohne Altersdatierung.

Die "Zone Houillère" und die Zone Sion - Courmayeur" wurden wegen der (dichtemässig) grossen Variation ihrer Gesteine in der geologischen Skizze nicht unterschieden.



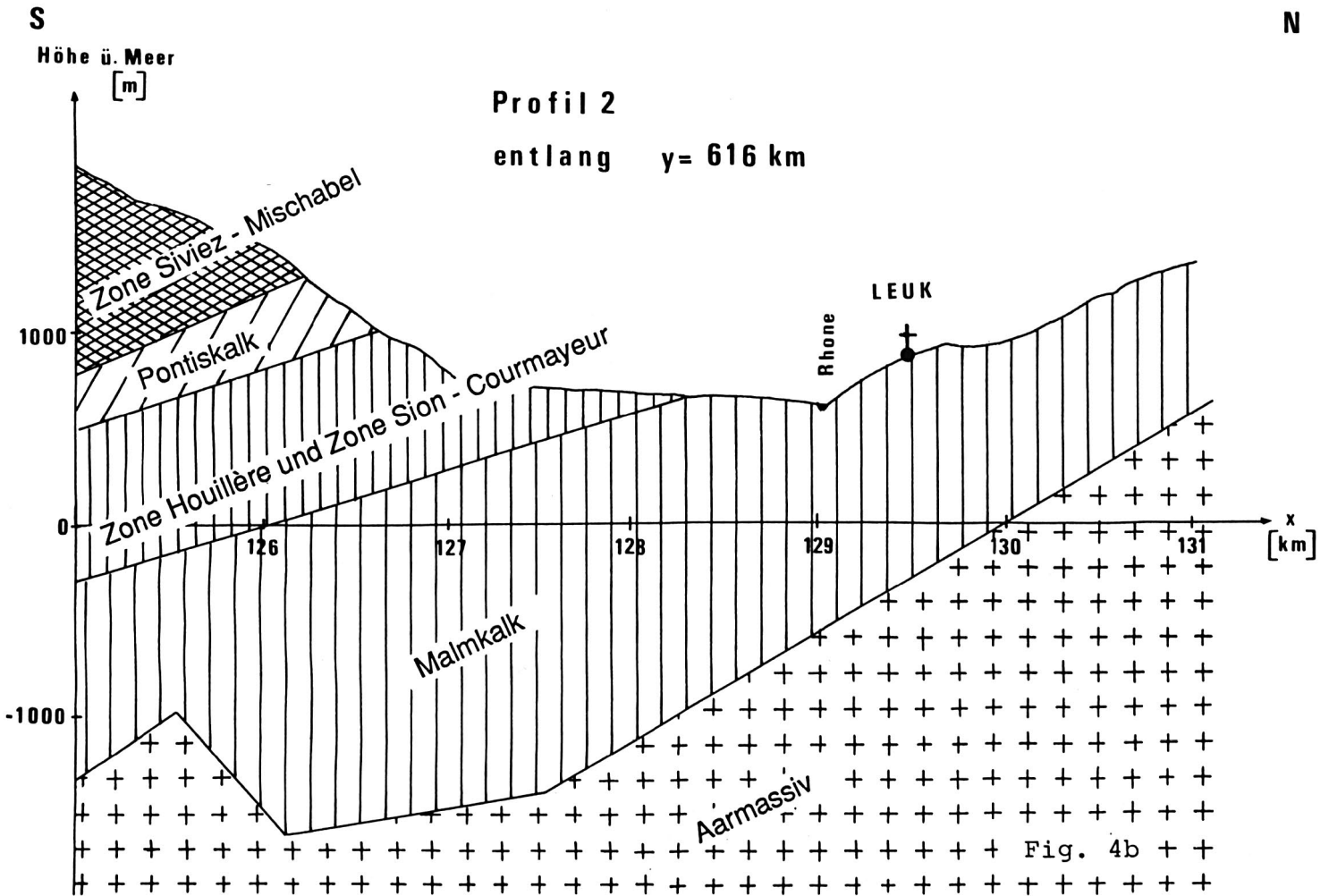
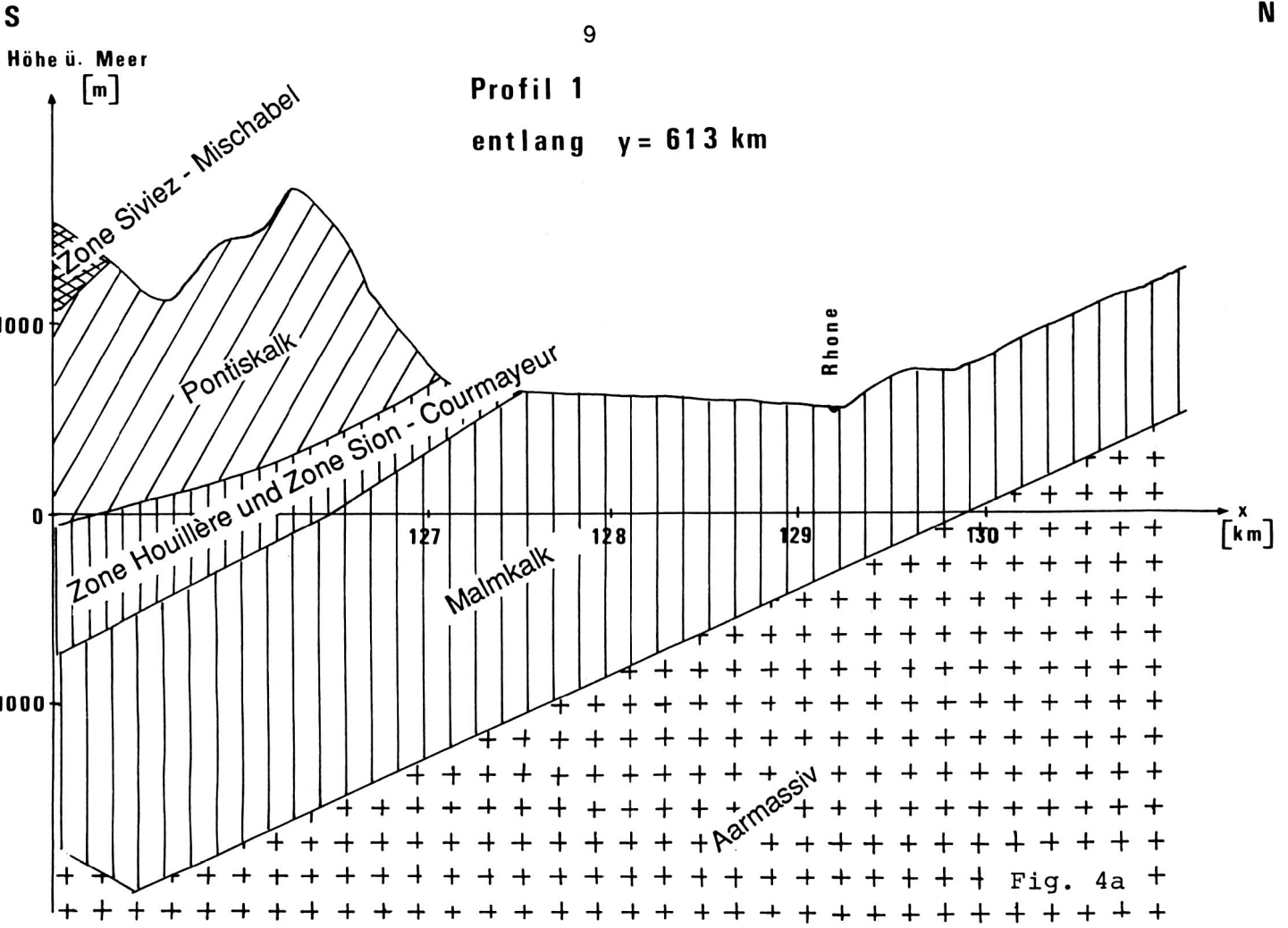
Bergsturzgebiet



Schuttfächer

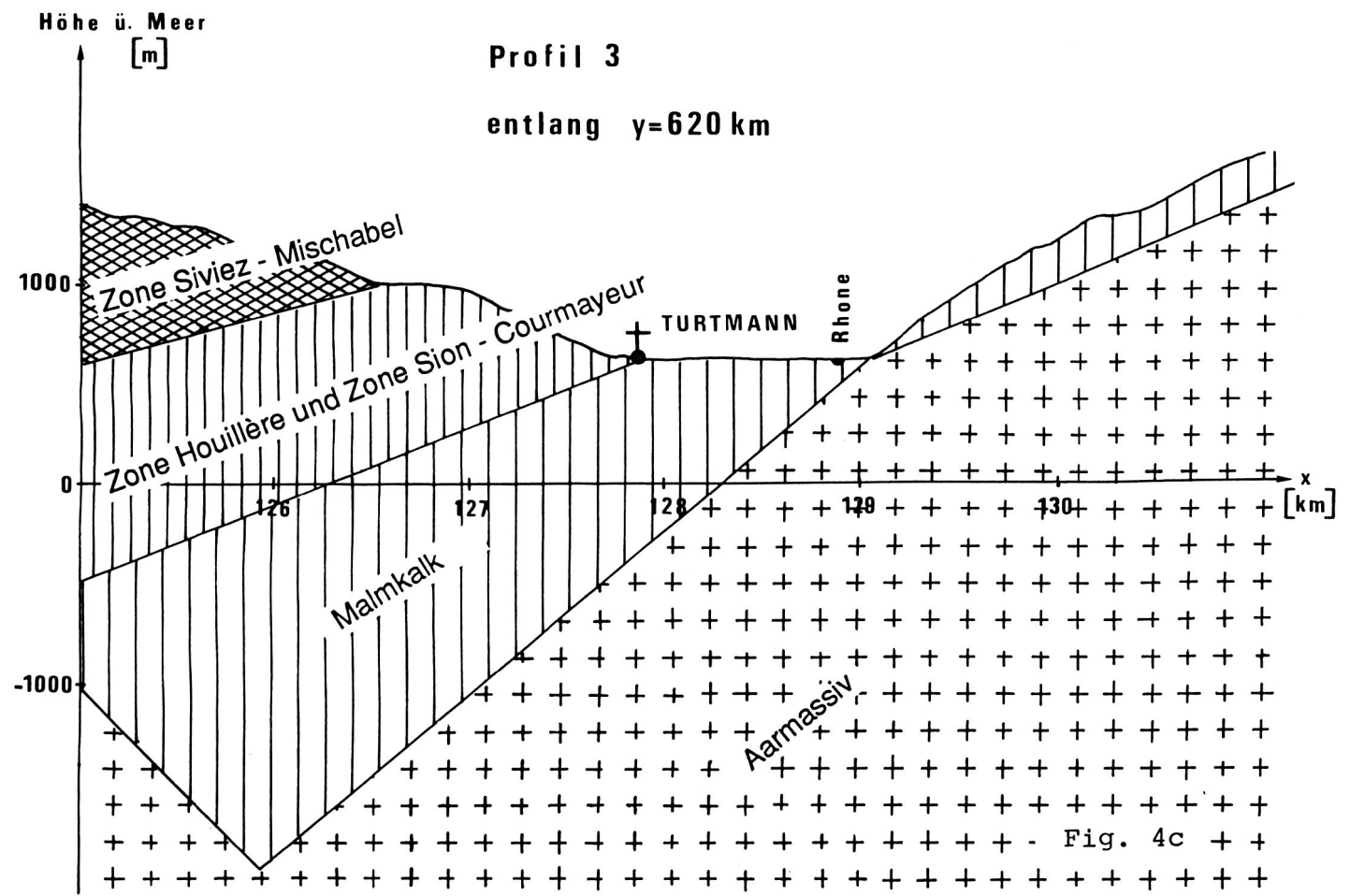
1 2 3 4 Nummern der Profile in Fig. 4, S. 9 + 10

Die folgende Figur 4 zeigt die stark schematisierten geologischen Profile entlang den y - Koordinaten 613km, 616km, 620km und 623km des schweizerischen Landeskoordinatensystems. Der Rhonesedimenttrog ist nicht eingezeichnet (nach Angaben von M. Burkhard*⁵ und R. Jäckli*⁶).



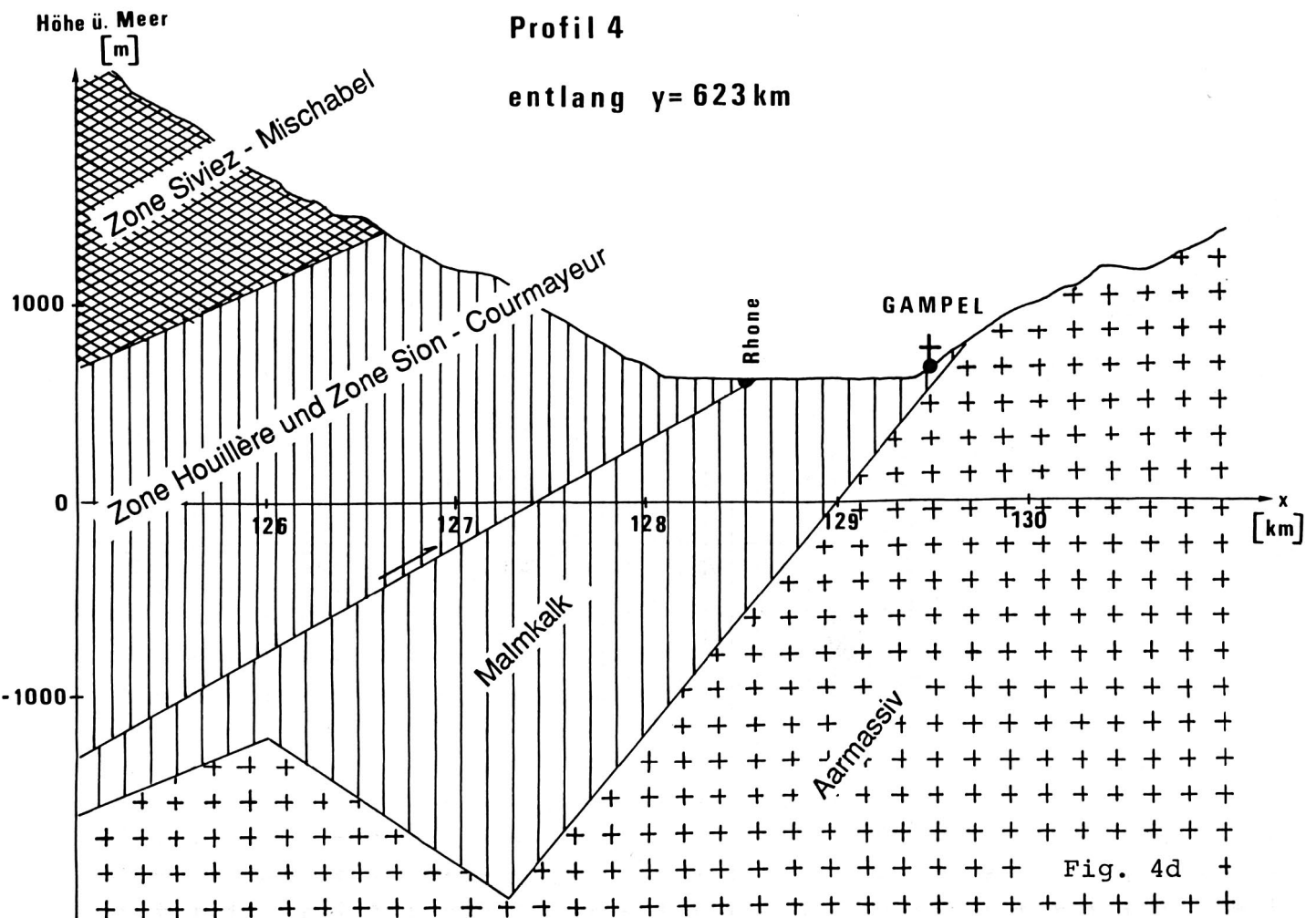
S

N



S

N



2.3 ZUR PLATTENTEKTONIK UND GEOLOGISCHEN ENTSTEHUNGSGESCHICHTE IM MESSGEBIET TURTMANN

Zur plattentektonischen Entwicklung der Alpen seien hier einige Abschnitte aus R. Trümpy's "Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen" ^{*7} zitiert und zusammengefasst :

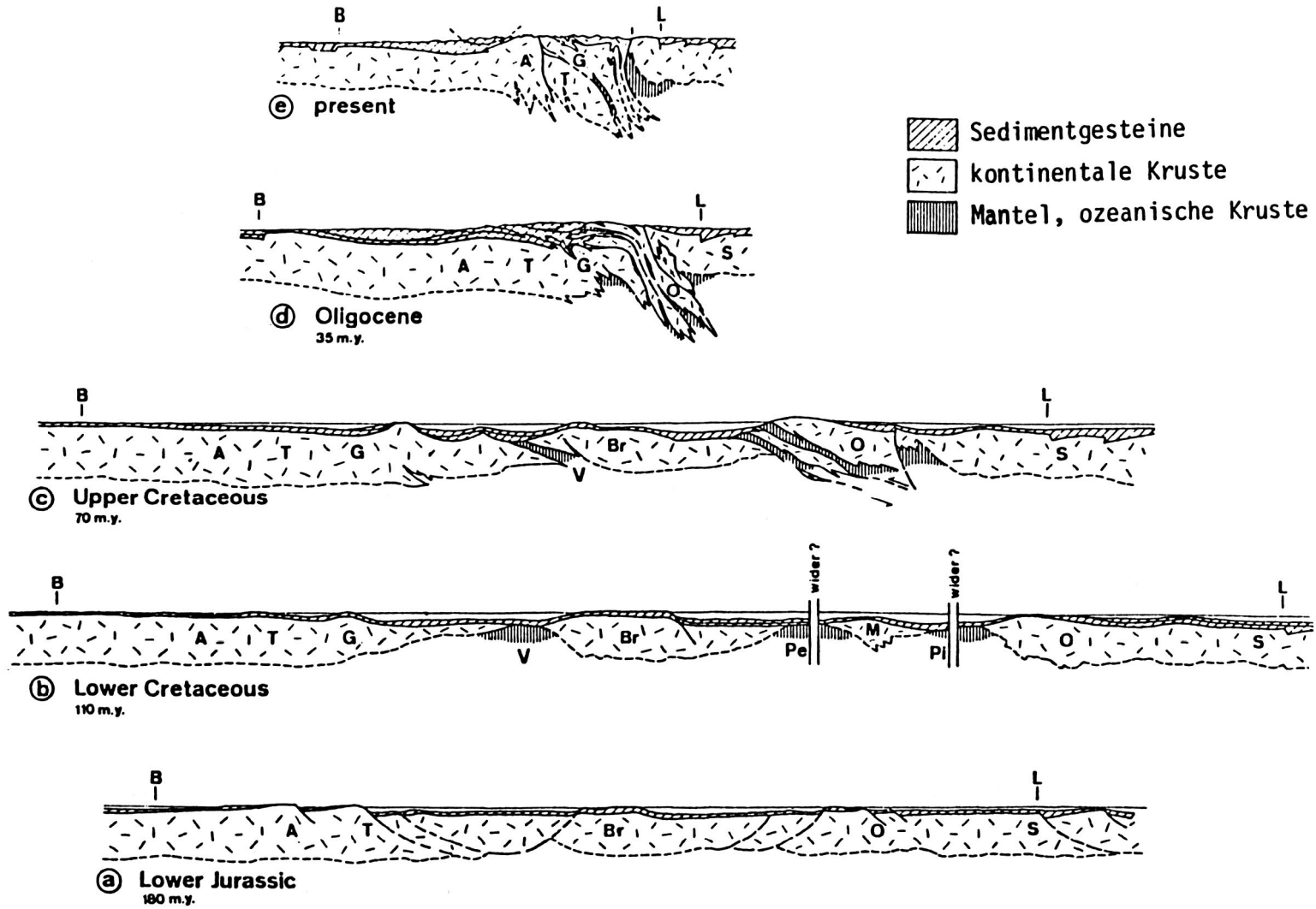
Um die Mitte der Perm - Zeit (vor ~260 Mio. Jahren existierte der Superkontinent Pangäa, umgeben von einem gewaltigen Ozean, der Panthalassa. Zwei Golfe der Panthalassa waren gegen Westen eingedrungen: das nördliche Polarmeer zwischen Eurasien und Nordamerika, und die Tethys. Als breites, keilförmig gegen Westen sich verschmälerndes Meer trennte die Tethys das zentrale und östliche Eurasien vom östlichen Gondwana (östliches Afrika und Arabien, Vorderindien, vielleicht mit Iran und Tibet, Australien). Im Verlauf des oberen Perm und der Trias dehnte sich die Tethys gegen Westen, Norden und Süden aus. Das Gebiet der Alpen wurde von SE her überflutet, die Wassertiefe blieb jedoch während der Trias - Zeit fast durchwegs gering. Im Bereich des zukünftigen Atlantiks begannen Grabenbrüche aufzureissen. Während der ersten Hälfte der Jura - Zeit wurde die Tethys breiter und tiefer, Zerrungstektonik setzte ein, was wiederum eine Heraushebung von Schollen innerhalb der westlichen Tethys und an ihren Rändern bewirkte. Die kontinentale Kruste wurde ausgedünnt. Die sog. ozeanische Phase der Alpen dauerte von Mitte der Jura - Zeit bis Mitte Kreide - Zeit; es wurde neue ozeanische Kruste produziert. Gleichzeitig öffnete sich während der mittleren Jura - Zeit das erste Segment des Atlantiks zwischen Westafrika und Nordamerika. Infolge der Ostbewegung Afrikas kam es zu Scherspannungen im afrikanisch - europäischen Grenzgebiet.

Im Meozoikum entsprach die helvetischen Zone dem europäischen Kontinentalrand. Es wurden hier Flachwassersedimente, also Kalke und Mergel abgelagert. Erst kurz vor der alpinen Faltung wurde das Gebiet tiefer eingesenkt.

Dem Penninikum entsprachen während der Jura- und unteren Kreidezeit die ozeanischen Tröge zwischen dem europäischen und dem apulischen Kontinentalrand. Charakteristische Sedimente für diese Tröge waren Tone, Mergel, feinsandige tonige Kalke und grober Detritus, sowie basische Ergussgesteine. Zwischen den Trögen lagen Schwellen, auf denen vorwiegend kalkige Gesteine in recht seichem Wasser abgelagert wurden.

Mitte Kreide setzte die Kompressionsbewegung (Krustenverkürzung) ein, welche bis ins Pliocän dauerte. Diese Umkehr des Kräftefeldes stand wiederum im Zusammenhang mit den Ereignissen im Atlantik: Der mittlere Atlantik und später der Südatlantik begannen sich zu öffnen, was eine definitive Trennung zwischen Afrika und Südamerika bewirkte. Die Ostbewegung Afrikas in Bezug auf Europa kam zum Stillstand. Dafür setzte eine relative Süd - Nord Bewegung Afrikas ein. Die Kompressionsbewegung verursachte Falten- und

Deckenbildung, sowie eine an die orogenen Phasen gebundene Metamorphose. Das Penninikum wurde dabei recht stark überprägt, vor allem seine höchsten Decken. Im Messgebiet Turtmann erreicht die Metamorphose jedoch maximal Grünschiefergrad.



B Basel
L Lugano

0 50 100 km

A Aarmassiv
Br Briançonnais
G Gotthard
M Margna
O Ostalpin
Pe äusserer Piemont-Trog
Pi innerer Piemont-Trog
S Südalpin
T Tavetsch
V Walliser Trog

Fig. 5 : Illustration zur geologischen Entwicklung der Kruste seit dem Lias.

Basel - Lugano

nach : U. P. Büchi und R. Trümpy, (1976)⁸

2.4 DICHTER DER GESTEINE

In Kapitel 2.2 (Legende zur geologischen Skizze) wurde bereits eine zusammenfassende Beschreibung über die Art der Gesteine gegeben, wie sie in der Literatur zu finden ist. Anhand dieser Angaben wurde versucht, in Tabellen Dichtewerte zu eruieren. Aus allgemeinen Nachschlagewerken (etwa Landolt - Börnstein V, Band 1 a)^{*9} ist jedoch zu sehen, dass die Dichte einer Gesteinsart je nach standortspezifischer Zusammensetzung stark variieren kann. Deshalb wurden im Juni 1986 eigene Dichtebestimmungen vorgenommen. Diese wurden mit Dichtewerten einer gravimetrischen Arbeit (Dissertation J.- J.Wagner)^{*10} nahe dem Messgebiet verglichen. Nähere Angaben hierzu findet man in den Kapiteln 6.1 und 8.1.

DIE LAGE DER MESSPUNKTE

Ausgangspunkt der gravimetrischen Messungen war die Station "Gampel Kirche" des Schweizerischen Schweregrundnetzes. Das Schweizerische Schweregrundnetz schliesst an das Potsdamer Schweresystem an, welches von 1909 bis 1971 als internationales Bezugssystem diente.

Die absolute Schwere beträgt für die Station Gampel Kirche 980423.58 mgal.

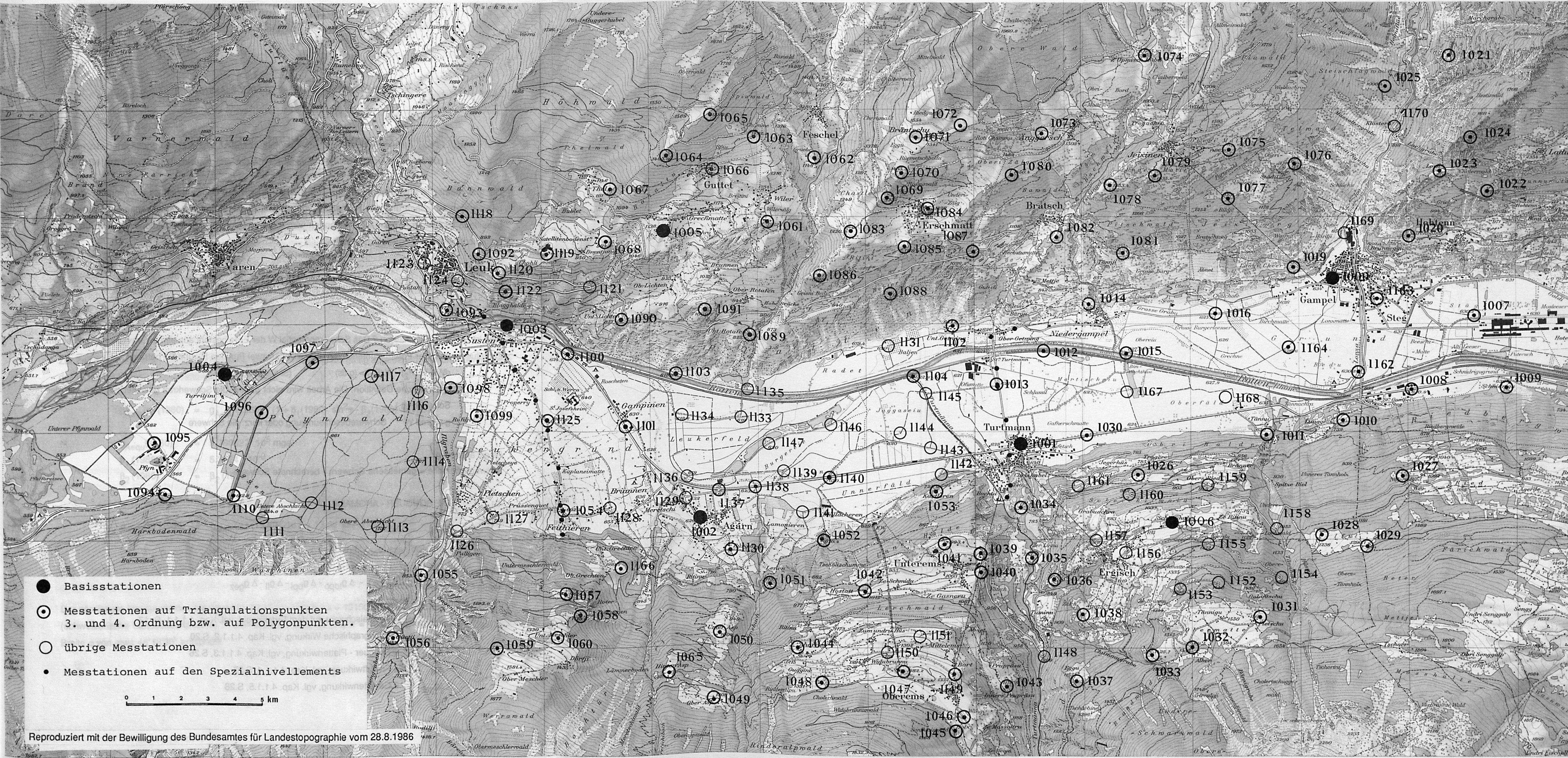
(aus : Astronomisch geodätische Arbeiten in der Schweiz, herausgegeben von der Schweizerischen Geodätischen Kommission, Band 25, Teil I, 1959) ^{*11}

Von diesem Punkt aus wurde ein Basis- Netz von sechs Stationen gemessen:

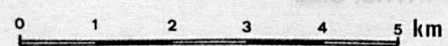
<u>Punkt - Nr :</u>	<u>Station :</u>	<u>Berechnete absolute Schwere relativ zur Basis Gampel :</u>
1001	Turtmann	980429.29 mgal
1002	Agarn, alte Kapelle	980431.13 mgal
1003	Susten, SBB - Station	980441.73 mgal
1004	Pfynwald, Denkmal	980447.73 mgal
1005	Schlussilachra	980351.77 mgal
1006	Schitzhubel	980337.58 mgal

Im eigentlichen Messgebiet (ca. 60 km²) wurden, je nach Geländebeziehungen, drei Punkte pro Quadratkilometer gewählt und gemessen. Die Messtationen wurden dabei nach Möglichkeit auf Triangulationspunkte 3. bis 4. Ordnung oder auf Polygonpunkte gelegt. Es wurde jedoch auch auf photogrammetrisch bestimmten Punkten gemessen. Für diese Punkte wurden Koordinaten und Höhenangaben aus der LK 1:25000 (Nr. 1287, Sierre und Nr. 1288, Raron) herausgelesen. Dies ergibt eine Genauigkeit für die y - und x - Koordinaten von 10m und für die Höhe eine Genauigkeit von 1 m.

Zusätzlich wurden zwei Schwereprofile über das Rhonetal gelegt. Sie folgen den Spezialnivelements des Bundesamtes für Landestopographie. (Man vergleiche mit der Punktekarte auf der nächsten Seite.)



- Basisstationen
- ⊙ Messtationen auf Triangulationspunkten 3. und 4. Ordnung bzw. auf Polygonpunkten.
- übrige Messtationen
- Messtationen auf den Spezialnivelements



Reproduziert mit der Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 28.8.1986

GRAVIMETRISCHE AUSWERTUNG

Die gravimetrische Auswertung hat zum Ziel, ausschliesslich den Schwereeinfluss unbekannter Strukturen hervortreten zu lassen und alle übrigen Wirkungen und Einflüsse auf die gemessenen Schwerewerte zu beseitigen (Schwerereduktion). Im folgenden wird ein Überblick über die Reduktionsverfahren und deren numerische Anwendungen gegeben.

4.1 DIE BERECHNUNG DER SCHWEREANOMALIEN

Was ist Schwere physikalisch ? Das Schwerepotential W der Erde besteht aus einem Gravitations - und einem Zentrifugalanteil. Der Potentialunterschied dW zwischen zwei Punkten P_2 und P_1 beträgt :

$$dW = W(P_2) - W(P_1) = (g \, ds) \quad (\text{Skalarprodukt})$$

(geodätische Definition: Die Arbeit wird nicht *gegen* die Schwerkraft geleistet, sondern *von* der Schwerkraft.)

$g = \text{grad } W$ Schwerebeschleunigung oder kurz: die Schwere

Es gilt allgemein :

Schwereanomalie = gemessene Schwere - berechnete Schwere

4.1.1 DIE BOUGUER - ANOMALIE

Für die Bouguer - Anomalie (g_{boug}) gilt :

$$g_{\text{boug}} = g_{\text{gemessen}} - g_{\text{norm}}(\varphi) - \Delta g_{\text{topo}} - \Delta g_{\text{bpl}} - \Delta g_{\text{fl}} - \Delta g_{\text{gez}}$$

mit $g_{\text{norm}}(\varphi)$ = Normalschwere auf dem Erdellipsoid, vgl. Kap. 4.1.1.1, S. 17

Δg_{topo} = Topographische Wirkung, vgl. Kap. 4.1.1.2, S.20

Δg_{bpl} = Bouguer - Plattenwirkung, vgl. Kap. 4.1.1.3, S.26

Δg_{fl} = Freiluftwirkung, vgl. Kap. 4.1.1.4, S.27

Δg_{gez} = Gezeitenwirkung, vgl. Kap. 4.1.1.5, S.28

4.1.1.1 $g_{\text{norm}}(\varphi)$: DIE NORMALSCHWERE AUF DEM ERDELLIPSOID

In den zur Berechnung der Bouguer - Anomalie verwendeten Rechenprogrammen SCYLLA und PLOUF (vgl. S. 34) wird die Normalschwereformel mit den Parametern von 1930, Stockholm, benutzt :

$$\begin{aligned}
 g_{\text{norm}}(\varphi) &= g_{\text{Aequ}} \cdot (1 + \beta_1 \sin^2 \varphi - \beta_2 \sin^2 2\varphi) \\
 g_{\text{Aequ}} &= \text{Normalschwere am Aequator} = 9.780490 \cdot 10^5 \text{ mgal} \\
 \varphi &= \text{geodätische Breite (für das Messgebiet Turtmann um } 46^\circ 18') \\
 \beta_1 &= 5.2884 \cdot 10^{-3} \\
 \beta_2 &= 5.87 \cdot 10^{-6}
 \end{aligned}$$

$$\text{Genauigkeit dieser Formel : } 10^{-4} \text{ mgal} \qquad (\text{mgal} = 10^{-5} \text{ ms}^{-2})$$

Zur Zeit wird das IUGG - Ellipsoid (Canberra, 1980) international als gültig angesehen. Die Umrechnung von der 1930-iger Formel auf die 1980-iger Formel lautet :

$$\begin{aligned}
 g_{\text{norm}}(\varphi) (1980) &= g_{\text{Aequ}}(1980) \cdot (1 + \beta_1(1980) \sin^2 \varphi - \beta_2(1980) \sin^2 2\varphi) \\
 g_{\text{Aequ}}(1980) &= 9.780327 \cdot 10^5 \text{ mgal} \\
 \beta_1(1980) &= 5.3024 \cdot 10^{-3} \\
 \beta_2(1980) &= \beta_2(1930) \\
 \\
 g_{\text{norm}}(\varphi) (1980) &= g_{\text{norm}}(\varphi) (1930) \underbrace{-16.3}_{\text{a}} + \underbrace{13.69}_{\text{b}} \sin^2 \varphi - \underbrace{9.57 \cdot 10^{-5}}_{\text{vernachlässigbar}} \sin^2 2\varphi
 \end{aligned}$$

Der nördlichste Messpunkt des Messgebiets Turtmann liegt bei $x = 131500\text{m}$, der südlichste bei $x = 125600\text{m}$ (schweizerische Landeskoordinaten) . Eine mittlere Breite ist also $x = 128300\text{m}$, was einer geodätischen Breite φ von etwa $46^\circ 18' 30''$ entspricht.

$g_{\text{norm}}(\varphi)(1980)$ beträgt hier :

$$g_{\text{norm}}(\varphi)(1980) = g_{\text{norm}}(\varphi)(1930) - 16.3 + 7.16 = g_{\text{norm}}(\varphi)(1930) - 9.14 \quad (\text{mgal})$$

Das Messgebiet erstreckt sich über $x = 128390 \text{ m} \pm 3120 \text{ m}$:

$$\Delta g = a + b \sin^2 \varphi$$

mit $a = -16.3$

$$b = 13.69$$

$$\varphi = 46^\circ 18' 30''$$

$$d\varphi = 3120 / 6371000$$

$$= 0.0004897$$

$$\delta \Delta g / \delta \varphi = b \sin 2\varphi$$

$$d \Delta g = b \sin 2\varphi d\varphi = 0.0067$$

Also gilt für das Messgebiet Turtmann :

$$g_{\text{norm}}(\varphi)(1980) = g_{\text{norm}}(\varphi)(1930) - 9.14 \pm 0.0067 \quad (\text{mgal})$$

↓
≈ 0.0

Es müsste also eine Konstante von -9.14 mgal zu der in SCYLLA und PLOUF verwendeten Normalschwereformel von 1930 addiert werden, um die 1980 festgelegte Normalschwereformel für die Auswertung der Schweredaten zu verwenden. Diese Additionskonstante verändert nichts an der Form der Anomalie und wird deshalb erst in einem späteren Stadium der Auswertung berücksichtigt (vgl. Kapitel 9.1).

Zur Berechnung der Schwereanomalien sollte auch beachtet werden, dass sich die x- und y- Koordinaten des schweizerischen Landeskoordinatensystems auf das Bessel - Ellipsoid, die Höhen auf das Geoid und nicht auf das IUGG - Ellipsoid von 1980 oder auf das Internationale Schwereellipsoid von 1930 beziehen. Streng genommen müssten sämtliche Höhenangaben umgerechnet werden. Dies ist jedoch nur sinnvoll, wenn es sich um ein sehr grosses (weltweites) Untersuchungsgebiet handelt. (vgl. Fig. 7)

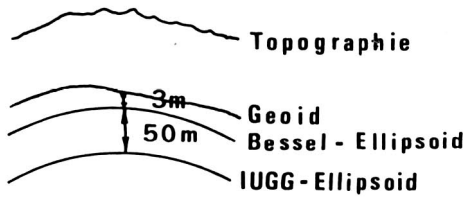


Fig. 7 :
 Schema zum Geoid, Bessel - und IUGG -
 Ellipsoid

Für ein derartig kleines Messgebiet wie Turtmann ergibt der differentielle Effekt sowohl von Geoid zu 1980 - iger Ellipsoid wie auch vom 1930 - iger Ellipsoid zum 1980 - iger Ellipsoid einen zu kleinen Wert, als dass mehr als eine Additionskonstante berücksichtigt werden müsste.

Gleiches gilt auch für das hydrostatische Ellipsoid (HYDRO):

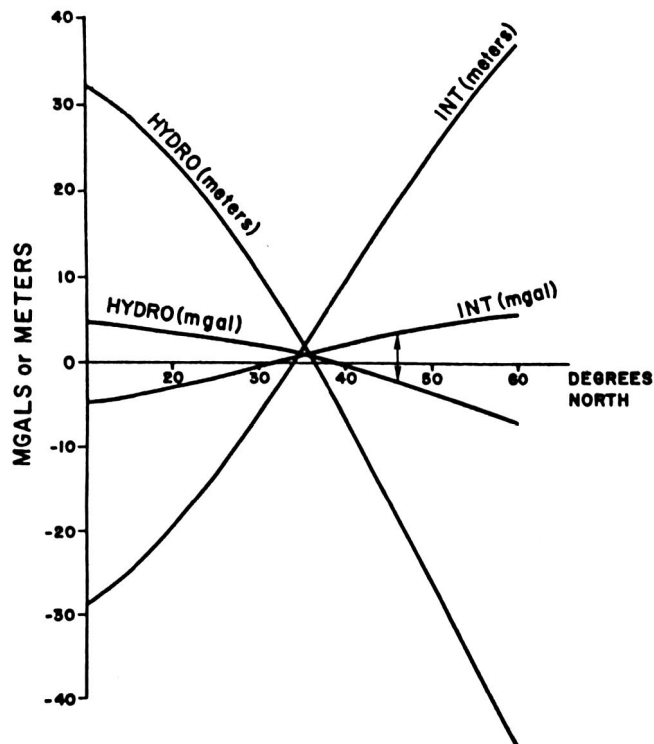


Fig. 8 :
 Hydrostatisches- (HYDRO) und internationales (INT) Ellipsoid von 1930 im Vergleich zu einem Geoid, welches von Daten des westlichen Nordatlantiks gravimetrisch abgeleitet wurde. Einerseits ist die Höhendifferenz (m), andererseits der Schwereeffekt (mgal) angegeben.

Aus : Gravimetrically determined Geoid in the western North Atlantic, by M. Talwani et al. ^{*12}

Nach obiger Figur beträgt die Schweredifferenz von hydrostatischem - zu Internationalem Ellipsoid 5.7 mgal. Der differentielle Effekt (\Rightarrow unterschiedliche Steigung der Kurven) ist gering. Es ist in unserem Fall bis auf eine Additionskonstante nicht massgebend, auf welches Ellipsoid wir uns beziehen.

4.1.1.2 Δg_{topo} : DIE TOPOGRAPHISCHE WIRKUNG

Die klassische Methode zur Berechnung der Schwerewirkung der Geländegestalt besteht in der Unterteilung des Terrains in Massensäulen, welche durch konzentrische Kreise und Radien um den Messpunkt bestimmt sind (vgl. Fig. 9). J. - J. Wagner¹⁰ fand für Messpunkte im Rhonetal bei Martigny einen Radius r_{max} von 60 km, ausserhalb welchem die Schwerewirkung der Massensäulen vernachlässigbar ist; Der Schwereeffekt des Reliefs bleibt konstant, gleichgültig ob Massensäulen mit Entfernungen von $>60\text{km}$ einbezogen werden oder nicht.

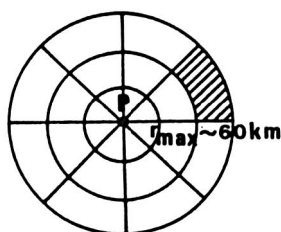
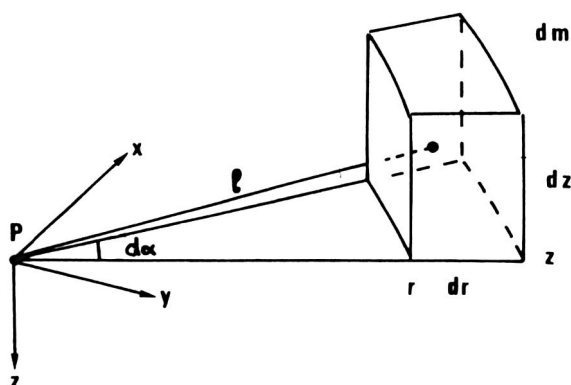


Fig. 9 :

Schablone, welche auf die topographische Karte gelegt wird. Innerhalb jedes Sektors bestimmt man die mittlere Höhe der Geländeoberfläche. Genauigkeit : $\pm 5\text{m}$

Es wird die Wirkung jeder Massensäule auf den Messpunkt P berechnet.



$$dm = \rho dV$$

$$= \rho r d\alpha dr dz$$

$$l = \sqrt{r^2 + z^2}$$

ρ = Dichte des Massenelementes

Fig. 10 : Massenelement in Zylinderkoordinaten

x, y, z = lokales Tangentialkoordinatensystem mit z - Koordinate in Lotrichtung

(x, y) - Ebene = Stationsebene

Hinweis : Die z - Achsen der Massensäulen liegen wegen der Geoidform (z senkrecht auf Geoid) in grösserer Entfernung *nicht* parallel zur Lotrichtung des lokalen Koordinatensystem mit Koordinatenursprung im Messpunkt, was aber in der Auswertung nicht berücksichtigt wurde.

Für das Gravitationspotential U_k im Punkt P gilt (geodätische Definition):

$$U_k(P) = \gamma \iiint \frac{dm}{\ell} = \gamma \iiint \rho \frac{dV}{\ell} = \gamma \rho \iiint \frac{r}{\sqrt{r^2+z^2}} d\alpha dr dz$$

$$\gamma = 6.6732 \cdot 10^{-14} \text{ m}^3 \text{gs}^{-2}, \text{ Newton'sche Gravitationskonstante}$$

E. Fischbach^{*13} weist auf sog. "non-Newtonian forces" hin. Für zwei Punktmassen m_1 und m_2 mit der Entfernung r voneinander gilt :

$$V(r) = V_n(r) + \Delta V(r)$$

$V(r)$ = Gesamtpotential

$$V_n(r) = \text{Newton'sches Gravitationspotential} = -\gamma_\infty \frac{m}{r}$$

$$\Delta V(r) = \text{Nicht Newton'sches Potential} = -\gamma_\infty \frac{m}{r} \alpha e^{-r/\lambda}$$

$$V(r) = -\gamma_\infty \frac{m}{r} \left(1 + \frac{\alpha e^{-r/\lambda}}{x} \right)$$

(physikalische Definition)

γ_∞ = Newton'sche Gravitationskonstante für $r = \infty$ (entspricht der gebräuchlichen Newton'schen Gravitationskonstante γ)

Aus Fallexperimenten bestimmten E. Fischbach et al (1986) die folgenden Parameter :

$$\alpha = -(7.2 \pm 3.6) \cdot 10^{-3} \quad \text{Das negative Vorzeichen der Grösse } \alpha \text{ weist auf eine } \textit{abstossende} \text{ Kraft hin.}$$

$$\lambda = 200 \pm 50 \text{ m}$$

Für $r = 1 \text{ m}$ ergibt sich ein x von $-7.16 \cdot 10^{-3}$

$$r = 1 \text{ km} \quad x = -4.85 \cdot 10^{-5}$$

$$r = 10 \text{ km} \quad x = -1.39 \cdot 10^{-24}$$

Als Beispiel nehmen wir an, dass der Rhone-Sedimentrog im Messgebiet 200m tief, 1km breit und 10km lang sei und eine Dichte von 2.0 g/cm^3 habe. Der Schwerpunkt dieses Massenkörpers liege in $r = 100 \text{ m}$ Entfernung von einem Aufpunkt P. Die "non - Newtonian forces" hätten eine Wirkung von $4.8 \cdot 10^{-6} \text{ mgal}$, was im folgenden vernachlässigt wird.

Für die Schwerebeschleunigung g_k in z - Richtung gilt :

$$g_k(P) = -\frac{dU_k}{dz} = \gamma \rho \int_{r_j}^{r_{j+1}} \int_0^\alpha \int_{z_i}^{z_{i+1}} \frac{z r}{(\sqrt{r^2+z^2})^3} dr d\alpha dz$$

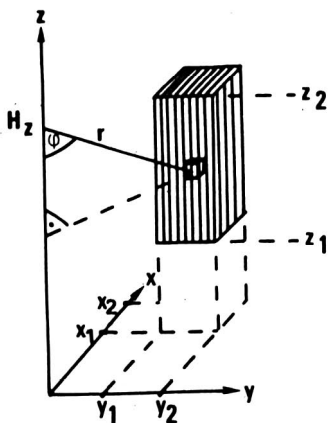
$$g_k(P) = \gamma \rho \alpha \left(\sqrt{r_{j+1}^2+z_{i+1}^2} - \sqrt{r_j^2+z_{i+1}^2} - \sqrt{r_{j+1}^2+z_i^2} + \sqrt{r_j^2+z_i^2} \right)$$

$$\Delta g_{\text{Topo}} = \sum_k g_k$$

Numerisch einfacher anwendbar ist die Berechnung der Gelände - Schwerewirkung mit Hilfe von Massenprismen. In den für die Auswertung benutzten Rechenprogrammen wird für eine Entfernung < 2.6 km zwischen Messpunkt und Massenprisma die genaue Quaderformel verwendet (Programm SCYLLA), für grössere Entfernungen die Massenlinienformel (Programm PLOUF) :

Die Quaderformel

zenit



nach Newton gilt :

$$dg_z = \gamma \frac{dm}{r} \cos \varphi$$

$$dm = dx dy dz \rho$$

$$\cos \varphi = \frac{H_z - z}{r}$$

$$r = \sqrt{x^2 + y^2 + (H_z - z)^2}$$

Fig. 11 : Berechnung der Schwere -
wirkung eines Prismas mit
Hilfe der Quaderformel.

Damit wird

$$dg_z = \frac{\gamma \rho dx dy dz (H_z - z)}{(\sqrt{x^2 + y^2 + (H_z - z)^2})^3}$$

$$\Delta g_z = \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{z_1}^{z_2} \gamma \rho \frac{(H_z - z)}{(x^2 + y^2 + (H_z - z)^2)^{3/2}} dx dy dz$$

Substitution: $H_z - z = W$

$dW = -dz$

$$- \iiint \frac{W}{(x^2 + y^2 + W^2)^{3/2}} dx dy dW$$

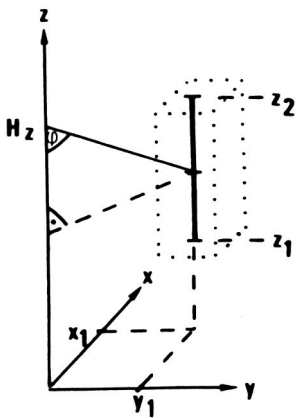
$$= \left[\iint \frac{1}{\sqrt{x^2 + y^2 + W^2}} dx dy \right]_{W_1 = H_z - z_1}^{W_2 = H_z - z_2}$$

$$= \left[\int \log(y + \sqrt{x^2 + y^2 + W^2}) dx \right]_{H_z - z_1}^{H_z - z_2} \Big|_{y_1}^{y_2}$$

$$= \left[\left[\left[x \log(y + \sqrt{x^2 + y^2 + W^2}) + y \log(x + \sqrt{x^2 + y^2 + W^2}) - W \arctan \frac{xy}{W \sqrt{x^2 + y^2 + W^2}} \right]_{H_z - z_1}^{H_z - z_2} \right]_{y_1}^{y_2} \right]_{x_1}^{x_2}$$

$\Delta g_z = \gamma \rho \cdot \text{obiges Resultat}$

Die Masselinienformel



nach Newton gilt :

$$dg_z = \gamma \frac{dm}{r^2} \cos \varphi$$

$$\cos \varphi = \frac{H_z - z}{r}$$

$$dm = \Delta x \Delta y dz \rho$$

$$r = \sqrt{x_1^2 + y_1^2 + (H_z - z)^2}$$

Fig 12 : Berechnung der Schwere -
wirkung eines Prismas mit
Hilfe der Masselinienformel.

Damit wird

$$dg_z = \gamma \rho \frac{\Delta x \Delta y (H_z - z)}{(\sqrt{x_1^2 + y_1^2 + (H_z - z)^2})^3} dz$$

$$\Delta g_z = \int_{z_1}^{z_2} \gamma \rho \Delta x \Delta y \frac{(H_z - z)}{(\sqrt{x_1^2 + y_1^2 + (H_z - z)^2})^3} dz$$

$$\int \frac{(H_z - z)}{(\sqrt{x_1^2 + y_1^2 + (H_z - z)^2})^3} dz =$$

Substitution : $H_z - z = W$

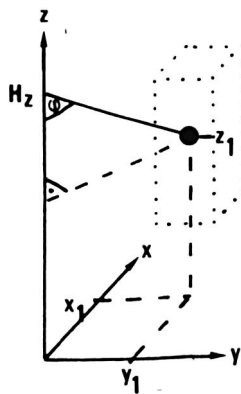
$$dW = -dz$$

$$= - \int_{W_1}^{W_2} \frac{W}{(\sqrt{x_1^2 + y_1^2 + W^2})^3} dW = \left[\frac{1}{\sqrt{x_1^2 + y_1^2 + W^2}} \right]_{W_1}^{W_2} \quad \begin{array}{l} W_2 = H_z - z_2 \\ W_1 = H_z - z_1 \end{array}$$

$\Delta g_z = \gamma \rho \Delta x \Delta y \cdot$ obiges Resultat

Der Vollständigkeit halber und weil diese Formel für ein später beschriebenes Programm gebraucht wird (vgl. Kapitel 8.2), sei hier noch die Berechnung der Schwerewirkung eines Prismas mit Hilfe der Massenpunktformel angefügt.

Die Massenpunktformel



nach Newton gilt :

$$dg_z = \gamma \frac{dm}{r^2} \cos \varphi$$

$$\cos \varphi = \frac{H_z - z}{r}$$

$$dm = \Delta x \Delta y \Delta z \rho$$

$$r = \sqrt{x_1^2 + y_1^2 + (H_z - z_1)^2}$$

Fig. 13: Berechnung der Schwere -
wirkung eines Prismas mit
Hilfe der Massenpunktformel.

$$\Delta g_z = \gamma \rho \Delta x \Delta y \Delta z \frac{H_z - z_1}{(x_1^2 + y_1^2 + (H_z - z_1)^2)^{3/2}}$$

4.1.1.3 Δg_{Bpl} : DIE BOUGUER - PLATTENWIRKUNG

Die Bouguer - Plattenkorrektur entspricht der Wirkung einer Gesteinsplatte zwischen dem Bezugsniveau und dem Stationsniveau.

Für die ebene Bouguer - Platte gilt :

$$\Delta g_{Bpl} = 2 \pi \gamma \rho h$$

h : Mächtigkeit der Platte

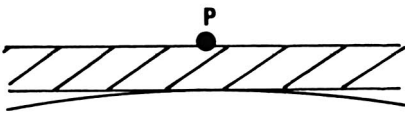


Fig. 14 : Die ebene Bouguer - Platte

Die Annahme einer ebenen Platte ist eine Näherung. Es muss die Krümmung der Erdoberfläche berücksichtigt werden. Die Wirkung einer sphärischen Platte mit dem Öffnungswinkel 2Θ kann wie folgt beschrieben werden :

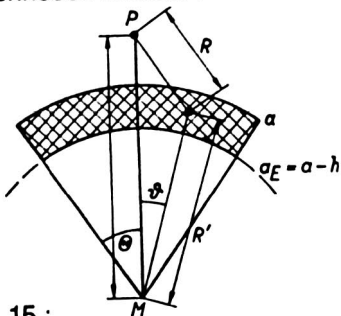


Fig. 15 :

Die sphärische Bouguer - Platte.

R' : Abstand des Integrationspunktes vom Erdmittelpunkt

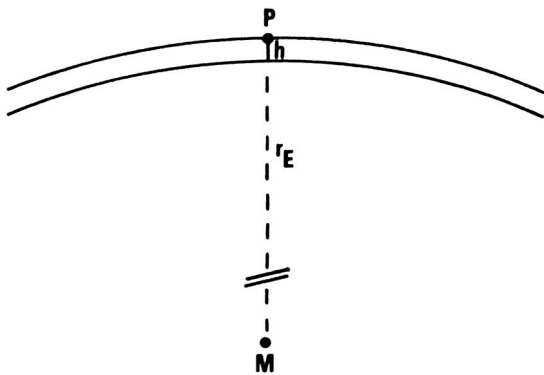
$$g_{\text{sphär. Bpl.}} = g_{\text{ebene Bpl.}} + g_{\text{Bull}}$$

Im Abstand $a = a_E + h$ gilt :

$$g_{\text{Bull}} = 2 \pi \gamma \rho h \left(\sin \frac{\Theta}{2} - \frac{h}{a} \frac{(1 + 4 \sin \frac{\Theta}{2} + 3 \sin^2 \frac{\Theta}{2})}{4 \sin \frac{\Theta}{2}} + \frac{h^2}{a^2} \frac{(5 + 8 \sin \frac{\Theta}{2} + 3 \sin^2 \frac{\Theta}{2})}{24 \sin \frac{\Theta}{2}} + \dots \right)$$

wenn $\sin(\Theta/2) > h/a$.

(aus : H. Miltzer und F. Weber, Angewandte Geophysik)^{*14}

4.1.1.4 Δg_{fl} : DIE FREILUFTWIRKUNG

$$g = \gamma \frac{M_{\text{Erde}}}{r^2}, \quad r = r_E + h$$

$$\frac{dg}{dr} = -2\gamma \frac{M_{\text{Erde}}}{r^3} = -2 \frac{g}{r}$$

(Vertikalgradient in sphärischer Approximation)

Fig. 16 : Der Einfluss der Stationshöhe
 h = Höhe über dem Bezugsniveau

für : $h \ll r_E$: $r \approx r_E$, $g \approx g_0$ (Schwerebeschleunigung an der Erdoberfläche)

$$dr_E = h$$

$$\rightarrow \Delta g_{fl} = -2 \frac{g_0}{r_E} h$$

Für den Vertikalgradienten auf dem Erdellipsoid gilt in Abhängigkeit von der geographischen Breite φ :

$$\frac{dg}{dh} = -0.30877 (1 - 0.00139 \sin^2 \varphi) \quad (\text{mgal/m})$$

(aus : H. - G. Kahle, Physikalische Geodäsie)*15

Im Messgebiet Turtmann beträgt dg/dh -0.303 mgal/m

4.1.1.5 Δg_{gez} : DIE GEZEITENWIRKUNG

Die Gezeitenbeschleunigung entsteht durch das Zusammenwirken von Gravitations- und Zentrifugalkräften im Erde - Mond - bzw. Erde - Sonnen - System. Im Erde - Sonnensystem wird die Zentrifugalkraft infolge der Bahnbewegung der Erde hervorgerufen, im Erde - Mond - System infolge des Umlaufs um den gemeinsamen Schwerpunkt.

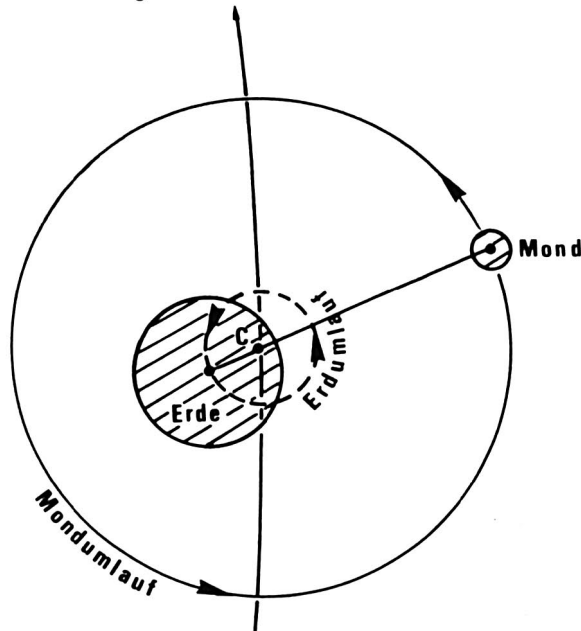


Fig. 17 : Umlauf von Erde und Mond um den gemeinsamen Massenmittelpunkt C.

Die *Zentrifugalkraft* ist im oben dargestellten Erde - Mond - System in allen Punkten auf der Erde nach Betrag und Richtung gleich gross, während die *Gravitationskraft* für jeden Punkt unterschiedlich ist, da sie von seiner Entfernung zum Mond abhängt. Auf alle Punkte wirken die Differenz - Kräfte zwischen Zentrifugalkraft und Gravitationskraft ein. Dies sind die fluterzeugenden Kräfte. Die *vertikale* Komponente der fluterzeugenden Kraft ist sehr klein. Sie macht im Maximum ein Neunmillionstel der Schwerkraft aus. Die Messgenauigkeit der Gravimeter ist aber um ein 10- bis 100- faches grösser. D. h., die vertikale Komponente der fluterzeugenden Kraft muss bei den gravimetrischen Auswertungen berücksichtigt werden.

Die *horizontale* Komponente der fluterzeugenden Kraft vermag die Lotrichtung um kleine Beträge zu ändern (ein 120km langes Pendel würde unter dem Einfluss der Horizontalkomponente der fluterzeugenden Kraft um 1 cm ausschlagen). Die horizontale Komponente wirkt am stärksten auf zwei Kreisen um die Erde, die um 45° vom Zenithpunkt Z und vom Nadirpunkt N abstehen. In Z und N selbst ist sie Null. Auf der einen Erdhalbkugel ist die Kraft stets gegen Z, auf der anderen gegen N gerichtet und auf einem Grosskreis, der um 90° von diesen Punkten absteht, sinkt sie auf Null herab. Ändert der Mond seine Stellung zur Erde, dann wandert das Kräftesystem mit. Vgl. Fig. 18.

(aus: A. Defant, Ebbe und Flut des Meeres, der Atmosphäre und der Erd feste)*¹⁶

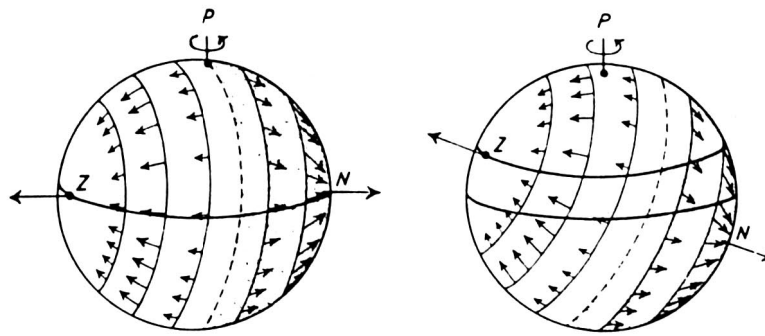


Fig. 18: Die Verteilung der horizontalen Komponente der fluterzeugenden Kraft, wenn der Mond in der Äquatorebene der Erde steht (*links*) und wenn er über einem Punkt der Erdoberfläche in 28° N. Br. im Zenith steht (*rechts*).

Die Gezeitenkräfte bewirken auch eine Deformation der festen Erde. Es gilt für die gemessene Gezeitenhöhe:

$$H = H_0 (1+k-h)$$

H = beobachtete marine Gezeitenhöhe auf der nachgiebigen Erde

H_0 = theoretische Gezeitenhöhe auf einer starren Erde

k, h = Love'sche Zahlen (h : Parameter für die Nachgiebigkeit des Erdkörpers)

k : Parameter für den Dichteverlauf in der Erde)

Im ersten Halbjahr 1986 wurden durch das Institute of Oceanographic Science, Merseyside, GB (R. J. Edge, T. F. Baker, G. Jeffries et al.) hochpräzise Gezeitengravimetermessungen durchgeführt. Diese Messung (Genauigkeit : ± 1 Mikrogal) sollen u. a. Berechnungen der Gezeitendeformation (feste Erde und Meeresgezeiten) möglich machen, welche für verschiedene Messtechniken in der Geodynamik gebraucht werden (Laser - Distanzmessungen, absolute und relative Gravimetermessungen). Eines dieser Erdgezeitengravimeter war auf der Fundamentalstation des Schweizerischen Schweregrundnetzes im HIL - Gebäude der ETH - Höngerberg aufgestellt.

Die Erde zeigt gegenüber den theoretischen Gezeiten eine Phasenverschiebung von +50 Minuten und eine Amplitudenverstärkung von 14% bis 17%. Der Grund hierfür ist das elastische Nachgeben des Erdkörpers. Die Erde dreht sich schneller als der Mond um die Erde rotiert, und die Verformung bildet sich infolge der Viskosität erst nach einiger Zeit voll aus und entsprechend langsam zurück. Die tatsächliche Position der Gezeiten ist also *vor* der Position des Mondes. So entsteht auch die sog. Gezeitenreibung, welche als Gegendrehmoment zur Erdrotation wirkt. Die Erde verliert Rotationsenergie, was eine Verlängerung des Tages um 2 ms pro Jahr, sowie eine Vergrößerung des Mondbahradius um 4cm pro Jahr bewirkt. Die Umkreisung des Mondes um die Erde wird dadurch verlangsamt.

Das zur Berechnung des Gezeiteneffektes verwendete Programm AIMO benutzt die Newton'sche Gravitationsformel. Lage und Distanz von Mond und Sonne relativ zum Messpunkt werden berechnet und die Schwerewirkung (in z- Richtung = Lotrichtung) bestimmt. Auch die aus der Rotation von Erde und Mond um den gemeinsamen Schwerpunkt resultierende Zentrifugalkraft wird berücksichtigt.

4.1.2 DIE FREILUFT - ANOMALIE

Für die Freiluft - Anomalie gilt :

$$g_{fl} = g_{gemessen} - g_{norm}(\varphi) - \Delta g_{fl} - \Delta g_{gez}$$

4.1.3 DIE ISOSTATISCHE ANOMALIE

Für die isostatische Anomalie gilt :

$$g_{isos} = g_{boug} - \text{berechnete Wirkung der Kompensationsmassen}$$

d.h., die isostatische Anomalie ist die Differenz zwischen der gemessenen Schwere und den für eine isostatisch kompensierte Topographie berechneten Schwerewerten.

Es gibt verschiedene Isostasie - Modelle:

(aus : H. - G. Kahle, Physikalische Geodäsie)¹⁵

a. Das Isostasie - Modell nach Pratt :

Nach der Pratt'schen Theorie bestehen die Krustenblöcke aus vertikalen Säulen zwischen der Erdoberfläche und einer im Erdinnern liegenden gemeinsamen Ausgleichsfläche, bezüglich der alle Säulen das gleiche Gewicht haben.

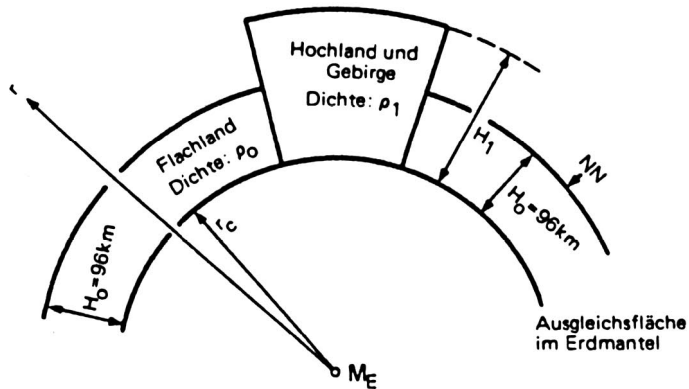


Fig. 19 :

Isostasie - Modell nach Pratt.

b. Das Isostasie - Modell nach Airy :

Im Airy - Modell weisen die Krustenblöcke eine konstante Dichte auf und es werden zur Erzielung des isostatischen Gleichgewichtes unterschiedliche Mächtigkeiten und damit unterschiedliche Eintauchtiefen postuliert.

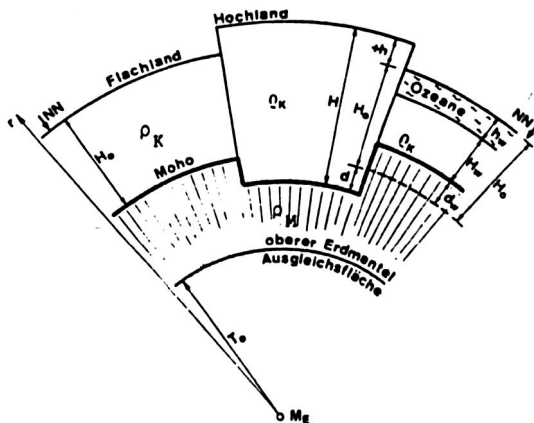


Fig. 20 :

Isostasie - Modell nach Airy

ρ_K = Dichte der Erdkruste

ρ_M = Dichte des Erdmantels

c. Theorie nach Vening Meinesz

Diese Theorie beruht auf dem gleichen Prinzip wie die Theorie von Airy, jedoch besteht eine regionale anstatt lokale Kompensation. Die Erdkruste gibt wie eine elastische Platte unter der Auflast der topographischen Massen nach.

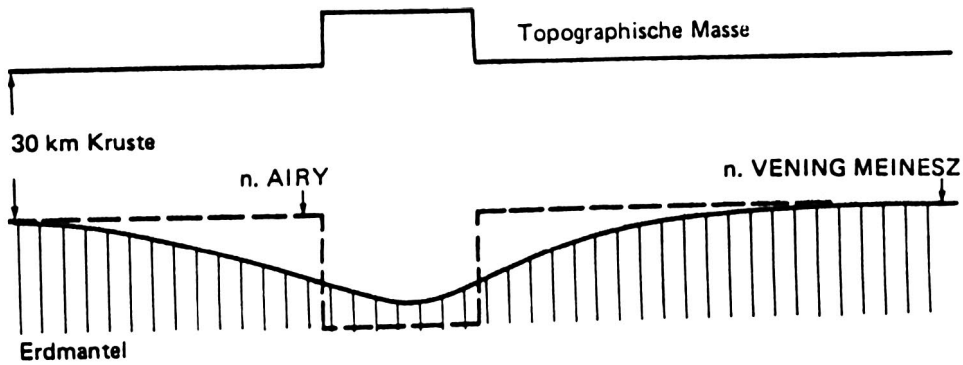


Fig. 21:
Isostasie - Modell nach Vening - Meinesz

Im hier verwendeten Rechenprogramm ISOS wurde das Isostasie -Modell nach Airy verwendet. Diese Modell ist grossräumig gesehen wohl realistisch, beinhaltet jedoch keine elastische Verformung.

Für den kontinentalen Fall gilt (vgl. Fig. 20 und 22) :

$$h(\rho_{\text{Kruste}} - \rho_{\text{Luft}}) = d(\rho_{\text{Mantel}} - \rho_{\text{Kruste}})$$

$$\rightarrow d = h \frac{\rho_{\text{Kruste}}}{\rho_{\text{Mantel}} - \rho_{\text{Kruste}}}$$

$\rho_{\text{Luft}} = 0$
 $h = \text{topographische Höhe}$
 $d = \text{Mächtigkeit der Wurzel}$

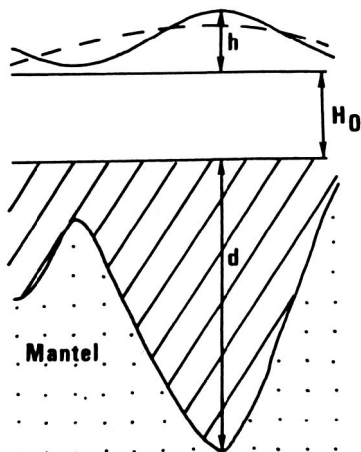


Fig. 22 :
Isostatische Kompensation
 H_0 = mittlere Krustenmächtigkeit
für Flachland.
(Referenzkruste)

Im verwendeten Program ISOS wird nicht die genaue Topographie des Messgebiets zur Bestimmung von d verwendet, sondern eine geglättete Topographie (gestrichelte Linie in Fig. 22), was sicher realistischer an die Moho anzugleichen ist.

Man berechnet für jede Wurzelmächtigkeit d die Schwerewirkung und zieht diese von der Bouguer - Anomalie ab. So erhält man die isostatische Anomalie.

4.2 ABFOLGE DER VERWENDETEN PROGRAMME ZUR BERECHNUNG DER BOUGUER - ANOMALIE, FREILUFTANOMALIE UND ISOSTATISCHEN ANOMALIE

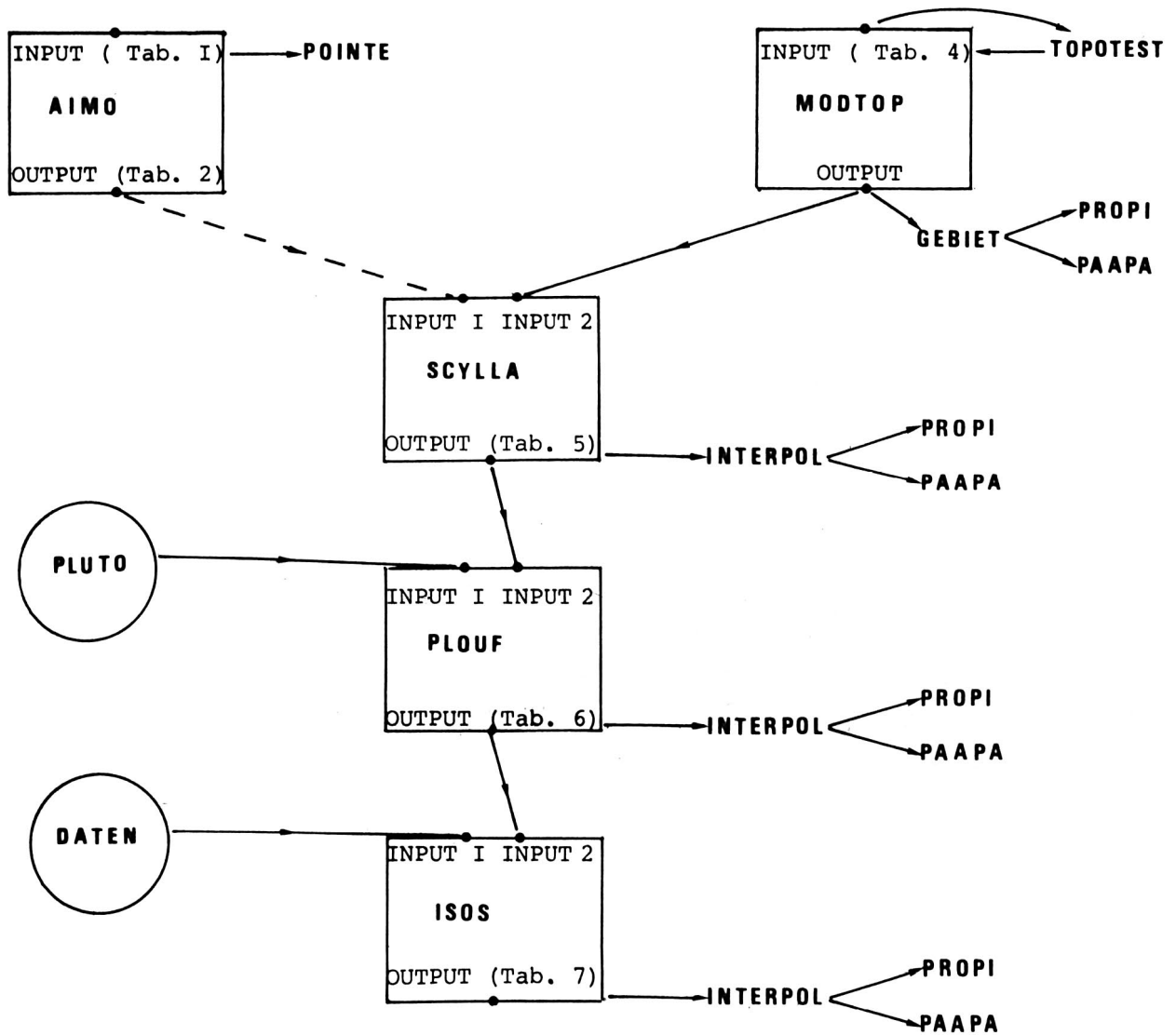


Fig. 23 : Flussdiagramm zur Abfolge der verwendeten Programme, vgl. Legende auf S.34 und 98.

4.3 KURZE BESCHREIBUNG DER VERWENDETEN PROGRAMME

(Eine Liste der Programmautoren befindet sich auf S. 98)

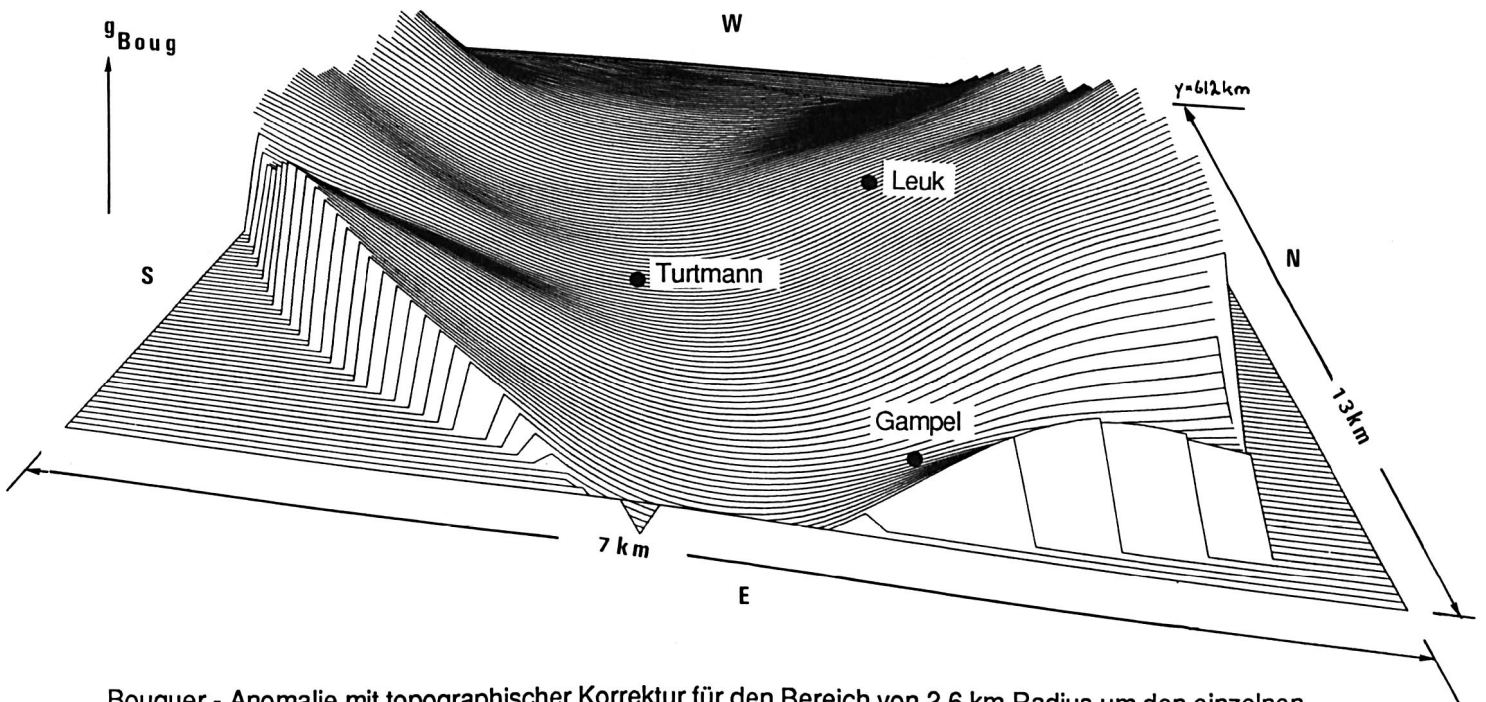
Das Programm AIMO berechnet, ausgehend vom absoluten Schwerewert an der jeweiligen Basisstation, die absoluten Schwerewerte in den einzelnen Messpunkten. Dabei wird die Drift des Gravimeters und die Gezeitenkorrektur berechnet und berücksichtigt.

Das Programm SCYLLA berechnet aus eingegebenen absoluten Schweredaten (← AIMO) und einem interpolierten Gitter von Topographiedaten (← MODTOP) die Bouguer - Anomalie. Für die topographische Korrektur wird dabei nur ein Nahbereich von 2.6 km berücksichtigt und hierfür die exakte Quaderformel verwendet (vgl. S. 22). Die Dichte ρ_{ref} ist im ganzen Messgebiet konstant gesetzt.

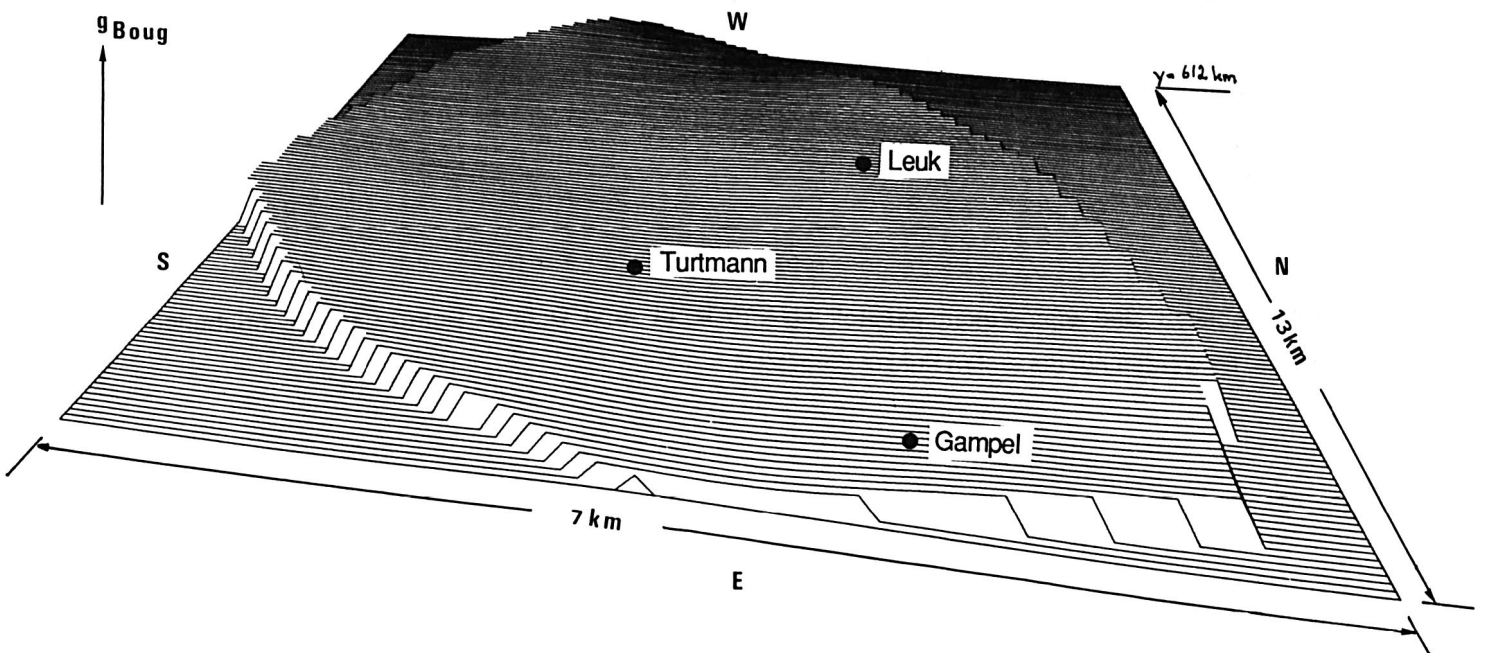
Das Programm PLOUF berücksichtigt für die topographische Korrektur einen Bereich von 166 km Radius. Es benutzt den Output von SCYLLA sowie ein Datenfile mit Topographiedaten (PLUTO) und berechnet daraus eine neue Bouguer - Anomalie.

Nachstehende Figur 24 soll eine qualitative Aussage sein. Sie stellt die Bouguer - Anomalie, welche mit SCYLLA berechnet wurde (topographische Korrektur bis 2.6 km) im Vergleich zur Bouguer - Anomalie aus PLOUF dar (topographische Korrektur bis 166 km). Es ist gut sichtbar, dass die Korrektur für einen Nahbereich von 2.6km nicht ausreicht, um den topographischen Schwereeffekt vollständig zu reduzieren. Der Masstab wurde für beide Abbildungen gleich gewählt.

Fig. 24:



Bouguer - Anomalie mit topographischer Korrektur für den Bereich von 2.6 km Radius um den einzelnen Messpunkt. (Minimum : -188.72 mgal , Maximum : -98.72 mgal), $\rho_{ref} = 2.67 \text{ g/cm}^3$



Bouguer - Anomalie mit topographischer Korrektur bis 166 km Radius. (Minimum : -171.29 mgal , Maximum : -152.74 mgal), $\rho_{ref} = 2.67 \text{ g/cm}^3$.

Es ist gut sichtbar, dass die Korrektur für einen Nahbereich von 2.6 km nicht ausreicht, um den topographischen Schwereeffekt vollständig zu reduzieren.

Das Programm ISOS berechnet die isostatische Anomalie. Als Input dient einerseits die in PLOUF berechnete Bouguer - Anomalie und andererseits ein weiteres Datenfile, welches Daten für eine geglättete Topographie (DATEN) zur Berechnung der Alpen - Wurzeltiefe enthält.

Das Programm TOPOTEST testet die digitalisierte Topographie auf Neigungen, welche grösser sind als ein vorgegebener Grenzwinkel Omega. Die Koordinaten der Zellen, welche eine solche Neigung $>$ Omega aufweisen, werden ausgedruckt und können auf Fehler in der Digitalisation überprüft werden.

Das Programm MODTOP ist ein Interpolationsprogramm. Es transformiert das digitalisierte Topographie - Gitter (10 · 10 Quadrate) in ein Gitter von 20 · 20 Quadraten. Dieses wird als Input für SCYLLA gebraucht.

Das Programm INTERPOL ist ebenfalls ein Interpolationsprogramm. Es berechnet aus den Schweredaten der verstreuten Messpunkte die Schwerewerte an den Eckpunkten eines Gitters über ein Messgebiet.

Das Programm GEBIET schneidet aus dem Output des Interpolationsprogramms MODTOP die Daten für ein zur Weiterverarbeitung gewünschtes Gebiet heraus.

PROPI und PAAPA sind beides Zeichnungsprogramme. PROPI zeichnet räumliche Darstellungen aus gewünschter Perspektive, PAAPA zeichnet Isolinien - Karten.

Mit dem Programm POINTE lassen sich die Messpunkte auf einer Karte in gewünschtem Masstab darstellen.

Folgende Tabellen sind eine Zusammenstellung von Input- und Output- Daten der beschriebenen Programme. Es werden nur die ersten Punkte dargestellt.

Tabelle 1 :
Input für AIMO

STA	ABS [mgal]	DATUM	ZEIT	ABL	ST [mm]	LÄNGE [° / ']	BREITE [° / ']	HÖHE [m.ü.Meer]	GE ZY
1000 1	423.58	06 08 85	09.35	150.378	80	7.44	46.19	636	8601
1000 2	423.58	06 08 85	16.45	150.371	80	7.44	46.19	636	8601
1001		06 08 85	11.00	155.297	80	7.42	46.17	627	8601
1002		06 08 85	11.15	156.883	80	7.40	46.18	626	8601
1003		06 08 85	11.51	166.006	80	7.39	46.19	624	8601
1004		06 08 85	12.30	171.165	80	7.37	46.19	604	8601
1005		06 08 85	14.22	88.464	200	7.40	46.19	1139	8601
1006		06 08 85	16.09	76.284	80	7.43	46.18	1138	8601
1000 1	423.58	07 08 85	09.05	150.411	80	7.44	46.19	636	8602
1000 2	423.58	07 08 85	18.30	150.528	80	7.44	46.19	636	8602
1007		07 08 85	09.30	148.809	80	7.46	46.19	630	8602
1008		07 08 85	10.05	147.613	80	7.45	46.18	631	8602
1009		07 08 85	10.20	145.547	200	7.46	46.18	646	8602
1010		07 08 85	11.10	134.740	130	7.45	46.18	731	8602
1011		07 08 85	11.55	145.348	80	7.45	46.18	667	8602
1012		07 08 85	12.50	155.641	80	7.42	46.19	625	8602
1013		07 08 85	13.20	156.254	60	7.42	46.18	624	8602
1014		07 08 85	14.50	148.505	380	7.43	46.19	660	8602
1015		07 08 85	15.10	154.050	20	7.43	46.19	627	8602
1016		07 08 85	15.30	152.412	80	7.44	46.19	625	8602
1017		07 08 85	16.17	134.150	150	7.44	46.19	735	8602
1019		07 08 85	18.00	134.230	310	7.44	46.19	732	8602

STA = Stationsnummer

ABS = Absoluter Schwerewert an der Basis - Station (+ 980000 mgal)

ABL = Ablesewert

Skalenfaktor für das verwendete D 86 Gravimeter :

1 Skaleneinheit * 1.1609 = 1mgal

ST = Stativhöhe (Oberkante des Stativtellers)

GE = Gerät - Nr.

ZY = Zyklus - Nr.

Tabelle 2 :

Output von AIMO

VALEURS DES STATIONS , RELATIVES A LA BASE NO 1000

STA	ABS [mgal]
1001	429.2923
1002	431.1349
1003	441.7305
1004	447.7257
1005	351.7673
1006	337.5812

VALEURS DES STATIONS , RELATIVES A LA BASE NO 1000

1007	421.7116
1008	420.3124
1009	417.9470
1010	405.3679
1011	417.6595
1012	429.6015
1013	430.3034
1014	421.3938
1015	427.7161
1016	425.8288
1017	404.6379
1019	404.7431

STA = Stationsnummer

ABS = Absoluter Schwerewert im Messpunkt (+ 980000 mgal)

Tabelle 3 :
Input 1 für SCYLLA

STA	LÄNGE [m]	BREITE [m]	HÖHE [m]	ABS [mgal]	TOP [mgal]
1000	623347	129415	636.05	423.58	0.00
1001	620400	127900	627.52	429.292	0.00
1002	617450	127170	625.66	431.135	0.00
1003	615680	128945	623.76	441.730	0.00
1004	613100	128525	603.65	447.726	0.02
1005	617128	129840	1138.62	351.767	0.10
1006	621808	127154	1138.1	337.581	0.03
1007	624616	129076	630.20	421.712	0.00
1008	624034	128396	630.91	420.312	0.00
1009	624908	128416	646.50	417.947	0.08
1010	623397	128086	730.80	405.368	0.08
1011	622706	127961	667.03	417.659	0.04
1012	620635	128751	625.41	429.601	0.06
1013	620212	128453	624.00	430.303	0.02
1014	621150	129180	660.00	421.394	0.36
1015	621416	128732	626.96	427.716	0.26
1016	622236	129099	625.23	425.829	0.00
1017	622150	129398	735.00	404.638	0.12
1018	622903	128789	626.57	425.125	0.00
1019	622957	129502	731.63	404.743	0.22

STA = Stationsnummer

ABS = Absoluter Schwerewert im Messpunkt (+ 980000 mgal)

TOP = Nahttopoeffekt für einen Radius von 20m.

Tabelle 4 :

Digitalisierte Topographie = Input für MODTOP

LANGE		BREITE							
[km]		[km]							
610.	134.★	0	0	.					1010
2370.	2370.	2390.	2420.	2450.	2455.	2455.	2420.	2460.	2530.
2370.	2365.	2380.	2410.	2420.	2400.	2390.	2410.	2440.	2520.
2330.	2330.	2350.	2360.	2375.	2370.	2400.	2410.	2460.	2520.
2315.	2340.	2385.	2400.	2410.	2420.	2430.	2420.	2500.	2540.
2320.	2330.	2350.	2350.	2360.	2380.	2380.	2390.	2420.	2460.
2270.	2275.	2300.	2340.	2340.	2320.	2320.	2340.	2360.	2390.
2240.	2250.	2270.	2300.	2280.	2270.	2280.	2310.	2340.	2340.
2195.	2220.	2240.	2270.	2260.	2240.	2260.	2290.	2310.	2320.
2170.	2190.	2220.	2250.	2250.	2240.	2260.	2280.	2290.	2295.
2130.	2150.	2170.	2210.	2240.	2260.	2230.	2240.	2260.	2290.
610.	133.	.	.	.					1010
2110.	2130.	2160.	2200.	2240.	2270.	2235.	2240.	2260.	2270.
2090.	2110.	2140.	2180.	2230.	2240.	2235.	2230.	2240.	2245.
2070.	2120.	2180.	2190.	2230.	2240.	2230.	2210.	2200.	2210.
2070.	2150.	2170.	2180.	2210.	2220.	2190.	2190.	2180.	2180.
2080.	2120.	2150.	2170.	2180.	2180.	2170.	2170.	2160.	2160.
2050.	2080.	2120.	2140.	2160.	2160.	2160.	2160.	2160.	2140.
2000.	2040.	2080.	2110.	2140.	2150.	2150.	2140.	2140.	2120.
1940.	1980.	2020.	2040.	2080.	2100.	2100.	2100.	2100.	2060.
1870.	1900.	1950.	1970.	2000.	2020.	2040.	2040.	1930.	1910.
1820.	1830.	1860.	1890.	1910.	1920.	1900.	1880.	1860.	1840.

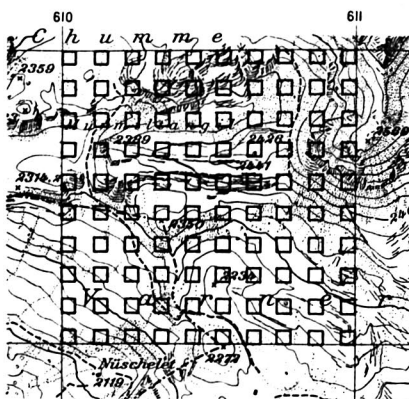


Fig. 25 :

Digitalisations - Raster für eine
Karte im Masstab 1 : 25000 .

Zur Digitalisation der Topographie wurde
nebenstehendes Raster verwendet.★ stellt die
Koordinaten der linken oberen Ecke des
Quadrates dar. Für jedes Teilquadrat wurde die
mittlere Höhe herausgesucht. (vgl. oben)

Tabelle 5 :

Output von SCYLLA

STA	LÄNGE [m]	BREITE [m]	HÖHE [m]	ABS [mgal]	BOUG [mgal]	FREI [mgal]	FAY [mgal]	TOPKOR [mgal]
1000	623347.	129415.	636.05	423.580	-134.041	-128.489	-121.781	6.709
1001	620400.	127900.	627.52	429.292	-182.362	-124.182	-120.823	3.359
1002	617450.	127170.	625.66	431.135	-178.509	-122.321	-117.127	5.194
1003	615680.	128945.	623.76	441.730	-170.971	-113.751	-109.751	4.000
1004	613100.	128525.	603.65	447.726	-171.064	-113.621	-111.557	2.064
1005	617126.	129840.	1138.62	351.767	-136.481	-45.553	-36.720	8.833
1006	621800.	127154.	1138.10	337.581	-145.962	-57.723	-46.236	11.487
1007	624616.	129076.	630.20	421.712	-188.720	-131.888	-126.954	4.933
1008	624034.	128396.	630.91	420.312	-186.353	-132.518	-124.527	7.991
1009	624906.	128416.	646.50	417.947	-184.553	-130.088	-121.414	8.674
1010	623397.	128086.	730.80	405.368	-176.792	-116.384	-106.725	9.659
1011	622706.	127961.	667.03	417.659	-178.390	-123.672	-113.538	10.134
1012	620635.	128751.	625.41	429.601	-181.395	-125.214	-120.034	5.180
1013	620212.	128453.	624.00	430.303	-182.575	-124.705	-121.334	3.371
1014	621150.	129180.	660.00	421.394	-175.608	-123.094	-111.341	11.753
1015	621416.	128732.	626.96	427.716	-183.232	-126.605	-121.740	4.856
1016	622236.	129099.	625.23	425.829	-183.579	-129.323	-122.234	7.089
1017	622150.	129398.	735.00	404.638	-175.107	-116.881	-104.703	12.179
1018	622903.	128789.	626.57	425.125	-186.692	-129.362	-125.233	4.129
1019	622957.	129502.	731.63	404.743	-176.748	-117.901	-106.614	11.287

STA = Stationsnummer

ABS = Absoluter Schwerewert in der Messtation (+980000 mgal)

BOUG = Bouguer - Anomalie

FREI = Freiluft - Anomalie

FAY = Faye - Anomalie (= Freiluft - Anomalie + Topokorrektur)

TOPKOR = Topographische Korrektur für einen Radius um den Messpunkt von 2.6 km.

Tabelle 6 :

Output von PLOUF

STA	LÄNGE [m]	BREITE [m]	HÖHE [m]	ABS [mgal]	NT [mgal]	FT [mgal]	TO [mgal]	FREI [mgal]	FAY [mgal]	BOUG-T [mgal]	BOUG [mgal]
1001	623347.	129415.	630.05	423.580	6.709	29.100	35.309	-128.734	-92.925	-201.752	-165.943
1001	620400.	127900.	627.52	429.292	3.359	27.432	30.791	-124.431	-93.640	-196.472	-165.691
1002	617450.	127170.	625.66	431.135	5.194	29.554	34.748	-122.575	-97.827	-194.403	-159.655
1003	615680.	128945.	625.76	441.730	4.000	24.161	23.161	-114.008	-95.847	-185.618	-157.457
1004	613100.	128525.	605.65	447.726	2.064	22.678	24.742	-113.875	-99.133	-183.180	-158.438
1005	617128.	129840.	1133.62	351.767	8.833	13.043	21.976	-46.145	-24.269	-176.656	-154.780
1006	621303.	127154.	1133.10	337.531	11.487	14.522	26.009	-58.312	-32.304	-189.764	-162.755
1007	624610.	129076.	630.20	421.712	4.933	29.300	33.233	-132.133	-98.900	-204.480	-171.248
1008	624034.	128396.	630.91	420.312	7.991	27.864	35.555	-132.758	-96.903	-205.187	-169.333
1009	624903.	129416.	640.50	417.947	3.674	26.307	34.981	-130.337	-95.355	-204.552	-169.571
1010	623397.	128086.	730.80	405.368	9.659	24.180	33.939	-116.698	-82.859	-200.569	-166.730
1011	622700.	127961.	667.03	417.659	10.134	25.995	36.129	-123.941	-87.812	-200.509	-164.379
1012	620635.	128751.	625.41	429.601	5.180	26.913	32.093	-125.464	-93.371	-197.262	-165.169
1013	620212.	123453.	624.00	430.303	7.371	27.027	30.398	-124.955	-94.557	-196.593	-166.194
1014	621150.	129180.	660.00	421.394	11.753	26.698	39.451	-123.363	-84.912	-199.125	-160.674
1015	621410.	128732.	620.90	427.716	4.364	27.262	32.126	-126.856	-94.730	-198.833	-166.706
1016	622230.	129099.	625.23	425.929	7.039	28.687	35.776	-129.576	-93.801	-201.355	-165.579
1017	622150.	129393.	735.00	404.638	12.179	25.091	37.270	-117.202	-79.932	-201.554	-164.284
1018	622905.	128739.	620.57	425.125	4.129	27.407	31.626	-129.612	-97.986	-201.544	-169.918
1019	622957.	129502.	731.63	404.743	11.237	25.247	36.534	-118.210	-81.676	-202.176	-165.642

STA = Stationsnummer

ABS = Absoluter Schwerwert (+ 980000 mgal)

NT = Topographische Korrektur für einen Radius von 2.6 km

FT = Topographische Korrektur für eine Entfernung zwischen 2.6 und 166 km

TO = gesamte topographische Korrektur

FREI = Freiluftanomalie

FAYE = Faye - Anomalie

BOUG - T = Bouguer - Anomalie ohne topographische Korrektur

BOUG = Bouguer - Anomalie

Tabelle 7 :

Output von ISOS

STA	LÄNGE [m]	BREITE [m]	HÖHE [m]	BOUG [mgal]	ISA [mgal]
1000	623347.	129415.	635.05	-165.94	-27.15
1001	620400.	127900.	627.52	-165.63	-26.82
1002	617450.	127170.	625.66	-159.66	-21.10
1003	615630.	128945.	623.76	-157.46	-19.98
1004	613100.	123525.	613.65	-158.44	-21.42
1005	617123.	129840.	1133.62	-154.73	-18.20
1006	621808.	127154.	1133.10	-162.76	-24.31
1007	624616.	129076.	630.20	-171.25	-32.16
1008	624034.	128396.	630.91	-169.33	-30.09
1009	624908.	128416.	646.50	-169.57	-30.27
1010	623397.	123036.	730.30	-166.73	-27.66
1011	622706.	127961.	667.03	-164.33	-25.26
1012	620635.	128751.	625.41	-165.17	-26.58
1013	620212.	123453.	624.00	-166.19	-27.56
1014	621150.	129180.	660.00	-160.67	-22.21
1015	621416.	128732.	626.96	-166.71	-27.98
1016	622236.	129099.	625.23	-165.58	-26.84
1017	622150.	129398.	735.00	-164.28	-25.85
1018	622903.	123789.	625.57	-169.92	-30.96
1019	622957.	129502.	731.63	-165.64	-27.11

STA = Stationsnummer

BOUG = Bouguer - Anomalie

ISA = Isostatische Anomalie nach dem Modell von Airy

ERGEBNISSE DER GRAVIMETRISCHEN AUSWERTUNG

5.1 DIE BOUGUER - ANOMALIEN

Aus der Schwerekarte der Schweiz (vgl. S 64) erwartet man für das Messgebiet Turtmann Bouguer - Werte zwischen -150 und -170mgal, was die folgende Abbildung (Fig. 26) der durch die oben beschriebene Auswertung berechneten Bouguer- Anomalien im Messgebiet Turtmann bestätigt. Die Referenzdichte ρ_{ref} wurde konstant 2.67 g/cm^3 gesetzt. Dieser Dichtewert gilt als Mittel für die obere Kruste (topographische Auflast). Gut sichtbar ist die Wirkung des Sedimenttroges der Rhone. Man bemerkt, dass die Rhone im Westen am N- Rand, im Osten am S-Rand ihres eigentlichen Troges fließt. Ebenfalls ist der Verlauf des Lötschen - und Turtmanntales erkennbar, was auf eine für diese Gebiete noch falsch gewählte Dichte schliessen lässt. Die Ausbuchtungen der Isolinien im SW verweisen auf die Existenz von Gesteinen mit ungleich grosser Dichte, auf den Pontiskalk.

In Figur 27 wurden die Messtationen in die Bouguer - Karte eingezeichnet, was ein Kontrolle für die Aussagekraft der Auswertungen sein soll.

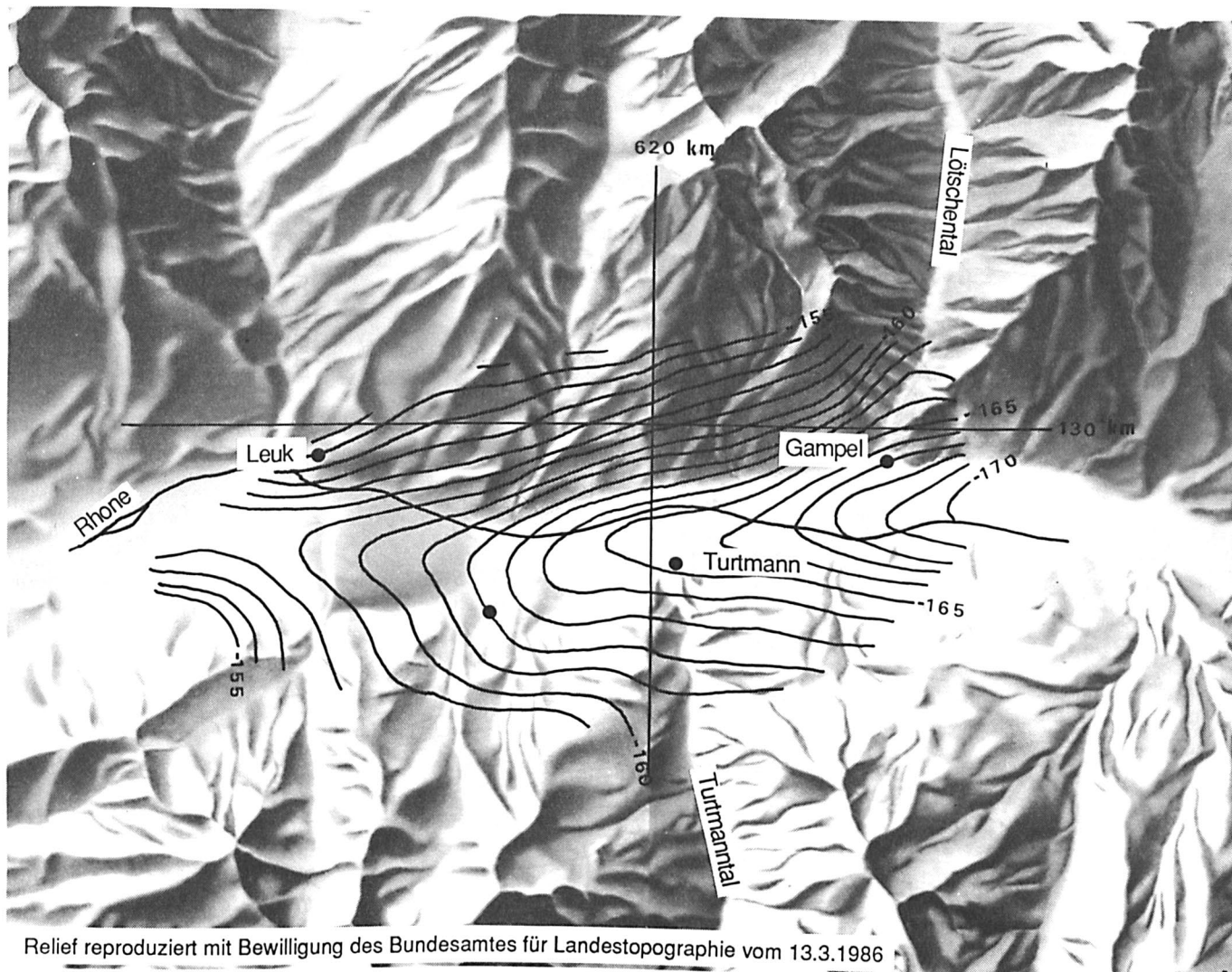


Fig. 26 :

Isolinienkarte der Bouguer - Anomalien [Einheit : $\text{mgal} = 10^{-5} \text{ms}^{-2}$] für $\rho_{\text{ref}} = 2.67 \text{ g/cm}^3$

Isolinien - Abstand : 1 mgal

Die Schwerewirkung der Rhone - Sedimente ist an den beinahe parallel zum Tal verlaufenden Isolinien gut sichtbar.

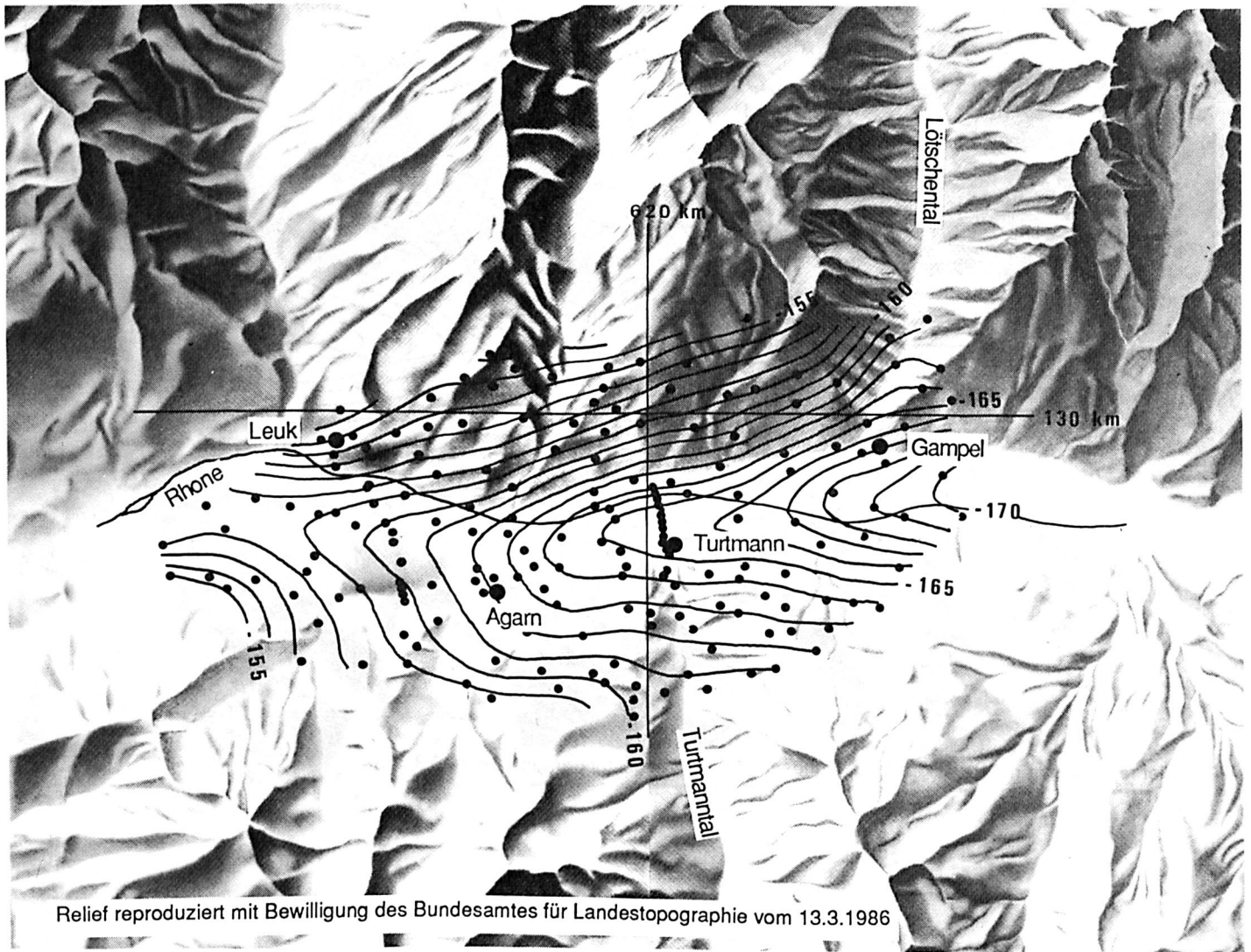


Fig. 27 :

Bouguer - Anomalien [Einheit : $\text{mgal} = 10^{-5} \text{ms}^{-2}$] für $\rho_{\text{ref}} = 2.67 \text{g/cm}^3$ mit sämtlichen Messtationen, was eine Kontrolle für die Aussagekraft der Auswertungen sein soll.

5.2 DIE FREILUFT - ANOMALIEN

Die Freiluft - Anomalie enthält keine massenbedingten Reduktionen. Die fehlende topographische Reduktion bewirkt, dass die Freiluft - Anomalie - Isolinien mit ihren Ausbuchtungen immer gut die topographischen Verhältnisse aufzeigen. Man vergleiche mit der nächsten Figur 28 : Rhonetal sowie Lötschen - und Turtmantal sind gut zu sehen, ebenso der Pfyf - Schuttfächer.

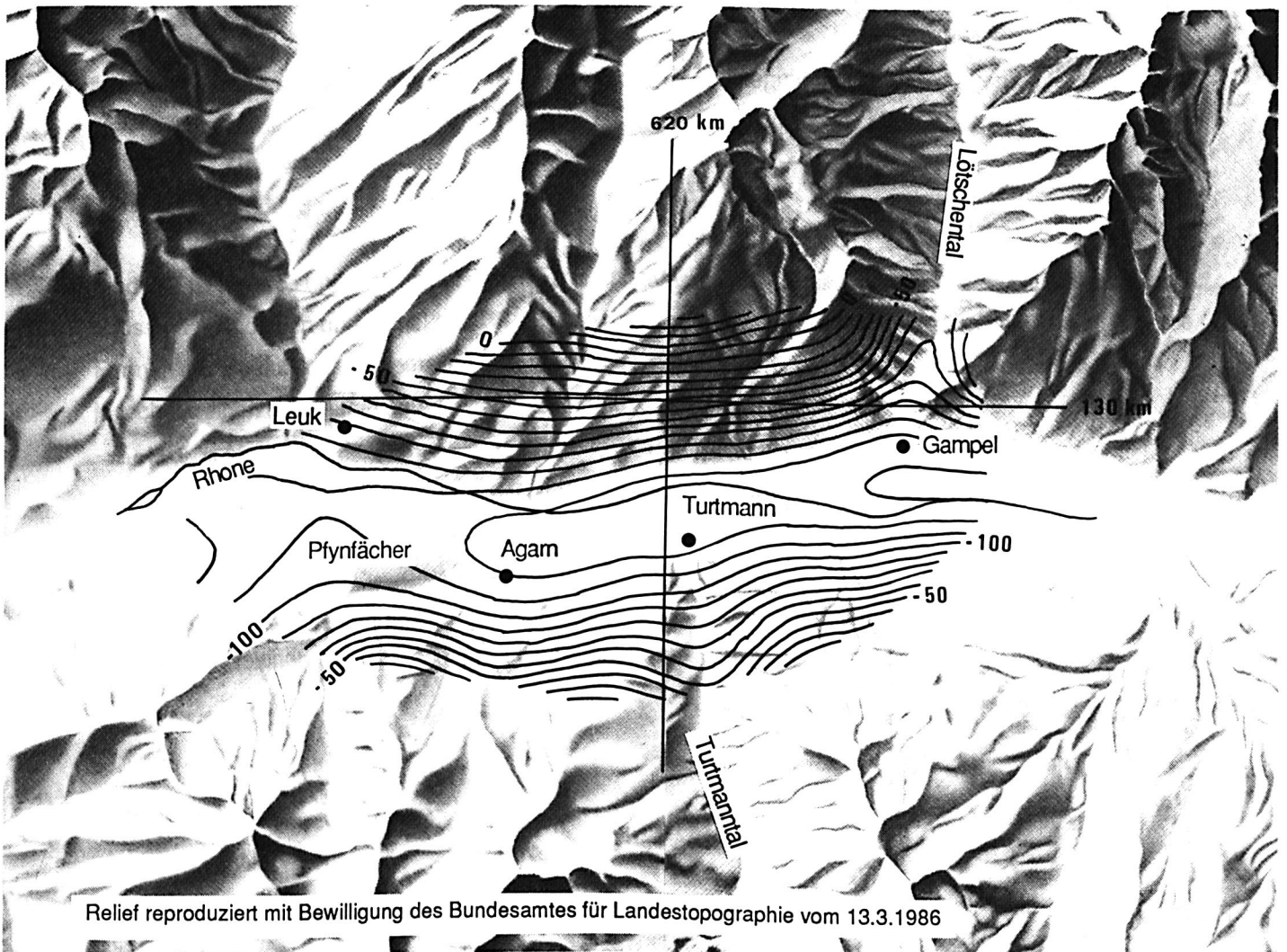


Fig. 28 :

Isolinienkarte der Freiluft - Anomalien [Einheit : $\text{mgal} = 10^{-5} \text{ms}^{-2}$]

Isolinien - Abstand : 10 mgal

5.3 DIE ISOSTATISCHEN ANOMALIEN

Zunächst basiert die isostatische Anomalie auf der Annahme einer mittleren Krustenmächtigkeit. Für die Schweiz beträgt diese Referenzkrustenmächtigkeit $H_0 = 32\text{km}$ (vgl. Karte der isostatischen Anomalie der Schweiz, E. Klingelé). Änderungen an H_0 bewirken nicht bloss eine konstante Änderung der Werte der isostatischen Anomalie. Auch die Form der isostatischen Anomalie verändert sich je nach Annahme der Krustenmächtigkeit (H_0). (vgl. auch H. W. Oliver, workshop-report IAG - SSG 5.97, 1985, S.26 und 55)^{*17}

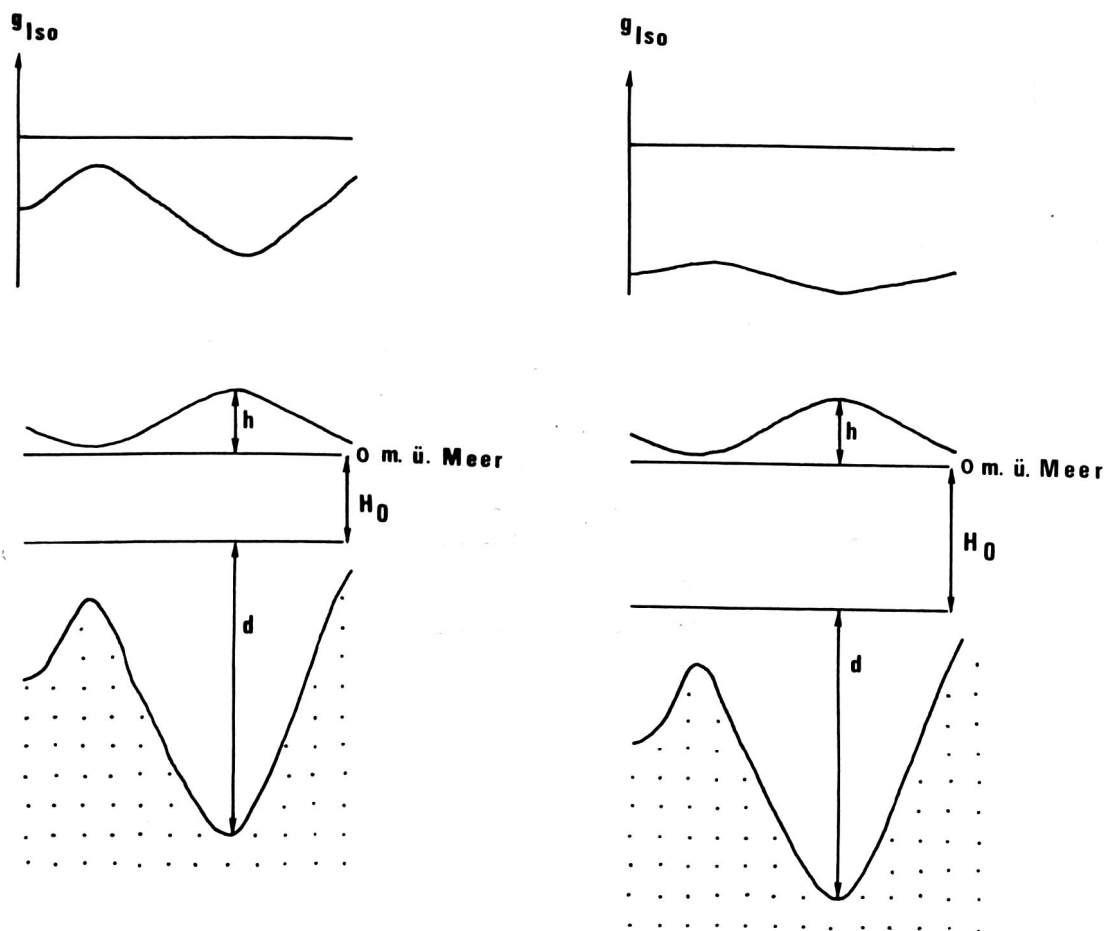


Fig. 29 :

Variation der Form der isostatischen Anomalie mit der Krustenmächtigkeit H_0 .

Die mittlere Mohotiefe liegt gemäss seismischen Daten im Messgebiet Turtmann bei 44km.

(Refraktionsseismische Profile : ALP 75, interpretiert von Egloff 1975 und SUDALP 77, interpretiert von Deichmann 1982. Aus : Diss. H. Schwendener)^{*18}.

Es lässt sich die folgende Abschätzung zur Bestimmung der Krustenmächtigkeit bei Turtmann durchführen:

$$h \text{ (mittlere Höhe ü. Meer im Messgebiet)} \approx 1500\text{m}$$

$$\Delta\rho = \rho_{\text{Mantel}} - \rho_{\text{Kruste}} \approx 0.5 \text{ g/cm}^3$$

$$d = h \frac{\rho_{\text{Kruste}}}{\rho_{\text{Mantel}} - \rho_{\text{Kruste}}} \approx 8000\text{m}$$

$$d_{\text{Moho}} = d + h \approx 44000\text{m} - 8000\text{m} - 1500\text{m} = 34500\text{m} \approx H_0$$

In dieser Arbeit wurden vier Modelle mit unterschiedlicher Krustenmächtigkeit verglichen.

$$\text{Modell 1 : } H_0 = 45 \text{ km}$$

$$\text{Modell 2 : } H_0 = 32 \text{ km}$$

$$\text{Modell 3 : } H_0 = 21 \text{ km}$$

$$\text{Modell 4 : } H_0 = 15 \text{ km}$$

Modell 2 ist nach obiger Abschätzung (und nach Referenzkrustenmächtigkeit) das realistischste. Die Grösse der Anomlien unterscheidet sich von den anderen Modellen um -20 bis +30 mgal (vgl. Fig. 30). Die Formen der isostatischen Anomalien aller vier Modelle erscheinen auf den ersten Blick identisch. Es gilt jedoch für einen N-S - Gradienten mit $y=620\text{km}$ und x zwischen 129km und 130km :

$$\text{Modell 1 : } dg_{\text{ISO}}/dx = 4 \text{ mgal/km}$$

$$\text{Modell 2 : } dg_{\text{ISO}}/dx = 3.7 \text{ mgal/km}$$

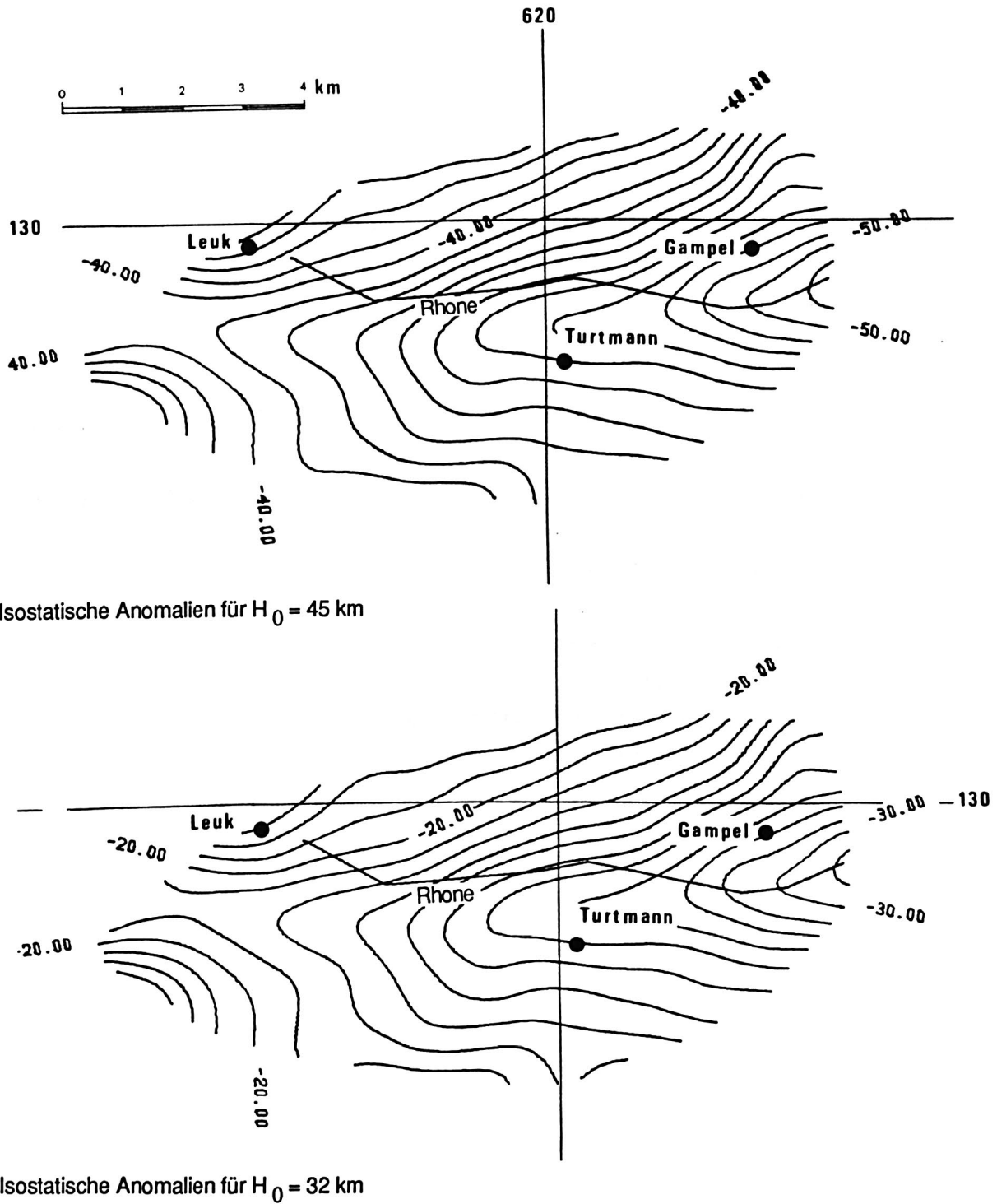
$$\text{Modell 3 : } dg_{\text{ISO}}/dx = 3.5 \text{ mgal/km}$$

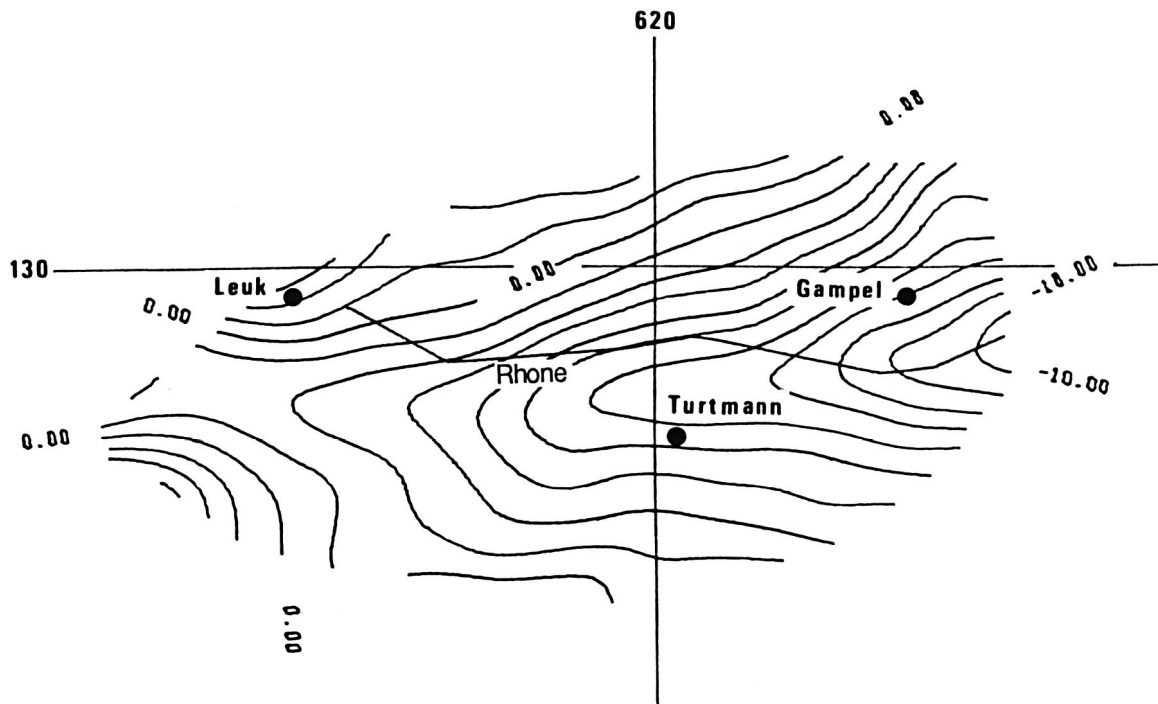
$$\text{Modell 4 : } dg_{\text{ISO}}/dx = 3.2 \text{ mgal/km}$$

Dies bedeutet, dass die isostatische Anomalie (z.B. in Bezug auf Hebungsraten) nur relativ, für benachbarte Gebiete mit gleicher Krustenmächtigkeit interpretiert werden darf. (vgl. auch Diss. E. Kissling)^{*19}.

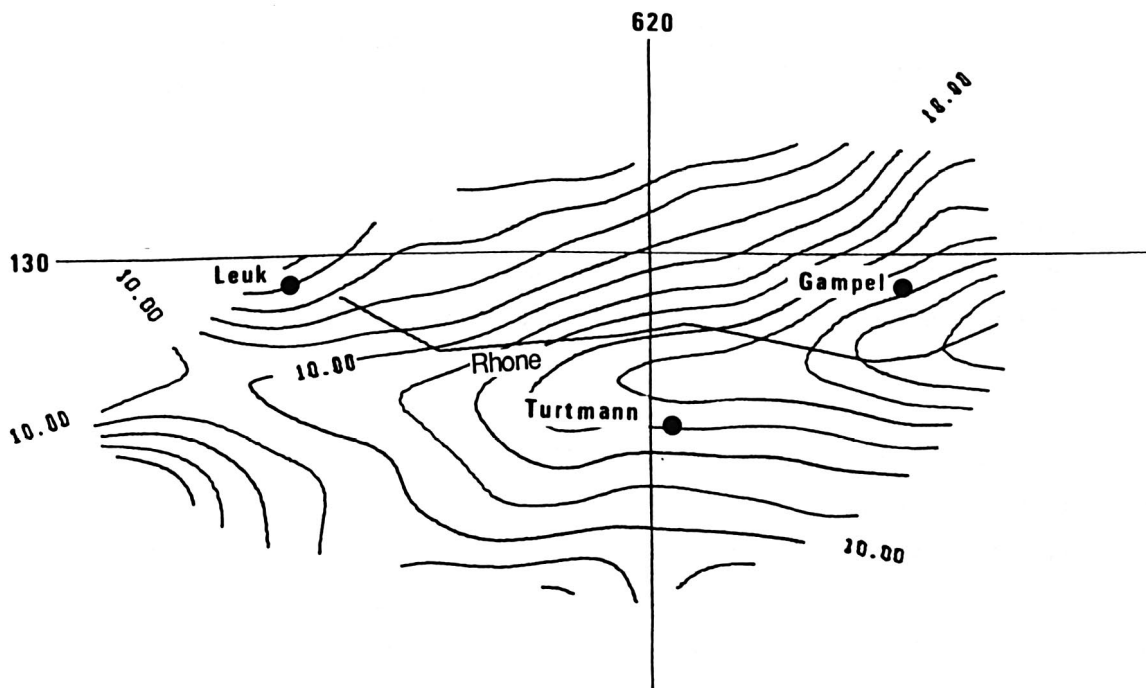
Fig. 30 :

Isostatische Anomalien für verschiedene Krustenmächtigkeiten H_0 . $\Delta \rho = \rho_{\text{Mantel}} - \rho_{\text{Kruste}} = 0.5 \text{ g/cm}^3$
 Isolinien - Abstand : 1 mgal





Isostatische Anomalien für $H_0 = 21$ km



Isostatische Anomalien für $H_0 = 15$ km

EIN ERSTES MODELL FÜR DIE TALFÜLLUNG

Dieses Kapitel soll einen Überblick zur Quartärgeologie des Rhonetrog geben und anhand eines ersten Beispiels eine Einleitung zur verwendeten Modellierungsmethode.

6.1 QUARTÄRGEOLOGIE DES RHONETROGES

Bisher existierten nur wenige Angaben über Form und Quartärinhalt des Rhonetrog bei Turtmann. Der Rhonetrog wurde durch glaziale Erosion geformt. Er sollte also im Querschnitt eine flache U - Form haben, was in einer Modellrechnung angenähert als Rechteck dargestellt werden könnte.

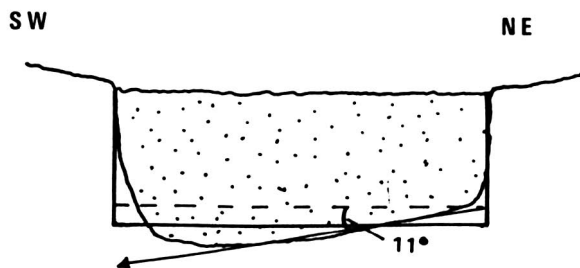


Fig. 31:
Der Querschnitt eines glazialen U - Troges entspricht annäherungsweise einem Rechteck.
← Einfallen regionaler Faltenachsen

Das Aarmassiv fällt mit einer Neigung von etwa 11° gegen SW ein. Dies ist erkennbar an dem Einfallen regionaler Faltenachsen von Grosstrukturen im Aarmassiv (nach M. Burkhard, persönliche Mitteilung)*⁵. Vermutlich hat die Lage der Gesteinsschichten die Erosion des Rhonetroges beeinflusst, sodass dieser im Süden etwas tiefer ist als im Norden.

Die Quartärfüllung des Troges besteht hauptsächlich aus Alluvium und Schuttfächerablagerung. Möglicherweise wurde am Grund des Troges auch Moränenmaterial der sich zurückziehenden Gletscher abgelagert. J.-J. Wagner*¹⁰ weist in seiner Dissertation über die " Erarbeitung einer Bouguer - Karte für das Rhonetal bei St. Maurice " darauf hin, dass die Sedimente ab einer gewissen Tiefe stark kompaktiert sein dürften. Es existieren Bohrungen bei Leuk, welche jedoch nur bis 60 m Tiefe reichen. Daraus sind Oberflächendichten zwischen 1.9 und 2.2 g/cm^3 bekannt (Mündliche Mitteilung Büro Schmid, VS).

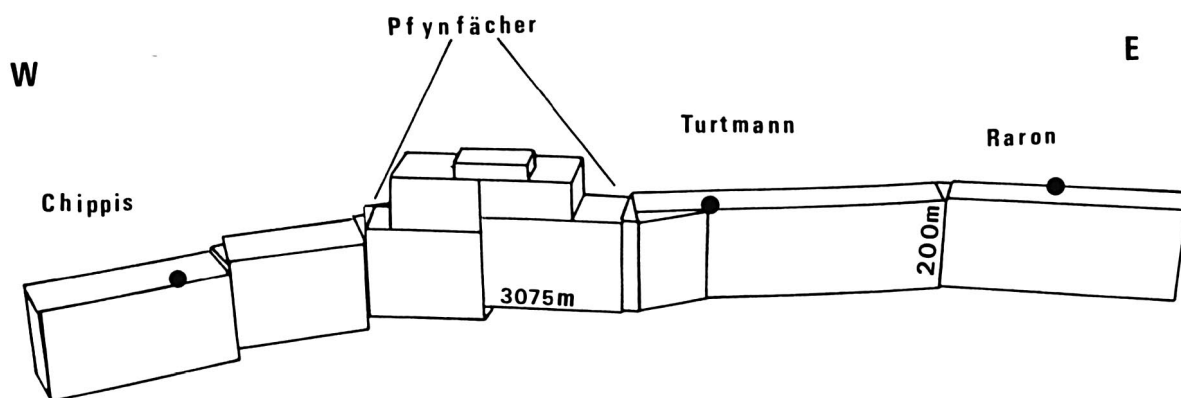
Wagner^{*10} benutzt für seine Berechnungen Dichtewerte nach der folgenden Tabelle :

	Dichte [g/cm ³]
Kieshaltige Moräne	2.0 - 2.3
Grundmoräne (kompakt)	2.2 - 2.5
Fluvioglaziale Sedimente	1.9 - 2.2
Glazial - limnische Sedimente	1.7 - 2.0
Schuttfächer	1.8 - 2.1
Alluvionen	1.8 - 2.1

In den folgenden Modellrechnungen für das Gebiet Turtmann wurden Sedimentdichten zwischen 1.95 und 2.28 g/cm³ verwendet.

6.2 BESCHREIBUNG DER MODELLIERUNGSMETHODE

Zur Modellierung des Rhonetroges wurde das Programm LOBOS von B. Wirth verwendet. Dieses Programm kann die Schwerewirkung von Rechtecks - und Dreiecksprismen in beliebiger Lage berechnen. Es wurde versucht, einen Rhonetrog durch Prismen mit variabler Tiefenerstreckung zu formen.



Figur 32 : Qualitative Darstellung des Rhonetroges mit rechteckigem Querschnitt, Überhöhung : 10 fach

6.2.1 ERSTE MODELLRECHNUNG MIT LOBOS

6.2.1.1 DER GRUNDRISS DES PRISMENKÖRPERS

Um eine gute Annäherung an die Umriss des Rhonetoges zu erhalten, wurde das Rhonetal auf einer LK 1:25000 möglichst optimal in Rechtecke und Dreiecke unterteilt, was als Grundriss für die in LOBOS benötigten Rechtecks - und Dreiecksprismen dient. Vergleiche Figur 33.

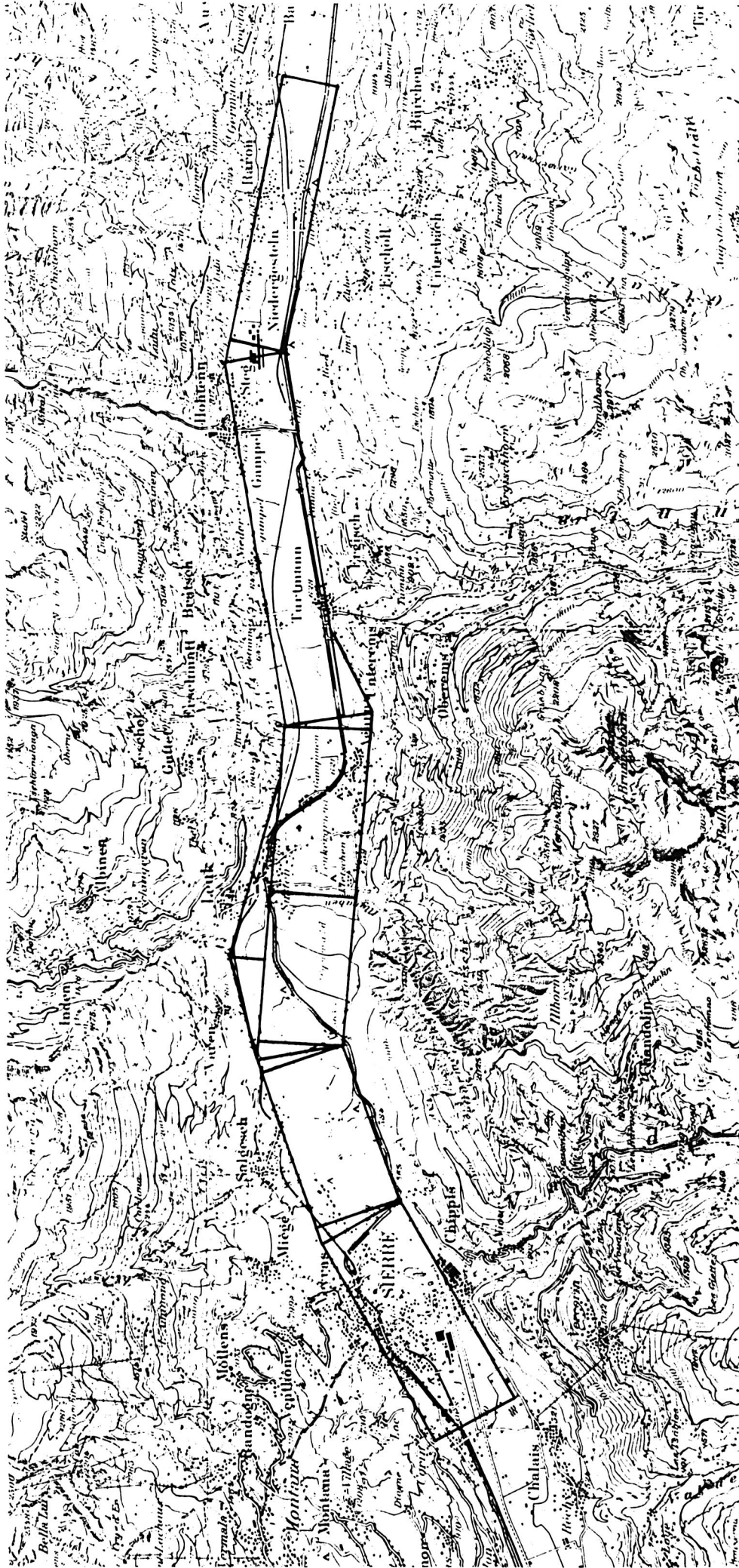


Fig. 33:

Grundriss für eine Modellierung des Rhonetoges aus Rechtecks- und Dreiecksprismen

Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 28.8.1986

6.2.1.2 ABFOLGE DER VERWENDETEN PROGRAMME

Folgende Figur 34 zeigt die Abfolge der verwendeten Programme zur Berechnung der Residual - Anomalien nach Abzug eines aus Dreiecks- und Rechtecksprismen bestehenden Rhonetrog - Sediment - Modells.

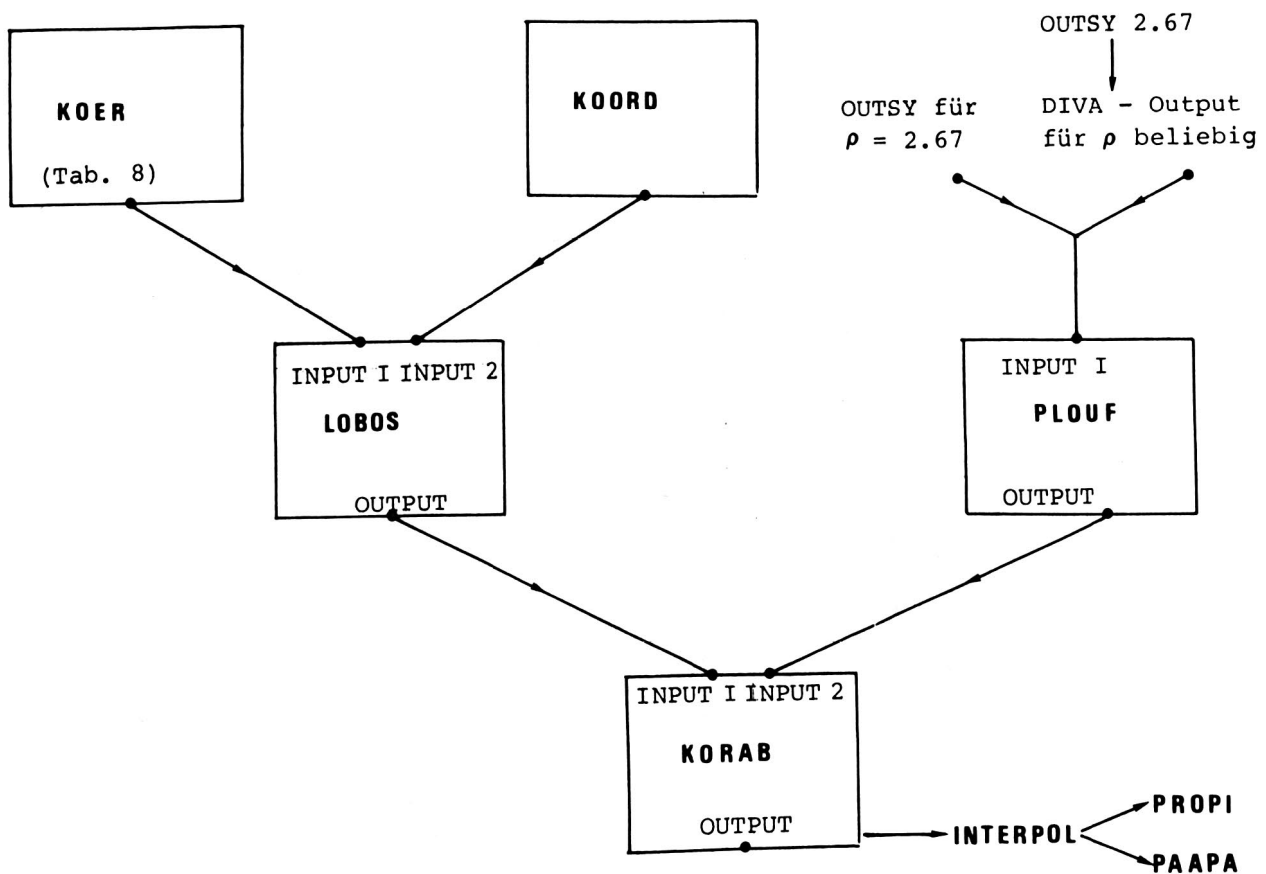


Fig. 34 : Flussdiagramm zur Berechnung der Residual - Anomalien (Bouguer); Beschreibung der Programme s. nächstes Kapitel.

6.2.1.3 KURZE BESCHREIBUNG DER VERWENDETEN PROGRAMME

Der Datensatz KOER ist ein erster Input für LOBOS. Er beschreibt Grösse und Lage der Prismen aus welchen der gewünschte Körper zusammengesetzt ist. Dazu werden gebraucht (vgl. Fig. 35) :

- x -, y - Koordinaten und Höhe H über Meer eines Eckpunktes von jedem Prisma
- AX , AY , AZ beschreiben die Ausdehnung des Prismas in x -, y - bzw. z - Richtung
- α , β , γ beschreiben die Lage des Prismas im Raum
- $\Delta \rho$ ist der Dichtekontrast zwischen Prisma und umgebendem Gestein

Ausserdem muss angegeben werden, ob es sich um ein Dreiecksprisma oder um ein Rechtecksprisma handelt (Vergleiche mit Tabelle 8).

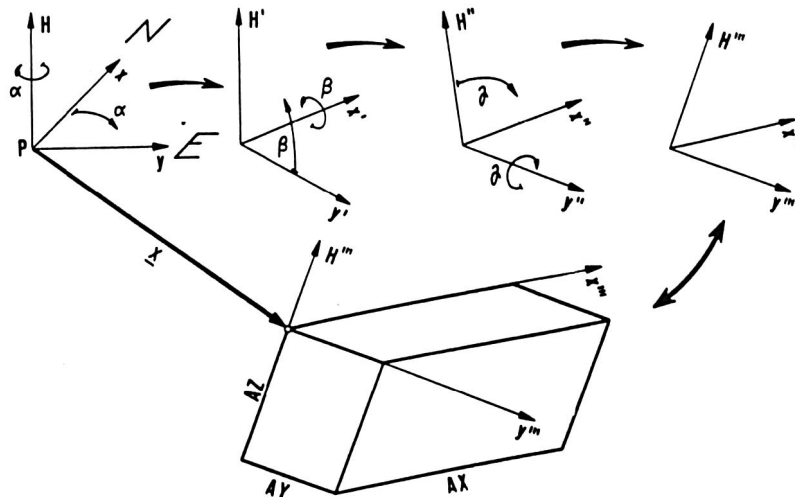


Fig. 35 : Beschreibung von Grösse und Lage eines Prismas (aus : B. Wirth, Störkörperbestimmungen im Gebiet der Ivrea - Zone)^{*20}.

Der Datensatz KOORD enthält die Koordinaten der einzelnen Messpunkte und ist der zweite Input für LOBOS.

Das Programm LOBOS kann nun die Schwerewirkung des gesuchten Körpers berechnen. Es existieren zwei Möglichkeiten : Entweder werden die Schwerewerte für ein Gitter über das Messgebiet ermittelt oder im einzelnen für jeden Messpunkt. Letzteres wurde hier verwendet.

Weitere Möglichkeiten des Programms LOBOS (Ausgleichsrechnung für Dichtekontrast und/oder Tiefenerstreckung) werden später in Kapitel 9.1 besprochen. Eine genaue Beschreibung des Programms findet man ausserdem in der publizierten Arbeit von B. Wirth^{*20}.

Das Program KORAB zieht die Schwerewirkung des Körpers von der Bouguer - Anomalie in den einzelnen Messpunkten ab. So entsteht eine neue Residual - Anomalie, welche für Vergleiche und Interpretationen mit Hilfe von INTERPOL und PAAPA / PROPI aufgezeichnet werden kann.

Will man die Dichte der umgebenden Gesteine variieren, so kann das Programm DIVA benutzt werden. Es berechnet aus einer vorgegebenen Bouguer - Anomalie mit vorgegebener Dichte eine neue Bouguer - Anomalie mit neuer Dichte.

Nr	Art	x	y	H	AX	AY	AZ	α	β	γ	$\Delta\rho$
1	1	128400.0	624937.5	634.0	1012.5	4937.5	200.0	11.0	0.0	0.0	-0.7
2	2	128400.0	624937.5	630.0	200.0	348.6	1012.5	-169.0	0.0	90.0	-0.7
3	1	127470.7	618325.0	625.0	1200.0	6677.5	200.0	-8.0	0.0	0.0	-0.7
4	2	127686.4	619859.9	620.0	200.0	473.9	1550.0	82.0	0.0	90.0	-0.7
5	2	128511.6	618178.7	620.0	200.0	343.0	1485.9	5.0	0.0	90.0	-0.7
6	1	127235.5	614980.3	618.0	1550.0	3075.0	200.0	5.0	0.0	0.0	-0.7
7	1	127466.5	612340.4	585.0	1550.0	2650.0	200.0	5.0	0.0	0.0	-0.7
8	1	127235.5	614980.3	700.0	1550.0	2000.0	82.0	5.0	0.0	0.0	-0.7
9	1	127409.8	612987.9	700.0	1550.0	2000.0	115.0	5.0	0.0	0.0	-0.7
10	1	127285.6	614407.5	735.0	875.0	1600.0	35.0	5.0	0.0	0.0	-0.7
11	2	129561.8	614004.3	600.0	200.0	3210.4	682.4	5.0	0.0	90.0	-0.7
12	2	129045.4	612077.0	580.0	200.0	682.4	1875.0	-85.0	0.0	90.0	-0.7
13	2	127466.5	612340.4	561.0	200.0	400.0	1550.0	-175.0	0.0	90.0	-0.7
14	2	129045.5	612077.0	560.0	200.0	1578.7	265.0	71.0	0.0	90.0	-0.7
15	1	126509.1	609551.1	552.0	1578.7	2950.0	200.0	-19.0	0.0	0.0	-0.7
16	2	126509.1	609551.1	535.0	200.0	306.9	1578.7	161.0	0.0	90.0	-0.7
17	1	124468.6	606022.0	525.0	1608.3	4075.0	200.0	-30.0	0.0	0.0	-0.7

Tabelle 8 :

KOER = Input für LOBOS
(KOER 200)

vgl. Fig. 35

Nr Nummer des Körpers

Art 1 = Rechtecksprisma, 2 = Dreiecksprisma

x,y,H Koordinaten und Höhe über Meer eines Eckpunktes von jedem Prisma

AX,AY,AZ Ausdehnung des Prismas in x-, y- bzw. z- Richtung

α,β,γ Beschreibung der Lage des Prismas im Raum

$\Delta\rho$ Dichtekontrast zwischen Prisma und umgebendem Gestein

6.2.1.4 BESCHREIBUNG UND ERGEBNIS DER ERSTEN MODELLRECHNUNG

Als erster Versuch wurde die Schwerewirkung des in Figur 32 und Tabelle 8 dargestellten Körpers (KOER 200) ermittelt (Fig. 36). Er hat eine Tiefenerstreckung von 200 m und einen rechteckigen Querschnitt, was eine Anpassung an die Form eines glazialen Troges sein soll. In Figur 37 ist das Ergebnis dieser Rechnungen dargestellt. Als Referenzdichte ρ_{ref} (= Dichte des den Sedimenttrog umgebenden Gesteins) wurde 2.7 g/cm^3 gewählt, als Dichtekontrast $\rho_{sed} - \rho_{ref} = -0.7 \text{ g/cm}^3$.

In Figur 38 sind zum Vergleich die ursprünglichen Bouguer - Anomalien für $\rho_{ref} = 2.7 \text{ g/cm}^3$ abgebildet. Man bemerkt in Figur 37, dass Tiefenerstreckung, Dichtekontrast und vielleicht auch die Form des Körpers noch nicht optimal gewählt wurde; die Isolinien der Residualanomalien zeigen wie bei den ursprünglichen Bouguer - Anomalien ein, wenn auch nicht so stark ausgeprägtes Minimum über dem Rhonetrog. Mit dem Programm LOBOS liesse sich eine Ausgleichsrechnung für Dichtekontrast und Tiefenerstreckung durchführen. Dazu muss aber zuerst der Effekt tieferer Strukturen von den Bouguer - Anomalien abgezogen werden (vgl nächstes Kapitel 7).

Es sei aber nochmals betont, dass dieses erste Modellbeispiel nur einen Überblick zur Methode der Trogmodellierung geben soll.

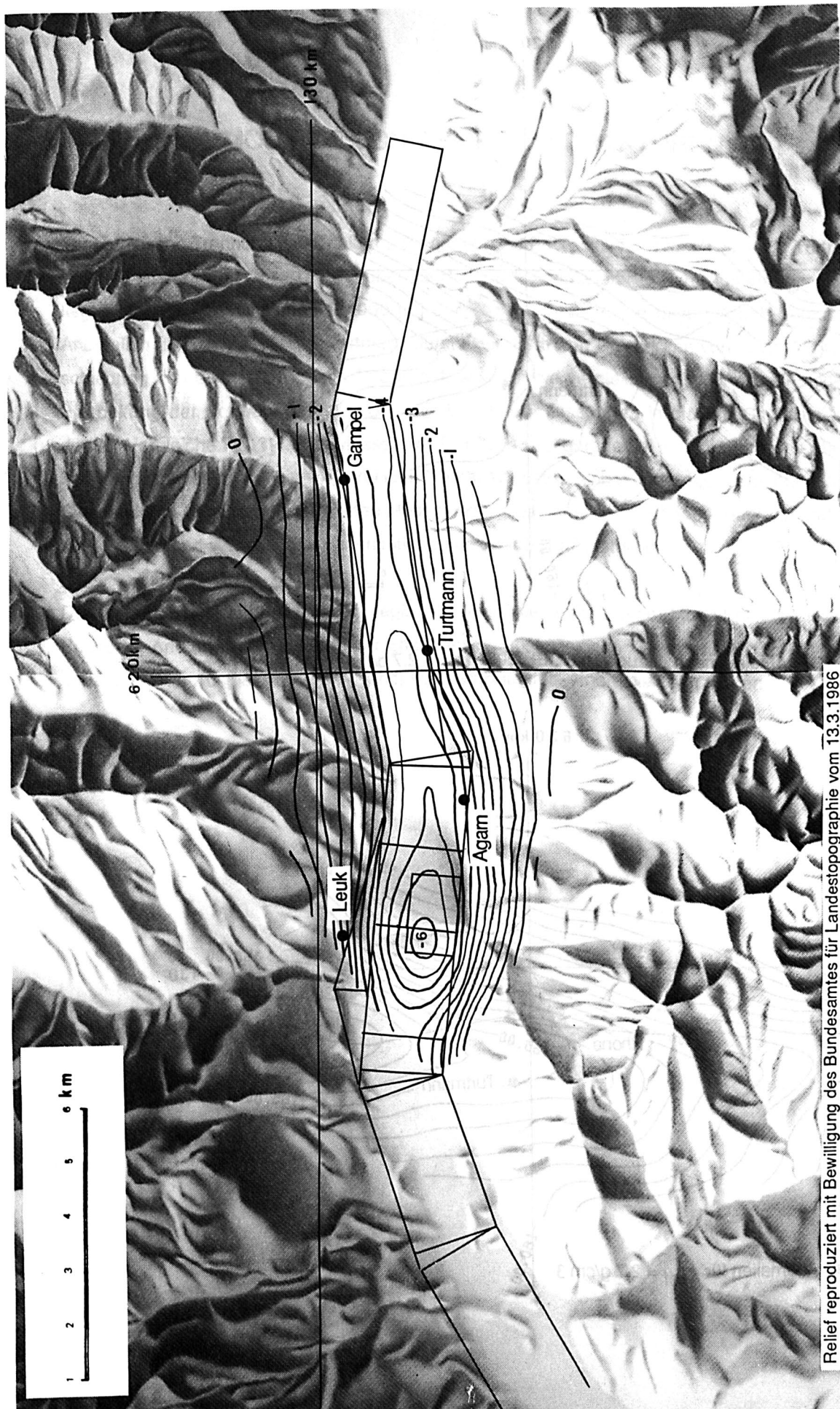


Fig. 36 :

Schwerwirkung eines aus Rechtecks- und Dreiecksprismen zusammengesetzten Modellroges (KOER

200). Tiefenerstreckung des Modellkörpers : 200 m, Dichte des Modellkörpers : -0.7 g/cm^3 (Dichtekontrast),

Einheit : mgal

Vgl. Fig. 32 : Aufriss des Modellkörpers KOR 200, Fig. 33 : Grundriss des Modellkörpers KOR 200.

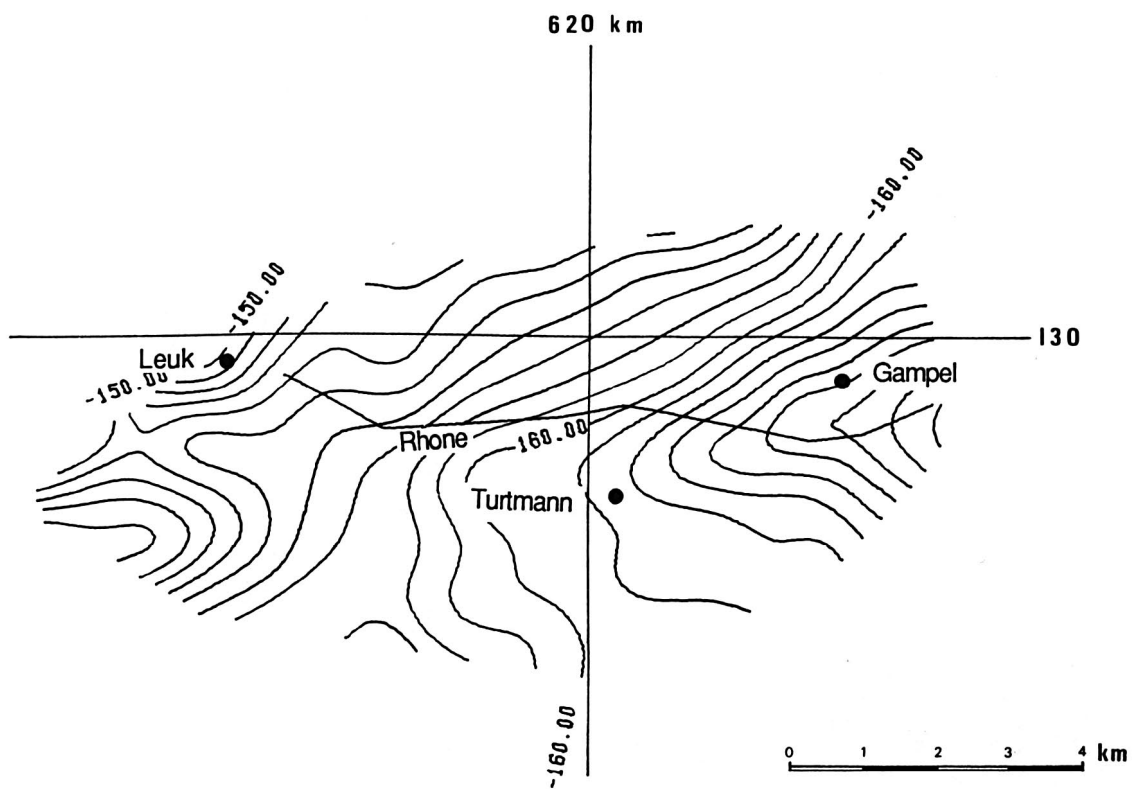


Fig. 37 : Bouguer - Anomalien nach Abzug von KOER 200. $\rho_{\text{ref}} = 2.7 \text{ g/cm}^3$, $\Delta \rho = -0.7 \text{ g/cm}^3$.

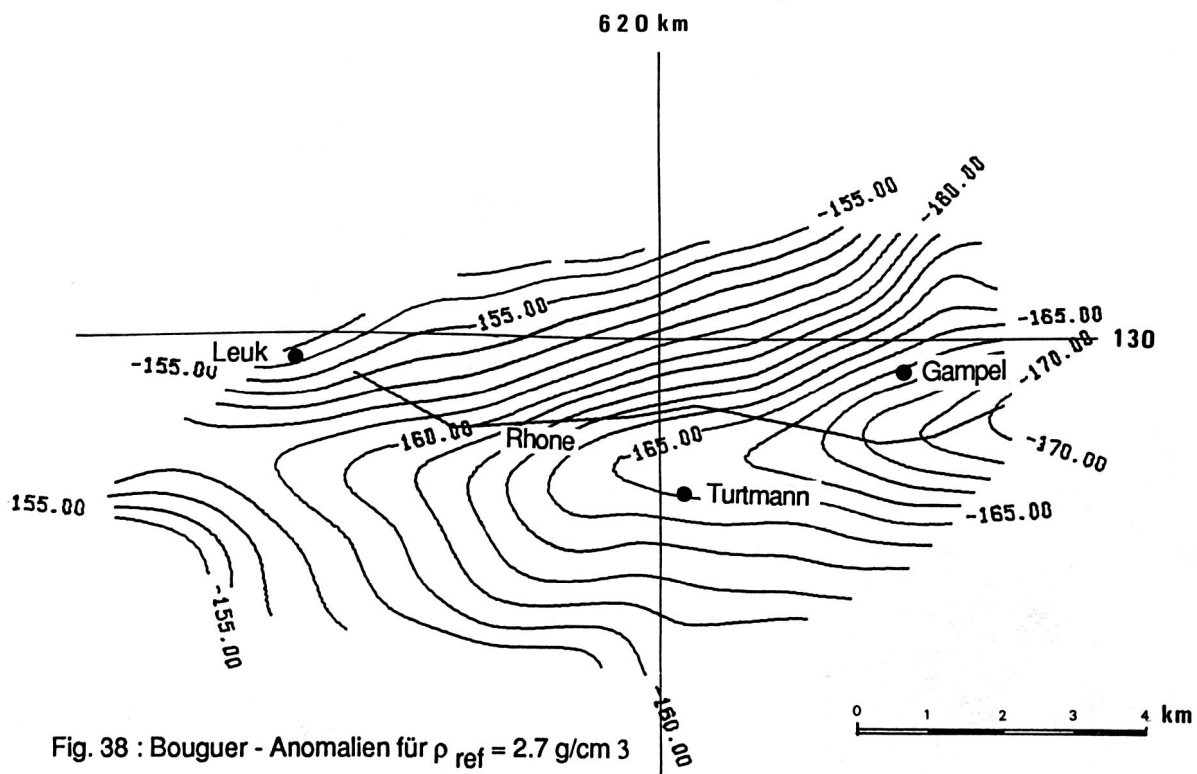


Fig. 38 : Bouguer - Anomalien für $\rho_{\text{ref}} = 2.7 \text{ g/cm}^3$

MODELLE VON TIEFEREN STRUKTUREN

Ein graphische Trennung von lokalem Schwerefeld und Regionalfeld ist im Messgebiet Turtmann schwierig. In Figur 40 ist ein Profil ($y = 618500$) über die Bouguer - Anomalien der Schwerekarte der Schweiz (Fig.39) (x liegt zwischen 146000 und 104000 [m]) im Vergleich zu der in dieser Arbeit berechneten Bouguer - Anomalien für das Messgebiet Turtmann abgebildet. Es treten Differenzen von etwa $+2$ mgal bzw. eine Verschiebung von etwa 1 km gegen Süden auf, was auf die vergleichsweise geringe Punktdichte der für die Erarbeitung der Schwerekarte der Schweiz benutzten Messungen in diesem Gebiet zurückzuführen sein dürfte (Vergleiche Fig. 39). Das Messgebiet Turtmann liegt gerade bei einem Anomalie - Minimum, sodass es kaum möglich ist einen Trend " von Hand " herauszulesen. Insbesondere ist zu bemerken, dass die für die Schwerekarte der Schweiz benutzten Messpunkte hauptsächlich im Rhone - Haupttal und in seinen Seitentälern liegen und von dem dort sedimentierten Quartär beeinflusst sind.

Der Mohotiefenverlauf bewirkt eine regionale Anomalie, welche (vom Modell her realistisch) als Trend die Bouguer - Anomalien beeinflusst. Der Effekt des unregelmässigen Tiefenverlaufs der Moho wurde berechnet und nach einer Ausgleichung (als Trend) von den Bouguer - Anomalien abgezogen :



Fig. 39 : Schwerekarte der Schweiz mit eingezeichneten Messpunkten. $\rho_{ref} = 2.67 \text{ g/cm}^3$. Messgebiet Turtmann Profil von Fig. 40

● LCR 317 Zürich bzw. Lausanne ◆ LCR 369 ○ Worden 805 X Italienische und österreichische Punkte
 Die Figur wurde aus den Karten Map3 'Locations of Gravity Stations' und Map4 'Bouguer Anomaly Map of Switzerland'
 (Klingel+Olivier 1979) in "Rapport sur les TRAVAUX GEODESIQUES exécutés de 1975 à 1979" zusammengesetzt.

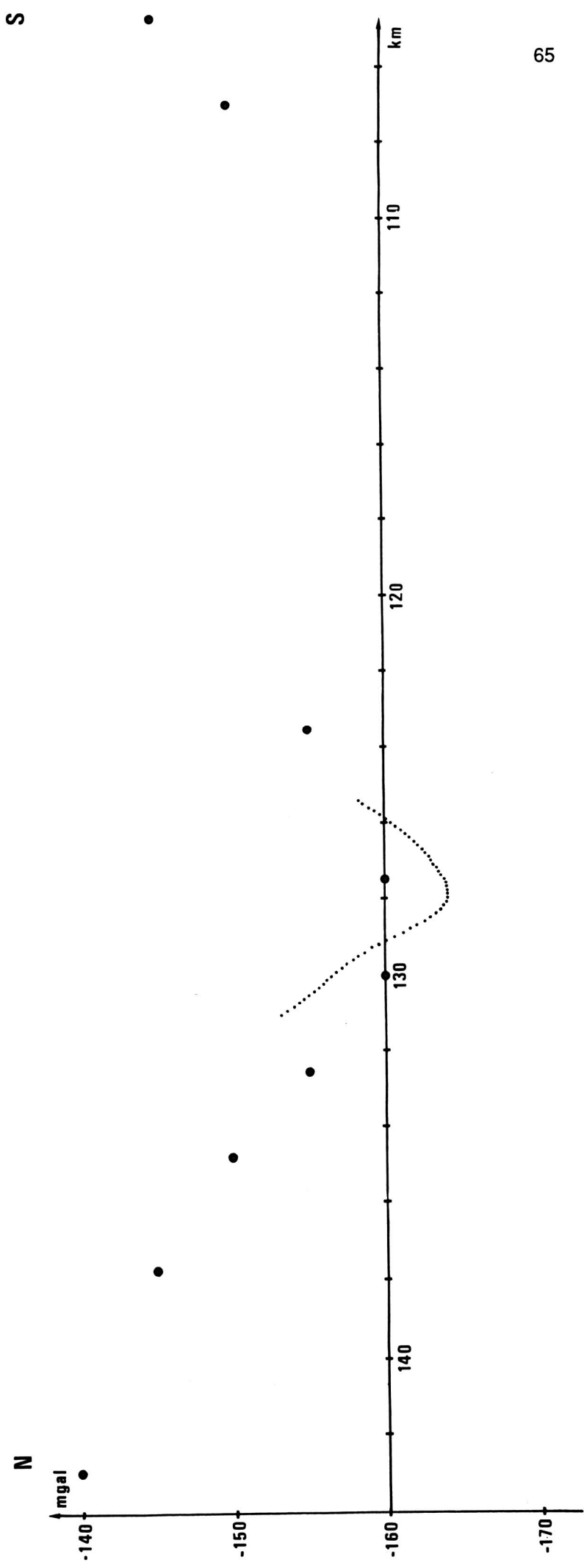


Fig. 40:
 Profil über die Schwerekarte der Schweiz (Karte 4, Bouguer - Anomalien) (●) im Vergleich zu einem Profil über die Bouguer - Isolinienkarte im Messgebiet Turtmann (. . .), welche im Rahmen dieser Arbeit berechnet wurde.
 ρ_{ref} für beide Profile : 2.67 g/cm^3 .

7.1 DER MOHOEFFEKT

Figur 42 zeigt die durch seismische Daten belegte Tiefe der Krusten / Mantel - Grenze (Moho) in Mitteleuropa. Zur Berechnung der relativen Schwerewirkung des Mohotiefenverlaufs wird ein Bezugsniveau festgelegt. Ein über das Messgebiet gelegtes fiktives Gitter und die Höhendifferenzen der Moho zum Bezugsniveau definieren Massensäulen (Fig. 41), mit deren Hilfe die Schwerewirkung berechnet wird. Das Programm MOEINF verwendet hierfür die Massenlinienintegration (vgl. S. 24).

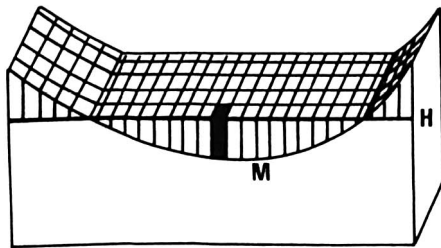


Fig. 41 :

Zur Berechnung der Schwerewirkung des Mohotiefenverlaufs gemäss einem Bezugsniveau definierte Massensäulen.

H : Bezugsniveau, M : Moho

Die Tiefe des Bezugsniveaus ist variabel und soll optimal an die Bouguer - Anomalie des Messgebiets angepasst werden. Ebenso ist der Dichtekontrast zwischen Kruste und Mantel anzupassen. Es wurde folgende Ausgleichung durchgeführt :

Ansatz :

$$M_i = \frac{m_i^0}{\Delta\rho^0} \Delta\rho + 2 \pi \gamma \Delta\rho^0 \Delta H$$

M_i : Moho - Schwereeffekt im Punkt i für neu berechnetes Bezugsniveau und Kruste - Mantel Dichtekontrast

m_i^0 : Moho - Schwereeffekt im Punkt i für ursprüngliches Bezugsniveau und Kruste - Mantel Dichtekontrast

$\Delta\rho^0$: Ursprünglicher Dichtekontrast Kruste - Mantel

$\Delta\rho$: Neuer Dichtekontrast

ΔH : Höhendifferenz zwischen ursprünglichem und neuem Bezugsniveau

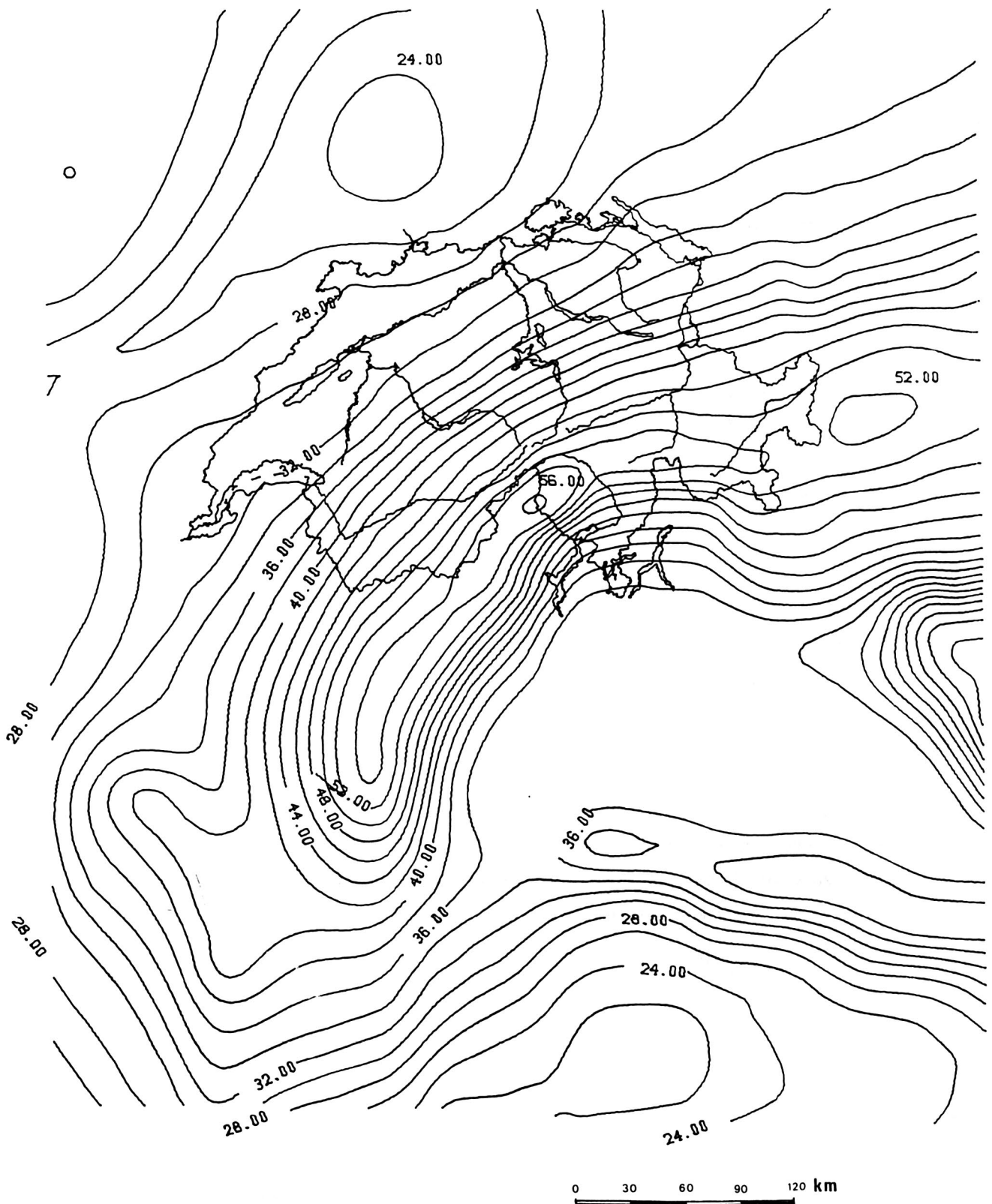


Fig. 42 :
Mohotiefen nach Ansorge, Deichmann, Müller, Schwendener u.a., zusammengestellt von B. Bürki.
Isolinien - Abstand : 2km

Eine Variierung der Bezugsniveau - Tiefe um ΔH bewirkt eine Variierung des Schwereffektes um die Wirkung einer Bouguer - Platte mit der Höhe ΔH und der Dichte $\Delta\rho$.

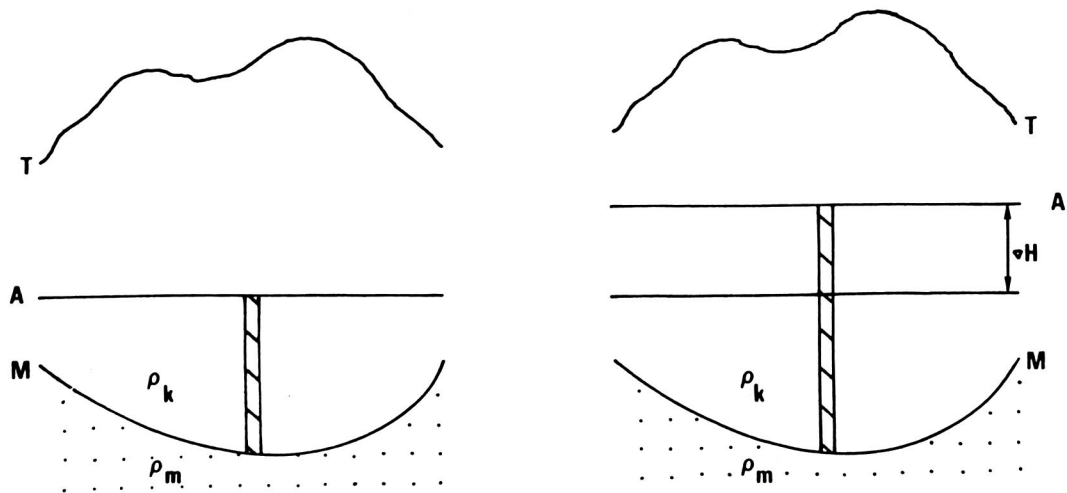


Fig. 43 : Schema zur Ausgleichung des Mohoeffekts
H : Bezugsniveau, M : Moho, T : Topographie

Ausgleichung : $M_i + v_i = b_i$

b_i : beobachtete Bouguer - Anomalie im Punkt i

v_i : Verbesserung im Punkt i , Differenz von beobachteter Bouguer - Anomalie im Punkt i (b_i) zu Moho - Schwereffekt im Punkt i für neu berechnetes Bezugsniveau und Kruste - Mantel - Dichtekontrast (M_i)

$$-v_i = M_i - b_i = \frac{m_i^0}{\Delta\rho^0} \Delta\rho + 2\pi\gamma\Delta\rho^0 \Delta H - b_i$$

$$\underline{v} = \underline{A}\underline{x} - \underline{b}$$

$\underline{v}^T \underline{v}$ soll minimal werden !

$$A = \begin{pmatrix} \frac{m_1^0}{\Delta\rho^0} & 2\pi\gamma\Delta\rho^0 \\ \frac{m_2^0}{\Delta\rho^0} & 2\pi\gamma\Delta\rho^0 \\ \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \end{pmatrix}$$

$$\underline{x} = \begin{pmatrix} \Delta\rho \\ \Delta H \end{pmatrix} : \text{Lösungsvektor}$$

$$\underline{b} = \begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \end{pmatrix}$$

Lösung :

$$\underline{x} = (A^T A)^{-1} A^T \underline{b}$$

Diese Ausgleichung wurde im Programm AUSGL programmiert und lieferte nach vier Iterationen die folgende Lösung für das Messgebiet Turtmann :

$$\Delta H = 1.837 \text{ km} \pm 0.451 \text{ km}$$

Ausgangspunkt war eine Tiefe von 30 km. Das heisst, das neue Bezugsniveau liegt in 31.83 km Tiefe.

$$\Delta\rho = 0.459 \pm 0.025 \text{ g/cm}^3$$

Dies wären durchaus realistische Werte. Auch die in Figur 44 abgebildeten neuen, nach obigen Werten berechneten Residual - Bouguer - Anomalien erscheinen bis auf einen konstanten Verschiebungsfaktor in der Vertikalen (vgl. S.86 und 89) wirklichkeitsnah; ein regionaler Schwereeffekt ist nicht mehr feststellbar.

Es ist jedoch zu berücksichtigen, dass - weil sich $\Delta \rho$ und ΔH optimal an die Bouguer - Anomalien des kleinen Messgebiets Turtmann anpassen - die Wirkung des Rhonesedimenttroges oder die Wirkung von allfälligen Störkörpern (etwa dem Pontiskalk) abflacht. Es wäre also sinnvoller, die Ausgleichung mit Bouguer - Anomalie - Daten über ein grösseres Gebiet vorzunehmen. In Abbildung 45 sind die Bouguer - Anomalien nach Gravimetermessungen von Klingelé, Olivier, Kissling und Schwendener dargestellt. Der Einfluss des Ivrea - Körpers gemäss einem neuen Modell von B. Bürki und B. Wirth (Fig.46) wurde bereits abgezogen. Im Süden des Kärtchens ist die Schwierigkeit einer Interpolation der Schweredaten von Tal zu Tal gut dokumentiert (vgl. auch Fig.39). Zudem dürfte dort eine durch das Ivrea - Modell noch nicht erklärte negative Störung liegen, was eine Ausgleichung über dieses Gebiet unmöglich macht. Es wurde aus diesem Grund über das verkleinerte Gebiet zwischen $x = 120000$ und 140000 , $y = 590000$ und 650000 ausgeglichen. Dies ergab folgendes Resultat :

$$\begin{aligned}\Delta \rho &= 0.296 \pm 0.012 \text{ g/cm}^3 \\ H &= 25.069 \pm 0.557 \text{ km}\end{aligned}$$

Der Wert für das Moho - Bezugsniveau H ist viel zu klein (Referenzkrustenmächtigkeit für die Schweiz : $H_0 = 32\text{km}$, vgl. Kap.5.3). Vermutlich wirken auch in diesem verkleinerten Gebiet unerfassbare Störkörper.

Es wurde deshalb ein Programm - Paket entwickelt, welches erlaubt, Schichtflächen anhand von geologischen Profilen zu interpolieren und die Schwerewirkung der Körper zwischen diesen Flächen zu berechnen. So soll zumindest für das Gebiet Turtmann versucht werden, die Wirkung der verschiedenen Gesteinsdichten des den Rhonetrog umgebenden Fels zu erfassen und so möglichst optimal die Störfaktoren für Ausgleichung und Bestimmung der Trogform zu vermeiden.

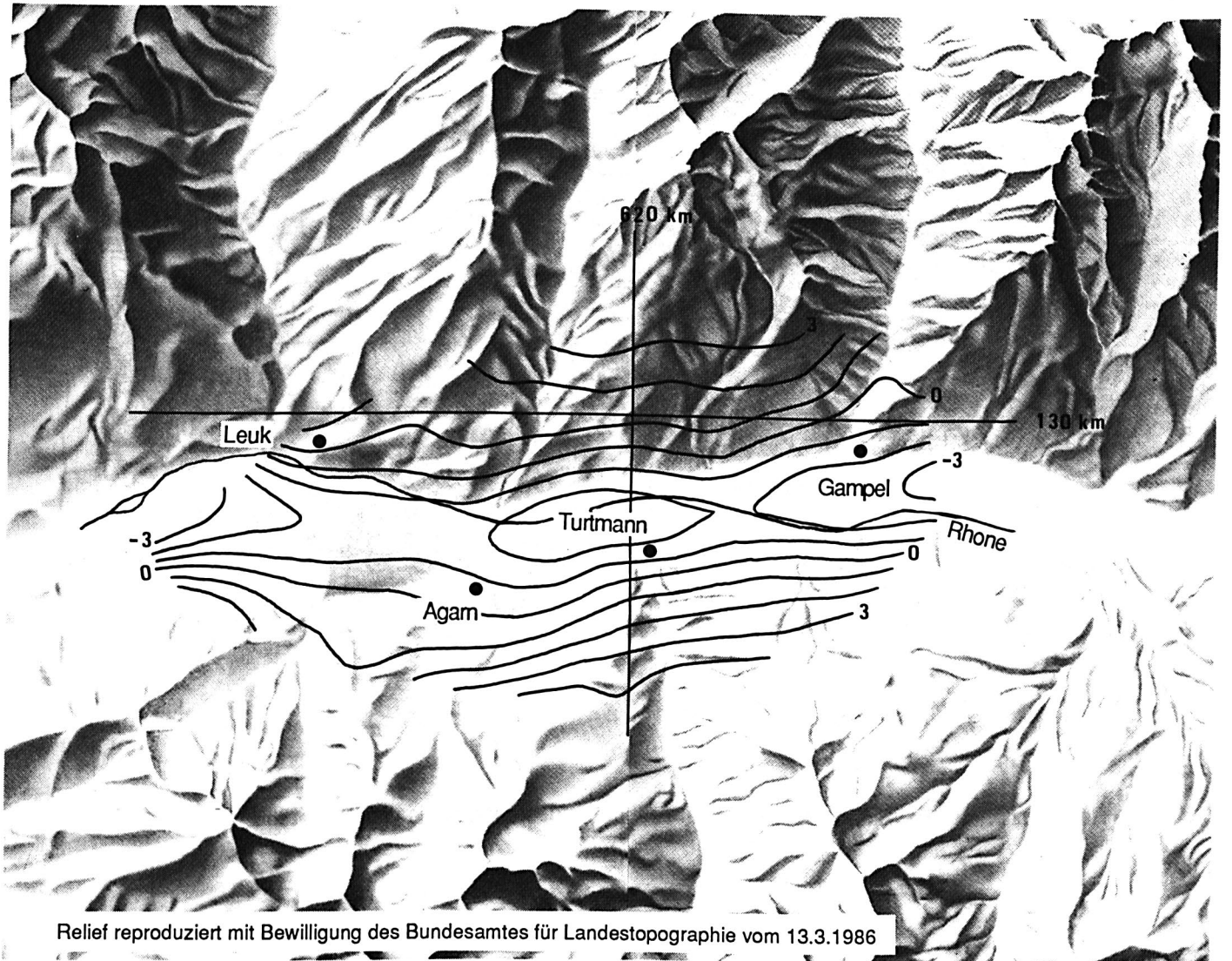
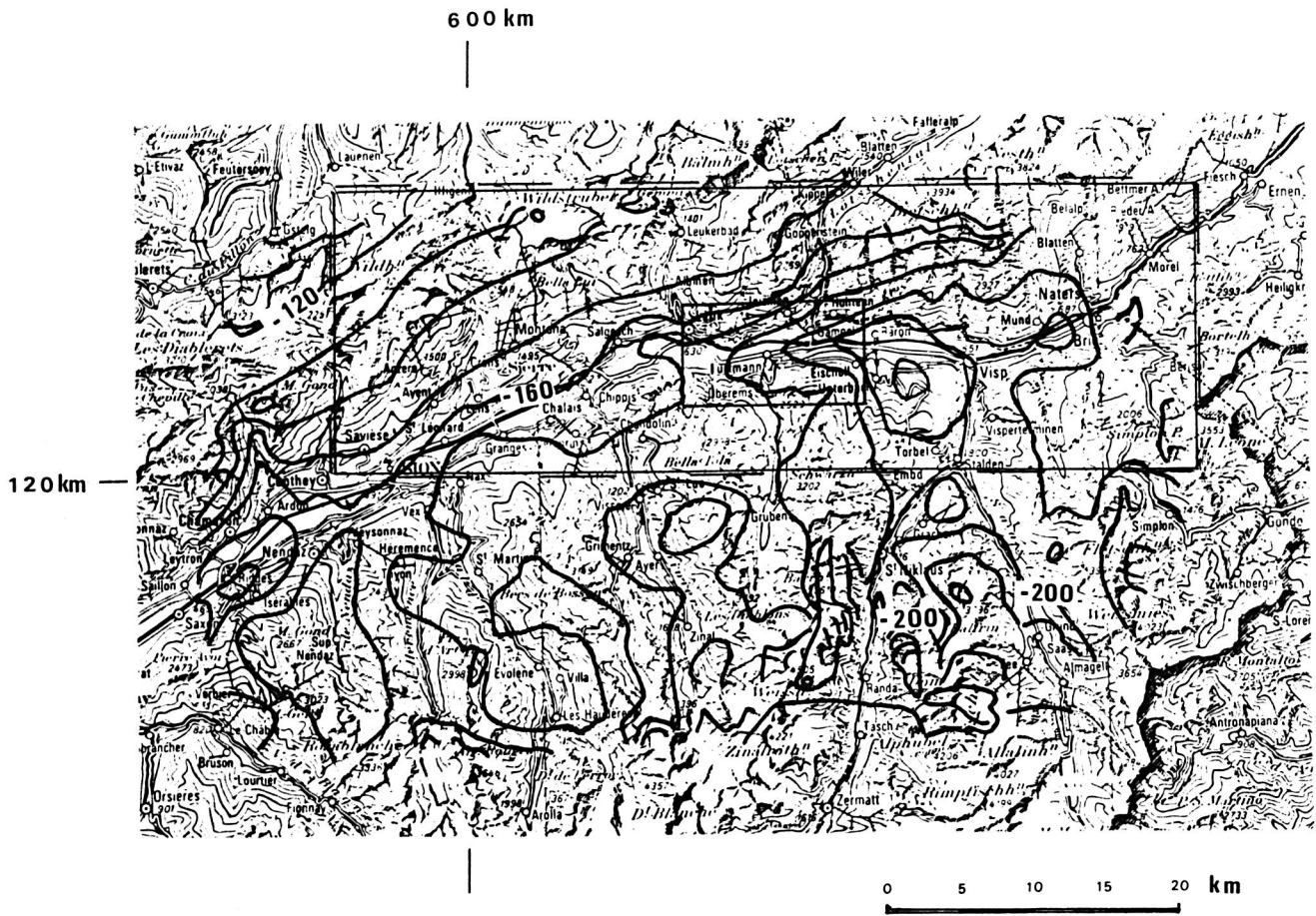


Fig. 44:

Bouguer - Anomalien [Einheit : mgal] nach Abzug eines Mohoeffektes mit $H = 31.83 \text{ km}$ und $\Delta \rho$ (Kruste - Mantel) = -0.46 g/cm^3 . Ausgleich über das Messgebiet Turtmann (vergleiche Text).

Isolinien - Abstand : 1 mgal



Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 28.8.1986

Fig. 45 :

Bouguer - Anomalien im südöstlichen Wallis nach Daten von Klingelé, Olivier, Kissling und Schwendener (Zahlen in mgal). Die Schwerewirkung des Ivrea - Körpers nach dem Modell von Fig. 46 wurde abgezogen.

==== Verkleinertes Gebiet für eine neue Ausgleichung (vgl. Text) . Mit x zwischen 120km und 140km, y zwischen 590km und 650km des schweizerischen Landeskoordinatensystems.

□ Messgebiet Turtmann

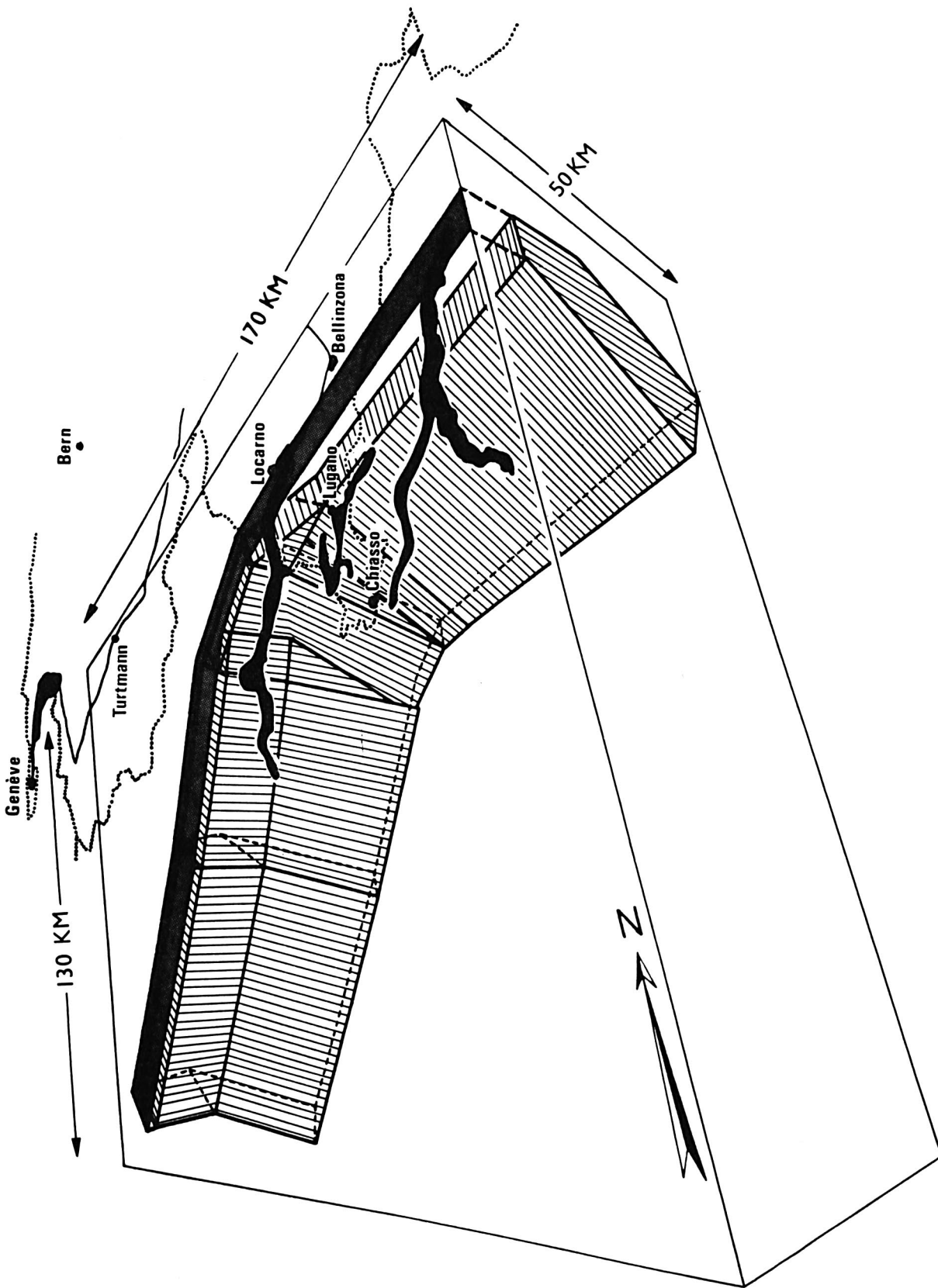


Fig. 46 :
 Modell des Ivrea - Körpers. Er hat eine Schwerwirkung von 8 bis 10 mgal im Messgebiet Turtmann.
 (nach B. Bürki und B. Wirth)

7.2 DIE LITHOSPHEREN - ASTHENOSPHERENGRENZE

Die Schwerewirkung des Lithosphären - Asthenosphärendichtekontrastes soll für das Messgebiet Turtmann abgeschätzt werden. E. Kissling verwendet in seiner Dissertation^{*19} hierzu das "Verschluckungsmodell" von Baer, Panza und Müller (Figur 47), wie es schon von Ampferer^{*21} vorgeschlagen wurde. Der "anomale" in die Asthenosphäre reichende Lithosphärenkörper (Dichtekontrast 0.05 g/cm^3 , vgl. auch Arbeiten von H.W. Girdler^{*22}) wird durch ein Prisma (Ausdehnung : $110 \cdot 200 \cdot 200 \text{ km}$, Fig.48) ausgedrückt und seine Schwerewirkung mit Hilfe der Massenlinienformel abgeschätzt :

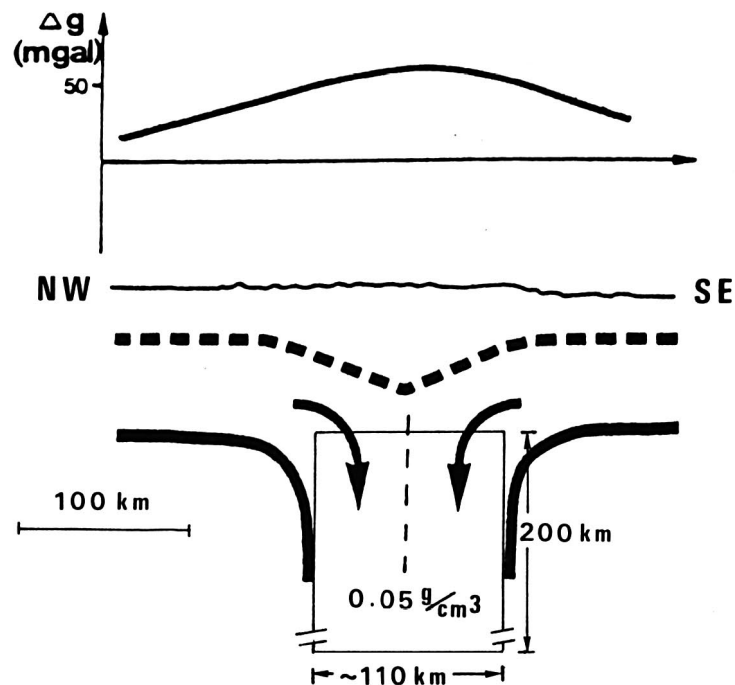


Fig. 47 : Schwerewirkung des Lithosphärenmodells von Baer, Müller und Panza. (nach E. Kissling)^{*19}

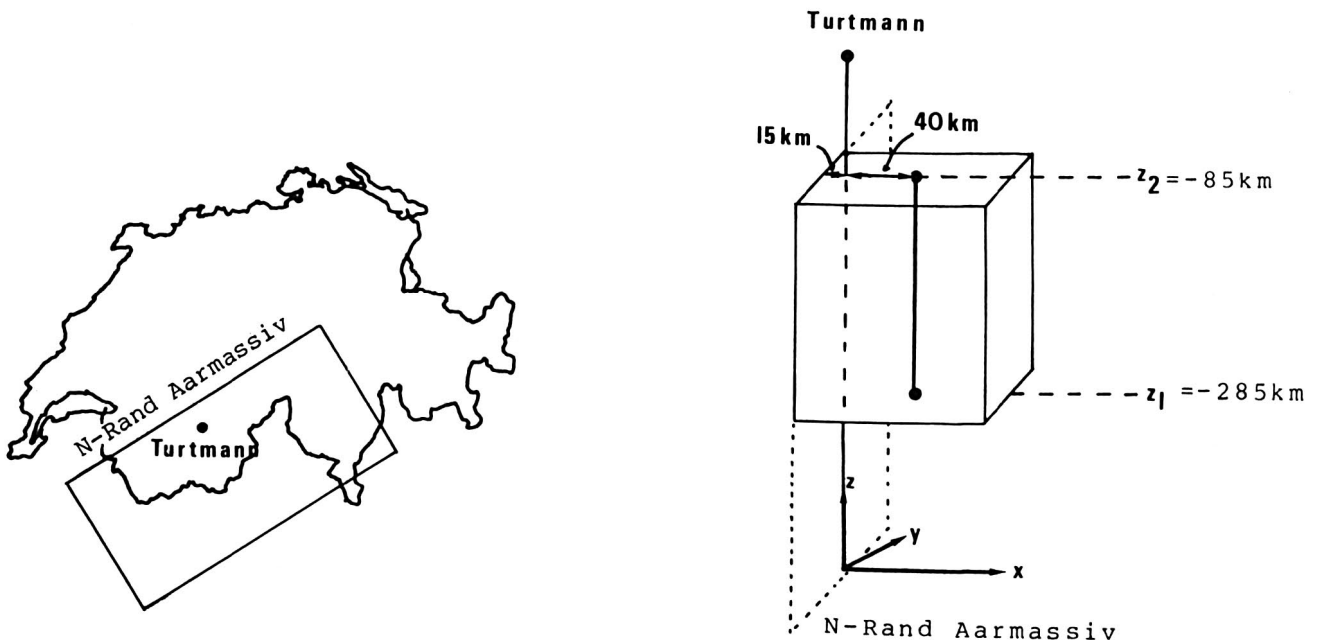


Fig. 48: Modell zur Abschätzung der Schwerewirkung des abtauchenden Lithosphärenblocks. Es wird die Massenlinienformel verwendet.

$$\Delta g_z = 6.67 \cdot 10^{-11} \frac{\text{m}^3}{\text{s}^2 \text{kg}} \cdot 0.05 \cdot 10^3 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \cdot 110 \text{km} \cdot 200 \text{km} \cdot \left(\frac{1}{\sqrt{(40 \pm 5 \text{km})^2 + (85 \text{km})^2}} - \frac{1}{\sqrt{(40 \pm 5 \text{km})^2 + (285 \text{km})^2}} \right)$$

$$= 0.0005261 \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \pm 0.0000175 \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$$

Der abtauchende Lithosphärenblock hat also eine mittlere Schwerewirkung von 52.61 mgal im Messgebiet Turtmann. Dieser grosse Wert hätte bestimmt einen Einfluss auf die vorher beschriebene Ausgleichung der Mohotiefe, jedoch nur in Form einer Additionskonstanten. Innerhalb vom Messgebiet variiert die Schwerewirkung um ± 1.75 mgal, was von der Lage des Aufpunktes herrührt. Dieser ist gemäss dem benutzten Modell gerade oberhalb der abtauchenden Platte plaziert. Die wirkliche Form und Lage der Lithosphären - Asthenosphären-grenze ist aber zu wenig bekannt und es wurde auf eine Berücksichtigung ihrer Schwerewirkung im Rahmen dieser Auswertungen verzichtet.

EINFÜHRUNG VON OBERFLÄCHENDICHTEN

8.1 ÜBERBLICK

In Tabelle 9 sind die an mehreren Handstücken gemessenen und gemittelten Dichten der Gesteine im Messgebiet Turtmann dargestellt. Für jede tektonische Einheit (Aarmassiv, Malmkalk, Zone Sion - Courmayeur und Zone houillère, Pontiskalk, Zone Siviez - Mischabel, vgl. Profile auf S. 9 und 10) wurde der prozentuale Anteil der Gesteinsarten nach Abschätzungen von M. Burkhard berücksichtigt und eine mittlere Dichte berechnet (vgl. Tabelle 10).

Tabelle 9: Gesteinsdichten im Messgebiet Turtmann. Der mittlere Fehler für die gemessenen Dichtewerte beträgt $\pm 0.01 \text{ g/cm}^3$. Es ist jedoch schwierig zu sagen, ob die gewählten Gesteinsproben wirklich absolut repräsentativ für eine Gesteinsart sind.

	Anzahl Gesteinsproben	mittlere Dichte: (g/cm^3)
<u>Aarmassiv</u>		
Paragneis (amphibolitisch):	9	2.86
Paragneis:	9	2.76
Orthogneis:	11	2.66
Granodioriot:	4	2.64
Granit: (nach Hügi,1956) ^{*23}		2.70
<u>Helvetikum</u>		
Valanginien schisteux: (Durney,1972) ^{*24}		2,68
Malm:	6	2.70
Oxfordian: (Durney,1972) ^{*24}		2.69
Dogger (kalkig, Kieselkalk)	12	2.67
Aalenien (- Schiefer):	4	2.69
Lias:	6	2.68
Trias:	6	2.80

Penninikum

Trias Dolomit:	12	2.74
Trias Quarzit:	6	2.64
Trias "Gips"⇒Anhydrit:		2.9 - 3.0
"Pontiskalk":	6	2.75
"Bündnerschiefer":	9	2.70
Karbonschiefer:	9	2.75
"Casannaschiefer":	14	2.77

Tabelle 10: Die tektonischen Einheiten und ihre mittlere Dichte

Aarmassiv

Paragneis (amphibolitisch):	12%
Paragneis:	21%
Orthogneis:	33%
Granodiorit:	10%
Granit:	24%

mittlere Gesteinsdichte: 2.71g/cm^3

Helvetikum = "Malmkalk"

Valanginien schisteux:	12%
Malm:	27%
Oxfordian:	4%
Dogger (Kalk, Kieselkalk):	18%
Aalenien:	8%
Lias:	18%
Trias:	13%

mittlere Gesteinsdichte: 2.70 g/cm^3

Zone Sion - Courmayeur und Zone houillère

Trias Dolomit:	13%
Trias Quarzit:	20%
Gips ⇒ Anhydrit:	3%
Pontiskalk:	5%
"Bündnerschiefer":	38%
Karbonschiefer:	16%
Casannaschiefer:	5%

mittlere Gesteinsdichte: 2.71 g/cm^3

Pontiskalk

Pontiskalk:	100%
-------------	------

mittlere Gesteinsdichte: 2.75 g/cm^3

Zone Siviez - Mischabel

Trias Quarzit:	50%
Casannaschiefer:	50%

mittlere Gesteinsdichte : 2.71 g/cm^3

Im Anhang befindet sich eine Tabelle mit den genauen Dichte - Messwerten aller Gesteinsproben, sowie eine Karte zu deren Fundort.

Die Pontiskalke bewirken in den Bouguer - Anomalien (vgl. S. 45) eine auffallende Verformung der Isolinien. Der mittlere Dichtewert für Kalkspat liegt nach de Quervain^{*25} bei 2.72 g/cm^3 , derjenige für Dolomitspat bei 2.87 g/cm^3 . Die Dichtemessungen ergaben für den Pontiskalk einen mittleren Dichtewert von 2.75 g/cm^3 . Dieser "Störkörper" wurde mit nachfolgend beschriebenem Programmpaket zur Berechnung der Schwerewirkung schichtförmiger Körper berücksichtigt. Es zeigte sich jedoch, dass die für den Pontiskalk benutzte Dichte von 2.75 g/cm^3 (Referenzdichte: 2.70 g/cm^3) eine noch stärkere Verformung der Isolinien hervorruft (vgl. Fig.51 und 44). Erst eine Verringerung der Pontiskalk- Dichte auf 2.5 g/cm^3 (!) eliminiert die Verformung der Isolinien (Fig.52). Eine Erklärung hierfür ist die äusserst starke Zerklüftung der Pontis -

Gesteine, welche die Masse pro Volumeneinheit stark verkleinert.

Auf das übrige Gemisch von Gesteinen sollte die gewählte Referenzdichte von 2.7 g/cm^3 zutreffen. Für das Aarmassiv wurde versuchsshalber eine Dichte von 2.75 g/cm^3 gesetzt, um die Verformung der Isolinien entlang den nördlichen Rhoneseitentälern zu verringern (vgl. Fig. 53)

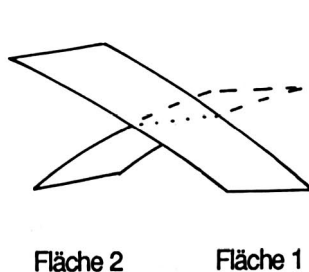
8.2 KURZE BESCHREIBUNG DES PROGRAMM - PAKETS ZUR BERECHNUNG DER SCHWEREWIRKUNG SCHICHTFÖRMIGER STÖRKÖRPER

Ausgangspunkt und Voraussetzung zur Anwendung des Programmpakets zur Berechnung der Schwerewirkung schichtförmiger Störkörper sind geologische Profile (vgl. S.9 und 10). Gemäss diesen Profilen sollen Schichtflächen interpoliert werden und die Schwerewirkung der Körper zwischen diesen Flächen berechnet werden.

Das Programm AUFRUF ist zugleich für Input (= Gitterfestlegung, Eingabe der Ebenen - bestimmenden Punkte) und Aufruf der Routine IQHSCV verantwortlich. IQHSCV (eine Routine aus der IMSL - Unterprogramm - Bibliothek des RZETH) bewerkstelligt die Interpolation von zweidimensionalen Daten durch stückweise Polynome 5. Grades.

Das Programm FLACHCO schneidet die so bestimmten Flächen untereinander . Es kann bestimmt werden, welche Fläche "dominant" gegenüber einer anderen ist.

Bsp. :



Input für FLACHCO

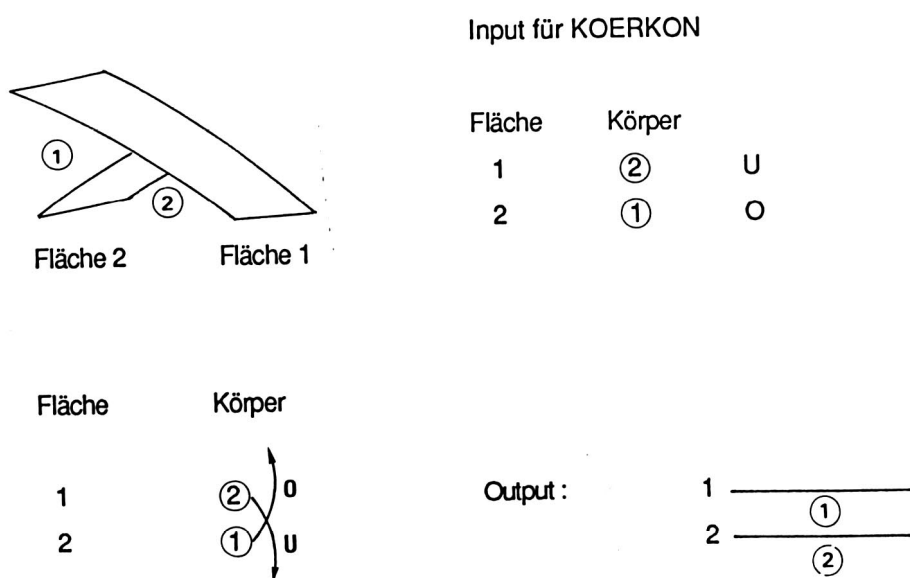
1 > 2 (Fläche 1 ist dominant gegenüber Fläche 2)

Fläche 2 endet an Fläche 1

Figur 50 ist eine Darstellung der so interpolierten und abgeschnittenen geologischen Schichtflächen im Gebiet Turtmann.

Das Programm KOERKON ordnet die Körper zwischen den Flächen in der richtigen Reihenfolge.

Bsp. :



Das Programm EINFL 2 berechnet die Schwerewirkung der einzelnen Körper nach dem Massenprisma - Prinzip. Dabei wird je nach Entfernung von Prisma zum Aufpunkt die Massenpunktformel, Massenlinienformel oder die genaue Quaderformel benutzt (vgl. S. 22 bis 25).

Es ist wichtig zu wissen, dass die nach obigem Programm - Paket geformten Körper durch die Ausdehnung des Gitters begrenzt sind und deshalb an den Gitter - Grenzen Randeefekte auftreten. Als Beispiel wurde ein Dreiecksprisma mit einem Winkel von 11° gewählt und seine Schwerewirkung berechnet. Das entspräche dem Aarmassiv, welches mit 11° gegen SE einfällt. Im Nordosten würde ein Feld von maximal einem Kilometer Breite durch die Randeefekte beeinflusst (unser Aarmassiv - Prisma ist mit x zwischen 125km und 132km begrenzt und mit y zwischen 612km und 625km). Es wäre darum unmöglich, im Gebiet des Lötschentals mit Hilfe von EINFL 2 richtige Residual - Bouguer - Werte zu erhalten. Vergleiche folgende Figur 49:

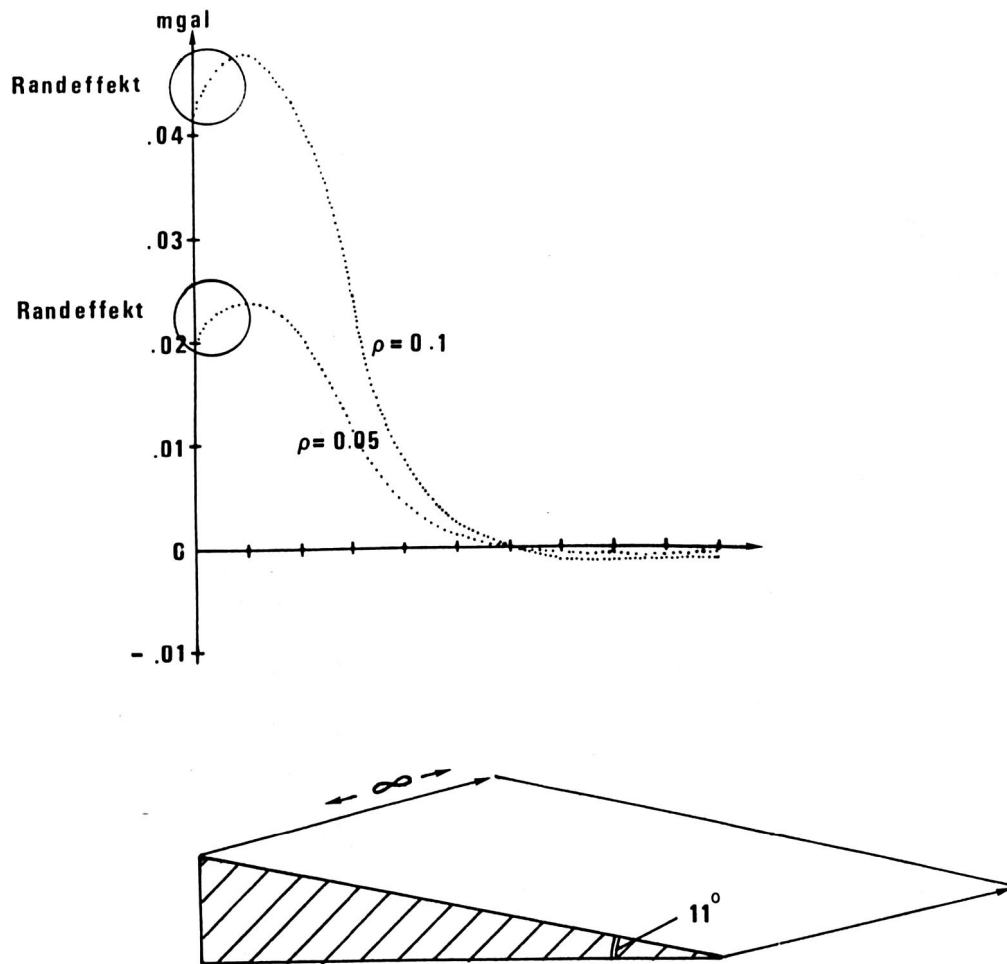
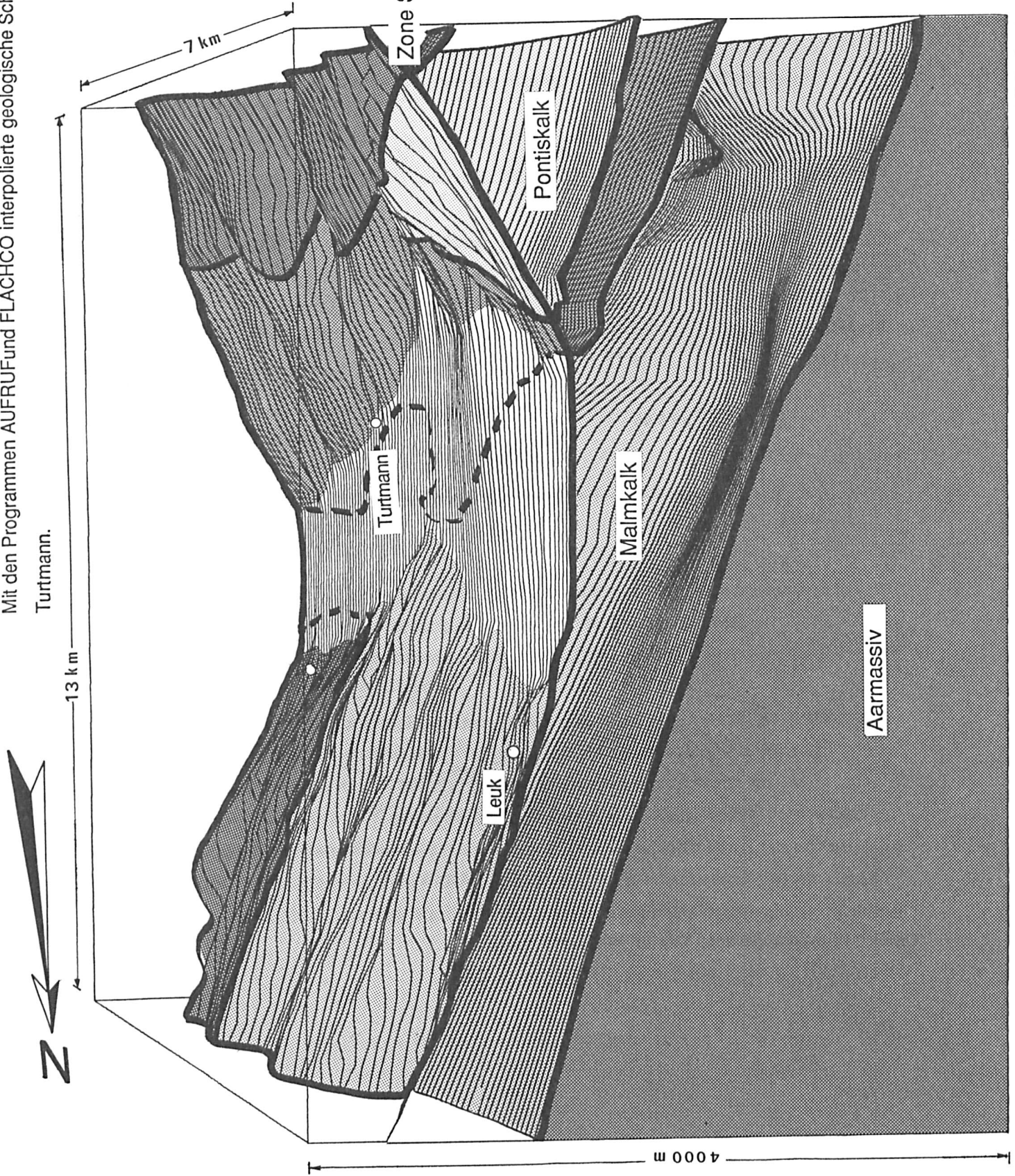


Fig. 49:
Die Schwerewirkung eines Dreieckprismas

Fig. 50:
 Mit den Programmen AUFRUF und FLACHCO interpolierte geologische Schichtflächen im Messgebiet
 Turtmann.



Zone Houillère und Zone
 Sion - Courmayeur

8.3 ERGEBNIS

In den Figuren 51 bis 53 sind Residual - Bouguer - Anomalien abgebildet, wobei Pontiskalk und Aarmassiv mit verschiedenen Dichtekontrasten reduziert und danach die Ausgleichsrechnung für den Mohoeffekt durchgeführt wurde. Die Residual - Anomalien von Figur 53 wurden für die weiteren Berechnungen verwendet; sie scheinen am wenigsten durch Schwereeffekte beeinflusst, welche durch andere Störkörper als dem Sedimentkörper herrühren.

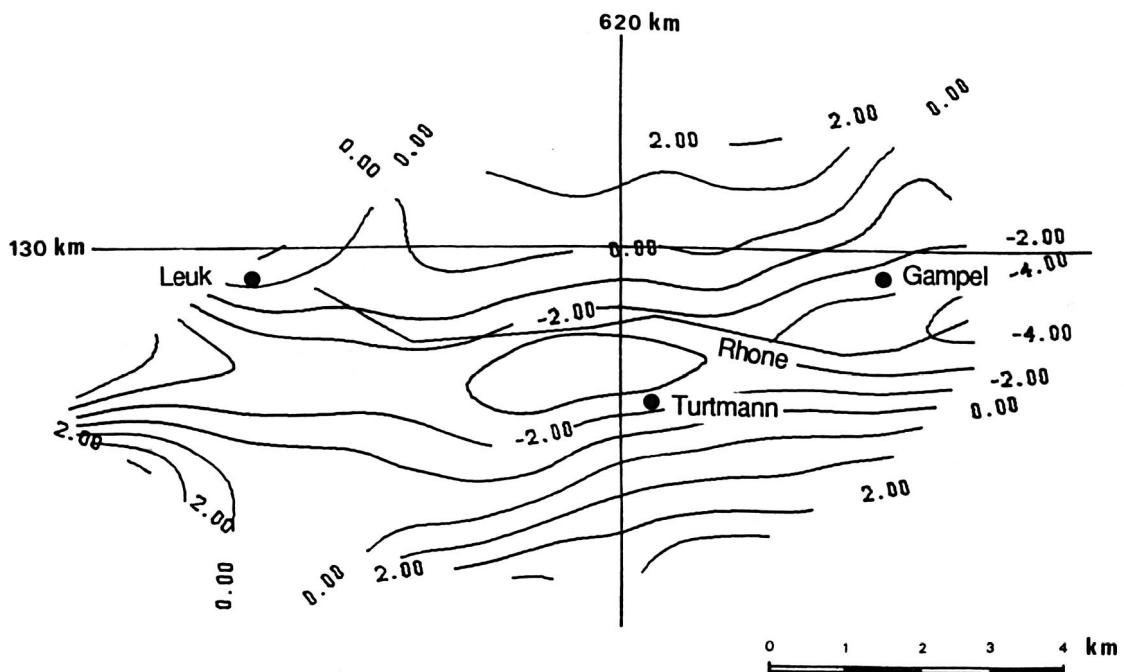


Fig. 51: Residual - Anomalien (Bouguer) nach Abzug von Ivrea - und Moho - Schwerewirkung (mit $H = 33.06\text{km}$, $\Delta\rho = 0.54$). Der Pontiskalk wurde mit einer Dichte von $2,75\text{g/cm}^3$ berücksichtigt.
 $\rho_{\text{ref}} = 2.7\text{g/cm}^3$.
 Isolinienabstand: $1\text{mgal} = 10^{-5}\text{m/sec}^2$.

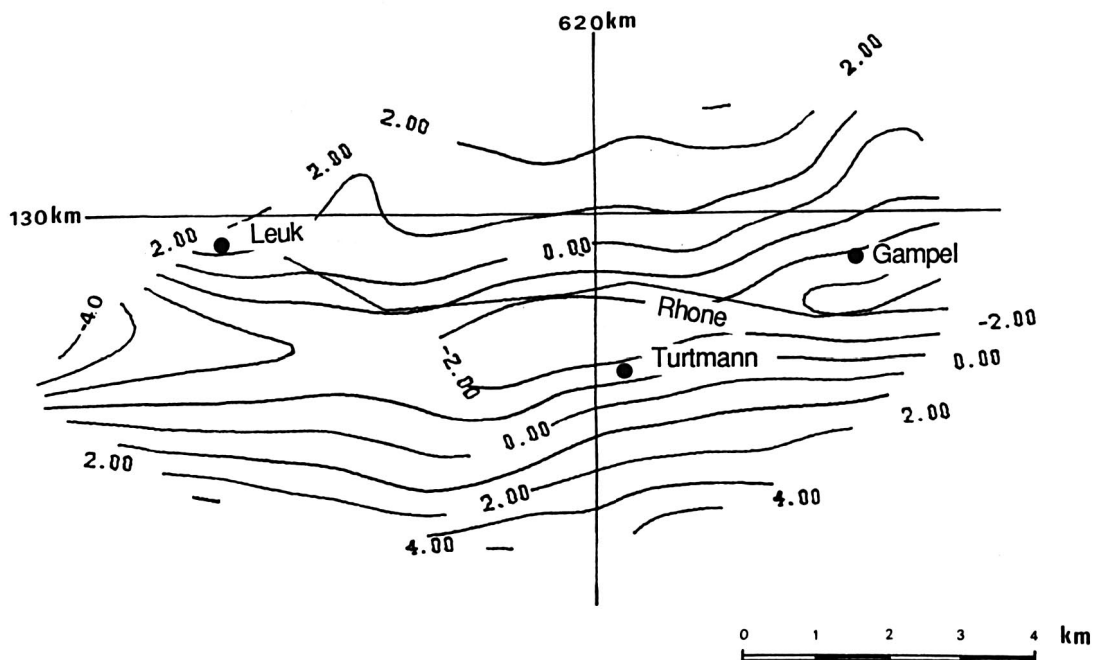


Fig. 52:

Residual - Bouguer - Anomalien nach Abzug von Ivrea - und Moho - Schwerewirkung (mit $H = 32.80\text{ km}$, $\Delta\rho = 0.529\text{ g/cm}^3$). Der Pontiskalk wurde mit einer Dichte von 2.50 g/cm^3 berücksichtigt.

$\rho_{\text{ref}} = 2.70\text{ g/cm}^3$

Isolinien - Abstand = $1\text{ mgal} = 10^{-5}\text{ m/sec}^2$

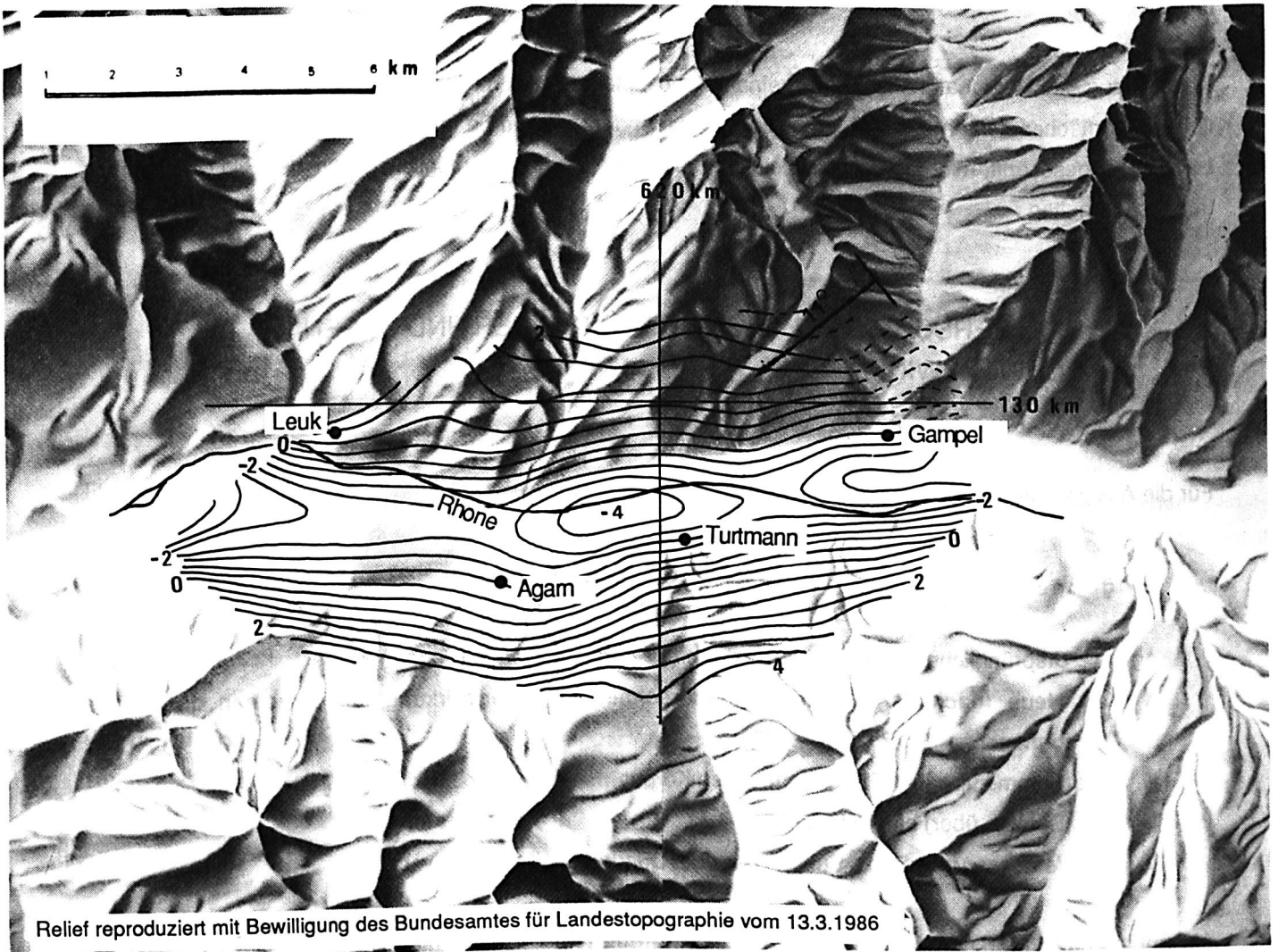


Fig. 53 :

Residual - Bouguer - Anomalien nach Abzug von Moho-, Ivrea-, Aarmassiv- und Pontiskalk- Schwerewirkung.
Referenzdichte $\rho_{\text{ref}} = 2.70 \text{ g/cm}^3$.

Die Werte für den Dichtekontrast $\Delta\rho$ zwischen Kruste und Mantel, sowie für die Moho - Bezugsniveau - Tiefe H sind: $\Delta\rho = 0.529 \pm 0.024 \text{ g/cm}^3$, $H = 32.615 \pm 0.352 \text{ km}$

Der Dichtekontrast Aarmassiv - Referenzdichte beträgt $\Delta\rho = 0.05 \text{ g/cm}^3$.

Der Dichtekontrast Pontiskalk - Referenzdichte beträgt $\Delta\rho = -0.2 \text{ g/cm}^3$.

← Einfallsrichtung des Aarmassivs

--- Das durch Randeffecte (vgl. Text) beeinflusste Gebiet

DIE TALFÜLLUNG

Nach Abzug des Regionalfeldes in Form eines Moho - Modells und nach Berücksichtigung der unterschiedlichen Oberflächendichten des den Rhonetrog umgebenden Fels wurde nun die Möglichkeit des Programms LOBOS ausgeschöpft, mit Hilfe von Ausgleichungen und Iterationen ein möglichst optimales Bild des Quartärtroges zu erhalten :

9.1 DREI VERSCHIEDENE TROGMODELLKÖRPER UND DEREN SCHWEREWIRKUNG

Für die Ausgleichung im Programm LOBOS gilt :

$$g_{\text{gemessen}} + v = \sum_K \Delta g'_K = \sum_K \Delta g_K + \sum_U \frac{\delta g}{\delta \text{Unb.}} \cdot \text{Unb.} + \Delta g_0$$

Δg_K : Ursprüngliche Schwerewirkung der einzelnen den Trog formenden Körper

$\Delta g'_K$: Neue (nach der Ausgleichung berechnete) Schwerewirkung der einzelnen den Trog formenden Körper

K : (Summe über) alle Trog - formenden Körper

U : (Summe über) alle Unbekannte

V : Verbesserungen, (die Summe über die Quadrate soll minimal werden !)

Als unbekannt dürfen $\alpha, \beta, \gamma, A_x, A_y, A_z$ gesetzt werden (vergleiche Kap.6.2.1.3). Mit Hilfe dieser Unbekannten soll die berechnete Anomalie - Form an die gemessene und reduzierte Anomalie - Form angepasst werden. Δg_0 ist eine weitere zugelassene Konstante, welche die Anomalie soweit verschiebt, bis keine unerklärbaren entgegengesetzten Vorzeichen mehr innerhalb der Anomalie auftreten. In unserem Fall stellt Δg_0 den über das ganze Gebiet konstanten Offset dar, auf welchen schon früher hingewiesen wurde (Vgl. Fig.54).

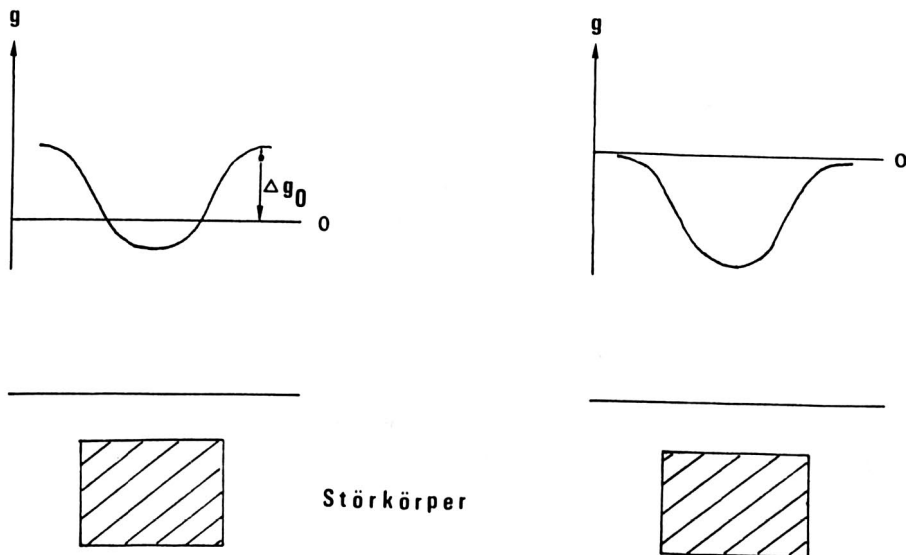


Fig. 54: Der konstante Offset Δg_0 . Δg_0 vermeidet, dass unerklärbare entgegengesetzte Vorzeichen in einer Anomalie auftreten, welche durch unberücksichtigte Additionskonstanten bei den Reduktionen innerhalb der Auswertung der Messungen entstanden sind.

Von den in Figur 53 dargestellten Residual - Bouguer - Anomalien ausgehend wurde nun für drei Trogmodelle Ausgleichung und Iteration vorgenommen.

Das erste Modell (A) erlaubt dem schon früher besprochenen Modell KOR200 eine Variation der Tiefenerstreckung. Der Dichtekontrast Sediment - Referenzdichte wird bei -0.6 g/cm^3 festgehalten. Dies ergab : (Fig. 55)

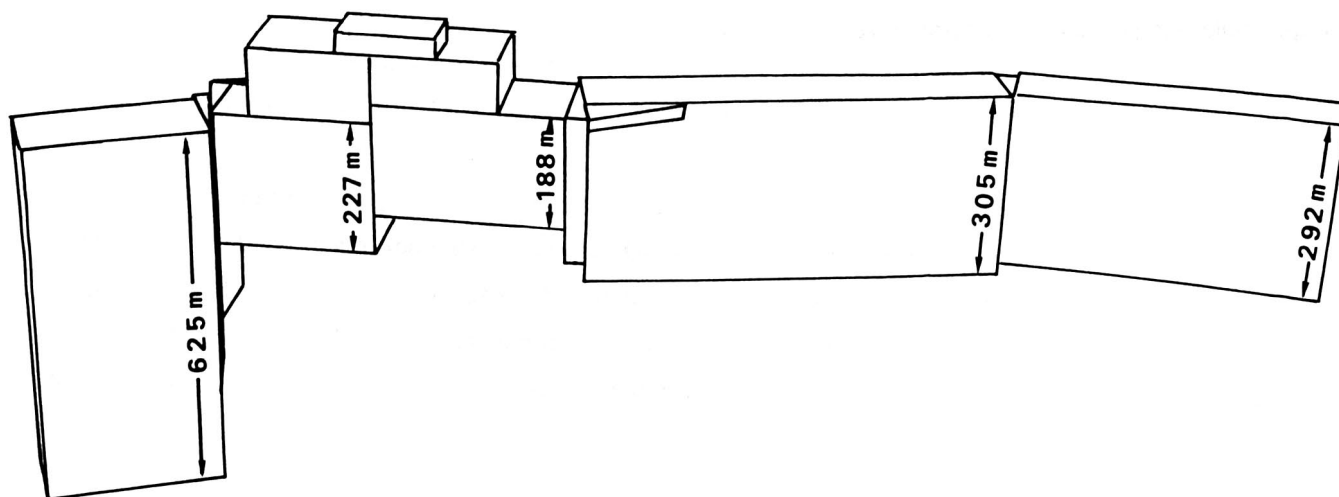
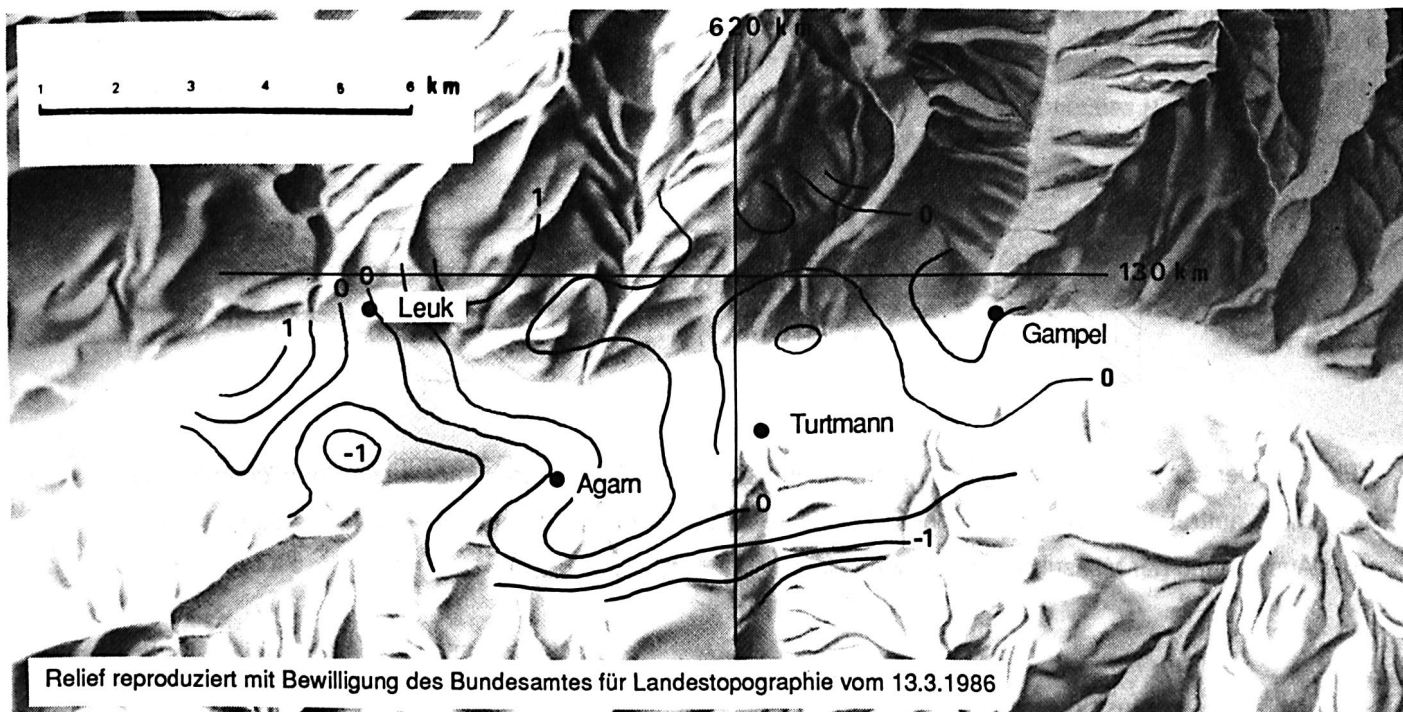


Fig. 55:

Residual - Bouguer - Anomalien und Umriss eines ersten Trogmodells A. Grundriss wie in Fig. 33 ohne die zwei westlichsten Körper. $\Delta\rho$ zwischen Sediment und Fels ist konstant -0.6 g/cm^3 gesetzt (vergleiche Tabelle 11).

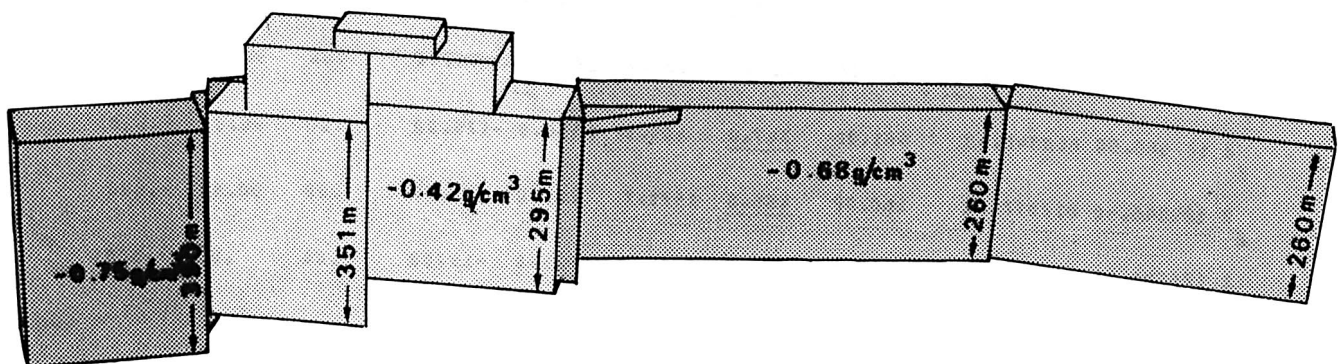
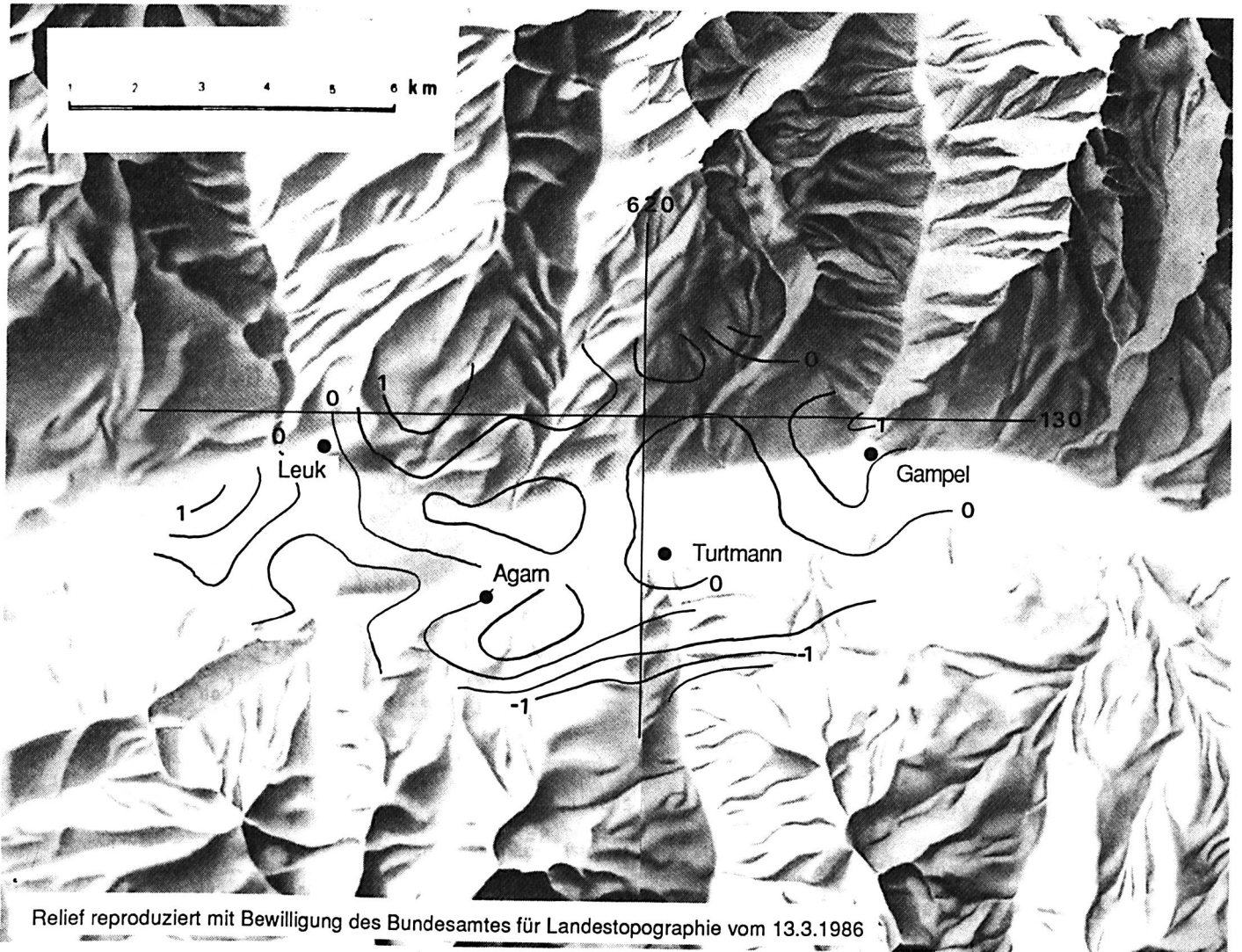


Fig. 56 :

Residual - Bouguer - Anomalien und Umriss des zweiten Trogmodells B. Grundriss wie in Figur 33 ohne die beiden westlichsten Körper. Dichtekontraste und Tiefenerstreckung sind variabel (vergleiche Tabelle 12).

Tabelle 12 :

Input für das Trogmodell B, wie es in Figur 56 abgebildet ist.

S = Erreichte Genauigkeit (in m) nach der letzten Iteration.

EINGELESENE QUADER

ART	X0	Y0	H0	AX	AY	AZ	ALPHA	BETA	GAMMA	SIGMA
1 2 R	127400.00	624937.50	634.00	1012.5	4937.5	<u>260.0</u>	11.00	.00	.00	-.600
AZ	2 IST UNBEKANNT									S = ± 188
2 2	127400.00	624937.50	630.00	<u>260.0</u>	348.5	1012.5	-159.00	.00	90.00	-.600
1 2 R	127470.70	616325.00	625.00	1200.0	6677.5	<u>260.0</u>	-6.00	.00	.00	-.600
AZ	3 IST UNBEKANNT									S = ± 13
2 2	127686.40	619859.90	620.00	<u>20.0</u>	473.9	1550.0	32.00	.00	90.00	-.600
2 2	128511.00	613178.70	620.00	<u>277.0</u>	343.0	1485.3	5.00	.00	90.00	-.600
1 2 R	127235.50	614980.30	618.00	1550.0	3075.0	<u>295.0</u>	5.00	.00	.00	-.420
AZ	4 IST UNBEKANNT									S = ± 28
1 2 R	127466.50	612340.40	585.00	1550.0	2650.0	<u>351.0</u>	5.00	.00	.00	-.420
AZ	5 IST UNBEKANNT									S = ± 52
1 2	127235.50	614980.30	700.00	1550.0	2000.0	<u>82.0</u>	5.00	.00	.00	-.420
1 2	127409.80	612987.90	700.00	1550.0	2000.0	<u>115.0</u>	5.00	.00	.00	-.420
1 2	127285.60	614407.50	735.00	875.0	1600.0	<u>35.0</u>	5.00	.00	.00	-.420
2 2	129561.79	614004.34	600.00	<u>295.0</u>	3210.4	682.4	5.00	.00	90.00	-.420
2 2	129045.40	612077.00	580.00	<u>351.0</u>	682.4	1875.0	-85.00	.00	90.00	-.420
2 2	127466.50	612340.40	561.00	<u>364.0</u>	400.0	1550.0	-175.00	.00	90.00	-.750
2 2	129145.46	612077.01	560.00	<u>377.0</u>	1578.7	265.0	71.00	.00	90.00	-.750
1	126506.10	609551.10	552.00	1578.7	2950.0	<u>390.0</u>	-19.00	.00	.00	-.750
										S = ± 184

Für das dritte Modell C wurden neue Körper geformt : in Modell A und B scheinen die westlichsten Körper die Anomalie nicht richtig kompensieren zu können. Es bleibt eine Residual - Anomalie von 1mgal. Die äussersten westlichen Körper wurden deshalb in ihrer Form verändert und nach der Anomalie - Form ausgerichtet. Auch wurde der unter Turtmann und Gampel liegende Körper unterteilt (Fig. 57) :

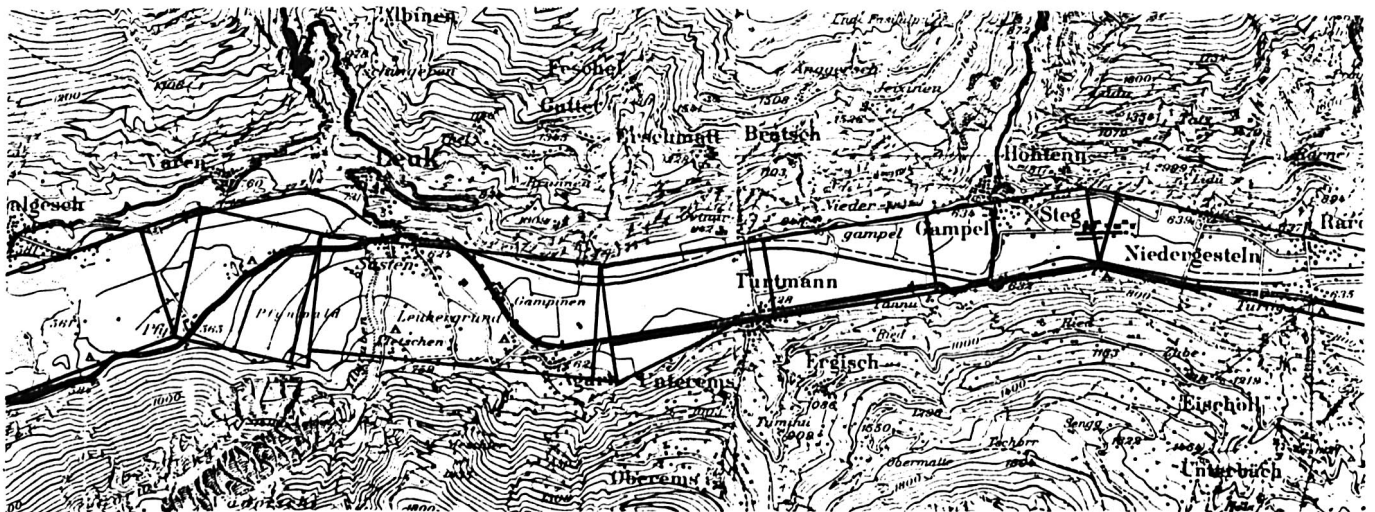
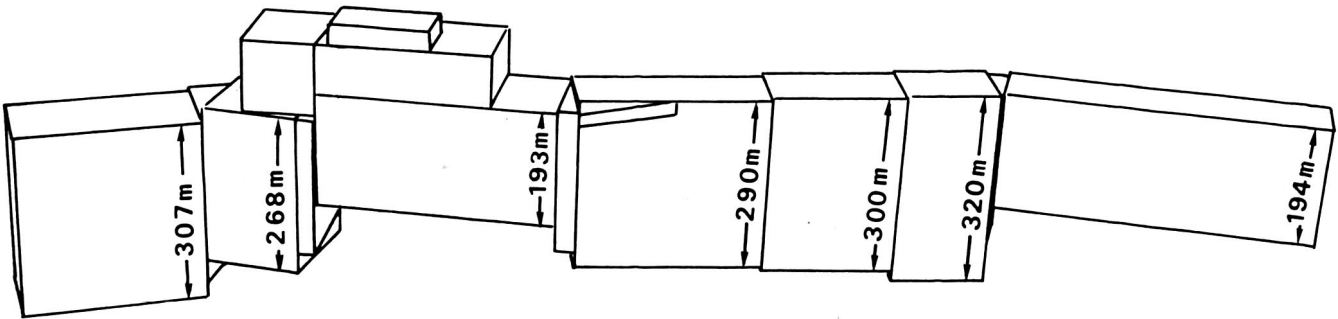
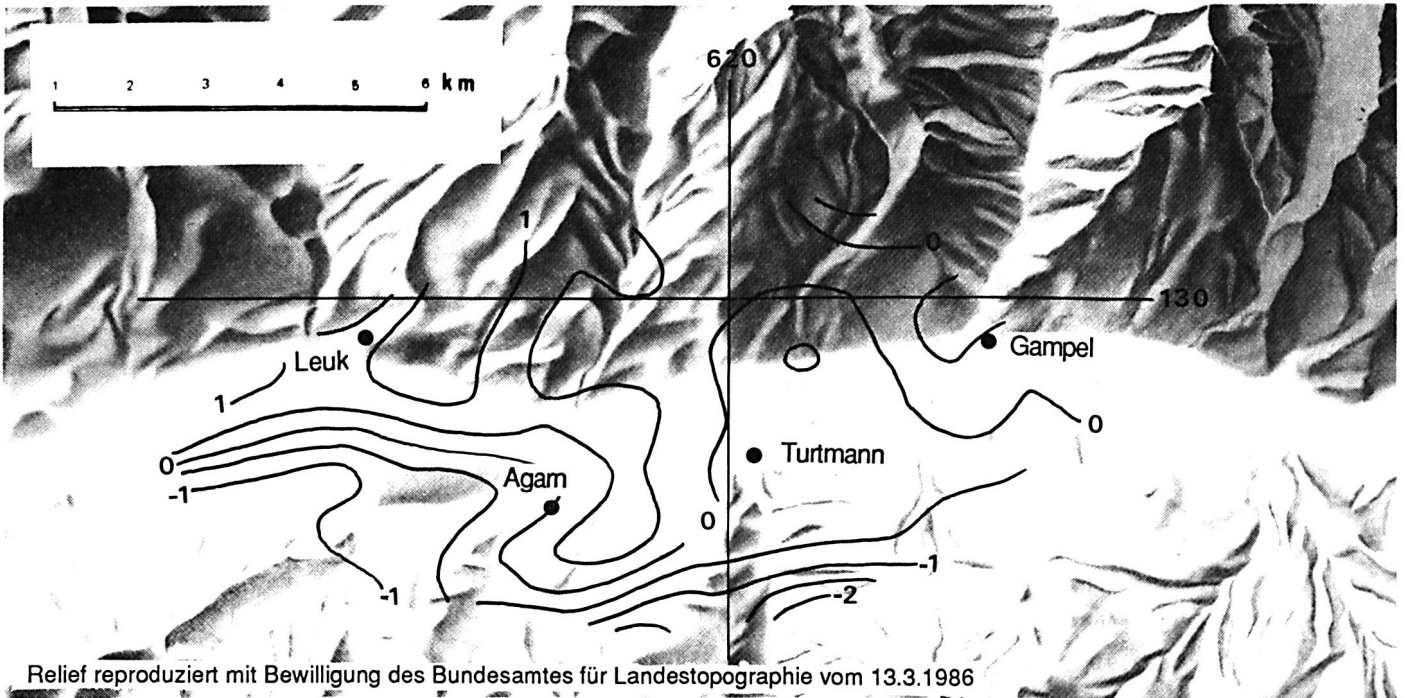


Fig. 57:

Residual - Bouguer - Anomlien, Umriss und Grundriss des dritten Trogmodells C. Der Dichtekontrast zwischen Sediment und Fels wurde konstant -0.6 g/cm^3 gesetzt. Vergleiche mit Tabelle 13.

Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 28.8.1986

Δg_0 beträgt für Modell A : -2.48 mgal

Modell B : -2.48 mgal

Modell C : -2.33 mgal

Für alle drei Modelle ist die erreichte Genauigkeit bei den östlichen und westlichen Randkörpern schlecht. Dies ist verständlich, da diese Körper nur durch die äussersten Messpunkte bestimmt sind.

9.2 BEMERKUNGEN ZU DEN MODELLEN UND ZUR MODELLIERUNGSMETHODE

Von den drei dargestellten Modellen erscheint Modell C am realistischsten, da es weder einen enormen Mächtigkeitssprung der Körper (von 626m zu 227 m in Modell A) noch starke laterale Dichteschwankungen (Modell B) aufweist. Auch erscheint keine ausgeprägte Residualanomalie am Westrand des Messgebiets mehr. Man ist eher geneigt, im Pontiskalk (noch immer zu grosse Dichte ?) und Pfynfächer die Ursache für den leicht gedrängten Verlauf der Isolinien im Südwesten zu sehen:

Durch Dreiecks- und Rechtecksflächen lassen sich nicht beliebige Formen darstellen. So ist es auffallend, dass über dem Pfynfächer bei allen drei Modellen ein Anomalie - Minimum liegt. Das heisst, dass dieses Gebiet durch die Modelle noch unterkompensiert ist. Es ist schwierig, einen kegelförmigen Fächer aus Dreiecks - und Rechtecksprismen zu formen. Dies müsste durch ein Aufeinanderschichten von dünnen Rechtecksprismen geschehen, was hier nur annäherungsweise gemacht wurde (vergleiche Umriss der Modelle A, B und C).

Alle drei Residualanomalien weisen eine gewisse Steilheit im Süden auf. Könnte das ein Hinweis auf die durch das Einfallen des Aarmassivs verursachte und durch Dreiecks- und Rechtecksprismen nicht ausdrückbare Trogschiefe sein? Es ist auch möglich, dass die Dichte für das Penninikum noch nicht exakt gewählt wurde.

Eine Verfeinerung der Trogmodelle mit der beschriebenen Methode wäre mit grossem Aufwand verbunden. Immerhin ist die Bouguer - Anomalie bei allen drei Modellen bis auf ± 1 mgal erklärt.

9.3 ZUR PROBLEMATIK DER AUSWERTUNG

Anstelle eine Fehlerbetrachtung soll hier ein Überblick zur Problematik der Modellierungsmethode gegeben werden :

- Der Abzug der regionalen Anomalie erfolgte mit Hilfe eines Moho - Modells (Kap.7). Die Mohotiefe ist aus seismischen Messungen mit einer Genauigkeit von $\pm 2\text{km}$ bekannt.
- Dichtezunahmen mit der Tiefe innerhalb der Lithosphäre sind zu wenig bekannt und konnten nicht berücksichtigt werden.
- Die Schwerewirkung der Lithosphären- Asthenosphärengrenze konnte ebenfalls nicht berücksichtigt werden (Kap. 7.2)
- Die Oberflächendichten der Gesteine wurden zwar recht genau bestimmt ($\pm 0.01\text{g/cm}^3$), über Dichte- veränderungen bei einer gewissen Überlast mit der Tiefe kann aber keine Aussage gemacht werden.
- Auch ist schwer zu sagen, wie die geologischen Profile in der Tiefe mit der Wirklichkeit übereinstimmen.

All dies sind Fakten, welche deutlich machen, dass keine absolute Aussage über genaue Trogform und Tiefe gemacht werden kann.

9.4 EINE LÖSUNG NACH DEM NEUEN INVERSIONSPROGRAMM INVGRA

Zum Schluss sollen hier noch die Ergebnisse eines neuen noch nicht ganz fertig gestellten Programms von E. Klingelé dargestellt werden, welches die Bouguer - Anomalien direkt in eine Störkörperform invertiert.

Als Input diente die in Figur 53 abgebildete Anomalie nach Abzug des konstanten Offsets $\Delta g_0 = -2.33 \text{ mgal}$ (Modell C). Als Oberfläche muss (bis jetzt noch) eine Ebene eingegeben werden, was besonders beim Pfynfächer verfälschend wirkt. Auch sind die Talränder zu steil (von 0 auf - 240 m !). Die erreichte Genauigkeit ist noch schlecht, das maximale Residuum hat eine Wert von 2.3 mgal.

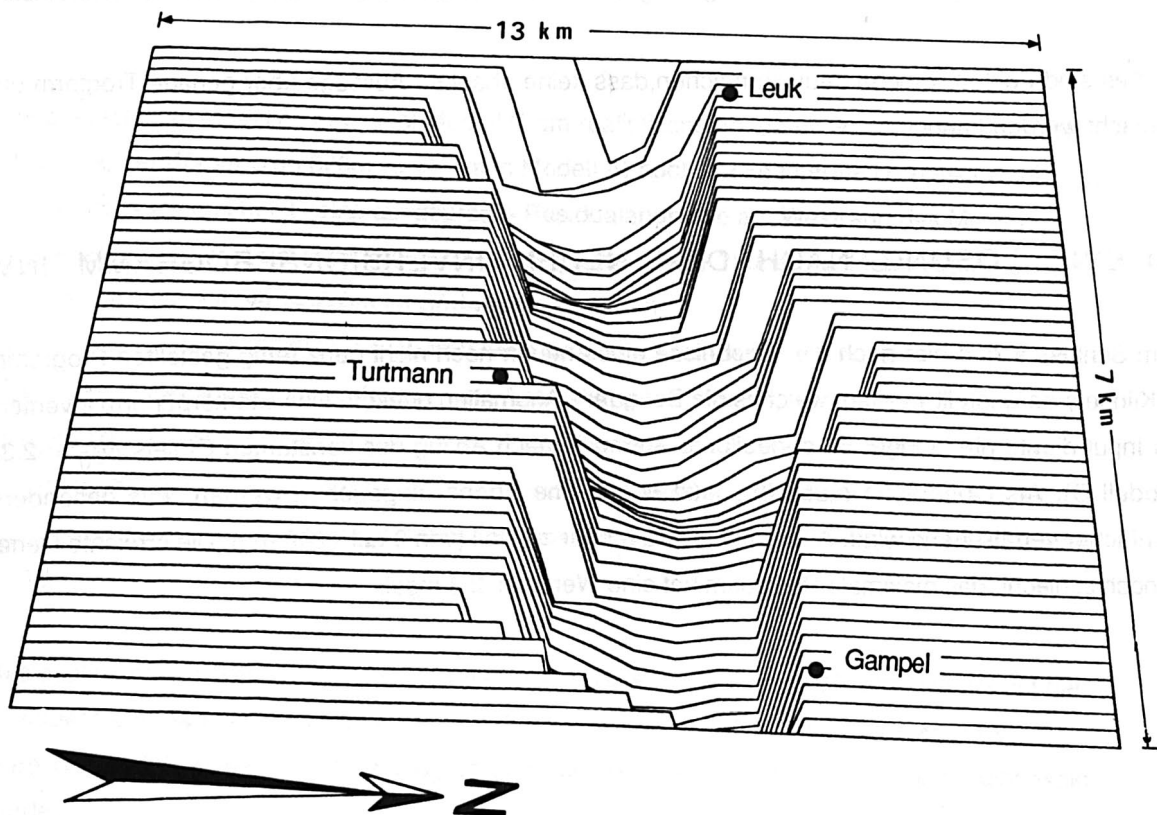
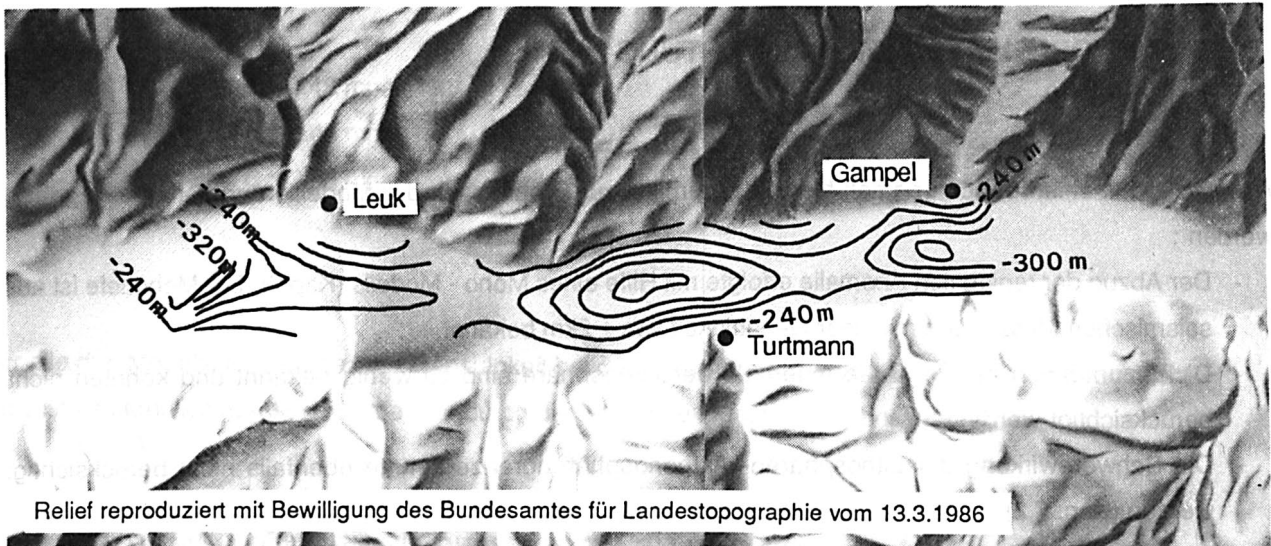


Fig. 58:

Isolinien - Tiefenplan und 3-d Darstellung des Rhonetroges, berechnet mit dem Inversionsprogramm INVGRA von E. Klingelé.

Isolinien - Abstand : 20 m

SCHLUSSWORT

Der Rhonetrog sollte unter Gampel, Turtmann und Agarn 300m tief sein, wenn der angenommene mittlere Dichtewert von 2.1 g/cm^3 für das Sediment der Wahrheit entspricht. Unter dem Pfynfächer existiert entweder eine markante Schwelle (~100m) oder die Aufschüttung des Pfynfächers hat eine andere Dichte als das übrige Sediment. Diese müsste sich auf $\sim 2.3 \text{ g/cm}^3$ belaufen, was nicht mit den Erfahrungswerten übereinstimmen würde (vgl. mit der Tabelle auf S. 53 : "Schuttfächerablagerung $1.8 - 2.1 \text{ g/cm}^3$, Alluvionen $1.8 - 2.1 \text{ g/cm}^3$ "). Auch plädieren Geologen für eine Schwelle bei Susten (Büro Schmid, Wallis). Über eine mögliche Neigung des Troges gegen SW lässt sich mit den bisher verwendeten Methoden der Modellformung noch keine Aussage machen, eine Weiterentwicklung des Inversionsprogrammes von E. Klingelé oder ein anderes derartiges Programm liessen dies vielleicht zu.

Genauere Oberflächendichtenbestimmungen des den Sedimenttrog umgebenden Gesteins standen zur Verfügung. Allerdings ist eine Dichtebestimmung für eine inhomogene tektonische Einheit immer problematisch. Auch ist es unmöglich, eine starke Zerklüftung des Gesteins, wie sie beim Pontiskalk auftritt, bei den Dichtebestimmungen zu berücksichtigen. Eine Simulation des theoretischen Schwereeffektes nach geologischen Modellen wäre möglich.

Ein Streitpunkt dieser Arbeit dürfte die Verwendung eines Moho - Modells für den Abzug der regionalen Anomalie sein. Es soll hier nochmals betont werden, dass dies ein Modell in Ermangelung von etwas besserem ist. Dieses Modell produziert jedoch eine recht glaubwürdige Restanomalie.

VERZEICHNIS DER PROGRAMMAUTOREN

AIMO	Dr. E. Klingelé
AUFRUF	A. Geiger
AUSGL	A. Geiger, I. Bernauer
DIVA	A. Geiger, I. Bernauer
EINFL 2	A. Geiger
FLACHCO	A. Geiger
GEBIET	A. Geiger
INTEPOL	Dr. E. Klingelé
INVGRA	Dr. E. Klingelé
ISOS	Dr. E. Klingelé
KORAB	A. Geiger, I. Bernauer
KOERKON	A. Geiger
LOBOS	B. Wirth
MOEINF	A. Geiger, D. Santini
MODTOP	Dr. E. Klingelé
PAAPA	Dr. E. Klingelé
PLOUF	D. Plouff (US Geological Survey), modifiziert von R. Olivier, J. J. Wagner und E. Klingelé
POINTE	Dr. E. Klingelé
PROPI	Dr. E. Klingelé
SCYLLA	Dr. E. Klingelé
TOPOTEST	E. Kissling, K. Renggli

LITERATURHINWEISE

- *1 TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland, Part A, S. 8 - 9.
- *2 STECK, R. (1980): Geology of Switzerland, Part B, S.138.
- *3 BUGNON, P. C. (1981): Géologie des racines helvétiques dans la région de Loèche (Valais), Bull.Soc. Vaud. Sci. Nat. N°395 Vol75, S.201 - 206.
- *4 MARTHALER, M. (1984): Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourmagne (Valais), Eclogae geol. Helv. Vol.77/2, S. 395 - 448.
- *5 BURKHARD, M., Universität de Neuchatel, Institut de Géologie: Verschiedene persönliche Mitteilungen.
- *6 JÄCKLI, R. (1950): Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy, Val d'Anniviers und Visp, Eclogae geol. Helv. Vol.43/1, S.32 -93.
- *7 TRÜMPY, R. (1985): Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen.
- *8 BÜCHI, U. P. und TRÜMPY, R. (1976): Bemerkungen zum geologischen Profil längs der Geotransverse Basel - Chiasso, Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56.
- *9 LANDOLT - BÖRNSTEIN (1982): Physical Properties of Rocks, Vol 1a, S.113 - 119.
- *10 WAGNER, J.-J. U. (1970): Elaboration d'une carte d'anomalie de Bouguer, étude de la vallée du Rhone de St. Maurice à Saxon, thèse Université de Genève.
- *11 SCHWEIZERISCHE GEODÄTISCHE KOMMISSION (1959): Astronomisch - geodätische Arbeiten in der Schweiz, Gravimetermessungen in den Jahren 1953 bis 1957, Tabelle 9.3.3.
- *12 TALWANI, M., H.R. POPPE and P.D. RABINOWITZ (1972): Gravimetrically determined geoid in the western North Atlantic. In: Sea Surface Topography from Space. NOAA, Tech. Report ERL-228-AOML 7-2: 1-34, Boulder, Colorado.
- *13 FISCHBACH, E. et al (1986): Reanalysis of the Eötvös Experiment, physical review letters, Vol.56/1.
- *14 MILITZER, H. und WEBER, F. (1984): Angewandte Geophysik, Bd.1, S.25 -26.
- *15 KAHLE, H.- G. (1986): Skript zur Vorlesung Physikalische Geodäsie, ETH Zürich.
- *16 DEFANT, A. (1953): Ebbe und Flut des Meeres, der Atmosphäre und der Erd feste, S.18 - 27.
- *17 OLIVER, W. und SALTUS, R.W. (1985): Variations in new isostatic gravity maps of the southwestern United States based on nine models, workshop - report IAG -SSG, S.26 und 55.
- *18 SCHWENDENER, H. (1983): Ein gravimetrisches Krusten - Mantel - Modell für ein Profil vom nördlichen Alpenvorland bis an die Ligurische Küste, S.76 -78.
- *19 KISSLING, E. (1980): Krustenaufbau und Isostasie in der Schweiz, Diss. ETH Zürich, S.125 - 131, S.106 - 111.
- *20 WIRTH, B. (1985): Störkörperbestimmung im Gebiet der Ivrea - Zone aus gravimetrischen und geodätischen Messungen, IGP Bericht Nr.93, ETH Zürich, S. 20 - 34.
- *21 AMPFERER, O. (1906): Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen, S. A. Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Bd. 56, 3. und 4. Heft, S.539 - 622.

- *22 GIRDLER, R. W. und BROWN, C. (1980): Interpretation of African Gravity and Its Implication for the Breakup of the Continents, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 85, S.6443 - 6455.
- *23 HÜGI, TH. (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs, *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz*, N. F. 94.
- *24 DURNEY, D. W. (1972): Deformation History of the Western Helvetic Nappes (VS), Thesis University of London, S.283 - 295.
- *25 DE QUERVAIN, F. und VON MOOS, A. (1948): *Technische Gesteinskunde*, S.135 - 141.

ANHANG

Die Lokalitäten der Gesteinsproben sind in der Abbildung auf Seite 106 eingetragen. Die Dichten der einzelnen Gesteinsproben sind in der Tabelle auf Seite 102 ff. aufgelistet.

Die Probennummer setzt sich zusammen aus:

Ziffer	Lokalität (s. Abb)
Grossbuchstabe	Sublokalität (Aufschlüsse)
Kleinbuchstabe	Handstücknummer

Gesteinsdichten

	Probenummer	Dichte (g/cm ³)	%	
<u>Aarmassiv</u>				
Paragneis, amphibolitisch	1D -a	2.79		
	-b	2.77		
	-c	2.81		
	2A -a	2.83		
	-b	2.83		
	-c	2.84		
	-d	2.85		
	2F -a	2.95		
	-b	2.96		
	-c	2.91		
		mittlerer Dichte =	2.86	12%
	Paragneis	2B -a	2.76	
-b		2.70		
-c		2.76		
2C -a		2.71		
-b		2.72		
-c		2.72		
1B -a		2.82		
-b		2.83		
-c		2.84		
		mittlere Dichte =	2.76	21%
Orthogneis	1A -a	2.71		
	-b	2.72		
	-c	2.71		
	1C -a	2.64		
	-b	2.63		
	2D -a	2.66		
	-b	2.65		
	-c	2.68		
	2E -a	2.64		
	-b	2.63		
	-c	2.63		
		mitlerer Dichte =	2.66	11%
Granodiorit	3A -a	2.64		
	-b	2.64		
	-c	2.64		
	-d	2.63		
		mittlere Dichte =	2.67	10%
Granit (nach Hügi,1956)		2.70	24%	
<u>mittlere Gesteinsdichte der tektonischen Einheit Aarmassiv :</u>		2.71 g/cm ³		

		103 Probenummer	Dichte (g/cm ³)	%
<u>Helvetikum = "Malmkalk"</u>				
Valanginien schisteux (nach Durney, 1972)			2,68	12%
Malm	4A -a		2.70	
	-b		2.70	
	-c		2.70	
	4B -a		2.70	
	-b		2.70	
	-c		2.70	
	mittlere Dichte =			2.70
Oxfordian (nach Durney, 1972)			2.69	4%
Dogger (Kalk, Kieselkalk)	5A -a		2.65	
	-b		2.68	
	-c		2.66	
	5B -a		2.67	
	-b		2.68	
	-c		2.67	
	5C -a		2.68	
	-b		2.69	
	-c		2.69	
	5D -a		2.67	
	-b		2.68	
	-c		2.68	
	mittlere Dichte =			2.67
Aalenien (nach Durney, 1972)			2.69	8%
Lias	2H -a		2.69	
	-b		2.69	
	-c		2.69	
	7A -a		2.66	
	-b		2.65	
	-c		2.67	
	(nach Durney, 1972)		2.69	
mittlere Dichte =			2.68	18%
Trias	6A -a		2.80	
	-b		2.80	
	-c		2.82	
	6B -a		2.80	
	-b		2.80	
	-c		2.79	
	mittlere Dichte =			2.80

Mittlere Dichte der tektonischen Einheit "Malmkalk": 2.70g/cm³

	Probenummer	Dichte
<u>Penninikum</u>		
Trias Dolomit	8A -a	2.71
	-b	2.72
	-c	2.72
	8B -a	2.71
	-b	2.71
	-c	2.71
	9A -a	2.70
	-b	2.70
	-c	2.70
	9B -a	2.83
	-b	2.83
	-c	2.83
	mittlere Dichte =	2.74
Trias Quarzit	13A -a	2.62
	-b	2.63
	-c	2.63
	16A -a	2.66
	-b	2.66
	-c	2.66
	mittlere Dichte =	2.64
"Gips" = Anhydrit (nach de Quervain,19		2.9
"Pontiskalk"	10A -a	2.80
	-b	2.82
	-c	2.81
	10B -a	2.70
	-b	2.70
	-c	2.66
	mittlere Dichte =	2.75
"Bündnerschiefer"	15A -a	2.68
	-b	2.69
	-c	2.68
	15B -a	2.70
	-b	2.69
	-c	2.71
	15C -a	2.72
	-b	2.71
	-c	2.71
	mittlere Dichte =	2.70
	Probenummer	Dichte

Casannaschiefer	11A -a	2.78
	-b	2.77
	-c	2.77
	11B -a	2.75
	-b	2.78
	-c	2.76
	12B -a	2.74
	-b	2.74
	-c	2.69
	12C -a	2.76
	-b	2.76
	18A -a	2.78
	-b	2.83
-c	2.82	
	mittlere Dichte =	2.77

Karbonschiefer	14A -a	2.73
	-b	2.74
	-c	2.73
	14B -a	2.73
	-b	2.74
	-c	2.73
	17A -a	2.78
	-b	2.79
	17B -a	2.74
		mittlere Dichte =

Mittlere Dichte der tektonischen Einheiten "Zone Sion - Courmaveur und Zone Houillère":

Trias Dolomit	13%
Trias Quarzit	20%
Anhydrit	3%
Pontiskalk	5%
Bündnerschiefer	38%
Casannaschiefer	5%
Karbonschiefer	16%

Dichte dieser Einheit: 2.71 g/cm³

Mittlere Dichte der tektonischen Einheit "Pontiskalk":

Pontiskalk	100%
------------	------

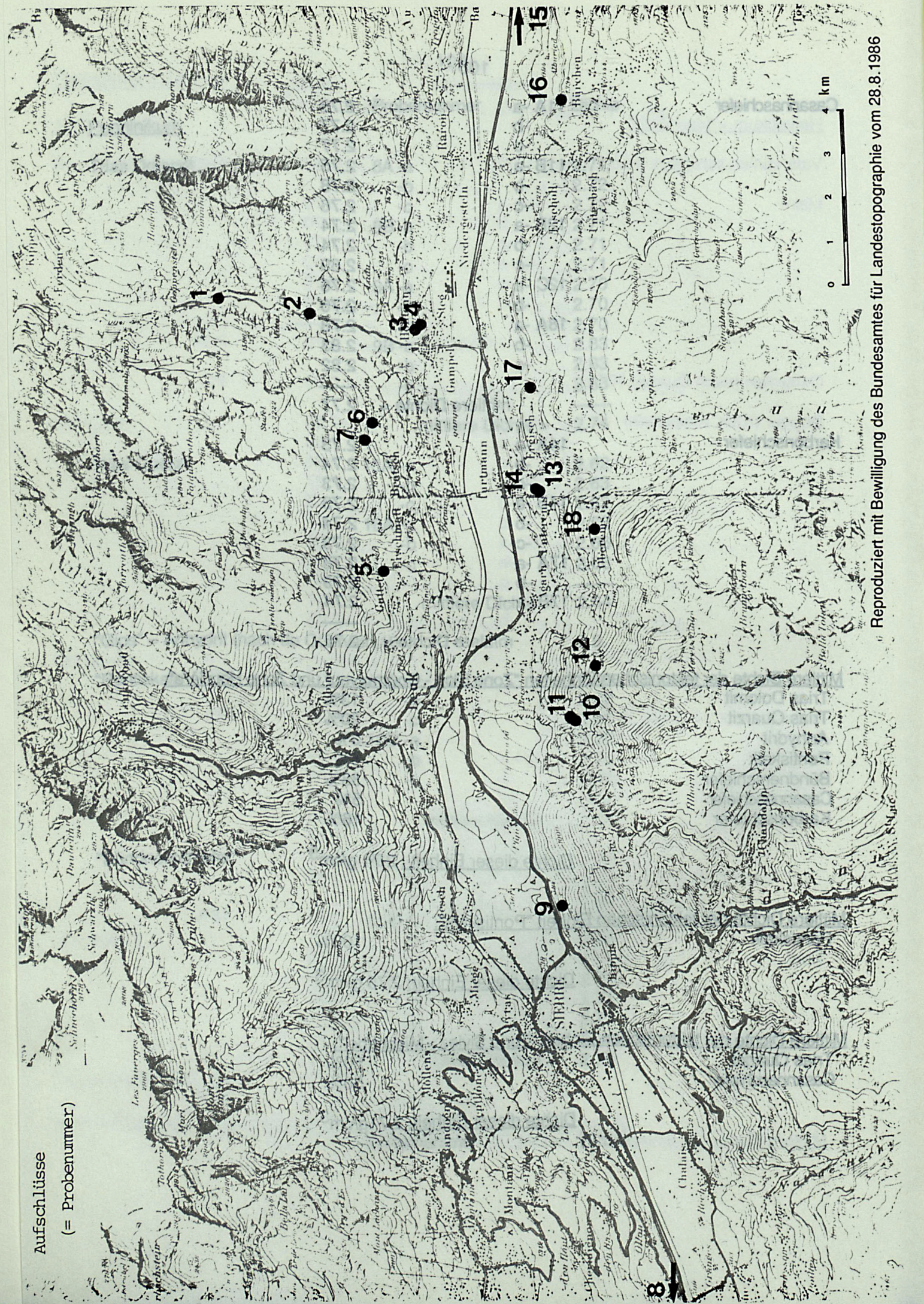
Dichte dieser Einheit: 2.75 g/cm³

Mittlere Dichte der tektonischen Einheit "Zone Siviez - Mischabel":

Trias Quarzit	50%
Casannaschiefer	50%

Dichte dieser Einheit: 2.71g/cm³

Aufschlüsse
(= Probenummer)



Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landesopographie vom 28.8.1986