

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 39 (1946)
Heft: 2

Artikel: Über den Zusammenhang zwischen der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea
Autor: Niggli, Ernst
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-160786>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 17.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Über den Zusammenhang zwischen der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea.

Von **Ernst Niggli** (Zürich-Leiden).

Mit 4 Textfiguren.

Summary: The procedure for determining the gravity anomaly of three-dimensional masses of any shape which is set out in the foregoing work by F. GASSMANN and D. PROSEN is applied to the investigation of the cause of the positive gravity anomaly on Lake Maggiore in Southern Switzerland (see the map included in the thesis, Lit. 10). The procedure has proved in the course of the application in question to be very servicable in a case which is not so simple as the theoretical example in the thesis mentioned. The gravity anomaly extends in one direction practically to infinity, and the subterranean mass which has to be regarded as the cause of the gravity anomaly breaks down into a few component masses of different densities.

Das Problem.

Das in der vorstehenden Arbeit erläuterte Verfahren zur Ermittlung der Wirkung dreidimensionaler Massenordnungen auf die Schwereintensität (siehe Lit. 2) wurde zur Prüfung seiner praktischen Brauchbarkeit auf einen realen, nicht konstruierten Fall angewendet, und zwar wurde ein Beispiel aus dem Kreise der allgemeinen Geophysik gewählt, das auch vom geologischen Standpunkte aus von Interesse ist.

Eine Schwerekarte von Mitteleuropa (nicht isostatisch reduziert, siehe z. B. bei KOSSMAT (Lit. 6)), zeigt, dass im Bereich des jungen Falten- und Deckengebirges der Alpen eine Zone negativer Anomalie der Schwereintensität existiert, wobei die Schwerewerte mehr als 100 Milligal (in der Schweiz Extremum: —174 Milligal bei Martinsbruck) kleiner sein können als im Vor- oder Rückland. Im Querschnitt der Bündner Alpen besitzt diese „Schweresynklinale“ einen im grossen und ganzen symmetrischen Bau, ohne dass Komplikationen auftreten. Meist wird angenommen (siehe z. B. Lit. 3), dass diese negative Schwereanomalie („Schweredefizit“) mit einer Verdickung des spezifisch leichten Sials im Bereich der alpinen Orogenese zusammenhängt. In den Westalpen, westlich der Tessiner Kulmination, sind die Verhältnisse nicht mehr so einfach wie in den Ostalpen. Die Schweresynklinale ist hier ausgeprägt asymmetrisch, es überlagert sich ihr im Süden eine schmale „Schwereantiklinale“, wobei im Maximum Werte von +76 Milligal (Ivrea) gegenüber den „normalen“ Werten im Vor- und Rückland

erreicht werden. Die Achse der positiven Schwereanomalie liegt auf einer bogenförmigen Linie Brissago–Biella–Ivrea. Bei Brissago verflacht sich die Schwereantiklinale gegen Osten sehr rasch und ist östlich des Tessinflusses nicht mehr deutlich zu konstatieren. Ein Vergleich der Schwerekarte der Alpen mit einer geologisch-tektonischen Karte (z. B. Lit. 14) zeigt nun eine in die Augen springende Übereinstimmung des Verlaufes dieser positiven Schwereanomalie mit der Zone von Ivrea (der «formazione diorito-kinzigitica» der italienischen Geologen). Diese Zone von Ivrea ist petrographisch durch ihren Reichtum an basischen und ultrabasischen Eruptivgesteinen (z. T. mit Paralleltexur) ausgezeichnet (siehe z. B. CADISCH, Lit. 1). Gesteine dieser Art (Peridotite, Gabbros, Norite, Diorite) besitzen nun grössere Dichten (2,9–3,3), als den Durchschnittswerten des Sials (um 2,7) zukommt; sie entsprechen den Dichtewerten, die dem Sialsima bzw. dem Sima zugesprochen werden. Es drängt sich daher ohne weiteres die Vermutung eines Zusammenhangs zwischen der Ivreazone bzw. ihres Gesteinsinhalts und der genannten positiven Schwereanomalie auf. Auf einen solchen möglichen Zusammenhang ist von geologischer Seite schon aufmerksam gemacht worden. ALB. HEIM (Lit. 3, S. 53) schrieb zum Beispiel: „...der Südfuss (der Alpen) in den Narben der aufgestiegenen Wurzelzonen hat eine schmale Zone Schwereüberschuss, an welchem zum Teil wohl die Anhäufung basischer Eruptiva der Ivreazone schuld sein wird.“

Als Hauptstütze für die Hypothese eines solchen Zusammenhanges sei noch erwähnt, dass das Endigen der Schwereantiklinale östlich des Tessinflusses in bester Übereinstimmung mit der Tatsache steht, dass östlich des Tessins die Ivreazone zum mindest nicht mehr mit ihrem im Westen typischen Gesteinsinhalt angetroffen wird.

Im folgenden soll nun versucht werden, durch Berechnungen abzuklären, ob der Gesteinsinhalt der Ivreazone bei den in der Literatur zu findenden geologisch-tektonischen Annahmen über die Fortsetzung der Zone nach der Tiefe die positive Schwereanomalie auch quantitativ zu erklären vermag. Wir beschränkten uns hierbei auf den schweizerischen, östlichsten Teil der Ivreazone, und zwar auf ein Querprofil Formazza–Brissago–Mendrisio, wobei jedoch die Wirkung der gesamten Ivreazone auf die Schwereintensität in diesem Querprofil berücksichtigt werden soll.

Die Grundlagen und die Resultate der Berechnungen.

Für die gravimetrischen Verhältnisse konnten wir uns auf die Untersuchungsergebnisse von NIETHAMMER (Lit. 7–10) stützen. Aus der in seinen Arbeiten publizierten Schwerekarte der Schweiz (Lit. 10) wurde ein Schwereprofil Solothurn–Mendrisio gezeichnet (Fig. 1). Es handelt sich hierbei um relative Werte der Schwereintensität (unter Abzug der „Normalschwere“, = Bouguer'sche Schwereanomalien) die erhalten werden, wenn die Geländereduktion, die Freiluftreduktion und die Bouguerreduktion durchgeführt worden sind, also ohne isostatische Reduktion.

Man erkennt nun aus Fig. 1 deutlich die grosse alpine Schweresynklinale, die im Profil bei Reckingen im Oberwallis ihre „tiefste Stelle“ hat und der sich zwischen Campo und Mendrisio eine Schwereantiklinale überlagert, die eine deutlich geringere Halbwertbreite als die synklinale Großstörung besitzt. Im folgenden interessiert nun nur diese überlagernde Schwereantiklinale; als „Normalschwere“ ist daher in unserem Fall derjenige Schwerewert einer Station zu nehmen, der gefunden würde, wenn die Schwereantiklinale von Brissago fehlte und die synklinale

Hauptanomalie einen symmetrischen Verlauf wie in Graubünden hätte (wo die Ivreazone fehlt). Die gestrichelte Kurve in Fig. 1 zwischen Formazza und Mendrisio gibt den Verlauf der hier angenommenen „Normalschwere“ wieder. In Fig. 4 sind die auf diese „Normalschwere“ reduzierten Werte graphisch aufgetragen (= „gemessene Werte“ in Fig. 4)¹⁾. Selbstverständlich soll dieses Vorgehen nicht etwa andeuten, dass das ausgedehntere Schwereminimum und das schmalere Schweremaximum ganz verschiedene Ursachen haben: beide beruhen doch wohl auf Unregelmässigkeiten der Grenzfläche zwischen dem leichten Sial und den schwereren Unterschichten der Erdkruste, wobei in der Ivreazone offenbar Teile von Sima- bzw. Sialsimaähnlichem Material bis nahe oder ganz an die Erdoberfläche reichen. Die in Fig. 4 erhaltene Kurve der „gemessenen“ Werte wurde nun mit verschiedenen berechneten Kurven verglichen. Dabei wurden folgende Annahmen gemacht:

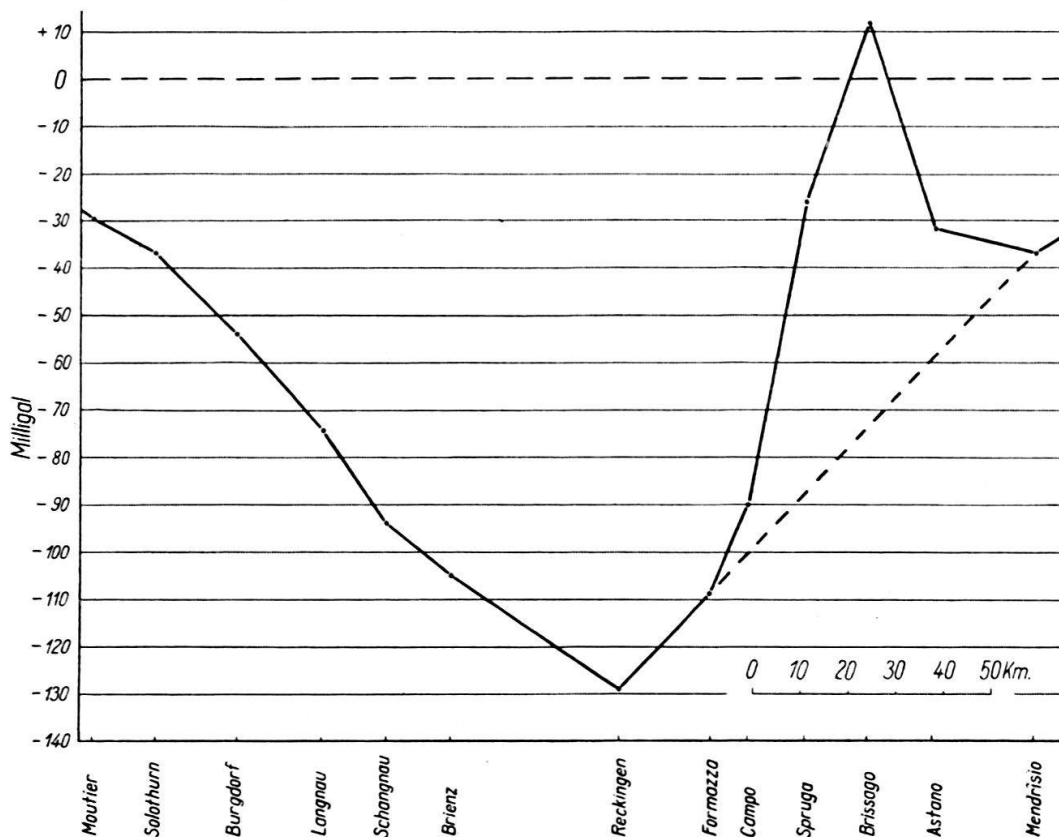


Fig. 1. Schwereprofil Solothurn–Mendrisio (nach NIETHAMMER, Lit. 7–10). Werte in Milligal = BOUGUER'sche Schwereanomalien.

Über die Dichtewerte der Gesteine der Ivreazone und ihrer Nachbarzonen orientierten uns Lit. 7–10 und Lit. 11. Den der Ivreazone im Norden vorgelagerten Gesteinen, zur Hauptsache Mesogneisen, kommt nach den zahlreichen Dichtebestimmungen, die in Lit. 11 zu finden sind, eine mittlere Dichte von 2,67–2,70 zu. Ähnliche Dichtewerte besitzen auch die Gesteine in der der Ivreazone im Süden folgenden Altkristallinmasse des Seengebirges. Demgegenüber zeigen nun

¹⁾ Die „gemessenen Werte“ in Fig. 4 geben also an um wieviel Milligal die wirklichen Werte von Fig. 1 von der gestrichelten Kurve (= „Normalschwere“) abweichen.

die Hauptgesteine der Ivreazone wesentlich höhere Werte. Für die basischen Gesteine (Gabbro, Diorite-Amphibolite) kann eine mittlere Dichte μ von 3,0 (in Lit. 11 z. B., S. 189, Gestein 117, $\mu = 3,06$), für die ultrabasischen Gesteine (Peridotite) eine solche von 3,3 angenommen werden. Aber auch die Gneise der Ivreazone besitzen eine höhere Dichte als die Gneise der umgrenzenden Zonen. Wir finden hauptsächlich hochmetamorphe Granatgneise (oft sillimanitführend: sog. Kinzigitgneise), denen nach Lit. 11 (S. 189, Gesteine 123, 124) Dichtewerte μ von 2,9 und 2,95 zukommen. Da jedoch nur wenige Dichtebestimmungen dieser Gesteine vorliegen und auch nicht bekannt ist, wie sich die Gneismasse als Ganzes verhält, wurde den Berechnungen nur ein Wert von 2,8 zu Grunde gelegt. Wird nun den Gesteinen der angrenzenden Zonen eine mittlere Dichte von 2,7 (was zugleich ungefähr der mittleren Dichte des Sials s. str. entspricht) zugeschrieben, erhält man für die Gesteine der Ivreazone folgende Dichtedifferenzen gegenüber dem Wert 2,7:

| | |
|--------------------------------|--------------------|
| ultrabasische Eruptivgesteine: | $\Delta\mu = +0,6$ |
| basische Eruptivgesteine: | $\Delta\mu = +0,3$ |
| Kinzigitgneise: | $\Delta\mu = +0,1$ |

Über die Ausdehnung der Ivreazone an der Erdoberfläche orientierten uns die Karte von F. HERMANN (Lit. 4), sowie die Karte von RADEFF in Lit. 13, nach welchen eine Übersichtsskizze 1 : 800 000 gezeichnet wurde (Fig. 2). Dass wir über das Westende der Ivreazone infolge Untertauchens unter Alluvium bei Ivrea nicht orientiert sind, hat für die vorliegenden Berechnungen keine Bedeutung: der Einfluss der über 30 km vom Profil weg liegenden Teile der Ivrea-

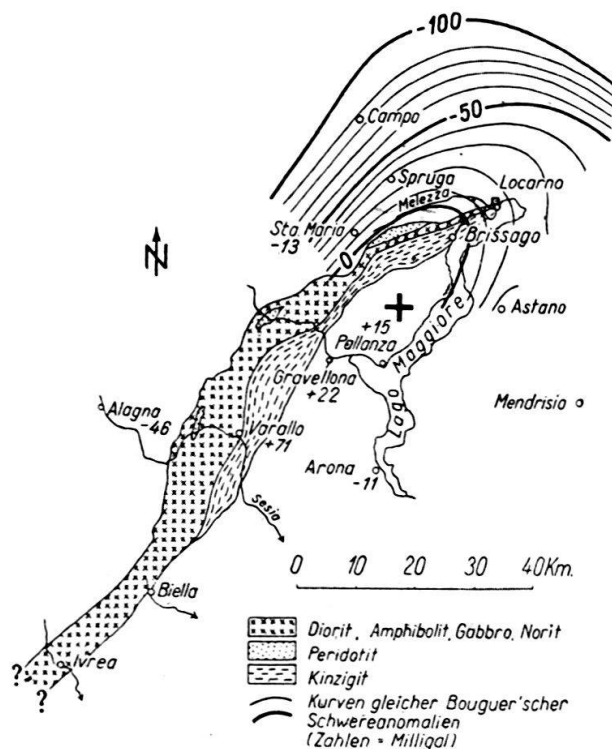


Fig. 2. Geologisch-gravimetrische Übersichtskarte der Ivreazone. Gravimetrisches Kurvenbild in der Umgebung von Brissago nach Lit. 10. Auf italienischem Gebiet sind keine Kurven gezeichnet, dafür für einige Stationen die Milligal-Werte beige geschrieben. Für Biella lautet der Wert +52, für Ivrea +76.

zone ist sowieso sehr gering. (Bei Annahme A (siehe später) zum Beispiel geben für Brissago die näher als 30 km liegenden Teile der Ivreazone eine Wirkung von 15,5 Milligal, die über 30 km entfernt liegenden nur noch eine solche von 0,5 Milligal). — Für die näher als 30 km vom Profil gelegenen Teile wurde eine genauere Kartenskizze 1 : 200 000 gezeichnet.

Die anzunehmende Art und Weise der Fortsetzung der Ivreazone und ihres Gesteinsinhalts in der Tiefe hängt von der Auffassung ihrer tektonischen Stellung ab. In den Profilen von R. STAUB (Lit. 14) kommt folgende Meinung zum Ausdruck: Die Ivreazone wird als steilstehender, rein alpintektonisch gebauter, zusammengepresster Bestandteil der alpinen Wurzelzone interpretiert; sie wird nicht zum Seengebirge gerechnet. Die Intrusion der basischen und ultrabasischen Gesteine wird offenbar als voralpin angesehen und ferner werden die heutigen Aufschlüsse dieser Gesteine nicht als die durch Erosion freigelegten Partien eines zur Hauptsache sich noch in ursprünglicher Lagerung befindlichen Batholithen betrachtet. Auch in neueren Arbeiten von R. STAUB (z. B. Lit. 15) wird die Ivreazone als „Grisonidenwurzel“ zur alpinen Wurzelzone s. str. gerechnet. Ein anderes Bild gibt die Arbeit von NOVARESE (Lit. 12): darnach gehört die Ivreazone zum „Seenmassiv“, dessen massivartige tektonische Struktur voralpin geprägt ist und das durch die alpine Gebirgsbildung keine wesentlichen inneren Differentialdeformationen mehr erlitt. Der Nordrand der Ivreazone dagegen ist nach NOVARESE eine alpintektonische Grenzfläche zu der Mesozoikum enthaltenden Canavesezone, die als Fortsetzung des Joriozuges interpretiert wird. Das Alter der Eruptivgesteine der Ivreazone wird als auf alle Fälle vormesozoisch, vermutlich herzynisch angesehen.

Den folgenden Berechnungen wurde nun die Auffassung von R. STAUB, die durch Profile gut dokumentiert ist, zu Grunde gelegt, mit einigen, die Berechnungen erleichternden Modifikationen. Unter den Querprofilen von R. STAUB (Lit. 14) ist keines zu finden, das gerade durch Brissago gehen würde. Im Profil Milano–Bern lässt dieser Autor die Ivreazone bis $7\frac{1}{2}$ km Tiefe mit ca. 60° bei gleichbleibender Mächtigkeit nach Norden einfallen. In der genannten Tiefe unter Meeresniveau biegt die Zone unvermittelt zu mittelsteilem (ca. 45°) Südfallen um, wobei wiederum die Mächtigkeit, in horizontaler Richtung gemessen, gleich bleibt. Im Querschnitt Brissago ist nun nach der Detailarbeit von W. G. RADEFF (Lit. 13) das Einfallen der Ivreazone an der Erdoberfläche wesentlich steiler (80° N).

Wir legten unserer Annahme diesen Wert zu Grunde und liessen die gesamte Ivreazone bei gleichbleibender Mächtigkeit mit 80° Nordfallen nach der Tiefe fortsetzen. Die bei R. STAUB gezeichnete Umbiegung in $7\frac{1}{2}$ km Tiefe wurde nicht übernommen, da sowohl die Tiefenlage dieser Umbiegung wie auch ihr Auftreten an sich als unsicher gelten muss. Das Einfallen von 80° wurde bis in eine Tiefe von 10 km unter Meeresniveau beibehalten; im Teilstück 10–20 km Tiefe (in Annahme B und D, siehe später) wurde die Zone in senkrechter Lagerung, bei wiederum gleichbleibender Mächtigkeit fortgesetzt (siehe dazu Fig. 3). Der Unterschied in der Schwerewirkung an der Erdoberfläche zwischen der ursprünglichen Staubschen Konstruktion und der hier verwendeten ist nicht sehr gross und verändert die Werte auf keinen Fall um wesentliche Beträge. In Annahmen A und C (siehe später) würden für die Staubschen Konstruktionen die Schwereanomalienwerte um wenigens grösser, in Annahmen B und D dagegen etwas kleiner als die hier berechneten.

Ein weiteres Problem stellt sich in der anzunehmenden maximalen Tiefenerstreckung der Ivreazone. Das Profil von STAUB gibt darüber keine Auskunft.

Als maximale Tiefe der Ivreazone darf wohl die Mächtigkeit des Sials s. str. in den südlichen Westalpen postuliert werden. Nach den Ergebnissen der Seismik reicht die „granitische Schicht“ (Sial s. str., Dichte um 2,7) in Europa 10–30 km tief, darunter folgt eine „Zwischenschicht“, mit Geschwindigkeiten der seismischen Wellen, die denen in Basalt entsprechen. In dieser Zwischenschicht würde sich die „Ivreazone“, auch wenn sie als solche noch irgendwie erkennbar wäre, wenigstens sicher in der Dichte nicht mehr wesentlich vom umliegenden

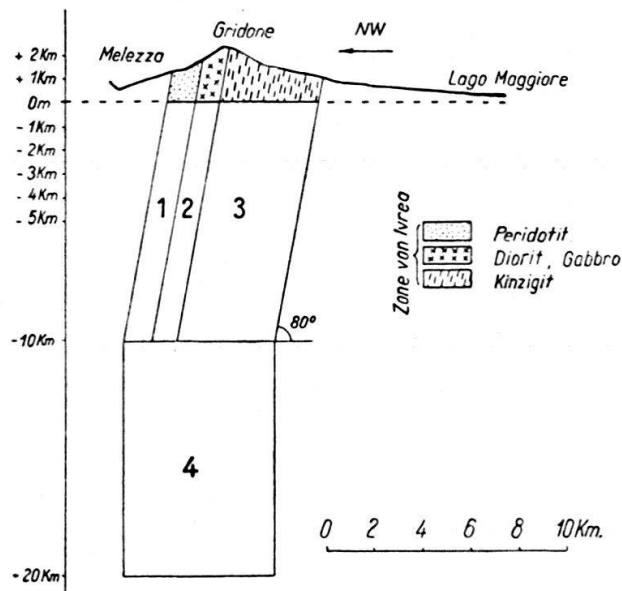


Fig. 3. Den Berechnungen zugrunde gelegtes geologisches Querprofil durch die Ivreazone.

Material unterscheiden. Die grösste Mächtigkeit besitzt die „granitische“ Schicht unter den Alpen (20–30 km); die Ivreazone befindet sich nun am Südrande des alpinen Sialtroges, so dass hier mit 10–20 km gerechnet werden darf. Wir nahmen in unseren Berechnungen zwei Grenzfälle an: 10 km und 20 km.

Bei der nicht geringen Längserstreckung der Ivreazone (ca. 120 km), musste auch die Erdkrümmung berücksichtigt werden. Dies geschah dadurch, dass die über 30 km vom Profil entfernt liegenden Teile der Zone in „Blöcke“ mit einer berechneten mittleren Absenkung gegenüber der Station zerlegt wurden.

Ferner muß noch bemerkt werden, dass bei der Berechnung nur diejenigen Teile der Ivreazone berücksichtigt wurden, die unter Meeresniveau liegen; in der Annahme, dass bei den von NIETHAMMER vorgenommenen Reduktionen der Einfluss der über 0 m liegenden Teile schon eliminiert worden ist. Aber auch wenn das nicht der Fall sein sollte (wenn NIETHAMMER mit einer „falschen“ Dichte von 2,7 für die Ivreazone gerechnet hätte), ist auf alle Fälle der Fehler, der dabei gemacht wird, sehr klein; in Brissago würde, wie eine Berechnung zeigte, der Wert nur um 0,2 Milligal verändert.

Es wurden nun im ganzen vier Annahmen durchgerechnet (siehe dazu Fig. 3 und 4, sowie Tab. 1 und 2). Zu den Figuren und der Tabelle 2 sind einige Bemerkungen nötig.

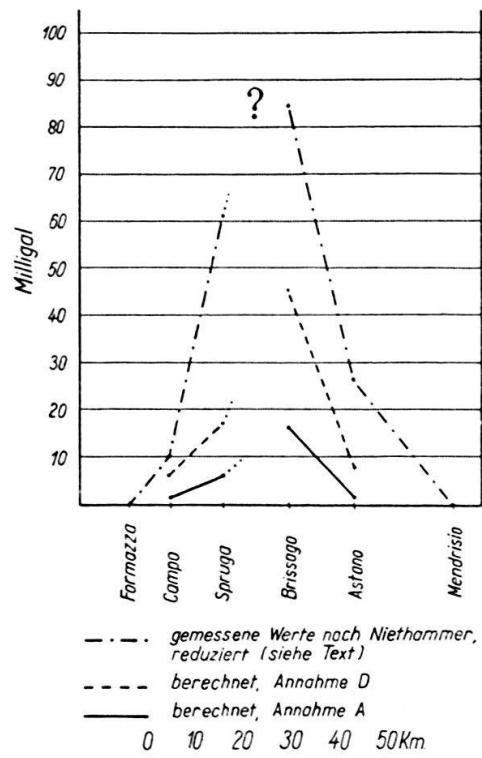
In Annahme A wurde für Teilstück 1 in Fig. 3 $\Delta\mu = +0,6$ (Peridotite), für Teilstück 2 $\Delta\mu = +0,3$ (Diorite usw.) und für Teilstück 3 $\Delta\mu = +0,1$ (Kinzigitgneise) genommen. Teilstück 4 wurde nicht berücksichtigt (d. h. $\Delta\mu = 0$ genommen). Dies bedeutet also:

Die Ivreazone reicht bis 10 km Tiefe und die Gesteinsmächtigkeiten bleiben bis in diese Tiefe die selben wie an der Erdoberfläche. Das Resultat der Berechnung zeigt nun sofort (siehe Tab. 2 und Fig. 4), dass die dabei erhaltenen Werte (für Brissago z. B. 16 Milligal) gegenüber den gemessenen Werten viel zu klein sind.

Es wurde hierauf zuerst in Annahme B die Ivreazone bis in —20 km Tiefe verlängert, wobei der einfacheren Berechnung halber senkrechte Lagerung angenommen wurde und wobei dem Teilstück unter —10 km Tiefe (Teil 4 in Fig. 3) eine einheitliche Dichtedifferenz $+0,3$ zugeschrieben wurde. Das würde geologisch bedeuten, dass unter 10 km die gesamte Breite der Ivreazone von basischen Gesteinen eingenommen würde. Tab. 2 und Fig. 4 lassen nun erkennen, dass auch

Fig. 4. Gemessenes und berechnete Schwereprofile
Formazza–Mendrisio (siehe Text).

Das Fragezeichen soll andeuten, dass wir über Grösse und Lage des Maximums der gemessenen Anomalie nicht orientiert sind.



in diesem Falle die berechneten Werte wesentlich unter den gemessenen liegen. Dies führte dazu, noch zwei weitere Annahmen (C und D) durchzurechnen. Hierbei wurde zwar die Gesamtbreite der Ivreazone nicht verändert, dafür aber Teilstück 3 in Fig. 3 eine Dichtedifferenz von $+0,3$ an Stelle von $+0,1$ gegeben.

Das würde geologisch bedeuten, dass unter Meeresniveau sehr bald die gesamte Breite der Ivreazone von basischen Gesteinen eingenommen wird, dass sich also die Eruptivgesteine gegen die Tiefe hin auf Kosten der Kinzigitgneise rasch verbreitern. Dass dies nicht so unwahrscheinlich zu sein braucht, zeigen die zahlreichen Einlagerungen basischer Gänge und Stöcke auch im Bereich der Kinzigitgneise (siehe z. B. Lit. 4). Annahme C berücksichtigt nur eine Tiefe der Ivreazone bis —10 km, Annahme D eine solche bis —20 km. In den beiden Tabellen sind die vier Annahmen übersichtlich zusammengestellt.

Wie Tab. 2 und Fig. 4 zeigen, werden auch bei Annahme D die tatsächlich vorhandenen Schwereanomalien noch nicht erreicht. Eine einfache Überlegung zeigt nun, dass ein weiteres Verlängern der Ivreazone in die Tiefe, bei gleichbleibender Mächtigkeit, nicht den gewünschten Erfolg hätte: Die Wirkung von Teilstück 4 allein (bei $\Delta\mu = +0,3$) beträgt für Brissago $+11,7$ Milligal

(Differenz B — A); ein von 20 km bis 30 km reichendes weiteres Stück der Ivreazone hätte daher auf alle Fälle keine grössere Wirkung als 11 Milligal, so dass für Brissago nicht mehr als +57 Milligal (bei Fall D) resultieren würden.

Tabelle 1.

| An- nahme | angenommene Dichtedifferenz $\Delta\mu$ der Teilstücke in Fig. 3 gegenüber $\mu = 2,7$ | | | |
|--------------|---|----------------|----------------|----------------|
| | Teilstück 1 | Teilstück 2 | Teilstück 3 | Teilstück 4 |
| A | + 0,6 | + 0,3 | + 0,1 | 0 |
| B | + 0,6 | + 0,3 | + 0,1 | + 0,3 |
| C | + 0,6 | + 0,3 | + 0,3 | 0 |
| D | + 0,6 | + 0,3 | + 0,3 | + 0,3 |

Tabelle 2. Resultate der Berechnungen (in Milligal).

| Annahme | Campo | Spruga | Brissago | Astano |
|--|-------|--------|----------|--------|
| A | + 1,6 | + 6,4 | + 16,0 | + 1,7 |
| B | + 5,2 | + 14,4 | + 27,7 | + 6,5 |
| C | + 2,2 | + 8,9 | + 33,7 | + 3,1 |
| D | + 5,8 | + 16,9 | + 45,4 | + 7,9 |
| gemessen (reduzierte Werte nach Fig. 1 und Fig. 4, siehe Text) | + 10 | + 61 | + 85 | + 27 |

Vor weiteren Überlegungen muss nun noch auf etwas hingewiesen werden, das aus Fig. 4 ersichtlich ist. Es fällt nämlich auf, dass das Verhältnis der Werte Brissago zu Spruga in der „gemessenen“ Kurve ein ganz anderes ist als in den berechneten: Spruga hat relativ zu Brissago viel zu kleine berechnete Werte (gemessenes Verhältnis: 61/85; berechnetes bei Fall D z. B.: 16,9/45,4). Der sehr steile Hauptabfall der „gemessenen“ Kurve erfolgt erst zwischen Spruga und Campo. Das gleiche, nur nicht so ausgeprägt, gilt auch für das Verhältnis der Werte Astano zu Brissago.

Daraus kann nun unter anderem gefolgert werden, dass auch eine zweite Möglichkeit, wenn nämlich einfach das $\Delta\mu$ des Gesteinskomplexes in den Berechnungen wesentlich erhöht wird (was geologisch gesprochen bedeuten würde, dass in der Tiefe reichlich peridotitische Gesteine vorhanden wären), nicht zu einer wirklich guten Übereinstimmung der Kurven führen kann: denn dadurch würde das Verhältnis Brissago–Spruga nicht wesentlich gegenüber Annahme D ver-

ändert. Die einzige Möglichkeit, Messung und Rechnung zur Übereinstimmung zu bringen, scheint nun darin zu liegen, dass für den die positive Schwereanomalie verursachenden Körper schon in geringer Tiefe (wenige Kilometer) eine grössere Breite angenommen wird, als sie der gesamten oberflächlich anstehenden Breite der Ivreazone entspricht. Kombiniert damit kann die mittlere Dichte dieses Körpers eine höhere sein, als sie in den Berechnungen vorausgesetzt wurde (mehr Gesteine von peridotitischem Charakter).

Die Ivreazone, so wie sie in den Profilen von R. STAUB angenommen wurde (als schmale, tiefreichende Wurzelzone) kann also im Querschnitt Brissago die Schwereantiklinale in quantitativer Hinsicht nicht vollständig erklären. Es muss eine breitere Zone von spezifisch relativ schwerem Material (Dichte $\geq 2,7$) vorhanden sein, und zwar in geringer Tiefe (steiler Verlauf der Kurve in Fig. 1 zwischen Campo und Spruga!). Es steht nun eigentlich der Annahme nichts entgegen, die Aufschlüsse von basischen und ultrabasischen Gesteinen der Ivreazone als den aufgeschlossenen obersten Teil dieses nach der Tiefe zu rasch breiter werdenden Körpers anzusehen.

Damit kommen wir aber in Widerspruch mit der Auffassung, dass die gesamte Ivreazone (inkl. Eruptivgesteine) rein alpinktektonisch gebaut sei, eine schmale, steilgestellte Wurzelzone darstelle. Wahrscheinlicher nach den gravimetrischen Befunden wäre ein massivartiger Bau, wobei die basischen und ultrabasischen Gesteine zu einem sich noch \pm in primärer Lage befindenden, nach der Tiefe zu sich verbreiternden Intrusivstock gehören, der evtl. räumlich mit den basischeren Unterschichten der Erdkruste noch in Verbindung stehen kann.

Ein solches Bild stimmt nun mit der Auffassung von NOVARESE (Lit. 12) recht gut überein, der die Ivreazone zum massivartig gebauten, alpinktektonisch wenig beeinflussten Seenmassiv rechnet. Auf eine sich aufdrängende Konsequenz sei noch hingewiesen: im Gegensatz zur Ivreazone selbst und ihrem Südrand ist die Nordgrenzfläche dieser Zone auch nach V. NOVARESE alpinktektonisch geprägt (siehe früher). Im Untersuchungsgebiet scheint nach RADEFF (Lit. 13) die Kontaktfläche sehr steil (80° N) einzufallen, welcher Wert auch unseren Berechnungen zugrunde gelegt wurde. Da nun aber diese Berechnungen darauf hindeuten, dass auch gegen Norden, gegen Spruga hin, der störende, spezifisch schwere Körper nach der Tiefe zu sich rasch verbreitern muss, folgt eigentlich, dass die Grenzfläche Canavese zu Ivreazone mit zunehmender Tiefe flacher nach Norden einfallen muss, was allerdings einer starken Unterschiebung des Seenmassivs unter die alpine Struktur (bzw. Rückfaltung der letzteren) gleichkäme. Als ganz andere Erklärungsmöglichkeit muss natürlich auch zugelassen werden, dass nördlich des Canavese noch andere grössere basische Gesteinskörper, die mit denen der Ivreazone nicht direkt zusammenhängen, vorhanden sind, die dann zusammen mit den Gesteinen der Ivreazone die Schwereanomalie verursachen. In diesem Fall wäre natürlich vorstehende Überlegung über den Verlauf der Grenzfläche Ivrea—Canavese nicht stichhaltig.

Es wurde nun darauf verzichtet, mittels neuer Annahmen eine vollständige Übereinstimmung gemessene—berechnete Werte herbeizuführen. Solche Berechnungen hätten erst dann einen Sinn, wenn wir über ein dichteres gravimetrisches Netz verfügen würden, und u. a. auch das Maximum der Schwereantiklinale z. B. im Profil Brissago kennen würden.

Die Berechnungen konnten jedoch zeigen, in welche Richtungen diese Annahmen (deren es übrigens mehrere geben muss, die die gemessenen Anomalien erklären) zu gehen haben.

Zu beachten ist natürlich, dass die Resultate vorerst einmal nur für den Querschnitt bei Brissago gelten, wo insofern etwas besondere Umstände vorliegen, als wir uns schon nahe dem Ostende der Schwereantiklinale und auch der Ivreazone befinden. Ein Blick auf Fig. 2 zeigt indessen, dass für Stationen wie Ivrea oder Biella ähnliche Ergebnisse erhalten würden. Die Gesamtbreite der Ivreazone ist dort nicht grösser als bei Brissago, die Schwereantiklinale aber noch wesentlich akzentuierter als im schweizerischen Teil der Ivreazone. Dort wo die Ivreazone an der Erdoberfläche am breitesten ist, liegen leider nur wenige gravimetrisch vermessene Stationen vor.

Bei der Durchführung der Berechnungen hat sich die in der Arbeit GASSMANN-PROSEN (Lit. 2) erläuterte Methode als einfach, praktisch und sehr beweglich erwiesen. Und dabei ist der vorliegende Fall nicht so ganz einfach: es handelt sich um einen schiefstehenden, unregelmässigen, nach einer Richtung zu unbegrenzten Körper.

Institut für Geophysik der E.T.H.,
z. Z. Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie, Leiden (Holland).

1. März 1946.

Zitierte Literatur.

1. J. CADISCH: Geologie der Schweizeralpen. Zürich, 1934.
2. F. GASSMANN und D. PROSEN: Graphische Bestimmung der Wirkung gegebener dreidimensionaler Massen auf die Schwereintensität. *Eclog. Geol. Helv.* Bd. 39, S. 201 (1946).
3. ALB. HEIM: Geologie der Schweiz, Bd. II. Leipzig, 1921.
4. F. HERMANN: Carta geologica delle Alpi Nord-occidentali, 1:200000. Milano, 1937.
5. H. F. HUTTENLOCHER: Beiträge zur Petrographie des Gesteinszuges Ivrea-Verbano. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 22, Heft 2 (1942).
6. F. KOSSMAT: Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustand der Erdrinde. *Abhandl. der Math.-Phys. Klasse der sächs. Akad. der Wissenschaften*, Bd. 38 (1921).
7. TH. NIETHAMMER: Schwerebestimmungen in den Jahren 1900—1907; das Nivellements-polygon am Simplon. *Astron. geodät. Arbeiten in der Schweiz*, hg. von der Schweiz. Geodät. Kommission, XII. Bd.
8. — Polhöhen und Schwerebestimmungen bis zum Jahre 1910. *Astron. geodät. Arbeiten in der Schweiz*, hg. von der Schweiz. Geodät. Kommission, XIII. Bd.
9. — Schwerebestimmungen in den Jahren 1911—1914. *Astron. geodät. Arbeiten in der Schweiz*, hg. von der Schweiz. Geodät. Kommission, XV. Bd.
10. — Schwerebestimmungen in den Jahren 1915—1918. *Astron. geodät. Arbeiten in der Schweiz*, hg. von der Schweiz. Geodät. Kommission, XVI. Bd.
11. P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN, R. U. WINTERHALTER: Chemismus schweizerischer Gesteine. *Beitr. zur Geol. Karte d. Schw.*, Geotechn. Serie, 14 (1930).
12. V. NOVARESE: La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. *Memorie descrittive della carta geologica d'Italia*. Vol. 22 (1929), 66.
13. W. G. RADEFF: Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza (Centovalli). *Eclog. Geol. Helv.*, Bd. 13 (1914), 485.
14. R. STAUB: Tektonische Karte der Alpen, 1:1000000. *Beitr. zur Geol. K. d. Schw.*, Spez. K. 105, dazu zwei Tafeln Querprofile (105 B 1 und 2) und eine Tafel Längsprofile (105 C).
15. — Nouvelles remarques sur les racines tessinoises des environs de Bellinzone. *Compte rendu sommaire des séances de la Soc. Géol. de France* (1937), 33.