

Zusammenfassung: Das Vorland der Westkarpaten zeigt ziemlich gleichmäßig positive Anomalie der Schwere (BOUGUER-Reduktion). Die äußere Faltenzone, die des Karpatensandsteines, hat negative Anomalie, gegen das Vorland etwa -50 Milligal: der Sandstein ist leichter als das anstoßende Kristallin, und die „Faltengebirgswurzel“ (Sial) ist ins schwerere Sima eingesenkt (= „Massendefekt“). Das Gebirge mag teilweise isostatisch im Gleichgewicht sein, in den meisten Teilen dürfte der Auftrieb überwiegen. Die Zone der Kerngebirge hat im Durchschnitt die gleiche positive Anomalie wie das Vorland, gerade die tektonisch herausgehobenen Kerne haben das stärkste Plus (Saxonischer Typus). Minderschwere scheint anschließend einen meist verdeckten Variszischen Faltenzug zu kennzeichnen: Zips-Gömörer Erzgebirge—Schemnitzer Insel—Raabgebiet, vom „Inneren Gürtel“ zur Oststeiermark. Die anschließenden jungvulkanischen Gebiete Innerungarns haben hohe positive Anomalie: schwere basische Laven und Intrusionen im Untergrund.

Die Westkarpaten haben große Ähnlichkeit mit den Nordostalpen in Schwere und seismischem Verhalten (Transversalbeben). Von den Schweizer Alpen unterscheidet sie das ganz verschiedene gravimetrische Verhalten der autochthonen Massive.

Summary: In the foreland of the Western Carpathians positive anomalies of gravity show a pretty considerable uniformity (BOUGUER-Reduction). The outer folded zone of the Carpathian Sandstone has negative anomalies, contrasted with the foreland about -50 milligal: Sandstone is lighter than the adjacent Crystallin and “the root of the Fold-Mountains” (Sial) has been dipped in the heavy Sima (deficiency of mass). The mountains partly may be in isostatic equilibrium but in most parts the hydrostatic uplift probably prevails. The zone of the “Kerngebirge” has on an average the same positive anomalies as the foreland, exactly the tectonically lifted nucleuses have the greatest positive anomaly (Saxonic type). Adjacent to this district negative anomaly seems to characterize an, mostly covered, hercynic folding-belt: “Zips-Gömörer Erzgebirge”—“island of Schemnitz”—district of the Raab, from the “Inner Belt” (“Innerer Gürtel”) to East-Styria. The adjoining, recent volcanic districts of the inner Hungaria have highly positive anomalies: heavy basic lavas and intrusions in the lower stratum.

The Western Carpathians have great resemblance with the North-Eastern Alps in gravity and seismic conditions (Transversal Earthquakes.) They are distinguished from the Swiss Alps by their quite different gravimetric attitude of the autochthonous massifs.

Unsere Ansichten über die Beziehungen des Schwerefeldes zum Gebirgsbau fußen auf schmaler Grundlage; nur aus wenigen Gebirgen liegen Schweremessungen in zureichender Dichte vor. Da sollen die Messungen des Wiener Militärgeographischen Institutes, welche in den 90er Jahren des vorigen Jahrhunderts über die westlichen Karpaten ein nicht sehr dichtes Netz, aber immerhin ein Netz von Pendelstationen gelegt haben, nicht unverwertet bleiben. Von älteren Messungen kann man nicht höchste Genauigkeit verlangen, aber die hier manchmal geäußerten Bedenken haben sich nicht in vollem Umfang bestätigt, sie sind besser als ihr Ruf¹⁾. Ein geschlossenes Netz liegt für den Gebirgszug nur vor von Westen weg bis zum Meridian von Bielitz-Budapest, etwa 19° östlich Greenwich, doch sind eine Anzahl östliche gelegener Stationen mit Vorteil anzuschließen.

Die Tabelle 1 ist aus dem ersten BORRASS-Bericht²⁾ ausgezogen und gibt Seitenzahl dieses Berichtes, Stationsnamen, nördliche Breite, Länge östlich Greenwich, Meereshöhe, Gesteinsdichte (zur Reduktion benützt), Schwerebeschleunigung, auf das Meeresniveau reduziert (Freiluft), Schwereanomalien nach BOUGUER und die nach AIRY reduzierten. Für die Kartenskizze (Fig. 1) sind die BOUGUERschen Anomalien zur Konstruktion von sog. Isogammen, Linien gleicher Schwereanomalie, benutzt. Die Bedenken, welche gegen diese Reduktion vorgebracht werden, sind nicht verkannt, aber eine andere Methode, den Einfluß der Terrainunregelmäßigkeiten auszuschalten, ist vorerst nicht so leicht zu finden. Für die Normalschwere ist, wie in der Tabelle von BORRASS, die Formel verwendet, welche HELMERT 1901 gegeben hat (Potsdamer System). Sie mag allerdings Werte geben, die um etwa 12 Milligal kleiner sind als man heute für richtig hält; aber hier kommt es nicht auf die absoluten Werte an, sondern einzig auf die Unterschiede der Ziffern, die Veränderung der Schwereverhältnisse von Ort zu Ort. Nur darf das der Leser nicht vergessen. Die Besprechung muß sich unvermeidlich an die zu besprechende Kartenskizze halten und kann dabei keine anderen Ziffern zitieren als zur Konstruktion derselben verwendet worden sind: die BOUGUERschen Anomalien aus der

¹⁾ MADER, K., und R. NORZ, Vergleich von Pendel- und Drehwaagemessungen. *Gerl. Beitr. Geophys.* 41 (1934) 429—457.

²⁾ BORRASS, E., Bericht über die relativen Messungen der Schwerkraft mit Pendelapparaten in der Zeit von 1808 bis 1909 und über ihre Darstellung im Potsdamer Schweresystem. *Verh. d. 16. Allgem. Confer. d. Internat. Erdmessung* (1909 in London und Cambridge), III. Teil, Berlin 1911.

Tabelle 1.

BORRASS Seite	Name der Station	Nördl.	Länge	See-	Dichte	Schwere i.Höhe 0	Anomalie nach	
		Breite φ	E Gr. λ	höhe h			θ	BOUGUER $g_0'' - \gamma_0$
150	Mjechow	50°21	20° 2	308	2.5	981.134	+ 4	+36
150	Bendzin	19	19 9	256	2.5	137	+15	+42
68	Alwernia	4	33	308	2.75	138	+31	+66
68	Krakau	4	58	205	2.2	117	+26	+45
68	Czernichow	49 59	41	217	2.6	122	+33	+57
49	Troppau	56	17 54	260	2.2	116	+31	+55
49	Oderberg	54	18 22	202	2.2	102	+26	+45
49	Bielitz-Biala	49	19 3	359	2.4	122	+36	+72
48	Wigstadt	47	17 45	486	2.4	128	+33	+82
48	Wagstadt	46	18 1	294	2.4	098	+23	+53
48	Teschen	45	39	308	2.3	051	-23	+ 7
68	Sucha	45	19 36	314	2.6	094	+16	+50
68	Limanowa	42	20 26	401	2.6	065	-19	+25
68	Saybusch	41	19 12	332	2.6	066	- 9	+27
68	Jordanow	39	50	487	2.6	094	+ 6	+59
68	Neu-Sandec	38	20 42	284	2.6	029	-36	- 5
48	Olmütz	35	17 16	225	2.2	079	+28	+49
48	Jablunkau	35	18 46	386	2.4	076	+ 9	+47
48	Frankstadt	33	13	406	2.4	082	+16	+56
48	Mähr.-Weißkirch.	33	17 44	256	2.4	073	+21	+47
59	Csasza	26	18 47	420	2.5	046	-14	+30
48	Bistritz a. Hostein	24	17 41	316	2.4	054	+ 9	+41
47	Groß-Karlowitz	22	18 19	510	2.4	047	-11	+37
47	Chropin	21	17 23	200	2.2	029	+ 1	+20
47	Wsetin	20	59	340	2.4	043	+ 3	+35
47	Wischau	17	1	254	2.2	063	+38	+61
47	Zlin	14	40	321	2.4	014	- 7	+16
58	Sillein	13	18 45	344	2.5	980.998	-34	+ 1
58	Vag-Heve	9	29	290	2.5	981.014	- 4	-24
47	Wallach. Klobouk	8	1	390	2.4	980.996	-33	+ 6
47	Welehrad	6	17 24	209	2.2	981.006	+ 1	+20
47	Raigern	5	16 36	201	2.2	050	+46	+65
47	Mähr.-Kromau	3	19	246	2.6	021	+12	+39
47	Groß-Seelowitz	2	37	191	2.3	022	+24	+42
47	Ungarisch-Brod	1	17 39	248	2.4	980.993	-11	+14
47	Gaya	1	8	193	2.4	961	-37	-17
47	Klobouk	48 59	16 52	226	2.4	997	- 3	+20
46	Stupeschitz	59	5	355	2.7	981.031	+15	+55
46	Pohrlitz	58	32	181	2.4	980.997	+ 4	+22
58	Trentschin-Tepliz	55	18 11	268	2.5	981.014	+20	+45
58	Trentschin	54	3	211	2.5	980.998	+ 9	+30
46	Maydenberg	52	16 39	550	2.5	981.007	-16	+42

Tabelle 1 (Fortsetzung).

BORRASS Seite	Name der Station	Nördl.	Länge	See-	Dichte	Schwere i.Höhe 0	Anomalie nach	
		Breite φ	E Gr. λ	höhe h			θ	BOUGUER $g_0'' - \gamma_0$
46	Göding	48°51	17° 8	160	2.4	980.976	- 4	+12
58	Skalitz	50	14	186	2.5	976	- 6	+13
58	Pribitz (Privigye)	47 18 38	280	2.5	986	+ 1	+29	
58	Waag-Neustadtl	46 17 50	195	2.5	981.002	+27	+47	
58	Miawa	45	35	325	2.5	980.992	+ 3	+37
46	Feldsberg	45	16 46	195	2.4	965	- 9	+11
58	Neusohl	44	19 9	362	2.5	981.004	+15	+51
46	Laa a. d. Thaya	44	16 23	181	2.4	980.979	+ 9	+27
58	Kremnitz	42	18 55	550	2.5	981.001	- 4	+51
58	Szenicz	41	17 22	208	2.5	980.994	+24	+46
58	NyitraZsombokret	38	18 18	193	2.5	981.012	+49	+69
46	Hohenau	37	16 55	151	2.4	980.929	-28	-13
58	Pistyan	36	17 50	162	2.5	976	+19	+36
46	Mistelbach	34	16 35	202	2.5	959	± 0	+21
46	Ober-Hollabrunn	34	5	235	2.5	989	+26	+51
57	Nagy-Tapolczany	33	18 11	174	2.5	972	+17	+35
46	Dürnkrot	28	16 51	149	2.4	912	-33	-18
57	Schemnitz	27	18 54	563	2.5	968	-18	+40
57	Freistadtl	26	17 48	156	2.5	970	+28	+44
46	Leitzersdorf	25	16 15	227	2.5	965	+16	+40
57	Aranyos Marot	23	18 24	196	2.5	978	+37	+56
45	Wolkersdorf	23	16 31	176	2.5	943	+ 3	+21
57	Losonez	20	19 41	191	2.5	965	+28	+48
57	Neutra (Nyitra)	19	18 5	190	2.5	986	+51	+71
57	Nemeti	17	19 -	224	2.5	957	+21	+44
45	Marchegg	17	16 55	141	2.4	915	-11	+ 3
45	Markgrafneusiedl	16	38	149	2.4	911	-15	± 0
57	Kekkö	15	19 20	308	2.5	981.003	+62	+94
57	Léva	13	18 36	171	2.5	980.934	+ 9	+27
45	Wien. Mil.-G. I.	13	16 22	183	2.5	916	- 9	+10
57	Galanta	12	17 44	122	2.5	940	+23	+36
45	Orth a. d. Donau	9	16 42	145	2.4	895	-20	- 5
57	Preßburg	9	17 7	154	2.5	958	+42	+58
45	Wolfstal	8	1	146	2.4	949	+35	+50
56	Balassa-Gyarmat	5	19 18	148	2.5	923	+13	+29
56	Ipolyszag	4	18 57	137	2.5	965	+58	+72
44	Bruck a. d. Leitha	2	16 47	148	2.5	938	+33	+49
56	Kis Terenne	1	19 51	211	2.5	962	+52	+74
56	Duná Szerdahely	47 59	17 37	115	2.5	900	+ 2	+14
56	Neuhäusl	59	18 10	119	2.5	926	+27	+40
56	Breitenbrunn	57	16 44	125	2.5	908	+13	+26
44	Hof	57	35	220	2.7	945	+38	+63

Tabelle 1 (Fortsetzung).

BORRASS Seite	Name der Station	Nördl.	Länge	See-	Dichte	Schwere	Anomalie nach	
		Breite	E Gr.	höhe		i.Höhe 0	BOUGUER	AIRY
		φ	λ	h	θ	g_0	$g_0'' - \gamma_0$	$g_0 - \gamma_0$
44	Kaiserreiche . . .	47° 56'	16° 37'	441	2.5	980.944	+18	+64
56	Ung.-Altenburg . .	53	17 16	122	2.5	890	+ 1	+14
56	O-Gyalla	53	18 12	115	2.5	883	- 5	+ 7
56	Eisenstadt	50	16 28	210	2.2	909	+18	+37
56	Rust	48	41	121	2.2	872	- 8	+ 3
56	Gran	48	18 45	108	2.5	896	+17	+27
56	Vulka Prodersdorf	47	16 30	170	2.2	887	+ 3	+19
56	Waitzen	47	19 8	111	2.5	897	+19	+30
56	Komorn	46	18 8	112	2.5	890	+12	+24
56	Raab	41	17 38	119	2.5	859	-13	± 0
56	Aszod	39	19 29	129	2.5	952	+82	+96
56	Totis	39	18 19	144	2.5	890	+20	+35
55	Vörösvar	37	55	191	2.5	903	+31	+50
55	Zinkendorf (Nagy Czenk)	36	16 41	163	2.2	880	+14	+29
55	Kapuvár	35	17 2	118	2.5	877	+15	+27
55	Schützen (Lövä).	31	16 47	185	2.2	864	+ 4	+21
28	Budapest, Phys. I.	30	19 4	122	2.2	882	+29	+40

BORRASS-Tabelle. Würde man den Wert der Normalschwere um etwa 0.012 größer nehmen, so würde eine ziemliche Anzahl von Anomalien, die jetzt positiv bezeichnet sind, negatives Vorzeichen bekommen. In Betracht kommt aber nur das gegenseitige Verhältnis, und dieses (daher auch die geologischen Folgerungen, die daraus zu ziehen sind) würde dadurch nicht geändert. Das Zeichen + oder -, die sog. Über- oder Minderschwere (Schweredefizit oder ähnlich), hat durchaus nicht jene Wichtigkeit, die der Fernerstehende manchmal vermutet. Im besprochenen Raum wurden zwei Stationen ausgeschlossen, Ödenburg und Purbach. In Ödenburg gab die Messung von 1893 $\Delta g_0'' = -7$, die von 1896 $\Delta g_0'' = +21$ Milligal. Offenbar ist eine dieser Messungen mißglückt, aber welche, würde erst eine dritte, eine Kontrollmessung zeigen, das Mittel zu ziehen halte ich für unrichtig. Purbach dagegen fällt mit +72 so sehr aus allen anderen Messungen heraus, daß es nicht richtig sein kann¹⁾.

Die westlichen Karpaten sind deutlich in streichende Zonen gegliedert. Das Vorland ist von der Donau bis zur Oder der Ostrand

¹⁾ JUNG, K., Bemerkungen zur Ableitung des größten möglichen Schwereunterschiedes. Z. Geophys. 5 (1929) 65.

der Böhmisches Masse, und wird auch von dort bis Krakau noch als Variszisches Land gelten können. In diesem Streifen ist die Schwereanomalie stets positiv, und zwar meist über +20¹⁾, nur im Thaya-

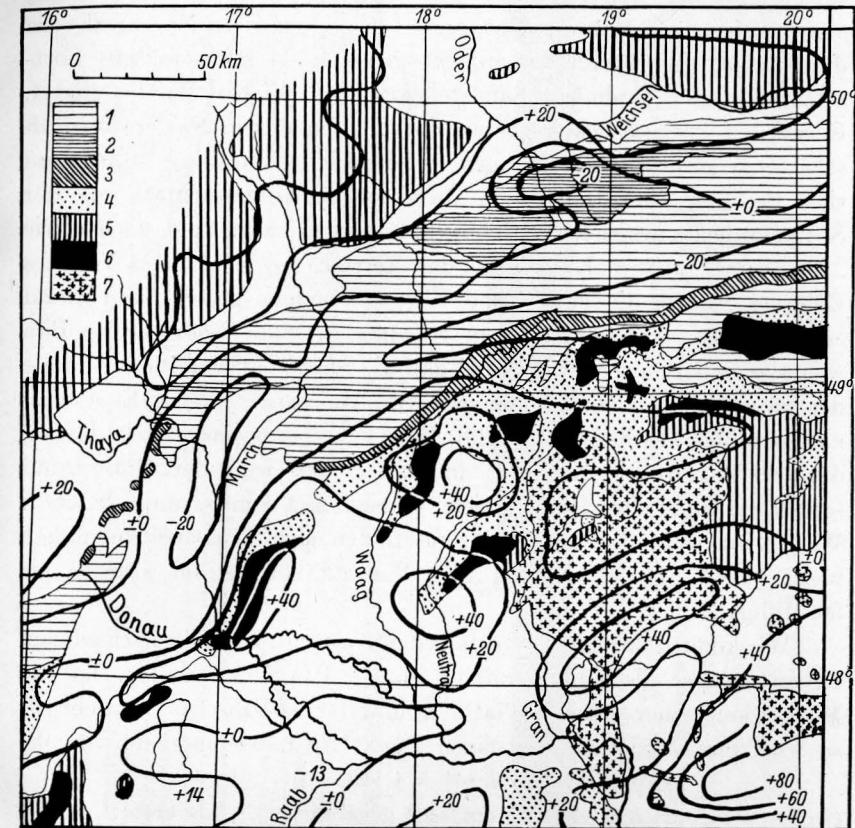


Fig. 1. Gebirgsbau und Schwere in den Westkarpaten.

Zeichenerklärung: 1. Zone des Karpatensandsteins (und ebenso bezeichnet: Alttertiär der inneren Zonen). 2. Decke der Teschener Kreide. 3. Klippenzonen. 4. Mesozoikum, besonders die Kerngebirgshüllen. 5. Älterer Bau: im „Inneren Gürtel“ (Zips-Gömörer Erzgebirge) — im Vorland (Böhmisches Masse) — im Nordostsporn der Zentralalpen. 6. Kerngebirge (meist Granit). 7. Jungvulkanische Gesteine (meist Basalt). Weiß gelassen: Jungtertiär und Quartär (nicht in den Gebirgsbau einbezogen).

Die Linien gleicher Schwereanomalie („Isogammen“, Reduktion nach BOUGUER) sind im Abstände von 20 Milligal gezogen.

¹⁾ Unter der bloßen Ziffer ist hier wie im folgenden immer Milligal verstanden.

durchbruch ist sie etwas kleiner (Vorspringen der Moravischen Zone, welche gegen die anstoßenden Striche Minderschwere hat).

Als nächste folgt im Osten die Zone der Karpatensandsteine, ein Faltengebirge aus Kreide und Alttertiär, das, meist über 50 km breit, aus Galizien nach Mähren zieht, und — nachdem es im Marchfeld vom Jungtertiär eine Strecke überdeckt gewesen — seine weitere Fortsetzung in der ähnlichen Sandsteinzone des Wiener Waldes findet. Gegen den Vorlandsockel scheinen ihre Falten nur in Niederösterreich schärfer zu stoßen und zu drängen; auf der Linie Nikolsburg—Stockerau sind dadurch eine Reihe von Jurabrocken aufgewuchtet, aus der Sedimentdecke des tieferen Gebirges emporgeschoben und stechen wie „Klippen“ (äußere Kl.) durch das Tertiär. Im nördlichen Teil des Gebirges flachen die Falten und Überschiebungen gegen das Vorland eher aus. Es ist daher nicht zu verwundern, daß dieser seichte Bau wenig auf die Schwere wirkt, und daß die Stationen im äußeren Rande der Sandsteinzone noch kleine positive Anomalien zeigen. Eine Ausnahme bildet Teschen (mit -23). Hier findet sich eine weitere Decke, die der Teschener Kreide, und demgemäß wird der Untergrund (gegen das Sima oder ähnlich) tiefer eingemuldet sein (s. unten, S. 268). Weiter innen in der Sandsteinzone finden sich negative Anomalien meist über -20 : der Abfall vom Vorland her beträgt also 40 bis 50 Milligal.

Wir können das leicht ungefähr deuten, wenn wir die verschiedenen Gesteinskörper als ausgedehnte ebene Platten ansehen. Ist die Mächtigkeit einer solchen Platte h und ihr spezifisches Gewicht ϑ , so wird ihre Anziehung auf einen Punkt irgendwo oberhalb von ihr

$$\Delta g = 2\pi \cdot G \cdot h \cdot \vartheta = 4,1885 \cdot 10^{-7} \cdot h \cdot \vartheta$$

(wobei h in cm, und Δg in cm/sec^2 gegeben ist). Als erste Ursache einer Schwerestörung können wir ansehen, daß der Sandstein etwas leichter wäre als das Kristallin der Böhmisches Masse, das nebenan im Vorland in gleicher Höhe mit ihm liegt (vgl. Fig. 2), aber viel kann das nicht sein. Wir berücksichtigen das, indem wir an die Stelle der Sandsteinzone als störende Masse eine Platte setzen von Dichte $\vartheta_1 = 0.1$ (d. i. die Dichtedifferenz Kristallin—Sandstein) und einer Mächtigkeit von 3000 m (auch das ist sehr reichlich gerechnet). Die Anziehung dieser störenden Masse ist 12 Milligal. Dann nehmen wir an, daß das Faltengebirge eine Verdickung der äußeren Kruste, des „Sial“ bedeute, dieses also tiefer in das basische Substratum, das „Sima“ eintauchen müsse. Als Dichteunterschied zwischen Sima und

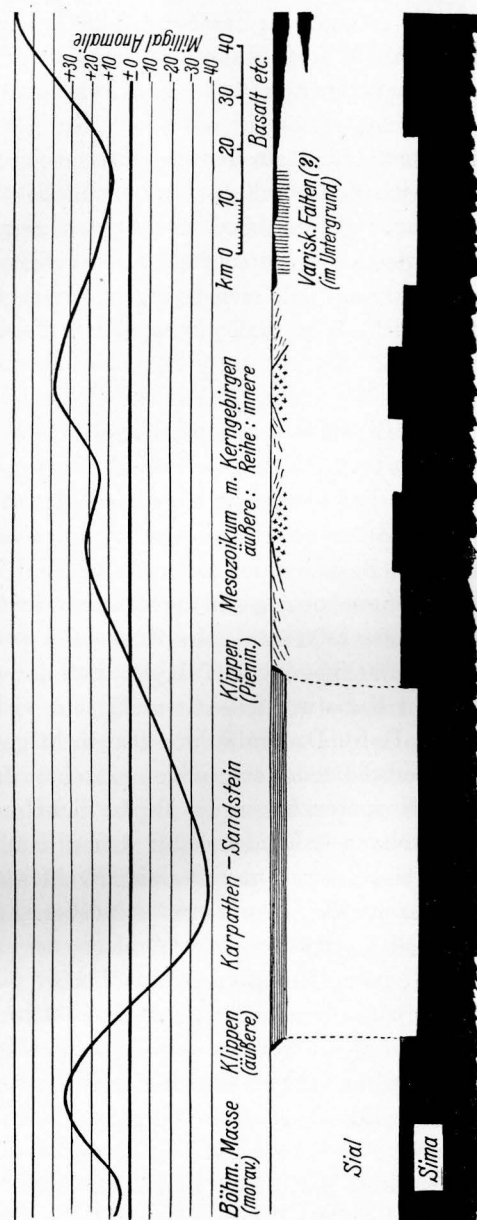


Fig. 2. Schematisches Profil quer durch die Westkarpaten.

Zum Muster genommen etwa: Brünn—Gaya—Waag-Neustadt—Nagy—Topolesany—Ipolyszag. Die Stufen in der Grenzfläche Sial—Sima wurden rechtwinklig gezeichnet, weil es bei diesen (in 25—30 km Tiefe) doch nur auf die Höhe im Lot ankommt (vgl. meine Ausführungen in Gerl. Beitr. Geophys. 23 und 29). Die Moravische Zone wurde am linken Rand des Profiles nicht besonders ausgezeichnet, wohl aber wurde der für dieselbe bezeichnende Abfall der Schwere in der über dem Profil verzeichneten Kurve der Schwereanomalien angedeutet.

Sial kann man $\vartheta_2 = 0.3$ nehmen. Sei die Tauchtiefe der „Gebirgs-wurzeln“ wieder 3000 m, so ist (wieder wie oben) die daraus entspringende Schwerestörung 38 Milligal. Beide Störungen zusammen ergeben 50 Milligal, den oben angegebenen Unterschied zwischen Vorland und Karpatensandsteinzone.

Gewöhnlich nimmt man an, daß ein Faltengebirge sich im isostatischen Gleichgewicht befinde; daß der Archimedische Auftrieb der unteren, sozusagen in schwereres Milieu nach unten getauchten Teile das aufragende Gebirge trage. Als solches Dichtedefizit hatten wir Kristallin-Sandstein und Sima-Sial. Geben wir nun dem Gestein des sichtbaren Gebirges die Dichte $\vartheta_3 = 2.65$, so haben wir die einfache Rechnung:

$$3000 \times 0.1 + 3000 \times 0.3 = 450 \times 2.65.$$

Das isostatisch kompensierte Karpatensandsteingebirge dürfte 450 m über sein Vorland aufragen, und da dieses Seehöhen bis zwischen 200 und 300 m zeigt, ergäbe dies als mittlere Seehöhe des Gebirges rund 700 m. In einem Teil des betrachteten Gebirges wird das vielleicht erreicht sein. In den westlichen Beskiden, im Javornik- und Jablunkau-Gebirge, und zwar auch weit vorgeschoben gegen die Mährisch-Schlesische Pforte, erreichen die Gipfel 1100—1300 m, als Meereshöhe des Vorlandes kann man dort 200—300 m annehmen (vgl. Tab. 1). Bei der runden Form der Rücken wird deren Kubatur vielleicht nicht sehr viel unter der des Prismas bleiben ($\frac{1}{2}$ F. h). Das gäbe hier also nicht ganz 600 bis 800 m als die mittlere Meereshöhe des eingeebnet gedachten Landes. Aber schon in den Weißen Karpaten haben die Gipfel nicht mehr als ± 950 m, die mittlere Seehöhe des Landes kann daher kaum über 500 m sein. Schließlich im Marsgebirge und Steinitzerwald erreichen die Höhen selbst nur vereinzelt 500 m und etwas darüber. Andererseits wurde die Anziehung des „Massendefektes“ nach der Formel geschätzt, die nur für eine unendlich ausgedehnte Platte gilt. Im Streichen trifft das ungefähr zu, aber die Breite ist nur 50 km gegen eine Entfernung von vielleicht 30 km (Tiefe der Unstetigkeitsfläche, nach den Erdbebenherden geschätzt). Die Anziehung wird also etwas kleiner sein als jene Formel ergibt oder, um die vorgegebene Anomalie von — 50 Milligal zu erhalten, wird man den Massendefekt, die Einmündung der Sima-Sial-Grenze, mächtiger annehmen müssen als 3000 m. Zieht man alle diese Für und Wider zusammen, so wird man vermuten, daß die Westkarpatensandsteinzone — vielleicht kleine Teile ausgenommen — nicht im isostatischen Gleichgewicht ist, daß

vielmehr der Auftrieb der gefalteten Scholle die Last überwiegt, stellenweise sogar beträchtlich. Besonders in der Marchniederung ist das Schweredefizit im Untergrund durch Terrainerhebung gar nicht kompensiert, im Gegenteil, die geringe Dichte der lockeren Jungtertiärbedeckung bringt hier ein weiteres Manko mit sich. Wenn dort trotzdem nicht der Auftrieb zur Geltung kommt, sondern junge Senkung festzustellen ist¹⁾, so müssen dabei andere Vorgänge mitspielen als isostatische Ausgleichsbewegungen.

Als Grenze des Karpatensandsteingebirges gegen innen kann man den Zug der inneren oder pieninischen Klippen längs des Waagtales ansehen. Die gravimetrische Grenze stimmt hier mit der tektonischen nicht ganz überein; das SW-Ende des Klippenzuges hat bei Miawa + 3, die letzten Messungen im NO geben (Sillein) — 34²⁾. Von dieser Ungenauigkeit abgesehen hat die innerhalb des Klippenbogens folgende Zone der Kerngebirge, mit hoch- und subatrischer Hülle (Mesozoikum) und innerkarpatischem Alttertiär, wieder allgemein positive Anomalie. Das Mittel scheint wie beim Vorland zwischen + 20 und + 30 zu liegen, aber die Werte streuen viel mehr. Soviel bei der geringen Stationsdichte vermutet werden kann, haben gerade die Kerne die höheren Plusanomalien: Leithagebirge³⁾: Hof + 38, Kleine Karpaten: Preßburg + 42, Inovec: Waag-Neustadt + 27, Tribec: Neutra + 51. [Eine Ausnahme scheint nur Pribitz (Privigye) zu machen, das den kleinen Kernen an der obern Neutra nahe liegt und doch nur + 1 zeigt.] Hier geht tektonische Hochlage und Plusanomalie Hand in Hand, so wie im saxonischen Schollenland Norddeutschlands. In scharfem Gegensatz dazu haben in den Schweizer Alpen die autochthonen Massive, die man oft mit den karpatischen Kernen verglichen hat, sehr starke negative Anomalien. Jedenfalls muß in der Zone der Kerngebirge der Sima-Untergrund wieder ebenso hoch liegen wie im Vorland, so daß das Krustenstück, das die Sandsteinzone trägt, dazwischen wie in einem Graben liegt („Faltungsgraben“?). In den „Kernen“ erschiene dann die ganze Kruste in einem nach oben aufgebogen, und das Sima läge dann unter den Kerngebirgen höher als

¹⁾ STINY, J., Zur Kenntnis jugendlicher Krustenbewegungen im Wiener Becken. Jb. Geol. Bundesanst. 82 (1932) 75—102.

²⁾ Dabei mag die Möglichkeit offen bleiben, daß bei Sillein Querstörungen eine Rolle spielen (S. 272).

³⁾ Geologisch ist das Leithagebirge (und auch das Rosaliengebirge) unbedingt als Fortsetzung der Kleinen Karpaten anzusehen, was ja auch schon nach dem Kartenbild sehr nahe liegt.

sonst (so in Fig. 2 gezeichnet). Ob damit allein der beobachtete Gang der Schwere zureichend erklärt werden kann? Der verhältnismäßig schnelle Wechsel in der Anomalie $\Delta g_0''$ scheint störende Massen in verhältnismäßig geringer Tiefe zu fordern. Zwischen den Stationen im Kerngebirgsgürtel liegen Durchschnittsgradienten¹⁾ von meist etwa 1 Milligal je 1 km, manchmal aber auch gut das Doppelte. Ersteres wäre vielleicht mit einer Tiefenlage der störenden Schicht in 25 bis 30 km noch zu vereinbaren, letzteres nicht mehr²⁾. Die wirklichen Gradienten — und auf die kommt es an — müssen aber größer sein als die aus den zufälligen Stationsziffern berechneten Durchschnitte. Aber weil wir über diese nichts wissen und auch sonst wenig Anhalt haben, den tieferen Untergrund dieses Gebirges zu beurteilen, müssen wir uns auf die Bemerkung beschränken, daß bei reichlicherem Material dieser Umstand die gebührende Beachtung finden sollte.

Aus dem so wichtigen „Inneren Gürtel“ liegen Schweremessungen fast nicht vor. Ziemlich weit östlich von unserem Gebiet entfernt, am oberen Sajo, herrscht negative Anomalie: Dobschau — 7, Also-Sajo — 27, Rosenau — 16, Pelsöcz — 1, Tornalja — 22. Vielleicht ist Schemnitz — 18 eine Fortsetzung dieses Striches. Dann müßte aber das alte Gebirge der unter jungvulkanischer Aufschüttung steckenden „Schemnitzer Insel“ viel ausgedehnter sein, als man es an der Oberfläche sieht. (Dieses Minus könnte auch einfach auf einen größeren saueren Kern unter den vulkanischen Massen zurückgehen.) Ich führe das nur deswegen an, weil man von da weiter über Leva—O-Gyalla ins Raabtal einen Strich verhältnismäßig geringerer Schwere verfolgen kann, welcher gegen bekannte palaeozoische Aufbrüche am Ostalpenrande (Hannersdorf, St. Anna am Aigen) hinzielt. Die Möglichkeit, daß dieser Strich von Minderschwere einen Variszischen Faltenstrang im Untergrund markiert, sollte nicht aus dem Auge verloren werden. Allerdings der Bakonyer Wald (mit durchschnittlich + 30 bis + 40) und die anderen ungarischen Mittelgebirge scheinen einfach den gravimetrischen Typus der saxonischen Schollen zu repräsentieren. Dann wäre ohne weiteres gegeben, daß die Raabniederung Minderschwere haben sollte. Allerdings, ganz ohne Vorzeichnung durch ältere

¹⁾ Gerechnet: Differenz der Anomalien in Milligal, gebrochen durch die Entfernung in Kilometer, also so, daß der Einfluß der Breite auf den Horizontalgradienten bereits ausgeschaltet ist.

²⁾ SCHWINNER, R., Geophysikalische Zusammenhänge zwischen Ostalpen und Böhmischer Masse. Gerl. Beitr. Geophys. 23 (1929) 72ff.

Gebirgsstruktur pflegen sich saxonische Schollen auch nicht zu entwickeln. Hier ist alles noch in Schwebe. Im Vergleich mit dem Schwereprofil der Schweizer Alpen erscheint hier wieder ein Unterschied. Dort hat die Innenzone, das Gebirge um die Tessiner Seen, starke positive Anomalie, und zwar ohne daß dort junge basische Ergüsse daran schuldig sein könnten. Auch die sichtbaren basischen Massen des Ivreazuges würden dort zur Erklärung nicht genügen, es muß das irgendeine regionalgeologische Ursache haben.

Die jungvulkanischen Gebiete, die im Inneren Gürtel beginnend einen großen Teil der Fläche ausmachen, haben, entsprechend dem Vorwiegen basischer Larven, fast ausschließlich positive Anomalien, zum Teil sehr große (Maximum Aszod + 82). Die Anziehung der Lavadecken, die man an der Oberfläche sieht, allein kann solche positive Anomalien nicht verursachen; so groß darf man ihre Mächtigkeit nicht voraussetzen. Auch hier sind wieder basische, schwere Massen im Untergrund, in nicht allzu großer Tiefe zu vermuten. Zwischen Stationen des jungvulkanischen Gebietes sind Durchschnittsgradienten von 2 Milligal je 1 km und mehr nicht selten, ja eher fast die Regel (vgl. oben S. 265 und Anm. 1 S. 272).

Die Westkarpaten verhalten sich seismisch in vielem ähnlich wie die an sie ja anschließenden nordöstlichen Alpen¹⁾. Die Zone der jungen Faltung, die der Karpatensandsteine, ist frei von Bebenherden — ebenso wie die nördlichen Kalkalpen — und die Beben gehen weiter innen von der Kerngebirgszone aus, welche in dieser Beziehung (sonst allerdings weniger) mit den inneren Zonen des Alpenbaues, Grauwackenzone und Zentralalpen, zu vergleichen ist. Vielleicht ist es das Tertium comparationis, daß diese Zonen bereits vom alpinotypen zum germanotypen Stil der Tektonik übergegangen sind? Die Ausbreitung der Beben folgt manchmal, besonders bei kleineren Beben, den streichenden Zonen des Gebirgsbaues — wie man es erwartet — die meisten und besonders die größeren Beben breiten sich aber im Streichen viel weniger aus als quer zu demselben und gehen sozusagen unter der Faltenzone durch weit ins Vorland hinaus. LOZINSKI²⁾ sieht nun im Bau der Karpaten eine Vergitterung der streichenden Falten

¹⁾ HERITSCH, F., Analogien im seismischen Verhalten der nordöstlichen Alpen und der Westkarpaten. Geol. Rdsch. 10 (1919) 118—125. — KAUTSKY, F., Die Erdbeben des östlichen Teiles der Ostalpen, ihre Beziehungen zur Tektonik und zu den Schwereanomalien. Mitt. Erdbeb.-Komm. Akad. Wien, N. F. Nr. 58 (1924). 48 S., 2 Karten. — ²⁾ LOZINSKI, W. v., Vulkanismus und Zusammenschub. Geol. Rdsch. 9 (1918) 65—98, bes. 88ff.

mit „transversalen Elevationen“, und letztere wären schuld an dem unerwarteten seismischen Verhalten. Er gibt als solche Querhebungszonen an:

1. Kerngebirge des Tribec—Kern des Inovec—Andesitdurchbrüche von Banow und Bojkowitz in der Flyschzone und bei dem Säuerling von Luhatschowitz.

2. Zwillingskern des Suchy und der Mala Magura (bei Pribitz)—Kulm- und Devonschollen bei Mähr.-Weißkirchen.

3. Kern des Mincow und Fatrakrivan (bei Sillein)—Ostrauer Karbon. Nun, im gravimetrischen Bild, ist die Querzone I kenntlich durch verhältnismäßig höhere Schwerewerte sowohl in den inneren Karpaten (Aranyos Marot + 37, Waag-Neustadtl + 27) als in der Sandsteinzone (Velehrad + 1) als im Vorland (Wischau + 27); sie bewährt sich auch als Bebenscheide. Die Schütterfläche des Silleiner Bebens von 1858 erstreckte sich (s. Fig. 3)¹⁾ nach Nordmähren, über die Sudeten und Breslau, im Süden bis Gran, aber im SW schneidet sie ungefähr an dieser Querzone ab. Das Beben von Jokeö 1906 erschütterte das ganze Viertel unterm Manhartsberg und das Donaugebiet bis über die Insel Schütt, aber über diese so nahe Querzone ist es nach NO nur wenig hinausgekommen. Stellt man sich vor²⁾, daß die höheren Schwerewerte durch Höherentreten des Sima verursacht werden, so teilt ein solcher Rücken die sonst plane Grenzfläche Sial—Sima in begrenzte Felder. Wenn, wie zu vermuten, die Bebenenergie hauptsächlich als geführte Wellen (ULLER) längs dieser Grenzfläche sich ausbreitet, so wird ein solcher Simarücken ein Hindernis der Ausbreitung, eine Bebenscheide, vorstellen.

Über die beiden anderen von LOZINSKI angegebenen Querzonen konnte aus den vorliegenden Schweremessungen und Bebenberichten nichts Genaueres ermittelt werden. Geologisch ist ihr Charakter zweifelhaft. Den Raum, in den gerade eine Decke mehr hineingelegt ist (die der Teschener Kreide), würde ich nicht ohne weiteres als „Elevation“ im Streichen der Faltenachsen ansehen. Ähnliches gilt für den Strich gegen Ostrau (s. unten S. 275).

Diese Quergliederung erscheint in den Westkarpaten weniger deutlich ausgesprochen und differenziert als in den Kalkalpen von

¹⁾ LOZINSKI, W. v., Das seismische Verhalten der Karpaten und ihres Vorlandes. Gerl. Beitr. Geophys. 12 (1913), Kl. Mitt. S. 16—26.

²⁾ SCHWINNER, R., Zur Deutung der Transversalbeben der nordöstlichen Alpen. Z. Geophys. 5 (1929) 16—31.

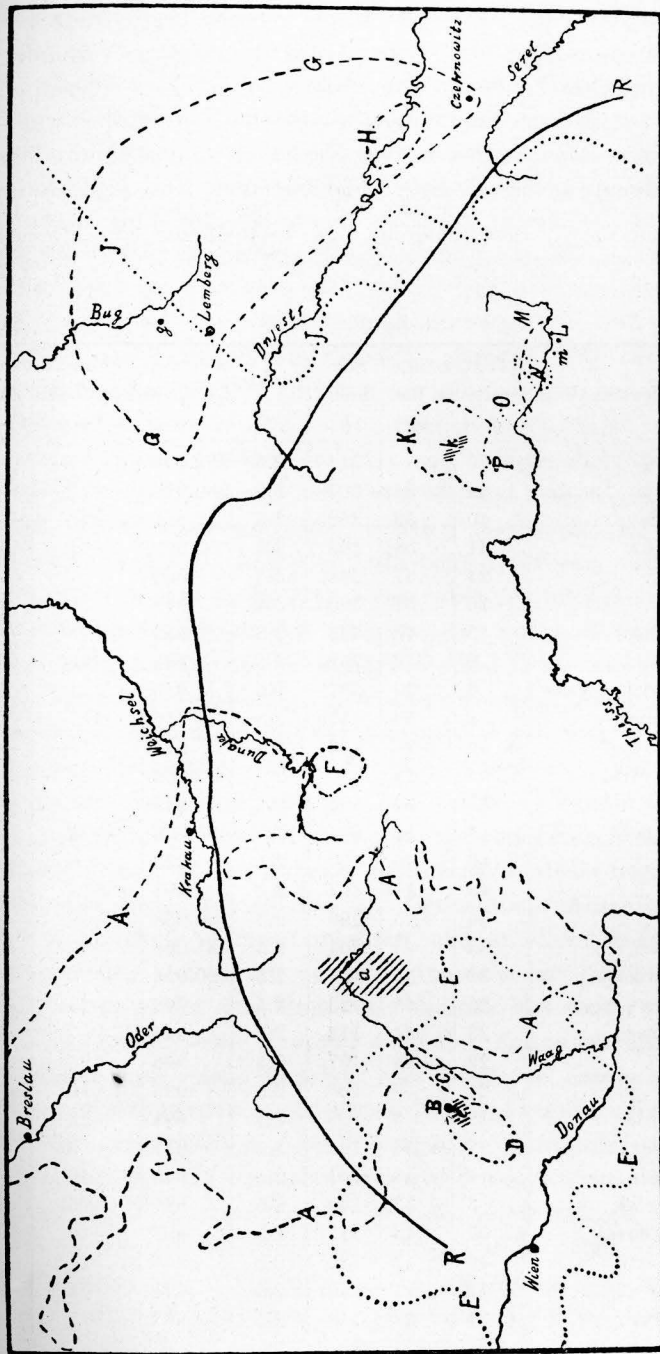


Fig. 3. Seismogeographische Übersicht der Karpaten mit einem Teil des Vorlandes. Maßstab 1:4500000. (LOZINSKI 1913.)

A = Schüttergebiet des Silleiner Bebens vom 15. I. 1858; a = Epizentrum des Silleiner Bebens vom 15. I. 1858; E = Schüttergebiet des Jokeöer Bebens vom 10. I. 1906; B—F = Inner-Westkarpatische Beben 1874, 1884, 1904, 1901; Gg, H, J = Ostgalizische Beben 1875, 1903, 1908; K—P = Nordungarische Beben 1908, 1876, 1911, 1902, 1910, 1911; R—R = Nordrand der Karpaten.

Nieder- und Oberösterreich; das kann aber daran liegen, daß hier weniger Schweremessungen und Bebenbeobachtungen zur Verfügung stehen. Daß die Ursache dieser Quergliederung in einer renegeanten Struktur des Untergrundes liege, haben wir für die Nordostalpen wahrscheinlich machen können, hier in den Karpaten ist das unmittelbar (durch Bohrungen) nachgewiesen¹⁾. Sudeten und Krakau-Wieluner

¹⁾ PETRASCHKEK, W., Deckentektonik und Tektonik des autochthonen Untergrundes in den Nordkarpaten. Z. Dtsch. geol. Ges. 80 (1928), Monatsber. S. 316—322.

Tabelle 2.

BORRASS Seite	Name der Station	Nördl.	Länge	See-	Dichte	Schwere i. Höhe 0	Anomalie nach	
		Breite φ	E Gr. λ	höhe h			BOUGUER $g_0'' - \gamma_0$	AIRY $g_0 - \gamma_0$
59	Lemberg	49° 50	24° —	314	2.5	981.008	—76	—43
59	Glinna	44	23 54	301	2.5	980.998	—77	—44
59	Szecer zec	40	53	269	2.5	986	—78	—50
59	Mikolajów	31	58	264	2.5	990	—61	—33
59	Bilcze	24	57	295	2.5	950	—93	—62
59	Strij	16	51	300	2.5	978	—55	—23
58	Koniuchów	13	45	323	2.5	953	—78	—44
58	Lubience	9	42	352	2.5	905	—123	—86
58	Synowodzkowyzne	6	36	397	2.5	946	—81	—40
58	Skole wieś	2	30	447	2.5	916	—107	—64
58	Hrebenow	48 59	28	493	2.5	944	—78	—31
58	Tuchla (Dukla) . .	55	29	540	2.5	956	—68	—14
58	Slawsko	51	27	594	2.5	949	—74	—15
58	Lawoczne	49	22	664	2.5	981.036	+ 8	+76
58	Beskid	46	20	799	2.5	033	— 6	+77
58	Volocz	43	11	493	2.5	004	+ 5	+53
58	Vócsi	36	5	299	2.5	980.958	— 8	+17
57	Szolyva	33	—	201	2.5	981.006	+50	+69
57	Szent-Miklos . . .	30	22 51	158	2.5	980.953	+ 6	+21
57	Munkács	26	43	123	2.5	962	+23	+36
57	Sztrabicsó	23	34	112	2.5	941	+ 7	+19
57	Bátyú	22	24	107	2.5	956	+25	+36
57	Tuszér	21	8	106	2.5	939	+10	+21
57	Kis-Várda	12	5	108	2.5	894	—23	—12
57	Demecser	7	21 56	104	2.5	917	+ 9	+20
57	Kemecse	4	48	101	2.5	845	—59	—48
56	Kiralytelek	3	33	109	2.5	877	—26	—14
56	Nyirigyhaza . . .	47 57	43	112	2.5	888	— 6	+ 6
56	Uj-Feherto	49	43	122	2.5	869	—14	— 1
56	Hadhaz	41	41	149	2.5	871	— 4	+12
55	Debrecen	31	38	118	2.5	863	+ 7	+19

Höhenzug setzen sich als Bergwälle mit erodierten Oberflächenformen unter die Karpaten fort. Eine der bedeutendsten Störungen des Vorlandes, die Orlauer Störung, ist weit in diese hinein zu verfolgen. Die Braunsberger Kohlenmulde ist noch 20 km innerhalb der Sandsteinzone festgestellt. Es ist also ein Zug Variszischer Sedimentfalten, was vom oberschlesischen Kohlengebiet unter die Karpaten hineinzieht; im Sinn der Großtektonik ist das als Mulde (Synkline), Tiefgebiet anzusehen. Gerade in diesem Strich hat sich das Silleiner Beben so gut quer durch die Karpaten ins Vorland heraus fortgepflanzt. Daher ist die Anschauung LOZINSKIS ernstlich zu bezweifeln, daß es quere „Elevationen“, also antiklinale Elemente wären, welche die „Transversalbeben“ fortleiten. Die von ihm an erster Stelle genannte Querzone (Tribec—Inovec—...) scheint wirklich antiklinalen Charakter zu haben: sie zeichnet sich dadurch aus, daß sie die Bebenverbreitung abschirmt, nicht weiterleitet! Dort, wo das Beben gut weitergeleitet wird, ist es keine Elevation, sondern die Großmulde des Ostrauer Kohlen-„Beckens“. Nach der Auffassung der Transversalbeben, welche ich angeregt habe (s. S. 272), stimmt dagegen alles aufs beste.

Weiter östlich in den Karpaten ist nur noch das Profil von Lemberg über den Tuchla-(Dukla-)Paß ins Theißgebiet gravimetrisch vollständig vermessen worden. Dieses ist geologisch ungünstig gelegen, dort, wo zwischen West- und Ostkarpaten der sichtbare Gebirgsbau aufs stärkste reduziert ist. Immerhin bestätigt es die bisherigen Ergebnisse in einem wichtigen Punkte. Junge Faltung ist in diesem Profil auf die Hälfte nördlich vom Karpatenkamm, wieder die Sandsteinzone, beschränkt: dort herrscht wieder negative Schwereanomalie, bis —123 (s. Tab. 2). Der südliche Abschluß dieser Zone ist durch einige Klippen markiert und an diese stößt sofort jungvulkanisches Gebiet, mit positiver Anomalie bis +50. (In der Ebene folgt dann wieder eine Minuszone, die uns hier weiter nichts angeht.) In bezug auf diesen Südrand muß der Faltungstiefgang der Sandsteinzone mindestens ungefähr das Dreifache dessen sein, was wir in den Westkarpaten angenommen haben. Aber der „Faltungsgraben“ ist hier ungleichseitig; denn weil der Nordrand, die podolische Tafel bei Lemberg —76 als Schwereanomalie hat, ist von dort der Unterschied zur Faltungszone auch nur rund —50 Milligal, ebensoviel, wie wir an analoger Stelle in den Westkarpaten hatten. Gegenüber dem Variszischen Rand, der noch in Tschenstochau +1, in Kielzy +14 hat (BORRASS, S. 151), ist die podolische Tafel bei Lemberg tief ins

Sima eingesenkt. Nach den gleichen Annahmen wie oben würde sich für diesen „Massendefekt“ eine Mächtigkeit von 6 km berechnen, etwa das Doppelte dessen, was die Faltungszone in dieser Hinsicht fordert. Weiter im Osten hat Kischinew wieder \pm (ältere Messungen: + 5 und - 5), und Odessa + 23 (HECKER). Dieses Lemberger Tief ist eine mehr lokale Erscheinung.

Was wir an Schweremessungen (und sonstigen geophysikalischen Daten) aus den Westkarpaten besitzen, ist allerdings wenig, es genügt aber doch für einen ersten Überblick. Es läßt erkennen, daß dieses Gebirge, wie im sichtbaren geologischen Bau, auch in der Verteilung der unsichtbaren Massen eine ausgeprägte Eigenart behauptet. Vieles ist so, wie es nach Analogie anderer besser bekannter Gebirge (Schweiz, Nordostalpen) zu erwarten war; anderes, so besonders das gravimetrische Verhalten der Kerngebirge, zeigt fremde Züge. Eingehendere bezügliche Untersuchungen wären sehr zu wünschen, sie würden für Geologie und Geophysik wertvolle Ergebnisse versprechen.

Die Schwere in den westlichen Karpaten

Von
Robert Schwinner
Graz

(Mit 3 Figuren)

