

Tektonische und
geophysikalische Phänomene
in der Ferghanaregion, Zentralasien

VON
FRANZ KOSSMAT

SONDERABDRUCK AUS DER
ZEITSCHRIFT DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT
BAND 84, JAHRGANG 1932, HEFT 2

Tektonische und geophysikalische Phänomene in der Ferghanaregion, Zentralasien*)

(Mit 2 Textabbildungen.)

VON FRANZ KOSSMAT in Leipzig.

I. Die Abfolge der Faltungen in Zentralasien.

Zu den schon seit langem beobachteten Eigenarten der Geschichte des Reliefs von Eurasien gehört die Erscheinung, daß die große mediterrane Meeresregion (Thetys) der vortertiären Zeit eine ausgesprochene Tendenz zur Verlagerung in der Richtung nach Indofrika aufweist. Eine vergleichende Betrachtung der palaeozoischen und mesozoischen Geosynklinalen Eurasiens zeigt deutlich, daß ihre Haupterstreckung — wenn wir von außenliegenden Schelfgebieten absehen — schon von Ende des Karbons ab südlicher lag als im mittleren und älteren Paläozoikum. Es gilt das besonders auffällig für Perm und Trias, kommt aber auch in der mediterranen Faziesprovinz des Jura und der Kreide deutlich zum Ausdruck.

Noch schärfer prägt sich eine analoge Erscheinung in den von den Geosynklinalen in genetischer Abhängigkeit stehenden Faltungen aus. Die Beispiele sind ja allgemein bekannt. Es gehören hierher die Beziehungen zwischen den variskischen Faltungen Mitteleuropas und den jungen alpinen Faltungen der Randgebiete des heutigen Mittelmeeres. In Asien liegen die Verhältnisse mindestens ebenso klar, denn den kaledonischen und noch älteren Faltungen des Sajan-Systems reihen sich im Süden die variskischen Gebirgsbildungen der Tianschanstämme und noch weiter südlich die jungen Faltungen der Pamir- und Himalaja-Region an.

Die Abfolge der Faltungen ist also derart orientiert, daß die jüngsten Gebirge sich an die uralte Masse von Indofrika schmiegen, ohne daß vermittelnde Zwischenglieder vorhanden wären.

Die Abwanderung der Geosynklinalen und Faltungen geht aber Hand in Hand mit Massenverlagerungen in den tiefen magmatischen Erdschalen. Bekanntlich sinken die zusammengeschobenen Faltenwülste zusammen mit unmittelbar angrenzenden Nachbarstreifen (Randsenken) durch ihr Gewicht in ihre

*) Abdruck einer Mitteilung für die Sommer-Tagung 1931 des Seismologischen Instituts der Akademie der Wissenschaften in Leningrad.

Unterlage ein und zwingen hier die tieferen Magmamassen des Sima zur teilweisen Abwanderung. Die Erscheinung vollzieht sich unter Austauschvorgängen, denn der Rindenschub in der Richtung zum Faltengebirge bringt außer Aufschmelzungen auch eine Einwanderung von Sialmassen in die Tiefe des letzteren mit sich, so daß sich seitlich die Möglichkeit für den Aufstieg von Teilen des Sima weithin bietet. Dadurch tritt aber Überschwere ein und damit ein langsames Sinken großer Areale. Letzteres zeigt sich besonders in Weitungen der Faltenstränge (z. B. in der tyrrhenischen und pannonischen „Innensenke“ Europas) und in Regionen des Vorlandes der Faltung. Dadurch entstehen Geosynklinalen vom Typus des heutigen Mittelmeeres, das ja teils im heutigen Falten-Orogen, teils südlich davon zu großen Tiefen hinabreicht.

Besonders wichtig ist aber, daß der Vorgang sich nicht symmetrisch in die beiderseitige Außenregion der Kettengebirge erstreckt, sondern eine ausgesprochene Einseitigkeit zeigt. Wäre die Faltung nach den Forderungen der alten Kontraktionstheorie vor sich gegangen, dann müßte das Sima nach beiden Seiten in annähernd gleicher Weise abgeströmt sein. Da dies nicht der Fall ist, liegt zweifellos eine in der Hauptsache asymmetrische Rindenwanderung vor, und zwar muß der obere Teil der Rinde mehr oder minder nach Norden verlagert worden sein, während der Sima-Unterstrom in der Hauptsache nach Süden ging und auf dieser Seite die Entstehung einer neuen Geosynklinalregion veranlaßte. Auch die Verlagerung der Klimagürtel Eurasiens und Indoafrikas steht damit in vollem Einklang, denn ehemals tropische Gebiete sind bei uns heute weit nach Norden verlagert.

Die erwähnte Einseitigkeit hat unmittelbar nichts mit Überfaltungsrichtungen zu tun. Letztere sind bedingt durch Ausweichmöglichkeiten des zwischen starren Außenregionen eingespannten und emporgetriebenen Kettengürtels. So entstehen die besonders in Europa auffälligen bilateralen Kettengebirgsstränge, deren nördlicher Teil in der Richtung nach Norden, der südliche hingegen in der Richtung nach Indoafrika überfaltet ist.

II. Die Randsenkenfrage.

Im europäischen Bereich ist der junge mediterrane Kettengürtel beiderseits durch je eine unmittelbar anliegende Randsenkenzone gekennzeichnet, d. h. durch einen Depressionsgürtel des Vorlandes, der durch Gewichtsübertragung vom Faltenwulst mit hinabgezogen ist und daher negative Schwereanomalien aufweist. Diese Depressionszone läuft parallel zum Saum des Kettengebirges. Bekanntlich erstreckt sich der nördliche Randsenkengürtel von der andalusischen Zone Spaniens an durch Südfrankreich in das Alpen- und Karpathenvorland, während der südliche Randsenkengürtel von der nördlichen Sahara nach Mesopotamien und weiter reicht. Derartige Randsenken sind in der Regel erfüllt mit „Molassesedimenten“, die vom Kettengebirge schon während der Faltung herabgeschwemmt wurden.

Von den Innensenken unterscheiden sich die Randsenken durch ihre Lage am Außensaum der Kettengebirge, ferner durch ihre negative

Schwereanomalie. Selbstverständlich können sie stellenweise mit den vorhin erwähnten überschweren Geosynklineräumen zusammenfließen.

Nach außen hin werden die europäischen Randsenken begrenzt von einem starren Rahmen, dessen Faltungen lange vorher erloschen waren. Im Norden ist dies die mitteleuropäische und russische Scholle, im Süden die afrikanische. Die Strukturlinien dieser Rahmengebiete verlaufen disharmonisch zur jungen Faltung. Bekannte Beispiele bieten die spanische und zentralfranzösische Scholle, die Böhmisches Masse u. a.

Ebenso kontrastiert der afrikanische Bau auffällig gegen jenen des junggefalteten Gebietes.

In Zentralasien ändern sich die Verhältnisse weitgehend. Die europäische Zone der nördlichen Randsenken läuft im Amudarjagebiet zwischen den Ästen der Kettengebirge westlich des Pamir aus. Nördlich des Pamir reihen sich neue Kettengebirge bis weit nach Sibirien hinein, immer wieder getrennt durch eingreifende Zwischensenken.

Die neuen russischen Forschungen in Zentralasien haben dargetan, daß aber keine Randsenke existiert zwischen dem zur jungen alpinen Faltung gehörigen Transalai-Pamir-System und dem zur variskischen Zeit gefalteten Alai-Tianschan-System. Das Alaital, das im orographischen Bilde in weiter Erstreckung als Längsfurche auftritt, folgt dem Nordsaum einer intensiv nach Norden überfalteten mesozoisch-tertiären Synklinale von Hochgebirgscharakter. Sowohl im Norden wie im Süden wird diese von annähernd parallelen Faltenzügen paläozoischer Gesteine begleitet. Es ist also keine Grenze gegen ein grundsätzlich anders geartetes Vorland vorhanden, und es bedurfte erst der genauen russischen Forschungen, um nachzuweisen, daß das alpin aussehende Kettengebirge des Alai in der Hauptsache variskischen Bau hat und zur Zeit der alpinen Faltung nur von schwächeren, nach STILLE's Nomenklatur¹⁾ germanotypen Schupungen, Brüchen und Randfalten ergriffen wurde. Ähnlich liegen die Verhältnisse in der Grenzregion zwischen dem alpin gefalteten Karakorumgebirge und dem westlichen Kuen-Lun, worüber uns DE TERRA berichtet hat.²⁾ Die Ursache ist, wie auch STILLE bereits angedeutet hat, wohl darin zu suchen, daß sich in Zentralasien die alpinen jungen Faltungen an die alten mehr oder minder harmonisch angegliedert haben und in ihnen allmählich abklingen. Die Randsenke bildete sich daher nicht dort aus, wo der alpinotype Intensitätsgrad der jungen Faltung aufhörte, sondern dort, wo die emporgestauchten Gebirgsmassen — gleichgültig ob alpin oder paralpin — schwer genug waren, um einen Nachbartsaum herabzuziehen. Damit verschwindet aber der normale kontinuierliche Randsenkentypus Europas und macht dem kulissenartig gestaffelten Bild Innerasiens Platz.

Südlich der asiatischen Kettengebirge bleibt aber der eingangs erwähnte kontinuierliche Randsenkentypus bestehen, denn hier grenzen derartige Depressionen entlang der Südfront der iranisch-himalajischen Ketten diese jungen Faltungen von dem disharmonisch gebauten alten Indoafrica ab.

¹⁾ STILLE, Tektonische Formen in Mitteleuropa und Mittelasien. — Z. Deutsch. geol. Ges., Berlin 1929.

²⁾ DE TERRA, Geol. Rundschau, 1929, S. 128 ff.

Die Erklärung der letzten Ursachen dieser Unterschiede zwischen dem europäischen und asiatischen Teile der mediterranen Kettengebirge ist schwer zu geben. Man kann zunächst nur sagen, daß im europäischen Bereich der jungen Faltungszonen sowohl die Nordgrenze als auch die Südgrenze der mediterranen Geosynklinale eine die früheren Strukturen schneidende Störungslinie der Erdkrinde darstellte, ähnlich wie die beiden Seiten des Atlantik, in den das Mittelmeer ausmündet. Der Geosynklynaltrog war während der Faltung wie zwischen den Backen eines Schraubstockes eingeklemmt. Er wurde übrigens, da die begrenzenden Schollen einander nicht nur genähert, sondern auch seitlich verschleppt wurden, dabei zu jenen eigentümlichen Schlingen deformiert, die einen wesentlichen Typ des mediterranen Europa bilden (vgl. KOSSMAT: Die mediterranen Kettengebirge ... — Abh. Sächs. Ak. Wiss., Heft 37, I, S. 29, 30. Leipzig 1921).

Im Verlauf gegen Osten nimmt die asiatische Nordbegrenzung der mediterranen Geosynklinale mehr den pazifischen Typus an. Bei letzterem wächst die Faltung annähernd harmonisch weiter, so daß die Küstenumrisse im großen und ganzen dem Faltenstreichen folgen.

Im Gegensatz dazu behält aber der Nordrand von Indoafrrika den Schollentypus bei und trennt daher diese Region scharf von der mediterranen Kettenzone und deren kontinuierlicher Randsenke ab.

III. Tektonische Stellung des Ferghana-Beckens.

Das Ferghana-Becken wird gewöhnlich ebenso wie das Tarim-Becken (Serindia ARGAND'S) als eine tiefliegende starre Masse betrachtet, die sich als trennendes Element zwischen Tianschan und Alai einklemt.³⁾ Man muß sich aber die Frage vorlegen, worauf die Annahme dieser Funktion des Ferghana-Beckens im Grunde beruht.

Dabei muß man von dem Begriff der „starrten Masse“ ausgehen, wie er sich in Europa entwickelt hat. Es handelt sich hier immer um ein Rindenfragment, das aus einem älteren erloschenen Faltengebirge herausgeschnitten ist und einen festen Rahmen für die andrängende junge Faltung abgab, die sie daher im Verlauf merklich beeinflusste. Bekannte Beispiele sind Böhmisches Masse, französisches Zentral-Plateau, spanische Meseta. Auch innerhalb des Raumes der jungen Faltung können solche Massen erhalten sein, wie z. B. Sardinien und Korsika im westlichen Mittelmeer oder die Karisch-lydische Masse in Kleinasien. Solche alten Massen können natürlich zum Teil von jüngeren Sedimenten bedeckt sein.

Im Verhalten zur angrenzenden Geosynklinale, aus der die jungen Kettengebirge emporwachsen, war aber die starre Masse Hochgebiet, durch lange Zeit Sedimentspender. Soweit sie selbst von Sedimenten während dieser Zeit bedeckt wurde, hatten diese Schelf- oder Kontinentalcharakter.

Wie verhält sich nun das Ferghana-Becken? Seine paläozoischen Sedimente (Silur, Devon, Karbon) haben den gleichen geosynklynalen Typus wie jene der anliegenden Tianschan- und Alai-Ketten. Als ich

³⁾ K. LEUCHS, Die Bedeutung alter Massen für Lage und Struktur jüngerer Kettengebirge. — Centralbl. Min., Abt. B., Stuttgart 1929, S. 193.

im Herbst 1928 zusammen mit einigen anderen deutschen Geologen an der Tagung des 3. allrussischen Geologenkongresses in Taschkent⁴⁾ teilnahm, hatte ich die Gelegenheit, auf Exkursionen wichtige Teile der Schichtfolge im West-Tianschan und Alai kennenzulernen und mich selbst davon zu überzeugen, daß auch die aus dem Ferghana-Becken aufragenden kleinen Inselberge bei Osch die ausgesprochen geosynklinale, mächtige Entwicklung wie die benachbarten Gebirge zeigen. Vor allem fällt die starke Ausbildung der silurischen Ton- und Kieselschiefer, der fossilreichen devonischen und unterkarbonischen Kalke ins Auge. Alle diese Schichten sind von der gleichen vormesozoischen (variskischen) Faltung ergriffen wie im Hochgebirge und sind nach Ablagerung der mesozoischen und alttertiären Sedimente von gleichem Typus späterer Störungen ergriffen worden. Der Unterschied ist nur der, daß sie tiefer liegen als die sie einfassenden Hochgebirge.⁵⁾

Das Ferghana-Becken verhält sich ähnlich zu seiner Umrandung wie die bekannten, mit jungen Sedimenten erfüllten „Parks“ zu den Ästen der Rocky Mountains (westliche U. S. A.), zwischen denen sie eingebettet liegen.

Auch MUSCHKETOW, mit dem ich über die Frage sprach, hält das Ferghana-Becken nicht für eine starre Masse, und STILLE deutet wenigstens die Möglichkeit an, daß der ganze Beckenuntergrund an der variskischen Faltung teilgenommen hat. Hinsichtlich der nacheozänen Orogenese kann man aber eine Unterscheidung gegenüber der Umgebung nicht vornehmen, weil sich damals nicht nur das Becken, sondern auch die Umgebung „germanotyp“, also relativ starr verhielt.

STILLE hat darauf hingewiesen, daß man die Ferghanazone als Ausläufer des westlichen Uralvorlandes in Ostrußland zu betrachten habe, womit übrigens die vorpermische Stratigraphie gut in Einklang zu bringen ist. Nach STILLE'S Auffassung ist ferner durch das Ferghana-Becken die Verbindungslinie zwischen der russischen Tafel (Fennosarmatische Masse) Osteuropas und der alten Masse Nordchinas zu ziehen. Diese als „Fennosinische Barre“ bezeichnete, in ihrem zentralasiatischen Mittelstück stark verschmälerte und von Faltungen teilweise überwältigte Zone würde nach dieser Auffassung eine Scheide zwischen den das ostsibirische Angaramassiv umwallenden Ural-amurischen Faltungen (einschließlich Tianschan) und den die nördliche Einfassung Indoafrikas bildenden Rheno-gondwaniden (einschließlich Alai) darstellen.

Auf die Erscheinung von südgerichteten Faltungen in Tianschan und Nordüberfaltungen im Alai wird in diesem Zusammenhang hingewiesen.

Mir erscheint es allerdings zweifelhaft, daß sich die Flut der asiatischen Faltungen durch eine relativ einfache Formel in zwei große Systeme zerlegen läßt. Die Schwierigkeiten fangen in Turkestan an. Hier haben die äußerst wertvollen geologischen Aufnahmen von D. MUSCHKETOW⁶⁾ gezeigt, daß nicht nur die jungen (germanotypen) Faltungen des

⁴⁾ BORN, Zum Bau Russisch-Zentralasiens. — Z. Deutsch. geol. Ges., Berlin 1929.

⁵⁾ Da die kontinentalen Juraschichten Turkestans Pflanzen und stellenweise schwache Kohlenschmitze führen, wäre es nicht ausgeschlossen, daß sie in den Senken stellenweise bauwürdige Kohlenflöze führen, worüber nur Bohrungen weiter abseits Aufschluß geben könnten.

Ferghana-Gebirges eine sigmoidale Verbindung zwischen Alai und Tianschan geschaffen haben, sondern daß — was besonders wichtig ist — schon im vormesozoischen alpinotypen Faltenbau unter der diskordanten mesozoischen Auflagerung eine ununterbrochene Verbindung zwischen den beiden genannten Gebirgssystemen durchzieht. (Es handelt sich besonders um die Zone von Mulla-Bel im Alai und deren Verhältnis zu den Bergen Aldjar, Namaziek, Sulande, sowie von hier zur südlichen Kette des Tianschan.) (MUSCHKETOW, 1928, S. 80 ff. und geologische Karte.)

Damit hört aber nach meiner Ansicht die südgerichtete Überfaltung im Tianschan der Ferghanagegend und die nordgerichtete Faltung im Alai auf, maßgebend für die Zuweisung zum Ural-amurischen oder zum Rheno-gondwanischen Gebirgssystem zu sein. Leider konnten wir auf unserer Exkursion nicht auch den Karatau besuchen, doch bringt V. N. WEBER im Führer zu den Exkursionen des Taschkent-Kongresses eine Arbeit über das dort liegende Gebiet des Sulaiman-Sai, dessen Karte und Profil eine ausgesprochene Nordbewegung der Faltung des alten Gebirges verrät.⁷⁾ Es erscheint mir daher nicht ausgemacht, daß der Tianschan als ein grundsätzlich nach Süden gefaltetes Gebirge zu betrachten ist im Gegensatz zum Alai.⁸⁾

Auch in der übrigen tektonischen Gestaltung bieten Alai und Tianschan in ihrem alten Faltenbau nicht das Bild zweier Gebirge verschiedener Abstammung mit gegeneinander gerichteter Hauptfront. Beide zeigen vielmehr auffallende Homologien im Grundriß. Beide haben in Russisch-Turkestan eine gegen Süden konvexe Hauptachse, von der in westlicher und südwestlicher Richtung Äste abzweigen. Auch die Tschulii-Berge in der Gegend des Balchaschsees zeigen noch eine ähnliche Anlage.

In diesen ganzen Anordnungen, die vom Pamirgebiet diagonal nach Nordosten bis in die Dsungarei reichen, prägt sich die Wirkung des Pendschab-Sporns von Indoafrika aus. Im heutigen Gebirgsbild tritt die gleichsinnig homologe Anordnung der Virgationen besonders schön zum Vorschein. (Man vergleiche das Bild des Amudarja- und Sirdarja-Bekens und seiner Gebirge auf der geologischen Karte von Turkestan, 1925).

Eine Art tektonischer Symmetrie-Achse, gegen die sich von beiden Seiten her die Gebirge wenden würden, ist weder im Ferghana- noch im Amudarja-Gebiet vorhanden. Bei der in der Einleitung erwähnten einseitigen Tendenz der grundlegenden Krustenwanderungen würde ich eine solche auch nicht erwarten.

Nördlich des indischen Abschnittes der starren indoafrikanischen Krustenregion erscheinen Eurasien und Indoafrika besonders intensiv ineinandergedrängt, wobei die Südregion wie ein eindringender stumpfer Keil wirkte und bis weit nach Norden die Anordnung der Ketten beeinflusste. In dieser Region stärkster Pressung sind Depressionen vom Typus des Ferghana-Beckens nur als ausgesparte Räume zwischen den hochaufsteigenden Faltenkämmen zu betrachten. Sie bestimmen

⁶⁾ D. MUSCHKETOW, Geological map of Central Asia (East Ferghana). — (Mém. Geol. Comité, Leningrad 1928, Nr. 169. (Text russisch mit englischer Zusammenfassung.)

⁷⁾ Auch OBRUTSCHEW spricht von N.-Bewegungen im variskischen Tianschan. Vgl. dazu LEUCHS, 1929, S. 196.

⁸⁾ Zur Alai-Tektonik vgl. Profil 1 und 2 dieser Arbeit.

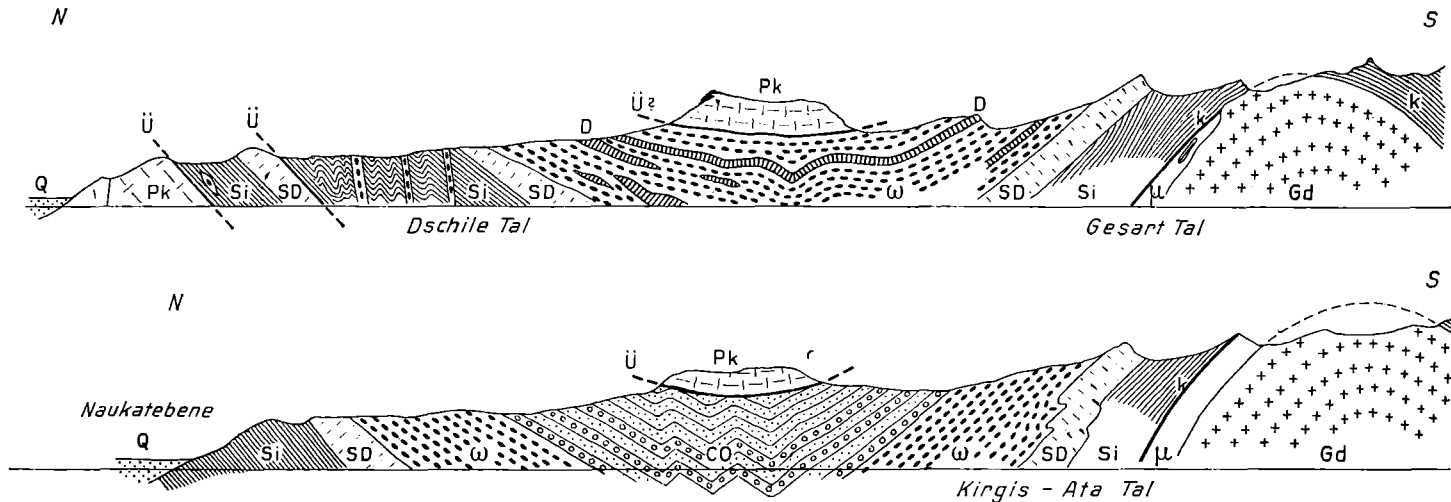


Fig. 1, 2. Zwei Parallelprofile durch die variskische Tektonik der Alaikette südlich des Ferghanabeckens. F. KOSSMAT.
Exkursion vom 3. bis 7. Oktober 1928. Profillängen ungefähr 30—36 km.

Erläuterung:

- Q = Quartär des Naukat-Längsgrabens zwischen dem Alai und seinen Vorbergen (Mesozoikum und Tertiär sind im Profil verdeckt).
 CO = Diskordante oberkarbonische Konglomerate (mit Diabas- und Kalkgeröllen usw.), Sandsteine und Schiefer.
 Pk = Helle palaeozoische Kalke, z. T. Unterkarbon.
 W = Ophiolithe des Devon, vorwiegend Diabas-Kissenlaven, Tuffite und einzelne Serpentinmassen. Wechsellagern besonders im Dschile-Tal mit Devon-Kalken (D).
 SD = Obersilurische bis unterdevonische helle Kalke.
 Si = Dunkle silurische Ton- und Kalkschiefer, stellenweise mit *Monograptus*.
 μ = Marmor (metamorphes Altpalaeozoikum).
 Gd = Granodiorit; k = Kontakthof.
 Ü = Schubflächen.

Anmerkung: Die Kalkkappe über dem mittleren Kirgis-Ata-Tal ist nach D. MUSCHKETOW's Beobachtungen eine aus dem Süden stammende Deckscholle. Vielleicht gehört hierher auch die Scholle über dem Dschile-Tal. Die tiefsten Profiltile sind offenbar gleichfalls tangential durchbewegt. So liegt in der Silurschiefer des oberen Gesart-Tales mit einer scharfen tektonischen Trennungsfläche auf dem Marmor, in dem stellenweise große abgerissene Schieferfetzen schwimmen. Die Aufwölbung und Intrusion des Granodiorit-Batholithen ist jünger als dieser tektonische Kontakt. (Man vgl. die Ähnlichkeit mit der variskischen Erzgebirgstektonik!)

nicht den Verlauf der Faltung, wie es die starren Massen tun, sondern sie werden im Gegenteil durch den Verlauf der Faltengebirge vorgeschrieben. Letztere erzeugen durch ihre Biegungen und Virgationen gewisse Absteigungen, die den Platz für Depressionen bestimmen. Ich würde es sogar für möglich halten, daß auch die unsichtbare „serindische Masse“ des Tarimbeckens eine ähnliche Depression darstellt, die sich in das Faltenflechtwerk einfügt. (Vgl. u. a. die tektonische Karte von ARGAND, *Tectonique de l'Asie*. — C. R. Congr. géol. internat., Brüssel 1922.) Erst im fernen Osten schieben sich sichtbar echte starre Massen vom Typus der nord- und südchinesischen sowie hinterindischen zwischen die hier weniger stark zusammengeschobenen jüngeren Ketten ein. Hier ist auch jener Teil von Eurasien, dessen Falten in der Sundasee bis über den Äquatorgürtel „herabhängen“.

Auf einen Punkt möchte ich noch hinweisen: Die vorhin erwähnten Knoten und Virgationen in Turkestan bildeten sich nicht nur im Zusammenhang mit der jungen Orogenese, sondern in zum Teil ähnlicher Form schon während der karbonischen Faltung. Es deutet dies darauf hin, daß die Wirkung des indischen Sporns schon damals vorhanden war und nicht erst mit einer in nachpaläozoischer Zeit erfolgten Zerreißung des Südkontinentes zusammenhängt. (Vgl. hierzu die Bemerkungen zu WEGENER'S Trift-Theorie in der Arbeit von KOSSMAT, *Die mediterranen Kettengebirge usw.*, 1921.)

IV. Geophysikalische Erscheinungen im Ferghana-Becken.

Schon vor Jahren haben die gravimetrischen Messungen im Ferghana-Becken sehr bemerkenswerte Resultate gebracht. Es zeigte sich nämlich überall das Auftreten großer negativer Schwereanomalien. Die neuen, durch NIKIFOROV und seine Mitarbeiter im Jahre 1928 vorgenommenen Messungen haben diese Resultate bestätigt und in wichtiger Weise ergänzt.⁹⁾ Einige besonders typische Werte sollen hier angeführt werden, und zwar sowohl aus dem Ferghana-Becken als auch aus nördlich angrenzenden Gebieten.

	H	$g-\gamma$	$g-\gamma_i$
Khodschent	400 m	— .133	— . 060
Schakhimardan	1332 m	— .121	+ . 024
Ferghana (Stadt)	573 m	— .162	— . 076
Min-Bulak	390 m	— .197	— . 112
Mamay	1204 m	— .062	— . 044
Namangan	419 m	— .184	— . 100
Andischan	521 m	— .176	— . 087
<hr/>			
Taschkent	479 m	— .055	— .0,019
<hr/>			
Aulia-Ata	620 m	— .034	—
N. Alexandrowskoie	879 m	— .043	—

Anmerkung: Die Differenz $g-\gamma$ bedeutet die absolute Schwereanomalie, die Differenz $g-\gamma_i$ die nach dem HAYFORD'Schen Verfahren reduzierte isostatische Anomalie. Die Werte sind in tausendstel cm Beschleunigung pro Sekunde angegeben.

⁹⁾ C. R. Acad. sciences. — Math.-phys. Cl., Leningrad 1929.

Die negativen Anomalien erreichen Größen, die jene der meisten Randsenken übertreffen. Selbst wenn in den absoluten Anomalien sich die Seitenwirkung des Schweredefizits unter dem benachbarten Hochgebirge mit auswirkt, zeigen die isostatischen Reduktionen, daß auch nach dieser Methode ein sehr beträchtliches Minus bestehen bleibt, das z. B. bei der Station Namangan rund einen Defekt von 1000 m Gestein (ideelle störende Masse) entspricht. Wie ich in einer früheren Abhandlung auseinandergesetzt habe, dürften hier die bloß orographisch korrigierten absoluten Schwereanomalien den wirklichen Werten eher näherkommen als die unter Voraussetzung voller Reliefisostasie (nach PRATT's Theorie) berechneten HAYFORD'schen Werte.

Es ist zweifellos das Becken von Ferghana und von Taschkent passiv durch die Last des benachbarten Gebirges herabgezogen und daher instabil. Das Defizit nimmt ab, wenn wir weiter nach Norden gehen, z. B. in den Karataubereich bei Aulia-Ata und N. Alexandrowskoie. Hier hat die von Süden her wirkende Kraft der jungen Orogenese schon sehr stark nachgelassen und die gravimetrischen Störungswerte werden daher geringer; doch sind durch ältere Messungen auch östlich des Ural noch negative Anomalien bekannt geworden.

Die instabile Natur des Ferghanagebietes kommt in den häufigen und zum Teil katastrophalen Erdbeben von Turkestan klar zum Ausdruck. Es erhebt sich die Frage, ob sie sich auf eine Fortdauer des Sinkens oder auf eine entgegengesetzte Krustentendenz zurückführen. Strukturelle und morphologische Gründe sprechen für letztere.

Noch im Neogen wurde das Ferghana-Becken bis in heute erhebliche Höhen zugeschüttet. Seit diesem Zeitraum hat die Erosion tief in diese Aufschüttungen eingeschnitten und die Erosionslandschaft der „Adire“ geschaffen. Ihr Typus erinnert an die Zerkerbung der „Badlands“ des westlichen Nordamerika. Es muß also eine junge Hebung eingetreten sein. Einen weiteren Beleg bieten die wunderbaren Durchbruchschluchten durch die aus dem Ferghana-Becken aufragenden Höhenzüge. In prachtvoller Weise ist z. B. südlich von Osch der Turukfluß durch eine der Inselbergschollen in einer epigenetischen Klamm (Akburu) durchgebrochen. Ebenso haben die aus dem Alaigebirge austretenden Täler durchwegs Schluchtcharakter, während beiderseits die Höhen noch deutlich vorhergehende Einebnung aufweisen. Die letzten Störungen im Ferghana-Becken haben noch Neogenschotter verworfen¹⁰⁾ und dauern offenbar noch heute an.

Ich nehme an, daß die starke Denudations- und Erosionstätigkeit in den Hochgebirgen eine Entlastung geschaffen hat, die ein Emporsteigen des früher niedergezogenen Beckens ermöglicht oder mindestens erleichtert.

In seismischer Beziehung hat Turkestan eine Verwandtschaft mit jenen Bebengebieten, die in der pazifischen Region an die Randtiefen Ostasiens geknüpft sind. Hierher gehört auch die Bebenzone, die den Außenrand des Sundabogens des östlichen Indischen Ozeans kennzeichnet. Hier haben die epochalen Schweremessungen (Pendelbeobachtungen im

¹⁰⁾ Vgl. STILLE, 1929, S. 185. Profil durch die am Schluß der Alai-Exkursion durchquerte Schollenlandschaft südlich von Osch.

getauchten U-Boot) von VENING-MEINESZ in neuester Zeit eine fortlaufende Zone stark negativer Schwerewerte festgestellt, die zweifellos dadurch veranlaßt sind, daß die Faltung des Ostindischen Archipels über isostatisches Ausmaß emporwuchs und daß zum Ausgleich der Schwere störung daher der angrenzende äußere Randstreifen herabgezogen wurde. Die instabile Natur dieser Zone äußert sich nicht nur durch Erdbeben, sondern auch in zahlreichen Niveauänderungen, die in der Sundaregion durch die Korallenriffe leicht zum Ausdruck kommen. In Turkestan könnten vielleicht Nivellements an die Stelle dieser natürlichen Registratoren treten.

Erdbebengebiete in Gegenden großer Schwere defizite unterscheiden sich selbstverständlich erheblich von jenen, die im Bereich von Überschwere liegen. Zu letzteren gehören z. B. die Erdbebenherde in Süditalien und in dem östlichen Mittelmeer.

Eines haben aber sowohl die überleichten wie die überschweren Regionen gemeinsam: nämlich die instabile Natur und daher das Bestreben, dem Ausgleichszustand nahezukommen, sobald die Bedingungen, die zur Anomalie geführt haben, nicht mehr vorherrschen. Es scheint, daß gerade die Bewegungen zur Herstellung des isostatischen Ausgleichs besonders geeignet sind, seismische Auslösungen der Spannungen zu bewirken.

Leider ist es unmöglich, die gravimetrische Natur der übrigen großen Senken Zentralasiens schon jetzt zu beurteilen. Einige Messungen aus dem Tarimbecken scheinen darzutun, daß letzteres vom Ferghana-Becken wesentlich verschieden ist und positive Schwerewerte besitzt (vgl. auch BORN, 1929 S. 21). Darnach zu urteilen hätte das Tarimgebiet die Eigenschaft einer sog. Innensenke, und würde daher — wahrscheinlich zusammen mit der Gobi — eine ganz andere tektonische Stellung einnehmen als Westturkestan.

V. Zur Frage der tektonischen Stellung des Ural und der Aral-Ob-Niederung.

Die Beziehung des Ural zum Tianschansystem ist deswegen schwer zu beurteilen, weil die entscheidende Zwischenregion unter jungen Bildungen der Niederungen begraben ist. Es ist zwar anzunehmen, daß die Faltungen des Ural mit jenen des Tianschansystems irgendwie in Berührung traten, aber damit ist noch nicht gesagt, daß sie genetisch mit ihnen eine Einheit bilden. Man hat vielmehr den Eindruck, daß der Nord—Süd streichende Ural sich wie eine Querachse zu den übrigen Faltungen Mitteleuropas verhält. Diese Ansicht hat bereits WILSER in einer Arbeit „Zur Geologie des europäischen und zentralasiatischen Südrußlands“ („Forschungen und Fortschritte“, Berlin, August 1928) geäußert. OBRUTSCHEW (Geologie von Sibirien) hat diese Eigenart gleichfalls betont. Auch mir macht es den Eindruck, daß dem Ural eine ganz besondere Ausnahmestellung zukommt, und zwar in der Form, daß der Riesenkontinent Eurasien eine nach Norden zunehmende Verkürzung entlang dieser Linie erfahren hat. Die Drehungsstelle würde ungefähr im Bereich des nordiranischen Bogens liegen. Südlich von Iran liegt die indoafrikanische Region, die Zerrungsmerkmale und intensiven Spaltenvulkanismus besonders im Bereich des westlichen Indischen Ozeans zeigt.

Ich möchte also vermuten, daß die Region von Eurasien und Indofrika bei der ungleichmäßigen Rindentrift eine Schwenkung vollführte. Ich habe bereits erwähnt, daß die mediterranen Kettengebirgsschleifen Europas mir darauf hinzuweisen scheinen, daß die nordeuropäische und die afrikanische Masse sich auch seitlich gegeneinander verschoben, wobei sie die entstehenden Faltungen mitschleppten, und zwar auf der europäischen Seite nach Westen.

Die Aral-Ob-Niederung steht wahrscheinlich mit der Bildung der Querachse des Ural in posthumem Zusammenhang. In sie verlaufen von Osten her die Rand- und Zwischensenken der zentralasiatischen Gebirge aus. Sie münden gewissermaßen in diese große Sammeldepression ein, deren Ostrand diagonal zu ihnen bis zum Eismeer durchzieht.

[Urschrift eingegangen am 25. März 1931.]