

Werk

Titel: Örtliche und zeitliche Unterschiede im Ausmaß der Bewegungen

Jahr: 1931

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1931_0003|log54

Kontakt/Contact

Digizeitschriften e.V.
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

netz in ca. 400 m Höhe erhalten sind. Auch hier kann das Entwässerungssystem außerhalb des Einzugsbereichs des Rio Mannu nur aus einer anderen Lage der Erosionsbasen im Westen und Osten verstanden werden, d. h. das Mündungsgebiet des Rio Mannu muß in jüngster Zeit stärker gesunken sein. — Dem könnte man entgegen halten, daß unmittelbar im Nordwesten der Mündung, im Massiv der Punta de su Guardiano, deutliche Anzeichen für junge Hebung erhalten sind. Jedoch fällt der Ostabfall dieses Berges mit einer Störung zusammen, an der die im allgemeinen westwärts gekippte Trias gegen das Grundgebirge des Massivs zu abgesunken ist, sodaß posthume Bewegungen an dieser Verwerfung sehr wohl zu einer Senkung der Erosionsbasis des Rio Mannu geführt haben können, obwohl in der nächsten Nachbarschaft gleichzeitig Hebungen stattfanden.

Die von SCHEU (1923 a, S. 76) aufgeworfene Frage, wie bei allgemeiner Hebungstendenz überhaupt eine Riasküste möglich ist, findet also m. E. zum Teil darin ihre Erklärung, daß die Hebung nicht alle Teile ergreift.

So sehen wir, daß der sardische Block sich bei näherer Betrachtung in ein großes Schollenmosaik auflöst, dessen Teile — meist schon seit dem Eozän — die Tendenz haben: aufzusteigen im Bereich der Hochlande, abzusinken im Bereich der Küsten, des Campidans und einiger weiterer Senken, so daß die heutige Oberflächengestaltung Sardiniens oft bis ins Einzelne die jungen Krustenbewegungen widerspiegelt.

E. Örtliche und zeitliche Unterschiede im Ausmaß der Bewegungen.

Welcher Art sind nun diese jungen (nachmiozänen) Bewegungen? Sind sie weit- oder engspannig, — langandauernd oder kurzfristig?

Die erste Frage ist zunächst schwer zu beantworten; denn je nachdem, ob wir die Schollen selbst oder ihre Grenzen berücksichtigen, gelangen wir zu einer verschiedenen Antwort: die Schollen selbst werden wohl gehoben, gesenkt oder auch gekippt, aber sie werden nicht oder doch nicht merklich dabei verbogen, zerbrochen oder gar gefaltet; d. h. es handelt sich hier um weitspannige, epigene Verbiegungen. — Anders ist es dort, wo sich eine auf- und eine absteigende Scholle berühren. An diesen Gelenken kann es, wie am Ostrand des Campidans, sehr wohl zu Zerreißen, Brüchen, Stauchungen und dergleichen kommen, kurz zu Erschei-

nungen, die wir als orogen zu bezeichnen pflegen. Aber was bedeuten sie gegenüber der Großfaltung? Sind es nicht bloß Begleiterscheinungen, die erst durch ältere Spannungen und Schwächezonen im Material ausgelöst wurden? — Es scheint, daß die sardische Masse eins jener Beispiele ist, die zwischen dem Typus eines Blockgebirges und dem weitspanniger, bruchloser Verbiegungen vermitteln.

Größeres Interesse beansprucht der zeitliche Ablauf der Bewegungen. Erfolgt sie episodisch oder kontinuierlich? Da die Sedimente, deren Diskordanzen, Schichtlücken und fazielle Entwicklungen uns darüber Aufschluß geben könnten, tief in den Senken begraben liegen und noch von keiner Bohrung erreicht wurden, so sind wir auf das Studium der Abtragsformen beschränkt. Auf die Bedeutung der Brandungs- und Flußterrassentreppen für den Verfolg der Krustenbewegungen war schon hingewiesen worden. Wir haben gesehen, daß an der Westküste drei auffällige Verebnungen in das steile Gestade eingeschnitten sind und wir haben daraus auf eine episodische Aufwärtsbewegung geschlossen. Wir haben aber auch gesehen, daß an der Ostküste eine Brandungsplattform von 60 m bis über 160 m ansteigt, ohne daß irgendeine Stufe zu bemerken wäre, und wir glaubten daraus auf eine kontinuierliche Aufwärtsbewegung Sardiniens schließen zu müssen. — Wie erklärt sich dieser Widerspruch?

An der Ostküste vollzieht sich nördlich von Orosei die Abbiegung des Hochlandes zum Tyrrhenischen Meer nur sehr langsam und mag kaum 5 Grad erreichen. Der quartäre Anteil an dieser Bewegung beträgt, nach der Neigung der Brandungsplattform zu schätzen, noch nicht 14 ‰. Ein derartig geringes Gefälle erscheint dem Auge als Horizontale, sodaß kleinere Terrassierungen unemerkt bleiben müssen. An der Westküste dagegen ist der Abbruch des sardischen Blockes wesentlich steiler³⁸⁾, das Hangprofil gleichsam überhöht. Dank dieser Überhöhung fallen auch die Verebnungen sofort auf, die bei einem Gefälle von 14 ‰ selbst dann unmerklich bleiben, wenn zur Zeit der Ruhepause das Meer um das 10- oder 20-fache sein Kliff weiter in das Land zurückverlegt hätte als am steilen Gestade. Darum kann also ein der-

38) Dementsprechend sind auch die Brandungsplattformen steiler, sie erreichen statt 14 ca. 50 ‰, wobei man noch bedenken muß, daß im zweiten Fall das Ergebnis einer tektonischen Ruhepause vorliegt, während im ersten wahrscheinlich auch das von Hebungsphasen mit inbegriffen ist. (Die Frage, ob bei dem Gefälle von 50 ‰ auch spätere Kippung beteiligt ist, ist in diesem Falle natürlich belanglos.)

artiges Beispiel einer anscheinend stetig ansteigenden Brandungsplattform nicht als Beweis für eine kontinuierliche Hebung angesehen werden.

Und in der Tat spricht ja auch die Trog- und Terrassentreppe an der Flumendosa durchaus für eine episodische Hebung — wenigstens des Hochlandes in Gerrei (das aber eine der stabilsten und größten Schollen des sardischen Blockes ist), sodaß die Intensität der Vertikalbewegungen zweifellos zeitlichen Schwankungen unterlag.

Ein solcher Nachweis ist, solange Bohrungen in den gesenkten Schollen fehlen, nur für gehobene Gebiete möglich. Wenn wir uns daher noch einmal den Verlauf und das Ausmaß der jungen Vertikalbewegungen in einem Diagramm veranschaulichen (siehe Abb. 37), so müssen wir bedenken, daß wahrscheinlich alle Kurven derartige Knickpunkte (deren zeitliche Parallelisierung und Einordnung der Zukunft vorbehalten bleiben muß) aufweisen.

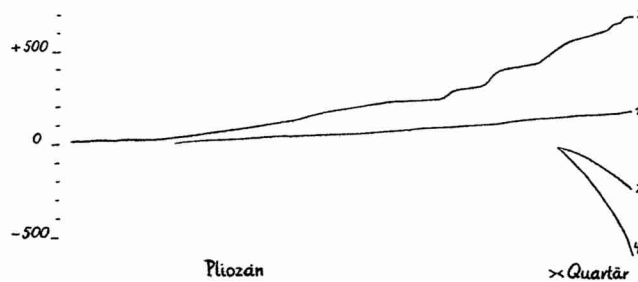


Abb. 37.

Vertikalbewegungen einiger Schollen des sardischen Blockes im Pliozän und Quartär.

1. Östlicher Campidan.
2. Campidangraben.
3. Östliches Hochland bei Isili.
4. Straße zwischen dem korsardinischen Block und Elba.

In diesem Diagramm fällt neben der Mannigfaltigkeit der Bewegungstendenz das Ausmaß der Bewegungen im Quartär auf. Ist doch z. B. der seichteste Punkt zwischen Korsardinien und Elba heute etwa 540 m, während zu Beginn des Pleistozäns nach tiergeographischen Überlegungen noch hier eine Landbrücke bestanden haben muß. Trotzdem ist diese Senkung von 1 mm im Jahr durchaus nicht ungewöhnlich; senkt sich doch heute das oberbayrische Alpenvorland um das Zwei- bis Dreifache in der gleichen Zeit. — Auch die quartäre Hebung des sardischen Blockes um 100 m im Verhältnis zum Meeresspiegel oder um 3—700 m im Verhältnis

zum Campidan bzw. zum benachbarten Meeresboden ist dann nicht mehr erstaunlich, wenn wir bedenken, daß Skandinavien sich stellenweise allein in den letzten 9000 Jahren um 250 m gehoben haben soll, also mit einem jährlichen Durchschnitt von fast 28 mm! Was bedeutet demgegenüber die jährliche Hebung des sardischen Blockes um 0,2—1,2 mm³⁹⁾?

Und doch ist die pliozän-pleistozäne Hebung des korsardinischen Hochlandes etwas Außergewöhnliches. Außergewöhnlich nämlich im Vergleich mit dem Ausmaß, das die Hebung hier in früheren Zeiten erreichte. Müßte sich doch der sardische Block um viele 1000 m gehoben haben, wenn die heutige Hebung nicht erst im Plioizän, sondern schon im Paleozän eingesetzt hätte. Das kann aber unmöglich der Fall sein; denn dann müßten ja all die Reste des jungmesozoischen Deckgebirges, die noch jetzt das Hochland krönen, längst abgetragen sein. Tatsächlich zeigen auch die feinen Mergelsande des Jungmiozäns, daß wenigstens zu dieser Zeit die Reliefunterschiede nur sehr gering waren, daß also die Abtragung durchaus mit der Hebung Schritt halten konnte. Und so muß es das ganze Mesozoikum gewesen sein: wohl war das heutige Hochland bereits zeitweise landfest, aber schon die Tatsache, daß noch in der Gegenwart die Decke der permischen Porphyre und Sedimente auf dem korsardinischen Block in weiter Verbreitung erhalten ist, zeigt, wie geringfügig der Gesamteffekt der vorpliozänen Hebungen im Vergleich zu der heutigen Aufwärtsbewegung ist, die in ca. 5 % der Zeit zu einem weit stärkeren Anstieg geführt hat.

So alt also die Hebungstendenz des sardischen Blocks ist, so jugendlich ist die jetzige Hebungsintensität. Das zeigt, wie wenig man in dieser Hinsicht von den heutigen Verhältnissen auf die früheren schließen darf.

Und was ist die Ursache dieser ungewöhnlich starken Aufwärtsbewegung? — Jedenfalls kann sie nicht die Folge einer Orogenese auf sardischem Boden sein, denn selbst die laramischen Bewegungen, die sicherlich von größerem Ausmaß waren als die jungtertiären, haben doch den sardischen Block nur wenig in die Höhe geschneit. Überhaupt kann die Tektonik Sardinien, für sich

39) Es ist hier die Möglichkeit gegeben, die von GEIKIE zusammengestellten jährlichen Durchschnittswerte der Abtragung zu überprüfen. Er kommt z. B. für das Rhônegebiet auf 0,2 mm im Jahr. Wenigstens der Größenordnung nach dürfte dieser Wert, nach den sardischen Verhältnissen zu urteilen, richtig sein, da die Abtragung ja hier noch keineswegs die Hebung auszugleichen vermag. Er erscheint eher zu hoch als zu niedrig.

allein betrachtet, nicht das Ausmaß der jugendlichen Hebung erklären; die Ursache ist somit außerhalb zu suchen und vielleicht ist die nächstliegende Annahme die, daß die Aufwärtsbewegung des sardischen Blockes im ursächlichen Zusammenhang mit der Senkung der Tyrrhenis steht. Ist es doch eine altbekannte Tatsache, daß zu derselben Zeit, als die Landbrücken zwischen Korsardinien und Toskana einerseits und Afrika—Sizilien anderseits untertauchten, sich im Norden, Osten und Süden der Apennin aufwölbte.

WEPFER hat in einer Zusammenfassung der italienischen Arbeiten gezeigt, daß diese junge Höhenentwicklung zwar mit der tertiären Faltung zusammenhängen mag, daß jedoch die letztere seit Beginn des Pliozäns erloschen ist. (Sehr eng sind diese Beziehungen überhaupt wohl kaum, denn sonst ist ja nicht einzusehen, warum gerade nur der äußerste Randsaum des Gebirges an der Höhenentwicklung teilnimmt, während der Hauptfaltenbezirk im Tyrrhenischen Meer versank und warum gerade der ungefaltete Teil Korsikas zum Hochgebirge wurde und der gefaltete nur eine Vorstufe bildet). Da das marine Pliozän wohl 1000 m gehoben, aber nicht mehr gefaltet wurde, so ist der heutige Apennin-Höhenzug genau solch ein Block wie die korsardinische Masse, mit der er trotz seiner anderen Vorgeschichte die gleichen tektonischen und morphologischen Eigentümlichkeiten gemein hat: von pliozänen Fastebenen abgeschnitten und von quartären Brandungsterrassen noch in mehreren 100 m Höhe umsäumt, sinkt der Apennin nach der Tyrrhenis zu an zahlreichen gestaffelten Brüchen ab, die wie die an der Ostküste Sardiniens den Schmelzen⁴⁰⁾ den Aufstieg erleichterten. Wie am „Skandik“ DE GEER'S, meint WEPFER (S. 422 ff.), so scheine es auch hier, als ob das Magma, das durch das Einsacken der Tyrrhenisscholle verdrängt wurde, sich allseitig am Rand des Senkungsfeldes zu einem Wulst aufstaute, — dort die Erdkruste längs älterer Bruchsysteme und Schwächezonen aufwölbte und sich auch wohl gelegentlich an besonders nachgiebigen Stellen den Weg zur Oberfläche bahnte.

Mag man diesem Versuch, die junge Hebung des sardischen Blockes „isostatisch“ zu erklären, zustimmen oder nicht, so ist doch die Tatsache unbestreitbar, daß die junge Hebung des sardi-

40) Es ist bezeichnend, daß auch der Chemismus der Laven im Gebiet der früheren Apenningeosynklinale mit dem Verklingen der Orogenese sich mehr und mehr dem atlantischen bzw. mediterranen Typus nähert, der im sardischen Block schon im Tertiär weit verbreitet war.