

NOVÁ ENCYKLOPEDIE PŘÍRODNÍCH VĚD.  
VYDÁVÁ DRUHÁ TŘÍDA ČESKÉ AKADEMIE.

---

ÚVOD  
DO GEOFYSIKY.

NAPSAL

Dr. V. LÁSKA,

PROF. UNIVERSITY KARLOVY.

V PRAZE.

NÁKLADEM ČESKÉ AKADEMIE VĚD A UMĚNÍ.

1927.

Geofyzikální ústav

Ústřední knihovna mat. fyz. fakulty UK	
odd. fyzikální	
P r a h a	
přir. č.	Sig.
193/85	G-2964

Tiskem Aloisa Wiesnera v Praze,  
knihárna České akademie věd a umění a Českého vysokého učení  
technického v Praze.

## Předmluva.

Geologie jest nauka o složení, stavbě a dějinách t. j. o povstání Země a jejich jednotlivých částí . . . . a převedení těchto dějů na zákony fysiky a chemie.

*K. Andrie*  
(1922).

Geofysika, kterou předkládám, jest určena sloužiti za úvod do geologie a napsána pod tímto zorným úhlem. Se zřetelem na definici geologie, jak ji podává *Andrie*, jest sice psána matematicky, avšak bez matematiky. Také literatury neuvádím, ač bylo použito nejnovější.

Vynasnažil jsem se podati, co jest dostatečně zajištěno, za to vyhýbal jsem se nedoloženým hypotesám a dokladům, „per autoritatem“ co nejúsilovněji. Proff. *Slavíkovi* a *Šalamonovi* vyslovuji srdečný dík za mnohá cenná upozornění.

Praha, v březnu 1927.

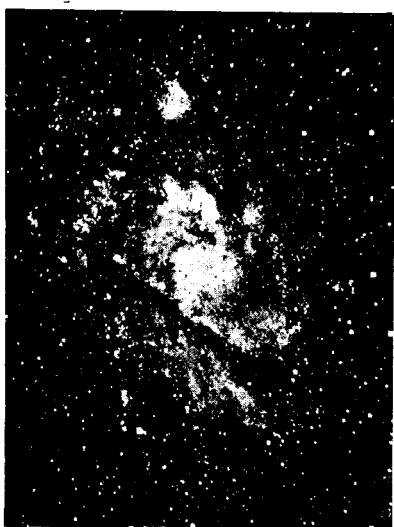
*Spisovatel.*

## I. Geogenese.

Historie vzniku Země není známa do té míry, aby mohla býti podána bez hypotetických přídavek. Jest ukryta v hieroglyfech povrchu a nitra Země, kterých dnes ještě nedovedeme úplně rozluštit. Poněvadž sluneční soustava jest článkem kosmu, jsou její osudy asi totožné s osudy všech hvězd ve vesmíru a jsou vepsány ve hvězdné obloze písmem, jemuž astronomie dnes alespoň zásadně rozumí.

Prvý fakt, který mohla konstatovati, jest, že hvězdy žijí svým životem, že povstávají a zanikají, aby naposled jako temné světy vykonávaly dále svou kosmickou pouť. Povstávají ze žhoucích mlhovin, které se následkem ochlazování vždy víc a více kondensují a na konec promění se v mrtvá tělesa, prostá ovzduší a života, jakým jest Měsíc. O dalším jejich osudu nic jistého nevíme.

Z různých teorií kosmogonických odpovídá podle nejnovějších poznatků astronomických nejspíše pravému stavu věci tak zvaná teorie planetesimální, která učí, že hvězdy se tvoří z mlhovin, jež se seskupily kol jádra, vytvořeného z roje meteoritů. (Viz obr. 1.) O kosmických meteoritech víme totiž, že putují vesmírem buď jednotlivě nebo ve skupinách po drahách, jež jsou mimo planetární soustavy přímočaré, podobné drahám atomů v ideálních plynech. Ve vesmíru nalézají se dále mlhoviny obrovských rozměrů, skládající se ze žhoucích plynů. Při vniknutí roje meteoritů do takové mlhoviny seskupí se následkem zvětšeného odporu a vysoké teploty roztopené meteority v jádro pevnější konsistence a gravitací k němu připoutané plyny mlhoviny vytvoří kol něho žhavou atmosféru, jakou jest na př. obklopeno Slunce. Povstávání sluncí lze pozorovati dosti často ve zjevech tak zvaných nových hvězd. Další kondensace a chladnutí vyvolává v tak utvořené hvězdě chemicko-fyzikální diferenciaci, která se projevuje pohyby lehkých plynů, hlavně vodíku a helia z nitra hvězdy k povrchu, dále chemickým slučo-



Obr. 1. Mlhovina (Messier 33) ukazující temnější kanály proniků meteoritů a počátky zhušťování.

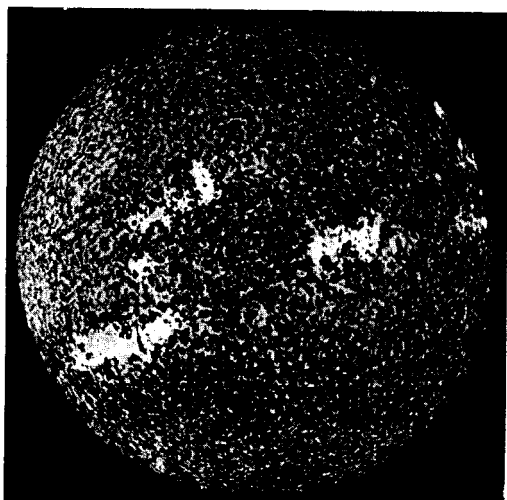
váním plynů (viz obr. 2) a tvorbou skvrn, jaké pozorujeme občas na Slunci. Postupem času skvrn přibývá tak, že pokryjí celý povrch hvězdy a vytvoří počátek pevnějšího obalu, který oddělí vnitro hvězdy od její plynové atmosféry.

Další vyrovnávání vnitřní s obalem plynovým děje se erupcemi a proniky (viz obr. 3), které vynášejí nad částečně zpevněný povrch prvky jako křemík a vápník, jež uváznou po spadnutí na povrchu a vytvoří posléze pevnou kůru. V době, kdy teplota povrchu poklesne pod kritickou teplotu vodních par, dostaví se první srážky a brzy nato pokrývá se celý povrch vodou.

Další fázi vyrovnávání mezi vnitřem a atmosférou tvoří činnost tektonická, vulkanická a seismická.

Takový jest asi v hrubých rysech obraz vývoje hvězd a naší Země, jehož podrobnosti nám snad již v doznívající době dokreslí geochemie a astrofysika.

O vývoji tvarů povrchových poučuje nás speciálně geologie. Povrch Země vytvářel se tak, že veškeré projevy horotvorné (orogene) se odehrávaly do jisté míry katastrofálně, načež následovaly



Obr. 2. Obraz Slunce ve světle čáry vápníkové, jako příklad diferenciace prvků.

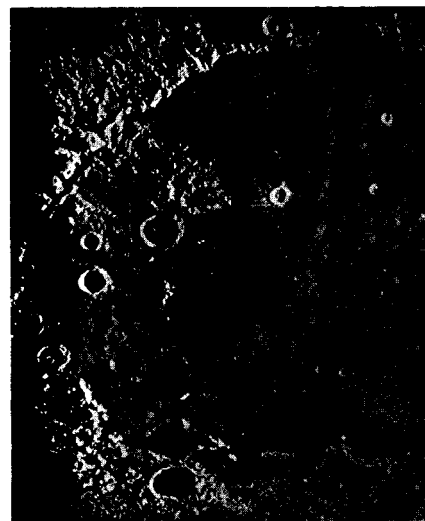
dlouhé fáze poměrného klidu, ve kterých se uplatňovaly převážně povlovně působící síly (epirogenese). H. Stille nazval to časovým zákonem orogenese. Faktum, že se tak dělo právě současně na celé Zemi, ukazuje již na kosmický původ orogenese, čemuž též přisvědčuje zásadní jednotnost geologických útvarů a jejich chemického složení. Dalším dokladem kosmického původu orogenese jest fakt, že nikde na Zemi nelze konstatovati v dobách klidu orogenetických sil nějaká intenzivnější vrásnění a jsou-li jaká, prozrazují již svým tvarem svůj epirogenetický původ. Při tom ovšem znamená slovo „kosmický“, že jde o pochod



Obr. 3. Povrch Slunce (podle kombinované fotografie ze dne 14. srpna 1907). Vápníkové aglomerace a protuberance.

jednotně světový, vyvolaný silami, jež vytvářejí děj, který za stejných podmínek se všude v kosmu odehrává stejně a tvoří určitou fázi ve vývoji hvězd.

Tím zároveň jest vysloveno, že není to zmenšení zeměkoule, vyvolané chladnutím, jež vytvořilo geologii jejího povrchu a dalo vzniknouti horám, kontinentům a mořím; neboť takové zmenšování nemohlo by vyvolati náhlých pochodů orogenetických a nemohlo by působiti episodicky, nýbrž do jisté míry nepřetržitě.



Obr. 4. Mare imbrium.

Oddělením vnitra Země od atmosféry, jež nastalo následkem utvoření pevné kůry, tak zvané *litosféry*, změnil se původně jednotný proces vývojový tak, že další procesy nitrozemské dály se, abychom se tak vyslovili, v uzavřeném prostoru, tudíž za jiných podmínek a ne už volně jako dříve. Tím byla vyvolána reakce vnitra na podloží litosféry, vytvořené z horninového obalu Země. Nápor ten, pokud pochází od plynů uvnitř Země uzavřených, projevuje se na př. při tak zvaných vulkanických zemětřeseních, jež dlužno odlišovati od lokálních seismů, provázejících vulkanickou činnost.

Reakci nitrozemskou musíme považovati za hlavní příčinu oněch tektonických pochodů, které *E. Haarmann* nazval *primární tektonikou*. Jeví se povšechně ač ne výlučně jako zdvih. Zdvih způsobil změny v lokaci svrchního nejtvrdšího obalu kůry Země, které se projevovaly ne již jako plastická, nýbrž spíše jako elastická deformace a vytvořily tak onu tektoniku, kterou ukazuje povrch Země a již *Haarmann* nazval *sekundární*. Původní obraz primární tektoniky podává nám povrch Měsíce, na němž nelze konstatovati ani nejmenší stopy nějakého vrásnění podobného onomu na Zemi. Zato vidíme na Měsíci již rozsáhlé prohlubiny (viz obr. 4), které jsou obrazem primárních moří pozemských. Na Zemi jest přechod k sekundární tektonice dán okamžikem, kdy působení tíže počalo nabývatí převahy nad silami nitrozemskými.

Rozumíme nyní výškovému zákonu orogenese, jak jej vyslovil *Stille*, že orogenesi doprovázel hlavně vzestup, epirogenesi relativní pokles a že orogenetický vzestup děl se zásadně náhle, epirogenetický pokles plynově.

Pro existenci subtektoniky mluví mezi jinými i práce *H. Jeffreys*, který z novějších prací seismických soudí, že kontinenty pozůstávají ze dvou vrstev, z nichž první, epitektonické, odpovídá rychlost podélných seismických vln as  $5.6 \text{ km/s}$  a druhé as  $7.5 \text{ km/s}$ , což odpovídá změně hutnosti z 2.6 na 3.4. Mocnost první (typ žuly) cení autor as na 12 km, druhé zase (typ dunitů) as na 20 km. První číslo jest jistější. Číslo  $5.6 \text{ km/s}$  odpovídá též zcela přesně měření *A. de Quervain* konaným mezi *Visp* a *Curychem* a i jinak našim dosavadním zkušenostem seismiky. S napětím lze očekávati dokončení nového seismografu *Wiechertova*, který svým dosud nikde nedosaženým zvětšením as definitivně nás poučí o rozměrech vrstev epi- a subtektonických. Tak

pomalu budeme znáti rozvrstvení zemské kůry lépe, než známe rozvrstvení samého povrchu Země. Seismika má proto pro geologii týž význam, jaký má pro astronomii spektroskopie.

Existuje ještě třetí zákon orogenese, vyslovující její periodičnost, v důsledku které orogenese a epirogenese alternují a několikrát se opakují. Periodičnost orogenese sotva by se dala přijatelně vysvětliti jako následek chladnoucí Země, zvláště když si uvědomíme fakt, že horniny se zachovávají vůči dlouho působícím silám jako pevné hmoty, takže vznik rozsáhlých stupňujících se napětí, jež by mohla způsobiti nějaké náhlé vyrovnání, jest v nich sotva fyzikálně myslitelný.

## II. Isostase.

V dalších úvahách hraje tak zvaná isostase důležitou, ba základní roli, což vyžaduje, aby její podstata byla podrobena náležitěmu rozboru.

Otáčí-li se tekutá koule se stálou rychlostí kol pevné osy, nabývá tvaru rotačního elipsoidu, alespoň potud, pokud rychlost rotace nepřekročí určité míry. Zploštění roste při tom s rychlostí. Totéž platí i pro kouli složenou ze hmot plastických, jejichž hutnost koncentricky směrem ke středu roste. Poněvadž přímá měření stupňová dokazují, že Země má skutečně tvar rotačního elipsoidu, můžeme oprávněně předpokládati, že Země jest tělesem poddajným, jehož hutnosti koncentricky směrem ke středu přibývá.

Ve fyzice se dokazuje, že pro těleso takového druhu urychlení tíže  $g_\varphi$  ve výši hladiny moře jest dáno vzorcem

$$g_\varphi = 978.038 \{1 + 0.0053 \sin^2 \varphi\} \text{ cm/sec}^2 \quad (1)$$

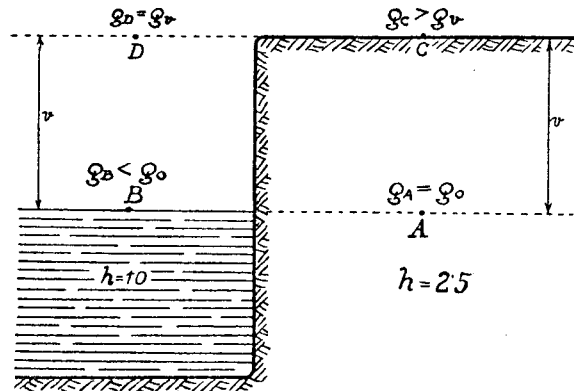
kde  $\varphi$  jest zeměpisná šířka místa pozorování. Víme dále, že s nadmořskou výškou  $v$  urychlení ubývá podle vzoru

$$g_v = g_0 \left(1 - \frac{2v}{R}\right) \quad (2)$$

kdež  $R$  jest poloměr Země. Oba tyto teoretické vzorce odpovídají přímo pozorovaným hodnotám.

Elipsoid vyhovující rovnicím (1) a (2) nazveme elipsoidem isostatickým, neboť jest v kvazi-hydrostatické t. j. isostatické rovnováze, takže směr tíže jde všude kolmo na jeho geometrický povrch.

Zemská kůra nemá však všude stejné hutnosti. Na hladině moře jest hutnost  $h = 1$  v bodu  $B$  (viz obr. 5), v jejím prodloužení pod kontinenty máme  $h = 2.5$  (v bodu  $A$ ).



Obr. 5.

Na kontinentální ploše o nadmořské výšce  $v$  (na př. v bodu  $C$ ) zvětšuje se teoretická tíže  $g$  o přitažlivou sílu kontinentálních mas, tak že máme na př. v bodu  $C$

$$g_C > g_v$$

kdežto v bodu  $D$  stejné nadmořské výšky  $v$  jest

$$g_D = g_v$$

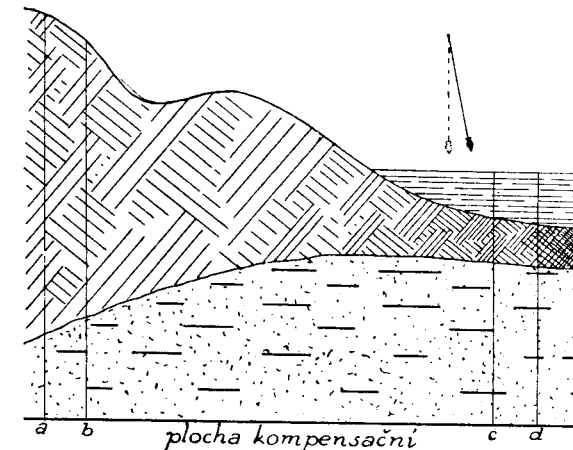
Z toho soudíme, že plochy stejných nadmořských výšek nejsou plochami hladinovými. V důsledku uvažovaného dalo by se očekávat, že na kontinentech budou hodnoty  $g$  větší t. j.  $g_C > g_v$  (nadnormální), na mořích zase menší  $g_B < g_v$  (podnormální).

Z vykonaných pozorování však plyne, že tomu není tak, naopak že — alespoň regionálně vzato — hodnoty  $g$  jsou ve stejných nadmořských výškách jak na kontinentech tak na mořích stejné, to značí, že

$$g_D = g_C \text{ a } g_B = g_A.$$

Tento rozpor lze odkliditi jen předpokladem, že pod povrchem Země existuje jistá plocha hladinová, nad kterou lokální rozdíly v hodnotách  $g$  se regionálně vyrovnávají, čili kompensují. Plocha ta nazývá se kompensáční, anebo méně správně isostatická.

Poněvadž mocnost kontinentů jest, jak později bude prokázáno, mnohem větší než mocnost podloží moří, musíme při-



Obr. 6. Plocha kompensáční.

hlížejíce k isostasi předpokládati, že hutnost kontinentů jest menší, než hutnost podloží moří, neboť jenom tak budou hmoty nad plochou kompensáční v hydrostatické rovnováze, to zn. budou (viz obr. 6) stejné plošné elementy kompensáční plochy a to  $a b$  pod kontinenty a  $c d$  pod mořem vydány stejným tlakům jejich nadložných hmot. Pod plochou kompensáční musíme pak předpokládati theoreticky isostatický stav, to jest přibližně elipsoidální rozvrstvení ve vrstvy stejné hutnosti.

Uvažovanou plochu kompensáční třeba podle nejnovějších výzkumů hledati v hloubce asi 120 km. Lze ji stanoviti fysikálně měřením hodnot  $g$ , jež se určují kyvadlem ze vzorce

$$T = \pi \sqrt{\frac{l}{g}}$$

kdež  $l$  značí délku kyvadla,  $T$  dobu jeho kyvu a  $\pi$  číslo 3,1416....,

z něhož plyne

$$g = l \frac{\pi^2}{T^2}.$$

Uvažovaná hloubka může však být též vypočtena z astronomicky stanovitelných anomálií směru těžnice. Ty vedou k téže hodnotě, takže musíme považovati regionální isostasi povrchového obalu Země za fakt dokázaný fyzikálně i astronomicky.

Co do zeměpisného rozmístění gravitačních hodnot  $g$  lze na základě dosavadního pozorovacího materiálu sdělit následující.

Isostase platí pro moře stejně jako pro kontinenty tam, kde horotvorné síly dávno již ustaly, takže mohly horniny a hmoty během těchto dob isostaticky se vyrovnati. Tam však, kde byly tektonické síly ještě — ovšem geologicky — nedávno činné, ukazují se anomálie stejně jako tam, kde ustalo zatížení ledovci, jako na př. u Fenskan die, která dnes se ještě isostaticky vyrovnává, anebo konečně tam, kde kdysi horotvorné pochody nahromadily příliš mnoho hmot na jednom místě, jako na př. v území Alp.

Z uvažovaného zároveň plyne, že isostase sama nikdy nemůže být jedinou příčinou povšechné orogenese, jak někteří teoretikové tvrdí, neboť ona vyrovnávajíc gravitační anomálie pracuje proti orogenesi, která se projevuje přemístěním hmot z původních poloh v nové. Isostase jest tak procesem uklidňovacím, orogenese procesem zneklidňovacím. Isostase působí povlovně epirogeneticky, tudíž zcela rozdílně od orogenese, jejíž působnost jest více méně rázu katastrofálního. Rozumí se také, že isostase stává se během času úplnější. Bude úplná, až odumrou síly tektonické a budou nadále působiti jen síly atektonické.

Pro isostasi oceanů nutno upozorniti že, dno moře nepředstavuje jednotně vybudovaný relief. Rozeznáváme v něm:

1. souvislé dno, skoro stejné hloubky (3000—5000 m),
2. přechod mezi kontinentem a mořským dnem,
3. orogenetické zony podmořské poměrně věku mladého, jakými jsou řady ostrovů v Pacifiku,
4. pobřežní mělké dno, které musíme považovati za pokračování kontinentů (Kontinentalshelf),
5. okolí vulkanických a korálových ostrovů, jež nejsou původu orogenetického.

Ukázalo se, že rozlehlá souvislá dna moří (1) jsou, jak lze očekávati, naprosto kompensována.

U přechodů mezi kontinentem a mořem (2) musí podle teorie objeviti se na kontinentálním břehu kladná a u moře záporná anomálie, což pozorování též potvrzují.

Pokud jde o orogenetické mořské zony (na př. o rovinu a rov. Tonga) bylo konstatováno, že v silně porušených územích se vyskytují sice velmi vysoké kladné a záporné hodnoty, avšak že jsou zdánlivě beze vztahu k celkovému tvaru dna.

Mělké dno pobřežní (4), které jest vlastně pokračováním kontinentu, zachovává se přirozeně podobně jako kontinent sám a vykazuje poměrně malé variace tíže. Totéž platí o větších, tektonicky vybudovaných ostrovech. Za to však na vulkanických a korálových ostrovech (5) nacházíme nápadně veliké kladné hodnoty anomálií.

Astronom *G. Faye* podal (1880) vysvětlení posledního zjevu, které vrcholí v tom, že vulkanické hmoty podmořské se rychle nashromažďují, kdežto erose, abraše a korrose se tu jen v nepatrné míře uplatňují. Vzhledem ku větší hutnosti dna mořského nemůže tam také snadno nastati vyrovnání zapadnutím vyvstalých mas, takže, poněvadž uvažované vulkány jsou zjevy poměrně recentní, nemohl isostatický proces vyvráti do té míry jako v krajinách, jejichž tektonický život v dávné geologické minulosti odumřel.

Podle toho skládá se  $G$  na vulkanických ostrovech z normálního  $g$  a z přitažlivosti  $\Delta g$  hmoty, z které jest ostrov vybudován, a je-li proto na sousedním oceáně  $g$  normální, musí býti na ostrovech nadnormální, t. j. rovno  $g + \Delta g$ .

Zde jest nejlépe patrné, že anomálie neznámená nějaký stálý stav, nýbrž jen přechodnou fási vyrovnávajícího procesu, směřujícího k navrácení porušené rovnováhy kůry zemské.

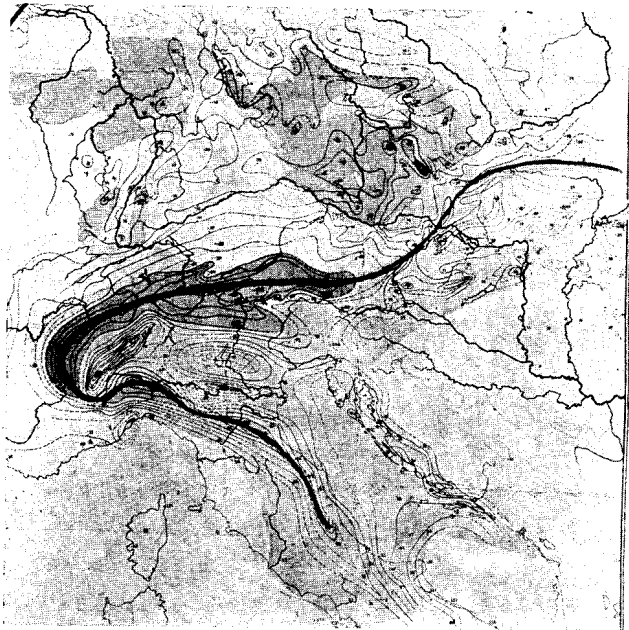
Isostatické anomálie jsou důležitou pomocnicí geologie a zvláště tektoniky, neboť nás poučují o stavech v hloubkách, jež jsou přímému geologickému ohledání nepřístupny.

Z vysvětlení, jež podal *Faye* o anomáliích sopečných ostrovů hlubokého moře, a z toho, že kontinenty jsou prostornější, avšak hmotně lehčí, dno moře zase, ač hutnější, má méně mocné uložení kůry zemské, plyne dosti přesvědčivě, že dno oceanů zaujímá

původní polohu a představuje tak nejstarší a nejméně porušenou tvář povrchu zemského.

Přihlédněme nyní k isostasi kontinentů, o kterých jsme uvedli, že jsou celkem kompenzovány. Zde jest zvláště vzíti v úvahu území:

1. zvrásněná,
2. území rozsáhlých stabilních tabulových ker.



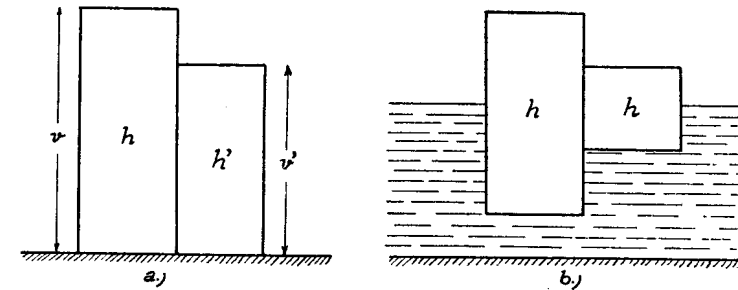
Obr. 7. Gravitační anomálie střední Evropy podle F. Kossmata.

Že ve zvrásněných územích a vůbec v územích s vrásněním souvisících, čili v tak zvaných orogenech, isostase jest regionálně porušena, rozumí se samo sebou, ať vrásnění povstalo tak či onak. Při něm povstanou vždy vedle sebe akumulace a deficity mäs, jež se projevují v kladných a záporných regionálních anomáliích tíže. Velkolepým a nejlépe propracovaným příkladem toho jsou Alpy, viz obr. 7, které vykazují vysoké kladné a ve svém italském předhoří nápadné záporné anomálie, což souhlasí s tím, co bylo již dříve uvedeno, že čím mladší a mohutnější jest vrásnění, tím i markantnější jest porucha isostase.

Tektonickými silami dislokované hmoty nenalezly v Alpách patrně ještě dosti času, aby se mohly vyrovnati do trvalé rovnováhy. Avšak i kdybychom orogenesi Alp vysvětlovali výhradně zdvihem, jak tomu chtějí někteří novější autorové, museli bychom u nich předpokládati dislokaci hmot (alpské přesuny), která sama opět stačí, aby mohla býti považována za příčinu anomálií tíže.

Co se teorie isostase týče, lze ji shrnouti v následující úvahy.

Podle nejnovějších prací musíme považovati Zemi za zploštělý elipsoid; trojosý elipsoid tu a tam hájený, neodpovídá nejnovější



Obr. 8. Schema isostase a) podle Pratta, b) podle Airyho.

diskusi stupňových měření. To však znamená, že Země jest v celku hydrostaticky vyrovnána, čili že má hydrostatický tvar. Poněvadž diferenciace hmot jest proto fyzikálně jen kol povrchu Země možná, musíme považovati litosféru alespoň za regionálně isostatickou, t. z. hydrostaticky vyrovnanou, neboť jinak by povrch Země nemohl představovati rotační elipsoid.

O samotné isostasi existují dvě schematické teorie. J. H. Pratt představuje si, že střední hutnost  $h$  hornin mění se od sloupce k sloupci tak, že (viz obr. 8 a)

$$v h = v' h' = const$$

kde  $v$  značí výšky jednotlivých sloupců. G. B. Airy naopak zachovává stejnou střední hutnost jednotlivých sloupců, které považuje za tak svobodné, že mohou analogicky jako ledovce umístiti se v plastickém magmatu hydrostaticky. (Viz obr. 8 b) Charakteristikou Airyho teorie není proto vztah

$$v h = const.,$$

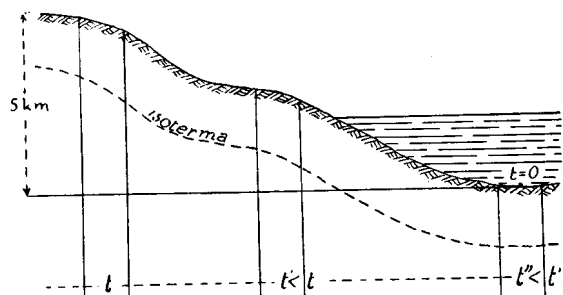
nýbrž vztah

$$h = const.$$



Že i Airyho teorie jest možná, dokazuje fakt, že Skandinávie se od dob ledových, tudíž as během 10.000 let, zvedla o 280 m a že zejména ve Francii byly konstatovány geologické poklesy až o 1 m během 30 let.

Za to sotva lze předpokládati, že by hutnost kontinentů a zvláště podmoří byla všude stejná. Tak teorie Airyho nevyhovuje tomu, čemu učí seismika, podle které suboceanické vrstvy mají bezesporně větší hutnost než subkontinentální. Přihlédneme-li však k nejnovějším pokusům geofyzikálním, v důsledku kterých lze tvrditi, že existuje hloubka maximální plastičnosti a to as



Obr. 9. Termická složka isostasy podle Pratt.

musíme uznati teorii Airyho za trefnější, jak se ostatně již a priori dá očekávati proto, že Airyho teorie spíše přiléhá k představě o hydrostatickém uvrstvení hornin pod povrchem, než Prattova. Věc ta má i svou praktickou důležitost, neboť pro redukci pozorovaných anomálií gravitačních na jednotnou základnu jest nezbytno míti alespoň přibližnou představu o všeobecném rozmístění hutnosti hornin v podzemí. Isostase není jen zjevem mechanickým. Existuje i termická složka isostasy. Pratt, jenž ji prvý uvedl do geofyziky, vysvětluje ji takto:

Poněvadž geoisotermie jdou přibližně souběžně s povrchem, musí býti pod kontinenty teplota zvýšená a pod mořem snižená. (Viz obr. 9.) Zvýšenou teplotou se horniny roztahují a proto zaujímají větší prostor. Jejich hutnost se pak ovšem menší a proto máme pod vyvýšeninami horniny menší specifické váhy než pod mořem, jak to princip isostasy vyžaduje.

### III. Geochemie.

—Úkolem geochemie jest vyšetřiti chemické složení Země v různých fázích jejího vývoje. Země byla původně žhavou plynovou koulí o vysoké teplotě několika tisíc stupňů C, složenou z různých plynů, jež se seskupily koncentricky podle svých atomových vah, avšak vždy tak, že každý z těchto plynů tvořil samostatnou atmosféru, jejíž výška byla tím větší, čím menší jest atomová váha dotyčného plynu. Sled prvků shora počínaje, byl tudíž: vodík (1), dále uhlík (12), kyslík (16), sodík (23), hořčík (25), křemík (28), železo (56), nikl (59), při čemž čísla v závorkách značí atomovou váhu dotyčného prvku.

To bylo stadium dissociace prvků. Dissociace nemohla býti ovšem úplná, nýbrž jen zásadní. Nejvyš byl jen vodík, pod ním však již uhlík a vodík a t. d. Chladnutím počaly se prvky mezi sebou podle své chemické příbuznosti spojovati a nastalo stadium asociace. Jejím hlavním produktem jest spojení vodíku s kyslíkem ve vodu a vytvoření oxidů a sulfidů kovů.

Další stadium jest charakterisováno zkapalněním prvků a reakcí mezi jejich zásaditými a kyselými sloučeninami. V tomto stadiu lze Zemi porovnat s bublinou naplněnou plyny a obalenou tenkou žhavou tekutou pokožkou, složenou hlavně ze silikátů.

Chladnutím zpevňovala se Země vždy víc a více tak, že představovala na konec čtyřfázový systém skládající se z atmosféry a tří vzájemně jen nedokonale mísitelných tavenin, křemičitanů, sulfidů a kovů, které odpovídaly metalurgicky rozmišení litiny v strusku, kámen a regulus.

Takovou situaci můžeme konstatovati v hutích při výlevu z vysoké peci, kde pod struskovitou vrstvou silikátů nacházíme vrstvu sulfidů a nejspodněji vrstvu kovu. Při tom z konvertoru vylitá slitina utvoří pěknou kůru s miniaturními, avšak do všech podrobností správnými sopkami a podává věrný obraz povrchu Měsíce před úplným ztuhnutím.

V tomto stadiu musíme si představiti Zemi složenou takto: meteorické železoniklové jádro jest obklopeno obalem, který ve svých od středu nejvzdálenějších vrstvách se skládá hlavně

z basicky a kysele diferencovaných silikátů, jichž jest v celé Zemi as 11–12%. Celek jest obklopen kůrou z tekutých silikátů.

Poněvadž železo (50%) a hořčík (9%) převládaly, vytvořily se podle metalurgických zkušeností při dalším chladnutí hlavně silikáty železa a hořčíku. Prvé jsou těžší druhých. Proto stala se kůra Země k povrchu bohatší na alkalie, hořčík, hliník a kyselinu křemičitou, kdežto vápník a železo usadily se v nižších jejich vrstvách.

Produkty bohaté kyselinou křemičitou, které zapadaly do hlubin, vydaly tam částečně svou kyselinu, která stoupajíc opět k povrchu obohatila jeho horniny křemičitany, takže týž nabyl povahy žul.

Co do dnešního fyzikálního stavu hmot mezi kůrou a jádrem, tudíž mezi sférou krystalisace a sférou jádra, musíme předpokládati, že jsou amorfní a relativně pevné. V hloubkách as 60 km existují pravděpodobně materiály, které, abstrahujeme-li od změn vyvolaných vysokými tam panujícími tlaky, co do chemicko-fyzikálních vlastností dají nejlépe porovnatí se s dunitem, horninou, složenou hlavně z olivinu. Co se nejnvnitřnějšího jádra týče, zdá se vzhledem k vysokým, v něm panujícími tlakům (několik milionů atmosfér) a vysoké teplotě (asi 3000° C), že je tělesem skládajícím se z jednoatomových kovů, železa (90%) a niklu (10%), což odpovídá nejen tomu, co podle geochemie dá se v jádru Země očekávatí, avšak i tomu, čemu nás učí seismika. Křemičitany povrchu Země podléhají účinkům kyslíku, obsaženého hlavně ve vzduchu a ve vodě, chemickému a ovšem i mechanickému rozkladu (větrání, korose), což opět vede ku přeměně jejich podstaty a složení. Především jest to křemen, který tvoří samostatné uložení (křemence a pískovce). Pak nerosty bohaté hliníkem (živce), které nejsou vůči mechanickým a chemickým účinkům tak resistantní jako křemen a následkem toho snadno se mění ve hmoty jílovité, při čemž voda přijímá jejich alkalie jako karbonáty nebo silikáty, takže z něho zbudou nakonec jen křemičitany hlinité. Další přeměna jest u vysoké míře závislá na teplotě. A tak přecházejí tyto v tropech v bauxity, v mírném pásmu převládají hliničitany jílové a kaolinové a v polárních končinách zůstává chemicky nejméně pozměněný živcový kal.

Veškeré tyto sloučeniny jsou svým vznikem a trváním vázány na povrch Země. Jsou stabilní za teplot a tlaků povrchových; dostanou-li se však při pochodech orogenetických do hloubek, dochází k novým jejich přeměnám, při kterých se uvolňují těžkavější složky, zejména  $H_2O$  a  $CO_2$  a vcházejí s uloženými v hloubkách křemičitany v nové chemické vazby.

Tak představuje genese Země vlastně jen velkolepý pochod chemicko-fyzikální, jehož činnost dodnes není ukončena. Jeví se ve vulkanismu a v tektonických pohybech, které tvoří dnešní kapitulu velkolepého dramatu kosmického. Země není ani dnes ještě něco hotového, nýbrž něčím, co se dosud tvoří.

Střední hodnoty elementů tak zvaných magmatických hornin podle stanovení H. S. Washingtona z chemických analys eruptivních hornin let 1880–1890 jsou obsaženy v tabulce I. K jejímu doplnění uvádíme (II) ještě složení meteoritů (po odečtení niklového železa) a střední chemické složení celé Země (III).

		I.	II.	III.
Kyslík	O	50·0 %	41·9 %	22·0 %
Křemík	Si	26·2	21·3 %	11·5 %
Hliník	Al	7·4 %	1·7 %	0·6 %
Železo	Fe	4·1 %	15·1 %	5·0 %
Vápník	Ca	3·2 %	1·5 %	1·3 %
Sodík	Na	2·4 %	0·7 %	0·1 %
Hořčík	Mg	2·3 %	16·1 %	9 %
Draslík	K	2·3	0·3 %	0·1 %
Vodík	H	—	—	1 %
Nikl	Ni	—	—	6 %

Země skládá se tudíž převážně ze železa, kyslíku, křemíku, hořčíku a niklu. Její povrch tvoří hlavně sloučeniny  $SiO_2$  (58%),  $Al_2O_3$  (15%), Fe (7%), CaO (5%), MgO (4%),  $Na_2O$  (4%),  $H_2O$  (2%) a. t. d. Litosféra skládá se při tom podstatně z 6 druhů nerostů a sice živců, slíd, pyroxenů-amfibolů, olivinu, křemene, magnetitu. Tato čísla stačí k povšechné orientaci při otázkách, kterými se hodláme zabývatí.

#### IV. Seismika.

Zemská kůra není ustálena. Nehledě k dlouhodobým orogenním a epirogenetickým pohybům, existují krátkodobé charakteristické pohyby, které slují z e m ě t ř e s n é č i l i s e i s m i c k é a dlouhodobé s l a p o v é.

Z nich tyto mají svůj původ v poddajnosti kůry zemské oproti silám přitažlivosti Slunce, Měsíce a planet; prvé povstávají následkem měnění se zatížení povrchu Země, vyvolaného změnami barometrického tlaku; opět jiné nárazem vln přílivu na pobřeží; konečně jsou to mechanické změny v tektonosféře, jež mohou vyvolati pozorovatelné pohyby kůry zemské.

Přitažlivost Slunce a Měsíce vyvolává periodické pohyby zemského povrchu, jež jsou podobné pohybům, které na moři vyvolávají příliv a odliv. Meteorologické pochody a nárazová síla vln působí, že celá velká povrchová území nalézají se po několik dnů, ba i týdnů ve stavu neustálého chvění (mikroseismický neklid). Změny v tektonosféře zase vyvolávají vlastní zemětřesení, někdy rázu katastrofálního.

Zemětřesení dělíme na:

1. v u l k a n i c k á, jež se vyskytují jako doprovodné jevy vulkanických paroxysmů a jsou převážně, avšak ne výhradně, lokální povahy. Povstávají v bezprostřední blízkosti povrchu a jejich účinná oblast obsahuje zřídka několik km<sup>2</sup>.

Největší katastrofy toho druhu nemohly vyvolati tak intenzivních seismických pohybů, jaké vyvolávají třeba jen poměrně slabá zemětřesení tektonická.

Můžeme to doložiti příkladem. Při známé vulkanické explozi Bandaisanu r. 1888 propadla se jedna třetina ostrova do moře a vzdor tomu bylo při tom pocíteno jen slabé zemětřesení v bezprostředním okolí, jež nebylo na žádné ze sousedních seismických stanic zaznamenáno.

Sem patří též nárazy lakkolitové, jež nazval Hörnes s e i s m y k r y p t o v u l k a n i c k ý m i. O jejich existenci nemůže býti pochyby. Jsou však dosud málo známy.

2. p r o p a d l i n o v á, stejně lokální povahy, způsobená propadnutím stropu v podzemních jeskyních.

V Haliči, kde jsou mohutná ložiska sádrovce, zanechávají zemětřesení toho druhu kraterovité prohlubiny o průměru několika metrů. Zvláště častá jsou v krasových územích, avšak vyskytují se i mimo ně. Nejznámější jest ono z ostrova Mljetu, jež trvalo od 1822—1826. Zde byly detonace tak silné, že obyvatelstvo s hrůzou opouštělo příbytky, avšak zřídka dostavilo se při tom nějaké pozorovatelné zemětřesení.

Lokální povahy jsou též

3. p u k l i n o v á z e m ě t ř e s e n í, která povstávají při tvoření puklin v horninách povrchových následkem chemických, krystalických nebo tektonických pochodů. U nás bylo toho druhu zemětřesení pozorováno v posledních dobách v Kunovicích. Jsou to zjevy podobné pukání ledu na řekách a na ledovcích. Charakteristické jest pro ně, že rány jimi způsobené daleko převyšují jevy zemětřesné. Trvají někdy dosti dlouho a podobají se pak bližší neb vzdálené střelbě z děl. K puklinovým zemětřesením dlužno čítati i k r y s t a l i c k á, jejichž existence jest podle Tammanna nesporná.

Puklinová zemětřesení jsou přirozeným zjevem při dolování všeho druhu a jsou zjevem mikromechanickým, provázejícím vyrovnávání vnitřních napětí v horninách.

Nejdůležitější a nejčastější jsou:

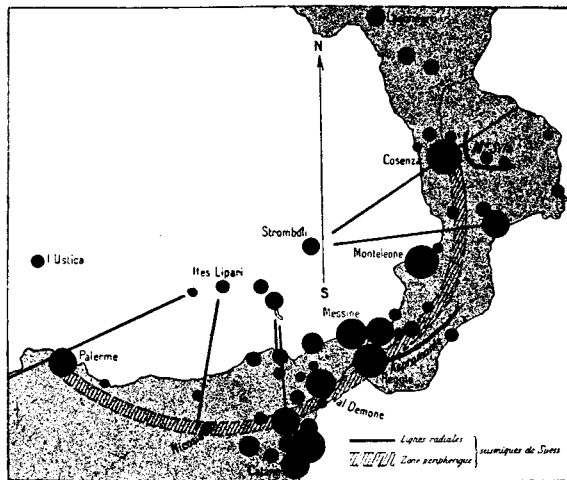
4. z e m ě t ř e s e n í t e k t o n i c k á, jež povstávají působením tektonických sil, a jsou proto domovem v geosynklinálních oblastech. Jsou častá, kde území není isostaticky ještě vyrovnáno, tudíž tam, kde existují gravitační anomálie. Příkladem jsou zemětřesení Kecskemétská, v jejichž území mohl Eötvös točivými vázkami konstatovati lokální nehluboké rušivé hmoty. Dlužno je považovati za zjev provázející orogenesi. Povstávají tam, kde tvoření puklin jest možno, t. zn. v hloubkách několika kilometrů.

Sekundární tektonika povrchová, jež rozličně reaguje na pohyby primární tektoniky, mění často jejich povrchový zjev. V sekundární tektonice projevuje se tak někdy subtektonické zemětřesení jako současná a někdy od sebe dosti vzdálená zdánlivě samostatná zemětřesení.

Poněvadž při tektonických zemětřeseních jde o vyrovnávání existentních napětí v tektonosféře, mohou býti primární jejich

příčiny různé. Ba jest myslitelné, že pouhý přechod barometrických minim a jím způsobené změny v zatížení geologických vrstev stačí, aby eventuálně vysoké napětí v horninách se vyrovnalo puknutím resp. přesunem vrstev a tak vyvolalo zemětřesení. Že jsou to hlavně tvořící se pukliny a tektonické přesuny, jež vyvolávají zemětřesení, toho máme mnoho přímých dokladů.

Tak na př. v centrálním Japanu existuje seismická puklinová čára Ihinano-gawa, která se patrně prodlužuje, jak dokazují po-



Obr. 10. Epicentra zemetřesení jihoitalských.

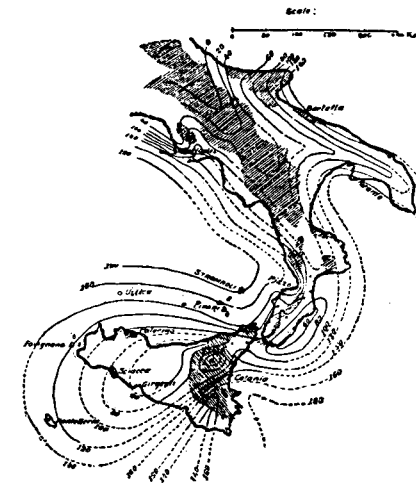
stupující epicentra na ní pozorovaných seismů. Další příklady poskytla zemětřesení podél dislokací Mino-Owari a Hoschu, z nichž prvá se projevovала kolmo k hlavní dislokační čáře, druhá s ní souběžně. Zjevný jest též soulad mezi tektonickými puklinami a zemětřesením v jižní Itálii kol sopky Stromboli, kol které dno moře v širokém okruhu zapadá, následkem čehož se tvoří koncentrické a obdobné pukliny kol této sopky (viz obr. 10 a 11).

Schema a povstání tektonických zemětřesení lze si představit následovně:

Budiž *A, B* (viz obr. 12.) tektonická kra, ve které v místě *D* se vytvořila praedispozice k vytvoření pukliny, sahající až do kvasiplastických sfér *D*.

Po vytvoření pukliny pošine se jedna (*B*) dolů a druhá (*A*) následkem isostatického vyrovnání nahoru. V epitektonice povstanou pak v místě *D* na povrchu trhliny a přesuny.

Tak byly konstatovány bezprostředně po zemětřesení v Kalifornii r. 1906 horizontální přesuny podél zlomu sv. Ondřeje, které se zmenšovaly se vzdáleností od zlomu, a při zemětřesení r. 1925 v Americe (St. Lawrence River) byly přesnou nivelací zjištěny vertikální přesuny odpovídající přesně shora uvedenému schématu.



Obr. 11. Gravitační isogamy jižní Itálie.

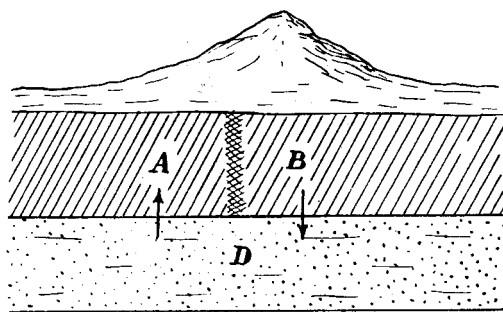
Tektonická zemětřesení lze očekávat v orogenech s význačnou anomálií gravitační. Jako důkaz budiž uvedeno mladé orogenní pole jihozápadního Pacifiku, v němž nalzáme soustředěny velké anomálie gravitační a veliké bohatství světových a katastrofálních zemětřesení. *A. Born*, pojednávaje ve svém díle o isostasi, dospívá takto k závěru: čím větší jest anisostase určitého území, tím větší jest jeho seismická činnost (viz též obr. 10 a 11).

#### 5. zemětřesení mořská.

*E. Rudolf*, jež nejdůkladněji je studoval, dospívá k těmto výsledkům: Podmořská zemětřesení vyskytují se ve všech hloubkách a nesouvisí nikterak s vulkanickou činností. Existují místa,

kde jsou častá a opět místa, kde se vyskytují velice zřídka. Máme tudíž na moři relativně tytéž poměry, jako na souši. Za to ukazují se právě opačné poměry v tom, že kontinentálním aseismickým rovinám odpovídající hlubiny moří jsou právě místem nejintenzivnější seismické činnosti.

Bohužel nemáme dnes ještě dosti materiálu, abychom tento poznatek mohli zařadit definitivně do geofysiky. Jeho význam pro geotektoniku netřeba zdůrazňovati.



Obr. 12. Protogeneze pukliny.

Takové jsou výsledky prvního soustavného zpracování mořských zemětřesení. Ač je nelze považovati za definitivní, nebudou se asi valně odchylovati od pravdy.

Co do statistiky zeměpisného rozmístění pozorovaných zemětřesení konstatoval *F. Montessus de Ballore* toto:

Seismická činnost Zeměkoule jest hlavně soustředěna na dva úzké pásy, které se protínají pod úhlem asi  $70^\circ$ . Jest to pás Alpy—Kavkaz—Himalaia a pás Cirkumpacifik—Andy—Japan—Malajský, tudíž pásy hlavních—synklinálních oblastí orogentických. Ukazuje se, že čím mladšího původu jest jejich tektonika, tím intenzivnější jest v nich seismická činnost. Z toho plyne již sama sebou úzká souvislost mezi orogenesí a seismikou.

Seismika jest tak ukazovatelem činnosti tektonických sil dosud trvajících. Tam, kde tektonické síly se znatelně neuplatňují, jsou i zemětřesení vzácným zjevem. Důkazem toho jsou řídká zemětřesení kontinentálních ker. Tam, kde dnes ještě vyznívají, jsou seismy takofka na denním pořádku.

Jedna z nejzajímavějších kapitol geofysiky jest nauka o mikro-seismech, která v krátké době stala se nejlépe propracovanou kapitolou geofysiky. Každý projev seismický, je-li jen jeho intenzita značnější, uvede do vlnitého pohybu celou Zeměkouli. Toto vlnění lze měřiti, máme-li jen dostatečně citlivé nástroje, tak zvané *seismometry*, jež zaznamenávají věrně pohyby místa, na kterém jsou umístěny. Obraz těchto pohybů (seismogram) představuje vlnité pohyby různého druhu. Z fyziky jest známo, že existují dva hlavní druhy vln: *podélné*, představující kmitání ve směru postupujícího pohybu a *příčné*, při kterých kmitání se děje kolmo na směr postupu. Příčné kmity jsou možny v tělesech pružných, t. j. stlačitelných. V kapalinách nemohou existovati. V pružných tělesech isotropických postupují podélné vlny rychleji než příčné.

Mechanickým anebo fotografickým ustálením mikro-seismických pohybů poznalo se, že existují mikro-seismické pohyby dvojího druhu. Především je to *seismický neklid*, který jest pravidelným zjevem v zimním období a jeví se jako kmity o 4—6 sekundové periodě, odpovídající skutečným pohybům podloží velikosti 0·001—0·005 *mm*. Seismický neklid jest chvění půdy, vyvolané postupem barometrických minim, aneb i nárazem mořských vln na pobřeží. Trvá po mnoho dní. Jeho kmity jsou nepravidelného tvaru. Druhý hlavní druh záznamů seismografických tvoří záznamy *vlastních tektonických otřesů*.

Trvají podle intenzity a vzdálenosti zemětřesení několik minut, až i hodin a jsou zcela rozdílné od záznamů mikro-seismického neklidu (viz obr. 13). Počátek tvoří *podélné vlny P* (primae, první); následují *příčné S* (secundae, druhé), které se skládají s prvými a dávají vířivé vlnění. Konečně dostavují se nejmarkantnější a největší výkyvy *povrchové M* (longae, dlouhé). Rychlost podélných vln jest u povrchu asi 5·6 km/sek., příčných asi 3·2 km/sek. Obě rychlosti rostou s hloubkou.

Tím jest možno stanoviti přibližně vzdálenost *D* místa pozorování od epicentra. Platí pro  $D < 10.000$  km vzor

$$S - P = D + 1,$$

kde *S* a *P* jsou doby příchodu obou fází do místa pozorování vy-

jádřená v minutách a  $D$  vzdálenost v 1000 km. Na př. bylo-li pozorováno

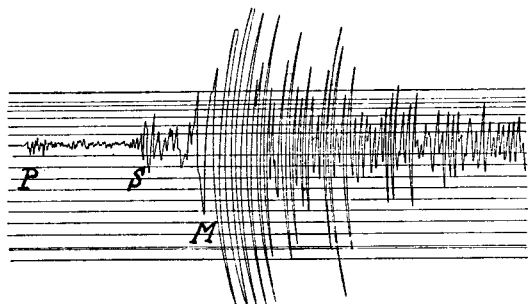
$$P = 8^h 7.7^m, S = 8^h 13.3^m$$

bude

$$D = (S - P) - 1 = 4.6^m$$

Epicentrum bylo proto vzdáleno od místa pozorování asi 4600 km.

Bylo-li zemětřesení zaznamenáno na třech místech, stanovíme snadno polohu jeho epicentra. To má svou důležitost v případě, když se jedná o zemětřesení, jejichž epicentra jsou v moři aneb v neobydlených krajinách.



Obr. 13. Seismogram vzdáleného zemětřesení.

Přesněji než uvažovaným pravidlem lze vyhledati vzdálenost  $D$  na základě empiricky stanovených tabulek; nám stačí uvedená rovnice, poněvadž se jedná jen o principiální otázky. Příčné vlny objevují se právě ve všech seismogramech; to značí však, že fyzikální stav vnitra Země jest porovnatelný se stavem tělesa schopného elastické deformace.

V samém středu Země slábne poněkud příčné vlnění, což by znamenalo, že tam existuje stav fyzikálně něco odlišný od předešlého.

Povahu vnitra Země studujeme na základě rychlostních křivek, které obdržíme, nanášíme-li vzdálenosti  $D$  jako úsečky a vypočtené rychlosti jako pořadnice. Přetržitá křivka znamená diskontinuitu ve fyzikálním stavu vrstev.

Tak mohl *A. Mohorovičić* konstatovati, že rychlost podélných vln, která u zemětřesení ze dne 11. listopadu 1911 obnášela na povrchu 5–8 km/sec., pomalu rostla až k hloubkám 50–60 km,

kde dosáhla max. 7–9 km, aby odtud rostla pomaleji, což ukazuje na změnu fyzikální povahy vrstev v hloubce 50–60 km. Podobně dovedla seismometrie analyzovati fyzikálně celé vnitro Země a dospěla k výsledkům, o kterých bude referováno v odst. V. Studium křivek rychlostních ukázalo dále, že rychlost závisí též od hloubky hypocentra, kterou takto lze nejjistěji stanoviti.

Nejužívanější seismometry, jež vedly k těmto dříve netušeným výsledkům, jsou principiálně horizontální kyvadla. Těmi se vedle krátkodobých elastických pohybů zjišťují také dlouhodobé pohyby, podmíněné povlovnými pohyby kůry zemské, vyvolanými působením přitažlivé síly Slunce a Měsíce. Pohyby toho druhu poučují nás očividně o poddajnosti kůry zemské.

## V. Složení Země.

Jak bylo v odstavci II. uvedeno, plyne z gravitačních měření fakt, že hmoty kůry zemské jsou až do hloubky 120 km v kvasi-hydrostatické rovnováze. To značí, že tlak nadloží na ideální vrstvu v hloubce asi 120 km jest všude stejný. V této hloubce, v níž podle *Ch. Davisona* jest intensita chladnutí Země největší, mění se dále náhle rychlost, s kterou procházejí seismické vlny vnitřem Země, takže musíme kompenzační ploše přiznati též jistou fyzikální realitu. Analýza průchodů seismických vln vnitřem Země a geochemie podávají nám následující obraz vnitrozemí. Počínaje hloubkou 120 km až do hloubky  $1200 \pm 50$  km máme vrstvu silikátů o hutnosti 3 až 4, pak až do hloubky  $2900 \pm 200$  km vrstvu sulfidů o hutnosti okolo 5–6, načež následuje velmi ostře oddělené jádro o poloměru asi 3500 km, skládající se z niklového železa hutnosti 9–10.

K uvažovanému rozdělení vedou nás tyto poznatky. Rychlost podélných vln obnáší na povrchu Země 5.6 km/s, roste poměrně rychle až do hloubky 1200 km/s, kde dosahuje hodnoty asi 12 km/s, pak roste nepatrně tak, že teprve v hloubce 2900 km dosáhne hodnoty 13 km/s.

Že i v litosféře existují podobné přechody, bylo již uvedeno v odst. IV. Tak bylo lze konstatovati, že litosféra skládající se

z hornin krystalických nemá větší mocnosti než asi 50 km v Evropě, v Atlantiku ještě méně, asi 30 km, a nejmenší v Pacifiku.

Tvoří tudíž jen asi 1 % celého obsahu Země a jest složena ve své horní části (asi do hloubky 12—15 km) z hornin, které se zásadně skládají z následujících 6 nerostů: z křemene (12 %), živce (60 %), augitu a amfibolu (17 %), olivinu (4 %), slídy (4) a magnetitu, jejichž střední hutnost jest 2·6. Pokud jde o povahu vrstev, které se nalézají v podloží vlastní litosféry, tudíž v hloubkách větších 60 km, plyne z novějších pokusů *H. Adamse* a *E. Gibsona*, že skládají se pravděpodobně z amorfních *u l t r a b a s i c k ý c h* hornin.

Basické horniny a tudíž především čedič, omezují se přitom na poměrně malé vrstvy, které tvoří basis litosféry.

O složení dalších vrstev můžeme pronést jen více méně odůvodněné domněnky. Jejich střední hutnost lze vyčísлити ze zploštění Země a zjevů praecese a nutace. Dále víme, za jakých okolností se vážou chemické prvky. Z toho soudí na př. *G. Tammann*, že sféra od 1200—2900, již přísluší hutnost 5—6, skládá se z materie, která má fyzikální vlastnosti směsi 20 % železa, 70 % sulfidu železa a 10 %  $\text{FeO}_2$  + silikáty, kterážto směs při tlaku 1 atmosféry a teplotě 20° C má hutnost asi 5.

Stejným způsobem soudí se, že jádro Země počínající hloubkou 2900 km skládá se z 88 % železa, 8 % niklu a ze 4 % jiných prvků. V geologických příručkách se dnes ještě dosti často dělí nitro Země podle *E. Suessa* takto: svrchní vrstva (do 120 km), která skládá se z hornin charakterisovaných sloučeninami křemíku (Si) a hliníku (Al) nazývá se zkráceně *Sal* (Silicium, Aluminium). Podobně vrstva od 120 km do 1200 km sluje *Sima* (Silicium, Magnesium) a konečně jádro Země, které u *Suessa* počíná již hloubkou 1200 km, *Nife*, (Nikl, Ferrum).

*Suess* předpokládal, že Země jednou nalézala se ve stavu tekutém a že obsahovala hlavně silikáty, sulfidy a železo. Tyto součásti slučují se totiž mezi sebou dokonale jen při vysoké teplotě. Snížili-li se teplota, spojují se již jen nedokonale, aby nakonec při dostatečně nízké teplotě se rozpadly v oddělené slitiny silikátů, sulfidů a kovů. Ovšem domněnka, že by celé nitro Země jednou mohlo býti tekuté, jest fyzikálně velice pravděpodobna.

Obraz nitra Země zde načrtnutý jest výsledkem moderních badání geofyzikálních a geochemických posledních let. Jak soudila

o nitru Země ještě nedávná doba, o tom poučuje nás příslušná stať z geologie, kterou napsal † prof. *J. Woldřich* r. 1902.

Uznává, shodně se svou dobou, za nejlepší hypotesu *Ritter-Güntherovou*, podle které dělilo se nitro Země na:

1. vnější kůru zemskou,
2. pásmo plastických hmot,
3. pásmo tuhotekutého magmatu,
4. pásmo lehce tekutého magmatu,
5. pásmo plynů schopných zkapalnění při zvýšeném tlaku,
6. pásmo plynů nad kritickou teplotou, jež proto ani při sebe větším tlaku nemohou býti zkapalněny.
7. jádro skládající se z jednoatomových plynů.

Jednotlivá pásma přecházejí při tom poněkud do sousedních a teplota roste směrem ke středu.

O této teorii praví *J. Woldřich*, že vyrovnává starý spor geologů, z nichž jedna část předpokládá tekuté a druhá pevné nitro Země a vyhovuje též náhledům *E. Suessovým*, vyvozujícím veškeré zjevy geotektonické výhradně ze srašťování zeměkoule následkem chladnutí.

Tyto názory, které astronomie a geofyzika nikdy nesdílela, ba ani vzhledem k jevům praecese a nutace nikdy sdílet nemohla, byly na vždy zvráceny seismologií.

Rozumíme nyní, proč *P. S. Laplace*, jenž prvý napsal dokonalou mechaniku nebeskou, byl zároveň i prvým, který dokázal, že tekuté vnitro Země jest v naprostém rozporu s celou mechanikou těles.

Další otázka, jež nás musí zajímati, jest, jaké stavy nalézají se v nitru Země? Z fyziky jest známo, že skupenství hmot závisí na teplotě a tlaku. Víme, že stoupající teplotou tělesa tuhá se taví a na konci proměňují se v plyny a že průběh těchto procesů jest u vysoké míře závislý na tlaku, takže při téže teplotě za dostatečně zvětšeného tlaku mohou býti plyny opět zkapalněny. Víme dále, že při určité, tak zvané *k r i t i c k é* teplotě nelze plyn zkapalnit ani největším tlakem. Konečně bylo konstatováno, že teplota, při které taví se křemičitany, stoupá s tlakem, takže čím větší tlak, tím větší teplotu snášejí, aniž by se tavily.

Uvážíme-li, že v hloubi 120 km panuje teplota asi 1700° C při tlaku ekvivalentním hydrodynamicky asi 16000 atm., uznáme, že na skupenství nitrozemských hmot lze použití běžných pojmů:

pevný, tekutý a plynový, (kterými charakterisujeme v obyčejném životě skupenství hmot) jen v přeneseném smyslu.

Nejsprávnější obraz vnitra Země jest proto asi takový: Vlastní litosféra (do max. hloubky 60 km) obsahuje hmoty krystalické. Tyto mění se v hloubce, kde krystalisace není možná, v amorfni, sklovité, kteroužto strukturu zachovávají pravděpodobně až k železnému jádru Země. Slova „krystalický“ a „sklovitý“ užíváme při tom opět jen jako analogií, neboť o vlastní struktuře hmot ve vnitrozemí nemáme náležitě představy.

Naše úvahy, ač nepodávají úplného obrazu vnitra Země, jsou alespoň zásadně pravdě velmi blízké; neboť plynou logicky z faktů fyzikálních. Geologie musí se proto navždy rozloučiti s představou tekutého nebo plynného nitra Země. Že nitro Země má pevnost několikrát vyšší ocele, jest nezvratný fakt. Ba ještě více; *W. Schweydar* dokázal rozborem přitažlivosti Měsíce, která vyvolává na povrchu Země pohyby analogické slapům mořským, jež lze pozorovati ovšem jen velice citlivými horizontálními kyvadly, že nikde v nitru Země nemohou existovati magmatické vrstvy, jejichž tuhost by se dala porovnatí byť jen s plastičností pečetiho vosku anebo smoly za obyčejné pokojové teploty. Tím jest nejen vyloučena možnost existence nějaké tekuté vrstvy v nitru Země, avšak i existence magmatických hnízd, jaké Stübel předpokládal ve své theorii vulkanismu (viz odst. VII. Vulkanismus).

## VI. Teploty vnitrozemské a radium.

V hloubce asi 20 m rovná se teplota hornin střední roční teplotě dotyčného místa a jest skoro stálá; odtud jí přibývá s hloubkou a sice průměrně asi o  $1^{\circ}\text{C}$  na 33 m (geotermický stupeň čili gradient), tak že v hloubce 1 km jest teplota asi o  $30^{\circ}\text{C}$  vyšší. To jsou střední hodnoty; neboť šíření teploty jest závislé na tepelné vodivosti hornin. Tepla přibývá tak asi nejvýše k hloubkám několika km. S rostoucí hloubkou musí z fyzikálních důvodů teploty přibývatí mnohem pomaleji. V hloubce asi 15 km máme podle Friedländera na celé Zemi stejnou teplotu, tudíž jakousi isotermickou základnu.

Teplota sopečných láv na povrchu jest asi  $1000\text{--}1200^{\circ}\text{C}$ , hlouběji vzhledem ke zvýšenému tlaku o něco vyšší, neboť podle

*C. Barusa* roste teplota tavitelnosti vyvřelin s tlakem, tak na př. u diabasu o  $0\cdot025^{\circ}\text{C}$  na 1 atm. a tlak roste o 1 atm. na 4—5 m hloubky.

Při stejnoměrném gradientu odpovídala by teplota  $1000^{\circ}\text{C}$  hloubce asi 30—40 km. Kdyby tudíž teplota láv pocházela od teploty vnitrozemské, museli bychom hledati sopečná hnízda v hloubkách asi 30 km. Teplota láv jest však pravděpodobně původu fyzikálně chemického.

Kdyby teploty přibývalo stejnoměrně, našli bychom ve středu Země teplotu asi  $180\cdot000^{\circ}\text{C}$ , což jest nemožno, poněvadž kosmické teploty nevykazují nikde větších hodnot než několik tisíc stupňů C. Vzhledem k nepatrné vodivosti hornin jest proto velice pravděpodobno, že teplota vlastního jádra Země jest menší oné, kterou Země měla v dobách, kdy se počala tvořiti její pevná kůra, to jest teplota, jakou konstatujeme dnes přibližně na Slunci, jehož povrchová teplota jest menší než  $6000^{\circ}\text{C}$ . Proto klademe teplotu jádra Země značně níže, nejvýše asi na  $3000^{\circ}\text{C}$ . Z toho soudíme, že teploty směrem ke středu Země **n e p ř i b ý v á s t e j n o m ě r n ě**.

Termický obraz Země představuje se tudíž asi takto. Svrchu uvedenou měrou přibývá teploty až do hloubky 120 km, v které nastává vyrovnání isostatické. Zde obnáší teplota asi  $2000^{\circ}\text{C}$ . Odtud přibývá teploty již jen v nepatrné míře, takže termický obraz Země pod isostatickou plochou neodpovídá chladnoucí kouli, nýbrž spíše kouli obalené hmotou izolující, pro teplo skoro nepropustnou.

Příčinu toho zjevu jest hledati ve faktu, že litosféra obsahuje radium, jež svým rozpadem nahrazuje teplo, jež povrchem Země následkem jejího chladnutí uniká do vesmíru. Radium má totiž tu podivuhodnou vlastnost, že se neustále rozpadá, při čemž jeden gram radia vydá za hodinu 130 malých kalorií t. j. takové množství tepla, jaké jest schopno při tlaku jedné afmosféry zvýšiti teplotu 100 g vody z  $15^{\circ}\text{C}$  na  $16^{\circ}\text{C}$ . Všudybytnost radia v litosféře lze snadno konstatovati, poněvadž radium má charakteristické spektrum, takže lze vystopovati spektroskopicky i nepatrné množství radia.

Následující tabulka podává střední obsah radia na 1 g typických hornin, v jednotkách  $10^{-12}$  (na př.  $3 = 3\cdot10^{-12}$ )



	vyvřeliny	sedimenty
Kyselé horniny	žula 3	hlíny 1
Přechodní typy	syenit, trachyt 2	pískovec 1
Basické horniny	čedič, diabas 1	vápenec 0.

Uvedené hodnoty platí pro horniny normálních výskytů, mimo území, v nichž se nacházejí žíly rud radioaktivních. Ostatně není radium ani v téže hornině stejnoměrně rozmístěno.

Nepatrnou radioaktivitu, ba skoro žádnou, ukazují železné meteority. I u ostatních povětronů jest malá. Zato vykazuje vysokou radioaktivitu radiolariové bahno hlubokých moří ( $15 \cdot 40^{-12}$ ) a usazeniny některých termálních vod.

Ze svrchu uvedené tabulky středních hodnot plyne, že obsahu radia s hloubkou ubývá. Nepatrné množství radia v meteoritech poukazuje dále na to, že radium jest s velikou pravděpodobností omezeno na svrchní kůru Země.

Podobně jako radium působí i jiné radioaktivní prvky jako na př. thorium a t. d.

Rozpadem tvoří se z uranu radium, z něho radiovou emanací helium, pak řadou dalších proměn prvek polonium a na konec olovo (uranové), jež se chemickými reakcemi v ničem neliší od obyčejného. Podobné proměny prodělává i thorium.

Při této proměně vysílá radium zvláštní emanaci a sice  $\alpha$  a  $\beta$ , kterou tvoří atomy helia nabité kladnou elektřinou a  $\beta$ , vytvořenou z heliových atomů, nabitých zápornou elektřinou. Atomy nabité kladnou elektřinou mají větší rychlost, která při vnikání do hmoty rychle se menší tím, že atomy narážejí na atomy dotyčné horniny, při čemž se mění jejich energie v teplo.

Proměna uranu v olovo děje se velice pomalu. Aby se proměnilo 1% uranu v olovo, k tomu jest potřebí skoro 100 milionů let. U thoria asi 3krát tolik.

Jinak jest zajímavý poznatek, že radioaktivita hornin jest podmíněna jejich pronikem rudami radioaktivními. Tam, kde jej nelze konstatovati, jest zpravidla i obsah radia malý. Poněvadž pronik jest usnadněn tam, kde jsou pukliny, lze často takové, pokud jsou kryty nánosem, poznati po zvýšené radioaktivitě jejich nadloží.

J. Joly pokusil se zajímavým způsobem vysvětliti rytmické pochody vnitra Země radioaktivitou. Vychází z faktu, plynoucího z isostase, že kontinenty a podloží moře jsou neseny mediem, skládajícím se z basických čedičů, které při erupcích se objevují na povrchu na celé Zemi v témž základním složení. Při tom obsahují čedičovitě lávy vždy jistou část radioaktivních hmot. Poněvadž pevná kůra obsahuje minerály o aktivitě, ježž teplo úplně nahrazuje úbytek tepla nastalý chladnutím Země, musí se radioaktivitou vytvořené teplo v čedičových vrstvách hromadit. Je-li jejich vlastní teplota jen o něco málo nižší než teplota tavení, pak vede teplo radioaktivitou nashromážděné k jejich roztavení. Specifická váha roztavených láv jest však o 7% menší pevných, takže prostor jimi zaujatý se zvětší. Následkem toho musí podloží oceánů a kontinentů zapadnouti do specificky lehčího magmatu, avšak nestejně a sice kontinenty hlouběji než moře. Na jejich rozhraní vytvoří se vertikální pukliny, které usnadňují pronik roztaveného magmatu na povrch. Tím vybijí se nahromaděná tepelná energie (perioda orogenese) a po ní následuje perioda poměrného klidů (epirogenese), po kterém opět, poněvadž dalším rozpadem radia a vytvořeným tak teplem nastanou analogické poměry jako dříve, nastává nové hromadění tepla v magmatu zchlazeném něco málo pod bod tavitelnosti. Hra se opakuje, dokud obsah radia v magmatu stačí k vytvoření potřebných teplot. Tím by bylo možno vysvětliti episodálnost projevů horotvorných. Čas potřebný k roztavení ztuhlého magmatu cení Joly na 30—50 milionů let, návrat k původnímu stavu vyžaduje pak již jen několika málo milionů let. Erupce žulové a j. magmatických hornin byly by tím vysvětleny. K vysvětlení vulkanických projevů se však tato teorie hodí již méně.

Důležitým příspěvkem k dějinám termiky Země jsou radioaktivní zjevy pleochroických kruhů, které lze mikroskopicky pozorovati kolem některých minerálů (zirkon, apatit) v krystalech uzavírajících je nerostů (turmalin, slídy). Radioaktivní paprsky pronikají v nich jen na velice krátkou vzdálenost 0.035 mm (uran), 0.040 mm (thorium) a barví při tom okolí tím intensivněji, čím starší jest inkluse. Z barvy lze alespoň přibližně vypočítati množství emanace, jež ji vyvolalo. Poněvadž víme, že 1 g uranu vysílá ročně asi 28 bilionů paprsků, lze přibližně vypočítati, kolik let tento proces již trvá.

Metoda pleochroických kruhů jest důležitá hlavně proto, poněvadž podává cenný, jinými metodami sotva dosažitelný příspěvek k otázce stáří Země (viz odst. XII).

Ohřejeme-li minerál s pleochroickými kruhy byť jen na krátko o několik set stupňů, zmizí kruhy ihned. Poněvadž uvažované kruhy existují po mnoho set milionů let, jest jisto, že termické poměry povrchových hornin Země se v geologických dobách, t. j. po mnoho set milionů let, nezměnily o několik set stupňů C. Svědčí tomu i následující úvaha. Plocha procházející střední hloubkou moře 3650 m má teplotu kol 0° Celsia a pod kontinenty asi 150° C. Následkem toho musí podloží dna moře rychleji chladnouti, než stejně hluboké vrstvy pod kontinenty. Takový stav jest však možný pouze tehdy, když povrch Země jest termicky ustálen do té míry, že ani tak značné tepelné horizontální rozdíly nevyvolávají v utváření povrchové konfigurace kontinentů a moří žádných podstatných změn. Svědčí to o termické stálosti litosféry.

## VII. Vulkanismus.

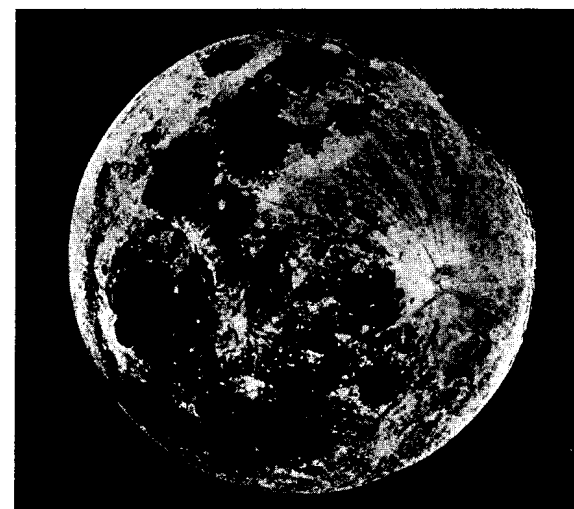
Vytvořením povrchové sféry (viz odst. III.) byl kosmický život Země a Měsíce pozmeněn tak, že jeho určitá část, totiž ta, jež byla omezena na prostor ohraničený povrchovou sférou, pokračovala ve svém vývoji za jiných fyzikálních podmínek než druhá.

Dokud povrchová sféra nebyla dostatečně mocná a pevná, mohly vnitrozemské plyny jít pronikati difusně a nepřetržitě. Povstávaly velké bubliny, jejichž stopy vidíme na Měsíci ve tvaru velikých kraterových moří (příklad: Mare imbrium obr. 4).

Zpevňováním povrchové sféry Měsíce staly se difusní proniky nesnadnými a byly nahrazeny fází vulkanických proniků, které vyvrcholily katastrofální erupcí krateru Koperníkova, jehož mohutné pukliny pokrývají valnou část viditelného povrchu Měsíce (viz obr. 14). Při této katastrofě vyprchaly pravděpodobně vnitřní plyny do té míry, že další reakce vnitra vůči povrchu stala se na dlouhé doby, ne-li na vždy nemožnou. Tím byla zároveň činnost vnitřních sil na Měsíci ukončena. Plynový jeho obal vyprchal nato poznenáhla do vesmíru, takže Měsíc nemá dnes žádné atmosféry.

Proto nemohly na něm působiti síly erosivní a p., takže povrch Měsíce neukazuje žádných dalších změn.

Po vysvětlení vulkanismu na Měsíci dlužno promluvit poněkud obšírněji o moderních názorech týkajících se vulkanismu Země. Jisto jest, že vulkanická činnost Země odumírá. Dnes známe asi 430 v historické době činných sopek. Vyhaslých vulkánů jest mnohem více. Samy Čechy čítají jich na několik desítek. Bezpočetné jsou dále výrony hornin erupturních. Co se týče chemického složení, jeví se



Obr. 14. Měsíc v úplňku.

čerstvé vulkanické lávy povšechně jako plyny nasycená tavenina silikátů, obsahující 40–80 % kyseliny křemičité ( $\text{SiO}_2$ ). Rozeznáváme dále kyselá (60–80 %  $\text{SiO}_2$ ) a zásaditá (40–60 %  $\text{SiO}_2$ ) lávy.

Žula, syenit, porfyr, trachyt jsou ztuhliny kyselého, diorit, diabas, melafyr a zvláště čedič, basického magmatu. Kyselá plutonická horniny jsou lehčí (2·5), basická těžší (3).

A. D a u b r é e soudil, že původcem vulkanismu jest povrchová voda, jež vniká puklinami do podzemí.

Tato teorie má mnoho do sebe, neboť pukliny, i když jsou uzavřené, jsou zpravidla obklopeny horninou rozrušenou tektonickými pohyby a mohou tak snadno propouštěti vodu do značných

hloubek. To by též vysvětlovalo fakt, že silnějšímu zvrásnění přísluší intensivnější činnost vulkanická. Příčinou vulkanismu byl by potom fakt, že voda při normálním tlaku a 3000° C význačně (14%) se rozkládá ve vodík a kyslík. Oba plyny jsou silně magmatem pohlčovány a difundují do něho rozličným tempem. Vodík redukuje při tom magma. Kyslík je okysličuje. Dissociace vodní páry v oba prvky jest ovšem závislá též na tlaku a to tak, že za vyšších tlaků jsou výsledky menší. Stoupá-li tlak, mohou se tak oba plyny opět za explose sloučiti.

Proti této teorii lze však namítnouti, že podle dřívějších úvah není ještě definitivně rozhodnuto o účinnosti vody ve vulkanismu. Uvážíme-li však, že nalézáme vodu ve všech horninách, nebudeme sice pochybovati o její možné spolupráci při vulkanických erupcích, nezdá se však, že by byla hlavní příčinou vulkanické činnosti a že, jak se G. S a n d b e r g domnívá, povrchová voda proniká celou tektonosférou a měn pasivní magma v aktivní.

Srážkové vody jsou zjevem poměrně nehlubokého povrchu; krystalická voda by však sotva mohla vyvolati podobné pochody. Kdyby tato teorie byla správná a povrchová voda byla příčinou vulkanických paroxysmů, jak bychom mohli vysvětliti jejich episodičnost a hlavně rozmístění sopek, když povrchové vody a pukliny jsou všude? Ostatně jest patrné, že voda může pronikati puklinami do hlubin jen v nepatrném množství a v pomalém tempu, takže svrchu zmíněná teorie jest málo pravděpodobná.

Jiná teorie vulkanismu vychází z faktu, že sklovité vulkanické obsidiány obsahují mnohem více vody než horniny krystalované; z toho soudíme, že magma, jež jest pod tlakem a má vysokou teplotu, obsahuje více vody nežli horniny; neboť na př. prostý roztok silikátů a potaše, je-li zahříván pod tlakem v laboratoři, přijímá až 12·5% vody, kdežto krystalisované hmoty jí pojmu sotva 1·5% (max. z 8000 chem. analys hornin).

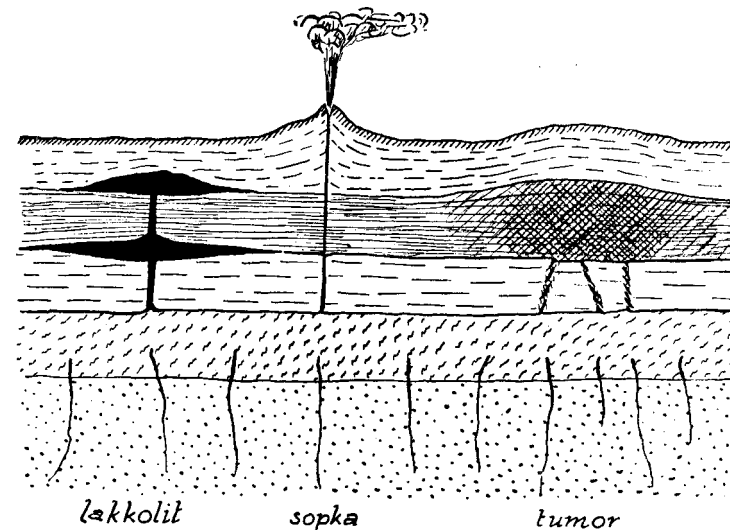
Magma jest proto schopno vázati 5—6% vody. Při krystalisaci magmatu vylučuje se voda a shromažďuje se v dutinách pod vysokým tlakem. Zvětší-li se tlak, nastane podle dřívější úvahy explose. Máme proto následující teorii:

Místem vulkanické genese jest rozhraní mezi krystalickou a amorfní plastickou vrstvou. Vulkanismus sám jest projevem

krystalisace magmatických hmot. Oproti tomu lze však namítnouti toto:

Podle G. T a m m a n n a nelze předpokládati, že by vodík mohl v potřebném množství nalézati se v nitru Země; neboť hlubinné lávy neobsahují vody ani vodíku, tyto nalézáme jen v lávách povrchových, v nichž pocházejí dokazatelně z freatických vod.

Velkou otázkou občasnosti vulkanických projevů svrchu uvedené teorie také nevysvětlují.



Obr. 15. Sopka, lakkolit a tumor (proniky plynů nitrozemských).

Poněvadž jest více než pravděpodobno, že podmínky pro povstání vulkanických projevů jsou na celé Zemi, tudíž i pod kontinenty dány, jest nasnadě předpokládati nedokonalý vulkanismus tam, kde jeho pravý typ pro velikou mocnost kůry zemské nemůže vyvráti v běžnou vulkanickou erupci, což jest jen možno, dostanou-li se magmatické proniky do sfér podpovrchových. Jinak uvážnou v podzemí jako l a k k o l i t aneb jako zemský t u m o r, abych užil tohoto E. Haarmannem zavedeného výrazu. Tumorem nazveme při tom zvětšení objemu litosféry, podmíněné magmatickým pronikem, který nemohl vyvráti v sopku ani v lakkolit a uplatnil se jen přeměnou horniny, do které vnikl a zvětšením jejího objemu, které vyvolalo vydutí povrchu (viz obr. 15). Takové lakkotity a tumory hrály v subtektonice nepoměrně vážnější roli

než v epitektonice. Jest velice pravděpodobno, že při těchto pochodech hraje i radioaktivita jistou roli. Rozkladem radia oteplují se samy sebou vrstvy kůry Země, což zvláště tvoření tumorů přichází vhod. Že pod povrchem nemůže z důvodů geofyzikálních existovati souvislá sféra roztaveného magmatu, bylo uvedeno již dříve.

Geolog A. Stübbel hleděl proto vysvětliti vulkanismus hypotesou, že zachovaly se dnes z oné jednou souvislé vrstvy jednotlivá hnízda roztavenin, v nichž hledá příčinu vulkanismu. Taková hnízda by se musela nalézati ovšem v značnějších hloubkách. Veškerá pozorování sopečných jevů dokazují však, že příčina vulkanických erupcí nemůže ležeti hluboko a to proto, poněvadž vulkanická činnost není na Zemi rozdělena stejnoměrně. Také fysikálně sotva bylo by lze vysvětliti existenci izolovaných hnízd vulkanických, která by musela existovati v různých hloubkách vzhledem k nestejně mocnosti litosféry. Také očividná souvislost vulkanismu s tektonikou sotva by mohla býti tak vyhraněna, kdyby platila Stübbelova teorie. Proto nabývá dnes převahy přesvědčení, že vulkanismus povstává sekundárně při akci horotvorné tímy, že tvoří se při ní rozrušené a proto pronikům magmatickým hmot přístupnější území puklinové, jehož křižující se pukliny usnadňují vytvoření průchoďných kanálů, jimiž hmoty z podloží litosféry snadno se pak dostávají na povrch.

Uvažujme nyní o roli plynů ve vulkanismu. Láva nasycená plyny jest specificky lehčí a proto bude i její hladina výše než hladina lávy bez plynů. Z toho plyne, že výška hladiny lávy závisí hlavně od obsahu plynů. Každá sopečná akce počíná zvednutím hladiny lávy, načež následuje silná evakuace plynů, jako při otevření láhve se sodovou vodou, po čemž hladina lávy opět poklesne.

Sopky musíme tudíž považovati za zjevy povrchové, jež souvisí se schopností jistých hmot, dosáhnouti za určitých podmínek fáse tekutosti. V tuto fási vstupuje každá tavení schopná hornina při určité teplotě a za určitého tlaku, jsou-li jen přítomny jisté agencie, jež hrají při tom roli, podobnou oné katalysatorů při procesech chemických. Za druh takových kvasi-katalysatorů musíme považovati vodu a plyny. Lávy sopečné taví se totiž při nasycení plyny již při 600°C, kdežto tytéž lávy po utužení, když plyny vyprchaly, taví se teprve při 1330°C.

Podle nejnovějších výzkumů mění se při teplotě 1000°C a tlaku 2000 atm. dokonce i vápence v magmatickou hmotu, jest-li jen

přítomna voda. Proto budeme v budoucnosti slovem „magma“ označovati spíše fysikální stav t. j. fási hmoty.

Každá hornina může se za určitých okolností státi erupтивní čili plutonickou a to nezávisle od hloubky, ve které se nachází, jsou-li jen dány okolnosti, jež podmiňují vytvoření magmatické fáse. Z toho plyne, že teplota láv závisí hlavně na chemických procesech při vynášení a tuhnutí láv se odehrávajících u přítomnosti plynů. Zajímavý fakt, jenž byl v poslední době zjištěn, že totiž teploty láv s hloubkou někdy ubývá, stává se tak vysvětlitelným.

Z toho, co uvedeno, plyne, že nemá tak zcela nepravdu H. Day, jenž považuje vulkanismus za zjev čistě povrchový, který jest posledním aktem, předcházejícím ztuhnutí magmatických hornin, vnesených na povrch.

Vulkanismus jest tak vlastně jen zrychleným tuhnutím, jež se v litosféře odbývá povlovně a ve vytlačené subtektonické hmotě se vyžije katastrofálně rychle. Pukliny a nitrozemské plyny jsou při tom hlavní podmínkou pro povstání vulkánů. Tam kde není dostatek plynů, vytvoří se nejvýše lakkolity neb docela jen tumory. Každá sopka jest tak individuum pro sebe.

Uvažované názory plynou přímo z pokusů vykonaných v poslední době v amerických laboratořích pro geofysiku. Není proto zapotřebí předpokládati nějaká speciální magmatická hnízda v nitrozemí, jež jak s hlediska geofysiky, tak i geologie nejsou ani dobře přijatelná a jak naše úvahy ukazují, ani nutná.

Povstávání vulkánů a vulkanických proniků musíme si představit takto: Vytvoří se hluboká křižovatka puklin sahající až k magmatickým plynům. Ty vystupují puklinou a mění horniny jejího okolí. Rozrušená hornina nemůže pak vždy odolati náporu z dola isostaticky vytlačovaných hmot podloží litosféry a tak povstanou různé proniky. Důkazem jest profil rovu Turu podle E. Krenkela (viz obr. 41).

### VIII. Teorie orogenetické.

Při teoriích orogenetických jest záhodno přidržeti se dvou pravidel; jednak musí býti přesně stanoveno, co mají vysvětliti, jednak nesmíme jevy přízřůsobovati teoriím, nýbrž naopak teorie jevům.

Nejoblíbenější teorií orogenetickou byla po dlouhou dobu teorie kontrakční. Že kontrakce Země následkem jejího chladnutí z fyzikálního hlediska jako přímá a jediná příčina orogenese není přijatelná, plyne již z této jednoduché úvahy: Podle *A. Heima*, nejlepšího znalce Alp, musel by se objem Země zmenšiti asi o 3000 km<sup>3</sup> a tudíž poloměr asi o 600 km, aby se mohly vytvořiti pozorované přesuny a formace alpské. K tomu by bylo zapotřebí, aby Země zchladla v poměrně krátké době asi o 7500°C, což jest podle kapitoly VI. kosmickou nemožností.

Pochod chladnutí Země mohl se ostatně odbyvati jen velmi pomalu a na počátku zcela stejnoměrně po celém jejím povrchu a nemohl zejména vytvořiti mechanickou diskontinuitu mezi primární a sekundární tektonikou a proto býti příčinou povstání tak eminentně rozdílných a při tom typických tvarů, jako jsou moře, kontinentální kry a geosynklinální oblasti. Ostatně ukazuje výpočet, že teplo, které Země ztrácí chladnutím, jest menší onoho, jež by se vyvinulo při mechanické práci, vyvolané zmenšením rozměrů Země, takže o nějakém z n a t e l n ě j š í m z m e n š e n í rozměrů Země po utvoření jejího pevného obalu sotva může býti řeči. Dodáme-li k tomu ještě, co bylo pověděno o radioaktivitě kůry zemské v odstavci VI, snadno nahlédneme, že kontrakce jako jediná příčina, aneb aspoň jako hlavní příčina orogenese není fyzikálně přijatelná. Jinak soudí ovšem většina geologů, považujících ji za nepostradatelnou. Abychom rozuměli houževnatosti, s kterou mnozí geologové lpí na svém přesvědčení, musíme si uvědomiti, čím jest geologům teorie kontrakční. Geologové (*E. Suess*) vidí její hlavní cenu v tom, že jediná ze známých teorií činí téměř všechny pozorované tektonické jevy n á z o r n ě s r o z u m í t e l n ý m i. Zde hlavní důraz jest ovšem klásti na slovo n á z o r n ě.

Názorně-kvalitativní vysvětlení není však žádným vědeckým vysvětlením, zvláště když nevyhovuje k v a n t i t a t i v n ě. Již proto jeví se geofysikům kontrakční teorie naprosto nepřijatelnou. To, co stačí geologii, nemůže stačiti geofysice.

Ještě r. 1922 geolog *H. Stille* ve své rektorské řeči nazval kontrakční teorii „otázkou geologických otázek.“ Avšak již r. 1926 končí *A. Born* stať o mechanice pohybu kůry zemské v *B. Gutenbergově* příručce geofysiky takto: „Dnes

nelze ještě dospěti k jasnému a zcela jistému vysvětlení všech pochodů orogenetických. Jsme odkázáni na domněnky. Jako jistý výsledek můžeme však zaznamenati fakt, že nutno odmítnouti teorii kontrakční, poněvadž jest v rozporu se skutečností.“

Jakousi ovšem více nepřímou roli hraje chladnutí Země v orogenesi tím, že vyvolává v jejím nitru změny chemických stavů, jež jak známo, jsou závislé ve vysoké míře na teplotě. Tím nastávají v reakci nitra Země vůči litosféře změny, jež mohou povzbuditi orogenetické síly k novému životu a dáti popud k pochodům tektonickým.

Proti kontrakční teorii se uvádí dále nestejnoměrnost zvrásnění. *Heim* namítá, že stejnoměrné vrásnění by bylo možné,

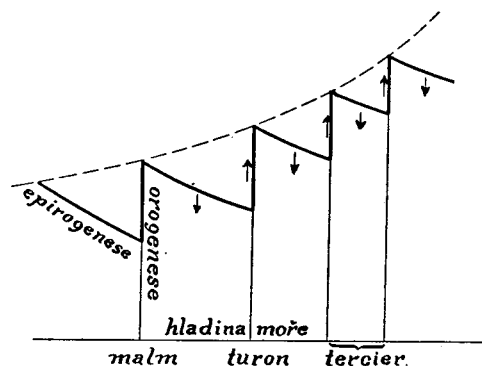
a) kdyby kůra Země byla všude stejně mocná a vůbec homogenní,

b) kdyby kůra Země byla s podložím pevně spojena.

Poněvadž jedno ani druhé neexistuje, nelze nestejnoměrnost vrásnění podle *Heima* ceniti vysoko jako důkaz proti teorii kontrakční. K tomu dodává *E. Kayser*, že v dobách před algonkiem, kdy kůra zemská byla jednotvárnější a tenčí, téměř celá Země byla velice pravděpodobně stejnoměrně vlnitě zvrásněna, jak ukazuje dnešní podloží mnohých geologických vrstev.

I kdybychom to vše uznali, zůstává vždy jedna vážná námitka. Povrch Měsíce nevykazuje ani stopy nějakého vrásnění vzdor tomu, že fyzikální podmínky jeho vývoje byly podobny fyzikálním podmínkám vývoje Země. Nelze přece historii Měsíce měřiti jinou fyzikální měrou než onu Země. Namítne se, že na Měsíci není ovzduší, že tedy nemohly se tam vytvořiti sedimenty, ze kterých hlavně se vytvořily hory na Zemi. To však spíše mluví pro nemožnost kontrakční hypotese; neboť dokazuje, že vrásnění Země bylo vlastně umožněno teprve existencí sedimentů. V r á s n ě n í jest proto z j e v e m p o v r c h o v ý m a n e f á s í k o s m i c k é g e n e s e Z e m ě. Ostatně již častý asymetrický jednostranný tvar zvrásněných hor ukazuje na to, že jde o pochod, který sotva jest podmíněn kosmickou příčinou. Ta by mohla vytvořiti jednostranné vrásky jen výjimečně.

Pro kontrakční teorii jest zejména tvrdým oříškem episodálnost sekulárních zdvihů a poklesů, jejichž příčinu a současnost na celé Zemi kontrakční teorie nedovede vysvětliti. Na obr. 16 podán jest úsek historie orogenetické tektoniky dolnosaského území od svrchního permu počínaje až do terciéru. Orogenese znamenala v ní vždy zdvih, epirogenese pokles (výškový zákon orogenese). Činnost orogenetická, projevující se vrásněním, byla tím intensivnější, čím



Obr. 16. Historie tektoniky dolnosaského území.

mocnější byly usazeniny předcházející doby epirogenetické čili čím déle trvala epirogenese. To dokazuje, že intensita orogenese z á v i s e l a o d m o c n o s t i u s a z e n i n. Tyto pochody odehrávaly se na celé zemi téměř současně, což jest vysvětlitelno jedině předpokladem, že šlo při tom o projev celozemský a proto zjev kosmického původu, který se mohl nejnázve projevit v nejcitlivějších oblastech litosféry, t. j. na okraji ker kontinentálních, o kterých musíme předpokládati, že od samého počátku své existence zaujímají alespoň svým kořenem stále totéž místo.

Jednotlivé kontinenty jeví se při tom tak, jako by vyrůstaly z nitra Země a rozšiřovaly vždy víc a více svou oblast na úkor moří. Evropa na př. má svůj peň ve Skandinavii a rozšiřovala se od severu k jihu; Afrika zas opačně od jihu k severu.

Byly to tudíž původně polární krajiny, ve kterých pravděpodobně počaly tvořiti se kontinenty. To by znamenalo, že poloha osy zemské v geologických dobách valně se nezměnila, jak to ostatně lze očekávati s hlediska mechaniky.

Časový zákon orogenese nelze také bráti ve smyslu náhlé katastrofy. Tak na př. poukazuje se na to, že mnohotvárná tektonika Alp se tvořila pravděpodobně více méně po celé mesozoikum a ne, jak se dosud mělo za to, jediným aktem v starším terciéru.

Síly, které uplatňují se při tektonických pochodech, jsou nehledě k napjetím, jež vyvolává stárnutí Země, tíže a síly vyvolané pochody chemicko-fysikálními a tepelnými v nitrozemí. Země není hotovým tělesem; chemické procesy, které hrály tak důležitou roli při jejím vzniku, nejsou dosud ukončeny. Geochemie jest pro vysvětlení příčin tektonických jevů stejně důležitá jako mechanika. To jest fakt, který nemůže býti nikdy dostatečně zdůrazněn.

Ostatně bychom pochybili, kdybychom chtěli vysvětlovati celou orogenesi jedinou příčinou. Bylo zajisté příčin více a pravděpodobně v různých fásích orogenese dokonce i rozličných.

K vůli úplnosti uvádíme ještě některé novější teorie orogenetické, které měly nahraditi teorii kontrakční, ač co do jednoduchosti daleko jsou za ní, aniž by ji v něčem podstatně převyšovaly.

Tak na př. *H. Quiring* vidí hlavní příčinu orogenese ve zpomalení rotace Země, v důsledku čehož i její zploštění mizí. Země stává se pomalu koulí. Následkem toho povstávají podle mínění *Quiringova* v magmatu přesuny a fysikální změny, jež jsou příčinou orogenetických pochodů.

O té věci pojednal svého času *A. Böhm*, který upozornil na to, že uvažovaná teorie nedovede vysvětliti, proč na severní polokouli orogenese počala v severních šířkách a postupovala směrem k jihu, kdežto podle uvažované teorie měl by spíše nastali opak.

Teorie *Quiringova* jest sama o sobě málo pravděpodobna; neboť změna v rotaci nemohla by se z fysikálních důvodů uskutečniti tak rychle, jak by bylo žádoucí, aby mohly nastati působivé změny v poddajných magmatických sférách, nýbrž nesmírně pomalu.

V historických dobách se rychlost rotace Země konstatovatelně nezměnila, proto jsou i v geologických dobách veliké geologické změny vzniklé vlivem změny rychlosti rotace Země pravděpodobny. Jejich astronomické následky museli bychom ostatně cítiti ještě dnes.

Jinou novější teorii vyslovil *R. Schwimmer*, který předpokládá možnost magmatických pohybů podle analogie vzdušných proudů

meteorologických. Takové pohyby, při kterých určitý fysikální pochod, na př. lokální zvýšení teploty následkem náhlého vniknutí nitrozemských plynů do sfér magmatických, postupuje určitým směrem, mohou se v plastických vrstvách díti však jen od vrstvy k vrstvě více fysikálně než mechanicky a jsou proto sotva schopny vysvětliti pochody orogenetické, vyžadující velikých posunů ohromných mas.

### IX. Morfologie tektonická.

Morfologii tektonickou nazýváme popis geologických forem povrchu zemského, pokud se tyto jeví jako následky působení endogenních sil. Hlavní věcí jest popis; neboť jde o to, konstatovati, co má býti tektonogenesí vysvětleno.

Rozeznáváme co do horizontálního rozmístění:

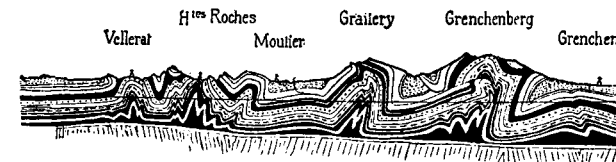
1. permanentní kontinentální kry, charakterisované ponejvíce saekulárním zdvihem;
2. permanentní oceanické hlubiny, jež musíme považovati za výškově ustálené;
3. slabě mobilní pobřežní oblasti, kolísající mezi zónami přímořskou a podmořskou;
4. silně mobilní oblasti orogenetické, jež jednou jsou hlubinným mořem a po druhé tvoří vysoká horstva a při tom nejsou ani částí kontinentu ani částí oceanu, nýbrž tvoří samostatný tektonický útvar mezi kontinentální krou a oceanem aneb i mezi jednotlivými kontinentálními krami. Hlavní jejich vlastností jest veliká mobilita.

V případě 1. a 2. lze mluviti o geologicky dlouhodobé permanenci (kontinentů a moří), to znamená, že moře zůstává mořem a kontinent kontinentem v dobách, ve kterých území 3. několikrát stává se plochým břehem a několikrát mělkým mořem, čímž utvoří se epirogeneticky časově a fysikálně cyklus opakujících se usazenin.

Slovo „epirogeneticky“ znamená zde ony pochody a pohyby, při kterých tektonický charakter dotyčného území se nemění. V území 4. musíme vedle permanentně působících sil epirogenese předpokládati činnost daleko intensivněji působících sil orogene-

tických, které mění tektonický charakter a často i strukturální povahu hornin a jsou omezeny zpravidla na poměrně úzká pásma, tak zvané *geosynklinály*.

V usazeninách oblastí orogenetických 4. zrcadlí se jejich dlouhodobý, t. j. po více geologických epoch trvající pokles a tím liší se jejich usazeniny od pobřežních, jež během téže geologické ery

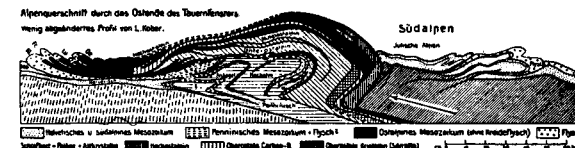


Obr. 17. Epi- a subtektonika části Alp podle A. Buxtorfa.

mění třeba několikrát podstatně svůj charakter, takže v nich nacházíme jak maritimní tak i pozemní usazeniny.

Povrch Země lze tudíž rozdělit na území, jež, pokud lze konstatovati, se tektonicky nezměnila (*kratogen*) a na území, jež během geologických dob podlehla tektonickým změnám (*orogen*).

Kratogenní jsou jádra kontinentů a hlubiny oceánů, ostatní povrch jest, anebo byl jednou orogenní.



Obr. 18. Část alpského profilu podle L. Kobera.

Vedle horizontálního rozmístění jest vzíti v úvahu i vertikální, jež zdůrazňuje v nejnovější době zvláště E. Haarmann.

To jeví se (viz obr. 17.):

1. jako primární čili subtektonika,
2. jako sekundární čili epitektonika.

Sekundární tektonika povstala hlavně působením tíže a jest závislá na tvaru primární tektoniky, která, jsouc časově dřívější, tvoří její podloží tak, že na hranici obou se vyskytuje význačná



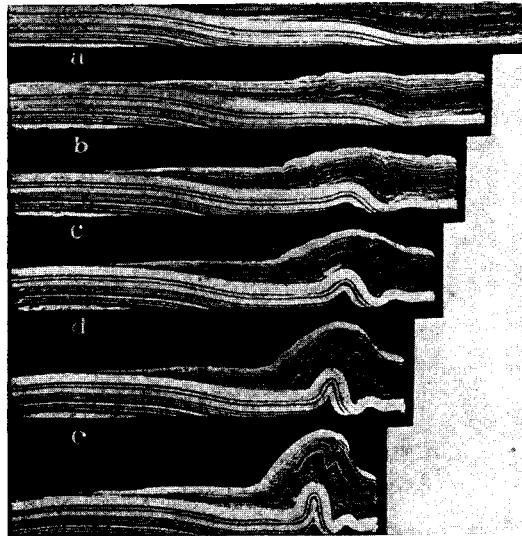
Obr. 19. Souvrství zahořanské z ma-  
lešického tunelu podle G. Stočesa.

diskordance, stanovitelná seismo-  
metricky. Horizontální posuny  
sekundární tektoniky nejsou pří-  
mo původu endogenního, nýbrž  
jsou to často skutečně sesuny  
po nakloněném povrchu primárně  
tektonicky vyzvednutých útvarů.  
Tvary primární tektoniky konsta-  
tujeme buď statisticky anebo me-  
todami geofyziky. Hlavní příčiny,  
jež nás nutí rozeznávat mezi pri-  
mární a sekundární tektonikou,  
jsou: jednostranná stavba pohoří  
a jejich obloukovitý tvar, dále  
význačný rozdíl mezi jejich čelem  
(tlakový charakter) a pozadím  
(tažný charakter). (Viz obr. 18.)

Sumárně můžeme říci, že pri-  
mární tektonika jest zjevem pod-

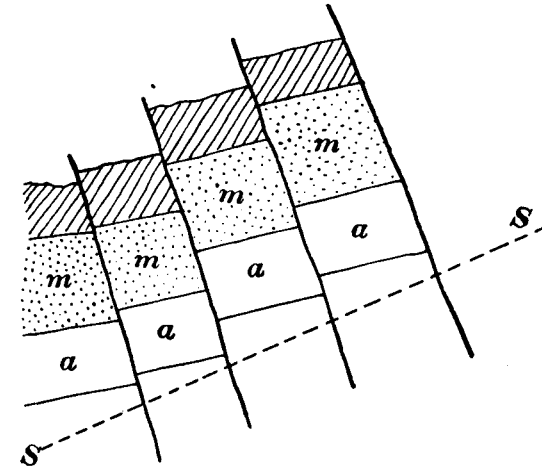
míněným původně silami endogenními, tedy kosmického původu,  
kdežto sekundární tek-  
tonika jest zásadně  
zjevem povrchovým,  
podmíněným tíží a dis-  
kordancí mezi epitek-  
tonikou a subtekto-  
nikou.

Základní rozdíl  
mezi primární a sekun-  
dární tektonikou jest  
ve značné míře povahy  
fyzikální. M. Smolu-  
chovským a jinými stu-  
dované elastické po-  
chody horotvorné jsou  
možny jen ve sférách  
sekundárně tektonic-  
kých. Horniny těchto  
sfér vykazují oproti

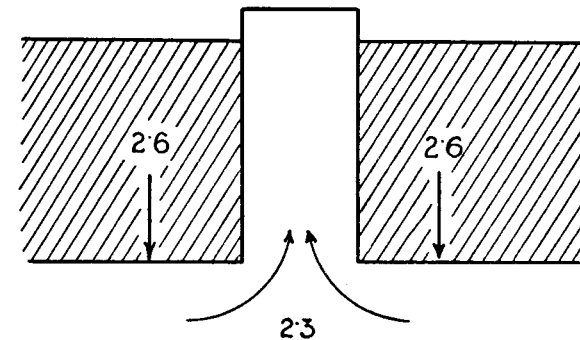


Obr. 20. Napodobení epitektonických tvarů jedno-  
stranným stlačováním původního rozvrstvení a.

silám krátkodobým onu pružnost, jaké jest třeba, aby  
mechanické efekty sil daly se měřiti teorií pružnosti. Vůči dlouho-  
dobým silám zachovávají se jako tělesa plastická, mají tudíž po-



Obr. 21. Posuny vrstev povrchových u Dobříše  
podle R. Kettnera a O. Kodyma.



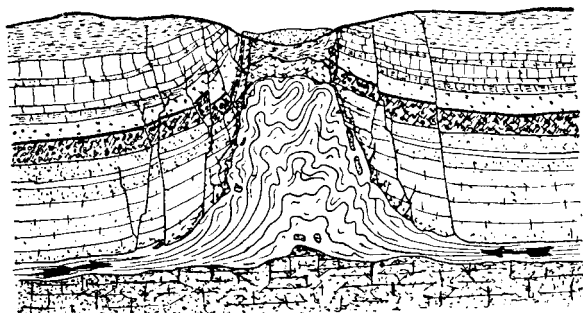
Obr. 22. Isostatickým vyrovnáváním vyvolaný vý-  
tlak lehčí horniny (soli o hutnosti 2.3). Tektonický  
typ solných dómů podle Rinneho.

vahu podobnou asfaltu aneb pečtinému vosku při obvyklé teplotě  
pokojové. V horninách primárně tektonických elastické jevy uplat-  
niti se nemohou, neboť u nich převládá plastičnost a poddajnost.  
Jejich tektonické tvary jsou proto poměrně jednoduché zdvihové,  
pro jejich vysvětlení není zapotřebí sahati k silám horizontálním

*R. Kettner  
Obr. 21. 11. 1908*

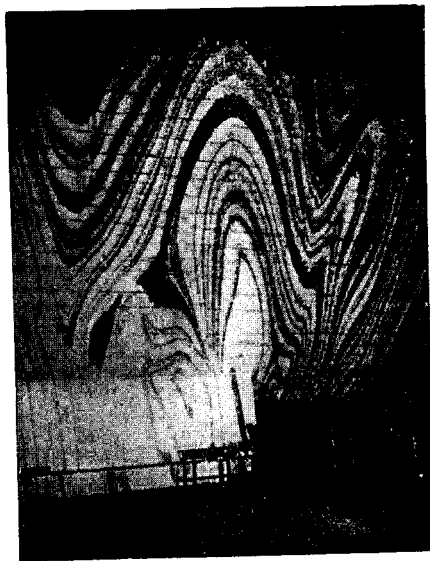


ani k jednostranným tlakům, bez kterých vysvětlení tvarů sekundární tektoniky není snadné, ba ani dobře možné. (Viz obr. 19, 20.)



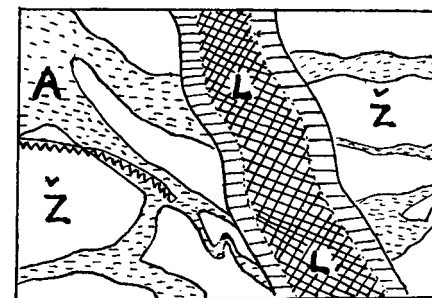
Obr. 23. Profil solného dómu.

Důkazem pro nutnost rozeznávání sub- a epitektoniky jsou geologické mapy. Na obr. 21 jest znázorněna část listu (Beroun-Hořovice) zpracovaného R. Kettnerem a O. Kodymem. Původně souvislá spilitová vyvřelina *a a*, pocházející patrně z pukliny suktektonické *s s*, byla na povrchu zlomena a jednotlivé části proti sobě posunuty stejně s ostatními sousedními vrstvami slepenců *m m* atd., což ukazuje na jistou samostatnost povrchových vrstev. Směry puklin epitektonických jdou kolmo na hlavní epitektonické pukliny jež byly asi původně souměrné s puklinami subtektonickými, které tvoří páteř celé tektoniky uvažovaného území. Názor, že by krystalické horniny (žula, svor, rula, fylit) tvořily jediný podklad epitektoniky, tudíž to, co zde míněno jest slovem subtektoniky, není správný. Učiníme nejlépe, považujeme-li je za dolní část epitektoniky; neboť pod



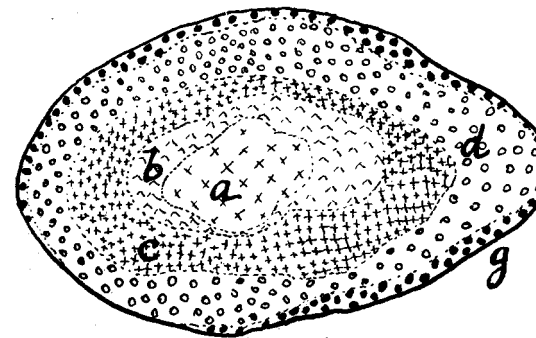
Obr. 24. Vrásy v solném ložisku (podle Schaffera) jako příklad výtlačkové deformace.

nimi vyskytují se pravděpodobně diferencované horniny starší. Krystalické horniny musíme považovati za dynamické efuse plastických hmot magmatu, vytlačené z puklin vlastního subtektonického masivu. Postup ten lze experimentálně znázorniti takto. Do nádoby naplněné do jisté výše asfaltem, vložíme svrchu desku olověnou, přiléhající těsně ke stěnám, s otvorem uprostřed. Průběhem času poklesá deska ke dnu. Asphalt otvorem se vytlačuje a rozlévá. Něco analogického objevuje se u solných dómů (viz obr. 22, 23., 24). Podobný postup můžeme předpokládati i pro výtlač žul a ostatních krystalických hornin. Jako další



Obr. 25. Soustava aplitových žil (*A*) prostoupených lamprofyrem (*L*) v centrální žule (*Ž*) jako příklad apofys. Podle Weinschenka.

důkaz uvádíme, co zdůrazňuje V. Pirsson ve svém *Textbook of Geology*. Rozdíl mezi žulou a rulou není podstatný. Rula jest dynamicky metamorfovaná žula, která povstává tím, že vytlačená žula při tuhnutí se uvrstevuje a svou tíží tlačí hydrodynamicky na nejspodnější vrstvy. Proto také nalézáme uvrstvenou rulu zpravidla pod mohutnou vrstvou žuly. Stejný efekt vyvolávají také dostatečně tuhé usazeniny nad žulou.



Obr. 26. Diferenciace žuly (podle Weinschenka). *a*) žula dvojsíldová, *b*) žula biotitová, *c*) žula amfibolová, *d*) diorit, *g*) gabro.

Erupce hmot speciálně žulových jest doprovázena i emanací nitrozemských plynů a jiných diferencovaných magmatických hmot, vynášených do jisté míry samostatně. Tím vysvětlují se nejen apofysy různého druhu (viz obr. 25), avšak i diference výlevů, jaká jest znázorněna na obr. 26.

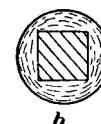
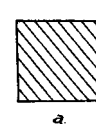
## X. Tektonomechanika.

Síly, jež vytvořily tektonické tvary, rozdělili jsme v orogenetické a epirogenetické. Nebyly to však nikdy výhradně jedny nebo druhé; působily vždy oboje pospolu tak, že se uplatňovaly brzy ty, brzy ony výrazněji. Proto než odpovíme na otázku, jak povstaly tektonické útvary, musíme si ujistit, co na nich má povahu orogenese a co epirogenese. Až do nedávna pracovalo se v tom směru zcela subjektivně. Dnes jsou však již známy metody, které vylučují subjektivitu, aspoň v jistých případech. Hornina zpracovaná orogenetickými silami a epirogenetickými tlaky, vykazuje totiž změny podobné změnám technologicky zpracovaných materiálů, t. j. charakteristické stopy dějů, jimiž prošla během svého utváření. Tímto jsme postaveni, alespoň v případech aplikability, na solidní základnu indukce a to jest nesporný pokrok vůči všem dosud v geologii tak oblíbeným aprioristickým spekulacím a konstrukcím. Také otázka nezbytnosti kontrakční hypotese pozbývá tím své aktuality a blíží se k svému definitivnímu řešení. Ostatně i u geologů nastává obrat. Tak zejména S. *Bubnoff* nechce již mluvit o silách, jež daly popud k orogenesi, ani postaviti mechanický moment jejich pohybů do popředí, nýbrž chce se především vypořádati s otázkou „Co má býti orogenesí vysvětleno?“ Jest jediným úkolem geologie pochopiti, proč jednotlivé části povrchu zemského (kry) jsou stabilní, druhé zase (synklinály, mobilní a proč v prvých se uplatňuje epirogenese, v druhých zase hlavně orogenese.

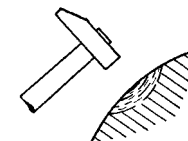
Vysvětlení orogenese jest úkolem geofysiky. Jako historie vzniku světů jest vepsána ve hvězdnou oblohu, tak i historie vzniku hor jest zaznamenána v jejich horninách, jež vypravují o fázích, kterými probíhaly během geologických dob. Jest triumfem nové doby a znamením nové epochy geologie, že dovedeme alespoň částečně čísti písmo, jež příroda vryla ve své kameny. Že k tomu došlo, není však zásluhou geologie, nýbrž mechanické technologie a metallografie.

Zpracujeme-li kladivem železnou tyč kvadratického profilu (*a*) na kulato do profilu (*b*) (viz obr. 27), přesvědčíme se na výbrusu, že se zachoval v něm původní ráz co do formy a struktury v nitru a že deformace se omezují jen na jistou vrstvu podpovrchovou. Máme-li proto před sebou materiál deformovaný (viz obr. 27) (*b*),

můžeme důvodně předpokládati, že měl před deformací tvar (*a*). Fakt ten lze fyzikálně snadno vysvětliti. Úder kladiva (viz obr. 28) představuje určité množství energie, která může vykonati jen práci jí úměrnou, zde na př. laminární deformaci a dislokaci určitého množství plastické hmoty kol povrchu. Čím mohutnější jest úder, tím větší množství se deformuje a dislokuje; zbytek zůstává nezměněn. Kdybychom místo kladivem zpracovali profil (*a*) válcováním, byl by mechanický efekt tentýž. Totéž platí i pro případ, že bychom podrobili profil (*a*) tlakům v hydraulickém lisu. Z toho plyne evidentně věta, kterou zdůraznili A. *Sachs* a E. *Seidel*, že



Obr. 27.



Obr. 28.

deformační efekt se omezuje u plastických těles vždy jen na nejbližší okolí působících sil.

Pro geofysiku jest dále důležitá otázka, jaký efekt jest očekávati při dlouhodobých silách. *Rinne* podává experimentálně stvrzená fakta, jež potvrzují větu *Smoluchovského*, že v dostatečně dlouhé době lze i malou silou dospěti k libovolně velkým efektům. To platí hlavně pro epirogenesi.

Tím vzrůstá samozřejmě důležitost podobných úvah pro geomechaniku. Abychom to pochopili, musíme si ujasnit, jak se uplatňují tyto deformace v technologii, což vysvětlíme na dvou příkladech.

Při výrobě patron používá se forem (obr. 29a), do kterých se vráží razidlo. Původní forma jest vyrobena jednak z materiálu hrubozrnného, jednak z materiálu jemnozrnného. Po naražení (viz obr. 29b.) razidla konstatujeme:

1. Části s hrubozrnnou strukturou byly vytlačeny na okraje, aniž by při tom podstatně se změnila struktura.

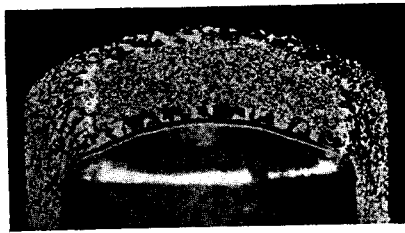
2. Jemnozrnná část objeví se deformována na dvojí způsob. Jednak jsou její krystalické částice vyválcovány a proto značně delší a za druhé lze konstatovati, že se změnila jejich struktura ve

fluidální. Zvláště dobře je to viděti na zvětšené fotografii (viz obr. 30).

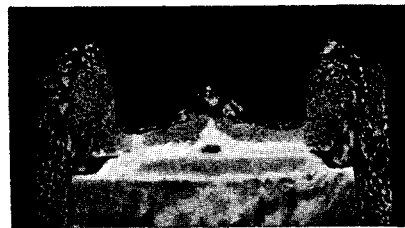
Podobné geologické tvary lze konstatovati i v nejbližším okolí pražském, na př. v údolí motolském. Jsou přesvědčivým důkazem platnosti svrchu zmíněných úvah i pro geologii.

Dospíváme tak k výsledku, který lze formulovati takto:

Dynamické efekty jeví se v horninách v bezprostředním sousedství působících sil jednak translací hmot a za druhé strukturální deformací jako přeměna struktury.



Obr. 29 a.



Obr. 29 b.



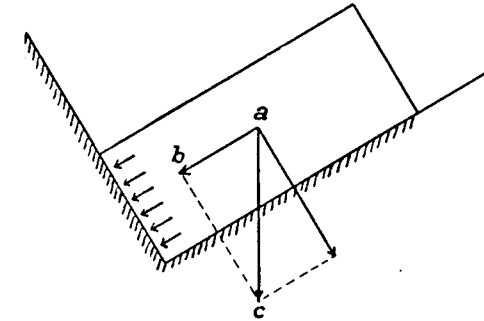
Obr. 30.

Přistoupí-li k těmto změnám ještě zvýšení teploty, jež nastává u orogenních sil vlivem mechanické práce, dochází ke změně struktury hornin, známé podle jménem rekryсталisace.

Co bylo uvedeno, shrnujeme ve větu, že děje, jež se uplatňují v horninách, zanechávají v nich charakteristické stopy, ze kterých lze souditi na příčiny, jež je způsobily.

Nehledě k důležitosti pro geofysiku, má uvažovaný poznatek i značnou cenu praktickou; neboť umožňuje plánovité sestavení poruchových jevů a jejich náležité umístění v sousedství neporuše-

ných vrstev, což možno považovati za počátek konstruktivní geotechniky. Dosavadní obvyklý pracovní postup vede totiž často



Obr. 31.

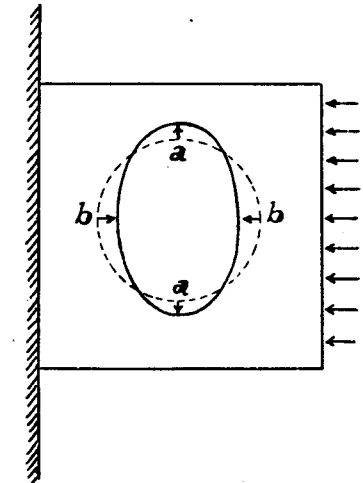
v hornické praxi k nákladným a bezúčelným investicím a v teorii k názorům geofyzikálně nepřipustným.

Zde dlužno se zmíniti o některých důležitých pojmech geomechaniky. Podnes straší v teoriích t. zv. „tangenciální tlaky“. Především není tu slovo tangenciální na místě. Slovem tlak rozumíme ve fyzice vždy plošnou sílu, která jest kolmá na povrch.

V geologii nazýváme proto tlakem onu plošnou sílu, jež povstane ze složky ( $a b$  viz obr. 31) síly tíže ( $a c$ ) aneb i plošnou sílu, kterou vyvolává zvětšení objemu na příklad ohřátím nějakého zaklíněného tělesa.

Abychom působení těchto sil znázornili, představme si na zkušební krychli narýsovanou kružnici (čárkovanou na obr. 32).

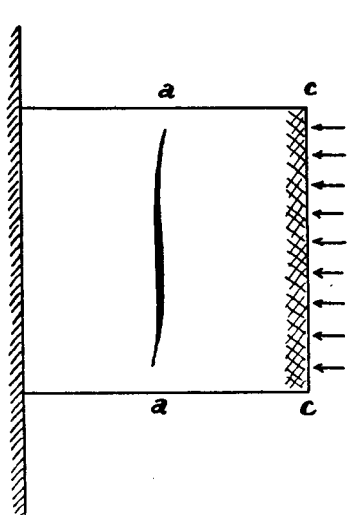
Podrobíme-li tuto krychli jednostrannému tlaku, změni se kružnice v tak zvanou deformační elipsu (plně načrtnutou na obr.);



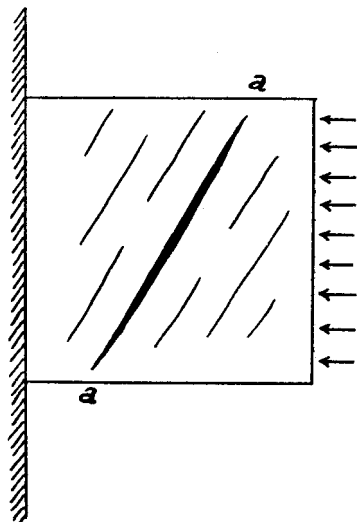
Obr. 32.

Částice (*aa*) se při tom vzdalují od sebe, částice *bb* k sobě přibližují.

V krychli vytvoří se dvě k sobě kolmá pásma největší dilatace *aa* a největší komprese *bb*. Ztuhne-li krychle do té míry, že pevnost nabude nadvlády nad plastičností, pak působící tlaky vyvolávají nadále jen hraniční deformaci *cc*; v místě *aa* povstane pak trhlinka, vyvolaná zmenšením objemu horniny při stárnutí. Tak vytvoří se pukliny kolmo na směr působících tlaků (viz obr. 33).



Obr. 33.



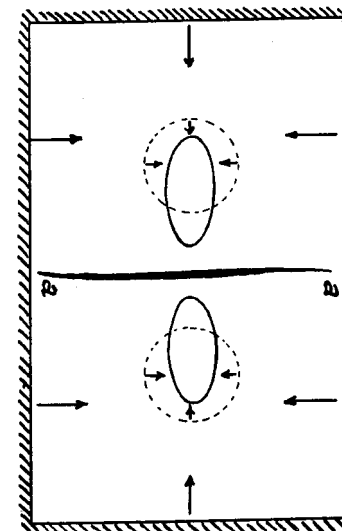
Obr. 34.

Uvažovaný postup, který platí pro hmoty stejnorodé, mění se ovšem za jiných pomínek. Kdyby hmota měla původní zvrstvení v určitém směru (viz obr. 34), vytvoří se trhlinka do jisté míry onomu zvrstvení přizpůsobená; neboť zvrstvením mění se samozřejmě i poloha deformační elipsy. Zmenšuje-li se dalším stárnutím hmota, ve které se vytvořila puklina již dříve, pak protáhnou se deformační elipsy po obou stranách pukliny kolmo na její směr a vytvoří se příčné sekundární pukliny (viz obr. 35). Jak práce *H. Cloosovy* školy učí, poskytuje téměř každá žulová oblast příklady uvažovaných jevů.

Zde jest se zmíniti o trhlinách a puklinách všeobecně.

Pukliny povstávají ze dvou příčin, buď v hornině samé stárnutím, t. j. ztrátou tepla neb hmotnin (plynů, vody) entokineticky aneb působením vnějších mechanických sil exokineticky.

ti cky. Z puklin, jimiž se uvolní větší masa horniny, povstávají sesmyky. Takový sesmyk, povstalý zapadnutím levé části, podává obr. 36. Dokazuje zřejmě plastičnost a stlačitelnost hornin, stejně jako ji ukazuje lokální synklinální prohlubenina vyobr. na obr. 37. Že při vrásnění hrají pukliny vážnou roli, bylo již zdůrazněno. Elastické deformace nemohou totiž překročiti jisté míry zakřivení aniž by se nevytvořily trhliny. Exokinetické trhliny povstávají hlavně následkem isostatických vyrovnání a mohou proto sahati velmi hluboko. V Příbrami konstatována byla puklina dosud až do hloubky 1200 *m*. Že sahají do hloubek několika *km*, jest jisto. Co se délky týče, máme křemencem vyplněné pukliny v Čechách délky nejméně 55 *km*. Zlom Sahgádri ve Východní Indii dosahuje docela délky as 13.000 *km*, a představuje jakési analogon podobných puklin na



Obr. 35.

Obr. 36. Epirogenetický sesmyk. (Podle *V. Pirssona* a *Ch. Schucherta*.)

Měsíci (viz obr. 14) o poměrně stejných rozměrech, jež se zvláště výrazně pozorují v úplňku okolo kráteru Kopernikova. Že mohou

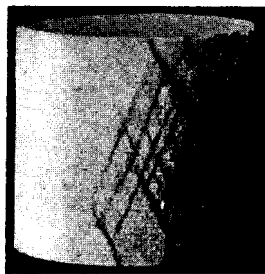
v hloubkách 2000 m existovati neuzavřené pukliny, dokazuje ne-deformované rouroví amerických naftových sond.

Exokinetické pukliny jsou charakterisovány svým rozrušeným okolím. V jejich středu vytvoří se někdy apofysy, hlavně puklinou



Obr. 37. Epirogenetická výplň podle C. D. Walcott.

uvolněným pronikem nitrozemských katalysátorů (rudné žíly etc.) (viz obr. 25). Hlavní příčinou entokinetických puklin subtektonických jest, jak bylo již uvedeno, stárnutí subtektonických hornin, které jest podmíněno hlavně unikáním plynů ze subtektonických hornin a jím vyvolaných fysikálních a chemických změn v podloží epitektoniky.



Obr. 38. Torsní Mohrovy čáry na stlačeném sloupu z mramoru podle F. Rinneho.

Jest rozdíl mezi tak zvanými *Cloosovými* puklinami, jež se orientují primárně kolmo a sekundárně shodně se směrem je vyvolávajícího tlaku a nesprávně tak zvanými *Mohrovými*, jejichž primární orientace uzavírá kosý úhel se směrem tlaku. Právě Mohrovy čáry (viz obr. 38) jsou zjevy torse, kdežto *Cloosovy* čáry jsou zjevy tlaku. Při obou nastane nakonec zlom, avšak *Cloosovy* čáry dávají zlom prázdňý, kdežto u Mohrových jest zlom vyplněný na moučku rozmělněnou horninou. V tektonice uplatňují se *Cloosovy* čáry jako pukliny, kdežto *Mohrovy* čáry zasahují více v strukturní změny hornin.

K uvedenému dodáváme ještě, co *M. Smoluchowski* dokázal, že k elastickému zvrásnění ve větších rozměrech jsou nutny pukliny a rozvrstvení. To vysvětluje, proč jen horniny schopné oběho, tudíž hlavně stmelené sedimenty, vykazují mohutné zvrásnění, které magmatickým vyvělinám chybí. K úplnému porozumění jevů geomechanických dlužno si ještě uvědomiti, že horniny zachovávají se vůči krátkodobým silám jako tělesa pevná, vůči dlouhodobým však jako tělesa poddajná, podléhající zákonům hydrostatiky a hydrodynamiky a zůstávají při tom měřitelnou mechanikou pružných těles.

## XI. Geosynklinální oblasti a orogenese.

Sedimentace jest jedním z nejmarkantnějších zjevů geofysikálních; neboť vytvořila téměř 20% povrchu zemského, v jehož uvrstvených horninách jsou obsaženy hlavně vápence (50%), pískovce (15%) a jíly (80%). Mechanickým a chemickým působením při usazování vytvářejí se horizontální a vertikální difference. Horizontální tím, že výsledek sedimentace jest ve značné míře odvislý od místa a vertikální tím, že se na témž místě během času mění podmínky a druh sedimentů. Co do zeměpisného rozmístění dělíme usazeniny na pobřežní čili litorální, na přechodné čili neritické a konečně na mořské čili batyální.

Stálost charakteru usazenin jest někdy obdivuhodná a udržuje se po dlouhé doby tak, že můžeme na př. konstatovati až 1000 m mocné usazeniny téhož druhu, které podle znaků paleontologických mohly povstati jen v nehlubokých vodách, což lze vysvětliti tím, že zároveň s rostoucí sedimentací neustále klesalo podloží dotyčného místa. Pokles může se díti buď epirogeneticky tím, že tíže sedimentů zhušťuje jejich podloží aneb episodálně tektonickým pohybem. V prvním případě nemění sedimentace podstatně svého charakteru, v druhém tvoří se souvrství podmíněná cykly orogenese.

*J. Hall* vyslovil r. 1857 thesi, která stala se dogmatem geologie, že totiž tak zvané geosynklinální oblasti jsou kolébkou aktů horotvorných. *J. D. Dana* rozšířil r. 1875 pojem geosynklinální

o b l a s t i tím, že označil je výslovně jako území, jež jednou tvořilo rozhraní moří a kontinentů a bylo proto jevištěm sedimentace, která dnes vyzvednuta silami horotvornými, tvoří pohoří.

Teorii geosynklinál doplnil *E. Haug*, jenž nazval geosynklinálo u tektonické pásy mezikontinentální. Jeho mapu geosynklinál nalézáme skoro ve všech příručkách geologických. Dnes chápeme pojem geosynklinály poněkud odlišně a sice všeobecněji.

Pokud lze z dosavadních poznatků souditi, převládají u kontinentů zdvihy isostatické. V geosynklinálách alternují zdvihy s poklesy a dno moří jeví konečně minimální pokles, což lze vysvětliti předpokladem, že povrch Země vysychá, následkem čehož vodstva ubývá. Tím mizejí příčiny značného poklesu dna moří, jehož sedimentace jest dnes slabá. Dno mořské může pak klesati hlavně následkem stárnutí Země. V tomto smyslu budeme v dalších úvahách považovati dno mořské za stabilní.

Vysvětliti orogenesi úplně nedovedeme; to však nezbavuje nás povinnosti vysvětlení hledati.

Pokusíme se proto o schematickou syntesu jevů horotvorných. Z dosavadních poznatků plynou tři základní oblasti.

#### A) Oblast mořská. (Obr. 39A.)

Profil: 6 km střední hloubka moře, 12 km střední mocnost litosféry, asi 100 km magmatických hmot.

Hutnost litosféry: asi 3.

Pohyb: zapadání stárnutím Země.

Sedimentace: nepatrná.

Reakce na nápor nitrozemských sil: vzhledem k velké hutnosti a malé mocnosti, jen osamělé proniky vulkanické.

Isostase: stabilní.

#### B) Oblast orogenu. (Obr. 39B.)

Profil: střední mocnost litosféry asi 30 km.

Hutnost: 2–3.

Pohyb: měnivý epirogenetický až orogenetický

Sedimentace: mohutná, zvětšuje litosféru.

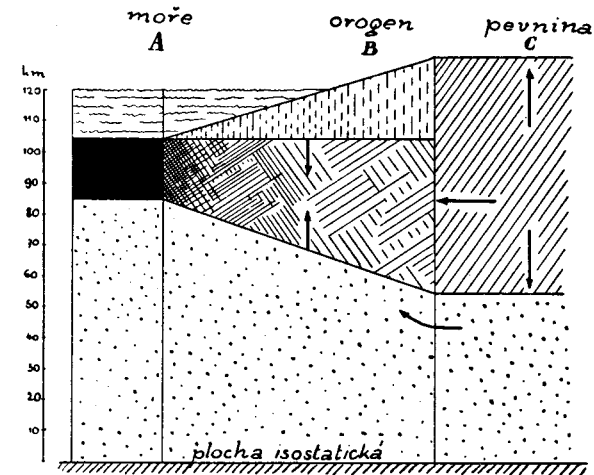
Reakce na nápor nitrozemských sil: vzhledem k menší hutnosti a větší mocnosti menší než u A).  
Proniky magmatickými hmotami a plyny proto snadnější než u A) Proniky vulkanické a jiné, jakož i lakkolity časté.

Isostase: labilní.

#### C) Oblast kontinentální. (Obr. 39C.)

Profil: Střední mocnost asi 60 km.

Hutnost: menší než u B.



Obr. 39. Normální schema tektonických oblastí.

Pohyb: všestranný vzrůst objemu následkem absorpce magmatických hmot a chemických změn vyvolaných juvenilními plyny, jež nemohou se dostat pro velkou mocnost kontinentů snadno na povrch.

Sedimentace: záporná, zmenšuje litosféru (erose etc.).

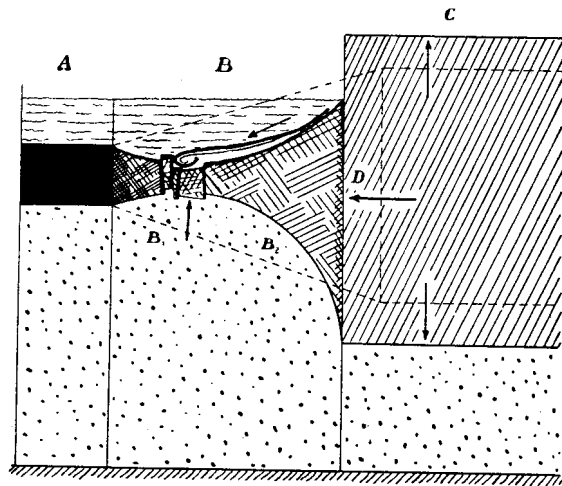
Reakce na nápor nitrozemský: vulkanické proniky odumírají zpravidla v nitru a přispívají jen ku zvětšení obsahu litosféry.

Isostase: stabilní.

Oblasti A) a C) představují elementy poměrně stálé; oblast B) element eminentně nestálý. Slovo stálý jest při tom

vzato v geologickém smyslu. Nejnestálejším místem jest při tom asi střed oblasti B).

Schematický obraz doplníme nyní další úvahou. Ve středu orogenu B) vytvoří se na nejslabším místě propad vrstev, jež klesají pod tíží rostoucí sedimentace. Zároveň z dola uplatňuje se výtlačkem magmatu z podloží C) podmíněným vzrůstem objemu kontinentů pronik magmatický a usnadňuje vytvoření lakolitů a sopek. Tuhnoucí efusivní a sedimentární hmoty zatěžují vždy více a více litosféru ve středu B. Současně působí tlak zvětšující se kontinentální oblasti C). Tím uvolní se souvislost mezi A) a C). Oblast B)



Obr. 40. Schema orogenu ve fasi tektogenese.

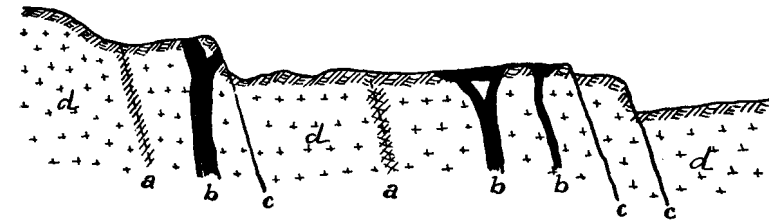
jest nyní rozdělena ve dvě; jedna, jež souvisí pevně s A) a zapadá zlomově na volném konci následkem zatížení sedimentací, druhá jsouc oboustranně uvolněna, totiž ve středu oblasti B zlomy a na hranici mezi B) a C) tektonomechanicky vytvořenou slabší vrstvou D jest jevištěm bojů mezi účinky sedimentace a účinky isostatické akce vnitra Země vůči litosféře.

Tím povstává situace načrtnutá na obr. 40. Orogen jest nyní rozdělen na dva díly  $B_1$  a  $B_2$ , na jichž hranici projevuje se nejintenzivněji činnost vulkanická. Povrch nese při tom deformované vrstvy sedimentární. Poklesem oblasti  $B_2$ ) povstale porušení má za následek výtlačkem magmatických hornin, čímž nastane zdvihání oblasti mezi  $B_1$  a  $B_2$ .

Pěknou představu pochodů odehrávajících se na konci orogetické oblasti  $B_2$ , která zároveň ilustruje tektonomechanické povstávání zlomů a jejich vztahy k erupcím, skýtá na obr. 41 reprodukováný profil rovu Turu v bývalé Východní německé Africe. Vyvřeliny pronikají horninou jen tam, kde zapadání jednotlivých ker a tektonomechanické deformace žulové jim připravily cestu.

Sedimentace a absorpce magmatických hmot zpevňuje litosféru vždy víc a více, takže vydrží čím dále tím větší nápor magmatických hmot. Poněvadž reakce vnitra někde jednou vybití se musí, stane se tak, když proniky nestačí k vyrovnání, kataklysmem t. j. náhlým zdvihem.

Zvrásnění sedimentů v oblasti B) lze částečně vysvětliti tlakem povstalým následkem zvětšování objemu kontinentální oblasti C)



Obr. 41. Profil rovu Turu v bývalé Německé východní Africe podle E. Kvenkela. aa) deformovaná žula, bb) eruptivní horniny, cc) zlomy, dd) žula.

a případně sesunem sedimentů po šikmé ploše primárních tektonických ker.

Při tomto postupu dlužno míti ještě na mysli, že podloží na hranici litosféry neustále se zpevňuje a tím vyvolává nové tepelné a chemické stavy magmatických vrstev.

Musíme dále si uvědomiti, že Země jinak vydává svou teplotu pod mořem a jinak pod kontinenty. Následkem toho zpevňuje se litosféra na obou místech jinak v krystalické hmoty. Tato rozdílná krystalisace jest spojena s rozdílnou změnou prostornosti, což hlavně na rozhraní moří a kontinentů musí vyvolati napětí, které se vybijí seismicky a může vésti k vytvoření puklin usnadňujících vytvoření vulkánů. Při zmenšené teplotě jest totiž i prostornost hmot menší.

Ve schematu právě uvažovaném obsažen jest kompromis mezi teorií zdvihovou (A v. Humboldt a L. v. Buch) a teorií kontrakční (E. Suess a A. Heim). Nevylučujeme jednu ani dru-

hou; neboť každá obsahuje jistý komplex poznatků založených na zkušenostech, s nimiž orogenese musí počítati.

Rozumi se samo sebou, že typické oblasti *A*), *B*), *C*), ve skutečnosti neexistují přímo vedle sebe, jako zde na schematickém obrazci, nýbrž že jsou přechody jednoho typu do druhého. Tak postupuje orogen od kontinentu k moři. Kontinenty se zvětšují, moře zmenšuje. Tím znázornili jsme schematicky v hrubých rysech mechanický děj, který se odehrává v geosynklinální oblasti při orogenesi.

Správnost uvedeného schematu potvrzuje též sedimentace v orogenu a mimo něj, jevíci se v heterotypním vývinu současné sedimentace na hranicích orogenu.

Tak na př. sedimenty mesozoické formace středoevropské liší se nápadně od současných sedimentů alpských. U prvých jest horizontální diference nepatrná. Také normální vertikální rozčlenění sedimentace, které se projevuje ve střední Evropě opakujícími se cykly, při kterých sedimenty hlubokých od pevniny vzdálených vod, poznenáhla přecházejí v sedimenty pobřežní, jeví se v Alpách jinak a sice nápadnými poruchami pravidelnosti cyklů.

Z toho soudíme, že Alpy byly již v mesozoiku daleko mobilnější oblastí než střední Evropa. Tato mobilita jeví se jako epizodální, t. j. několikrát se opakující zdvih a pokles alpských usazenin, který vyvrcholil ve starším terciéru zvednutím Alp. To nebyl tudíž jednorázový paroxysmus, nýbrž bylo to déle trvající kolísání mezi rostoucím zdvihem a umírajícím poklesem, v kterém konečně zdvih nabyl převahy, čímž byl orogenetický proces ukončen.

Důležitým poznatkem jest, že přesuny Alpské pocházejí z partií pobřežních, tudíž z posunů po šikmé ploše. K tomu všemu dlužno si uvědomiti obraz tektoniky Alp, jaký nám narýsoval *E. Heim*, abychom nahlédli, že veškeré jeho zjevy odpovídají schematu dříve uvedenému, umístíme-li střední Evropu na místě *B*<sub>2</sub> a geosynklinálu Alp mezi *B*<sub>1</sub> a *B*<sub>2</sub>. Přesunem sedimentárních hornin z oblasti *B* do středu oblasti *B* povstaly přesmyky.

Naše úvahy doplníme ještě tímto:

*A. Tornquist* rozeznává následující fáze ve vývoji horotvorných geosynklinálních oblastí:

1. *Revoluci*: *a*) počátek deprese, *b*) další zapadání spojené se sedimentací.

2. *Revoluci*: *a*) částečný opakující se zdvih *b*) celkový zdvih orogenetický, *c*) fáze hotového pohoří.

3. *Rozpad*.

Veškeré tyto pochody jsou jasně ilustrovány schematy právě uvažovanými.

V oblasti *B* může se očividně během cyklického vývoje vytvořiti více pohoří, stačí představit si ji rozdělenou více puklinami v několik tektonických jednotek, jejichž pohyby během vývoje nemusí býti ani vždy stejné. Že konečně orogen se mění v kontinent, stane se srozumitelným, uvážíme-li, že v důsledku isostasy  $\frac{4}{5}$  litosféry jsou pod hladinou moře a jen  $\frac{1}{5}$  nad hladinou.

Trvalý vzestup 2—3 km usazenin pod hladinou moře se nalézajících na 2—3 km nad hladinu dal by se vysvětliti zvětšením magmatického ponoru o okrouhle 10 km. Zvětší-li se tudíž proměnou magmatických hmot pod kontinenty jejich ponor o tuto hodnotu, znamená toto zvětšení zdvih o 2—3 km nad hladinou moře.

Tak lze vysvětliti orogenetický zdvih isostasy. Uvážíme-li vše uvedené, dospíváme k závěru, že i když nemůžeme dnes ještě průběh orogenu dopodrobna vysvětliti, tož přece známe již složky, ze kterých se skládá a pravděpodobnou jeho historii, kterou doplniti a opravit jest úkolem dalšího badání.

Dosud uvažovali jsme o vrásnění v orogenetických oblastech. Jak se tvoří vrásy epikontinentální z kontinentálních sedimentů, to nebylo vysvětleno.

Starší geologie (*E. Suess*) nepovažovala geosynklinály za zvláště důležité a připouštěla proto vrásnění všude, nejen v orogenech. *H. Stille*, *K. Andree*, *H. Cloos* a jiní němečtí geologové hledí existenci epikontinentálních vrás vysvětliti postupným stěhováním se orogenetických oblastí, neboť uznávají jen jeden druh orogenu a sice geosynklinály. *E. Argand* (1922), který speciálně studoval tektoniku Asie, jest však toho mínění, že nutno rozlišovati mezi kontinentálním (asiatickým) a vlastním geosynklinálním (alpským) vrásněním. Prvé ukazuje převážné vrásy bez puklin, druhé zase hlavně vrásy puklinové.

Prvé vysvětluje *Argand* epirogenetickým vyklenutím subtektonických oblastí kontinentálních kolem jádra kontinentů. Původ takového vyklenutí bylo by hledati v tom, že kontinenty rostou



nejen do šířky avšak i do výšky stárnutím Země a jím podmíněným odplyňováním jejího vnitřa, jevícím se ve zmohutnění litosféry.

Z uvedeného plyne, že vrásnění nedělo se všude stejně, což jest do jisté míry samozřejmo. Ostatně uvažované názory jsou dítkem posledních dob a nemohly býti následkem toho dosud náležitě propracovány. Učiníme snad nejlépe, budeme-li je proto považovati prozatím za vědecky oprávněné pracovní hypotesy.

Podle schematu svrchu uvedeného musíme rozeznávati dva druhy orogenu. J e d n o s t r a n n ý mezi kontinentem a oceánem a o b o u s t r a n n ý mezi dvěma kontinenty. Orogen mezi Afrikou a Evropou jest na př. oboustranný. Z toho následuje, že rekonstrukce minulých dob geologických, které zavádějí kontinenty (jako na př. Wegenerova) dnes již neexistující, jsou velice pravdě nepodobny; neboť platí věta o permanenci kontinentů a věta, že orogen stává se nakonec kratogenem, následkem kterých mohou kontinenty jedině růsti, nikdy však mizeti. Konstrukce toho druhu jsou hlavně založeny na paleontologických hypotesách a nemusí proto platiti pro doby starší.

## XII. Stáří Země.

O stáří Země existovaly dříve jen fantastické odhady. Dnes řeší otázku geofysika jako každý jiný fyzikální problém experimentálně. Co jsme dříve tušili, víme skoro jistě; Země existuje sta milionů let. Pravíme „s k o r o j i s t ě“; neboť nikdo neví, zdali neznámé okolnosti (zejména změna teplot kosmických) v ničem nezměnily stavy, které jsou základem našich experimentů a výpočtů. Jest to sice velice pravdě nepodobno, avšak věda musí se vším počítati a mluvit opatrně. Tak na příklad, předpokládáme-li, že původní moře, jež obsahovalo jen vody srážkové, nabylo své slanosti přítokem vod říčních a odparem, můžeme z rozdílu obsahu soli ve vodách řek a moří vyčísliti dobu, jaké bylo potřebí, aby se moře nasýtilo solí do dnešního stavu a tak dospěti alespoň k nějak odůvodněné představě o stáří moří. Při tom předpokládá se stálost moří, řek a složení atmosféry jakož i teploty, která však podle geologie sotva jest pravdě podobna. Bylo tak vypočteno stáří Země na 50—200 milionů let.

Větší přesnost dlužno přiznati metodám, jež snaží se dosíci nějaké přijatelné představy o stáří Země pomocí dob, potřebných k rozkladu radioaktivních hmot.

Takový rozklad jest totiž poměrně neodvislý od fyzikálních stavů, speciálně od tlaku a teploty.

Paprsky  $\alpha$ , jež vyzařuje radium, jsou atomy helia, nabité kladnou elektrinou a mohou v nerostech vykonati jen velmi krátkou cestu několika setin *mm*, aniž by nenarazily na nějaký hmotný atom. Nárazem ztrácejí elektrický náboj a zbývá helium, které v minerálech se hromadí. Víme dále, že k vytvoření 1 *cm*<sup>3</sup> helia z 1g uranu jest zapotřebí asi 10 milionů let. Nalezneme-li tudíž minerál, který na 1g uranu obsahuje na př. 20*cm*<sup>3</sup> helia, soudíme, že produkce helia v tomto minerálu trvala asi 200 milionů let. Poněvadž produkce helia se nemění, nýbrž zůstává vždy táž, dostaneme čísla, jímž nelze upříti jisté pravděpodobnosti, zejména můžeme tvrditi, že obdržená čísla jsou při nejmenším menší skutečných.

Jiná metoda používá faktu, že uran se na konci rozpadá v olovo, které není více radioaktivní. Z měření plyne, že 10<sup>6</sup> g uranu produkuje během roku něco více než 10<sup>-4</sup> g olova. Číslo to jest experimentálně přesné. Podle toho lze vyčísliti dobu, jaká byla nutna, aby z uranu se vytvořilo množství olova v daném nerostu se nacházející. Přesnost této metody závisí ovšem na předpokladu, že veškeré v dotyčném nerostu se vyskytující olovo se skutečně vytvořilo z uranu. Zde vypomáhá nám chemicky zjištěná okolnost, že hodnota atomové váhy uranového olova 206·0, jest menší než obyčejného olova, jehož atomová váha jest 207·2. Obě čísla jsou experimentálně přesná, takže dospíváme k metodě, která jest založena výhradně na experimentálně zajištěných základech a proto schopna podati pravdě nejpodobnější výsledky.

Z dosavadních měření plyne pro praekambrium stáří poněkud více než 100 milionů let a pro celý geologický věk asi doba 2000 milionů let. Shrňme-li dosavad obdržené výsledky v jedno, dospějeme k poznatku, že jednotlivé starší geologické epochy trvaly kol 100 milionů, mladší pouze několik desítek milionů let, takže čím starší jest geologická epocha, tím větší ukazuje délku svého trvání.

Předložme si ještě otázku, jaký bude konec Země. To dá se samozřejmě jen s jistou pravděpodobností tušiti. Vidíme jej na Měsíci. Nemá vzduchu, nemá vody. Takový bude asi konečný stav

povrhu Země. *H. Trautschold* naznačil to trefně: „Ve vědeckém smyslu nemá rčení „po nás potopa“ žádného smyslu. Musí zníti „po nás sucho a zima.“ Již při genesi Země ukázalo se, že větší část vodíku, z kterého byla podle analogie mlhovin složena mlhovina, z níž povstala Země, vyprchala záhy do vesmíru. Pochod ten trvá podnes, ovšem ve zmenšené míře, takže jednou přijde doba, kdy Země bude prosta vody. Pak nebudou mračna brániti vyzařování tepla do vesmíru a teplota atmosféry klesne následkem toho na míru pro vyvoj a udržení života nedostatečnou. Že lze očekávati úbytek vod, učí nás i geologie, která dokazuje, že kontinentální kry neustále se zvětšují a rozloha moří se zmenšuje. Jakmile rozloha kontinentálních ker dosáhne takové míry, že ustane vulkanická činnost, pak zahyne i veškerý život na zemi; neboť vulkanismus zásobuje nás kyslíčkem uhličitým a tím nahrazuje materiál, bez kterého rostliny existovati nemohou. Poslední vulkanická činnost bude tak pohřební písní veškeré vegetace. Zbavena však vegetace, vyschne Země v krátké době.

### XIII. Minerální prameny.

Obyčejně nazýváme vody charakterisované nezvyklým složením, abnormální teplotou a vyšší radioaktivitou minerálními a pokud obsahují látky terapeuticky účinné — i léčivými. Zejména radioaktivita jest dnes vysoko ceněna; neboť jí lze vysvětliti hojivou působivost pramenů zcela indiferentních (akratoterm), jaké nacházíme na př. v *Gastýně*, v jehož pramenech nemohl ani slavný chemik *Liebig*, ač se v nich sám uzdravil, naléztí nic chemicky zvláštního, takže příkládal jim nějakou té doby ještě neznámou sílu, kterou jsme dnes poznali v radiové emanaci. *Gastýnské* zřídlo má totiž při teplotě 40° C neobyčejně vysokou radioaktivitu, 140 Machových jednotek. Oproti tomu známe však uznaně léčivá zřídla, jako n. př. *Karlovarské* hlavní zřídlo, jež při teplotě 74° má jen nepatrnou radioaktivitu, nejvýše jednu Machovu jednotku. Ostatní Karlovarské prameny jsou však význačně radioaktivní, nejvíce t. zv. *Železný pramen*, jehož radioaktivita činí asi 40 Mach. jedn. Nepatrnou radioaktivitu

hlavního zřídla Karlovarského lze vysvětliti vysokou jeho teplotou a jeho vehemencí. Radioaktivita vyprchá totiž při vyvážení a když třepáním mísíme radioaktivní vodu se vzduchem. Obtížnější jest vysvětliti s toho hlediska účinnost Františkových lázní, které mají rovněž nepatrnou radioaktivitu. Jest zajímavo, že největší radioaktivitu vykazují usedliny minerálních vod a že ji podržují někdy i po léta (*Wiesbaden*), ač z vod samých vyprchává rychle. Vody jest proto nejlépe pít u samého zřídla. Rozesláním pozbývají oné účinnosti, jež jest podmíněna radioaktivitou. Z toho také plyne, že náhražky léčivých vod — aspoň pokud se radioaktivity týče — jsou zpravidla bezcenné.

Jiná charakteristická vlastnost minerálních pramenů jest jejich poměrná stálost co do kvantity i co do kvality. Zejména jsou téměř neodvislé od oněch elementů, jež mění povahu, množství a stav vrchních (vadosních) vod. Vydatnost — neubývá-li jí stále — mění se během roku u minerálních pramenů v hranici 10 % průměrné hodnoty; u pramenů vadosních vod jsou změny vydatnosti mnohokrát větší. Podle změn vydatnosti lze proto zhruba souditi na povahu pramene. Platí též pravidlo, že čím hlubší je pramen, tím bývá stálejší a vydatnější. Pojem stálosti jest tu ovšem jen relativní; neboť během geologických dob měnila mnohá zřídla dokazatelně svůj charakter. Stálost minerálních pramenů jest toho druhu, že chemik *Á. Gautier* připisoval jim původ vnitrozemský a nazval je proto „*vierges*“. Jeho teorie byla rozšířena hlavně vídeňským geologem *Suessem*, jenž minerální vody nazval v zemi povstálými, t. j. „*juvenilními*“. Američané zovou je „*magmatickými*“. Pro pojmenování bylo rozhodující, že zpravidla pro vody toho druhu nebylo možno té doby konstatovati infiltrační oblast a že se zdály nevyčerpatelnými a na povrchových poměrech hydrologických a geologických nezávislymi. Že většinou pocházejí ze značných hloubek, jest nesporno. Svědčí tomu mimo jiné jejich nasycení minerálními součástkami, které se ihned usazují, jakmile se dostanou do sfér nižších tlaků a do styku se vzduchem; jakož i to, že obsahují hojně plynů. Dříve se zdálo, že v důsledku lineárního přibývání teploty lze pro hloubku, z níž vyvěrají, udati jistou mez. Poučení existencí teplotovného radia a faktem, že tepelné prameny vyskytují se výhradně v tektonicky rozrušených krajích aneb v oblastech vulkanických, tudíž v krajinách s abnormálním thermickým polem a v důsledku toho i abnormálním geother-

mickým stupněm, považujeme dnes všechny údaje toho druhu za ilusorní. Názor, že jen plyny v minerálních zřídlech se vyskytující jsou juvelní aneb snad lépe magmatické a jejich vody původu vadového, jest proto nepřijatelnější. Touto hypotézou odstraníme nejen veškeré obtíže dřívějších teorií, ale vysvětlíme také pozorované korelace mezi stavy vadových a minerálních vod, které byly kamenem úrazu pro obecné přijetí teorie juvenilních vod. Zároveň ovšem tvrdíme, že každé zřídlo má svou, byť i nám často neznámou, povrchovou srážkovou oblast (teorie infiltrační). Zdá se však, že nejen srážky samy, nýbrž i určitá hygroskopie povrchových vrstev jest schopna, ovšem v daleko menší míře, absorbováním vlhkosti vzduchu zásobovati geologické vrstvy vodou (teorie kondensační). Tomu nasvědčuje fakt, že množství spodní vody bývá často větší než množství vypočtené z pozorovaných srážek, jakož i jiné ještě zjevy.

Také závislost vydatnosti minerálních pramenů na stavu tlakoměru stává se samozřejmou. Konstatoval ji už r. 1779 *Becher* pro Karlovy Vary, uváděje, že zřídlo vytryskuje intensivněji, klesne-li stav tlakoměru. Tento fakt později (1898) podrobněji studovaný a potvrzený *Knettem*, může míti docela za následek, že zřídlo při neobvykle vysokém tlaku přestane téci, jako se stalo ve Františkových lázních 19. listopadu 1859. Zajímavé na svou dobu jest vysvětlení, které *Becher* podává:

„Příčina toho jest, že elastická síla media, přikrovem pramene uzavřeného, nalézá ve vysokém tlaku barometrickém větší odpor“. Podle *Knetta* jest závislost intermittence zámeckého pramene v Karlových Varech tak výrazná, že z jejího denního pozorování lze souditi na velikost atmosférického tlaku. Podobně zachovávají se i artézské vrty s hojnými plyny (*Wels*), při nichž výron plynů v době barometrických minim jest největší. Jinak jest vydatnost pramene závislá na výšce bodu výtoku. Čím níže jej položíme, tím vydatnější bude pramen a tím rychlejší jeho výtok. Rychlost nemění se při tom ovšem lineárně, nýbrž odpovídá zhruba asi oné, jakou nalézáme u těles kolmo do výše vržených.

Existuje proto vždy výše, kterou pramen překročiti nemůže. O nějakých přesných zákonech nelze však při tom mluvit již proto,

poněvadž, než se vody dostanou na povrch, musí zpravidla projíti hustou spleť trhlin o různých rozměrech, které jejich výtokovou rychlost a vydatnost mnohonásobně mění.

Po tomto obecném úvodu obraťme se k podrobnějšímu rozboru minerálních pramenů. Poněvadž veškeré vody obsahují minerální rozpustliny, nazýváme konvencionálně minerálními jen ony, jež obsahují aspoň 1 *gr* sušiny na 1 litr vody. Má-li však nějaká voda v eminentní míře jiné vlastnosti charakterisující minerální prameny, nebudeme se rozpakovati nazvati ji minerální, byť by její sušeniny nedosahovaly výše uvedené hranice (*Gastýn*). Při tom ovšem myslíme jen na látky ve vodě skutečně rozpuštěné, nikoliv jen suspendované.

Podle teploty dělíme prameny:

a) fyzikálně

1. na termy, jejichž teplota převyšuje průměrnou hodnotu roční teploty místa, ve kterém vyvěrají, dále

2. na isotermy, jejichž teplota se rovná uvedenému ročnímu průměru a

3. na hypotermy, jejichž teplota jest pod roční průměrem;

b) fyziologicky

1. Na vlastní horké termy (akrotermy) s teplotou 50°–100° C (100° mají „*Soffioni* v Toskáně a některá vulkanická zřídla),

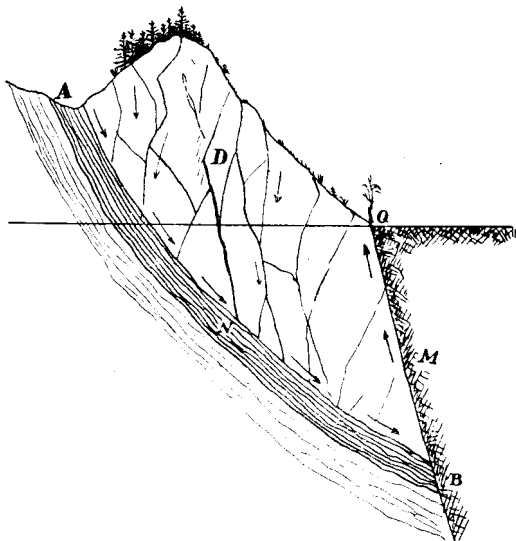
2) na teplice (mesotermy), jejichž teplota jest obsažena v mezích 20°–50° C a

3. na studené minerální prameny s teplotou větší než normální, až do 20° C (hypotermy).

Hranice 50° C jest odůvodněna tím, že při této teplotě počínají se srážeti jednoduché bílkoviny a také tím, že tato teplota jest i pro minerální sraženiny kritická. Sraženiny vod nad 50° C teplých jsou totiž hutnější a tvrdší, kdežto sraženiny teplejších jsou měkké a porovité. Platí to jak o zřídlech kyselých, usazujících Si O<sub>2</sub> (kysličník křemičitý), tak o zřídlech zásaditých s obsahem CaCO<sub>3</sub> (uhličitan vápenatý).

Teplotou 20–25° C nazýváme obecně vlažnou. Abnormálně vysoká teplota nemusí pocházeti vždy z velikých hlubin. V horských

masivech, na př. v Alpách, může každé údolí obsahovati teplé prameny. To však nejsou termy v našem smyslu, nýbrž obvyklé prameny oteplené tím, že se v horách přizpůsobují plochy stejné hloubkové teploty do jisté míry povrchu. Také vnitrozemní chemické pochody mohou značně zvýšiti teplotu podvrchových vrstev (30—32°C teplé vody ložisk hnědého uhlí mosteckého). Teplota sama nestačí tudíž k charakteristice léčivých vod. Vážnější jest jejich chemické složení. Přihlížíme-li k chemické povaze minerálních vod, lze je dělit na



Obr. 42. Profil teplých pramenů v Lašku podle Höfera.

A. uhličitě kyselky s hojným obsahem kyseliny uhličitě, která rozpouští alkalie, alkalické zeminy a kovy, měnic je v karbonáty a bikarbonáty. Uhličitě kyselky dělíme opět na

a) čisté kyselky chudé sice na minerální rozpustliny, avšak bohaté na kyselinu uhličitou (Krondorfská kyselka),

b) alkalické kyselky, bohaté na alkalie, s hojnou kyselinou uhličitou (Bílinská kyselka a Kysibelka),

c) slané kyselky s vynikajícím obsahem soli kuchyňské (Selterská voda, muriatické kyselky),

d) zemité kyselky, bohaté na vápno, magnesium, sodu a pod., jež jsou zřídka léčivé (největší část kyselek),

e) železité kyselky s bikarbonátem železa;

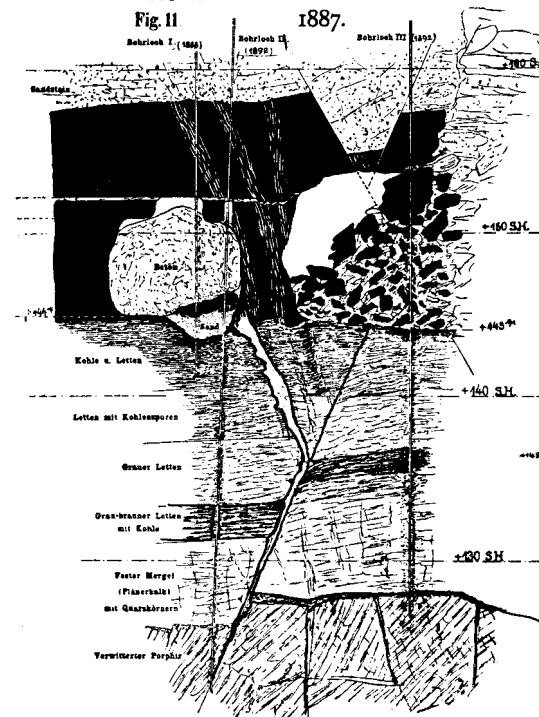
B. solné prameny, jež obsahují hojně kuchyňské soli a vyskytují se zvláště v krajinách rudonosných;

C. sulfatické prameny, jež lze rozlišovati na

a) prameny se solí Glauberovou (Mariánské Lázně, Františkovy Lázně, Karlovy Vary),

### VICTORIN - EINBRUCHSTELLE

Fig. II 1887.



Obr. 43. Pronik Teplické termální vody do dolů u Duchcova.

b) prameny s hořkou solí (Hunyadi a Šaratica).

c) prameny se síranem vápenatým atd.

D. sírné prameny (Trenčanské Teplice, Píšťany).

Tím nejsou ovšem chemické charakteristiky minerálních vod vyčerpány; jejich složení ješ tak rozmanité, že bychom sotva našli dvě stejná zřídla. Ba i prameny téhož lázeňského místa bývají dosti zhusta chemicky zcela rozdílné.

Z toho, co uvedeno, lze si sestavit normální obraz minerálních pramenů. Podstatnou částí jejich jest především infiltrační oblast, jež může ležeti podobně jako u artézských vod značně daleko od pramene. Čím vzdálenější jest tato infiltrační oblast, tím stálejší bývá vydatnost pramene.

Druhou nezbytnou částí jest trhlina, která přivádí vadosní vody do styku s nitrozemskými plyny. V území vyhaslých sopek mohou tyto plyny býti dosti horké, čímž povstávají teplice. Vody teplec nemusí tudíž pocházeti z velikých hloubek, jak bylo kdysi věřeno.

Názorný obraz podává nám profil term v Lašku (Tüffer) (obr. 42) ve Štýrsku. Infiltračním terénem jest tu dolomit *D* obsahující jemné trhliny, jimiž prosakují srážkové vody až k nepropustným vrstvám *N* a jsou vynášeny na povrch podél přesmyku vyplněného kamennou drtí *M*. V místě *B* přibírá voda juvenilní plyny. Zajímavý jest též profil duchcovských, jež přivodily zánik lázní teplických (viz obr. 43).

Že minerální prameny své chemické složení berou z hornin, jimiž vede jejich cesta, vyslovil určitě již Plinius v I. st. po Kr.

Tím jest povaha a povstání minerálních pramenů s dostatek vysvětlena.

## OBSAH.

I. Geogenese . . . . .	5
II. Isostase . . . . .	9
III. Geochemie. . . . .	17
IV. Seismika . . . . .	20
V. Složení Země . . . . .	27
VI. Teploty vnitrozemské a radium . . . . .	30
VII. Vulkanismus. . . . .	34
VIII. Teorie orogenetické . . . . .	39
IX. Morfologie tektonická. . . . .	44
X. Tektonomechanika . . . . .	50
XI. Geosynklinální oblasti a orogenese . . . . .	57
XII. Stáří Země . . . . .	64
XIII. Minerální prameny. . . . .	66