

OD VELIKOG PRASKA DO STENE

V

MAGMATSKJE STENE



V. MAGMATSKE STENE

UVOD

Proučavanje magmatskih stena, njihovog stvaranja i evolucije ima dugu istoriju. U davnim vremenima, vulkanske pojave su tumačene kao delo moćnih bogova, poput grčkog boga Hefesta ili rimskog boga Vulkana, koji su bili povezani sa vatrom. Rimljani su smatrali vulkane kao dimnjake ili kovačnice bogova. Grci i Rimljani su prepoznali da vulkani izbacuju vatrenu lavu i pepeo, a da njihovim hlađenjem nastaju stene. Aristotel (slika 195) je bio impresioniran eksplozivnom prirodom nekih vulkanskih erupcija u Grčkoj, pa je verovao da vulkani predstavljaju podzemne vetrove i „uzdisaje” koji uzrokuju i zemljotrese. Drugi mislioci su, zbog visoke temperature (stopljene lave), smatrali da su vulkani podzemni požari koji zahtevaju gorivo poput sumpora, aluma (sulfatnih soli aluminijuma) ili asfalta. Kasnije, u 17. veku, ova ideja o gorivu se proširila na ugalj i pirit. Nakon toga, u centralnoj i južnoj Francuskoj, Nemačkoj i Velikoj Britaniji „detaljnije” se proučavaju vulkani, njihovi krateri, kaldere i konusi, što je doprinelo boljem razumevanju vulkanskih procesa i nastanka magmatskih stena. Vulkanske erupcije su najspektakularnije prirodne pojave koje se „pažljivo” osmatraju, istražuju i mere. Snimaju ih uglavnom geološki „fanatici i zaludenici”, dajući nam važne podatke o uslovima i mestu nastanka lave (magne), načinu izlivanja itd. Mnogi narodi, Italijani, Grci, Japanci, Islandani, Indonežani, živeli su, a i danas žive sa vulkanima.



*Slika 195. Aristotel
(384 p.n.e do 322 p.n.e.)*

Na Zemlji su dva glavna tektonska režima gde se stvara najveći deo magmatskih stena: divergentne granice ploča, riftne zone, i područja subdukcija, gde dolazi do interakcije između energije i materije.

Procenjuje se da se oko tri četvrtine globalnog magmatizma dešava duž granica razmicanja ploča, gde se tople bazaltne lave izlivaju na dno okeana. Osim navedenih, lokalni, manji vulkanizam, može se javiti daleko od granica ploča. Povezan je sa plumama, koje dolaze iz dubljih delova zemljinog omotača i „izbijaju” (izlivaju se) unutar kontinentalnih ili okeanskih ploča (npr. Havaji).

Istraživanje magmatskih stena počinje na terenu, gde se određuju njihov mineralni sastav, struktura, tekstura, stepen alteracija, način pojavljivanja, odnos sa okolnim stenama itd. Uzimaju se i uzorci, od kojih se rade petrografski preparati za posmatranje u polarizacionom mikroskopu i/ili rade hemijske analize stena.

Navedene opservacije su veoma važne za uspešan rad. Na osnovu rezultata istraživanja petrolozi rade „unazad” kako bi odredili uslove nastanka magmatskih stena i njihov smeštaj u sadašnji položaj.

Hemijski sastav, sadržaji i ponašanje pojedinih makro i mikroelemenata i izotopa ukazuju na procese diferencijacije, evoluciju magme, stepen kontaminacije, asimilacije i druge faktore vezane za njihovo stvaranje. U okviru proučavanja stena koristimo i eksperimentalne podatke, na sintetičkim i/ili prirodnim uzorcima, koji reprodukuju „zemaljske” uslove u laboratoriji, iako postoje određena ograničenja u reprodukciji, pre svega, prostora i vremena.

Dobijeni rezultati daju nam uslove nastanka magme, koja se tokom miliona godina hladila duboko ispod površine Zemlje.

Tu je i geofizika, koja nam omogućava bolje razumevanje sastava i procesa u gornjem omotaču (a i donjem omotaču) i njihove uloge kao ogromnog toplotnog motora koji pokreće većinu geoloških procesa, uključujući nastanak magmatskih stena.

GPS uređaji, digitalne karte, satelitski snimci i „novi” instrumenti omogućavaju preciznu, tačnu i brzu izradu velikog broja hemijskih analiza, što značajno „ubrzava” način proučavanja. Računari i odgovarajući programi obrađuju ogroman broj analitičkih podataka i „trenutnu” izradu dijagrama, 3D modela i klasifikacija magmatskih stena.

Za uspešan rad potrebno je i čitati i odabranu geološku literaturu kako bismo nadogradili svoje znanje i „tačnije” prikazali rezultate.

Kroz saradnju i konsultacije sa kolegama iz iste oblasti, u lokalnom okruženju, ali i „široj sveti”, „delimo” ali i „dobijamo” nove ideje i zaključke o stenama koje proučavamo. Protok podataka nam omogućava da za kratko vreme imamo povratne informacije i dalje razvijamo naše istraživanje kao neprekidan proces traganja za „istinom” o magmatskim stenama.

Istraživanje je zadovoljstvo, a „radost” veća kada se „otkrivene” tajne stena podele kako bi se dokučila „istina” o njima, Zemlji koja ih je „rodila”, a i nama samima.

Želja mi je da tekst koji čitate doprinese Vašem novom znanju i saznanju i uspešnijem proučavanju magmatskih stena.

V.1 RAD NA TERENU

Petrolozima (a i ostalim geolozima) „kancelarija” je i na terenu. Molim Vas da, kada god možete (a trebalo bi uvek), budete na terenu, pažljivo osmatrate stene koje proučavate, uzimate uzorke, merite, slikate itd. Zapisujte sve što vidite, uključujući i „radne” zaključke u okviru Vaših proučavanja.

Petrološka, kao i ostala geološka istraživanja, počinju na terenu, izdanku, profilu, i na njima se i završavaju. Kada se sa dobijenim rezultatima istraživanja vratite na isto mesto, „proveravate” svoje zaključke i „suglasnost” sa postojećim podacima i sveukupnom geološkom građom proučavanog prostora.

U ovom poglavlju su predloženi neki od načina bavljenja „praktičnom” petrologijom. Prikazani su priprema za rad na terenu, kao i kodeks ponašanja za uspešno i bezbedno proučavanje stena.

V.1.1 STVARI KOJE TREBA URADITI PRE TERENA

Pre polaska na teren neophodno je da se, na osnovu postojeće literature, upoznate sa geološkom građom područja gde ćete proučavati magmatske stene kako biste imali informaciju o tome šta Vas to očekuje. Potrebno je da pristupite svakom lokalitetu metodično. Treba da napravite plan svog rada. Najbolje je nabaviti geološke karte razmere 1:100 000 ili manje, 1:25 000 ili 1:10 000 i iscrtati istražni prostor i maršrute. Zatim treba odrediti cilj istraživanja – rekognosciranje terena, snimanje profila i izdanaka, uzimanje uzoraka stena, ili kombinovano itd. Potrebno je proceniti koliko Vam je potrebno radnih dana za predviđena proučavanja, uključujući i to kako da dođete do istražnog prostora, da li radite sami na terenu itd.

V.1.2 OPREMA ZA TEREN

Geološka oprema za teren obuhvata čekić, lupu, kompas, foto-aparat, GPS uređaj, svesku i olovku (ili tablet), zatim flomaster (za obeležavanje uzoraka), plastične ili platnene kese za uzorke, ranac za uzorke, geološku kartu (ili elektronsku verziju u tabletu), bočicu sa HCl kiselinom i, na kraju, flašu sa vodom.

Sve nabrojane stvari treba da stavite u torbu ili ruksak, koji su laki, dovoljno veliki i robusni. U njima ćete nositi i uzete uzorke.

Čekić je standardna „stavka” u terenskoj opremi geologa (slika 196). Važno je da bude od dobrog, kvalitetnog materijala (kaljenog čelika) i odgovarajućeg oblika (dobro izbalansiran sa glavom i špicom) kako bismo lakše uzeli odabrane uzorke iz

mase stene. Na tržištu je najpopularniji i „najbolji” čekić marke *Estwing*, koji je dostupan u različitim težinama. Petrolozi najčešće koriste čekić sa „špicom” od 900 grama (*Estwing*, model E3 22P).

Lupa treba da bude „mala”, u metalnom okviru, uvećanja oko 10 puta (slika 197). Ona je vrlo korisna za proučavanje sitnozrnih stena ili sitnih minerala (ispod 1 mm).

Kompas je važan jer se njime mere orijentacija, pružanje i pad slojeva, litaža, mineralnih zrna, položaji pukotina, raseda, kontakata ili drugih mehaničkih diskontinuiteta koji se uočavaju na terenu. Ovo je posebno važno ako crtate „svoju” geološku mapu, kartu ili skicu na terenu. Postoji više modela kompasa, uključujući i digitalne modele, gde se mogu sačuvati izmereni podaci, koji se kasnije „prebacuju” u računar. Danas sve više ima mobilnih telefona sa „ugrađenim” kompasom koji se koristi za orijentaciju. Ja sam „stara” generacija i koristim Klarov (*Clar*) kompas (slika 198), iako kompas imam i u telefonu, koji retko koristim, samo kada sam „iznenada” na terenu ili sam zaboravio „pravi”.

Foto-aparat služi da snimate, napravite fotografije stena (slika 199). Najbolje je imati digitalni foto-aparat sa ručnim podešavanjem fokusa (izoštavanja) i merenjem blende ili, još bolje, sa izborom objektiva, što zahteva još jedan ranac za nošenje. Pejzaži i detalji se najbolje snimaju širokougaonim objektivom,



Slika 199. Digitalni foto-aparat Panasonic GH5 sa setom objektiva, koji koristim za snimanje na terenu



Slika 196. Geološki čekić Estwing



Slika 197. Geološka lupa



Slika 198. Geološki kompas

dok detalji i krupan plan zahtevaju makroobjektiv. Kada napravite fotografiju, odmah „na licu mesta”, proverite kvalitet, oštrinu, položaj kadra itd. Rezolucija snimka treba da bude velika (iznad 12 megapiksela) kako bi se zadovoljili navedeni kriterijumi. Većina pametnih telefona ima dobre kamere i pravi kvalitetne slike, što znatno olakšava rad na terenu, ali pazite na bateriju koja se brzo „troši”. Pre nego što krenete na teren, bateriju treba napuniti. Isto važi i za foto-aparat i ostalu digitalnu opremu.



Slika 200.
GPS Garmin,
model 60CSx

punjene „brzim” punjačima. Zato, za svaki slučaj, ponesite i rezervne.



Slika 202. Platnena kesa (levo) na kojoj je obeležen uzorak i listić sa istim brojem; flomaster i blok listića (desno)

usled vlage, drobljenja itd. ili kada ih date u laboratoriju da se rade preparati jer ga „preseku” baš preko broja – i eto „problema”. Tu je listić koji je sačuvao broj i naziv uzorka.

Ranac za uzorke (slika 203) treba da je robustan, čvrst i srednje veličine (zavisno i od Vaše snage, mogućnosti). Poželjno je da ima „ojačana” leđa kako Vas uzorci ne bi „žuljali”, što je važno, naročito ako ih nosite više kilometara po „brdovitom” terenu. Takođe treba da ima džepove da stavite vodu, eventualno hranu, kompas, GPS itd.

GPS uređaj je dugi niz godina standardna geološka oprema. Postoji veliki broj modela, a srednja klasa (na primer, *Garmin*) zadovoljava geološke potrebe (slika 200). Poželjno je da ima jaku antenu kako bismo dobili koordinate i u „zatvorenom” prostoru (kanjoni, uvale) ili kada je jaka pošumljenost. Takođe, vodite računa o baterijama jer obično traju par dana pa ih treba dopunjavati ili zameniti novim.

Sveska i olovka ili diktafon. Sve što vidite na terenu beležite ili snimate na diktafon (slika 201), što je brže i, po mom mišljenju, bolje jer možete upisati više informacija za kraće vreme. Većina telefona takođe ima mogućnosti i da na njima snimate. Ali, oprez zbog kapaciteta, mogućnosti telefona. Tu su i baterije, koje su „univerzalni” problem. „Troše” ih svi uređaji koje koristimo, zbog čega treba uvek da budu napunjene. Pomenimo da se događa da se napunjene baterije brzo isprazne, naročito ako su



Slika 201.
Diktafon

Kesa, platnena ili plastična, voodootporni **flomaster** i listići **papira** za obeležavanje i numerisanje uzetih uzoraka (slika 202).

Uzeti uzorci treba da se obeleže odmah na izdanku, profilu i stave u kesu. Poželjno je da broj uzorka i eventualno lokalitet ispišete flomasterom na uzorku, ali i na listiću koji stavljate u istu kesu. Iskustvo je pokazalo da se brojevi na uzorcima ponekad „izbrišu”



Slika 203. Ranac za uzorke



Slika 204. Tablet sa unetim referenciranim geološkim kartama

Geološke karte odgovarajuće razmere ili **tablet** u koji su unete referencirane karte, što značajno olakšava i ubrzava rad na terenu (slika 204).

Bočica sa kiselinom je korisna za određivanje karbonata (kalcita) u steni jer kada se uzorak „polije” sa nekoliko kapi, on „šušti” i peni (slika 205).



Slika 205. Bočica sa kiselinom

Ovo je važno jer u nekim situacijama „obične” krečnjake nije „lako” prepoznati, razlikovati od sitnih vulkanskih stena ili kada imate mandole sa „belim” mineralom. Iako se retko koristi, dobro je imati je u rancu.



I na kraju, **boca sa vodom** za piće (slika 206)! Važno, važno! Kada ujutro krenete na teren, obično niste žedni. Ali kada ste ceo radni dan na suncu, stvari stoje drugačije. Uvek je nosite sa sobom.

Slika 206. Bočica sa vodom

ODEĆA I OBUĆA

Kada idete na teren, treba da budete i adekvatno obučeni. Odeća treba da bude lagana, robusna i vodootporna kako bi Vas zaštitila od sunca, kiše i hladnoće. Pantalone treba da budu „lake”, idealno vodonepropusne (planinarske), košulja sa dugačkim rukavima – zbog komaraca, krpelja, raznih buba, kupine itd. (slika 207). Poželjno je da odeća ima „dosta” džepova.

Isto važi i za **vindjaknu** (slika 208). Ona treba da bude vodootporna, lagana, takođe sa „puno džepova, a poželjno je i da ima kapuljaču.

Cipele treba da budu duboke, sa gumenim đonom („kramponke”) i takođe vodonepropusne (slika 209).

Kapa ili šlem (slika 210) jesu korisni (rekao bih i neophodni), posebno kada je jak, sunčani dan, pada kiša ili kada radite na otvorenim profilima, u napuštenom majdanu (kamenolomu), rudnicima sa podzemnom eksploatacijom, tunelima, krećete se po strmim stenovitim obroncima itd.



Slika 207. Terenske pantalone i košulja



Slika 208. Vindjakna za teren



Slika 209. Terenske cipele



Slika 210. Kapa i šlem za rad na terenu

V.1.3 RAD NA TERENU

Postoji uobičajena zabluda da geolozi na terenu „uživaju”. Česti su komentari prijatelja da smo „blagosloveni” što uživamo u prirodi, daleko od buke, gužve, ljudi, na čistom vazduhu itd. Iako ima istine u tome, ponekad to nije baš „uživanje”, kada ste ceo dan na suncu, pešačite desetak kilometara dnevno preko brda, „gudura”, potoka, kroz kupine i trnje, uz obaveznu „pratnju” dosadnih buba, insekata i ponekad neprijatnih gmizavaca.

Za uspešan rad na terenu, važno je imati „oštro” oko i istraživački duh. Kada stignete na željeni izdanak, profil, vaša postojeća saznanja koje ste stekli čitanjem geoloških knjiga, objavljenih radova, projekata, elaborata itd. „suočavaju” se sa zapažanjima koja su ispred Vas.

Kada ste na samom izdanku, profilu, ne žurite. Prvo ga pažljivo osmotrite i procenite kao celinu: da li ste bezbedni? Ima li vertikalnih zaseka, useka, uočavaju li se pukotine lučenja, škrljavost? Koji je njihov položaj u prostoru, koji je nagib stena, šta je dole, a šta gore, ima li drobine? Pomenuta svojstva su predisponirani pravci za raspadanje stena, kretanje vode itd. Zbog toga treba odabrati sigurno mesto, gde ćete biti dovoljno bezbedni da radite, merite i uzmete uzorke. Opasno je biti „ispod” stena ili na nekoj strmini gde se komadi mogu lako „otkinuti”. Svaki udar čekića može uzrokovati i odlamanje komada stena ili blokova iznad ili blizu, što može ugroziti Vašu bezbednost. Ako radite blizu ili u području strmih i vertikalnih litica i useka viših od 3–5 metara, treba da nosite tvrdu kapu ili šlem. To neće mnogo pomoći da preživite udar većeg kamena sa velike visine, što je malo verovatno da će se dogoditi, ali će Vas zaštititi od povrede glave ili tela od manjih komada stena.

Ako ste procenili da je sve u redu, počnite sa radom. Tačku osmatranja, izdanak, profil na kojem se nalazite treba „odmah” locirati, odrediti koordinate GPS uređajem. Važno je znati položaj, posebno ako treba da se vratite na isto mesto radi uzimanja novih uzoraka, potvrda opservacije itd. Označite svoje mesto osmatranja na karti i/ili skici i beležite (pišite ili snimajte) sva zapažanja na izdanku. Identifikacija minerala, njihova veličina i oblik određuju se golim okom ili lupom. Najbolje je to učiniti na sveže odlomljenom delu stene. Pri odabiru mesta za uzimanje uzorka na izdanku birajte deo gde su teksturna svojstva ujednačena, zrna iste veličine i homogeno raspoređena. Odmah označite i fotografišite mesto uzimanja uzorka. Ako veličina minerala varira, uzmite više uzoraka sa naznakom varijacija, njihovog položaja, debljine itd.

Kada koristimo čekić, moramo se pobrinuti da niko oko vas ne bude u krugu od 3 metra. Udarcima čekića „leteći” komadi odlomljene stene mogu Vas ili kolege povrediti, čak raseći ili upasti nekome u oko. Meni se to više puta dogodilo, naravno preživeo sam, ali nije bilo „prijatno”.

Svaki uzeti uzorak obeležite „imenom” i brojem; obično se navodi naziv lokaliteta na kome radite i počinje se od broja 1 (ja obično tako radim, a neke kolege dodaju i godinu rada). Uzorak treba staviti u plastičnu ili platnenu kesu, a zatim u ranac. Treba da bude veličine šake ako je predviđen za mikroskopska i hemijska ispitivanja. Za druga, na primer, izotopska ispitivanja, uzima se veća količina uzoraka (zbog separacije cirkona, granata itd.).

Fotografije treba da obuhvate ceo izdanak ili profil (takozvani „total snimak”) i detalje mesta odakle je uzet uzorak. Vodite računa o tome da na snimku bude i neki predmet za razmeru, kao i o orijentaciji snimanja. Za razmeru mogu poslužiti lupa, čekić, olovka ili sopstveni prst (što ja često koristim), Vaš kolega, ako radite zajedno itd. Sveže „razbijeni” komadi stene se često mogu naći i sakupiti u podnožju izdanka (ako je teren relativno strm), što je česta, uobičajena pojava, kada nema potrebe za udaranjem, „lupanjem” stene.

Poželjno je napraviti i skicu prostora na kome radite. Ona će olakšati kasniji rad u kabinetu ili laboratoriji. Skica treba da obuhvati prostor koji je snimljen fotografijom, totalom, sa naznakom opserviranog podatka, na primer, rasedne zone, lučenja, trakaste texture, prisustva anklava itd. Takođe treba dati orijentaciju snimanja i položaja profila. Ako je „situacija komplikovana”, nemojte se deranžirati. Skica ne treba da bude „umetničko delo” već da prikaže karakteristike i svojstva koje ste uočili na izdanku. U skicu polja uvek uključite i razmeru i orijentaciju. Skica je ponekad „jasnija”, korisnija od fotografije, jer je na njoj prikazano samo ono što Vam je potrebno, a lako je označiti dok ste na terenu. I sve to beležite, opisujete, zapisujete, olovkom ili audio-snimačem ili na odgovarajućem tabletu. Na izdanku pogledajte ima li žica aplita, pegmatita, da li se uočavaju alteracije i koje, ima li kontakta sa okolnim stenama, da li se uočavaju promene u veličini zrna stena, mineralnom sastavu, prisustvo raseda itd.

Površinske promene usled uticaja atmosferilija daju steni tamnu, braon do žuto-braon boju zbog sadržaja oksida gvožđa, uglavnom nastalog raspadanjem primarnih bojenih minerala (biotita, hornblende, piroksena itd.). Sa ovakvih mesta se ne uzimaju uzorci, osim ako nema drugih opcija ili ako proučavate stepen i vrstu površinskih promena, paleoreljef prostora i slično. Tada uzorak treba uzeti.

Kada radite u oblastima daleko od baze i mesta gde spavate, boravite, treba imati u vidu „opšte” opasnosti. Poneti rezervnu hranu i vodu kako bi se „preživelo” u slučaju da se povratak neočekivano odloži zbog kvara automobila, nevremena itd. Zavisno od područja u kome radite i vrste životinja koje žive (one su ipak domaćini), treba poneti i serum protiv zmija, pa čak i vatreno oružje (mada ga ja do sada nisam nosio, iako sam radio više puta u Africi i Južnoj Americi). Obavezno sa sobom nosite mobilni, po potrebi i satelitski telefon da biste imali komunikaciju sa kolegama ili bazom.

ZAKLJUČIMO!

Terenska proučavanja su deo istraživanja magmatskih stena kojima se određuju njihova svojstva na izdancima, profilima uz primenu geoloških karata i odgovarajuće opreme. Ona uključuju određivanje mineralnog sastava, sklopa (strukture i teksture), prirode kontakta sa okolnim stenama (ako postoje), relativne hronologije, odnosa prema susednim stenama, položaja u prostoru, veličine masiva, kretanja sliva lave i slično.

Terenski odnosi magmatskih i okolnih stena odražavaju mehanizam, dinamiku i način njihovog smeštaja. Za vulkanske stene važno je odrediti da li je lava izlivena na morsko dno ili na suvom, položaj i pravac kretanja lave, sliva itd.

Intruzivna magmatska tela obično presecaju okolne stene u koje „ulaze”. Ona pokazuju i efekte kontakta koji nastaju utiskivanjem vruće magme u okolne, hladnije stene. Magma stena na obodu, blizu kontakta je sitnijeg zrna, širine od nekoliko centimetara do nekoliko metara, retko i više. U centralnim delovima magmatska stena je krupnozrnija.

Okolne stene su lokalno, usled tople magme, „pečene”, metamorfisane, i stvaraju kontaktne oreole širine do par stotina metara. Intenzitet promena („pečenja”) zavisi od latentne toplote kristalizacije, vrste i količine magme, sastava okolnih stena, dubine na kojoj se nalazi kontakt, prisustva vode itd.

Teksturna svojstva omogućavaju razlikovanje magmatskih i metamorfnih stena, pre svega orijentaciju i vrstu minerala (škriljavost). Međutim, treba biti oprezan jer pojedini magmatski procesi, frakciona i gravitaciona kristalizacija, termomodifuzija, tok, kretanje magme ili lave mogu uzrokovati orijentaciju minerala u steni. Jedna od nedoumica prilikom rada na terenu je broj uzetih uzoraka. To zavisi od načina pojavljivanja stene, sastava i sklopa. Ako je stena homogena, uzima se manji broj uzoraka. Broj uzoraka takođe zavisi i od cilja Vašeg ispitivanja, površine na kojoj su stene otkrivene i drugih uočenih geoloških procesa.

Kada ste na izdanku ili profilu dužine do desetak metara, obično se uzima jedan uzorak, ako je stena homogena. Taj uzorak „mora” biti reprezentativan i svež. Ako su profili ili izdanci dužine do stotinak metara, bez obzira na homogenost, uzmite još par uzoraka (3 do 5), kako bi se potvrdila homogenost stene.

Ako na terenu uočite razliku u veličini zrna, kontakt sa okolnom stenom, žice aplita i pegmatita ili imate ksenolite, uzmite bar po još jedan uzorak iz svake promene i pojave, uz obavezno slikanje, zapisivanje u dnevniku ili snimanje audiozapisa. Sve uzorke obeležite, spakujte u kesu pa u ranac. Očekujte da će nakon nekog vremena ranac da „oteža” ali se nemojte žaliti. Za utehu, svaki posao ima i onu drugu, „težu” stranu. Verujte mi, kada stignete do kola ili baze, a nakon toga u kancelariju, laboratoriju, radost istraživanja počinje i sve se brzo zaboravi. Bora-vak na terenu biće Vam lep i, naravno, koristan, neophodan.

Završimo ovaj odeljak komentarom da petrolog na terenu treba da stiće iskustvo u određivanju minerala, strukture i teksture stena, stepena alteracije itd. Svaki izdanak ili profil na terenu je jedinstven, neponovljiv i drugačiji, čak i kada ga opet

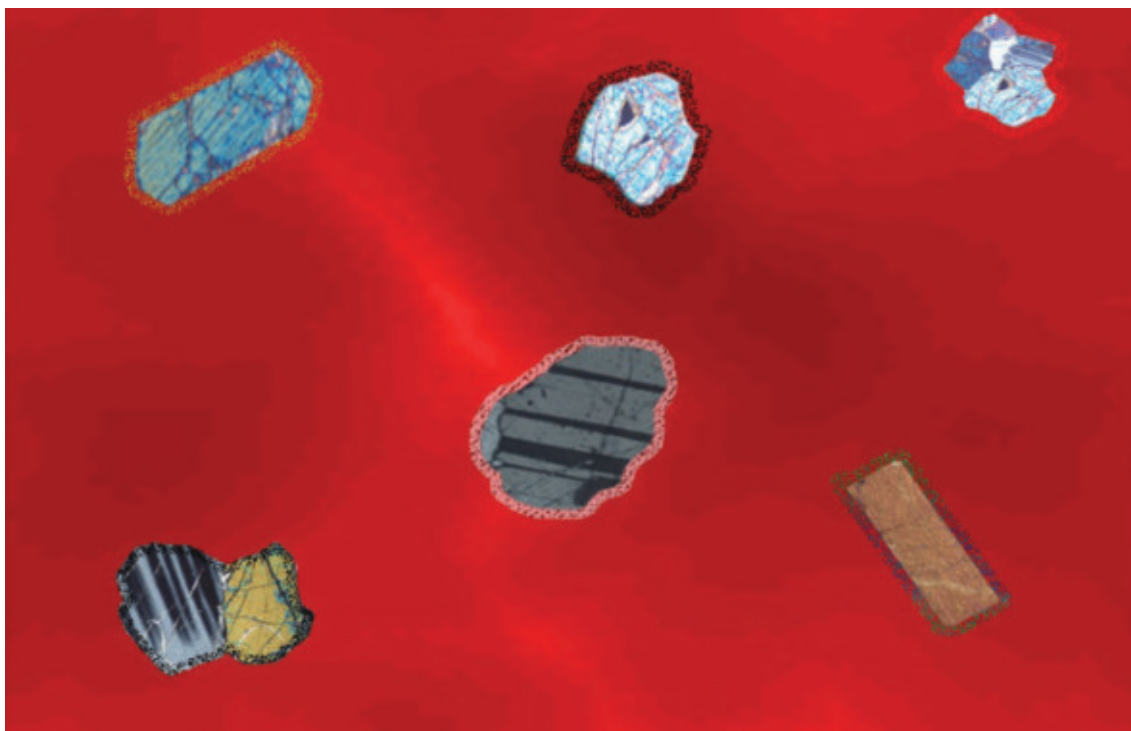
posetite. I što reče Herbert Harold **Rid** (H. H. Read), najbolji petrolog je onaj „koji vidi najviše stena”.

Proučavanjem velikog broja stena na terenu stičemo iskustvo i kasnije lakše prepoznamo minerale i sklop stena i tumačimo uslove njihovog nastanka i smeštaja. Terensko iskustvo je, za svakog petrologa, dragoceno i neprocenjivo.

V.2 MAGMA

Magma je termin koji je u geološku literaturu uveo Skopoli (Scopoli), početkom devetnaestog veka, i nazvao je magmu „tečnom supstancom” koja se sastoji od čvrstih čestica (minerala) suspendovanih u „tečnost” (rastop) kao što je „blato” (mulj).

Prema opšteprihvaćenoj definiciji, **magma je rastop silikatnog sastava koji sadrži zametke kristala minerala i fluide (rastvorene gasove) koji nisu uvek prisutni** (slika 211). Njena homogenost se održava zahvaljujući visokoj temperaturi i pritisku. Magma sa samo 25% tečne faze (rastopa) još uvek je pokretljiva i polufluidna.



Slika 211. Magma (crveno) u kojoj su zameci kristala, minerala

Magma i rastop nisu sinonimi, tj. **nisu isto**. Rastop je tečni deo magme, tj. rastop čine stopljeni minerali, a ponekad sadrži i fluide.

U magmi, retko, mogu biti u ravnoteži dva fizički odvojena rastopa, koja su obično različitog sastava i koja se ne mešaju. Tokom hlađenja, oni imaju specifična

svojstva i različito se ponašaju. Primeri su silikatni rastop bogat sa **Fe** i drugi siromašan sa **Fe**, karbonatitni i silikatni rastop itd. (detaljnije u poglavlju Mešanje magmi).

Magme najvećim delom nastaju u gornjem omotaču, subdukcionim zonama, okeanskoj i kontinentalnoj litosferi. Tektonskim pokretima dovode se u pliće nivoe, gde se smeštaju, hlade, kristališu ili izlivaju na površinu kao lave.

U sastav magme ulaze svi do sada poznati hemijski elementi. Kiseonik je najzastupljeniji i gradi oko 47% volumena, dok silicijum, sa oko 30%, gradi tetraedre sa kiseonikom, koji su bitni delovi većine slikanih minerala koji iz magme kristališu. Zbog ovog dominantnog sastava, magma se definiše kao oksidnosilikatni rastop koji sadrži i značajne količine **Al**, **Ca**, **Mg**, **Fe** itd.

Broj i sastav čvrstih, kristalnih faza (minerala) u magmi zavise od njenog hemijskog sastava, pritiska i temperature, načina i brzine hlađenja, sredine u kojoj se proces dešava itd.

Minerali koji kristališu iz magme izgrađeni su od silikatnih i alumosilikatnih grupa, poput SiO_4 , Si_2O_7 , AlSi_3O_8 , i katjona, poput Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ca^{2+} , Na^+ , K^+ itd., uz prisustvo (ne uvek) lako isparljivih komponenti (fluidne faze) u kojima dominira disocirana voda i postoje manje količine drugih gasova poput CO_2 , H_2S , HF , HCl .

Kristalizacija minerala iz magme je složen proces koji se odvija postepeno, uz određen redosled stvaranja. Snižavanjem pritiska i temperature iz magme prvo kristališu minerali s najvišim temperaturama stapanja, poput cirkona, sfena, apatita, oksida **Cr**, **Fe**, **Ti**, sulfida **Ni** itd., koji su najčešće sporedni (akcesorni) minerali (detaljnije u poglavlju Klasifikacija magmatskih stena). Obično su u magmi malo zastupljeni, od 1% do najviše 5% njenog volumena.

Sa snižavanjem temperature, iz magme kristališu „glavni” (bitni) minerali stena, koji sadrže anjonske grupe s najvećim energijama, SiO_4 , Si_2O_6 , tj. silikati **Mg**, **Fe**, **Ca**, poput olivina, piroksena itd. Ako u magmi ima **Na** i **K**, uglavnom nastaju feldspati. Iz magmi koje sadrže fluide kristališu amfiboli i liskuni koji su asocirani s pomenutim mineralima.

Na kraju kristalizacije, hlađenjem fluida, ako su prisutni, nastaju hidrotermalni rastvori u kojima se često nalaze sulfidi bakra, olova, cinka, stvarajući rudna ležišta pomenutih metala.

Magma izlivena na površinu naziva se lava.

Eksperimentalna petrologija je oblast istraživanja koja je omogućila mnogo saznanja o evoluciji magme tokom stapanja i kristalizacije, na osnovu istraživanja sprovedenih pod „kontrolisanim” laboratorijskim uslovima. Proučavanje hemijske ravnoteže između dve ili više faza (minerala) u magmi najčešće se prikazuje faznim dijagramima.

Istraživanja rastopa u laboratorijskim uslovima pokazala su da u njemu nema uređenih jona i simetrije, koji su karakteristični za kristale (minerale).

Rastop ima „kratak” strukturni red, u kojem su katjoni **Si** (i **Al**) u tetraedar-

skoj ili oktaedarskoj koordinaciji, okruženi sa četiri anjona kiseonika i katjonskim vezama **Mg, Fe, Ca, Na** itd.

Magma je izgrađena od:

- **teško isparljivih komponenti**, koje grade najveći deo magme, najčešće preko 90%; javljaju se u čvrstom stanju i tope tek na visokim temperaturama; u sastav magme ulaze: **SiO₂** (najviše zastupljen), **TiO₂**, **Al₂O₃**, **FeO**, **MnO**, **MgO**, **CaO**, **Na₂O**, **K₂O**, **P₂O₅**, **Cr₂O₃** i dr.;

- **lako isparljivih komponenti**, koje su u prirodnim uslovima u gasovitom ili tečnom stanju. Ovaj deo magme naziva se i **fluidna faza**. Izgrađena je od **H₂O** (najviše zastupljena), **CO₂**, **H₂**, **HCl**, **N₂**, **HF**, **F**, **Cl**, **SO₂**, **H₂S**, **CO**, **CH₄**, **O₂**, **NH₃**, **S₃**, plemenitih gasova, **He** i **Ar** itd. Najčešće se zajedno javlja nekoliko pomenutih komponenti: **H₂O** (uglavnom dominira) i **CO₂** ili voda i **H₂S** ili voda sa **HF**, **SO₃** i **CO₂** itd. Magma ima ograničenu rastvorljivost lako isparljivih komponenti, uglavnom ispod 10%.

Fluidna faza ima značajan uticaj na fizičko-hemijska svojstva magme. Sa većim sadržajem fluida, magma je manje viskozna, odnosno pokretljivija, a zbog visokog unutrašnjeg pritiska, prodornija, tj. lakše se utiskuje u matične stene (ohlađenu magmu) ili okolne stene. Odnos lako i teško isparljivih komponenti je značajan i za tok kristalizacije magme. Fluidi smanjuju temperaturu kristalizacije magme, delom bivaju ugrađeni u minerale sa vodom koji kristališu iz magme, kao što su amfiboli, liskuni (za njihovo stvaranje potrebno je oko 3–5% vode).

Fluidi znatno povećavaju brzinu rasta kristala, što dovodi do formiranja krupnozrnih stena. Takođe, imaju značajan uticaj na formiranje rudnih ležišta, jer se u njima, u završnoj fazi kristalizacije, nalaze elementi koji nisu ušli u sastav bitnih silikatnih minerala: bakar, olovo, cink, zlato, srebro itd.

Odnos teško i lako isparljivih sastojaka u magmi varira. Magma je uglavnom izgrađena od preko 90% teško isparljivih i manje od 10% fluida. Magmae koje sadrže veoma malo fluida (do oko 2%) ili su bez njih jesu **suve magme**, a magme u kojima je sadržaj lako isparljive komponente povećan, na oko 5% i više, jesu **vlažne magme**.

Magmae sa manjim sadržajem silicije (**SiO₂**) jesu **bazične magme**, koje obično sadrže manju količinu fluida od magmi bogatih silicijom (**kiselih magmi**). Nakon kristalizacije granitske magme, lako isparljiva komponenta može da „zaostane” u rastopu, čineći i do 50% njegove mase, što dovodi do formiranja pegmatita. Kada je magma blizu površine ili se izlije (lava), fluidi se naglo oslobađaju usled naglog pada pritiska. To dovodi do naglog povećavanja volumena (prelaze u gasovito stanje) i stvaranja eksplozivnih erupcija.

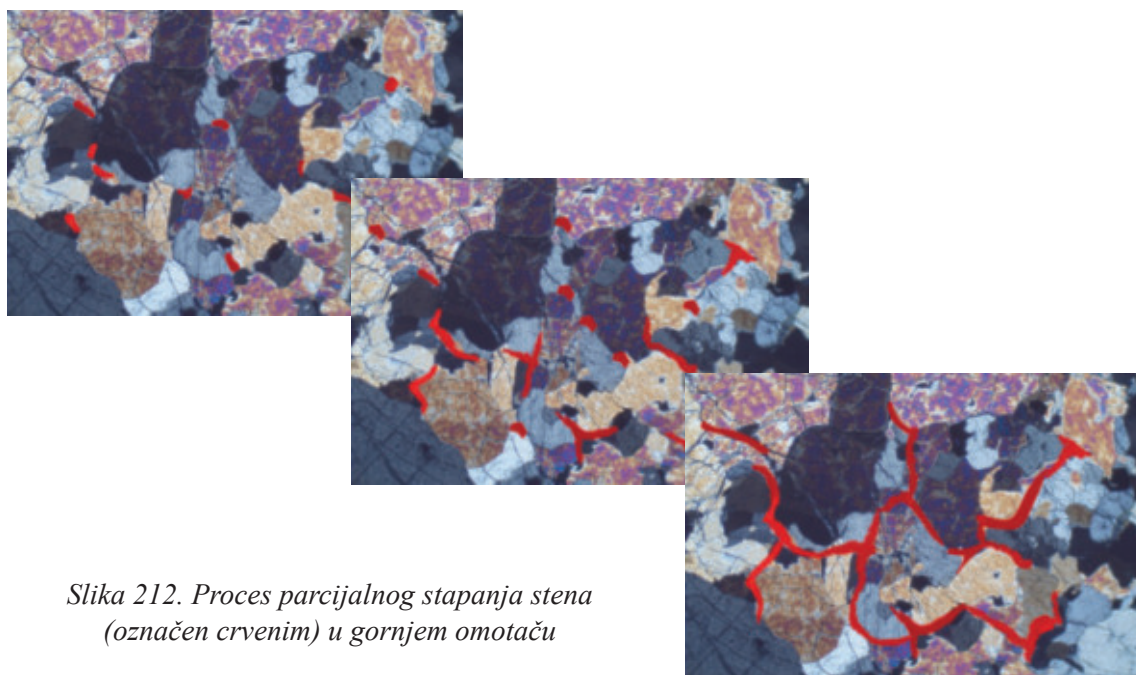
Kondenzacijom fluida oko vulkana stvaraju se fumarole, solfatare, gejziri itd., oslobađaju se sumpor, **SO₂**, **SO₃**, **HCl**, **HF** itd. Poznate su pojave oko vulkana na Havajima ili u Dolini deset hiljada dimova na Aljasci, gde se preko fumarola oslobađa godišnje 1.250.000 tona hlorovodonične i 200.000 tona fluorovodonične kiseline itd. (više detalja u poglavlju Fluidi u magmi).

V.2.1 NASTANAK MAGME

Najveći deo magmi nastaje **parcijalnim**, delimičnim **stapanjem** (koristi se i izraz *anateksis*) stena u gornjem omotaču, kada geotermalni gradijent pređe, „preseče” solidus stena (peridotita) na određenoj dubini, stvarajući:

1. **rastop**, magmu u kojoj su stopljeni minerali niže temperature kristalizacije i
2. **rezidualnu komponentu**, nestopljeni deo stene, **rezistat**, koji čine minerali koji nisu stopljeni jer imaju višu temperaturu kristalizacije (naziva se i **refraktorni ostatak**).

Delimično stapanje je proces u kome se hemijski sastojci raspodeljuju između rastopa koji se formira i čvrstog ostatka. Nastali rastop ima drugačiji sastav od prvobitne stene od koje je stvoren. Sastavi rastopa i rezidualne faze (nestopljenog, refraktornog dela) zavise od početnog sastava stene koja se stapa, uslova i stepena stapanja, frakcionih procesa itd., koji su „glavni” procesi nastanka magmi (stena) različitog sastava. Prema postojećim saznanjima, stvaranje rastopa (magme) u omotaču (uglavnom gornjem) moguće je i pri malom, niskom stepenu parcijalnog stapanja. Proces je intenzivniji kada je područje stapanja izloženo pritisku koji pokreće, olakšava „izbacivanje” stvorenog parcijalnog rastopa. U početnoj fazi parcijalnog stapanja, rastop formira „povezanu mrežu” u kristalnoj (čvrstoj, nestopljenoj) osnovi. To su obično kapljice magmi koje se najčešće nalaze na mestima gde se tri ili četiri zrna minerala spajaju. Daljim procesom stapanja, koji se dešava u temperaturnom intervalu, pridružuju se i drugi stopljeni minerali (slika 212).



Slika 212. Proces parcijalnog stapanja stena
(označen crvenim) u gornjem omotaču

Stvoreni rastop se verovatno kreće duž „pora”, a količina i brzina izdvajanja zavise od stepena parcijalnog stapanja, pritiska (dubine na kojoj se vrši stapanje) i razlike u gustini između rastopa i rezidualnih, neiskristalisanih minerala. Drugačiji način transporta rastopa odvija se na manjim dubinama, kada ide duž pukotina.

Stvoreni rastop je u ravnoteži sa preostalom čvrstom fazom (nestopljenim delom stene) sve do trenutka kada počinje da kristališe ili kada se ukloni.

Parcijalno stapanje (anateksis) intenzivnije je sa porastom temperature, smanjenjem pritiska, kao i povećanjem sadržaja fluida, ako su prisutni. Povećanje temperature je „najočitiji” razlog delimičnog stapanja. Temperatura raste sa dubinom unutar Zemlje, gde su stene uglavnom izgrađene od „mešavine” nekoliko minerala (uglavnom olivina i piroksena), koji su, najvećim delom, čvrsti rastvori sa više hemijskih komponenti. Oni kristališu na različitim temperaturama, što uzrokuje proširenje raspona temperatura parcijalnog stapanja, čak i pri stalnom pritisku (*Cvetković i dr., 2019*).

Geotermalni gradijent je promena temperature podeljena sa intervalom dubine na kojoj se određuje. Viši je u okeanskoj kori, posebno visok u srednjeokeanskim grebenima i riftovima, nekoliko stotina stepeni po kilometru. U orogenim područjima je znatno niži, 20–30 °C, a u nekim stabilnim kratonima ili subdukcionim zonama i ispod 10 °C po kilometru.

Povišeni geotermalni gradijent može biti povezan i sa toplim tačkama, magmatskim intruzijama, a ponekad se javlja i zbog toplote emitovane radioaktivnim zračenjem itd. Sa porastom dubine ispod litosfere (tj. astenosfere), geotermalni gradijent postaje ujednačen, a temperatura raste „samo” 0,5 °C po kilometru.

Na osnovu geotermalnog gradijenta, ali i drugih proučavanja, eksperimentisanja, modelovanja itd., utvrđeno je da temperatura na dubinama većim od sto kilometara u gornjem omotaču „brzo” premašuje 1000 °C i dovoljno je visoka da stene budu bar delimično stopljene. Za većinu minerala (stena), međutim, temperatura stapanja se povećava sa pritiskom, što omogućava da stene na velikim dubinama ostanu čvrste.

Sa gubitkom pritiska, međutim, u područjima stanjivanja okeanske litosfere usled širenja okeanskih i kontinentalnih ploča, tj. riftovima, dolazi do adijabatske dekompresije, kada gornji omotač „izdiže” gornji deo litosfere zbog manjeg pritiska i kreće nagore. Dekompresijom se povećava temperatura, što uzrokuje parcijalno stapanje stena gornjeg omotača (peridotita) i nastanak magme bez dovođenja toplote „sa strane” (adijabatska dekompresija), jer je energija koja je potrebna za stapanje već prisutna u izvornom materijalu. Stapanju stena „pomažu” i sadržaji fluida, nagib, položaj geotermalnog gradijenta, vrste i brzine tektonskih procesa (širenja ploča) itd.

Parcijalno stapanje uzrokovano adijabatskom dekompresijom je „osnovni”, a po mišljenju brojnih petrologa, i najvažniji proces nastanka bazaltnih magmi u srednjeokeanskim grebenima ili riftovima unutar kontinentalnih ploča. Ovaj proces je važan i za stvaranje magmi „toplih tačaka” koje se nalaze znatno dublje, u sloju „D”.

Odvajanje nastalog rastopa od refraktornog dela (nestopljenih stena) zavisi od

stepena parcijalnog stapanja, viskoziteta, sastava rastopa, dubine na kojoj se proces odvija, promene zapremine pri stapanju, tektonske sredine u kojoj se dešava itd.

Parcijalno stapanje višekomponentnog sistema kao što je lerzolit gornjeg omotača jeste složen proces. Najjednostavnije objašnjenje parcijalnog stapanja je model u kojem se „idealizuju” dva krajnja procesa: ravnotežno stapanje i neravnotežno stapanje.

a. **Ravnotežno** parcijalno stapanje je proces u kojem **stvoreni rastop neprekidno reaguje i uravnotežava** se sa čvrstim (refraktornim), nestopljenim delom. To se događa u zatvorenom magmatskom sistemu bez privođenja ili odvođenja komponenti, pri čemu celokupni sastav sistema ostaje isti.

b. **Neravnotežno** stapanje je proces u kojem se parcijalni rastop **odmah „odvaja” od nestopljenog dela**, tj. **nema reakcije sa refraktornim ostatkom**.

Sadržaji makroelemenata i, naročito, mikroelemenata, u obe faze (rastopu i refraktornom ostatku) postaju različiti i najvećim delom zavise od stepena parcijalnog stapanja. Kada stvoreni rastop „napusti” mesto stvaranja, on nastavlja „svoj životni put”.

Ravnotežno stapanje i neravnotežno stapanje, dva idealizovana krajnja procesa, jesu „polazne” tačke našeg razmišljanja i razumevanja. U prirodi su procesi stapanja složeniji jer se stvaraju magme (rastopi) različitog sastava. Neki od tih procesa uključuju razmenu elemenata između rastopa i nestopljenog dela (rezistata), interakcije rastopa sa okolnim stenama tokom kretanja i smeštaja, frakcionu kristalizaciju, reakcije sa uklopljenim komadima stena, „dolazak vode”, mešanje magmi različitog sastava itd.

V.2.1.1 PARCIJALNO STAPANJE I SASTAV RASTOPA

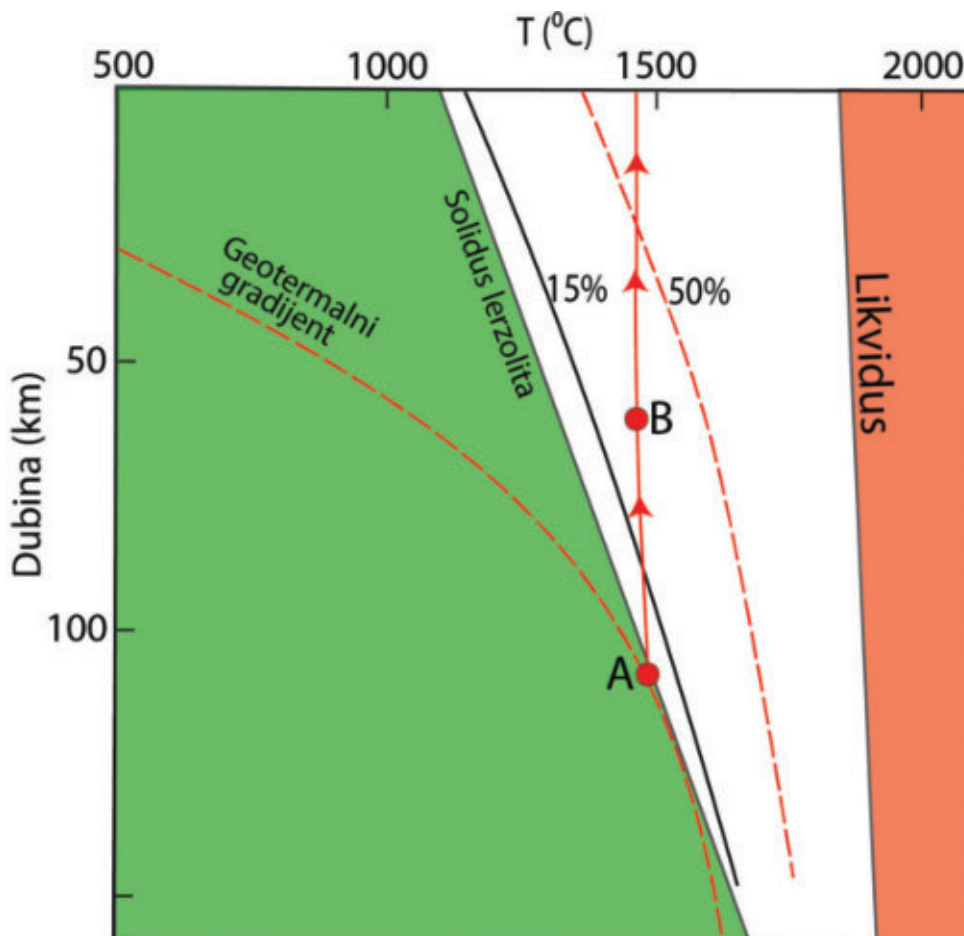
Sastav rastopa nastao parcijalnim stapanjem zavisi od sastava stene koja se parcijalno stapa, kao i od **PT** uslova i stepena i intenziteta parcijalnog stapanja.

Razmotrimo tok parcijalnog stapanja stena u gornjem omotaču, koji je najvećim delom izgrađen od lerzolita (slika 213). Na dubini od oko 100 km (tačka A), temperatura stapanja određena je geotermalnim gradijentom blizu solidusa pomenute stene, oko 1480 °C.

Pretpostavimo da se lerzolit iz područja A diže ka površini. Pritisak naglo pada, dok temperatura uglavnom ostaje ista (duž krive A–B). Na putu ka površini, deo omotača ulazi u „područje stapanja” i u tački B je oko 20% rastopa. Taj rastop se može izdvojiti iz čvrstog dela omotača i krenuti ka površini. Stepem parcijalnog stapanja se povećava sa daljim kretanjem (uglavnom tektonskim) ka površini. Količina stopljenog materijala zavisi od veličine dela omotača koji se nalazi u zoni

stapanja i vremena koliko u njoj ostaje.

Rastopi stvoreni na većim dubinama verovatno delom ostaju u izvornom području, čime se objašnjava zašto pojedini delovi omotača nisu promenjeni tokom geološkog vremena.



Slika 213. Parcijalno stapanje lerzolita iz gornjeg omotača adijabatskom dekompresijom (Wilson, 1989)

Laboratorijska istraživanja na lerzolitima, u uslovima koji vladaju u omotaču, ukazuju na širok opseg sastava rastopa koji može biti stvoren parcijalnim stapanjem. Razlike u sastavu i mineralogiji izvornog materijala, dubini i stepenu stapanja, omogućavaju stvaranje magmi od kimberlita, pikrita, alkalnih bazalta i toleitskih bazalta, pa čak i od andezita. Posebno su interesantni rezultati Majšana i Kušira (Mysen i Kushiro, 1977), koji su eksperimentalno stapali uklopke (ksenolite) granatskog peridotita na 20 kbara i dobili sledeće rezultate:

- na 1450 °C, 1% rastopa – alkalni
- na 1500 °C, 16% rastopa – olivinski
- na 1600 °C, 44% rastopa – vebsterit
- na 1700 °C, 60% rastopa – toleitski.

Pojedini autori (*McKenzie, 1984*) smatraju da je parcijalno stapanje moguće pri samo 3% (ili više) ukupne zapremine. Rabinovič i Toplis (*Rabinowicz i Toplis, 2009*) razmatrali su kombinovani efekat segregacije u vezi sa duktilnim protokom u omotaču i utvrdili da bazaltne magme nastaju pri parcijalnom stapanju između 3,5% i 10%.

Bazalti su izgrađeni od olivina, piroksena i feldspata (bazičnog plagioklasa), što ukazuje na to da u njihovom stvaranju, parcijalnom stapanju u gornjem omotaču, nije bila „potrebna” voda, tj. bilo je „suvo” (bez vode). Zbog manje gustine i više temperature u odnosu na okolne stene (peridotite), stvorena bazaltna magma se kreće ka područjima manjih pritisaka (ka površini) u pliće nivoe u novi „smeštaj”, gde se hladi i/ili izliva na površinu kao lava. Pomenuti procesi javljaju se u vremenskim intervalima kada se rastop (ili rastopi) izdvaja od matične stene.

Magme nastale parcijalnim stapanjem sadrže više SiO_2 , K_2O i Na_2O od nestopljenog dela (rezistata), tj. bogatije su „silicijskim” mineralima, poput kvarca, kalijskog feldspata i albita, jer imaju niže temperature stapanja nego njihove „roditeljske” stene. Pri ovim procesima u rastopu se povećava i sadržaj inkompatibilnih elemenata, uključujući i velike ionske litofilne elemente, elemente REE (detaljnije u poglavlju Hemijski sastav magme).

Zaostala, nestopljena stena (rezistat) obogaćuje se mineralima stabilnim na visokim temperaturama, kao i povećanim sadržajem kompatibilnih mikroelemenata poput HFS grupe (detaljnije u poglavlju Hemijski sastav magme). Uobičajeni refraktorni minerali uključuju olivin, piroksen i kalcijski (bazični) plagioklas. Uprkos pomenutim hemijskim promenama, rastop i rezistat „ostaju” genetski i hemijski povezani sa izvornom stenom.

Sa povećanjem stepena parcijalnog stapanja, smanjuje se stepen obogaćivanja inkompatibilnih elemenata u nastalom rastopu. Podsetimo se da su **elementi lakih retkih zemalja, LREE** (akronim od engleskih reči *light rare earth elements*), generalno **inkompatibilni** u čvrstim, nestopljenim mineralima (rezistatima) i „odlaze” u rastop, dok su **elementi teških retkih zemalja, HREE** (akronim od engleskih reči *heavy rare earth elements*), **kompatibilni** i ostaju u „nestopljenim” mineralima, tj. rezistatu (detaljnije u poglavlju Hemijski sastav magme).

Povećan sadržaj **LREE** može se koristiti za određivanje stepena parcijalnog stapanja peridotita koji sadrži granat, mineral koji ima jak afinitet prema **HREE**. Pri 1% delimičnog stapanja, **LREE** se obogaćuju u odnosu na **HREE (Eu do Lu)**, ali stepen obogaćivanja progresivno opada sa povećanjem stepena parcijalnog stapanja na 30%. Zaostala refraktorna, nestopljena stena omotača je zbog pomenutih procesa osiromašena inkompatibilnim elementima, **LREE** i **LILE (K→Cs)**, koji su najviše inkompatibilni u poređenju sa izvornim sastavom Zemlje (detaljnije u poglavlju Hemijski sastav magme).

Proučavanjem uzoraka stena iz gornjeg omotača koji se javljaju kao uklopci (ksenoliti) u bazaltima koji predstavljaju nestopljeni, refraktorni ostatak, utvrđeno je da je ovaj „sloj” Zemlje izgrađen od olivina+granata+ortopiroksen peridotita. Prema

termostabilnosti pomenutih minerala, ksenoliti „dolaze” sa dubina od 20 pa sve do preko 100 km. Pomenimo i kimberlite koji nose dijamante. Fragmenti, tj. uklopci u ovim stenama „putuju” sa dubine od 120 km, jer je minimalni pritisak u gornjem omotaču, gde je dijamant stabilan, oko 4–5 GPa, tj. sa dubine od 120–160 km.

Višestrukim fazama parcijalnog stapanja stvara se širok spektar sastava magmatskih stena prisutnih u zemljinoj kori.

V.2.1.2 PARCIJALNO STAPANJE I FLUIDI

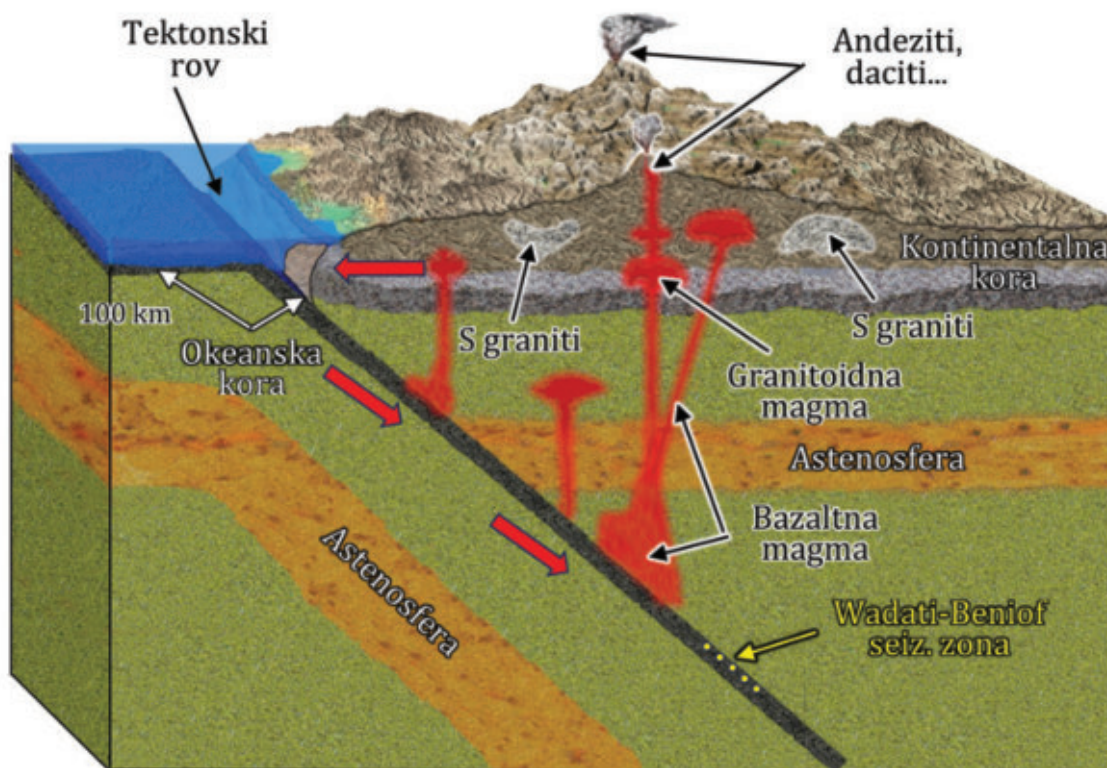
Do parcijalnog stapanja stena dolazi i sa fluidima, koji su dobri provodnici toplote i značajno snižavaju temperature stapanja minerala. Kada su pod pritiskom, fluidi „teže” da oslabe veze **Si-O** u silikatima (detaljnije u poglavlju Viskozitet magme), što dovodi do niže temperature stapanja stena. Osim vode, drugi fluidi kao što su **CO**, **CO₂**, **OH⁻**, **SO₂**, **H₂S**, **NH₃**, **K₂O**, **HCl** i **HF**, kao i elementi **H**, **F**, **Cl**, **S**, **He** i **Ar** takođe „pomažu” ovom procesu. Dodavanjem relativno male količine fluida, pre svega vode (i manje od 1%), pod visokim pritiskom, značajno se snižava temperatura i omogućava se širi opseg stapanja minerala, uz „ublažavanje” efekata litostatičkog pritiska. Prisustvo fluida „smanjuje” i sadržaj **FeO** i **MgO** u nastalom parcijalnom rastopu. Zbog toga nastale magme mogu biti manje bazične ili kiselijske od matične stene.

U subdukcionim zonama, fluidi **H₂O**, **CO₂**, kao i alkalije, **K₂O** i **Na₂O**, predstavljaju važan činilac parcijalnog stapanja stena. Kada subdukovana okeanska litosfera dosegne dubine od 80 km do 150 km, minerali koji sadrže vodu, poput amfibola, liskuna, serpentina itd., postaju nestabilni zbog visokih temperatura i pritisaka i oslobađaju vodu, koja uzrokuje veći unutrašnji pritisak i niže temperature kristalizacije minerala. Počinje parcijalno stapanje stena iznad subdukcione zone ili u narastajućem klinu i delu litosfere (peridotita omotača). Pomenutim procesima menja se i sastav matičnih stena. U rastopu su minerali stabilni na nižim temperaturama, uz „istovremenu” promenu sastava refraktornog ostatka, koji pri ovim procesima nije stopljen.

Parcijalno stapanje lerzolita u gornjem omotaču, omogućava stvaranje bazaltnih magmi i složen je proces. Postoje različita mišljenja o broju i sastavu nastalih bazalta. Diskusije o ovoj temi verovatno će biti i u budućnosti. Jedno od pitanja je da li bazalti nastali parcijalnim stapanjem predstavljaju nepromenjen primarni rastop iz omotača ili su nakon izdvajanja iz izvornih stena modifikovani jednom ili više faza frakcione kristalizacije, krustalne kontaminacije, mešanja magmi i drugih procesa. Odgovori na ova pitanja su različiti. Vaša istraživanja će doprineti boljem razumevanju ovih stena, kao i pružiti odgovore na pitanja koja se postavljaju u vezi sa formiranjem bazaltnih magmi parcijalnim stapanjem.

V.2.1.3 NASTANAK MAGME U SUBDUKCIONIM ZONAMA

Rasprave o poreklu i nastanku kalk-alkalnih magmi (stena) traju decenijama, i još uvek su aktuelne. Dominiraju ideje da se bazaltne magme u područjima aktivnih kontinentalnih margina kontaminiraju, asimilirajući stene kontinentalne kore, postaju bogatije silicijumom, alkalijama itd. i dobijaju kalk-alkalni sastav. Međutim, novija ispitivanja ukazuju na čitav niz procesa diferencijacije bazaltnih magmi koji daju spektar stena kiselijeg sastava (slika 214).



Slika 214. Stvaranje magmi u subdukcionalnoj zoni, vulkanskom luku

Smatralo se da se tokom subdukcije stapa samo deo podvučenih sedimenata, stvarajući kiseli rastop (magma) koji se uzdiže prema plićim delovima dajući granitoide. Međutim, novija istraživanja su pokazala da su procesi mnogo složeniji i da uključuju sve vrste stena u području subdukcione zone. Na većim dubinama, pod uticajem povećanih pritisaka i temperatura, dolazi do parcijalnog stapanja stena okeanske kore (peridotita, gabrova, dijabaza, bazalta) i sedimenata. Stvaraju se bazaltne magme, koje se, zbog manje gustine i viših temperatura, izlivaju na površinu, iznad subdukcione zone. Tokom ovih procesa, magme prolaze kroz niz reakcija dehidracije, pri čemu se stvaraju i „otpuštaju” fluidi, koji takođe učestvuju u procesu parcijalnog stapanja.

Pomenuti procesi ukazuju na „dug” put bazaltne magme kroz kontinentalnu koru i njeno izlivanje. Što je duže kretanje magme kroz kontinentalnu koru, veća je mogućnost za asimilaciju i frakcionu kristalizaciju i stvaranje kiselijskih, kalk-alkalnih magmi.

Na svom putu ka površini, bazaltne magme se i „utiskuju” u okolne stene kontinentalne kore, koje imaju nižu temperaturu stapanja (oko 700 °C), kada dolazi do mešanja, asimilacije i bazaltne magme menjaju svoj sastav. Postaju kiselijske i obično sadrže vodu. „Dodavanjem” fluida kao što su H_2O , CO_2 i alkalija (K_2O i Na_2O), koji najvećim delom potiču iz vlažnih sedimenata i morske vode, značajno se olakšava stvaranje magmi.

Visoka toplotna provodljivost vode stabilizuje amfibole i biotit, depolimerizuje rastop, „ograničava” sastav plagioklasa od An_{70-90} i obogaćuje rezidualne rastope sa **Na** i **K**. Ovo su neki od faktora „odgovornih” za razvoj kalk-alkalnih magmi, tj. nastanak andezita i dacita.

Daljim procesima subdukcije i tektonike u vulkanskom (ili ostrvskom) luku stvaraju se razlomi i pukotine, duž kojih se stvorena magma kreće ka površini. Zbog prisustva vode, erupcije lava su eksplozivne. Većina „opasnih” vulkana na Zemlji nastala je iznad zona subdukcije.

Ako magma andezitskog, dacitskog i kiselijskog sastava, „ostane” i ohladi se, uglavnom u donjim delovima kontinentalne kore, stvaraju se veliki plutoni granitoida, diorita, kvarcdiorita itd.

ZAKLJUČIMO!

Debela kontinentalna kora ima važnu ulogu u zaustavljanju ili barem usporavanju bazičnih magmi tokom izlaska na površinu ili smeštaja u donje delove kore. Kontinentalna kora takođe „favorizuje” asimilaciju okolnih stena. Magme nastale u kontinentalnoj kori obično imaju povišen sadržaj izotopa **Sr** i **Nd** usled kontaminacije sa „starim” stenama obogaćenim ^{87}Sr (detaljnije u poglavlju Hemijski sastav magme). Međutim, odsustvo povišenog odnosa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ne može se uzeti kao dokaz kontaminacije korom, jer u nekim vulkanskim lukovima, kao što su oni u južnim Andima, kora nije jako stara i ima sličan izotopski sastav sa primitivnim magmama. U tim slučajevima, kontaminacija se može uočiti samo na sadržajima pojedinih mikroelemenata ili vrednostima ^{18}O ako su asimilirane stene izmenjene (morska voda, atmosfera).

Nastanak „pravih” granitskih magmi (muskovit, ortoklas, kvarc), prema pojedinim autorima, ima „drugačiju priču”. Smatra se da one nastaju parcijalnim stapanjem kontinentalne kore. Ove stene imaju oko 20% više silicije (SiO_2) od bazalta, a bojani minerali uglavnom sadrže vodu (amfiboli, liskuni).

Laboratorijski eksperimenti i termodinamički podaci ukazuju na to da se stene gornjeg dela kontinentalne kore (gnajsevi, mikašisti, amfiboliti itd.) počinju stapati pri temperaturama od oko 700 °C, kada nastaje granitska magma već pri 30% parcijalnog stapanja. Zbog visokog sadržaja silicije i velike viskoznosti, ona se „polako” penje ka površini i smešta u „viši” nivo, gde se hladi, kristališe i očvr-

ščava. Stvaraju se granitoidni plutoni, najčešće oblika lakolita. Prema geološkim saznanjima, pomenuti procesi se dešavaju na dubinama 10–15 km ispod površine.

V.2.1.4 TRANSPORT, KRETANJE MAGME

Izdvajanje rastopa nastalog parcijalnim stapanjem iz stena gornjeg omotača zavisi od sastava magme, PT uslova sredine u kojoj se proces dešava, stepena stapanja, dubine, viskoznosti stvorenog rastopa, količine fluida (lako isparljivih komponenti), vremenskog trajanja i tektonske sredine u kojoj se stapanje odvija.

Put magme ka površini „traje” stotinama, hiljadama, a po nekim autorima, i milionima godina (kada je na velikoj dubini). Smatra se da su rane faze uspona, izdizanja „približno” adijabatske, zbog čega bazaltne magme značajnije ne kristališu pre nego što dođu blizu kore.

„Cilindrična” geometrija je mnogo povoljnija za transportovanje, „uspon” magme sa minimalnim gubitkom toplote, što je „uobičajeni” oblik kretanja kimberlitskih magmi.

Kada je parcijalno stapanje veliko, kretanje magme ka površini je, zbog njene male viskoznosti, brzo. Ako je rastop viskozniji, a parcijalno stapanje malo, rastop se sporije kreće. Transport, kretanje kiselihi magmi znatno je sporije u odnosu na bazične magme.

Magma se od mesta stvaranja ne diže kroz jedan kanal kontinuirano do površine. Smatra se da „putuje” kroz nekoliko kanala i da obično „zastane”, stvarajući magmatske komore koje se nalaze na različitim nivoima (dubinama) u gornjem omotaču ili kori, u stenama manje gustine, koje obično lomi, razbija, ponekad i asimilira. U komorama se magma smešta, gubi toplotu, sporo se hladi. Počinje kristalizacija minerala po redosledu njihove termodinamičke stabilnosti i sastava.

U povoljnim uslovima, kao što su periodično pulziranje u magmatskoj komori ili tektonski pokreti, stvaraju se pukotine i rasedi kroz koje rastop (magma) dalje putuje ka površini usled smanjenog pritiska. Konačno, magma izbija na površinu i izliva se kao lava.

Kada se magma, koja sadrži fluide, približava površini, smanjenje pritiska uzrokuje njihovo oslobađanje, što dovodi do formiranja mehurića i povećanja temperature magme. Smanjenje gustine olakšava brži uspon magme, a oslobođeni fluidi uzrokuju eksplozivne erupcije (detaljnije u poglavlju Fizičke osobine magme).

Rastopi se, zbog visokih temperatura i niske viskoznosti, mogu kretati, uzdisati i kao dijapiri, što omogućava plastičnu deformaciju i „guranje” u okolne stene. Dijapirizam se smatra uobičajenim mehanizmom transporta i smeštaja granitskih magmi u kontinentalnoj kori. Neki istraživači su čak predložili koncept „visoko elastičnih dijapira”, naglašavajući njihovu važnost kao procesa u kretanju i smeštaju granita. Ipak, još uvek postoje mnoge nedoumice i nejasnoće sa značajem dijapira u mnogim magmatskim sistemima, osim za smeštaj granitskih plutona unutar kontinentalne kore.

V.2.2 FIZIČKE OSOBINE MAGME

U fizička svojstva magme spadaju gustina, viskozitet, temperatura, pritisak i prisustvo fluida.

V.2.2.1 GUSTINA

Gustina magme zavisi od sadržaja **Si**, **Al**, **Mg**, **Fe** itd. i varira od 2,2 do 3,1 g/cm³. Generalno, oko 90% stena ima sličnu gustinu. Bazične magme su gušće od kiselih magmi, koje su bogatije silicijom (**SiO₂** komponentom). Sa povećanjem pritiska, gustina raste, dok sa povećanjem temperature, opada. U odnosu na okolne stene, magme imaju manju gustinu, višu temperaturu i manju viskoznost, zbog čega teže da idu ka gore (područja manjih pritisaka) ili da se izliju na površinu kao lava.

Razmotrimo izdizanje bazaltne magme koja je nastala parcijalnim stapanjem stena gornjeg omotača sa dubine od 60 km. Okolna stena, peridotit, u kojoj je smeštena magma, ima gustinu od 3,3 g/cm³, a bazalt ima gustinu od 2,9 g/cm³. Razlika u pritisku i gustini bazaltne magme čini je dovoljno „lakšom” da se izdigne ka površini. Kada dođe u područje „Mohoa” (seizmički diskontinuitet koji razdvaja koru od gornjeg omotača), stene su manje gustine, zbog čega magma „neće” da se uzdiže. Ona ostaje „zarobljena”, stvarajući magmatsku komoru (rezervoar), u kojoj počinje da se hladi i kristališe. Nakon određenog stepena kristalizacije, kada njena gustina postane manja od okolne kore, stena, preostala diferencirana magma može ponovo da se uzdigne, obično „pomognuta” tektonskim pokretima. Stolper i Voker (***Stolper i Walker, 1980***) pokazali su da većina bazalta srednjeokeanskih grebena (**MORB**, detaljnije u poglavlju Bazalti) prolazi kroz takvu filtraciju gustine i diferencijaciju u magmatskim komorama. Bazalti **MORB** nisu primarne magme formirane direktno parcijalnim stapanjem stena gornjeg omotača, već su „izvedene” složenim procesima, uključujući i frakcionu kristalizaciju (detaljnije u odeljku Diferencijacija).

Neke magme „ostanu zarobljene” u području stvaranja. Istraživanja, izrada modela i termodinamička računanja su pokazali da ultrabazične i komatitske magme postaju gušće od minerala u omotaču na dubinama od 330 km do 360 km, odnosno na pritiscima od 11 GPa do 12 GPa (***Agee i Walker, 1993; Ohtani i dr., 1995***). Ove magme, zbog velike gustine, neće napustiti izvorno područje, već će ostati zarobljene. Jedini način da „isplivaju” jeste da prime fluide koji će smanjiti njihovu gustinu, viskoznost i temperaturu stapanja.

V.2.2.2 VISKOZITET

Viskozitet (često se koristi i izraz viskoznost) jeste otpor koji magma pruža prema kretanju i tečenju. Jedinica za merenje viskoziteta je poaz (engl. *poise*), koja predstavlja silu koja se suprotstavlja tečenju sloja tečnosti brzine 1 cm/s preko sloja iste tečnosti u mirovanju na jedinici površine. Za bolje razumevanje viskoziteta, možemo uporediti kretanje (tečenje) sirupa i vode: sirup je viskozniji od vode i teče sporije.

Brzina kretanja magme, njeno uzdizanje ka površini, način, vreme i redosled kristalizacije minerala zavise od viskoziteta, gustine i, naravno, hemijskog sastava. Ovo fizičko svojstvo zavisi i od strukture atoma i molekula minerala koji se nalaze stopljeni u magmi.

Viskozitet magme zavisi od temperature, hemijskog sastava i sadržaja fluida. Manji je na višoj temperaturi zbog „labave” atomske strukture, a veći sa padom temperature, kada se viskozitet povećava. Sa porastom pritiska, pri istoj temperaturi i istom sadržaju vode u magmi, viskozitet se povećava.

Većina magmi je na temperaturama gde je oko dve trećine do tri četvrtine rastopa, u kojoj su joni još uvek mobilni. Mogu da „kidaju” svoje veze sa susednim jonima ili da „lutaju”, stvarajući nove strukture, minerale koji menjaju njihova fizička i hemijska svojstva, kao i rastop u kome se nalaze. „Atomska” struktura magme se može razmatrati i razumeti kao atomska struktura silikatnih minerala, jer je entropija topljenja kristalnog SiO_2 (tj. promena entropije iz kristalnog u tečno stanje) relativno mala, pa je mala i promena u stepenu uređenosti u atomskoj strukturi rastopa u odnosu na „pravo” kristalno stanje.

Povećan sadržaj silicije (SiO_2) i aluminije (Al_2O_3) daje veći viskozitet od magmi bogatih oksidima **Mg** i **Fe**. Prisustvo **Fe** u rastopu je posebno važno, jer se **Fe** javlja u dvovalentnom i trovalentnom stanju, što zavisi od prisustva kiseonika. Zbog razlike u hemijskom ponašanju Fe^{2+} i Fe^{3+} u rastopu, oni menjaju druge elemente u strukturi minerala, što utiče na stepen polimerizacije, odnosno viskozitet rastopa.

Proučavanja rastopa u laboratorijama su pokazala da nema uređenja jona i simetrije koja je karakteristična za kristale. Rastop, međutim, ima „kratku strukturu reda”, u kojoj su katjoni **Si** i **Al** u tetraedarskoj koordinaciji okruženi sa četiri anjona kiseonika, a katjoni **Mg**, Fe^{2+} , **Ca** u oktaedarskoj koordinaciji, takođe okruženi kiseonikom. Zato što je silicijum najzastupljeniji element u prirodnim rastopima, osnovna strukturna jedinica je tetraedar (SiO_4)⁴⁻, kao i u silikatnim mineralima, pa se rastop može posmatrati kao trodimenzionalna mreža međusobno povezanih lanaca, **polimera**, SiO_4 tetraedara.

Silikatni minerali su visoko uređeni, izgrađeni od izolovanih tetraedara kiseonika, između kojih se nalaze katjoni na dva glavna tipa lokacija: tetraedarskoj i oktaedarskoj.

Tetraedarska sadrži **Si** (i u manjoj meri **Al**), a zavisno od minerala, može se pojaviti i kao izolovani tetraedar ili kao povezani tetraedri (polimeri) koji formiraju ostrva, lance, listove.

Oktaedarska mesta u silikatnoj strukturi povezuju različite tetraedre koji su vezani zajedno. Katjoni koji se obično nalaze u oktaedarskoj koordinaciji su **Fe**, **Mg**, **Ca** i **Na**. Kada se silikatni mineral topi, struktura ostaje netaknuta, osim ako je rastop na temperaturama daleko iznad likvidusa. Oktaedarska i tetraedarska mesta ostaju u rastopu, ali su polimeri nastali spajanjem silicijumovih tetraedara diskontinuirani i stvaraju manju viskoznost rastopa. Bazaltne magme su bogate jonima **Mg**, **Fe** i drugim elementima, te modifikuju mrežu, tj. depolimerizuju je, zbog čega su ove magme manje viskozne, odnosno više pokretne.

Magme bogate **Si**, **Al** i alkalijama (graniti) stvaraju mrežu jer zauzimaju tetraedarske lokacije koje pomažu polimerizaciji rastopa i većoj viskoznosti.

Difuzija koja prolazi kroz kristale zavisi i od defekata kristalnih rešetki iskristalisalih minerala. Veliki i visoko naelektrisani joni sporo difunduju kroz viskoznije rastope, do nekoliko metara u milion godina. Najsporija difuzija uključuje razmenu **Na** sa Ca^{2+} i Al^{3+} u plagioklasima čak i na visokim temperaturama, čuvajući zonarnost u nedogled. Toplotne difuzije su nekoliko puta brže od hemijskih difuzija.

Sadržaj fluida smanjuje viskozitet. U magmi oni „kidaju” polimere zbog zamenjenosti sa dva hidroksilna jona sa jednim kiseonikom. Čak i mala količina vode može drastično da depolimerizuje silikatni rastop i smanji viskozitet. Novija istraživanja ukazuju na to da je uticaj vode na ponašanje rastopa znatno složeniji nego što se pretpostavljalo. Slično je i sa fluorom i pojedinim elementima sa visokim naelektrisanjem itd.

Uprkos značajnim istraživanjima, mnogi detalji još uvek su nepoznanica. Neki joni različitih veličina, naboja i elektronegativnosti, kao što su Al^{3+} , Ti^{4+} , Fe^{3+} , P^{5+} , H^+ , čine prirodne rastope složenijim. U ovom „miljeu” pomenimo da se mobilni katjoni „takmiče” za „raspoložive” anjone, uglavnom kiseonik, da bi „zadovoljili zahteve” vezivanja i minimizirali slobodnu energiju rastopa. Ovo nije ista situacija kao u kristalima, gde katjoni imaju više ili manje fiksna mesta određene koordinacije u uređenoj rešetki. Pored široko rasprostranjenih $(\text{SiO}_4)^{4-}$ tetraedara u rastopima, postoje i manje prisutni tetraedri $(\text{Al}_3\text{O}_4)^{5+}$ i $(\text{Fe}_3\text{O}_4)^{5+}$.

Jonska naelektrisanja i veličina katjona modifikuju mrežu i generalno formiraju slabije veze sa kiseonikom i imaju važnu ulogu u strukturi rastopa. Mrežni modifikatori najčešće uključuju monovalentne **K** i **Na** i divalentne **Ca**, **Mg**, **Fe** i **Mn**, kao i visoko naelektrisane, ali manje zastupljene katjone jakih polja, uključujući P^{5+} , Ti^{4+} i još neke elemente u tragovima.

Uloga **Fe** u strukturama rastopa je posebno značajna jer se **Fe** javlja u dva oksidaciona stanja. Čini se da je Fe^{2+} isključivo modifikator mreže, dok Fe^{3+} može biti, ali ne uvek. Oni menjaju druge elemente u strukturi minerala, što takođe ima uticaj na stepen polimerizacije, odnosno viskozitet rastopa.

Povećanje pritiska smanjuje stepen polimerizacije. Pošto je oktaedarska koordinacija **Si** i **Al** favorizovana u kristalnim strukturama pri visokom pritisku preko tetraedarske koordinacije, slične koordinacione promene mogu se pojaviti u rastopima na visokom pritisku.

Razlike u viskozitetu silikatnih magmi utiču i na oblike i procese vezane za vulkanske stene. Bazaltne magme su, zbog male viskoznosti, pokretljive i fluidne, što im omogućava kretanje na velike udaljenosti, pri čemu formiraju štitove ili plato bazalte. Brzina kretanja bazičnih lava može biti i preko 10 km/h (slika 215).



Slika 215. Bazaltni tok slabo viskozne lave, Havajska ostrva

Nasuprot tome, granitske magme su, zbog velikog sadržaja silicije, alkalija i drugih elemenata (i visokog stepena polimerizacije), viskozne i spore (slika 216). Kada se izliju na površinu, stvaraju vulkanske kupe sa strmim stranama. Kristališu sporije u odnosu na bazične magme, zbog čega su vulkanska stakla (neiskristalisali očvršli deo lave) znatno češća nego kod bazičnih magmi. Ove magme često sadrže i vodu, zbog čega se, kada se izliju, javljaju eksplozivne erupcije. Magme sa visokim viskozitetom ponašaju se kao čvrsta tela, a magme sa malim viskozitetom kao tečnosti.



Slika 216. Erupcija riolitske, viskozne lave vulkana Čaiten (Čile) 2018 godine

V.2.2.3 TEMPERATURA MAGME

Prema neposrednim merenjima u vulkanima ili izlivima, temperatura lave je između 600 °C (karbonatiti) do 1400 °C (bazalti), ali je u njima, usled hlađenja, kristalizacija uglavnom započela, zbog čega su površinski delovi obično nešto hladniji od dubljih masa. Zbog gubitka fluida i/ili prisustva kiseonika bazaltne magme u pličim delovima mogu biti i toplije.

Temperatura magme u dubljim delovima Zemljine kore svakako je niža, ali za njeno tačno određivanje koriste se minerali za koje znamo temperature kristalizacije, područja stabilnosti ili temperature preobražavanja. Nazivaju se i „**geološki termometri**”. Prema njihovim podacima, temperatura magme u dubinama iznosi između 600–700 °C i 1000–1100 °C.

Temperatura iznad koje je magma potpuno rastopljena naziva se **likvidus**, a temperatura ispod koje je rastop potpuno iskristalisao, čvrst, **solidus**. U pomenutim intervalima temperature, kristali i rastop koegzistiraju između solidusa i likvidusa. Kristali različitih minerala formiraju se na različitim temperaturama. U ravnotežnim uslovima hlađenja, magma se polako hladi, kada kristali i rastop razmenjuju hemijske komponente koje „dikiraju” njihovi koeficijenti ravnoteže kristal/rastop.

Sporim hlađenjem magme nastaje manji broj kristalnih zametaka (minerala) i većina njih (ako ne i svi) rašće u veće kristale. Smatra se da se ovaj proces javlja u duboko intrudovanim magmatskim komorama.

Više temperature imaju bazične, a niže kisele magme. Prema laboratorijskim eksperimentima, bazaltna magma očvršćava (kristališe) na temperaturama između 1250 °C i 980 °C, andezitska na temperaturama 1050–850 °C, a riolitska na temperaturama od 800–650 °C (navedene vrednosti su prema literaturnim podacima i variraju, tabela 2). Na osnovu geotermometara pojedinih minerala u magmatskim stenama, eksperimentalnim proučavanjem, proračunima (programi se mogu naći na internetu), utvrđeno je da su temperature magme blizu površine Zemlje oko 700–1300 °C.

Tabela 2. Prosečne izmerene temperature lava različitog sastava

Rioliti 66–77 % SiO ₂	Daciti 63–68% SiO ₂	Andeziti 52–63 SiO ₂	Bazalti 45–52 % SiO ₂
900 °C			1160 °C

Prema **geološkim termometrima**, smatra se da su temperature kristalizacije suvih rastopa, magmi (bez vode) kristalisali u dubini sledeće:

- dunitski rastop oko 1500 °C
- peridotitski ÷ 1400 °C
- gabro ÷ 1250 °C
- dioritski ÷ 1200 °C
- sijenitski ÷ 1100 °C
- granitski ÷ 1000 °C

Podsetimo se da povećani pritisak i sadržaj vode snižavaju temperaturu magme, zbog čega su granitske magme „već” na temperaturama od oko 700 °C.

Hlađenje magme zavisi i od temperature okolnih stena. Ako su okolne stene hladnije, hlađenje je brže. Kako se temperatura stena povećava sa dubinom, u gornjih 100 km sa geotermalnim gradijentom od oko 1 °C na 33 m, magme se na većim dubinama hlade sporije nego one koje dosegnu blizu površine. Na brzinu hlađenja utiče i veličina magmatske mase, količina toplote, stepen iskristalisanosti, karakter kontakta sa okolnim stenama, sadržaj fluida itd.

Veće, neiskristalisale magme se hlade sporije i obrnuto. U prirodi se obično najveće magmatske mase utiskuju na većim dubinama, a samo manje dospevaju u pliće nivoe.

Postoje slučajevi kada magma počinje da se hladi i kristališe u većim dubinama, a zatim, pre nego što potpuno očvrstne, tektonskim pokretima bude pokrenuta i „premeštena” bliže površini, kada nastavlja kristalizaciju.

U velikim komorama gde je magma smeštena javlja se i **konvekciono stru-**

janje, koje je najvećim delom uzrokovano razlikom u temperaturi unutar magme.

Detaljno teorijsko modeliranje konvekcionih tokova i njihove brzine je teško zbog složenog ponašanja višekomponentnih silikatnih rastopa. Razlike u temperaturi, sastavu, gustini, viskoznosti itd. magme utiču na konvekciona strujanja, koja se mogu izraziti i definisati kroz nekoliko parametara. Smatra se da je toplotna konvekcija u velikim bazaltnim magmatskim komorama, većim od 1 km u prečniku, u ranim fazama, nakon punjenja, pražnjenja i ponovnog punjenja, turbulentna. Smanjuje se sa kristalizacijom minerala jer se menjaju uslovi, povećava viskoznost, snižava temperatura i smanjuje se veličina komore. Kada iskristališe deo minerala, ostatak rastopa se obogaćuje fluidima, koji se mogu izdvojiti ili sa njima reagovati. Važna osobina višekomponentnih fluida je što imaju različitu difuzivnost usled gradijenta toplote, zbog čega mogu biti i vertikalno stratifikovani u odnosu na gustinu, sastav i viskoznost rastopa. Tada se stiču uslovi za stvaranje i odvajanje nezavisnih konvekcionih slojeva, kojima se transportuju pojedine hemijske komponente molekularnom difuzijom.

„Stare” (iz kasnih 70-ih godina prošlog veka) teorije o konvekaciji u magmatskim komorama pretpostavljale su da se magme kreću u „jednoslojnim” konvekcionim sistemima. Novija proučavanja, međutim, pokazuju da magme imaju širok spektar pojava konvekcije. U „punjoj” magmatskoj komori, konvekciju kontrolišu veličina i oblik komore, gustina, viskoznost i sastav magme, kao i procesi koji se intenzivno odvijaju na ivicama, tj. zidovima komore, kao i na njenom dnu i vrhu.

Pojedini autori smatraju da kompozicioni gradijenti imaju veći uticaj na gustinu magme u komori nego temperaturni gradijenti, zbog čega se ukupna raspodela gustine smanjuje od baze do vrha. Dvostruko difuzno „sučeljavanje” može se formirati kada sloj vruće guste magme prekriva sloj hladnije, manje guste magme. Takva situacija se može pojaviti kada se nova „porcija” magme ubrizga u bazu (pod) komore. Toplota se transportuje između slojeva brže od hemijskih komponenti, dovodeći do konvekcije u oba sloja i održavajući „oštar” kontakt između njih. Na kraju će doći do kristalizacije donjeg sloja, što će uzrokovati smanjenje njegove gustine, a ostatak mešati sa slojem koji se nalazi iznad. Postoje značajni dokazi koji ukazuju na to da su mnoge komore sa magmama bogatim silicijumom (granitima), zbog pomenutih procesa, zonarno raspoređene po sastavu i temperaturi. Magma (stena) zbog toga imaju velike varijacije u sadržaju mikroelemenata od vrha do dna.

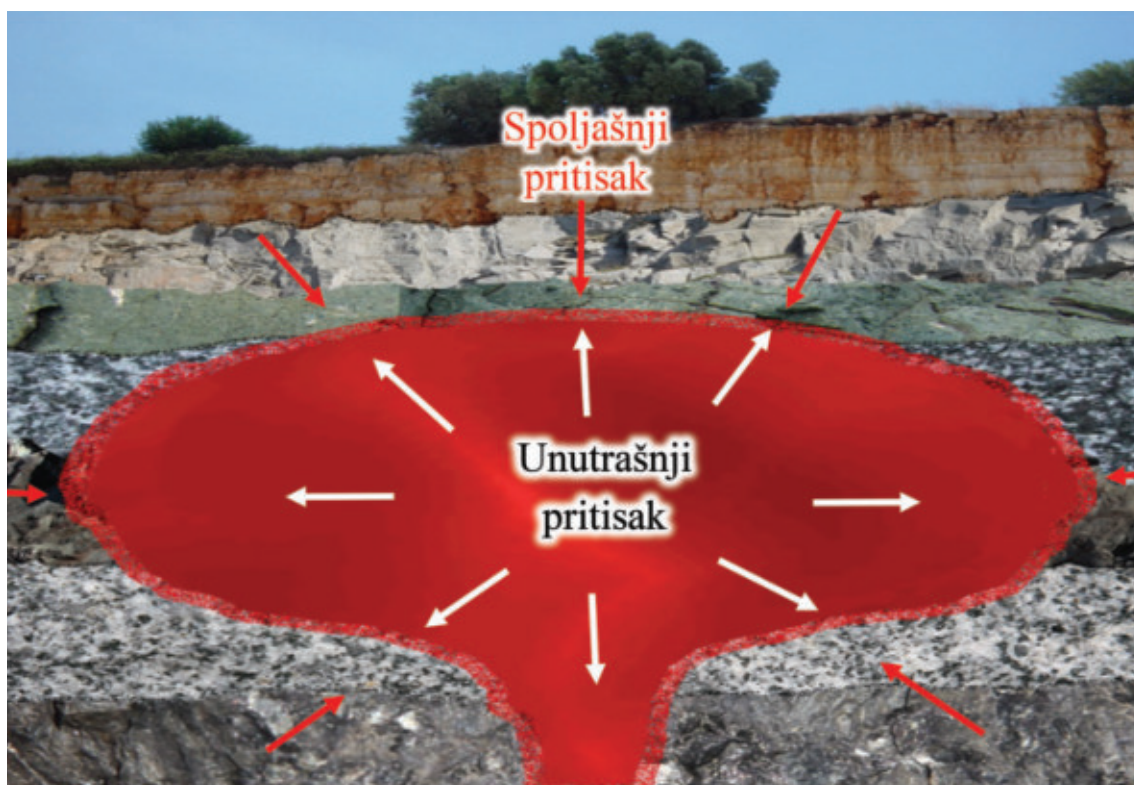
V.2.2.4 PRITISAK U MAGMI

Magma uglavnom sadrži rastvorene fluide (lako isparljivu komponentu), koji su u međusobnoj ravnoteži. Tokom očvršćavanja, kristalizacije magme, u ostatku rastopa sadržaj fluida se povećava.

Pritisak u magmi koji se javlja zbog prisustva fluida u njoj naziva se **unutrašnji pritisak** (slika 217). On se menja zavisno od toka kristalizacije magme, dubine na kojoj se magma nalazi, temperature i količine fluida, tj. lako isparljivih komponenti. Zbog stvaranja unutrašnjeg pritiska i prisustva fluida, u magmi se značajno povećava brzina rasta kristala i stvaranja krupnozrnih stena. Nakon kristalizacije većine minerala u granitskim magmama, u zaostalom rastopu fluidi mogu da čine i do 50% njegove mase, kada nastaju pegmatiti. Daljim hlađenjem nastaju pneumatolitska ili hidrotermalna faza.

Na dubinama od nekoliko kilometara, u širokom spektru pritisaka i temperatura, voda ima gustinu kao i površinska voda, voda u jezerima (1 g/cm^3). Prilikom erupcija, gde su vulkanski sistemi pod znatno nižim pritiscima od magme, ali i zbog visokih temperatura, voda ima gustinu od samo 0,1 do $0,0001 \text{ g/cm}^3$.

U literaturi se sreće izraz **pritisak fluida** (P_{fluid}), koji je suma pritisaka svih volatila koje se nalaze u magmi.



Slika 217. Spoljašnji i unutrašnji pritisak u magmi

Unutrašnji pritisak ima veliki uticaj i na smeštaj magme u okolne stene ili način njenog izlivanja. Magma bogate vodom, zbog velikog unutrašnjeg pritiska, vrlo su „pokretljive”, imaju veliku moć prodiranja i znatno se lakše utiskuju u strukture okolnih stena, antiklinale, sinklinale ili duž raseda, tektonske zone. Kada se magma bogate lako isparljivom komponentom izliju na površinu, zbog naglog pada pritiska, lava se naglo oslobađa gasova stvarajući eksplozivne erupcije, koje mogu razoriti i sam krater vulkana.

Pritisak koji se javlja kao posledica dubine na kojoj se magma nalazi, odnosno težine stena „okolo” magme, naziva se i **spoljašnji pritisak**. Na površini Zemlje, spoljašnji pritisak iznosi jedan bar, a na dubini od oko 10 km oko 2600 bara. Sa porastom spoljašnjeg pritiska, povećava se viskozitet rastopa. Spoljašnji pritisak zavisi i od vrste tektonskih pokreta. Najveći je u područjima sa usmerenim pritiskom, stresom. Spoljašnji pritisak je važan jer „sprečava” fluide da „izađu” iz magme.

Povećani litostatički pritisak povećava tačku topljenja svih minerala. Na primer, podizanje pritiska za 1 GPa, koje odgovara promeni dubine od oko 35 km (od površine do baze kontinentalne kore), podiže tačku topljenja bazalta za oko 100 °C. Efekat pritiska nije isti, zbog čega je tačka topljenja minerala različita.

Generalno, pritisak magme (**P**) veći je od pritiska fluida (**P_f**), ali u sistemima zasićenim vodom, oni su jednaki. Ako su volatili samo voda, onda je **P_f=P_{H2O}**. Tokom hlađenja (kristalizacije) magme, rastvorljivost fluida se menja, oni se izdvajaju i stvaraju unutrašnji pritisak.

U slučaju kada je **P<P_f**, magma je prezasićena fluidima, kada se stvaraju stene određenog mineralnog sastava i strukture, pegmatiti.

Povećani pritisak uzrokuje nestabilnost nekih mineralnih faza i zamenu drugih. Na primer, feldspati postaju nestabilni pod vrlo visokim pritiscima, razlažu se na **Na-Al** piroksene i/ili **Ca-Al** granate. Pritisak utiče i na sastav nekih minerala. Evo primera: na niskom pritisku, niz minerala koji se formiraju u bazaltu dok se hladi čine olivin, plagioklas, klinopiroksen i ilmenit. Iznad 0,5 GPa, on se menja u niz plagioklas–klinopiroksen–ilmenit. Na oko 1 GPa postaje niz klinopiroksen–plagioklas–granat–ilmenit. Na najvišim pritiscima je granatklinopiroksen itd.

V.2.2.5 PRISUSTVO FLUIDA

Fluidi (volatili ili lako isparljiva komponenta) obično grade od 3% do 10% volumena magme. Na visokim pritiscima i temperaturama javljaju se kao gasovi ili pare, a na nižim PT uslovima (ispod 375 °C), kao topli (hidrotermalni) rastvori.

Sastoje se od **H₂O** (najčešća, najviše zastupljena i najvažnija), **CO₂** (obično manje zastupljen), **H₂**, **HCl**, **N₂**, **HF**, **F**, **Cl**, **SO₂**, **H₂S**, **CO**, **CH₄**, **O₂**, **NH₃**, **S₃** i plemenitih gasova, **He** i **Ar**.

Na dubinama većim od nekoliko kilometara, gde su veliki pritisci i temperature, fluidi (pre svega voda) imaju gustinu sličnu površinskoj vodi ili vodi u

jezerima (1g/cm^3). Često reaguju sa iskristalisalim mineralima ili magmom (tj. rastopom) stvarajući minerale sa vodom, liskune i amfibole, hidrokside, sulfide itd.

Prilikom erupcija, međutim, vulkanski sistemi su pod niskim pritiscima, kada voda, zbog visokih temperatura, ima malu gustinu, od samo 0,1 do $0,0001\text{ g/cm}^3$ pa se često naziva i gas.

Prisustvo fluida snižava temperaturu kristalizacije, smanjuje viskozitet i utiče na mineralni sastav magme (stena). Zbog visokog unutrašnjeg pritiska koji stvaraju rastvoreni fluidi, magme su „prodornije”, tj. lakše se utiskuju u matičnu stenu ili okolne stene.

Rastvorljivost fluida u magmi je funkcija pritiska i temperature i može se kvantitativno odrediti u laboratoriji. Sa povećanjem pritiska povećava se i njihova rastvorljivost, a smanjuje se zapremina, dok viša temperatura „favorizuje” manju rastvorljivost i veću zapreminu.

Zavisno od sadržaja, pritiska i temperature, magma može biti nezasićena (obično bazična), zasićena i prezasićena (obično kisela) fluidima, pre svega vodom, gde je analogija sa stepenom zasićenja silicijumom očigledna.

Većina bazaltnih lava nastalih u srednjeokeanskim riftovima sadrži oko 0,5 mas. % vode, dok magma stvorena u zonama subdukcije ima prosečno od 3% do 5%, što je dovoljno za kristalizaciju liskuna i amfibola (*Johnson i dr., 1994*).

Pojedini autori smatraju da se rastvaranjem H_2O u rastopu stvaraju OH kompleksi, koji su efikasni za stvaranje navedenih minerala, poput amfibola i liskuna.

Rastvoreni fluidi razbijaju silikatne polimere, snižavajući viskozitet magme, smanjujući temperaturu stapanja, kada dolazi do stvaranja minerala sa vodom i drugih reakcija. Čak i male količine vode drastično depolimerizuju silikatni rastop. Ovaj efekat proizlazi iz velike razlike u težini po molu između vode i kondenzovanih sastojaka (**Si, Ca, Fe** itd.) u silikatnom rastopu.

Eksperimentalna istraživanja potvrđuju navedeno, ali ukazuju i na složene procese vezane za rastvorljivost i ostale reakcije između čvrste i gasovite faze. Neke magme su dovoljno čvrste da zadrže fluide. Staklo u svežim okeanskim bazaltnim jastucima (*pillow* lavama) zadržava netaknutu gasovitu fazu (koja je generalno mala, oko 0,5 mas. %) zbog čega nije imala vremena da ispari. U pojedinim kristalima javljaju se i zarobljena voda ili gas nastali tokom njihovog stvaranja, što je uzrokovano i naglim hlađenjem magme.

U završnim fazama hlađenja, izdvojeni fluidi mogu reagovati sa iskristalisalim mineralima, stvarajući nove minerale, poput liskuna, turmalina, spodumena, berila, epidota itd. Nastaju krupnozrne stene pegmatiti (detaljnije u poglavlju Pegmatiti). Ovaj proces najvećim delom je vezan za kisele magme.

Prilikom izlivanja magme (lave) na površinu, fluidi „odlaze” uzrokujući eksplozivne erupcije i/ili šupljine u obliku vezikula, kojih nema u dubinskim stenama.

Na osnovu velikog broja proučavanja utvrđeno je da fluidi po sastavu odgovaraju C-O-H-S sistemu. H_2O i CO_2 dominiraju, sa manjim količinama CO , O_2 , H_2 , S , SO_2 i H_2S . U njima se, znatno manje, javljaju i drugi gasovi, kao što su **N, B, Cl** i **F**, koji u pojedinim slučajevima mogu biti značajni (*Carroll i Webster, 1994*).

U daljem tekstu opisaćemo dva, po sadržaju, dominantna fluida, H_2O i CO_2 i jedinjenja sumpora koji su važni u razmatranju stvaranja rudnih ležišta.

VODA (H_2O)

Dodavanjem H_2O u rastop, tj. magmu, menja se karakter reakcija koje utiču na vrstu i redosled kristalizacije minerala (stvaranje amfibola, liskuna itd.).

Glavni mehanizam kojim se H_2O rastvara u silikatnim rastopima jeste proces u kojem molekul H_2O učestvuje u reakciji hidrolize sa „prenosnim” kiseonikom, koji povezuje (polimerizuje) susedne SiO_4 tetraedre. Ovom reakcijom hidrolize, H_2O disocira na H^+ i OH^- . Jon H^+ „zadovoljava” negativni naboj na tetraedarskom kiseoniku, koji ga premošćuje, a depolimerizacija smanjuje viskoznost visoko polimerizovanih rastopa. Smatra se da je struktura silikatnog rastopa slična mineraloškim ekvivalentima, ako se ima u vidu „kratak” raspon „redosleda” silikatnih veza.

Pomenimo da stopljeni olivin nije polimerizovan, dok se stopljeni kvarc ili feldspati intenzivno polimerizuju. Zbog toga su bazalti manje polimerizovani, a rioliti više.

Ovo se slaže s korelacijom između viskoznosti i sadržaja silicije (SiO_2). Količina rastvorene H_2O u rastopu (magmi), pomenuli smo, povećava se sa pritiskom. Ako je voda „višak” u rastopu, nastaje zasebna gasovita faza i nema daljeg uticaja na stapanje i kristalizaciju. Ona stvara odvojene sisteme i ima značajnu ulogu u hidrotermalnim orudnjenjima ili kontaktnom metamorfizmu sa okolnim stenama.

Teoretski, tačka topljenja i pritisak se mogu korelisati sa stepenom rastvorljivosti H_2O u magmi, što je takođe u korelaciji sa stepenom polimerizacije rastopa.

Uticaj H_2O na snižavanje tačke topljenja u silikatnim sistemima potvrđen je u brojnim eksperimentima u „vodenim” uslovima. Na nižim pritiscima se brže smanjuje temperatura. Kada se pritisak približava nuli (blizu ili na površini), nije moguće „zadržati” fluide jer tada odlaze iz rastopa.

Sadržaj H_2O ima važnu ulogu u stvaranju magmi u kontinentalnoj kori, gde je obično prisutnija. Čak i sa malim količinama H_2O , temperatura stapanja granita je malo iznad 600°C , i može se „postići” i metamorfnim procesima.

Granitske magme, koje obično sadrže vodu, imaju tendenciju da formiraju plutone, dok suve bazaltne magme obično dosegnu površinu kao lave.

Rastvorljivost H_2O u magmi (rastopu) različita je za različite rastvorene minerale. Njenim dodavanjem menja se i sastav ostatka rastopa, koji će, pri određenom pritisku i temperaturi, „različito” reagovati sa koegzistirajućim, iskristalisanim mineralima. Dodavanjem H_2O u parcijalni rastop, on postaje kiseliiji, a bez vode postaje bazičniji (*Kushiro, 1980 i Mysen, 1988*).

UGLJEN-DIOKSID (CO_2)

CO_2 je manje zastupljen od vode, izuzev u kimberlitima i karbonatitima ili nekim srednjeokeanskim bazaltima. Rastvorljivost CO_2 u silikatnim rastopima je drugačija u odnosu na H_2O . Raste sa smanjenjem sadržaja silicije (SiO_2), a u nekim rastopima, na visokim pritiscima, sa povećanjem sadržaja vode. CO_2 se ne disocira. C^{4+} je mali i „jako napunjen” jon (visokog naelektrisanja) i ne vezuje O tako „stabilno” kao Si^{4+} . CO_2 se ne rastvara značajno u rastopima, posebno u onim visoko polimerizovanim i rastopima bogatim silicijumom. Smatra se da je ugljen-dioksid u rastopima siromašnim silicijumom rastvoren kao $(\text{CO}_3)^{2-}$ jon, a u magma bogatim silicijumom kao CO_2 molekul.

Mehanizam rastvaranja zavisi od stepena polimerizacije u rastopu (*Holloway i Blank, 1994*). CO_2 se ne može kombinovati sa kiseonikom u polimerizovanom rastopu kao što to mogu molekuli vode. U rastopu zasićenom sa CO_2 koji takođe sadrži vodu, izdvojeni fluid je mešavina vode i ugljen-dioksida, čak i kada nije zasićen vodom.

Eksperimentalnim proučavanjima je „otkriveno” da dodavanje CO_2 u rastop nema značajnijeg uticaja na promenu temperature kristalizacije, zbog čega se CO_2 smatra „inertnom” komponentom fluidne faze. Dodavanjem H_2O se smanjuje tačka stapanja, a dodavanjem CO_2 se „ublažava” efekat H_2O i smanjuje njegova aktivnost u rastopu.

CO_2 se do određene mere rastvara u silikatnim rastopima, posebno kod pritiska većih od 1 GPa. Njegova rastvorljivost u velikoj meri zavisi od sastava rastopa: viša je u bazičnim, manja u polimerizovanim, kiselim rastopima (suprotno ponašanju H_2O). Pojedini autori smatraju da se CO_2 rastvara stvarajući karbonatne $(\text{CO}_3)^{2-}$ komplekse u silikatnim rastopima da bi se formirao CaCO_3 . Zaključimo da se CO_2 u nekoj meri rastvara u rastopima snižavajući tačku kristalizacije, mada mnogo manje nego H_2O .

SUMPOR (S)

Precipitati prirodnog sumpora i gasa, H_2S (miriše na pokvarena jaja) koji se javljaju oko vulkanskih kratera ukazuju na prisustvo ovog elementa u magma (slika 218).

U većini slučajeva njegov sadržaj je veoma mali, ali neke kalk-alkalne magme sadrže značajne količine ovog elementa i njegovih jedinjenja.

Rastvorljivost sumpora zavisi od sastava magme, prisustva kiseonika, pritiska i temperature.

Sumpor se rastvara kao redukovani sulfidni jon u ultrabazičnim i bazičnim magma ili kao oksidovani sulfatni jon $(\text{SO}_4)^{2-}$, uglavnom u magma bogatim vodom i silicijom. Fluidne faze u redukcionim i oksidacionim sistemima su uglavnom H_2S i SO_2 . U nekim kiselim magma koje su više oksidisane, sulfatni joni mogu da se kombinuju sa Ca. Ako je njegova aktivnost dovoljna, formira se stabilan anhidrit (CaSO_4), koji takođe smanjuje sadržaj sumpora u rastopu. Uklanjanje ili nemešanje



Slika 218. Pojave samorodnog sumpora na krateru vulkana na ostrvu Vulkano (Italija); gore desno samородni sumpor

sulfidnog rastopa ili kristala anhidrita iz magme će smanjiti preostalu količinu sumpora. U hidrotermalnim sistemima javlja se uglavnom kao H_2S i SO_2 .

Pomenimo i fluor i hlor. Fluor je utvrđen u nekim silikatnim staklima, rastopima, mada način njegovog rastvaranja nije dovoljno jasan. Bez obzira na to, **F** uzrokuje značajnu depolimerizaciju. Iako je efekat rastvora **P** na **F** slabo poznat, redukovani **P** ne smanjuje rastvorljivost **F** u odnosu na sadržaj vode (*Carroll i Webster, 1994*).

Maksimalna rastvorljivost **Cl** u silikatnim rastopima je oko 2 % i verovatno se povezuje sa katjonima koji modifikuju mrežu, posebno sa **Na**, **K** i **Fe**. Ako je magma zasićena vodom tako da odvojena vodena faza koegzistira sa rastopom, **Cl** se snažno razdvaja u vodenu tečnu fazu, u kojoj prisustvo **Cl⁻** jona povećava rastvorljivost metala. Drugi gasovi imaju znatno manju rastvorljivost u rastopima pa se neće dalje razmatrati, osim fosfora i bora, koji pokazuju povećanu rastvorljivost u vodi.

IZDVAJANJE FLUIDA IZ MAGME

U prirodnim magmatskim sistemima koji su generalno otvoreni, izdvajanje fluida (volatila) jeste složen proces, koji uključuje opadanje pritiska i temperature, sastav i promene rastvorljivosti, kao i međusobne reakcije sa atmosferom, meteor-skom vodom ili okolnim stenama itd.

Kada magma krene ka površini, u pličim delovima su niži pritisak i temperatura, što smanjuje rastvorljivost fluida. Tada se fluidi izdvajaju, stvarajući „novu” koegzistentnu fazu i manji unutrašnji pritisak u magmi. Smatra se da je ovo egzotermni proces.

Izdvajanje fluida iz rastopa je složen proces, gde razlikujemo dva krajnja slučaja:

- magma zasićena fluidima koja se **kreće (penje)** u područja nižih pritisaka i temperatura (subvulkanski i vulkanski nivo), postaje prezasićena i izdvaja se kao posebna faza, uzrokujući eksplozivne erupcije ili, ako se fluidi ne izdvoje, oni grade hidrotermalne rastvore sa inkompatibilnim elementima (**Cu, Zn, Pb** itd.), iz kojih se ti elementi „obaraju” (talože) kao sulfidi stvarajući rudna ležišta;

- magma koja **miruje** (ili se **ne kreće**), zbog čega je na konstantnom pritisku. Pre kristalizacije je nezasićena fluidima, ali hlađenjem i stvaranjem glavnih minerala ostatak magme (rastopa) postaje zasićen, u nekim slučajevima i prezasićen vodom. Nakon konsolidacije (hlađenja) deo volatila „ostaje” u magmi ulazeći u sastav minerala sa vodom (liskuni, amfiboli, fluor u apatitu itd.), a deo ostaje „slobodan”, obično sa rastvorenim inkompatibilnim elementima, koji se, „naknadno”, nakon „glavne” kristalizacije, „obaraju”, u pegmatitskoj ili hidrotermalnoj fazi.

STVARANJE ŠUPLJINA, VEZIKULA

Sadržaj fluida (vode) rastvoren u magmi (rastopu), pomenuli smo, na manjim pritiscima opada. Oni se izdvajaju uzrokujući eksplozivne erupcije ili „mirno”, kada nastaju mehuri, vezikule, u lavi koja postaje šupljikava, ponekad i sunderasta (slika 219). Mehuri mogu narasti do prečnika i preko 1 m, ali većina njih je mnogo manja, obično od nekoliko milimetara do nekoliko centimetara. Smatra se da je stvaranje mehura (šupljina) heterogeno i zavisi od:



Slika 219. Šupljine, mehuri nastali odlaskom fluida iz lave; bazalti, Etna

1. volumetrijske ekspanzije postojećeg isparljivog fluida u mehure, tj. oslobađanja pritiska, dekompresije magme;
2. viskoziteta rastopa koji pruža otpor širenju mehura i sprečava njihovo spajanje;
3. koalescencije ili fizičkog spajanja dva ili više mehura u veći;

4. difuzije isparljivih fluida kroz zidove rastopa i stvaranja mehura;
5. Ostvaldovog zrenja, pri čemu se mali mehuri „konzumiraju” u veće pomoću diferencijalne difuzije isparljivih materija kroz zidove mehurića (*Mangan i Cashman, 1996*);
6. brzine uspona, uzdizanja magme ili brzina dekompresije, kada se gubi i toplota i
7. sadržaja i rastvorljivosti volatila koji „određuju” rast mehura u magmama različitog sastava.

Bazaltna magma je niskog, malog viskoziteta (lako pokretljiva) i visoke temperature, zbog čega se rastvoreni fluidi brže izdvajaju nego u magmama bogatim silicijumom. Polako izdizanje i „lagana” dekompresija u kanalu bazaltne magme stvaraju homogene i mirne uslove stvaranja i rasta mehurova. „Veći” mehuri, zbog male viskoznosti, brzo se uzdižu i bez stvaranja eksplozije, usled dekompresije i ekstremnog povećanja volumena, stignu do vrha, mesta izlivanja, gde se često rasprše. Eksplozivne erupcije su retke.

U šupljikavim bazaltima se često uočava i bimodalna raspodela veličina vezikula (mehura). Smatra se da su veći mehuri nastali pre nego što se dogodila „kaskada” nukleacije tokom prezasićenosti fluidima, koja je stvorila mnogo manjih mehurića. Pojedini autori smatraju da su veći mehuri nastali spajanjem manjih.

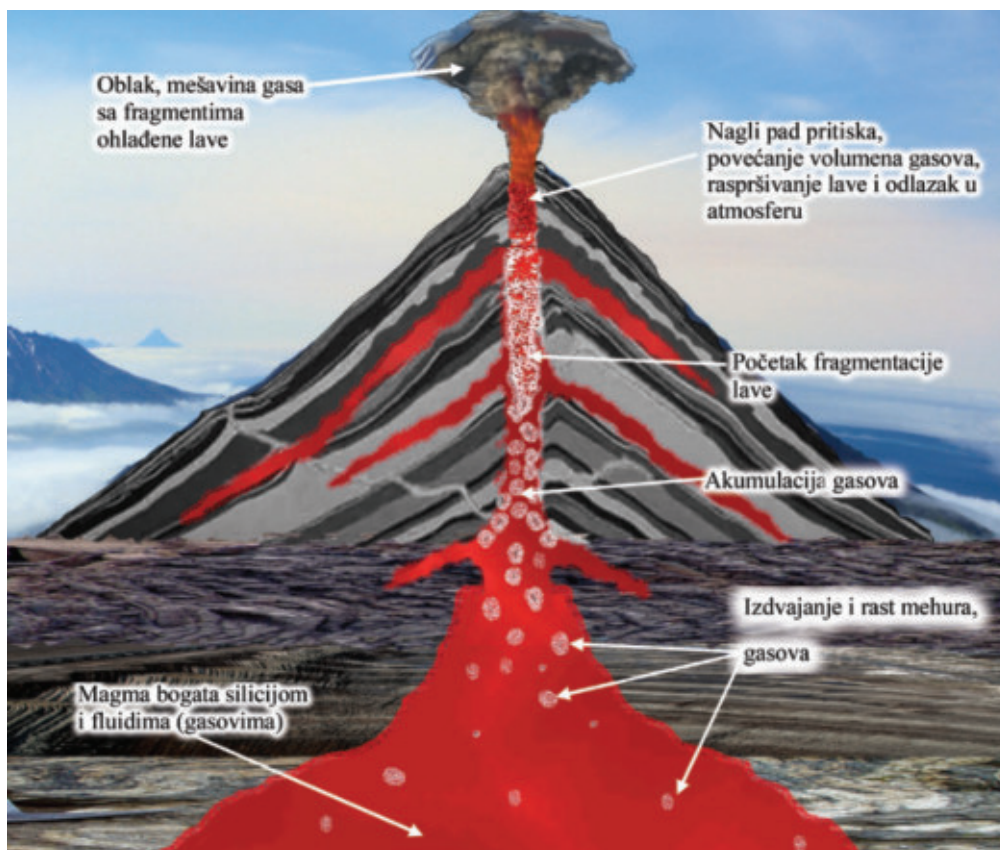
Terenskim posmatranjem je utvrđeno da *pillow* lave bazalta izlivenne na manjim dubinama okeana često imaju vezikule (šupljine), u poređenju sa *pillow* lava formiranim u dubljim dubinama okeana, koje ih nemaju, iako je magma iz koje su formirani ista. Razlog je izdvajanje fluida i gasova u plićim nivoima.

U magmama bogatim silicijumom koje su viskozne i smeštene u plitkim rezervoarima tokom uspona, unutrašnji pritisak nadmašuje spoljašnji pritisak, stvarajući natkritični (engl. *over pressured*) sistem, kada se iz jako polimerizovanog rastopa naglo oslobađaju fluidi (gasovi) u „sitnim” mehurićima, jer zidovi (okolna magma, lava) postaju drastično viskozniji, što ometa njihov dalji rast i ograničava difuziju. Iako se očekuju povećana viskoznost i sporiji uspon magme, prisustvo stvorenih mehurića smanjuje gustinu magme, čineći je sposobnom za brže penjanje. Pri ovom procesu dolazi do ogromnog povećanja volumena fluida, koji prelazi u gasovito stanje sa znatno manjom gustinom, što uzrokuje **eksplozivnu erupciju** (slika 220).

Ovaj proces „raspršava” lavu, stvarajući vulkanski pepeo i prašinu koju gasovi sa sobom odnose u atmosferu i kasnije deponuju kao stene (detaljnije u odeljku o piroklastičnim stenama). Na svom putu ka površini, magma (lava) često „uzme” podzemnu ili okeansku vodu, stvarajući nove eksplozivne erupcije.

Prostor između fragmenata omogućava kretanje hidrotermalnih rastvora i transfer toplote, kada se stvaraju mineralna ležišta.

Energija potrebna za stvaranje mehurova u viskoznom rastopu je velika, ali je to samo deo ukupnog energetskeg kapaciteta u eksplozivnom sistemu magme. Dodatna energija se troši u razbijanju plovućca, stvaranju i razaranju piroklastita itd.



Slika 220. Izdvajanje gasova iz magme

Još uvek nije dovoljno poznato gde se odvija razdvajanje fluida (gasova) od magme (lave). Smatra se da se fragmentacija javlja u vulkanskom kanalu kada zapremine izdvojenih mehurića u magmi (lavi) premaši kritičnu granicu od 70–80% ukupne mase.

Pojave „neeksplozivnog” plovućca sa visokom vezikularnošću dovode pomenuto u sumnju. Većina autora se slaže da su dominantni faktori eksplozivnih erupcija sadržaj fluida, gasova u magmi, rastvorljivost i viskoznost rastopa, kao i brzina izlivanja magme. Pošto viskoznost može biti dominantni faktor, poređenje ponašanja bazaltne magme niske viskoznosti i visoko viskoznog riolitskog rastopa pruža korisne podatke za objašnjenje procesa.

Tipičan i važan atribut eksplozivnih lava je prisustvo fragmenata stena različitih veličina, od pepela do blokova. Pepeo je uglavnom izgrađen od staklenih komadića koji su nastali pucanjem zidova mehura.

U početku, eksplozivne erupcije su intenzivnije (snažnije), sve dok se ne „istroši” gornji, volatilima bogatiji deo magmatskog rezervoara. Kako erupcija nastavlja, postaje sve manje i manje eksplozivna.

Izdvajanje fluida iz rastopa ima različitu ulogu u geološkim procesima. Neki od njih su vezani za dublja područja gde se magma hladi, kada se izdvajaju gasovi koji ostaju u njoj ili reaguju sa okolnim stenama. Ima ih i u plitkim vulkanskim sredinama gde magma reaguje sa atmosferskom vodom. Volatili se u pojedinim

slučajevima mogu „sačuvati” kao uključci, inkluzije unutar naglo hladene lave ili u narastajućim kristalima. Volas i dr. (*Wallace i dr., 1995*) izmerili su (odredili) 2–6% rastvorene vode u uklopcima rastopa (stakla) koji su bili u fenokristalima kvarca. Sobolev i Čosidon (*Sobolev i Chaussidon, 1996*) merili su sadržaj vode u kristalima olivina itd. Ako se magma nalazi na većoj dubini, fluidi imaju značajan uticaj na formiranje rudnih ležišta jer se u njima nalaze elementi koji nisu ušli u sastav bitnih, silikatnih minerala: hrom, titan, bakar, olovo, cink, zlato, srebro itd.

HIDROTERMALNI RASTVORI, LEŽIŠTA METALA, GEOTERMALNI REZERVOARI, FUMAROLE, SOLFATARE

Na kraju kristalizacije magme, zaostali fluidi (koji su bili iznad kritične temperature vode od 345 °C, hlađenjem iz gasovitog stanja prelaze u fluide koji se nazivaju hidrotermalni rastvori. Oni obično sadrže oko 50% rastvorenih soli, uglavnom **K**, **Na**, **Ca** i **Cl**, sa manjom količinom **Mg**, **Br**, **SO₄**, **H₂S**, **CO₂** itd., koji reaguju sa inkompatibilnim elementima, metalima koji nisu ušli u sastav glavnih silikatnih minerala: **Cu**, **Zn**, **Pb**, **Sb**, **Hg** itd., stvarajući ekonomski značajna rudna ležišta pomenutih metala, koja su obično praćena intenzivnim hidrotermalnim alteracijama okolnih stena.

Fluidi iz magme, tj. lave se mogu i izdvojiti i otići u atmosferu ili se kondenzovati stvarajući fumarole ili solfatare, gejzire, kada se oslobađaju sumpor, **SO₂**, **SO₃**, **HCl**, **HF** itd.

Fumarole se obično javljaju na samom krateru vulkana ili na njegovoj padini (slika 221). U Dolini deset hiljada dimova na Aljasci se preko fumarola oslobađa godišnje 1.250.000 tona hlorovodonične i 200.000 tona fluorovodonične kiseline itd.

Fluidi iz magme mogu se mešati sa zagrejanom atmosferskom vodom iz okolnih stena kada se stvaraju topli izvori (park Jeloustoun).

Termalna energija oslobođena hlađenjem intruzija zagreva vodu koja se nalazi u okolnim stenama. Geotermalni rezervoari predstavljaju veliku količinu podzemne zagrejane vode koja se nalazi u otvorenim pukotinama, a može se koristiti za proizvodnju električne energije, poljoprivredu itd. Javljaju se u područjima gde je magmatizam mlađi od milion godina.

Topli izvori na okeanskom dnu, duž riftova, su jasan primer vode koja duž pukotina cirkuliše do magme, gde se zagreva i ponovo vraća na površinu (dno okeana) kada nastaju crni dimnjaci (prikazani u odeljku Tektonika ploča).

U pojedinim slučajevima, fluidi iz magme mogu reagovati sa postojećim mineralima stvarajući sekundarne minerale (koji sadrže vodu) bez promene sklopa (strukture i teksture). Pomenimo serpentinizaciju, sosiritizaciju itd. (detaljnije u narednim poglavljima). Ovaj proces se naziva **autometamorfoza**. U ultrabazičnim i bazičnim stenama, ovim procesima olivin prelazi u serpentin, piroksen u igličasti uralit, bazični plagioklas u sosirit (agregat albita i coisita) itd.



Slika 221. Fumarola, Sicilija

V.2.3 HEMIJSKA SVOJSTVA MAGME

Hemijski sastav magme (i stena) najčešće se prikazuje sadržajem oksida najzastupljenijih elemenata. Većina magmi, osim karbonatita, koji su bogati ugljikom, jesu „silikatnog” sastava i u njima dominira silicija, tj. silicijum-dioksid (SiO_2), zatim aluminijska, aluminijum-oksidi (Al_2O_3), kao i drugi oksidi: TiO_2 , MgO , FeO , Fe_2O_3 , MnO , CaO , Na_2O i K_2O . Nazivaju se i „glavnim oksidima” (često se sreće i termin „glavni elementi” ili makroelementi) i zajedno čine preko 90% bilo koje magme, tj. magmatske stene (ne računajući fluide, tj. H_2O).

Petrologija se često „zadužuje” kod drugih naučnih disciplina, pre svega, hemije, fizike, tehnologije pa i matematike za rešavanje „svojih” problema. Petrolozi najviše „uzimaju” iz oblasti hemije, koja se pokazala veoma uspešnom, tako da moderna petrologija, jednostavno, bez nje ne može.

Prema sadržaju i ulozi oksida i elemenata koji ulaze u sastav magme, oni se dele na glavne okside, sporedne okside i mikroelemente. U sastav magme ulaze i fluide.

1. Glavni oksidi pojedinačno grade i do nekoliko desetina procenata magme (i stene), ukupno i preko 90% njene mase. To su: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO ,

Na₂O i **K₂O**, i prikazuju se kao težinski procenti. Ukupan „prosečni” sadržaj analiziranih glavnih oksida u steni treba da bude oko 100%. Ako stena sadrži fluide (minerale sa vodom, vlagu), suma treba da bude takođe ista, oko 100%. Gvožđe se određuje kao **FeO** i **Fe₂O₃**, nekada se iskazuje zajedno, kao „ukupno **Fe**” (**FeO^{tot}**).

Glavni oksidi, zajedno sa fluidima, ako su prisutni, „kontrolisu” mineralni sastav magme, proces kristalizacije – stapanja, njenu viskoznost, gustinu, kretanje, mobilnost itd.

Magme se, prema sadržaju glavnih oksida, kao i magmatske stene, dele na ultrabazične, bazične, intermedijarne (prelazne) i kisele (detaljnije u poglavlju Klasifikacija magmatskih stena).

Koji će minerali kristalisati, nastati, zavisi od hemijskog sastava, sadržaja glavnih oksida u magmi. Iz ultrabazične magme koja ima nizak sadržaj silicije – **SiO₂** (ispod 45%) i visoke sadržaje **MgO** i **FeO** (preko 30%), kristališu olivin i piroksen. U ovim magmama nema „slobodnog” kvarca (**SiO₂**) jer je za stvaranje olivina i piroksena potrošena sva raspoloživa silicija.

Iz kisele magme koja sadrži visok sadržaj silicije (**SiO₂**) i alkalija (**Na₂O** i **K₂O**) i nizak sadržaj **MgO** i **FeO**, kristališu bojeni minerali, uglavnom sa vodom, hornblenda, biotit, muskovit (ove magme obično sadrže i fluide) i alkalni feldspati, a „višak” **SiO₂** se javlja kao „slobodan” mineral, kvarc.

Imena stena uglavnom se baziraju na njihovom hemijskom i mineralnom sastavu i sklopu (strukтури i teksturi), koji ukazuju na uslove kristalizacije, brzinu i način hlađenja, sredinu smeštaja itd. (detaljnije u poglavlju Klasifikacija stena). Zbog toga neke „različite” stene imaju identičan hemijski sastav, ali drugačiji način pojavljivanja, strukturu i teksturu. Na primer, bazalt i gablo imaju isti hemijski sastav, ali bazalt ima porfirsku, a gablo zrnastu strukturu (detaljnije u poglavlju Bazične stene).

Sadržaji i asocijacije glavnih oksida elemenata uglavnom se koriste za klasifikaciju magmatskih stena, proučavanje hemijske evolucije rastopa (i minerala) tokom procesa kristalizacije, stapanja, diferencijacije itd.

2. **Sporedni oksidi** su prisutni od 0,1% do oko 5,0% tež. mase magme i takođe se prikazuju kao oksidi: **MnO**, **TiO₂**, **P₂O₅** itd. Obično zamenjuju glavne elemente u mineralu (**Mn**, na primer, zamenjuje **Fe** ili **Mg** u većini bojenih minerala, a slično je i sa **Ti** itd.). Kada dostignu dovoljnu koncentraciju (sadržaj), sporedni oksidi mogu formirati i „sopstvene” minerale, kojih u steni ima do nekoliko procenata (titanit, rutil ili **Fe-Ti** oksid, ilmenit, apatit itd.).

3. **Mikroelementi** (često se sreće i izraz „elementi u tragovima”, što je prevod engleskog izraza *trace elements*) prisutni su ispod 0,1% tež. mase i obično se prikazuju kao elementi (a ne oksidi), sa sadržajem jedan na milion, **ppm** (akronim engleskog izraza *parts per million*) ili jedan na milijardu **ppb** (akronim engleskog izraza *parts per billion*).

Previše su „razblaženi” u magmi (nema ih dovoljno) da bi formirali sopstve-

ne minerale i uglavnom menjaju glavne ili sporedne elemente u oksidima ili mineralima. Izuzetak su neki akcesorni minerali (detaljnije u poglavlju Mineralni sastav magmatskih stena), među kojima je i cirkon. Iako su njihovi sadržaji „beskonačno mali”, način raspodele mikroelemenata između koegzistirajućih minerala, rastvora, kao i u hidrotermalnim sistemima, značajni su pokazatelji petroloških procesa.

Mikroelementi se mogu posmatrati kao „DNK” magme. Oni uključuju prelazne metale: **Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu i Zn**, elemente retkih zemalja (**La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu**) i druge elemente, među njima **Cs, Rb, Ba, Sr, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Pb, Th i U**.

Mikroelementi su korisni indikatori porekla magmatskih stena i magmatskih procesa, jer pokazuju daleko veći raspon sadržaja nego glavni elementi. Na primer, u većini stena, **CaO** varira između 0 i 10 procenata, dok **Sr**, koji se geohemijski ponaša slično, može varirati od 10 ppm do 1.000 ppm u tim istim stenama.

Zbog širokih varijacija u sadržaju, mikroelementi se koriste i za identifikaciju i kvantifikaciju procesa kristalizacije, parcijalnog stapanja itd. Posebno su efikasni „tragači” u poreklu i evoluciji magme, razlikovanju nekih magmatskih procesa, stepena parcijalnog stapanja, diferencijacije, kontaminacije, tektonske sredine stvaranja itd.

Sadržaji mikroelemenata su povezani sa sadržajem **SiO₂**. Magmaške stene sa manjim sadržajem **SiO₂**, između 45% i 52%, relativno su obogaćene elementima manjeg radijusa jona, kao što su **Cr, Ni i Cu**, dok su kisele magmaške stene, bogate silicijom (više od 66% **SiO₂**), obično obogaćene mikroelementima većeg radijusa, kao što su **Sr, Ba, Rb, Cs**.

Pojedini petrolozi **TiO₂, MnO, P₂O₅ i H₂O** smatraju mikroelementima, iako imaju sadržaje veće od 1%, dok drugi sadržaj **K₂O** ispod 0,1% u nekim bazičnim stenama smatraju glavnim elementom, tj. oksidom.

4. **Fluidi** (volatili), **H₂O, CO₂ i S** itd., ako su prisutni, takođe su „uključeni” u sastav magme. Voda ulazi u sastav silikatnih minerala (liskuni, amfiboli itd.) Zagrevanjem stene iznad 1000 °C ona „odlazi” i u hemijskoj analizi se označava kao **H₂O⁺**. Voda koja se javlja kao vlaga u stenama i oslobađa zagrevanjem na temperaturi iznad 110 °C označava se kao **H₂O⁻**. Ukupan sadržaj fluida (volatila) u steni se najčešće izražava kao „gubitak žarenjem” i označava se kao LOI (akronim engleskih reči *lost ignition*).

V.2.3.1 GEOHEMIJSKA SVOJSTVA ELEMENATA

Svojstva makro i mikro elemenata koji grade magmu (ili stene) zavise od niza faktora: atomskog broja, naelektrisanja, veličine jona, elektronegativnosti itd. Goldšmit (*Goldschmidt, 1958*), prema hemijskim svojstvima, podelio je elemente na:

1) *litofilne elemente*, koji se uglavnom javljaju u oksidnom stanju i lako se jonizuju; najviše ih ima u silikatima i oksidima, zajedno s jonima alkalnih metala, zemnoalkalnih metala i halogenih jona; akumuliraju se uglavnom u kori, ali ih ima i u omotaču; navedimo neke od njih: **Li, Na, K, Cs, Mg, Ca, Sr, Ba, Al, La, C, Si, Ti, P, V, Cr, U, F, Cl, Br, J, Mn** i dr.;

2) *siderofilne elemente*, koji imaju afinitet prema gvožđu, pa ih nema mnogo u kori; najvećim delom su akumulirani u jezgru i omotaču; u ovu grupu spadaju: **Fe, Co, Ni, Ru, Pd, Os, Ir, Pt, Mo, W, Au, Sn, C, P, Pb, As** i dr.;

3) *halkofilne elemente*, koji imaju afinitet prema sumporu, uglavnom grade sulfidne minerale; to su: **Cu, Ag, Zn, Cd, Hg, In, Sn, Pb, As, Sb, Bi, S, Se, Te** i dr.;

4) *atmofilne elemente*, koji grade atmosferu; tu spadaju: **O, N, He, Ne, Ar, Kr, Xe, H** i C.

Kiseonik, ugljenik, vodonik i azot spadaju i u litofilne odnosno biofilne elemente.

Elementi se klasifikuju i na osnovu termodinamičkih svojstava, položaja u strukturi minerala, veličine i radijusa jona, naelektrisanja, načina hemijskog vezi-
vanja itd. Razmotrimo „osnovna”, geohemijska svojstva.

DISTRIBUCIJA ELEMENATA

Elementi imaju različite „afinitete” za određena kristalna mesta u mineralima ili u drugim fizičko-hemijskim okruženjima (rastopima) u kojima se javljaju. **Mg** se akumulira u ranim, a **K** u kasnijim fazama parcijalnog stapanja. Za većinu glavnih (makro) elemenata, poput **Mg, Fe, Al, Ca, Na** itd., ponašanje je uglavnom „poznato”, ali za mikroelemente je „drugačija priča”. Kako možemo „razumeti” i predvideti njihovo ponašanje? Osim pomenute Goldšmitove klasifikacije elemenata, postoje i relativno „jednostavna pravila” za kvalitativno predviđanje afiniteta makro i mikro elemenata (elementa u tragovima) tokom stvaranja rastopa, kristalizacije minerala itd., koja se baziraju na jonskom radijusu (slika 222) i valenci:

1. Dva jona s **istim jonskim radijusom i valencom** ulaze u čvrsti rastvor (mineral) proporcionalno njihovom sadržaju i **isto se ponašaju** (jonski radijusi katjo-

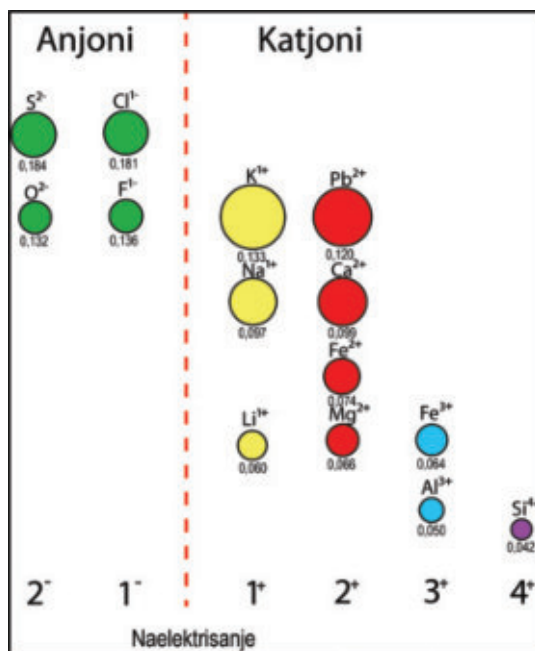
na manji su od atoma istog elementa jer „gube” elektron, dok je kod anjona obrnuto). Na primer, **Rb** se ponaša kao **K** i akumulira se u **K**-feldspatima, liskunima i kasnije nastalim rastopima. **Ni** se ponaša kao **Mg**, zbog čega ga ima u olivinima ili drugim bojenim mineralima koji su rano stvoreni, među prvima kristalisali.

2. Ako dva jona imaju **sličan radijus i isto naelektrisanje**, **manji će preferirati da uđe u „čvrstu fazu”** (iskristalisali mineral) pre nego u rastop. Pošto je **Mg** manji od **Fe**, „brže” će ući u mineral nego ostati u rastopu. To se jasno uočava odnosom **Mg** i **Fe** u olivinu u odnosu na rastope sastava **Fo-Fa** (forsterit-fajalit). U olivinima **Mg** i **Fe** se „slobodno” zamenjuju u heksaedarskom ili oktaedarskom položaju, što se prikazuje i u formuli **(Mg, Fe)₂SiO₄**.

3. Ako dva jona imaju **sličan radijus**, ali **različito naelektrisanje**, **jon sa većim naelektrisanjem (valencom) „lakše” ulazi u mineral nego u rastop**. Zato su **Cr³⁺** i **Ti⁴⁺** gotovo uvek „poželjni” u mineralima u poređenju sa rastopom.

Ali, u prirodi ima izuzetaka. Na višim temperaturama, međusobna zamena „različitih” jona je znatno lakša, posebno ako su sličnih naelektrisanja i ako se nalaze na jednom mestu koordinacije, kada mineral ostaje električno neutralan i stabilan. Ako je zamena na više mesta koordinacije, joni različitog naelektrisanja mogu zameniti jedan drugog na jednom mestu, ali se razlika u naelektrisanju mora „izbalansirati” drugom zamenom jona na drugom mestu koordinacije. U slučaju kada tri jona zamenjuju jedan drugog na istom mestu koordinacije, na primer, **Fe²⁺**, **Mg²⁺** i **Mn²⁺** u romboedarskim karbonatima, formula se piše kao **(Fe, Mg, Mn) CO₃**.

Uparena jonska supstitucija uključuje istovremenu zamenu jona različitog naelektrisanja na dva različita strukturna mesta, koja „čuvaju” neutralnost kristalne rešetke. Zamena jona različitog naelektrisanja na jednom strukturnom mestu menja električni naboj i zahteva drugu zamenu jona na drugom strukturnom mestu da bi se postigla ravnoteža. Jedan od primera su plagioklasi, u kojima se joni sličnih veličina radijusa, **Na¹⁺** i **Ca²⁺** i mogu međusobno zamenjivati u bilo kojem odnosu na mestu katjonskih koordinacija. Kada **Ca²⁺** zameni **Na¹⁺**, povećava se pozitivno naelektrisanje kristalne rešetke, a u obrnutom slučaju se smanjuje. Ove promene se „uravnotežuju” drugim setom zamena na mestu tetraedarskog katjona, gde se međusobno zamenjuju **Al³⁺** i **Si⁴⁺**, koji imaju ukupno naelektrisanje 5⁺, čime se uravnotežuju anjoni u strukturi plagioklasa.



Slika 222. Radijusi i naelektrisanje (valenca) pojedinih anjona i katjona

Kada se Ca^{2+} doda na mesto Na^{1+} , dodaje se Al^{3+} . Kada se Na^{1+} zameni Ca^{2+} , Si^{4+} zamenjuje Al^{3+} kako bi se zadržalo ukupno naelektrisanje 5^+ i održala neutralnost kristalne rešetke. Zbog toga se sastav plagioklasa može predstaviti formulom $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Si}, \text{Al})\text{AlSi}_2\text{O}_8$ da bi se naglasila priroda vezanih zamena jona.

Ograničena zamena jona javlja se usled velike razlike u radijusima ili naelektrisanju. Primer ograničene zamene jona je između kalcita (CaCO_3) i magnezita (MgCO_3). Pošto su katjoni kalcijuma Ca^{2+} za 30% veći od Mg^{2+} , međusobna zamena je ograničena, zbog čega postoji jaz između 25% i 40% magnezita. Kalciti obično sadrže manje od 4% Mg^{2+} . Sa većim sadržajem magnezijuma, kalcit menja strukturu i stvara se dolomit sa „dvostrukim” karbonatom, koji ima hemijsku formulu $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

Zamena katjona u površinskim uslovima (niske T i P) ograničena je ako su razlike u veličini radijusa katjona oko 10–15%, a veoma je „teška” za razlike veće od 30%. Oni su zapravo preveliki ili premali da bi se lako menjali. Zamena jona sa velikom razlikom u veličini atoma smanjuje stabilnost kristala. Slična situacija je i kada je mineral u rastopu. Pristup je pojednostavljen jer međusobna zamena elemenata, osim sličnog radijusa i naelektrisanja, zahteva i elektronegativnost, tj. način vezivanja jona u mineralima. Tu su i uticaji kristalnog polja, valentne konfiguracije, elektronske ljuske, energetska geometrija minerala itd.

KOEFICIJENT RASPODELE I KOMPATIBILNOST ELEMENATA

Stvaranje magme u Zemlji vezano je za parcijalno stapanje stena, kada pojedini makro i mikro elementi „radije” ostaju u nestopljenim, iskristalisanim mineralima (rezidumu), a drugi „lako” idu u rastop. Ima i elemenata koji „menjaju” svoja svojstva zavisno od sastava rastopa. **P** (fosfor) tokom parcijalnog stapanja stena gornjeg omotača (ultramafita) „odlazi” i akumulira se u stvorenoj bazaltnoj magmi. Parcijalnim stapanjem granitoida, međutim, **P** (fosfor) će „ostati” kao akcesorni mineral apatit, tj. neće otići u parcijalni rastop.

Raspodela elemenata između čvrste faze i rastopa u ravnoteži na određenoj temperaturi, pritisku i rasponu sastava može se izraziti koeficijentom raspodele **K_d**, tj. **odnosom sadržaja elementa u čvrstoj fazi**, nestopljenom mineralu (rezidumu) **i sadržaja istog elementa u rastopu**, nastalom parcijalnim stapanjem. Definiše se jednačinom:

$$K_d = C^{\text{mineral}} / C^{\text{rastop}}$$

Kada je koeficijent raspodele **K_p = 1.0**, sadržaj elementa u mineralu i u rastopu je isti, tj. element nema posebnu „sklonost” ka čvrstoj fazi, rezistatu (mineralu), niti prema rastopu.

Ako je **veći od 1.0**, elementa ima **više u mineralu** (rezistatu) nego u rastopu, i onda je **kompatibilan**.

Za vrednosti manje od 1, elementa ima **više u rastopu** nego u mineralu (nestopljenom delu, rezistatu), i tada je **inkompatibilan**.

Postoje slučajevi kada se element „deli” između rastopa i više minerala u steni, kada je računanje drugačije.

Kompatibilni elementi imaju vrednost $K_d > 1$, na primer, **Sr**, **Ba** i **Eu** u feldspatima u magmama bogatim silicijumom (kisele magme), dok su **Cr**, **Ni** i **Co** kompatibilni u olivinima i ortopiroksenima, u bazaltnim magmama.

Kompatibilnost je u stvari mera „lakoće” kojom se jedan element uklapa u kristalnu strukturu minerala. Kompatibilni elementi imaju tendenciju da formiraju „dugotrajne” veze gradeći kristalne strukture minerala. Oni su u stvari „nepokretni” jer ne mogu lako napustiti minerale.

Glavni elementi se obično ne izdvajaju (fracionišu) tako da su vrednosti $K_d = 1$ i veće od 1. To zavisi i od minerala, ali se u petrologiji obično definišu na olivinu, piroksenu, a možda i granatu.

Delimičnim stapanjem stene kompatibilni elementi ostaju unutar **čvrste nestopljene faze (rezistata)** i ne migriraju sa rastopom. Nakon „uklanjanja” rastopa, rezistat ima drugačiji hemijski sastav od originalne matične stene koja je stapanja, tj. „obogaćen” je, ima povećan sadržaj kompatibilnih elemenata, a osiromašen inkompatibilnim elementima. U grupu **kompatibilnih glavnih elemenata** spadaju: **Mg**, **Fe**, **Ca**, **Na** itd., a od mikroelemenata tu su **Ni**, **Cr**, **V**, **Ru**, **Rh**, **Pd**, **Os**, **Ir** itd., koji generalno imaju slične jonske radijuse i naelektrisanja kao pomenuti glavni elementi, koje delom menjaju u mineralima odgovarajućeg sastava.

Inkompatibilni elementi, kao što su **Rb**, **Li**, **Nb** i elementi retkih zemalja, imaju vrednost $K_D < 1$ i veoma su retki u glavnim mineralima u većini stena jer ne mogu da zamene postojeće elemente (**K**, **Na**, **Ca**, **Fe**, **Mg** itd.) u strukturama glavnih minerala, zbog velike razlike u naelektrisanju ili velike razlike u radijusu. Ova grupa elemenata se ne „uklapa” lako u kristalne strukture, i njihove veze se lako razbijaju. Generalno imaju mnogo veći ili manji radijus ili preveliko naelektrisanje da bi zauzeli glavne položaje u rešetkama „uobičajenih” (glavnih) minerala za formiranje stena, zbog čega, najvećim delom, ostaju u rastopu i imaju K_d vrednost manju od 1.

U ovu grupu elemenata spadaju **K**, **Rb**, **Sr** i **Ba** i drugi, koji tokom parcijalnog stapanja „napuštaju” čvrsti, nestopljeni deo (mineral, tj. rezistat) i obogaćuju se u stvorenom rastopu. Stene očvrsle od magmi nastalih parcijalnim stapanjem obogaćene su inkompatibilnim elementima i osiromašene kompatibilnim elementima. Evo primera: bazalti srednjeokeanskih grebena (**MORB**) obogaćeni su inkompatibilnim elementima u poređenju sa nestopljenim delom (rezistatom, peridotitom iz gornjeg omotača) iz kojeg su parcijalnim stapanjem nastali.

Raspodela mikroelemenata u rezistatu i rastopu nije „idealna”, ali se koeficijenti raspodele koriste, posebno u proučavanju vulkanskih stena.

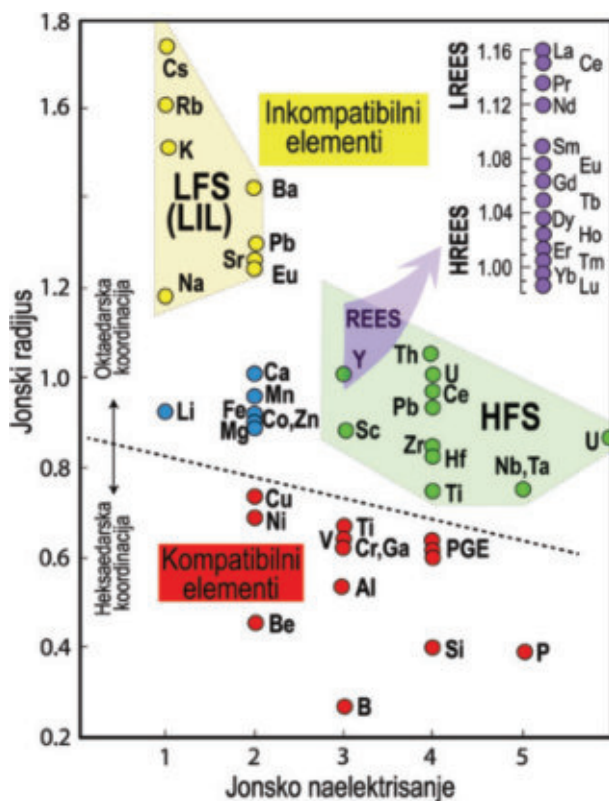
Analizom fenokristala (koji predstavljaju rezistat) i stakla, osnovne mase koja predstavlja rastop, određuje se Kd, koeficijent raspodele. Često se koriste ili kombinuju podaci eksperimentalnih proučavanja minerala. Ispitivanja su pokazala da koeficijent raspodele treba koristiti za uslove pritiska i temperature koji su najbliži PT uslovima sistema (stena) koji se ispituje.

Pomenimo da su vrednosti Kd mikroelemenata „osetljive” na promenu fugaciteta kiseonika u rastopu, naročito **Eu**. U oksidacionim uslovima, **Eu** je trovalentan i ponaša se kao i ostali elementi retkih zemalja, a u redukcionim uslovima je dvovalentan i ima veći jonski radijus. Kada je dvovalentan, mnogo je kompatibilniji i zamenjuje **Ca** u plagioklasima.

Uticaj pritiska nije dovoljno jasan, ali se smatra da može biti veliki.

V.2.3.2 KLASIFIKACIJA MIKROELEMENATA PREMA NJIHOVIM GEOHEMIJSKIM SVOJSTVIMA

Mikroelementi se obično proučavaju u grupama koje su asocijacije sličnih geohemijskih osobina, u istim stenama ili tektonskim sredinama ili stenama nastalim istim ili sličnim geološkim procesima (npr. okeanskim riftovima, zonama subdukcije itd.). Selektivnim „uključivanjem” pojedinih mikroelemenata koji su „osetljiviji” od glavnih elemenata na procese parcijalnog stapanja, diferencijaciju, asimilaciju itd., dobijaju se novi, jasniji i sigurniji podaci o uslovima, načinu i vremenu stvaranja magme, tj. stena, sredini stvaranja, načinu smeštaja itd. Odstupanja, osiromašenje ili obogaćenje pojedinih mikroelemenata u steni ili mineralu su indikacija određenih procesa nastanka magme (stene), diferencijacije, kontaminacije, tektonskog smeštaja itd. Svako uspešno geohemijsko ispitivanje bazira se na dobroj geološkoj osnovi, tj. poznavanju većine geoloških procesa koji su se dogodili na proučavanom području. Geohemijski podaci se koriste i za određivanje sastava izvorne magme, stepena parcijalnog stapanja i identifikaciju geoloških procesa. Mikroelementi se na osnovu odnosa naelektrisanja i jonskog radijusa (slika 223) dele na sledećih nekoliko grupa:



Slika 223. Geohemijska svojstva elemenata

HFS ELEMENTI

HFS elementi (akronim od engleskih reči *high field strength elements*) imaju **mali jonski radijus i veliko naelektrisanje, 3^+ ili 4^+** , i jonski potencijal (odnos naelektrisanja i veličine jona) $>2,0$. Svrstani su kao „nepokretni” (imobilni), što znači da se obično ne transportuju pod ograničenim parcijalnim stapanjem. U ovu grupu elemenata spadaju **Zr, Hf, Nb, Sc, Pb, Y, Ta i Th**.

HFS elementi imaju tendenciju da „ostanu” uz roditelja, tj. u ostatku nestopljene stene, rezistatu. Budući da su „zadržani” u izvornom području, ovi elementi imaju „dugu memoriju” i korisni su u određivanju nastanka magme, uglavnom u gornjem omotaču.

Ima izuzetaka. **Th** i **U** ne zamenjuju glavne elemente tokom magmatske kristalizacije zbog velikih razlika u jonskim radijusima i naelektrisanjima, već ostaju u rastopu i obogaćuju se u rezidualnom rastopu. Elementi **Ti, Zr, Hf, Nb** i **Ta** se zbog velikog jonskog radijusa „teško” ugrađuju u silikatne minerale, osim **Ti** koji ulazi u magnetit i ilmenit. **Zr** gradi „svoj” mineral cirkon, dok **Hf** i **Zr**, odnosno **Nb** i **Ta** imaju slične veličine radijusa jona i naelektrisanje i pokazuju veoma slično geohemijsko ponašanje. **Nb** i **Ta** se mogu naći u mineralima kao što su titanit, amfiboli koji sadrže **Ti** i u oksidima titana. Ova dva elementa „tipično” pokazuju niske sadržaje u rastopima nastalim u subdukcionim zonama.

Grupa elemenata platine (**PGE**) jeste siderofilna i uglavnom se koristi u proučavanju bazičnih i ultrabazičnih stena, gde se obično javljaju kao sulfidi. **Sc** može biti u piroksenima, manje u hornblendi i biotitu, često zajedno sa **V** (ne pripada **HFS** elementima), koji je najvećim delom u magnetitu.

Kompatibilni elementi, **Co, Ni** i **Cr** (ne pripadaju **HFS** elementima) imaju sličan radijus i naelektrisanje kao i **Mg**, zbog čega se javljaju u **Mg**-mineralima (uglavnom u olivinu, manje u piroksenu, **Cr** u spinelu i klinopiroksenu), gde ih izomorfno zamenjuju. Zato su više prisutni u pomenutim mineralima (rezidualu) nego u ostatku rastopa, zbog čega treba da imaju negativnu korelaciju sa **SiO₂**, (detaljnije u poglavlju o prikazu rezultata i pojedinih grupa stena). Visoki sadržaji **Ni** (250–500 ppm) i **Cr** (500–600 ppm) ukazuju na „roditeljske” (*parent*, osnovne) magme iz izvora, peridotitskog omotača (uglavnom zbog frakcionisanja olivina, koji su procesom parcijalnog stapanja ostali kao rezidual), zbog čega ih ima manje u ispitivanoj steni. Manji sadržaj **Cr** ukazuje na frakcionisanje spinela ili klinopiroksena. Nizak sadržaj **Ni** i, u manjoj meri, **Co** u bazaltima sa druge strane je frakcionisanje olivina (oni su procesom parcijalnog stapanja ostali kao rezistat), zbog čega ih ima manje u ispitivanoj steni.

LFS ELEMENTI

LFS elementi (akronim od engleskih reči *low field strength elements*) jesu druga grupa elemenata. **Imaju velike radijuse jona i malo naelektrisanje**. Poznati su i kao katjoni niskog jonskog potencijala i imaju jonski potencijal $<2,0$.

Katjoni malog naelektrisanja i velikog radijusa jona svrstani su i kao **LIL elementi** (akronim od engleskih reči *large ion lithophile elements*), koji su inkompatibilni. U ovu grupu spadaju **K, Rb, Cs, Ba, Pb²⁺, Sr i Eu²⁺**, koji su „korisni” indikatori stepena frakcioniranja, kao i stepena kontaminacije sa krystalnim materijalom (kontinentalnom korom). Mobilni su, posebno sa fluidima (slika 223).

Rb i Ba se najvećim delom nalaze u **K**-feldspatu i biotitu, a može ih „pratiti” i **Pb**.

Sr je uglavnom u plagioklasima, gde zamenjuje **Ca**, ali ne i u piroksenima. Sadržaji pomenutih elemenata se „dobro”, pozitivno korelišu sa sadržajem **SiO₂** i **K** (detaljnije u poglavlju o prikazu rezultata i pojedinih grupa stena). Pri niskim pritiscima **Sc** je kompatibilan, kada se plagioklas rano formira, ali je pri visokim pritiscima inkompatibilan, kada su i plagioklasi manje stabilni.

LIL elementi (sreće se i skraćenica **LILE**) imaju tendenciju da budu „pokretni”, mobilni. Idu u parcijalni rastop uz istovremeno „osiromašenje” (odlaska) iz matične stene. Ova grupa elemenata je korisna i za određivanje interakcije fluida i „roditeljskog izvora” (matične stene) koji je delimično stapan. Nisu svi **LIL** elementi „podjednako” inkompatibilni. **Rb, Ba i Th** su, od pomenutih, „kompatibilniji”, **Sr** je kompatibilniji od **Rb** itd. (slika 223).

Prodiskutujmo, analizirajmo (delom i ponovimo) ponašanja pojedinih „važnih” mikroelemenata:

Ti i V

Ova dva elementa su „tipični” kompatibilni elementi u ilmenitu i titanomagnetitu, iako **Ti** može biti obogaćen u bazičnim magmama (pirokseni, amfiboli) i kada nema „njihovih” minerala. Slično se ponašaju i u procesu stapanja i kristalizacije. Korisni su pokazatelji za frakcionizaciju **Fe-Ti** oksida (ilmenita, titanomagnetita).

Al

U bazaltima (zajedno sa **Ti**) **Al** je generalno imobilan, dok su **Ca** i **Na** mobilni. Slično je i kod granita: **Al** (i **P**) je generalno imobilan.

P

Fosfor je inkompatibilan u bazičnim magmama, ali postaje kompatibilan element u prelaznim i kiselim magmama, gde je apatit stabilna faza.

Nb

Ovaj element je inkompatibilan u većini magmi. Međutim, pošto delom zamenjuje **Ti** (u rutilu), može biti osiromašen u izvornim magmama, posebno u subdukcionim zonama (detaljnije u poglavlju o **REE**, elementima retkih zemalja). **Nb** je manje rastvorljiv u fluidima (pre svega vodi) od ostalih jednako inkompatibilnih elemenata.

Zr, Hf

Cirkonijum i hafnijum su „klasični” inkompatibilni elementi u bazičnim magmama. U cirkonu koji se javlja u kiselim stenama „ponašaju” se kao kompatibilni elementi. Ponekad mogu zameniti **Ti** u akcesornim mineralima, sfenu, rutilima itd.

Sr, Eu

Ova dva elementa „lako” menjaju **Ca** u plagioklasima i **K** u **K**-feldspatu. Manji sadržaj **Sr** ukazuje na „uklanjanje” feldspata iz magme. **Sr** je inkompatibilniji u stenama iz omotača (bazalta) zbog manje količine alkalnih feldspata. Sadržaj **Sr** ili odnos sadržaja **Ca/Sr** može biti koristan indikator izdvajanja plagioklasa u plitkim nivoima.

Ba

Barijum zamenjuje **K** u liskunima, **K**-feldspatu i u manjoj meri amfibolima. Promena od inkompatibilnog ka kompatibilnom ponašanju ukazuje na „veću ili manju” ulogu u toku kristalizacije ili odsustva jedne od pomenutih faza (**K**-minerala) u rastopu (magmi), tj. steni.

Rb

Rubidijum je inkompatibilan element u većini magmi, ali zamenjuje **K** u liskunima i **K**-feldspatima u kiselim, granitskim magmama, mada ne tako „snažno” kao **Ba**. Najviše je akumuliran u parcijalnom rastopu iz omotača i u stenama koje iz tih rastopa kristališu. Suprotno tome, **Sr** i **Lu** su najmanje koncentrisani u kori koja je nastala iz omotača osiromašenog **Rb**.

Be²⁺

Berilijum je tipičan inkompatibilni element jer zbog malog radijusa jona (0.45 Å) u koordinaciji šest „sprečava” zamenu za dvovalentne jone. Zbog malog naelektrisanja onemogućena je i zamena sa **Si**, koji ima sličan radijus, ali znatno veće naelektrisanje.

U⁴⁺

Uran ima i veliki radijus i veliko naelektrisanje (1 Å u koordinaciji 8) i uglavnom je inkompatibilan, ali ne uvek. Ako u magmi, obično kiseloj, granitskoj, kristališe cirkon (**ZrSiO₄**), **U⁴⁺** je kompatibilan i zamenjuje **Zr⁴⁺** jer imaju sličan jon-ski radijus (ova supstitucija, omogućava izotopsko datiranje cirkona).

PGE

Minerali platinske grupe, zajedno sa **Cu**, **Au**, **Ag**, **Zn**, **Pb**, najvećim delom su akumulirani u sulfidnim rastopima (rastvorima). U magmama bez sulfida, **Cu** ima više u bazičnim, a **Zn** i **Pb** u intermedijarnim do kiselim diferencijatima.

ELEMENTI RETKIH ZEMALJA, REE

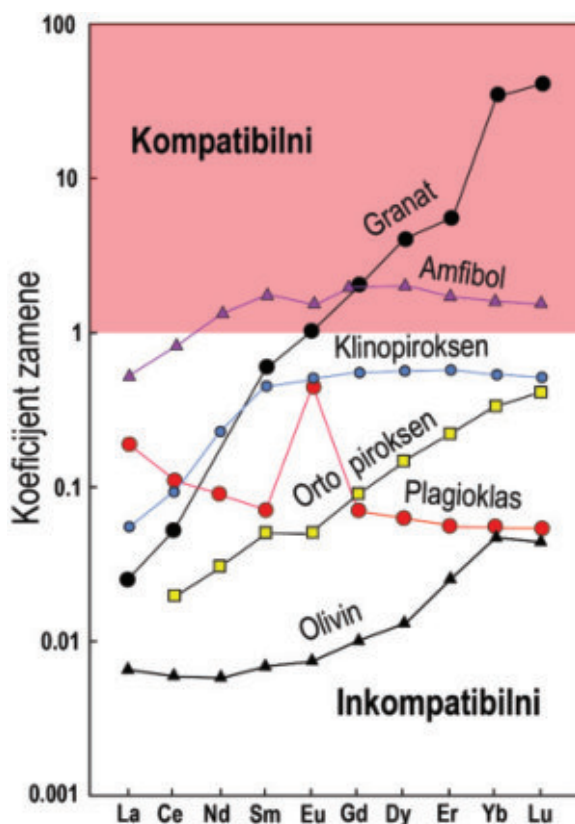
Elementi retkih zemalja, **REE** (akronim od engleskih reči *rare earth elements*), „posebno” su važni u petrologiji magmatskih stena. Slično se ponašaju, pa su pogodni za „testiranje” petrogenetskih hipoteza, modela.

Elementi retkih zemalja su između atomskih brojeva 57 (**La**) do 71 (**Lu**) i uključuju: **La**, **Ce**, **Pr**, **Nd**, **Pm** (nema ga u prirodi), **Sm**, **Eu**, **Gd**, **Tb**, **Dy**, **Ho**, **Er**, **Tm**,

Yb, Lu. Retko se prikazuju (analiziraju) svih 15, obično se koristi 9 ili 10.

Važni su petrogenetski indikatori jer su praktično nerastvorljivi u vodenim sistemima (hidrotermama) pa se mogu koristiti i kod analiza alterisanih stena. Većina **REE** je trovalentna (3^+). U uslovima „visoke” oksidacije, **Ce** može biti i 4^+ . Pri niskim vrednostima fugaciteta kiseonika (f_{O_2}) (redukциони uslovi), evropijum **Eu** $^{2+}$ je obilniji od **Eu** $^{3+}$, u magmatskim sistemima i zamenjuje **Ca** u plagioklasima. Kod trovalentnih jona elemenata retkih zemalja opada radijus jona sa povećanjem atomskog broja. Od **lantana** (1.160 Å) do **lutecijuma** (0.977 Å). Ova mala, ali sistematska varijacija prouzrokuje značajne razlike u ponašanju i koeficijentu razmene (slika 224).

Elementi retkih zemalja su podeljeni na **lake** i **teške** (tabela 3).



Slika 224. Koeficijent zamene za REE između minela i bazaltnog rastopa (Rollinson, 1993)

Laki elementi retkih zemalja (u literaturi se često nazivaju i **LREE** – akronim od engleskih reči *light rare earth elements*) jesu **La, Ce, Pr, Nd i Sm**.

Teški elementi retkih zemalja (nazivaju se skraćeno i **HREE** – akronim od engleskih reči *heavy rare earth elements*) uključuju **Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb i Lu**.

Pojedini autori izdvajaju i **srednje elemente retkih zemalja** (u literaturi se sreće izraz **MREE** – akronim od engleskih reči *middle rare earth elements*), gde svrstavaju elemente evropijum, gadolinijum, terbijum i disprozijum.

Zbog „većeg” radijusa, grupa **LREE** (od **La** do **Sm**) generalno je **inkompatibilna** u „standardnim” glavnim mineralima, rezistatima (koji nisu stapani zbog čega se akumuliraju u parcijalnom rastopu. Sa manjim stepenom parcijalnog stapanja sadržaj lakih **REE** (**LREE**) veći je u rastopu.

Pomenimo da se samo pri 1% delimičnog stapanja **LREE** jako obogaćuju u rastopu, stvorenoj magmi, u odnosu na **HREE** (od **Eu** do **Lu**). Pojedini autori na osnovu odnosa sadržaja **LREE** i **HREE** određuju i stepen parcijalnog stapanja izvornih stena. Obogaćivanje progresivno opada sa povećanim stepenom parcijalnog stapanja (do 30%). Pri ovim procesima, male su promene u odnosima sadržaja **La/Y**, **La/Yb**

Prodiskutujemo i **Eu** anomaliju (detaljnije u poglavlju Primena i prikaz analitičkih podataka u petrologiji). **Negativna anomalija ukazuje na to da je plagioklas „uklonjen”** iz rastopa, magme, obično frakcionisanjem ili je „zadržan” u rezistatu, nestopljenom delu, a **pozitivna obrnuto**, tj. da je **plagioklas ostao u rastopu**, magmi, sada ispitivanoj steni. Stanje kiseonika ima veliki uticaj na koeficijent razmene **Eu**. U magmama siromašnim kiseonikom, **Eu** se uglavnom javlja kao **Eu²⁺**, retko kao **Eu³⁺**, kao i ostali elementi retkih zemalja. U tim uslovima on je kompatibilan element za plagioklase, kao i **Sr**. Koeficijent zamene zavisi i od mnogih drugih faktora (*Rollinson, 1993*).

Tabela 3. Laki i teški elementi retkih zemalja (REE)

Laki REE		Teški REE	
Lantan (La)	Prometijum (Pm)	Terbijum (Tb)	Tulijum (Tm)
Cerijum (Ce)	Samarijum (Sm)	Disprozijum (Dy)	Iterbijum (Yb)
Prazeodijum (Pr)	Europijum (Eu)	Holmijum (Ho)	Lutecijum (Lu)
Neodijum (Nd)	Gadolinijum (Gd)	Erbijum (Er)	Skandijum (Sc)
			Itrijum (Y)

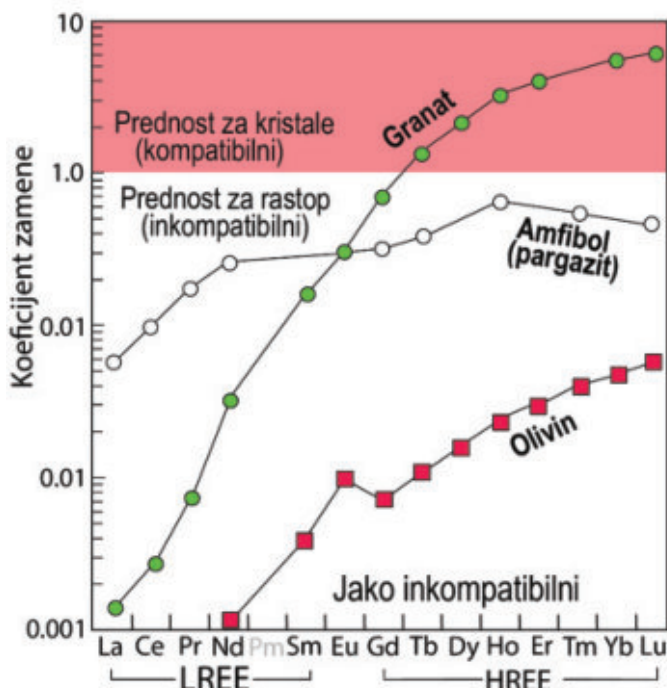
Kad se proučavaju bazalti, sadržaji **HREE** nam daju poreklo, tj. mesto izvornog područja gde su stvarani. Obogaćenje **REE** i viši odnosi međusobnog sadržaja **La/Yb** (normalizacijom na hondrite) ukazuju na to da je bazalt nastao parcijalnim stapanjem peridotita sa granatom. U suprotnom, osiromašenje ukazuje na to da je bazalt nastao parcijalnim stapanjem peridotita sa spinelom i feldspatom, koji se u omotaču javljaju na znatno manjim dubinama. Klasični primeri sa obogaćenim **REE** su kimberliti i lamproiti, koji „dolaze” (nastaju) na velikim dubinama.

Pomenimo i itrijum. Ovaj element ima atomski broj 39, poluprečnik 1.019 Å i naelektrisanje 3⁺ i sličan je holmijumu (**Ho**), zbog čega je „ponekad” uključen u grupu **REE**. Ovaj element se generalno ponaša kao inkompatibilan, kao i srednje i teški **REE**.

Opišimo i neke akcesorne minerale i njihove veze sa **REE**. Titanit (sfen) „preferira” teške i srednje **REE**, dok apatit, monazit i alanit imaju vrlo visoke koeficijente raspodele za lake **REE** zbog čega su uobičajeno kompatibilni elementi u kiselim magmama koje imaju pomenute minerale. Cirkon i ksenotim „vole” teške **REE**, ali njihov sadržaj u magmama je retko dovoljan da bi se teške **REE** ponašale kao kompatibilni elementi. **LREE** su obično u klinopiroksenima i hornblendi, kao i u plagioklasima (**Eu²⁺**, slika 225).

U zemljinoj kori, elementi **REE** sa neparnim atomskim brojem su obilniji od elemenata sa parnim atomskim brojevima. Ova neuobičajena neravnoteža otežava grafički prikaz sadržaja elemenata **REE** (detaljnije u poglavlju *Primena i prikaz analitičkih podataka u petrologiji*) i rezultate istraživanja. Da bi „ispravili ovu neravnotežu”, petrolozi „normalizuju” sadržaje elemenata **REE** ispitivanih stena sa sadržajima u hondritskim meteoritima jer većina nas smatra da su oni nastali kada i Zemlja (pre 4,5 milijardi godina) i sa istim međusobnim sadržajem.

Normalizacijom na hondrite ne uklanja se Odo-Harkinsonov efekat. Postoje komentari, predlozi pa i neslaganja jer su naše ispitivane stene „doživele” parcijalno stapanje, diferencijaciju, asimilaciju itd. kada je promenjen prvobitan sadržaj mikroelemenata, uključujući i **REE**. Zbog „šarenolikosti” (različitih načina) proračuna, neophodno je u Vašem radu, publikaciji navesti po kom autoru se vrši normalizacija. Detalje računanja, normalizacije i grafičkog prikaza možete pročitati u odeljku *Primena i prikaz analitičkih podataka u petrologiji*. Elementi retkih zemalja su generalno nerastvorljivi u hidrotermalnim i atmosferskim rastvorima, pa su korisni za proučavanje promenjenih, alterisanih stena. Lakše se oslobađaju tokom alteracije iz staklastog (neiskristalisalog) bazalta nego iz kristalisalog. Proučavanjima je utvrđeno da **REE** mogu biti mobilni sa fluidima bogatim halogenidima ili karbonatima. Sadržaji **REE** su, uz ostala proučavanja, važni u interpretaciji petrogeneze većine magmatskih stena. Koriste se, između ostalog, i za određivanje izvora rastopa ili učešća određenih minerala u evoluciji magme, važni su za proveru i potvrdu pojedinih petrogenetskih hipoteza itd. Njihovi sadržaji su složeniji u kiselim, granitskim magmama (stenama), gde su česti sporedni minerali apatit, cirkon, monazit, alanit itd., koji imaju visoke koeficijente raspodele **REE**, zbog čega uzrokuju i specifičan položaj (i sadržaj) pojedinih **REE** u normalizacionim dijagramima (detaljnije u poglavlju *Primena i prikaz analitičkih podataka u petrologiji*).



Slika 225. Koeficijent razmene za sistem mineral–rastop za distribuciju sadržaja trovalentnih elemenata **REE** za granate, olivine i amfibole i bazičnog rastopa (magne) (Green i dr., 2000), La Tourrette i dr., 1995) i Bedard, 2005)

DISKUSIJA, „OPŠTI” ZAKLJUČCI O GEOHEMIJI MIKROELEMENATA

Svaka stena je „složena” priča, od njenog nastanka do mesta gde se danas nalazi, gde je posmatramo, merimo, uzorkujemo, analiziramo itd. Ponašanje mikroelemenata nam omogućava objašnjenje pojedinih geoloških procesa, uz „veliku” pomoć drugih geoloških podataka, rezultata ispitivanja, mineralnog sastava, strukture, sredine i položaja ispitivane stene u prostoru itd.

Koji od mikroelemenata su kompatibilni, a koji ne, zavisi od niza faktora, kao što su sastav mineralnih faza, sastav rastopa (magne), vode, kontaminacija, karakter diferencijacije itd. Najčešća i najintenzivnija mobilnost mikroelemenata je tokom parcijalnog stapanja, diferencijacije i kontaminacije itd., ali je značajna i tokom metamorfizma (kretanje elemenata u čvrstom stanju, difuzije), hidrotermalnih promena, kao i površinskog raspadanja, alteracije stena. Pomenuti procesi menjaju „originalni” hemijski i mineralni sastav stena i dešavaju se najvećim delom u „otvorenom” sistemu.

Pojedini elementi u magmama određenog sastava su kompatibilni, a u drugim inkompatibilni. Opadanjem temperature magme povećava se koeficijent razmene. Hladnije magme, bogatije silicijumom su čvršće strukture (kompaktnije), što omogućava da se mikroelementi unesu u koegzistentne minerale. Uticaj pritiska, za razliku od temperature, mnogo je manji.

Pomenuli smo **Cr**, **Ni** i **Co** koji su kompatibilni sa olivinom i ortopiroksenima u bazaltima, gde se koncentrišu i akumuliraju. Inkompatibilni elementi, kao što su **Rb**, **Li**, **Nb** i **REE** (elementi retkih zemalja), međutim, imaju **Kd** manji od 1, zato ih u pomenutim stenama ima malo. Akumulirani su i u bazaltnom diferencijatu koji je bogatiji silicijumom u odnosu na matičnu stenu.

U prilog pomenutog govori i **Kd** raspodele **Sr** između olivina i rastopa, gde ovaj inkompatibilni element „preferira” rastop za neverovatnih 200 puta više od olivina. Sa druge strane, **Sr** je kompatibilan element u plagioklasu.

Oksidaciono stanje magme utiče na koeficijent raspodele **Eu**. U redukcionim magmama (siromašnim kiseonikom), evropijum postoji uglavnom kao **Eu²⁺**, a ne uobičajeni **Eu³⁺**. Kompatibilan je element u plagioklasu, kao što je i **Sr**.

Mobilnost i asocijacija elemenata su važni i kod prospekcije metala u hidrotermalno promenjenim stenama. Reakcijom petrogenih minerala i hidrotermalnih rastvora (proces alteracija) „lako” se mobilizuju (kreću) jednovalentni joni kao **Cs⁺**, **Rb⁺**, **Na⁺** i **K⁺**, zatim dvovalentni joni kao **Ca²⁺**, **Fe²⁺**, **Mn²⁺** ili **Sr²⁺**, dok viševalentni joni **Al³⁺**, **Ti⁴⁺**, **Fe³⁺** ili **B³⁺** ostaju ili se teško mobilizuju.

Joni sa visokim jonskim potencijalom (velikim naelektrisanjem) i malim radijusom (**HFS elementi**) u reakciji sa vodom najčešće daju **nerastvorljive** hidrosilikate, dok su joni sa malim jonskim potencijalom (naelektrisanjem) i velikim radijusom (**LIL elementi**) vrlo **rastvorljivi**.

Hidrotermalne promene stena su uglavnom polifazne, često i genetski vezane za „spoljašnju” vodu (atmosfersku), pa je često teško utvrditi kvantitativne proce-

ne hidrotermalnih promena (i mineralizacije), koje mogu biti značajne, posebno za prospekciju metala, pre svega **Cu, Au, Zn, Pb** itd.

Završimo priču o mobilnosti elemenata pod uticajem „čistih” atmosferilija (kiše) na magmatske stene.

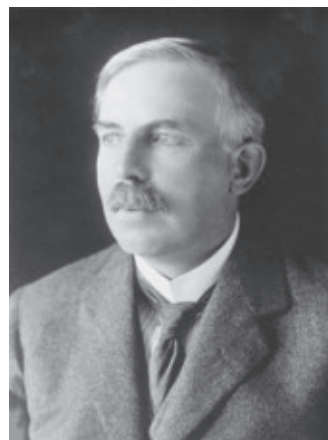
Mobilnost glavnih elemenata u površinskim uslovima alteracije zavisi od stabilnosti i hemijskog sastava minerala, temperature, sastava i količine fluida koji uzrokuju promenu stena. Tokom raspadanja primarnih minerala (imobilna faza), pojedini elementi „odlaze” u druge „nove”, tek stvorene minerale kada stena koja se raspada menja sastav, tj. postaje „siromašnija” njima. Najčešće površinske alteracije su vezane za oksidaciju i hidrataciju. Među najčešćim promenama su limonitizacija, kalcitizacija, stvaranje minerala glina itd.

IZOTOPI

Zašto danas geolozi tvrde da je Zemlja stara oko 4,5 milijardi godina? Za odgovor krenimo hronološki. Pre „mnogo” godina (više od 3 veka), većina ljudi u evropskim, zapadnim i drugim kulturama verovala je da Zemlja postoji „samo” 6000 godina. Prve sumnje, na osnovu principa uniformnosti (superpozicije slojeva), uočili su, sredinom i krajem 18. veka, naši geološki „oci”, Džejms Haton (James Hutton) i Čarls Lajel (Charles Lyell), koji su tražili veću „količinu vremena” za stvaranje geoloških jedinica (slojeva) i struktura na našoj plavoj planeti. Slično je mislio i Čarls Darvin (Charles Darwin) u okviru svoje ideje o evoluciji vrsta, u okviru koje je smatrao da su potrebne desetine do stotine miliona godina za objašnjenje „životne” evolucije Zemlje. Fizičar Lord Kelvin je merenjem toplotnih svojstava stena i sadašnje temperature odredio vreme kada je Zemlja postala čvrsto telo. Iako je njegov način bio matematički ispravan, rezultat nije bio tačan jer Lord Kelvin u to vreme „nije znao” za radioaktivnost u Zemlji, kojom se kontinuirano prinosi toplota.

Edmond Halej (Edmund Halley) na osnovu saliniteta je odredio starost okeana (1715), a znatno kasnije (1889) Džon Džoli (John Joly), takođe na osnovu sadržaja soli u morskoj vodi, utvrdio je da su okeani stari 90 miliona godina.

Anri Bekerel (Henri Becquerel) otkrio je radioaktivnost 1896. godine i utvrdio da radioaktivno raspadanje nekog elementa ne zavisi od temperature i pritiska. Ernest Raderford (Ernest Rutherford; slika 226) 1905. godine predložio je da se konstantna stopa raspadanja radioaktivnih izotopa može koristiti za određivanje starosti stena i minerala. I „klupko” počinje da se odmotava. Radiometrijsko datiranje koristi raspadanje izotopa elemenata prisutnih u mineralima kao meru određivanja starosti stene, koja se iskazuje godinama. Pojedini izo-



Slika 226. Ernest Raderford
(1871–1937)

topi, kao i mikroelementi, koriste se i kao petrogenetski indikatori za procese nastanka i diferencijacije magme, termalnu istoriju, migraciju fluida. Njihov sadržaj i geohemijska svojstva daju nova saznanja o parcijalnom stapanju i sastavu omotača ovog dubokog dela Zemlje – danas ekskluzivnog domena geofizičara.

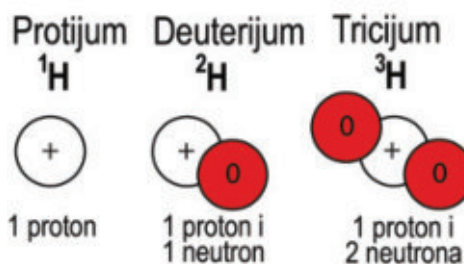
ŠTA SU IZOTOPI?

Izotopi su atomi istog elementa koji u jezgru imaju **isti broj protona**, a **različiti broj neutrona** (koji nemaju naelektrisanje), što uzrokuje **različitu atomsku masu** (težinu), ali ne utiče na njihova hemijska svojstva. Različiti izotopi se određuju njihovom atomskom težinom (protonima i neutronima), koja se prikazuje u manuskriptu. Da bi element bio stabilan u jezgru, broj neutrona mora biti „ograničen”. Radioaktivno raspadanje se odvija u atomskom jezgru. Elektroni koji kruže po okolnim orbitalama ne učestvuju u ovom procesu. Evo primera. Vodonik ima tri različita izotopa. Svi atomi vodonika (H) imaju isti atomski broj (slika 227). Uobičajeni oblik atoma vodonika, koji se ponekad naziva i protijum, ima jedan proton i nema neutrona u jezgru. Ima atomsku masu 1 i prikazuje se simbolom ^1H . Drugi izotop vodonika, deuterijum (^2H), korišćen u nekim nuklearnim reaktorima, u jezgru ima jedan proton i jedan neutron i atomsku masu 2. Treći, redak, izotop vodonika je tricijum (^3H), koji u jezgru ima jedan proton i dva neutrona i atomsku masu 3. Slično se javljaju kiseonik i ugljenik. Kiseonik ima tri različita izotopa: ^{16}O , ^{17}O i ^{18}O . U jezgru svi imaju osam protona i različiti broj neutrona, 8, 9 i 10, dajući pomenute izotope sa različitom atomskom masom. Ugljenik takođe ima tri izotopa: ^{12}C , ^{13}C i ^{14}C . Svi imaju po 6 elektrona i 6 protona, a 6, 7, odnosno 8 neutrona. ^{14}C je radioaktivan itd.

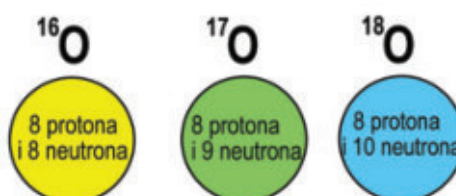
Izotopi se u geologiji koriste za određivanje starosti stena i minerala ili kao petrogenetski indikatori za:

- prirodu sredine u kojoj se magma stvara, tj. za unutrašnju građu Zemlje;
- procese generisanja magme i njen razvoj, jer se njihov međusobni odnos praktično ne menja tokom parcijalnog stapanja;
- temperaturu kristalizacije;
- termalnu istoriju stvaranja i
- druge geološke procese, kao što su migracija fluida oko toplih magmat-skih intruzija itd.

a. Jezgra tri izotopa vodonika



b. Jezgra tri izotopa kiseonika



Slika 227. Jezgra izotopa vodonika (a) i izotopa kiseonika (b)

Proučavanje izotopa i mikroelemenata obično se radi istovremeno, jer većina važnih geoloških izotopa, izuzev kiseonika i vodonika, praktično su i mikroelementi, **Rb, Sr, Pb, U, Th, Sm** itd.

Odnos izotopskih elemenata u mineralu je složen zbog njihovog stvaranja i zavisi da li se radi o stabilnim ili nestabilnim (radioaktivnim) izotopima, kao i da li je sistem „zatvoren” ili ne.

Podsetimo se da se radioaktivno raspadanje smatra jednim od „motora” primarne topote unutar Zemlje i delimično je „odgovorno” za kretanje ploča i konvekciju u jezgri i omotaču. Radioaktivni izotopi značajno ugrožavaju životnu sredinu.

U petrologiji se najčešće koriste izotopi **H, C, O, S, K, Ar, Rb, Sr, U, Pb, Th, Sm** i **Nd**.

Izotopi se klasifikuju kao **stabilni** izotopi, koji ostaju „neograničeno” stabilni, i **radioaktivni**, koji su nestabilni i prolaze kroz proces radioaktivnog raspada, stvarajući novi element uz oslobađanje čestica i energije. Obe vrste izotopa su korisne i važne u rešavanju geoloških i ekoloških problema.

STABILNI IZOTOPI

Stabilni izotopi imaju stabilna jezgra i tokom vremena zadržavaju isti broj protona i neutrona, i nemaju tendenciju da se spontano menjaju, raspadaju.

Hemijski su identični, **uvek ostaju isti element** – izotopi ugljenika uvek ostaju ugljenik, isto je i sa kiseonikom, vodonikom itd.

Zbog procesa frakcionizacije, stabilni izotopi se koriste za praćenje mnogih geoloških procesa, uključujući i evoluciju petroloških sistema i temperatura na kojima se oni dešavaju. Zato što prirodna voda sadrži **H, O, C** i **S**, ovi izotopi elemenata daju različite informacije o karakteru reakcije vode i stena u geološkim procesima. Među njima, kiseonik je najvažniji jer je značajno prisutan u svim stenama i fluidima, zbog čega će biti detaljnije razmatran. (Za druge izotope pogledaj *Faure, 1986*).

U okviru grupe stabilnih izotopa, prikazaćemo kiseonik i ugljenik, koji se najčešće koriste u petrologiji, tj. geologiji.

KISEONIK

Kiseonik ima tri stabilna izotopa: ^{16}O , ^{17}O i ^{18}O . Njihovo frakcionisanje se obično izražava u odnosu prema nekom standardu, najčešće prema „srednjoj okeanskoj vodi” (*SMOW*).

Izotop ^{18}O je teži od ^{16}O , pa su molekuli H_2^{18}O teži od molekula H_2^{16}O . Pošto je pritisak pare ili sklonost „izlaženja” vibrirajućeg molekula obrnuto proporcionalni njegovoj masi, isparavanje morske vode obogaćuje atmosfersku paru koja lebdi nad lakšim molekulima koji sadrže izotope ^{16}O i ^1H u poređenju sa morskom vodom. Atmosferska voda (kiša) dobijena iz ove pare takođe je obogaćena lakšim molekulima i izotopima.

Proučavanjima je utvrđeno da frakcionisanje izotopa „lakog“ kiseonika (^{16}O) zavisi i od temperature, što je važan podatak za proučavanje paleoklime ili odnosa sadržaja izotopa $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ u karbonatima, koji daju značajne podatke o uslovima njihovog stvaranja.

Izotopska frakcionizacija se može javiti između izotopa svakog elementa, ali je veća za lakše elemente, gde je veća razlika između dva izotopa. Tako, na primer, razlika u masi između izotopa ^1H i ^2H je 100% (duplo), pa je frakcionizacija značajna. Manja frakcionizacija je kod težih izotopa ^{16}O i ^{18}O , gde je razlika u masi samo 12%. Izotopi još težih elemenata imaju još manju razliku u masi, zbog čega je stepen frakcionizacije teže odrediti, naročito za elemente teže od kalcijuma.

Sadržaji izotopa kiseonika (kao i vodonika) u meteorskoj i juvenilnoj vodi (hidrotermalni rastvori) jesu različiti, kao i u odnosu na slane rastvore. Većina rezultata ukazuje na to da u hidrotermalnim rastvorima iznad plutona ima značajnih količina recirkulirajućih meteorskih voda.

Izotopski sastavi kiseonika magmatskih, sedimentnih i metamorfnih stena pokazuju sistematske varijacije u sadržaju ^{18}O , koje daju važne informacije o njihovom nastanku i sredini stvaranja. Na primer, sadržaj ^{18}O većine magmatskih stena je između 5 i 15 promila, što se razlikuje od površinski prerađenih sedimenata koji razmenjuju kiseonik i uravnotežuju se s meteorskom vodom.

Pojedine magmatske stene imaju manje sadržaje ^{18}O i deuterijuma (^2H), zbog razmene s infiltriranom meteorskom vodom, što je iskorišćeno za proučavanje nekih granita u Australiji koji su nastali stapanjem sedimentnih stena (S graniti, detaljnije u poglavlju Graniti). Frakcionizacija stabilnih izotopa javlja se za vreme kristalizacije minerala iz rastvora (hidrotermalnih), kao i za vreme evaporacije. U kristalima koji sadrže male jone, kao što je Si^{4+} , viša vibracija interne energije može redukovati naelektrisanje sa težim izotopom. Tako, na primer, u steni s kvarcom i magnetitom, koji kristališu zajedno u sličnim ravnotežnim uslovima, kvarc će biti bogatiji sa ^{18}O , a magnetit sa ^{16}O . Frakcionizacija zavisi od temperature, ali je manje osetljiva na pritiske. Na taj način, mineralni parovi stvoreni u istim uslovima i u ravnoteži mogu se koristiti kao **geotermometri**. Smatra se da su mineralni parovi na nekoj temperaturi dostigli izotopsku ravnotežu, ravnotežu s fluidima i da se sastav izotopa nakon ravnoteže nije menjao.

Fluidi, međutim, često menjaju izotopski sastav. Zbog toga, u dubinskim magmatskim stenama, koje se sporo hlade, može doći do ponovnog uspostavljanja ravnoteže izotopa kiseonika, kada se dobija niža temperatura kristalizacije nego što je bila.

Pojedini minerali se lakše uravnotežuju od drugih. Tako je, na primer, kvarc rezistentniji na ponovno uravnoteženje od biotita i magnetita.

Odvajanjem kristala od koegzistentnog rastvora u magmi koja kristališe (frakcionirana kristalizacija), ne menja se ili se vrlo malo menja izotopska frakcionizacija većine stabilnih izotopa, uključujući i njihov međusobni odnos.

Najveću količinu izotopa ^{18}O iz rastvora uzima kvarc, zatim alkalni feldspat, plagioklas, muskovit, piroksen, hornblenda, olivin, biotit, a najmanje ilmenit i ma-

gnetit. Ekstenzivna separacija minerala iz bazalnog rastopa menja sastav i odnos izotopa za samo 1 ppm u rezidualnom (zaostalom) rastopu. Isti rezultat se dobija kada se menja ili varira stepen parcijalnog rastapanja izvornih stena. Sadržaj izotopa ^{18}O u stenama iz omotača/rastvora (magne) i sedimenata je drugačiji, pa se koristi i za procenu asimilacije, kontaminacije itd. O primeni izotopa kiseonika detaljnije u poglavlju Primena i prikaz analitičkih podataka u petrologiji.

UGLJENIK

Izotopi ugljenika u magmatskim stenama daju važne informacije o izvoru i promeni sastava stena. Odnosi $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ za većinu karbonata ukazuju na to da je karbonat nemagmatskog porekla i da nastaje iz cirkulišućih hidrotermalnih fluida. Izuzetak su krečnjaci. Niski odnosi sadržaja $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ u mnogim hidrotermalnim rudama ukazuju na duboki izvor za većinu ugljenika.

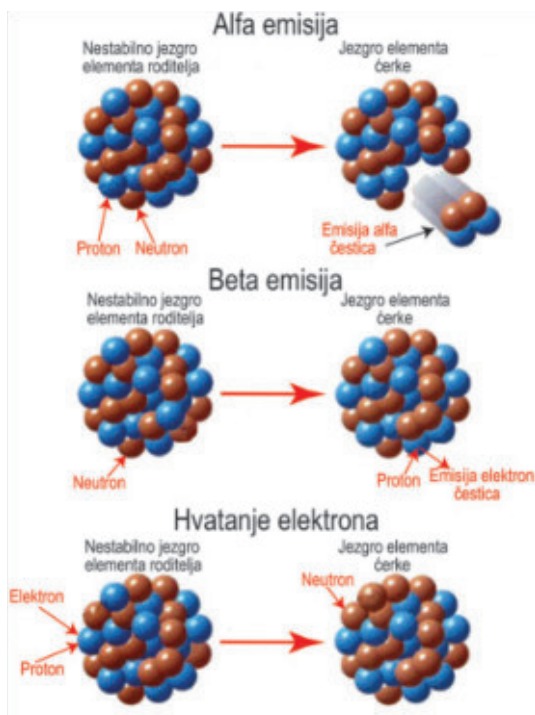
Određivanje izotopske starosti na osnovu ^{14}C , čiji je „poluživot” samo 5730 godina. Nakon 100.000 godina, ostaje vrlo malo ^{14}C i raspadanje postaje sporadično. Tehnika je stoga ograničena na datiranje holocenskih događaja i u arheologiji. Detaljniju diskusiju o stabilnim izotopima u petrologiji magmatskih, ali i ostalih stena, možete naći u brojnim radovima iz ove oblasti. O primeni stabilnih (i radioaktivnih) izotopa u petrologiji, geochemiji, geologiji itd. detaljnije u poglavlju Primena i prikaz analitičkih podataka u petrologiji.

RADIOAKTIVNI IZOTOPI

Radioaktivni izotopi imaju nestabilna jezgra, koja se radioaktivnim raspadanjem „spontano” (bez kontrole) transformišu i prelaze u stabilne izotope. Postoje tri vrste radioaktivnog raspada (slika 228):

1. **Alfa raspadanje** je „oslobađanje” teških i usporenih alfa čestica i toplote iz jezgra, što su najizraženiji oblici radioaktivnog zračenja.

Alfa čestice se sastoje od dva protona i dva neutrona, što je sastav jezgra helijuma, ^4He . Ovim procesom radioaktivnog raspada atomski broj elementa se smanjuje za dva, a broj atomske mase za četiri. Radioaktivno raspadanje ^{238}U u ^{234}Th je jedan od primera alfa raspada.



Slika 228. Radioaktivno raspadanje

2. **Beta raspadanje** uključuje izbacivanje beta (β) čestica i toplote iz jezgra. Beta čestica je elektron (e^-) velike brzine koji iz jezgra radioaktivnog elementa pretvara neutron u proton, povećavajući atomski broj za jedan, a ostavljajući broj atomske mase nepromenjenim. Emitovane beta čestice su elektroni velikih brzina koji umereno jonizuju i prodiru dublje od alfa čestica. Mogu da putuju oko 10 metara u vazduhu i lako se odvajaju elektromagnetom. Radioaktivno raspadanje ^{87}Rb u stabilan ^{87}Sr je jedan od mnogih primera beta raspadanja.

3. **Hvatanje elektrona** uključuje dodavanje elektrona velike brzine u jezgro sa oslobađanjem toplote u obliku **gama zračenja**. To je vrlo visoko frekventno elektromagnetno zračenje koje se emituje iz jezgra radioaktivnih elemenata tokom raspadanja, obično kao deo alfa ili beta raspada. Dodavanje elektrona u jezgro pretvara jedan od protona u neutron. Hvatanje elektrona smanjuje atomski broj za jedan, a ostavlja broj atomske mase nepromenjenim. Gama zraci su duboko prodorni, ne mogu se elektromagnetski razdvojiti.

Koriste se za ubijanje bakterija u hrani ili za lečenje malignih tumora. Pomenimo da je otkriveno i kosmičko gama zračenje iz dalekih pulsara, kvazara i radiogalakcija, ali ono ne može prodrati kroz atmosferu Zemlje.

Radioaktivno raspadanje ^{40}K u stabilan ^{40}Ar je primer „hvatanja” elektrona. Javlja se poznatom brzinom, koja omogućava utvrđivanje starosti mnogih minerala i stena koji nose kalijum. Samo oko 9% radioaktivnog kalijuma prelazi u ^{40}Ar , ostatak se raspada u ^{40}Ca sa beta emisijom.

Nestabilni izotopi radioaktivnim zračenjem prelaze u stabilnije, nove elemente, izotope, kada se menja maseni broj elementa. Radioaktivno raspadanje traje sve dok se ne postigne stabilna nuklearna konfiguracija i ne formira stabilan izotop.

FIZIČKI I HEMIJSKI FAKTORI RADIOAKTIVNOG RASPADANJA

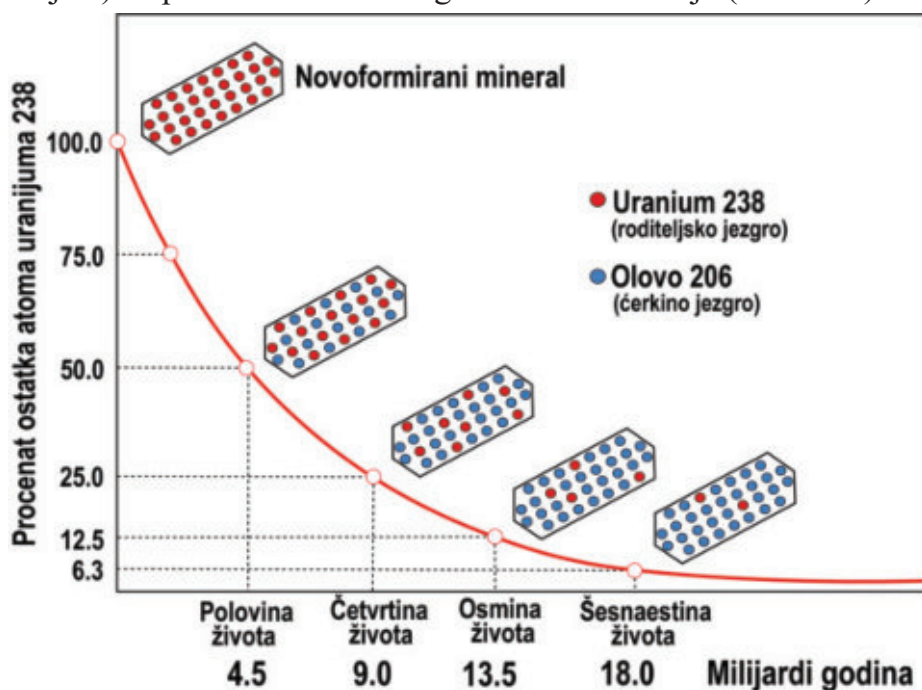
Originalni nestabilni izotop naziva se **roditelj** i on radioaktivnim raspadanjem prelazi u novi izotop, koji se naziva **ćerka** izotop. Pojedini radioaktivni izotopi (roditelji) radioaktivnim zračenjem prelaze u više ćerki izotopa, od kojih neke mogu biti nestabilne i dalje propadati, tj. radioaktivno zračiti.

Ćerke izotopa stvorene radioaktivnim zračenjem nazivaju se **radiogeni izotopi**, i oni se ne raspadaju trenutno, već u određenom vremenskom periodu, koji zavisi od njihove relativne stabilnosti, tako da je vreme raspadanja poznato za svaki element (nuklid). Tako je, na primer, izotop **Na** koji nastaje u nuklearnim reaktorima, veoma nestabilan, traje samo nekoliko dana do nedelja. Sa druge strane, ^{292}U je dosta „dugovečan” i do sada je samo polovina izvornog ^{238}U u Zemlji.

Nestabilni ili radioaktivni izotopi se nuklearnim procesima raspadaju, uglavnom u nove ili iste elemente, radioaktivne izotope. Na primer, radioaktivni roditelj ^{238}U se raspada u ćerku izotop ^{206}Pb za poluživotom raspadanja od 4,5 milijardi godina, čime se računanjem na osnovu međusobnog sadržaja mogu dobiti podaci

o „apsolutnoj” starosti minerala iz vremena kada je roditelj prvobitno bio u njemu. Apsolutna starost stena se meri „unazad” i izražava u jedinicama međunarodnog sistema: milionima godina ili milijardama godina.

Svaki radioaktivni element, roditelj, raspada se **konstantnom brzinom**, poznatom kao poluživot. Taj poluživot je vreme potrebno da se polovina mase tog izotopa raspada od **roditeljskog izotopa** do **izotopa ćerke**. To je eksponencijalni proces, pri čemu se polovina prvobitnog početnog materijala raspada na prvom koraku, polovina preostalog materijala (25 procenata originalnog materijala) raspada se nakon drugog koraka, a polovina preostalog materijala (12,5 procenata originalnog materijala) raspada se nakon trećeg koraka i tako dalje (slika 229).



Slika 229. Raspadanje izotopa

Izotopska starost stena je kontinuiran, nepovratan i nereverzibilan proces. U najjednostavnijem slučaju raspadanja, broj atoma „roditelja” kontinuirano opada, a broj atoma „ćerki” se proporcionalno povećava. U složenijem slučaju, atomi ćerki podležu daljem radioaktivnom raspadanju sve dok se ne dostigne stabilna forma. Odnos (proporcija) roditeljskih atoma koji podležu raspadanju u jedinici vremena je uvek isti. Ovaj zakon važi samo za dovoljan broj atoma, najmanje nekoliko desetina hiljada, kako bi statističke greške bile zanemarljive.

Radioaktivno raspadanje se može pojaviti u jednom koraku ili, češće, u nizu koraka, poznatih kao serija raspadanja. U nekoj seriji raspadanja, „intermedijarni koraci” mogu biti umereni ili vrlo kratkotrajni, a ćerka izotop može biti manje ili više radioaktivna od roditeljskog izotopa. Postoji širok opseg poluraspadanja za različite radioaktivne izotope, u rasponu od $4,4 \times 10^{-22}$ sekundi za ^5Li , do $4,551 \times 10^9$ godina za ^{238}U . Krajnji proizvod svih radioaktivnih raspadanja je, kako smo već pomenuli, stabilan element.

Zbog potencijalno različitog hemijskog ponašanja i pokretljivosti, izotopi roditelja i ćerki mogu biti podložni diferencijalnoj separaciji u otvorenom izotopskom sistemu. Na primer, raspad radioaktivnog ^{40}K u kristalima biotita daje ćerku ^{40}Ar , koji je inertan, plemeniti gas. Zagrevanje biotita do skromnih temperatura (300 °C) može uzrokovati njegovo oslobađanje, difuzijom iz kristala, čime se dobija pogrešna starost.

Izotopski odnosi elemenata sa radioaktivnim (roditeljskim) ili radiogenim (ćerkinim) izotopima takođe utiču na proces frakcionisanja i vremenom se menjaju.

Poređenjem različitih minerala i izotopskih sistema sa različitim „temperaturama zatvaranja”, dobija se uvid u termalnu istoriju stena (*Cliff, 1985*).

Radioaktivni izotopi i njihove ćerke ponašaju se drugačije u geološkim sistemima u odnosu na druge elemente, što ih čini vrednim petrogenetskim indikatorima. Najveća razlika je to što su suprotno kompatibilni u sistemima omotač–bazalti, tako da stepen inkompatibilnosti raste nadesno. Pomenimo da se individualni izotopski parovi roditelj–ćerka prikazuju s leva nadesno:

Rb > Sr; Th > Pb; U > Pb; Nd > Sm; Hf > Lu itd.

DISKUSIJA O PONAŠANJU POJEDINIH NESTABILNIH IZOTOPA

U steni ili mineralu koji sadrže vrlo malo **Rb** u odnosu na **Sr**, odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se „polako” sa vremenom povećava. Ako je odnos pomenutih elemenata u stenama i mineralima visok, rast $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ je mnogo brži.

U stenama iz omotača, **Rb** je ekstremno nizak, što uzrokuje i nizak odnos **Rb/Sr**, samo 0,028. Zbog toga se odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ u okeanskim pločama sa vremenom povećava veoma sporo, od 0,699, kada je Zemlja rođena pre 4,5 milijarde godina, do 0,704 u sadašnjem vremenu.

Magme izdvojene iz omotača imaju nasleđeni odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iz njihovih izvornih regiona, blizu pomenute vrednosti. Zbog toga što je **Rb** manje mobilan od **Sr**, ima ga znatno više u stenama kontinentalne kore, pogotovo u njenim gornjim delovima, zbog čega je i veći odnos **Rb/Sr**. Istraživanja su pokazala da „stara” kontinentalna kora (preko milijardu godina) ima mnogo veće vrednosti odnosa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ od magmi iz omotača.

Smatra se da se neke magme „došle” iz omotača mogu tokom smeštaja ili izlivanja kontaminirati sa „drevnom” kontinentalnom korom, zbog čega će imati povišeni odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Pojedini istraživači koriste inicijalni (početni) odnos izotopa ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) kogenetskog (istog nastanka) seta magmatskih stena kao „vodič” za identitet izvora iz kojeg je nastala proučavana magma (tj. stena). Određuje se presekom izohrone i izračunava starosna korekcija prema individualnom odnosu na osnovu starosne dobi uzorka i odnosa **Rb/Sr**. Izotopi **Nd** i **Sm** teško frakcionišu (ostaju zatvoreni)

jedan od drugog tokom parcijalnog stapanja i kristalizacije, zbog njihovih veoma sličnih jonskih poluprečnika. Sistemi **Nd-Sm** ostaju zatvoreni u mnogim geološkim sredinama gde hidrotermalni rastvori i rastopi prouzrokuju otvaranje sistema **Rb-Sr**, mobilizujući **Rb**, ali ne i **Sr**. Izotopi **Th-Pb** i **U-Pb** su složeni i imaju različitu mobilnost suprotno njihovoj kompatibilnosti.

I na kraju, recimo da su za geologe više važne serije s poluživotima raspadaanja od više desetina, stotina miliona ili milijardi godina. Glavna „ograničenja” u određivanju starosti stena na Zemlji su da one „moraju biti mlađe od 6–7 milijardi godina”, jer u sebi, najvećim delom, sadrže radioaktivne elemente s kraćim poluživotima raspadaanja. Prema postojećoj literaturi (gde su „šarenoliki” analitički podaci), najstarija poznata stena je Acasta gnajsa na severozapadu Kanade, koja ima 4,03 milijarde godina, a najstariji mineral je cirkon star 4,2 milijarde godina iz Zapadne Australije.

ODREĐIVANJE IZOTOPSKE STAROSTI STENA

„Izotopi su „najmoćniji” način utvrđivanja starosti stena. Podsetimo se da je većina elemenata na našoj planeti nastala termonuklearnim reakcijama u zvezdama pre nego što se „rodio” solarni sistem. Izotopski odnos elemenata zavisi, kako smo pomenuli, od odnosa roditeljskog i ćerkinog elementa, koji je obično rezultat hemijske frakcije tokom nekog ranijeg procesa, kao što su delimično stapanje, frakciona kristalizacija itd.

Geohronologija je određivanje starosti stena, minerala i pojedinih geoloških procesa na osnovu serije radioaktivnih raspadaanja u određenim izotopnim sistemima koji daju numeričku vrednost. Bazira se na poređenju sadržaja radioaktivnog roditelja sa radiogenim izotopima ćerki, na osnovu kojih se, uz konstantne brzine raspadaanja, izračunava vreme kada su se procesi dogodili. Izbor radiometrijskog sistema za petrološka i geološka istraživanja zavisi od vremena njihovog raspadaanja (tj. poluraspadaanja), sadržaja roditeljskih izotopa i izotopa ćerki u steni ili mineralu i njihovog hemijskog ponašanja.

Na primer, stare prekambrijske stene se datiraju (određuje se starost) korišćenjem pararoditelja ^{238}U - ^{206}Pb i ^{235}U - ^{207}Pb , koji imaju dve različite, ali relativno „spore” stope propadaanja (od 10^8 do 10^9 godina poluživota), dok je vreme kada je drvo spaljeno na ognjištima naših predaka bolje odrediti na osnovu sadržaja izotopa ^{14}C .

„Normalno” se pretpostavlja da kada mineral kristališe u magmi hlađenjem, nastaje stena u kojoj je prisutan samo roditeljski izotop. Slično tome, pretpostavlja se da je samo roditeljski izotop prisutan kada se mineral istaloži hemijski u sedimentu ili se formira rekristalizacijom u čvrstom stanju u metamorfnjoj steni.

Radiometrijski „sat” počinje kada se formira mineral. Na taj način se pretpostavlja da se svi izotopi ćerke mereni u steni danas formiraju kao posledica raspadaanja roditeljskog izotopa.

Međutim, ovo ne mora uvek biti slučaj, jer se dodavanje ili gubitak izotopa može desiti tokom diagenese sedimentne stene ili metamorfizma, kada neki od njih „odlaze”, što uzrokuje grešku u računanju izotopske starosti. Zbog toga je važno da se raspadanje odvija u „zatvorenom sistemu”, bez gubitka ili dodavanja izotopa. Izbor metode zavisi od pretpostavljene starosti (metamorfne stene su obično „stare”, sveže vulkanske stene obično „mlade” itd.), kao i vrste i sadržaja odgovarajućih elemenata u mineralima.

Za određivanje starosti stene, nastanka minerala, vremena metamorfizma itd., potrebno je znati brzinu raspadanja (poluživot) određenog radioaktivnog elementa, koja je konstantna, kao i količinu izotopa roditelja i ćerki prisutnih u steni, a koji se dobijaju analitički, u laboratoriji (tabela 4).

Tabela 4. Poluperiodi raspadanja nekih izotopa

Izotop roditelj	Izotop ćerka	Poluperiod raspadanja	Minerali i stene koji se datiraju
^{40}K	^{40}Ar	$1,28 \times 10^9$ god.	K-bogati minerali, vulkanske stene
^{87}Rb	^{87}Sr	$4,8 \times 10^{10}$ god.	K-liskuni i feldspati, glaukonit cele magm. i met. stene
^{147}Sm	^{143}Nd	$1,06 \times 10^{11}$ god.	Granati, pirokseni
^{232}Th	^{208}Pb	$1,4 \times 10^{10}$ god.	Cirkon
^{235}U	^{207}Pb	$7,07 \times 10^8$ god.	Cirkon, uraninit, magmatske i metamrfne stene
^{238}U	^{206}Pb	$4,47 \times 10^9$ god.	Cirkon, uraninit, magmatske i metamrfne stene
^{14}C	^{14}C	5730 god.	Organska materija, kosti, drvo..
^{234}U	^{230}Th	$2,45 \times 10^5$ god.	Mladi cirkoni, karbonati..

Evo primera: izotop ^{238}U radioaktivnim (alfa česticama) raspadanjem prelazi u ^{234}Th sa poluživotom od 4,47 milijardi godina (4,47 Ga). Pošto je poznata brzina kojom se atomi ^{238}U pretvaraju u atome ^{206}Pb , na osnovu određivanja njihovog sadržaja (odnosa), koji se dobija analitički (u vrlo zahtevnoj i „skupoj” laboratoriji), može se odrediti starost stene, vreme kristalizacije minerala.

„Težak” deo u analitici, određivanju sadržaja izotopa, jeste razlikovanje radiogenih izotopa ćerki od istih izotopa koji nisu produkt radioaktivnog raspada od vremena geološkog događaja koje želimo da odredimo. Ograničenje je rezultat kombinacije analitičke tačnosti i statističke validnosti. Donju starosnu granicu nameće poteškoća u tačnom određivanju malog sadržaja izotopa produkovanih (stvorenih) ćerkama i validnosti jednačine raspadanja za tako malo nastalu količinu atoma. Stoga nam je potreban statistički validan uzorak, a samim tim i određeni kritični broj izotopa ćerki.

Pomenimo i primenu nekih meteorita koji sadrže olovo, ali bez roditelja uranijuma ili torijuma. S obzirom na to da su proporcije različitih izotopa olova ostale nestabilne od njihovog formiranja, njihove relativne proporcije se mogu koristiti za merenje primarnih „olovnih” odnosa u ranoj Zemlji. Ekstrapolacijom je dobijena „starost” od 4,3–4,6 milijardi godina, što se smatra „najboljom” procenom starosti Zemlje. Pomenimo da su Sunce i njegove planete (uključujući i našu Zemlju) „tinejdžeri” u univerzumu, koji je nastao pre oko 13,4 milijarde godina.

Na kraju, živimo u vremenu svakodnevnih tehnoloških inovacija, koje će novim preciznijim instrumentima omogućiti tačnije (i brže) određivanje starosti na uzorcima stena i minerala.

PRIPREMA UZORAKA ZA RADIOMETRIJSKO DATIRANJE

Uzorci stena prikupljeni za radiometrijsko datiranje uglavnom su „prilično” teški (i do nekoliko desetina kilograma) da bi se eliminisale nehomogenosti u steni. Prvo se mehanički drobe, uglavnom na zrna veličine peska, dobro se izmešaju radi homogenizacije, a zatim se odabere manja količina za dalju selekciju, izdvajanje minerala koji će se analizirati. Daljim postupkom, obično metodom teških tečnosti, magnetnim svojstvima ili manuelno (što je mukotrpan i strpljiv rad), izdvaja se određeni mineral koji će se analizirati.

Merenje sadržaja različitih izotopa vrši se masenim spektrometrom. Više detalja o primeni „najvažnijih” izotopa u petrologiji i geologiji će biti prikazano u poglavlju Primena i prikaz analitičkih podataka u petrologiji.

RELATIVNO VREME STVARANJA STENA I GEOLOŠKIH PROCESA

Osim izotopske starosti stena, geolozi određuju i „relativno” vreme nastanka, koje se najčešće koristi kod sedimentnih stena. Osnovni kriterijum je superpozicija, primarno horizontalno i lateralno pružanje. Mlađi sloj je uvek iznad starijeg, koji je ranije stvoren. Na osnovu superpozicije sedimenata i prisustva fosila napravljena je i standardna geološka skala, koja podrazumeva sledeću geohronološku podelu: era, period, epoha, starost i stadijum.

Upotreba fosila za sprovođenje biostratigrafske korelacije omogućava određivanje redosleda slojeva i koristi se za korelaciju, lokalno i/ili regionalno. To su metode koje se još uvek koriste u stratigrafiji, često uz „dopune” sa drugim analitičkim metodama (određivanje hemijskog i mineralnog, hemijskog i izotopskog sastava itd.).

V.2.4 ANALITIČKE METODE U GEOHEMIJI

UVOD

Hemijske analize u Evropi prvi put su primenjene na stenama i mineralima još u 16. veku za određivanje sadržaja metala u rudnim žilama, ali je tek u 18. i 19. veku većina elemenata „prepoznata i sistematizovana” na osnovu sličnih hemijskih svojstava.

„Precizne” hemijske analize stena i minerala razvijene su u poslednjih 150 godina. Jedina dostupna hemijska metoda s početka 20. veka (pre 1930. godine) bila je klasična volumetrijska i gravimetrijska analiza, koja se nazivala „mokra” hemijska analiza. Ona je bila zahtevna i „opasna”. Pripremljeni uzorci stena i minerala rastvarani su jakim kiselinama, a dobijeni rastvor je hemijski analiziran. Ove analize zahtevale su zamorne i dugotrajne procese titracije ili dodavanja hemikalija kako bi se „kombinovali” određeni joni u rastvoru i dobio nerastvorljivi talog, iz kojeg se računao sadržaj oksida ili elementa. Jedna analiza radila se tokom jednog dana, uz neophodno višegodišnje iskustvo kako bi se ovladalo tehnikama i dobili tačni rezultati.

Sa napretkom tehnologije, „mokra” hemijska analiza vremenom je nadograđivana i zamenjena drugim tehnikama koje se baziraju na sposobnosti atoma da emituju ili apsorbuju zračenje na frekvencijama karakterističnim za odgovarajući element (nazivaju ih i spektroskopske tehnike). One su omogućile „brzu” izradu analiza velikog broja uzoraka stena i minerala na kojima je određivan sadržaj velikog broja makro i mikro elemenata.

Uspešno geohemijsko ispitivanje podrazumeva zahtev za reprezentativno uzimanje uzoraka. Nije dovoljno „nasumice” uzeti uzorak stene ili minerala za hemijsku analizu. Pre uzorkovanja, na terenu se sagledaju geološka situacija, položaj u masivu, izlivu, dajku, silu, profilu itd. i kuc, kuc, uzorak je u vašim rukama s neophodnim (zapisanim) informacijama, zavisno od cilja vaših ispitivanja.

Ovo je posebno važno i neophodno kod interpretacije rezultata geohemijskih analiza, kada se koriste znanja i saznanja iz drugih geoloških disciplina (strukturna, paleontološka, geofizička itd.).

Za petrologiju i mineralogiju, većina metoda zahteva da se reprezentativna količina uzorka smrvi, rastvori ili stapa. Uzorak mora biti svež i nepromenjen, osim ako se ne proučavaju alteracije. Veličina zrna minerala u steni i njena heterogenost utiču na pripremu uzoraka za analizu. Za vrlo grubozrne stene, kao što su pegmatiti i neki gabrovi, graniti itd., treba više materijala koji se homogenizuju i kvadriranjem (četvrtinom) uzimaju kao reprezentativan uzorak za analizu.

Kod geohemijskih ispitivanja, najvažniji su: **preciznost, tačnost i donja granica detekcije** elemenata u analiziranom uzorku.

Geohemijska ispitivanja, zavisno od cilja, treba da imaju „pravilan i optimalan” izbor analitičkih metoda i odgovarajućih instrumenata. Podaci (rezultati) moraju biti tačni u okviru granice detekcije primenjene metode i instrumenta, treba ih navesti i u vašem radu ili publikaciji. Često se u okviru ispitivanja, radi bolje preciznosti i kontrole rezultata, izvodi nekoliko paralelnih ispitivanja.

Najniži sadržaj koji se može analizirati na odgovarajućem instrumentu za određeni element naziva se *granica detekcije*.

Pomenimo i razliku između tačnosti i preciznosti. Tačnost je upoređivanje jednog rezultata ili srednje vrednosti s „pravom” vrednošću ili „prihvaćenom” pravom vrednošću, dok je preciznost upoređivanje jednog rezultata sa drugim merenjima urađenim na isti način. Kod većine hemijskih ispitivanja stena i minerala, preciznost je važnija od malih razlika u apsolutnim sadržajima dva elementa. Većina metoda koje se i danas koriste ne mogu odrediti oksidaciona stanja Fe^{3+} i Fe^{2+} , po potrebi se mora uraditi titracija.

Pomenimo neke od metoda geohemijskih i hemijskih ispitivanja.

V.2.4.1 RENDGENSKA FLUORESCENTNA ANALIZA

Rendgenska fluorescentna spektrometrija (engl. *X-ray fluorescence* – **XRF**) česta je metoda koja se koristi za određivanje sadržaja makro i mikro elemenata u stenama. Bazira se na pobuđivanju (eksitaciji) uzorka X-zracima. Snop primarnih X-zraka iz rendgenske cevi ozračuje uzorak i pobuđuje sekundarne X-zrake (rendgenska fluorescencija) koji imaju talasne dužine karakteristične za elemente prisutne u uzorku.

Može se analizirati do 80 elemenata, sa različitim stepenom osetljivosti i sa donjom granicom detekcije od 1 ppm (za neke elemente i ppb).

To je brza, nedestruktivna metoda za analizu elemenata od **F** (fluora) do **U** (urana). Analizira se više elemenata istovremeno uz minimalnu pripremu za analizu. Elementi lakši od **Na** se ne mogu odrediti, a tačnost opada sa manjim atomskim brojem od **vanadijuma**.

Glavni elementi se određuju korišćenjem jedne rendgenske cevi, a mikroelementi korišćenjem jedne ili više različitih rendgenskih cevi. Za analizu je potrebno oko 500 mg uzorka presovanog u pločicu praha za mikroelemente ili staklena kuglica napravljena od spraćenog uzorka stopljenog sa litijum-metaboratom ili tetra-boratom za analizu glavnih elemenata.

Preciznost je bolja od „klasične” hemijske analize, kao i nekih drugih instrumentalnih metoda.

XRF je „jeftina”, jednostavna i pouzdana analiza i za većinu naših istraživanja dovoljno osetljiva. Koristi se i za određivanje lakih elemenata kao što su **Be** i **Li** i prelaznih metala u tlu i rečnim sedimentima, ali se ne koristi u kvalitativnoj analizi.

V.2.4.2 NEUTRONSKA AKTIVACIONA ANALIZA

Ovo je vrlo osjetljiva metoda kod koje se uzorak ne uništava prilikom merenja. Postoje dve vrste analiza: instrumentalna neutronska aktivaciona analiza (**INAA**) i radiohemijska neutronska aktivaciona analiza (**RNAA**). Bazira se na selektivno pobuđenoj radioaktivnosti u nekim atomima elemenata u ispitivanom uzorku i selektivnom merenju zračenja radioaktivnih atoma. Kvantitativno određivanje bazira se na intenzitetu zračenja za dati element. Priprema uzorka (oko 100 mg čvrstih ili tečnih materijala) brza je i jednostavna. Uzorak se stavlja u neutronske fluks, zajedno sa standardima koji se izlažu radijaciji. Sadržaji se određuju poređenjem sa analiziranim standardima, uz neophodne korekcije linija u spektru.

Metoda ima veliku osjetljivost na elemente retkih zemalja, platinsku grupu elemenata i neke od elemenata visokog jonskog potencijala, a moguće je analizirati i **N**, **O** i **F**.

V.2.4.3 EMISIONA SPEKTROMETRIJA (ICP)

Ovom metodom se mogu odrediti sadržaji velikog broja elemenata sa malim sadržajem, vrlo niskom granicom detekcije i vrlo precizno. Rastopljeni uzorak se unosi kao aerosol iz otparivača u argonplazmu, koja se koristi za „pobuđivanje” za spektralnu emisiju. Zbog visoke temperature plazme, pobuđuje se veliki broj atomskih i jonskih spektralnih linija elemenata, koje se detektuju fotomultiplikatorom i upoređuju sa kalibracionim linijama, a intenziteti se preračunavaju u sadržaje. Svi elementi se analiziraju istovremeno, a kompletna analiza je gotova za nekoliko minuta.

V.2.4.4 ATOMSKA APSORPCIONA SPEKTROFOTOMETRIJA

Atomska apsorpciona spektrofotometrija (**AAS**) bazira se na apsorpciji svetlosti od strane atoma u gasnoj fazi. Uzorak se „atomizuje” i isparava u plamenu, a zatim se primenjuje snop svetlosti specifične talasne dužine koja prolazi kroz uzorak. Talasna dužina apsorbovanog svetla je specifična za svaki element. Intenzitet svetlosnog zraka se meri pre i posle prolaska kroz apsorbujuće nepobuđene atome, a količina apsorbovane energije direktno je proporcionalna broju prisutnih nepobuđenih atoma.

Uzorak mora biti pripremljen kao rastvor, metali se analiziraju individualno i obično se ne koristi za elemente nemetala. Mere se svi glavni elementi, osim **Na**,

K, Mg, Ca i P. Ovom metodom se mogu odrediti i sadržaji pojedinih mikroelemenata: **Ba, Be, Co, Cr, Cu, Li, Ni, Pb, Rb, Sr, V i Zn.** Ona je „slabija” od metode **XRF** ili **ICP**. Relativno je jeftina i najčešće se primenjuje kod merenja **Be, Li**, odnosno atoma koji su niski kada se mere metodom **XRF**.

V.2.4.5 MASENA SPEKTROMETRIJA

Masena spektrometrija (engl. *mass spectrometry* – **MS**) koristi se u velikom broju naučnih disciplina: u geologiji, petrohemiji, termodinamici i kinetici hemijskih reakcija, proučavanju osobina površina čvrstih tela, struktura materijala, ekologiji i drugim oblastima. Bazira se na pretvaranju ispitivanog uzorka u jon-ski snop i njegovom razdvajanju na elemente na osnovu njihovih odnosa mase i naelektrisanja (m/e). Masena spektrometrija ima visoku osetljivost i daje veliki broj podataka bez korišćenja standarda, a preferiraju se tečni uzorci. Koristi se i u izotopnoj geologiji kod izučavanja stabilnih izotopa, kao što su argon, **Rb-Sr, Pb-Pb, U-Pb i Sm-Nd** itd.

Pomenimo i **masenu spektrometriju izotopskog razblaživanja** (engl. *isotope dilution mass spectrometry* – **IDMS**), jednu od najtačnijih i najosetljivijih analitičkih metoda za određivanje mikroelemenata. Koristi se za elemente koji imaju više od jednog stabilnog ili radioaktivnog izotopa sa „dugim” poluživotom raspada. Metoda je posebno pogodna za određivanje sadržaja **REE** sa niskim sadržajima, mada se četiri elementa (**Pr, Tb, Ho i Tm**) ne mogu analizirati. Nedostaci su „dugo” vreme izrade analize i „visoka” cena.

Tu je i **induktivno spregnuta plazma-masena spektrometrija** (engl. *inductively coupled plasma emission-mass spectrometry* – **ICP-MS**). Ova metoda je nadogradnja opisane metode **ICP** i koristi se za pojedine mikroelemente i izotope. Granica detekcije je bolja nego kod **ICP**, naročito za elemente iz sredine periodnog sistema koji imaju bogate emisije spektre.

Jedna od „novijih” metoda je i **masena spektrometrija s varničnim izvorom** (engl. *spark source mass spectrometry* – **SSMS**), u kojoj se analizirani uzorak pomeša s grafitom i briketira u elektrodu u obliku šipke. Moguća je analiza sadržaja oko 40 mikroelemenata. Ima visoku osetljivost, visoku tačnost i zahteva malu količinu uzorka.

V.2.4.6 ELEKTRONSKA MIKROANALIZA

Analiza elektronskom mikroprobom (engl. *electron microprobe analysis* – **EMA**) slična je rendgenskoj fluorescentnoj analizi. Uzorak se pobuđuje snopom elektrona, a ne rendgenskim zracima.

Skenirajući elektronski mikroskop (engl. *scanning electron microscope* – **SEM**) nije direktno analitička metoda, ali je važan i često se primenjuje jer ima veliko uvećanje, veliku „dubinsku oštrinu”, u poređenju i s polarizacionim mikroskopom, i mogućnost digitalnog snimanja ili snimanja na klasični film.

Uzorci moraju biti elektroprovodljivi, postojani u vakumu i neosetljivi na lokalno zagrevanje koje nastaje pri interakciji elektrona sa materijalom. Za merenje se uzorak (preparat) presvlači, impregnira provodljivim materijalom, najčešće ugljenikom ili zlatom, paladijumom.

V.2.4.7 JONSKA MIKROPROBA

Jonska mikroproba ima analitičku tačnost i preciznost masene spektrometrije. Koristi se u geohronologiji, geochemiji stabilnih izotopa i analizi mikroelemenata, kao i u proučavanju difuzije pojedinih elemenata u mineralima.

Snop jona kiseonika bombarduje površinu uzorka i uzrokuje emitovanje sekundarnih jona, kada buši mali otvor na površini uzorka. Masenom spektrometrijom sekundarnih jona (engl. *secondary ion mass spectrometry* – **SIMS**) analizira se maseni spektar sekundarnih jona koji se koristi za određivanje izotopnog sastava.

V.2.4.8 TERMOLUMINISCENCIJA

Termoluminiscencija je metoda hronometrijskog datiranja u kojoj pojedini minerali, kada se zagreju, daju blic svetlosti čiji intenzitet je proporcionalan količini zračenja i dužini vremena zagrevanja. Ova pojava se koristi za određivanje starosti (datiranje), posebno za keramiku.

Zagrevanjem uzorka, usled ponovne stimulacije zračenjem, dolazi do emisije vidljive svetlosti, koja se meri termoluminiscentnim dozimetrima. Merenjem intenziteta i dužine svetlosnog blica mogu se izračunati godine koje su protekle od poslednje izloženosti zračenju.

V.2.4.9 ODABIR ANALITIČKE METODE

Izbor analitičke metode u okviru geohemijskih proučavanja zavisi od odabira elemenata koje treba analizirati, njihovog sadržaja, potrebne tačnosti rezultata, raspoloživog vremena i materijalnih sredstava.

Kod analize glavnih, **makroelemenata** „najbolji” izbor je rendgenska fluorescentna analiza (**XRF**) ili induktivno spregnuta plazma (**ICP**).

Za analizu **XRF**, uzorak se priprema kao stopljena staklena kuglica, a metoda je precizna i relativno brza.

Kod **ICP**, uzorak se priprema kao rastvor, a metoda je „brza”, ali manje precizna od pomenute analize **XRF** analize.

Za određivanje sadržaja **mikroelemenata**, postoji veći „izbor”: **XRF**, **INAA**, **RNAA**, **AAS**, **ICP**, **IDMS**, **SSMS**, uz moguću dopunu metodom **ICP-MS**.

Zavisno od cilja proučavanja, tj. elemenata koje treba analizirati, najviše se koriste metode **XRF** i **ICP**, koje imaju nisku granicu detekcije i dobru tačnost.

Za elemente lakše od **Na**, koji se ne mogu raditi metodom **XRF**, treba primeniti metodu **AAS** ili **ICP**.

Mikroelementi koji se javljaju u malim sadržajima određuju se metodama **INAA**, **RNAA**, **IDMS** i **SSMS**.

Za elemente retkih zemalja, najpreciznija metoda je **IDMS**, ali ona zahteva vreme i ne obuhvata sve elemente.

Izotopi se analiziraju i određuju masenom spektrometrijom.

Moguće greške kod analiza:

- kontaminacija;
- kalibracija instrumenta;
- prekoračenje koncentracije koju instrument može da izmeri;
- primena standarda.

V.2.5 PRIMENA I PRIKAZ ANALITIČKIH PODATAKA U PETROLOGIJI

UVOD

Rezultate hemijskih analiza petrolog analizira, selektuje i odabira neke od oksida ili mikroelemenata na osnovu kojih, uz ostala ispitivanja, interpretira i zaključuje o sastavu i uslovima nastanka stene, tektonskoj sredini stvaranja, kontaminaciji itd.

Geohemijski podaci, oksidi glavnih elemenata, mikroelemenata, stabilnih i radioaktivnih izotopa, koriste se i za izradu grafičkih dijagrama u kojima se, na osnovu varijacija i trendova, prepoznaju i tumače pojedini geološki procesi koji su uticali na njihove sadržaje i međusobne odnose.

Hemijski sastav stena i minerala konvencionalno se prikazuje na dva načina:

1. **tabelarno**, sa sadržajem oksida i/ili elemenata i
2. **grafički**, gde se tačkama prikazuje sadržaj izdvojenih oksida, elemenata, mikroelemenata, izotopa. Ovakvi grafikoni nazivaju se i **varijacioni dijagrami** i oni pokazuju trend hemijskih podataka, a u petrologiji se dele na četiri „uobičajene” grupe:
 - **dvokomponentni dijagrami**, gde se na X i Y osi prikazuju dve promenljive;
 - **trokomponentni dijagrami**, gde se prikazuju tri ili više parametara, komponente u okviru tri promenljive;
 - **diskriminacioni dijagrami**, gde se prikazuje serija promenljivih parametara, obično sadržaji makroelemenata mikroelemenata, i
 - **normalizacioni dijagrami**, gde su vrednosti sadržaja mikroelemenata i elemenata retkih zemalja normalizovane (svedene) na prosečne sastave stena određene tektonske sredine stvaranja, hondrita itd.

U okviru prikaza analitičkih podataka obuhvatićemo i **dijagrame stabilnih i radioaktivnih izotopa**.

V.2.5.1 DVOKOMPONENTNI DIJAGRAMI

Dvokomponentni dijagrami (nazivaju se i **bivarijantni** ili **divarijantni**) prikazuju dva parametra: odabrane sadržaje oksida, elemenata ili njihovih asocijacija na vertikalnoj, y-osi (ordinati) i horizontalnoj x-osi (apscisi).

U pojedinim slučajevima mogu se „dodati” neki oksidi ili elementi koji se ponašaju na sličan način (npr. **FeO+MgO+MnO** ili **Na₂O+K₂O**) kao jedna komponenta.

U literaturi se ovaj tip grafičkog prikaza često naziva *Harkerovi dijagrami*, po britanskom petrologu Alfredu Harkeru (**Harker, 1909**), koji je u okviru svojih istraživanja koristio odnose zastupljenosti pojedinih oksida i zalagao se za njihovu širu upotrebu. Na ovom „jednostavnom” dijagramu, kao što smo već pomenuli, na apscisi se unosi sadržaj jednog, a na ordinati sadržaj drugog odabranog oksida ili elementa, gde se vizuelno lakše uočava trend varijacije međusobnih odnosa, koji se teško uočava u rezultatima hemijskih analiza. Treba odabrati oksid ili element koji pokazuje najveći opseg sadržaja u analiziranim stenama. Za kisele, granitne stene, to je obično sadržaj **SiO₂**, a za bazične stene **MgO**.

Dvokomponentni dijagrami hemijskih varijacija stena pružaju važne informacije o procesima diferencijacije (*Cox i dr., 1979*), o promenama sastava rastopa tokom frakcionisanja kristala, proporcijama dve mešane magme i količinama čvrstog kontaminanta (rezistata) i rastopa itd. Poželjno je uraditi više metoda ili različitih dijagrama kako bi se usaglasili rezultati u određivanju geoloških procesa kojima su uzrokovani.

U okviru većine istraživanja, podaci na dijagramima padaju „tačno i lepo” na liniju ili krivu, ali se i rasipaju usled „lošeg” izbora oksida ili elemenata, odsustva očekivanih geoloških procesa i nedovoljno tačnih analitičkih podataka.

Dvokomponentne dijagrame bi trebalo koristiti kao „prvi korak” ka daljoj „detaljnijoj” interpretaciji. Evo primera: frakcionisanje kristala nije jedini geološki proces koji uzrokuje razlike u sastavu magmi. Bogatstvo (veliki broj analitičkih podataka, sadržaja elemenata) ukazuje na to da frakciona kristalizacija ne mora biti glavni proces „odgovoran” za evoluciju magme vezane za subdukciju.

Procena različitih procesa koji mogu biti odgovorni za evolutivne trendove koji su očigledni u određenoj magmatskoj provinciji, važan je i težak posao, a hemijski trendovi su glavna metoda kojom te procese pokušavamo razlikovati i dokumentovati. Dijagrami varijacija su „najbolji” kada su pažljivo osmišljeni da testiraju određenu hipotezu. Pošto su procesi u evoluciji magme različiti, treba koristiti nekoliko tipova varijacionih dijagrama za analizu istih podataka. Pažljiva opažanja, analiza dijagrama varijacija mogu pružiti „dodatne” koristi jer se fokusiramo na detalje o podacima. Jedno od najčešćih, važnih pitanja je da li su pojedine anomalne vrednosti slučajnost ili posledica pojedinih geoloških procesa.

Najbolje, najbrže i najtačnije je odnose sadržaja odabranih oksida i elemenata računati i grafički prikazati na računaru, te izabrati „najbolje” na osnovu kojih se definiše i potvrđuje hipoteza o pretpostavljenom geološkom procesu, frakcionoj kristalizaciji, diferencijaciji itd.

Pošto se svaki element ponaša različito tokom magmatske diferencijacije, jedan od načina da se proceni diferencijacija u skupu magmatskih stena jeste da se utvrdi sadržaj pojedinih oksida u stenama, što je „glavna strategija” za praćenje diferencijacije, asimilacije itd. proučavanih magmatskih stena. Kao primer iskoristićemo diskusiju vezanu za makro i mikro elemente.

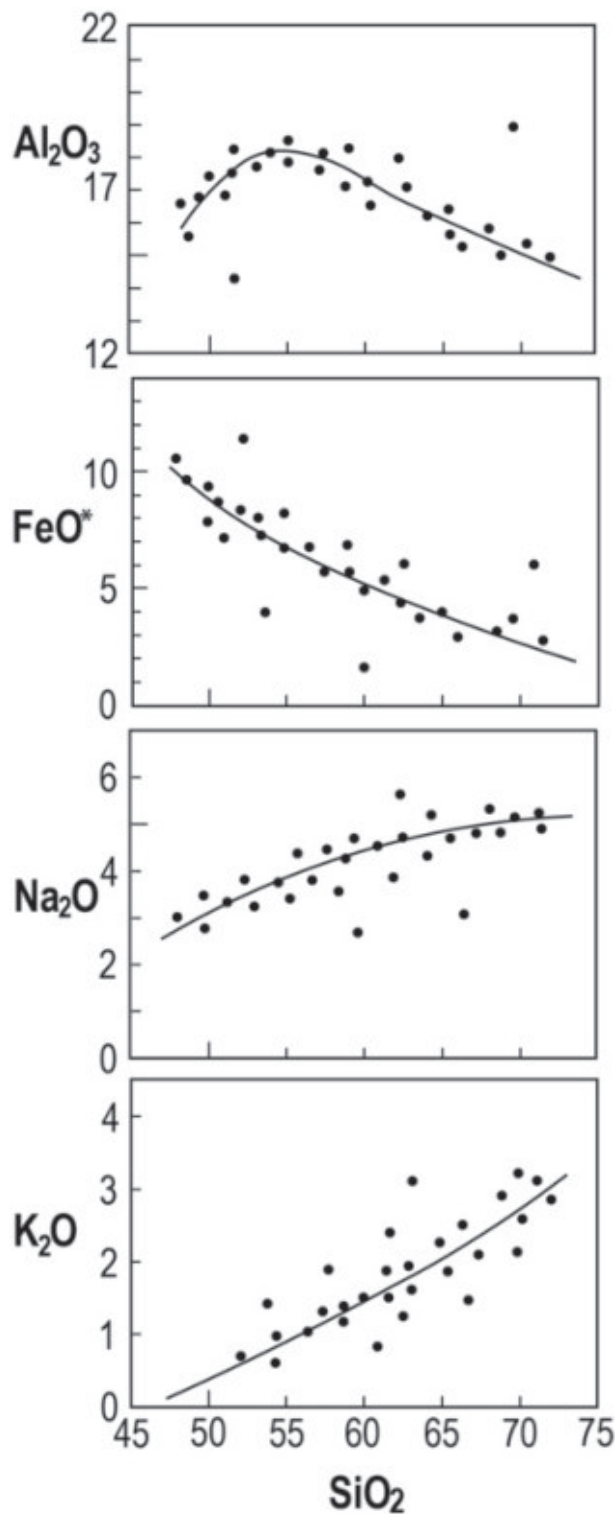
MAKROELEMENTI

Varijacije sadržaja glavnih elemenata u odnosu na sadržaj SiO_2 pokazuju jasno izražene diferencijacione trendove: sadržaji K_2O i Na_2O u steni rastu, a sadržaji TiO_2 , FeO^{tot} (ukupno Fe), MgO i CaO opadaju s porastom SiO_2 (slika 230). Suma sadržaja oksida $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ raste, dok odnos $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ opada sa porastom sadržaja SiO_2 , što potvrđuje da je frakcionisanje (izdvajanje, kristalizacija) feldspata tokom kristalizacije bio važan proces u kontrolisanju hemizma stena sa aspekta sadržaja glavnih elemenata. Opadanje sadržaja FeO^{tot} i MgO je vezano

za frakcionisanje orto i klinopiroksena, hornblende i magnetita, dok su niži sadržaji **CaO** uzrokovani kristalizacijom bazičnih plagioklasa, hornblende i klinopiroksena. Opadanje sadržaja **TiO₂** u skladu je sa uočenim ranim frakcioniranjem **Ti**-magnetita i ilmenita. Za bazične stene se uglavnom uzima sadržaj **MgO**, koji znatno više varira (zavisno od vrste bojenog minerala) od **SiO₂**. Odnosi **Mg** i **Fe** ili **Mg-broj** ($\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$) vrlo su praktični i često se koriste, posebno kao indeks frakcione kristalizacije u bazaltnim rastopima, jer se odnos pomenutih elemenata (oksida) značajno menja u ranim stadijumima kristalizacije. Kristalizacijom olivina, ostatak rastopa se obogaćuje sa **Fe**, ali izdvajanjem, kristalizacijom magnetita rastop se osiromašuje sa gvožđem i obogaćuje sa **SiO₂**. Na sadržaj **Fe** u rastopu značajno utiču i kristalizacija biotita i hornblende, koji obično sadrže ovaj element kao **Fe³⁺** ili kao **Fe²⁺**, čime se rastop „dodatno” osiromašuje.

Ako grupa stena formira jednostavan niz na dijagramu, postoji „dobar” razlog da su ispitivane stene „povezane” diferencijacijom zajedničke magme ili nastale od rastopa sličnog izvora, mešanjem magmi itd. Nasuprot tome, ako se uzorci „rasprše” po dijagramu, umesto da formiraju niz, stene su verovatno nepovezane. Varijacioni dijagrami mogu se koristiti za razlikovanje grupa stena formiranih frakcionom kristalizacijom od onih koje se stvaraju mešanjem magme.

Harkerovi dijagrami ne mogu dokazati da je došlo do određenog procesa, već ukazuju na to da li je određeni proces u skladu sa odnosima sadržaja glavnih elemenata. Da



Slika 230. Harkerovi dijagrami

bismo bili sigurni u proces, trendovi izvedeni na osnovu glavnih elemenata treba da se „slože” sa sadržajima mikroelemenata, izotopima i terenskim opservacijama.

Pored Harkerovih dijagrama, postoje i drugi dijagrami hemijske varijacije koji pomažu u određivanju svojstava magmi: indeks alkalijske i kalcij, indeks obogaćivanja gvožđa, indeks zasićenja aluminijuma i indeks alkaliteta itd., koji se dugo koriste za kategorizaciju nizova stena i za identifikaciju procesa koji su proizveli „spektar” različitog sastava (detaljno će biti prikazani u poglavlju Klasifikacija stena).

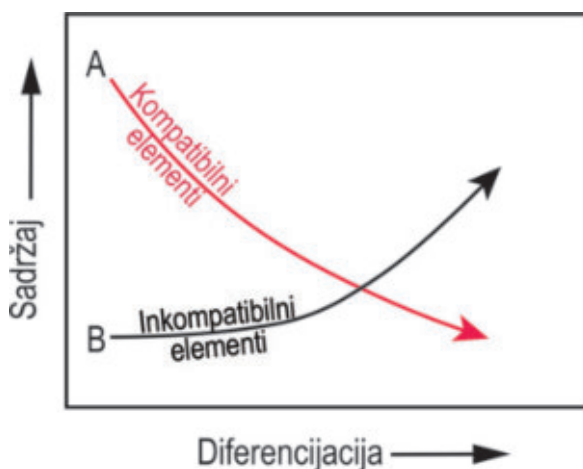
Varijacione dijagrame je najbolje „ograničiti” na jedan magmatski lokalitet ili skup magmatskih centara koji su vezani za iste procese. Pojam petrogenetske provincije (ili petrografske provincije) obično označava geografsko područje u kojem su magmatske stene povezane u prostoru i vremenu i za koje se pretpostavlja da imaju zajedničku genezu. Obim ovog pojma je nejasan, može biti površine par kilometara, ali i par stotina kvadratnih kilometara.

MIKROELEMENTI

Suprotno glavnim elementima čija raspodela između minerala i rastopa u magmi zavisi od ravnotežnih faza, mikroelementi imaju znatno veći opseg sadržaja, zbog kompatibilnosti, odnosno nekompatibilnosti sa glavnim elementima koji ulaze u sastav petrogenih minerala, uključujući i akcesorne minerale. Za razliku od sadržaja glavnih oksida, čiji je varijacioni faktor ispod 100, kod mikroelemenata može biti i više od hiljadu. Ova činjenica, uz podatak da je njihov sadržaj različit u koegzistentnim mineralima i u rastopu u geološkom sistemu, omogućava izvođenje značajnih zaključaka u proučavanju magmatskih stena.

Zbog znatno veće varijacije sadržaja od makroelemenata, pojedini mikroelementi su „bolji” indikatori za „prepoznavanje” većine magmatskih procesa.

Podsetimo se: tokom diferencijacije, kompatibilni mikroelementi idu sa mineralima koji su u rezistatu, a inkompatibilni elementi se akumuliraju u ostatku rastopa (slika 231). Navedimo dva primera, za bazične i kisele stene, i prodiskutujemo o njima:



Slika 231. Sadržaji kompatibilnih i inkompatibilnih elemenata

1. Sadržaji kompatibilnih mikroelemenata kao što su **Ni**, **Cr** i **Sc** u bazaltima mogu biti mali jer je **Ni** „uzeo” olivin, a **Cr** i **Sc** više „vole” piroksene. Na osnovu toga se zaključuje da je ispitivana stena stvorena iz rastopa nastalog parcijalnim stapanjem u kom su olivin i pirokseni „ostali” u rezistatu, tj. nisu parcijalno stopljeni.

2. U ostatku rastopa bogatom silicijumom stvara se subalkalna magma, koja je osiromašena za kompatibilne **Eu** i **Sr** zbog frakcionisanja plagioklasa, a **Rb** i **Ba** zbog frakcionisanja liskuna ili **K**-feldspata itd. Efekat je selektivan, naravno, u skladu sa iskristalisalim mineralima. **Sr** je „isključen” iz većine minerala, osim u plagioklasima, a **Rb** i **Ba** uglavnom prate alkalije, tj. alkalne feldspate. Iz pomenutog sledi da se odnos **Ba** i **Sr** povećava sa kristalizacijom plagioklasa, a smanjuje sa kristalizacijom alkalnog feldspata, ortoklasa.

U ostatku rastopa, pri kraju kristalizacije glavnih minerala povećava se sadržaj pojedinih mikroelemenata **Li**, **Be**, **B**, radioaktivnih elemenata itd., koji se mogu značajno akumulirati stvarajući rudna ležišta.

U navedenim primerima prilikom proučavanja stena umeće je odabrati mineral sa parom mikroelemenata koji imaju relativno visoku, odnosno nisku vrednost koeficijenta zamene, koji su „osetljivi” na frakcionisanje. Pomenute dijagrame međusobnog sadržaja pojedinih mikroelemenata prikazaćemo detaljnije u poglavlju Hemijska klasifikacija magmatskih stena.

ZAKLJUČIMO!

Veliki broj petrologa (a i „ostalih” geologa) smatra da Harkerovi dijagrami jasno pokazuju proces frakcionisanja kristala. Kada na osnovu pomenutih dijagrama pravimo analize magmatskih procesa, treba biti oprezan, tj. razlikovati zapažanja (na dijagramu ili dijagramima) od interpretacija. Tako, na primer, proučavanjem vulkanita, tumačenje trendova na dijagramima predstavlja srodne lave izlivenne iz magmatske komore ispod vulkana u različitim fazama progresivne evolucije. Ova pretpostavka je podržana, ali nije dokazana, bliskom prostornom i vremenskom povezanošću stena. Podsetimo da je varijacija sadržaja silicije vezana za procese diferencijacije (evolucije) i da se $\% \text{SiO}_2$ povećava kako se magma diferencira, a da je frakciona kristalizacija jedini proces.

Prepoznajući ove pretpostavke, treba „uključiti” i sledeća tumačenja. U slučaju „porfirskih” (vulkanskih) stena, treba imati u vidu da su neki minerali (fenokristali) rano formirani ili je možda gustina minerala kontrolisala proces razdvajanja (potonuća) fenokristala. Tu su i odnosi količine fenokristala i osnovne mase, količina stakla itd. Važno je da se izvedeni zaključci potvrde i na terenu. Dogodi se da su trendovi na dijagramima „suprotni” našem modelu razmišljanja. Razloga za „brigu” nema. To je priroda.

Odaberimo i druge okside ili elemente koji su „osetljiviji” na procese promena sastava magme iz koje su kristalisale lave. Većina indeksa zasniva se na glavnim

elementima, ali jedan broj mikroelemenata takođe je „osetljiv” na frakcionu kristalizaciju. Pošto se procesi promena sastava stena odvijaju na različite načine, ne očekujemo da će svaki parametar, poput % SiO_2 , uvek funkcionisati („biti pravi”) u bivarijantnom dijagramu. Na primer, indeksi zasnovani na odnosima Mg/Fe efikasniji su u ranoj evoluciji bazičnih stena (gde SiO_2 malo varira), dok alkalni parametri „najbolje” deluju u kasnim fazama magmatske evolucije (za kisele stene).

Visoka preciznost savremenih analitičkih tehnika navela je neke petrologe da preferiraju pojedine mikroelemente poput **Zr**, **Th** ili **Ce** kao indekse diferencijacije.

Varijacioni dijagrami su korisni, opisno ili kao osnova za tumačenje, ali ih treba koristiti uz neophodan oprez. Frakciona kristalizacija nije jedini proces promena sastava stena. Tu su mešanje magmi, asimilacija, gubitak vode itd.

Pored toga, postupak diferencijacije ne može biti ograničen na jednu plitku magmatsku komoru, gde je bilo poslednje mesto boravka magme koju proučavamo. Novi priliv, uglavnom bazične magme iz dubljeg izvora, može izmeniti ili značajnije promeniti sastav, a time i naše trendove na dijagramima. Procena procesa koji su odgovorni za trendove u određenoj magmatskoj ili vulkanskoj provinciji jeste važan, težak i odgovoran posao. Hemijski trendovi su jedna od metoda kojom pokušavamo dobiti prave odgovore. Dijagrami varijacije najbolje funkcionišu kada su pažljivo osmišljeni kako bi testirali određenu hipotezu. Budući da nekoliko procesa može doprineti razvoju magmatske serije, za analizu istih podataka može se koristiti nekoliko tipova varijacionih dijagrama.

Naglasimo da je ovo empirijski pristup i da su izvedeni zaključci na osnovu varijacije sadržaja elemenata o izvornim stenama, obimu i vrsti diferencijacije, asimilaciji itd. Oni treba da se usaglasе i uporede sa drugim raspoloživim geološkim podacima na istraživanom prostoru.

Smatra se da samo analize afanitičnih (sitnozrnih) do staklastih vulkanskih stena treba smatrati reprezentativnim za sastave rastopa. Međutim, kako su afanitične stene retke, moramo koristiti podatke za naše uzete uzorke. Ovo treba imati u vidu za petrogenetsko modeliranje kalk-alkalnih vulkanskih asocijacija stena koje su porfirskih struktura.

Generalno, unutar eruptivnog niza nema vremenske progresije u odnosu na pojave bazičnih i kiselih magmi, koje se često javljaju istovremeno. „Očigledna” linija spuštanja rastopa prikazana na Harkerovim dijagramima ne predstavlja evoluciju jedne serije magme, već šire sličnih serija koje nastaju sličnim procesima u magmatskoj komori.

Linearni trendovi na Harkerovim dijagramima varijacija mogu biti kontinualni u celom paketu ili se mogu „prelamati”, ukazujući na značajne promene sastava frakcionisanog materijala (stena). Za prelazne, intermedijarne asocijacije stena (andeciti, daciti itd.) dijagrami glavnih elemenata obično pokazuju trendove bez značajnijih „preloma”, uprkos širokim varijacijama u sastavu.

Bazaltne magme, u kojima je sadržaj kristalnih faza (minerala) mali, međutim, pokazuju snažne trendove. U modeliranju takvih trendova nastojimo da

koristimo fenokristale koji se nalaze u samim lavama kako bismo ograničili sastav i modalnu mineralogiju frakcionisanja. Budimo oprezni! Fenokristali se konvencionalno smatraju kristalima koji su nastali u homogenoj magmi, ali su obično zonarne građe, što ukazuje na to da su nastali u različitim procesima ili tokom jednog procesa u kojem se menjao sastav rastopa, kao i zonarnih minerala. Zato treba imati u vidu da frakciona kristalizacija nije jedini proces koji može generisati koherentne trendove na Harkerovim dijagramima varijacija.

Delimično stapanje, kontaminacija kore i mešanje magme mogu imati slične efekte. Moguće je ograničiti dominantnu mineralnu asocijaciju koja može biti odgovorna za razvoj određenog trenda koristeći kombinacije Harkerovih dijagrama (*Cox i dr., 1979*). Važno je utvrditi da je dati trend dobijen analizom hemijskog sastava niza uzoraka koji se mogu značajno razlikovati u sadržaju SiO_2 , što je „ne-realno”. Zamislimo da je samo odvajanje minerala konstantnog sastava odgovorno za diferencijaciju bazalta i andezita. Iz petrografskih studija vulkanskih stena znamo da se „fenokristalna” mineralizacija i sastavi minerala menjaju sa progresivnom diferencijacijom magme.

Stoga, ako želimo modelirati određeni trend u smislu frakcionih procesa kristalizacije, moramo ga podeliti na „male” intervale kako bi se iz različitih rastopa mogle „izvesti” stene u jednom koraku. Jasno je da postoji pretpostavka da minerali koji se ne javljaju kao fenokristali „nisu važni”, što naravno nije tačno.

Sa povećanjem broja minerala u ulaznim podacima moguće je „pronaći” rešenje, ali to nije „pravi” odraz frakcionih procesa kristalizacije koji se dešavaju u magmatskoj komori. Ovu „očiglednu” složenost fenomena kristalizacije u magmatskim komorama trebalo bi tretirati kao polukvantitativnu.

U okviru geohemijskih istraživanja vulkanskih asocijacija stena, jedan od ciljeva je da se utvrdi da li su svi članovi određenog skupa kogenetski, tj. da li su povezani frakcionom kristalizacijom sa zajedničkim roditeljem (ili eventualno delimičnim stapanjem do zajedničkog izvora). Pristup je obično u razmatranju glavnih varijacija elemenata da bi se ograničile moguće frakcije delova minerala, a zatim razmotrili podaci o mikroelementima. Da bismo dokazali genetsku vezu proučavanih vulkanskih stena, neophodno je imati i izotopske podatke koji treba da budu isti, pod uslovom da nisu modifikovani kontaminacijom kore.

Ako su pojedini članovi niza vulkanskih stena povezani procesima frakcione kristalizacije, onda bi trebalo da sadržaj i odnosi mikroelemenata stalno variraju u celoj seriji.

U mnogim asocijacijama vulkanskih stena, uprkos usaglašenosti u trendovima glavnih elemenata, ponekad je teško objasniti sadržaje pojedinih mikroelemenata jednostavnim modelom frakcionisanja kristala i rastopa tokom kristalizacije ili parcijalnog stapanja. U takvim slučajevima treba razmotriti mogućnost da su magme izvedene iz heterogenog izvora omotača i da postoji niz sličnih primarnih magmi, od kojih svaka može proći naknadnu frakcionu kristalizaciju. Izotopski podaci **Nd-Sr-Pb** pružaju ograničenja za takav model. Pokazalo se da je hetero-

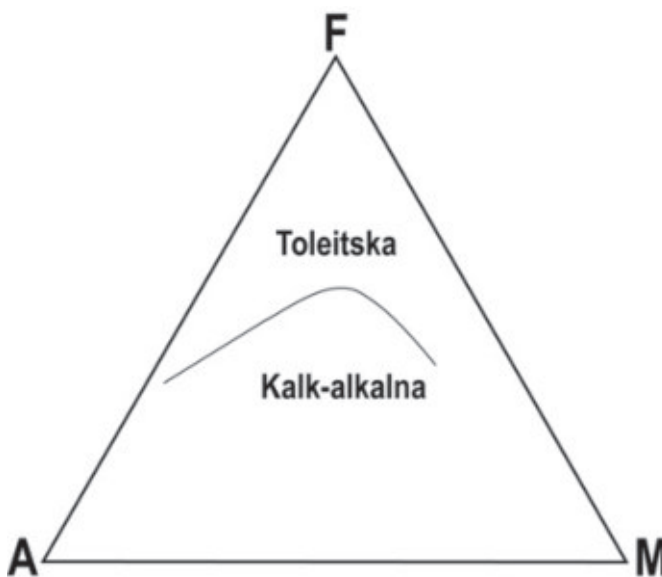
genost omotača važna u petrogenetskim istraživanjima mnogih bazaltnih magmi, uključujući **MORB**, **OIB** i kontinentalne rift bazalte (**WPB**), kao i magme i lave nastale u subdukcionim zonama (detaljnije u poglavlju Bazalti).

Hemijsko modeliranje parcijalnog stapanja je zahtevnije jer ne postoji opšta teorija stapanja koja bi obuhvatila složenu građu zemljine kore i omotača nastalu u složenim uslovima.

Jedan od često korišćenih dvokomponentnih dijagrama u petrologiji je odnos sadržaja **SiO₂** i sume alkalijskih oksida **K₂O+Na₂O**, o kojem će detaljnije biti reči u poglavlju Klasifikacija stena.

V.2.5.2 TROKOMPONENTNI DIJAGRAMI

Na trokomponentnim dijagramima se prikazuju tri parametra (oksidi, makro ili mikro elementi, retko i odabrane asocijacije), po jedan u svakom uglu, gde se ne daju „pravi” sadržaji, već relativni odnosi, svedeni (preračunati) na 100% da bi se crtali kao jedna tačka. Na nekim trokomponentnim dijagramima može se prikazati i temperatura. Ovaj način prikaza je manje „preporučljiv”, jer je interpretacija složenija i manje „efikasna”, pa se u praksi često koristi kombinacija sa dvokomponentnim dijagramima, koji „jasnije” ukazuju na geološke procese (parcijalno stapanje, kristalizaciju, diferencijaciju itd.). U praksi najčešće primenjivani trokomponentni dijagram je **AFM** (slika 232), gde je prikazan odnos sadržaja alkalijskih oksida **A** (**K₂O+Na₂O**), magnezijuma (**MgO**) i ukupnog gvožđa (**FeO+0.9xFe₂O₃**), a u pojedinim udžbenicima to je ukupno **Fe** (**Fe^{tot}**). Odnos pomenutih oksida daje značajne podatke o sastavu stena stvorenih u različitim uslovima. Treba imati na umu da su to odnosi „samo” na pet elemenata, koji daju „ograničen” obim podataka o uslovima stvaranja stena. Podsetimo se da je sadržaj odnosa **Mg/Fe** u bojenim mineralima veći u čvrstoj fazi (rezistatu) nego u ostatku rastopa, što se „lako” uočava na dijagramu. Alkalijske su obogaćene u nastalim rastopima i ulaze u čvrste faze samo u kasnim fazama kristalizacije. Roditeljske magme, ako su prisutne, bliže su **MgO** uglu, a one koje su najviše evoluirale bliže su alkalijskim oksidima. Detaljnije će to



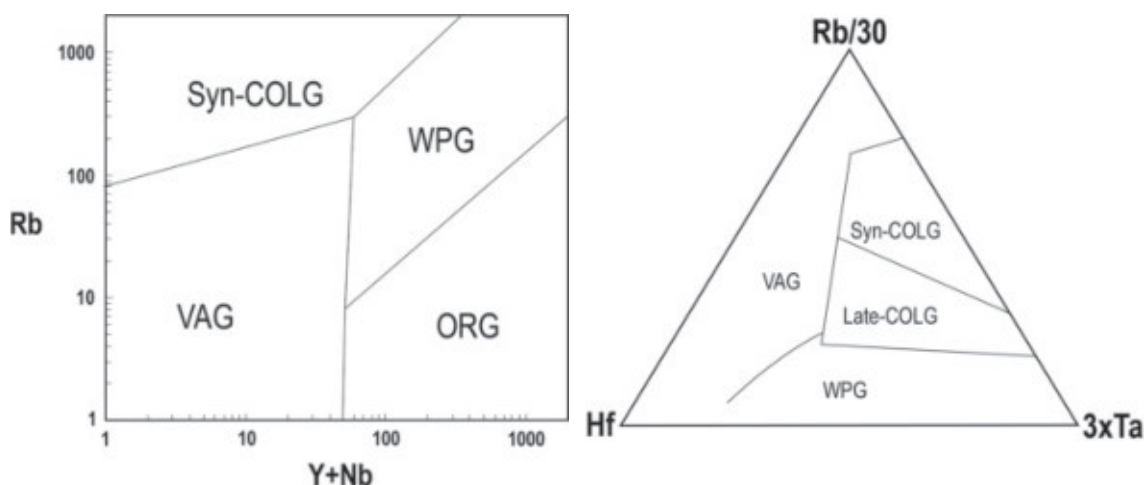
Slika 232. **AFM** dijagram

biti prikazano u poglavlju Bazalti. U ovu grupu prikaza podataka spadaju i **DISKRIMINACIONI DIJAGRAMI**. Crtaju se na osnovu hemijski određenih sadržaja „hiljada” analiza makroelemenata i „najosetljivijih” mikroelemenata, uključujući i **REE** stena iz poznatih „klasičnih” tektonskih sredina stvaranja. Na njima su iscrtana i granična područja za određivanje tektonske sredine stvaranja ispitivanih stena (*Salkić, 2010*).

Među odabranima su kompatibilni elementi: **Mg, Fe, Cr, Co i Ni**, inkompatibilni elementi **K, Rb, Ba, Sr, Nb, Y, REE** itd., elementi visokog jonskog potencijala kao što su **Ti, Zr, Y, Nb i P**, elementi retkih zemalja (**REE**) (slika 233).

Odabrani elementi treba da budu i imobilni (malo osetljivi) na uticaj metamorfnih procesa, hidrotermalnih rastvora, atmosfere itd.

Diskriminacioni dijagrami su posebno „pogodni” i upotrebljivi kada je poznata šira geološka građa područja u kojoj se nalazi ispitivana stena. Imaju široku primenu, posebno kod proučavanja bazalta i granita. Naročito su „važni” i upotre-



Slika 233. Diskriminacioni dijagrami za tektonske sredine stvaranja granitoida; levo: odnosi sadržaja **Rb** i **Y+Nb** (*Pearce i dr., 1984*) i desno: odnosi sadržaja **Hf**, **Rb/30** i **3xTa** (*Harris i dr., 1986*); **VAG** = granitoidi vulkanskih lukova, **ORG** = granitoidi okeanskih riftova, **WPG** = granitoidi unutar kontinentalnih ploča, **syn-COLG** = sinkolizioni granitoidi, **late-COLG** = postkolizioni granitoidi

bljivi u ispitivanju stena koje su „rastavljene” (tektonski pomerene) sa svog mesta nastanka (ofioliti, aktivne kontinentalne margine itd.) ili kod klasifikacije granita.

Tokom izrade, crtanja dijagrama i interpretacije podrazumeva se „kompromis”. Možemo „dodati” neke elemente, ali moramo biti obazrivi jer se u nekim situacijama „gubi” efekat, uticaj na pojedine pretpostavljene geološke procese.

Budimo, ipak, oprezni prilikom određivanja tektonske sredine stvaranja proučavanih stena. Sadržaji i međusobni odnosi pojedinih makro i mikro elemenata u nekim slučajevima se ne slažu sa sastavom „standardnih” stena ili geološkom građom u kojoj se javljaju.

Razlozi za to su brojni geološki procesi koji su uticali na njihov sastav, od stepena parcijalnog stapanja do diferencijacije, asimilacije, uticaja fluida itd. Zbog toga interpretacija rezultata, kao što je određivanje tektonske sredine stvaranja, mora biti „oprezna”, posebno kod „starih” (paleozojskih) stena, kada su bili drugačiji uslovi njihovog nastanka, uključujući temperature omotača u arheanu, intenzivnije parcijalno stapanje itd. (detaljno prikazano u poglavljima o bazaltima i granitoidima).

V.2.5.3 NORMALIZACIONI, SPAJDER (PAUKOVI) DIJAGRAMI

Na normalizacionim, „spajder” dijagramima (naziv potiče od engl. reči *spider diagrams* – paukovi dijagrami, i u našoj literaturi je taj naziv „odomaćen” nepreveden), na apscisi su prikazani odabrani mikroelementi, a na ordinati njihovi normalizovani sadržaji u odnosu na „standardni”, referentni, opšte prihvaćen hemijski sastav primitivnog omotača, hondrita, grupe stena u određenoj tektonskoj sredini stvaranja (tabele 5 i 6).

Normalizacione vrednosti su dobijene na osnovu velikog broja hemijskih analiza (u nekim slučajevima i više desetina hiljada) sa „referentnih” klasičnih područja, prosečnog sastava određene grupe meteorita, pretpostavljenog sastava omotača itd.

Primitivni omotač				
Ref.	1	2	2	4
Cz	0.019	-	0.023	0.018
Rb	0.860	0.810	0.615	0.350
Ba	7.360	6.900	6.900	3.100
Th	0.096	0.094	0.084	0.064
U	0.027	0.026	0.021	0.018
K	252.0	260.0	240.0	180
Ta	0.041	0.040	0.041	0.040
Nb	0.620	0.900	0.713	0.560
La	0.710	0.630	0.708	0.051
Ce	1.000	-	1.813	1.436
Sr	21.000	28.000	21.100	17.800
Nd	1.290	-	1.366	1.067
P	99.400		-	-
Hf	0.350	0.350	0.309	0.270
Zr	11.000	11.000	11.200	8.300
Sm	0.385	0.380	0.444	0.347
Ti	1200	1300	1280	960
Tb	0.099	-	0.108	0.087
Y	4.870	4.600	4.550	3.400
Pb	-	-	0.071	-

Tabela 5. Normalizacione vrednosti za
primitivni omotač

Tabela 6. Normalizazione vrednosti za hondrite i bazalte MORB

Hondriti							Bazalti MORB			
Ref.	5		6		7	8		9		10
Ba	8.900	Rb	1.880	Cs	0.012	0.018	Sr	120	Rb	1.00
Rb	0.350	K	850	Pb	0.120	2.470	K ₂ O%	0.15	Ba	12.00
Th	0.042	Th	0.040	Rb	0.350	2.320	Rb	2.00	K ₂ O%	1.00
K	120	Ta	0.022	Ba	3.00	2.410	Ba	20.00	Th	0.20
Nb	0.350	Nb	0.560	Th	0.050	0.029	Th	0.20	Ta	0.17
Ta	0.020	Ba	3.600	U	0.013	0.013	Ta	0.18	Sr	136
La	0.329	La	0.328	Ta	0.020	0.014	Nb	350	La	3.00
Ce	0.865	Ce	0.865	Nb	0.350	0.246	Ce	10.00	Ce	10.00
Sr	11.800	Sr	10.500	K	120	545	P ₂ O ₅ %	0.12	Nb	2.50
Nd	0.630	Hf	0.190	La	0.315	0.237	Zr	90.00	Nd	8.00
P	46.000	Zr	9.000	Ce	0.13	0.612	Hf	2.40	P ₂ O ₅ %	0.12
Sm	0.203	P	500	Sr	11.000	7.260	Sm	3.30	Hf	2.50
Zr	6.840	Ti	610	Nd	0.597	0.467	TiO ₂ %	1.50	Zr	88.00
Hf	0.200	Sm	0.203	P	46.000	1220	Y	30.00	Eu	1.20
Ti	620	Y	2.000	Sm	0.192	0.153	Yb	3.40	TiO ₂ %	1.50
Tb	0.052	Lu	0.034	Zr	5.600	3.870	Sc	40.00	Tb	0.71
Y	2.000	Sc	5.210	Ti	620	445	Cr	250.0	Y	35.00
Tm	0.014	V	49.000	Y	2.000	1.570			Yb	350
Yb	0.220	Mn	1720						Ni	138
		Fe	265000						Cr	290
		Cr	2300							
		Co	470							
		Ni	9500							

Izvorni podaci (reference):

Primitivni omotač (tabela 5)

01. *Wood i dr. (1979a)*: Ti prema *Wood i dr. (1981)*.
02. *Jagoutz i dr. (1979)*.
03. *McDonough i dr. (1991)*.
04. *Taylor & McLennan (1985)*.

Hondriti i bazalti MORB-a (tabela 6)

05. *Thompson (1982)*: alternativna vrednost za **Ba**=3.85 (*Hawkesworth i dr., 1984*); **Rb**, **K**, **P** vrednosti za primitivni omotač su prema *Sun (1980)*.
06. *Wood i dr. (1979b)*.
07. *Sun (1980)*: podaci za hondrite i neosiromašeni omotač.
08. *Sun & McDonough (1989)*: Cl hondriti.
09. *Pearce (1983)*: Sc i Cr prema *Pearce (1982)*.
10. *Bevins i dr. (1984)*. (preuzeto od *Salkić, 2010, uprošćeno*)

Navedimo neke od tektonskih sredina: bazalti srednjeokeanskih grebena (**N-MORB**), „obogaćeni” bazalti srednjeokeanskih grebena (**E-MORB**) itd. Izbor normalizacije zavisi od cilja i vrste stena koju ispituje.

Kako se dobija, računa normalizaciona vrednost? Poređenjem vrednosti sadržaja odgovarajućeg mikroelementa u „našoj” ispitivanoj steni sa vrednostima prosečnog sadržaja istog mikroelementa u meteoritima, srednjeokeanskim bazaltima itd. za određenu tektonsku sredinu stvaranja itd.

Tabela 7. Normalizacione vrednosti za bazalte **N-MORB** i **P-MORB** (Sun i McDonough, 1989)

Elem.	N-MORB	P-MORB
		-
Cz	0.007	0.063
Rb	0.56	5.04
Ba	6.3	57
Th	0.12	0.6
U	0.47	0.18
Nb	2.33	8.3
Ta	0.132	0.47
La	2.5	6.3
Ce	7.5	15
Sr	90	155
Nd	7.3	9
Sm	2.63	2.6
Zr	74	73
Eu	1.02	0.91
Gd	3.68	2.97
Dy	4.55	3.55
Y	28	22
Yb	3.05	2.37
Lu	0.455	0.354

Ako su sadržaji svih mikroelemenata u ispitivanoj i „standardnoj”, referentnoj steni **isti**, normalizacija je **jedan**, što se može postići samo „teoretski”. Navedimo primer normalizacije „naše” ispitivane stene sa standardnim, opšteprihvaćenim vrednostima sadržaja u bazaltima srednjeokeanskih grebena (**N-MORB** i **E-MORB**, tabela 7). Ako su sadržaji mikroelemenata u „našoj” steni različiti od pomenutih stena, što je „normalno”, normalizovana vrednost svakog elementa se računa tako što se „svodi” na sadržaj istog elementa prikazanog u tabeli 7, jednostavnim međusobnim deljenjem. Rezultat je broj koji ukazuje na to koliko je puta sadržaj mikroelementa u „našoj” steni manje ili više zastupljen u odnosu na isti element u „standardnoj” steni.

Evo primera: ako „naša” ispitivana stena, bazalt, sadrži **Sr**=180 ppm, **Zr**=200 ppm, **Y**=12 ppm itd., a odabrana „standardna”, referentna stena (tabela 6), na primer, normalni bazalt (**N-MORB**) ima **Sr**=90 ppm, **Zr**=74 ppm, **Y**=28 ppm itd., proračun se vrši na sledeći način: za **Sr** je **2,0** (180 ppm, koliko ga ima u „našoj” steni, deli se sa 90 ppm, koliko ga ima u standardnoj steni, što znači da ga ima dva puta više u odnosu na **N-MORB**).

I tako redom, na isti način, računa se za svaki drugi element. Za **Zr** je **4,05** (200 podeljeno sa 74 je **4,05**, što znači da ga ima više oko 4 puta u odnosu na **N-MORB**), za **Y** je **0,428** (12 podeljeno sa 28 je 0,428, što znači da ga ima manje od 0,5 nego u **N-MORB-u**). I tako do kraja računamo za ostale elemente.

Ono što je važno je da **dobijene normalizovane vrednosti** za svaki element **nanosimo na ordinatu** dijagrama koja je **logaritamska**. Tačke međusobno spajamo, dobijajući krivu – **spajder dijagram**.

Logaritamska skala se koristi da bi dobijeni dijagram bio „ispeglan” (više ravan) jer su obično velike razlike u sadržajima analiziranih mikroelemenata. Malo

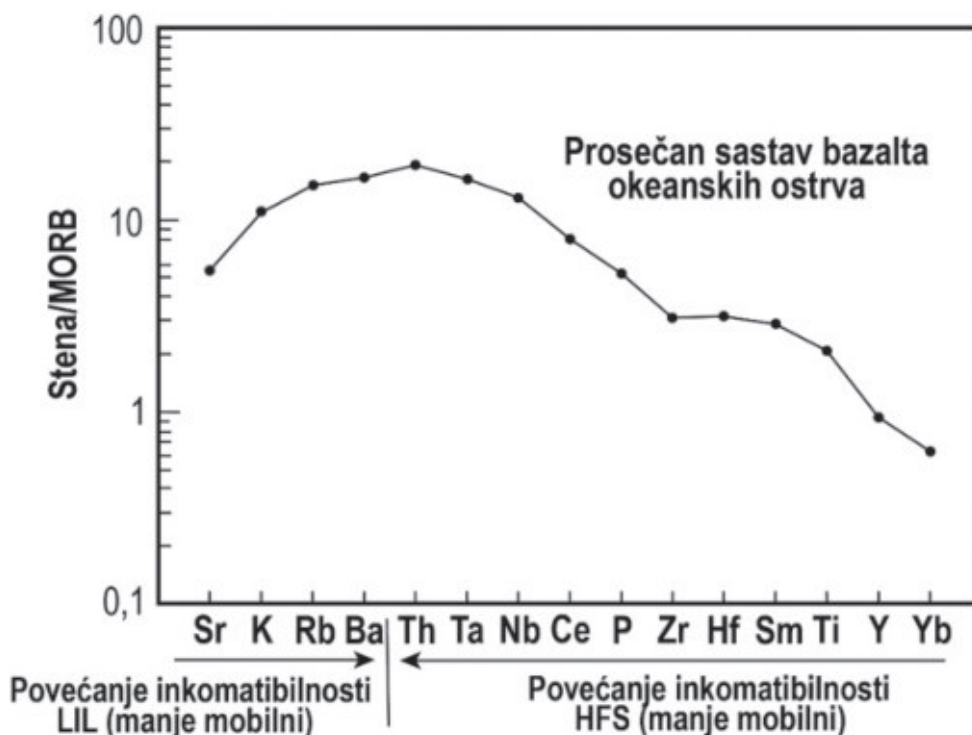
se odmorimo, razmislimo i analiziramo podatke. Naša ispitivana stena ima 2 puta više **Sr**, 4 puta više **Zr** i manje od 0,5 od „standardne” stene (**N-MORB-a**), po kojoj smo normalizovali.

Vidite da je jednostavno! Ostaje diskusija o rezultatima – zašto su pojedini mikroelementi obogaćeni, a neki osiromašeni u odnosu na „standardnu”, referentnu stenu. Na osnovu dobijenih vrednosti izvode se zaključci o geološkim procesima: vrsti i obimu diferencijacije, intenzitetu parcijalnog stapanja, poreklu magme, asimilaciji itd. Zaključci treba da budu (moraju biti) „racionalni” i u saglasnosti sa drugim proučavanjima, mikroskopskim, terenskim, regionalnom geologijom, geofizikom itd.

Imam predlog! Probajte sami sa „svojom” stenom i jednim „standardom”, da izračunate i nacrtate dijagram i nakon toga date diskusiju na osnovu onoga što znate. Verujem da ćete uživati u radu, crtanju dijagrama i interpretaciji.

Spajder dijagrami su fleksibilni jer se koriste „različiti” elementi i „razne” normalizacije. Na primer, slika 234 prikazuje spajder dijagram koji je koristio Pirs (*Pearce, 1983*), normalizovan na prosečni bazalt srednjegokeanskog grebena (**MORB**). Ovaj dijagram upoređuje normalizovane sadržaje mikroelemenata u „najobilnijoj” (najviše zastupljenoj) magmatskoj steni na našoj planeti.

Pomenimo da spajder dijagrami sadrže „heterogenu mešavinu” (više variraju) mikroelemenata u odnosu na **REE**, **LIL** elemente (**Cs, Rb, K, Ba, Sr, Eu**), koji su manje mobilni od **HFS** elemenata (**Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta**) zbog čega pokazuju veliki broj pozitivnih i negativnih pikova, ukazujući na različita ponašanja.



Slika 234. Bazalti okeanskih ostrva normalizovani na bazalte MORB (podaci iz *Sun i McDonough, 1989*)

Redosled prikazanih mikroelemenata na spajder dijagramima nije „strogo” određen, već se malo „razlikuje” (*Wood i dr., 1979; Sun, 1980; Thompson, 1982, 1984*).

Kod većine autora redosled prikaza je prema mobilnosti mikroelemenata. **Sr, K, Rb i Ba** su najmobilniji i nalaze se na levoj strani dijagrama, ostali su poređani prema povećanju inkompatibilnosti. Najčešći „izuzeci” su **Sr**, koji može biti kompatibilan sa plagioklasom, **Y i Yb**, koji mogu biti kompatibilni sa granatom, i **Ti**, koji može biti kompatibilan sa **Fe-Ti** oksidom.

Saunders i Tarni (*Saunders i Tarney, 1984*) imaju „drugačiju” verziju i kriterijum za raspodelu, položaj na dijagramu. Svrstali su mikroelemente u **LIL** grupu elemenata (**Rb, Ba, K, Th, Sr, La, Ce**), nakon njih **HFS** grupu (**Nb, Ta, Nd, P, Hf, Zr, Eu, Ti, Tb, Y, Yb**) i na kraju u prelazne metale **Ni i Cr**. Kao najčešći izbor vrednosti za normalizaciju koriste se San i Makdona (*Sun i McDonough, 1989*) ili Pirs (*Pearce, 1983*).

Postoje značajne razlike između primera mikroelemenata i magmatskih stena, čak i u jednom tipu (vrsti) stene, kao što su bazalti nađeni u različitim tektonskim sredinama koji pripadaju različitim petrogenetskim asocijacijama. Tako, na primer, bazalti srednjeokeanskih grebena su značajno osiromašeni za većinu inkompatibilnih elemenata kao što su **Ba, Rb i Th**.

Kalk-alkalne bazaltne magme izlivenne u ostrvskim lukovima imaju drugačiji sastav. Obogaćene su većinom inkompatibilnih mikroelemenata, naročito **Ba, Rb i K**, ali su jako osiromašene za **HFS** elemente, **Nb, Ta** itd.

Odabir spajder dijagrama u okviru vaših proučavanja „nije lak”, jer u postojećoj literaturi, radovima itd. postoji „šarenolikost” izbora i normalizacija, zbog čega ih je, u pojedinim situacijama, teško međusobno upoređivati. Bilo je ideja da se predloži „set standardnih dijagrama” (*Rock, 1987b*) i vrednosti za normalizaciju, ali to nije prihvaćeno. Isuviše velikih glava, sujeta, nadigravanja škola itd.

Ipak, ostaje činjenica da bi se neki elementi morali „žrtvovati”, iako u pojedinim situacijama mogu biti veoma važni.

Upotrebom i računanjem normalizacionih vrednosti na „standardnu” stenu neophodno je u publikaciji, radu, stručnoj dokumentaciji itd. navesti i autore po kojima je normalizovano, jer postoje različiti kriterijumi (vrednosti prosečnih sadržaja mikroelemenata) za pojedine grupe stena, posebno hondrite i sastav omotača, srednjeokeanskih grebena itd., koji se u većini slučajeva međusobno malo razlikuju.

Od cilja Vašeg proučavanja zavisi i odabir normalizacije. Za bazalte, delom i andezite, „najbolji” izbor su spajder dijagrami normalizovani na sastav **MORB-a**. Mogu se normalizovati i na primitivni omotač (engl. *primitive mantle*), ili hondrite koji daju i poreklo stene, stepen parcijalnog stapanja itd.

Pri odabiru normalizacije, kao i interpretaciji rezultata treba imati u vidu i jonski potencijal (naelektrisanje elementa podeljeno sa jonskim radijusom kako bi se odredila i njihova mobilnost). Podsetimo da su elementi sa niskim (<3) i visokim (>12) jonskim potencijalom mobilni, a da su između navedenih vrednosti generalno imobilni.

U okviru proučavanja magmatskih stena, „dovoljna” su dva spajder dijagrama: za poređenje hemizma stene sa izvorom omotača (ili hondrita) odakle se smatra da su nastale i poređenje sa hemijskim sastavom stena koje su nastale u istoj tektonskoj sredini, na primer, bazaltima srednjeokeanskih grebena, **MORB-a**.

Jedan uobičajeni pristup i primena ovih dijagrama je normalizacija sadržaja mikroelemenata u stenama upoređena sa sadržajem u primitivnom omotaču. Sadržaj mikroelemenata u primitivnom omotaču dobijen je na osnovu prosečnog sadržaja hondritskih meteorita uz „doterivanje” (posebno računanje) za **K**, **Rb** i **P**, jer se pomenuti elementi (alkalijske zemlje) nalaze u volatiliba i mogu biti odsutni u hondritima. Fosfor je mogao biti izdvojen iz omotača tokom formiranja jezgra Zemlje. Druge normalizacije (drugi dijagrami) odnose se na sastav hondrita ili sastav bazalta srednjeokeanskih grebena.

Tompson (*Thompson, 1982*) smatra da je normalizacija prema sadržaju mikroelemenata u hondritima „bolja” u odnosu na primitivni omotač (engl. *primitive mantle*), jer se navedene vrednosti u hondritima određuju direktno. „Iskustvo” u interpretaciji je pokazalo da veoma niske sadržaje pojedinih elemenata u odnosu na hondrite, koje je kod većine metoda na granici detekcije, treba „pažljivo” interpretirati.

VAŽNO! Trebalo bi da prilikom odabira normalizacije u proračun uključite sve elemente koje imate. Neki setovi spajder dijagrama „nisu” kompletni. Stoga, ako želite da analizirate sve elemente koji su vam na raspolaganju, potražite i normalizacione vrednosti koje nedostaju, nanosite ih i napravite „svoj” spajder dijagram. Mora se imati u vidu da, kako smo pomenuli, koeficijent razmene nije isti za pojedine elemente u „svim” magmama.

Veliki broj dijagrama ovako koncipiranih postoji u literaturi, pa se mora voditi računa o tačnosti sheme normalizacije koja se koristi za svaki dijagram mikroelemenata.

Dobijeni rezultati, dijagrami pokazuju „trendove”, obogaćenje ili osiromašenje pojedinih mikroelemenata, zavisno od sastava magme, stepena diferencijacije, kontaminacije, uslova konsolidacije i smeštaja itd.

Evo „opšte” diskusije koja se često pojavljuje u mnogim publikacijama koje koriste pomenute dijagrame.

LIL elementi su pokretljivi, mobilni. Više ih ima u ostatku rastopa. Inkompatibilni su, mogu se kretati s fluidima. Podsetimo se da su prisutni i u kontinentalnoj kori pa mogu biti indikatori krustalne kontaminacije.

Visoki sadržaji **Ba** i **Rb** (mobilniji **LIL** elementi) mogu nagovestiti metasomatizam ili kontaminaciju kore jer se lako „izvlače” iz omotača i na kraju se akumuliraju u kori.

Ako sadržaji **Rb**, **Ba** (koji menjaju **K** u feldspatu i biotitu), **Sr** (menja **Ca** u plagioklasu) opadaju sa porastom **SiO₂**, može se zaključiti o frakcionoj kristalizaciji pomenutih minerala. Ako navedeni mikroelementi rastu sa povećanjem sadr-

žaja SiO_2 , pomenuti minerali su „ostali” u ostatku rastopa, tj. „Vašoj” ispitivanoj steni. Pozitivna korelacija odnosa **Ba/Rb**, **Ba/Sr** i **Rb/Sr** sa SiO_2 takođe ukazuje na procese frakcione kristalizacije. U okviru ovog procesa, postoji i negativna korelacija, osiromašenje, za **Hf**, **Zr**, **Nb**, **Ta**, **V**, **Co**, **Ni**, **La**, **Y** i **Yb**.

Obogaćenje u **LIL** i **LREE** mikroelementima ukazuje na to da primarne magme potiču iz parcijalno stopljenog gornjeg omotača i da nedostaje granat, koji nije stopljen, već je ostao u steni kao rezistat.

Ako sadržaji **Sc**, **Y** i **Yb** (koji izomorfno menjaju glavne elemente u piroksenima, delom u hornblendi i biotitu) opadaju u odnosu na porast SiO_2 , to „potvrđuje” frakcioniranje pomenutih minerala. Sa ovim mikroelementima obično opada i sadržaj **Ni** i **Zn**.

Na neke elemente mogu snažno uticati određeni minerali, kao što su **Zr** za mineral cirkon, **P** za apatit, **Sr** za plagioklase, **Ti**, **Nb** i **Ta** za ilmenit, rutil ili titanit, na osnovu čega se utvrđuje njihova frakcionizacija (da li su tokom parcijalnog stapanja ostali kao rezistat ili „otišli” u rastop).

Elementi iz grupe **Sc**, **Ti**, **V**, **Cr**, **Mn**, **Fe**, **Co**, **Ni**, **Cu** i **Zn** imaju različite valence i geohemijsko ponašanje. Ti^{4+} je inkompatibilan, visokog jonskog potencijala, dok su **Mn**, **Ni**, **Cu** i **Zn**, kao i trovalentni **V** i **Cr**, kompatibilni elementi.

Cu i **Zn** mogu biti mobilni tokom alteracije (i metamorfizma). Anomalije **Ni** i **Cr** ukazuju na frakcionisanje olivina, klinopiroksena ili spinela.

Imobilni elementi tokom alteracije ili slabih metamorfnih promena najvećim delom „ostaju” u mineralima. Ako su u promenjenoj steni, ostaju u sličnom međusobnom odnosu kao i u nepromenjenoj steni.

HFS elementi, **Hf** i **Zr**, jesu inkompatibilni, geohemijski slični **Ti**. Ne ugrađuju se „lako” u glavne minerale (izuzev **Ti** u **Ti**-magnetitu, ilmenitu i rutilu), ali se međusobno pozitivno korelišu, na primer **Nb** sa **Zr** itd. Njihovi varijacijski sadržaji ukazuju na asimilaciju i frakcionu kristalizaciju (**AFC** procese).

Ako odnosi sadržaja **Zr/Nb** i **Hf/Ta** opadaju sa porastom SiO_2 , to ukazuje na frakcionisanje cirkona.

Osiromašenje za **Eu** ukazuje na frakcionisanje plagioklasa (kristalizaciju) iz rastopa, koji efikasno „uklanja” **Eu** iz magme, dok obogaćenje istim elementom ukazuje na to da su plagioklasi ostali u rastopu itd.

Efekti **asimilacije** stenama kontinentalne kore takođe se mogu „dokazati” spajder dijagramima, posebno kad je reč o bazaltima. Na primer, kompatibilni elementi **Ti**, **Tb**, **Y**, **Tm** i **Yb** ne dolaze iz kore u rastop (magmu) i na taj način ne menjaju njen primarni sastav. **Ba** i grupa **Nb** do **Hf** su „korisni” pokazatelji, indikatori kontaminacije sa okolnom kontinentalnom korom. Minimum sadržaja **Nb** i **Ta** je prepoznatljiv za sve magme koje su kontaminirane stenama kontinentalne kore. Ovo je karakteristično za magme vezane za subdukciju, koje nasleđuju elemente iz uključenih sedimentnih stena.

Elementi **Rb**, **Th** i **K** takođe su obogaćeni kontaminiranim magmama, ali mogu da razlikuju i efekte gornjeg i donjeg dela kontinentalne kore. Relativno

visoki sadržaji ovih elemenata ukazuju na kontaminaciju „gornje” kontinentalne kore (iznad Konradovog diskontinuiteta), dok niski sadržaji verovatno ukazuju na kontaminaciju sa donjim delovima kontinentalne kore (ispod pomenutog diskontinuiteta).

Visoke vrednosti odnosa sadržaja **Rb/Cs**, kao i pozitivna korelacija odnosa **Rb/Cs** sa **SiO₂**, ukazuju na krustalnu kontaminaciju (asimilaciju sa kontinentalnom korom). U prilog navedenom govore niski odnosi sadržaja **Hf/Ta**, **Zr/Rb**, **Nb/Th** i visoki odnosi **Ba/Nb**, **Ba/La**, **Nb/U** i **Th/U**.

Pomenimo da su **Ti**, **Tb**, **Y**, **Tm** i **Yb** u suštini nemodifikovani, čak i pri značajnim stepenima kontaminacije. Oni su važni elementi ako želimo da kroz proces kontaminacije izdvojimo karakteristike nekih elemenata primarne magme. Nasuprot tome, cela grupa elemenata od **Ba** do **Hf** varijabilno je obogaćena u kontaminiranim magmama.

Ako vaše ispitivane stene pokazuju slične odnose ili maksimume i minimume pojedinih mikroelemenata, to „snažno” ukazuje da imaju zajedničkog roditelja, sličnu kontaminaciju itd.

ZAKLJUČIMO!

Prikazali smo „veliki” broj elemenata i njihovih međusobnih odnosa na osnovu njihovog geohemijskog ponašanja, što nam omogućava izvlačenje „opštih” zaključaka o pojedinim procesima, kao što su frakciona kristalizacija, kontaminacija, tektonska sredina stvaranja itd. Pomenimo da su dijagrami često „pretrpani” linijama, što ih ponekad čini nejasnim. Zato koristimo dvokomponentne dijagrame, posebno kada proučavamo pojedine geohemijske karakteristike proučavanih stena.

Spomenimo i modeliranje geohemijskih procesa. Za njihovo određivanje, potrebni su „tačno” određeni sadržaji mikroelemenata, kako bi se izračunao koeficijent razmene u uslovima u kojima se proces modelira, kao i poznavanje početnog sastava. Veći deo modela je idealizovan i „ne slaže” se s pravim uslovima procesa i retko daje jedinstveno rešenje. Najvećim delom se koristi za proveru hipoteza ili nekog ranijeg, postojećeg modela.

Sadržaji i međusobni odnosi pojedinih mikroelemenata ukazuju i na tektonsku sredinu stvaranja, kada se dobijaju „poznati” i široko prihvaćeni tektonsko-magmatski diskriminacioni dijagrami (*Pearce i Cann, 1971, 1973*), koji će biti detaljno prikazani u poglavlju o određenim grupama stena, pre svega bazaltima.

V.2.5.4 ELEMENTI RETKIH ZEMALJA

Elementi retkih zemalja, **REE** (akronim od engleskih reči *Rare Earth Elements*), jesu važna grupa mikroelemenata koja se koristi u proučavanju magmat-
skih stena (tabela 8).

Tabela 8. Podela elemenata retkih zemalja (**REE**) prema geohemijskim svojstvima (*Shanon, 1976*)

	Atomski broj	Naziv	Simbol	Naelektrisanje i jonski radijus (Å) za koordinaciju 8
Laki REE	57	Lantan	La	La ³⁺ 1.160
	58	Cerijum	Ce	Ce ³⁺ 1.143
				Ce ⁴⁺ 0.970
	59	Prazeodijum	Pr	Pr ³⁺ 1.126
	60	Neodijum	Nd	Nd ³⁺ 1.109
	61	Prometijum	Pm	Nije pronađen u prirodi
	62	Samarijum	Sm	Sm ³⁺ 1.079
	63	Evropijum	Eu	Eu ³⁺ 1.066
				Eu ²⁺ 1.250
	64	Gadolinijum	Gd	Gd ³⁺ 1.053
Teški REE	65	Terbijum	Tb	Tb ³⁺ 1.040
	66	Disprozijum	Dy	Dy ³⁺ 1.027
	67	Holmijum	Ho	Ho ³⁺ 1.015
	68	Erbijum	Er	Er ³⁺ 1.004
	69	Tulijum	Tm	Tm ³⁺ 0.994
	70	Iterbijum	Yb	Yb ³⁺ 0.985
	71	Lutecijum	Lu	Lu ³⁺ 0.977
	39	Itrijum	Y	Y ³⁺ 1.019

REE imaju slične, ali ne identične, hemijske i fizičke osobine i ponašaju se inkompatibilno. Uglavnom imaju istu valentnost (**3⁺**), slične radijuse jona, koji se postepeno smanjuju sa povećanjem atomskog broja, što dovodi do povećanja kompatibilnosti. Obično se iscrtavaju kao grupa raspoređena povećanjem atomskog broja duž x-ose na dijagramu elemenata retkih zemalja (**REE**). Na y-osi su nanete normalizovane vrednosti – sadržaj u ispitivanoj steni podeljen sa sadržajem u referentnoj steni ili „primitivnim” hondritskim meteoritima, za koje se smatra da su nastali tokom formiranja unutrašnjih planeta Sunčevog sistema, da nisu frakcionisani i da imaju hemijski sastav „primitivne” Zemlje.

Sadržaji **REE** u meteoritima variraju, zbog čega u postojećoj literaturi postoji veliki broj „setova” za normalizaciju. Pojedini autori koriste „prosečne hondrite”, drugi **CI hondrite** itd. kao najreprezentativnije za sastav primitivne Zemlje i normalizaciju. Razlike u sadržajima **REE** uglavnom nisu velike i normalizacijom na više „setova” dobijaju se slični rezultati (tabela 9).

Tabela 9. Normalizacione vrednosti hondrita prema različitim autorima

Element	1	2	3	4	5	6	7	8
La	0.340	0.330	0.3780	0.3290	0.24460	0.3100	0.3670	0.7080
Ce	0.910	0.880	0.9760	0.8650	0.63790	0.8080	0.9570	1.8330
Pr	0.121	0.112	-	-	0.09637	0.1220	0.1370	0.2780
Nd	0.640	0.600	0.7160	0.6300	0.47380	0.6000	0.7110	1.3660
Sm	0.195	0.181	0.2300	0.2030	0.15400	0.1950	0.2310	0.4440
Eu	0.073	0.069	0.0866	0.0770	0.05802	0.0735	0.0870	0.1680
Gd	0.260	0.249	0.3110	0.2760	0.20430	0.2590	0.3060	0.5950
Tb	0.047	0.047	-	-	0.03745	0.0474	0.0580	0.1080
Dy	0.300	-	0.3900	0.3430	0.25410	0.3220	0.3810	0.7370
Ho	0.078	0.070	-	-	0.05670	0.0718	0.0178	0.1630
Er	0.020	0.200	0.2550	0.2250	0.16600	0.2100	0.2490	0.4790
Tm	0.032	0.030	-	-	0.02561	0.0324	0.0356	0.0740
Yb	0.220	0.200	0.2490	0.2200	0.01651	0.2090	0.2480	0.0480
Lu	0.034	0.034	0.0387	0.0339	0.02539	0.0322	0.0381	0.0737
Y	-	-	-	-	-	-	2.1000	-

1. Wakita i dr., 1971

2. Haskin i dr., 1968

3. Masuda i dr., 1973

4. Nakamura, 1974

5. Evensen i dr., 1978

6. Boynton, 1984

7. Taylor i McLennan, 1985

8. McDonough i dr., 1991

Postupak izračunavanja, normalizacije je identičan kao i kod prikazane normalizacije mikroelemenata.

Oblik krive **REE**, odstupanja, pozitivni i negativni pikovi, nagibi itd. u proučavanim stenama pružaju važne podatke o izvoru, uslovima stvaranja, diferencijaciji, smeštaju, asimilaciji itd. magmi iz kojih su ispitivane stene nastale.

Elementi retkih zemalja, **REE**, u magmatskim stenama koriste se za izvođenje zaključaka o tome koji su minerali ostali u nestopljenim rezistatima, a koji su se našli u rastopu, nastalom parcijalnim stapanjem ili frakcionom kristalizacijom.

Tu je i „čuvana”, često spominjana, i „lako prepoznatljiva” **Eu**-anomalija.

Na dubinama manjim od 40 km, plagioklasi su važna faza tokom parcijalnog stapanja, čija „sudbina se otkriva” prisustvom anomalije **Eu** koja prati **Ca**. **Eu** se javlja u dva oksidaciona stanja. **Eu³⁺** se ponaša kao ostali elementi retkih zemalja, dok **Eu²⁺** ima veći jonski radijus i „vole” ga plagioklasi.

Ako je anomalija pozitivna, ovaj mineral je parcijalno stopljen, otišao u rastop, a ako je anomalija negativna, to ukazuje da je plagioklas ostao kao čvrsta faza tokom parcijalnog stapanja.

Mesečeva bazaltna magma, smatra se, stvorena je parcijalnim stapanjem Mesečevog omotača koji je nastao gravitacionom akumulacijom na dnu primarnog „magmatskog okeana”, u kojem su plagioklasi tokom kristalizacije i tonjenja „pokupili” veći deo **Eu**. Zbog toga su stene s plagioklasom koje danas formiraju planine na Mesecu svetlijih boja, što je u suprotnosti s tamnim, bazaltnim morima u nižim delovima (dolinama).

Suprotno tome, većina bazalta na Zemlji iz srednjeokeanskih grebena (**MORB; Wilson, 1989**) ukazuje na ekstenzivno parcijalno stapanje peridotitskog omotača u kojem su laki **REE** prethodno ekstrahovani (izdvojeni).

Navedimo i stene s granatima. Ako su ovi minerali ostali nestopljeni, u rezistatu, čvrstoj fazi, stvoreni rastop je osiromašen teškim elementima retkih zemalja (**HREE**), koji su ostali s ovim mineralom, dok su **LREE** (laki elementi retkih zemalja) otišli u rastop. Klasičan primer su bazalti srednjeokeanskih grebena koji su osiromašeni za **HREE** u odnosu na **LREE**, što ukazuje na to da su nastali parcijalnim stapanjem stena gornjeg omotača u kojima su granati „ostali” u rezistatu (nisu stapani).

Zbog progresivne varijacije u jonskim radijusima, granati i pirokseni više „uzimaju” teške **REE** (s malim jonskim radijusima), dok feldspati i apatit „uzimaju” lake **REE** (većeg jonskog radijusa).

U literaturi i na internetu postoje proračuni uticaja **parcijalnog stapanja** na sadržaj i sastav **REE**, koji se mogu predstaviti na spajder dijagramima (**Thompson, 1984**).

Na kraju prikaza analitičkih podataka o glavnim makro i mikro elementima i retkim zemljama, zaključimo da ne postoji „jedinstveni” način prikazivanja podataka. Istraživači neprestano traže „prave” odnose radi što uspešnijeg izvođenja zaključaka u okviru proučavanja stena. Računari su veoma korisni jer omogućavaju „brz odabir i prikaz podataka” i lako se može „crtati” korišćenjem širokog spektra programa (**MELTS, COMAGMAT, MINPET** itd.) u različitim formatima.

Uzimanje svežih i reprezentativnih uzoraka stena uz tačne hemijske analize od presudne je važnosti za grafičko modeliranje i izvođenje zaključaka na osnovu sadržaja odabranih oksida. Iskustvo je pokazalo da su vulkanske stene „podložnije” varijaciji u odnosu na intruzive, zbog čega je potrebna (bolje reći neophodna) primena više metoda ispitivanja.

Magmatske stene imaju složenu „životnu” priču, od mesta stvaranja, diferencijacije, kretanja, transporta do smeštaja i promene uzrokovane hlađenjem.

U okviru ispitivanja magmatskih stena, cilj je, a i umeće, odabrati koji mikroelementi ukazuju na uslove njihovog stvaranja. Na osnovu spajder dijagrama, moguće je izvesti zaključke o petrogenetskim procesima, kao što su stepen parcijalnog stapanja, frakciona kristalizacija, asimilacija, **AFC** procesi, mešanje magmi, uticaj fluida itd.

Na pomenute dijagrame ponovo se „vraćamo” u okviru detaljnijeg prikaza magmatskih stena u narednim poglavljima.

V.2.5.5 IZOTOPI U MAGMATSKIM STENAMA

UVOD

Izotopski sastav magmatskih stena pruža informacije o vremenu njihovog nastanka, izvoru, mestu i uslovima stvaranja, diferencijaciji, asimilaciji itd.

Parcijalnim stapanjem stena u omotaču, izotopi elemenata nisu odvojeni jedan od drugog, već „nasleđuju” izotopski sastav svog izvora, a njihov odnos ostaje konstantan, pod uslovom da se magma ne kontaminira interakcijom sa izotopski drugačijim stenama ili drugim serijama magme.

Prirodno dugotrajno radioaktivno raspadanje pojedinih elemenata: **K**, **Rb**, **Sm**, **Th** i **U**, i odnos sadržaja roditeljskih izotopa i izotopa „ćerki”, uz poznatu konstantu raspadanja roditeljskog elementa, osnova su za određivanje starosti (datiranja) magmatskih stena i definisanje pojedinih geoloških procesa, tektonske sredine stvaranja, diferencijacije, asimilacije itd.

Ovo je posebno važno kod proučavanja bazalta srednjeokeanskih grebena i okeanskih ostrva (**MORB** i **OIB**), koji nisu značajnije promenjeni na putu ka površini, odnosno izlivanju.

Stene kontinentalne kore imaju različite sadržaje radiogenih i stabilnih izotopa od stena iz omotača, zbog čega njihovo proučavanje pruža važne podatke o uslovima i vremenu stvaranja, obimu i načinu reagovanja sa lavama koje su izbile u kontinentalnim tektonskim sredinama. Proučavanje stabilnih i radioaktivnih izotopa je složen i zahtevan analitički proces, sa poznavanjem radioaktivnosti elemenata koji se javljaju u mineralima i stenama. U narednom tekstu prikazaćemo najčešće primenjene izotopske metode za određivanje starosti stena i interpretaciju, objašnjenje pojedinih geoloških procesa.

STABILNI IZOTOPI

Proučavanje stabilnih izotopa u geologiji obuhvata uglavnom „lake” elemente: **H**, **O**, **C** i **S**, čiji se odnosi izražavaju u standardnoj formi označenoj sa δ .

Podsetimo se da stabilni izotopi hemijski ne prelaze u drugi element, ali se velike razlike u njihovim masama javljaju, što je pojava poznata kao masovno frakcionisanje.

Na osnovu sadržaja stabilnih izotopa određuje se starost pojedinih magmatskih i metamorfnih stena i geoloških procesa. S obzirom na to da se tokom parcijalnog stapanja ne frakcionišu, stabilni izotopi daju značajne podatke o izvornoj steni koja je stapana.

Izotopski sastavi **H** i **O** razlikuju se za meteorske i magmatske vode, što olakšava identifikaciju stena koje su izmenjene pod uticajem atmosferilija ili su asimi-

lirale sedimentne stene. Izotopski sastav C u karbonatnim mineralima, grafitu ili dijamantu, kao i u magmatskim stenama koje su stvorene u dubini, razlikuje se od krečnjaka koji su nastali na površini itd. Stabilni izotopi mogu nastati procesima frakcionizacije kristalnotečne diferencijacije, ali je efekat mali u poređenju sa razlikama u izotopskom sastavu između rezervoara kore i omotača.

Izotopi retkih gasova pokazali su se kao korisni za razumevanje uloge primarnih komponenti omotača u petrogenetskim procesima okeanskih ostrvskih bazalta. Pored toga, kosmogeni radionuklidi, poput ^{10}Be , važni su potencijalni tragači za utvrđivanje prisustva subdukovanih sedimenata u ostrvskim lukovima i aktivnim kontinentalnim marginama.

U mnogim provincijama vulkanske stene su veoma mlade, ali su njihovi odnosi radiogenih izotopa identični onima u vreme njihovog formiranja. Jasno je da starije stene treba korigovati u odnosu na njihovu starost, jer su samo početni izotopski odnosi značajni petrogenetski indikatori. U tekstu koji sledi, prikazaćemo najčešće stabilne izotope koji se koriste u geologiji.

IZOTOPI KISEONIKA

Kiseonik ima tri stabilna izotopa: ^{16}O , ^{17}O i ^{18}O , a njihov sadržaj u prirodi je sledeći:

$$^{16}\text{O} \rightarrow 99,75\%$$

$$^{17}\text{O} \rightarrow 0,039\%$$

$$^{18}\text{O} \rightarrow 0,205\%.$$

Frakcionisanje stabilnih izotopa može se desiti tokom kristalizacije minerala iz fluida, kao i tokom isparavanja. Njihov izotopski sastav u uzorku se generalno prikazuje kao odnos izmerenog (hemijski određenog) sadržaja $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ uzorka u odnosu na standard (često se označava kao SMOV).

Procesi kristalizacije tokom parcijalnog stapanja i frakcione kristalizacije mogu potencijalno uzrokovati varijacije u sastavu izotopa. Na visokim temperaturama, maseno frakcionisanje izotopa kiseonika je mnogo manje izraženo nego na atmosferskim temperaturama (*Faure, 1986*). Zbog toga primitivne bazaltne magme imaju izotopske sastave kiseonika koji direktno odražavaju izvor omotača. Međutim, postoje i druga mišljenja koja su dobijena detaljnim ispitivanjima. Kajsers i drugi (*Kyser i dr., 1982*) pokazali su da okeanski bazalti zapravo pokazuju mnogo širi raspon vrednosti (od +4,9 do +8,3% O), koje se pripisuju heterogenosti izotopa kiseonika u izvoru omotača. Ipak, možemo zaključiti i prihvatiti da izotopi kiseonika ostaju korisni indikatori procesa kontaminacije kore koji su „uravnoteženi” sa hidrosferom i magmama koje potiču iz omotača.

U subdukcionim zonama, oslobađanje fluida iz sedimentnih stena ili bazalta izmenjenog morskom vodom u subdukovanoj okeanskoj kori, u gornjem delu akrecionog klina, može omogućiti „prenos” izotopa kiseonika. U mladim vulkan-

skim stenama, izotopski sastav kiseonika, zajedno sa radiogenim izotopima **Sr**, **Nd** i **Pb**, koristi se za identifikaciju kontaminacije bazaltnih magmi.

U poređenju sa magmama nastalim parcijalnim stapanjem omotača, bazaltni ostrvskih lukova su obogaćeni sa ^{18}O i radiogenim ^{87}Sr , ali su osiromašeni za radiogeni ^{143}Nd . Zbog toga „dodavanje” **O**, **Sr** i **Nd** iz kontinentalne kore može „izazvati” pozitivne korelacije između ^{18}O i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i negativne korelacije između ^{18}O i $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ u pomenutim bazaltima.

Grejem i Harmon (*Graham i Harmon, 1983*) i Fore (*Faure, 1986*) dali su „korisne” diskusije o upotrebi stabilnih izotopa kiseonika u proučavanju uloge kontaminacije kore u magmama. Predlažemo da ih, kao i ostale publikacije, detaljnije pročitate.

Pomenimo i primenu izotopa **O** kao geotermometra. U kristalima koji sadrže male jone, kao što je Si^{4+} , viša vibraciona komponenta unutrašnje energije može se smanjiti vezivanjem sa težim izotopima. Tako će u steni u kojoj su dve faze kvarc i magnetit kristalisale zajedno u uslovima ravnoteže, kvarc biti obogaćen u ^{18}O , a magnetit u ^{16}O . Frakcionacija je temperaturno zavisna, ali „prilično” neosetljiva na pritisak.

Odnosi izotopa kiseonika u većini magmatskih stena su „ograničeni” u rasponu od samo oko 5% do 13%, dok je u sedimentima veći, od 15% do 20%, a u karbonatima i preko 30%. Pojedini autori pomenutu razliku objašnjavaju tako što minerali u sedimentnim sredinama nastaju na niskim temperaturama, gde je izotopsko frakcionisanje najveće. Smatra se da su neke od silikatnih magmi sa većim vrednostima ^{18}O verovatno kontaminirane sedimentarnim stenama. Reakcije izotopskih izmena između magmatskih stena i hidrotermalnih rastvora kroz koje prolaze uzrokuju snižavanje vrednosti ^{18}O .

Odnos izotopa $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ daje i važne podatke o temperaturi Zemlje u određenom geološkom vremenu. Za vreme isparavanja, voda sa ^{16}O lakše isparava u odnosu na vodu sa „težim” ^{18}O . Tokom isparavanja okeanske vode, vodena para u atmosferi se obogaćuje za ^{16}O u odnosu na ^{18}O , zbog čega se preostala okeanska voda (koja nije isparila) obogaćuje sa ^{18}O u odnosu na ^{16}O . U početku su ovi odnosi bili povezani sa temperaturom jer su stope isparavanja proporcionalne temperaturi. Veći odnosi sadržaja $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ u okeanskoj vodi „beleže” više temperature, koje uzrokuju povećano isparavanje i veće uklanjanje ^{16}O .

Organizmi koji koriste kiseonik za izradu školjki kalcijum-karbonata (CaCO_3) mogu sačuvati informacije kao karbonatni sedimenti koji se tokom vremena nakupljaju na morskom dnu. Takvi sedimenti beleže promene temperature vode tokom vremena, posebno kada su promene velike usled planetarnih geoloških procesa, pre svega globalne tektonike ploča, promene klime itd. Međutim, i „male, kratkotrajne” promene temperature vode mogu ukazati na promene količine leda povezane sa širenjem i kontrakcijom kontinentalnih glečera tokom ledenih doba. Pošto je atmosfera obogaćena sa ^{16}O i ima nizak odnos sadržaja $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, sa širenjem i rastom lednika, oni skladište ogromne količine vode sa malim odnosom

sadržaja $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, zbog čega se isti odnos u okeanskoj vodi progresivno povećava. Rezultat je da se periodi maksimalne ledene zapremine mogu korelisati sa globalnim periodima sa višim odnosima sadržaja $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ u morskim sedimentima. Pre upotrebe izotopa kiseonika, pleistocenske glacijacije su utvrđene na osnovu stvorenih morena na kopnu, kada su utvrđena „samo” četiri perioda maksimalnog zaleđivanja, stvaranja lednika (*Shackleton, 2003*). Međutim, upotrebom izotopa kiseonika iz morskih sedimenata i jezgara leda na Grenlandu i Antarktiku utvrđeno je znatno više ledenih perioda. Pošto različiti organizmi selektivno frakcionišu ^{18}O i ^{16}O , i oni se moraju uzeti u obzir (analizirati) i uporediti sa rezultatima globalnih promena odnosa $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Treba pomenuti da su mnoge analize ^{18}O urađene po različitim standardima, pa se mora biti obazriv kod interpretacije rezultata.

IZOTOPI UGLJENIKA

U prirodi se javljaju tri izotopa ugljenika: ugljenik ^{12}C , ugljenik ^{13}C i radioaktivni ugljenik ^{14}C . Svaki izotop ugljenika sadrži šest protona u svom jezgru; preostala masa je broj neutrona (šest, sedam ili osam).

Libi (*Libby, 1955*) je na osnovu sadržaja ^{14}C razvio metodu za određivanje starosti organskih materijala koja se koristi u arheologiji, kvartarnoj geologiji, okeanografiji, hidrogeologiji, atmosferskoj nauci, paleoklimatologiji i drugim oblastima.

Radioaktivni ^{14}C ima poluperiod raspadanja od 5370 godina, što je kratko vreme u poređenju sa drugim izotopima. On prelazi u ^{14}N , koji se ne može razdvojiti od ^{14}N nastalog nekim drugim načinom, a sam azot kontinuirano prelazi u ^{14}C bombardovanjem neutronima iz kosmičkih zraka, koji se opet transformiše u ^{14}N (β raspadanjem).

Utvrđivanje starosti na osnovu izotopa ^{14}C radi se na organskim uzorcima koji su mlađi od 35.000 godina. Ugljenik ^{14}C je kosmogeni izotop, nastao interakcijom kosmičkih zraka koji ulaze u Zemljinu atmosferu i transformišu normalan ugljenik ^{12}C u radioaktivni ugljenik ^{14}C . U roku od oko 12 minuta od udara kosmičkih zraka u gornjoj atmosferi, ^{14}C se kombinuje (reaguje) sa kiseonikom kako bi postao ugljen-dioksid koji sadrži ^{14}C . Radioaktivni ugljen-dioksid koji je u atmosferi apsorbuju biljke jer im je potreban da fotosintezom stvore šećer.

Pomenimo da praktično svako živo biće sadrži ugljenik. Dok je živa, svaka biljka ili životinja razmenjuje ugljen-dioksid sa vazduhom. Životinje se takođe hrane biljkama i apsorbuju njihov CO_2 . Nakon smrti životinje više ne razmenjuju ^{14}C sa atmosferom, ali se radioaktivni element nastavlja raspadati unutar organskog materijala.

„Izotopski sat” počinje kada organizam umre i zaustavi razmenu $^{14}\text{CO}_2$ sa atmosferom. Pošto su početni odnos $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ i poluperiod raspadanja ^{14}C poznati, pomoću sadašnjeg odnosa $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ može se precizno odrediti starost odgovarajućeg uzorka. Ova metoda se vremenom razvijala i danas je jedna od „najjačih” za određivanje starosti pleistocenskih i holocenskih artefakata i geoloških događaja

do starosti od oko 50.000 godina, i ne može se primeniti na starije stratigrafske jedinice. Pomenimo i vezu izotopa ugljenika sa geološkim procesima vezanim za vodu i taloženje pojedinih sedimenata. Kada organizmi sintetišu organske molekule, selektivno koriste ^{12}C u odnosu na ^{13}C , tako da organski molekuli imaju niže sadržaje odnosa $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Obogaćivanje organskog materijala u ^{12}C uzrokuje porast odnosa sadržaja $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ u vodi u kojoj organizmi žive. Ugljenik ^{12}C čini više od 98,9% stabilnog ugljenika na Zemlji, dok ^{13}C čini preostali deo.

Tokom perioda stajaće cirkulacije vode u okeanima ili drugim vodenim sredinama (morima, jezerima), u njihovom donjem delu i/ili u sedimentima koji se tu formiraju, razvijaju se disoksični i anoksični uslovi koji inhibiraju razgradnju bakterija i dovode do akumulacije ^{12}C . Nastali sedimenti imaju neuobičajeno niske odnose $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. U vodi iz koje su taloženi, sadržaj ^{12}C je manji, zbog čega je odnos $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ veći. Međutim, proces sedimentacije u okeanu se nastavlja, obnavlja i dodaje se ^{12}C iz organskih sedimenata, što uzrokuje brzi pad odnosa $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Pažljivim proučavanjem praćenja promena odnosa $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ tokom vremena, paleo-oceanografi su utvrdili lokalne i globalne promene u okeanskoj cirkulaciji. Odnos sadržaja $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ se generalno izražava u odnosu na standard i prikazuje se u delovima na hiljadu po određenoj formuli.

ZAKLJUČIMO! Izotopi kiseonika i ugljenika koriste se za dokumentovanje istorije Zemlje, perioda globalnog zagrevanja i hlađenja uzrokovanog promenom klime i drugim geološkim procesima

Koriste se i za određivanje starosti leda, na primer na Grenlandu (u led dospavaju sa mehurićima vazduha iz atmosfere), za procenu brzine napredovanja glečera na kopnu, položaja obalskih linija, nivoa mora, cirkulacije vode u dubokim okeanskim prostorima i slično.

S geološke tačke gledišta, glavno ograničenje ove tehnike je što sa tako kratkim poluživotom, nivoi ^{14}C prisutni u uzorku počinju da postaju preniski da bi se mogli tačno detektovati u materijalima koji su stariji od 50.000 godina. Modernim tehnikama oni se „protežu” i do 70.000 godina ili više.

Starosna ograničenja za datiranje pleistocena metodom ^{14}C datiranja mogu se delimično rešiti pomoću izotopa uranijuma. Jedan od proizvoda u nizu radioaktivnog raspada ^{238}U je drugi izotop urana, ^{234}U . Oba izotopa su prisutna u morskoj vodi, ali razlike u reaktivnosti dva izotopa znače da dolazi do frakcionisanja. ^{234}U je prisutan u većim proporcijama nego što bi se očekivalo tokom raspada. Ako se frakcionisani uran preuzme iz morske vode u mineral, kao što je karbonat morskog organizma, proporcije dva izotopa postepeno se vraćaju u normalu kako se ^{234}U raspada. Ovo se dešava tokom perioda od oko milion godina, što omogućava da se odrede stari morski karbonati, pomenuli smo, merenjem odnosa ^{234}U i ^{238}U . Ova tehnika uranijumske serije najbolje funkcioniše s koralima i ne može se koristiti za karbonate formirane u slatkoj vodi, jer frakcionacija u njima značajno varira.

IZOTOPI He

Varijacija sadržaja odnosa izotopa $^3\text{He}/^4\text{He}$ u vulkanskim stenama je rezultat ravnoteže između primarnog He i radiogenog He nastalog radioaktivnim raspadom ^{232}Th , ^{235}U i ^{238}U . Odnos je generalno normalizovan na atmosfersku vrednost odnosa $^3\text{He}/^4\text{He}$.

Bazalti okeanskih ostrva Havaja i Islanda imaju veoma visoke odnose $^3\text{He}/^4\text{He}$, verovatno zbog prisustva relativno neosiromašenih (primordial) delova omotača (*Allegre i dr., 1986, Zindler i Hart, 1986*).

Sa druge strane, bazalti okeanskih ostrva Tristan da Kunja (Tristan da Cunha) i Gof (Gough) imaju niže odnose $^3\text{He}/^4\text{He}$, što, prema pojedinim autorima, ukazuje na prisustvo recikliranih „izvornih” komponenti (delova omotača).

^{10}Be

Be ima sedam izotopa, čiji su maseni brojevi od 6 do 12, od kojih je samo ^9Be stabilan. Nestabilni ^7Be i ^{10}Be se konstantno proizvode kada kosmički zraci „fragmentiraju” stabilne izotope kiseonika i azota u atmosferi. ^7Be se raspada na ^7Li sa poluživotom od 53 dana, dok ^{10}Be ima poluživot od $1,5 \times 10^6$ godina i raspada se beta emisijom do stabilnog ^{10}B .

Kosmogeni izotopi Be se brzo uklanjaju iz atmosfere i talože se u sedimentima na dnu okeana, kao i u ledenim naslagama. Njihovo stvaranje zavisi od geografske širine, visine (u atmosferi) i vremena. Identifikacija ^{10}Be u nekim lavama vezanim za subdukciju koristi se kao dokaz prisustva subdukovanih okeanskih sedimenata u njihovom stvaranju, ali i njihovo odsustvo nije „dokaz protiv” zbog relativno kratkog poluživota.

Za geologiju je mnogo korisniji ^{10}Be , koji β raspadanjem prelazi u stabilni ^{10}B sa poluperiodom raspadanja od 1,5 miliona godina. Nakon stvaranja, kosmogeni izotopi Be se naglo izdvajaju iz atmosfere, obaranjem sa kišom i snegom. Budući da je Be relativno nerastvorljiv u vodi, on se apsorbuje ili na drugi način unosi u organska jedinjenja ili neorganske sedimente, koji se najčešće „smeste” na dno okeana. Kada se okeanska kora subdukuje i parcijalno stopi, izotop ^{10}Be se priključuje ili pridružuje novostvorenim magmama koje se izlivaju, ali je ovaj izotop dokaz da su u stvaranju magmi učestvovali i okeanski sedimenti. Ako se izotop ^{10}Be , međutim, ne utvrdi, to ne znači uvek da sedimenti nisu subdukovani, posebno u slučajevima kada je vreme subdukcije bilo pre 1,5 miliona godina.

RADIOGENI IZOTOPI

Rb-Sr

Rb-Sr je jedan od najčešćih sistema koji se koriste za određivanje starosti i izvora, porekla magmatskih stena. Postoji nekoliko izotopa Rb, od kojih je oko 27% radioaktivnog ^{87}Rb .

Sistem ima sledeće karakteristike:

1. Atomi radioaktivnog roditeljskog izotopa ^{87}Rb radioaktivnim raspadanjem oslobađaju beta (β) čestice i prelaze u atome ćerke izotopa ^{87}Sr sa poluživotom od „veoma dugih” 48,8 milijardi godina.

2. ^{87}Sr je stabilan izotop prisutan u svim stenama koje nose **Sr**, a njegov sadržaj odražava originalni ^{87}Sr , plus radiogen ^{87}Sr , koji je nastao raspadanjem ^{87}Rb u određenom vremenu. Oni se međusobno ne mogu „razlikovati”, što je „uo-bičajeni” problem kod izotopskih sistema. Rešenje su izohroni koji koriste dva ili više uzoraka i normalizacija izotopa koja se menja sa vremenom do ^{86}Sr , koji nije radiogen niti radioaktivan i stoga je konstantan. Minerali bogati **Rb**, kao što su liskuni i alkalni feldspati, sadrže značajnu količinu ^{87}Sr , naročito ako su stvarani u „ranijim” geološkim periodima.

3. ^{86}Sr je stabilan izotop i nije stvoren „razbijanjem” bilo kog drugog elementa. Njegov sadržaj je konstantan u steni i njenim mineralima, jer se ^{86}Sr ne proizvodi radioaktivnim raspadanjem.

4. Isto jonsko naelektrisanje Rb^+ i K^+ i slični jonski poluprečnici (1,61 Å i 1,51 Å) omogućavaju da **Rb** lako zamenjuje **K** u liskunima, amfibolima i, u manjoj meri u K-feldspatu i piroksenima. Stene i minerali koji imaju visok sadržaj kalijuma treba da imaju i visok sadržaj **Rb**, mada odnos **K/Rb** u mineralima i stenama nije isti, varira i do četiri puta.

Istraživanja su pokazala da pojedini minerali u steni imaju različite odnose sadržaja $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ jer neki od njih, zbog povoljnije atomske strukture, primaju veće količine **Rb** u odnosu na **Sr**. Pomenimo biotit, u kome **Rb** više menja atome **K** u odnosu na druge minerale (amfibol, piroksen). Na taj način, odnos $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ u biotitu će biti veći od odnosa u amfibolu i piroksenu u steni koja sadrži pomenute minerale, ali svi imaju početni odnos sadržaja pomenutih izotopa.

Kristalo-hemijske karakteristike **Sr** su složenije od **Rb**. Ovaj element u suštini prati **Ca**, zbog istog naelektrisanja i sličnih jonskih poluprečnika ($\text{Sr}^{2+}=1,26$ Å; $\text{Ca}^{2+}=1,12$ Å). Zbog toga je **Sr** obogaćen u kalcijumskim mineralima, plagioklasu, apatitu i kalcitu. U kalcijumskim piroksenima, međutim, mesta Ca^{2+} su „premala” za malo veće **Sr** jone.

Primarni inicijalni odnos sadržaja izotopa **Rb** i **Sr** na Zemlji ne može se meriti niti odrediti direktno, jer su „prvonastale” stene „nedostupne”, smeštene duboko unutar omotača Zemlje. Ipak, ima rešenja! To su meteoriti, za koje se smatra da predstavljaju materiju koja se akumulirala iz solarne nebule, od koje je nastala i „naša” Zemlja. Detaljnim i obimnim, pre svega, hemijskim i izotopskim ispitivanjem velikog broja meteorita utvrđeno je, između ostalog, da oni imaju ujednačen odnos izotopa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, koji nazivamo primordijalna vrednost, tj. prva, početna, nepromenjena vrednost, jer nisu zahvaćeni „zemaljskim” geološkim procesima, kao što su kristalizacija, diferencijacija itd.

Dobijene vrednosti inicijalnog odnosa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ su oko $0,69897 \pm 0,00003$, i one se uzimaju kao standard, početni sastav u vreme kada je nastala Zemlja, pre

oko 4,5 milijardi godina. Ove vrednosti su zaokružene na vrednost 0,699, što je takozvani „BABI” (engl. *Basaltic Achondrite Best Initial ratio*) za konstantan odnos **Rb/Sr** od 0,027.

Današnji odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, nakon vremena od „rođenja” (tj. radioaktivnog raspadanja) iznosi 0,704, uz stvaranje ^{87}Sr koji je nastao razgradnjom ^{87}Rb u proteklih 4,55 Ga (**Wilson, 1989**). **Rb** se preferencijalno prenosi preko magme iz omotača do kontinentalne kore.

Kada se iz omotača parcijalnim stapanjem „odvoji” stvorena magma, on se iscrpljuje (osiromašuje) u odnosu na sadržaj **Rb/Sr**, dok se u magmi (ostatku rastopa) obogaćuje. Daljim geološkim procesima stvara se kontinentalna kora sa visokim odnosom $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, koji će, radioaktivnim raspadanjem, dati mnogo veći odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nego što je bio u omotaču odakle je „krenuo”. Zbog toga je „današnji” odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,718$. Na taj način se, na osnovu pomenute vrednosti, utvrdilo kako su se magmatski rezervoari i kora menjali tokom vremena.

Epsilon **Sr** (ϵSr) jeste korisna veličina koja izražava ovaj stepen promene (osiromašenje ili obogaćivanje) u odnosu na sadašnju ukupnu vrednost Zemlje sa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. De Paolo i Vaserburg (**DePaolo i Wasserburg, 1979**) prikazali su sličan izraz za ϵNd za izotopski sistem **Nd**. Kombinovanje ϵSr i ϵNd pokazalo se kao moćno sredstvo u razumevanju evolucije Zemlje.

Budući da procesi diferencijacije magmatskih sistema ne menjaju izotopski sastav magme, izotopski sastav intruzija i lava može se koristiti za praćenje „doprinos” različitih izvora, tj. litosfere, astenosfere itd.

Početni izotopski sastav **Sr** u vulkanskim stenama u vreme njihovog formiranja pruža važne informacije o izvorima omotača iz kojih nastaju magme i procesima kojima se njihovi hemijski i izotopski sastavi naknadno modifikuju tokom izlivanja na površinu.

Vulkanske stene nastale u različitim tektonskim sredinama imaju različite odnose sadržaja ovih izotopa i ukazuju na to da je gornji omotač izotopski heterogen. Najniži odnos sadržaja $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ je u bazaltima srednjeokeanskih grebena (**MORB**), dok je u bazaltima ostrvskih lukova (**OIB**) veći. Zbog toga se smatra da su uključeni subdukovani sedimenti ili uticaj morske vode.

Razlika u odnosu $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ između bazalta srednjeokeanskih grebena (**MORB**) i bazalta ostrvskih lukova (**OIB**) sugerise da su bazalti **MORB** nastali parcijalnim stapanjem omotača sa značajno nižim odnosom **Rb/Sr** od **OIB** izvora. Ova razlika je „morala” postojati barem za 1–2 milijarde godina kako bi se reflektovala na izotopske sastave. Smatra se da su bazalti **MORB** nastali parcijalnim stapanjem osiromašenog gornjeg dela omotača, od kojeg su nastale stene kontinentalne kore, zbog čega su osiromašeni za pojedine inkompatibilne elemente i pojedine izotope, uključujući **Rb** i **Sr**.

Nasuprot tome, proučavanja **OIB** pokazuju da su oni „izvedeni”, tj. nastali parcijalnim stapanjem iz više obogaćenog izvora omotača, koji može uključivati komponente primarnog omotača i reciklirane okeanske i kontinentalne litosfere.

Tu su bazaltne magme nastale unutar kontinentalnih riftova (**WPB**) koje imaju visoke odnose $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ zbog „dubokog” izvora i prolaska kroz kontinentalnu litosferu koja je obogaćena pomenutim izotopima.

ODREĐIVANJE STAROSTI

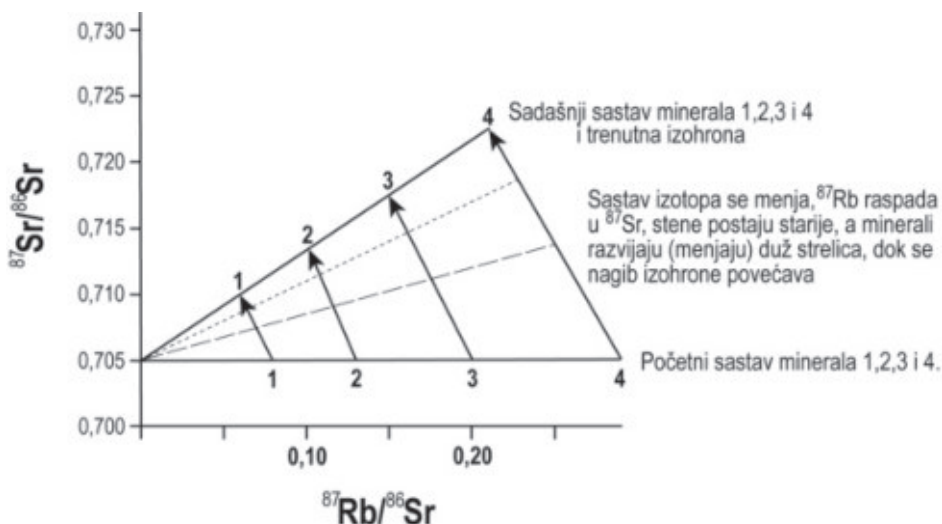
^{87}Sr je stabilan i prisutan u svim stenama koje nose **Sr**. Njegova količina u steni odražava originalni ^{87}Sr , plus radiogeni ^{87}Sr koji je nastao tokom raspadanja. Slično **K-Ar** metodi (detaljnije u narednom poglavlju), teško je, pa i nemoguće, razlikovati radiogene i neradiogene sastojke izotopa ćerke.

Problem se rešava primenom tehnike izohrona, koja za odreživanje starosti koristi dva ili više uzoraka i normalizuje izotope koji variraju u vremenu do ^{86}Sr , koji je konstantan.

Osnovni koncept datiranja metodom **Rb-Sr** je da stena ima neophodnu količinu (sadržaj) ^{87}Rb i „početni” odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, koji se sa određenim (poznatim) vremenom menjaju.

Izotopi **Sr** masovno ne frakcionišu, zbog čega su vrednosti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ za sve uzorke (stene) isti, u trenutku odvajanja iz omotača, a i kasnije tokom kristalizacije, bez obzira na „naknadne” procese.

Linija koja spaja tri tačke je horizontalna, u trenutku T_0 , kada je odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704$. T_0 je vreme u kome stene ili minerali kristališu i počinju da deluju kao nezavisni izotopni sistemi. Sadržaj ^{87}Rb se smanjuje sa vremenom usled radioaktivnog raspadanja, dok se ^{87}Sr povećava. To znači da se odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ povećava, a odnos $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ smanjuje za količine proporcionalne starosti stene (slika 235).



Slika 235. Određivanje starosti stena na osnovu izohrona

U vreme formiranja, pretpostavlja se da ne dolazi do frakcije izotopa stroncijuma. Odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ u svakom mineralu i celokupnoj steni je konstantna početna vrednost, dok vrednosti $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ variraju, od relativno visokih za minerale bogate rubidijumom, poput biotita i kalijevog feldspata, do nule za minerale bez rubidijuma. Ove početne vrednosti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ prikazane su horizontalnom linijom na slici 235. Kako stena „stari”, ^{87}Rb progresivno opada u odnosu na ^{87}Sr , što uzrokuje da se odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ povećava brzinom proporcionalnom početnom iznosu od ^{87}Rb , dok se odnos $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ smanjuje stalnom brzinom. Vremenom se odnosi $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ za svaki mineral i celu stenu razvijaju duž pravaca prikazanih strelicama na slici 235. Ako svaki mineral deluje kao zatvoreni sistem, tačke koje predstavljaju trenutni odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ u odnosu na $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ padaju na ravnu liniju čiji se nagib vremenom povećava. Nagib najbolje prilagođene linije, nazvan **izohrona** (linija stalne starosti), daje (računanjem) starost uzorka. Presecanje bilo koje izohrone daje inicijalni odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, što je nepromenljivo za teoretski uzorak koji ne sadrži ^{87}Rb . Početni odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ je posebno važan za određivanje izvornih regiona iz kojih su magme „izvedene” (stvorene) i date magmatske stene.

Postoje i druge izotopske serije i metode koje se koriste za određivanje starosti stena, istorije magmatskih stena i/ili starosti metamorfnih procesa, a koje ćemo prikazati u narednim poglavljima.

Početni odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ je posebno vredan petrogenetski „tragač” geoloških procesa i evolucije Zemlje. Magma nastale parcijalnim stapanjem izvornih stena sa visokim odnosom Rb/Sr „onečišćene” su od stare kontinentalne kore ili nasleđuju ovo geohemijsko svojstvo u visokom početnom odnosu.

Jedan od „najboljih” načina za određivanje stepena asimilacije, posebno magme koja dolazi iz gornjeg omotača, jeste prisustvo ovih izotopa. Kontinentalna kora je obogaćena $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i siromašna $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Primitivne magme sa „neuobičajeno” visokim vrednostima $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i niskim vrednostima $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ verovatno su kontaminirane „starom” kontinentalnom korom. Vrednosti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ispod 0,706 ukazuju na nekontaminiranu magmu iz gornjeg omotača, dok veće vrednosti ukazuju na njenu kontaminaciju.

Izvori u peridotitskom omotaču, gde su odnosi Rb/Sr veoma niski, „donose” magme sa niskim početnim odnosima.

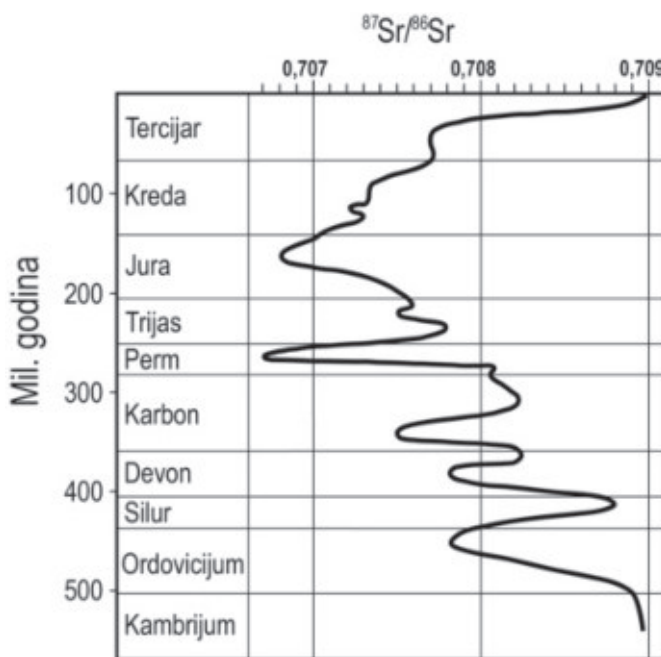
Graniti koji su nastali u ranoj fazi istorije Zemlje odigrali su važnu ulogu u izotopskoj evoluciji Sr . U njima je vremenom povećan odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ u odnosu na gornji omotač. Ova razlika je veoma značajna za petrogenetske studije magmatskih stena jer nam omogućava da pratimo efekte kontaminacije magme.

IZOTOPI Sr U KARBONATNIM STENAMA

Stroncijum je hemijski sličan kalcijumu i nalazi se u malim količinama u mnogim krečnjacima. Analiza karbonata kroz fanerozoik je pokazala da se odnos između ova dva izotopa u morskoj vodi menjao kroz vreme (slika 236).

Kriva izotopa stroncijuma dobijena je analizom karbonata formiranih u morskoj vodi koji nisu naknadno izmenjeni ili rekristalisali. Poređenjem odnosa $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ u kalcitu iz uzorka nepoznate starosti sa utvrđenom krivom, moguće je odrediti starost uzorka. Imajmo na umu da je ovo relativna tehnika datiranja i treba je razlikovati od apsolutnog **Rb-Sr** datiranja.

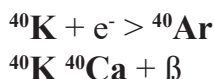
Dva su važna faktora koja treba uzeti u obzir prilikom određivanja odnosa izotopa stroncijuma. Prvo, određeni odnos $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ nije „jedinstven” za starost, jer je isti odnos možda postojao više puta: potrebna je neka druga kontrola starosti stene kako bi se ograničio deo krive koji se koristi za poređenje. Drugo, mogu se koristiti samo karbonatni minerali koji su nastali iz morske vode i koji nisu naknadno rekristalisali. Mnogi organizmi prave ljuske od aragonita, ali se ne mogu koristiti zato što aragonit vremenom rekristališe u kalcit.



Slika 236. Promena sadržaja izotopa Sr kroz geološko vreme (podaci **Faure, 1986**)

K-Ar

Kalijum je jedan od najobimnijih elemenata u Zemljinoj kori (2,4% mase), a njegov sadržaj u steni se „lako” meri. **K** ima tri prirodna izotopa, ^{39}K , ^{40}K i ^{41}K , ali je samo poslednji radioaktivan, a njegovo vreme poluraspada iznosi 1,3 milijarde godina. Proces raspada kalijuma odvija se na dva načina: 12% njegovih atoma se „zarobljavanjem” elektrona raspada u ^{40}Ar (ovaj procenat je konstantan, bez obzira na fizičko-hemijske uslove), a 88% atoma ^{40}K se β zračenjem transformiše u ^{40}Ca :



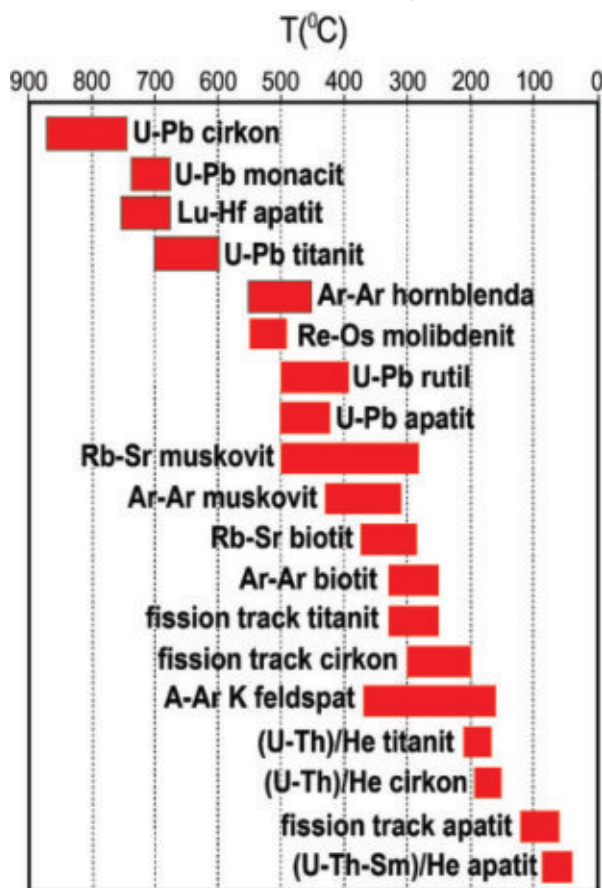
Jedan od svakih 100 atoma kalijuma je radioaktivni ^{40}K , sa 19 protona i 21 neutronom. Ako jedan od protona bude pogođen beta česticom, on prelazi u neutron. Sa 18 protona i 22 neutrona, atom postaje ^{40}Ar , inertni gas. Za svakih 100 atoma ^{40}K koji se raspadaju, 11 postaje ^{40}Ar .

Upoređivanjem sadržaja ^{40}K i ^{40}Ar u uzorku i uz poznavanje brzine raspada ^{40}K , može se odrediti starost uzorka. U nekim slučajevima, tehnika dobro radi, ali je nepouzdana u uzorcima koji su „zagrejeni” ili rekristalisali nakon formiranja, obično metamorfnim procesima, budući da gas ^{40}Ar lako migrira iz stena, menjajući odnos između roditelja i ćerke.

Ar može biti zarobljen u mnogim čvrstim fazama, praktično sav Ar „izlazi” iz stene kada je ona dovoljno topla. „Bežanje” Ar (odlazak zbog visoke temperature) praktično „resetuje radiometrijski sat”, jer je sva ćerka uklonjena, a preostali ^{40}K ponovo, iz početka, proizvodi ^{40}Ar . Atraktivnost ove tehnike je što jedan uzorak stene daje vrednost za ^{40}Ar i ^{40}K za određeno vreme. Iz tog razloga, K-Ar metoda je bila popularna tehnika, koja je proizvela mnoge „datume” u relativno jednostavnom procesu. „Nedavno” je shvaćeno da ima ozbiljnih zamerki i problema. Oslobođanje Ar je složen proces. Utvrđeno je da ohlađene stene ne prestaju da oslobađaju Ar nakon njihove kristalizacije.

Temperatura ispod koje određeni mineral ne oslobađa Ar naziva se temperatura blokiranja (slika 237). Kada neki kalijumski mineral (muskovit, biotit, K-feldspat itd.) kristališe iz magme ili raste tokom metamorfizma, deo ^{40}K ula-

zi u kristalnu rešetku tog minerala. Vrlo brzo, ^{40}Ar i ^{40}Ca počinju da se akumuliraju u kristalu, jer su i oni zarobljeni u kristalnoj rešetki. Kako je odnos ^{40}Ar i ^{40}Ca stalno isti, potrebno je znati samo jednu od ove dve vrednosti da bi se odredila količina raspadnutog ^{40}K . Preciznije je odrediti sadržaj Ar jer je to element specifičnih osobina, a elektronska orbitala mu je popunjena. Naime, on nije uvek hemijski vezan, već samo zarobljen u kristalnoj strukturi na nižim temperaturama, dok na višim temperaturama napušta mineral. Kod minerala koji kristališu na visokim temperaturama, neće nimalo Ar ući u njihovu strukturu, jer je temperatura daleko iznad temperature zarobljavanja. Ovaj metod se koristi i za minerale čiji K nije bitan element, već ga sadrže u manjim količinama (hornblenda). Metoda je posebno pogodna za mlade vulkanske stene, koje se brzo konsoliduju



Slika 237. Temperature zatvaranja
(engl. Closure temperature)
za pojedine minerale primenom različitih
izotop. metoda. (Carlson, 2011, dopunjeno)

i hlade, pa je njihova starost istovremeno i starost zarobljavanja argona. Posebno dobri rezultati se dobijaju za mlade vulkanske stene mlađe od 20.000 godina, pa je ova metoda značajna i u arheologiji.

Zaključimo da su **K** i **Ar** „pokretni” elementi. Metamorfni procesi mogu uzrokovati da se oduzme ili doda **K** ili da se oslobodi **Ar**. Temperatura blokiranja varira za različite minerale (slika 237). Za amfibole je oko 600 °C, za liskune „samo” oko 300 °C, a za apatit „čak” 100 °C. Zbog toga je **K-Ar** metoda „pouzdana” samo za neke vrste stena, kao što su „nemetamorfisane” vulkanske stene.

Ar-Ar

Problemi „gubitka” argona mogu se prevazići metodom argon-argon, koja se zasniva na ideji „odloženog” oslobađanja **Ar**, ^{40}Ar - ^{39}Ar . Da bi se analizirao mineral koji sadrži **K**, kao što je liskun ili amfibol, on se „izloži” u nuklearnom reaktoru, u kojem neutronske bombardovanje pretvara neke od neradioaktivnih ^{39}K u ^{39}Ar . Zatim se uzorak zagreva postepeno u vakuumu, a odnos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ određuje na svakom koraku. Pošto je sadržaj ^{39}Ar proporcionalan ^{39}K , a ^{39}K proporcionalan originalnom ^{40}K (jer izotopi nisu masovno frakcionisani kada se formirao mineral, a ^{39}K je bio u mineralu od tog vremena), odnos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ može se koristiti za izračunavanje odnosa $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ i, prema tome, i starosti.

Merenje ^{39}Ar proizvedenog bombardovanjem vrši se masenim spektrometrom istovremeno sa merenjem količine ^{40}Ar . Pre nego što se izračuna starost iz odnosa ^{39}Ar i ^{40}Ar , potrebno je utvrditi količinu ^{39}K koja se konvertuje (prelazi) u ^{39}Ar neutronske bombardovanjem. Ovo se postiže bombardovanjem uzorka poznate starosti („standarda”) zajedno sa uzorcima koji će se meriti i upoređivanjem rezultata analize izotopa. Iako je teža i skuplja metoda, **Ar-Ar** je sada korisnija i tačnija od metode **K-Ar**. Alteracija (a time i gubitak ^{40}Ar) javlja se na temperaturama nižim od prvobitne kristalizacije, tako da će odnosi izotopa mereni na različitim temperaturama biti različiti. Uzorak se zagreva dok ne dođe do promene odnosa sa porastom temperature (dok se ne dostigne „plato”), koji se zatim koristi za računanje starosti.

Sm-Nd

Sm i **Nd** su laki elementi retkih zemlja (**LREE**) i inkompatibilni. Imaju tendenciju da „preferiraju” rastop (magma) tokom kristalizacije minerala ili parcijalnog stapanja, kada se povećava odnos **Sm/Nd**. **Nd** ima manji atomski broj i malo je veći od **Sm**-a, zbog čega se više akumulira u rastopu u odnosu na **Sm**, što smanjuje odnos **Sm/Nd**, ali to može biti posledica i frakcione kristalizacije. **Sm** i **Nd** su odvojeni u periodnom sistemu samo prometijumom (koji se ne javlja u prirodi), a frakcioniranje između njih je manje, zbog čega merenja sadržaja **Sm-Nd** moraju biti veoma precizna da bi se izotopska starost (tačno) odredila.

Roditeljski izotop je ^{147}Sm , koji se raspada alfa česticom i prelazi u ^{143}Nd sa poluživotom od 13,9 milijardi godina.

Sistem **Sm-Nd** je sličan sistemu **Rb-Sr**, koji smo prikazali, ali ima mnogo veći, duži poluživot, što omogućava datiranje stena starijih od milijardu godina. Sporo raspadanje znači da je ova tehnika najpogodnija za „stare” stene, jer su efekti analitičkih grešaka manje značajni. Prednost upotrebe ovih izotopa je što se ova dva elementa ponašaju gotovo identično u geohemijskim reakcijama i svaka promena stene podjednako utiče na njih, čime se eliminišu neki od problema koji se javljaju kod **Rb-Sr**, koji se različito ponašaju pri raspadanju. Ova tehnika datiranja koristi se i na sedimentima kako bi se dobili podaci o izvornom poreklu materijala i minerala koji se u njima javljaju.

Izotopi **Sm-Nd** nude značajne prednosti u odnosu na druge sisteme, kao što su **Rb-Sr** i **U-Pb**, jer se **Sm** i **Nd** javljaju u glavnim mineralima, kao što su pirokseni i plagioklasi, te nisu lako mobilni. Izotop ^{144}Nd nije radiogeni proizvod i konstantan je tokom vremena, pa se koristi kao referentni izotop. Sa raspadanjem ^{147}Sm odnos $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se postepeno povećava, kao što je i kod $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Izotopski sistem **Sm-Nd** ima posebne prednosti u odnosu na druge u „otkrivanju” evolucije kontinenata kroz studije detritičnih sedimenata.

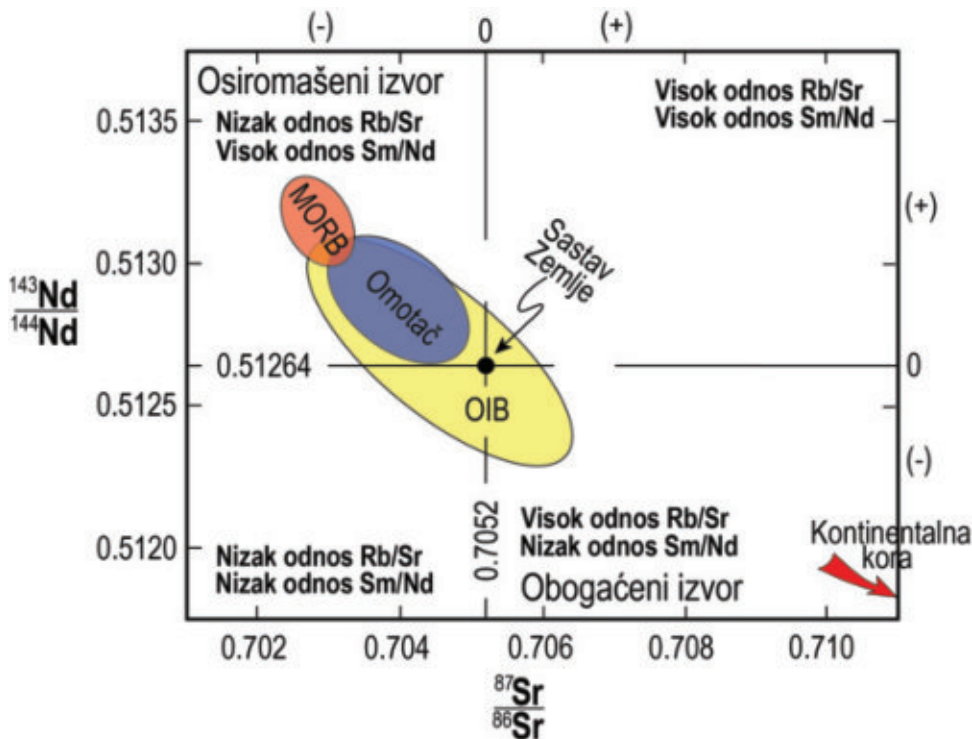
Ispostavilo se da fino zrnasti klastični sedimenti beleže odnos **Sm/Nd** njihovih izvornih stena, i ovi odnosi su nepromenjeni sedimentarnim procesima, što se razlikuje od drugih izotopskih sistema kao što su sistemi **Rb/Sr** ili **U/Pb** (*O’Nions, 1992*).

Istraživanja su pokazala da se kontinentalna kora „ekstrahovala” od osiromašenog omotača pre oko 3 milijarde godina, što ukazuje na vreme stvaranja i izdvajanja kontinenata od osiromašenog omotača.

Zanimljivo je da klasti pojedinih minerala u sedimentima sa cele planete daju uski raspon starosti kontinentalne kore od oko 1,7 milijardi godina, što se može uzeti kao njena srednja starost (*O’Nions, 1992*).

Sadržaj radiogenog ^{143}Nd , a time i odnos $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ u Zemlji, povećavao se sa vremenom zbog raspadanja ^{147}Sm u ^{143}Nd . Ovo se može koristiti kao model za određivanje starosti naše planete i njenog primordijalnog sadržaja $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Početni odnos $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ služi i kao vredan petrogenetski indikator. Stene sa visokim odnosom **Sm/Nd** stvaraju sa vremenom veći odnos izotopa, dok stene sa niskim odnosom **Sm/Nd** razvijaju niže izotopske odnose (slika 238).

Ovo ponašanje ukazuje na to da obogaćeni izvori, poput kontinentalne kore, imaju niži odnos $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ali veći odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Još jedna važna razlika u odnosu na izotope **Sr** je vrlo mali odnos sadržaja $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,510 do 0,514) zbog malih varijacija u odnosu **Sm/Nd** od 0,1 do 2,0 u stenama, za razliku od odnosa **Rb/Sr**, koji variraju od 0,005 do preko 100. Male razlike u **Sm** i **Nd** povezane su sa njihovim sličnim hemijskim ponašanjem, zbog čega na Zemlji ne postoje rezervoari koji su posebno bogati **Sm** ili **Nd**, kao što su okeanske vode bogate **Sr** koje proizvode morske karbonate bogate **Sr** i kontinentalna kora bogata **Rb**.



Slika 238. Odnosi sadržaja izotopa Nd i Sr i njihova primena za određivanje starosti naše planete (Rollinson, 1993, dopunjeno)

Poređenjem odnosa sadržaja izotopa **Nd** i **Sr** može se napraviti model magmatskog razvoja, npr. omotač, parcijalno stapanje i krustalna kontaminacija, koji je tačniji ili bolji nego ako se koriste samo izotopi **Sr**.

Poređenje izotopskih odnosa **Nd** i **Sr** može bolje ograničiti modele magmat-ske evolucije, na primer, rastopa nastalih parcijalnim stapanjem i kontaminacijom kore, nego korišćenje samo izotopa **Sr**. Više će biti reči o sadržaju i odnosu po-menutih izotopa u poglavlju o hemijskom sastavu bazalta stvorenim u različitim tektonskim sredinama.

U-Th-Pb

U, **Th** i **Pb** se u prirodi uglavnom javljaju zajedno. Svaki od njih se raspa-da na nekoliko „proizvoda”, ćerki (uključujući i radijum), pre nego što pređu u stabilan izotop **Pb**. Pripadaju grupi inkompatibilnih elemenata i akumuliraju se u ostatku rastopa, a ima ih i u kontinentalnoj kori.

U-Th-Pb je složen sistem koji uključuje tri radioaktivna izotopa urana: ^{234}U , ^{235}U , koji se raspada u ^{207}Pb sa poluživotom od 0,7 milijardi godina, i ^{238}U , koji se raspada u ^{206}Pb sa poluživotom od 4,5 milijardi godina.

Torijum (**Th**) ima jedan radioaktivni izotop, ^{230}Th , koji nastaje raspadanjem ^{238}U . Neposredni roditelj je ^{234}U , a ćerka ^{226}Ra . ^{232}Th se koristi i kao referentni izo-top zbog svog dugog vremena poluraspada u ^{208}Pb od 14,1 milijardi godina.

Izotopski sastav **Pb** u stenama je funkcija triju reakcija raspadanja koje uključuju razbijanje **U** i **Th** u **Pb**. Olovo ima četiri izotopa koji se prirodno javljaju: ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb i ^{204}Pb . Samo ^{204}Pb nije radiogen i koristi se kao stabilan referentni izotop. Svaki od ovih izotopa se može tretirati nezavisno korišćenjem standardne izohronske tehnike.

Merenjem i analizom odnosa roditeljskih izotopa i izotopa ćerki moguće je odrediti količinu olova u mineralu proizvedenom radioaktivnim raspadanjem i izračunati starost minerala.

Uran se javlja u mineralima kao što su cirkon, monazit, sfen i apatit, koji su prisutni kao akcesorni minerali u magmatskim stenama ili sedimentima jer su otporni i rezistentni na atmosferilije.

Serije raspadanja nastale iz ^{238}U i ^{235}U sadrže radioaktivne izotope „mnogih” različitih elemenata. Ove ćerke urana mogu biti odvojene od svojih roditelja i jedna od druge tokom parcijalnog stapanja i naknadne frakcije kristalizacije zbog njihovih različitih geohemijskih svojstava. Nastala radioaktivna neravnoteža može biti i do milion godina (*Faure, 1986*). Prisustvo urana u mladim vulkanskim stenama daje korisne informacije o prirodi parcijalnih procesa stapanja i vremenu koje je proteklo između početnog topljenja i izlivanja lave (*Allegre i Condomines, 1982*).

U-Pb

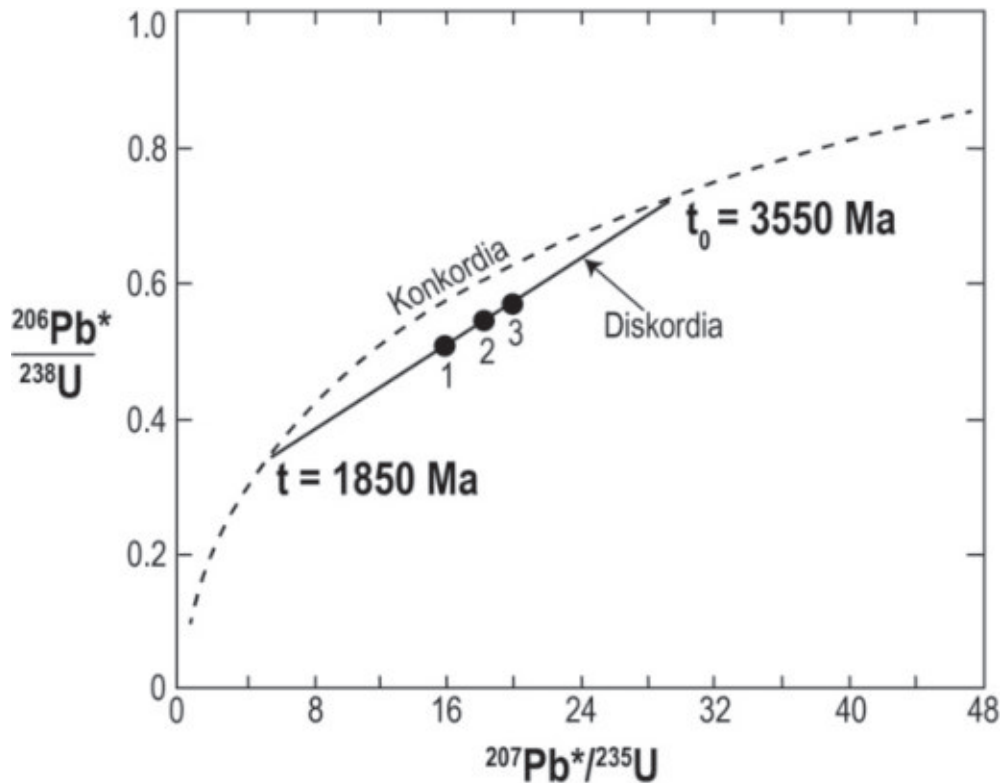
U ovoj seriji raspadanja najčešće se koristi $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ jer je ^{238}U mnogo obilniji od ostala dva radioaktivna izotopa, pa se lakše i tačnije može odrediti i analizirati. Obično se javljaju u cirkonu, sfenu i monacitu, koji se koriste za analizu jer sadrže značajne aktinide, a relativno ih je lako odvojiti i analizirati.

U-Pb datiranje koristi „poznati” sadržaj „roditelja”, izotop uranijuma i njegovo vreme raspadanja do izotopa ćerke. Ova tehnika je korisna za određivanje starosti stena do milijarde godina.

Svaki prirodni uranijum sadrži ^{238}U i ^{235}U u odnosu 137,7:1. ^{238}U se raspada u ^{206}Pb sa poluživotom od 4,510 milijardi godina kroz proces od osam alfa raspadnih koraka i šest beta raspadnih koraka.

^{235}U se raspada na ^{207}Pb sa poluživotom raspadanja od oko 700 miliona godina sa sličnim serijama faza koje uključuju sedam alfa raspadnih koraka i četiri koraka beta raspada.

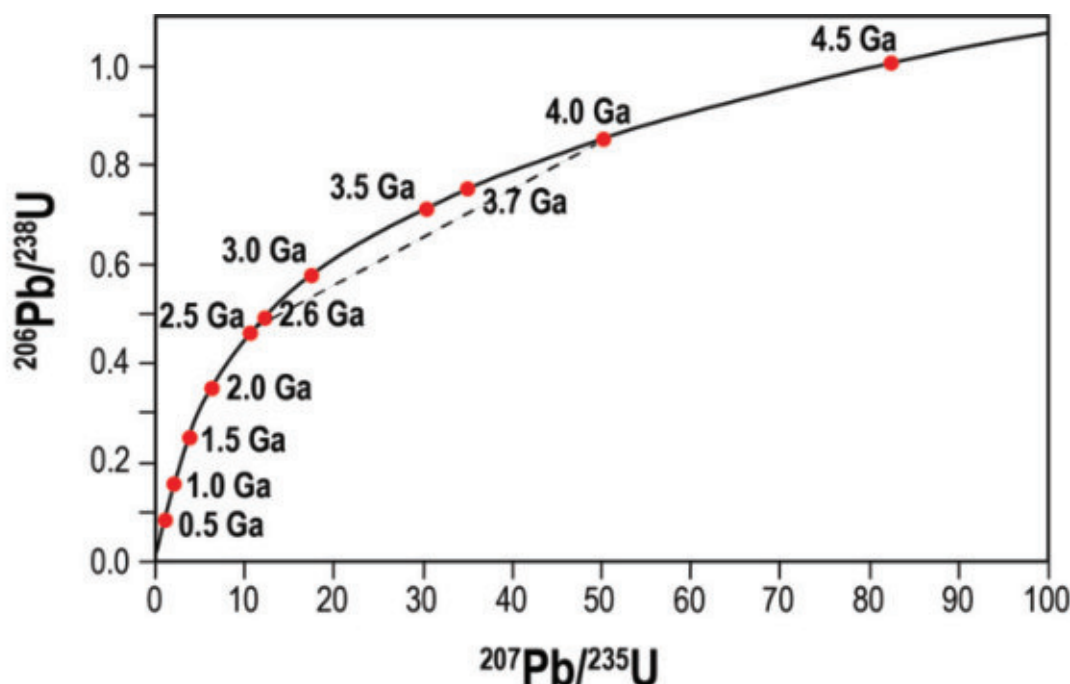
U-Pb tehnike datiranja su inicijalno primenjivane na minerale uranijuma kao što su uraninit i pehblenda, ali su oni u prirodi (stenama) retki, tako da su geohronolozi razvili precizne metode merenja izotopskih odnosa u drugim mineralima koji sadrže pomenute elemente, cirkon i sfen. Količina radiogenog olova izračunatog pomenutim metodama mora se razlikovati od prirodnog olova, koje se izračunava korišćenjem njihovog sadržaja sa ^{204}Pb , koji je stabilan. Posle merenja odnosa svakog izotopa u odnosu na ^{204}Pb , određuju se odnosi $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ i $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ koji daju starost za ispitivani uzorak. Ako se dve starosne grupe slažu,



Slika 239. Konkordija dijagram za tri zrna cirkona iz arheanskog gnajsa Minnesota (**Faure, 1986**)

„godine starosti” će biti prikazane na krivoj poznatoj kao konkordija (slika 239), koja prati evoluciju ovih odnosa na Zemlji. Pomenutim metodama na uzorcima se često dobijaju različite starosti. Ovo se dešava kada je sistem „zagrejan” ili na neki drugi način „uznemiren” tokom svoje istorije, što dovodi do gubitka nekih vodećih izvora čerke. Pošto su ^{207}Pb i ^{206}Pb hemijski identični, obično su „izgubljeni” u istim odnosima i količinama. Analiza pojedinačnih zrna cirkona je izotopski teška procedura. Cirkoni sa različitim „istorijama” mogu se naći u istoj steni i generalno se razlikuju po boji, morfologiji ili kristalnosti (stepenu razvijenosti kristala). Zrna cirkona se mogu analizirati konvencionalnim masenim spektrometrima ako se sakupi dovoljno materijala (zrna). Novija metoda koristi jonsku sondu, sličnu elektronskoj mikrosondi koja „bombarduje” uzorak fokusiranim snopom jona kiseonika umesto elektrona. Joni stvaraju mali krater u uzorku, šaljući jone uzorka u maseni spektrometar koji analizira oslobođeni materijal. Jonska mikrosonda može analizirati male površine unutar jednog kristala cirkona, tako da se mogu proučavati pojedinačni kristali ili čak zonski rast cirkona.

Pomenimo i „problem” da izmereni (određeni, analizirani) sadržaji i izmereni odnosi $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ uključuju i čerke i „nečerke” ^{206}Pb . Ovo se mora ispraviti kako bi se dobila „tačna” starost. Korekciju rezultata treba uraditi i kod još jednog izotopa olova, ^{204}Pb , koji nije „proizveden” radioaktivnim raspadanjem. Odnos $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ u meteoritima, formiranim u vreme nastanka Zemlje, poznat je i uzima



Slika 240. Konkordija U-Pb i dobijena starost stena

se kao standard u steni čija se starost utvrđuje. Ispravka se vrši merenjem količine ^{204}Pb u uzorku i oduzimanjem meteoritskog udela ^{206}Pb od ukupnog ^{206}Pb da bi se dostigao iznos od ^{206}Pb koji je ćerka ^{238}U . U većini analiza je takođe određen odnos $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$, koji ima znatno kraći poluživot od serije $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. Jednom kada se odrede odnosi oba roditeljska izotopa urana i korigovani izotopi ćerke ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$), starost uzorka se najčešće određuje na dijagramu konkordija (slika 240) koji prikazuje očekivanu vezu između recipročnih odnosa $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ i $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ kao funkcije starosti stene. Tako na primer, odnos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ od 0,5 ukazuje na starost od približno 2,6 Ga, dok odnos $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ od 40 označava starost od približno 3,7 Ga. Jedna od prednosti pomenutih radioaktivnih elemenata i njihovih izotopa jeste to što merenje može biti višestruko i omogućava proveru starosti „jednih protiv drugih” i dobijanje „približnog” vremena stvaranja minerala, odnosno stene. Na primer, ako uzorak ima odnos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ od 0,7 i odnos $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ od 3,2, starost uzorka je oko 3,5 Ga (slika 240), što je „usklađena” starost. Drugi način prikaza je da se uzorci koji su prikazani na liniji konkordija sa odnosima $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ u odnosu na $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ iscertaju u skladu s geološkim dobima. Takve tehnike datiranja su posebno važne u određivanju starosti kristalizacije magmatskih stena. Pomenimo i „problem” da kasniji događaji mogu izmeniti geohemiju stena, koja „remeti” rezultate starosti. Kada se stene metamorfišu, olovo se obično mobiliše i „gubi” iz proučavanih minerala ili stena. To rezultira količinama izotopa ćerke nižim od očekivanih, nižim odnosom Pb/U i tačkama koje padaju ispod usklađene starosne linije na dijagramima $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ nasuprot dijagramima $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Kada su uzorci sličnih stvarnih starosnih doba različito pogođeni tokom metamorfizma, oni pada-

ju duž ravne linije ispod linija usklađene starosti. Jedna interpretacija takvih podataka je da desni kraj isprekidane ravne linije preseče starosnu liniju u prvobitnom dobu uzorka (4,0 Ga na slici 240), a da levi kraj preseče starosnu liniju u vreme metamorfizma (2,5 Ga na slici 240). Kada god je to moguće, takva tumačenja treba testirati na osnovu drugih podataka kako bi se mogao izvući „logičniji” zaključak.

Th-Pb

Metoda torijum-olovo je slična tehnikama uranijum-olovo i koristi raspad od ^{232}Th do ^{208}Pb (sa 6 ^4He). Minerali koji se koriste za ovu metodu uključuju sfen, cirkon, monazit, apatit i druge retke U-Th minerale.

Odnos $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ je kompatibilan sa $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Ova metoda nije potpuno pouzdana i obično se koristi zajedno sa drugim metodama. U većini slučajeva rezultati su diskordantni, i pokazuju gubitak olova iz sistema. Metoda Th-Pb se takođe može tumačiti pomoću izotopne izohrone.

U svim gore navedenim sistemima mora se voditi računa o tome da se oni ne „uznemiravaju” kasnijim metamorfnim, metasomatskim ili alteracionim procesima. Uobičajeni kriterijum za pouzdanost datuma je aproksimacija koju čine tačke podataka gradeći liniju koja se „uklapa” u izohronu.

ZAKLJUČIMO!

Određivanje starosti pomoću izotopa U/Pb nije tako jednostavno kao u sistemima Rb/Sr i Sm/Nd, jer se uranijum i olovo lako uklanjaju tokom izlaganja atmosferilijama i metamorfnim procesima, a glatki, pravolinijski izohroni se retko dobijaju. „Manji” problem je u datiranju $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ jer je Th manje mobilan od U. ^{238}U i ^{235}U imaju poluživot od 4,47 i 0,7 milijardi godina, pri čemu se prvi raspada sporije nego drugi, a ove diferencijalne stope propadanja rezultiraju zakrivljenjem dijagrama konkordije. Istraživanja su pokazala da je „moguće” da se Pb kontinuirano gubi tokom metamorfne evolucije stena (ako su zahvaćene metamorfizmom), kada se dobija niža starost. Na obodima pojedinih zonarnih kristala cirkona u klastičnim sedimentima i granitoidnim stenama može se datirati metodom U-Pb kako bi se utvrdila njihova evolucijska istorija. Sistem U-Th-Pb se takođe koristi i za otkrivanje petrogenih procesa unutar kore i omotača.

Gnajsevi Akasta (Acasta) iz severozapadnog dela Kanade su najstarije datirane stene na Zemlji. Jonskom mikrosandom na cirkonu iz tonatlitskog gnajsa dobijena je starost od 3,96 Ga (*Bowring i dr., 1989*), a isti region datiran je metodom Sm-Nd na 3,85, 3,92 i 4,1 Ga (*Bowring i dr., 1999*). Analizom detritičnog cirkona iz konglomerata iz starog kratona u zapadnoj Australiji, korišćenjem jonske mikrosonde i metode U-Pb, dobijena je starost od 4,40 Ga (*Wilde i dr., 2001*), samo oko 150 Ma mlađa od procenjene starosti Zemlje. Cirkoni su nastali pre konglomerata, u kojima se nalaze klasti, i ukazuju na erodovanu, vrlo staru kontinentalnu koru.

OSTALI IZOTOPSKI SISTEMI

Postoje i drugi izotopski sistemi koji se „koriste” za geohronologiju ili petrogenetske „tragače”. Navešćemo neke od njih.

Lu-Hf

Lu (roditelj) je teški element retkih zemalja, a **Hf** je ćerka. Ova serija izotopa je slična **Sm-Nd** jer je **Hf** koncentrisan više nego **Lu** prilikom parcijalnog stapanja omotača. Koristi se za datiranje stena i proučavanje diferencijacije omotača.

Re-Os

Renijum se u većini stena javlja u malim koncentracijama. Njegov najzastupljeniji prirodni izotop ^{187}Re prolazi kroz beta raspad do izotopa ^{187}Os sa vremenom poluraspada od 41,6 Ga. Pokušaji sa ovim izotopima da se utvrdi starost stena s visokim organskim sadržajem bili su uspešni (*Dickin, 2005*). Istraživanja su pokazala da izotopi **Re** i **Os** variraju kroz vreme u morskoj vodi, pa je merenje odnosa $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ korišćeno na isti način kao izotopi **Sr**.

Re i **Os** su halkofilni (i siderofilni) i koriste se za datiranje **Mo-Cu**-sulfidnih minerala u hidrotermalnim rudnim ležištima. U silikatnim sistemima, **Re** (roditelj) inkompatibilan je u parcijalnom stapanju omotača, dok je **Os** kompatibilan. Zbog toga je mali sadržaj **Os** u rastopu (i eventualno u kori) tokom vremena veoma osetljiv na dodavanje radioaktivnog ^{187}Os .

Odnos izotopa $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ koristi se za proučavanje okeanskih bazalta da bi se utvrdila „umešanost”, tj. uloga subdukcionog materijala ili kontaminacije omotača. Razlike u sadržaju navedenih izotopa u kontinentalnim ultramabazičnim ksenolitima daju „jasniji” uvid u vreme i prirodu ekstrakcije rastopa iz kontinentalne litosfere i njen odnos s formiranjem kontinenta.

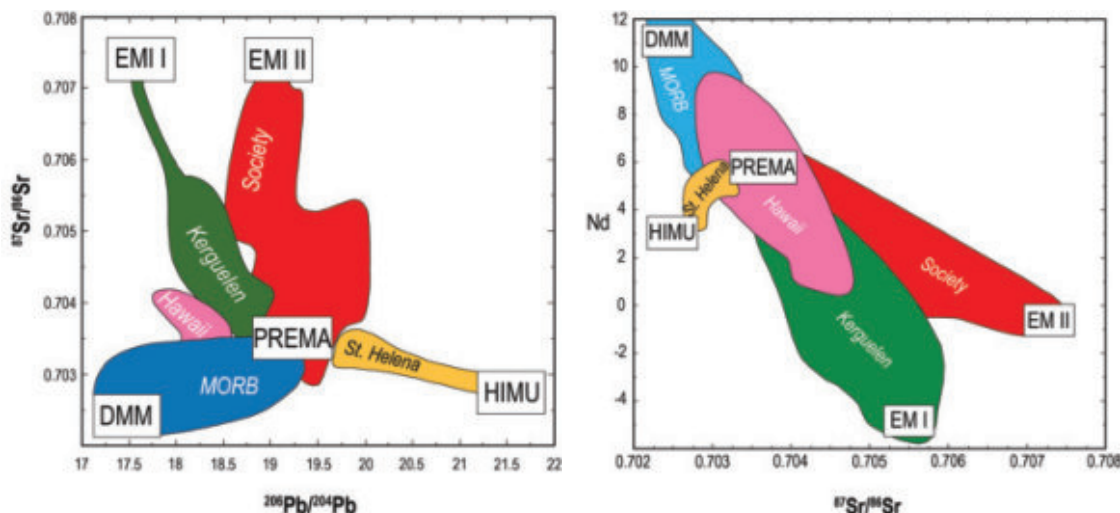
Hf-V

Hf (roditelj) je litofilan, dok je **V** siderofilan, tako da je **Hf** ostao u omotaču dok je **V** preferencijalno ugrađen u jezgro tokom rane diferencijacije Zemlje. ^{182}Hf „proizvodi” ^{182}V s vrlo „kratkim” poluživotom od 9 miliona godina. Odnos sadržaja $^{182}\text{V}/^{183}\text{V}$ u omotaču i u meteoritima daje važne informacije o uslovima formiranja jezgra u Zemlji.

IZOTOPSKO PRAĆENJE IZVORA MAGMI

Izotopska analiza **Pb**, **Sr** i **Nd** bazaltnih lava sa različitih lokacija širom sveta rezultirala je značajnom bazom podataka koja je pokazala da bazalti iz različitih

tektonskih sredina (i geografskih područja) imaju različite izotopske sastave zbog razlike u sastavu izotopa njihovih izvornih stena u omotaču. Izotopski sistemi u ovim sredinama imaju „dug” poluživot, pa se razlike u sadržaju i odnosima izotopa mogu razviti samo tokom više miliona godina (slika 241).



Slika 241. Podela tektonskih sredina (i geografskih područja) na osnovu sadržaja pojedinih izotopa; **DMM** = osiromašeni omotač (engl. depleted mantle), **PREMA** = prevalent mantle (engl., neprevedeno), **EN** = obogaćeni omotač (engl. enriched mantle), **HIMU** = high μ ($\mu = 238\text{U}/204\text{Pb}$, engl., neprevedeno) (White i dr., 1985, Zindler i Hart, 1986)

Glavne izotopske komponente omotača koje su različiti autori identifikovali tokom vremena su: osiromašeni **MORB** omotač (**DMM**), obogaćeni omotač **I** (**EMI**), obogaćeni omotač **II** (**EMII**), **PREMA** i **HIMU**.

Uzimajući u obzir da je najveći deo okeana u širokom području označenom kao **PREMA**, Zindler i Hart (Zindler i Hart, 1986) smatraju da je „ovo” prevladavajući sastav omotača. Pojedini autori nazivaju ga i **FOZO** (skraćeno od engl. *Focused Zone*).

N-MORB su uglavnom izvedeni iz **DMM** izvora i delom iz **EMI** izvora. Smatra se da havajske magme dolaze iz **EMI** (obogaćenog omotača). Pojedini autori smatraju da druga okeanska ostrva potiču od drugog tipa obogaćenog omotača – **EMII**. Ako se ima u vidu da se omotač sve više posmatra kao dinamično telo, još uvek nije dovoljno jasno kako su pomenuti rezervoari nastali i kako vremenom evoluiraju. Diskusija o ovim pitanjima prevazilazi okvire ove knjige. O pomenutim sastavima, svojstvima i detaljnoj diskusiji biće više reči u poglavljima o bazaltima, granitima itd.

PRIMENA RADIOMETRIJSKOG DATIRANJA

Radiometrijsko datiranje je tehnika kojom se određuje starost stena i starost minerala, ortoklasa, liskuna, amfibola ili akcesornih minerala kao što su apatit, cirkon, sfen itd. Najčešće je praćeno i grafičkim priložima.

Magmatske stene se obično „uspešno” datiraju pod uslovom da nisu jako promenjene ili metamorfisane. Intruzivna tela, uključujući dajkove i silove, kao i vulkaniti i njihovi piroklastiti mogu se datirati. Rezultati se koriste i za „ograničavanje” starosti stena koje su oko njih (utisnute ili su podina, povlata, tektonski kontakt itd.).

Datiranje metamorfnih stena daje starost metamorfizma, mada se mogu pojaviti „komplikacije” ako stepen metamorfizma nije bio dovoljno visok da resetuje radiometrijski „sat” ili ako je bilo više faza metamorfizma.

Opšti stratigrafski odnosi i izotopne starosti su osnovno sredstvo povezivanja intruzivnih magmatskih tela. Geografski odvojene jedinice magmatskih stena mogu se pokazati da su deo istog magmatskog sklopa ili kompleksa određivanjem izotopske starosti stena na svakom lokalitetu. Radiometrijsko datiranje je vrlo korisno i za vezu između vulkanizma, mada stvar postaje složena kada su dva izliva lave nastala „unutar” milion godina. Ovo otežava određivanje vremena, ako se ima u vidu da je tačnost metode oko milion godina.

Krečnjaci se formiraju uglavnom od ostataka organizama sa čvrstim delovima (ljušturama) izgrađenim od kalcijum-karbonata. Minerali aragonit i kalcit se ne mogu datirati radiometrijski. Generalno, velika većina sedimentnih stena je „isključena” iz metoda izotopskog datiranja. Izuzetak je glaukonit, autigeni mineral koji se formira u plitkim morskim sredinama. On sadrži kalijum i može se datirati metodama **K-Ar** ili **Ar-Ar**, ali se ovaj mineral „lako” menja po sastavu, što ograničava primenu pomenutih metoda.

V.2.5.6 NERADIOAKTIVNE METODE DATIRANJA

DATIRANJE LUMINISCENCIJOM I ELEKTRONSKOM SPIN REZONANCOM

Metoda se bazira na tome da se uzorci, uglavnom sedimentnih stena, „izlože” fluksu jonizujućeg zračenja koje potiče od prirodne radioaktivnosti iz elemenata kao što su kalijum, torijum i uranijum. Količina dodatne energije koju kristal zadržava zavisi od vremena trajanja doze. Ova energija oslobađa toplotu i javlja se kao svetlost, uzrokujući da materijal (uzorak) luminescira, a pojava se naziva termoluminiscencija (TL).

Alternativa zagrevanju je izlaganje uzorka „prasku” svetlosti, procedura poznata kao optička stimulirana luminiscencija (OSL). Sediment (uzorak) na Zemljinoj površini je izložen sunčevoj svetlosti, koja izaziva oslobađanje uskladištene energije („izbeljivanje”). Merenje količine luminiscencije proizvedene zagrevanjem ili optičkim stimulisanjem uzorka može se koristiti za određivanje koliko dugo je sediment zakopan. Uglavnom se radi na materijalima koji su „izbeljeni”, kao što su eolski i fluvijalni sedimenti koji su polagano odlagani. Metoda se može koristiti za datiranje vremena „pokopavanja” sedimenta ili pećinskih stalagmita sa sličnom tačnošću, ali i do dvostrukog raspona starosti.

Datiranje elektronskom spin rezonancom (ESR) slično je metodama luminescencije po tome što se radi o nagomilavanju energije unutar kristalnih rešetki nakon „ukopavanja”, taloženja i deponovanja na dubini. Premeštanje elektrona unutar rešetke stvara promenu u magnetnom polju (ili spinu) atoma, koja zavisi od vremena, zbog čega se koristi i za datiranje sedimenata, kvarcnog peska i organskog kalcijum-karbonata (*Rink, 1997*). Analitičkim postupkom uzorak se ne uništava pa se može datirati više puta.

KOSMOGENI IZOTOPI

Za određivanje vremena koliko je stena bila na površini koriste se i kosmogeni izotopi. „Bombardovanje” materijala (stena i minerala) po njihovoj površini kosmičkim zracima (uglavnom protonima visoke energije) dovodi do formiranja kosmogenih izotopa, koji reaguju sa elementima u mineralima izloženim na Zemljinoj površini. Sadržaj nestabilnih izotopa proizvedenih bombardovanjem ukazuje na to koliko je pomenuti proces vremenski trajao. Za ovu tehniku koriste se tri izotopa: ^{26}Al , ^{10}Be (koji smo opisali) i ^{36}Cl . Izotopi aluminijuma i berilijuma se obično koriste u kombinaciji sa kvarcom, u kojem se ^{10}Be dobija iz kiseonika, dok se ^{26}Al proizvodi iz silicijuma. Izotop hlora ^{36}Cl je proizvod bombardovanja izotopa kalcijuma i kalijuma, koji su uobičajeni u mnogim vrstama stena.

Kosmogene izotopne tehnike su naročito korisne za datiranje pojava kao što su rečne terase i druge sedimentne površine u kvartarnim kontinentalnim sukcesijama (*Bierman, 1994*). Rezultati pružaju informacije o događajima kao što su uzdizanje i usecanje reka, kada se dobija geomorfološka istorija proučavanog područja.

AMINOKISELINSKA RACEMIZACIJA

Svi živi organizmi sadrže aminokiseline, a ova jedinjenja postoje u dva geometrijska oblika, „L” i „D”. U živim organizmima oblik „L” je dominantan, ali kada tkivo umre, javlja se proces zamene, kada „L” prelazi u oblik „D”, sve dok ne budu u ravnoteži (*Bada, 1985*). Brzina kojom se proces dešava zavisi od prirode organizma i osetljiva je na temperaturu. U toplim uslovima zamena može potrajati nekoliko hiljada godina, ali u hladnijim uslovima može potrajati stotinu do hiljadu puta duže. Ova tehnika se koristi samo na materijalu gde je poznata brzina zamene, i može se odrediti i temperatura.

DENDROHRONOLOGIJA

Dendrohronologija je istraživanje godišnjih prstenova rasta na drveću radi računanja starosti. Starost se najjednostavnije određuje brojanjem godišnjih prstenova rasta, koji se formiraju u stablu drveta svake godine. Ponekad se ova praksa vrši u kombinaciji sa ^{14}C ili drugim tehnikama kako bi se verifikovala dobijena vrednost.

Godovi u stablu su „najočiglednije” razvijeni u vrstama iz umerenih šuma, ali su manje izraženi u tropskim predelima, gde sezonske učestalosti nisu toliko velike. Većina godišnjih prstenova drveta sastoji se od dva dela, a rano drvo se sastoji od široko raspoređenih tankozidnih ćelija, koje s vremenom (starenjem drveta) postaju tanje. Promene relativne širine i gustoće godova (prstenova) za pojedine vrste su u korelaciji s promenama u klimi, kao što su vlaga u tlu, sunčeva svetlost, padavine i temperatura, kao i reakcije „neobičnih” događaja kao što su suše.

Najduži „dendrohronološki rekord” od 9000 godina uočen je u četinarima u jugozapadnom delu SAD-a i hrastovima i smrekama iz Evrope.

TERMOLUMINISCENCIJA

Termoluminiscencija je metoda hronometrijskog datiranja zasnovana na činjenici da neki minerali, kada se zagreju, emituju određenu svetlost. Intenzitet svetlosti je proporcionalan količini zračenja kojoj je uzorak bio izložen i dužini vremena od kada je uzorak bio zagrejan. Posledica zagrevanja uzorka je luminiscencija, a time i oslobađanje elektrona zarobljenih u kristalnim defektima. Ovaj fenomen se koristi za određivanje starosti, posebno za keramiku. Merenje količine svetlosti koja se emituje prilikom zagrevanja omogućava procenu starosti uzorka.

TRAGOVI FISIJE

Upotreba tragova **fisije** koristi se za određivanje termičkog doba uzorka, vremenskog perioda koji je protekao od poslednjeg značajnog zagrevanja, tipično iznad 102 °C.

Fisijske staze su putevi oštećenja zračenja napravljeni od nuklearnih čestica oslobođenih spontanom fisijom ili radioaktivnim raspadom ²³⁸U.

Staze fisije stvorene su konstantno u mineralima sa uranijumom, tako da se određivanjem gustine prisutnih putanja može utvrditi količina vremena koja je prošla od početka formiranja tragova u mineralu.

Upotreba tragova fisije se koristi za određivanje starosne dobi uzoraka između 100.000 i 1.000.000 godina, a koristi se i za procenu izdizanja (tektonskog) i erozije područja, kada su se određene tačke hladile na 102 °C.

TERMOHRONOLOŠKE TEHNIKE

Termohronologija je proces određivanja starosti u kojoj je stena bila na određenoj temperaturi i koja se najčešće koristi kao sredstvo za izračunavanje istorije podizanja (izdizanja u pliće nivoe) i denudacije (gubitka vode) stene. Na taj način se mogu koristiti tehnike **K-Ar** i **Ar-Ar**, jer se „sat” resetuje na temperaturi koja varira, zavisno od minerala, od oko 350 °C do 700 °C. Analiza tragova fisije može se koristiti na zrnima cirkona da bi se naznačilo kada je stena bila na 300 °C ili

više, kao i na zrnima apatita da bi se ukazalo na temperature iznad 110 °C. Čak i niže temperature mogu se odrediti tehnikom izotopske analize **U/Th-He** (uran/ torijum-helijum). Za više detalja o termohronološkim tehnikama pogledajte radove Brauna i dr. (*Braun i dr., 2006*) i Dikina (*Dickin, 2005*).

HEMOSTRATIGRAFIJA

Sastav sedimenata je promenljiv, pa se njihove razlike mogu koristiti i za međusobnu korelaciju. Ovaj pristup, poznat kao hemostratigrafija, funkcioniše kada se žele utvrditi poreklo, područja erozije ili drugi geološki faktori koji su omogućili njihovo stvaranje. Detritična zrna u klastičnim sedimentima su izvedena iz izvornih područja bazena sedimentacije u kojima se eroduju. Pojava novih klasta (drugih minerala) u sukcesiji sedimenata će označiti vreme kada je neka stena bila izložena eroziji i izvornom području klasta koji su transportovani i deponovani u ispitivane stene.

Korelacija teških minerala, klasta, u stenama zahteva više vremena, ali može biti vrlo korisna i efikasna u određivanju njihovog porekla i vremena transporta. Relativna jednostavnost izrade hemijskih analiza čini hemostratigrafiju atraktivnom opcijom, ali je primena metode ograničena. Signal o promenama u području erozije često je nedovoljno pouzdan jer postoje i drugi faktori koji utiču na hemiju sedimenata, kao što su varijacije veličine zrna i dijagenetska promena. Iz ovih razloga, rezultati hemijske analize stene su nedovoljni za stratigrafsku interpretaciju, ali je prisustvo teških minerala (ilmenita, cirkona, apatita) kao klasta u peščarima pouzdan indikator izvora erozije. Hemostratigrafija se uspešno koristi u debelim paketima kontinentalnih sedimenata koji ne sadrže fosile ili za korelaciju peščara u ležištima nafte.

V.2.6 FIZIČKA HEMIJA RASTOPA MAGME

Vratimo se njenom „veličanstvu” magmi! Smeštena je u unutrašnjosti naše planete, pa je nije moguće direktno istraživati. Radi boljeg razumevanja uslova nastanka i sastava vrše se laboratorijski eksperimenti i prave teorijski modeli koji ukazuju na to „šta je moguće, a šta ne” u stvaranju magmi. Prirodni sistemi (magne) imaju niz specifičnosti. U laboratorijskim uslovima ne može se obezbediti veliki prostor i dugotrajnost procesa koji se dešavaju u prirodi. Rezultati eksperimentalnih istraživanja su najčešće uprošćena rešenja koja se moraju imati u vidu kod petroloških proučavanja stena, njihovih struktura i tekstura, sastava, odnosa sa okolnim stenama itd.

Pojedini petrolozi (a i geolozi) smatraju da su magme „previše” složene da bi se razumele. Hemijska složenost prirodnih rastopa otežava fokusiranje na faktore koji kontrolišu kristalizaciju, frakcionu kristalizaciju itd. Bazaltni rastop je, naravno, drugačiji od granitskog. Zašto? Koje su hemijske varijable odgovorne i za koji aspekt fizičke hemije rastopa (magne)?

Odgovora ima i kada pojednostavimo sisteme koje analiziramo, proučavamo. Smanjuje se složenost i omogućava procena efekata pojedinačnih hemijskih sastojaka i minerala tokom kristalizacije i stapanja. Imajmo u vidu da pojednostavljeni sistemi nisu prirodni. Oni se bolje i lakše razumeju, ali se rezultati mogu primeniti i na složenije prirodne pojave. Ovakav pristup je koristan za većinu petrologa. Sa „malom” teorijom i nekim eksperimentalnim rezultatima iz pojednostavljenih sistema, dobijamo i odgovore o uslovima i karakteru kristalizacije rastopa (magne).

Stabilna ravnoteža u sistemima nastanka stena „teži” najnižoj mogućoj energiji, ali u novom obliku. Ona uključuje kinetičku, termalnu, hemijsku, mehaničku (kretanje) energiju, koje treba definisati i imati u vidu u svim prirodnim sistemima. To su pritisak, temperatura i promena hemijskog sastava itd.

Broj i priroda faza (minerala) u magmi zavise i od uslova stabilne ravnoteže, tj. temperature, pritiska i sastava i sadržaja hemijskih komponenti u magmi.

Definisao ih je Dž. V. Gibbs (J. W. Gibbs) još pre jednog veka, a u literaturi se naziva **Gibsovo pravilo faza**, koje ukazuje na procese stvaranja stena u promenljivim geološkim sistemima i uslove ravnoteže u kojima je najmanja moguća energija. Za razumevanje ponašanja faza treba da poznajemo, bolje rečeno, znamo elementarne koncepte termodinamike, matematičke modele i koncepte koji objašnjavaju način (uzrok) promena pritiska, temperature i hemijskog sastava koji utiču na ravnotežno stanje u sistemima u kojima nastaju stene. Termodinamika je „petrološka alatka”, od koje se pravi odgovarajući model koji će biti što približniji prirodnim uslovima nastanka stena.

V.2.6.1 TERMODINAMIČKO STANJE, PROCESI I STANJE PROMENLJIVIH SISTEMA

Geološki sistemi su znatno složeniji od sistema stvorenih u našim laboratorijama. Prikažimo neke od uprošćenih, idealizovanih sistema:

Izolovani sistem u kojem nema protoka, kretanja energije ili materije; ako se ima u vidu Zemlja kao dinamička, živa planetu sa kretanjem i transferom energije, smatra se da ne postoje savršeno izolovani sistemi;

Otvoreni sistem, suprotno od zatvorenog, podrazumeva kretanje materije i energije duž granica sistema; većina geoloških sistema je otvorena i traje dugo;

Zatvoreni sistem, u kojem se energija (pre svega toplota) kreće unutar granica sistema, ali materija ne; sastav sistema se ne menja, ostaje isti, odnosno konstantan;

Adijabatski sistem je posebna vrsta zatvorenog sistema koji je termalno izolovan, ali se energija može prenositi na granicama sistema; tako se, na primer, uzdignute kapljice omotača ili magme u srednjeokeanskim grebenima dekompresuju uz promenu, povećanje temperature.

OSNOVNI PRINCIPI RAVNOTEŽE I REAKCIJA U SISTEMIMA (MAGMAMA)

U homogenoj magmi, hlađenjem i smanjenjem pritiska dolazi do poremećaja ravnoteže, kada se „prekoračuje” granica rastvorljivosti i izdvajaju (kristališu) komponente, minerali, zbog čega magma postaje nehomogeni sistem. Novouspostavljenu ravnotežu nazivamo nehomogena ravnoteža. Izdvajanje „nerastvorljivih” faza (minerala) usled nižih PT uslova se vrši:

a) u tečnom stanju – **likvacija**, pri čemu se uspostavlja nova ravnoteža između dve tečne faze;

b) u čvrstom stanju – **kristalizacija**, pri čemu se uspostavlja nova ravnoteža između jedne tečne i jedne čvrste faze i

c) u gasovitom stanju – **isparavanje** ili destilacija, pri čemu se uspostavlja ravnoteža između tečne i gasovite faze.

Likvacija i kristalizacija mogu biti sprečene naglim pothlađivanjem, kada rastop, odnosno magma, očvrsne kao staklo, kao jedan vrlo viskozan rastop.

Ravnoteža se ne uspostavlja, sistem ostaje nestabilan i tokom vremena se prilagođava novonastalim uslovima.

Silikatni rastopi (magne) hemijski su složeni. Za određivanje mineralnog sastava stena potrebno je više od devet elemenata, plus lako isparljive kompo-

nente: H_2O , CO_2 , HF , HCl itd. Uprkos složenosti prirodnih magmatskih rastopa, fazni dijagrami odnosa minerala u hemijski jednostavnim sistemima omogućavaju razumevanje i identifikaciju faktora koji kontrolišu procese kristalizacije magme.

Pravilo faza bazira se na hemijskoj termodinamici, grani hemije koja proučava promene temperature, pritiska i hemijskog sastava koje utiču na ravnotežu rastopa (magne). Promene faza pri heterogenoj ravnoteži definisao je Dž. V. Gibbs, po petrolozima „poznatom” **pravilu faza** (preuzeto i dopunjeno iz *S. Karamata, 1967*), koje se definiše formulom:

$$P + F = C + 2$$

P, faze, jesu fizički homogene komponente sistema koje se mehanički mogu izdvojiti (tj. oštro ograničene međusobno). Faza može biti čvrsta, tečna i gasovita. Petrolozi obično „razmišljaju” o fazama u steni kao o mineralima koji su prisutni. Međutim, tokom evolucije magmatske stene može biti prisutna faza silikatnog rastopa, kao i tekuća faza bogata H_2O ili CO_2 .

Minerali u stenama su čvrste, kristalne faze, mada je i staklo čvrsta, amorfna faza. Kristali olivina i plagioklasa u bazaltu su dve faze. Plagioklas, koji predstavlja izomorfnu smešu albita i anortita, jeste jedna faza jer se albit i anortit ne mogu izdvojiti kao posebne faze. Komad leda je jedna faza, dok se ledena voda sastoji od dve faze (led i voda su odvojivi). Ali, budimo oprezni! Ledena voda, iako ima dve faze, ima jednu komponentu (H_2O). Dva komada leda su mehanički odvojiva, ali su ekvivalentna i smatraju se različitim delovima iste faze, a ne dvema fazama. Faza (mineral) može biti hemijski složena; ako je ne možete razdvojiti mehaničkim putem, ona je jedna faza.

Moguć je proizvoljan broj čvrstih faza jedne kraj druge, tečnih faza ima obično 1 do 2 jer se lako mešaju. Gasovi se uglavnom potpuno mešaju te je moguća samo jedna gasovita faza.

F, slobodni stepeni, jesu fizički, hemijski i fizičko-hemijski uslovi koji se menjaju slobodno i nezavisno jedan od drugog. To su pritisak (**P**), temperatura (**T**) i sadržaj (**C**) pojedinih komponenti.

C, komponente, jesu nezavisni sastavni delovi čvrstih faza, tj. minerala, i obično se navode kao oksidi. To su hemijska jedinjenja koja se izomorfno mešaju, zbog čega ih razmatramo (analiziramo) kao jednu komponentu. Na primer:

SiO_2 i Al_2O_3 u feldspatima i liskunima,
 MgO i FeO u svim bojenim (ferosilikatnim) mineralima,
 CaO i Na_2O u plagioklasima,
 Na_2O i K_2O u alkalnim feldspatima.

Pravilan izbor broja komponenti za primenu pravila faze nije uvek jednostavan. Izbor obično zavisi od ponašanja sistema i opsega uslova u kojima se prou-

čava. Primenom pravila faze, važno je identifikovati minimalni broj komponenti koje definišu fazu (mineral). Na primer, sistem koji sadrži faze andaluzit, silimanit i kijenit ima jednu komponentu: Al_2SiO_5 , a ne dve (Al_2O_3 i SiO_2). Kalcit se može smatrati jednokomponentnim sistemom (CaCO_3). Kada ga na relativno niskim temperaturama zagrejemo, on se razgrađuje na čvrsti CaO i gasoviti CO_2 . Stvara se dvokomponentni sistem, kada koristimo CaO i CO_2 za opisivanje sastava čvrste faze i gasne faze. Uporedite ovo sa našom ledenom vodom: jedna komponenta je dovoljna da opiše hemijski sastav svake faze. Ali, za kalcit, kreč (CaO) i CO_2 , potrebne su nam dve komponente, odvojeno ili u kombinaciji, da bismo ih sve opisali.

Ovaj koncept je jasniji sa primenom pravila faza, kada razlikujemo sledeće slučajeve:

1. Ravnoteža pri kojoj se ne mogu menjati pritisak (**P**), temperatura (**T**) i koncentracija (**C**), jer se pri svakoj promeni remeti ravnoteža. **P** i **T** su konstante, tj. broj slobodnih stepeni je nula, te pravilo faza glasi:

$$P = C + 2$$

Ravnoteža je invarijantna, gde je broj faza za 2 veći od broja komponenti.

2. Ravnoteža u kojoj promena jednog slobodnog stepena uzrokuje određenu promenu drugog stepena, tj. kada su **P** i **T** funkcionalno povezani. Pravilo faza u tom slučaju glasi:

$$P = C + 1$$

Ravnoteža je monovarijantna. Broj faza je za jedan veći od broja komponenti.

3. Pritisak i temperatura se nezavisno jedan od drugog menjaju bez uticaja na promenu ravnoteže. Ravnoteža je divarijantna, i pravilo faza glasi:

$$P = C$$

Broj faza je jednak broju komponenti. Ovaj slučaj ravnoteže u prirodi je **redovna pojava**, zbog čega se Gibsovo pravilo faza u petrologiji naziva i **mineraloško pravilo faza**.

Uspostavljanje stabilne ravnoteže može „ometati” viskoznost rastopa ili sporost preobražavanja nestabilne faze u stabilnu (proces koji u prirodi ponekad traje dugo).

Na osnovu prikazanog zaključujemo da asocijacija i broj minerala u steni zavise od sadržaja pojedinih komponenti, temperature i pritiska na kojima se nalaze.

Pravilo faza se odnosi samo na sisteme u hemijskoj ravnoteži.

STVARANJE ČVRSTE FAZE, NUKLEACIJA I KRISTALIZACIJA MINERALA

Kristalizacija magme počinje na određenom pritisku i temperaturi i zavisi od njenog sastava, brzine hlađenja, viskoznosti, transporta atoma i toplote, uz „tendenciju” stvaranja kristalnih zametaka minerala da „minimiziraju” površinsku slobodnu energiju. Sposobnost kristalizacije magme uključuje dva procesa:

a) *Sposobnost stvaranja kristalnih zametaka* definisana je brojem kristalizacionih zametaka minerala u magmi koji nastaju u 1 cm³ u jedinici vremena.

U ohlađenom rastopu (magmi), na određenoj temperaturi, počinje stvaranje prvih zametaka (nukleusa) koji poseduju sve karakteristike kristala, minerala. Pošto je njihova rešetka različita od rasporeda jona u rastopu, potrebna je značajna „reorganizacija” energije da bi nastao prvi kristal, mineral. Nakon toga, „nastupaju” drugi kinetički faktori koji omogućavaju njegov rast.

Evo nekoliko primera: diopsidski rastop pothlađen za 100 °C ima 15 zametaka, hedenbergitski rastop pothlađen za 200 °C – 34 zametka, spinelski rastop pothlađen za 175 °C ima 47 zametaka itd. Što je rastop manje viskozan, lakše se stvaraju zameci (embrioni) kristala i obrnuto.

Eksperimentima je potvrđeno da svaka fazna transformacija zahteva određeni stepen „prekoračenja” izvan ravnotežnih uslova da bi se postigla nukleacija novog kristala, minerala. Neki minerali se „lakše” rađaju od drugih.

Homogena nukleacija nastaje hlađenjem magme, kada klasteri (grupe) organizovanih jona u rastopu stvaraju održiva jezgra za dotok jona i nastanak embriona kristala. Nova faza, tj. kristal (mineral) stabilizuje se kada njegova slobodna energija postane manja od rastopa. Ova termodinamička pokretačka sila može biti uzrokovana promenom **T** i **P**, kao i sadržajem pojedinih komponenti, uglavnom oksida, fluida ili kombinacijom pomenutih procesa. Najčešća i „najlakše” shvaćena promena u geološkim sistemima podrazumeva smanjenje **T**.

Homogena nukleacija zahteva značajno pothlađenje tako da rastuća razlika između slobodnih energija kristala i rastopa prevazilazi količinu površinske energije.

Heterogena nukleacija u velikoj meri „zaobilazi” kinetičku barijeru na različitim vrstama već postojećih površina, čvrstih i fluidnih, u rastopu i može biti pravilo, a ne izuzetak u magmatskim sistemima.

Oblici kristala koji slobodno rastu u rastopu najvećim delom zavise od stepena pothlađivanja (brzine hlađenja). Predložene su mnoge teorije za nukleaciju, rast i broj kristala u rastopima (*Lofgren, 1980; Cashman, 1990*). Većina njih razmatra jednostavne, jednokomponentne sisteme, tako da je njihova validnost za višekomponentne rastope u magmatskim sistemima nedovoljno pouzdana, ali su njihova razmatranja korisna.

Nukleacija, rast kristala „ima kontrolu”, određuje sklop, strukturu i teksturu

magmatskih stena. To su veličina, oblik, način srastanja, bližnjenja minerala. Proučavajući sklop, strukturu i teksturu stene dobijamo važne informacije o uslovima kristalizacije magme iz koje je stena nastala.

Minerali koji grade magmatske stene javljaju se u zrnima (kristalima) različite veličine, od mikroskopski vidljivih pa do kristala veličine od preko desetak metara (u pegmatitima). Neke magmatske stene nemaju kristale, izgrađene su samo od amornog stakla. Većina plutonskih magmatskih stena ima veličinu zrna od 2 do 20 mm, vulkanske stene su sitnije sa fenokristalima prosečne veličine oko 10 mm. Koji kinetički proces dozvoljava, omogućava tako širok raspon veličine zrna, bolje reći favorizuje ograničeni raspon veličine, oblika? Odgovor je „mnogo” faktora.

b) **Brzina rasta kristala** je brzina kojom se potiskuje granična površina kristal-rastop merena u mikronima u sekundi. Zbog anizotropije, brzina rasta zavisi od smera i vrste kristalne pljosni koja raste. Na brzinu rasta kristala utiče i sila kojom privlači nove jone, kao i unutrašnje trenje (viskozitet) koje omogućavaju ili otežavaju pojedinim jonima da „priđu” kristalu koji raste. Brzina rasta kristala augita iznosi 1–2 mikrona u sekundi. Relativna brzina rasta kristala za nekoliko mineralnih vrsta iznosi:

augit 20 mikrona/sec
labrador 7 mikrona/sec
nefelin 5 mikrona/sec
leucit 3–4 mikrona/sec
kvarc 1–2 mikrona/sec

Brzina hlađenja magme nije jedini faktor koji utiče na veličinu zrna minerala. Proučavanjem stena utvrđeno je da su neki minerali, kao što su magnetit i olivin, uglavnom sitni, veličine do nekoliko milimetara, bez obzira na magmu u kojoj nastaju, bila ona dubinska ili vulkanska. Zbog čega je to tako? Koji procesi omogućavaju alkalnim feldspatima, plagioklasima i drugim mineralima da u nekim granitima formiraju kristale veličine od 1 cm do 5 cm, ali i „gigantske” kristale, veličine nekoliko metara u pegmatitima? Očigledno je da samo brzina hlađenja ne objašnjava razlike u veličinama kristala koji rastu u istoj magmi. Razlog leži u broju kristalizacionih zametaka koji nastaju u rastopu, magmi, kao i u različitim brzinama rasta za različite mineralne vrste, što zavisi i od njihove strukture.

Veličina zrna u magmatskim stenama je složena funkcija nukleacije i brzine rasta kristala. Hijerarhija u redosledu nukleacije zavisi i od strukture minerala i rastvorljivosti u rastopu. Među mineralima koji formiraju stene, **Fe-Ti** oksidi lako nukleiraju (stvaraju kristalne zametke) i brzo stvaraju kristale. Nezosilikati i inosilikati (olivini, pirokseni, amfiboli) nukleiraju relativno brzo, dok tektosilikati, kao što su feldspati i kvarc, sporo nukleiraju, stvarajući krupnije i veće kristale, uglavnom manje gustine. Veličina i oblik primarnih zrna minerala mogu se povećati i modifikovati zbog tendencije minimiziranja površinske slobodne energije.

Kao i kristalizacija, vezikulacija (stvaranje šupljina) jeste kinetički fenomen kontrolisan nukleacijom i rastom isparljivih mehurića (fluida) u rastopima.

Embrioni (klasteri, začeci kristala, tj. minerala) imaju znatnu slobodnu površinsku energiju u odnosu na formirani kristal i mineral, te su još uvek nestabilni u odnosu na rastop. Veći embrioni su stabilniji, ali je manje verovatno da se javljaju slučajnim toplotnim fluktuacijama. Za visoke temperature čak i manji embrioni mogu biti stabilni zbog povećane razlike između slobodnih energija kristalne faze i rastopa. Sa povećanjem temperature povećava se i brzina formiranja embriona, kristalizacionih zametaka, dok se sa hlađenjem fluktuacija, kretanje jona u embrionu, smanjuje zbog veće viskoznosti rastopa. Ovo je gruba, pojednostavljena aproksimacija procesa koji se, verujemo, dešavaju.

Različiti minerali u prirodnim rastopima kristališu u određenom temperaturnom rasponu. Eksperimentalnim laboratorijskim istraživanjima utvrđeno je da homogena nukleacija nije „slučajni” fenomen. Smatra se da je verovatnija u manje polimerizovanim i manje viskoznim rastopima. Značajan uticaj imaju i sadržaj i količina fluida (lako isparljivih komponenti).

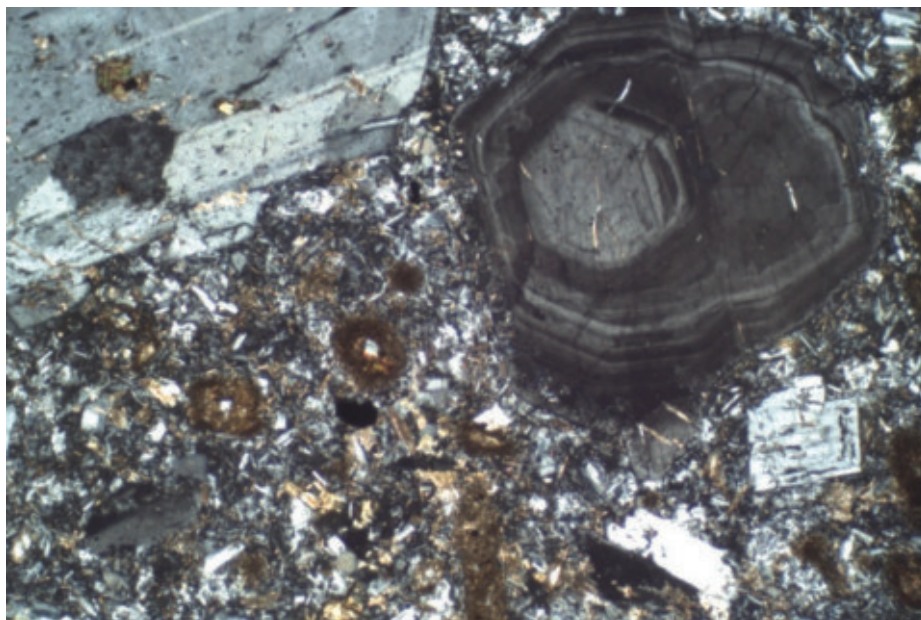
Broj nukleusa u zapremini rastopa, koji se naziva gustina nukleacije, jeste integrisani efekat varijabilne brzine formiranja jezgara u određenom vremenskom periodu. Ako je brzina rasta mala, veličina zrna minerala će biti mala. Viskozni rastopi otežavaju rast kristala (manje je migracija jedinjenja i elemenata), zbog čega će, kada se ohlade, biti staklo. Ako je brzina kristala velika u odnosu na brzinu stvaranja nukleusa (tj. njihov broj) i sporo hlađenje, nastaje stena zrnaste strukture. To je karakteristično za duboke plutonske stene, gde je gubitak toplote spor. Pojedini autori smatraju da je veličina zrna proporcionalna odnosu brzine rasta kristala i brzine nukleacije.

Pokušaji da se kvantifikuju kinetički faktori iz tekstura stena u jednostavnijim sredinama, kao što je tanak izliv bazalta, delimično su uspeali.

Neki granitoidi imaju ujednačenu, a drugi različitu veličinu zrna u masi, što ukazuje na to da ukupna brzina hlađenja i sastav magme nisu „cela priča”. Među otvorenim pitanjima je i to koja je uloga vode ili drugih volatila u magmi tokom kristalizacije, hlađenja itd.

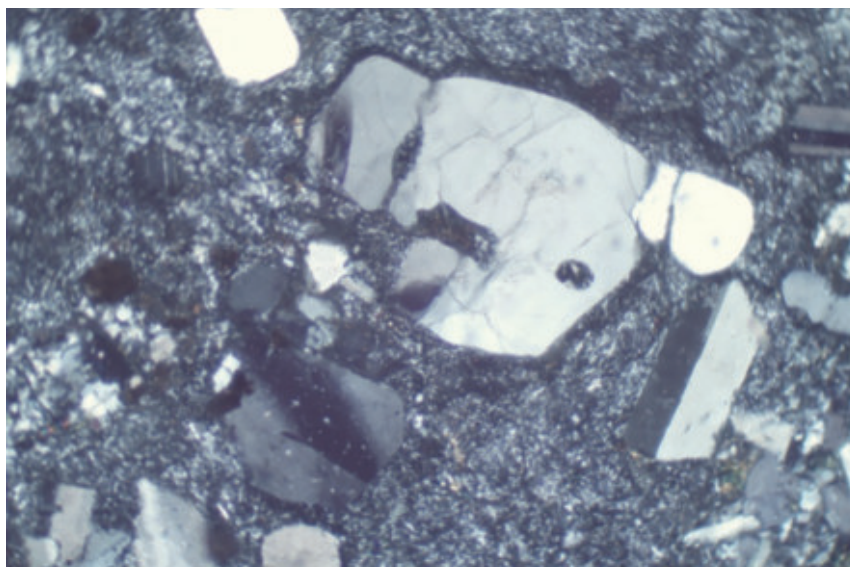
Brzina pothlađivanja je važan faktor koji kontroliše broj i brzinu zametaka minerala, njihov hemijski sastav i morfologiju kristala. Razumevanje ovih odnosa je neophodno za interpretaciju uslova hlađenja magme i lave. Brzo pothlađenje u velikoj meri sprečava stvaranje kristalizacionih zametaka, zbog čega pojedini minerali ostaju „zarobljeni” u staklu, što je dokazano serijom eksperimenata na bazaltnom rastopu. Brzim, naglim hlađenjem nastaje i vulkansko staklo. Bazalna lava koja sadrži stakla ukazuje na brzo hlađenje, ali i na stepen iskristalisanosti pre nego što je dospela na površinu.

Pri brzom hlađenju magme (tj. lave), kristali olivina, piroksena i plagioklasa su često „nagriženi”, skeletne građe ili „pernati”. Pri sporom hlađenju ovi minerali „preuzimaju” ravnotežne oblike (euhedralna zrna olivina, kratko stubičasti pirokseni, pritke plagioklasa itd.).



Slika 242. Zonarna građa andezina, u andezitu kod Velikog Krivelja; N+, 10x

Dva „dodatna” faktora koja „upravljaju” veličinom i oblikom zrna su rastvaranje kristala i sekundarna ravnoteža margina zrna nakon primarnog rasta. Brzo pothlađenje uzrokuje i **zonarnu građu**, posebno kod intermedijarnih plagioklasa, oligoklasu i andezinu (slika 242). Pomenimo i **reakcije resorpcije** koje se javljaju u pojedinim dubinskim i vulkanskim stenama (slika 243). One ukazuju na „konzumiranje” ranije iskristalisalih faza (kristala) u reakciji sa rastopom usled brzog hlađenja. Delimično rastvoreni, resorbovani kristali u vulkanskim stenama su sačuvani, smatra se, zato što je magma (lava) očvrsla brže nego što se kristal mogao potpuno resorbovati, rastopiti. Potpuno resorbovani minerali se utvrđuju na osnovu njihovih formi ili obilja neravnomerno oblikovanih rastopljenih inkluzija



Slika 243. Nagrižen (resorbovan) fenokristal kvarca u kvarclatitu, Srbovac; N+, 10x

(sada staklo). Neke stene čuvaju delimično resorbovane kristale „obrubljene” kasnijom precipitiranom fazom ili skupom faza. Na primer, ksenokristali kvarca koji su „došli” iz okolne stene i „ugrađeni” u bazaltnu magmu rastvaraju se zato što je ona nezasićena silicijum-dioksidom. Rastvaranje stranog materijala naziva se asimilacija (detaljnije u poglavlju Asimilacija). Ona kontaminira magmu i doprinosi širokoj raznolikosti njenog sastava kao magmatskih stena na Zemlji.

Relevantni kinetički procesi za rastvaranje uključuju reakcije na granici kristal–rastop, difuziju, apsorpciju toplote od strane kristala i konvektivno kretanje rastopa pored kristala, što su isti faktori koji su uključeni i u rast kristala. Intenzitet stapanja, izračunat, proporcionalan je kvadratnom korenu vremena procesa. Pri niskim P i umerenoj podzasićenosti, minerali bogati silicijumom (kvarc, feldspati), kao i pirokseni stapaju se brže od olivina, koji se stapa brže od akcesornih minerala, spinela, oksida, sulfida.

Teksturna ravnoteža, tj. granična modifikacija zrna, ponekad je u istraživanju nedovoljno vrednovana i slabo razumljiva pojava, koja takođe utiče na veličinu i oblik minerala. Ona je intenzivnija, jasnija ako su temperature u sistemu visoke. Veliki i mali kristali istog minerala su manje ili više stabilni, ali se zbog visoke temperature manji kristali „troše” na račun većih, stabilnijih zrna, kada se povećava prosečna veličina zrna u steni. Jurevič i Votson (*Jurewicz i Watson, 1985*) eksperimentalno su potvrdili da je u delimično iskristalisaloj granitnoj magmi koja se držala na konstantnom P i T nekoliko dana povećana prosečna veličina zrna kvarca, ali se ukupan broj zrna smanjio. Pri ovim procesima menja se i oblik zrna radi minimiziranja površinske slobodne energije. Brzina hlađenja kontroliše oblike kristala koji slobodno rastu u rastopu, ali naknadne modifikacije oblika nastaju i usled stope daljeg hlađenja, otežane difuzije, povećanog viskoziteta itd.

Različite kristalografske površine kristala imaju različite energije. Najniže energetske strane stabilizuju volumen kristala tokom rasta. Pomenimo primer plagioklasa, gde se, zbog pomenutih kristalografskih površina i različitih energija, stvara tipičan tabularan, pločast oblik.

Na kraju opišimo i **kristalizacionu sposobnost** nekog rastopa, magme, koja predstavlja zbir pomenutih procesa, sposobnost stvaranja i brzinu rasta kristalizacionih zametaka.

Sa povećanjem pothlađenosti, ona se povećava, ali naglo raste i viskoznost. Zbog toga je u početku, sa malim pothlađenjem, kristalizaciona sposobnost velika, do optimalne vrednosti.

Sa većim pothlađenjem, viskozitet se povećava, čime se značajno smanjuje mogućnost prilaženja novih jona već formiranim zamecima, kristalima. Sa znatnim pothlađenjem povećani viskozitet „sprečava” kretanje jona ili atoma i onemogućava stvaranje i rast novih kristalnih zametaka, minerala.

Stepen pothlađenosti utiče i na oblik kristala. Kod plagioklasa, na primer, stepen izduženosti je srazmeran stepenu pothlađenja.

V.2.7 DIFERENCIJACIJA MAGME

UVOD

Diferencijacija magme je zbirni pojam za niz procesa koji dovode do razlaganja jedne homogene, primarne ili osnovne magme, kada njenim hlađenjem, kristalizacijom minerala i drugim geološkim procesima nastaju magmatske stene različitog sastava.

U okviru razmatranja magmatske diferencijacije, smatra se da je magma mešavina rastopa i kristala (minerala) na temperaturi između **likvidusa** i **solidusa**, u kojoj koegzistiraju dve faze, **čvrsta** (kristali, tj. iskristalisali minerali, tzv. **rezistat**) i **tečna** (ostatak, **rastop** i fluidi, ako ih ima).

U „davnim” vremenima, smatralo se da su bazalti predstavljali „jedine” tipove **primarnih**, nediferenciranih **magmi** na Zemlji, od kojih su nastale sve ostale.

Primarne magme, prema opšteprihvaćenoj definiciji, stvorene su „direktnim” parcijalnim stapanjem izvornih stena gornjeg omotača, i njihov sastav nije naknadno modifikovan procesima diferencijacije, kontaminacije sa korom, mešanjem magmi, gubitkom vode i gasova itd. Nijedna hemijska ili mineralna komponenta „ne sme” da se izgubi ili doda nakon njenog formiranja (*Herzberg i dr., 2007*).

Bazaltne lave koje proučavamo na Zemlji veoma retko su primarne magme nastale direktnim parcijalnim stapanjem stena gornjeg omotača. Od mesta stvaranja do kretanja u pliće nivoe, one obično prolaze kroz „delimičnu kristalizaciju”, frakcionizaciju, asimilaciju sa okolnim stenama i, uz prisustvo fluida, značajno menjaju sastav. Zbog toga u prirodi postoji veliki broj stena različitog mineralnog i hemijskog sastava, od bazalta preko andezita do riolita, koje su nastale različitim procesima diferencijacije, ali i iz različitih izvora (ne samo parcijalnim stapanjima stena gornjeg omotača). Njihovo poreklo je jedno od važnih pitanja proučavanja magmatskih stena (*Cvetković i dr., 2019*).

U proučavanju bazalta je važno da se prepoznaju minerali ili asocijacije makro i mikro elemenata koji su merodavni za određivanje primarnog sastava magme ili procesa diferencijacije i kontaminacije. O'Hara (*O'Hara, 1968*) smatra da većina bazaltnih lava koje su izlivena na Zemljinoj površini nije primarna, već diferencirana frakcionom kristalizacijom olivina iz pikritskih magmi bogatih MgO.

Koncept primarne magme naspram evoluirane, diferencirane magme je posebno koristan u diskusiji o poreklu bazaltnih slojevitih intruzija, koje će biti razmatrane kasnije u ovom poglavlju.

Smatra se da se promena sastava primarnih magmi javlja odmah nakon napuštanja izvora. Magma u komori ispod vulkanskog luka evoluira od nekog primitivnog roditelja frakcionom kristalizacijom rastopa, kada se stvaraju bazalti koji tokom uzdizanja i izlivanja kristališu, diferenciraju, asimiliraju okolne stene ili se naknadno mešaju sa drugom magmom, menjajući svoj sastav. Proučavanja ukazuju na to da većina bazaltnih lava ima sastave koji nisu u ravnoteži sa njihovim izvorom (peridotitima gornjeg omotača). Frakcionisanje (izdvajanje) olivina i piroksena jesu jedan od oblika magmatske diferencijacije koji se dogodio kretanjem magme ka površini. Nakon smeštaja bazalta u jednom delu Zemljine kore ili gornjeg omotača, diferencijacija se nastavlja tonjenjem ili isplivavanjem pojedinih minerala. Većina petrologa pretpostavlja da je asocijacija stena na proučavanom prostoru **komagmatska**, iz iste serije, izvora. Za potvrdu pretpostavke, stene se detaljno proučavaju (mineralni sastav, sklop) i analiziraju na sadržaj makro i mikro elemenata, izotopa itd.

Diferencijacija koja je uzrokovana kretanjem magme u pliće nivoe naziva se **kinetička diferencijacija**. Usled pada, sniženja pritiska i temperature i hlađenja magme, dolazi do razdvajanja već iskristalisalih minerala od ostatka rastopa ili njenog deljenja u „manje” jedinice, magme drugačijeg sastava. Važan uticaj imaju i tektonski pokreti, koji omogućavaju njeno kretanje.

Ako se procesi diferencijacije dešavaju na jednom mestu, bez kretanja, javlja se **statička diferencijacija**. Pri ovoj diferencijaciji, promena pritiska je zanemarljivo mala, uglavnom je vezana za unutrašnji pritisak. Najvećim delom se javlja u magmatskim komorama, gde su dugo vreme, postepeno hlađenje i mali viskozitet omogućili „jasnu” diferencijaciju, što je češće kod bazičnih nego kod kiselih stena.

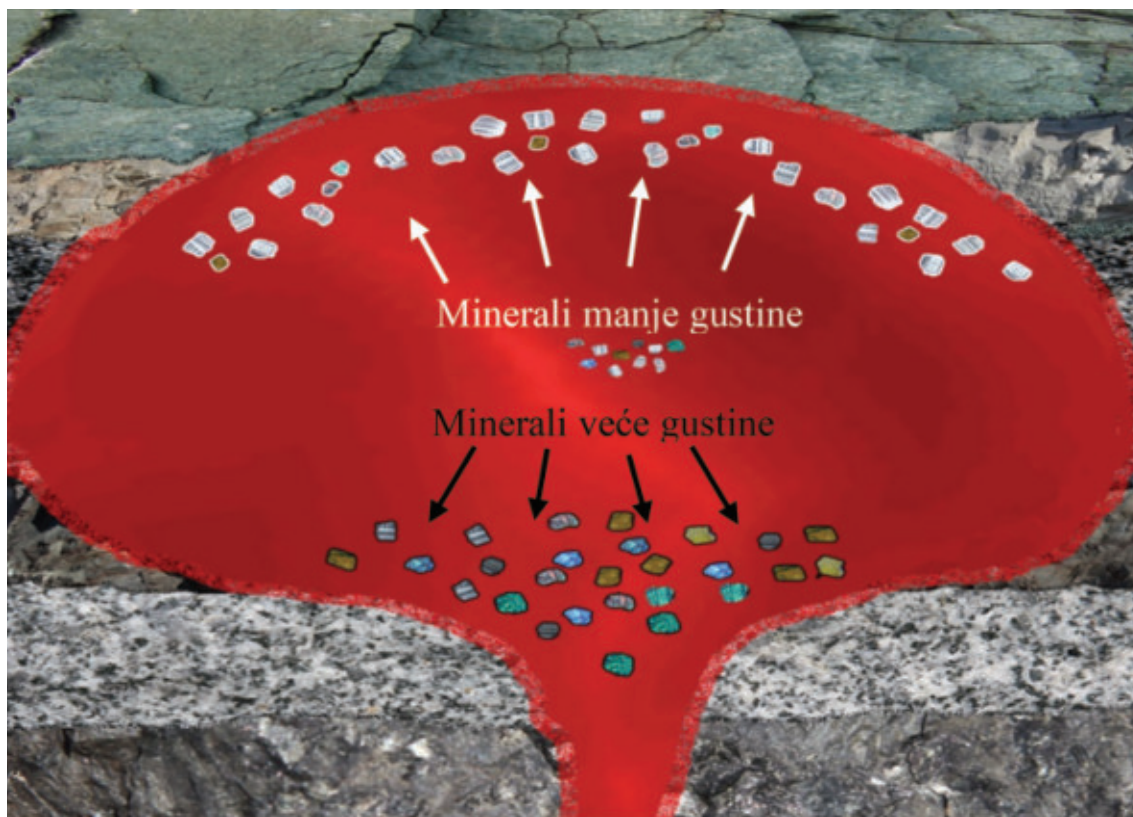
Procesi koji uzrokuju diferencijaciju, razlaganje početne (primarne) homogene magme i stvaranje stena različitog mineralnog sastava su:

1. frakciona kristalizacija i gravitaciona kristalizaciona diferencijacija;
2. in situ kristalizacija i marginalni modeli frakcione kristalizacije;
3. diferencijacija usled mešanja magmi;
4. diferencijacija usled ograničene mogućnosti mešanja;
5. diferencijacija tečenjem;
6. diferencijacija usled istiskivanja ostatka rastopa;
7. diferencijacija termodifuzijom i
8. diferencijacija gasnim transportom.

Svi pomenuti koncepti treba da budu „testirani” na osnovu proučavanja i opservacija na terenu.

V.2.7.1 FRAKCIONA KRISTALIZACIJA I GRAVITACIONA KRISTALIZACIONA DIFERENCIJACIJA

Najvažniji mehanizam frakcione kristalizacije je **tonjenje kristala** u rastopu usled **gravitacije**, uzrokovano razlikom u gustini (uglavnom minerala bogatih Fe), ili **flotacije** (isplivavanja), kada se minerali manje gustine (plagioklasi, ortoklas, kvarc itd.) akumuliraju u višim delovima (slika 244). Pomenuti procesi se događaju odmah nakon početka kristalizacije, posebno ako postoji neko konvekciono strujanje (*Sparks i dr., 1984*). Pomoću Stokesovog zakona možemo izračunati idealne stope taloženja, ali prirodni sistemi su „komplikovani” zbog nesferičnih oblika zrna i „nenjutnovskog” ponašanja, naročito „prinosa” novog rastopa. Gravitaciono taloženje se može poboljšati sabijanjem (engl. *filter pressing*, efekat „sundera”), kada se intersticijski rastop koji se nalazi između zrna iskristalisalih ili nestopljenih minerala „izvlači” ili odlazi. Odvajanjem kristala od ostatka rastopa i njihovim tonjenjem ili isplivavanjem vrši se neprekidna promena hemijskog sastava magme, tj. vrši se stalna diferencijacija. Brzina „taloženja” ili „isplivavanja” zavisi i od oblika, veličine kristala (minerala), hemijskog sastava, viskoziteta, razlike u gustini kristala i rastopa, PT uslova itd. Ovim procesima nastaju slojevi, trake akumulacije težih minerala, koji su obično tamnije boje (*Irvine i dr., 1998*).



Slika 244. Gravitaciona kristalizacija

Bazične i ultrabazične magme, koje su slabo viskozne, intenzivnije se diferenciraju nego kisele, granitoidne magme.

Tako su, na primer, rano izlučeni hromit i olivin (kod ultrabazične magme) znatno teži od ostatka rastopa, zbog čega tonu obrazujući „slojeve” izgrađene samo od olivina i hromita (slika 245). Njihovo prisustvo u donjim delovima intruzija ovih grupa magmi potvrđuje činjenicu da sadržaji olivina i hromita zavise i od procesa gravitacione kristalizacije rano izlučenih kristala, koje pojedini autori nazivaju i gravitaciona kristalizaciona diferencijacija.

Pri ovim procesima, kristali u stvari „lebde” na maloj međusobnoj udaljenosti, dok rastop migrira između njih, zavisno od njegove gustine, temperature itd. Granica između kristala i rastopa zavisi i od konvekcioni i difuznih procesa, koji neće lako dozvoliti da rastop ode, ispliva nagore, kao što će olivin i piroksen lako potonuti ka dnu.

Međutim, nekad su razlike u gustini male ili viskozitet magme ne dozvoljava kretanje kristala ka dnu ili krovu magmatske komore. Proučavanja su pokazala da je gravitaciona migracija moguća za rano formirane kristale u rastopu sa niskim, malim viskozitetom. Za ovaj proces je neophodna i visoka temperatura rastopa. Kristali koji su potonuli u dublje delove rastopa mogu biti resorbovani, što dovodi do povećanja baziciteta, tj. smanjenog sadržaja silicije (SiO_2) u donjim delovima magmatskih tela (komora). Kod kiselih magmi, koje su jako viskozne, kretanje kristala je sporo (u odnosu na bazične), usled čega se veoma retko obrazuju diferencijati nastali prikupljanjem rano izlučenih kristala.



*Slika 245. „Slojevi” hromita u masi stene
(ofioliti, Grčka)*

U pojedinim magmama javlja se **flotacija**, isplivavanje kristala usled manje gustine od rastopa, što omogućava međusobno razdvajanje, diferencijaciju. Kristali feldspata i kvarca imaju manju gustinu od prosečne magme, zbog čega se odvajaju od rastopa i isplivavaju ka gornjem delu komore, stvarajući akumulacije, zone, trake, obično svetle (bele boje) različite debljine, od par centimetara pa do više desetina, ponekad i stotine metara (slika 246).

Gustina plagioklasa je između $2,68 \text{ g/cm}^3$ i $2,73 \text{ g/cm}^3$ i veoma je bliska gustini bazaltne magme, zbog čega kristali ovog minerala mogu plutati, potonuti ili ostati neutralni u bazaltnoj magmi. Mnogi debeli dajkovi (preko 10 m i više) i neki tokovi lava ukazuju na to da se olivin taložio na dnu i da su plagioklasi flotirali (isplivali) prema vrhu.

Kristalizacija rastopa i njegovo kretanje ka površini, zbog manjeg pritiska, može dovesti do zasićenja pojedinih komponenti, pre svega fluida. Ako ostatak rastopa bogat fluidima ostane u relativno plitkim uslovima, oni reaguju sa iskristalisalim mineralima stvarajući nove, pegmatitske rastope. U slučaju da se izlije na površinu, stvaraju se eksplozivne vulkanske erupcije. Smatralo se da su fluidi glavni mehanizam diverzifikacije, stvaranja stena različitog sastava.



Slika 246. Flotacija (isplivavanje) feldspata i kvarca; granodiorit, Jošanica

Kod bazalta, koji su obično siromašni sa vodom, proces je drugačiji. U završnim fazama kristalizacije može doći do stvaranja kiselijih magmi koje su obično zarobljene, intersticijski „smeštene” između zrna „starijih” (već iskristalisalih) minerala. Pomenimo i tečnu nemešljivost, koja je važna kod segregacije sulfidnih rastvora i stvaranja rudnih naslaga sulfida. Frakciona kristalizacija se najvećim delom odvija u magmama smeštenim unutar litosfere i kore (okeanske ili kontinentalne), mada se ovi procesi, prema pojedinim autorima, odvijaju i znatno dublje. Brzina hlađenja značajno utiče na frakcionu kristalizaciju jer kontroliše vreme u kome rastop unutar „optimalnog intervala temperature” ima najmanju viskoznost.

Frakciona kristalizacija nije jednovremen proces. Zavisi od sastava magme, njene temperature i odvija se postepeno uz određen redosled stvaranja, izdvajanja minerala iz rastopa. Proces se odvija na višim temperaturama, kada je niži viskozitet magme. Kada temperatura rastopa (magne) padne do tačke kristalizacije, stvaraju se prvi minerali. Toplotni gradijent kontroliše početnu nukleaciju i rast kristala, minerala koji počinju da se izdvajaju, najčešće tonu ili isplivavaju.

Progresivno parcijalno stapanje i frakciona kristalizacija mogu se razlikovati samo ako se ova dva procesa dešavaju pod različitim fizičkim uslovima. Na primer, ako se parcijalno stapanje dešava na velikoj dubini u omotaču, a frakciona kristalizacija u kori, onda će se neke od faza parcijalnog stapanja razlikovati od faza frakcione kristalizacije.

Sa padom temperature prvo se izdvajaju i kristališu minerali sa višim tačkama kristalizacije i oni koji su zasićeni u magmi. Nakon toga sledi kristalizacija drugih minerala, koja zavisi od sastava rastopa, temperature, pritiska, viskoznosti i prisustva fluida itd.

Prema postojećim saznanjima, prvo kristališu sporedni sastojci (magnetit, apatit, cirkon, titanit itd.), zatim slede feromagnezijski minerali (olivin, pirokсени, amfibol, biotit), a zatim plagioklasi, od bazičnih do kiselijih. Kristalizaciju završavaju kalijski feldspat i kvarc (naravno, u kiselim, silicijumom i alkalijama bogatim granitnim magmama).

Pomenuti redosled kristalizacije nije moguć iz jedne „opšte” magme, već se stvaraju minerali čiji hemijski sastav odgovara hemizmu magme. Iz granitnih magmi prvo kristališu sporedni sastojci (apatit, cirkon), zatim biotit, pa albit, ortoklas i na kraju kvarc. Naravno, postoje i izuzeci. Ako je rastop obogaćen sa salskim mineralima (ortoklas, kvarc), može doći do „poremećaja” reda, prvo kristališu feldspati, a zatim biotit i tako dalje.

Pojedini kristali koji su potonuli, frakcionisani, mogu biti resorbovani (ponovo stopljeni), što uzrokuje povećanje baziciteta magme i značajne razlike u sastavu rastopa u pojedinim delovima magmatske komore.

Karamata (**Karamata, 1967**) navodi sledeći redosled kristalizacije minerala za pojedine vrste magmi:

ultrabazična magma – olivin, piroksen;

bazična magma – olivin, piroksen, amfibol, plagioklas (bazični);

intermedijarna magma – piroksen, amfibol, biotit, prelazni plagioklas;

kisela magma – amfibol, biotit, plagioklas (kiseli);

ultrakisela magma – biotit, alkalni feldspat, kvarc.

Do očvršćavanja rastopa, odnosno kraja kristalizacije magme, može doći u svim fazama frakcione kristalizacije, zbog čega nastaje veliki broj različitih vrsta stena.

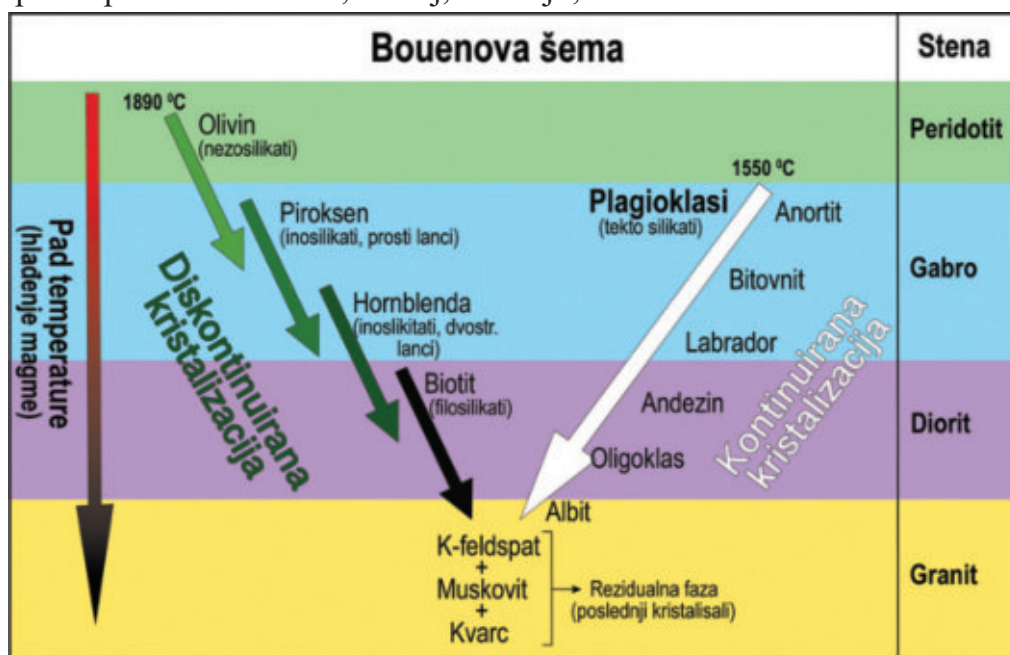
Značaj **frakcione kristalizacije** detaljno je opisao Bouen (**Bowen, 1928**) u svojoj knjizi „Evolucija magmatskih stena”, u kojoj je ukazao na to da se može postići „relativno kretanje kristala i tečnosti”. On je eksperimentalno reprodukovao proces i dobio da su na temperaturi od 1405 °C kristali olivina potonuli 1–2 cm i nakon 15 minuta akumulirali se na dnu platinskog lonca. U drugim eksperimentima Bouen je takođe pokazao potapanje piroksena i isplivavanje tridimita, te ukazao na to da geohemijska kretanja kod vulkanskih stena predstavljaju „likvidni niz nagiba”, tj. usmeren niz rezidualnih rastopa koji evoluiraju kroz izdvajanje različitih minerala iz magme. Bouen se smatra „ocem moderne petrologije”, pa razmotrimo nekoliko njegovih značajnih priloga i diskusija koje su i danas aktuelne.

Bouen je prepoznao osam glavnih minerala koji grade većinu magmatskih stena: olivine, piroksene, plagioklase, amfibole, biotit, muskovit, kalijske feldspate i kvarc. Minerali koji kristališu iz magme, ukoliko ne budu izdvojeni od ostatka rastopa, ne ostaju stabilni i nisu u ravnoteži sa ostatkom rastopa. Na osnovu svog terenskog i laboratorijskog rada, predložio je seriju reakcija koja se događa tokom hlađenja „osnovne” (bazične) magme, koja se sastoji od diskontinuiranog i kontinuiranog niza kristalizacije.

Diskontinuirani niz uključuje grupu **Mg-Fe** silikata: olivin, piroksen, amfibol i biotit, u kojem iskristalisani mineral na određenim **PT** uslovima reaguje sa rastopom dajući novi mineral, drugačijeg sastava i strukture. Od glavnih minerala prvo

kristališe olivin. Sa daljim tokom kristalizacije, deo olivina reaguje sa rastopom i inkongruentno prelazi u ortopiroksen. Sa padom temperature pridružuje se i kloropiroksen, a uz prisustvo fluida kristališu amfibol (hornblenda) i biotit (slika 247).

Kontinuirani niz uključuje jednu mineralnu grupu, plagioklase, seriju čvrstih rastopa koji kontinuirano, postepeno menjaju svoj sastav prelazeći jedni u druge. Prvo kristališe anortit, koji tokom kristalizacije, sa padom P i T, reaguje sa rastopom i prelazi u andezin, a ovaj, na kraju, u albit.



Slika 247. Bouenova šema

Kombinujući pomenute nizove i prisustvo minerala u stenama, Bouen je postavio šemu redosleda kristalizacije normalne bazaltoidne magme. Kada ih „presečemo” horizontalno, dobijamo najčešće asocijacije femskih i salskih minerala u magmatskim stenama.

Poređenjem hemijskog sastava glavnih minerala magmatskih stena, uočava se da se u diskontinuiranom nizu odozgo nadole smanjuje sadržaj **Mg** i **Fe**.

U olivinima prvo preovlađuje **Mg** nad **Fe**, izjednačavaju se u amfibolima (hornblendi), dok u biotitu preovlađuje **Fe**.

U kontinuiranom nizu je neprekidan pad **Ca**, dok sadržaji **Na** i **K** (kao i **Si**, **Al**) rastu.

Pomenuti nizovi minerala u petrologiji su poznati kao Bouenova šema, i ona ukazuje na redosled kristalizacije i reagovanja minerala pri kristalizaciji, kao i najčešće asocijacije femskih i salskih minerala u magmatskim stenama.

Ako diskontinuirani i kontinuirani nizovi reakcije ne završe u ravnotežnim uslovima (usled naglog hlađenja, istiskivanja zaostalog rastopa itd.), razlike u hemijskom sastavu se uočavaju i unutar nekih kristala kao zonarna građa ili reakcije rubova.

Zonirani kristali ukazuju na promenu hemijskog sastava od periferije ka centru kristala, tj. nepotpunu kontinuiranu reakciju, neravnotežu, između kristala i okolnog rastopa, najčešće zbog brzog hlađenja. U plagioklasima jezgra su obično bogatija **CaO** (anortitskom komponentom), a margine **Na₂O** (albitskom komponentom).

Reakcioni rubovi koji se javljaju duž oboda nekih kristala ukazuju na nepotpune „prekidajuće” hemijske reakcije između kristala i rastopa. Na primer, rub piroksena oko kristala hornblende ukazuje na gubitak fluida u toku kristalizacije ovog minerala, koji se najčešće javlja tokom izlivanja lave u kojoj se ovaj mineral nalazi.

Bouenov pionirski rad dao je temelj za proučavanje procesa kristalizacije minerala i evolucije magme. On je zaključio da se iz prvobitne magme diferencijacijom mogu stvoriti različite vrste stena. Novija proučavanja su pokazala da frakciona kristalizacija bazične magme sama po sebi ne može da stvori ogromne količine granita koji se javljaju na Zemlji. Ipak, Bouenove ideje i veći broj zaključaka i danas su prisutni u „savremenim” koncepcijama o procesima diferencijacije magme.

Pomenimo vezu između **asimilacije** i **frakcione kristalizacije**. Ako sastav fenokristala ne može objasniti trendove u seriji stena, razmatra se mogućnost istovremene asimilacije okolnih stena i frakcione kristalizacije. Ovaj proces, često označen skraćenicom AFC (od engl. *Assimilation and Fractional Crystallization*), prvi je predložio Bouen (**Bowen, 1928**) i naglasio je da latentna toplota kristalizacije u toku frakcione kristalizacije može obezbediti dovoljnu termalnu energiju za asimilaciju okolnih stena.

FRAKCIONA KRISTALIZACIJA U BAZIČNIM MAGMATSKIM REZERVOARIMA

Najbolji primeri frakcione kristalizacije i diferencijacije su velike slojevite bazične intruzije. Visok nivo erozije (otkrivenost većeg dela intruzije) pruža nam mogućnost osmatranja i analiziranja stena, te izvođenja zaključaka o dinamici i vrsti geoloških procesa koji prate hlađenje i kristalizaciju u magmatskim komorama, gde je viskozitet rastopa (magne) dovoljno nizak da omogući značajno kretanje kristala, tj. diferencijaciju magme.

Vreme hlađenja i kristalizacije minerala varira i zavisi od veličine, oblika i položaja intruzije (tj. magmatske komore), sastava okolnih stena, dubine na kojoj se proces odvija, količine vode u okolnim stenama koja „odvodi” toplotu itd. Procene vremena hlađenja se kreću od nekoliko desetina hiljada do milion i više godina. Velike bazične intruzije se većinom javljaju kao „spljošteni” plutoni, lakoliti i lopoliti. Po sastavu su obično toleitske i pokazuju klasično obogaćivanje **Fe** karakteristično za serije toleitskih magmi.

Klasične studije (**Jackson, 1961; Wager i Brown, 1968**) dopunjene novim saznanjima, velikim delom i eksperimentima na dinamici fluida, omogućile su bolje razumevanje pomenutih procesa.

Treba pomenuti da se bazične intruzije javljaju u velikom broju tektonskih okruženja gde se stvara bazaltna magma, od srednjeokeanskih grebena (gde se najčešće stvaraju, nastaju) do unutar kontinentalne kore, kada su vezane za pločaste bazalte ili tople tačke.

Većina velikih bazičnih intruzija je prekambrijske starosti, kada je bio visok geotermalni gradijent. Smatra se da postoji veliki broj bazičnih plutonskih tela duboko u kontinentalnoj kori koja „nisu uspela” da, zbog velike gustine, uz pomoć tektonskih pokreta, dođu na površinu. Neki deblji dajkovi i silovi pokazuju stratifikaciju (frakcionu kristalizaciju) koja se dogodila tokom hlađenja, ali je razlika u sastavu mala.

Posle frakcionisanja olivina, delom piroksena i bazičnog plagioklasa (anortita) tokom njihovog izlaska iz izvora (gornjeg omotača), primarne magme bazalta srednjeokeanskih grebena (**MORB**), koje su smeštene u magmatskim komorama (rezervoarima) ispod rifta, doživljavaju diferencijaciju, frakcionu kristalizaciju, asimilaciju. Smatra se da magmatske komore nisu potpuno zatvorene i da se povremeno dopunjavaju novom „svežom”, relativno primitivnom magmom, koja se „ubrizgava” u bazu (dno, podinu) komore, gde periodično dopunjava postojeću magmu koja je delom „izašla” na površinu. Petrološkim proučavanjima je utvrđeno punjenje i mešanje magmi u komorama na osnovu neravnoteže fenokristala – rastop i strukture, odnosno tekture stena. Većina krupnijih fenokristala olivina i plagioklasa je korodovana, nagrižena, oni često sadrže inkluzije, uklopke stakla sastava primitivnih magmi, drugačijeg od osnovne mase stene u kojoj se nalaze (a koja je takođe često staklasta). Trendovi varijacija elemenata prate frakcionisanje „fenokristalnih” faza, uticaje mešanja, promene sastava primitivne magme. Razmicanja ploča (riftne zone) vremenski je kontinualan proces koji takođe ima uticaj na smeštaj, kristalizaciju i diferencijaciju bazične magme u komorama.

Najvažniji minerali koje treba razmotriti u diferencijaciji su olivini, pirokseni, plagioklasi i spineli. Tokom godina uloženo je puno truda u razumevanje njihovih faznih odnosa sa bazaltnim rastopima. „Zapanjujuće je” kako se generalni zaključci iz ove „jednostavne” analize za samo ova četiri minerala „lako i jasno” prenose u „prirodni svet”, omogućavajući nam da predvidimo tok evolucije rastopa u „pravim” magmatskim sistemima.

Moramo, međutim, imati u vidu da pomenuti minerali imaju širok raspon čvrstih rastvora, pa se trendovi frakcionisanja magme ne mogu ograničiti bez uzimanja u obzir promene sastava faza frakcionisanja. Tu su i mesto stvaranja, uticaji varijacija pritiska i temperature, asimilacija itd.

U donjim, podinskim delovima mnogih većih bazičnih intruzija (gabrova) česta su ponavljanja sekvence kumulatnih slojeva (sloj bogat olivinima, iznad sloja olivina+klinopiroksena, ponovo sloj olivina, sloj klinopiroksena+plagioklasa, pa opet...). Njihova debljina je od nekoliko desetina centimetara do nekoliko metara i pripisuje se obnavljanju komore sa novim partijama (utiskivanjima) primitivne magme (slika 248).

Izgleda da je potrebna određena „kritična debljina”, veličina komore od 400 m do

500 m, pre nego što se hlađenjem i frakcionom kristalizacijom stvore „slojevi” različitog sastava, po čemu su ove intruzije i dobile naziv **slojevite magmatske intruzije**.

Proučavanja pomenutih cikličnih slojeva (*Campbell, 1977, Irvine, 1980 a, Palacz, 1985*) ukazuju na to da svaki sloj beleži priliv novog pulsa magme i njegovo naknadno mešanje sa više diferenciranom komornom magmom. Prilikom dopunjavanja, toplija, gušća, primitivnija magma formira sloj na dnu komore, gde se hladi i kristališe razmenom toplote preko sloja sa frakcioniranim delom. Pojedini autori (*McBirney i Noyes, 1979*) smatraju da veliki deo „tankih” slojeva nastaje i periodičnim oscilacijama u nukleaciji i rastu različitih minerala u graničnim slojevima duž rubova komore.



Slika 248. Slojevitost u gabru, Priboj

Karmajkl i dr. (*Carmichael i dr., 1974*) sugerišu da bi redosled nukleacije minerala u bazaltnim magmama trebalo da bude **Fe-Ti** oksid < olivin < klinopiroksen < plagioklas, što objašnjava asocijaciju minerala koji se obično javljaju u mikroritmičkim slojevima u stratiformnim intruzijama. Ova sekvenca je ista kao ona koja bi nastala gravitacionim sortiranjem kristala jednake veličine. Ako se tokom takve kristalizacije *in situ* rastop može odvojiti od kristala, mogu nastati kompozicioni gradijenti u magmatskoj komori.

O ovoj temi vođene su velike rasprave, pre svega, da li je akumulacija kristala na dnu slojevitih upada uzrokovana „samo” taloženjem kristala ili rastom *in situ*.

Irvin (*Irvine, 1980b*) i Makbirni i Nojz (*McBirney & Noyes, 1979*) istakli su značajne nedostatke u pojednostavljenim modelima gravitacionog taloženja kri-

stala. Raslojavanja u Skaergardovoj intruziji Vager i Braun (*Wager i Brown, 1968*) objašnjavaju kao ciklične struje konvekcije koje su prenosile kristale koji rastu u blizini krovne zone niz zidove i preko poda intruzije. Zbog njihove veće gustine, oni su potonuli i sortirali se prema veličini. Proučavanjima je utvrđeno da kristali minerala u nekim slojevima nisu „taloženi” analogno procesima „klastične” sedimentacije, već rastom in situ (kristalizacijom) na podu i zidovima komore (*Turner & Campbell, 1986, McBirney i dr., 1985, Nilson i dr., 1985*) (detaljnije u poglavlju o kristalizaciji in situ).

Ako je ovo tačno, onda je frakciona kristalizacija u komori moguća samo ako se ostatak rastopa ukloni iz kontakta s rastućim kristalima kombinacijom difuznih i konvektivnih procesa. Pomenuto ne isključuje mogućnost da se kristali spuste, „legnu”, ali to ne mora biti dominantan proces. Opisane ideje o procesima kristalizacije u magmatskim komorama predstavljaju „probleme” za petrogenetsko modeliranje asocijacija vulkanskih stena u smislu jednostavnih frakcionih procesa kristalizacije. Sastav lava koje su izašle s vrha magmatske komore može biti povezan sa kumatima koji su nastali i nalaze se na dnu komore, ali samo složenim i ograničenim procesima.

Posebno povoljni uslovi za „taloženje” (akumulaciju) minerala su magme u kojima postoje hemijski i/ili termički gradijenti s različitim brzinama difuzije. Kada (ako) dođe do međusobnih „sudara između suprotnih strana”, stvara se spektar novih i složenih konvektivnih strujanja. Analizirajmo „jednostavan” eksperiment. Kada se posuda sa vodom zagreva odozdo, stvara se vertikalni konvektivni sistem koji prenosi toplotu nagore. Kada zagrevamo posudu u kojoj su voda i rastvor **NaCl** sa početnim stabilnim gradijentom slanosti, u kojem koncentracija (i gustina) rastvora raste prema bazi, stvara se toplotni gradijent koji se povećava prema gore, vrhu posude. Tako nastaje „klasična” dvostruko difuzna konvekcija i niz konvektivnih strujanja, a ne jedna „velika”. Opisani mehanizam je dobro poznat u okeanima.

Termički gradijenti u blizini zidova i krova komore stvaraju gradijente u stepenu kristalizacije magme i promene sastava i viskoziteta novostvorenog rastopa.

U gornjem delu magmatske komore, difuzija je „odgovorna” za kristalizaciju, a ne gravitacija, ali može da kontroliše i proces frakcionisanja. Pojedini autori su zagovornici dvostruko difuzne konvekcije kao metode za formiranje stepenaste ritmičke slojevitosti u bazičnim intruzijama, uključujući i one duž zidova magmatske komore. Pomenuti procesi „rade” istovremeno. Istraživanja na osnovu gustine i hemijskog sastava minerala i rastopa ukazuju na to da oni nisu mogli nastati „samo” iz „klasične” frakcione kristalizacije. Pojedini autori smatraju da će, zbog visoke viskoznosti pojedinih silicijumom bogatih magmi, „taloženje” kristala i termičko konvektivno kretanje biti minimalni. Umesto frakcione kristalizacije, Hildret (*Hildreth, 1979*) predložio je konvekciono-difuzni model, u kojem je magma blizu kontakta sa okolnom stenom obogaćena vodom i hladnija.

Gradijent temperature utiče i na strukturu rastopa i stepen polimerizacije, uglavnom **SiO₄** tetraedara. Veći sadržaj **H₂O** smanjuje polimerizaciju, a pošto po-

limerizovani molekuli treba da završavaju u atomima **O**, a ne **Si** ili **Al**, to povećava odnos **O>Si +Al** u rastopu. Gradijent sastava rastopa u kombinaciji sa temperaturnim gradijentom indukuje dalji prenos mase unutar komore, što rezultira vertikalnim gradijentima sastava. Pri ovim procesima može doći do razmene materije sa okolnim stenama, naročito u povlatnom delu, kao i sa dovodnim delom gde je snabdevanje magmom. Rezultat je slojeviti, diferencirani deo u gornjem delu magmatske komore. Zbog ovih procesa, smatra se da je bar deo difuzionih (toplotnih) efekata odgovoran za gradijente sastava.

Magne su u većini komora smeštenih u plitkim delovima (u kori) vertikalno stratifikovane u smislu njihove gustine, sastava i temperature. Gradijenti ovih svojstava mogu se postaviti direktno tokom punjenja ili nadopunjavanja, ili raznim mehanizmima za frakcioniranje kristala na ivicama komore. Tako nastala stratifikovana tela se procesima frakcionizacije i tektonikom (pritiskom) mogu razbiti u niz mešanih horizontalnih slojeva razdvojenih tankim difuznim partijama, zonama.

Eksperimentalna petrologija nudi dva načina za proučavanje kristalizacije. Stena se zdrobi, spravi u fini prah, zatim se stopi i posmatra koji će minerali kristalirati na različitim temperaturama. Ova iskustva osvetljavaju kristalizaciju pojedinačnih stena, ali ne pružaju uvid u kompletnu difuziju magme. Eksperimentisanje sa jednim sastavom stena, ili čak nekoliko, omogućava malo šanse da se sistematski menja sastav stapanja kako bi se utvrdio njegov uticaj na tok kristalizacije. Prirodne stene su hemijski složene, obično sadrže deset glavnih makrooksida i još veći broj mikroelemenata, koji ukazuju i utiču na stapanje i kristalizaciju magme.

Alternativni pristup stapanju i kristalizaciji „pravih prirodnih stena” jeste da se eksperimenti izvode na hemijski sintetizovanim materijalima. Rad sa malim brojem hemijskih komponenti, pomešanih u kontrolisanim odnosima, omogućava nam da vidimo efekat svakog sastojka na likvidus i solidus temperaturu i na tok kristalizacije.

Za odgovor na pitanje o frakcionoj kristalizaciji, sve naše hipoteze i koncepti moraju se testirati zapažanjem i osmatranjem na terenu.

KRISTALIZACIJA IN SITU I MARGINALNI MODELI FRAKCIONE KRISTALIZACIJE

Pojedini istraživači su se „okrenuli” drugim mehanizmima objašnjenja procesa frakcione kristalizacije, među kojima je rast kristala u magmi sličan rastu kristala u evaporatima, tj. kristalizaciji in situ, na mestu (*Jackson, 1961*).

Kristalizacija in situ podrazumeva nukleaciju, stvaranje kristalizacionih zemetaka i rast minerala u tankom, statičnom (nepomičnom) graničnom sloju duž ivice magmatske komore. In situ nije baš „pravi izraz”, jer je za svaku frakcionu kristalizaciju potrebno diferencijaciono kretanje kristala i rastopa. U ovom slučaju dominantno kretanje je migracija ostatka rastopa iz rastućih kristala kombinacijom difuznih i konvektivnih procesa. Kristali se talože (ili lebde) na maloj udaljenosti

unutar graničnog sloja, dok se rastop kreće između kristala u skladu sa njegovom gustinom. Karakter graničnog polja kristal–rastop ima presudan uticaj na kretanje kristala. Plagioklas se neće lako „izdići” sa dna komore, a olivin se neće lako „iščupati” da bi krenuo ka dnu. Njihovo kretanje je složen proces kojim upravlja niz varijabli, koje uključuju oblik i veličinu komore, sastav i viskozitet magme i procese na graničnom sloju, kao i oblik kristala. Naše razumevanje ovih procesa velikim delom se bazira na dinamici fluida u eksperimentima obično s vodenim rastvorenim solima (*Turner i Campbell, 1986; Brandeis i Jaupart, 1986*). Posebno složeni sistemi za stvaranje slojevitosti su hemijski i termički gradijenti s različitim brzinama difuzije, kada se može javiti širok spektar novih i složenih konvektivnih kretanja.

Kristalizacija, bez „pomoći” gravitacije, može dovesti do značajnih promena sastava rezidualne magme (ostatka rastopa). Smatra se da je rast kristala *in situ*, a ne migracijom kristala (kao što je taloženje ili flotacija) duž zidova magmatske komore, veoma važan proces frakcione kristalizacije. Pojava skoro vertikalnih slojeva pojedinih minerala u blizini kontakta ukazuje na to da gravitaciono taloženje kristala ne igra važnu ulogu u diferencijaciji magme u takvim komorama, jer bi ih gravitacija „povukla” prema dnu komore čim bi se oni formirali.

Proučavanja magmatskih komora i pojedinih vulkanskih sekvenci su ukazala na to da kristalizacija *in situ* (kristalizacija bez kretanja, na jednom mestu) može dati novi rastop sa manjom gustinom.

Termički gradijenti na kontaktu magme sa okolnim stenama takođe stvaraju gradijente u stepenu kristalizacije magme i, prema tome, i u sastavu rastopa.

Konvekciono strujanje nastalo usled razlike u gustini iskristalisalih minerala i ostatka rastopa ili između dva rastopa može uzrokovati odvajanje rastopa ka vrhu komore i stvaranja stena drugačijeg mineralnog sastava i strukture.

Pomenuti procesi treba da se razmatraju zajedno, jer su u „prirodnim” sistemima magmi. Ispitivanja lagano hlađenih havajskih lava (Kilauea Iki, Alae, Ma-kaopuhi) omogućila su bolje razumevanje kristalizacije *in situ*, jer tokom njihovog hlađenja brzo stvrdnjavaju i formiraju tanku koru, dok njihova unutrašnjost može ostati stopljena i nekoliko godina.

Slične „hladne” zone razvijaju se i uz rubove magmatskih komora, većih (debljih) dajkova ili silova, gde magma prvo dolazi u kontakt sa okolnim stenama i brzo se hladi, kada se stvaraju tzv. ohlađeni, zamrznuti rubovi (engl. *chilled margin*). Oni daju uvid o stepenu iskristalisalosti magme, redosled kristalizacije minerala, brzinu njihove kristalizacije, hlađenja itd. To su „zamrznuta” stanja rastopa (magne) smeštenog u komori, pre svega odnosa količine kristala i rastopa u trenutku utiskivanja. Pojedini autori ovaj proces nazivaju i „front očvršćavanja”, podrazumevajući „sloj”, obično izgrađen od sitnih kristala koji u većini slučajeva ne mogu da održe hemijsku ravnotežu sa rastopom i mineralima iz „glavnog” dela magme. Ova „kontaktna” zona je „brža” od ostalih procesa i obično nije „uznemirena” unosom novih šarži magmi u magmatske komore koje obično dolaze u njene donje delove.

„Front očvršćavanja” najvećim delom zavisi od temperature magme, veličine i oblika komore, sastava rastopa, karaktera kontakta sa okolnim stenama i njihovog sastava itd. Kada se magma ohladi, nastaje intruzija stena u kojoj sadržaj i veličina kristala rastu prema središnjem delu, koja zbog pomenutih procesa ima zonarnu građu, „slojeve” sa određenom asocijacijom minerala. Smatra se da je magma blizu vertikalnih kontakata obogaćena H_2O uzetom iz okolnih stena, zbog čega ima manju gustinu, veću difuziju i manju polimerizaciju od magme iz unutrašnjeg dela. To inicira i „pomaže” konvekciju u gornjem delu magmatske komore. U pojedinim slučajevima mogu nastati pegmatiti, apliti ili hidrotermalni rastvori ili voda (fluidi) može pokrenuti vulkansku erupciju.

Razvoj „slojevitosti” duž zidova i vrha magmatske komore može se javiti i usled toplotnog gradijenta magme u kontaktu sa hladnijim stenama, kada nastaje i odgovarajući gradijent u sastavu rastopa.

Ako je unutrašnjost komore u potpunosti stopljena, temperatura se kreće od temperature solidusa na spoljašnjem delu do temperature likvidusa u središnjem delu, kada se javlja spektar raznolikosti sastava rastopa, istovremeno lokalno u ravnoteži sa iskristalisalim mineralima.

Intersticijska stakla u bazaltima Havaja po sastavu su u rasponu od roditeljskog olivin toleita do riolita (*Helz, 1987*). Smatra se da su rezultat kristalizacije „graničnog” sloja, u kome in situ ostaju kristali, koji uzrokuju gravitacionu nestabilnost kada su ostaci rastopa manje gustine, uključujući i rastop u središnjem delu magmatske komore. Usled toga dolazi do konvektionog kretanja uzrokovanog razlikom u sastavu rastopa. On se ne kreće zbog razlike u temperaturi, već i zbog gubitka „teških” elemenata kao što su **Fe**, **Ca** i **Mg** u odnosu na kristale (minerale).

Rastop koji se izdvaja stvarajući stratifikaciju, slojevitost ima značajnu „pomoć” fluida, tj. vode, koja brže difunduje od kristala i ostatka rastopa u okolne stene ili obrnuto. Treba ipak biti obazriv jer u kontaktnoj zoni dolazi i do asimilacije sa okolnim stenama, prisustva vode itd., što može promeniti izvorni sastav i stepen iskristalisalosti magme.

Pojedini autori (*Bachmann i Bergantz, 2008*) smatraju da se sličan proces javlja i kod frakcionisanja riolita iz magmi srednjeg sastava (diorita i kvarcdiorita). Slojevi kontrastnih tekstura, veličine zrna ili različitih odnosa sadržaja pojedinih minerala su relativno česti u intruzijama gabrova i granitoida (detaljnije u poglavlju o gabrovima i granitima).

Neki „debeli” plutoni mogu razviti i izdvojiti sočiva, „suze” drugačijeg sastava i „proizvesti” bimodalne grupe stena: bazične i silicijumom bogate (riolite), ali ne i stene intermedijarnog sastava (dacite i andezite). Možda je i ovo mehanizam stvaranja pomenutog bimodalnog vulkanizma bazalt riolit na Islandu, posebno kada novi impulsi magme stapaju i „uništavaju” stariju podlogu.

Pomenimo da su Budro i Makbirni (*Boudreau i McBirney, 1997*) razvili model za nastanak slojeva koji uključuje i „konkurentski” rast kristala, kada se iz istisnutog rastopa nakon dejstva pritiska stvaraju manji kristali u gornjim slojevima magmatske komore, zbog manje površinske energije između zrna istih minerala.

Varijacije gustoće izazvane promenama sastava magme usled kristalizacije obično dominiraju nad promenama termalne gustine. Konvekcija je i termička i kompoziciona, uzrokovana nakupljanjem kristala na dnu komore. Svaka mineralna faza ima različitu kritičnu koncentraciju, što rezultira znatnim fluktuacijama brzine taloženja i odnosa sadržaja, proporcija minerala. Na terenu nas ponekad „zbunjuje” pojava niza slojeva sa različitim proporcijama minerala. Neki slojevi su ujednačene teksture, dok su drugi heterogeni. Ponekad se ritmički ponavljaju više puta, debljina „slojeva” bude „samo” nekoliko centimetara.

Ona nije rezultat „jednostavne” kristalizacije, već impulsa nove magme ubrizgane u komoru, što uzrokuje ponavljanje kristalizacionih sekvenci. Taloženje kristala i periodično konvektivno „prevrtanje” je još jedna pojednostavljena alternativa, ali ne objašnjava zašto se neki minerali u slojevima ne sortiraju prema njihovoj gustini ili Stokesovom zakonu taloženja. Predložena objašnjenja uključuju oscilacije usled promene eutektika, kristalizaciju u graničnim slojevima, višestruku difuznu konvekciju, različite brzine difuzije, brzine stvaranja kristalizacionih zametaka, brzinu rasta itd.

Kumulatna struktura je još jedan način taloženja iskristalisalih minerala u magmi. Procesi frakcione kristalizacije stvaraju kumulatne strukture i jedan su od dokaza „taloženja”, tonjenja ili isplivavanja kristala. Originalna definicija kumulatne teksture ima genetsku implikaciju nakupljanja kristalizacijom iz magme (*Wager i dr., 1960*).

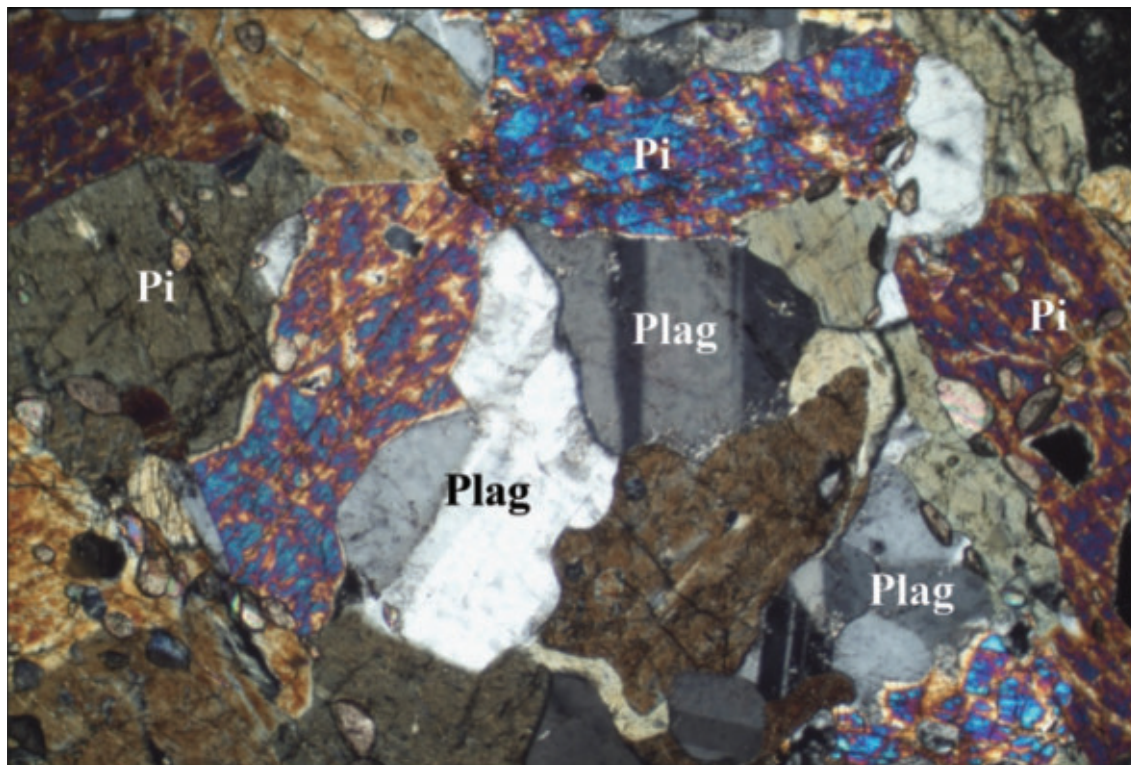
Termini *kumulus* ili *kumulatni* se koriste da bi se opisala euhedralna-suphe-dralna (idiomorfna i hipidiomorfna) zrna minerala koja su se formirala (kristal-isala) u rastopu i kasnije, sa hlađenjem, „plivala” (plutala) formirajući kumulatne stene. Interkumulus je „zarobljeni” rastop između kumulatnih zrna. Postkumulatni minerali kristališu kasnije (obično na kraju) iz interkumulatnog rastopa.

Mnogi autori su raspravljali o upotrebi termina *kumulus* jer su smatrali da su kumulus minerali nastali kristalizacijom in situ, a ne procesima kristalnog sortiranja pod uticajem gravitacije. Specifičan sklop (struktura i tekstura) stena slojevitih intruzija opredelio je većinu istraživača da koriste termin *kumulus* za euhedral-nesuphedralne minerale koji kristališu u „okruženju” velikih volumena magme. Tipična kumulatna stena sadrži kumulus i interkumulus minerale.

Vager i dr. (*Wager i dr., 1960*), na osnovu zastupljenosti međusobnog odnosa kumulatnih i interkumulatnih minerala, predložili su sledeću klasifikaciju:

1. ortokumulati nastaju direktnom kristalizacijom minerala iz magme; prostor između nastalih minerala naziva se interkumulatni rastop, iz koga kristališu minerali drugačijeg sastava (slika 249);

2. mezokumulati nastaju kada uz kumulate istovremeno kristališu minerali iz interkumulatnog rastopa, koji se tokom vremena „dodaju” postojećim kristalima ili nastaju minerali različitog sastava; ovaj proces, smatra se, jedan je od mehani-



Slika 249. Ortokumulati piroksena (Pi) sa intersticijskim (interkumulatnim) plagioklasima (Plag); N+, 60x; feldspat peridotit, Deli Jovan

zama evolucije magme i formiranja različitih „slojeva” ili struktura u magmatskim stenama;

3. adkumulati predstavljaju dodatni rast na već formiranim kumulatnim kristalima; nastaju kada interkumulatni rastop, istog sastava kao i iskristalisali minerali (kumulati), narasta, obično po obodu ili duž granica kumulatnih zrna.

Adkumulati su obično monomineralni, što znači da su izgrađeni od istog minerala kao i kumulatni kristali (slika 250).

Crescumulate (izraz napisan na engleskom, bez prevoda) „neobičan” je tip kumulacije, u kome su kristali koso orijentisani u odnosu na položaj slojeva.

Zapremina i sastav interkumulatnog rastopa u velikim slojevitim intruzijama zavise i od položaja ostatka rastopa u magmatskoj komori. Središnji deo intruzije, gde ima mnogo kumulata (kristala), često je podložan zbijanju (a time i istiskivanju), kada se ostatak rastopa frakcioniše dobijajući drugačiji sastav, bogatiji silicijumom, alkalijama itd.

Ako se ostatak rastopa nalazi blizu oboda magmatskog rezervoara, nema zbijanja i istiskivanja, zbog čega će biti manje frakcionisan i diferenciran.

Hlađenjem magme u komori kumulati (iskristalisani minerali) sakupljaju se na njenom dnu (delom i sa strane i na vrhu), gde je zbijanje glavni uzrok istiskivanja interkumulatnog rastopa, koji se zbog manjeg viskoziteta penje nagore i meša sa manje diferenciranim ostatkom rastopa. Rezultat mešanja su reakcije i stvaranje



Slika 250. Adkumulati u anortozitu, steni izgrađenoj samo od bazičnih plagioklasa; N+, 40x; anortozit, Deli Jovan

složenog zoniranja interkumulatne faze, kao što su narastanja i prorastanja sa kumulatnim kristalima. Veruje se da se ovaj „prekomerni” rast javlja iz interkumulatnih rastopa, ali ima i otvorenih pitanja.

Difuzija se smatra „veoma sporim” procesom, zbog čega pojedini autori veruju da je stopa kumulatnog nagomilavanja, odnosno narastanja brža da bi nastale uočene strukture i teksture. Ima mišljenja da interkumulatni rastop ne mora da ide „daleko”, već može da razmenjuje komponente sa obližnjim interkumulatnim rastopom ili stenama (*Irvine, 1980 a*).

Pojava poikilitskih inkluzija (uklapanja) mnogih manjih kumulus kristala u velikom (nekoliko cm) adkumulatnom kristalu, nazvanom oikokrist, česta je u slojevitim intruzijama. Ponekad ih je teško identifikovati zbog veličine uklopljenih zrna.

Kumulati na podovima slojevitih intruzija ne moraju nužno odražavati gravitacionu frakcionizaciju jer i kinetički faktori mogu igrati značajnu ulogu u razvoju slojevitosti.

Dokazi za migraciju rastopa kroz kumulatnu podinu mogu se videti u mineralnom sastavu pojedinih intruzija. Kod velikih, sporo hlađenih intruzija, značajna frakcija interkumulatnog rastopa može se preneti pritiskom kroz filter ili frakcionisanjem iz rastopa na podu komore (donjem delu intruzije). Zavisno od snage konvekcije, modifikovani slojevi su različite debljine, zbog čega su Irvin i dr. (*Irvine i dr., 1998*) delom preradili, dopunili hipotezu o konvekcionom strujanju.

Postojeća velika razlika „realnog” sadržaja gvožđa (FeO) i silicije (SiO_2) u kumulatu i početnom rastopu ne može se „lako” objasniti samo postojećim fizičko-hemijskim zakonima, eksperimentima, mineralogijom itd., već mora i drugim faktorima (procesima). Još uvek tragamo za odgovorom. Možda će i neko od Vas krenuti u ovom pravcu.

V.2.7.2 DIFERENCIJACIJA TEČENJEM

Diferencijacija tečenjem (slika 251) dešava se kada je tok magme ili lave laminaran, što uzrokuje gradijent, razliku brzine kretanja u fazi utiskivanja, intrudovanja ili izlivanja, kada se kristali akumuliraju u središnjem delu tela, komore, dajka, sila itd. Proces je identičan nagomilavanju lišća prema središtu toka reke.



Slika 251. Diferencijacija tečenjem magme u dajku

Periferija magmatske komore, dajka, sila, izliva u kontaktu sa okolnom, hladnom stenom brzo gubi toplotu, što rezultira ranijom kristalizacijom minerala u odnosu na njen središnji deo, gde je hlađenje sporo i kristalizacija „normalna”. Od prvobitne homogene magme, diferencijalni gubici toplote stvaraju konvektivni protok, koji odvaja kristale od rastopa. U malo viskoznim rastopima, brže hlađenje magme u perifernim delovima komore stvara pritisak koji gura novoformirane kristale u njen središnji deo, gde su veći gradijenti brzine. Ovaj fenomen je dokumentovan u velikom broju intruzija, većih dajkova i silova.

Diferencijacija tečenjem je eksperimentalno dokazana. To je mehanizam nastanka stena bogatih femskim mineralima (olivinom, piroksenom, hornblendom

itd.) bez prethodne akumulacije na ravnom podu ili višestrukih „injekcija” (intrudovanja) nove magme. Ona je rezultat kretanja minerala unutar „stare” magme.

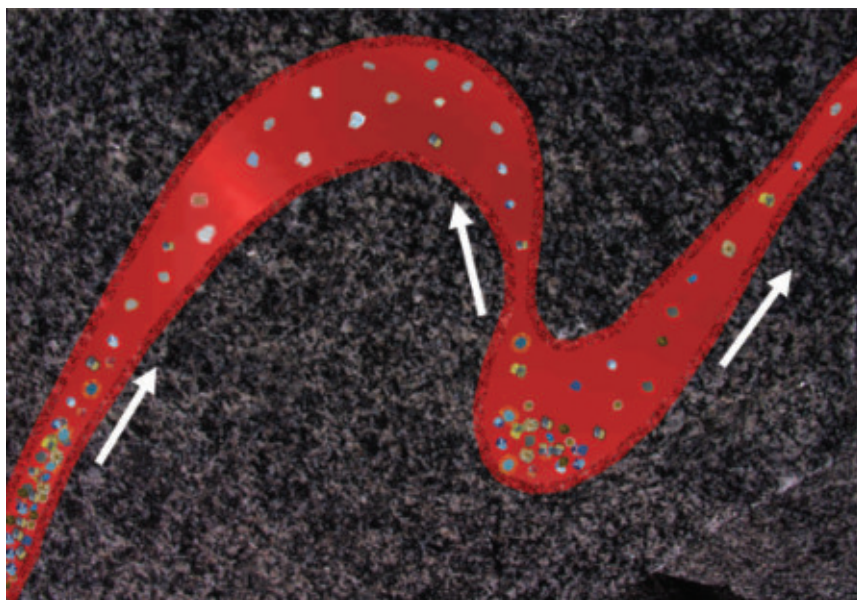
Laminarno tečenje, kretanje kristala (minerala) po obodu magmatske komore poznato je i kao proces segregacije protoka, kada se stvara smicanje u viskoznom rastopu, kao rezultat gradijenta razlike brzine blizu zida, kontakta sa okolnom stenom. Različita brzina i pravac kretanja „prisiljava” magmu da teče oko fenokristala i vrši pritisak na njih dok se sistem brže hladi u odnosu na srednji deo magmatske komore. Ovaj efekat se brzo gubi udaljavajući se od kontakta.

Sa kristalizacijom minerala, njihovim tonjenjem menja se pritisak u sistemu (magmi), pa je proces, smatra se, polifazan.

Sa promenom pritiska menja se i položaj eutektičke tačke koja uzrokuje početak kristalizacije minerala u rastopu i njegovu zastupljenost kao „čvrste faze”. U bazaltnim sistemima, promena pritiska uzrokuje veliku ili malu zastupljenost olivina, piroksena i plagioklasa (anortita).

V.2.7.3 ISTISKIVANJE OSTATKA RASTOPA

Ovaj tip diferencijacije podrazumeva istiskivanje rastopa iz iskristalisanog dela (reziduala) usled dejstva pritiska i njegovog „odlaska”, uglavnom uzrokovnog tektonskim pokretima. Proces je intenzivniji kada je iskristalisao veći deo magme u odnosu na ostatak rastopa, koji je obično kiseliji, bogatiji silicijumom i alkalijama (slika 252). Iskristalisani minerali formiraju mrežu, a ostatak rastopa se usled pritiska istiskuje, „cedi” i odlazi u područja manjeg pritiska (efekat stezanja sunđerá). Pritisak kumulatne mase na dnu komore dodatno uzrokuje istiskivanje



*Slika 252. Diferencijacija istiskivanjem
ostatka rastopa pri ubiranju*

kiselijeg rastopa, koji, u nekim situacijama, može da reaguje sa iskristalisalim mineralima, uzrokujući i „sekundarne” zamene dok se kreće, obično nagore, prema krovu, plafonu komore.

Tokom kretanja, istisnuti rastop se može obogatiti fluidima, čime se smanjuje viskoznost i povećava unutrašnji pritisak, što omogućava veću pokretljivost i van magmatske komore u kojoj se nalazi. Ovaj proces je važan u odvajanju male frakcije rastopa od izvorne stene tokom delimičnog stapanja ili u odvajanju rezidualnog rastopa u prostorima između kristala u velikim „slojevitim” intruzijama. Istiskivanje ostatka rastopa zavisi od oblika magmatske komore, tj. morfologije stena u kojima je smeštena, i karaktera tektonskih pokreta, tj. pravaca delovanja pritiska.

Iskristalisani, manje viskozni deo obično se akumulira u bokovima antiklinala i sinklinala, a istisnuti, lakši rastop u njihovim vrhovima.

Pri intenzivnijim tektonskim pokretima, ostatak rastopa može biti istisnut i u pukotine iste magmatske mase, kada se stvaraju žice ili nepravilna tela koja imaju oštar kontakt sa matičnom stenom. U pojedinim slučajevima, duž raseda i pukotina, ostatak rastopa može da „ode” daleko u okolne stene gradeći žice debljine i do nekoliko metara, koje su često, zbog jake tektonike, budinirane.

Pojedini autori (*Boudreau i McBirney, 1997; Irvine, 1980 a, 1980 b; Irvine i dr., 1998*) pripisuju ovaj proces formiranju anortozita, pegmatita, nekih rudnih ležišta itd.

V.2.7.4 DIFERENCIJACIJA TERMODIFUZIJOM

Termodifuzija je pojava da pojedini minerali teže ka delovima niže ili više temperature. Kod manjih magmatskih tela, dajkova i silova debljine par desetina metara, geotermalni gradijent je veći u centralnom delu, koji se sporije hladi (gde obično kristališu alkalni feldspati i kvarc), u odnosu na obodni deo, koji se brže hladi, gde se akumuliraju minerali sa **Mg** i **Fe**, zbog čega ih u centralnom delu ima manje. Diferencijacija termodifuzijom je retka i nema većeg značaja u diferencijaciji.

V.2.7.5 DIFERENCIJACIJA GASNIM TRANSPORTOM

Ostatak rastopa koji je zaostao posle glavne faze kristalizacije često je obogaćen gasovima koji, čak i bez delovanja tektonskih pokreta ili dodatnog pritiska, mogu „povući” deo već iskristalisanih minerala ili rastopa i preneti ih u druge delove magmatske mase (komore). Tokom ovih procesa dolazi do diferencijacije, gde se lakši deo bogat silicijumom, aluminijumom i alkalijama, „smešta” u druge delove magmatske komore, čijom kristalizacijom i hlađenjem nastaju kiselije stene.

V.2.7.6 VOLATILI I DIFERENCIJACIJA MAGME

Prisustvo fluida, tj. lako isparljivih komponenti (dominira H_2O), igra važnu ulogu u frakcionizaciji i diferencijaciji magme.

Volatili smanjuju temperaturu kristalizacije i viskozitet i omogućavaju „lakši” uspon ka površini, što značajno utiče i na stvaranje eksplozivnih erupcija. Zbog visoke temperature na kojoj se nalaze u magmi, fluidi se nazivaju i gasovita faza. Najviše sadrže vodu, zatim CO_2 , **Cl**, **F**, **B** itd.

H_2O

Voda ima važnu ulogu i uticaj na frakcionu kristalizaciju magme. Može biti primarna fluidna faza u magmi, ali se takođe može i „naknadno” uneti zagrevanjem okolnih stena koje sadrže minerale sa vodom ili sadrže vodu u porama, kavernama, pukotinama.

Prisustvo vode u magmi određuje i nastanak pojedinih minerala sa vodom, poput hornblende, biotita, muskovita itd.

Prisustvo H_2O u silikatnim rastopima ima tendenciju da razbije silikatne mreže i depolimerizuje rastop kada je on manje viskozan, pokretniji, dok CO_2 ima suprotan efekat i povećava polimerizaciju rastopa, što ga čini viskoznijim.

Sa frakcionom kristalizacijom minerala u magmi, fluidi se obogaćuju u ostatku rastopa uz širok spektar inkompatibilnih elemenata koji nisu ušli u sastav silikata, tj. minerala koji su kristalisali. Sa daljim hlađenjem i kristalizacijom minerala, povećava se sadržaj fluida koji mogu da grade i do polovine mase ostatka rastopa, što uzrokuje značajno povećanje njegovog unutrašnjeg pritiska.

Nastaju **pegmatitski rastopi** u kojima fluidi postaju veoma „aktivni”. Reaguju sa iskristalisalim mineralima, uglavnom feldspatima i kvarcom, stvarajući liskune, turmalin, beril, topaz, epidot, granate itd. Ovim procesom se „uklanjaju” (ulaze u sastav) inkompatibilni elementi, **LIL** i nelitofilni elementi koji se akumuliraju u pomenutim mineralima. Stvaraju se krupnozrne stene, **pegmatiti**. Pomenuti procesi su česti u završnim fazama kristalizacije granitoidnih magmi.

Prema mineralnom sastavu, pojedini autori dele pegmatite na „**jednostavne**”, izgrađene „samo” od feldspata, liskuna i kvarca i „**složene**” sa velikim brojem minerala (turmalin, beril, granati itd.) u kojima su akumulirani inkompatibilni elementi, **Li**, **LIL**, **HFSE** itd.), kada ove stene postaju važan ekonomski resurs. Složeni pegmatiti su i domaćini dragulja, poput smaragda, topaza, rubina itd., koji se retko nalaze u drugim stenama. Ima ih znatno manje od „jednostavnih” pegmatita (detaljnije u poglavlju Graniti).

Krupna zrna minerala u pegmatitima nisu posledica sporog hlađenja, već rezultat vrlo visoke difuznosti u rastopu bogatom fluidima koji stvaraju veliki unutrašnji pritisak, što omogućava mineralima da brzo rastu. Veličina kristala u pe-

gmatitima može biti impresivna, kao što su spodumen, mikroklin ili kristali liskuna itd., veći i od 10 m. Zbog velikog unutrašnjeg pritiska fluida koji su „otišli” u pegmatitima, nastaju šupljine, geode, po čijim zidovima kristališu pojedini minerali, obično u pravilnim i impresivnim kristalima, često sa više faza kristalizacije, kada se stvaraju koncentrične strukture i zone različitih minerala.

U „normalnijim” uslovima, kada je manje fluida u magmi, oni mogu da rastvore značajne količine pojedinih komponenti, naročito alkalija (K_2O+Na_2O) i silicije (SiO_2). Nastaju oreoli koji okružuju alkalne plutonske i subvulkanske komplekse (*Rubie i Gunter, 1983, Macdonald, 1987*). Smatra se da su ravnoteža koja uključuje i rastop bogat alkalijama, koji je važan u geohemijskoj evoluciji peralkalnih silikatnih magmi. Dodajmo da „migrirajući” fluidi unutar kontinentalne litosfere i u omotaču iznad subdukcionih zona mogu biti važni agensi metasomatizma omotača. Daljim hlađenjem magme, fluidi koji su bili gasovi ispod 345 °C, prelaze u tečno stanje, kada nastaju **hidrotermalni rastvori**. Oni su bogati vodom i pojedinim metalima koji nisu ušli u sastav silikata. Nastaju hidrotermalna ležišta, iz kojih se obaraju, talože, obično kao sulfidi, uvek „traženi” metali kao što su kalaj, volfram, bakar, zlato, cink, olovo itd. Obično formiraju rudne žice (slika 253) koje se deponuju u okolnim stenama duž postojećih raseda ili pukotina, nekada i u samom magmatskom ili vulkanskom telu. Neki fluidi na kraju „glavne” kristalizacije minerala (uglavnom vode) mogu reagovati sa primarnim mineralima (serpentinizacija, hloritizacija, prenitizacija itd.), kada proces nazivamo autometamorfoza.



Slika 253. Rudna žica Pb i Zn u rudniku
Rudnik; gore desno: detalj žice

CO_2

CO_2 je u magmi manje zastupljen od vode, izuzev u kimberlitima i karbonatitima ili nekim srednje-okeanskim bazaltima, na šta ukazuju inkluzije ovog gasa u nekim vulkanskim i plutonskim stenama.

Sadržaj CO_2 , kao i vode, raste sa porastom pritiska i opadanjem temperature, što ima uticaj na frakcionu kristalizaciju. Rastvorljivost generalno raste sa opada-

njem sadržaja silicije (SiO_2), a u nekim rastopima (magma), na visokim pritiscima, sa povećanjem sadržaja vode. Zbog manje rastvorljivosti, CO_2 se izdvaja iz magmi na većim dubinama i pri manjem stepenu kristalizacije u odnosu na vodu.

CO_2 povećava polimerizaciju i više je rastvorljiv u magma sa niskom polimerizacijom, kao što su bazalti, nego u onima sa većim brojem modifikatora mreže, kao što su granitske magme. Kao i voda, rastvorljivost CO_2 u magmi smanjuje temperaturu topljenja, ali manje nego H_2O jer ima mnogo manju topljivost. Zajedno sa vodom, CO_2 je jedna od glavnih pokretačkih sila za erupciju bazaltnih magmi i, naravno, procese frakcione kristalizacije i diferencijacije.

Sadržaji H_2O i CO_2 u analizama vulkanskih stena ne moraju biti „pravi odraz” sadržaja fluida (lako isparljivih komponenti) u magmi iz koje su nastale, jer mogu biti „prineti” sa strane, iz okolnih stena.

Sumpor

Istaloženi sumpor i pojave sumporvodonika ukazuju na prisustvo sumpora u magma kao volatila, ali u znatno manjim količinama od vode i ugljen-dioksida (slika 254). Sumpor ima značajan uticaj na izdvajanje, frakcionisanje sulfida.

Neke kalk-alkalne magme sadrže znatnu količinu sumpora. Rastvorljivost sumpora zavisi od prisustva kiseonika u rastopu, pritiska i temperature.



Slika 254. Istaloženi sumpor na ostrvu Vulkano, Italija

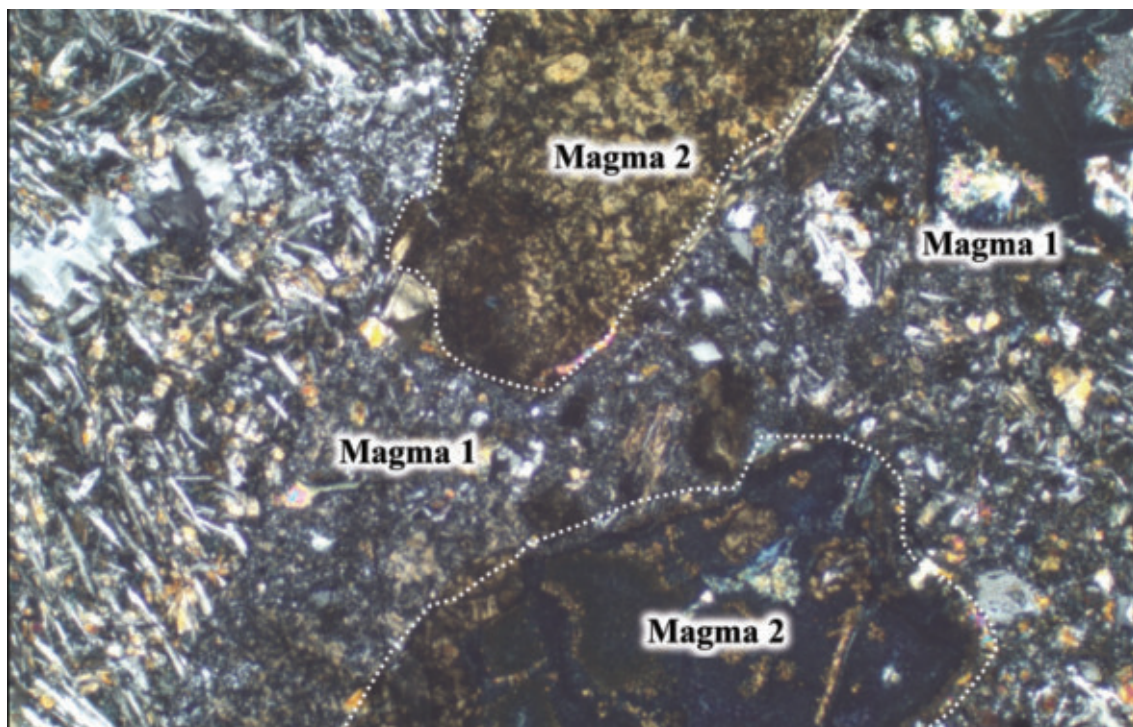
Sumpor se rastvara kao redukovani, niže valentni jon S^{2-} , koji se generalno javlja sa vodom u ultrabazičnim i bazičnim stenama, dok se u kiselijim, intermedijarnim do kiselim stenama koje su bogatije vodom javlja kao SO_4 jon. U hidrotermalnim sistemima uglavnom je prisutan kao H_2S i SO_2 . U nekim kiselijim magmama koje su bogatije kiseonikom, sumpor se može kombinovati sa **Ca**, dajući stabilni anhidrit ($CaSO_4$). U nekim silicijumskim, kiselim magmama javljaju se fluor i hlor.

Značajna količina sumpora može biti, kako smo pomenuli, i u fluidima izdvojenim iz silicijskih (kiselih) rastopa. U redukcionim uslovima, gde je H_2S stabilan, sumpora je mnogo više nego u fluidima koji su u ravnoteži sa magmom bogatom kiseonikom, u kojoj je stabilan SO_2 .

V.2.8 MEŠANJE MAGMI

Mešanje magmi najvećim delom nastaje povremenim „ubrizgavanjem”, unosom „nove” magme u magmatsku komoru iz istog ili drugih izvora i najčešće „dugo” traje (slika 255). U aktivnom plutonskom i tektonskom okruženju, ubrizgavanje magme je polifazan proces; najčešće su to povremeni impulsi u otvorenom sistemu (*Cvetković i dr., 2019*).

Mešanje magmi se može posmatrati kao mešanje silicijumom bogatih (kiselih) i mafičnih rastopa, koji se relativno često sreću u pojedinim vulkanskim stenama ili lavama izlivenim pod morem. Mešanje različitih magmi u plitkim magmat-



Slika 255. Mešanje magmi; mikro snimak, N+ 60x; bazalti iz Istočnopacifičkog rifta

skim komorama sve se više prepoznaje u pojedinim magmatskim provincijama kao važan proces u stvaranju stena različitog sastava.

Mešanje može biti **potpuno**, kada se dobije „nova” magma bez „prepoznatljivih” pojedinačnih svojstava (na primer, mešanjem kisele i bazične magme dobija se prelazna, intermedijarna magma kao što su diorit i kvarcdiorit), ili **delimično**, kada magme zadržavaju neka fizička i hemijska svojstva.

Stepen mešanja između magme koja ulazi i magme u komori zavisi od razlike u hemijskom sastavu, gustini, viskoznosti, količine toplote i „brzine” ulaska u komoru. Smatra se da se, kada se magma ubrizgava „uvis”, formira turbulentna fontana, koja je veoma efikasan mehanizam za mešanje magme.

Unutar magmatske komore, mešanje magmi se može javiti i bez prinosa sa strane. Kristalizacija minerala u magmi uzrokuje promenu gustine i sastava, kada nastaje stratifikacija, „sloj” koji se može mešati sa slojem koji leži iznad. Proces je, smatra se, intenzivniji u donjem delu komore.

Mešanje magmi dugo je vremena bilo predmet „spornih” rasprava. Od kasnih 70-ih godina 20. veka, petrolozi su potvrdili dokaze o mešanju magme i, prema većini autora, mešanje magme „pripada” procesu diferencijacije.

Neke magme (i njihove stene) mogu biti rezultat „složenog” mešanja, koje je odraz kombinovanih efekata mešanja, frakcione kristalizacije, asimilacije, konvekcije, transporta itd. Većina pomenutih procesa ima slične efekte, pa je teško utvrditi i definisati „doprinos” svakog od njih. Jedan od odgovora je analiza i diskusija o sadržaju pojedinih mikroelemenata i izotopa, koji se baziraju na kombinaciji procesa mešanja.

Postojeći modeli objašnjavaju hemijske trendove stena na istraživanom području, ali to ne garantuje da će biti isto na drugom području, pa se ne može univerzalno prihvatiti. Ispitivanja su pokazala da većina modela eliminiše „nemoguće” procese i pomaže nam da potvrdimo svoje hipoteze o složenoj dinamici magmatske diversifikacije. Često koristimo i matematičke modele koji daju deo odgovora. Za navedene procese postoji termin *asimilacija + frakciona kristalizacija* (skraćeno **AFC**), koji se u literaturi često koristi. O’Hara i Metjuz (**O’Hara i Matthews, 1981**) ove procese nazivaju *frakciona kristalizacija + ponovno punjenje primitivne magme*, a Ačison i Forest (**Aitchison i Forrest, 1994**) sve pomenute procese razmatraju kombinovano.

Mešanje različitih magmi u plitkim magmatskim komorama sve se više prepoznaje kao važan proces u diversifikaciji magmi, posebno za bazalte srednje-okeanskih grebena. Marš (**Marsh, 2000**) smatra da se kada „nova, sveža” magma uđe u magmatsku komoru u kojoj je magma najvećim delom iskristalisala, stvaraju intersticijska prorastanja.

Većina petrologa koji proučavaju bazalte srednjeokeanskih grebena ukazuju na to da vrednosti **Mg#** ($\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$) većine bazičnih intruziva variraju, verovatno i zbog povremenog punjenja komore „primitivnijom” magmom. Ovaj proces, mešanja magmi, može „resetovati” diferencirane trendove.

Smatra se da većina vulkanskih erupcija prekida punjenje sveže magme u plitko smeštenoj komori. Međutim, postoje i drugačija mišljenja. Neki hemijski trendovi ne pokazuju promene uzrokovane ponovnim punjenjem magme, što navodi na zaključak da nova ubrizgana magma ne uzrokuje sve uočene promene, zbog čega moramo pronaći uzrok koji je verovatno vezan i za zatvoreni sistem.

Mešanje magme igra važnu ulogu u petrogenetskim modelima za kogenetske magmatske stene iz različitih tektonskih sredina. Neke geohemijske i petrografske karakteristike srednjeokeanskih bazalta mogu se objasniti ako su magmatske komore smeštene ispod srednjeokeanskih grebena i periodično se dopunjavaju novim impulsima primitivne magme, koja se meša sa frakcionisanom magmom u magmatskoj komori (*Dungan i Rhodes, 1978; Walker i dr., 1979*).

Mešanje magmi važno je i na kontinentalnim granicama konvergentnih ploča, u zonama subdukcija. U ovom tektonskom okruženju, topla bazaltna magma nastala delimičnim stapanjem omotača diže se do kontinentalne kore bogate silicijom (SiO_2) i alkalijama ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$), koju delimično stapa stvarajući novu kiselu magmu koja se može mešati. Dodavanje fluida i stapanje stena iz narastajućeg klina takođe doprinose promeni hemijskog sastava na konvergentnim granicama ploča. Pored anateksisa, neke komponente dolaze delimičnim stapanjem kontinentalne litosfere koja je kiselog sastava. Tako proces dobija novu dimenziju i razlog za dalje proučavanje kako bismo ga potpuno razumeli.

Magme sličnog hemijskog sastava i fizičkih svojstava se mešaju intenzivnije. Magme različitog sastava, koje se obično značajno razlikuju po temperaturi kristalizacije minerala i fizičkim svojstvima se manje mešaju. Navedimo primer mešanja toplijih bazaltnih magmi sa hladnijim, silicijom bogatim magma. Intenzitet i karakter mešanja zavise i od načina ulaska magme u komoru itd.

Velika razlika u hemijskom sastavu i fizičkim svojstvima uzrokuje da stepen mešanja može biti ograničen, što ukazuje na to da nisu u ravnoteži. Dve magme se obično mogu videti kao „kapljice” kontrastnih boja na uzorku stene ili kao intimne smeše stakla u petrografskom preparatu (slika 256).

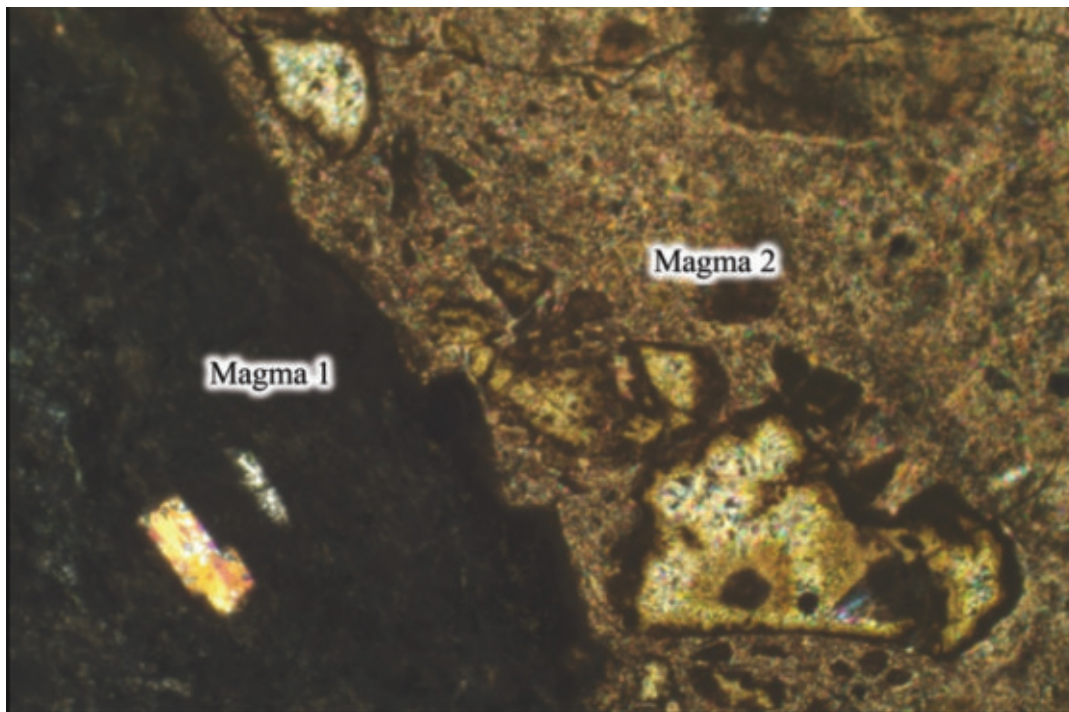
Bazaltne magme su viših temperatura od riolitских (granitskih), pa njihovo mešanje ima tendenciju hlađenja bazalta i „pregrevanja” granitske magme.

Bazaltne magme koje ulaze u granitske komore obično formiraju strukture nalik jastuku sa zakrivljenim obodima i staklastim marginalnim teksturama.

Većina autora smatra da su frakciona kristalizacija i mešanje magme verovatno dva najvažnija procesa magmatske diferencijacije, koja su „odgovorna” za magmatsku raznolikost u skupu srodnih magmatskih stena.

Frakcionarna kristalizacija menja sastav primarne magme i verovatno je najefikasnija za mafične (bazične) magme koje dolaze iz gornjeg omotača. Neke od njih dosežu na površinu (izliju se) bez značajnijih promena u sastavu. Opisani procesi uglavnom „rade” istovremeno ili u nizu tokom stvaranja i smeštaja magmatskih stena.

Zbog velikog broja varijabli, nepoznavanja (pretpostavki) početnih sadržaja, koeficijenata razdvajanja i dodavanja „novih mehanizama (priliv nove magme,



Slika 256 Mešanje magmi; mikro snimak. N+, 100x; bazalti iz Istočnopacifičkog rifla

promena uslova kristalizacije usled tektonike itd.), za svaki model potrebno je i umeće, bolje reći, opreznost u interpretaciji rezultata. Neki od modela objašnjavaju procese za „uređene” geološki jasne provincije ili prostore. Ukoliko su univerzalni, ne budimo preterano kritični! Modeli su korisni, potrebni i trenutno svrsishodni.

Objavljen je veliki broj istraživanja, studija itd. koji dokumentuju procese mešanja u vulkanskim i plutonskim stenama: Island, srednjoatlantski greben, bazalti reke Kolumbija itd. Laboratorijski eksperimenti ukazuju na to da je mešanje magme usporeno ili nemoguće kada su velike razlike u viskozitetu.

V.2.8.1 NEMEŠANJE MAGMI

Nemešanje magmi je proces suprotan prethodno opisanom. Naziva se i *tečno-tečno frakcioniranje*. Odvajanje masti od pileće supe dok se hladi odlična je analogija za nemešljivost rastopa. „Masnoća” je rastvorljiva ili mešljiva na visokim temperaturama, ali postaje manje mešljiva kada se supa hladi. Masnoća je i manje gustine, pa se hlađenjem odvajaju od supe i izdiže.

Kriterijumi za postojanje nemešljivosti u prirodnim sistemima zasnovani su na teksturnim, mineraloškim i hemijskim podacima. Dva rastopa koja se ne mešaju u početku koegzistiraju kao kapljice jednog rastopa suspendovane u drugom, „glavnom” rastopu. Nemešljivost se prepoznaje i po prisustvu zaobljenih globula jedne faze u matrici druge. Ako je velika razlika u gustini rastopa koji se ne me-

šaju, postoji mogućnost da manje gusti rastvor migrira prema gore i akumulira se. Diferencijacijom u zatvorenom sistemu mogu nastati i dva rastopa.

Roditeljska magma se „razlaže” na dve ili više ćerki magmi, različitog sastava. Procesi frakcioniranja uključuju diferencijalnu difuziju odabranih jona unutar magme kao odgovor na kompozicioni, toplotni gradijent ili gradijent gustine, sadržaj vode itd. Nemešljivost rastopa u ograničenom obimu javlja se razdvajanjem granitskih od bazaltnih rastopa, pomenutom segregacijom rastopa bogatih sulfidima iz silikatnih magmi i karbonatitiskih iz alkalnih magmi. Silikatni rastopi koji se ne mešaju otkriveni su početkom 20. veka u sistemu MgO-SiO_2 , a daljim eksperimentima i petrološkim ispitivanjima potvrđeno je i postojanje „drugih” silikatnih rastopa u magmatskim sistemima.

Takvo razdvajanje na „kontrastne” rastope je dokaz i objašnjenje „enigmatičnih” slučajeva bimodalnog vulkanizma, poput zajedničkog pojavljivanja bazalta i riolita.

„Uobičajena” pojava riolita u bimodalnim bazaltiolitskim oblastima objašnjava se različitim hipotezama. Jedna „škola” smatra da su bazalti i rioliti dve glavne grupe primitivnih magmi, prva nastala delimičnim stapanjem omotača, a druga stapanjem kontinentalne kore ili naknadnom, mlađom diferencijacijom bazaltne magme uz malu količinu intermedijarnog rastopa. Na ovaj način se objašnjava i bimodalni vulkanizam bazalt-riolit na Islandu.

Postoje dva „problema” za objašnjenje praznine nemešljivosti rastopa u sistemu forsterit- SiO_2 u prirodnim magmama. Prvo, temperatura mešanja rastopa je previsoka (oko 600–700 °C) da bi predstavljala „razuman” proces mešanja. Naravno, sistem Mg-Si-O je pojednostavljen, pa se postavlja pitanje da li bi dodavanje drugih komponenti, potrebnih za stvaranje „više prirodnih” magmi, smanjilo temperaturu solidusa. Filpots (*Philpotts, 1982*) opisao je tekstuure nekih havajskih bazalta u kojima se sitne kapljice dva nemešljiva rastopa nalaze kao intersticijsko staklo zarobljeno u kristalima plagioklasa i augita. „Odvojeni” sastavi rastopa mogu se hemijski analizirati mikrosandom. Dva staklena „zamrznute rastopa” u mikroskopskom preparatu prepoznaju se po kontrastima u boji i indeksu prelamanja. Nemešljivost, nemešanje rastopa javlja se i u visoko alkalnim magmama bogatim CO_2 . Rastopi se razdvajaju u dve frakcije, jednu obogaćenu silicijum-dioksidom, a drugu karbonatom, kada se stvaraju nefelinit-karbonatiti.

Migling magma podrazumeva da su magme isprepletane, ali se ne „mešaju” dobro, potpuno. Nemogućnost da se homogenizuju može biti i zbog značajnih razlika u temperaturi, gustini ili viskoznosti ili nedovoljne konvekcije.

U kasnim fazama diferencijacije toleitske bazaltne magme u polako hlađenim slojevitim bazaltnim intruzijama, nemešljivost se obično javlja u kasnijim fazama, uzrokujući razdvajanje silikatnog rastopa bogatog alkalijama i gustih silikatnih rezidualnih rastopa bogatih gvožđem.

Flotacija (isplivavanje) i akumulacija lakših, nemešljivih silikatnih rastopa prema krovu komore dovodi do formiranja karakteristične **Fe**-granofirske zone.

Osim navedenih, postoje i druga nemešanja u prirodi, kada se, pod određenim uslovima, razdvajaju u dva ili, veoma retko, i više rastopa. Ovi procesi, prema pojedinim autorima, „olakšavaju”, bolje reći omogućavaju, pomažu, nastanak lamprofira, komatita itd.

Pomenimo i izdvajanje sulfida i oksida. Manje od jedne desetine procenta sumpora dovoljno je da se zasiti silikatni rastop (magma) i oslobodi se rastop (rastvor) gvožđe-sulfida koji je i bogat **Cu**, **Ni** itd., iz kojih kristališu pirotin, pirit, halkopirit, pentlandit itd.

Usled pada temperature i smanjenjem spoljnog pritiska, pre kristalizacije bitnih silikatnih minerala, zbog naglog smanjenja rastvorljivosti, počinje izdvajanje kapljica oksida gvožđa i hroma, sulfida gvožđa, nikla, bakra itd. Zbog veće specifične težine, one se izdvajaju u tonama u donji deo rastopa. Nagomilavanja su veća ako je viskozitet rastopa (magne) manji, viša temperatura itd. Većina nemešajućih faza (tečnosti, rastopa) na povišenim temperaturama, zbog povećane entropije i molekularne vibracione energije, meša se u različitom stepenu.

Petrografska i eksperimentalna istraživanja nedvosmisleno su utvrdila nemešljivost sulfida i bazaltnih magmi. Male „okrugle sulfidne kapljice” često se sreću u staklu ili osnovnoj masi okeanskih bazalta. Sulfidno-silikatna nemešljivost rastopa ima značajne implikacije za nastanak nekih magmatskih i hidrotermalnih rudnih ležišta.

Ekonomski značajne masivne sulfidne segregacije nastale su razdvajanjem i akumulacijom nemešljivih rastopa sulfida i javljaju se i u velikim, slojevitim mafitskim kompleksima. Ovaj proces izdvajanja sulfida stvorio je najznačajnija rudna ležišta **PGE** (platinska grupa elemenata) u intruziji Bušveld, ali pomenuti procesi nemaju velikog značaja kao mehanizam diferencijacije silikatnih rastopa.

V.2.9 DIFERENCIJACIJA MAGME I RUDNI MINERALI

Hlađenjem **ultrabazične magme** prvo se izdvajaju sulfidi jer se njihova rastvorljivost sa padom temperature u silikatnoj magmi jako smanjuje. Izdvojene kapljice stopljenog gvoždenog, niklenog i drugih sulfida (kobalta, platine itd.) znatno su teže od silikatnog rastopa te, pod uticajem gravitacije, tonu i koncentrišu se u donjim delovima magmatske mase. Pojedini autori osporavaju postojanje ultrabazične magme jer su peridotiti u sadašnjem položaju smešteni kao hladna tela ili „vruće kriške” bez termalnog uticaja na okolne stene, sa kojima su uvek u tektonskom kontaktu. Izuzetak su ultrabazične stene u donjim delovima okeanske kore, tzv. kumulatni peridotiti, koji su nastali frakcionom i gravitacionom diferencijacijom gabro magme.

Ako su peridotiti siromašni sumporom, a bogati kiseonikom, prvo kristališu oksidi gvožđa (magnetit) i hroma (hromit), koji su teži od silikatnog rastopa i tonu

u donje delove magmatske mase. Na ovaj način nastaju i značajna ležišta gvožđa i hroma. Nakon stvaranja ovih oksida, počinje kristalizacija silikata: prvo kristališe olivin, a zatim se izlučuju i pirokseni, i to najpre rombični (ortopirokseni), a potom monoklinični (klinopirokseni). Sa pomenutim mineralima kristalizacija peridotit-ske magme se završava.

Hlađenjem **gabro magme** prvo kristališu oksidi titana (ilmenit, rutil) i gvožđa (magnetit, ilmenit, titanomagnetit), zatim sfen, apatit, cirkon. Uglavnom se javljaju kao akcesorni minerali, mada ilmenit može da gradi značajna ležišta. Ako gabro magma sadrži sumpor, javlja se i bakar (halkopirit), koji takođe može da formira značajna ekonomska ležišta.

Sa daljim padom temperature, nakon izdvojenih akcesornih minerala, počinje kristalizacija silikata.

Zavisno od sastava, prvo kristališu olivini i rombični pirokseni (koji su bitni minerali olivinskog gabra i norita), zatim bazični plagioklasi i monoklinični pirokseni, koji počinju kristalizaciju zajedno (stvaraju se „obični gabrovi”).

Ako u magmi ima vode, od bojenih minerala pojaviće se i hornblenda ili će se stvoriti gabropegmatiti. Sa time se kristalizacija gabro magme završava.

Ako nakon kristalizacije pomenutih minerala zaostane rastop, on ima drugačiji sastav od matične magme. Siromašniji je magnezijumom i gvožđem (koji su ušli u sastav bojenih minerala, olivina, piroksena), a bogatiji kalcijumom, aluminijumom, natrijumom i silicijumom i po sastavu odgovara dioritu. Ovaj ostatak rastopa može da se utisne u pukotine lučenja matične gabro stene dajući aplite (u gabro grupi to su anortoziti) ili da ode u okolne stene gde kristališe kao kiselija, leukokratna magma dioritskog sastava.

Hlađenjem **granitske magme** prvo kristališu akcesorni minerali, apatit, sfen i cirkon. Nakon njih, zavisno od sastava, počinje da kristališe monoklinični piroksen, ako magma nema vode, ili hornblenda odnosno biotit ako je magma vlažna. Nakon njih ili pri kraju kristalizacije bojenih minerala počinje kristalizacija alkalnog feldspata, ortoklasa ili mikrokлина, zajedno sa njima i albita. Ako je magma grano-dioritskog do kvarcmonconitskog sastava zajedno sa hornblendom ili biotitom (u steni mogu biti oba minerala), počinje i kristalizacija intermedijarnog plagioklasa, andezina i oligoklasa. Na kraju kristalizacije granitske magme stvara se kvarc.

Kristalizacijom vlažne granitske magme može se stvoriti ostatak magme bogat fluidima (**pegmatitski rastopi**, koje smo opisali), iz kojeg kristališu minerali sa znatnom količinom vode: biotit, muskovit, turmalin itd. U njemu su akumulirani elementi retkih zemalja (REE), **Be, Li**, minerali urana itd., kada se eksploatišu kao mineralna sirovina.

Nakon pegmatske faze, daljom kristalizacijom nastaju **pneumatolitski i hidro-termalni rastvori** u gasovitom ili tečnom stanju u kojima se nalaze elementi, uglavnom metali, koji ne grade silikate, **W, Sn, Cu, Zn, Pb** itd. Oni se „obaraju” (talože) u obliku sulfida, oksida, karbonata, sulfata itd. dajući značajna ekonomska ležišta.

„OPŠTI” ZAKLJUČCI O DIFERENCIJACIJI

Termin *diferencijacija* se u geologiji često koristi kao opšti termin, koji uključuje sve vrste procesa koji utiču na sastav magme nakon njenog nastajanja – stvaranje, kristalizaciju minerala, mešanje magme, kontaminaciju, uticaj fluida, nemešljivost itd.

Frakciona kristalizacija i mešanje magme verovatno su dva najvažnija procesa magmatske diferencijacije koji su pogodni za magmatsku raznolikost u „paketu” stena koje se u prirodi javljaju zajedno. Frakcionom kristalizacijom se menja primarna magma u različitom stepenu, ali je „iskustvo” pokazalo da je „najefikasnija” kod bazičnih magmi koje dolaze iz gornjeg omotača. Ostali procesi su, u „određenim” slučajevima, važni i neophodni za objašnjenje nastanka i sastava, bez obzira na to koliko su retki i neuobičajeni.

Malo je verovatno da će se asimilacija „dogoditi” bez propratne frakcione kristalizacije. Radi realnog sagledavanja i izvođenja zaključaka na osnovu spajder dijagrama, treba da koristimo i računanje (jednačinu) za AFC procese, koji uključuju dodatne pretpostavke koje se odnose na brzinu asimilacije u odnosu na brzinu frakcionisanja kristala, kao i na mineralogiju skupne frakcije koja služi za računanje D vrednosti.

Efekti ravnotežnih i frakcionisanih procesa kristalizacije na hemiju magme mogu se „lako” modelirati odgovarajućim jednačinama. Inkompatibilni i kompatibilni elementi ponašaju se veoma različito u takvim procesima.

Slojevite intruzije su „fosilne” komore magme koje se odlikuju „slojevitom” strukturom i varijacijom sadržaja svetlijih i tamnijih minerala.

Njihovo proučavanje omogućava i odgovore o prirodi preostalog rastopa tokom frakcionisane kristalizacije bazaltnih magmi. Bazične slojevite intruzije i lave pokazuju izraženo obogaćenje gvožđem (Fe). Obogaćivanje alkalija i silicijuma se odvija u veoma kasnim fazama kristalizacije zbog nemešanja dva rastopa, jednog bazičnog bogatog gvožđem i drugog koji je bogatiji silicijumom i alkalijama.

Širok spektar uslova nastanka magme u kompoziciono promenljivim izvorima kombinovan sa širokim spektrom diferencijacije objašnjava raznolikost sastava magmatskih stena koje se javljaju na našoj planeti. Stvaranje i diferencijacija magme u nekim prirodnim sistemima mogu biti kontinuirani procesi koji deluju jedan za drugim ili istovremeno.

Parcijalnim stapanjem gornjeg omotača nastaje bazaltna magma, koja se zbog manje gustine uzdiže ka površini, kada kristališe i frakcioniše. Parcijalnim stapanjem u donjem delu kontinentalne kore stvara se kisela magma, koja se u pojedinim situacijama meša sa bazaltnom magmom, koja obezbeđuje toplotu za delimično stapanje. Pri ovim procesima moguća je i asimilacija sa okolnim stenama. Uočeno je da selektivno stapanje pojedinih minerala stena prati, uzrokuje kristalizaciju drugih minerala. Ovo je važan proces promene sastava donjeg dela kontinentalne kore i važan proces u kontroli sastava magme na kontinentalnim vulkanskim lukovima.

Navedenim procesima frakcionizacije toleitskih magmi smeštenih u kontinentalnoj i okeanskoj kori stvara se trend obogaćivanja **Fe** sa ograničenim kiselim diferencijatima. Ove bazaltne magme mogu biti otvorene za „dopunu” novim magmama koje se mešaju s kiselim magmama iz kontinentalne kore. U **MORB** komorama ovo popunjavanje i mešanje magme je ograničeno, zbog čega je većina bazalta homogena (toleitski bazalti).

Kada bazaltne magme dođu iz omotača i „podvuku” se ili zaustave u donjoj kontinentalnoj kori, one daju toplotu i omogućavaju asimilaciju. Pri ovim procesima dolazi i do mešanja bazičnih i silicijumom bogatih, kiselih magmi, kada nastaju kalk-alkalne i alkalne stene koje su tipične za kontinentalne magmatske lukove. Frakciona kristalizacija i asimilacija su posebno efikasne u stvaranju kalk-alkalnog trenda ako u sistemu ima vode, što je normalan slučaj. Deblja kontinentalna kora omogućava intenzivniju asimilaciju, zbog čega ima malo (ili nema uopšte) primitivnih bazaltnih magmi, već dominiraju intruzije (granitoidi od kvarcdiorita do granita) i delom vulkaniti, andeziti, daciti, rioliti itd.

Da bi se razumeli nastanak i poreklo magme iz stena, potrebno je da se izdvoje rezultati na osnovu kojih se utvrđuje primarna magma (izotopi, mikroelementi itd.) u poređenju sa diferencijacijom koja se uočava proučavanjem asocijacija stena, mineralnog i hemijskog sastava, izotopske starosti, sklopa itd.

Gore navedeni primeri su neke od mogućnosti izdvajanja, frakcione kristalizacije minerala zbog hlađenja ili ponovnog punjenja višekomponentnih sistema u kojima dolazi do kristalizacije. Toplotni gradijenti stvaraju varijacije gustine u rastopu ili suspenzijama rastop – čvrsta faza (minerali), konvekciona strujanja i, na kraju, stvaranje slojeva. Postoji više mehanizama njihovog stvaranja, što zavisi i od veličine i geometrije magmatske komore, prirode toplotnih i kompozicionih gradijenata, viskoziteta rastopa, difuzije toplote i pojedinih komponenata. Ovako složeni skup varijabli ukazuje na složene i različite procese koji deluju u magmatskim komorama, kada se javlja i nastaje slojevitost.

Uprkos jednostavnom i jasnom objašnjenju, postoje brojne primedbe na frakcionu kristalizaciju. Pojava krupnih zrna olivina sa malo bazičnog plagioklasa u krovnom delu magmatske komore nije rezultat tonjenja kristala koji bi trebalo da budu na dnu, što je jedan od argumenata protiv isključivo kumulatnog taloženja kristala, tj. minerala, koji nisu jednostavno gravitaciono nastali akumulati.

Pojedini autori smatraju da se taloženje kristala u velikim bazičnim intruzijama ne očekuje brzo nakon početka kristalizacije, naročito ako postoji neko konvekciono kretanje za zadržavanje, a ne tonjenje kristala.

Neke kalk-alkalne magmatske serije su genetski vezane za zone subdukcije, a u procesu frakcione kristalizacije uključuju i mešanje komponenti i kontaminaciju sa kontinentalnom korom. Smatra se da su veliki granitni masivi „preveliki” da bi bili stvoreni samo frakcionom kristalizacijom iz „roditeljske” bazaltne magme. Trebalo bi oko 20 delova „originalnog” bazalta da bi se frakcionom kristalizacijom stvorio deo granita. Ovo ukazuje na to da se frakcionom kristalizacijom ne mogu

stvoriti sve magmatske stene koje se javljaju na površini Zemlje.

Frakciona kristalizacija je čest i važan proces, posebno u ranoj kristalizaciji bazaltnih magmi, ali postoje i drugi procesi diferencijacije kojima se stvaraju magme različitog sastava.

Ponovimo, bazične intruzije su „najjednostavniji i „idealni” prirodni slučaj frakcione kristalizacije, ali procesi stvaranja minerala i rastopa u magmatskim komorama su složeniji. Teško je, pa čak i nemoguće, objasniti sve procese jednim „modelom”, jer se neki uočeni i potvrđeni hemijski trendovi jednostavno ne mogu postići frakcionom kristalizacijom. Proučavanja pokazuju (i dokazuju) da su komore bazaltnih magmi složen sistem u kojem minerali jednostavno kristališu po Bouenovom reakcionom nizu i ne tonu na dno komore da bi stvorili „gomilu” tamnih minerala, već se procesi odvijaju na mnogo kompleksniji način, uključujući mešanje komponenti, kontaminaciju sa kontinentalnom korom, asimilaciju sa okolnim stenama i druge procese diferencijacije.

V.2.10 ASIMILACIJA

Asimilacija je „uzimanje”, unošenje komada stena i minerala iz okolnih zidova ili krova komore u kojoj je magma smeštena ili u toku njenog kretanja na „putu” ka površini, sa kojima reaguje, delom ih stapajući ili rastvarajući. Magma najčešće asimilira komponente kojima nije zasićena, uglavnom siliciju, aluminiju, gvožđe, kalciju itd., ili „daje” komponente kojima je prezasićena, kao što su silicija, alkalije, fluidi.

Da bi došlo do asimilacije, stene treba da budu zagrejane do temperature stapanja, tj. treba da im se „privede” toplota iz magme, najčešće latentna toplota kristalizacije.

Asimilacija se može „videti direktno” kao pojava delimično stopljenih fragmenata stena ili minerala „zarobljenih” unutar magmatskog tela.

Uklopljeni odlomci stena nazivaju se **kсенолити**, i oni često pokazuju rubne reakcije sa magmom. **Ksenokristali** su zahvaćeni minerali (kristali) koji nisu nastali kristalizacijom iz magme. U literaturi se uklopljeni komadi stena i minerala nazivaju i **enklave (anklave)** (slika 257).

Asimilacija može biti **potpuna** i **delimična**.

U **potpunoj asimilaciji** odlomci, komadi stena, kristala i delovi okolnih zidova su stopljeni „bez tragova, relikata”. Obično se dešava na većoj dubini, gde je magma delom iskristalisala i visoko zagrejana, pa je asimilacija intenzivnija i dolazi do najveće promene njenog sastava.

U **delimičnoj asimilaciji**, uklopljeni komadi su „samo” delom stopljeni. Najčešće se javlja u plićim delovima, gde magma, zbog niže temperature i visokog



Slika 257. Anklava u dacitu Slavkovic

stepena iskristalisalosti, samo delimično asimilira (stopi) uklopljene komade stena, pomenute enklave ili ksenolite koji se najčešće sreću po obodu intruzija.

Delimično stapanje okolnih stena se smatra dominantnim procesom kojim magma asimilira okolni materijal, uključujući reakcije i difuznu razmenu, verovatno apsorpcijom, lako isparljivih komponenti koje omogućavaju „ugradnju” (unos) materijala iz okolnih stena u magmu. Hemijskim reakcijama sistem se „ujednačava”, neki minerali selektivno odlaze u rastop, drugi se asimiliraju difuzijom itd.

Asimilacijom izmenjene magme stvara se veliki broj različitih vrsta stena, posebno u konvergentnim granicama i vulkanskim lukovima.

Stepen i intenzitet asimilacije zavise od toplote magme, tj. stepena njene iskristalisanosti, latentne toplote kristalizacije, mineralnog i hemijskog sastava, razlike u sastavu okolnih stena, dubine u kojoj se proces odvija, količine lako isparljivih komponenti itd. Što je veća „dodirna” površina magme i okolnih stena, to je intenzivnija hemijska aktivnost, razmena pojedinih komponenti i veća asimilacija.

Kao što je istakao Bouen, okolna stena se mora prvo zagrejati do tačke topljenja, a zatim bar delimično stopiti da bi se mogla asimilirati, od toplote koju daje magma.

Deo magme koji kristališe na kontaktu sa „hladnim” zidovima okolnih stena troši najviše toplote. Ovo verovatno stvara barijeru koja sprečava dalju razmenu i reakciju magme sa okolnim stenama, osim ako turbulentni tok ili gravitacioni efekti kristalizacije ne poremete i olakšaju asimilaciju. Pošto je difuzija toplote mnogo brža od difuzije mase, formiranje takve granice u većini slučajeva sprečava hemijsku razmenu, a magma će očvrnuti pre nego što dođe do značajne asimilacije.

Povećanje direktne izloženosti okolnih stena toploti magme povećava intenzitet asimilacije, naročito razmene materija bazaltnih magmi sa stenama kontinen-

talne kore koje imaju drugačiji sastav. Toplije, bazične magme imaju veći potencijal asimilacije, tj. proces je intenzivniji u odnosu na kisele magme. Asimilacija minerala bogatih aluminijumom u bazaltnoj magmi stabilizuje kalcijski plagioklas na račun kalcijskog klinopiroksena, tako da se mogu formirati leukokratne ortopirok-senske gabro (noritske) magme.

„Sudbina” asimiliranih kristala zavisi od njihovog sastava i rastopa, pod uslo-vom da je dovoljno toplo. Kvarc se stapa u bazaltnoj magmi, koja postaje bogatija silicijom. Sličnu sudbinu imaju i alkalni feldspat, biotit i hornblenda u granitu koji je uklopljen u istu (bazaltnu) magmu.

Ksenokristali klinopiroksena iz bazaltnih stena uklopljenih u granodioritsku magmu neće se potpuno stopiti jer imaju višu temperaturu kristalizacije. Po njiho-vom obodu stvara se oreol, obično izgrađen od amfibola, uglavnom hornblende.

Asimilaciju između magmi koje potiču od gornjeg omotača i okeanske kore teško je proceniti i utvrditi zbog međusobnog sličnog hemijskog sastava.

Termodinamičkim modeliranjem izračunato je da 3% do 7% frakcione kri-stalizacije olivina iz bazalta, u ranim fazama, može efikasno asimilirati 5% do 18% okolnih stena. Sa početkom kristalizacije plagioklasa i/ili piroksena, proces asimi-lacije je za četvrtinu do polovinu manji. U magmatskim komorama ispod osa sred-njeokeanskih grebena, bazaltne magme toleitskog sastava „samo malo” asimiliraju krovne stene nastale hlađenjem iste magme, delom izmenjene morskom vodom.

Fluidi oslobođeni iz okolnih stena mogu da kontaminiraju magmu, posebno ako ih nema, i donesu **K**, **Na** i druge elemente koji se lako apsorbuju.

Magme izlivena u morima ili magme koje prodiru kroz vlažne nekonsolido-vane sedimente ili se u njih intruduju asimiliraju veću količinu vode, kada dolazi do promena u hemijskom sastavu i kristalizaciji novih minerala.

Marš (*Marsh, 1982*) u istraživanjima je zaključio da je proces asimilacije dominantan u vulkanskim lukovima. Kada bazaltne magme prolaze kroz sijaličnu (kontinentalnu) koru, zbog velike razlike u sastavu i termostabilnosti minerala, in-tenzivnije asimiliraju okolne stene i postaju kiselije, bogatije silicijumom. Pojedini istraživači smatraju malo verovatnim da magme iz omotača direktno prolaze kroz kontinentalnu koru, a da ne uzimaju neke komponente sa niskom temperaturom stapanja (pre svega silicije i alkalije). Obim i intenzitet asimilacije zavise od sasta-va magme, koja ne može da stopi i asimilira komponente (minerale) koji kristališu iz nje. Ako je to hornblenda, isti mineral ne može da se stopi u okolnoj steni kao minerali istog (sličnog) sastava koji su kristalisali (pirokseni, olivini), već samo da ih preoblikuje u hornblendu. Slično je i sa biotitom itd.

Hladnije, kiselije, granitne magme koje kristališu na nižim temperaturama od bazalta i imaju manji stepen (količinu) latentne toplote kristalizacije, manje asimi-liraju okolne stene. Na kontaktu sa okolnim silicijumskim stenama, granitna ma-gma se obogaćuje kvarcom, asimilacijom glinovitih sedimenata sa aluminijumom, a asimilacijom krečnjaka i dolomita sa kalcijumom, magnezijumom, uz istovre-meno osiromašenje silicijumom. Na većim dubinama asimilacija je intenzivnija,

dok je u plićem, subvulkanskom i vulkanskom nivou, gde su okolne stene hladne, a magma siromašnija fluidima i već odmakla u kristalizaciji, znatno manja. Proučavanja su pokazala da su glavni elementi „manje” osetljivi na efekte asimilacije u odnosu na mikroelemente i izotope čiji se sadržaj ovim procesima povećava. Neki mikroelementi su mnogo obilniji u kontinentalnoj kori nego u magmama koje su došle iz omotača, zbog čega će asimilacija omogućiti povećanje njihovog sadržaja. Stene kontinentalne kore su obogaćene čitavim nizom inkompatibilnih elemenata, od **Ba** do **Hf**, u odnosu na bazalte srednjeokeanskih grebena, od kojih imaju manje elemenata od **Ti** do **Yb**. Njihovi spajder dijagrami su slični od **K** do **Yb**, ali se značajno razlikuju za elemente **Rb** i **Th**, kojih ima znatno više u kontinentalnoj kori (detaljnije u poglavlju Primena i prikaz analitičkih podataka u petrologiji).

Zaključimo: asimilacija je značajan proces izmene hemijskog sastava magme, posebno kod dubokih intruzija, gde su okolne stene zagrejane, magma bogata fluidima, a kristalizacija još nije ili je tek započela.