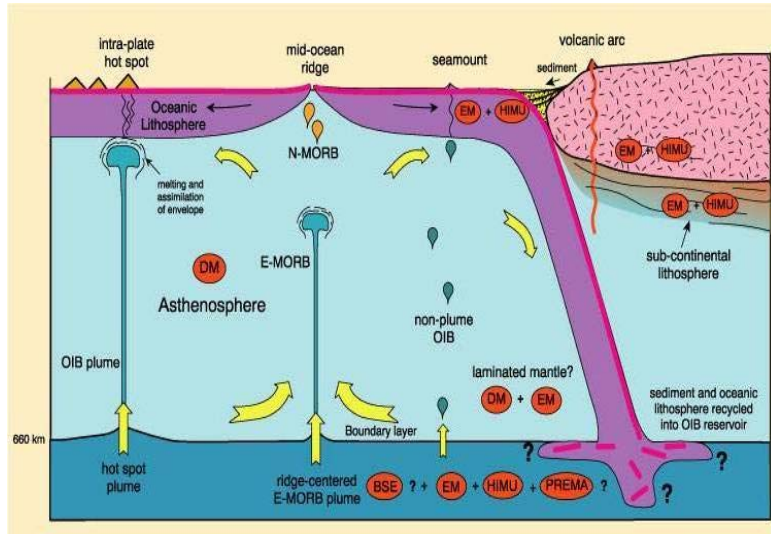


N.Ə.İMAMVERDİYEV

MAQMATİK PROSESLƏRİN
GEOKİMYASI
(PETROLOJİ ƏSASLARLA)



BAKİ-2008

N.Ə.İMAMVERDİYEV

MAQMATİK PROSESLƏRİN
GEOKİMYASI
(PETROLOJİ ƏSASLARLA)

(Ali məktəblər üçün dərslik)

*Azərbaycan Respublikası Təhsil
Nazirinin 15.01.2008-ci il tarixli 42 sayılı
əmrinə əsasən təsdiq edilmişdir*

BAKİ-2008

REDAKTOR:

AMEA-nın müxbir üzvü, professor V.M.Babazadə

RƏYÇİLƏR:

- **Geologiya-mineralogiya elmləri doktoru, professor M.N.Məmmədov** (*BDU-nun Faydalı qazıntılar kafedrasının professoru*);

- **Geologiya-mineralogiya elmləri doktoru Z.B. Abdullayev** (*AMEA Geologiya İnstitutu, Petrologiya şöbəsinin baş elmi işçisi*)

İmamverdiyev N.Ə.

Maqmatik proseslərin geokimyası (petroloji əsaslarla).

Dərslik . Bakı: BDU, 2008, 192 səh.

Kitabda Yerin daxili qatlarının geokimyasına, yuxarı və aşağı mantiyanın eksperimental məlumatlara və dərinlik daxilolmalarına görə quruluşuna, izotop geokimyasının əsaslarına, maqmatik proseslərin, müxtəlif tip maqmatik süxurların geokimyası və petrogenezisinə baxılır. Bununla yanaşı, kitabda mikroelementlərin paylanma əmsalı, onlara təsir edən müxtəlif faktorlar və bunun əsasında ərimə-kristallaşma, fraksiyon kristallaşma, assimilyasiya proseslərinin geokimyəvi modelləri verilmişdir.

«Faydalı qazıntı yataqlarının geologiyası və kəşfiyyatı» istiqamətində təhsil alan magistrələr, doktorantlar, həmçinin geokimya-petrologiya sahəsində işləyən mütəxəssislər üçün nəzərdə tutulmuşdur.

$I \frac{1804020300 - 02}{M - 658(07) - 003} - 003 - 2008$

© «*Bakı Universiteti*» nəşriyyatı, 2008

GİRİŞ

İstənilən faydalı qazıntı yatağı bir və ya bir neçə kimyəvi elementlərin konsentrasiyasından ibarət olmaqla, geoloji və petroqrafik faktorlarla yanaşı, geokimyəvi qanunlarla da tənzimlənir. Ona görə də bir çox yataqların genezisini müəyyən etdikdə geokimyəvi ön plana çıxır. Yatağın ətrafındakı sahədə – torpaqda, bitkilərdə, suda və süxurlarda, yeraltı qazlarda nadir və səpələnmiş elementlərin axtarışında geokimyəvi əvəzsiz rol oynayır. Bununla əlaqədar olaraq, geokimyəvi praktiki əhəmiyyət daşıyır və onun faydalı qazıntıların öyrənilməsilə əlaqəsi daha da möhkəmlənir.

Azərbaycan Respublikası müstəqillik qazandıqdan sonra «yataq» məfhumuna yanaşma dəyişmişdir. Əvvəllər orta kateqoriyalı hesab olunan yataqlar hal-hazırda iri yataqlar qrupuna daxil edilir. Ona görə də müasir dövrdə geokimyəvi və texnologiyanın qarşısında duran əsas məsələlərdən biri hal-hazırda yataq hesab edilə bilən faydalı metalların miqdarı yüksək olan sahələri mənimsəməkdir. Bu səbəbdən faydalı qazıntılar haqqında olan elmlər geokimyəvi ilə sıx əlaqədardır, filiz və qeyri-filiz yataqlarının genezisini, yaşını, formalaşma mərhələlərini öyrəndikdə izotop geokimyəsinin üsullarından geniş istifadə edilir.

Endogen filizləşmənin formalaşmasında maqmatizmin rolu böyükdür. Petrokimyəvi seriyalar, formasiyalar, maqmatik süxurların geokimyəvi tipləri və endogen filizləşmə ilə müəyyən korrelyasiyası endogen filizləşmənin formalaşmasında maqmatizmin böyük, bəzən isə həlledici rol oynamasına dəlalət edir. Turş maqmatik süxurlarla əlaqədar olan maqmatogen filiz yataqları bir sıra filiz elementlərinin (litium, berillium, niobium, tantal, nadir torpaq elementləri, sirkonium) kristallar və ərinti arasındakı aşağı paylanma əmsalına malik olduğu üçün, qalığı ərintidə toplanması hesabına əmələ gəlir (Ryabçikov, 1975, Kovalenko, 1977, Antipin və b., 1984). Lakin bu

proseslərdə flüid fazası da müəyyən rol oynayır. Ona görə də filizli maqmanın əmələ gəlməsi bəzi elementlərin kristallar və ərinti arasında paylanma əmsalının bu elementlərin ərintidəki miqdarından spesifik asılılığı ilə təyin edilir.

Məhz bu nöqteyi-nəzərdən Bakı Dövlət Universitetinin Faydalı qazıntılar kafedrasında «TM 010006 - Faydalı qazıntıların proqnozlaşdırılmasının geoloji əsasları» ixtisası üzrə magistr tədris planına «Maqmatik proseslərin geokimyəvi (petroloji əsaslarla)» kursu daxil olunmuşdur. Kitabda yerin daxili qatlarının geokimyəsinə, yuxarı və aşağı mantiyanın eksperimental məlumatların və dərinlik daxilolmalara (ksenolitlərə) görə quruluşuna, izotop geokimyəsinin əsaslarına, maqmatik proseslərin, müxtəlif tip maqmatik süxurların geokimyəvi və petrogenezisinə baxılır. Bununla yanaşı, kitabda mikroelementlərin paylanma əmsalına, onlara təsir edən müxtəlif faktorlara və bunun əsasında ərimə-kristallaşma, fraksiyon kristallaşma, assimilyasiya proseslərinin geokimyəvi modellərinə də baxılır.

Dərslük universitetlərin magistr pilləsində təhsil alan magistrantlar üçün nəzərdə tutulmuşdur. Kitab, habelə doktorantlar və geokimyəvi, petrologiya ilə məşğul olan mütəxəssislər üçün də çox faydalı ola bilər.

1. GEOKİMYANIN PREDMETİ, ÜSULU VƏ MƏSƏLƏLƏRİ. GEOKİMYANIN BÖLMƏLƏRİ VƏ BAŞQA ELMLƏRLƏ ƏLAQƏSİ

1.1. Geokimyanın məsələləri, başqa elmlər arasında vəziyyəti

Geokimya – Yer qabığındakı kimyəvi prosesləri – kimyəvi elementlərin miqrasiyasını, onların toplanmasını və səpələnməsini, Yerin və onun qatlarının kimyəvi tərkibini, yer qabığında kimyəvi elementlərin yayılmasını və paylanmasını öyrənən elmdir.

Geokimya geoloji proseslərin inkişafında kimyəvi elementlərin tarixini, onların minerallarda və süxurlarda daşınma və yerləşmə formalarını öyrənir. Müxtəlif geoloji proseslərdə kimyəvi elementlərin toplanma şəraitini öyrənməklə, geokimya faydalı qazıntı yataqlarının fiziki-kimyəvi əmələgəlmə şəraitini xarakterizə edir və bununla da onların axtarış yollarını göstərir. Yataqların geokimyəvi axtarış üsulları geoloji-axtarış işlərində geniş tətbiq edilir və bu işləri yüngülləşdirərək və ucuzlaşdıraraq, geofiziki üsullarla birgə yer səthinə çıxmayan gizli yataqların axtarışına zəmin yaradır.

Yataqların yeni tipli mineral xammalın və ya filizin yeni növünün texnoloji mənimsənilməsində geokimya elementin çıxarılmasına böyük köməklik göstərir. Yəni çıxarılmaya məruz qalan elementin hansı halda olması geokimyəvi üsullarla müəyyən edilir (mineral müstəqildirmi, qatışıqlar izomorfdurmu və hansı minerallarda iştirak edir və s.).

Müxtəlif kimyəvi, fiziki üsulları bilərək, fiziki kimyanın məlumatlarından istifadə edərək, termodinamik hesablamalar apararaq, geokimya yataqların, xüsusilə də müxtəlif geokimyəvi proseslər nəticəsində üst-üstə gələnlərin genezisinin mürəkkəb məsələlərini həll etməyə qadirdir.

Geokimya kompleks elmdir. O geoloji (mineralogiya, petro-

logiya, litologiya, faydalı qazıntı yataqları, hidrogeologiya və s.) və kimyəvi (qeyri-üzvi və fiziki kimya, kimyəvi termodinamika, kristallokimya, kolloid kimyası) elmləri arasında aralıq vəziyyət tutur. Hal-hazırda petroloji və geodinamik məsələləri geokimyasız həll etmək qeyri-mümkündür. Bununla yanaşı, bizim planetin tərkibi və əmələ gəlməsi məsələlərində geokimya astronomik (kosmogeniya, meteoritika), fiziki (radiogeologiya, nüvə geologiyası, geofizika), bioloji (biokimya, torpaqsünaslıq) və coğrafi (fiziki coğrafiya, landşaftsünaslıq) elmlərlə təmasda olur.

1.2. Geokimyəvi tədqiqat üsulları

Kimya, riyaziyyat və digər elementar elmlərdən fərqli olaraq, spesifik tədqiqat üsullarına malik olan geokimya kompleks bir elm kimi öz tədqiqatlarında geoloji-mineraloji və kimyəvi metodları tətbiq edir.

Fiziki üsullardan spektral, rentgen-spektral, rentgen-struktur, neytron-aktivləşmə, radiometriya, izotop, mikrozon və s. analizlər geniş istifadə edilir.

Geokimyəvi axtarıqların spesifik üsullarına metallometriya aiddir. Bu üsulun köməyiylə yatağın ətrafında həm narın, həm də kristallik süxurlarda, həmçinin yatağı yuyan sularda elementlərin səpələnmə oreollarını qurmaq mümkün olur.

Hal-hazırda geokimyəvi üsullarla bir çox nadir və nadir torpaq elementlərin müxtəlif mineral paragenizislərdə, möhtəvilər və əsas kütlədə paylanmasının öyrənilməsi böyük əhəmiyyət kəsb edir. Bu yolla maqmatik, metamorfik və metasomatik süxurların əmələ gəlməsində bu və ya digər proseslərin (kristallaşma diferensiasiyası, assimilyasiya, hibridizm və s.) rolunu qiymətləndirmək mümkün olur. Bununla yanaşı, təbii proseslərin eksperimentlərlə öyrənilməsi də böyük vüsət almışdır. Mineralların sintezi, onların növbəti dəyişmələri, digər minerallarla əvəz edilməsi, pozulmasının öyrənilməsi bu

proseslərdə kimyəvi elementlərin daşınma üsullarını, filiz çökdürən məhlulların tərkibini dəqiqləşdirməyə və öyrənilən mineralların əmələgəlmə şəraitini araşdırmağa imkan verir.

1.3. Geokimyanın bölmələri və başqa elmlərlə əlaqəsi

Geokimya Yer haqqında yeni bir elm kimi fundamental təbiət elmləri olan fizika və kimya, habelə geoloji elmlərlə – mineralogiya, petroqrafiya, geologiya ilə sıx əlaqədə inkişaf etmişdir.

Geokimya *fizika və kimya* ilə xüsusi bağlıdır. Geokimya elementlərin Yerin müxtəlif cisimlərində paylanmasını öyrənərkən bir tərəfdən fizika və kimyanın eksperimental metodikasından, digər tərəfdən isə təbiətdə elementlərin assosiasiyasını izah etmək üçün fizika və kimyanın əsas qanunlarından, atomların parametrlərinə aid olan məlumatlardan və elementlərin fiziki-kimyəvi xüsusiyyətlərindən geniş istifadə edir. Bir çox geokimyəvi məsələlərin həllində, məsələn, izotop ölçmələrində, neytron aktivləşmə üsullarının tətbiqində fizik-eksperimentatorların iştirakı labüddür. Yerin dərin qatlarının şəraitinə cavab verən kimyəvi proseslərin modelləşdirilməsində fizika və kimyanın xüsusi rolu vardır. Fizika sahəsində bir çox kəşflər sonralar Yer elmlərində böyük əhəmiyyətə malik olmuşdur. Akademik V.İ.Vernadskinin qeyd etdiyi kimi, fizik geoloqun görüş dairəsindən xaricdə işləyərək, bəzən geoloji hadisələrin yeni sahələrini aşkar edir.

Geokimya *geofizika* ilə sıx əlaqədədir. Bizim planetin müxtəlif zonalarının energetika məsələləri geokimyəvi qanunlarla həyata keçirilən aktiv enerji daşıyıcılarının – radioaktiv elementlərin paylanması ilə əlaqədədir. Hesab etmək olar ki, seysmika və geotermiya hadisələri, maddənin elektrik keçiriciliyi və maqnit xassələri, yüksək təzyiqli şəraitdə polimorf çevrilmələr və reaksiyalar mantiyanın atomar tərkib ilə əlaqədədir. Başqa sözlə desək, yerin fiziki xüsusiyyətlərini

onun kimyəvi tərkibi müəyyən etdiyi üçün, geokimya geofizika ilə sıx əlaqədədir. Bir çox faydalı qazıntı yataqlarına (qaz, neft, radioaktiv, nadir elementlər) axtarış işləri birgə geofiziki və geokimyəvi üsullarla aparılır.

Geokimyəvi ideyaların inkişafında *kristallokimya* əhəmiyyətli rola malikdir. Kristallokimya həmçinin geokimya, kristalloqrafiya və mineralogiya arasında birləşdirici halqadır. Rentgenstruktur analizinin dəqiq üsulları ilə silahlanmış müasir kristallokimya geokimyaya çox əhəmiyyətli ilkin informasiyalar verir. Bu məlumatların əhəmiyyəti ondan ibarətdir ki, yer qabığının bir çox elementləri kristallik struktura malik birləşmələrdə yerləşir. Müasir *mineralogiyada* mineralların xüsusiyyətləri və genezisini dərinlən izah etmək üçün kristallokimyəvi istiqamət sürətlə inkişaf edir. Yer qabığının kimyasının bir neçə problemləri vardır ki, onlar həm geokimya, həm də mineralogiya üçün eyni əhəmiyyət kəsb edir. Bunlara mineralotermometriya, mineral əmələ gətirən məhlulların tərkibləri, izomorfizm və s. aiddir. Akademik A.Y.Fersmana görə müasir geokimyanın əsasını mineralogiyada toplanan çoxlu miqdarda faktiki material təşkil etmişdir. Lakin mineralogiyanın əsas hədəfi bərk kimyəvi birləşmə – mineral, geokimyanın hədəfi isə atomdur.

Geokimyanın bir çox məsələləri *petrologiya və litologiya* ilə əlaqədədir. Müxtəlif tip süxurlar şəklində rast gəlinən ayrı-ayrı mineral assosiasiyalar qanunauyğun bir proses olub, konkret geoloji şəraitdə əmələ gələn fiziki-kimyəvi sistemin məhsuludur. Maqmanın diferensiasiyası, assimilyasiya, metasomatoz, hibridizm və kontakt metamorfizm prosesləri atomların yenidən qruplaşması ilə müşayiət olunur. İstənilən süxurun əmələ gəlməsi ən geniş yayılan elementlərin – *O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, H, Ti, P* yenidən qruplaşmasıdır. Kimyəvi analizlərin bütün hesablamalarında bu elementlər və ya onların oksidləri əks olunur. Süxurların kimyəvi tərkibinin güclü inkişafı onların kimyəvi tərkibinin dəyişməsi qanunları haqqında elmin - *petro-*

kimyanın yaranmasına səbəb olmuşdur. İstənilən süxur dövrü sistemin elementlərini saxlayır, ona görə də süxurlarda, onların minerallarında elementlərin paylanması geokimyani petrologiya ilə bağlayır və artıq geokimyanın məsələlərinə çevrilir.

Çökmə süxurların əmələ gəlməsi kimyəvi elementlərin bərk və maye faza arasında, kolloid sistemdə kardinal yenidən qruplaşması ilə əlaqədardır, ona görə də *litogeneza* bir neçə geokimyəvi məsələlər daxildir. Məlumdur ki, bir çox süxurlar doymuş məhlullardan elementlərin kimyəvi yolla çökməsi nəticəsində əmələ gəlir və burada geokimyəvi proses «təmiz» halda üzə çıxır. Bununla əlaqədar olaraq, təəccüblü deyildir ki, bir çox məşhur litoloq alimlər müxtəlif fiziki-kimyəvi şəraitlərdəki sedimentasiya proseslərində geokimyəvi məsələləri həll etmək məcburiyyətində qalmışlar. Beləliklə, geokimya-mineralogiya-petroqrafiyanın vəhdəti təbiətdə atom-mineral-süxurun real bütövlüyünü əks etdirir.

Geokimyəvi proseslərdə canlı maddə – heyvan və bitki kütlələrinin planetar məcmusu xüsusi rol oynayır. Planetlərin qaz balansını və əksər kimyəvi elementlərin dövr etməsi biosferin – Yerin həyat qabığının orqanizmlərinin birbaşa və dolaylı iştirakı ilə baş verir. Buradan geokimyanın biologiya ilə əlaqəsi aydın olur və bu əlaqənin əsasında V.İ.Vernadski tərəfindən əsası qoyulmuş *biogeokimya* yaranmışdır.

2. YERİN DAXİLİ QATLARININ GEOKİMYASI. YUXARI VƏ AŞAĞI MANTIYANIN GEOFİZİKİ, EKSPERİMENTAL MƏLUMATLARA VƏ DƏRİNLİK DAXİLOLMALARINA GÖRƏ QURULUŞU

2.1. Yer qabığı

Yerin daxili quruluşu haqqında məlumatlar seysmik dalğaların yayılma xüsusiyyətlərinin əsasında alınmışdır. 1914-cü

ildə seysmologiyanın məlumatlarının əsasında Yerin daxili quruluşunun ümumi şəklini müəyyən etmək və onun dərinliklərində seysmik dalğaların – uzununa V_P və eninə V_S yayılma sürətlərini hesablamaq mümkün olmuşdur. Uzununa dalğalar bərk, maye və qazvarı cisimlərdə, eninə dalğalar isə ancaq bərk cisimlərdə yayıla bilər. Bu seysmik dalğaların sürətlərinin sıxlıqdan və elas-tik modullardan asılılığı ilə izah edilir.

$$V_P = [(k + 4/3 \mu) / \rho]^{1/2}, \quad V_S = (\mu / \rho)^{1/2}$$

Burada k və μ elastik modulları, ρ sıxlıqdır.

Seysmik məlumatlara görə Yer üç əsas qata bölünür: yer qabığı, mantiya və nüvə. Bu qatlar arasında seysmik dalğaların yayılma sürətlərində kəskin sıçrayışlar qeyd olunur. Bu sürətlərin kəskin sıçrayışları, xüsusilə Yerin əsas qatları olan qabıq və mantiya (Moxoroviç ç ayrıcı), mantiya və nüvə arasında baş verir. Moxo sərhədi uzununa seysmik dalğaların sürətinin 6,5-7,5-dən 8,0-9,0 km/san-yə kimi artması ilə səciyyəli və aşağı yer qabığının əsası süxurlarının üst mantiyanın daha möhkəm ultraəsasi süxurlarla əvəz olunmasına dəlalət edir. Bundan başqa, kiçik sıçrayışlar yer qabığının, mantiyanın və nüvənin özündə də qeyd edilir. Yer qabığını mantiyadan ayıran Moxoroviç və ya Moxo sərhədi okeanlarda 10-12 km, kontinentlərdə 30-50 km dərinlikdə yerləşir, Yerin daxili və xarici nüvəsinin ayrılma sərhədi isə təqribən 5200 km-ə uyğun gəlir və bərk maddənin mayeyə çevrilməsi qeyd edilir. 400-670 km dərinlikdə silikat minerallarının strukturunda dəyişmə baş verir (şəkil 2.1).

Mantiya süxurlarının sıxlığını bilərək təzyiğin dərinlikdən asılılığını ala bilərik:

$$P = h \rho g$$

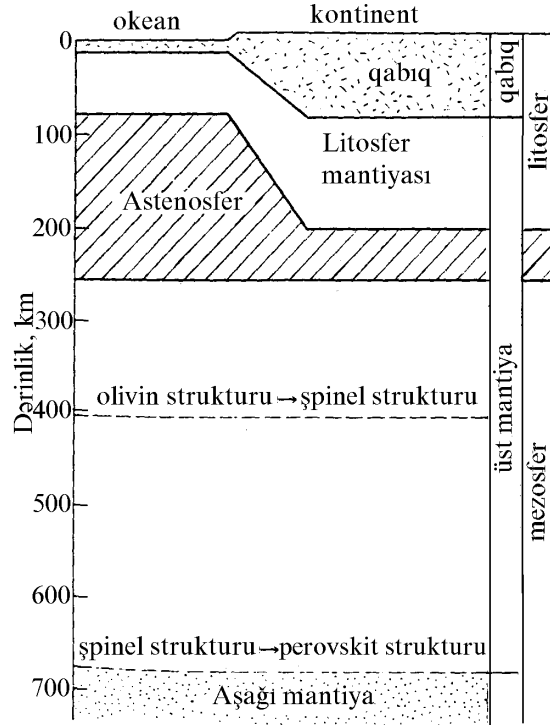
Burada P -təzyiq, h – dərinlik, ρ -sıxlıq, g -qravitasiya sabitidir. M. Vilsona (M. Wilson, 1989) görə bir neçə yüz kilometr Yerin dərinliyinə doğru orta sıxlığı 3,3 g/sm³ götürsək və vahid hesablama sisteminə keçsək, təzyiğin dərinlikdən asılılıq düs-

turunu aşağıdakı kimi almaq olar:

$$\rho = 3,3 \text{ q/sm}^3 = 3,3 \text{ q/10}^{-6} \text{ m}^3 = 3,3 \cdot 10^6 \text{ q/m}^3; g = 10 \text{ m/san}^2. \text{ Onda}$$

$$P = h \cdot 3,3 \cdot 10^6 \cdot 10 \text{ (q/sm}^3 \cdot \text{m/san}^2) = 3,3 \cdot 10^7 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2} = 0,33h \text{ kbar}$$

Məsələn, 10 kbar təzyiq təqribən 30 km dərinliyə uyğun olacaqdır ($1 \text{ Qpa} = 10 \text{ kbar}$).



Şəkil 2.1. 700 km-dən yuxarıda Yer quruluşu. Eninə dalğanın (V_s) dərinliyə doğru dəyişməsi göstərilmişdir (M. Wilsona görə, 1989).

Moxo sərhədindən yuxarıda yerləşən yer qabığının qalınlığı okeanlarda 7-10 km təşkil edir, kontinentlərdə isə 80 km-ə qədər (25-75 km, orta hesabla 35-40 km) çatır (şəkil 2.1).

Kontinentlərin altında elastik dalğaların yayılmasına görə 3 qat ayrılır: 1) çökmə; 2) üst qabığı təşkil edən qranit-metamorfik, və ya «qranit»; 3) qranulit-bazalt və ya «bazalt» (aşağı

qabıq). Həm üst, həm də alt qabıq müxtəlif süxurlardan əmələ gəlmişlər. «Çökmə», «qranit» və «bazalt» qatları onların real tərkibini deyil, bu qatların integral fiziki xarakteristikalarını əks etdirir. Çökmə qatın tərkibində vulkanik süxurlar iştirak edə bilər, süxurların maili yatımı və metamorfizmin yüksək pilləsinin olmaması səciyyəvidir. Çökmə qatın əsası seysmik üsullarla qeyd edilir. Aşağıda qranit-metamorfik qatdan ibarət kristallik özül yerləşir. Qranit və onların metamorfik ekvivalenti olan qneyslərdən başqa bu qatda orta, əsası və hətta ultraəsası süxurlar və dislokasiya olunmuş, metamorfizləmiş çökmə qatlar iştirak edir. 15-20 km dərinliyə kimi yer qabığının yuxarı hissəsinin tərkibi və strukturu haqqında yer üzünə çıxarılmış süxurlar vasitəsilə mülahizə yürütmək olar.

Yer qabığının aşağı qatının tərkibi haqqında birbaşa məlumatlar yoxdur. Fiziki xarakteristikalar və vulkanlarla çıxarılmış dərinlik ksenolitləri göstərir ki, aşağı qabıqda metamorfizləmiş əsası və turş tərkibli maqmatik süxurlar üstünlük təşkil edir. Əsası süxurlar amfibolit, piroksen-plagioklazlı və qranat-piroksen-plagioklazlı süxurlardan və kristallik şistlərdən (qranulitlərdən), turş süxurlar isə tonalit-trondyemit tərkibli plagiokneyslərdən ibarətdir.

«Qranit» və «bazalt» qatlarının sərhədi *Konrad sərhədi* və ya *K səthi* adlanır, müxtəlif rayonlarda müxtəlif sürətlərlə səciyyələnərək, müxtəlif dərinliklərdə qeyd olunur və yer qabığının qeyri-bircinsliliyini və horizontal qatlara şərti olaraq bölünməsinə göstərir.

Dərinlik və ifrat dərinlik quyularının nəticələri göstərir ki, yer qabığında bir çox seysmik sərhədlər tək süxurun tərkibinin dəyişməsinə deyil, həm də gərginlik vəziyyətini, məsələliliyini və keçiriciliyini göstərir. Belə ki, Konrad səthi regional metamorfizmin erkən mərhələsində sulu mineralların dehidratlaşması nəticəsində əmələ gələn və sulu məhlulların süzülməsi ilə əlaqədar olan «qranit» qatının əsasında seyrəkləşmiş zona qeyd olunur. Məsələn, Kola yarımadasındakı

ifrat dərinlik quyusunda «qranit» qatının əsasi tərkibli proterozoy vulkanik süxurlarından ibarət olduğu, onun altıda yatan «qranulit-bazit» qatının üst hissəsinin isə qranitoid süxurlarından ibarət olduğu müəyyən edildi. Azərbaycanda qazılmış Saatlı ifrat dərinlikli quyuda isə geofiziki məlumatlarla ayrılmış «qranulit-bazalt» qatının çıxışının səviyyəsində yuxarıda yatan və «qranit» qatına aid edilən süxurlara nisbətən silisiumla daha zəngin olan böyük qalınlıqlı yura yaşlı vulkanik süxurlar açılmışdır. Hər iki quyuda şaquli istiqamətdə seysmik dalğaların paylanması ən əvvəl süxurların mexaniki xüsusiyyətlərlə – məsaməliliylə, keçiriciliylə, flüid faza ilə doyma dərəcəsilə nəzarət olunur. Bu məlumatlar yer qabığının qlobal yayılmış müxtəlif qatlara bölünməsinin şərti olduğuna dəlalət edir.

Üst və alt yer qabığının və ümumiyyətlə, tam yer qabığının orta tərkibi haqqında bir neçə geokimyəvi model təklif edilmişdir (cədvəl 2.1). Üst qabığın açılmış hissəsinə əsaslanan orta tərkibinin qiymətləndirilməsi bütün modellərdə eyni nəticə vermişdir: üst qabıq orta hesabla qranodiorit tərkibli dir. Aşağı qabığın model tərkibləri isə daha geniş dəyişir. A.A.Yaroşevskiye (1985) görə qranulit-bazit qatı həqiqətən əsasi tərkibli dir. S.R.Teylor və S.M.MakLennanın (1988) modeli isə belə hesab edir ki, aşağı qabıqda bazitlərdən başqa, turş süxurların müəyyən miqdarı iştirak edir; K.X.Vedepolun (1991) modelində də bu süxurlar üstünlük təşkil edir. Bütövlüklə götürsək kontinental qabığın orta tərkibi qabbrodioritdən (Yaroşevski modeli) kvarslı dioritə (Vedepolun modeli) kimi dəyişir. A.A.Yaroşevskinin modelində əsasi, turş və orta süxurların nisbəti 6:3:1-ə bərabərdir. K.X.Vedepolun modelində isə əsasi süxurlar 23%, turş süxurlar isə 77% təşkil edir.

K.X.Vedepolun modeli ona əsaslanır ki, kontinental qabığın altında yerləşən bazitlər üst mantiyanın materialından ərimişdir, yer qabığının üst hissəsində üstünlük təşkil edən turş süxurlar isə onun aşağı hissəsinin qismən əriməsi nəticəsində

əmələ gəlmişdir. Turş ərintinin aşağı dərinliyə doğru yerini dəyişməsindən sonra aşağı qabıqda çətin əriyən qalıq materialın (restitin) böyük miqdarı saxlanılır. Üst və alt qabıqlar arasında sərhəd ondan yuxarıda yayılmış amfibolit fasiyasının süxurlarının aşağıda yatan qranulit fasiyasının süxurlarına keçidlə üst-üstə düşür.

Cədvəl 2.1
Kontinental yer qabığının orta kimyəvi tərkibi, kütlə% ilə

Oksidlər	Üst qabıq			Alt qabıq			Yer qabığı bütövlüklə		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
<i>SiO₂</i>	63,1	66,0	64,9	49,6	54,4	58,1	54,5	57,3	61,0
<i>FeO</i>	5,6	4,5	4,1	11,3	10,6	7,3	8,5	9,1	5,9
<i>MgO</i>	3,1	2,2	2,2	6,4	6,3	5,2	4,8	5,3	3,9
<i>CaO</i>	3,8	4,2	4,1	8,7	8,5	6,8	7,3	7,4	5,6
<i>K₂O</i>	2,9	3,4	3,1	0,6	0,3	1,6	1,6	1,1	2,2

1 - A.A.Yaroşevski, 1985; 2 - S.R.Teylor, S.M.MacLennan, 1988; 3 - K.X.Vedepol, 1991.

Okeanlarda yer qabığı çöküntülərdən, bazaltlardan və əsasi-ultraəsasi tərkibli maqmatik süxurlardan ibarət üç qatdan ibarətdir; Moxo sərhədi okeanın səthindən 12-15 km dərinlikdə yatır. Okean qabığının I və II qatları kontinentlərin çökmə qatı ilə, III qat isə böyük qalınlığa malik olub, kontinentlərin qranulit-bazit qatı ilə müqayisə oluna bilər. Okeanların altında qranit-metamorfik qat yoxdur.

2.2. Üst mantiyanın geofiziki xüsusiyyətləri. Seysmik məlumatlar

Moxo sərhədindən aşağıda *litosferin* aşağı hissəsindən və *astenosferdən* ibarət olan *üst mantiya* yerləşir. Litosferin qalınlığı Yer mütəlif sahələrində 50-dən 150-200 km-ə qədər dəyişir və seysmik dalğaların yüksək sürətilə xarakterizə olunur. Ümumiyyətlə, seysmik məlumatlara görə Yer

həcmnin çox hissəsi bərk maddədən təşkil olunmuşdur. Astenosferin qalınlığı 250 km-ə çata bilər və seysmik dalğaların aşağı sürətilə səciyyəlidir. Elastik dalğaların sürətinin azalmasını dənələr arasında kiçik həcmli ($\leq 1\%$) silikat ərintisinin olması ilə izah edirlər. Əgər bu belədirsə, onda aşağı sürətli zonalarda temperatur mantiya peridotitinin solidus temperaturuna çatmalıdır və 1200-1300 °C təşkil etməlidir. Astenosfer maddəsinin özlülüyü 10^{18} - 10^{19} Pa·s kimi qiymətləndirilir. Müasir tektonik modellər litosfer plitələrinin astenosfer qat üzrə yerdəyişməsinə böyük əhəmiyyət verir. Bu prosesin hərəkətedici qüvvəsi mantiya maddəsinin konvektiv yerdəyişməsi hesab edilir.

Lakin sonrakı geofiziki tədqiqatlar astenosfer haqqında olan biliklərə kifayət qədər düzəlişlər etmişdir. Məlum oldu ki, sürəti azalan zonaların qalınlığı və yatım dərinliyi müxtəlif tektonik şəraitlərdə dəyişir. Belə zonalar kontinentlərin altında 50-dən 300 km-ə, okeanların altında 15-dən 100 km-ə qədər intervalda dəyişə bilər. Qədim qalxanlarda isə fasiləsiz astenosfer qat geofiziki üsullarla, ümumiyyətlə, qeyd olunmur.

Yerin seysmik tomoqrafiyası elastik dalğaların həcmi yayılmasının 500-700 km-ə qədər yayılmasını müəyyən etmişdir. Müəyyən edilmişdir ki, nisbətən qızmış və az sıxıqlı aşağı sürətli maddələr tam global qatlar əmələ gətirmir və mürəkkəb morfolojiyalı linzaya bənzər cisimlər şəklində olur. Q.F.Makarenkonun (1995) apardığı analiz nəticəsində belə astenolinzaların kontinentlər və okeanların dibindəki bazalt sahələrilə sahəcə əlaqəsi müəyyən edilmişdir. Kaynozoy yaşlı bazaltlar yayılmış sahələrin altında belə linzalar 50 km dərinlikdə qeyd olunur. Mezozoy və gec paleozoy bazaltlarının örtüklərində isə 350-450 km dərinlikdə astenolinzalarla əlaqə müəyyən edilmişdir. Seysmik tomoqrafiyanın nəticələri müasir iri strukturları mantiya maddəsinin iri miqyaslı konveksiyası ilə əlaqədar olan litosfer plitələrinin dreyfi ilə deyil, uzun sürən geoloji proseslərin inkişafında onların törəmə olmasına dəlalət

edir.

2.3. Aşağı mantiya və Yerin nüvəsi

Aşağı mantiya yüksək təzyiqli minerallardan ibarət silikat ultramafik süxurlardan ibarətdir. Bu sahənin seysmik sərhədləri mineralların kristallik şəbəkəsinin strukturunun dəyişməsi və təzyiqin funksiyası olan sıxlığın artması ilə əlaqədar faza keçidindən irəli gəlir. Üst mantiyanın aşağı sərhədi 400 km dərinlikdə sıxlığı adi olivininkindən 8% yüksək olan olivinin β -modifikasiyasının əmələ gəlməsilə izah edilir. 500-530 km dərinlikdə β -olivinin spinel strukturuna malik γ -olivinə keçir və mineralın sıxlığı 2% artır. 650 km dərinlikdə dəqiq ifadə olunmuş seysmik sərhəd maqnezioyüstü: (Mg, Fe) O və perovskit strukturlu piroksenlə ifadə olunmuş daha sıx fazaların meydana çıxması ilə əlaqədardır. Məhz bu sərhəd üst mantiyanın aşağı haşiyəsi hesab edilir. 300-460 km dərinlikdə *meydorit* adlanan piroksen və qranatın sülb birləşməsi dayanıqlıdır.

Mantiya və Yerin xarici nüvəsi arasındakı sərhəd sıxlığın və uzununa elastik dalğaların sürətinin kəskin artması ilə qeyd edilir. Xarici nüvədə eninə dalğalar yayılmır və maddənin maye halında olmasına dəlalət edir. Müasir modellərə görə Yerin xarici nüvəsi nikel qatışığı olan ərimmiş dəmirdən və 5-15% daha yüngül kimyəvi elementdən ibarətdir. Belə hesab edilir ki, belə element kükürd, oksigen və ya silisium ola bilər. Yerin *daxili nüvəsi* dəmir-nikel ərintisindən ibarətdir və xarici nüvədən fərqli olaraq bərk halda yerləşir.

Yerin nüvəsi haqqındakı müasir təsəvvürlər mübahisəli olduğu üçün ona bir az dəqiqliklə diqqət yetirək.

Qeyd edildiyi kimi seysmik məlumatlara görə nüvə xarici və daxili hissələrə bölünür.

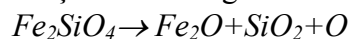
Xarici nüvə ərimiş maye vəziyyətində olan maddədən ibarətdir. Onun əsasında qalınlığı 140 km-ə çatan keçid qat (*F* qatı) yerləşir.

Daxili nüvə bərk halda olan maddədən ibarətdir.

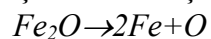
Yerin nüvəsinin kimyəvi və mineraloji tərkibi haqqında iki

nöqtəyi-nəzər vardır: nüvə – dəmir-nikel və ya silikat (yəni mantiyanın tərkibi ilə eynidir) maddədən ibarətdir. Eksperimental işlərin nəticəsində belə hesab edilir ki, xarici nüvə yüngül elementləri olan dəmirin ərintisindən və ya birləşməsindən ibarətdir. O.Q.Soroxtinə görə xarici nüvədə dəmirə əlavə olunan əsas element oksigendir və dəmirin bir valentli birləşməsilə oksid (Fe_2O) əmələ gətirir.

Başqa sözlə desək, yüksək təzyiqli şəraitində dəmirli silikatların parçalanması nəticəsində oksigen ayrılmaqla dəmirin bir valentli birləşməsi əmələ gəlir:



Təzyiqlin sonrakı artması nəticəsində təmiz dəmir əmələgəlməklə oksidin parçalanması baş verir:



O.Q.Soroxtinə görə bu çevrilmə xarici nüvədəki təzyiqli uyğun olan təzyiqdə baş verir və bu əsasla belə fərz etmək olar ki, xarici nüvə dəmirin bir valentli fazasından, daxili nüvə isə metallik dəmirdən və ya nikelli dəmir ərintisindən ibarətdir.

Son vaxtlar nüvənin və ümumiyyətlə tam Yerim kimyəvi tərkibi haqqında digər nöqtəyi-nəzərlər yayılmışdır. Onlardan ən maraqlıları N.P.Semyenenkonun *oksigen-hidrogen* və V.N.Larinin *Yerin ilkin hidrid tərkibi* modelləridir.

Oksigen-hidrogen modelinə görə Yerim mərkəzində metalların hidrid və karbidindən ibarət kosmik təbiətli daxili nüvə yerləşir. Xarici nüvədə nüvəni seyrəkləndirməyə gətirən hidrogen və karbon ayrılmaqla qismən parçalanma baş verir. Alınan məhsullar aşağı mantiyaya daxil olur və onların metallaşmasına – dəmir və maqneziumun silikatlarının, suyun və karbon qazının birləşməsinin əmələ gəlməsinə səbəb olur. Belə hesab olunur ki, burada həmçinin metallik dəmir, sulfidlər, almaz, su və uçucu komponentlər – H_2 , CO_2 , CH_4 iştirak edir. Dəmir və maqneziumun silikatlarından ibarət olan üst mantiyada qaynar H_2O , CO_2 , H_2 , CH_4 -ün hesabına ərimə və yer qabığına yaxınlaşan flüid axınlarının əmələ gəlməsi baş verir.

N.P.Semyenenkonun modelinə görə Yerim inkişafında aparıcı rolu hidrogen oynayır və o mineralların əmələ gəlməsində iştirak edir, elementlərin miqrasiyasına səbəb olur, mantiyada və yer qabığındakı geokimyəvi proseslərin termodinamikasına və istiqamətinə təsir edir.

Qeyd edilən fikirlə müəyyən dərəcədə V.N.Larinin *Yerin ilkin hidrid tərkibi* adlanan konsepsiyası səslişir. Bu halda da bizim planetin inkişafının xüsusiyyətləri, demək olar ki, yerim nüvəsindən ayrılan hidrogenin ayrılması ilə izah edilir. V.N.Larinə görə Yer cismində oksigenin konsentrasiyası onun kütləsinin birinci faizini aşmamalıdır və yer maddəsinin ilkin tərkibi əsasən hidridlərdən (metallar, silisium və hidrogen) ibarət olmalıdır. Hidrogenin deqazasiyası son halda yerim təkinin müasir kimyəvi quruluşuna gətirib çıxarmışdır. Yerim daxili nüvəsi metalların hidridlərindən ibarətdir. Xarici nüvə hidrogeni həll olunan metallardan əmələ gəlmişdir. Həllolma V.N.Larinə görə proton şəklində hidrogenin metalların şəbəkəsinə və onların atomunun təbəqələrinə daxil olmasının hesabına baş verir. Nəticədə kifayət qədər yüksək temperaturda və hidrogenlə doyma şəraitində atomların mütəhərriqliyi elə artır ki, sistemin aqreqat halı bərk cismə deyil, özlülü mayeyə cavab verəcəkdir. Nəticədə aşağı, orta mantiya silisium, maqnezium və dəmirin əsasında müxtəlif ərintilərdən, üst mantiya və yer qabığı isə silikatlardan, oksiddən ibarət olacaqdır.

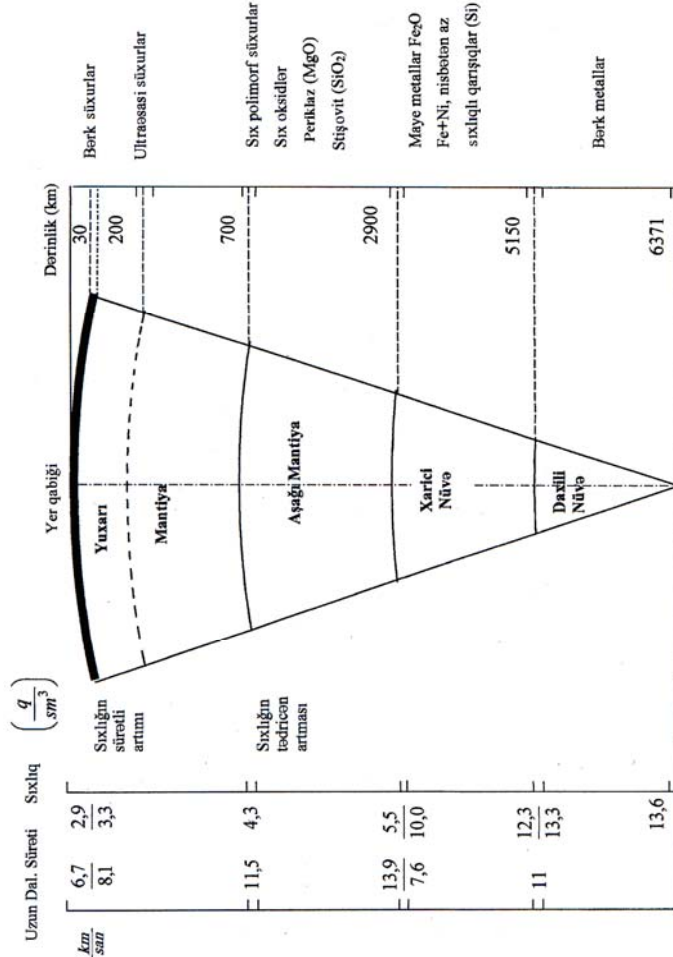
Qeyd etmək lazımdır ki, hal-hazırda yeni üsulların və dəqiq tədqiqat alətlərinin meydana çıxması başqa elmlər kimi Yer haqqında elmlərin də çox böyük sürətlə inkişafına səbəb olmuşdur. «Seysmotomografiya», yəni Yerim «ışığa salınması» göstərdi ki, son hesabda yer qabığının strukturunun və relyefinin dəyişməsinə gətirib çıxaran aktiv proseslər daha dərində – aşağı mantiyada və hətta nüvə ilə sərhəddə doğulur. Son vaxtlar müəyyən edilmişdir ki, nüvənin özü də bu proseslərdə iştirak edir.

Yuxarıda qeyd edildiyi kimi keçən əsrin ortalarında Avstraliya alimi K.Bullen tərəfindən təklif edilmiş Yer in təbəqəli quruluşu malik olması geofiziki üsullarla təsdiq olundu (Bullen-Cefferis modeli). Bu modeldə ayrı-ayrı qatlar və nüvə latın hərflərilə qeyd olunmuşdur:

Cədvəl 2.2

Yerin qatlarının əsas xüsusiyyətləri

Qatlar		Dərinlik intervalı, km	Sıxlıq intervalı, q/sm ³	Yerin həcmindən düşən pay, %	Kütlə, 10 ²⁵ q	Kütlə, %
Qabıq	A	0-33	2,7-3,0	1,55	5	0,8
	B	33-400	3,32-3,65	16,67	62	10,4
Mantiya	C	400-1000	3,65-4,68	21,31	98	16,4
	D	1000-2900	4,68-5,69	44,28	245	41,0
	E	2900-5000	9,40-11,5	15,16		
Nüvə	F	5000-5100	11,5-12,0	0,28	188	31,5
	G	5100-6371	12,0-12,3	0,76		



Şəkil 2.2. Yer in quruluşu və bəzi xüsusiyyətləri

Qabıq – A, üst mantiya – B, aşağı mantiyaya keçid qatı – C, aşağı mantiya – D (660-670 və 2900 km arasında), xarici nüvə – E, daxili nüvə – F (şəkil 2.2, cədvəl 2.2).

Daha sonralar isə müəyyən olundu ki, mantiyanın ən aşağılarında xüsusi xüsusiyyətlərə malik qat vardır: Nüvənin sərhədinə doğru seysmik dalğaların sürətinin monoton artmasının pozulma nişanələri müəyyən olundu. Keçən əsrin 80-ci illərində seysmotomografiya belə bir qatın olmasını təsdiqlədi və onu D'' və ya D-dubl-prim adlandırdı (ona görə ki, yuxarıda yatan aşağı mantiya D', yəni D-prim adlandırılır) (V.Y.Xain, 2002). D'' qatının kəşfi bir sıra məsələlərə aydınlıq gətirdi. Müəyyən olundu ki, məhz burada «sleb» adlanan (ingiliscə *slab* – *sındırmaq* deməkdir) okean litosferinin batan plastinaları «basdırılır». Onunla qonşuluqda isə mantiyanın yüngül litofil elementlərilə zənginləşən və güclü qızan, iri qalxan şırnaqlar – **mantiya plümləri** (ingiliscə *plume* – *lələk* deməkdir) (şəkil 2.3) yerləşir.

Qeyd etmək lazımdır ki, litosfer plitələrin tektonikası nəzəriyyəsində hərəkətedici mexanizm kimi mantiya konveksiyası qəbul edilir. Lakin onun real təzahür etməsi seysmik tomoqrafiyanın məlumatlarından sonra təsdiq olundu.

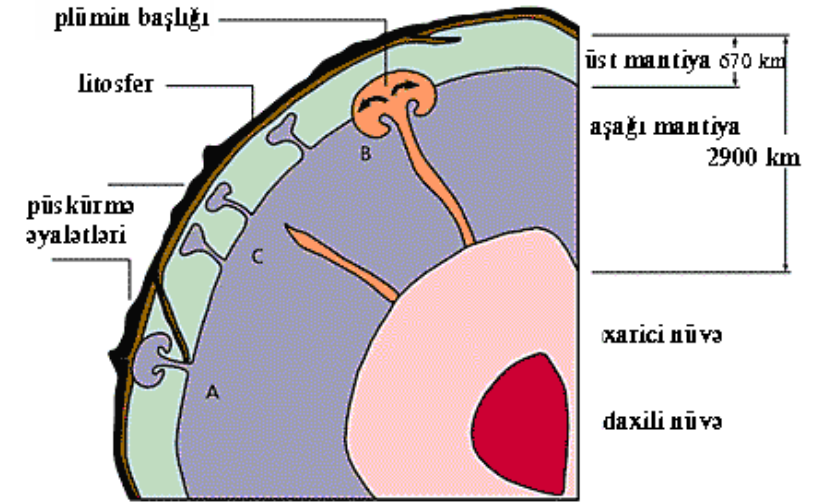
Konveksiyanın təbiəti də eyni qəbul edilmir: bir qrup alimlər hesab edirlər ki, bu, təmiz istilikdir (tektonika plitin ilkin versiyalarında olduğu kimi), başqaları isə onun termokimyəvi təbiətli olmasını təkid edirlər. İstilik təşkeidicilər, əlbəttə, aparıcı rol oynayır və kompüter modelləşdirməsilə təsdiq olunur. Əlbəttə, müəyyən rol kimyəvi komponentlər də oynayır. Axı kimyəvi tərkibinə görə okean litosferinin slebləri və plümlərin qalxan mantiya şırnaqları ətrafdakı mantiyadan fərqlənir. Seysmotomografiyanın məlumatları göstərir ki, mantiya maddəsinin fiziki xüsusiyyətləri də fərqlidir və bunu yalnız temperatur şəraitilə izah etmək olmaz. Ona görə də bir çox tədqiqatçılar termokimyəvi konveksiyaya üstünlük verirlər. Bu ideyanın əsasında L.Lobkovski, N.Dobresov tərəfindən ikimərtəbəli konveksiya modeli irəli sürülmüşdür.

«Qaynar nöqtələr» qalxan mantiya şırnaqları hipotezi 1963-cü ildə C.Vilson tərəfindən irəli sürülmüşdür və 1972-ci ildə V.Morqan tərəfindən əsaslandırılmışdır. Onun köməyilə plitədaxili maqmatizmi, xüsusilə də müasir aktiv vulkanlardan uzaqlaşdıqca qanunauyğun şəkildə qurğuların yaşı artan xətti vulkanik sıranın əmələ gəlməsini izah edirlər. Bu **plüm-tektonika** nəzəriyyəsi son illərdə daha populyar olmuşdur. Bu model tektonika plit nəzəriyyəsinə alternativ olmasa da, ona bərabərhüquqlu partnyor kimi qəbul edilir.

Müasir təsəvvürlərə görə plümlərin yerləşmə dərinliyi (başqa sözlə desək, onların köklərinin mantiyada vəziyyəti), litosfer plitələrinin sərhədində və daxilində lokallaşması, mütləq və ya nisbi olması; təzahür etmə müddəti problematik olaraq qalır və əsas problem – litosfer plitələrin kinematikasını idarə edən konveksiyanın plümlərin qalxmasına səbəb olan adveksiya ilə

münasibətini araşdırmaqdır.

Plümlərin yaranmasının iki səviyyədə baş verməsi ehtimal olunur: mantiyanın aşağılarında - D'' qatında, yuxarı və aşağı mantiyanın sərhədində. Birinci superplümlərin, ikinci isə daha ikinci dərəcəliyə mənəbidir (şəkil 2.5).



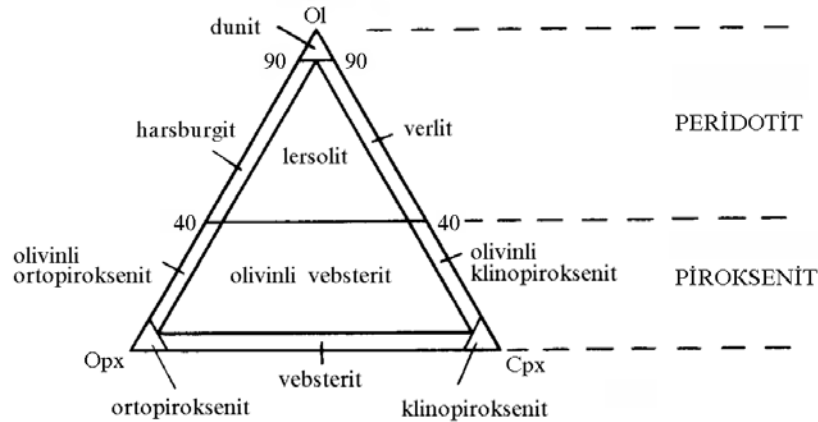
Şəkil 2.5. Mantiya plümlərinin modeli. Plümlər böyük maqmatik əyalətlər əmələ gətirən Yer səthindəki şiddətli vulkanik proseslərin əmələ gəlməsinə cavabdehdir. *A* plümü aşağı-yuxarı mantiyanın sərhədindən qalxır və litosferə çatdıqdan sonra başlıq əmələ gətirir. Mantiya-nüvə sərhədindən qalxan *B* plüminin başlığı daha geniş və daha soyuqdur. R.Tompson və S.Qibsonun vulkanik süxurlarda primitiv olivin tapmaları plümin başlığının onun quyruğuna nisbətən soyuq olmasını göstərən birinci modeli təsdiqləyir. *C* modeli göstərir ki, plüm aşağı və üst mantiyanın sərhədində ləngiyir və kiçik «başçıqların» əmələ gəlməsinə səbəb olur (V.Y.Xainə görə, 2002).

«Qaynar nöqtələrin» klassik misalı Aralıq Atlantik silsiləsinin spreinq oxu ilə eninə qırılmaların zonalarının kəsişməsində yerləşən İslandiya adasıdır. İkinci belə müasir super plüm Şərqi Afrikanın altında yerləşməsi hesab edilir.

Belə güman edilir ki, superplümlərin kökü mantiyanın aşağılarına gedib çıxır. Adətən, plümlərə spredinq oxunun qırılma zonaları ilə kəsişməsində təsadüf edilir. Buradan aydındır ki, «qaynar nöqtələrin» yer səthində paylanması qabıqda və litosferdə zəifləmiş keçiricili zonalarla nəzarət olunur. Ancaq bu plümlərin litosferdən aşağıda kökləri başqa vəziyyət ala bilər.

2.5. Üst mantiyanın kimyəvi tərkibi və mineralogiyası. Pirokit. Qələvi bazaltlarda, kimberlitlərdə olan ksenolitlərin tərkibi

Kontinent və okeanların altında üst mantiya əsasən peridotitlərdən – lersolit və harsburgitlərdən təşkil olunmuşdur (şəkil 2.6, cədvəl 2.3).



Şəkil 2.6. Normal qələvili plutonik ultraəsasi süxurların olivin (Ol), klinopiroksen (Cpx), ortopiroksen (Opx), piroksen (Px) və hornblendin (Hbl) nisbətində əsaslanan təsnifat diaqramı (Ştrekeyzenə görə, 1973).

Cədvəl 2.3
Üst mantiyanın peridotitlərinin orta kimyəvi tərkibi,
kütlə%

Oksidlər	1	2	3	4
SiO_2	45,1	45,3	45,0	45,2
Al_2O_3	4,1	3,6	0,6	3,5
FeO	7,8	8,3	8,2	8,5
MgO	38,0	38,4	44,7	37,5
CaO	3,5	3,1	0,3	3,1
Na_2O	0,4	0,3	0,2	0,6

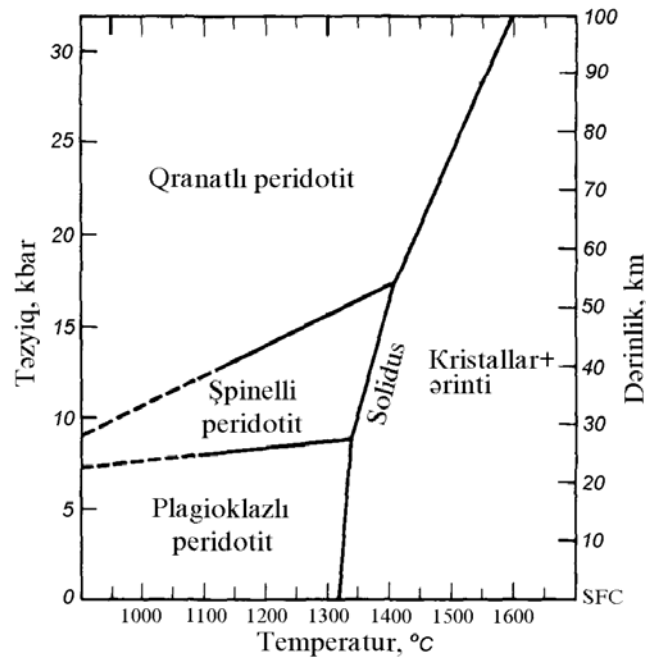
1-primitiv şpinelli lersolitlər (kontinental qələvi bazaltlarda dərinlik daxilolmaları), X.Venke və b. görə, 1987; 2-okean üst mantiyasının lersolitləri; 3-ofiolit assosiasiyasının alp tipli harsburgitləri, E.E.Lazkoya görə, 1987; 4-pirokit, model tərkibi, A.E.Rinqvuda görə, 1975.

Peridotitlərin aşağıdakı növləri ayrılır: 1) tərkibində 10% əsasi plagioklazı olan **plagioklazlı peridotitlər**; 2) tərkibində şpinel iştirak edən **şpinelli peridotitlər**; 3) tərkibində qranat (pirop) olan **qranatlı peridotitlər**.

Şəkil 2.7-də İ.Kusiro və H.S.Yoderin (1966) eksperimental işləri nəticəsində plagioklazlı peridotitlərin şpinelli və qranatlı peridotitlərlə münasibəti göstərilir. Tədqiqatlar göstərmişdir ki, Al_2O_3 – lə zəngin olan plagioklaz, şpinel və ya qranatın peridotitlərdə əmələ gəlməsi təzyiqdən, yəni kristallaşma dərinliyindən asılıdır. Şəkildən də görüldüyü kimi az dərinlikdə plagioklaz, bir az dərinlikdə şpinel, daha dərinlikdə isə qranat dayanıqlıdır. Qranatlı peridotitlər ancaq üst mantiyanın dərinliklərində dayanıqlıdır. Həqiqətən də, Yer səthindən 25 km-ə qədər dərinlikdə olivin və klinopiroksendən ibarət lersolitlər ikinci dərəcəli mineral kimi plagioklaz, 25-dən 60-80 km-ə qədər şpinel, daha dərinlikdə isə qranat saxlaya bilər. Buna uyğun olaraq üst mantiyanın dərinliyə görə üç fəsiyası ayrılır: plagioklazlı, şpinelli və qranatlı peridotitlər. Plagioklazlı peri-

dotitlər, ancaq qalınlığı 15 km-dən az olan okean altındakı üst mantiyada inkişaf etmişdir. Kontinentlər altında qabığın qalınlığı 35-40 km-ə qədər artır və *M*-in birbaşa altında şpinelli peridotitlər yatır.

Ksenolitlərdə *NTE* yayılma spektri göstərir ki, üst mantiya mineraloji tərkibə çox mürəkkəbdir və heterogendir. Lakin onun kimyəvi tərkibi əsasən beş elementlə ifadə oluna bilər: *SiO₂* -44%; *Al₂O₃* - 2%; *FeO* - 8%; *CaO* - 2%; *MgO* - 42%; qalan komponentlər 2%. *MgO* və *SiO₂* bir yerdə 86% təşkil edir. Bu isə mantiyanın əsas fazalarının olivin və ortopiroksendən ibarət olmasına dəlalət edir.

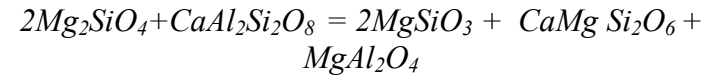


Şəkil 2.7. Eksperimental məlumatlar əsasında müxtəlif peridotitlərin ümumiləşdirilmiş faza diaqramı. X.Yoderə görə, 1979. Dərinlik şkalası orta 3,3 q/sm³ sıxlığa əsaslanmışdır. SFC - Yer səthi.

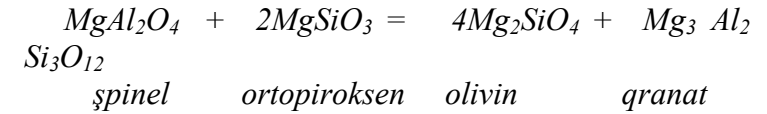
Kimberlitlərdə qranatlı lersolitlərin, qələvi bazaltlarda şpi-

neli lersolitlərin müəyyən edilməsi mantiyanın tam quruluşunu aydınlaşdırmaq üçün böyük əhəmiyyət kəsb edir. Adətən, qələvi bazaltlar-nefelinitlər kimberlitlərə nisbətən daha dayazda əmələ gəldiyi üçün belə nəticəyə gəlmək olar ki, qranatlı lersolitlər şpinelli lersolitlərə nisbətən daha dərin zonalardan gətirilmişdir. Hər iki lersolitlərin tərkibində oxşar komponentlər iştirak etdiyi üçün belə hesab etmək olar ki, alüminiumlu faza olan şpinel və qranat təzyiqdən asılı olaraq metamorfik çevrilmələrdir.

Yüksək təzyiq və temperatur şəraitində aparılmış eksperimental tədqiqatlar göstərmişdir ki, Yerərin dərin qatlarında şpinel və qranatın əmələ gəlməsi aşağıdakı reaksiyalar üzrə gedə bilər:



olivin plagioklaz ortopiroksen klinopiroksen şpinel



Peridotitlərdən başqa, üst mantiyanın quruluşunda **eklogitlər** – kimyəvi tərkibi qabbroya cavab verən qranat-piroksenli yüksək təzyiqli süxurlar da iştirak edir. Eklogitlər böyük dərinlikdə soyumuş üst mantiyanın peridotitlərinin qismən ərimə məhsullarıdır. Eklogit cisimləri, yəqin ki, kontinental yer qabığının aşağılarında da vardır. Üst mantiyanın tərkibi və quruluşu haqqında informasiya mənbəyi geofiziki məlumatlar, yer səthində və okean dibində rast gəlinən vulkanlar, partlayış boruları tərəfindən çıxarılmış dərinlik kristallik əlavələri və mantiya maddəsinin tektonik bloklardır.

Müasir kontinentlərin daxilində və kənarlarında, o cümlədən, adalar qövsələrində uzanmış dərinlik qırılmaları izlənilir. Bu qırılma-

lar ilkin vaxtlar Moxo sərhədindən aşağıda yatmış, intensiv dislokasiya olunmuş, metamorfizləmiş linza şəkilli və plastinaya bənzər peridotitləri yer üzərinə çıxartmışdır. Qabbro, diabaz, bazaltlar və bəzi başqa süxurlarla bircə onlar **ofiolit assosiasiyasını** əmələ gətirir. Bu assosiasiyaların aid olduqları zonalar **ofiolit qurşaqları** adlanırlar. Kiçik Qafqazda, o cümlədən, Azərbaycanda bu qurşağın klassik kəsilişlərini müşahidə etmək olur. Ofiolit qurşaqlarının quruluşunda iştirak edən peridotitlər bərk halda yerini dəyişmiş qırılmalarla məhdudlaşmış mantiya maddəsinin blokları hesab olunur. Adətən, onlar bütövlüklə serpentinitlərə çevrilmişlər.

Peridotitlərin ilkin tərkibi çox zaman harsburgitlərə uyğun gəlir və ikinci dərəcəli əhəmiyyətə malik dunitlərlə assosiasiya təşkil edir. Lersolitlər harsburgitlərə nisbətən daha nadir hallarda rast gəlir. Harsburgitlər tərkibi tamamilə eynicinsli olan olivindən, ortopiroksendən və xromlu şpineldən ibarətdir. Olivin 90-92% forsterit komponenti, ortopiroksen təqribən bu miqdarda enstatit saxlayır. Harsburgitlər üçün MgO -nun yüksək, Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O -nun isə aşağı miqdarı səciyyəvidir (cədvəl 2.2). Ofiolit assosiasiyasına daxil olan peridotitlərin petroqrafik və geokimyəvi xüsusiyyətləri belə nəticəyə gətirib çıxarır ki, bu süxurların əksər hissəsi üst mantiyanın qismən ərimə prosesində əmələ gəlmiş yüngül əriyən maqmatik mayenin ayrılmasından sonra qalan bərk materialdır. Belə qalıq əmələgəlmələr **restitlər** adlanırlar. Mantiya maddəsinin tektonik bloklarına okeanların dibində də rast gəlinir və aralıq-okean silsilələrini kəsən eninə qırılmalara aiddir. Burada mantiya süxurları içərisində harsburgitlər deyil, aşağı MgO və yüksək CaO , Na_2O , Al_2O_3 saxlayan lersolitlər üstünlük təşkil edir (bax: cədvəl 2.2). Beləliklə, okeanların altında mantiyanın ən üst hissələrindəki materialın yüngül komponentləri kontinental sahələrdəki üst mantiyanın materialına nisbətən az dərəcədə ekstraksiyaya məruz qalmışdır.

Vulkanlar və partlayış boruları vasitəsilə yer üzərinə çıxarıl

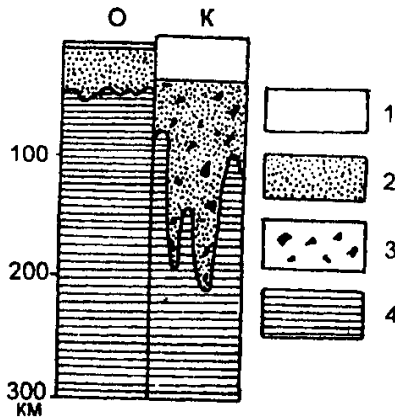
rılmış mantiya süxurlarının kristallik daxilolmaları (ksenolitləri) içərisində peridotitlər, dunitlər və eklogitlər qeyd olunur. Daxilolmalar ölçüsü endə bir neçə santimetrdən destimetrə qədər olan mantiya maddəsinin qırıntılarıdır. Qələvi bazaltlarda daxilolmalar içərisində 60-80 km dərinliyə qədər dayanıqlı olan lersolitlər və harsburgitlər üstünlük təşkil edir. Həmçinin verlitlər, vebsteritlər, klinopiroksenitlər də aşkar olunmuşdur. Kimberlitlər səthə qranatlı peridotitlərdən, həmçinin eklogitlərdən (qranat-piroksenli, distenli, korundlu, koesitli) ibarət daha dərinlik əlavələri çıxarır. Bu süxurlar 60-80 km-dən daha dərinədə dayanıqlıdır. Bəzi peridotit və eklogit daxilolmalarında almaz müəyyən olunmuşdur və almazın dayanıqlı olduğu 150 km-dən böyük dərinlikdə kristallik süxurların əmələ gəlməsini göstərir.

Dərinlik daxilolmaları olan peridotitlər mineraloji və kimyəvi tərkibinə görə üç sinfə bölünür: 1) primitiv; 2) depletləşmiş və ya üzülmüş; 3) zənginləşmiş. **Primitiv** peridotitlər lersolitlərdən ibarət olub, epigenetik dəyişmələrə məruz qalmamışdır və üst mantiyanın ilkin tərkibini əks etdirir. Primitiv mantiyanın süxurları elə süxurlardır ki, mantiya və yerin nüvəsi ayrılan vaxtdan dəyişməmiş şəkildə qalmışdır. Kontinental bazaltlardakı primitiv şpinelli lersolit daxilolmaları tərkibinə görə okean dibinin lersolitlərinə yaxındır (bax: cədvəl 2.2). Belə hesab olunur ki, onların tərkibindəki litofil elementlərin miqdarı xondritə yaxındır. Yaqoutza görə (Jağoutz et al., 1979) primitiv mantiyanın tərkibi belə ifadə olunur (%-lə): SiO_2 -45,57; TiO_2 -0,20; Al_2O_3 -3,99; FeO^* -7,88; MgO -35,58; CaO -3,53; Na_2O -0,33; K_2O -0,03; H_2O -0,04; CO_2 -0,002; $S < 0,1$. Maqneziumluluğu isə ($M = Mg / (Mg + Fe)$ – atom kütləsilə) 0,90 təşkil edir. **Depletləşmiş** peridotitlər – lersolitlər və harsburgitlər mantiya materialının qismən əriməsi nəticəsində klinopiroksenlə, uyğun olaraq Al , Ca , Na və digər asan əriyən komponentlərlə kasıblamışdır. **Zənginləşmiş** peridotitlər isə əksinə, primitiv mantiya süxurlarına nisbətən daha çox

asan əriyən komponentlər saxlayır. Bu isə dərinlik sulu və karbon qazlı flüidlərin və ya uçucu komponentlərlə zəngin olan maqmatik ərintilərin təsirindən üst mantiya maddəsinin metasomatik dəyişməsilə izah edilir. Bu proses mantiya süxurlarında amfibol, floqopit, karbonatlar, müxtəlif aksesor mineralların əmələ gəlməsinə səbəb olur.

Belə hesab edilir ki, kontinent və okeanların altındakı müasir üst mantiyanın bir hissəsi həcmində görə Yer in xarici qatının formalaşması anından nisbətən asan əriyən komponentlər saxlayan primitiv lersolitlərdən ibarətdir. Belə lersolitlər tərkibinə görə **pirolitlərə** yaxındır. Avstraliya petroloqları A.E.Rinqvud və D.Qrinin (1966) hesablamalarına görə pirolit bazalt ərintisinin (~25%) və çətin əriyən ultramafik qalığın (~75%) model qarışığından ibarətdir.

Depletləşmiş lersolit və harsburgitlər mantiyanın ən üst hissəsində yatırlar. Onlar əsasi və ultrasəsi maqmalərin əriməsindən sonra saxlanılan bərk qalıqdır və bərkilərək yer qabığını əmələ gətirir. Kontinental qabığın quruluşunda iştirak edən bazit və ultrabazitlərin cəmi qalınlığı okean qabığının qalınlığından kifayət qədər çox olduğu üçün, kontinentlərin altında üzülmüş peridotitlərin zonası okeanlara nisbətən daha dərinliyə uzanır (şəkil 2.8).

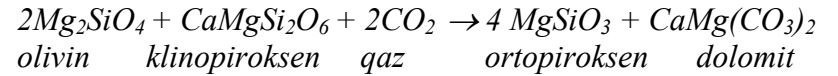


Şəkil 2.8. Okean və kontinentlərin altında üst mantiyanın sxematik

kəsilişi. A.Rinqvuda görə, 1992. 1-yer qabığı, 2-harsburgitlər, 3-eklogitlər, 4-primitiv lersolitlər.

Amfibol və ya floqopit saxlayan zənginləşmiş peridotitlər su flüidlərinin təsirinə məruz qalmış lokal sahələr əmələ gətirir. Üst mantiyada amfibol 100 km dərinliyə kimi dayanıqlıdır, floqopitin dayanıqlıq sahəsi isə 250 km-i keçən dərinliyə kimidir.

D.Eqqler (1978) və P.Uayllinin (1979) eksperimental işlərinə görə 2,6 Pa-dan böyük olan təzyiqdə (>80-100 km – dən böyük olan dərinlikdə) maqneziumlu silikatların karbon qazı ilə qarşılıqlı təsiri dayanıqlı bərk faza əmələ gətirən karbonatların əmələ gəlməsinə səbəb olur. Məsələn:



Beləliklə, 80-100 km-dən böyük dərinlikdə Yer in mantiiyası dolomit və ya maqnezit saxlayan karbonatlaşmış peridotitlərdən ibarət ola bilər.

Ksenolitlərin əmələ gəlməsi haqqında bir neçə hipotez vardır:

1) dərinlikdə ilkin maqmanın fraksiyalaşma məhsulu (yəni belə maqmanın qalxması zamanı onun qabıq şəraitində ana maqmaya çevrilməsi vaxtı);

2) ilkin mantiya maddəsindən əmələ gələn «restitlər» (yəni, qismən ərimə mərhələsində ksenolitlərin maye maqmaya nisbətən komplementar bərk fraksiyanın olması);

3) əvvəlki qismən ərimə mərhələlərində depletləşmiş mantiya ilə ilkin maqma arasında keçid təşkil edən mantiya maqmasının və ya qabıq maddəsinin «təsadüf» ksenolitləri.

Bu ksenolitlərin təbiətini aydınlaşdırmaq çox çətindir. Bunun üçün hər üç halda ksenolitlərin mineraloji, geokimyəvi, xüsusilə də izotop tərkibi dəqiq öyrənilməlidir.

Vulkanlar və partlayış boruları ilə çıxarılan kristallik daxilolmalardan bu və ya başqa rayonun dərinlik quruluşunun

modellərini yaratmaq və geotermi - Yer in dərinliyində təzyiq (dərinlik) və temperaturun arasındakı asılılığı qurmaq üçün istifadə edilir. Bunun üçün mineralların kimyəvi tərkibinin temperatur və təzyiqdən asılılığını tədqiq edən termo- və barometrik üsullar tətbiq edilir. Məsələn, piroksen geobarometrləri orto- və klinopiroksendə alüminiumlu fazalar (plagioklaz, şpinel, qranat) iştirak etdikdə Al-un miqdarının dəyişməsinə, piroksenli geotermometrlər isə temperaturdan asılılıq funksiyası olan Ca və Mg-un orto- və klinopiroksen arasında paylanmasına əsaslanmışdır.

Dərinlik daxilolmalarından ibarət olan mantiya peridotitləri bərk halda yenidən kristallaşmanın, kataklazın, plastik deformasiyanın izlərini saxlayır və mahiyyətə metamorfik süxurlardır. Termo- və barometriya üsulları ilə alınmış temperatur və təzyiğin qiymətləndirilməsi artıq bərkimiş süxurdakı subsolidus mineral tarazlığı əks etdirir. Lakin üst mantiyanın primitiv lersolitləri ilk əvvəl maqmatik təbiətə malik olmuşlar. Onlar ya mantiyanın daha dərin hissələrindən ultraəsasi ərinti, ya da Yer in erkən inkişafında səthə yaxın zonada yerləşən maqmatik okeanı dolduran ərintinin kristallaşma məhsulu olmuşlar.

2.6. Meteoritlər.

Akkresiya diferensiasiyası və yer in nüvəsinin formalaşması

Bütövlüklə Yer in, o cümlədən, nüvə və mantiyanın tərkibini qiymətləndirmək üçün ulduzlar, Günəş və meteoritlərin daxil olduğu yerdən kənar da olan cisimlərin kimyəvi tərkibinə istinad edilməlidir. Bu, onunla izah edilir ki, yer in əmələ gəlməsi haqqındakı müasir təsəvvürlərə görə Günəş sisteminin planetləri, o cümlədən, Yer də Günəş ətrafında fırlanaraq qaz-toz dumanlığının hissəciklərinin akkumulyasiyası nəticəsində əmələ gəlmişlər. Adətən belə hesab edirlər ki, bu dumanlığın Günəşə yaxın olan daxili hissəsində az uçucu kimyəvi

elementlər, Günəşdən uzaq olan xarici hissəsində isə az uçucu elementlər toplanmışdır.

Yer qrupu elementləri (Venera, Yer, Mars) ilk əvvəl əsasən silikatlardan (silisiumun oksigen saxlayan birləşmələrindən) ibarət olmuşdur. Protoplanetlərin (*proto — əvvəlki, öncə*) maddələrinə (xondr və xondritlərin sələfləri olan maddələr) az miqdarda tərkibi dəmirli meteoritlərə cavab verən metallik hissəciklər daxildir. Meteoritlər kimyəvi, mineraloji tərkibləri və strukturuna görə iki əsas qrupa – dəmirli meteoritlərə və xondritə bölünür. Xondritlər ən geniş yayılmış meteorit tipli olub, kompleks kimyəvi, struktur nişanələrinə görə fərqlənirlər. Bu isə onları planet diferensiasiyası prosesini keçməyən «primitiv» maddə hesab etməyə əsas verir. Erkən Yer i əmələ gətirən bərk silikat material adətən, xondritlərlə – hal-hazırda bizim planetin səthinə düşən az diferensiallaşmış daş meteoritlərlə eyniləşdirilir. Qeyri-uçucu kimyəvi elementlərin miqdarına görə xondritlər Günəşin müasir fotosferinə və yer qrupu planetlərinin orta tərkibinə yaxındır (cədvəl 2.4). Belə hesab edilir ki, xondritlərin mənbəyi Mars və Yupiterin orbitləri arasında yerləşən asteroid qurşağıdır.

Müasir modellərə görə protoplanet maddələrinin toplanmasının erkən mərhələsində (bu proses *akkresiya* adlanır) Yer in bərk metallik başlanğıcı (rüşeymi) - müasir daxili nüvəyə uyğun olan dəmirli meteoritlərin laxtaları əmələ gəlmişdir. Daha sonra bu laxta dəmirli və daş meteoritlərin qatışığında ibarət xarici qatla əhatə olunmuşdur.

Cədvəl 2.4

Günəşin fotosferinin, yer qrupu planetlərinin və müxtəlif tipli xondritlərin (*F, H, L*) tərkibi. A.A.Marakuşevə görə, 1991.

Element	Günəş	Merkuri	Venera	Yer	Mars	Xondritlər		
						F	H	L
<i>Si</i>	34,7	16,45	33,03	31,26	36,44	27,81	31,43	35,56
<i>Fe</i>	30,9	63,07	30,93	34,5	24,78	36,26	29,42	21,81
<i>Mg</i>	27,4	15,65	31,21	29,43	34,33	27,26	30,34	33,39

<i>Na</i>	2,19	-	-	-	-	1,23	1,7	1,62
<i>Al</i>	1,74	0,97	2,3	1,9	2,29	3,3	1,85	2,66
<i>Ca</i>	1,56	0,88	1,62	1,53	1,73	1,19	1,38	2,66
<i>Ni</i>	0,9	1,98	1,18	1,38	0,43	2,12	1,47	1,22

Daş meteoritləri kütləsinə görə üstünlük təşkil etmişdir və tərkibinə görə xondritlərə yaxındır. Günəş sisteminin protoplanet maddəsinin bərk fazası kimyəvi elementlərin müxtəlif tiplərinin və birləşmələrinin nisbi termodinamik dayanıqlığı ilə təyin olunan fraksiyalaşma ilə müşayiət olunmuşdur. Başqa sözlə desək, xondritlərdə dəmirin miqdarı 20%-dən az deyildir, müasir üst mantiya və qabıqda isə 6-7%-i aşır. Üst mantiya və qabıq xondritin tək ümumi tərkibinə görə deyil, həm də 13-15% *Fe* saxlayan silikat fraksiyasına görə də kasıblaşmışdır. Bu o deməkdir ki, silikatlara daxil olan dəmirin bir hissəsi bərpa olunmuşdur və metallik maye şəklində yerin dərin hissələrinə miqrasiya etmişdir. Ağır metallik ərinti Yerin mərkəzinə doğru hərəkət edərək son halda xarici nüvəni əmələ gətirmişdir və bu günə kimi maye halda saxlanılmışdır. Akkresiyanın sonunda erkən Yer yuxarı yüzlərlə kilometrliyi qlobal maqmatik okeanın əmələ gəlməsilə əriməyə məruz qalır və bərkidildə protoplanet maddəsi yer süxurlarından təşkil olunmuş mantiya-qabıq sistemə çevrilmişdir.

Müasir tədqiqatlara əsasən, Yer orta sıxlığının ($5,517 \text{ q/sm}^3$) yer qabığının orta sıxlığı ilə ($2,6-2,7 \text{ q/sm}^3$) müqayisəsi göstərmişdir ki, yer maddəsi sıxlığına görə təbəqələnmişdir (qatlara ayrılmışdır). Yer maddəsinin sıxlığının dərinliyə doğru artmasının əsas səbəbini iki hadisə ilə izah edirlər: böyük təzyiqin təsiri ilə sıxlığı daha yüksək olan fazalara keçidlə əlaqədar olan sıxılma, polimorfizm və kimyəvi tərkibin dəyişməsi. Dərinlik maddələrinin normal təzyiqə görə ekstrapolyasiyası göstərir ki, onun təzyiqi (üst mantiyanın maddəsindən başqa) yer qabığında rast gəlinən heç bir süxurun təzyiqinə uyğun gəlmir. Bu isə ya «adi» süxurların polimorfizmi ilə, ya da kimyəvi tərkibin prinsiplial dəyişməsi ilə izah edilə bilər;

geofiziki məlumatlar bu alternativini hələlik həll etmək iqtidarında deyildir.

Kimyəvi elementlərin Yer üst mantiyasında paylanması göstərir ki, Yer maddəsi diferensiasiyaya uğramış və bunun nəticəsində müxtəlif dərəcədə fraksiyalaşmaya məruz qalmışdır. Bu fraksiyalaşmanın aydın olan mexanizmi kimyəvi elementlərin uçuculuğundan asılı olaraq paylanması (bərk və qaz fazası arasında paylanması), oksidləşmə-reduksiya xüsusiyyətləri və kükürdə yaxınlığı (silikat, sulfid və metallik faza arasında paylanması) prosesləri olmuşdur. Yerin mantiyasının müşahidə edilən tərkibi (uçucu elementlərin az yayılması, siderofil və xalkofil elementlərlə kifayət qədər kasıb olması) təsdiq edir ki, onun protomaddəsinin əsas komponenti adi xondritlərin silikat fraksiyası olmuşdur və ona siderofil və xalkofil elementlərin əsas kütləsini itirməyən kömür xondriti tipli primitiv maddənin bir neçə hissəsi əlavə oluna bilər.

Kimyəvi elementlərin mantiya və yer qabığı maddələri arasında paylanması yer qabığında «asan əriyən» elementlərin toplanmasına dəlalət edir və A.P.Vinoqradovun yer qabığı maddəsinin mantiyadan əriməsi ideyasını təsdiq edir. Geoloji məlumatlar ərimənin və yer qabığının bütün geoloji tarix boyu formalaşmasını göstərir. Bununla yanaşı, qeyd etmək lazımdır ki, Yer hidrosfer və atmosferinin az kütləsi, onların tərkibi (su, azot, karbon qazı, arqon və s.) və ağır təsirsiz qazların çox az miqdarda yayılması bu təbəqələrin akkresiyaya məruz qalmış protoplanet maddəsinin bərk fraksiyası tərəfindən tutulmuş uçucu komponentlərin deqazasiyasında planetin yer səthinə ayrılması nəticəsində əmələ gəlmişlər.

Beləliklə, akkresiya nəticəsində Yer formalaşması zamanı onun tərkibinə xondritlərin silikat fazası tipli maddə (bir qədər primitiv material əlavə olunmaqla) və xondritlərin *Fe*, *Ni*-ərintisi tipli metallik komponentlər və ya dəmirli meteoritlər daxil olmalıdır. Protoplanetin tərkibinə daxil olan qaz fazasının və buzun uçucu komponentləri yüksək miqdarda

onun tərkibinə daxil olmamışdır. Yerin silikat təbəqəyə və metallik nüvəyə istiqamətlənmiş geokimyəvi diferensiasiyası protoplanet maddəsinin mineral (faza) tərkibinin formalaşması zamanı kimyəvi elementlərin ayrılması ilə əsaslanır: siderofil elementlər toplayan metallik fazanın və siderofil elementlərlə kasıb olan, öz tərkibində litofil elementləri toplayan silikat fazasının əmələ gəlməsi. Sulfid fazasının rolu protoplanet maddəsinin tərkibində ikinci dərəcəli olmuşdur. Lakin Yerin geoloji tarixində onun rolu artmışdır. Belə ki, bir tərəfdən silikat, digər tərəfdən isə metallik və sulfid fazalar qarşılıqlı təsirə məruz qalmamışlar və özlərini geokimyəvi müstəqil aparmışlar. Yerin silikat təbəqəsinin müasir mantiya, yer qabığı, hidrosfer və atmosferə laylanması zamanı kimyəvi elementlərin fraksionlaşmasının vahid mexanizmi Yer məkanında qaz fazasının ayrılması ilə müşayiət olunan ərinti və bərk qalıq fazanın əriməsi və ayrılmasından ibarət olmuşdur. Mantiyanın, yer qabığının, hidrosfer və atmosferin kimyəvi tərkibi bərk, maye və qaz fazaları arasında kimyəvi elementlərin paylanması ilə tənzimlənmişdir.

Yerin yaşı onda olan uranın yaşına bərabərdir və geoxronoloji məlumatlar göstərir ki, o 4,55-4,65 mlrd. ilə uyğun gəlir. Dəmirli və daş meteoritlərinin əksər hissəsinin və Ayın ən qədim süxurlarının yaşı da 4,4-4,7 mlrd. ildir. Qurğuşunun izotop tərkibinə və dəmirli meteoritlərin metallik fazasında və troilitdə volfram və osmiumun izotop tərkibinə görə fazalara ayrılma protoplanet maddəsinin bərk fraksiyasının əmələ gəlməsi vaxtı, yəni 4,55 mlrd. il əvvəl baş vermişdir, vaxta və yer qrupu planetlərinin nüvəsinin əmələgəlmə mexanizminə heç bir dəxli yoxdur. Buradan belə nəticəyə gəlirik ki, Günəş sisteminin planetləri demək olar ki, eyni vaxtda 4,7-4,5 mlrd. il əvvəl əmələ gəlmişlər (həqiqətən Yer üzərində yaşı 3,8 mlrd. il olan metamorfizləşmiş turş tərkibli süxurlar, anortozit massivləri, yaşı 4.1-4,3 mlrd. il olan arxey kvarsitləri, konqlomeratları və s. süxurlar aşkar olunmuşdur).

Beləliklə, xarici metallik nüvəni, onu əhatə edən silikat qabığı əmələ gətirən Yerin erkən diferensiasiyası birinci yüzlərlə milyon il müddətində baş vermişdir. Bu proses bizim planetin tarixində əhəmiyyətli epizodlardandır və onun növbəti geoloji inkişafını təyin etmişdir.

3. İZOTOP GEOKİMYASININ ƏSASLARI

3.1. İzotoplar və onların geokimyada istifadəsi

İzotopların miqdarı və paylanması geologiyanın bir çox sahələrində istifadə edildiyi üçün izotop geologiyasının əsaslarını bilmək çox vacib məsələlərdəndir.

Məlum olduğu kimi 1869-cu ildə ilk dəfə D.İ.Mendeleyev tərəfindən tərtib edilmiş *dövri qanun* elementlərin kimyəvi xüsusiyyətlərilə atom kütləsi arasındakı əlaqəni müəyyən edir. Lakin onun tərəfindən üç cüt element üçün (arqon və kalium, kobalt və nikel, tellur və yod) anomal nisbət müəyyən edildi. Əgər bu elementləri cədvələ onların atom kütləsi artması sırasında yerləşdirsək onda onlar kimyəvi xüsusiyyətlərinə görə əks istiqamətdə yerləşəcəkdir.

Bu problem 1918-ci ildə Soddi tərəfindən izotopların olması fikrini irəli sürdükdən sonra öz həllini tapdı. «*İzotop*» termini kimi o dövri cədvəldə eyni bir yeri tutan iki və ya daha çox müxtəlif kütləli maddələrdən istifadə edirdi. Daha sonra müxtəlif elementlərin izotoplarının olması təsdiqləndi və nəzəri-eksperimental işlərin nəticəsində müəyyən edildi ki, elementin atom nömrəsi nüvənin yükünə uyğun gəlir və elementin xarakter xüsusiyyətlərindən biridir. Müasir tədqiqatlara görə *izotoplar – müxtəlif atom kütləsi olan eyni bir atom nömrəsinə malik element atomudur.*

Kimyəvi elementlərin izotop tərkibi aşağıdakı geokimyəvi məsələləri həll etməyə imkan verir:

1. Yataqda bu elementin əvvəlki tarixini aydınlaşdırmaq. Bunu geoloji-mineraloji müşahidələrin əsasında və ya ancaq kimyəvi analizin əsasında etmək qeyri mümkündür;

2. Yatağın və ya konkret süxur nümunələrinin genezisini aydınlaşdırmaq. Buna misal kimi əhəng daşlarında qurğuşun filizlərinin (qalenitin) genezisini aydınlaşdırmağı göstərmək olar. Onlar həm çökmə, həm də aşağı temperaturu hidrotermal

(teletermal) şəraitdə əmələ gələ bilər. Qurğuşunun izotop tərkibi onların genezisi üçün ümüdlü meyardır. Andezitlərin əmələ gəlməsi də mübahisəli məsələ olduğu üçün ən yaxşı məlumatı stronsium və neodim izotopları verir;

3. Mineralların əmələgəlmə temperaturunun təyini. Belemnitlərin karbonatlarındakı oksigenin izotop tərkibi tabaşir dövründə onların saxlanıldığı dənizin temperaturunu müəyyən etməyə imkan verir. Bundan başqa oksigen və ya kükürdün kvars, karbonatlar və sulfid minerallarındakı tərkibinə görə bu mineralların çökməsinə səbəb olan hidrotermal məhlulların temperaturunu təyin etmək mümkündür;

4. Mütləq geoloji yaşın təyini. Bu məsələ tək geokimyəvi deyil, həm də geoloji məsələdir. Bu məsələ bir-birilə əlaqədar olan elementlərin (uran-qurğuşun, kalium-arqon, rubidium-stronsium və s.) miqdarı nisbətinə görə həll edilir;

5. Mineral əmələgəlmə, kimyəvi reaksiyaların və başqa təbiət proseslərinin mexanizminin öyrənilməsi.

İzotop tədqiqatları iki qrupa bölünür: birinci radioaktiv elementlərin bölünməsilə əlaqədar olaraq onların dəyişməsinə, ikinci isə kimyəvi reaksiyalarda izotopların fraksiyalaşması zamanı variasiyasına əsaslanır. Onlar uyğun olaraq radiogen və stabil izotopların öyrənilməsilə müəyyən edilir. Nəzərə almaq lazımdır ki, radiogen izotoplar da stabildir, onların ancaq radioaktiv ana izotopları stabil deyildir. İndi məlumdur ki, izotopların variasiyasının əsas səbəbi günəş sisteminin ilkin heterogen olmasıdır. Bu, xüsusilə meteoritlərin öyrənilməsinə əsaslanmışdır.

Məlumdur ki, kaliumun üç izotopu vardır: ^{39}K , ^{40}K və ^{41}K . Təbiətdə yayılmasına görə onlar uyğun olaraq aşağıdakı nisbətdədir: 93,1, 0,01 və 6,9%. 39, 40 və 41 ədədləri hər bir izotopda neytron və protonların cəminə bərabər olan atom kütləsidir. Hər bir üç izotop 19 protona malikdir (ona görə də hər üçü kaliumun xüsusiyyətini əks etdirir), lakin neytronların

miqdarı müxtəlifdir (uyğun olaraq 20, 21 və 22). Elementin atom kütləsi elektronun kütləsi az olduğu üçün proton və neytronun cəmi kimi təyin edilir. Kaliumun atom kütləsi 39,102-dir və təbiətdə ən geniş yayılan 39 izotopuna yaxındır. Arqonun üç izotopu vardır: ^{36}Ar (0,31%), ^{38}Ar (0,06%) və ^{40}Ar (99,6%). Arqon əsasən ^{40}Ar -dan ibarətdir və ona görə də onun atom çəkisi 40-a yaxındır (39,948). Kalium və arqon izotoplarının belə nisbi paylanması nəticəsi ondan ibarətdir ki, kiçik atom kütləsində arqonun atom kütləsi kaliuma nisbətən çoxdur. Digər elementlər üçün qeyd etdiyimiz anomaliya analogi olaraq izah edilir: kobalt-nikel və tellur-yod.

Soddinin izotop hipotezi radioaktivlik sahəsində çoxlu tədqiqatların nəticəsi idi. 1896-cı ildə radioaktivlik, bir il əvvəl isə rentgen-dalğaları (*X-şüaları*) kəşf olunmuşdur. Radioaktivlik atomun nüvəsindəki dəyişikliklərin nəticəsidir, rentgen dalğaları isə ya nüvədəki, ya da elektron təbəqələrinin dəyişikliklərinin nəticəsində yaranır.

Radioaktivlik qeyri-stabil atomların nüvəsinin daha stabil vəziyyətinə öz-özünə keçməsidir. Dəyişmə nəticəsində atomun nüvəsində şüalanma baş verir. α -şüalar yüksək sürətli hissəciklərin –helium ionlarının, β -şüalar elektronların, γ -şüalar *X*-şüalarına nisbətən daha qısa böyük enerjili elektromaqnit dalğalarının axınıdır.

Atom nömrəsi dəyişən radioaktiv parçalanma zamanı ilkin (qeyri-stabil) izotop *ana*, yeni əmələ gələn isə – *törəmə* adlanır.

Radioaktiv izotopların parçalanmasının sürətlərinin eksperimental ölçülməsi göstərmişdir ki, radioaktiv parçalanma birinci dərəcəli reaksiyadır, yəni vahid zamanda parçalanan atomların sayı olan atomların sayı ilə düz mütənasibdir.

$$dN/dt = -\lambda N \quad (3.1)$$

Burada *N*-dəyişməmiş atomların sayı, *t*-vaxt, λ -verilən radioaktiv izotopun bölünmə sabitidir. Məsələn, sabit 0,01-ə bərabərdirsə, tənlik göstərir ki, hər saniyədə olan atomların 1/100-i bölünür. Minus işarəsi göstərir ki, *N* azalır.

Tənliyi $t=0$ -dan t -yə və N_0 -dan *N*-ə qədər inteqrallaşdırır və potensiallaşdıraraq alırıq ($N_0-t=0$ olduqda olan atomların sayı):

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (3.2)$$

Ən çox işlədilən kəmiyyət *yarım bölünmənin dövrü* – ilkin atomların sayının yarısının bölünmə vaxtıdır. Əvvəlki tənlikdə *t*-ni $t_{1/2}$, *N*-i $N_0/2$ ilə əvəz etsək bölünmə sabiti λ və yarım bölünmə dövrü $t_{1/2}$ arasındakı nisbəti almaq olar:

$$1/2 = e^{-\lambda t_{1/2}}, \text{ və ya } t_{1/2} = \ln 2 / \lambda. \quad (3.3)$$

Radioaktivliyin geoloji tədqiqatlarda istifadə olunmasını 1904-cü ildə Rezerford göstərmişdir. Boltvud müxtəlif minerallarda qurğuşunun urana nisbətini öyrənərək belə nəticəyə gəlmişdir ki, onlarda qurğuşun uranın radioaktiv parçalanma məhsuludur və 1905-ci ildə o *U/Pb* nisbətini vaxta görə dəyişdiyindən süxur və minerallarda mütləq yaş təyin etmək üçün təklif etmişdir. Boltvudun təklifləri düzgün idi, lakin hal-hazırda aydındır ki, elementləri deyil izotopları müqayisə etmək lazımdır. İdeal halda, ancaq ana (məsələn, ^{238}U) və törəmə (^{206}Pb - ^{238}U –nin törəmə məhsulu) izotopların miqdarını ölçmək kifayətdir və belə hesab edilir ki, λ sabitinin bölünmə sürəti sabitdir və eksperimentlərdən məlumdur. Müəyyən edilmişdir ki, bölünmə sürəti bütün radioaktiv çevrilmələrdə sabitdir və ona nə temperaturun, təzyiğin, kimyəvi mühitin, nə də fiziki şəraitin təsiri yoxdur.

(3.2) tənliyində *N*-i mineralda olan ana atomların miqdarı *P*, N_0 - mineral əmələ gəldikdə ilkin iştirak edən ana atomların sayını P_0 ilə əvəz edək. Törəmə atomların sayı *D*, bir *P* atomunun bölünməsində bir *D* atomu alındığı üçün, P_0 və *P*-

nin fərqi bərabər olacaqdır. $P_0=P+D$ olduqda tənlik aşağıdakı şəkli alır:

$$P=(P+D) e^{-\lambda t} \quad (3.4)$$

və ya

$$D=P(e^{\lambda t}-1) \quad (3.5)$$

Bu tənliyi t -yə görə həll edərək aşağıdakıları alırıq:

$$\begin{aligned} P/(P+D) &= e^{-\lambda t}, & e^{\lambda t} &= (P+D)/P; \\ \lambda t &= \ln(1+D/P), & t &= 1/\lambda \ln(1+D/P) \end{aligned} \quad (3.6)$$

D/P və λ -nı dəyişdirərək tənliyi t – nümunənin əmələgəlmə vaxtı (yaşı) üçün həll etmək olar. D/P nisbəti atomların sayı ilə ifadə olunmuşdur.

Geologiyanın geoloji obyektlərin izotop yaşını və izotop tarixini öyrənən bölməsi **geoxronologiya** adlanır. Təbiətdə rast gəlinən radioaktiv izotoplardan bəziləri geoxronologiya üçün faydalı olmuşdur. Geniş yayıldığına görə uran izotopu ilkin vaxtlar dəqiq öyrənilmişdir. Uzun müddət yaşayan iki izotop ^{235}U və ^{238}U qısa müddətdə yaşayan radioaktiv məhsulları və son stabil izotopları ^{207}Pb və ^{206}Pb əmələ gətirir. O fakt böyük əhəmiyyət kəsb etdi ki, radioaktiv olmayan qurğuşun kimi elementlərin də izotopları müəyyən olundu. Bu isə başqa stabil elementlərin də izotopları olmasına gətirib çıxardı. Radioaktiv seriyaların öyrənilməsi göstərdi ki, atom nömrəsi 83-dən böyük olan (bismut) elementlərdə təbiətdə ancaq radioaktiv izotoplar rast gəlir. Geoxronologiyada izotop cütlüyündən istifadə edilir. Bu onunla izah edilir ki, mass-spektrometrik analizdə istifadə olunan cihazlar öz konstruksiyasına görə izotopların mütləq miqdarını deyil, onların nisbətini təyin edir. Ona görə də radioaktiv və radiogen izotopların törəmə stabil izotoplardan birinə nisbəti istifadə edilir. Onlara $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$, $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$, $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ və s. aiddir. Aşağıda mütləq geoxronologiyada istifadə olunan bəzi izotop sistemlərinin xarakteristikası verilir.

İzotop sistemi	P	D	S	λ, il^{-1}
$Rb-Sr$	^{87}Rb	^{87}Sr	^{86}Sr	$1,42 \times 10^{-11}$
$Sm-Nd$	^{147}Sm	^{143}Nd	^{144}Nd	$6,54 \times 10^{-12}$
$U-Pb$	^{235}U	^{207}Pb	^{204}Pb	$9,85 \times 10^{-10}$
	^{238}U	^{206}Pb	^{204}Pb	$1,55 \times 10^{-10}$

Burada P -ana radioaktiv izotop, D -toplanan törəmə izotop, S -stabil törəmə izotopdur.

Kristallaşma momentindən izotop sisteminin bağlı şərti ödənildikdə bu sistemin mineral və süxurlarının nöqtələri (P/S)-(D/S) koordinatlarında $X-Y$ diaqramında düz xətt – **izoxron** əmələ gətirir. Məlum olduğu kimi düz xəttin tənliyi $Y=aX+b$ tənliyi kimi yazılır. Bu xətdə a və b parametrlərinə görə t mütləq yaşı və törəmə elementin izotoplarının ilkin nisbəti D_0/S təyin edilir.

İzotop sisteminin bağlı olmasını yoxlamaq üçün $X-Y$ diaqramı qurulur. Əgər bütün n nöqtələr artan düz xətt üzrə düz toplanırsa bu o deməkdir ki, bütün n nümunələr üçün növbəti hesablamalarda izoxron modelini istifadə etmək olar. Əgər əksər nöqtələr düz xəttin üzərində yerləşirsə, 1-2 nöqtə isə ondan kənara çıxırsa, bu o deməkdir ki, uyğun olan 1-2 nümunədə ya izotop sisteminin bağlı olması pozulmuşdur, ya da uyğun olan minerallar və ya süxurun hissəsi öyrənilən süxurlara nisbətən başqa yaşa malikdir. Bu halda belə nümunələri sonrakı hesablamalardan çıxarmaq lazımdır. Əgər əksər nümunələr düz xətt üzərinə yığılırsa, onda izoxron modelinin tətbiq olunması məqsədəuyğun deyildir və aşağıda göstərəcəyimiz üsulla mütləq yaşı təyin etmək olmaz. Aşağıda konkret izotop sistemlər haqqında bəhs ediləcəkdir.

3.2. Elementlərin izotop tərkibi. Müxtəlif elementlərin izotop geokimyası. Müxtəlif geoloji obyektlərin genezisini təyin etməkdə bu elementlərin izotoplarının indikator əhəmiyyəti

Rubidium-stronsium sistemi

Rubidium-stronsium sistemi adı $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ radioaktiv bölünməsinin nəticəsində formalaşır. Təbiətdə rubidiumun iki izotopuna rast gəlinir - ^{85}Rb (72,5%), ^{87}Rb (27,85%). Təbii stronsiumun 4 stabil izotopu vardır: ^{84}Sr (0,6%), ^{86}Sr (9,9%), ^{87}Sr (7,0%) və ^{88}Sr (82,6%). $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ bölünmə tənliyi (3.5) tənliyindən alınır:

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Rb}(e^{\lambda t} - 1) \quad (3.7)$$

^{87}Sr -un atomlarının ümumi miqdarı mineral və ya süxur nümunəsində aşağıdakı kimi olacaqdır:

$$^{87}\text{Sr}_{\text{ölçülən}} = ^{87}\text{Sr}_{\text{ilkin}} + ^{87}\text{Rb}(e^{\lambda t} - 1) \quad (3.8)$$

burada $^{87}\text{Sr}_{\text{ilkin}}$ – nümunənin əmələgəlmə momentində iştirak edən atomlardır. Atom nisbətini mütləq miqdara nisbətən ölçmək asan və dəqiq olduğu üçün (3.8) tənliyini bu formada yazmaq olar.

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{ölçülən}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{ilkin}} + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}(e^{\lambda t} - 1) \quad (3.9)$$

Mineral nümunəsinin yaşını almaq üçün izotop analizlə $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ və $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ nisbətərini təyin etmək lazımdır. Bundan başqa ilkin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nisbəti də qiymətləndirilməlidir və bölünmə sabiti seçilməlidir. Belə informasiyanı alaraq t yaşı üçün (3.9) tənliyini həll etmək olar. İlkin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nisbətindən qiymətləndirilməsinin üsullarından biri bu nisbəti eyni zamanda mövcud olan rubidium saxlamayan dəyişməmiş minerallarda (apatit və ya kalsiumlu plagioklaz) ölçülməsidir.

Maqmatik süxurların yaşını təyin etdikdə yuxarıda qeyd edildiyi kimi, *izoxron diaqramından* istifadə edərək həm kristallaşma müddətini, həm də ilkin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nisbətini aydınlaşdırmaq olar (şəkil 3.1). Diaqram müxtəlif minerallar və ya süxurun müxtəlif nümunələri üçün $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ koordinatlarında qurulur. Müxtəlif nümunələr fərqlənən Rb/Sr nisbəti göstərdikdə, düzünə xətt (izoxron) alınır. Bu xətt (3.9)

tənliyi ilə təyin edilir. İzoxronun ordinat oxu ilə kəsişməsi $t=0$ olduqda $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nisbətinə, xəttin mailliyi isə $e^{\lambda t} - 1$ -yə uyğun gəlir. İzoxron absis oxu ilə α bucağını əmələ gətirir. Bu bucağın tangensi bərabərdir:

$$\text{tg}\alpha = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right) / \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right) = \frac{^{87}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}}$$

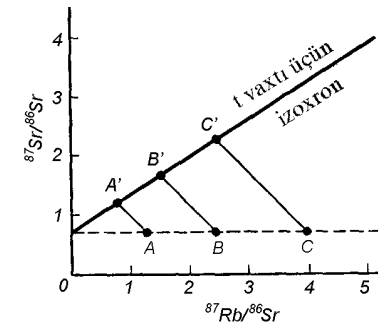
Çap olunmuş məlumatlarda yaşı təyin etmək üçün λ -nın müxtəlif qiymətlərindən istifadə edilir. Hal-hazırda rubidiumun bölünməsi olan λ üçün vahid qiymət – $1,39 \times 10^{-11}$ il⁻¹ qəbul edilmişdir.

Misal. Maqmatik süxurun mineralları aşağıdakı izotop nisbətlərinə malikdir:

Mineral	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Biotit	4,5	0,92
Muskovit	3,4	0,86
Mikroklin	2,1	0,79

Süxur hansı yaşa malikdir və kristallaşma zamanı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nisbəti nəyə bərabərdir?

Cavab: Yuxarıda göstərilən üsuldən istifadə edərək süxurun yaşı təqribən $3,78 \times 10^9$ il, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nisbətindən ilkin qiyməti isə 0,68-ə yaxındır.



Şəkil 3.1. Dəyişməmiş maqmatik süxurlar üçün sadə izoxron. Bu süxurun üç mineralı üçün ilkin tərkibi A, B, C ilə; onların tərkibi t

zamanından sonra A' , B' , C' ilə göstərilmişdir. İzoxronun şaquli ox ilə kəsişməsi süxur üçün $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbətini ilkin nisbətini verir, izoxronun mailliyinə görə süxurun yaşı (t) təyin edilə bilər.

İlkin $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbətini qiyməti okean və kontinental süxurlar üçün yer qabığının tarixini və maqmatik süxurlar üçün maqmatik mənbənin yerini təyin etmək üçün istifadə edilir. İlkin $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbəti daş meteoritləri üçün xarakter olan 0,698 götürülür və yer qabığı əmələ gəldikdə qabıq və mantiya arasında $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$ – nin müəyyən ayrılma dərəcəsi güman edilir. Rubidiumun geokimyəvi xüsusiyyətlərindən belə məlum olur ki, yer qabığı mantiyaya nisbətən daha yüksək Rb/Sr nisbətində malikdir. Beləliklə, yer qabığının maqmatik süxurlarının ilkin mənbəyi olan mantiya maqması yer qabığında formalaşmış maqmadan fərqli olan $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbətini müəyyən qiymətinə malikdir. Bu nisbət ərimənin yerindən və vaxtından asılıdır. Məsələn, okean bazaltları üçün ilkin $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbəti 0,702-0,707-yə bərabərdir və maqmanın mantiya mənbəli olmasına dəlalət edir. Bu nisbət kontinental bazaltlarda daha geniş intervalda dəyişməsi mantiya maqmasınının qabıq materialı ilə qismən qarışmasından irəli gəlir. Qabıq maqmadan əmələ gələn süxurlar daha yüksək ilkin $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbətində malikdir (0,707-dən böyük). Mantiya təbiətli süxurlar üçün Rb/Sr nisbəti 0,024-ə bərabərdir. Qabıq materialında isə bu nisbət 0,24 təşkil edir. Daha yüksək 0,35 qiyməti isə Kanada qalxanının süxurları üçün təyin edilmişdir. Bu qalxandan axan şirin sulara $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbəti 0,712-0,726-ya, Rb/Sr nisbəti 0,18-ə bərabərdir. Hal-hazırda dəniz suyu daha aşağı $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbətində malikdir (0,709) və okean dibindəki bazaltların izotop dəyişməsilə əlaqədardır.

Yuxarıda qeyd etdiklərimiz Sr -izotopunun iki fundamental qanunauyğunluğunu müəyyən edir:

1) vahid (homogen) mənbədən və ya ilkin maqmadan əmələ gələn bütün süxurlar eyni ilkin $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbətində malik olmalıdır;

2) aşağı Rb/Sr nisbətində malik mənbədən (məsələn, mantiya) əmələ gələn maqmalar uyğun olaraq aşağı ilkin $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbətində, yüksək Rb/Sr nisbətində malik uzun müddət yaşamış mənbələr (məsələn, üst kontinental qabıq – qranit və ya qranit-metamorfik qat) və ya bu mənbələrin kontaminasiya olunmuş materialları daha yüksək ilkin $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbətində malik olmalıdırlar.

Maqmatik süxurların müxtəlif tipləri üçün ümumiləşdirilmiş məlumatlar cədvəl 3.1-də verilmişdir. Cədvəldən görüldüyü kimi ada qövslərinin toleitləri və karbonatitlərdə ilkin $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbəti daha az dəyişərək okean bazaltlarına yaxındır və aşağı Rb/Sr nisbətlili maqmatik mənbəyə malik olan süxurlar üçün səciyyəvidir. Bu daha çox karbonatitləri və əhəngdaşları müqayisə etdikdə özünü büruzə verir. Əhəngdaşları üçün bu nisbət 0,706-0,712 təşkil edir və bu maqmatik süxurların genezisində heç bir rol oynamır.

Cədvəl 3.1

Maqmatik süxurlarda ümumiləşdirilmiş ilkin $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbəti (K.Q.Koks və b. görə, 1982)

Süxurun tipi	$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_0$	Qeyd
Okean bazaltları	0,7023-0,707	0,7037-yə bərabər olan okean adalarının bazaltları üçün orta qiymət
Ada qövslərinin vulkanitləri	0,703-0,707	Yeni Zelandiyanın və Cənubi Amerikanın andezitləri orta qiyməti 0,7037 olan qalan süxurlara nisbətən yüksək nisbətə malikdir (çox vaxt >0,705)
Kontinental əsasi süxurlar	0,700-0,718	Əksər süxurlarda <0,710. Qondvanın yura yaşlı süxurları üçün yüksək qiymət tipikdir (məsələn, 0,712-yə yaxın)
Qələvi vulkanitlər	0,704-0,714	Məsələn, İtaliya və Şərqi Afrikanın vulkanitləri
Karbonatitlər	0,702-0,707	Orta qiymət 0,7034
Qranitlər	0,700-0,740	Fanerozooy orogen batolitləri üçün 0,704-0,709 tipikdir
Ultraəsasi intruzivlər və nodullar	0,703-0,730	Sr-un aşağı qiyməti onların postkristallaşmadan sonra, o cümlədən, bəzi ilkin analizlərdə laboratoriya çirkənləməsinin

		mümkünlüyünə dəlalət edir
Kimberlitlər	0,704-0,718	Dəyişməyə məruz qalmamış nümunələrdə daha aşağı miqdar vardır

Samarium-neodium sistemi

Samarium-neodium üsulu ^{147}Sm izotopunun α -bölünməsinə və onun ^{143}Nd izotopuna çevrilməsinə əsaslanmışdır ($\lambda^{147}\text{Sm} = 6,54 \cdot 10^{-12} \text{ il}^{-1}$). Bu zaman əmələ gələn ^{143}Nd izotopu samarium kimi yüngül nadir torpaq elementlərə aiddir və kimyəvi xüsusiyyətlərinə və yayılmasına görə ona yaxındır.

Samariumun uzun müddət yaşaması ($T/2 = 105 \cdot 10^9 \text{ il}$) və təbiətdə süxurlarda Sm/Nd nisbətini dəyişə bilən proseslərin olmaması $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ nisbətini az miqdarda dəyişməsinə səbəb olur, buna görə isə radiogen komponent təyin edilir.

Belə ki, Yer üçün Sm/Nd nisbəti 0,31-ə bərabərdir və 4,5 mlrd. il ərzində $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ nisbəti ancaq 1,13% artmışdır. Ona görə də bu üsuldən, ancaq mass-spektrometr texnikası güclü inkişaf etdikdən sonra geniş istifadə olunmağa başladı. Bununla əlaqədar olaraq bu üsul əsasi tərkibli kembriyə qədərki süxurların yaşını təyin etmək üçün tətbiq olunur. Başqalarından fərqli olaraq $\text{Sm}-\text{Nd}$ sistemi metamorfizm, sedimentasiya, diagenoz proseslərində pozulmur və buna görə də başqa üsulların həll edə bilmədiyi məsələləri bu üsul həll edə bilir. Üsul o vaxt tətbiq oluna bilər ki, səhv 0,01%-dən artıq ola bilməsin.

Stronsium və neodium izotoplarının yuxarıda qeyd etdiyimiz nisbətləri maqmatik süxurların petrogenesis məsələlərinin həllində çox geniş istifadə edilir. Belə ki, depletləşmiş, zənginləşmiş mantiya süxurları, kontaminasiyaya məruz qalmış yer qabığı şəraitində kristallaşmış maqmatik süxurlar adları qeyd edilən elementlərin izotop nisbətlərinə görə bir-birindən çox dəqiqliklə ayrılır. Bundan başqa, müxtəlif geodinamik şəraitlərdə formalaşmış maqmatik süxurların da özünə məxsus izotop nisbəti vardır. Bu məsələlər haqqında uyğun ədəbiyyatlardan lazımı məlumat almaq olar.

Qeyd etdiyimiz məsələləri həll edərkən izotop nisbətlərin ilkin qiymətini hesablamaq vacib məsələlərdəndir. $I = (D/S)_0$ nisbəti stronsium üçün $I_{Sr} = (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_0$ və ya neodium üçün $I_{Nd} = (^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_0$ izoxron qrafikində Y oxu ilə kəsişmə nöqtəsində yerləşən b parametrlə təyin edilir:

$$I = b = Y - aX$$

İlkin izotop nisbəti I öyrənilən süxurların genezisini izah etməyə imkan verir. Yuxarıda qeyd edildiyi kimi stronsium izotopunun ilkin nisbətini aşağı qiyməti ($I_{Sr} < 0,706$) mantiya materialından əmələ gələn maqmalar üçün qəbul edilir, bu parametrlin yüksək qiyməti ($I_{Sr} > 0,706$) isə qabıq təbiətli maqmatik ocağı və ya daha dərinlik ocaqlarda qabıq materialının yenidən əriməsini göstərir.

Neodium və stronsium izotoplarının ilkin nisbətini görə adətən xüsusi bir parametr ϵ_{Nd} , ϵ_{Sr} hesablanır. Bu parametr süxurun əmələ gəldiyi andakı neodium və ya stronsiumun uyğun olan izotoplarının ilkin qiymətinin I_{Nd} və ya I_{Sr} eynicinsli xondrit mantiya rezervuarı adlanan və *CHUR* (*Chondrite Uniform Reservoir – eynicinsli xondrit rezervuarı sözü*) ilə işarə olunan izotop nisbətini bərabərdir.

Məsələn, neodium izotopu üçün

$$\epsilon_{Nd} = \left(\frac{I_{Nd}}{I_{Nd \text{ CHUR}}} - 1 \right) \cdot 10^4$$

Nəzərə alsaq ki,

$$I_{Nd \text{ CHUR}} = \left[\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}} \right] \cdot (e^{\lambda_{Sm} t} - 1)$$

və $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,512638$; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,1967$ bu formul belə yazıla bilər:

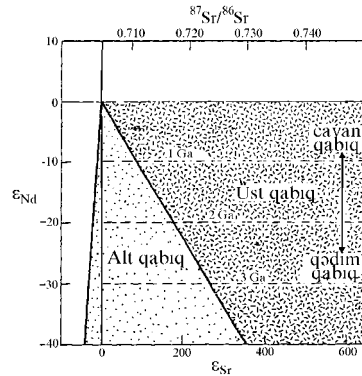
$$\epsilon_{Nd} = \left(\frac{I_{Nd}}{0,512638 - 0,1967(e^{\lambda_{Sm} t} - 1)} - 1 \right) \cdot 10^4$$

Alınan ϵ_{Nd} kəmiyyətinin interpretasiyası aşağıdakılardır. $\epsilon_{Nd}=0$ qiyməti eynicinsli xondrit mantiya rezervuarından (CHUR) əmələ gələn maqmatik süxurlara, $\epsilon_{Nd}>0$ – qeyri-kogerent elementlərlə kasıb olan depletləşmiş mantiya materialından əmələ gələn süxurlara, $\epsilon_{Nd}<0$ – qabıq təbiətli süxurlara və ya CHUR-a nisbətən aşağı Sm/Nd nisbətində malik zənginləşmiş mantiyaya, yəni yenidən ərimiş qabıq materialı daxil olan dərinlik süxurlarına uyğun gəlir.

Qeyd etmək lazımdır ki, neodium izotopunun belə dəqiq hesablanmasına görə, adətən maqmatik süxurların petrogenetik məsələlərini həll etdikdə neodium və stronsium izotopları birgə tətbiq edilir. Neodiuma analogi olaraq stronsiumun da epsilon qiyməti aşağıdakı kimi hesablanır.

$$\epsilon_{Sr} = \left(\frac{(^{87}Sr / ^{86}Sr)_{ilkin}}{(^{87}Sr / ^{86}Sr)_{CHUR}} - 1 \right) \cdot 10^4$$

Hər iki elementin izotop nisbəti müxtəlif təbiətli maqmatik süxurların genezisi haqqında mülahizələr yürütməyə imkan verir. Şəkil 3.2-də kontinental kristallik qabığın Nd və Sr izotop tərkibləri göstərilmişdir. Şəkildən görüldüyü kimi tipik kontinental kristallik qabıq üst mantiyaya nisbətən aşağı Sm/Nd , $^{143}Nd / ^{144}Nd$ nisbətində (mənfi ϵ_{Nd} qiymətində) malikdir.



Şəkil 3.2. Kontinental kristallik qabığın bu günə olan Nd və Sr izotop tərkibləri; xəttən sağda million illərlə kristallik qabığın yaş nisbəti gös-tərilmişdir (DePaolo və Vasserburqa görə, 1979).

$Sm-Nd$ və $Rb-Sr$ izotop sisteminə misal olaraq Qafqaz aralıq massivinin Dzirul çıxışında təyin olunmuş məlumatlara diqqət yetirək (cədvəl 3.2) (məlumatlar «Qafqazın geodinamika, petrologiya və metallogeniyanın problem məsələləri» Bakı, 2007 kitabından götürülmüşdür).

Cədvəldən görüldüyü kimi qeyd edilən massivin tonalitlərində I_{Sr} 0,7081-dən 0,7082-yə qədər dəyişir və üst qabığın məlumatlarına uyğun gəlir. Bu süxurların qabıq genezisində həm də orta göstəricisi 0,118 olan $^{147}Sm / ^{144}Nd$ parametri də dəlalat edir. Teylor və MakLennana (1985) görə yer qabığı üçün orta qiymət 0,12-dir. ϵ_{Nd} göstəricisi -2,8792-dən -6,8906-a kimi dəyişir. Bu isə tonolitlərin protolitinin kontinental qabıq süxuru olduğuna dəlalat edir.

Cədvəl 3.2

Dzirul çıxışının tonalitlərində Rb , Sr , Sm və Nd (p.p.m.) miqdarı və bəzi izotop məlumatları

Komponent	Dz 31	Dz 32	Dz 44	Dz 45
Rb	116,23	118,87	110,20	89,6723
Sr	213,75	294,18	248,46	290,02
$^{87}Rb / ^{86}Sr$	1,53879	1,14318	1,25292	1,383323
$^{87}Sr / ^{86}Sr$	0,720506	0,717573	0,718272	0,716065
I_{Sr}	0,7092	0,7089	0,7087	0,7081
Sm	6,48	3,98	7,10	9,30
Nd	38,45	17,08	39,63	48,56
$^{143}Nd / ^{144}Nd$	0,512062	0,512346	0,512044	0,512070
$^{147}Sm / ^{144}Nd$	0,10410	0,14394	0,11064	0,11823
ϵ_{Nd}	-6,28938	-2,87918	-6,99145	-6,8908

Uran-torium-qurğuşun sistemi

Uran-torium-qurğuşun sistemi geoxronologiyada iki səbəbdən ən mürəkkəb sistemlərdən biridir: 1) ona üç ana izotopu daxildir; 2) bu izotoplardan hər biri qurğuşunun stabil

izotopu əmələ gələnə gədər geniş bölünmə seriyası əmələ gətirir. Bununla yanaşı, sistemin mürəkkəbliyi mineral və süxurların tarixi haqqında əlavə məlumat almağa imkan yaradır. Bu sistemdə üç bölünmə seriyası vardır: $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$, $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$. Hal-hazırda ^{238}U izotopu uranın ümumi miqdarının 99,275-ni təşkil edir. ^{235}U izotopu ^{238}U -yə nisbətən tez bölündüyü üçün bu izotopların nisbəti vaxt keçdikcə dəyişir.

Uran-torium-qurğuşun sistemini tətbiq edərkən süxur və mineralların yaşının təyini üçün 3.5 tənliyindən istifadə olunur:

$$^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (3.10)$$

$$^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (3.11)$$

$$^{208}\text{Pb} = ^{232}\text{Th} (e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (3.12)$$

Mineral əmələ gəldikdə ilkin iştirak edən qurğuşunun miqdarını (*ilkin qurğuşun*) təyin etmək lazımdır. ^{208}Pb , ^{207}Pb və ^{206}Pb -nin ümumi cəmi nümunədə ilkin və radiogen qurğuşunun cəminə bərabər olacaqdır:

$$^{206}\text{Pb}_{\text{ölçülən}} = ^{206}\text{Pb}_{\text{ilkin}} + ^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (3.13)$$

$$^{207}\text{Pb}_{\text{ölçülən}} = ^{207}\text{Pb}_{\text{ilkin}} + ^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (3.14)$$

$$^{208}\text{Pb}_{\text{ölçülən}} = ^{208}\text{Pb}_{\text{ilkin}} + ^{232}\text{Th} (e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (3.15)$$

Daha dəqiq qiyməti elementlərin mütləq miqdarını təyin etməklə yox, onların izotop nisbətini ölçməklə almaq olar.

Radiogen olmayan ^{204}Pb izotopu başqa izotoplarla birgə rast gəldiyinə görə uran-torium-qurğuşun sistemində yaşı təyin etmək üçün əvvəlki tənlikləri bu izotopa bölməklə əsas tənliyi almaq olur:

$$\frac{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ölçülən}}}{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ölçülən}}} = \frac{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ilkin}} + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})(e^{\lambda_{238}t} - 1)}{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ilkin}} + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})(e^{\lambda_{235}t} - 1)} \quad (3.16)$$

$$\frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ölçülən}}}{(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ölçülən}}} = \frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ilkin}} + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})(e^{\lambda_{235}t} - 1)}{(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ilkin}} + (^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb})(e^{\lambda_{232}t} - 1)} \quad (3.17)$$

$$\frac{(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ölçülən}}}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ölçülən}}} = \frac{(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ilkin}} + (^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb})(e^{\lambda_{232}t} - 1)}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ilkin}} + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})(e^{\lambda_{238}t} - 1)} \quad (3.18)$$

Nümunənin yaşını təyin etmək üçün uyğun olan izotop nisbətlərindən istifadə olunur, bu isə məlum olan λ ilə birgə (3.16)-(3.18) tənliklərini t əmələgəlmə vaxtına görə həll etməyə imkan verir:

$$\frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ölçülən}} - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ilkin}}}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ölçülən}} - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ilkin}}} = \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}} \right)_{\text{ölçülən}} \cdot \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \quad (3.19)$$

Bu tənliyə əsaslanan yaşı təyin etmə üsulu *qurğuşun (206-207) üsulu* adlanır. $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ nisbətini müasir qiyməti $1/137,88$ təşkil edir və yaşdan və uranın gəldiyi maddənin mənbəyinin geoloji tarixindən asılı deyildir. (3.19) tənliyi üzrə yaşı müəyyən etmək üçün ancaq qurğuşunun izotopunu təyin etmək kifayətdir.

Kalium-arqon sistemi

^{40}K izotopu bölündükdə iki izotop alınır: normal β -bölünməsində ^{40}Ca və elektron götürdükdə ^{40}Ar . Bu proseslərin hər birinin öz sabiti (λ_{β} , λ_k) vardır, ^{40}K bölünməsinin ümumi sabiti onların cəmindən ibarətdir. Arqon inert olduğu üçün onu mineral əmələ gəlməsilə əlaqələndirmək ehtimalı azdır, ona görə də onun əksər hissəsi (bəlkə də mineralda olan bütün arqon) radioaktiv bölünmənin məhsuludur. Kalsium kaliuma nisbətən yer qabığında daha çox yayılmışdır və onun ən geniş yayılan izotopu ^{40}Ca -dur. Ona görə də yaşı təyin etdikdə 89% ^{40}K bölünməsinin ^{40}Ca -ın əmələ gəlməsinə səbəb olmasına baxmayaraq, kalsiuma nisbətən arqonun izotopunu istifadə etmək daha ümid vericidir.

(3.5) tənliyi kalium bölünməsi üçün aşağıdakı şəkli alır:

$$^{40}\text{Ar} = ^{40}\text{K} \frac{\lambda_k}{\lambda_k + \lambda_{\beta}} \cdot (e^{(\lambda_k + \lambda_{\beta})t} - 1) \quad (3.20)$$

Bu tənliyin t -yə görə (illərlə) həlli K-Ar üsulu ilə yaşı təyin edən tənliyi verir:

$$t = \frac{1}{\lambda_k + \lambda_\beta} \ln \left(1 + \left(\frac{\lambda_k + \lambda_\beta}{\lambda_k} \right) \cdot \frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{40}\text{K}} \right) \quad (3.21)$$

Qəbul olunmuş qiymət (laboratoriya şəraitində ölçülən) λ_β və λ_k üçün uyğun olaraq $0,584 \cdot 10^{-10}$ və $4,72 \cdot 10^{-10}$ təşkil edir və nəticədə tənlik aşağıdakı görünüşü alır:

$$t = 1,88 \times 10^9 \ln(1 + 9,07 \cdot {}^{40}\text{Ar} / {}^{40}\text{K}) \quad (3.22)$$

${}^{40}\text{K}$ nümunədə birbaşa mass-spektrometrdə və ya kaliumun ümumi həcminə görə müəyyən olunur. Sonuncu halda ${}^{40}\text{K}$ izotopu ${}^{40}\text{K}/K_{\text{ümumi}}$ nisbətində görə təyin edilir və təbii nümunələrdə kifayət qədər sabitdir (${}^{40}\text{K} = 0,0119\% K_{\text{ümumi}}$). Belə üsulla $\pm 3\%$ dəqiqliklə nümunələrin yaşını təyin etmək olur.

Qeyd etmək lazımdır ki, Azərbaycanda yayılmış maqmatik süxurların əksəriyyətinin yaşı məhz bu üsulla müəyyən edilmiş və Qafqazda bir sıra geoloji məsələlərin həllinə aydınlıq gətirilmişdir. Misal üçün, Gədəbəy intruzivinin süxurlarının yaşı aşağıdakı cədvəldə göstərilir (cədvəl 3.3).

Cədvəl 3.3

Gədəbəy intruzivinin qranitoidlərinin mütləq yaşı
(A.R.İsmət və b. görə, 2003)

No№	Süxurun adı	K, %	Yaş, mln. il	Stratigrafik səviyyə
1	Kvarşlı diorit	1,15	137	Gec üst yura (138 mln. il)
2	Qranit-aplit	4,70	140	
3	Biotitli qranodiorit	1,13	137	
4	Mikropeqmatitli qranit	3,24	142	
5	Qranodiorit	2,55	133	
6	Serisitləşmiş süxur	5,04	141	
7	Qranodiorit	1,98	150	
8	Qranodiorit	3,16	136	

3.3. Stabil izotopların minerallar arasında paylanması, izotop fraksionlaşması, izotop geotermometrləri

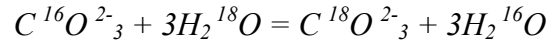
Ayrı-ayrı elementlərin stabil izotoplarının ümumi miqdarı qalay üçün 10-a çatır, digər 21 elementdə isə 0-a qədər enir və bir elementə 3 izotop düşür. Təbiətdə, ümumiyyətlə, 300-dən çox izotop vardır (həm dayanıqlı, həm də dayanıqsız) və onların yayılması müxtəlifdir. Məsələn, ${}^1\text{H}$ izotopu 99,99% yayıldığı halda, ${}^2\text{H}$ izotopu 0,001% yayılmışdır. Proton və neytron ədədləri cüt olan nisbətən dayanıqlı (stabil) nüvəsi olan izotoplar ən geniş yayılmışdır.

Təbiətdə kimyəvi, fiziki və ya bioloji proseslər elementin izotoplarının **fraksionlaşmasına** (ayrılmasına) gətirib çıxarır. Bu ayrılma izotopların minerallarda və başqa təbii birləşmələrdə müxtəlif cür paylanmasına səbəb olur. Bəzi hallarda isə diffuziya və ya buxarlanma kimi fiziki proseslər əhəmiyyətli rola malik ola bilərlər. Ancaq fraksionlaşma əsasən kimyəvi və bioloji proseslərlə əlaqədardır. Bioloji proseslər mürəkkəb olduğu üçün tam aydın olmadığı halda, kimyəvi izotop effektlər dəqiq öyrənilmişdir və izotop kütlələrinin müxtəlifliyi ilə izah edilir.

Nəzəri və eksperimental tədqiqatlar göstərir ki, kimyəvi reaksiyalarda izotoplar arasındakı əsas fərq rəqətmə enerjisi ilə əlaqədardır (hidrogenin izotopları istisna olmaqla). Molekul rəqslərinin tezliyi atomları bağlayan qüvvədən, molekulda atomun kütləsindən ibarətdir. İzotopların kütləsi fərqləndiyi üçün eyni kimyəvi formula malik (məsələn, H_2O), lakin müxtəlif izotopları olan ($\text{H}_2\text{}^{16}\text{O}$, $\text{H}_2\text{}^{18}\text{O}$) iki molekul rəqətmə tezliyi ilə fərqlənir. Hidrogen (kütləsi 1) və deuteriy (kütləsi 2) ${}^{16}\text{O}$ və ${}^{18}\text{O}$ –ə nisbətən xüsusiyyətlərinə görə daha çox fərqlənir. Kimyəvi izotop fraksionlaşma dərəcəsi elementin atom nömrəsi artdıqca azalır.

Rəqətmə tezliyini spektroskopik ölçmələrlə və nəzəri hesablamalarla təyin etmək olur. Bu isə ideal qazın tənliyindən

istifadə etməklə izotop reaksiyalarında tarazlıq əmsalını hesablamağa imkan verir və belə reaksiyalarda fraksiyalaşma dərəcəsi temperaturun funksiyasıdır. Bu, onunla izah edilir ki, molekulun enerjisi temperaturdan asılıdır: temperatur yüksəldikcə fraksiyalaşma dərəcəsi azalır. H.Yuri (1974) geologiyada birinci dəfə izotop tarazlığının əmsalını tətbiq etmişdir. O, belə fərziyyə irəli sürürdü ki, okeanda karbonat kalsiumun əmələgəlmə temperaturunu karbonatda olan oksigenin izotop tərkibini bilməklə təyin etmək olar. Su ilə karbonat-ion arasında olan reaksiyaya baxaq:



Bu reaksiyanın tarazlıq əmsalı

$$K = \frac{C^{18}O_3^{2-} / C^{16}O_3^{2-}}{(H_2^{18}O / H_2^{16}O)^3}$$

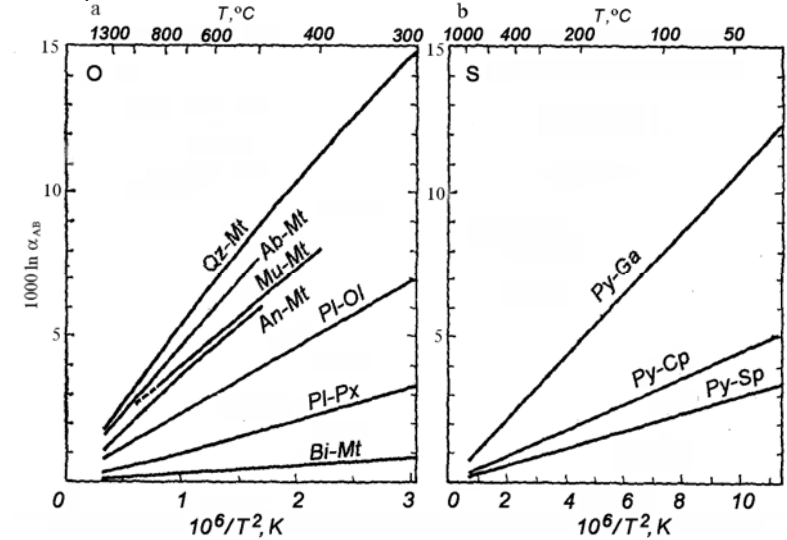
Formula izotopların nisbəti daxildir, çünki izotop tədqiqatlarda konsentrasiya deyil, məhz izotop nisbəti ölçülür; izotop nisbətlərinin ölçülməsinin dəqiqliyi izotopların mütləq miqdarına nisbətən daha dəqiqdir. H.Yuri (1974) bir birləşmədə elementin iki izotopunun başqa birləşmədəki bu izotopların nisbətində bölməsini – *fraksiyalaşma göstəricisini* (α) istifadə etməyi təklif etmişdir. Su-karbonat-ion reaksiyası üçün fraksiyalaşma göstəricisi bərabərdir:

$$\alpha = N_1 : N_2 / n_1 : n_2$$

burada N_1 və N_2 bir birləşmədə yüngül və ağır izotoplar, n_1 və n_2 bu izotopların başqa birləşmədə nisbətidir.

$\alpha > 1$ olduqda izotoplar ayrılır. Bütün izotoplar üçün (hidrogen izotopları istisna olmaqla) α -nın qiyməti vahidə yaxındır. Burada üstünlük ondan ibarətdir ki, α K tarazlıq əmsalı ilə əlaqədardır. $K = \alpha^n$, n -dəyişən atomların miqdarıdır. Beləliklə, əgər reaksiya tənliyi hər tərkibdə ancaq bir atomun dəyişməsilə yazılırsa, onda $K = \alpha$.

Müəyyən olunmuşdur ki, α və ya K temperaturdan asılıdır. Tarazlıq əmsalı və temperatur arasında aşağıdakı asılılıq müəyyən olunmuşdur: $\ln K \propto 1/T^2$, T - mütləq temperaturdur. Buradan aydındır ki, yüksək temperaturda istənilən bölünmə sifra yaxınlaşır. Şəkil 3.3-də temperaturdan asılı olaraq O və S izotoplarının ən əhəmiyyətli mineral cütliyündə izotop ayrılması göstərilmişdir.



Şəkil 3.3. Mineral-mineral tarazlıq fraksiyalaşması oksigen (a) və kükürd (b) üçün temperaturun funksiyası kimi.

Fraksiyalaşma əmsalı və izotop nisbətindən, ancaq paleo-temperaturu təyin etmək üçün deyil, həm də mineralların əmələgəlmə üsullarını və geoloji proseslərin xarakteristikasını öyrənmək üçün də istifadə edilir. Maqmatik prosesləri öyrəndikdə stabil izotopların ən geniş tətbiq sahəsi *geotermometriya*dır. Ən çox istifadə edilən geotermometrlər sadə kimyəvi tərkibi olan minerallardır. Bu, onunla izah edilir ki, fraksiyalaşma indeksi plagioklaz kimi sülb birləşmələr əmələ gətirən minerallar üçün tərkibdən asılı olaraq dəyişir. Bu halda yüksək maqmatik temperaturlar ($>1000^{\circ}C$) üçün möhtəvilərin

paragenezisləri dəyişməmiş vulkanik süxurlar üçün hesablanır. Geotermometriya plutonik süxurlar üçün mineralların zonallığı ilə ifadə olunan daha geniş kristallaşma temperaturu nəticəsində mürəkkəbləşir. Zonal minerallarda hesablanan temperatur, adətən, kristallaşmanın daxilindəki temperaturu verir, bu vaxt plagioklaz üçün başqa minerallara nisbətən aşağı temperatur alınır, bu isə 800⁰ C-dən aşağı subsolidus temperaturda izotop dəyişməsinə dəlalət edir. S izotopları üçün termometriyanın tətbiq olunması gec- və post maqmatik hidrotermal mineralaşmanın sahəsilə məhdudlaşır və burada temperaturdan başqa pH və xüsusilə oksigenin fuqitivliyi böyük rol oynayır.

Stabil izotoplar haqqında ümumi məlumat verməzdən əvvəl onların necə ölçülməsi barədə qısaca məlumat verək. Oksigenin izotop nisbəti onun nümunədən kimyəvi yolla çıxarılmasına, karbon iki oksidə çevrilməsinə və mass-spektrometrdə təyin olunmasına əsaslanmışdır. Nümunələrin götürülməsi və hazırlanması çox təmizliklə və dəqiqliklə aparılmalıdır: nümunələr eynicinsli, mötəbər və çirklənməmiş olmalıdır. İzotop nisbəti standartdan kənara çıxma ilə - δ xarakterizə olunur və promillə ölçülür (‰ – mində bir hissə):

$$\delta\% = \left(\frac{\text{нцмунядя оланизотопнисбяти}}{\text{стандартда олан изотопнисбяти}} - 1 \right) \cdot 1000$$

Digər elementlərin də izotop nisbətləri analoji təyin edilir. Adətən, ağır izotopun yüngül izotopa olan nisbətini götürmək qəbul edilmişdir – ¹⁸O / ¹⁶O, ³⁴S / ³²S və s. Standartla müqayisədə nümunədəki yüksək qiymət müsbət ədədlə, daha aşağı isə mənfi ədədlə ifadə olunur. Hidrogen və oksigen üçün izotop standartı kimi standart orta okean suyu SMOW qəbul edilmişdir. Karbon və kükürd üçün isə başqa standartlar tətbiq edilir.

Oksigen izotopları

Təbii oksigenin izotopları aşağıdakı faiz nisbət ilə təyin edilir:

$$^{16}\text{O} - 99,759$$

$$^{17}\text{O} - 0,0374$$

$$^{18}\text{O} - 0,203$$

İzotop tədqiqatlarında, adətən ¹⁸O / ¹⁶O nisbəti ölçülür. Oksigenin izotop tərkibi ¹⁸O izotopunun sıxlaşdırılma kəmiyyətinə bərabərdir:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{нцмунядя}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{стандарт}}} \right) - \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{стандарт}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{стандарт}}} \right)}{\left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{стандарт}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{стандарт}}} \right)} \cdot 10^3$$

Standart kimi qəbul edilən okean suyunun oksigeni üçün ¹⁸O / ¹⁶O = 1993,4 · 10⁻⁶ və ¹⁶O / ¹⁸O = 501,7.

Bəzi təbii nümunələrdə oksigenin izotop tərkibi cədvəl 3.4-də göstərilmişdir. Cədvəldən görüldüyü kimi, sabit izotop tərkibə Yerin, Ayın maqmatik süxurları və daş meteoritlər malikdir. Oksigenin izotop tərkibi əsasən, növbəti sulu mühitdə metamorfizmə uğrayan sedimentasiya məhsulları olan çökmə, metamorfik süxurlar üçün dəyişkəndir. Lakin oksigenin izotop tərkibi uçucu və mütəhərrik maddələrdə, məsələn, təbii sularda, vulkan qazlarında və üzvi maddələrdə daha dəyişkən olur.

Cədvəl 3.4

¹⁸O/¹⁶O nisbətinin standart orta okean suyu ilə müqayisədə dəyişməsi (H.P.Teylorə görə, 1967)

Obyektlər	δ kəmiyyətinin intervalı, ‰
1	2
Meteoritlər	
Axondritlər	4-5
Xondritlər	5-6
Kömür xondritləri	-1 - +12
Maqmatik süxurlar	
Qranit peqmatitləri	7-14
Qranitlər və kvarslı monsonitlər	7-9
Bazaltlar və qabbro	6-7
Ultraəsasi süxurlar	5-6
Maqmatik süxurların mineralları	
Kvars	8,9-10,3
Kalium çöl şpatı	7,0-9,1
Plagioklaz	6,5-9,1

Hornblend	5,9-6,9
Piroksen	5,5-6,3
1	2
Biotit	4,4-6,6
Maqnetit	1,0-3,0
Metamorfik süxurlar	
Mərmərlər	15-27
Kvarsitlər	10-15
Amfibolitlər	7-13
Çökmə süxurlar	
Dəniz əhəngdaşları	22-30
Şirin su əhəngdaşları	18-25
Arkoz qumdaşları	12-16
Şistlər	14-19
Silisiumlu şistlər və diatomitlər	28-36
Sular	
Okean	-0,5 - +0,5
Az şirin	-10 - -4
Qar və buz	-60 - -20
Meteor və hidrotermal	-24 - +7

Oksigenin izotopları başqa elementlərlə yanaşı, yuxarıda qeyd edildiyi kimi, geotermometr kimi istifadə olunur və maqmatik süxurların petrogenesisində əhəmiyyətli informasiya daşıyır. Bundan başqa, oksigenin izotopu kristallaşma prosesinin tarazlıq dərəcəsini, ərintinin diferensiasiyasını və onun ətraf süxurlarla və meteor sularla qarşılıqlı münasibətini təyin etdikdə də informasiya mənbəyidir. Eyni informasiyanı çökmə və metamorfik süxurlar üçün də almaq olar.

Kükürd izotopları

Kükürd dörd stabil izotopa malikdir: ^{32}S , ^{33}S , ^{34}S , ^{36}S . Onlardan ən geniş yayılanı ^{32}S (95%) və ^{34}S (4.2%) izotoplarıdır. Çox geniş yayıldığına görə adətən, $^{32}\text{S} / ^{34}\text{S}$ nisbəti ölçülür.

$$\delta^{34}\text{S} = \frac{\left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{нцмуня}} - \left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{стандарт}}}{\left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{стандарт}}} \cdot 10^3$$

$(^{34}\text{S} / ^{32}\text{S})_{\text{стандарт}}$ nisbəti dəmir meteoritlərdəki troilitdəki kükürdün izotop tərkibinə uyğun gəlir və aşağıdakı qiymətlərlə səciyyələnir:

$$\delta^{34}\text{S}=0; \quad ^{32}\text{S} / ^{34}\text{S}=22,22 \quad \text{və} \quad ^{34}\text{S} / ^{32}\text{S}=0.04500.$$

Kükürdün izotop fraksiyalaşması oksidləşmə-reduksiya reaksiyası ilə izah edilir. Müəyyən fraksiyalaşmaya səbəb olan belə reaksiyalar həm qeyri-üzvi, həm də üzvi ola bilər. Adətən, daha ağır izotop güclü əlaqəsi olan birləşmələrə daxil olur. Kükürd reduksiyaedici maddələrə nisbətən oksidləşmə məhsulları ilə daha sıx əlaqədardır. Ona görə də sulfid mineralının sulfatlara qismən oksidləşməsində sulfatlarda ^{32}S -yə nisbətən ^{34}S -nin artması müşahidə edilir. Kükürdün izotop nisbəti $\delta^{34}\text{S} / ^{32}\text{S}$ (‰) kimi göstərilir (cədvəl 3.5).

Cədvəl 3.5

$^{32}\text{S} / ^{34}\text{S}$ və $\delta^{34}\text{S} / ^{32}\text{S}$ nisbətlərinin variasiyası (Olta görə, 1959)

Maddə	$^{32}\text{S} / ^{34}\text{S}$	$\delta^{34}\text{S} / ^{32}\text{S}$, ‰
Kanyon Dyavola meteoritindən troilit (standart)	22.22	0
<i>Sulfid mineralları</i>		
Meteoritlərdə	22,18-22,14	+1,3 - -1,2
Maqmatik süxurlarda	21,99-22,26	+10 - -2
Çökmə süxurlarda	21,28-23,21	+42 - -45
<i>Filizlər</i>		
maqmatik süxurlarda	22,09-22,35	+7 - -7
çökmə süxurlarda	21,18-23,28	+50 - -45
<i>Hidrogen sulfid</i>		
vulkanik	22,27-22,43	-3 - -10
Biogen	22,08-22,71	+5 - -24
<i>Xalis kükürd</i>		
vulkanik	22,10-22,57	+5 - -16
Biogen	21,73-22,57	+21 - -16
<i>Kükürd iki oksid</i>		
vulkanik	21,82-22,39	+17 - -9
yağış suyunda	22,04-22,15	+9 - +3

Sulfatlar		
Dəniz suyu	21,75-21,79	+21 - +19
Evaporitlər	21,56-22,13	+30 - +4
Duz günbəzlərinin papaqları	20,84-21,95	+61 - +12
Hidrotermal	21,44-22,34	+35 - -6

Belə hesab edilir ki, ilkin və Yer in mantiyasının kükürdü $^{32}S/^{34}S$ nisbətini 22,22-yə ($\delta^{34}S / ^{32}S=0$) bərabər olması ilə xarakterizə olunur. Maqmatik süxurların sulfidləri az miqdarda ^{34}S ilə zənginləşən kiçik diapazonlu qiymətini əmələ gətirir. Başqa maddələrin sulfidləri, xüsusilə də hidrotermal yataqlardan olan sulfidlər və çökmə təbiətli sulfidlər izotop nisbətini geniş variasiyası ilə xarakterizə olunur və onların əmələ gəlməsinin müxtəlifliyini göstərir. Yüngül kükürd sulfid mineralları, hidrogen sulfid və xalis kükürd üçün xarakterdir. Ağır kükürd sulfatlar üçün səciyyəvidir; ən yüksək qiymət duz günbəzlərində kalsit papaqlarında anhidritlərdə müəyyən edilmişdir.

Kükürd izotoplarından kükürd saxlayan filiz yataqlarının öyrənilməsində geniş istifadə edilir (Jensen M., 1967, Ohmoto H., 1972, Qrinenko V.A., 1971). Eyni izotop nisbətində malik olan çökmülər homogen məhlullardan əmələ gəlir və təyin olunan $\delta^{34}S / ^{32}S$ nisbətində mənbəyi xarakterizə etmək olur. Mantıyadan qabığa daxil olan kükürd çökmə süxurların biogen kükürdünə nisbətən yüngüldür. Minerallar arasında kükürdün yüksək temperaturda fraksiyonlaşması az temperatura nisbətən daha zəifdir. H.Ohmotoya görə (1972) kükürd və karbonun izotop tərkibi hidrotermal minerallarda *pH* kəmiyyətilə, filiz əmələ gətirən flüidlərin oksidləşdirici xüsusiyyətlərilə, onların izotop tərkibilə və temperaturla nəzarət olunur. Maqmatik süxurlarla əlaqədar olan filiz yataqlarında $^{32}S / ^{34}S$ nisbəti daha məhdud intervala düşür və onların $\delta^{34}S / ^{32}S$ qiyməti sıfıra yaxındır. Metamorfizm, sedimentasiya və ya qrunut sularının aktivliyi nəticəsində əmələ gələn yataqlar isə bu qiymətlərin daha geniş intervalda dəyişməsilə xarakterizə olunur.

Karbon izotopları

Təbii karbon 98,9% ^{12}C -dən və 1,15% ^{13}C -dən ibarətdir. Yaş təyin edilən radiogen izotop az yayılmışdır. Karbonun izotop tərkibi $^{12}C / ^{13}C$ nisbətində ifadə olunur:

$$\delta^{13}C = \frac{\left(\frac{^{13}C / ^{12}C_{\text{нцмуня}}}{^{13}C / ^{12}C_{\text{стандарт}}} \right) - \left(\frac{^{13}C / ^{12}C_{\text{стандарт}}}{^{13}C / ^{12}C_{\text{стандарт}}} \right)}{\left(\frac{^{13}C / ^{12}C_{\text{стандарт}}}{^{13}C / ^{12}C_{\text{стандарт}}} \right)} \cdot 10^3$$

Standart kimi Cənubi Kaliforniyadakı Pi Di formasiyasının laylarından götürülmüş *Belemnitella americana* molyuskasının karbonu götürülmüşdür və *PDB* kimi işarə olunur. Bu standart üçün $^{12}C / ^{13}C=88,99$ və uyğun olaraq $\delta^{13}C=0$ -dir. $\delta^{12}C / ^{13}C$ nisbəti şirin sulu əhəng daşlarında 4%-dən neftdə 31%-ə qədər dəyişir.

4. MAQMATİK PROSESLƏRİN GEOKİMYASI

4.1. Maqmatizmin Yer qabığının və maqmanın əmələ gəlməsində rolu

Maqmatik proseslər maqmatik ocağın temperaturunun aşağı düşməsilə baş verir. Bununla əlaqədar olaraq, maqmada reaksiyalar fasiləsiz olaraq dəyişir və bu dəyişmə kristallaşmanın son məhsulu olan süxurların tərkibində və strukturunda öz əksini tapır. Maqmatik süxurların müxtəlif tiplərinin kristallaşması zamanı ilkin eynicinsli maqmanın kimyəvi olaraq qeyri-bircinsli hissələrə bölünməsi baş verir. Bu proses maqmanın diferensiasiyası adlanır və hələ də petrologiya və geokimyayın aparıcı problemlərindəndir.

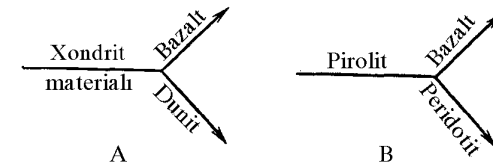
Aydındır ki, diferensiasiya nəticəsində litosferin bütün məlum olan süxurlarını verən ilkin ana maqmanın əmələ gəlməsi məsələləri ortaya çıxır. Bu məsələ çoxdandır ki, geoloqların, petroloq və geokimyayçıların diqqətini cəlb edir. Əksər petroloqlar – N.Bouen, R.Deli, Q.Tirrel və başqaları hesab edirdilər ki, ilkin vahid maqma bazalt tərkibli olmuşdur. F.Y.Levinson-Lessinq iki müstəqil maqmanın – qranit və bazalt maqmasının olmasını fərz edirdi. A.Xolms isə üç ilkin maqmanın (qranit, bazalt, peridotit) olması haqqında hipotez irəli sürmüşdür. Ən çox qəbul edilən ilkin bazalt maqmasının olmasıdır. Lakin bu hipotez hal-hazırda müasir geokimyəvi (nadir və nadir torpaq elementlərin paylanması, izotopik məlumatlar) məlumatlarla daha da təkmilləşdirilmişdir. Yerin soyuq başlanğıcının olması haqqındakı kosmogenik hipotez göstərdi ki, bizim protoplanetimiz ultraəsasi süxurlara və ya daş meteoritlərinə yaxın eynicinsli kimyəvi tərkibə malik olmuşdur. Yer səthə yaxın horizontları da aydındır ki, həmin tərkibə malik olmuşdur. Növbəti radiogen qızma nəticəsində ultraəsasi materialın diferensiasiyası baş vermiş, bazalt və qranit materialı əmələ gəlməyə başlamışdır. Bu zaman mantiya materialının

ilkin tərkibi də dəyişmişdir.

Müasir məlumatlara görə maqmanın mənbəyi mantiya hesab edilir və onun ultraəsasi süxurlardan təşkil olunduğu güman edilir. Mantiya bütövlüklə fraksiyalaşmaya və diferensiasiyaya az məruz qalmışdır.

Birinci dəfə A.P.Vinoqradov tərəfindən daş meteoritlərin (xondritlərin) zonal əriməsi haqqındakı təcrübələr və bir çox kimyəvi elementlərin dunit, bazalt və meteoritlər arasında paylanması nəticəsində alınmış məlumatlar göstərir ki, mantiyadan fəal mütəhərrik olan mantiya maddəsinin əriməsi və deqazasiyası prosesində xondrit tərkibli mantiya maddəsinin dunit və bazalt maddəsinə ayrılması baş verir. Əgər mantiyanın ilkin materialı kimi piroliti götürsək (A.Rinqvuda görə), onda onun əriməsi nəticəsində maddənin peridotit və bazalta ayrılması baş verəcəkdir. Əgər zonal ərimə mexanizmini biz qəbul etsək, onda mantiyanın maddəsinin ayrılmasını iki variantda qəbul etmək olar (şəkil 4.1).

Şəkildən görüldüyü kimi mantiyanın ilkin materialından asılı olmayaraq asan əriyən fraksiya bazalt tərkibli maqma olacaqdır. Uçucu komponentlərlə zənginləşərək o yuxarı qalxacaq və tədricən Yer səthini tamamilə bazalt qatı ilə bürüyəcəkdir. Bu qat yer qabığının bütün tip süxurları üçün ilkin material olmuşdur.



Şəkil 4.1. Mantiyanın ana maddəsinin ayrılması.

Bu məlumat geoloji faktlarla təsdiqlənir, həqiqətən də yaş 2,5·10⁹ ildən çox olan Yer qabığının qədim hissələrinin kəsilişlərində süxurların kimyəvi tərkibinin cəmi bazalt qatının

tərkibinə yaxındır (kembriyə qədərki materiklərin «yaşıl-daşlaşmış nüvəsi»). Ona görə də belə hesab edilir ki, çoxlu miqdarda müxtəlif tipli süxurların ilkin maddəsi bazalt maqması olmuşdur. Lakin bu nəticəni bütün süxurlara aid etmək düzgün deyildir.

İndi isə ümumi halda maqmanın əmələ gəlməsi prosesinə baxaq. Həm ilkin, həm də törəmə maqmatik ərintilərin əksər hissəsi yer qabığında və üst mantiyada əmələ gəlir. **İlkin maqma** ilkin süxurların qismən əriməsi nəticəsində, **törəmə maqma** isə fraksiyon kristallaşma və ya ilkin maqmada gedən başqa proseslər nəticəsində əmələ gəlir. Maqmanın bu tiplərini müəyyən etmək, onların təkamülünü izləmək üçün yer qabığının və üst mantiyanın kimyəvi və fiziki xüsusiyyətlərinə diqqət yetirək (cədvəl 4.1).

Cədvəl 4.1

Yer qabığının və üst mantiyanın fiziki və kimyəvi xüsusiyyətləri

	Yer qabığı	Üst mantiya
Dərinlik, km	0-70, orta hesabla materiklərdə 35, okeanlarda 7 km	Moxo sərhədindən 400 km-ə kimi
Sürət, km/san P-dalğalar	1,5-dən (çökmə lay) 6,8-ə kimi (monolit süxurlar)	8,1
S-dalğalar	3,7 (çökmə süxurlar)	4,5
Sıxlıq, q/sm ³	1,5 (çökmə süxurlar) 2,9 (monolit süxurlar)	3,4
Təzyiq, kbar	0-16	2-150
Temperatur, °C	0-1000	200-1700

Kimyəvi tərkib	Kontinentlərin altında qranitdən bazalta kimi, okeanların altında bazalta kimi	Tərkibinə görə peridotitlərə, eklogitlərə və ya hər ikisinə yaxındır, həm lateralda, həm də şaquli istiqamətdə dəyişkəndir
<i>Qeyd: Seysmik sürət və sıxlıq üçün orta qiymət verilmişdir</i>		

Yer qabığını mantiyadan ayıran Moxoroviçiç sərhədi okeanlarda 7 km, materiklərdə isə 30-70 km (orta hesabla 35 km) dərinlikdə yatır. Bu səthin yatım dərinliyi seysmik məlumatlara görə təyin edilir. Dərinliyə doğru uzununa (P-) və eninə (S-) dalğaların yayılma sürətləri düz mantiyaya qədər artır; lakin onun özündə bir yerdən başqa yerə həm horizontal, həm də şaquli istiqamətdə bu sürətlər kifayət qədər dəyişir.

Xüsusi əhəmiyyətli zona 60-dan 250 km-ə qədər olan dərinlikdə yerləşir. Bu zona **aşağı sürətli zona** adlanır və dərinliyə doğru S-dalğaların sürətinin əvvəlcə azalması, daha sonra artması ilə xarakterizə olunur. Sürəti azalmış zonanın maddəsi yəqin ki, qismən ərimiş vəziyyətdə olur və yuxarıdakı maddəyə nisbətən daha fəaldır. Seysmik dalğaların sürətinin azalma zonası əksər maqmaların generasiya sahəsidir. Bu onunla isbat olunur ki, ən birincisi bu zonalarda adətən, zəlzələlərin mərkəzi qruplaşır. İkincisi bu dərinlikdə hesablanmış təzyiq mantiya süxurlarının səthə çıxardığı süxurların mineral tərkibinin əmələgəlmə təzyiqinə uyğun gəlir. Maqmanın əmələ gəlməsinin əsas səbəbi isə konveksiya hesab olunur (bax: I fəsil). Yer in aşağı sürətli qatı **astenosfer** kimi interpretasiya olunur və ondan yuxarıda yatan daha monolit süxurlardan ibarət üst mantiya (qalınlığı 0-50 km) və yer qabığı (5-70 km qalınlıqlı) isə **litosferə** aid edilir. Tektonika plit konsepsiyasında plitələrə astenosferə nisbətən hərəkət edən litosferin blokları kimi baxılır. Adətən, ilkin maqmaların əsas tipləri yerin geoloji inkişafında ən geniş yayılmış süxurlara uyğun olaraq götürülür. Belə maqmalardan ən azı üç petroqrafik tip süxurlar

əmələ gəldiyi güman edilir: toleit bazaltları, qələvi olivinli bazaltlar və kontinental batolitlərin qranitoidləri. Bu maqmaların əmələ gəlməsi və növbəti təkamülü yer qabığı və üst mantiyanın tərkibindən asılıdır.

Üst mantiyada eninə və uzununa dalğaların sürətləri, bu sürətlərə görə sıxlıqların paylanması hesablanması, qravimetrik məlumatlar göstərir ki, üst mantiyanın mümkün olan tərkibi peridotitlərə, eklogitlərə və ya onlar arasında olan tərkibə yaxındır. Birinci fəsildə qeyd etdiyimiz kimi, mantiya süxurları kimberlitlərdə, qələvi bazaltlarda müəyyən edilmişdir və tərkibləri peridotitlərə və ya eklogitlərə uyğun gəlir.

Məlum olduğu kimi peridotitlər olivindən, bir və ya bir neçə piroksendən ibarət ultraəsasi süxurlardır. Eklogitlərin tərkibi bazaltlara yaxın olmaqla qranat və klinopiroksendən ibarətdir. Beləliklə, Moxoroviçiq sərhədi bazalt və qabbrodan peridotitə kimyəvi tərkibin dəyişməsinə, ya da qabbro və ya bazaltın (plagioklaz+piroksen) eklogitə (piroksen+qranat) izokimyəvi dəyişməsinə uyğun gəlir. Eklogitlərin faza dayanıqlığının tədqiqi və üst mantiyanın sıxlığının qiymətləndirilməsi göstərir ki, onun tərkibi eklogitə deyil, peridotitə uyğundur. Yer qabığında olduğu kimi üst mantiyada da lateral qeyri bircinslilik müşahidə edilir.

Üst mantiyanın ilkin bazalt maqması necə formalaşır? Hər bir təklif olunan hipotez üst mantiyanın hansı tərkibinin seçilməsi ilə sıx əlaqədardır. Məsələn, yuxarıda qeyd edildiyi kimi, Qrin və Rinqvud üst mantiyanın tərkibini nəzəri olaraq hesablanmış üç hissə harsburgitdən və bir hissə toleit bazaltından ibarət olan qarışıqdan – *pirolitdən* ibarət olduğunu fərz etmişlər. O'xara öz modelində təbii qranatlı peridotitin tərkibindən istifadə etmişdir. Faza tarazlığının öyrənilməsi göstərir ki, bazalt maqmasının generasiyası yuxarıda qeyd edilən maddələrin hər birindən tarazlıq şəraitində əriyə bilər. Belə yolla əmələ gələn maqmalar bir-birindən əsasən element-qatışıqların tərkibinə görə fərqlənirlər. Növbəti fraksion kristallaşma zamanı onların

davranışı da fərqlənəcəkdir.

İlkin mantiya maqması Moxo sərhədindən aşağıda yatan peridotitlərin qismən əriməsi nəticəsində əmələ gəlir. Maye fazası uzaqlaşdıqdan sonra üst mantiyada depletlanmış (kasıblaşmış) peridotitlər və ya dunitlərdən ibarət restit material qalır. Restitlərin əsas mineralı maqneziumlu olivindir ($Fe_{0.90}$). Beləliklə, əmələ gələn ərinti bu mineralla zəngin olacaqdır və ilkin mantiya maqmasının kristallaşması maqneziumla zəngin olan olivindən başlayacaqdır. Eksperimental məlumatlara görə, olivinin (Ol) tərkibilə və onunla müvazinətdə olan ərinti (m) arasında aşağıdakı asılılıq vardır:

$$(Fe^{2+}/Mg)_{Ol} / (Fe^{2+}/Mg)_m = 0,3$$

Beləliklə, ilkin maqma üçün $Fe^{2+}/Mg=0,11$ olan $Fe_{0.90}$ tərkibli olivin, dəmirliliyi $Fe^{2+}/Mg=0,37$ və atom çəkisi ilə ifadə olunmuş maqneziumluluq əmsalı $M=Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)=0,73$ olan ərintilə müvazinətdə olmalıdır və ondan kristallaşmalıdır. Bu kəmiyyətlər göstərir ki, ilkin mantiya maqması yüksək maqneziumlu ərintiyə cavab verməlidir. Ümumiyyətlə, hal-hazırda ilkin mantiya maqması üçün aşağıdakı sabitlər qəbul edilir: $K_D=0,21-0,36$, ərintilə müvazinətdə olan olivinin tərkibi $Fe_{0.86-0.90}$, $M=0,68-0,75$, Ni -in olivində miqdarı 3000 q/t, ərintidəki miqdarı 200 q/t. Belə maqmaların tərkibi pikritlərə, pikrobasaltlara və onlara qohum olan süxurlara yaxın ola bilər. Bunu peridotitlərin ərimə təcrübələri təsdiq etmişdir.

Qeyd etmək lazımdır ki, tipik üst mantiyanın mineralogiyası ilə (olivin+ortopiroksen+klinopiroksen±qranat±spinel) müvazinətdə olan ilkin maqmalar vardır ki, onlar yüksək maqneziumluq sabitinə ($>0,7$), Ni və Cr -un yüksək miqdarına (uyğun olaraq $>400-500$ q/t və >1000 q/t) və 50%-i keçməyən SiO_2 miqdarına malikdirlər. Çox güman ki, belə süxurlar normal mantiyadan deyil, metasomatitləşmiş mənbədən əmələ gəlmişlər. Metasomatizmə isə qismən əriməyə qədər harsburgitlər (olivin+ortopiroksen) məruz qalmışlar.

Bu və ya başqa süxurun son olaraq formalaşması parsial ərimə dərəcəsi, maqmanın ayrılma dərinliyi və növbəti fraksiyon kristallaşmanın intensivliyindən başqa maqmanın mantiyadan yer qabığına hərəkəti zamanı kənar süxurlarla qarşılıqlı əlaqəsindən də asılıdır. Ona görə də üst mantiyanın ekvivalenti o süxurlar hesab edilir ki, onların formalaşmasına kənar süxurlarla qarşılıqlı əlaqə və fraksiyon kristallaşma az təsir göstərsin. Qalan bazaltlar öz tərkibinə görə ilkin maqmadan kifayət qədər fərqlənir. Hal-hazırda ilkin maqmanı müəyyənləşdirərkən mikroelementlərin, xüsusilə də süxur əmələ gətirən minerallara daxil ola bilməyən elementlərin, məsələn, nadir elementlərin öyrənilməsi və həmçinin müxtəlif izotop nisbətlərinin analizini aparmaq lazımdır.

Maqmaların ərimə mexanizmi və onun təkamülü məsələləri Qrin və Rinqvudun, Yoderin, İ.D.Ryabçikovun, L.N.Koqarkonun və bir çox başqa petroloq və geokimyəçilərin fundamental əsərlərində geniş işıqlandırılmışdır. Hal-hazırda maqmanın əmələ gəlməsi və təkamülünə maqmatizmin plitələr tektonikası ilə əlaqəsi nöqteyi-nəzərindən baxılır.

4.2. Maqmatik süxurların əmələ gəlməsi haqqında müasir təsəvvürlər

Maqmatik süxurların əmələ gəlməsi haqqında bir-birinə əks olan konsepsiyalar vardır. Bu konsepsiyaların hər biri faktiki materiallarla əsaslandırılrsa da, bir sıra çətin həll olunan suallar ortaya çıxır.

Əsasi süxurların əmələ gəlməsi haqqında əsasən iki nöqteyi-nəzər vardır: 1. Əsasi maqma bazalt qatından əmələ gəlmişdir və onun bütün müxtəlif növləri diferensiasiya ilə əlaqədardır; 2. Əsasi maqma dərinlik qırılmaları ilə əlaqədardır və onun mənbəyi üst mantiya hesab edilir. Əksər petroloqlar tərəfindən bir neçə tip maqma ayrılır – toleit, qələvi bazalt və s.

Orta süxurların, xüsusilə də andezitlərin əmələ gəlməsi haqqında da müxtəlif fikirlər vardır. Petroloqların diqqətini an-

dezitlərin bazalt və qranitlər arasında aralıq vəziyyət tutması cəlb etmişdir və ona görə də onların əmələ gəlməsi haqqında universal bir hipotez yoxdur. Andezitlərin əmələ gəlməsi haqqında əsasən 4 hipotezə üstünlük verilir: 1. Andezitlər bazalt maqmasının kristallaşma diferensiasiyası nəticəsində əmələ gəlir; 2. Fraksiyon kristallaşma hipotezinə alternativ olan – bazalt maqmasının turş süxurlarla assimilyasiyası nəticəsində andezitlər formalaşır; 3. Andezit maqması ilkin xarakter daşıyır və hidratlaşmış üst mantiyanın qismən əriməsi nəticəsində əmələ gələ bilər; 4. Subduksiya zonalarında eklogitləşmiş okean bazaltlarının qismən əriməsi andezitlərin əmələ gəlməsinə səbəb olur.

Qranitlərin əmələ gəlməsi haqqında da müxtəlif hipotezlər yaranmışdır. Bu hipotezlərə görə qranitlər müxtəlif yollarla əmələ gələ bilər: 1. Maqmatik; 2. Temperatur və təzyiğin qalxması nəticəsində maddələr gətirilməməklə qranitləşmə nəticəsində; 3. Müxtəlif tərkibli süxurların maqmatik emanasiyası nəticəsində; 4. Müxtəlif tərkibli maqmaların və ətraf süxurların qarşılıqlı təsiri.

Başqa tip süxurların əmələ gəlməsi haqqında da bir çox hipotezlər vardır. Bu hipotezlər haqqında aşağıda bəhs ediləcəkdir.

4.3. Süxurların maqmatik, metasomatik yolla əmələ gəlməsi haqqında meyarlar. Likvasiya, hibridləşmə, assimilyasiya

Adətən, süxurların maqmatik və ya metasomatik yolla əmələ gəlməsini aydınlaşdırdıqda geoloqlar obyektiv meyarlar axtarmağa çalışırlar. Belə meyarlara aşağıdakılar daxildir:

Geoloji cisimlərin forması. Kiçik ölçülü intruziyaların, daykaların, kəskin təmasları olan intruzivlərin metasomatik yolla əmələ gəlməsini demək çətindir. Belə hesab edilir ki, onlar, ancaq maqmatik yolla əmələ gələ bilirlər.

Ətraf süxurlarla əlaqə. O haldakı mineral zonalar dəyişməklə qismən keçid müşahidə edilir və onlar metasomatoz prosesində

komponentlərin mütəhərrikliliyini xarakterizə edir, hər hansı mineral öyrənilən süxurdan ətraf süxura doğru qanunauyğun şəkildə dəyişir, xarici görünüşünə görə onların kristallik olmasına baxmayaraq, belə süxurların maqmatik təbiətli olmasını qəbul etmək olmaz: onlar tipik metasomatik süxurlardır.

Tekstur və strukturlar. Fasial dəyişmənin izini saxlayan çökmə süxurların laylı strukturun relikinin olması birmənalı olaraq kristallik süxurun metasomatik təbiətli olmasını göstərir. Hər hansı bir mineralla zənginləşmiş layları (hornblendə, biotitlə və s.) ərintidən kristallaşma ilə izah etmək olmaz, ancaq onu uyğun tərkibli layın yenidən kristallaşması ilə asan izah etmək olur və bu isə ilkin çökmə süxurun metamorfik dəyişməsinə dəlalət edir.

Əksinə, maqmatik nişanələrə aşağıdakılar aid ola bilər:

- a) flüidal tekstur;
- b) porfirvari möhtəvilər;
- v) maqmatik kristallaşma üçün xarakter olan mineralların ardıcıl ayrılması;
- q) metasomatik yolla əmələ gələ bilməyən evtektik strukturlar.

Kristallaşma ardıcılığı. Maqmatik süxurlara nisbətən metasomatik süxurlarda bu daha dəqiq ifadə olunmuşdur. Metasomatik mineral əmələ gəlmənin ardıcılığı çox zaman gətirilən komponentlərin konsentrasiyası ilə əlaqədar olan metasomatik reaksiyaların ardıcılığı ilə; maqmatik süxurlarda isə eynicinsli silikat ərintisinin həll olması ilə əlaqədardır.

Temperatur, təzyiq və mineral əmələgəlmə mühitin tərkibilə müəyyən olunan metasomatik əmələgəlmələrin kristallarının böyümə sürəti – kristallaşma qabiliyyəti maqmatik ərintiyə uyğun gəlmir.

Mineral tərkibin xüsusiyyətləri. Süxurların bu və ya başqa genezisə malik minerallardan ibarət olduğunu müəyyən etmək çətinidir. Ancaq qrossulyar, vezuvian, stavrolit, jadeit, omfasit və bir çox belə minerallar maqmatik süxurlarda rast gəlmirlər, əksinə sanidin, bazaltik hornblend, evdialit kimi minerallar isə

metasomatik yolla əmələ gələ bilmir.

Kimyəvi tərkibin xüsusiyyətləri. Metasomatik süxurların kimyəvi tərkibi evtektik kristallaşmanın qanunlarına tabe olan maqmatik süxurlardan daha müxtəlifdir. Metasomatik süxurlarda ayrı-ayrı komponentlərin nisbəti maqmatik süxurlardakı həddi aşır. Bəzi kimyəvi elementlər, məsələn, platinoidlər, ancaq maqmatik süxurlar üçün tipikdir və metasomatik süxurlarda onların olması az ehtimal olunur.

Nəhayət, maqmatik süxurlarda metasomatik süxurlara nisbətən epigenetik dəyişmələr daha intensiv ifadə olunmuşdur. Avtometasomatik dəyişmələr isə maqmatik süxurların soyumasının son mərhələsində (onların maqmatik kristallaşması başa çatdıqdan sonra) maqmatik qalıqın uçucu komponentlərlə qarşılıqlı təsirindən yaranır. Bunlara avtometasomatik iki mikalı qranitlər, amfibolitləşmiş piroksenitlər və s. aiddir.

Likvasiya – maqmanın maye vəziyyətində iki qarışmayan ərintiyə ayrılmasıdır. Müxtəlif maqmatik süxurların bir yerdə rast gəlməsi və bir-birindən kəskin fərqlənməsi (məsələn, bir çox turş-əsasi assosiasiyalar) likvasiyanın nəticəsi kimi interpretasiya olunur. Belə hadisələrin izahı XX əsrin əvvəllərində çox populyar olmuşdur və hələ də petroloqlar tərəfindən qəbul edilməkdədir.

Adi maqmatik tərkibli silikat ərintilərlə aparılan eksperimental işlər likvasiyanın da olmasını təsdiq etmişdir. Məsələn, silisiumla çox zəngin olan ərintilər istənilən maqmatik süxurlardan fərqlənir və 1700 °C-yə yaxın temperaturda başqa ərintilərlə qarışmır. Müxtəlif geoloji materiallar, məsələn, əsasi süxurlarda sulfid daxilolmaları, maqnetit-apatit cisimləri, kimberlit-lamprofir-karbonatit qrup süxurları, ay bazaltları, toleitlər maqmada likvasiyanın olmasına əyani sübutdur. Bunun nəticəsində yeni eksperimental işlər aparılmışdır və bu göstərilən ərintilərə xüsusi diqqət yetirilmişdir. Leysit-fayalit-kvars sistemində 1100 °C-dən aşağı temperaturda fayalit və kvarsın kristallaşma sahəsi ilə əhatə olunmuş qarış-

mayan sahənin olması əhəmiyyətli kəşflərdəndir. Beləliklə, likvasiya analoji tərkibləri tədqiq etdikdə real modellərdən biri kimi petroloqlar tərəfindən istifadə edilir.

Likvasiyanın nişanələri struktur və mineraloji xüsusiyyətlərə görə aşkar olunur: struktur olaraq o dairəvi, bəzən bir mayedə başqa mayenin dairələrinin (qlobullar) olması ilə ifadə olunmuşdur; mineraloji olaraq fazaların tarazlıq kristallaşması əhəmiyyətli sübutlardandır; bir mayedən müvazinətdə kristallaşan fazalar başqa mayenin fazası ilə də müvazinətdə olmalıdır.

Buna misal kimi A.Filpottsun, E.Rodderin, A.A.Marakuşevin və b. işlərini göstərmək olar. Eyni zamanda bir qrup alimlər (məsələn, A.A.Yaroşevski) hesab edirlər ki, likvasiya sulfid-silikat sistemindən başqa sistemlərdə nə nəzəri, nə də eksperimental tədqiqatlarla kifayət qədər öyrənilməmişdir və maqmatik komplekslərdə elementlərin paylanması likvasiya qanunlarına tabe olmur və maye halda ayrılmanın real geoloji isbatı yoxdur.

Hibridləşmə – müxtəlif tərkibli iki maqmanın qarışması kimi təyin edilir və tərkibinə görə ilkin məhsullardan kifayət qədər fərqlənir. Mantiya və Yer qabığı maddəsinin qismən əriməsi nəticəsində maqmaların yaranması və onların növbəti diferensiasiya proseslərinə məruz qalması ilə yanaşı, hibrid maqmatik süxurların əmələ gəlməsinə səbəb olan müxtəlif qarışma prosesləri də böyük əhəmiyyət kəsb edir. Əgər mantiya maqması ultraəsasi və əsasi, Yer qabığı maqması turş tərkibə malikdirsə, hibrid maqmatik süxurlar əsasən, aralıq orta tərkibli maqmatik əmələgəlmələrlə təmsil olunmuşlar.

Hibrid mənşəli maqmatik süxurlar müxtəlif proseslər nəticəsində əmələ gələ bilər. Onlara: 1) mantiya təbiətli ultraəsasi və əsasi maqmanın Yer qabığı təbiətli sialik süxurla kontaminasiyası (çirklənməsi); 2) turş Yer qabığı maqmasının daha əsasi süxurlarla kontaminasiyası; 3) mülayim alüminiumlu turş maqmanın yüksək alüminiumlu metaçökmə süxurlarla kon-

taminasiyası; 4) mantiya və Yer qabığı maqmalarının qarışması prosesləri misal ola bilər.

Hibrid tərkibli maqmatik süxurların əmələ gəlməsində **assimilyasiya** prosesinin də böyük rolu vardır. Adətən, püskürən materialın qalxması maqma və ətraf süxurların reaksiyası ilə müşayiət olunur. Bunun nəticəsində maqma ətraf süxurların materialı ilə çirklənir. Bu dəyişmə prosesi petroloqlar tərəfindən assimilyasiya kimi təsvir olunur. Ümumiyyətlə, maqma ilə ona daxil olmuş süxurlar arasındakı qarşılıqlı reaksiya mürəkkəb bir prosesdir. Ətraf süxurların bəzi mineralları bu vaxt tam və ya qismən əriyir və bununla əlaqədar olaraq, maqmanın maye fraksiyası ilə qarışır. Başqa minerallar dəyişmə reaksiyası nəticəsində dəyişir, yəni maye ilə müvazinətdə olan fazaya uyğun olaraq, yeni kristallik faza yaranır. Bu proses nəticəsində qismən maqmadan, qismən isə ətraf süxurlardan götürülmüş kontaminasiya olunmuş maqmatik süxur əmələ gəlir. İstənilən halda maqmanın kontaminasiyası zamanı hibrid təbiətə malik maqmatik süxur əmələ gəlir. Məsələn, qranit maqmasının ətraf qabbrolarla reaksiyası zamanı dioritlər əmələ gəlir. Ümumiyyətlə, orta tərkibli andezit, andezidasitlər və onların intruziv analoqları bir çox alimlər tərəfindən hibrid süxurlar kimi qəbul olunur.

Orta tərkibli süxurların əmələ gəlməsini, ancaq qarışma ilə deyil, digər proseslərlə də izah edirlər: 1) ərinti su ilə doyduqda üst mantiyanın peridotitlərinin qismən əriməsilə; 2) kontinental qabığın aşağı hissəsində yatan və ya üst mantiyaya batmış metamorfizləşmiş bazitlərin qismən əriməsilə; 3) bazalt maqmasının kristallaşma diferensiasiyası ilə. Bir çox alimlər bu hipotezləri inkar etməyərək, əsas üstünlüyü qarışma modelinə (AC) verirlər.

Qeyd etmək lazımdır ki, təbiətdə çox zaman maqmanın təkamülü Bouenin reaksiya prinsipi və ətraf süxurların assimilyasiyası proseslərinin qarşılıqlı münasibətilə baş verir. Hal-hazırda bu proseslər geokimyəvi və riyazi məlumatlar əsasında

modelləşdirilmişdir (*AFC modeli*).

Maqmaların qarışmasının tekstur, mineraloji və geokimyəvi nişanələri vardır. Bu prosesin izləri hibrid süxurun teksturunda saxlanılır. Məsələn, nüvəsi turş və haşiyəsi bazitlərdən ibarət zonal daykalar qeyd edilir. Orta tərkibli hibrid süxurlarda çox zaman çoxlu miqdarda melanokrat kristallik daxilolmalara rast gəlinir. Az sulu andezit və andezidasitlərdə bəzən olivin saxlayan plagio-klaz-piroksen daxilolmaları tipikdir. İntruziv süxurlarda daxilolmalar həmişə bu və ya başqa dərəcədə yenidən kristallaşmışdır və adətən, iynəvarı amfibol və pulcuqlu biotitlə zəngin olan dioritlərlə təmsil olunmuşdur. Daxilolmaların ölçüləri eninə bir neçə millimetrdən onlarla santimetrə çatır. Daxilolmalar dairəvi və ya amyöbəbənzər formalar əmələ gətirir. Daxilolmaların bəziləri birbaşa maqmanın özündən kristallaşa bilir və qohum və ya *homeogen* daxilolmalar adlanır. Digər qismi isə yuxarıda qeyd edildiyi kimi üst mantiyanın məhsulu olmaqla mülayim və yüksək qələvili süxurlarda ksenolitlər kimi iştirak edə bilir.

Böyük həcmli bazitlərin yer qabığındakı kvarts-çöl şpatlı süxurlarına doğru qalxması zamanı sonuncular qismən əriməyə məruz qalır. Bu proses kontakt *anateksisi* adlanır və çox zaman xarakter tor teksturlu hibrid süxurları əmələ gətirir.

Maqmaların qarışmasının mineraloji nişanələri müxtəlif tərkibli ərintilərdən əvvəldən ayrılmış müvazinətdə olmayan möhtəvilər saxlanılan, xüsusilə, hibrid vulkanik süxurlar üçün xarakterdir. Məsələn, andezibazaltlarda, andezitlərdə və dasitlərdə əsasi maqmanın kristallaşma məhsulu olan maqneziumlu olivin (*FO₉₀₋₇₅*) və onunla yanaşı, turş maqmadan kristallaşan kvarts rast gəlir. Bu vaxt olivinin ətrafında ortopiroksen haşiyəsi, kvarts möhtəvilərinin ətrafında isə turş şüşə və klinopiroksenin xırda kristallarından ibarət tac əmələ gələ bilir. Hibrid süxurlar üçün, həmçinin əsas kütləyə nisbətən müvazinətdə olmayan, müxtəlif tərkibli plagioklazlar da səciyyəvidir. Bir çox möhtəvilər ətrafında torvarı haşiyələr əmələ gəlməklə qismən

ərimənin izlərini saxlayır. Möhtəvilərin tərkibini, maqmatik ərintilə möhtəvi arasında elementin paylanma əmsalını bilməklə qarışmada iştirak edən ərintilərin tərkibini müəyyən etmək olur (yuxarıda qeyd etdiyimiz *AFC* modeli). Bu modellər haqqında növbəti fəsillərdə ətraflı məlumat veriləcəkdir.

4.4. Silikat ərintilərin təbiəti və kristallaşması.

Bazalt maqması. Fraksion kristallaşma.

Kristallaşma diferensiasiyası. N.Bouenin reaksiyon prinsipi

Məlum olduğu kimi *maqma* – bu və ya başqa miqdarda uçucu komponentlər saxlayan silikat ərintiləridir. Qeyri silikat ərintilərinə çox nadir hallarda rast gəlinir. Silisium turşusunun polimerləşmə xüsusiyyəti silikat ərintilərin kifayət qədər özlülü olmasının əsas səbəblərindəndir. Özlülük silisiumu çox olan ərintilərdə artır, az olanlarda isə azalır. Özlülük *Al₂O₃*-lə, müəyyən qədər *Na₂O*-lə zəngin olan ərintilərdə artır və ərintidə *FeO*, *MnO*, *MgO* və xüsusilə də uçucuların – *H₂O*, *CO₂*, *CO*, *HF*, *HCl*, *H₂S*-in artması ilə azalır. Eksperimental tədqiqatlar göstərmişdir ki, silikat ərintilərində suyun miqdarı adətən 5%-ə yaxındır, halbuki, dəyişməmiş maqmatik süxurlarda onun miqdarı nadir hallarda 1%-i keçir. Maqma böyük dərinlikdə yerləşdiyindən təzyiq uçucuların həll olmuş halda olmasını təmin edir. Yer üzərinə lava şəklində tökülən maqma uçucuları itirir və soyuyarkən məsaməli effuziv süxurların (məsələn, pemza) əmələ gəlməsinə səbəb olur.

Maqma çox komponentli silikat sistemidir və onun tərkibində «süxur əmələ gətirən» komponentlərdən (*MgO*, *FeO*, *CaO*, *TiO₂* və s.) başqa çoxlu miqdarda nadir elementlər – «mikrokomponentlər» (*Li₂O*, *Rb₂O*, *BeO*, *ZrO₂*, *V₂O₃*, *Nb₂O₅*, *ThO₂* və s.) saxlayır. Maqmanın çox komponentli olması ondan mürəkkəb məhlullar kimi çoxlu miqdarda mineralların kristallaşmasına səbəb olur. Onların hər birinin kristallaşması ilkin və son kristallaşma temperaturuna malik ardıcılıqla baş verir. Ona görə də maqmatik süxurların kristallaşması geniş temperatur in-

nöqtədə iki piroksenin kristallaşması başlayacaqdır: kalsiumla zəngin olan (diopsidin $CaMg_2SiO_6$ tərkibinə yaxın olan nöqtə) və kalsiumla kasıb olan. Forsterit həll olmaqda davam edəcəkdir, ancaq son ərinti yox olduqda onun müəyyən miqdarı qalacaqdır. Tarazlıq kristallaşmasında son ərintinin tərkibi AB xəttində yerləşəcəkdir, son sülb faza isə forsterit və iki piroksenlə təmsil olacaqdır.

İlkin ərintinin tərkibi Mg_2SiO_4-B-A sahəsində yerləşərsə, o özünü yuxarıda təsvir olunan qaydada aparacaqdır. $Mg_2SiO_4-C-CaMg_2SiO_6$ sahəsində yerləşən ərinti, məsələn, Y başqa yolla təkamül edəcəkdir. Bu halda yenə də birinci forsterit kristallaşacaqdır. Onun kristallaşması zamanı ərintinin tərkibi forsteritdən CD xətti boyu dəyişəcəkdir. CD xəttinə çatdıqda kalsiumla zəngin olan piroksen əmələ gəlməyə başlayacaqdır və ərinti CD xətti boyu D nöqtəsinə doğru təkamül edəcəkdir və forsterit və piroksenin eyni vaxtda ayrılması davam edəcəkdir. Bu misalda piroksen əmələ gəldikdə forsterit dayanıqlı olmayacaqdır. Son nəticə forsterit və kalsiumla zəngin olan piroksendən ibarət olan sülb fazalar olacaqdır.

X nöqtəsinə uyğun olan ərinti toleit maqmasına, Y nöqtəsinə bənzər ərinti isə qələvi olivinli bazalt maqmasına uyğun gəlir. Əvvəllər qeyd edildiyi kimi toleit iki piroksen, qələvi olivinli bazaltlar isə bir piroksen saxlayır. Toleit bazaltlarında olivin dənəsi qeyri-düzgün formaya malikdir və yəqin ki, ətrafdakı ərintilə yeyilməsilə əlaqədardır. Piroksen olivindən sonra əmələ gəlir. Qələvi olivinli bazaltlarda piroksen və olivin iri kristallar şəklində rast gəlir və yəqin ki, eyni vaxtda kristallaşır. Erkən əmələ gələn mineralların qalıq ərintidən ayrılması prosesi **fraksion kristallaşma** adlanır.

Fraksion kristallaşma. İlkin maqma püskürmə vaxtı Yer in yuxarı hissələrində yeni termodinamiki şəraitə düşdükdə öz tərkibini dəyişir. Bu proses **maqmatik diferensiasiya və ya təkamül** adlanır. Bunun nəticəsində ilkin eynicinsli maqma qanunauyğun maqmatik seriyalar əmələ gətirən başqa tərkibli törəmə maqmalara çevrilir.

Maqmatik təkamül 3 əsas prosesə bölünür: 1) kristallaşma (kristallaşma diferensiasiyası); 2) flüidlə qarşılıqlı əlaqə (flüid-maqmatik və ya emanasion və ya transmaqmatik diferensiasiya); 3) ətraf süxurlarla qarşılıqlı əlaqə (maqmatik əvəzetmə və assimilyasiya proseslərində diferensiasiya).

Əsas əhəmiyyətə sülb və maye fazaların ayrılması (fraksionlaşması) ilə əlaqədar olan kristallaşma diferensiasiyası malikdir.

Kristallaşma diferensiasiyasının prinsipi N. Bouen tərəfindən eksperimental yolla və nəzəri olaraq əsaslandırılmışdır və ədəbiyyata «*Bouenin reaksiya prinsipi*» kimi daxil olmuşdur. Bu prinsipin mahiyyəti ondan ibarətdir ki, maqmadan kristallaşan kristallar ondan tərkibinə görə fərqlənir (daha əsasi və maqneziumludur). Onlar maqmatik ərintidən sıxlığı ilə də fərqlənir və ona görə də onların maqmadan ayrılması, çökməsi və qalıq ərintinin tərkibini dəyişdirməsi təbii bir prosesdir.

Eksperimental petrologiyanın əsasını qoyan N. Bouen hesab edirdi ki, ancaq bazalt maqması ilkindir və dərinlik peridotitlərinin qismən əriməsi nəticəsində əmələ gəlir.

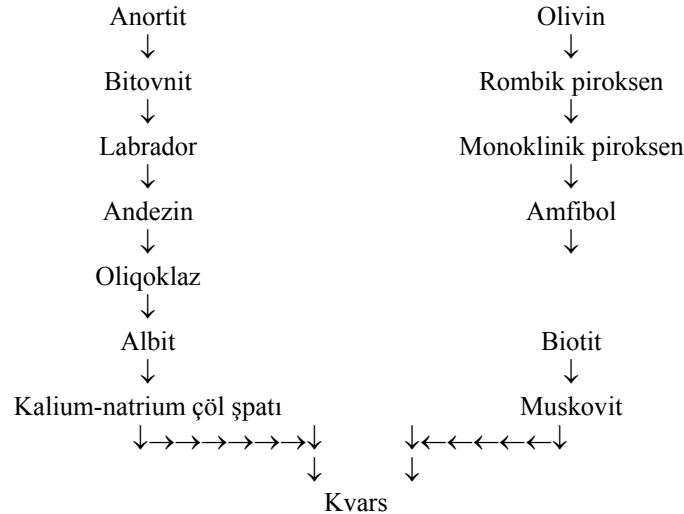
Fraksion kristallaşmanın fiziki-kimyəvi mənası və onun tarazlıq şəraitində baş verən kristallaşmadan prinsiplial fərqi albit ($NaAlSi_3O_8$) – anortit ($CaAl_2Si_2O_8$) – piroksen ($CaMgSi_2O_6$) və forsterit (Mg_2SiO_4) – piroksen ($CaMgSi_2O_6$) – kvars (SiO_2) sistemlərində aydın müşahidə edilir.

Birinci sistem haplobazalt adlandırılır və plagioklazın arası kəsilməyən sırasını əmələ gətirməklə xarakterizə olunur. İkinci sistemdə isə piroksenin mürəkkəb sülb birləşmələrindən başqa **inkonqruent** əriyən Mg-lu piroksen də əmələ gəlir (**Konqruent ərimədə bərk faza və onun ərintisi eyni tərkibə malik olur. İnkongruent ərimə – ayrılma ilə olan ərimədir, bərk faza ərintiyə və başqa tərkibli bərk fazaya çevrilir**).

Birinci sistemdən aydın olur ki, ərintidən fasiləsiz olaraq, plagioklaz dənələrinin kristallaşdırılması qalıq ərintinin tərkibinin dəyişməsinə səbəb olur. Başqa sözlə desək,

haplobazalt sistemində fraksiyalaşma silisium və qələvilərlə çox zənginləşmiş, maqnezium və kalsiumla kasıb olan leykokrat qalıq ərintinin əmələ gəlməsinə gətirir. Fraksiyalaşmanın ilkin mərhələsində gec mərhələyə nisbətən plagioklaz anortit molekulu ilə daha zəngin olur.

Baxılan sistemlərdə kristallaşmanı sülb birləşmələr əmələ gətirən iki seriya şəklində təsvir etmək olar. *Fe-Mg* və *Ca-Na* izomorfizmi nəzərə alınmaqla fasiləsiz *Ca-plagioklaz* → *Ca-Na* → *plagioklaz* → *Na plagioklaz* və fasiləli *Mg-olivin* → *Mg-Fe piroksen* → *Ca-Mg-Fe* piroksen sırası əmələ gəlir. Buna yuxarıda qeyd etdiyimiz məşhur Bouen reaksiya sırası deyilir və aşağıdakı kimi təsvir edilir:



Plagioklazın sülb birləşmələr sırası bütün kristallaşma intervalı temperaturunda onun xüsusiyyətlərini əks etdirir və ərintilə fasiləsiz olaraq reaksiya nəticəsində öz tərkibini dəyişir. Fasiləli sırada inkonqruent əriyən fazanın olması ilə əlaqədar olaraq, hər bir iki qonşu mineral reaksiya sırası əmələ gətirir. Sıranın əvvəlki üzvü, məsələn, *Mg-olivin* müəyyən temperatura çatdıqda ərintilə reaksiyaya girir və ondan sonrakı mineralın əmələ gəlməsinə (*Mg-Fe* piroksen) səbəb olur:



Eksperimental məlumatların əsasında N.Bouen belə nəticəyə gəlmişdir ki, silikat sistemlərində ərinti və kristallarla reaksiya münasibəti tipik hadisədir. O bunu **reaksiya prinsipi** adlandırmışdır.

Silikat sistemində olan məlumatlar bazalt maqmasının kristallaşma diferensiasiyasının ümumi qanunauyğunluğunu müəyyən edir: süxurların təkamülü sırasında çətin əriyən komponentlərin – *MgO*, *Al₂O₃*, *CaO*-nun miqdarı azalır. Bu *SiO₂*-nin, qələvilərin, nisbi dəmirliliyin miqdarının artması ilə müşahidə edilir. Buna homodrom tip diferensiasiya deyilir.

Kristallaşma diferensiasiyası mantiya maqması Yer üzünə qalxdıqda doldurduğu aralıq ocaqda (kamerada) baş verir. Mantiya təbiətli maqmatik mayenin sıxlığı çox olduğu üçün onlar çox güman ki, yer qabığının aşağısında toplanır. Aralıq ocaqlar səthə yaxın zonalara qədər formalaşma bilər.

Aralıq ocaqlar ərintinin yerini dəyişməsi zamanı dövrü olaraq boşaldılır və daha dərinlik mənbələrdən maqmanın yeni porsiyası ilə doldurulur. «Sakitlik» dövründə kameralarda sıxlığı ətraf süxurlardan fərqlənən sülb fazalar ayrılmaqla ərintinin qismən kristallaşması baş verir. Maqmatik mayeyə nisbətən daha yüksək sıxlığa malik olan olivin, piroksen və başqa minerallar batır və ocağın aşağı hissələrində, *An₇₅*-dən turş olan plagioklazlar nisbətən yüngül mineral kimi əksinə üzə çıxır və maqmatik ocağın üst hissəsində toplanır (olivin və piroksenin sıxlığı $3,2 \text{ q/sm}^3$ -ən az deyildir, ilkin mantiya maqmasının sıxlığı isə $2,8\text{-}3,0 \text{ q/sm}^3$ -dir).

Stasionar batma və ya üzə çıxmanın sürəti Stoks tənliyinin vasitəsilə qiymətləndirilə bilər:

$$V = 2g\Delta\rho r^2 / 9\eta,$$

burada *g*-sərbəst düşmə təcili; $\Delta\rho$ -sülb və maye fazaların sıxlıqlar fərqi; *r*-sferik formaya malik sülb hissəciyin radiusu; η -özlülük. Qeyri-sferik formalı kristallar üçün düzəldici əmsallardan istifadə

edilir.

Əgər qəbul etsək ki, $\eta=100$ Pa·sən (bazalt maqması üçün tipik qiymət), $\Delta\rho=3,5-2,7=0,8$ q/sm³ (olivin və bazalt ərintisinin sıxlıqlar fərqi), $r=1$ mm, onda $V=3$ sm/saat (~270 mm/il). Bu misal göstərir ki, yüksək sıxlıqlı olivin və başqa mineralların qravitasiya çökməsi kristallaşma diferensiasiyasının effektiv mexanizminə xidmət edə bilər və fraksionlaşmanın mütləq şərti ilkin kristallaşma mərhələsində mineralların maqmadan uzaqlaşmasıdır.

Maqmatik süxurlarda fraksion kristallaşmasının misalları çoxdur: Şlifdə zonal kristalların olması; geoloji təbii açılışlarda maqmatik kütlələrin aşağı hissəsində tünd rəngli mineralların çökməsi; xəritəçəkmə vaxtı süxurların yaş ardıcılığına uyğun olaraq melanokrat süxurların daha leykokrat süxurlarla əvəz olunmasının müşahidə edilməsi. Mineralların tipik assosiasiyasına da rast gəlinir: maqneziumlu olivinin enstatitlə, diopsidlə və əsasi plagioklazla; fayalitin başqa yüksək dəmirli silikatlarla və kvarsla; oliqoklazın biotitlə, qələvi çöl şpatı ilə və kvarsla bir yerdə olması. Bu da fraksion kristallaşmanın nəticəsidir.

Geoloji müşahidələr göstərir ki, əsasi və ultraəsasi maqmadan ayrılan olivin və başqa mineralların kristallarının ölçüsü adətən, qravitasiya çökməsi üçün kifayət edir. Bu proses tək iri kameralarda deyil, kiçik cisimlərdə də, məsələn, bazalt pillou-lavaların ayrı-ayrı «yastıqlarında» da gedə bilər. Kristalların çökməsi kristallik fazalarda olan komponentlərlə kasıblaşır və ərintinin tərkibi ilkin tərkibdən kifayət qədər fərqlənir.

İlkin mantiya maqmasının tərkibindən və onun P - T kristallaşma şəraitindən asılı olaraq, diferensiatların müxtəlif seriyaları əmələ gəlir. Belə ki, ilkin maqmadan olivin, xromşpinel, klinopiroksen və yüksək kalsiumlu plagioklazın ayrılması ilə aşağı qələvili pikrit və pikrobazaltların diferensiasiyası aşağı maqneziumlu toleit bazaltı və qabbroidlə

başla çatan diferensiallaşmış seriyanın əmələ gəlməsinə gətirib çıxaracaqdır. 10%-ə qədər normativ nefelin saxlayan mülayim qələvili pikrobazaltların diferensiasiyası maqmatik ərintinin tərkibini traxibazalt-traxitlərə (monsonit-siyenitlərə), yüksək qələvili olivinli melanefelinitlərin diferensiatları isə fonolit və nefelinli siyenitlərlə başla çatacaqdır. Bu zaman mülayim və yüksək qələvili sıralarda natriumlu və kaliumlu diferensiallaşmış seriyalar ayrılır.

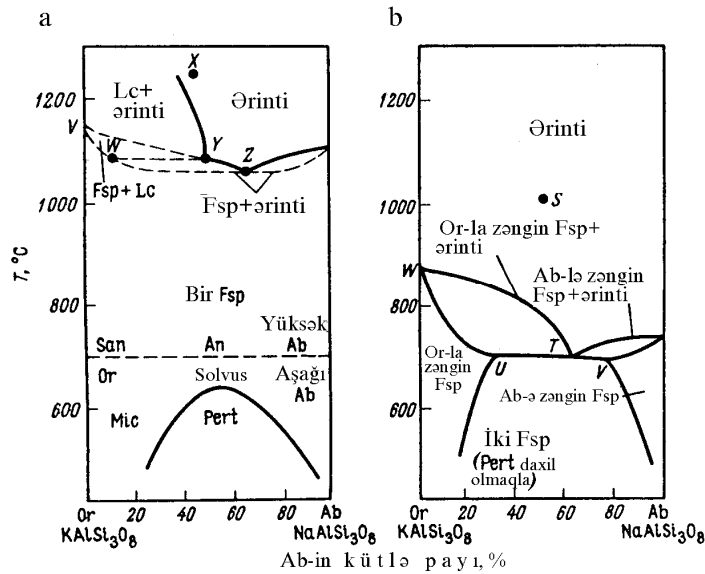
Kristallaşma diferensiasiyası əsasi və ultraəsasi ərintilərin Yer üzərinə çıxmasını müşayiət etdiyi üçün az dərinliklərdə ilkin mantiya maqmasının kristallaşma məhsulları deyil, onların az dərinlikdə əmələ gələn diferensiatları geniş yayılır. Belə diferensiatlara aşağı maqneziumu olan toleit bazaltları, o cümlədən, traplar arasında və başqa kontinental maqmatik assosiasiyalarda geniş yayılan kvarslı toleitlər aiddirlər. 8%-ə qədər MgO saxlayan olivinli toleitlərdən ibarət okean bazaltları da olivin və başqa mineralların diferensiasiyası nəticəsində əmələ gəlmişlər və daha çox maqneziumlu olan ilkin tərkibdən fərqlənirlər. Məhz bu səbəbdən aşağı maqneziumlu toleit bazaltlarında mantiya təbiətli dərinlik daxilolmaları iştirak etmir. Belə dərinlik daxilolmaları maqneziumla zəngin qələvi olivinli bazaltlarda və tərkibi ilkin maqmalara yaxın olan başqa silisiumla doymamış süxurlarda saxlanılır.

Fraksion kristallaşma nəzəriyyəsi əksər petroloqlar tərəfindən qəbul edilmişdir və bir çox geokimyəvi, riyazi modellərlə öz təsdiqini tapmışdır (FC -modeli).

Beləliklə, kristallaşma diferensiasiyası maqmatik süxurların müxtəlifliyini təyin edən ən başlıca petrogenetik proseslərdən biridir. Diferensiasiyanın digər mexanizmləri ikinci dərəcəli rol oynayır və lokal hissələrdə yayılaraq, əlverişli şəraitlərdə baş verə bilər.

4.5. Qranit maqması. Peqmatitlər

Qranitoidlərin əsas mineralları kalium çöl şpatı ($KAlSi_3O_8$) və albit ($NaAlSi_3O_8$) – anortit ($CaAl_2Si_2O_8$) sülb birləşmə sırasının üzvləridir. Bir çox illər ərzində aparılan eksperimental tədqiqatlar göstərmişdir ki, çöl şpatları mürəkkəb faza quruluşlu minerallardır. Laboratoriya şəraitində və əlbəttə, təbiətdə çöl şpatlarının nisbəti silikat ərinti ilə müvazinətdə olan su buxarının təzyiqindən güclü asılıdır. Buna şəkil 4.3-də göstərilmiş $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ sistemini misal göstərmək olar. Şəkil 4.3a-da vulkanik (səthə yaxın), şəkil 4.3b-də isə plutonik (dərindən) şəraitdəki kristallaşma göstərilmişdir.



Şəkil 4.3. 1 kbar (a) və 5 kbar (b) su təzyiqində $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ sistemi. İzah mətnində verilmişdir (Tatlı və Bouenə görə, 1950). *Ls*-leysit, *Fsp* – çöl şpatı, *San*-sanidin, *An*-anortoklaz, *Ab*-albit, *Or*-ortoklaz, *Mic*-mikroklin, *Pert*-pertit.

Sistemdəki ümumi təzyiqlə bərabər olan suyun təzyiqi 1 kbar olduqda soyuyan ərintidən 1078 °C-dən yuxarı temperaturda birinci sülb faza kristallaşacaqdır (Z nöqtəsində). Əgər ərinti

kaliumla zəngin olarsa birinci leysit əmələ gəlir. Temperatur aşağı düşdükdə son halda bütün çökən leysit ərinti ilə reaksiyaya girəcəkdir və 1100°C-dən aşağı temperaturda ərinti ilə kalium-natrium çöl şpatı bir yerdə mövcud olacaqdır. (*WY* xəttində olivin və piroksendə olduğu kimi leysit kalium çöl şpatı ilə reaksiya münasibətində olacaqdır). 1078 °C-dən aşağı temperaturda vahid homogen çöl şpatı ilkin ərintinin tərkibi ilə birgə mövcud olacaqdır.

Beləliklə, *X* tərkibli soyuyan ərintinin təkamülü aşağıdakı kimi olacaqdır. 1200 °C temperatura yaxın ərinti likvidus əyrisinə çatdıqda leysit ayrılmağa başlayacaqdır. Sonra ərintinin tərkibi likvidus əyrisi üzrə *Y* nöqtəsi istiqamətində dəyişəcəkdir. *Y* temperaturunda çöl şpatı əmələ gəlməyə başlayacaqdır və leysit tamamilə ərintidə həll olacaqdır. Sülb faza kimi *W* tərkibli kaliumla zəngin olan çöl şpatı qalacaqdır. Temperatur aşağı düşdükdə ərintinin və çöl şpatının tərkibləri *Z* nöqtəsi istiqamətində *YZ* likvidusu və *WZ* solidusu üzrə dəyişəcəkdir. Bu, ərintinin birgə mövcud olduğu minimal temperaturdur. *Z* nöqtəsinə çatan anda bütün ərinti sərf olunacaq və sülb faza *X* nöqtəsi ilə eyni tərkibli homogen çöl şpatından ibarət olacaqdır (təqribən $Or_{60}Ab_{40}$).

Daha aşağı temperaturda çöl şpatlarının sülb birləşmələri dayanıqlı olmadığı üçün sistemin təkamülü bununla başa çatmır. Şəkil 4.3a-da olan aşağı əyri (*solvus*) bir çöl şpatının stabil olduğu sahəni iki çöl şpatının dayanıqlı olduğu sahədən ayırır. Solidusun yuxarı nöqtəsi 660 °C-yə yaxın temperatura uyğun gəlir. İstənilən aşağı temperaturda horizontal izoterm solvusu bu temperaturda dayanıqlı olan iki çöl şpatının tərkibinə cavab verən iki nöqtədə kəsəcəkdir. *X* tərkibi üçün 500 °C-də birgə mövcud olan iki çöl şpatının tərkibi $Or_{75}Ab_{25}$ və $Or_{10}Ab_{90}$ –a uyğun olacaqdır. Birinci faza çox miqdarda iştirak edəcəkdir. Bu iki fazanın ilkin homogen fazadan ayrılması (sülb birləşmələrin parçalanması) pertitlər kimi məlum olan bitişiklərin əmələ gəlməsinə səbəb olacaqdır. Qeyd etmək lazımdır ki, temperatur 660 °C-dən aşağı düşdükdə sülb

birləşmələrin sahəsi məhdudlaşır.

Çöl şpatlarının nizamlanmasını da bununla izah edirlər. Şəkil 4.3a-ya uyğun olaraq 700 °C-dən yuxarı temperaturda kaliumla zəngin olan çöl şpatı sanidindən ibarət olacaqdır (alüminium və silisium atomlarının tam nizamsız yerləşməsilə). 700 °C-dən aşağı temperaturda stabil forma ortoklazdır və daha aşağı temperaturda isə mikroklindir (alüminium və silisiumun nizamlı yerləşməsilə). Sahənin orta hissəsində olan qələvi çöl şpatı anortoklaz (*K, Na*) $AlSi_3O_8$ adlanır. Sanidin monoklinik, anortoklaz isə triklinik mineraldir. Daha çox natriumlu yüksək temperaturlu çöl şpatları eyni tərkibli aşağı temperaturdan kristalloqrafik olaraq fərqlənir. Onlar uyğun olaraq yüksək və aşağı albitə aid edilir. Beləliklə, pertit monoklinik ortoklazın və ya triklinik mikroklinin aşağı albitlə bitişiyidir. Kalium çöl şpatında kaliumun az bir miqdarı natriumla əvəz olunur, aşağı albitdə bir qədər kalium iştirak edir.

Suyun təzyiqinin artması likvidusla təyin olunan kristallaşma temperaturunun azalmasına səbəb olur. Məsələn, şəkil 4.3a-da 1 kbar su buxarının təzyiqində *Z* nöqtəsi 850 °C-yə, 2 kbar təzyiqdə isə 750 °C-yə qədər yerini dəyişəcəkdir. Bundan başqa, su buxarının təzyiqi solvus temperaturun artmasına da səbəb olur.

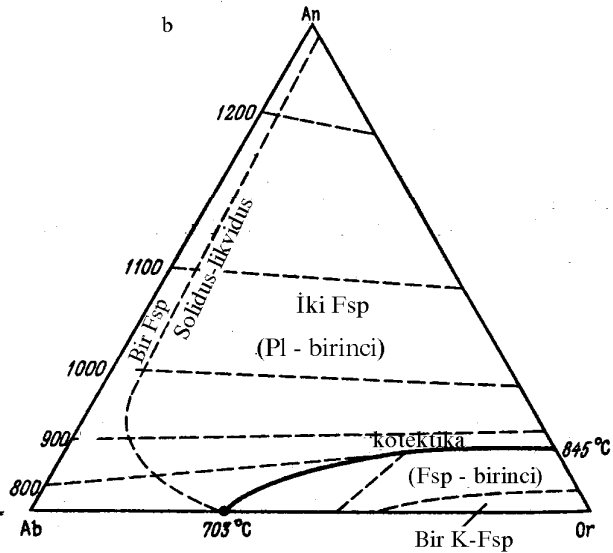
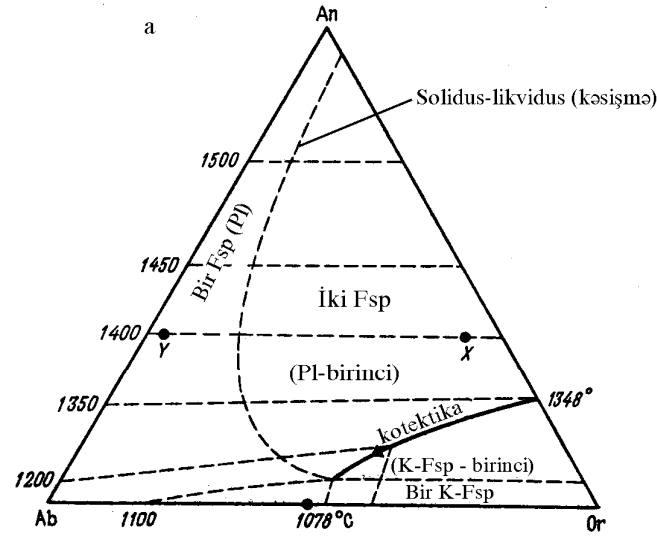
Şəkil 4.3b-dən görünür ki, temperatur 800 °C-yə qədər düşməyə və *WT* likvidus əyrisinə çatmayana qədər *S* tərkibli ərintidən sülb fazanın kristallaşması baş verməyəcəkdir. Bu temperaturda əsasən kalium çöl şpatı ayrılmağa başlayacaqdır. Onun tərkibi *WUT* solidusunda $Or_{95}Ab_5$ tərkibinə cavab verəcəkdir. Ərintinin tərkibi *WUT* xətti üzrə *T* nöqtəsi istiqamətində, sülb fazanın tərkibi isə *WUT* xətti üzrə həmin nöqtəyə doğru dəyişəcəkdir. Ərintinin tərkibi bu nöqtəyə çatdıqda (703 °C temperaturda) *U* və *V* tərkibli birgə mövcud olan iki müxtəlif çöl şpatı kristallaşacaqdır. Bütün ərinti sərf olunduqda çöl şpatları soyuyacaqdır və iki cüt pertit bitişiyi əmələ gələn parçalanma baş verəcəkdir. *U* fazasının

parçalanması nəticəsində əmələ gələn kalium çöl şpatından ibarət mineral-sahibdə olan albit böyümələri məxsusi *pertitlər*, *V* fazası bölündükdə albit kristallarında (plagioklazda) kalium çöl şpatının böyüməsi isə *antipertit* adlanır. Təbiətdə pertit antipertitə nisbətən daha geniş yayılmışdır.

4.3 şəklində çöl şpatlarının üçüncü fazası olan anortitə baxılmadı. Bütün üç komponentin faza münasibəti şəkil 4.4-də göstərilmişdir. İstənilən temperaturda albit və anortit arasında tam qarışma müşahidə edilir (həqiqətən də çox aşağı temperaturda və çox məhdud miqyasda sülb birləşmənin parçalanmanın yeri vardır). Kalium çöl şpatının şəbəkəsinə kalsium çox məhdud miqdarda, eyni zamanda kalium da anortitin tərkibinə məhdud miqdarda daxil olur.

Diaqramdan görünür ki, *X* tərkibli ərintidən 1400 °C temperaturda birinci plagioklaz kristallaşır. Ərintinin tərkibi tam xəttin istiqamətində (*kotektikaya*) dəyişəcəkdir (*kotektika* – verilən fiziki-kimyəvi şəraitdə ərintilə sonradan reaksiyaya girməyən və onunla tarazlıqda olan, eyni vaxtda iki və ya daha çox bərk fazanın kristallaşdığı sistemin vəziyyətidir). Əyriyə çatdıqda plagioklaz və kalium çöl şpatı birgə ayrılacaqdır və üçbucağın albit-ortoklaz tərəfində ərintinin tərkibi 1078 °C nöqtəsinə doğru yaxınlaşacaqdır (şəkil 4.3-dəki *Z* nöqtəsi). Bu nöqtəyə çatdıqda bütün ərinti sərf olunacaqdır. Son məhsul iki çöl şpatı olacaqdır.

Y tərkibli ərintidən də 1400 °C-də plagioklaz əmələ gəlməyə başlayacaqdır, lakin ərinti bir çöl şpatının sahəsində qalacaq və bu halda az miqdarda kalium qatışıqı saxlayan plagioklaz son məhsul olacaqdır. Bu üç komponentli sistemdə suyun təzyiqinin artması likvidus temperaturunun azalmasına və iki çöl şpatının sahəsinin genişlənməsinə səbəb olacaqdır (şəkil 4.4.b). Qranit maqmasını daha tam şəkildə şəkil 4.5-də göstərilmiş üç komponentli sistem təşkil edir. SiO_2 - $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ sistemi əvvəlki kimi 1 kbar və 5 kbar təzyiqdə baxılır (uyğun olaraq vulkanik və plutonik şəraitlər).

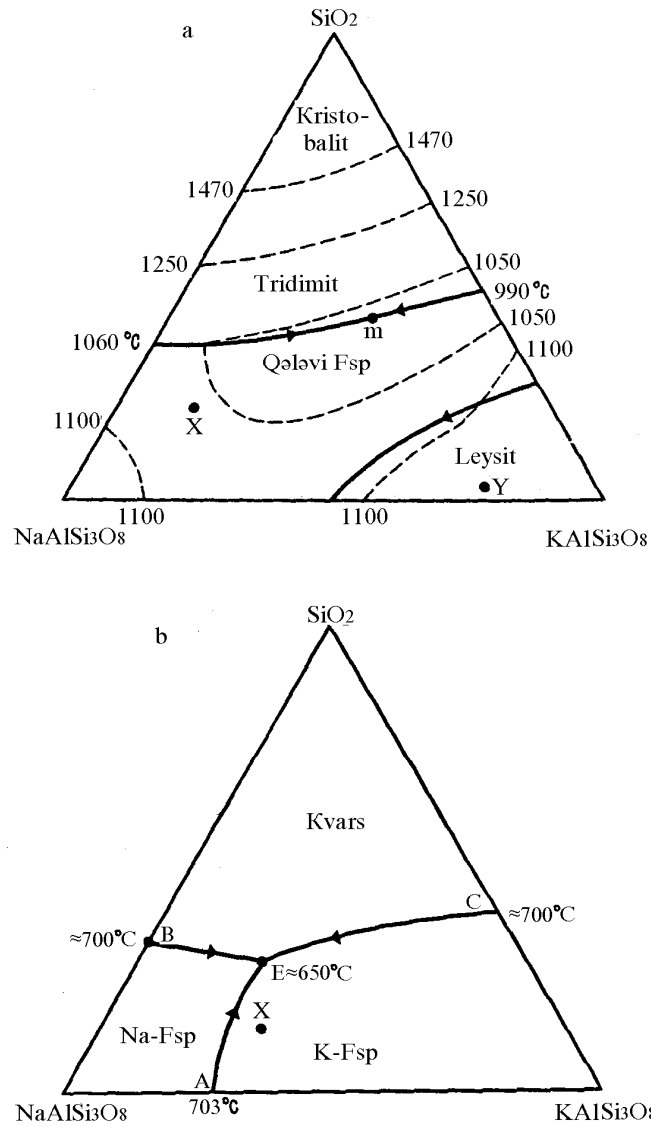


Şəkil 4.4. 1 kbar (a) və 5 kbar (b) su təzyiqində çöl şpatlarının kristallaşması.

X tərkibli ərintidən (şəkil 4.5a) birinci kristallaşan mineral daha natriumlu çöl şpatı olacaqdır. Temperatur aşağı düşdükdə ərinti kotektiyə doğru təkamül edərək sistemin aşağı temperaturu hissəsini təşkil edəcəkdir. Çöl şpatının kristallaşması davam edəcəkdir və o daha kaliumlu olacaqdır. Ərinti kotektikaya çatdıqda qələvi çöl şpatı ilə birgə tridimit kristallaşmağa başlayacaqdır. Sonra ərintinin tərkibi m nöqtəsi istiqamətində kotektika boyu dəyişəcəkdir. X tərkibi üçün tarazlıq kristallaşması şəraitində bu nöqtəyə çatana kimi bütün ərinti sərf olunacaqdır. Bu halda son məhsul tridimit və $Ab_{85}Or_{15}$ tərkibli qələvi çöl şpatı olacaqdır. Bu sistemdə istənilən tərkibli ərinti kristallaşma prosesində kotektika istiqamətində, daha sonra isə onunla m nöqtəsinə təkamül edəcəkdir.

Suyun yüksək təzyiqində (şəkil 4.5b) sistemin davranışı bəzi parametrlərlə fərqlənəcəkdir. Bu halda likvidus temperaturu aşağı olacaqdır və silisiumun forması tridimit deyil, kvars olacaqdır. Leysitin sahəsi itəcəkdir. Lakin ən böyük dəyişiklik ondan ibarətdir ki, suyun yüksək təzyiqində ərintidən iki müxtəlif çöl şpatı əmələ gəlir. X tərkibli ərintidən (şəkil 4.5b) birinci əsasən kaliumlu olan çöl şpatı kristallaşacaq və ərintinin tərkibi isə AE kotektika istiqamətində dəyişəcəkdir. Kotektikada kalium çöl şpatı ilə eyni zamanda natrium çöl şpatı da kristallaşacaq. Ərintinin tərkibi AE xətti boyu E nöqtəsinə – sistemin temperatur minimumuna təkamül edəcəkdir. (E nöqtəsi **evtektika** adlanır və üç sülb faza ilə müvazinətdə olan üç komponentli sistemdə ərintinin temperaturuna və tərkibinə cavab verən nonvariant nöqtədir. Faza qaydasına görə $f=c+1-p=3+1-4=0$. c -komponentlərin ümumi miqdarı, p -fazanın miqdarıdır. Müqayisə üçün qeyd edək ki, 4.5a şəklindəki m nöqtəsi nonvariant deyildir və evtektika nöqtəsi deyildir, çünki $f=3+1-3=1$). E nöqtəsində iki çöl şpatı ilə birgə kvars da əmələ gəlməyə başlayacaqdır və bütün ərinti sərf olunana qədər üç mineral kristallaşacaqdır. Beləliklə, hər iki halda su buxarının aşağı və yüksək təzyiqində sonuncu ərinti $SiO_2 - KAlSi_3O_8 -$

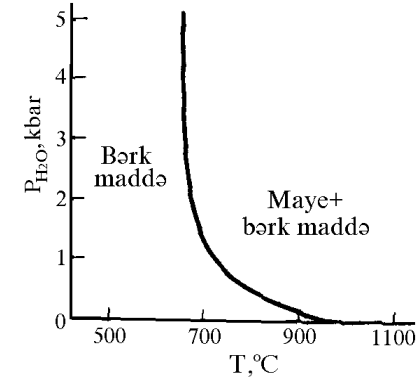
$NaAlSi_3O_8$ üçbucağının mərkəzinə yaxın yerləşəcəkdir.



Şəkil 4.5. 1 kbar (a) və 5 kbar (b) su təzyiqində $SiO_2 - KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8$

$NaAlSi_3O_8$ sistemi (J.F.Şerer,1950 və O.F.Tattl, N.L. Bouenə görə, 1958).

Tattl və Bouen eksperimental məlumatları riolit və qranitlərin kimyəvi tərkibi ilə müqayisə etmişlər. Şəkil 4.5-ə süxurların normativ tərkibindən ancaq üç komponenti (Or, Ab, An) salsaq, onda görürük ki, riolit və qranitin əksər nöqtələri temperatur minimumun nöqtələri arasında yerləşir. Buradan belə çıxır ki, bir çox turş süxurlar qalıq maqmadan kristallaşmışlar. Əgər bu belə olmasaydı, onda kimyəvi analizlərin nöqtələri sistemin mərkəzində yığılmayacaqdı və nöqtələr səpələnəcəkdı. Bu alimlər temperatur minimumundan təzyiqin asılılıq qrafikini qurub, əyrı almışlar (şəkil 4.6) və o qranitin minimal ərimə temperatur əyrısı adlanır. Qranitlərin tərkibinə adətən, albit deyil, kalsium saxlayan plagioklazlar daxil olur. Ancaq anortit komponentin sistemə daxil olması şəkil 4.5-dəki nisbətə az təsir edir.



Şəkil 4.6. $SiO_2 - KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8$ sisteminde ərintinin minimal temperaturunun suyun təzyiqindən asılılıq qrafiki. Hesab etmək olar ki, əyrı kristallaşan maqmada mayenin ən son porsiyasının temperaturuna cavab verir və ya qranit tərkibli süxurların parsial əriməsində ən birinci ərimə temperaturuna cavab verir.

Peqmatitlər. Qalıq kristallaşma prosesində uçucu komponentlərlə və bir çox nadir elementlərlə zəngin olan

maqma formalaşır. Onlar soyuduqda iri kristallik, bəzən minerallaşmış süxurlar əmələ gəlir. Onları peqmatitlər adlandırırlar. Ən çox qranit peqmatitləri yayılmışdır. A.E.Fersmana görə qranit peqmatitləri elə bir damar cisimləridir ki, onlar maqmatik qranit qalığı ilə əlaqədar olub, kristallaşmanın əsas hissəsi 700-350 °C-də baş verir, eyni vaxtda kristallaşan iri kristallarla səciyyələnir, müəyyən uçucu və mütəhərrik komponentlərin yüksək miqdarı və qalığı ərintinin səpələnmiş elementlərinin toplanması müşahidə edilir.

Minerallaşmış peqmatitlərdə təbiətdə məlum olan iri kristallar müşahidə edilir: berill (18 tona qədər), spodumen (uzunluğu 14 m-ə qədər), biotit (səthi 7 m²-ə qədər), mikroklin və ortoklaz (100 t-a qədər), kvars (14 t-a qədər), sirkon (6 kq-a qədər).

A.E.Fersman peqmatitlərin formalaşmasını on mərhələyə və ya geofazaya bölmüşdür.

Geofaza B (800-700 °C) – xarakter aplit strukturlu peqmatiti süxurun özündən ayıran təmas zonasının yaranması; qranat və maqnetit saxlayır.

Geofaza C (700-600 °C) – kvars və çöl şpatının qanunauyğun bitişikləri olan qrafik (yazı) zonasının əmələ gəlməsi (yazı qraniti).

Geofaza D-E (600-500 °C) – peqmatit damarının xarakter minerallarını saxlayan peqmatoid strukturlu süxurun əmələ gəlməsi; şerl, muskovit, berill, topaz, tüstü kvarsı, çöl şpatı saxlayır.

Geofaza F-G (500-400 °C) – üst kritik (flüid-hidrotermal) şərait. Pnevmatolit minerallar əmələ gəlir; erkən əmələ gələn mineralları əvəz etməklə xarakter minerallar: yaşıl mika, albit, litiumlu birləşmələr və b.

Geofaza H-I-K (400-50 °C) – geofazanın məhsulları hidrotermal məhlulların iştirakı ilə əmələ gəlir. Əvvəl yaşıl mikalar, daha sonra sulfidlər, nəhayət, karbonat və seolitlər xarakterdir.

Geofaza L (50 °-0) – hipergen. Gil məhsulları, törəmə kalsit, xalsedon, törəmə kvars və b. əmələ gəlir.

Peqmatitlərdə nadir torpaq elementlərin, tantal və niobiumun silikatları kimi nadir minerallara rast gəlmək olur. Belə hesab edillir ki, peqmatitlər nadir (xüsusilə litofil) elementlərlə və uçucu komponentlərlə zəngin olan qalığı maqmanın soyuma məhsuludur və onların formalaşmasında əsas rolu su oynayır.

Sonda maqmatik filiz yataqlarının əmələ gəlməsində maqmanın rolu haqqında qısaca məlumat vermək istərdik.

Yuxarıda qeyd olunduğu kimi bir sıra nadir elementlərin (məsələn, *Be, Li*) peqmatitlərdə miqdarı sənaye qiymətinə çatır və bu yataqlar öz əmələgəlmə şəraitinə görə maqmatik hesab edilir. Onlarda nadir elementlər ilkin maqmadan əmələ gələn qalığı flüidlərdə toplanır və ya lokal maqma əmələ gəlməsilə əlaqədar müəyyən şəraitdə toplanırlar. Başqa tip yataqlar şübhəsiz, maqmatik təbiətə malikdirlər. Məsələn, xromitin (*Mg, Fe*) Cr_2O_4 və platinoidlərin (*Pt, Pd, Ir, Os*) konsentrasiyaları mafik intruziyalar formalaşdıqda maqmadan minerallar şəklində birbaşa ayrılır. Mis-molibden porfir yataqlarının bir çoxu sahəcə qranitoidlərlə əlaqədardır (məsələn, Gədəbəy, Ordubad filiz rayonlarında olan mis-molibden porfir yataqları, ABŞ-ın cənubi-qərbindəki yataqlar və s.). Bu yataqlar da yəqin ki, maqmatik təbiətə malikdir və maddələrin daşınması, mineralların ayrılması gec hidrotermal proseslərin iştirakı ilə baş vermişdir.

Əksər yataqlar hidrotermal məhlulların fəaliyyətilə əlaqədardır. Bu məhlulların mənbəyi maqma, yoxsa yeraltı sular və ya metamorfik süxurlar olub? Bu məhlullar süxurları keçənədək öztərkib və temperaturlarını dəyişdiyindən bu suala cavab vermək çox zaman çətin olur. Çox güman ki, hidrotermal məhlullar öz tərkibinə görə təbii şor məhlullara yaxındır (cədvəl 4.2). Cədvəldən görüldüyü kimi, onlarda qurğuşun, mis kimi metalların miqdarı aşağıdır. Yəqin ki, uzun bir müddətdə mineralların çökməsi zəngin filiz yataqlarının formalaşmasını

təmin edir.

Hidrotermal məhlullarda metalların daşınması prosesini izah etdikdə əsas çətinlik ondan ibarətdir ki, sulfid mineralları suda həll olmur. Hal-hazırda əksər tədqiqatçılar belə hesab edirlər ki, metallar məhlullarla kompleks ionlar şəklində, məsələn, $PbCl_3^-$ daşır. Həmin məhlullarda metallarla birgə həm də kükürd daşına bilər (məhlullar maqmatik mənşəyə malik olduqda çox güman ki, bu mümkündür). Başqa hallarda kükürd məhlullara başqa mənbədən daxil ola bilər. Sulfid və başqa mineralların çökməsi yəqin ki, temperatur və təzyiqin dəyişməsindən, ətraf süxurlarla qarşılıqlı təsirdən və ya müxtəlif məhlulların qarışmasından asılıdır.

Maqmatizmlə faydalı qazıntı yataqlarının əlaqəsi haqqında 7-ci fəsildə daha geniş məlumat verilmişdir.

Cədvəl 4.2

Potensial filiz əmələ gətirə bilən təbii şor məhlulların kimyəvi tərkibi (q/t-la). Skinner və Bartona görə, 1973.

Komponentlər	Hidrotermal şor məhlul, Soltan Si (Kaliforniya, ABŞ)	Hidrotermal şor məhlul, Çeleken, Rusiya	Flyüoritdə maye daxil olması (Xill Mayn yatağı, ABŞ)	Sfaleritdə maye daxil olması (Krid yatağı, ABŞ)	Kvarsda maye daxil olması (Binqem kanyonu, ABŞ)
Cl	1550000	157000	87000	46500	295000
Na	50400	76140	40400	19700	152000
Ca	28000	19708	8600	7500	4400
K	17500	490	3500	3700	67000
Sr	400	636	-	-	-
Ba	235	-	-	-	-
Li	215	7,9	-	-	-
Rb	135	1,0	-	-	-
Cs	14	0	-	-	-
Mg	54	3080	5600	570	-
B	390	-	100	185	-
Br	120	526,5	-	-	-
I	18	31,7	-	-	-
F	15	-	-	-	-
NH ₄	409	-	-	-	-

HCO ₃	150	31,9	-	-	-
H ₂ S	16	0	-	-	-
SO ₄ ²⁻	5	309	1200	1600	11000
Fe	2290	14,7	-	-	8000
Mn	1400	46,5	450	690	-
Zn	540	3,0	10900	1330	-
Pb	102	9,2	-	-	-
Cu	8	1,4	9100	140	-
As	12	0,03	-	-	-

5. MAQMATİK SÜXURLARIN PETROGENEZİSİ

5.1. Mantiyadaxili diferensiasiya, mantiya maqmatizmi və metasomatizmi. Müxtəlif geokimyəvi mantiya rezervuarları (izotop xarakteristikaları)

Yuxarıda qeyd olunduğu kimi, mantiya süxurları 2900 km dərinlikdə nüvənin xarici sərhədilə kontinental və okean qabığının altında yerləşən Moxoroviçiç (Moxo) sərhədi arasında yerləşir. Bir çox məlumatlar göstərir ki, əsasi maqmanın generasiyası litosferin əsasıdan aşağıda - üst mantiyanın hüdudlarında yerləşir. Moxo sərhədindən aşağıda uzununa seysmik dalğaların sürəti kəskin artır (8 km/san-dən çox).

Geokimyəvi-geofiziki materiallar göstərir ki, yer qabığından aşağıda yatan mantiya maqmatik petrogenез prosesində süxurların sonsuz mənbəyi olmuşdur. Bu məlumatlara əsasən hazırda belə hesab edilir ki, mantiyanın ən üst hissəsi maqneziumla zəngin, az miqdarda *Na*, *K*, *Ti* saxlayan və uyuşmayan səpinti elementlərlə kifayət qədər kasıb olan harsburgitlərdən ibarətdir. Ondan aşağıda müxtəlif miqdarda eklogitlər iştirak edən lersolitlər yerləşir. Lersolit olivin, ortopiroksen və klinopiroksenlə birgə alüminiumlu faza – nisbətən az dərinlikdə ya şpinel, ya da böyük dərinlikdə qranat saxlayır. Daha da dərinlikdə və yəqin ki, heç bir maqmanın əmələ gəlmə bilmədiyi lersolitdən təşkil olunmuş mantiyada qrospidit tərkibli məlum olmayan miqdarda cisimlər iştirak edir.

Qeyd etdiyimiz tərkiblərdən lazımi sıxlığa, seysmik dalğaların uyğun sürətinə malik olan qranatlı lersolitlərdir. Müəyyən təzyiqdə məhz onların qismən əriməsi bir sıra əsasi ərintilərin generasiyasına səbəb olur. Bu əsasi və ultraəsasi süxurlarda tapılan ksenolitlərin (nodulların) tərkibilə təsdiq olunur. Hesablama yolu ilə mantiyanın orta mineraloji tərkibi təqribən belə müəyyən edilmişdir: 65 % forsteritdən ibarət olivin, hər biri 10 %-dən bir az çox olan ortopiroksen, klinopiroksen və qranat. Aşağı dərinlikdə bu tərkib 65 % olivindən, 2

% şpineldən, bərabər miqdarda alüminiumlu orto- və klinopiroksendən ibarətdir. Cədvəl 5.1-də üst mantiyanın təqribi tərkibi göstərilmişdir.

Cədvəl 5.1

Üst mantiyanın təqribi tərkibi

Element	1	2	3
<i>SiO₂</i>	44,2	46,53	45,16
<i>Al₂O₃</i>	2,7	1,84	3,54
<i>Fe₂O₃</i>	1,1	-	0,46
<i>FeO</i>	7,3	6,7*	8,04
<i>MnO</i>	0,15	0,11	0,14
<i>MgO</i>	41,3	41,98	37,47
<i>CaO</i>	2,4	1,47	3,08
<i>Na₂O</i>	0,25	0,16	0,57
<i>K₂O</i>	0,015	0,15	0,13
<i>TiO₂</i>	0,1	0,33	0,71
<i>P₂O₅</i>	-	0,02	0,06
<i>Cr₂O₃</i>	0,30	0,38	0,43
<i>NiO</i>	0,20	0,32	0,20
Cəm	100,015	99,99	99,99

Qeyd: 1- Kimberlitlərdən və əsasi süxurlardan götürülmüş ultraəsasi daxilolmaların tərkibləri. Belə hesab edilir ki, onlar depletləşməmiş mantiyanın orta tərkibini təşkil edirlər (P.Xarrisə görə); 2 - Cənubi Afrika kimberlitlərindən götürülmüş 9 qranatlı peridotitlərin orta tərkibi, *H₂O* və *CO₂*-siz 100 %-ə hesablanmışdır (D.Karsuell və C.Dausona görə); 3-pirolit (D.Qrin və A.Rinqvuda görə) (ümumi dəmirin miqdarı *FeO* şəklində).

Üst mantiyada amfibol (80 km-ə qədər stabil olan) və floqopit (100 km-ə qədər stabil olan) kimi sulu mineralların da olması haqqında mülahizələr vardır. Əksər nodullarda bu minerallar olmadığı halda və onların sulu bazit maqması ilə reaksiyası nəticəsində əmələ gəlməsinin mümkün olmasına baxmayaraq, sulu minerallar saxlayan nodullar müəyyən

edilmişdir.

Bu məsələlər bir çox elmi əsərlərdə, o cümlədən, A.Rinqvudun «Sostav i petroloqiə verxney mantii Zemli», B. Maysen və A.Bettçerin «Plavlenie vodosoderjahey mantii» kitablarında daha geniş öz əksini tapmışdır.

Beləliklə, hazırda eksperimental və petroloji məlumatlar birmənalı olaraq bazalt ərintilərinin mantiya genezisini isbat edir. Ancaq bazalt sırasının müxtəlif petrokimyəvi tiplərinin formalaşma şəraitini araşdırdıqda qeyri-müəyyənlik ortaya çıxır. Bu şəraitlərə tərkibi pirolitə yaxın olan eynicinsli ilkin mənbədən bazaltların ərimə dərinliyi, mantiya substratının qismən ərimə payı, flüid rejimin xarakteri, ərintinin diferensiasiyası və s. aiddir. Bu halda petroloq və geokimyəçilər arasında vahid bir fikir olmur. Müxtəlif kontinental strukturlarda qələvi və subqələvi bazalt vulkanizminin öyrənilməsi göstərir ki, lavalaların geokimyəvi tərkibi eynicinsli mantiya substratının (pirolit və ya dörd fazalı lersolit) ərimə dərəcəsilə deyil, oxşar dərinliklərdə olan substratın müxtəlifliyi ilə təyin edilir. Bu müxtəliflik əsasən mantiya metasomatizmi, onun temperatur (mantiyanın qızması) və flüid (fO_2 , flüidin tərkibi) rejimlərinin dəyişməsilə əlaqədardır.

Məxsusi metasomatik proseslərə Yerın daxili, endogen gücü ilə baş verən proseslər aid edilir. Yerın mantiyası və qabığında gedən endogen metasomatik proseslərin sərhədini ayırmaq müəkkəb bir məsələdir. Ona görə də hazırda xüsusi **mantiya metasomatozu** ayırırlar. Mantiya metasomatozunun əsas xüsusiyyətləri mantiya şəraitində xüsusiyyətləri ərintiyə yaxın olan güclü qatılaşıdırılmış məhlul-şor məhlul mühitinin təsirindən baş verir.

Son vaxtlar bazalt maqmasının müxtəlif tiplərinin formalaşmasını analiz edərkən bu prosesə – mantiya metasomatozuna xüsusi diqqət yetirilir. Mantiya metasomatozunun əsası keçən əsrin 50-ci illərində akademik D.S.Korjinski tərəfindən qoyulmuşdur («*transmaqmatik flüidlər*» nəzəriyyəsi). Sonralar

Y.Kuznetsov və E.İzox (1969) tərəfindən bu nəzəriyyənin əsasında «*intratellurik*» flüidlər hipotezini irəli sürmüşlər. Bu hipotezə görə, axınlar həm yer qabığına, həm də üst mantiyaya keçir və onların təsiri ilə yer qabığının və üst mantiyanın müxtəlif dərinliklərində müxtəlif tip maqmaların əmələ gəlməsi baş verir.

Ədəbiyyatda geniş müzakirə olunan mantiya metasomatozunun bazaltlar tərəfindən yer səthinə çıxarılan dərinlik süxurlarında – ksenolitlərdə mantiya metasomatozunun nişanələrinin olması buna sübutdur (A.A.Marakuşev, İ.D.Ryabçikov, L.N.Koqarko, N.D.Dobresov, V.İ.Kovalenko, A.Betçer, D.Beyli, A.Edqar, M.Roden, M.Menzes, D.İonov, L.Solovyeva, M.N.Məmmədov, N.Ə.İmamverdiyev və bir çox başqaları). Bu proses nəticəsində üst mantiyada iştirak edən bir çox peridotitlər metasomatik dəyişməyə məruz qalır. Məhz belə metasomatik dəyişmiş peridotitlər subqələvi və qələvi maqmaların substratı rolunu oynayır. Kimberlitlərin genezisilə əlaqədar olan metasomatik proseslərə xüsusi diqqət yetirilmişdir. Mantiya metasomatozu ultrabazitlərin mineralları arasındakı reaksiya hadisələrilə, törəmə amfibol və mikaların kristallaşması ilə, törəmə şüşələrin əmələ gəlməsilə təsdiq olunur.

Petroloji-geokimyəvi tədqiqatların nəticələri göstərmişdir ki, dünyanın bir çox regionlarında (Almaniya, Monqolustan, Baykal, Fransa, Kiçik Qafqaz, Talış) subqələvi və qələvi bazaltların əriməsi mantiya flüidlərinin təsiri nəticəsində metasomatitləşmiş mantiyadan baş vermişdir (Genşaft, Saltıkovski, Kovalenko, Yarmolyuk, Ryabçikov, Chanvel, Məmmədov, İmamverdiyev).

Beləliklə, tam əsasla hesab etmək olar ki, mantiya metasomatozu üst mantiyada tez-tez rast gəlinən proseslərdəndir və o bazalt və kimberlitlərdəki daxilolmalarda özünü büruzə verir. Üst mantiyanın ilkin lersolit tərkibi əriməyə qədər «flüid-ərinti» mantiya axınlarının təsirindən metasomatik dəyişməyə məruz qalır və bazalt komponentlərilə, qeyri-kogerent elementlərlə, o

cümlədən aksesör fazalarda – mikada, apatitdə, amfibolda, ilmenitdə toplanan elementlərlə zənginləşir.

Mantiya metasomatozundan başqa, mantiyanın fiziki-kimyəvi şəraitini dəyişdirən əhəmiyyətli faktorlara flüid rejimi aiddir. Flüidlər, yəni O_2 , CO_2 , CO , H_2 , CH_4 , H_2O və s. intratellurik fazalarda toplanır. Belə hesab edilir ki, onlar müxtəlif tektonik strukturlarda 200 km dərinliyə kimi nüfuz edə bilər. Flüid rejimin təkamülü və flüidlərin özünün tərkibi yer qabığı və üst mantiyanın şaquli kəsilişlərində izlənilir.

B.Q.Lutsun, F.A.Letnikovun, A.A.Kadikin işlərində bərpəedici flüidlərin - CO , H_2 , CH_4 dərinliyə doğru artması göstərilmişdir. Toleit bazaltlarında da bərpəedici flüidlərin az miqdarda iştirakı müəyyən edilmişdir (Kadik, Lukanin, Lapin, 1990). Toleit maqmasının diferensiasiyası nəticəsində uçucu komponentlərin bərpəedici şəraitində ferrobazaltlar əmələ gəlir. Eksperimental olaraq sübut olunmuşdur ki, hidrogenin təzyişi ərintidə dəmirliyin intensiv artmasına səbəb olur.

Müxtəlif geokimyəvi mantiya rezervuarları (izotop xarakteristikaları). İzotop-geokimyəvi məlumatlar Yer in mantiyasında öz xarakteristikaları ilə səciyyələnən bir sıra maqmatik mənbələr olduğunu sübut edir. Onlara *N-MORB*, *E-MORB*, *HIMU*, *EM1*, *EM2* və s. aiddir. Onların vəziyyəti geoloji ədəbiyyatda geniş müzakirə olunmuşdur. Hal-hazırda bu terminlər geoloji ədəbiyyatda ingilis abreviaturası (sözlərin baş hərfləri ilə müxtəsər yazılışı) ilə yazıldığı üçün onların bəzilərinin izahını veririk.

DM	Depleted Mantle	Depletləşmiş mantiya
EM	Enriched Mantle	Zənginləşmiş mantiya
PM	Primitive Mantle	Primitiv mantiya
CC	Continental Crust	Kontinental qabıq
OFB	Ocean Floor Basalts	Okean dibinin bazaltları
PREMA	Prevalent Mantle	Üstünlük təşkil edən mantiya
BSE	Bulk Silicate Earth	Yerin silikat hissəsi
IAB	Island-Arc Basalts	Adalar qövsünün bazaltları
IAT	Island-Arc Tholeites	Adalar qövsünün toleitləri

VAG	Island-Arc Granites	Adalar qövsünün qranitləri
OIB	Ocean Island Basalts	Okean adalarının bazaltları
OIT	Ocean Island Tholeites	Okean adalarının toleitləri
BABB	Back-Arc Basin Basalts	Qövsarxası hövzələrin bazaltları
WPG	Within-Plate Granites	Plitədaxili qranitlər
WPB	Within-Plate Basalts	Plitədaxili bazaltlar
CAB	Calc-Alkaline Basalts	Əhəngli-qələvilili bazaltlar
COLG	Collision Granites	Kolliziya qranitləri
MORB	Mid-Ocean Ridge Basalts	Aralıq-okean silsilələrinin bazaltları

Aşağıda mantiya rezervuarlarının qısa geokimyəvi xüsusiyyətləri göstərilir. Mantiya rezervuarları əsasən *Nd*, *Sr* və *Pb* izotoplarına görə fərqlənilirlər. Onların ümumi xarakteristikası cədvəl 5.2-də və şəkil 5.1, 5.2, 5.3, 5.4 -də öz əksini tapmışdır.

Cədvəl 5.2

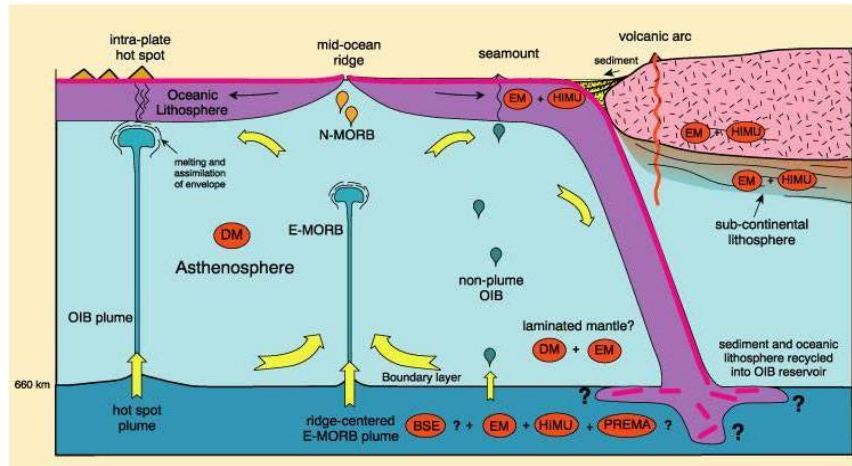
Yer qabığı və mantiya rezervuarlarının izotop xarakteristikaları

	$^{87}Rb-^{86}Sr$	$^{147}Sm-^{143}Nd$	$^{238}U-^{206}Pb$	$^{238}U-^{207}Pb$	$^{232}Th-^{208}Pb$
<i>Kontinental qabıq</i>					
Üst qabıq	Yüksək Rb/Sr Yüksək $^{87}Sr/^{86}Sr$	Aşağı Sm/Nd Aşağı $^{143}Nd/^{144}Nd$	Yüksək U/Pb Yüksək $^{206}Pb/^{204}Pb$	Yüksək U/Pb Yüksək $^{207}Pb/^{204}Pb$	Yüksək Th/Pb Yüksək $^{208}Pb/^{204}Pb$
Orta qabıq	Yüksək Rb/Sr (0,2-0,4) $^{87}Sr/^{86}Sr=(0,72-0,74)$		U-la kasıblaşmış Aşağı $^{206}Pb/^{204}Pb$	U-la kasıblaşmış Aşağı $^{207}Pb/^{204}Pb$	Yüksək Th Yüksək $^{208}Pb/^{204}Pb$
Alt qabıq	Rb-la kasıblaşmış Rb/Sr<0,004		U-la kasıblaşmış Çox aşağı $^{206}Pb/^{204}Pb$	U-la kasıblaşmış Çox aşağı $^{207}Pb/^{204}Pb$	U-la kasıblaşmış Çox aşağı $^{208}Pb/^{204}Pb$
<i>Subkontinental litosfer</i>					
Arxei	Aşağı Rb/Sr	Aşağı Sm/Nd			
Proterozoydan müasirə kimi	Yüksək Rb/Sr	Aşağı Sm/Nd			
<i>Okean mənbəyinin bazaltları (Zindler və Hart, 1986)</i>					

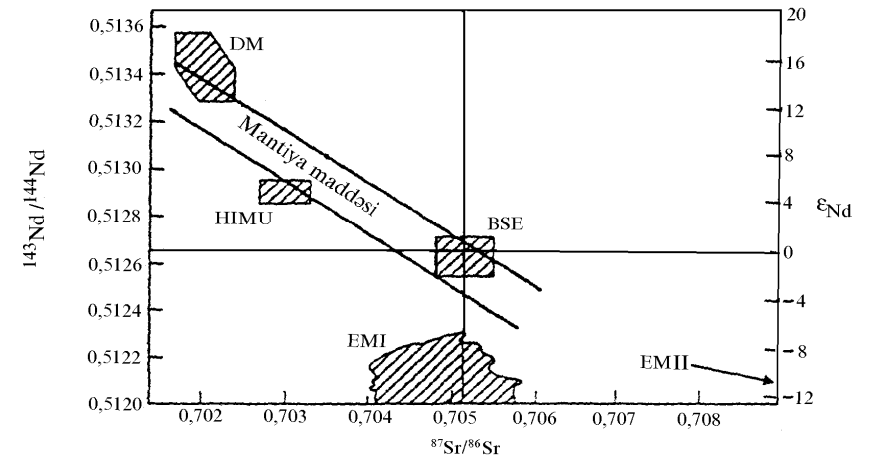
Depletləşmiş (kasıblaşmış) mantiya	Aşağı Rb/Sr Aşağı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Yüksək Sm/Nd Yüksək $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Aşağı U/Pb Aşağı $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17,2-17,7)	Aşağı U/Pb Aşağı $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,4)	Th/U=2,4-0,4 Aşağı $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37,2-37,4)
------------------------------------	--	--	--	---	--

Cədvəl 5.2-nin davamı

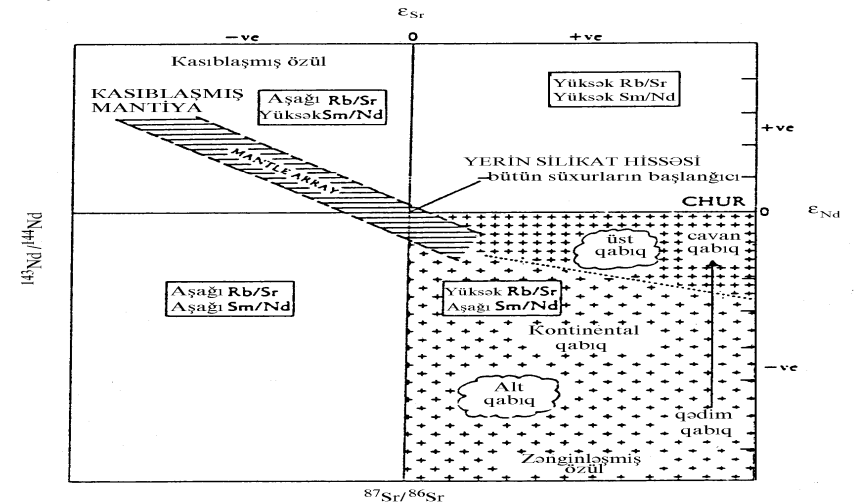
HIMU	Aşağı Rb/Sr Aşağı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (=0,7029)	Orta Sm/Nd $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (<0,51282)	Yüksək U/Pb Yüksək $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (>20,8)	Yüksək U/Pb Yüksək $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Yüksək Th/Pb
<i>Zənginləşmiş mantiya</i>					
EM I	Aşağı Rb/Sr $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ =0,705	Aşağı Sm/Nd $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (<0,5112)	Aşağı U/Pb $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = (17,6-17,7)	Aşağı U/Pb $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = (15,46-15,49)	Aşağı Th/Pb $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = (38,0-38,2)
EM II	Yüksək Rb/Sr $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ >0,722	Aşağı Sm/Nd $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = (0,511-0,5121)	Yüksək $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Yüksək $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	
Yerin əsas hissəsi (Bulk Earth)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ =0,7052	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ =0,51264 (=xondrit)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ =18,4±0,3	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ =5,58±0,08	Th/U=4,2 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ =38,9±0,3



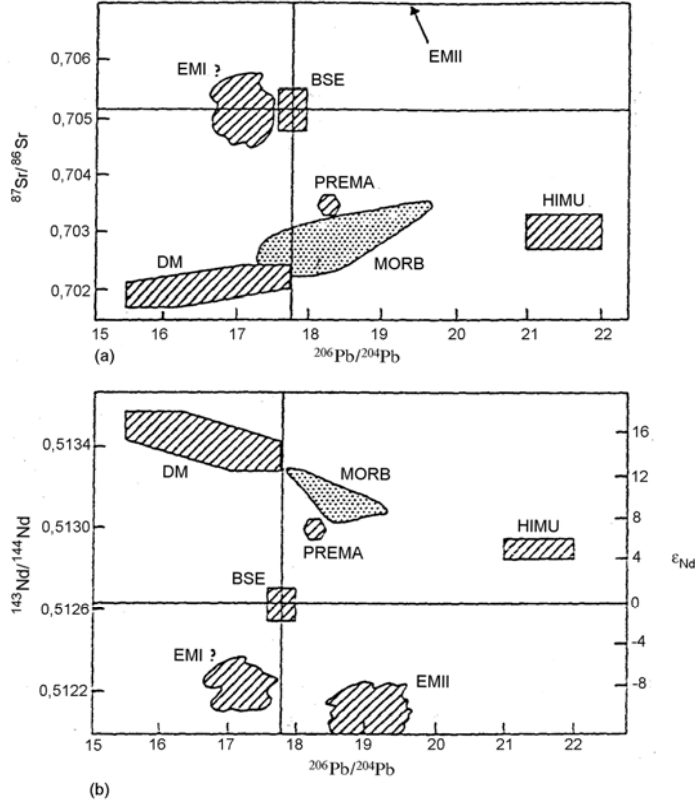
Şəkil 5.1. Mantiya rezervuarları. Winterə görə, 2001. Bu modelə görə HIMU və EM mantiya mənbəyinə kontinental qabıqdan düşür.



Şəkil 5.2. Okean mantiya rezervuarında $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ və $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ izotoplarının korrelyasiya diaqramı. Zindler və Harta görə, 1986. DM - depletləşmiş mantiya; BSE-Yerin əsas silikat hissəsi; EM I və EM II -zənginləşmiş mantiya; HIMU - U/Rb nisbət ilə zənginləşmiş mantiya.



Şəkil 5.3. Zənginləşmiş və depletləşmiş mantiya mənbəyinə nisbətən $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ və $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ izotoplarının korrelyasiya diaqramı. DePaolo və Vasserburqa görə, 1979.



Şəkil 5.4. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ və $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ və $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) izotoplarının korrelyasiya diaqramı. Alleqreyə görə, 1988.

Depletləşmiş (kasıblaşmış) mantiya (DM) yüksək $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, aşağı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ və $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ nisbət ilə xarakterizə olunur. Onlarda üstünlük təşkil edən komponentlər MORB mənbəyinə yaxındır.

HIMU mantiyası (High μ Mantle – yüksək μ olan mantiya.

$\mu = ^{238}\text{U} / ^{204}\text{Pb}$ -uranla zənginləşməni göstərir) bəzi okean adalarında müşahidə edilən yüksək $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ və $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, aşağı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7030), orta $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop nisbətində malik olaraq Pb-a nisbətən U və Th-la zəngin, aşağı Rb / Sr nisbət ilə xarakterizə olunur. Bu isə bu mənbədə U-nın yüksək miqdarına və onun qədim yaşına dəlalət edir (^{206}Pb izotopunun əmələ gəlməsi üçün). Bu yaş 1 mlrd. ildən yüksək qiymətləndirilir. Zənginləşmə 1,5-2,0 mln.il ərzində baş vermişdir. Belə mantiya rezervuarının əmələ gəlməsini mantiyanın dəyişmiş okean qabığı ilə (yəqin ki, dəniz suyu ilə kontaminasiya nəticəsində) qarışması ilə izah edirlər.

Yerin əsas hissəsi (Bulk Earth) (Yerin silikat hissəsi) = İlkin Formalaşmış Rezervuar. Bunu əsasən Yerin mantiya komponenti (qabıqsız Yer) kimi qəbul etmək olar. Tərkibi planetlərin deqazasiyası zamanı formalaşmış homogen primitiv mantiyaya ekvivalentdir və izotop tərkibi bəzi okean bazaltlarının tərkibinə yaxındır.

Zənginləşmiş mantiya müxtəlif $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, aşağı $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -dən alınmış yüksək $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ və $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ nisbətləri ilə xarakterizə edilir. Zindler və Hart (1986) zənginləşmiş mantiyanı aşağı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nisbət ilə (0,704-0,706) xarakterizə edilən I-tipə (EM I) və yüksək $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nisbət ilə (0,720) xarakterizə edilən II tipə (EM II) bölərək onları diferensiasiya etmişdir.

Zindler və Hart (1986) izotop tərkibi ilə yanaşı mantiya rezervuarlarının xarakter geokimyəvi nişənlərini də vermişlər (cədvəl 5.3).

Kontinental qabığın izotop tərkibi və onların nisbəti çox dəyişkəndir və müxtəlif yaşlar üçün müqayisə olunan dərəcədə dəyişir. Ona görə də onları əsasən müəyyən parametrlərə görə normallaşdırırlar. Belə normallaşdırmalardan biri kimi Yerin tərkibinin xondrit modeli (CHUR) və vaxt ərzində onun təkamülü əsas götürülür.

Üst kontinental qabıq yüksək Rb / Sr və bunun nəticəsi

olaraq yüksək $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbətilə xarakterizə edilir. Əksinə, neodium izotoplarının və Sm / Nd nisbəti onlarda aşağı qiymətə malikdir. U və Th -la üst kontinental qabıq zəngindir və ona görə də onlarda ^{206}Pb , ^{207}Pb və ^{208}Pb izotop nisbətləri yüksəkdir.

Orta kontinental qabıq qranit-qneys terreynlərdə aşkar olunmuş amfibolit fasiyasında metamorfizləşmiş qneyslər kimi təsvir olunmuşdur. Bu süxurlarda $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ nisbəti aşağıdır, stronsium izotoplarının nisbəti isə üst qabığa nisbətən aşağıdır. Uranla kasıbdır və $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ nisbətləri mantiyaya nisbətən aşağıdır. Onların miqdarı üst qabığa nisbətən aşağı olsa da, uranla çox da kasıblaşmamışdır.

Aşağı kontinental qabıq metamorfizmin qranulit fasiyası ilə təmsil olunmuşdur və çox vaxt Rb -la kasıblaşmışdır. Onlar aşağı $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbətilə xarakterizə edilir və müasir mantiyadan çox da fərqlənmir. Bu o deməkdir ki, müasir qranitlər aşağı qabıqdan və mantiyadan əmələ gələ bilirlər və çox aşağı inisial $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbətilə xarakterizə edirlər. U / Pb və Th / Pb nisbətləri aşağı qabıqda mantiyaya nisbətən aşağıdır və demək, ^{206}Pb , ^{207}Pb və ^{208}Pb izotop nisbətləri çox aşağıdır və aşağı qabıqla mantiya rezervuarlarını fərqləndirməkdə istifadə edilə bilər.

Subkontinental qabıq. Arxey yaşlı subkontinental litosfer zənginləşmiş litosferi xarakterizə edir (Zindler və Harta görə, 1986). $EM I$ – aşağı Rb / Sr və Sm / Nd nisbətilə səciyyələnir, amma depletləşmiş nümunələr də məlumdur. Proterozoy qurşaqlarının litosferi okean hövzələrilə basdırıldığı üçün depletləşmişdir. Proterozoydan Fanerozoya kimi olan subkontinental litosfer radiogen Sr və qeyri-radiogen Nd izotopuna görə Rb və yüngül Nadir Torpaq Elementləri (NTE) ilə zəngindir. Bu yuxarıda təsvir olunmuş zənginləşmiş $EM II$ mantiyaya oxşayır.

Cədvəl 5.3

Mantiya rezervuarlarında və Yer qabığında uyuşmayan nadir elementlərin nisbəti

	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Ba/Th	Rb/Nb	K/Nb	Th/Nb	Th/La	Ba/La
Primitiv mantiya	14,8	0,94	9,0	77	0,91	323	0,117	0,125	9,6
N-MORB	30	1,07	1,7-8,0	60	0,36	210-350	0,025-0,071	0,067	4,0
E-MORB			4,9-8,5			205-230	0,06-0,08		
Kontinental qabıq	16,2	2,2	54	124	4,7	1341	0,44	0,204	25
HIMU OIB	3,2-5,0	0,66-0,77	4,9-6,9	49-77	0,35-0,38	77-179	0,078-0,101	0,107-0,133	6,8-8,7
EM I OIB	4,2-11,5	0,86-1,19	11,4-17,8	103-154	0,88-1,17	213-432	0,105-0,122	0,107-0,128	13,2-16,9
EM II OIB	4,5-7,3	0,89-1,09	7,3-13,3	67-84	0,59-0,85	248-378	0,111-0,157	0,122-0,163	8,3-11,3

5.2. Bazit-hiperbazit kompleksləri, onların geokimyəvi nişanələri. Peridotit və bazaltların əriməsinə aid eksperimentlər. Təbəqələnmiş intruziyaların əmələ gəlməsi

Hal-hazırda müəyyən olunmuşdur ki, okean və kontinental şəraitdə formalaşmış ultraəsasi süxurlar həm geoloji, həm də fiziki-kimyəvi nöqtəyi-nəzərdən poligen əmələgəlmələrdir. Ultraəsasi süxurların iştirak etdiyi əsas geoloji obyektlər aşağıdakılardır:

1. Tərkibində dunitlər, harsburgitlər və lersolitlər iştirak edən alp tipli hiperbazitlərin iri massivləri;
2. Yer qabığının okean tipli kəsilişlərinə aid olan ofiolit komplekslərinin əsasını təşkil edən dunit, harsburgit və lersolitlər (vulkanik seriyadan aşağıda);
3. Konsentrik-zonal ultramafik komplekslər;
4. Əsasi və qələvi süxurlarla assosiasiya təşkil edən kumulyativ təbiətli ultraəsasi süxurlar;
5. Kimberlitlərdə və subqələvi-qələvi bazaltlarda iştirak edən ultraəsasi tərkibli ksenolitlər;
6. Arxeyin yaşıladaşlaşma qurşaqlarında ultraəsasi tərkibli unikal vulkanik əmələgəlmələr – komatiitlər.

Eksperimental işlər və son vaxtlarda aparılan dəqiq geokimyəvi, izotop analizlər göstərir ki, ilkin mantiyada yüksək

maqneziumlu olivin ərintilə tarazlıqda olmalıdır və olivində, belə tip maqmada nikelin miqdarı yüksək olmalıdır (uyğun olaraq 2000 və 300 q/t). Bu məlumatlar göstərir ki, ilkin mantiya maqması yüksək maqneziumlu ərintiyə cavab verməlidir. Onların tərkibi pikritlərə, pikrobazallara və onlara qohum olan süxurlara yaxın ola bilər. Bunu peridotitlərin əriməsi təcrübələri təsdiq etmişdir.

N. Bouena görə, peridotit maqması qalxma zamanı əsasən olivin kristallarından ibarətdir. Belə hesab edilir ki, olivin bazalt maqmasından ayrılaraq bu tip maqma əmələ gətirir. Ümumiyyətlə, ultraəsasi maqmanın əmələ gəlməsi haqqında iki fikir vardır: 1) ultraəsasi maqma soyuq halda qalxmışdır («protruziya»); 2) ultraəsasi maqma qaynar halda qalxmış və təkamülə uğramışdır.

İlkin maqmanın tərkibinin başqa xüsusiyyətləri aşağıdakı faktorlardan asılıdır: 1) mantiya maddəsinin tərkibi; 2) maqmanın əmələ gəldiyi dərinliyə uyğun olan təzyiq; 3) qismən ərimənin dərəcəsi, yəni maye fazanın payı; 4) maqmatik ərintinin bərk qalıqdan ayrılma xüsusiyyəti.

Mantiya maqmasının tərkibi ən əvvəl maqmada iştirak edən və demək olar ki, tamamilə ərintiyə keçən ən yüngül əriyən komponentlərlə nəzarət olunur. Belə komponentlər qələvi metallar – kalium və natriumdur.

Çətin əriyən komponentlərin paylanması isə mənbənin tərkibindən, maqma əmələgəlmənin dərinliyindən (təzyiqdən) və maye fazanın payından asılıdır.

Su və karbon qazı olmayan primitiv lersolitlərin əriməsinin ilkin mərhələsində evtektika mayesi əmələ gəlir və belə maye olivin, ortopiroksen, klinopiroksen, qranatla (şpinellə və ya plagioklazla) tarazlıqda olur. Ərintiyə əsasən klinopiroksen və alüminiumlu bərk faza keçir, olivin və ortopiroksen isə əsasən restitdə qalır. Ərimə reaksiyaları nəticəsində əmələ gələn çətin əriyən xromlu şpinel də restitin xarakter mineralıdır.

Təzyiqin (maqma əmələgəlmənin) artması ilə olivinin

ərintiyə keçmə payı artır, əriməyə sərf olunan ortopiroksenin miqdarı isə əksinə, təzyiq artdıqca azalır. Ona görə də mantiya maqmatik mənbəyin dərinliyə doğru batması zamanı evtektika maqmasının tərkibi daha maqneziumlu, az silisiumlu olur, bərk qalıq (restitin) tərkibi isə az dərinlikdə dunitdən çoxlu miqdarda ortopiroksen saxlayan harsburgitə və nəhayət, çox böyük dərinlikdə ortopiroksenitə qədər dəyişir.

Təbii peridotitlərin əriməsi üzrə təcrübələr və fiziki-kimyəvi sistemlərin modelləşdirilməsi belə nəticəyə gəlməyə əsas verir ki, «quru» mantiya lersolitlərinin 50-80 km-dən böyük dərinlikdə ($P > 15-25$ kbar və ya 1500-2500 MPa təzyiqdə) nisbətən az ərimə dərəcəsində (20-30% maye faza) pikrit tərkibli maqma əmələ gəlir. 30-50 km dərinlikdə ($P = 10-15$ kbar və ya 1000-1500 MPa) az maqneziumlu olivinli toleit maqması, minimal dərinlikdə isə ($H < 15$ km, $P < 5$ kbar və ya 500 MPa) kvarslı toleit əmələ gəlir. Daha intensiv ərimədə isə mayenin tərkibi bütün hipsometrik səviyyələrdə pikrit və komatiitə doğru yerini dəyişir. Maye fazanın minimal payında (<20%) 30 km-dən dərinlikdə olan ilkin maqma silisiumla doymamış olur və nefelin normativ tərkibli, $Na_2O + K_2O$ cəmi yüksək, SiO_2 -nin miqdarı az olan qələvi pikrobazallara, bazanitlərə, melanefelinitlərə cavab verir. Qeyd etmək lazımdır ki, qələvi ərintilər qismən əriyəndə əvvəldən qələvi metallarla zəngin olur. Əgər mənbədə kalium və natriumun miqdarı az olsa belə, minimal qismən ərimə dərəcəsində aşağı qələvili ilkin maqma əmələ gəlir. Yuxarıda qeyd edilmiş qismən ərimələrdən sonra depletləşmiş peridotitlər bu prosesə təkrar məruz qala bilər. Aydın ki, belə mənbədən az əriyən komponentlər uzaqlaşdığı üçün yüksək temperatur lazımdır.

Zənginləşmiş peridotitlərin qismən əriməsi isə onların tərkibində iştirak edən amfibol və floqopitin degidratasiyası ilə müşayiət olunur. Amfibol təqribən 1000 °C-yə, floqopit isə 1200 °C-yə qədər dayanıqlıdır. 20-80 km dərinlikdə amfibolun parçalanması zamanı ayrılan su tamamilə ərintidə həll olur,

lakin ərinti su ilə doymamış olur. Floqopit üçün isə belə şərait 150-200 km-də mümkündür.

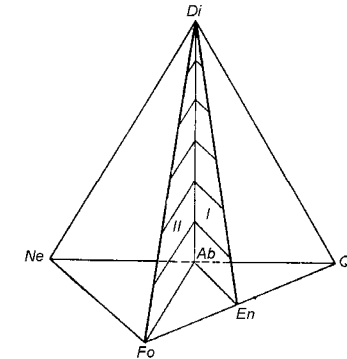
İlkin maqmanın tərkibi, həmçinin ərintinin bərk kristallik qalıqdan (restitdən) ayrılma üsulundan da asılıdır. Əgər maqma əmələgəlmə prosesində maye faza bərk kristallarla həmişə tarazlıqda olursa, onda qızma zamanı ərinti *tədricən* bütövlüklə çətin ərilyən komponentlərə keçir və yüzfaizli ərime dərəcəsində isə mayenin tərkibi ilkin lersolitə uyğun gəlir. Əgər əmələ gələn ərinti maqma əmələgəlmə zonasından dərhal uzaqlaşsın, onda ərintinin tərkibi qızma zamanı *sıçrayışla* – prosesin əvvəlində ən asan ərilyən evtektika mayesindən mantiya maqmasının tam ərimesi nəticəsində dunit restitinə cavab verən çətin ərilyən maqmaya qədər dəyişir. Üst mantiyadan gətirilmiş ilkin maqmaların bərkimiş məhsullarına ultramafik süxurlar – komatiitlər, pikritlər, boninitlər, kimberlitlər, lamproitlər misal ola bilər.

Tədqiqatlar göstərmişdir ki, okeanların maqmatik süxurlarının tərkibində lersolitlər (ilkin mantiya materialı), harsburgitlər (ərimənin qalıq məhsulu) və bazaltlar (ərimənin asan ərilyən fraksiyası) iştirak edir. Lersolitlərin bazalt maqmalarının əmələ gəlməsini, dunit və harsburgitlərin isə qismən ərimənin qalıq məhsulu olduğunu təsdiqləmək üçün nadir torpaq elementlərinin 10-dan 30%-ə kimi ərime payında ərintidə və qalıq məhsulda dəyişməsinin model hesabları aparılmışdır. Bu hesablamalar göstərmişdir ki, alptipli lersolitlərdə *NTE* paylanması xondritə yaxındır və ya yüngül elementlərlə kasıbdır. Lersolitlərin elementlərlə zənginləşməsi və ya kasıblaması qismən ərimənin dərəcəsindən asılıdır. Harsburgit və dunitləri isə qalıq məhsul hesab etmək olar. Məsələn, Marokkodan ərime üçün götürülmüş az kasıblanmış lersolitdən xondritə nisbətən *NTE* 10 dəfə zənginləşmiş bazaltı almaq üçün peridotiti 17% ərime kifayətdir. Daha çox ərime payında isə *NTE* başqa miqdarı olan maye alınacaqdır. Beləliklə, toleit okean bazaltlarının əmələ gəlməsi üçün mantiya materialı 20%-dən az

əriməlidir.

Bazaltların ərimesi və kristallaşmasını müşahidə etmək üçün keçən əsrin 60-cı illərində X.Yoder və K.Tillinin apardığı fundamental eksperimental tədqiqatları göstərmək vacibdir. Bu işlərin nəticələri bazalt maqmasının generasiyası və diferensiasiyasını, onların əmələ gəlməsi üçün mümkün olan mənbələri aydınlaşdırmağa imkan vermişdir.

Bu müəlliflərə görə, əksər bazaltların tərkibi diopsid-forsterit-nefelin-kvars tetraedrinin daxilində yerləşir (şəkil 5.5). Bu tetraedrin daxilində iki müstəvi (I və II) bazaltları normativ tərkibinə görə 5 əsas qrupa bölür: 1) normativ kvars və hipersteni olan toleitlər (silisiumla ifrat doymuş); 2) normativ hiperstenli toleitlər (silisiumla doymuş, hiperstenli bazaltlar); 3) normativ hiperstenli və olivinli bazaltlar (silisiumla doymamış); 4) normativ olivinli bazaltlar; 5) normativ olivinli və nefelinli qələvi bazaltlar. Yüksək alüminiumlu bazaltlar tetraedrdə plagioklazın sahəsinə bitişir.



Şəkil 5.5. Normativ diopsid-forsterit-nefelin-kvars bazalt tetraedri. X.Yoder və K.Tilliyə görə, 1965.

Atmosfer təzyiqində aparılan təcrübələrdən X.Yoder və K.Tilli aşağıdakı nəticələri almışlar:

1. Bazaltın əsas minerallarından (olivin, piroksen, plagioklaz) hər biri birinci kristallaşa bilər və bu zaman mineralın növündən asılı olmayaraq, onun ayrılması 1160-1240 °C temperaturda baş verir;

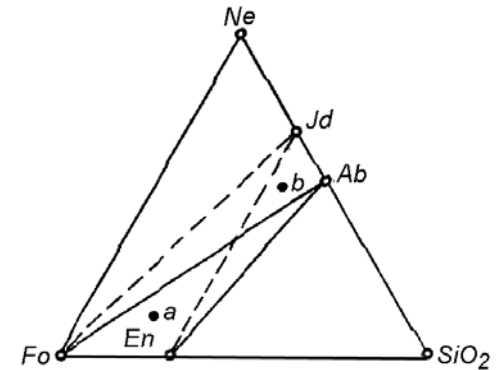
2. Kiçik bir temperatur intervalında (150 °C) bütün baş süxur əmələ gətirən minerallar birgə kristallaşırlar;

3. Kristallaşma prosesinin temperatur intervalı (əvvəldən sona kimi) çox da böyük deyildir və müxtəlif süxurlar üçün 135-195 °C daxilində baş verir.

Aparılan bu eksperimental işlərdən alınan əsas nəticələrdən biri də ondan ibarətdir ki, nefelin- və kvars saxlayan bazaltlar öz aralarında «termal maneə» ilə ayrılmışdır: *Fo-Ab*, *Fa-Ab*, *Di-Ab*. İstənilən mineral fazanı fraksiyonlaşdıran mayelər bu maneələrdən keçə bilmir. Digər tərəfdən ilkin maqmanın tərkibində olan az bir dəyişiklik diferensiasiyanın qələvi və ya toleit qolunu verə bilər. Daha sonra bu eksperimentlər daha da dərinləşdirilmişdir. Müxtəlif təzyiqlərdə, hidrotermal sistemlərdə aparılan təcrübələr, habelə eklogitlərin əriməsi bir neçə yeni nəticənin alınmasına səbəb olmuşdur. Eksperimentlərin nəticələri müxtəlif şəraitlərdə yüksək təzyiqdə eynitərkibli maqmanın müxtəlif təkamül yolunu göstərmişdir. Aşağı təzyiqdə *a* tərkibli maye *Fo-Ab* termal maneəsi olan silisiuma doğru hərəkət edəcəkdir. Yüksək təzyiqdə isə yeni termal maneə yarandığı üçün eynitərkibli maye nefelinə doğru istiqamətini dəyişəcəkdir. *B* tərkibli maye yuxarıda təsvir olunan təkamülün əksinə istiqamətlənəcəkdir (şəkil 5.6). Beləliklə, eynitərkibli maye yüksək təzyiqdə qələvi, aşağı təzyiqdə isə turş təkamül yolu keçəcəkdir. Ona görə də bu alimlər belə hesab edirlər ki, toleit maqmasına nisbətən qələvi maqmalar daha dərinlikdə formalaşır.

D.Qrin və A.Rinqvud (1968) qabbronun eklogitə çevrilməsini eksperimental olaraq öyrənmişlər və 1000 °C-dən yuxarı temperaturda 30 kbar təzyiq kimi müxtəlif tərkibli bazaltlardan əmələ gələn mineral assosiasiyalarını izləmişlər. Eksperimentlərin nəticələri göstərmişdir ki, aşağı təzyiqdə (10 kbardan aşağı) və 1000 °C-də bazalt tərkibi qabbro və qranulitə uyğun olan mineral assosiasiyalarına malikdir. 21 kbar təzyiqdən yuxarıda və 1000 °C-də mineral assosiasiyalar

(pirop-almandin tərkibli qranat və piroksen) eklogitə uyğun gəlir; aralıq təzyiqdə isə qranat, monoklinik piroksen, plagioklaz, çox vaxt kvars assosiasiyası olur.



Şəkil 5.6. Normativ diopsid-forsterit-nefelin-kvars bazalt tetraedri. X.Yoder və K.Tilliyə görə, 1965. Tam xətlərlə aşağı təzyiqdə, strixlərlə yüksək təzyiqdə paragenезislər göstərilmişdir.

Bazalt maqmasının əmələ gəlməsini və onun təkamülünü X.Yoder və K.Tillidən sonra D.Qrin və A.Rinqvud öyrənmişlər. Onlar müxtəlif bazaltların (olivinli toleidlərdən qələvi olivinli bazaltlara kimi) 9 kbar-dan 27 kbara kimi müxtəlif təzyiqlərdə ərimə diferensiasiyasına dair təcrübələr aparmışlar. Onlar pikrit, olivinli bazalt, olivinli toleit və qələvi olivinli bazaltın əriməsi və kristallaşmasına dair təcrübələr aparmışlar. Alınan məlumatlar göstərir ki, likvidus minerallarının tərkibi, mineralların ardıcıl kristallaşması və həmçinin temperatur intervalı təzyiqdən asılıdır.

Müxtəlif tip bazaltların kristallaşmasını izləyərək, D.Qrin və A.Rinqvud belə nəticəyə gəlmişlər ki, olivinlə zəngin olan toleit maqması müxtəlif təzyiqlərdə üç təkamül yolu keçmişdir.

1. Aşağı təzyiqdə diferensiasiya (5 kbara kimi). Olivinli toleit baş likvidus mineralı olivindir, daha aşağı temperaturda isə piroksen və (və ya) plagioklaz meydana çıxır. Olivinin böyük kristallaşma sahəsi və enstatitin inkonqruent əriməsi maq-

manın diferensiasiyasının toleit xarakterli olduğunu göstərir və normativ kvarşlı qalıq maqmanın əmələ gəlməsini təmin edir. Qələvi olivinli bazaltlarda olivin, daha sonra kalsiumlu plagioklaz kristallaşır. Plagioklazın kifayət qədər erkən kristallaşması maqmanın alüminiumla zənginləşməsinə imkan vermir. Beləliklə, qələvi olivinli bazaltda maqmaların tiplərinin ilkin xarakteri saxlanılır: o normativ nefelin saxlayır və silisiumla zəngindir.

2. 7-12 kbar təzyiqa uyğun olan dərinliklərdə kristallaşmanın birinci mərhələsində olivin ayrılır, ona olivinli toleit və bazalt üçün rombik piroksen birləşir. Plagioklaz solidusa yaxın temperaturda kristallaşmağa başlayır. Bütün bunlar silisiumun miqdarı sabit qalmaqla qalıq məhsullarda alüminiumun artmasına gətirib çıxarır. Beləliklə, olivinli toleit 5-10% normativ olivini olan yüksək alüminiumlu toleit əmələ gətirir.

3. 12-20 kbar təzyiqdə diferensiasiya toleit və bazaltlarda alüminiumlu rombik piroksenin və ya rombik piroksen+az kalsiumlu avğitin ayrılması ilə müşayiət olunur. Piroksenin kristallaşması silisiumun azalmasına, qələvilərin və az miqdarda alüminium və kalsium oksidinin artmasına şərait yaradır. Olivinli toleitlərin belə diferensiasiya yolu qalıq məhsulların qələvi bazalt xarakterli olmasını təyin edir.

D.Qrin və A.Rinqvud qeyd etmişlər ki, 100-150 km dərinlikdə mantiyanın peridotitindən ayrılan maqmalar bu üç tip diferensiasiyaya məruz qala bilərlər.

Təbəqələnmiş intruziyaların əmələ gəlməsi. Toleit bazalt maqmasının kristallaşma diferensiasiyasının nəticəsini qabbro, anortozit, norit, piroksenit, peridotit, dunit əmələ gətirən təbəqələnmiş plutonlarda daha aydın müşahidə edilir. Belə plutonlar müxtəlif əyalətlərdə məlumdur və müxtəlif formaya, ölçüyə malikdirlər. Onların bir hissəsi lapolitlərdən ibarətdir. Digərləri qıfənzər formaya malikdir, üçüncü tipi daykayənzər cisimlər şəklində yatır, dördüncü tip isə

layşəkilli intruziv cisimlər formasında rast gəlinir. Bəzi kembriyə qədər plutonlar çox böyük ölçüyə malikdir. Məsələn, Cənubi Afrikada Buşveld lapoliti (yaşı 2 mlrd. il) endə 400 km ölçüyə malikdir, onun həcmi isə 10^5 m³ təşkil edir, Şərqi Qrenlandiyada eosən yaşlı Skerqaard massivi 60 km² sahədə üzə çıxır. Azərbaycanda bu tip intruzivə Levçay massivi misal ola bilər. İri təbəqələnmiş plutonların şaquli uzunluğu kilometrərlə ölçülür. Məsələn, Buşveld plutonunda görünən qalınlıq 8 km, Skerqaard massivində 2,7 km təşkil edir.

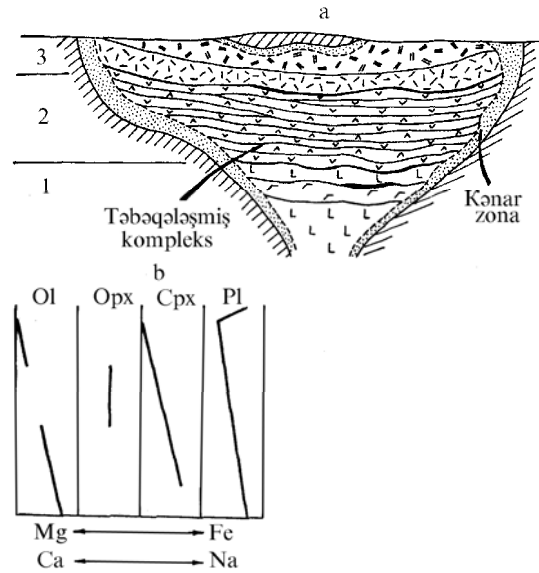
Kristallaşma diferensiasiyası prosesində ilkin maqma *diferensiatlara* - qalıq ərintiyə və *kumulatlara* – kristallik fazaların yığılmasına bölünür. Kumulatların formalaşmasının ən geniş yayılan mexanizmi əsasi və ultrasəsi ərintilərlə dolmuş maqmatik kameranın daban hissəsində ilkin kristallik fazaların (olivin, piroksen, xromlu şpinel) qravitasiya çökməsidir. Kumulyativ süxurların fərqli xüsusiyyətləri maqmatik ərintinin bərkiməsi zamanı xarakter strukturların əmələ gəlməsidir. İlkin çökmə mərhələsində *ortokumulus* mineralları bir-birilə nöqtələrdə birləşir. Minerallar çöküntüyə düşdükdən sonra da böyüyürsə, böyük sahələrdə birləşən *adkumulyativ* struktur yaranır. Quruluşuna görə oxşar kristallik aqreqlər kumulatların boşluq sahələrindən qalıq ərintinin sıxılıb çıxarılması zamanı da əmələ gələ bilər (*filtr-pressinq*).

Kumulyativ əmələgəlmələrə bazit sillərinin olivinlə zəngin olan dib hissələri, dunit və olivinlərin bəzi massivləri, ultramafitlərdə xromit layları misal ola bilər.

Təbəqələnmiş plutonların xarakter xüsusiyyəti daxili quruluşunun qeyri-bircinsliyidir. Təmas boyu qalınlığı bir neçə on metrədən 200-300 m-ə çatan *kənar zona* müşahidə edilir və ilkin maqmatik ərintinin tez soyuması nəticəsində əmələ gələn xırda dənəli qabbro və ya noritdən təşkil olunmuşdur. Plutonların daxili *təbəqələnmiş komplekslə* dolmuşdur. Təbəqələnmənin üç baş elementi ayrılır: 1) ümumi stratifikasiya; 2) ritmik təbəqələnmə; 3) gizli təbəqələnmə

(şəkil 5.7 a).

Ümumi stratifikasiya şaquli istiqamətdə bir-birini əvəz edən müxtəlif tərkibli zonaların olması ilə ifadə olunur. Plutonların aşağı hissələrində dunit, peridotit, piroksenitlər yatır. Kəsiliş yuxarı onlar norit və qabbro ilə əvəz olunurlar. Ayrı-ayrı zonaların qalınlığı yüzlərlə metrədən bir neçə kilometrə qədər dəyişir.



Şəkil 5.7. Təbəqələnmiş plutonlar. A-quruluşun prinsipial sxemi (kəsiliş): 1-ultramafitlər, 2-qabbro və noritlər, 3-ferroqabbro və ferrodioritlər; b-mineralların tərkibinin dəyişməsi: Ol-olivin, Opx-ortopiroksen (parçalanmaya məruz qalmış pijonit), Cpx-klinopiroksen, Pl-plagioklaz.

Ritmik təbəqələnmə qalınlığı santimetrin bir neçə hissəsindən 1-2 m-ə qədər çatan paralel və ya paralelə yaxın yatan layların növbələşməsindən ibarətdir. Onlar süxur əmələ gətirən mineralların (olivin, orto- və klinopiroksen, plagioklaz)

miqdarı nisbətən fərqlənir. Ağır minerallar – olivin və piroksen layların aşağı hissəsində, daha yüngül olan plagioklaz layın yuxarı hissəsində toplanır. Çökmə süxurların (məsələn, fiş) ritmik quruluşuna bənzər layları ayrılma əmələ gəlir.

Gizli təbəqələnmə şaquli istiqamətdə eyni bir mineralın tərkibinin qanunauyğun şəkildə dəyişməsilə ifadə olunur. Təbəqələnmə plutonların aşağı hissələrində daha maqneziumlu olivin və piroksen və yüksək kalsiumlu plagioklaz toplanacaqdır (şəkil 5.7b).

Qeyd edilən elementlər Skerqaard, Buşveld, İoko-Doviren plutonlarının təmsalında L.Ueydcer, Q.Braun, E.V.Şarkov, A.A.Ariskin tərəfindən dəqiq tədqiq edilmiş, onlarda olan gizli təbəqələnmə müəyyən edilmiş, əmələ gəlməsinin riyazi modelləri qurulmuşdur.

Təbəqələnmə plutonların daxili quruluşunun heterogenliyi onların bazalt maqmasının kristallaşma diferensiasiyası nəticəsində əmələ gəlməsinə şübhə yaratmır. İlk sadə modellərdə belə güman edilirdi ki, bazalt ərintisi ilə dolmuş maqmatik kameranın kristallaşması zamanı maye fazaya nisbətən ağır olan bərk kristallik fazalar kumulat şəkildə kameranın dibinə çökür və ağırlıq qüvvəsinin hesabına çeşidlərə ayrılır, gizli təbəqələnmə isə kristallaşma zamanı kumulatların və qalıq ərintinin tərkibini əks etdirir. Maqnezium, kalsiumla zəngin olan kristallik fazaların çökməsi zamanı maye faza daha dəmirli olur və natriumla zənginləşir, bu isə rəngli mineralların və plagioklazın tərkibinin qanunauyğun olaraq dəyişməsinə gətirib çıxarır.

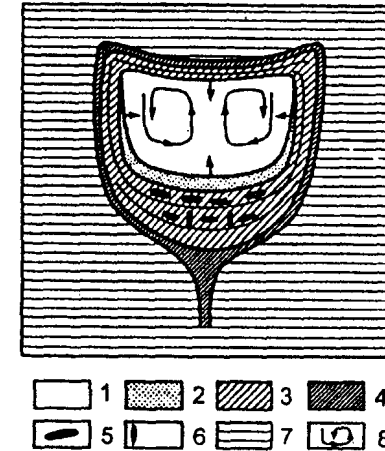
Sonrakı dəqiq tədqiqatlar daha mürəkkəb modellərin meydana çıxmasına səbəb olmuşdur. Maqmatik kameranın kənarından daxilinə doğru mərkəzə qədər kristallaşma, ancaq soyuq kənar süxurlara bitişən nazik kənar zona ilə məhdudlaşır. Təbəqələnmə plutonların əsas həcmi ilkin maqma, deməkdir ki, su saxlamadığına görə və onların likvidus, solidus temperaturunun dərinliyə doğru artması ilə əlaqədar aşağıdan

yuxarıya doğru kristallaşmışdır. Kameranın dibində hər bir vaxtda qalınlığı bir neçə metr olan hərəkətsiz zona olmuşdur ki, onda da kristallaşma baş vermişdir. Onun üst kənarı (bərkimənin başlama cəbhəsi) ərintinin əsas həcmnin likvidus izoterminə uyğun olmuşdur. Burada kristallaşma zonasının həcmnin 70-75%-ni təşkil edən likvidus fazalarının ayrılması baş vermişdir. Bu zonanın aşağı kənarı (kristallaşmanın son cəbhəsi) dənəarası qalıq mayenin solidus izoterminə uyğundur. Uyğun olaraq kristallaşma zonasını keçdikdən sonra əmələ gələn intruziv süxurlarda iki qrup dənə müşahidə ediləcəkdir: nisbətən idiomorf likvidus fazalardan ibarət olan kumulat mineralları və onların arasında yerləşən interkumulat – solidus minerallarının ksenomorf dənələri. Ərintinin əsas həcmnin kristallaşması zamanı kristallaşma zonası aşağıdan yuxarıya doğru yerini dəyişir və bu zaman ayrılan kristallar batırılır, qalıq ərinti isə konveksiya nəticəsində hələ soyumamış ərintiyə doğru sıxışdırılacaqdır (şəkil 5.8). Maqmadan yüksəktemperaturlu fazaların uzaqlaşdırılması və onun qalıq ərintilə zənginləşməsi maqmanın tərkibinin dəyişməsinə və kotektikaya uyğun olan ayrılan bərk faza assosiasiyalarının (kumulat minerallarının) ardıcıl əvəz edilməsinə gətirib çıxarır. Nəticədə plutonu təbəqələşdirən şaquli istiqamətdə bir-birini qanunauyğun olaraq əvəz edən müxtəlif tərkibli kumulat layları formalaşır.

Təbəqələnmiş intruzivlərin ümumi stratifikasiyası maqmadan kristallik fazaların ardıcıl ayrılmasını əks etdirir. Dunit, peridotit, piroksenitlər intruziv cisimlərin dabanında yatacaq, olivin və ortopiroksenin kristallarından ibarət olan erkən kumulatlardır. Yuxarıya doğru olivin itir və olivinin qalıq maqma ilə reaksiyası nəticəsində əmələ gələn aşağı kalsiumlu piroksenlə – pijonitlə əvəz olunur. Plagioklazın kristallaşmaya başlaması qabbroidlərə keçidi təmin edir. Daha yuxarıda tərkibinə dəmirli olivin və piroksen daxil olan ferroqabbro və ferrodioritlər meydana çıxır.

5.3. Kimberlit və lamproit maqmatizmi. Karbonatların rolu, deqazasiyası, almazlılığı. Karbonatit ərintiləri

Müasir geokimya və petrologiyada qələvi süxurlara xüsusi yer verilir. Qələvi maqmalardan genezis haqqında müxtəlif hipotezlər vardır. Onlara əhəng daşlarının assimilyasiyasını, likvasiyanı, yüksək təzyiqli şəraitində qismən ərimə və fraksiyon kristallaşma və s. modelləri göstərmək olar. Hal-hazırda çoxlu miqdarda eksperimental işlərin nəticələri interpretasiya edilir, yeni geokimyəvi, xüsusilə də izotop analizləri qələvi maqmanın əmələ gəlməsi haqqındakı fikirləri dəqiqləşdirir.



Şəkil 5.8. Təbəqələnmiş plutonların kristallaşma sxemi. 1-ərintinin əsas həcmi; 2-kristallaşma zonası; 3-intruziv kristallaşmış hissəsi; 4-bərkimə zonası; 5-qalıq ərinti; 6-damar süxurları; 7-ətraf süxurları; 8-konveksion cərəyanları; düzünə oxla kristallaşma cəbhəsinin hərəkətinin istiqaməti göstərilmişdir.

Vulkan adalarındakı qələvi bazaltlarda ilkin $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbəti 0,703-0,706 təşkil edir və onların mantiya təbiətli olmasını göstərir. Analoji məlumatlar digər geodinamik

şəraitlərdə, o cümlədən, kontinental rift zonalarında formalaşmış qələvi bazaltlar üçün də alınmışdır. Bu süxurlarda qələvilərin miqdarının uyuşmayan – qeyri-kogerent elementlərlə zəngin olması belə nəticəyə gəlməyə əsas verir ki, onlar mantiya süxurları ilə tarazlıqda olan ərintilərin nisbətən yüksək təzyiqdə az əriməklə əmələ gəlmişlər. Qranatın bərk fazaya daxil olduğu anda az ərimə payında onlar yüngül nadir torpaq elementlərilə zənginləşmiş olurlar. Bundan başqa, onlar eksploziv tip püskürməyə malikdirlər və onların maqmaları kifayət qədər uçucu komponentlər, xüsusilə də H_2O və CO_2 saxlayır.

Qələvi maqmaların genezisini təyin etdikdə aparıcı rollardan birini qeyri-kogerent elementlər oynayır. Maqmanın aşağı ərimə payında o intensiv ərimədən fərqli olaraq bu elementlərlə zənginləşməlidir. Ərinti və müxtəlif kristallik fazalar arasında (məsələn, qranat-klinopiroksen və s.) nadir torpaq elementlərinin paylanma əmsalı ərimə sahəsindəki bərk fazanın xüsusiyyətlərini müəyyən etməyə imkan verir.

R.Key və P.Qastın fikrinə görə, qələvi bazaltoidlərdə nadir torpaq elementlərinin geokimyasının əsas nəzarətedici faktoru maqma generasiya sahəsində qranatlı peridotitin bərk fazası və ərinti arasında paylanmasıdır. Eksperimental işlərin nəticələri bu elementlərin mantiyada dayanıqlı olan bərk fazalar arasında və qələvi bazaltlarda mineral möhtəvilər və əsas kütlə arasında paylanması qismən ərimə nəticəsində nadir torpaq elementlərin fraksionlaşmasında klinopiroksen və qranatın aparıcı rol oynadığını göstərir. Beləliklə, nadir torpaq elementlərin paylanmasının əsasında iki əsas nəticə alınır: a) qələvi maqmalar mantiya maddəsindən az ərimə nəticəsində əmələ gəlir; b) maqma generasiya sahəsində qranat iştirak edir, yəni qələvi maqmalar böyük dərinlikdə formalaşır.

Yüksəqələvili süxurların petrogenesisilə əlaqədar D.Qrin qeyd etmişdir ki, ərimiş fazada H_2O -nun iştirak etməsi likvidus-solidus intervalında fraksionlaşan fazaların ardıcılığına güclü

təsir göstərir. Məsələn, mülayim və yüksək təzyiqlərdə olivinə nisbətən piroksenlərin, xüsusilə də ortopiroksenin kristallaşma sahəsi kifayət qədər artır. Belə şəraitdə 1,3-1,8 QPa təzyiqdə olivinli bazalt maqmasından alüminiumlu ortopiroksen və klinopiroksenin fraksionlaşması (və ya, əksinə, sulu pirolitin az ərimə payında) olivinli nefelinitlərin əmələ gəlməsinə səbəb ola bilər. Daha yüksək 1,8-2,7 QPa təzyiqdə analoji olaraq olivin-melilitli nefelinit əmələ gələ bilər. Bununla yanaşı, başqa eksperimental işlər qələvi maqmaların əmələ gəlməsində su ilə bərabər karbon qazının da böyük rol oynadığını göstərmişdir. Qələvi ultrasəsi süxurların karbonatitlərlə genetik əlaqədə olması buna əyani sübutdur. Karbon qazının mantiya təbiətli qələvi süxurların formalaşmasındakı rolu çoxlu miqdarda eksperimental işlərlə təsdiqlənmişdir. Bu eksperimental işlərin nəticələri haqqında geniş məlumatı N.F.Şinkaryev və V.V.İvannikovun «Fiziko-ximiçeskaə petroloqiə izverjennix porod» (1983) kitabından almaq olar.

Beləliklə, eksperimental işlərin nəticələri göstərir ki, mantiya maqmasının tərkibi peridotitlərin solidusu ilə üst-üstə düşən üst mantiyada karbonatların və floqopitin paylanmasından asılıdır. Bu xüsusilə kimberlitlərin, lamproitlərin, karbonatitlərin genezisini müəyyən etdikdə daha aydın nəzərə çarpır. Aşağıda belə süxurların petrogenesisinə baxılır.

Kimberlitlər yer səthinə çatan ən dərin maqmatik süxurlardır və almazın ən əsas mənbəyidir. Onlar çox da böyük olmayan eni 1 km-ə çatan borular (diatremlər), dayka və sillər əmələ gətirir. Kimberlitlər əsasən qədim kembriyə qədərki kratonlarda rast gəlir.

Ən geniş brekçiya strukturudur və qabıq və mantiya təbiətli kristallik daxilolmalardan (ksenolitlərdən), iri qeyri-zonal kristallardan – meqakristallardan və səthə yaxın şəraitdə kristallaşan nazik, xırdadənəli əsas kütlədən ibarətdir. Onlarda dərinlik ksenolitləri üst mantiyadan gətirilmiş qranatlı

peridotitlərdən, piroksenitlərdən, eklogitlərdən ibarətdir və çox zaman deformasiyaya və yenidən kristallaşmaya məruz qalmış izlərə malikdir. Piroksenlərin və qranatın tərkibinə görə dərinlik daxilolmaların termobarometrik şəraiti $T=900-1400$ °C, və $P=4-6$ QPa (120-210 km) almazın dayanıqlıq sahəsinə yaxındır. Bəzi peridotit və eklogit daxilolmalarında almaz kristalları müəyyən edilmişdir. Maraqlı haldır ki, almaz mikrodaxilolmalarında mikrozon analizinin köməyi ilə eklogit və peridotitlərin mineral paragenезisləri müəyyən olunmuşdur. Bundan başqa, kimberlitlərdə floqopit, amfibol (kaliumlu rixterit), ilmenit, rutil əmələ gəlməklə dərinlik-mantiya metasomatozuna məruz qalmış mantiya süxurlarının qırıntılarına rast gəlinir. Bu minerallar damarcıq şəklində rast gəlir və peridotit və eklogit paragenезislərinin kristallarını əvəz edir. Tekstur xüsusiyyətlər göstərir ki, peridotit və eklogitlərin metasomatik dəyişməsi bu qırıntıların kimberlitlərə düşməsinə qədər baş vermişdir.

Kimberlitlərin əsas kütləsi karbonat ərintisindən ayrılmış çoxlu miqdarda kalsit saxlayır. Onlarda olan mikrodaxilolmalar $700-750$ °C-də homogenləşir. Daha gec generasiyaya malik olan kalsit isə avtometasomatik xarakter daşıyır və $225-250$ °C-də homogenləşir. Beləliklə, karbon kimberlitlərdə bəsit (almaz) və karbonat formasında rast gəlir. Karbon izotopunun öyrənilməsi onların eyni mənbədən gəlməsinə dəlalət edir.

Kimberlitlərdə siderofil (*Ni, Co, Cr, V*) və xalkofil (*Cu, Zn* və b.) elementlərin miqdarı ultraəsas süxurların səviyyəsinə uyğun gəlir, ancaq bununla yanaşı, kimberlitlər bir çox litofil elementlərlə zənginləşmişdir (cədvəl 5.4):

Cədvəl 5.4

Şpinelli peridotit daxilolmalarında və kimberlitlərdə mikroelementlərin miqdarı (q/t-la)

Element	Primitiv mantiya (şpinelli peridotit daxilolmalarına görə)	Kimberlitlər
Li	2,1	32

K	127	8273
Rb	0,3	52
Sr	26	755
Ba	2,4	955
La	0,35	107
Ce	1,41	214
Ti	1320	8100
Zr	11	162
Nb	0,9	112
U	0,02	2,8
Th	0,09	11,5

Geoloji, petroloji və geokimyəvi materiallar belə nəticəyə gəlməyə əsas verir ki, kimberlit ərintiləri qrafit-almaz tarazlığına uyğun olan hipsometrik səviyyədə aşağıda və ya ona yaxın səviyyədə üst mantiyada əmələ gəlir. Kimberlitlərin qeyri-kogerent (uyuşmayan) litofil elementlərlə kəskin zənginləşməsi göstərir ki, kimberlit maqması primitiv mantiya lersolitinin aşağı paylarında qismən ərimə nəticəsində əmələ gələ bilər. Qeyd edilən litofil elementlərin miqdarına görə belə mülahizə yürütmək olar ki, maye fazanın payı 1%-dən çox olmamışdır. Belə az ərimə payında isə olivinin və maqneziumun kimberlitlərdəki yüksək miqdarını izah etmək çətinlik törədir. Bu ziddiyyəti mantiya metasomatozunun köməyi ilə həll etmək mümkündür. Belə qəbul etsək ki, kimberlit maqmaları ilmenit-floqopit-karbonatlı lersolitlərdən ibarət və litofil elementlərlə zənginləşmiş metasomatik dəyişmiş mantiya maddəsinin qismən əriməsi nəticəsində əmələ gəlir.

Çox güman ki, kimberlit maqmalarının mənbəyi sahəyə az dəyişmiş və almazlı peridotit və eklogitlərdən ibarət daha bərpəedicilərin mantiya maddəsinin içerisindəki karbonatlaşmış peridotitlərin lokal sahələrinə aiddir. Kimberlit maqmasının əmələ gəlməsinə qədər mantiya maddəsi qismən əriyərək peridotitlər, piroksenitlər, eklogitlər ayrılmaqla diferensiasiyaya uğramışdır. Məhz bu zaman maqmatik təbiətə malik almaz

yanarmışdır və eklogit şəklində soyuyan dərinlik maqmasının kristallaşma məhsullarında toplanmışdır. Almazdakı ərinti mikrodaxilolmaları bunu sübut edir. Kimberlit ərintisi daha az özlülüyə malik olduğu üçün daha nazik kanallara dolur və özü ilə almazlı süxurların qırıntılarını daşıyır. Ksenolitlərin dezintegrasiyası zamanı almazın izolə edilmiş kristalları əmələ gəlir.

Maye fazasının az özlülüyünə və H_2O və CO_2 qazabənzər maddələrin ayrıldığına görə kimberlit maqmasının Yerin səthinə yerini dəyişməsi böyük sürət və təzyiqlə baş verir. Kimberlit maqmasının deqazasiyası $P < 2,5$ QPa təzyiqdə (70-80 km dərinlikdə) bir-birilə qarışmayan onun silikat və karbonat ərintilərinə bölünməsinə imkan vermir.

$P = 40-80$ MPa təzyiqdə (1,5-3,0 km dərinlikdə) su və karbon qazının xüsusi həcmi kəskin artır və bu dərinlikdə qazabənzər, maye və bərk fazaların qatışığından ibarət flüidləşmiş kimberlit kütləsi partlayış borusu şəklində səthə yol açır. Kimberlit borularının ilkin uzunluğu 2,5 km-ə çatır və onun qalxma sürəti 400 m/san-yə çatır. Kimberlit kütləsinin ani qalxması yer qabığının süxurlarının dağılmasına səbəb olur, flüidləşmiş axın onları dərinlik ksenolitlərlə birgə səthə çıxarır.

İlk dəfə Qərbi Avstraliyada tapılmış **lamproitlər** də almaz daşıyıcısıdır və kimberlitlərə yaxındır. Onlarda Mg , K , Ti , P , Zr , Ba yüksək və aşağı Al_2O_3 miqdarı və yüksək K/Na nisbəti müşahidə edilir. Kimberlit və lamproitlərin almazları da yaxındır. Onların hər ikisində harsburgit-dunit və eklogit paragenезisi saxlayan mikrodaxilolmalar müəyyən edilmişdir. Belə hesab edilir ki, almaz lamproitlərdə ksenogen təbiətə malikdir və genetik olaraq yüksəktəzyiqli mantiya süxurlarının daxilolmaları ilə əlaqədardır.

Lamproitlər kimberlitlərdən karbonat materialının az olması ilə, maqmatik kalsitin olmaması ilə, kimberlitlərdə rast olmayan titan və kaliumla zəngin olan silikat və alümosilikatların olması ilə fərqlənir. Lamproitlərdə floqopitdə

toplanmış flüorun yüksək miqdarı da xarakterdir.

Əldə olunan materiallar belə nəticəyə gəlməyə əsas verir ki, almaz daşıyan olivinli lamproitlər kimberlitlərdə olduğu kimi almaz-pirop dərinlik fasiyası şəraitində üst mantiyada əmələ gəlir. Kimberlitlər kimi onlar da floqopit saxlayan metasomatik dəyişmiş mantiya maddəsinin qismən ərimə məhsuludur. Fərq ondan ibarətdir ki, onlarda karbonat material yoxdur və Ti , K və F elementlərinin yüksək miqdarını saxlayan minerallarla zəngindir. Bu fərq dərinlik flüidinin spesifikasiyası və bərk mantiya substratının ilkin tərkiblə təyin edilir.

Karbonatitlər əsasən karbonat maqmalarının bərkimə məhsuludur və həm intruziv, həm də lava axınları və piroklastlar şəklində rast gəlir. Intruziv karbonatitlər vaxtca və məkanca qələvi plutonik süxurlarla (melteygit-iyolit-urtitlərlə, nefelinli siyenitlərlə) sıx əlaqədardır. Onlar əsasən kalsit və dolomitdən (\pm ankerit, siderit) ibarətdir. Karbonatit intruzivlərin ətrafında qələvi metasomatitlərin – fenitlərin oreolları inkişaf edir. Vulkanik karbonatitlər qələvi lavalarla və tufllarla (nefelinitlərlə, fonolitlərlə və s.) assosiasiya təşkil edir. Tərkibində $Na-K$ karbonatlar üstünlük təşkil edir: nierereit - $(Na,K)_2 Ca(CO_3)_2$ və qreqorit - $(Na,K)_2 (CO_3)_2$.

Karbonatit maqmaları üç üsulla əmələ gələ bilər: 1) üst mantiyanın karbonatlaşmış peridotitlərinin qismən əriməsi; 2) ilkin karbonat-silikat maqmasının biri karbonatit, digəri qələvi silikat süxurlar şəklində iki qarışmayan mayeyə ayrılması; 3) karbonat materialı ilə zənginləşmiş qələvi silikat maqmasının kristallaşma diferensiasiyası nəticəsində.

$\geq 70-80$ km dərinlikdə yatan karbonatlaşmış peridotitlərin az qismən ərimə dərəcəsində əsasən dolomit tərkibli ilkin karbonatit maqması əmələ gələ bilər. İlkin natrium-karbonatit maqmasının əriyə bilməsi əlavə eksperimentlərlə təsdiq olunmalıdır. Belə hesab edilir ki, yatım şəraitinə görə ilkin mantiya karbonatitləri kimberlit brekçiyaları ilə dolmuş partlayış boruları ilə oxşarlığa malik olmalıdır. Bəzən belə hallara rast olmasına baxmayaraq,

karbonatitlərin əksər hissəsi hipabissal intruziv komplekslərin tərkibinə daxil olur və başqa morfolojiyalı cisimlər şəklində yatır.

P.Uaylli və b. (1990) eksperimental məlumatları nefelin, melilit və bəzi silikat mineralları ayrılmaqla qələvi maqmanın kristallaşma diferensiasiyası prosesində əsasən kalsitdən ibarət olan qalıq ərintinin ayrılmasını təsdiq edir. İlk qələvi mafik maqma əmələ gəldikdə onda bir sıra səpinti elementləri toplanır, daha sonra onlar intensiv olaraq karbonatit ərintisinə keçir. Belə elementlərə *Ba, Sr, Nb, P, NTE, Zn, F, S* aiddir. Bu elementlərin konsentrasiyası barit, piroxlor, fosfat, monasit, flüorit və b. mineralların çökməsinə şərait yaratmışdır. Karbonatitlərdə 170-dən çox mineral seriyaları məlumdur. Onların bir çoxunda nadir elementlərin miqdarı yüksəkdir.

Karbonatitlərin əmələ gəlməsini əksər alimlər likvasiya prosesilə izah edirlər. Yəni ilkin qələvi karbon-silikat maqmasının iki qarışmayan mayeyə (karbonat və silikat) ayrılması ilə karbonatit ərintiləri əmələ gəlir. Birinci karbonatitlər, ikinci isə nefelinit, leysitit, fonolit və ya onların intruziv analoqları olan melteygit-iyolit, nefelinli və leysitli siyenitlər şəklində bərkidir. Eksperimental tədqiqatlar nisbətən aşağı təzyiqdə (≤ 1000 MPa) qələvi silikatlar və karbonat ərintiləri arasında geniş qarışmayan sahənin olmasını təsdiq etmişdir və belə bir sahənin yüksək təzyiq şəraitində də ola bilməsi istisna olunmur. Beləliklə, əgər karbonat saxlayan maqma mantiya mənbəyindən qalxaraq ≤ 30 km dərinliyə çata bilirsə, o iki maye fazaya ayırılabilir və onlardan biri sonra karbonatit şəklində bərkidir.

Karbonatit ərintisi az özlülüyə, sıxlığa və aşağı solidus temperaturuna malik olduğu üçün tam fəaldır (mütəhərrikdir). O sərbəst hərəkət edərək kameranı doldurur və sonra silikat intruziv süxurlardan gec bərkidir.

Karbonatit ərintisi əlavə diferensiasiyaya da məruz qala bilər və erkən karbonat olmayan fazalar (apatit, maqnetit və b.) ayrılmaqla, müxtəlif tərkibli karbonatların ardıcıl kristallaşması

baş verir (kalsit→dolomit→ankerit→siderit). Daha asan həll olan qələvi karbonatlar su məhlulları ilə çıxarılır və öz növbəsində ətrafdakı alümosilikat süxurlarla qarşılıqlı təsirdə olaraq, karbonatitlərin ətrafında fenit oreollarının əmələ gəlməsinin səbəblərindən biri ola bilər.

Beləliklə, karbonatitlər kimi məlum olan müxtəlif, petrogenetik cəhətdən maraqlı olan süxur qrupları yüksək qələvili maqmatik süxurların seriyasına daxildir.

5.4. Andezitlərin əmələ gəlməsi. Əhəngli-qələvili maqmatizm

Andezitlər geniş yayılmış vulkanik süxurlardandır. Onlar əhəngli-qələvili bazalt-andezit, andezit-dasit-riolit maqmatik assosiasiyalarının tərkibinə daxil olur, müasir və ya qədim ada qövsləri rayonlarında, okeanların kənarında müstəqil olaraq əmələ gəlir. Andezitlər, həmçinin kontinentlərdə vulkanik qurşaqlar şəklində diferensiallaşmış intruziv komplekslər də əmələ gətirirlər. Bu süxurlar bazalt və qranitlər arasında aralıq vəziyyət tutduğu üçün onların əmələ gəlməsi haqqında vahid bir hipotez yoxdur. Aşağıda bu hipotezlərin bəzilərinə baxılır.

Bazalt maqmasının kristallaşma diferensiasiyası. N.L.Bouen bazalt, andezit və riolitlərin bazalt maqmasının fraksion kristallaşması nəticəsində əmələ gəlməsinə vahid konsepsiyada baxan birinci petroloq olmuşdur. Daha sonra bu hipotez E.F.Osborn tərəfindən möhkəmləndirilmiş və genişləndirilmişdir. O, eksperimental yolla göstərmişdir ki, oksigenin yüksək uçuculuğu şəraitində ilkin bazalt maqmasının fraksionlaşması ərintinin məhsullarında silisiumun miqdarının kifayət qədər artmasına səbəb olur. Başqa komponentlərlə (*SiO₂, Al₂O₃, CaO*) yanaşı, dəyişənvalentli dəmir də iştirak edən model sistemlərdə *pO₂*-nin müəyyən qiymətlərində maqnetitin kristallaşma sahəsi meydana çıxır. Bu sahə *pO₂* artdıqda başqa silikat fazaların hesabına genişlənir. Bir qrup alimlərin fikrinə görə, maqnetit əhəngli-qələvili assosiasiyaların kimyəvi tərkibini

dəyişdirməyə cavab verən faza ola bilməz. Bunu nəzərə alan E.Osborn digər eksperimentlər aparmışdır. O əhəngli-qələvili və toleit seriyasına aid olan nümunələri – bazalt, andezibazalt, toleit, ferrobazalt, islandit, traxiti tədqiq etmiş və gös-tərmişdir ki, ümumi 1 kbar təzyiqdə maqnetit bazalt və andezibazaltlar üçün likvidus fazasıdır. 10 kbar təzyiqdə isə maqnetit əhəngli-qələvili süxurların likvidusunda deyil, likvidus temperaturundan 30-40 °C aşağı temperaturda kristallaşır. Buna əks olaraq, maqnetit toleit seriyasının nümunələrində likvidus fazadır. O gös-tərmişdir ki, bu zaman maqnetitdə titanın miqdarı dəyişir və o təzyiqin göstəricisidir. Bundan başqa, əhəngli-qələvili assosiasiyalarda maqnetitin kristallaşmasına və tərkibinə suyun miqdarı da təsir edir. Eksperimental məlumatlara görə 1-2% suyu olan andezitlərin likvidus temperaturu 1200 °C təşkil edir. Andezitlərdə oksigenin uçuculuğu nikel-bunzenit (NNO) buferindən yuxarı olmuşdur və bununla da yuxarıda qeyd etdiyimiz alimlərin eksperimentlərindən fərqlənmişdir. Beləliklə, yeni eksperimentlər E.Osbornun hipotezini təsdiqləyir və andezitlər oksigenin yüksək uçuculuğu şəraitində 35-50 km dərinlikdə əmələ gələn bazalt maqmasının fraksiyon kristallaşma məhsulu ola bilər. Daha sonra bu hipotez dəqiq geokimyəvi analizlərin nəticəsində konkret regionlar üçün (Aleut qövsünün əhəngli-qələvili seriyası və s.) balans hesablama modelinin köməyi ilə təsdiq olunmuşdur. Belə modellərin mahiyyəti növbəti fəsildə açıqlanacaqdır.

Assimilyasiya proseslərinin rolu. Turş süxurların bazalt maqması ilə assimilyasiyası fraksiyon kristallaşma modelinə ənənəvi olaraq alternativ hipotez kimi götürülmüşdür. Lakin alimlər çox zaman bu hipotezə tənqidi yanaşmışlar. Məsələn, faktiki olaraq sialik qabıq olmayan rayonlarda andezitlərin iştirak etməməsi onların əmələ gəlməsində assimilyasiya-hibridizm mexanizminin qəbul edilməsinə şübhə yaradır. Hələ keçən əsrin 60-cı illərində Q.S.Qorşkov göstərmişdir ki, ada qövslərində maqmatik məhsulların (o cümlədən, andezitlərin)

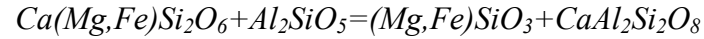
mənbəyi mantiyada seysmik dalğaların sürəti aşağı olan qatlarda yerləşir. Onun tərəfindən alınmış petrogeokimyəvi materiallar bazaltların qabıq materialı ilə assimilyasiyasının çox məhdud olmasına dəlalət edir.

S.Teylor da (1972) andezitlərdə mikroelementlərin paylanmasının əsasında bu hipotezə qarşı çıxaraq göstərmişdir ki, qranit materialının bazaltlarla 1:1 proporsiya qarışmasında rubidium, sezium, yüngül NTE, torium, uran, niobium, litium kimi elementlərin miqdarı andezitə nisbətən iki dəfə artmağa səbəb olacaqdır. Bundan başqa, qabıq materialında olan $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbətinin yüksək qiyməti hibrid maqmaya da təsir etməlidir. Lakin adi andezitlərdə bu nisbət bazalta yaxındır.

Bununla yanaşı, stronsium izotopunun əhəngli-qələvili süxurlardakı məlumatlarına görə ilkin $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbəti okean ada qövslərindən kontinental kənarlara doğru artır. Qalın kontinental qabığa malik rayonlarda, məsələn, Andda stronsium izotopunun ilkin qiyməti 0,706 təşkil edir. Radiogen stronsiumun miqdarının artmasını andezitlərin əmələ gəlməsində qabığın təsiri ilə izah etmək olar.

İ.D.Ryabçikov, O.A.Boqatikov və A.D.Babanski (1978) özlərinin ümumiləşdirilmiş əsərlərində əhəngli-qələvili maqmanın əmələ gəlməsində andezitlərin formalaşmasının qabıq materialının yuvenil maqma ilə assimilyasiyası nəticəsində mümkün olmasını göstərmişlər. Onlar S.A.Fyodorovun məlumatlarına istinad edərək qeyd edirlər ki, andezit maqmasının ocağı çökmə örtüyün yaxınlığında yerləşir və burada ərintilə metaçöküntülər arasında qarşılıqlı təsir mümkündür. Onlar əhəngli-qələvili maqmanın generasiyası üçün kombinə edilmiş kontaminasiya-kristallaşma mexanizmini irəli sürmüşlər. Bu hipotezin mahiyyəti bazalt maqmasının toleit istiqamətli diferensiasiyasının (əsasən klinopiroksen fraksiyonlaşması) bazalt maqmasının alüminiumla zəngin olan metapelitlərlə qismən assimilyasiyası ilə əhəngli-qələvili (ortopiroksenin üstünlük təşkil etməsilə) istiqamətlə əvəz olun-

masından ibarətdir. Bu prosesi onlar aşağıdakı reaksiya ilə izah edirlər.



Fraksiyalaşmanın toleit tendensiasiyası silisiumun miqdarının az artmasında qalıq ərintinin dəmirliyiinin artması ilə, əhəngli-qələvili isə eyni zamanda dəmirliyin mülayim və silisiumun isə kəskin artması ilə xarakterizə edilir. Qeyd etmək lazımdır ki, kombinə edilmiş kontaminasiya-kristallaşma modeli (AFC modeli) hal-hazırda nadir elementlərin paylanma əmsalının əsasında riyazi yolla qurulur və kontaminasiya olunmuş materialın miqdarı hesablanır. Bu modelə növbəti fəsildə baxılacaqdır.

$^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop nisbətinin kontaminasiya olunmuş andezitlərdəki yüksək miqdarı da alternativ hipotez tərəfdarları tərəfindən birmənalı qəbul edilmir. Yüksək $^{87}Sr / ^{86}Sr$ izotop nisbəti (0,705-0,709) olan andezitlərin, həm də yüksək qələvililiyə (kaliumlu latitandezit, şoşonitlər) səciyyələndiyinə fikir verirlər. V.D.Dikkinson andezit maqmasının əmələgəlmə dərinliyi ilə kalium arasında müsbət korrelyasiya olduğunu göstərmişdir. Bunun əsasında bəzi tədqiqatçılar belə fərz edirlər ki, artıq litofil elementlərlə tükənmiş kaliumla və radiogen stronsiumla kasıb olan andezitlər mantiya maddəsinin əriməsi nəticəsində, eyni zamanda kalium mineralları ilə və rubidiumla zəngin radiogen stronsiumun qiyməti yüksək olan andezitlər daha dərinlikdə tükənməmiş mantiyadan əmələ gəlirlər. Belə bir nəticəyə Oxot-Çukotka qurşağının mezo-kaynozoy maqmatik formasiyalarını öyrənən L.V.Tauson həm-müəlliflərlə birgə gəlmişlər.

Hidratlaşmış mantiyanın əriməsi. Müasir andezit vulkanizminin yayıldığı rayonlardakı geofiziki və geoloji müşahidələr göstərir ki, maqmatik mənbələr qabıq səviyyəsindən aşağıda yerləşir. Bu andezit maqmasının ilkin xarakter daşmasına dəlalət edir və onun kimyəvi tərkibi üst mantiyanın qismən ərimə şəraitilə təyin

edilir.

Birinci dəfə orta tərkibli maqmaların mantiya peridotitlərdən əriməsinin mümkünlüyünü Amerika alimləri Vaşinqtonda Karnegi institutunun geofiziki laboratoriyasında aparılmış eksperimental məlumatlara əsasən vermişlər (H.S.Yoder, 1969; İ.Kushiyo, 1969). Yüksək su buxarı təzyiqində forsterit-diopsid-silisium sistemini öyrəndikdə İ.Kushiyo ilkin kristallaşan olivinlərin sahəsinin kəskin genişləndiyini müəyyən etmişdir. Bu eksperimental işlərin əsasında andezit ərintisinin suyun iştirakı olduqda birbaşa üst mantiyanın tərkibindən əriməsi hipotezi irəli sürülmüşdür. Daha sonra bu hipotez 15 kbar təzyiqdə forsterit - (anortit-albit) –silisium – su sistemilə möhkəmləndirilmişdir.

B.Maysen və A.Bettçerin su-karbon qazı flüidlərinin iştirakı ilə qranatlı və şpinelli peridotitlərin əriməsi üzrə apardıqları eksperimentlərin nəticələri də baxılan hipotezi təsdiq etmişdir. Bu tədqiqatçılar göstərmişlər ki, su ilə doymuş andezitlərin likvidusu 10-15 kbar və $X_{H_2O}^V=1$ şəraitində peridotitlərin solidusuna yaxınlaşır. Şpinelli lersolit – su – karbon qazı şəraitində $0,6 \leq X_{H_2O}^V \leq 1$ olduqda, temperaturdan asılı olmayaraq qismən ərimədə mayenin tərkibi andezitə yaxındır.

Mantiyada azad su buxarının ola bilməsi, ancaq subduksiya zonalarında – ada qövlərinin və kontinentlərin kənarının altında mümkün ola bilər. Burada 80 km dərinlikdə səthi hidrotermal sistemin keçməsi və ya gömülən plitədə amfibol və mikanın dehidratlaşması nəticəsində ilkin andezit maqmasının əmələ gəlməsi üçün əlverişli şərait yarana bilər.

İ.D.Ryabçikov, O.A.Boqatikov və A.D.Babanski hesab edirlər ki, əhəngli-qələvili maqmanın generasiyasının baxılan mexanizmi geoloji tarixin ilkin mərhələsində xüsusi əhəmiyyətə malik ola bilər.

Subduksiya zonalarında eklogitləşmiş okean bazaltlarının qismən əriməsi. Qranatlı qranulit zonasından bazaltın eklogitə çevrilməsi göstərmişdir ki, aşağı temperatur sahəsinə keçdikdə

bu zona pazlaşır. 6-10 kbar təzyiqdə və 700 °C-dən aşağı temperaturda dayanıqlı mineral assosiasiyası eklogitə uyğun olacaqdır. Beləliklə, bazalt tərkibindən silisiumla kasıb olan mineral assosiasiyaları (qranat, omfasit) əmələ gəlir və bunun nəticəsində toleit tipli süxurlarda sərbəst kvarts meydana çıxma bilər. D.X. və T.X.Qrin qardaşları və A.E.Rinqvud tərəfindən aparılmış eksperimentlər nəticəsində belə nəticəyə gəlinmişdir ki, 100 km dərinliyə gömülmüş və kvarts eklogitlərə şəklini dəyişmiş bazaltların təkrar əriməsi nəticəsində əhəngli-qələvili maqma əmələ gələ bilər.

Bu hipotezə görə mantiyada ərimə iki mərhələdə gedir. Birinci mərhələdə mantiya peridotiti əridikdə bazaltların böyük kütləsi əmələ gəlir, daha sonra onlar əlverişli şəraitdə eklogitlərə doğru şəklini dəyişir. Qismən əriməyə kifayət edən temperatura qədər olan dərinliyə eklogitlərin gömülməsi andezit maqmasının əmələ gəlməsinə səbəb olur. Bu petrogenetik sxem A.E.Rinqvud və D.X.Qrinin orogen proseslərin modelilə uzlaşdırıldı. Həqiqətən də eklogitlərin sıxlığı peridotitlərdən yüksəkdir və ona görə də eklogitləşmiş bazaltların gömülməsi həqiqətə daha yaxındır.

Hal-hazırda əhəngli-qələvili maqmanın bazaltların şəklini dəyişməsi hesabına əmələ gəlməsi hipotezi plitələr tektonikası və ikimərtəbəli plitələr nəzəriyyələri ilə təsdiq olunmuşdur. Yəni andezitlərin əmələ gəlməsini subduksiya zonalarında ərimə ilə izah edirlər.

5.5. Qranitoidlərin geokimyəvi tipləri və petrogenезisi

Kontinental qabığın ən adi süxurlarından olan qranitlərin petrogenезisi hələ də müzakirə olunur. Bu müzakirələr *NTE* və nadir elementlərin öyrənilməsilə daha da genişlənməmişdir. Qəbul edilmişdir ki, qranitlər 4 müxtəlif yolla əmələ gələ bilər. Bu hipotezlər «qranit mübahisəsini» həll etməyə yardımçı ola bilər.

1. *İlkin bazalt maqmasının fraksiyalaşması* az miqdarda

turş ərintinin əmələ gəlməsinə səbəb olur. Belə yolla əmələ gəlmiş süxurlar kiçik maqneziumluluq, dəmirlik indeksinə və yüksək Fe/Mg nisbətinə (mafik fazaların kristallaşmasını əks etdirir) malik olmalıdır. Bundan başqa, bu süxurların ümumi tərkibi üçlük minimuma yaxınlaşacaqdır (əvvəlki fəsildən bizə məlum olan albit-ortoklaz-kvarts sistemi). Başqa sözlə desək, ya kvartsla zənginləşən ideal qranitə və ya silisiumla doymamış fonolitə yaxınlaşacaqdır. Gözləmək olar ki, belə süxurlar maye maqmadan əmələ gəldiyi üçün «vulkanik assosiasiyalar» üçün səciyyəvi olacaqdır. Belə süxurlarda ilkin $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbəti də aşağı olmalıdır və ilkin maqmadan ancaq qabıq materialı ilə çirkənlənə dərəcəsilə fərqlənir. Bunlara Skerqaard və Buşveld intruziyalarında olan turş intruziv assosiasiyalar (toleit ilkin maqması), Afarın aqrait qranitləri (subqələvi ilkin maqma) və Keniya dağlarının nefelin-siyenit dairəvi daykaları (qələvi bazalt ilkin maqma) misal ola bilər.

2. Kontinental qabıq materialının *anateksisi* o yerlərdə baş verir ki, qabığa az bir vaxt ərzində çoxlu miqdarda bazit maqması qalxır. Əmələ gələn ərintilər ideal qranitlərin tərkibinə çatan evtektik tərkibə malik olmalıdır və qabıq materialının çoxlu əriməsi nəticəsində daha leykokrat olur. Belə ərintidən kristallaşan süxurlara vulkanik assosiasiyalarda da rast gəlinməlidir, lakin onlarda ilkin bazalt maqmasından uzun sürən fraksiyalaşma nəticəsində yaranan süxurlar üçün xarakter olan səpinti elementləri mütləq iştirak etmirlər. İlkin $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbəti onlarda yenidən əriməyə məruz qalmış süxurlar kimi müxtəlif və yüksək qiymətə malik olur.

3. Yer qabığının tektonik qalınlaşması və regional metamorfizm şəraitində miqmatit kompleksləri diapirlər şəklində zonalar arasına qalxır və bu zaman mürəkkəb və vaxt cəhətdən uzun olan «*qranitləşmə*» prosesinə məruz qalırlar. Onlarda müxtəlif mineraloji, kimyəvi, fiziki dəyişmə müşahidə edilir, bu isə öz növbəsində leykokrat komponentləri daha da artan eynicinsli qranit süxurlarının daha yüksək səviyyəyə qalx-

masına səbəb olur. Mürəkkəb komplekslər üçün xarakter olan çoxlu miqdar süxur tiplərinə – diorit, kvarslı diorit, qranodiorit, adamellitlərə rast gəlinir. Bəzi hallarda təkamül prosesi sürətlə getdikdə peqmatitlər və bu tip süxurlar şəklində daha leykokrat süxurlar qeyd olunur. Mafik süxurlar, miqmatitlərin erkən metamorfik komponentlərinin qalıqları istisna olmaqla, iştirak etmir. Fraksion və anatektik ərintilərə nisbətən kvarsın miqdarı az olacaqdır, burada yüksək alüminiumlu tərkiblərə daha çox rast gəlinir. İlkin $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbəti onlarda qranitləşmiş süxurlara uyğun gəlir. Bütövlükdə bu qranitlər B.Çappelin və A.Uaytın təsnifatına görə *S- tipli* qranitlərə uyğun gəlir (Bu təsnifat haqqında aşağıda bəhs ediləcəkdir).

4. Mantiya maqmasının qabıq materialı ilə *assimilyasiyası* böyük miqyasda leykokrat məhsullar verə bilər. Bu zaman əmələ gələn məhsullar qabbro kumulatları, hornblendli qabbro, diorit, kvarslı diorit, adamellitdən və daha leykokrat süxurlardan ibarət olan sıraya aid olur və orta süxurlar üstünlük təşkil edir. İlkin $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbəti onlarda əsasi süxurlardan (0,704) leykokrata doğru sürətlə artır (0,706-0,708). B.Çappelin və A.Uaytın təsnifatına görə onlar *I tipli* qranitlərə aiddir.

Beləliklə, qranitlər müxtəlif yollarla əmələ gəlir. Lakin nadir elementlərin qranitlərdəki miqdarının tədqiqi göstərir ki, palingen qranitlər, və bazalt maqmasının qranitləri nadir elementlərin miqdarına, əmələgəlmə xüsusiyyətlərinə və potensial filizliliyinə görə fərqlənirlər. Ona görə də qranitoidlərin geokimyəvi tiplərini ayırırlar.

1974-cü ildə B.Çappel və A.Uayt qismən əriməyə məruz qalmış süxurların tərkibindən asılı olaraq qranitlərin *S- və I- tiplərini* ayırmışlar. Belə hesab olunur ki, *S-tip* qranit maqmaları tipik kontinental qabığın anateksisi və ya onun kifayət qədər mantiya materialı ilə qarışması nəticəsində əmələ gəlmişdir. *I-tip* qranitoid maqmaları mantiya materialının qismən əriməsilə və maqmanın növbəti fraksionlaşması ilə əlaqədardır. *S-tip* qranitoidlərdə $I_{\text{Sr}}^0 \geq 0,708$, $\delta^{18}\text{O} \geq 10\% \text{ SMOW}$ müəyyən olun-

muşdur. Bundan başqa, onlarda f_{O_2} və Na_2O -nun miqdarı da aşağıdır və bu göstəricilərə görə *I-tip* qranitoidlərə qarşı qoyulur. *S-tip* qranitoidlər muskovit, kordiyerit, turmalin, *I-tip* isə hornblend, biotit saxlayır.

S-tip qranitlər çökmə, xüsusilə də öncə alüminiumla doymuş və *Na/K* nisbəti kiçik olan pelit süxurların qismən əriməsi nəticəsində əmələ gəlir. Bundan başqa, pelit süxurları stronciuma nisbətən rubidiumla zəngin olduğu üçün vaxt keçdikcə onlar radiogen ^{87}Sr izotopu ilə zənginləşməyə başlayır. İlkin pelit süxurların hesabına əmələ gələn qranit ərintiləri restit və ya qalıq minerallar kimi alümosilikatlar (əsasən sillimanit), kordiyerit, qranat və biotit saxlaya bilər. Belə qranitlər, həmçinin aşağı *Na/K* və yüksək $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ nisbətində malik olacaqdır.

I-tip qranitlər püskürmə təbiəti olan mənbədən (bazaltlardan, andezitlərdən və onların metamorfizləşmiş ekvivalentlərindən) əmələ gəlir və beləliklə, yüksək *Na/K* nisbətində və *Na*, *K* və *Ca*-un *Al*-a nisbətən yüksək miqdarına malikdir.

A.Uayt və B.Çappel hesab edirdilər ki, hər iki tip qranitlər ərinti və qalıq (restit) kütlənin qarışığı olduğu üçün, *I-tip* qranitlərdə daxilolmalar mafik minerallardan – piroksen və maqmanın qalxması və ərintinin su ilə doyması zamanı onu əvəz edən amfiboldan ibarət olur. Bundan başqa, bu tip qranitlər ümumi kimyəvi və izotop tərkibinə görə sabitdirlər. Bu isə əriyən mənbənin homogenliyi ilə əlaqədardır.

Hazırda Çappel və Uaytın qranitlər haqqındakı bu təsnifatı geniş tətbiq olunur və Kollinzon və Valen tərəfindən sonralar təkmilləşmiş qranitoidlərin 4 tipi ayrılır: *S-*, *I-*, *M-*, *A-* qranitlər.

S – (*sedimentary*) – metaçökmə özülün ərimə məhsulu;

I – (*igneous*) – metamaqmatik özülün ərimə məhsulu;

M – (mantle) – toleit-bazalt maqmasının diferensiyası;

A – (*anorogenic*) – aşağı yer qabığının qranulitlərinin ərimə məhsulları və ya qələvi-bazalt maqmasının diferensiyası.

Qranitlərin geokimyəvi tiplərini akademik L.V.Tauson da

ayırmışdır. Bu alimin fikrincə, qranitlər maqmatik süxurlarda nadir elementlərin paylanmasına görə 11 geokimyəvi tipə bölünür: *toleit, andezit və latit sırasının qranitoidləri, aqpait, nadir metal, palingen, əhəngli-qələvili, plyumazit nadir metal, qələvi və qələvi nadir metal, həmçinin enderbit-çarnokit seriyasının qranitoidləri, rapakivlər və ultrametamorfik qranitoidlər*. L.V.Tauson və b. (1984) mineraloji, petrokimyəvi nişanələri yaxın olan qranitoidləri fərqləndirmək üçün nadir metal indeksi təklif etmişlər:

$$\frac{F}{1000} \cdot \frac{Li + Rb}{Sr + Ba}$$

Bu indeksin qiyməti bir tip süxurdan digərinə 70 min dəfə dəyişə bilər. Məsələn, toleit sırasının plagiokranitlərində 0,002-dirsə, plümazit nadir metal leykoqranitlərin litium-flüorlu fasiyası olan onqonitlərdə bu qiymət 156-ya bərabərdir.

Qranit maqmasının əmələ gəlməsi haqqında əvvəlki fəsildə qısaca məlumat verilmişdir. Bir daha qeyd edək ki, bu problemi həll etmək üçün çoxlu miqdarda eksperimental işlər aparılmışdır. Eksperimentlərin şəraitindən asılı olaraq qranitoidlərin müxtəlif yolla əmələ gələ bilməsi buradan çıxan ən real nəticədir.

Qranitoid süxurlarının genezisini və tipini müəyyən etdikdə onların geokimyəvi xüsusiyyətləri dəqiq öyrənilməlidir. Son illərdə maqmatik süxurların, o cümlədən, qranitlərin əhəmiyyətli indikator parametrlərinə bir sıra elementlərin izotop nisbəti aid edilir: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ və b.

Stronsium nisbətinə görə qranitoidlərin iki tipi ayrılır. Onlardan bir qrupu radiogen stronsiumla zənginləşmiş və $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710-0,740$ qiymətinə malikdir. Intruziv cisimlər amfibolit fasiyasının yüksək metamorfizləşmiş süxurlarında yatır. Belə hesab edilir ki, onlar yüksək metamorfizləşmiş çökmə süxurların təkrar əriməsi nəticəsində formalaşa bilər.

Qranitlərin digər qrupları yaşından asılı olmayaraq aşağı $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,703-0,706$ qiymətilə xarakterizə edilir. Məsələn,

belə qiymətə Şimali Amerikanın əksər batolitləri, Cənubi Amerikanın məşhur Peru və Çili batolitləri malikdir. Belə hesab edilir ki, bu qranitlər üçün maqmanın əriməsi və formalaşması prosesində əsasən mantiya materialı iştirak etmişdir.

Bu kənar qiymətlər arasında olan stronsium nisbəti isə mantiya maqmasının sialik qabıqla kontaminasiyası və ya subduksiya zonalarında okean qabığının əriməsilə izah edilir. Sonuncu halda mantiya maqması qədim sialik qabıqdan radiogen stronsium və ya rubidiumu qismən çıxarır, ya da radiogen stronsiumla kasıb olan bazalt qabığı turş derivatlar əmələ gətirir.

Aşağıdakı faktlara diqqət yetirməyi lazım bilirik. Böyük qalınlıqlı qabıq (məsələn, Peru batoliti rayonunda 70 km) ilkin-mantiya izotop nisbətini dəyişmir və yaş artıqda da bu nisbət demək olar ki, dəyişmir. Digər rayonlarda isə əksinə, stronsium nisbəti qabığın tipindən asılı olaraq 0,702-0,704-dən 0,706-0,707-yə qədər dəyişir. Sonuncu qranitlər üçün mantiya maqmasının təkrar ərimiş qabıq materialı ilə qarışması fərz edilir. Bundan başqa son vaxtlar bəzi mantiya süxurlarında (ksenolitlərdə) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,71$ qiyməti müəyyən edilmişdir və beləliklə, yuxarıda göstərilən 0,705-0,708 qiymətləri həmişə mantiya ərintisinin qabıq materialı ilə assimilyasiyasına dəlalət etmir.

Daha ümidli məlumatları stronsium və neodim izotoplarının kombinə edilmiş qiymətləri verir. Bunların birgə baxılması Sm/Nd və Rb/Sr nisbətlərinin Yer in geoloji tarixindəki qiymətlərinə və müasir hesablanmış qiymətlərə – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51262$ və $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7045-0,7050$ əsaslanmışdır. Mantiya mənbəli müasir vulkanik süxurlar bu günkü Yer in tərkibilə müqayisədə yüksək $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ və $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nisbətlərinə malik olmalıdırlar. Əriməyə məruz qalmış mantiya maddəsinin belə əmələgəlmələri rubidium və yüngül NTE ilə kasıbdır.

Beləliklə, müxtəlif geodinamik şəraitlərdə əmələ gəlmiş

qranitoidlərin genezisini araşdırdıqda kompleks izotop, *NTE* və nadir elementlərin dəqiq yolla təyin edilmiş nəticələri, geoloji-geodinamik şərait nəzərə alınmaqla, düzgün interpretasiya olunmalıdır.

6. MAQMATİK PROSESLƏRDƏ MİKROELEMENTLƏRİN PAYLANMASINA TƏSİR EDƏN FAKTORLAR

Əvvəlki fəsillərdə petroloji hipotezləri yoxlamaq üçün maqmatik süxurların kimyəvi tərkibindən geniş bəhs edilmişdir. Mikroelementlər (element-qatışıqlar) istifadə qaydasına görə petrogen elementlərdən fərqləndiyinə görə onlara yuxarıda dəqiq baxılmamışdır. Adətən, maqmatik prosesləri öyrənərkən Rb, Ba, Sr, Nb, Ta, Hf, NTE, U, Th, Ni, Cr, Co, V, Sc və bir çox belə elementlər maraq doğurur. Çox vaxt bu elementlərə bəzi petrogen elementlərlə, məsələn, K, Ca, P birgə baxılır.

Müxtəlif minerallar bu və ya başqa miqdarda mikroelementləri saxlayır və onlar əsas elementlərdən fərqlənərək daha çox seçilir. Bu işə maqmatik proseslərdə onların davranışına həlledici təsir göstərir. Öz növbəsində bu elementlər maqma ilə müvazinətdə olan və ya ola bilməyən mineral paragenезislərin tərkibinə və təbiətinə təsir edir. Bu elementlərin istifadəsi onların dəqiq təyin olunmasından sonra daha da artmışdır. Elementləri dəqiq təyin edən rentgen spektral, mikrozon, neytron aktivləşmə, izotopların mass-spektroskopik üsulları qeyd etmək vacibdir. Ona görə də hal-hazırda bir çox petroloji-geokimyəvi, geodinamik modellər mikroelementlərə əsaslanmışdır.

6.1. Elementlərin paylanma əmsalı

Mikroelementlərin paylanma əmsalı (K_D) elementlərin ərinti - kristal sistemində paylanmasını öyrəndikdə, maqmatik mənbədə bərk fazaların nisbətini təyin etdikdə və ərintinin bərk qalığa nisbətən payını müəyyən etdikdə böyük əhəmiyyətə malikdir. **Paylanma əmsalı** dedikdə, vulkanitlərdə mikroelementin möhtəvilərdəki miqdarının əsas kütlədəki (ərintidəki) miqdarına olan nisbəti başa düşülür. Yəni, mineral maye ilə müvazinətdə olduqda kimyəvi elementlər bu iki faza arasında onların hər bir fazada kimyəvi aktivliyinə uyğun olaraq pay-

lanır. Hər iki fazada əgər elementin konsentrasiyası 1%-dən və ya 10 000 p.p.m.-dən az olduqda (q/t) Henri qanunun tətbiqi aşağıdakı asılılığı verir.

$$K_D = \frac{C_{\text{element}}^{\text{mineral}}}{C_{\text{element}}^{\text{яриinti}}}$$

Burada K_D paylanma əmsalı, C elementin konsentrasiyasıdır. Məsələn, Sr-un plagioklaz fenokristalındakı miqdarı 500 p.p.m., əsas kütlədəki miqdarı 125 p.p.m. olarsa, onda Sr-un plagioklaz və əsas kütlə arasında paylanma əmsalı 4 olacaqdır.

Eyni vaxtda bir neçə bərk faza kristallaşdıqda kombinə olunmuş paylanma əmsalı təyin edilir: $K_{\text{Komb}} = \sum r_i k_i$, burada r_i – ərintidən ayrılan bərk fazaların payları, k_i – bərk fazaların hər birinin paylanma əmsalıdır. Məsələn, əgər süxur 50% olivindən, 30% ortopiroksendən və 20% klinopiroksendən ibarətdirsə, onda K_{Komb} belə təyin olunacaqdır:

$$K_{\text{Komb.}} = 0.5K_d^{\text{Ol}} + 0.3K_d^{\text{Opx}} + 0.2K_d^{\text{Cpx}}$$

Aydındır ki, elementlərin paylanma əmsalı tərkibdən asılıdır. Məsələn, qranatda və klinopiroksendə əksər mikroelementlərin paylanma əmsalı müxtəlif olacaqdır. Bazalt və riolit ərintilərilə müvazinətdə olan əksər minerallarda K_D NTE on dəfə dəyişəcəkdir. Dyuk göstərmişdir ki, tünd rəngli mineralların miqdarı artdıqda $K_{\text{Ni}}^{\text{Cpx}}$ və $K_{\text{Co}}^{\text{Cpx}}$ uyğun olaraq 1,8-dən 10-a və 1-dən 1,7-yə kimi dəyişir. Bu qismən mineralların, xüsusilə də sülb birləşmələr əmələ gətirənlərin tərkiblə şəbəkənin parametrləri arasındakı asılılığı əks etdirir. Burada mikroelementləri onun əvəz etdiyi petrogen elementlərlə müqayisə etmək faydalıdır. Bunun üçün mikroelementin paylanma əmsalını daşıyıcı elementin paylanma əmsalına bölmək lazımdır. Belə yolla alınan mürəkkəb paylanma əmsallarının, məsələn, plagioklazda Sr/Ca, olivində Ni/Mg tərkibdən az asılı olduğunu göstərir. Qeyd

edilən qeyri-sabitlik adətən, temperaturla tənzimlənir və paylanma əmsalına temperatur təsir edir. Məsələn, Dreyk və Vell (1975) tərəfindən stronsiumun plagioklazda paylanması 1400-1100 °C intervalda temperaturun sadə loqarifmik funksiyasıdır. Bununla yanaşı, *K*, *Rb*, *Sr* və *Ba* paylanma əmsallarının klinopiroksendə təzyiqdən asılı olaraq dəyişməsi isbat olunmuşdur. Lakin bu effekt çox az olduğu üçün bu asılılığı barometr kimi istifadə etməmişlər. Xakli və Rayta görə Havay toleit bazaltlarında temperatur 1160-dan 1050 °C-yə düşdükdə K_D^{Ni} 2,22-dən 4,40-a kimi artır. Bu alimlər eksperimental yolla sübut etmişlər ki, *Ni* klinopiroksənə nisbətən olivinin strukturuna daha asan daxil olur və temperatur aşağı düşdükdə ərintidən olivin və piroksənə keçən nikelin miqdarı artır, Ol^{Ni}/Px^{Ni} nisbəti isə azalır.

Bizim tərəfimizdən Kiçik Qafqazın gec kaynozoy yaşlı vulkanitlərində dəmir qrupu elementlərinin paylanma əmsalı təyin edilmişdir və belə nəticəyə gəlinmişdir ki, onların klinopiroksendə paylanmasında ərintinin tərkibi, temperaturu və əlbəttə, klinopiroksenlərin kristallokimyəvi xüsusiyyəti əhəmiyyətli rol oynamışdır. Bu vulkanitlərin olivin və klinopiroksenlərində K_D^{Ni} -ə görə subqələvi olivinli bazaltın kristallaşma temperaturu 1200 °C, traxibazaltınki isə 1150 °C hesablanmışdır (İmamverdiyev, 2000, 2003).

Dəyişənvalentli elementlərin paylanma əmsalına, həmçinin oksidləşmə dərəcəsi də təsir göstərir. Bu onunla izah edilir ki, müvazinət zamanı belə elementlərin paylanma əmsalı oksigenin fuqitivliyindən asılıdır. Belə elementlərdən ən həssası *NTE*-yə daxil olan yevropiumdur. Oksigenin fuqitivliyinin aşağı qiymətində bu element iki valent vəziyyətində ion radiusu stronsiumdan sonra kalsiuma yaxın olduğu üçün əsasən plagioklazın tərkibinə daxil olur və tünd rəngli minerallardan, xüsusilə də klinopiroksendən uzaqlaşır. Oksigenin fuqitivliyi artdıqda isə o üçvalentli formaya keçir. Bu xüsusiyyəti əsas götürərək, Dreyk və Vell (1975) yevropiumun valentliyinin

dəyişməsinə görə bazalt ərintilərində oksigenin fuqitivliyini hesablamışlar.

Beləliklə, mikroelementlərin paylanma əmsalını tətbiq etdikdə uyğun sabitləri hesablamaq üçün biz ya tam eksperimental tədqiqatlar aparmalıyıq (və bizim süxurların P-T-fo₂ şəratini bilməliyik) və ya biz öyrəndiyimiz tərkibə yaxın süxurlardan məlumatları cədvəllərdən götürməliyik. Vulkanik süxurların bir çoxlarında bir sıra mikroelementlərin paylanma əmsalları hesablanmışdır. Aşağıda onlardan bir neçəsi göstərilir.

6.2. Bazalt, andezibazalt, andezit, riolitlərdə mikroelementlərin paylanma əmsalları

Cədvəl 6.1-də bazalt və andezibazalt ərintisi ilə müvazinətdə olan minerallarda bir sıra nadir elementlərin paylanma əmsalı göstərilmişdir. Təsnifat diaqramlarına uyğun olaraq bu ərintilərdə silisium oksidinin miqdarı 45-57% götürülmüşdür. *NTE* paylanma əmsalı isə ümumiləşdirilərək şəkil 6.1-də öz əksini tapmışdır. Cədvəl və şəkildə göstərilmiş məlumatlar dünyanın bir çox ölkələrinin aparıcı alimlərinin apardığı fenokristal/ərinti eksperimental nəticələrindən alınmışdır. Şəkil 6.1-dən görünür ki, *NTE* atom radiusundan asılı olaraq ayrı-ayrı minerallarda müxtəlif cür paylanmışdır və ağır *NTE* paylanma əmsalı qranatda vahiddən böyükdür. Ərintidən mineralların fraksionlaşması qalığı ərintinin mikroelementlərlə zənginləşməsinə səbəb olur. Məsələn, plagioklazın fraksionlaşması *Eu*-un, olivin və ya qranatın fraksionlaşması ağır *NTE*-nin azalmasına səbəb olur.

Eyni qanunauyğunluğu digər elementlər üçün başqa minerallarda da müşahidə etmək olar. Məsələn, *Ba* üçün maksimal K_D biotitdə müəyyən edilirsə, *Sr*-un maksimal qiyməti plagioklazda, *Sc* üçün isə belə münasibət klinopiroksendə müşahidə edilir. Dediklərimiz yuxarıdakı

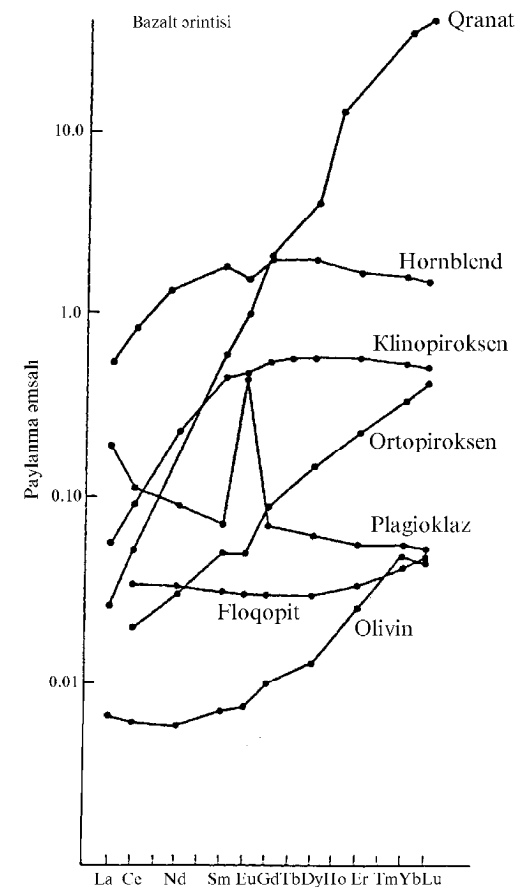
faktorları təsdiq edir və elementlərin paylanmasına təsir edən faktorları bir daha açıqlayır. Həqiqətən də Kolson və b. (1988) bu faktları təsdiqləyərək və yuxarıda qeyd etdiyimiz qanunauyğunluqları yekunlaşdıraraq belə nəticəyə gəlmişlər ki, olivin və ortopiroksenin bazalt ərintisi arasında paylanması temperaturdan və ərintinin tərkibindən dəqiq asılıdır. Onlar bu paylanma əmsallarının ion radiusundan asılılığını müəyyən edərək, bu dəyişmənin temperatur və tərkibdən asılılığının modelini qurmuşlar.

Cədvəl 6.1

Bazalt və andezibazalt ərintilərində mineral/ərinti paylanma əmsalları.
H.Rollinsona görə, 1993
(Müxtəlif müəlliflərin məlumatlarına əsasən tərtib edilmişdir)

Elementlər	Olivin	Ortopi-roksen	Klinopi-roksen	Hornblend	Floqopit	Plagioklaz	Qranat	Maqnetit
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Rb	0,0098	0,022	0,031	0,29		3,06	0,071	0,042
Sr	0,0140	0,040	0,060	0,46		0,081	1,830	0,012
Ba	0,0099	0,013	0,026	0,42		1,090	0,230	0,023
K	0,0068	0,014	0,038	0,96			0,170	0,015
Y	0,010	0,18	0,900	1,00		0,03	0,030	9,0
Ti	0,020	0,10	0,400	1,50		0,90	0,040	3,0
Zr	0,012	0,18	0,100	0,50	1,56	0,60	0,048	0,65
Hf	0,013		0,263	0,50	1,53		0,051	0,45
Nb	0,010	0,15	0,005	0,80		1,0	0,010	0,02
Ta			0,013				0,06	1,0-10
Th			0,030	0,50			0,010	
U	0,002		0,040	0,10			0,010	
La	0,0067		0,056		0,54			1,5-3,0
Ce	0,0060	0,02	0,092	0,20	0,84	0,034	0,120	0,03
Nd	0,0059	0,03	0,230	0,33	1,34	0,032	0,081	0,07
Sm	0,0070	0,05	0,443	0,52	1,80	0,031	0,067	0,29
Eu	0,0074	0,05	0,474	0,40	1,56	0,030	0,340	0,49
Gd	0,0100	0,09	0,556	0,63	2,01	0,03	0,063	0,97
Tb			0,570				0,055	1,0-2,0
Dy	0,0130	0,15	0,582	0,64	2,02	0,030	0,063	3,17
Er	0,0256	0,23	0,583	0,53	1,74	0,034	0,067	6,36
Yb	0,0491	0,34	0,542	0,49	1,64	0,042	0,06	11,50
Lu	0,0454	0,42	0,506	0,43	1,56	0,046		11,90
Ni	5,9-29	5	1,5-14	6,8				29,0

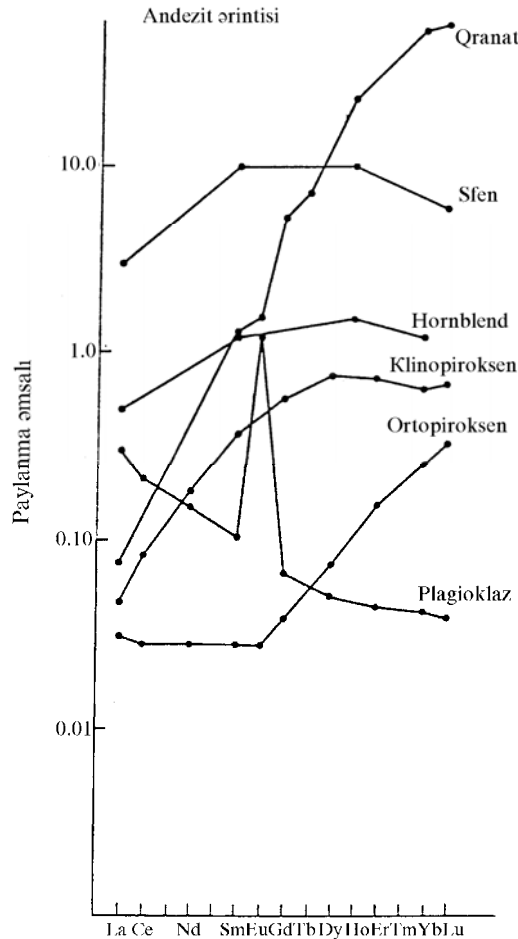
Co	6,60	2-4	0,5-2,0	2,0				0,7-1,8	7,4
V	0,06	0,6	1,35	3,4					26,0
Cr	0,70	10	34	12,3				0,6-2,9	153,0
Sc	0,17	1,2	1,7-3,2	22-42					



Şəkil 6.1. Bazalt ərintisində süxur əmələ gətirən mineralarda NTE paylanma əmsalı. Məlumatlar 6.1 sayılı cədvəldən götürülmüşdür. (Hornblendlər üçün andezibazaltların məlumatları götürülmüşdür).

Analoji şəkli süxur əmələ gətirən mineralların andezit

ərintisində (57-63% SiO_2) arasında da müşahidə etmək olur. *NTE* alınmış nəticələr isə şəkil 6.2-də öz əksini tapmışdır. Şəkildən görüldüyü kimi, *NTE* paylanma əmsalları bazalt və andezit ərintilərində bir-birinə bənzəyir. Lakin qranat və piroksendə *NTE* və plagioklazda *Eu* bazalta nisbətən andezitlərdə yüksəkdir. Hornblenddə də *NTE* paylanma əmsalı bazalta nisbətən andezitdə yüksək olsa da, andezit və andezibazaltın arasında yerləşir.

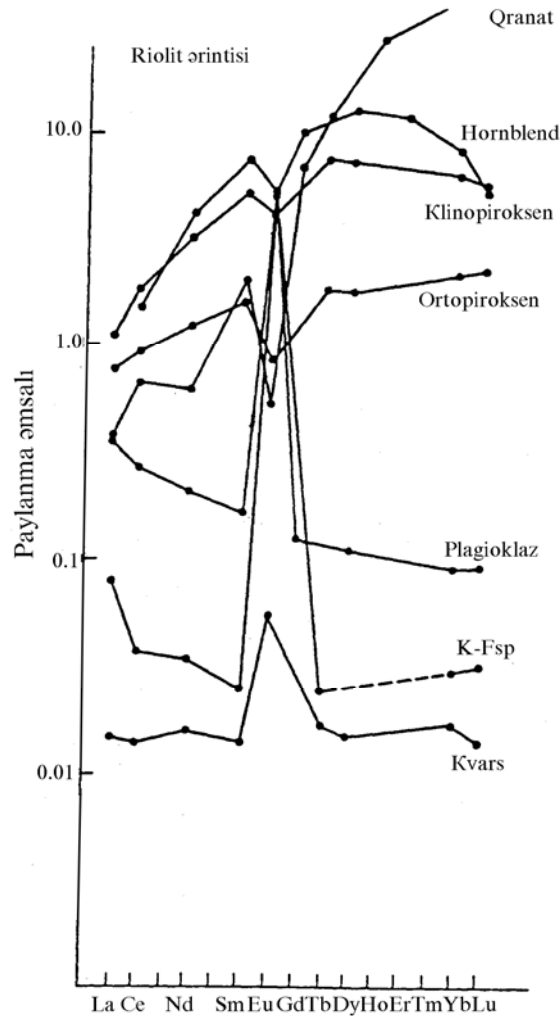


Şəkil 6.2. Andezit ərintisində süxur əmələ gətirən minerallarda *NTE* paylanma əmsalı.

Riolitlərdə *NTE* paylanması göstərir ki, bazalt və andezitlərdə olduğu kimi, paylanma əmsalı onlarda da yüksəkdir və yevropium minimumu daha qabarıq görünür. Qranatda ağır *NTE* miqdarı yüksəkdir və *Eu* anomaliyası maksimal qiymətə malikdir (şəkil 6.3). Qeyd etmək lazımdır ki, riolitlərin dəmirli-maqneziumlu minerallarında *NTE*-nin yüksək miqdarı qeyd olunur. Bu ərintinin tərkibilə də izah oluna bilər. Başqa sözlə desək, ifrat turş süxurlarda bu minerallarda *NTE*-nin paylanma sabitləri yüksəkdir. Bundan başqa, ola bilsin ki, bu yüksək qiymət *Fe/Mg* nisbətilə əlaqədardır. Bundan başqa, *NTE*, habelə, *Zr*, *Sr* kimi elementlərin paylanmasına turş süxurlarda çoxlu miqdarda iştirak edən aksesör minerallar da nəzarət edir.

Beləliklə, bu və ya başqa elementin bərk fazaların paragenезisinə daxil olması və ya ərintidə toplanması paylanma sabitinin qiymətindən asılıdır. Bunu nəzərə alaraq, üç hala baxaq. $K_D \ll 1$ olan elementləri «*uyuşmayan*», «*qalıq*», «*qeyri-kogerent*» və ya «*maqmatofil*» adlandırırırlar. Ərimə və ya kristallaşma zamanı onlar əsasən maye fazada toplanırlar. $K_D \gg 1$ olan elementləri «*uyuşan*» və ya «*kogerent*» elementlər adlandırırırlar. Onlar əsasən kristallaşan fazalarda toplanırlar. Əlbəttə, maqmatik təkamül zamanı müvazinətdə olan bərk fazaların paragenезisi dəyişirsə, məsələn, ərimə vaxtı ayrı-ayrı minerallar itirsə və ya kristallaşma zamanı likvidusda yeni fazalar yaranırsa, bəzi uyuşan elementlər uyuşmayana çevriləcək. Məsələn, ultraəsasi tərkiblərdə *Sr* uyuşmayan element kimi plagioklaz meydana çıxanda uyuşan elementə çevrilir. *K* mineral paragenезisdə mika, amfibol və ya kalium çöl şpatı iştirak etdikdə uyuşan elementdirsə, digər halda uyuşmayan element olur. Beləliklə, mantiyada maqmanın təkamülü zamanı əmələ gələn minerallara (məsələn, olivin, piroksen, şpinel və qranat) görə uyuşmayan elementləri ayrı qrupda birləşdirmək olar. Belə elementləri *litofil elementlər* (*K*, *Rb*, *Cs*, *Sr*, *Ba*, *Zr*, *Th* və yüngül *NTE*) adlandırırırlar. Bəzi müəlliflər

bu məqsədlə böyük ion radiuslu litofil (*LILE*) (*K*, *Rb*, *Cs*, *Sr*, *Ba*), digərləri yuxarıda qeyd edildiyi kimi, «hidromaqmatofil», yüksəkvalentli elementlər (*HFSE*) (*Zr*, *Nb*, *Ta*, *Hf*, *U*, *Th*) ayrırırlar.



Şəkil 6.3. Riolit ərintisində süxur əmələ gətirən minerallarda NTE paylanma əmsali.

Adətən, miqdarı geokimyəvi modellərdə üç element qrupu istifadə edilir. Onlara yuxarıda qeyd etdiyimiz, iri ion radiusu olan litofil elementlər (*LIL-elementlər*), nadir torpaq elementləri (*NTE*) və keçid dəmir qrupu elementləri aiddir.

NTE təbiət obyektlərində paylanmasının, davranışının öyrənilməsi informativliyinə görə müstəsna rol oynayır və ona görə də hal-hazırda geokimyayın bütöv bir istiqaməti kimi inkişaf etməkdədir. *NTE* haqqında tam informasiyanı L.Xeskinin (1968), P.Qastın (1973), Y.A.Balaşovun (1976) və bir çox başqa alimlərin əsərlərindən almaq olar.

Kimya kursundan məlum olduğu kimi, *NTE* kimyəvi xüsusiyyətlərinə görə lantandan lütesiuma kimi lantanoid sıxılmasına malikdir. Lantanoidlərin xarici elektron təbəqələrinin quruluşu oxşar olduğuna görə onlar yaxın kimyəvi xüsusiyyətə malikdirlər. Ona görə də bütün geokimyəvi proseslərdə sanki onlar eyni cür davranırlar. Lakin diqqətlə baxdıqda fərqləri görmək olur. *La*-dan *Lu*-ə kimi monoton olaraq atom və ion radiusu (lantanoid sıxılması), elektromənfilik və başqa xüsusiyyətlər dəyişir, bu isə yüngül və ağır *NTE* minerallarda müxtəlif cür toplanmasına səbəb olur. Məsələn, hidrotermal-metasomatik proseslərdə əsaslıyı yüksək olan fasiyalarda yüngül *NTE*, yüksək turşuluğu olanlarda isə ağır *NTE* toplanır. Beləliklə, ion radiusu kiçildikcə lantanoidlərin fiziki və kimyəvi xüsusiyyətləri dəyişir. Qonşu *NTE* üçün bu dəyişmə az olsa da, kənar üzvlər üçün o kifayət qədər hiss ediləndir. Bununla da lantanoidlərin ikinci fundamental geokimyəvi xüsusiyyətləri – onların ayrılması (fraksionlaşması), yəni müxtəlif genezisli geoloji obyektlərdə ayrı-ayrı elementlərin miqdarının dəyişməsi təyin edilir. Adətən *NTE* iki qrupa bölünür: yüngül *NTE* (*LREE*) (serium qrupu – lantandan yevropiuma kimi) və ağır *NTE* (*HREE*) (ittrium qrupu - qadoliniumdan lütesiuma kimi).

Fiziki-kimyəvi xüsusiyyətlərinə görə lantanoidlər qələvi torpaq elementlərə (*Ca*, *Ba*, *Sr*) yaxındır. Elementlərin aşağı

elektromənfililiyi onların aydın ifadə olunmuş əsasiliyini və litofilliyini müəyyən edir. Güclü reduksiyaedicilər kimi *NTE* oksigenlə asan reaksiyaya girir və 3^+ valentə keçərək oksidləşmiş vəziyyətilə xarakterizə edilir.

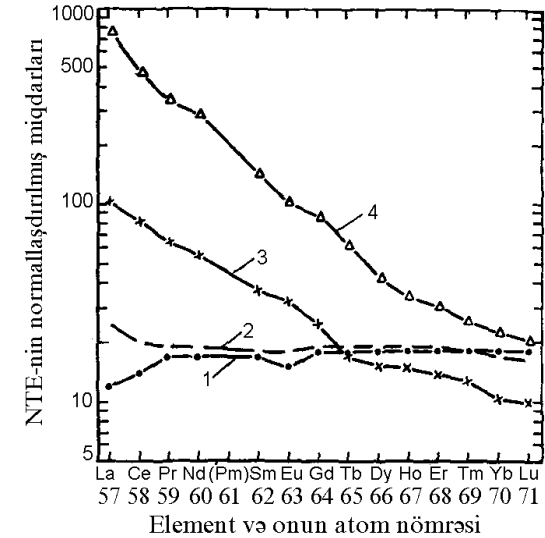
Qeyd etdiyimiz xüsusiyyətlərinə görə, *NTE* maqmatik süxurlarda müxtəlif cür paylanır. Bunu belə izah etmək olar. Müəyyən xondrit meteoritlərində *NTE* paylanması ilkin Günəş sisteminin maddəsinə uyğun gəlir və təqribən *NTE* ilkin Yerdə paylanmasına bərabər hesab edilir. Ona görə də standart kimi daş meteoritlər – Yerin mantiya maddəsinin analoqu olan xondritlər götürülür. Xondritlərin tərkibi istənilən geokimyəvi sorğu kitablarında göstərilmişdir. Cədvəl 6.2-dən ən son və dəqiq hesab edilən məlumatları almaq olar. Bu miqdar ilkin silikat mantiyanın mantiya və qabığa ilkin fraksiyonlaşmasından sonra bərabər miqdarda təqribən iki dəfə yüksələcəkdir. Aydın ki, mantiyanın istənilən növbəti qismən əriməsi ərinmiş fraksiyada *NTE* konsentrasiyasının nəzərə çarpacaq dərəcədə artmasına səbəb olacaqdır. Şəkil 6.4-dən görüldüyü kimi, müxtəliflipli bazaltlar *NTE* miqdarına görə, xüsusilə də yüngül *NTE* görə bir-birindən güclü fərqlənirlər.

Cədvəl 6.2

Nadir torpaq elementlərin xondritə görə normallaşdırıqda istifadə olunan miqdarları (konsentrasiya p.p.m.-də verilmişdir)

Elementlər	Xaskin və b., 1968	Masuda və b., 1973	Evensen və b., 1978	Primitiv mantiya
La (lantan)	0,330	0,3780	0,24460	0,7080
Ce (serium)	0,880	0,9760	0,63790	1,8330
Pr (prazedium)	0,112		0,09637	0,2780
Nd (neodium)	0,600	0,7160	0,47380	1,3660
Sm (samarium)	0,181	0,2300	0,15400	0,4440
Eu (yevropium)	0,0069	0,0866	0,05802	0,1680
Gd (qadolinium)	0,249	0,3110	0,20430	0,5960
Tb (terbium)	0,047		0,03745	0,1080
Dy (disproziyum)		0,3900	0,25410	0,7370

Ho (holmium)	0,070		0,05670	0,1630
Er (erbium)	0,200	0,2550	0,16600	0,4790
Tm (tulium)	0,030		0,02561	0,0740
Yb (itterbium)	0,200	0,2490	0,16510	0,4800
Lu (lütesium)	0,034	0,0387	0,02539	0,0737



Şəkil 6.4. *NTE* aralıq okean silsilələrinin bazaltlarında (1); okean adalarının toleitlərində (2); qələvi bazaltlarda (3); nefelinitlərdə (4) xondritə görə normallaşmış miqdarları.

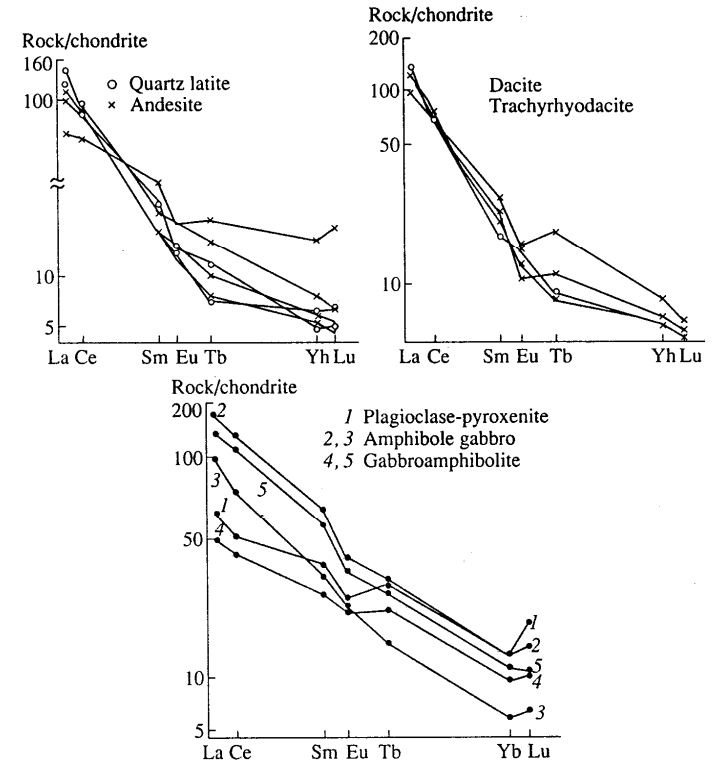
NTE paylanmasına müəyyən minerallar nəzarət edir. Məsələn, 80 km-dən çox olan dərinliyə uyğun yüksək təzyiqdə qalığ mantiya fazasında və ya eklogit fraksiyonlaşmasının komponenti kimi saxlanılan qranat daha ağır *NTE* ərinmiş fazadan fraksiyonlaşdırıla bilər (lantanoid sıxılmasına görə bu elementlər aşağı ion radiusuna malikdir). Daha yüngül *NTE* isə qranat və ya az dərəcədə klinopiroksenlə müvazinətdə olan ərintidə toplanır və bunun nəticəsində yüngül *NTE* ilə zənginləşən ərinti əmələ gəlir. Olivin və ortopiroksen *NTE* fraksiyonlaşmasına təsiri azdır.

Yüngül *NTE* ilə zəngin olan süxurların mənbəyi (şəkil 6.4-dəki qələvi bazalt və nefelinit kimi) bu elementlərlə zəngin olan 90-100 km dərinlikdə yayılan mantiya metasomatozuna məruz qalmış qranatlı və bəzi şpinelli peridotitlər ola bilər.

Atom kütləsi 63 olan yevropium *NTE*-indən maqmatik şəraitdə ikivalentli olan yeganə elementdir və Y.A.Balaşovun göstərdiyi kimi, yevropium iki və üçvalentli vəziyyətdə olaraq, maqmatik ərintinin oksidləşmə-reduksiya xarakteristikasının funksiyası ola bilər. Bu vaxt Eu^{2+} ion radiusu və başqa termodinamik xarakteristikaları yaxın olan Sr^{2+} -dan sonra kristallaşmanın erkən mərhələsində kristallaşan plagioklazda Ca^{2+} -ni əvəz edir. Bunun hesabına stronsiumla bərabər yevropiumun miqdarı da ərintidə azalır. Bunu nəzərə alaraq, maqmatik süxurların genezisini araşdırarkən xondritə görə normallaşdırılmış yevropium nisbətindən istifadə edilir. $Eu^* = (Sm_N + Gd_N)/2$ (nümunələrdə *Gd* təyin olunmadıqda *Tb* də götürülə bilər). Müəyyən olunmuşdur ki, ilkin mantiya maqmalarında və ancaq tündrəngli mineralların fraksiyalaşması nəticəsində əmələ gələn vulkanik seriyalarda normallaşdırılmış yevropium nisbəti vahidə yaxınlaşacaqdır ($Eu/Eu^* = 1$). Plagioklazın fraksiyalaşması ilə əmələ gələn süxurlarda isə bu nisbət azalır ($Eu/Eu^* < 0,80$). Ona görə də bu tip süxurlarda normallaşdırılmış *NTE* qrafiklərində mənfi yevropium minimumu müşahidə edilir. Müsbət yevropium anomaliyası isə anateksis sahəsində iştirak etdikdə və ya amfibolun, həmçinin ola bilsin ki, klinopiroksenin, qranat və apatitin fraksiyalaşması zamanı əmələ gəlir. Məsələn, Kiçik Qafqazın neogen yaşlı andezit-dasit-riolit formasiyasının süxurlarında *NTE* paylanması göstərmişdir ki, andezit və dasitlərdə mənfi yevropium minimumu müşahidə edilir ($Eu/Eu^* = 0,72$ –andezitdə, 0,60-dasitdə, 0,55-riodasitdə) və bu süxurların əmələ gəlməsində çöl şpatlarının fraksiyalaşmasının əhəmiyyətli rol oynamasına dəlalət edir (şəkil 6.5) (İmamverdiyev, 2003). Beləliklə, orta və turş diferensiatlarda yevropiumun kasadlığı fraksiyalaşma prosesində çöl şpatının frak-

sionlaşmasının nəticəsidir.

Maqmatik proseslərin geokimyəvi öyrənilməsində dəmir qrupu elementləri (dövrü sistemdə 21-dən 30-a kimi yer tutan) də müəyyən informasiya mənbəyi kimi işlədilir. Bu xüsusilə də mafik və filiz mineralları, məsələn, maqnetit fraksiyalaşdıqda daha qabarıq nəzərə çarpır. Keçid elementlərinin və ya dəmir qrupu elementlərinin paylanma əmsalı çox vaxt vahiddən böyük olur. Olivində nikel, ortopiroksendə skandium və kobalt, klinopiroksendə xrom, maqnetitdə vanadium toplanır.



Şəkil 6.5. Kiçik Qafqazın andezit-dasit-riolit formasiyasında *NTE* paylanması.

Hal-hazırda mikroelementlərin müxtəlif proseslərdə (ərimə

və kristallaşma, assimilyasiya-fraksiyon-kristallaşma və s. modelləri) davranışına görə kompüterlərin köməyiylə modellər tərtib edilir. Aşağıda bu modellərdən bəzilərinə baxılacaqdır.

6.3. Mikroelementlərin paylanmasına təsir edən geoloji faktorlar. Ərimə-kristallaşma modelləri

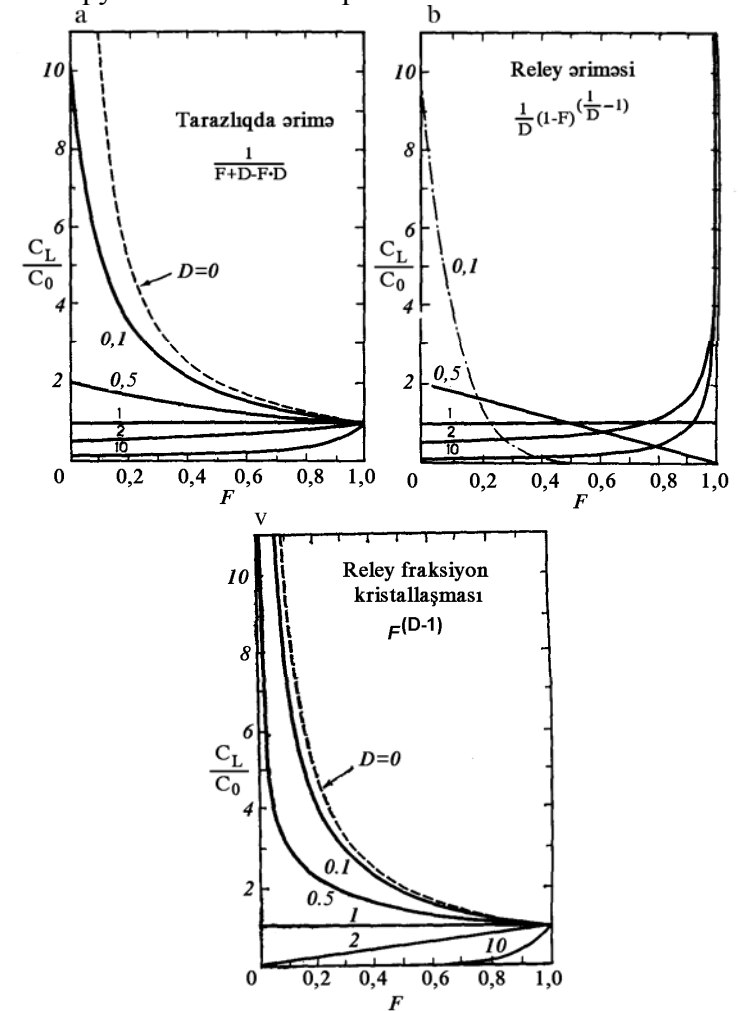
Mikroelementlərin geokimyəvi öyrənilməsindən bir çox geoloji proseslərə nəzarət etmək üçün geniş istifadə edilir. Bizim mikroelementlər haqqında biliklərimiz bu prosesləri başa düşməyə imkan verir və onları təsvir etmək üçün riyazi modellər çox faydalıdır. Sadə modellər parsial ərimə fraksiyon kristallaşma proseslərində mikroelementlərin miqdarının dəyişməsinə əsaslanmışdır.

Parsial ərimə. Bu əriməni porsiyalarla ərimə də adlandırır- lar. Mürəkkəb mineral paragenesizə malik parsial ərimənin sadə modeli belədir: ərinti ərimə yerində qalır və mexaniki şərait ilkin maqmanın vahid «porsiyası» şəklində qalxmasına imkan verənə qədər bərk qalıqla kimyəvi müvazinətdə qalır. Belə şəraitdə ərintidə elementin konsentrasiyası C_L ilkin əriməyən maddədəki konsentrasiyası C_0 ilə aşağıdakı ifadə ilə bağlıdır:

$$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{F + D - FD}$$

Burada F - əmələ gələn ərintinin çəki miqdarı və D – ərinti sistemdən uzaqlaşdığı momentdə bərk qalıq üçün ümumi paylanma əmsəlidir. Aydındır ki, parsial ərimə payı artdıqca D -nin sonsuz dəyişməsinə gətirib çıxaran müxtəlif minerallar ardıcıl olaraq itirilə bilər. Bu, xüsusilə mümkün olan mantiya materialının əriməsində daha əhəmiyyətlidir. Ona görə ki, ikinci dərəcəli fazalar olan qranat, amfibol və plagioklaz olivin və ortopiroksenə nisbətən daha tez əriyəcəkdir. Beləliklə, ərintinin ağır NTE , K və Sr ilə qismən zənginləşmə effekti uyğun olaraq, ancaq az ərimə payında müşahidə ediləcəkdir

(adətən 10%-dən az). Şəkil 6.6a–da sabit D -də F -dən asılı olaraq elementin ərintidəki və ilkin maddədəki konsentrasiya- larının nisbəti göstərilmişdir. Buradan belə çıxır ki, ərintinin ən uyuşmayan elementlə zənginləşməsi $1/F$ -f yaxınlıqda və $1/D$ -nin qiymətini keçməyən parsial ərimənin az payında çox yüksək qiymətə malik olacaqdır.



Şəkil 6.6. F ərimə payından asılı olaraq ərimə və kristallaşma

prosesində mikroelementlərin miqdarının nəzəri paylanması. Hər bir əyri ümumi paylanma əmsalını D əks etdirir. Porsiya ilə müvazinətdə ərimə: a - D -nin müxtəlif qiymətlərində ilkin materialdakı nisbətən miq-darlar göstərilmişdir. b - Reley əriməsi. F -in istənilən qiymətində ilkin (əriməmiş) materiala nisbətən elementin miqdarı. v - kristalların Reley fraksionlaşması. Konsentrasiya fraksionlaşmamış ərintiyə ($F=1$) nisbətən göstərilmişdir.

Məsələn, əriməyə məruz qalan hipotetik qranatlı peridotit 60% olivindən, 25% ortopiroksendən, 10% klinopiroksendən və 5% qranatdan ibarət olarsa, onda

$$D_{Ce}=0,6x0,001+0,25x0,003+0,1x0,1+0,05x0,02=0,012$$

(Ce -un minerallarda paylanma əmsalı ədəbiyyatdan götürülmüşdür).

Analoji olaraq $D_{Yb}=0,244$ olduğunu hesablamaq olar.

$D_{Ce}=0,012$ olan qranatlı peridotitin parsial əriməsi üçün ərinti Ce -la 80-dən çox zənginləşəcəkdir. Yüngül NTE qələvi bazaltlarda miqdarı orta xondritdəkinə nisbətən 100 dəfə yüksək olduğu üçün onlar çox az ərimə payında kimyəvi olaraq meteoritlərin analoqu olan mantiyadan birbaşa alınabilir. Bunun əsasında R.Key (1976) NTE -nin miqdarının mantiyada xondritə nisbətən 2-5 dəfə böyük olduğunu fərz etmişdir və ona görə də belə hesab etmişdir ki, qələvi bazaltlar 2%, nefelinitlər 1%, ultra kaliumlu bazaltlar 0,5% və ya az parsial ərimə nəticəsində əmələ gəlmişlər.

Yenə də şəkil 6.6-ya qayıdaq. Şəkildən görüldüyü kimi, $D>1$ olan uyuşan elementlərin ərintidəki konsentrasiyasının ilkin materiala olan nisbəti bütün ərimə sahəsində, xüsusilə də D -nin çox yüksək qiymətində $1/D$ -yə yaxınlaşacaqdır və F -in yüksək qiymətində vahidə qədər artacaqdır. Çətin əriyən qalıqda C_R elementlərin konsentrasiyası, (həm uyuşan, həm də uyuşmayan) həmişə $D \cdot C_R$ ilə ifadə olunur, buradan aydın olur ki, hətta az ərimə payında qalıq uyuşmayan elementlərlə güclü kasıblaşır, eyni vaxtda uyuşan elementlər ilkin konsentrasiyasını dəyişmir. Bu asılılıq üst mantiyada və ondan alınan ilkin

maqmalarda Ni və Cr -un orta miqdarını qiymətləndirməyə imkan verir. Heç şübhəsiz ki, kimberlitlərdəki ultraəsasi nodullar 100 km dərinlikdən gətirilmiş mantiya materialıdır. Ni və Cr -un orta miqdarı (2400 və 2700 p.p.m.) əriməmiş («zəngin») mantiyadakı miqdara bərabərdir. Əgər qalıq minerallar üçün $D_{Ni}=7$ və $D_{Cr}=3$ qəbul etsək, onda 50%-ə qədər parsial ərimə nəticəsində formalaşan ilkin maqmada bu elementlərin miqdarı $Ni=2400/7=350$ p.p.m. və $Cr=2700/3=900$ p.p.m. olacaqdır. Silisiumla doymamış vulkanik süxurlarda bu elementlərin miqdarı toleit və andezitlərə nisbətən daha yüksəkdir. Ona görə də ≈ 200 p.p.m. Ni saxlayan qələvi bazaltlar birbaşa mantiya ərintilərinə yaxındır.

Artan porsiya ilə ərimə (Fraksion ərimə). İkinci tip ərimə modelinə eyni bir ilkin materialın müvazinət ərimə prosesində əmələ gələn ərintinin təkrarən ayrılması daxildir. Hər bir yeni ərimə mərhələsində ilkin tərkib əvvəlki mərhələdən qalıq kimi götürülərsə, onda ərimənin ayrı-ayrı intervalı üçün yuxarıdakı formulu istifadə etmək olar. Məsələn, F_1 və F_2 ərintiləri əmələ gəlməklə ikimərhələli ərimə prosesində ikinci ərintidə mikroelementin konsentrasiyası aşağıdakı tənliklə təyin edilir:

$$\frac{C_{L_2}}{C_0} = \frac{D_1}{(F_1 + D_1 - F_1 D_1)(F_2 + D_2 - F_2 D_2)}$$

İkinci qalıqda konsentrasiya $C_{R_2} = D_2 C_{L_2}$

Bu model aralıq okean silsilələrinin toleitlərinin petrogenesisini qiymətləndirərkən böyük əhəmiyyətə malikdir. Belə süxurlar üçün (və bəzi ofiolitlər üçün) litofil mikroelementlərlə kasıblaşma xarakterdir.

Reley əriməsi. Bütün Reley prosesləri distilləşmə prosesində kütlə fraksionlaşmasını təsvir edən ifadəni verən məşhur fizikin adı ilə bağlıdır. Bizim kontekstdə isə biz ərintinin sonsuz az miqdarı əriyən maddə ilə müvazinətdə əmələ gəlməsi, sonra isə sistemdən uzaqlaşması kimi sadə ərintiyə

baxırıq. Əvvəlki ərintidən qalan süxurlarda elementlərin paylanma əmsalı hesablamaya daxil olduğu üçün ilkin materiala daxil olan minerallar son ərintinin tərkibinə, hətta onlar tam itirilsə belə, təsir edir. Ona görə də həm də D ərimə prosesində fasiləsiz olaraq dəyişdiyi üçün elementlərin konsentrasiyasının nisbətini təyin etmək çətinidir. Sadəlik üçün burada biz D sabiti üçün nəticəni veririk.

$$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{D \cdot (1-F)^{(1/D-1)}}$$

Porsiya ilə əriməyə nisbətən konsentrasiyanın dəyişməsi daha böyükdür. Yəni uyuşmayan elementlər artan porsiya ilə əriməyə nisbətən əriyən materialdan daha effektiv çıxarılacaqdır.

Fraksion kristallaşma (FC modeli). Əvvəllər qeyd edildiyi kimi, bazaltların kimyəvi tərkibi əksər hallarda onların nəzərdə tutulan mantiya maddəsinin mineralı ilə müvazinətdə olmasını və kristallik fazaların uzaqlaşması ilə qalxma vaxtı onların kifayət qədər dəyişməyə məruz qalmasını təsdiq edə bilmir. Bu problemi mikroelementlərin paylanmasına miqdarı təsirlə həll etmək olar. Biz maqmanın təkamülünə baxdığımız üçün yenə də elementin ilkin maqmadakı miqdarını yenə də C_0 ilə (parsial ərimə prosesi nəticəsində maqma əmələ gəldikdə C_L işarə etdiyimiz kimi) işarə edək.

Əgər kristallaşmanın məhsulları maqma ilə kimyəvi müvazinətdə qalır, onda o porsiya ilə əriməyə əks olacaqdır və ona görə də onlara aid olan tənlikləri burada da tətbiq etmək olar (F – indi ilkin qalan ərintinin miqdarıdır). Lakin bu ehtimalı az olan situasiyadır – zonal kristalların böyüməsi onların tərkibini dəyişmiş ərinti ilə yenidən müvazinətdə olmasına nisbətən daha tez olacaqdır. Qravitasiya qüvvəsinin hesabına həm kumulatların, həm də təkamül edən ərintinin tərkibinin dəyişməsi baş verəcəkdir. Beləliklə, Reley qanunu kənar bir hal kimi daha çox uyğun gələn fraksion kristallaşma modelini verir. Müvazinət modeli isə daha çox parsial əriməyə uyğun gəlir.

Maqmanın maqmatik kameradan izolə olması və

kristalların uzun sürən fraksionlaşmaya məruz qalmasını ifadə edən sadə bağlı sistemə baxaq. Burada Reley əriməsindən fərqli olan tənlik alınır. Burada ərinti eynicinslidir və kristallar əmələ gələn kimi uzaqlaşır.

$$\frac{C_L}{C_0} = F^{(D-1)}$$

Bundan başqa ümumi qalıq heç vaxt ərintilə müvazinətdə olmur. Ona görə də C_R üçün aşağıdakı tənlik alınır.

$$\frac{C_R}{C_0} = (1-F)^{(D-1)}$$

Ərintinin tərkibini əks etdirən bu tənlik şəkil 6.6 v-də göstərilmişdir. Uyuşmayan komponentlərlə zənginləşmə maqmanın 75%-i kristallaşmaya qədər müvazinət əriməsindəki zənginləşməni xatırladır. Bu halda o tez bir zamanda $1/F$ -ə yaxınlaşacaq. Yüksək uyuşan elementlərdə olan hal isə müvazinət modelindən kəskin fərqlənir; onlar daha tez erkən kristallaşan fazalara daxil olur və ona görə də ərintidə onların konsentrasiyası tezliklə $1/D$ -dən aşağı düşəcəkdir. Məsələn, biz olivin-ortopiroksen-şpinel-klinopiroksen paragenезisi üçün qəbul edilə biləcək $D_{Ni}=7$ götürsək, onda 10% kristallaşmada Ni ilkin konsentrasiyası yarıya qədər, 50% ərinti kristallaşdıqda 98% aşağı düşəcəkdir. Belə bir şəraitdə hətta gec kristallaşan kumulatlar belə uyuşan elementlərlə kasıblaşacaqdır.

Assimilyasion-fraksion kristallaşma (AFC modeli). Hələ 1928-ci ildə Bouen birinci dəfə maqmatik süxurlar əmələ gəldikdə fraksion kristallaşma zamanı assimilyasiyanın rolunu qeyd etmişdir. 1981-ci ildə DePaolo və 1984-cü ildə Povel maqmanın original tərkibinə görə nadir elementlərin konsentrasiyasını təsvir edən tənliyi almışlar və onu AFC ilə işarə etmişlər. Tənlik bu prosesi yaxşı təsvir etsə də, maqma və bütövlüklə süxur arasında nadir elementlərin

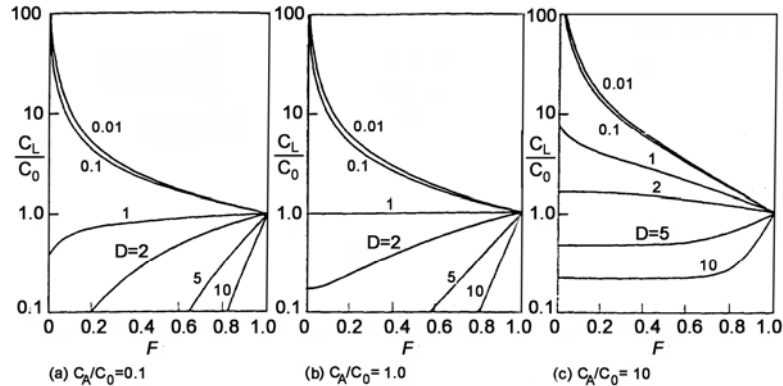
konsentrasiyasında böyük fərq olmadığı üçün çətinliklər ortaya çıxır. D və r arasında aşağıdakı asılılıq vardır:

$$\frac{C_L}{C_0} = f' + \frac{r}{r-1+D} \cdot \frac{C_A}{C_0 \cdot (1-f')}$$

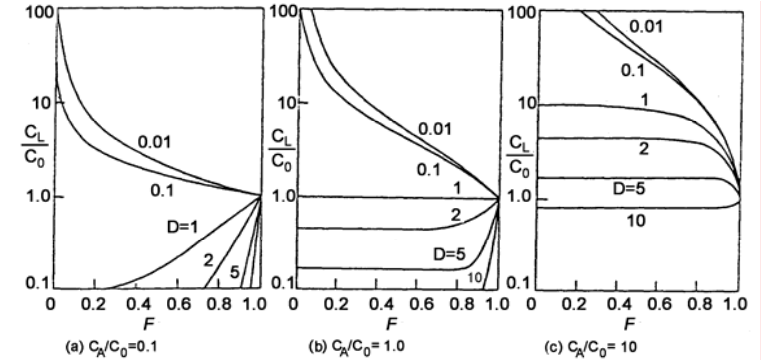
Burada r assimilyasiya olan süxurun payının fraksiyon kristallaşmaya məruz qalmış paya olan nisbəti, C_A assimilyasiya olan süxurda nadir elementin konsentrasiyası, F qalan maqmanın fraksiyası, D kombinə olunmuş paylanma əmsalı və f' aşağıdakı kimi təsvir olunur:

$$f' = F^{(r-1+D)/(r-1)}$$

Şəkil 6.7 və 6.8-də iki müxtəlif assimilyasiya olunmuş materialın fraksiyon kristallaşmaya olan nisbətində ($r=0,2$ və $r=0,8$) ana maqmaya nisbətən nadir elementlərin zənginləşməsi göstərilmişdir. Şəkillərdə, həmçinin mikroelementin assimilyasiya olan süxurun ana maqmadakı olan konsentrasiyaya olan nisbətini (C_A/C_0) 3 müxtəlif nisbətərinə və D -nin müxtəlif qiymətlərinə də baxılmışdır.



Şəkil 6.7. Assimilyasiya olunmuş materialın fraksiyon kristallaşmaya olan nisbətində ($r=0,2$) ana maqmaya nisbətən nadir elementlərin zənginləşməsi. İzah mətdədir.



Şəkil 6.8. Assimilyasiya olunmuş materialın fraksiyon kristallaşmaya olan nisbətində ($r=0,8$) ana maqmaya nisbətən nadir elementlərin zənginləşməsi. İzah mətdədir.

Şəkil 6.7-dən görünür ki, assimilyasiya olunmuş materialın az miqdarında ($r=0,2$) uyuşmayan elementlər Reley fraksiyonlaşmasına az tabe olur və elementlərin konsentrasiyası kiçik təplə artır. Uyuşan elementlərin kasıblaşması, xüsusilə nadir elementin assimilyasiya olunmuş materialda konsentrasiyası ilkin maqmaya nisbətən yüksək olduqda, az nəzərə çarpır və daha uyuşan elementlərin konsentrasiyası az fraksiyonlaşma dərəcəsindən sonra bərabərləşir.

Assimilyasiya yüksək ($r=0,8$) və nadir elementin konsentrasiyası ilkin maqmaya nisbətən az olduqda (şəkil 6.8 a) uyuşmayan elementin miqdarı artacaq və onlar uyuşmayan və daha çox uyuşmayan elementlər arasında aralıq vəziyyət tutacaqdır. Uyuşan elementlərlə isə kasıblaşma baş verəcəkdir. İlkin maqmaya nisbətən nadir elementin miqdarı assimilyasiya olunmuş materiala nisbətən artdıqda uyuşan elementlərin konsentrasiyası eyni səviyyədə artacaqdır (şəkil 6.8 c).

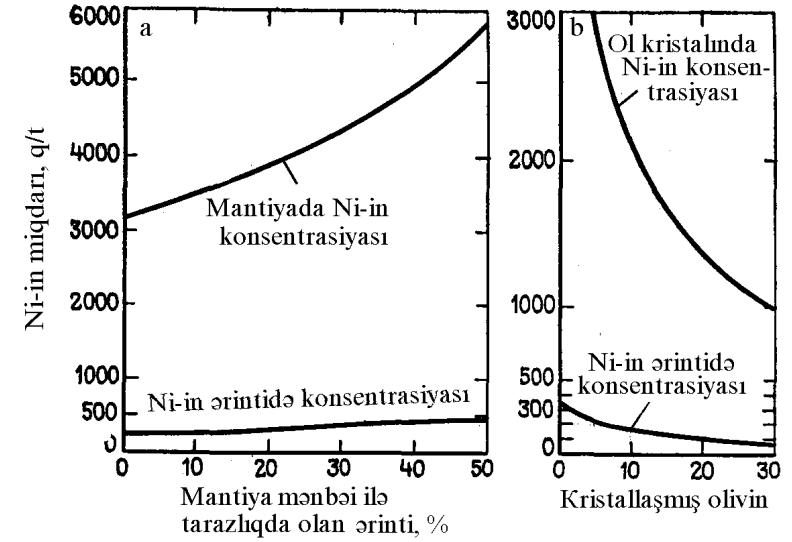
Mikroelementlərin petrogenetik problemlərin həllində istifadəsi. F.Qastın qeyd etdiyi kimi, əsasi süxurlarda mikroelementlərin miqdarı əsas petrogen elementlərə nisbətən daha geniş intervalda dəyişir və ona görə də petrogenetik problemləri həll etmək üçün bu elementlərdən istifadə edilir. Misal kimi tamamilə fərqlənən iki elementin – Ni və Rb

davranışına nəzər salmaq.

Eksperimentlər göstərmişdir ki, olivin-əsasi ərinti və əlbəttə, peridotit-əsasi ərinti müvazinət sistemində *Ni* əsasən bərk fazaya daxil olur. Müvazinət əriməsi şəraitində *Ni* aşağı miqdarında onun paylanma əmsalı sabit qalmalıdır. Mantiyada *Ni* miqdarını 3200 q/t və ərintilə olivin arasında paylanma sabitini 1:12 qəbul etsək, şəkil 6.9-dakı əyrini qurmaq olar. Bu şəkil müvazinət şəraitində ərintinin müxtəlif miqdarında həm maye ərintidə, həm də qalıq bərk mantiya maddəsində nikelin konsentrasiyasının dəyişməsinə göstərir. Bir neçə subyektiv faktorları nəzərə almasaq, aydındır ki, öz mantiya mənbəyindən ayrılan və olivin kristallarının erkən fraksiyalaşmasına səbəb olan (demək olar ki, bütün bazit ərintiləri üçün xarakterdir) ərintidə nikellə tez kəsiblaşma gedəcəkdir. Həmin ərinti-olivin paylanma əmsalından istifadə edərək (şəkil 6.9 b) olivinin mülayim fraksiyalaşmasında ilkin nikelin miqdarının (360 q/t) ərintidə dəyişməsinə müşahidə etmək olar.

Beləliklə, mantiyanın müxtəlif ərimə paylarında əmələ gəlmiş əsasi maqmalarda konsentrasiyası az dəyişir, lakin o erkən olivinin fraksiyalaşması ilə tənzimlənir.

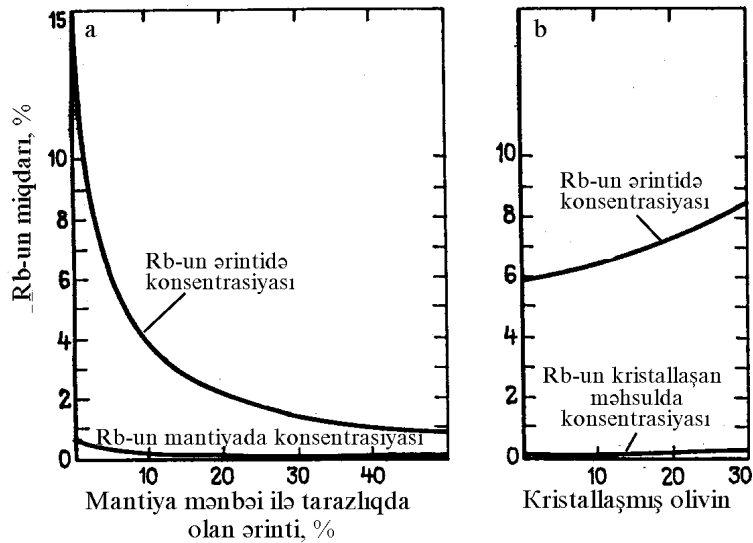
Rubidium tipik uyuşmayan element olaraq əsas mantiya fazalarının kristallik şəbəkəsinə daxil ola bilmədiyi üçün qalıq maqmada toplanır. Şəkil 6.9a-dan görüldüyü kimi, mantiyanın qismən ərimə payı artdıqca rubidiumun konsentrasiyası ərintidə azalır. Maqmadan olivinin və ya ortopiroksenin erkən kristallaşması rubidiumun ərintidəki miqdarına az təsir edəcəkdir (çünki bu element bu fazaların heç birinə daxil ola bilmir) (şəkil 6.9 b).



Şəkil 6.9. Nikelin ərintidəki miqdarını göstərən sadələşdirilmiş diaqram. a- müvazinətdə olan mantiyanın artan paylarla əriməsi zamanı; b-olivinin fraksiyalaşması zamanı.

Qeyd etmək lazımdır ki, *Rb* və başqa uyuşmayan elementlər ilkin maqmanın təkamülünü izləmək üçün ən önəmli geokimyəvi göstəricilərdəndir.

Müəyyən spesifik elementlərin mütləq və ya nisbi miqdarının azalması ilkin və ya növbəti maqmalardan kristallaşmış fazaların kristallaşmasına dəlalət edir. Məsələn, *Ni* olivinə, *Eu* – plagioklaza, *V* – maqnetitə, *Ti* – kersutitə, ağır *NTE* – qranat və klinopiroksenə daxil olur.



Şəkil 6.10. Rubidiumun ərintidəki miqdarını göstərən sadələşdirilmiş diaqram. a-müvazində olan mantiyanın artan paylarla əriməsi zamanı; b-olivinin və Rb uyuşmayan element olan başqa fazaların fraksiyalaşması zamanı.

Digər halda isə müəyyən elementlərin azalması fraksiyalaşmanın göstəricisi deyil, maqmagenerasiya prosesinin və xüsusi faza ilə tarazlığın nəticəsi ola bilər. Buna əsasi süxurlarda *NTE* xondritə görə normallaşdırılmış paylanması misal ola bilər. Məsələn, kristallik şəbəkəyə yüngül deyil, daha ağır *NTE* asan daxil olur. Beləliklə, alüminiumlu faza – qranat stabil olan dərinliklərdə az miqdarda maqmanın əmələ gəlməsi yüngül *NTE* –lə zəngin olan ərintilərin formalaşmasına səbəb olur.

Ümumiyyətlə, mikroelementlərin konsentrasiyası maqmanın əmələ gəlməsində və təkamülündə aparıcı rola malik olduğu üçün o müasir kompüterlərin köməyi ilə riyazi üsullardan istifadə etməklə dəqiqləşdirilməli və yoxlanılmalıdır. Hal-hazırda həqiqətən belə modellərə Y.Pirsin, M.Kəskinin, A.Ariskinin və bir çox başqalarının əsərlərində rast gəlmək olur.

Fraksiyalaşma prosesi bizim tərəfimizdən tərtib olunmuş «Solid» proqramı üzrə Azərbaycanın müxtəlif yaşlı vulkanitləri üçün yoxlanılmışdır və uyğun əsərlərdə bu metodla tanış olmaq olar (İmamverdiyev, Babayeva, 1998). Məsələn, bu modelin əsasında müəyyən olunmuşdur ki, Kiçik Qafqazın üst pliosendördüncü dövr yaşlı diferensiallaşmış traxibazalt-traxiandezibazalt-traxiandezit seriyası üçün ilkin subqələvi olivinli bazalt maqmasının təkamülü mineralların tərkibinin və miqdarının dəyişməsilə baş verir. Fraksiyalaşmanın ilkin mərhələsində az sulu şəraitdə kristallik çöküntünün əsas mineralı olivin olmuşdur və növbəti diferensiatlarda o itir. Bu mərhələdə likvidus assosiasiyasına olvin-plagioklaz-avgit-titanlı maqnetit olmuşdur. Ərintinin bir hissəsi kristallaşdıqdan və 4% olivin, 12% plagioklaz, 9% avgit və 2% maqnetit çökdükdən sonra ərintinin tərkibi traxibazalta yaxınlaşır. Bu yolla da digər diferensiatlar alınır. Balans hesablamaları nadir elementlərin miqdarı ilə təsdiq olunmuşdur və qeyd edilən seriyanın əmələ gəlməsinin Reley fraksiyalaşma modelinə uyğun gəldiyi müəyyən olunmuşdur.

Hal-hazırda dünyanın bir çox əyalətlərində intişar tapmış maqmatik süxurlar üçün belə proqramlar tərtib olunmuşdur («Komaqmat» - A.Ariskin, FC, AFC proseslərinin kompüter modelləri –M.Kəskin və b.).

7. MAQMATİK SÜXURLARIN MULTI-ELEMENT (SPAYDER) VƏ DİSKRİMİNASİYA DİAQRAMLARI

7.1. Primitiv mantiyaya, xondritə, MORB-a görə normallaşdırılmış spayder diaqramları, onların istifadəsi və interpretasiyası

Normallaşdırılmış multi-element diaqramları tipik mantiya mineralogiyasına uyuşmayan elementlərin qruplaşdırılmasına əsaslanmışdır. Bu diaqramlar *NTE* xondritə görə normallaşdırılmış diaqramlarına bənzəyir və onlara başqa nadir elementlər də əlavə olunur. Mantiyaya (və ya xondritə) görə normallaşdırılmış multi-element diaqramlarını danışıq dilində «spayder diaqram» (*ingiliscə «spider diagram»*) adlandırırlar.

Normallaşdırılmış nadir elementləri spayder diaqram kimi göstərmək üçün üç populyar yol vardır. Bunlara hesablanmış primitiv mantiyanın və xondrit meteoritinin tərkibi – primitiv diferensiallaşmamış yerin iki növü və primitiv MORB aiddir. Hər bir versiyada elementlərin yüngül diferensiallaşmış sırasını görürük.

İlkin (primitiv) mantiyaya görə normallaşdırılmış spayder diaqramları. Kontinental qabıq formalaşana qədər mantiyanın tərkibi primitiv mantiya adlanır. Daha çox istifadə olunan Vudun (Wood, 1979) əsasi lavalaların arasındakı variasiyanı təyin etmək üçün təklif etdiyi tərkibdir. Mantiya ərintisinə nisbətən az paya malik olan uyuşması artan 19 element istifadə edilmişdir (cədvəl 7.1). Onlar cədvəl 7.1-də birinci sütunda yerləşdirilmişdir. Elementlərin konsentrasiyası loqarifmik miqyasda qurulur (şəkil 7.1). Şəkildə üst və aşağı kontinental qabığın spayder diaqramı və müqayisə üçün *N-tip MORB* və Okean İnisial Bazaltlarının da (*OIB*) normallaşdırılmış diaqramı göstərilmişdir. Diaqramları qurmaq üçün cədvəl 7.1 və 7.2-də müxtəlif müəlliflərə görə verilmiş məlumatlardan istifadə edilmişdir. Qeyd etmək lazımdır ki, *N-MORB* tipli okean toleitləri yüngül *NTE* –in aşağı qiymətinə malikdir və ona görə də *La/Yb* nisbəti 0,4-0,6 təşkil edir, kaliumun miqdarı artdıqda isə onlar *E-MORB* adlanır və yüngül *NTE* yüksək miqdarı ilə

xarakterizə olunaraq, *La/Yb* nisbəti 2-3-ə kimi artır.

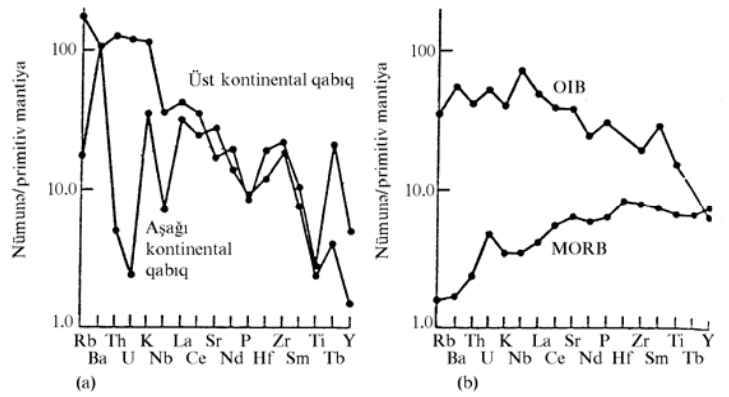
Cədvəl 7.2
Spayder diaqramlarında istifadə olunan mikroelementlər
(şəkil 7.1, 7.3, 7.4)

	Üst kontinental qabıq (1)	Aşağı kontinental qabıq (2)	Orta kontinental qabıq (3)	Orta N-tip MORB (4)	Orta OIB (5)
<i>Rb</i>	110,00	11,00	61,00	1,00	22,00
<i>Ba</i>	700,00	757,00	707,00	12,00	380,00
<i>Th</i>	10,50	0,42	5,70	0,20	3,40
<i>U</i>	2,50	0,05	1,30	0,10	1,10
<i>K</i>	27393	8301	17430	830	9600
<i>Nb</i>	25,00	5,00	13,00	2,50	53,00
<i>Ta</i>				0,16	3,00
<i>La</i>	30,00	22,00	28,00	3,00	35,00
<i>Ce</i>	64,00	44,00	57,00	10,00	72,00
<i>Sr</i>	350,00	569,00	503,00	136,00	800,00
<i>Nd</i>	26,00	18,50	23,00	8,00	35,00
<i>P</i>	742,22	785,88	829,54	570,00	2760,00
<i>Hf</i>	5,80	3,60	4,70	2,50	
<i>Zr</i>	240,00	202,00	210,00	88,00	220,00
<i>Sm</i>	4,50	3,30	4,10	3,30	13,00
<i>Ti</i>	3597,00	2997,50	3597,00	8400,00	20000,00
<i>Tb</i>	2,20	0,43	0,24	0,71	
<i>Y</i>	22,00	7,00	14,00	35,00	30,00
<i>Tm</i>	0,33	0,19	0,24		
<i>Yb</i>	2,20	1,20	1,53		

Mənbələr: (1) Taylor and McLennan, 1981; (2) Waver and Tarney, 1984; (3) Waver and Tarney, 1984; (4) Saunders and Tarney, 1984; Sun, 1980; (5) Sun, 1980.

7.1 cədvəlində ən populyarları və geniş istifadə olunanları (2), (7-9) mənbələrdir. 7.2 cədvəlindən də tələb olunan spayder diaqramlarında geniş istifadə edilir. Primitiv mantiyaya görə normallaşdırma diaqramına Kiçik Qafqazın üst pliosen-dördüncü dövr yaşlı traxibazalt-traxiandezit formasiya süxurlarında nadir elementlərin spayder diaqramını misal göstərmək olar (şəkil

7.2). Formasiyanın süxurlarının tərkibindəki mikroelementlərin primitiv mantiya ilə müqayisəsi göstərir ki, öyrənilən subqələvi vulkanitlər əksər litofil (LILE) və bəzi yüksək valentli (HFSE) elementlərlə zəngindir. Bu məlumatlar göstərir ki, öyrənilən süxurlar subduksiya üstü vulkanik əmələgəlmələrdən fərqlənir (dərin Nb, Ta, Hf minimumları yoxdur) və elementlərin miqdarına, spektrin xarakterinə görə onlar zənginləşmiş mantiya mənbəyindən əmələ gəlmiş okean adaları və rift zonalarının süxurlarına yaxındır (İmamverdiyev və b., 2007).



Şəkil 7.1. Primitiv mantiyaya görə mikroelementlərin konsentrasiyalarının normalaşdırılması.

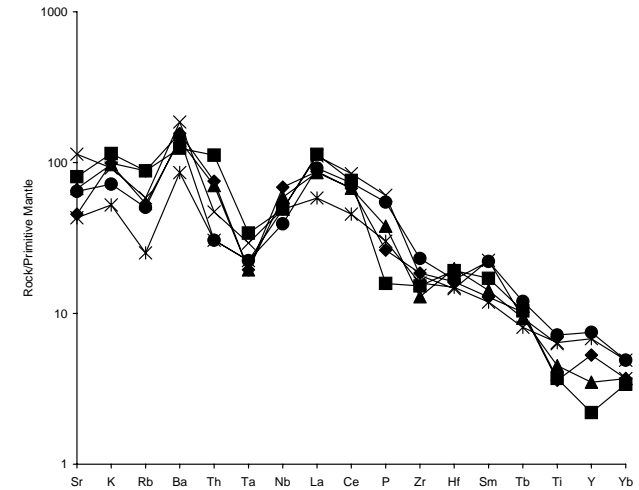
Xondritə görə normalaşdırılmış spayder diaqramları.

Tomson (1982) belə hesab edirdi ki, xondritə görə normalaşdırma primitiv mantiyaya nisbətən daha dəqiq və asan informasiya verir. Şəkil 7.3-dən görüldüyü kimi, əvvəlki spayder diaqramına nisbətən mikroelementlər daha az diferensiallaşmışdır və mantiya maddəsinin az fraksiyonlaşmasında soldan sağa doğru elementlərin uyuşması artır.

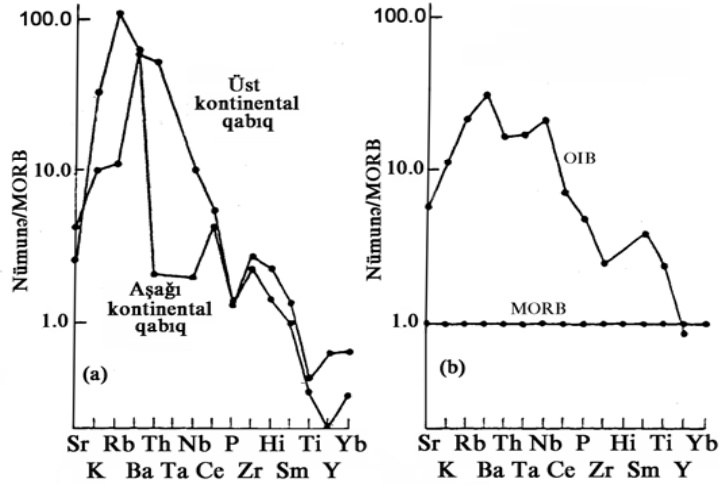
MORB-a görə normalaşdırılmış spayder diaqramları.

Bu diaqramlar bazalt, andezit və qabıq təbiətli süxurların təkamülünü izləmək üçün daha uyğun gəlir. Spayder diaqramın bu növü Pirs (1983) tərəfindən təklif olunmuşdur və iki

parametrlə xarakterizə edilir. Birinci: ion potensialı elementin mobilliyi üçün ölçü kimi istifadə edilir. Aşağı (< 3) və yüksək (>12) ion potensiallı elementlər mobil (mütəhərrik), aralıq vəziyyət tutanlar isə qeyri-mobil (inert) qruplara ayrılmışdır. İkinci: elementin qranatlı lersolit və ərinti arasındakı kombinə edilmiş paylanma əmsalı kiçik ərimə payında elementin uyuşmazlıq sırasını əks etdirir. Daha mobil elementlər (*Sr, K, Rb və Ba*) diaqramın sol tərəfində yerləşdirilir və soldan sağa doğru uyuşmazlıq artır. İnert elementlər isə sağdan sola yerləşərək, yenə də uyuşmamazlığın artması ilə xarakterizə olunur. Saunders və Tarney (Saunders and Tarney, 1984) diaqramı istifadə edərək bu elementləri *LILE-qrup* (large-ion lithophile elements) (*Rb, Ba, K, Th, Sr, La, Ce*), *HFSE-qrup* (high field strength elements) (*Nb, Ta, Nd, P, Zr, Eu, Ti, Y, Yb*) və *keçid metallar* (*Ni, Cr*) adlandırmışdır.

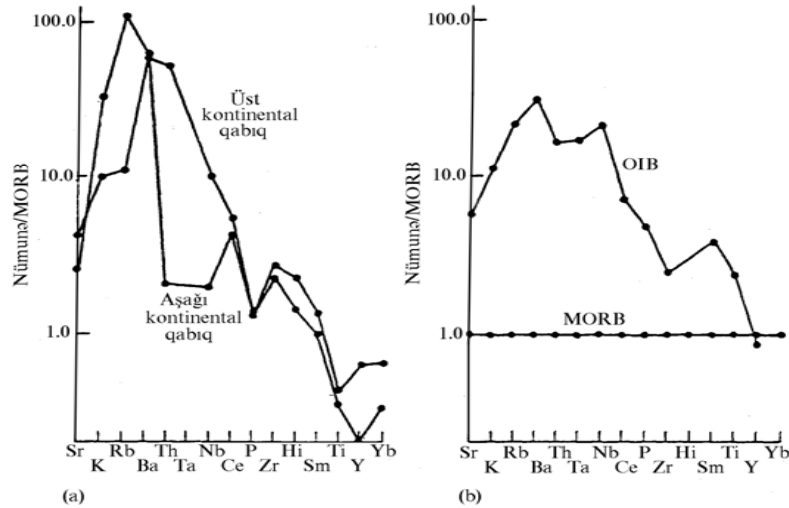


Şəkil 7.2. Kiçik Qafqazın üst pliosen-dördüncü dövr yaşlı traxibazalt-traxiandezit formasiya süxurlarında mikroelementlərin spayder diaqramı (primitiv mantiyaya aid məlumatlar Sun and McDonougha görə, 1989).



Şəkil 7.3. Xondrit meteoritinə görə mikroelementlərin konsentrasiyalarının normallaşdırılması.

MORB-a görə mikroelementlərin spayder diaqramları şəkil 7.4-də göstərilmişdir.



Şəkil 7.4. *MORB-a* görə mikroelementlərin konsentrasiyalarının normallaşdırılması.

Qurulan multi-element diaqramlarını analiz və interpretasiya edərək aşağıdakıları qeyd etmək olar. Multi-element diaqramları *NTE* diaqramlarına nisbətən daha heterogendir. Məsələn, daha mobil olan *LIL* elementlərin davranışında kontrastlıq var, *HFS* elementlər isə az mobildir. Digər tərəfdən, *LIL* elementlərin konsentrasiyası flüid fazasının davranışının funksiyası olduğu halda, *HFS* elementlərinin miqdarı mənbənin kimyəvi tərkiblə və süxurların təkamülü zamanı kristal/ərinti prosesilə nəzarət olunur. *HFS* elementlərin paylanma əmsalı haqqında əvvəlki fəsillərdə müfəssəl məlumat verilmişdir. Az mobil olan *NTE*-nin mineraloji nəzarəti də yuxarıda müzakirə olunmuşdur. Digər elementlər isə çox vaxt müstəqil mineralarla nəzarət olunur. Məsələn, *Zr* konsentrasiyası sirkonla, *P* apatitlə, *Sr* plagioklazla, *Ti*, *Nb*, *Ta* ilmenit, rutil və ya sfenlə nəzarət olunur. Neqativ *Nb* anomaliyası, həmçinin kontinental qabığı xarakterizə edir və maqma prosesinə qabığın da iştirakının indikatoru ola bilər.

Daha mobil olan *LIL* elementlərin konsentrasiyası su flüidlərinin nəzarətçisi ola bilər, lakin bu elementlər kontinental qabıqda toplandığı üçün maqmanın qabıq materialı ilə kontaminasiyasının da indikatoru ola bilməsi mümkündür.

Sonda qeyd edək ki, hal-hazırda multi-element diaqramları elementlərin paylanma əmsalını nəzərə almaqla, bir çox petroqenetik modellərin (fraksion kristallaşma, assimilyasiya-fraksion kristallaşma, qismən ərimə və s.) qurulmasında geniş istifadə edilir.

7.2. Müxtəlif geodinamik şəraitləri müəyyən edən nadir elementlərin diskriminasiya diaqramları

Müxtəlif tektonik şəraitlərdə formalaşmış maqmaların kimyəvi tərkibi haqqında ideyanı birinci dəfə J.Pirs və Cann irəli sürmüşdür (Pearce and Cann, 1971, 1973). Bu müəlliflər iki çox böyük əhəmiyyətli məqalələrdə diferensiasiyanın müxtəlif məhsulları olan bazaltların geokimyəvi tərkibinə görə onların geodinamik mənsubiyyətini təyin etməyin mümkünlüyünü

göstərmişlər. Bu alimlər, həmçinin diaqramları diskriminant analizində qurmağı təklif edərək elə elementləri seçməyi təklif etmişlər ki, o elementlər tez və dəqiq təyin edilsin, hidrotermal şəraitdə inert olsun və tektonik şəraiti identifikasiya edə bilsin. Belə elementlərə *Ti, Zr, Y, Nb, Sr* və b. misal ola bilər. Bu diaqramlar adətən, bazalt və qranitlər üçün sərbəst qurulur və geodinamik şəraitləri müəyyənləşdirməyə imkan verir.

Müasir geodinamik şəraitlərə əsasən aşağıdakılar aiddir:

Aralıq okean silsilələri

N-tip MORB-u xarakterizə edən normal okean silsilələri;

E-tip MORB-u xarakterizə edən anomal okean silsilələri;

Spredinqin ilkin mərkəzi;

Qövsarxası hövzə (subduksiya üstü zona).

Vulkanik qövslər

Toleit bazaltları üstünlük təşkil edən okean qövsləri;

Əhəngli-qələvili bazaltlar üstünlük təşkil edən okean qövsləri;

Kontinentlərin fəal kənarı.

Kolliziya şəraiti

Kontinent-kontinent kolliziyası;

Kontinent-adalar qövsü kolliziyası.

Plitədaxili şərait

Normal qabıqlı intrakontinental;

Nazik qabıqlı intrakontinental;

Okean adaları.

Kontinentlərin passiv kənarı.

Bazalt və andezibazaltlar üçün çoxlu sayda binar və üçbucaq diskriminant diaqramlar vardır. Onlardan bir neçəsi şəkil 7.5-də göstərilmişdir. Bu diaqramlarla daha geniş uyğun ədəbiyyatlarda tanış olmaq olar.

Bazalt və andezibazaltlarla yanaşı, qranitoidlər üçün də diskriminasiya diaqramları tərtib olunmuşdur. J.Pirs və b. (1984) tərəfindən qranitlər okean silsilələri, vulkanik qövslər, plitədaxili və kolliziya tipləri kimi təsnif olunmuşdur. Onların hər birinin daxilində də ayrı-ayrı növlər ayrılmışdır:

Okean silsilələri qranitləri (ORG)

Normal okean silsilələri ilə assosiasiyada olan qranitlər;

Anomal okean silsilələri ilə assosiasiyada olan qranitlər;

Qövs arxası hövzələrin silsilələri ilə assosiasiyada olan qranitlər;

Qövs önü hövzələrin silsilələri ilə assosiasiyada olan qranitlər.

Vulkanik qövslər qranitləri (VAG)

Toleit bazaltı üstünlük təşkil edən okean qövslərindəki qranitlər;

Əhəngli-qələvili bazalt üstünlük təşkil edən okean qövslərindəki qranitlər;

Kontinentlərin fəal kənarının qranitləri.

Plitədaxili qranitlər (WPG)

Kontinentdaxili dairəvi komplekslərdəki qranitlər;

Nazik kontinental qabıqdakı qranitlər;

Okean adalarındakı qranitlər.

Kolliziya qranitləri (COLG)

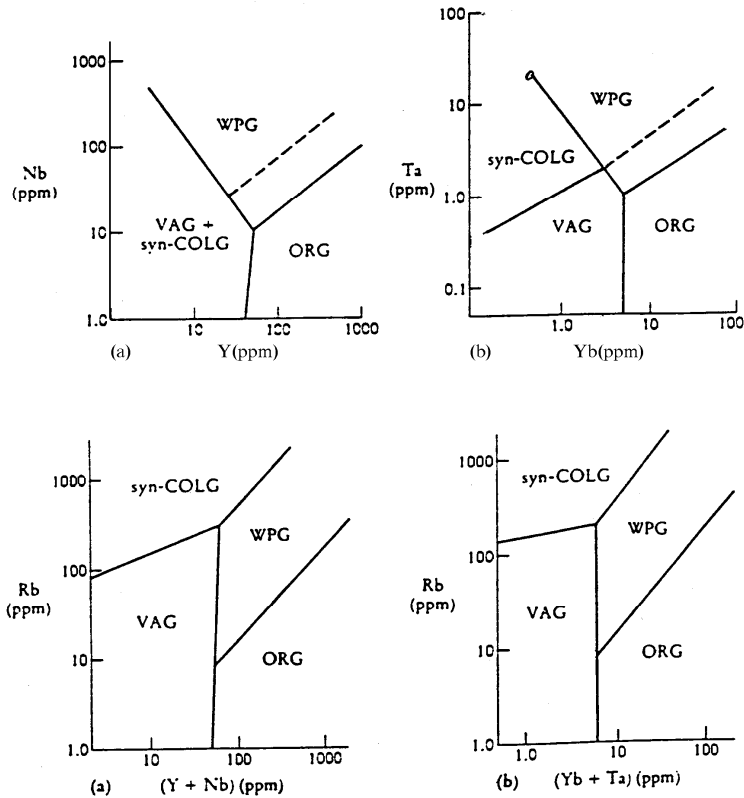
Kontinent-kontinent kolliziya ilə assosiasiyada olan sintektonik qranitlər;

Kontinent-kontinent kolliziya ilə assosiasiyada olan posttektonik qranitlər;

Kontinent-ada qövsü kolliziya ilə assosiasiyada olan sintektonik qranitlər.

Bu qranit tiplərinin ayrılması üçün müxtəlif tektonik-geodinamik şəraitlərdəki formalaşmış 600-dən çox seçilmiş qranitlərdəki *Y, Yb, Rb, Ba, K, Nb, Ta, Ce, Sm, Zr* və *Hf*-un analizlərinin nəticələri istifadə edilmişdir.

Bu diaqramlardan ən geniş tətbiq olunanlara *Nb-Y, Ta-Yb; Rb-(Y+Nb), Rb-(Yb+Ta); Hf-Rb/10-Tax3; Hf-Rb/30-Tax3* və s. aiddir (şəkil 7.6). Şəkillərdən görüldüyü kimi, bu elementlər əsasında okean, plitədaxili, vulkanik adalar, kolliziya qranitləri çox dəqiqliklə ayrılır və geodinamik məsələlərin həllində çox müvəffəqiyyətlə istifadə edilə bilər.



Şəkil 7.6. Qranitlər üçün müxtəlif diskriminasiya diaqramları. J. Pirsə (Pearce et al, 1984) və Harrisə (Harris et al, 1986) görə

7.3. Filiz yataqlarının maqmatizmlə və geodinamika ilə əlaqəsi

Filiz yataqlarının maqmatizmlə və konkret geoloji strukturlarla bağlılığı geoloqlar tərəfindən həmişə diqqət mərkəzində olmuşdur. Kitabın bu hissəsində filizləşmənin maqmatizmlə əlaqəsinə maqmatik petrologiya və geokimyəvi nöqteyi-nəzərdən baxılır və geologiyanın bu sahə ilə məşğul olan digər bölmələrinə (faydalı qazıntılar, metallogeniya) xələl gətirmir.

Filizləşmənin maqmatizmlə əlaqəsi iki aspektdə baxılır:

1) müxtəlif geodinamik şəraitlərdə endogen filizləşmənin maqmatizmlə korrelyasiyası; 2) filizləşmənin maqmatizmlə əlaqəsinin səbəbləri və xarakteri. Maqmatik süxurların geokimyəvi xüsusiyyətləri öyrənildikdə adətən, maqmatik süxurların «*metallogenik və ya geokimyəvi ixtisaslaşması*», «*maqmatik süxurların potensial filizliliyi*» anlayışları işlədilir.

Maqmatik süxurların potensial filizliliyi dedikdə filiz yataqları aid olan əlverişli tektonik və geoloji şəraitlərdə maqmanın və ya süxurun generasiya etmək bacarığı başa düşülür. Məhz belə filiz yataqları potensial filizliliyin nişanələri kimi işlədilə bilər. Maqmatik süxurun faydalı qazıntı yatağını generasiya edə bilməsi bacarığı maqmatik süxurun əmələ gəlməsi və ya onun postmaqmatik və hidrotermal dəyişməsi proseslərində filiz maddəsinin toplanması və ayrılması ilə əlaqədar ola bilər. Bu halda filizləşmənin maqmatizmlə genetik əlaqəsi olduğunu qeyd edirlər.

Filizləşmənin maqmatizmlə əlaqəsinə aşağıdakı geodinamik şəraitlərdə baxılır: 1) kontinental riftlərin aktivləşməsi və «qaynar nöqtələr»; 2) aktivləşmənin davamı və aralıq-okean silsilələri; 3) cavan adalar qövsləri və kənar dənizlər; 4) inkişaf etmiş və yetkin adalar qövsləri; 5) kolliziya və bəzi kontinentlərin fəal kənarı; 6) sadə plitədaxili və mürəkkəb geodinamik şəraitlər.

Kontinental riftlərin maqmatik əmələgəlmələri apatitin, vermukulitin, piroxlorun, NTE, stronsionit və misin (karbonatitlərlə), almazın (kimberlitlərlə), maqmatik xromitlərin, mis və nikelin (ultraəsasi süxurların iri daykaları ilə) əhəmiyyətli mənbəyidir.

Məlum olduğu kimi, «*Qaynar nöqtələrin*» maqmatizmini mantiya plümlərinin təsiri ilə əlaqələndirirlər. Bu şəraitlər üçün qələvi bazaltoidlər, qələvi ultraəsasi süxurlar, karbonatitlər və aqpaiditli, plümazitli sialik süxurlar xarakterdir. Onlar həm maqmatizm, həm də filizliliyinə görə rift zonalarına yaxındır. Bu onunla izah olunur ki, kontinental əsasın parçalanması və riftin formalaşması «qaynar nöqtələrin» əmələ gəlməsilə başlayır.

Aralıq okean silsilələrinin, cavan adalar qövsələrinin və okean çökəkliklərinin endogen filizləri və filiz minerallaşması bazaltlarla, dunit-harsburgit və qabbro-peridotit assosiasiyaları ilə əlaqədardır:

Bazaltlar:

Cu, Fe, Zn –in sulfid (kolçedan) yataqları-Qırmızı dəniz çökəkliyi;

Atlantika (müasir); Kiprdə Trodos (*K*); Ural (*D₁₋₂*).

Dunit-harsburgit assosiasiyası:

Xromit yatağı - Filippin (*KZ*); Kipr, Kuba (*MZ*); Kempirsay, Ural, Şərqi Sayan (*PZ₁*); Göydərə, İpək, Azərbaycan (*MZ*).

Qabbro-peridotit assosiasiyası:

Fe, Ti, Pt, Ni, apatit və asbest, talk, maqnezit yataqları – Filippin, İtaliya, Yunanıstan (*MZ₂-KZ₁*); Ural platin daşıyan kəməri (*PZ₁*); Monqolustan (*R₃-C₁*).

Filiz təzahürlərinin bu tipinə yüksək minerallaşmış duzlu məhlullar və sulfidlərlə zəngin olan müasir çöküntülər aiddir və onlar *Zn, Cu, Ag* saxlayaraq Qırmızı dənizin spredivinin mərkəzində müəyyən olunmuşdur. Dəmirlə zəngin olan metaldaşıyıcı Sakit, Atlantik və Hind okeanlarının aralıq-okean silsilələrində sulfid çöküntüləri aşkar edilmişdir.

Belə təzahürlərə misal kimi aşağıdakıları qeyd etmək olar: 1) Atlantik, Sakit və Hindistan aralıq okean silsilələrinin toleit bazaltları arasında Mn, Ni, Co, Cu-in oksid və hidooksidlərinin konkresiyaları və qabıqları; 2) Şərqi Sakit okean qalxmasının, Afar riftinin, Qırmızı dənizin çökəkliyində olan toleit bazaltlarının içərisində yerləşən *Cu, Fe, Zn*-in hidrotermal sulfid yataqları («qara tüstü» tipli); San-Klemente transform qırılma zonasında bariumun hidrotermal eksqalyasion-çökmə yataqları.

Aralıq okean silsilələrinin hidrotermal sulfid təzahürləri xüsusi maraq doğurur və kolçedan yataqları ilə müqayisə olunur.

Qədim əmələgəlmələr içərisində müxtəlif tipli okean qabığının relikti kimi ofiolit komplekslərinə baxılır. Onlarla

stratiform mis kolçedan yataqları və ultrasəsi süxurlarda linzaşəkilli xromit yataqları assosiasiya təşkil edir.

Stratiform mis kolçedan yataqları ofiolit komplekslərində bazaltların yastıqvari lavalalarının kəsilişinin üst hissələrinə aiddir (Nyufaundlend yatağı) və Kipr tipinə aid edilir. Belə hesab edilir ki, Kipr tipli yataqlar sprediv mərkəzlərinin müasir metaldaşıyıcı çöküntüləri kimi aralıq okean silsilələri zonalarında əmələ gəlmiş və sonra ofiolitlərlə birgə tektonik proseslər nəticəsində səthə yerini dəyişmişdir.

J. Pirs və C.Qeyl (Mitçell, Qarson, 1984) bazaltlardakı törəmə proseslərin təsirinə dayanıqlı olan elementlərin (*Ti, Zr, Y, Nb*) paylanması əsasında kolçedan yataqlarının üç tipini ayırır: 1) okean dibinin bazaltları ilə əlaqədar olan Kipr tipli; 2) okean plitələrinin daxilində formalaşan; 3) adalar qövsündə və kənar hövzələrdə formalaşan. Bu məlumatlar V.İ.Smironovun kolçedan yataqlarının heterogen genezisi haqqındakı fikirlərini təsdiqləyir.

Kolçedan yataqlarını kontrast bazalt-riolit (spilit-keratofir) formasiyasının turş üzvlərlə və ya diferensiallaşmış bazalt-andezit-dasit-riolit formasiyasının vulkanik və ya subvulkanik faziyası ilə, ya da toleit petrokimyəvi seriyasının vulkanik və subvulkanik əsasi süxurları ilə əlaqələndirirlər. Kolçedan yataqları Azərbaycanda geniş yayılmışdır (Filizçay, Gədəbəy və s.). V.V.Avdoninin (1985) fikrinə görə, kolçedan-polimetal filizləşmə maqmatik süxurların tərkiblə korrelyasiya edir: $K_2O > Na_2O$ olduqda süxurlarda polimetallik və barit polimetallik yataqları, $K_2O < Na_2O$ olduqda mis kolçedanı və mis-sink yataqları; $K_2O \approx Na_2O$ olan maqmatik süxurlarda kolçedan-polimetal yataqları əmələ gəlir.

Alp tipli massivlərin bir çoxunun ultrasəsi süxurları ilə xromşpinelidlərin linzaşəkilli cisimləri, habelə, titanlı maqnetit filizləri və platin assosiasiya təşkil edir. Hal-hazırda bir çox alimlər onlara müasir yer səthinə tektonik dəyişdirilmiş okean litosferinin əmələgəlmələri kimi baxırlar.

Xromitlərin filiz kütlələri harsburgitlərin təmasına yaxın dunitlərdə, ya da harsburgitlərin hədudlarında olan dunitlərin cib və yuvalarında qeyd edilir (Göydərə, İpək və s. yataqlar).

Qeyd etmək lazımdır ki, xromit və titanlı maqnetit yataqlarının maqmatik təbiəti qəbul edilmişdir. Lakin onların əmələgəlmə mexanizmi hələ də diskussiya edilir (likvasiya, kristallaşma diferensiasiyası, metamaqmatizm və s.).

Adalar qövslərinin və kontinentlərin fəal kənarının filiz yataqları. Mezozoy və kaynozoy yataqlarının bir çoxunun subduksiya zonası ilə əlaqəsinə birinci dəfə R.Sillitoye Şimali və Cənubi Amerikanın təmsalında diqqət yetirmişdir. O, göstərmişdir ki, Benyof zonasının üzərində yataqlar dəqiq vəziyyət tutur və lateral metallogenik zonallıqda iştirak edir. Belə ki, kontinentin kənarından onun dərinliyinə doğru ABŞ-ın qərbində endogen filiz yataqlarının aşağıdakı ardıcılığı müəyyən olunmuşdur: civə, mis, qızıl, gümüş, volfram, qurğuşun və molibden. Britaniya Kolumbiyasında bu ardıcılıq belədir: mis, molibden, sink, qurğuşun; Peruda – dəmir, qızılı mis, gümüşlü və misli polimetallar, sonra qızıl, qurğuşun, mis, qalay. Metallogenik xüsusiyyət müxtəlif rayonlarda dəyişməsinə baxmayaraq, dəmir və misin (qızılı və molibdenli) qurğuşun, sink, gümüş, daha sonra yəqin ki, qalay və ya molibdenlə əvəz olunması qanunauyğunluğu vardır.

R.Sillitoye ada qövslərinin və qurşaqların kənarının metallogeniyasına subduksiyanın rejimindən asılı olaraq baxır. Belə ki, *Cu, Fe, Mo, Au (+Ag)* filizləşməsi olan maqmatik qurşaqlar sərt və ya mülayim gömülən Benyof zonasının üzərində xətti strukturlar əmələ gətirir. Filizləşmə vaxt və məkanca *I-tipli* qranitoidlərin qalxması ilə əlaqədardır. Subduksiyanın yatım bucağı azaldıqda kənar qurşaqların arxa hissəsində gümüş-qurğuşun-sink yataqları əmələ gəlir. Yüksək silisiumlu riolitlər və onlarla assosiasiyada olan molibden-porfir filizləşməsi subduksiyanın tez bir zamanda zəifləməsi və başa çatması zamanı təzahür edir.

I tipli maqnetit seriyalı qranitoidlərlə assosiasiyada olan filiz yataqları (mis porfir, polimetal, skarn) subduksiya ilə əlaqədar olan sahələrdə meydana çıxır. Bu sahələrdə həmçinin başqa geodinamik şəraitlə əlaqədar olan digər tipli yataqlar da (qalay, volfram, vulkanogen sulfid, molibden-porfir) təzahür etmişdir. Buradan belə bir nəticəyə gəlinir ki, bu yataqlara nəzarət edən maqmatik süxurlar müxtəlif geodinamik şəraitlərdə əmələ gələ bilər.

Endogen yataqlar daha geniş inkişaf etmiş və yetkin adalar qövslərində, And tipli kontinentlərin fəal kənarında və onların paleoanaloqlarında təzahür etmişdir. Ada qövsləri (yetkin qövslər) şəraitində əmələ gələn yataqlara xarakter misal Kuroko və Besxi yataqları ola bilər.

Kuroko yatağı miosen yaşlı andezit, dasit, riolit tərkibli sualtı vulkanitlərə (Şimali Yaponiyanın «yaşıl tufları») aiddir. Filizin əmələ gəlməsi filizli maqmatik məhlulların dəniz suyu ilə qarşılıqlı təsirlə əlaqədardır.

Massiv sulfid yataqları (Kuroko tipli) ada qövslərində Benyof zonasının nisbətən sərt gömülən hissələrində inkişaf etmişdir və maqmatizmi nəzarət edən subduksiya zonası ilə məkanca əlaqədardır.

Qafqazda (o cümlədən, Azərbaycanda) kolçedan yataqları şimaldan cənuba doğru hersin, kimmeriy və alp yaşlıdır. Kolçedan yataqları içərisində kükürlü, kükürd-sink-misli, kükürd-qurğuşun-sink-misli növlər ayrılır və çox zaman barit, manqan və dəmirin hidooksidlərlə assosiasiya təşkil edir. Kolçedan yataqları adətən, ada qövslərinin erkən (cavan) mərhələsilə əlaqədardır.

İnkişaf etmiş və yetkin adalar qövslərində *I tipli* qranodioritlərlə əlaqədar olan misin, ilmenitli qranitoidlərlə, diorit və qab-broidlərlə isə dəmirin skarn yataqları məlumdur (Yaponiya, Filippin, İndoneziya, Azərbaycan).

Epitermal damar, xüsusilə də qızıl-gümüş yataqları, adətən, andezit tərkibli vulkanik süxurlarda inkişaf etmişdir. Polimetal

yataqlar əhəngli-qələvili orta və turş plutonik süxurlarla assosiasiya əmələ gətirir.

And tipli kontinentlərin fəal kənarı tipli geodinamik şəraitin bir tərəfdən porfir (mis, qızıl, molibden), digər tərəfdən hidrotermal (qalay, volfram və nadir elementlər) əhəmiyyətli yataqları məlumdur. Çox zaman bu yataqları əvvəlki fəsilərdə qeyd etdiyimiz *I- və S tip* qranitoidlərlə əlaqələndirirlər (Chappell, White, 1974). Yada salaq ki, onlardan birinci tip diorit və qranodiorit-qranit, ikinci isə qranit-leykoqranit qrupuna (və ya standart və litium-flüorlu geokimyəvi tipə) aid edilir.

Porfir yataqlar, əsasən and tipli kontinentlərin fəal kənarında əhəngli-qələvili vulkan-plutonik (maqmatik) qurşaqlarda yayılmışdır. Mis porfir filizləşməsilə assosiasiyada olan maqmatik süxurlar kvarsli dioritlərdən adamellitlərə qədər geniş spektrlə təmsil olunmuşdur. Ada qövslərində hornblendli, hornblend-biotitli və normal qələvili kvarsli dioritlər, kontinental kənarada isə yüksək qələvili qranodioritlər, kvarsli monsonitlər üstünlük təşkil edir.

R.Sillitoye belə nəticəyə gəlmişdir ki, mis porfir yataqların əmələ gəlməsi andezit-dasit stratovulkanların altında subvulkanik şəraitdə baş verir. Ola bilsin ki, yataq iri intruziv cisimlərin üstündə ştokların apikal hissələrində inkişaf etmişdir və onun üstündəki vulkanitlərlə müşayiət olunur. Yatağın əmələgəlmə dirinliyi 2-3 km-dir.

S.Kesler göstərmişdir ki, porfir yataqlar molibden və qızıl saxlayan tiplərə bölünür. Qızılla zənginləşmə çox zaman ada qövslərində təzahür etmişdir.

Əksər porfir yataqları hidrotermal dəyişmiş plutonik və ya subvulkanik əhəngli-qələvili riolit və qranodioritlərdə yerləşmişdir. Dəyişmə mərkəzdə kaliumlu metasomatitlərin, haşiyələrdə isə argillizit və propillitlərin əmələ gəlməsilə ifadə olunmuşdur. İlkin filiz mineralı bornitli xalkopirit və çoxlu miqdarda piritdən ibarətdir. Kalium metasomatozunun mərkəzi zonası maqmatogen flüidlərin təsiri ilə, haşiyələri isə meteor sularının dövr etməsilə əlaqədardır. Mis və başqa metalların və

həmçinin kükürdün mənbəyi intruziv porfir süxurlardır.

Adalar qövslərində mis porfir yataqları ilə əlaqədar olan intruziv süxurlarda I_{Sr}^0 0,703-0,704 təşkil edir ki, bu qiymət də adalar qövslərinin filizsiz maqmatik süxurlarına yaxındır. Kontinentlərin fəal kənarında filizli intruziv süxurlar daha kaliumludur və $I_{Sr}^0 = 0,704-0,709$ -a bərabərdir, yəni onların mənbəyi kontinental qabıqla əlaqədardır. Lakin başqa geokimyəvi məlumatlar adalar qövsündə və kontinentlərin fəal kənarında yaxındır.

Qeyd etdiyimiz yataqlarla yanaşı, adalar qövsündə və kontinentlərin fəal kənarında qalay, volfram, gümüş, polimetal, mis, dəmir, maqnetit-hematit-apatit və bir çox başqa porfir, hidrotermal yataqlar məlumdur. Onların maqmatizmlə əlaqəsi, filiz cisimlərinin mənbəyi, geodinamik əmələgəlmə şəraiti uyğun ədəbiyyatlarda kifayət qədər işıqlandırılmışdır.

Kolliziya şəraitindəki filiz yataqları. Himalay tipli sadə müasir kolliziya şəraitində filiz yataqları məlum olmasa da, başqa regionların qalay, volfram, nadir elementlər yataqlarını məhz bu geodinamik şəraitlə əlaqələndirirlər (Mitçell, Qarson, 1984). Bu geodinamik şəraitdə *S-tip* qranitoidlər formalaşmışdır. Belə hesab edilir ki, burada qranitlər plitəyəbənzər formada, filiz əmələgəlmədə isə günbəzəbənzər strukturlar əlverişlidir. Qeyd etmək lazımdır ki, Qafqazın Azərbaycan hissəsində gec kolliziya dövründə bir sıra yataq və təzahürlər vardır. Onlara Ağduzdaq qızıl, Ordubadda mis-porfir qrupu yataqları, Darıdağ arsen-sürmə, Ağyataq civə və s. yataqları misal göstərmək olar. Onlar əsasən orta və turş tərkibli əhəngli-qələvili, subqələvi vulkan-plutonik assosiasiyalarla paragenetik əlaqədardır.

Mürəkkəb geodinamik şəraitlərin filiz yataqları. Onlara metallogenik aspektdə Monqol-Oxot və ya Kaliforniya və Aralıq dənizi-Himalay geodinamik şəraitləri aid edilir. Müasir Kaliforniya şəraiti üçün molibden, nadir litofil elementlər (xüsusilə berillium), polimetal və nəcib metallar, sulfidlər, civə

yataqları xarakterdir. Qeyd etmək lazımdır ki, Şimali Amerikada (Kaliforniya şəraiti) və Monqolustan-Oxot qurşağında (Monqol-Oxot şəraiti) baxmayaraq ki, müxtəlif geoloji mərhələlərdə baş vermişdir, onların metallogenik cəhətdən bir çox oxşar cəhətləri vardır. Hər iki region üçün volfram, qalay, molibden, polimetall, tantal, qızıl, dəmir və s. yataqlar xarakterdir və onlar standart və litium-flüorlu qranitoidlərlə əlaqədardır.

Mürəkkəb geodinamik şəraitə daha bir misal Avrasiya və Afra-Ərəbistan, Hindistan plitələrinin uzun sürən qarşılıqlı təsiri nəticəsində (mezozoydan müasir dövrə kimi olan kolliziya) əmələ gələn Tetisin Avrasiya metallogenik qurşağını göstərmək olar. Burada müxtəlif genezisə mənsub xromit, mis, qurğuşun-sink, polimetall, sürmə, qızıl və s. kimi bir çox yataq və təzahürlər aşkar olunmuşdur. Bu şəraitin maqmatik ərintiləri (hətta andezitlər) yüksək ilkin izotop nisbətində malikdirlər ki, (0,712-0,714) bu da onların qabıq mənbəyindən əmələ gəlməsinə dəlalət edir.

Endogen filizləşmənin formalaşmasında maqmatizmin rolu

Maqmatik süxurların petrokimyəvi seriyalarının, formasiyalarının, geokimyəvi tiplərinin endogen filizləşmə ilə müəyyən korrelyasiyası endogen filizləşmənin formalaşmasında maqmatizmin böyük, bəzən isə aparıcı rol oynamasına dəlalət edir.

Geoloqlar çoxdan bir qrup yataqların ultraəsaslı və əsaslı, digərlərinin turş süxurlarla sıx əlaqədə olmasına fikir vermişlər. V.İ.Smirnov filiz yataqlarını dəqiq bazaltoid və qranit qruplarına bölmüşdür.

Filizlərin əmələ gəlməsində maqmatizmin müsbət rolu ən əvvəl maqmatik filiz yataqlarında təzahür edir. Çoxlu miqdarda geoloji, petroloji, geokimyəvi və eksperimental işlər xromit və platinin ultraəsaslı süxurlarda, mis-nikelin sulfidlərinin (platinoidlərlə və başqa elementlərlə birgə) komatit və traplarda, titanın əsaslı və ultraəsaslı süxurlarda, titanın, NTE və apatitin qələvi süxurlarda rast gəlməsini maqmatik ərintinin

diferensiasiya prosesilə əlaqədar olmasını təsdiq edir. Maqmatogen genezisli yataqlara, həmçinin nadir metal qranitoidlərinə, peqmatitlərə, nadir metal karbonatitlərinə aid olan yataqlar da aiddir.

Belə hesab edilir ki, filiz minerallaşması kumulyativ fraksiya şəklində ana maqmadan ayrılı bilirlər və ya iki qarışmayan maye şəklində ayrılır (adətən, sulfid, karbonatit və s.), ya da uyğun olan filiz elementlərinin toplanması ilə nəticələnən qalıq maqmadan kristallaşır. Məsələn, A.Q.Betextinə görə xromitlər bir tərəfdən erkən maqmatik (kumulyativ), digər tərəfdən isə gec maqmatik genezisə malik ola bilərlər. Son vaxtlar Mitçell və Qarson (1984) böyük ehtimalla hesab edirlər ki, bəzi ofiolitlərin xromit yataqları aralıq okean silsilələrinin altında spredinqin mərkəzində mürəkkəb mantiya anateksisi və okean qabığı əmələ gəldikdə toleit bazalt maqmasının fraksiyon kristallaşması şəraitində formalaşmışdır. Məsələn, Kipr yataqlarında xromit filizləri təbəqələnmiş bazit plutonlarının aşağı hissəsində əmələ gəlmişlər. Aydın ki, bu yataqlarda kombinə olunmuş paylanma əmsalı yüksək olan elementlər toplanacaqdır. Bazit və ultrabazit maqmaları üçün belə elementlərə xromdan başqa nikel, titan, dəmir, mis, yəni V.İ.Smirnova görə, bazaltoid qrupu yataqlarını əmələ gətirən elementlər aid ola bilərlər. Əlbəttə, baxılan maqmatogen yataqların əmələ gəlməsi heterogendir. Mantiya metasomatozu prosesində sulfid maqmasının əmələ gəlməsini Monqolustandakı qələvi bazaltoidlərin nodullarında flüid daxilolmalarının öyrənilməsilə Kovalenko və b. (1986) isbat etmişlər. Göstərilmişdir ki, mantiya metasomatozu sulfid və bazalt maqması səpələnmiş maye karbon qazından ibarət yüksək sıxlıqlı emulsiyanın təsirindən baş verir. Belə emulsiya bazal və sulfid (pentlandit, xalkopirit) mayesinin yuxarı horizontlara qalxmasına və formalaşmasına şərait yaratmışdır.

Turş süxurlarla əlaqədar olan maqmatogen filiz yataqları bir sıra filiz elementlərinin (litium, berillium, niobium, tantal, NTE, sirkonium və s.) kristallar və ərinti arasında kombinə

edilmiş paylanma əmsalının aşağı qiymətlərində qalıq maqmada toplanması ilə əmələ gəlir (Ryabçikov, 1975, Kovalenko, 1977, Antipin və b., 1984). Bu prosesdə həm də flüid fazasının böyük rolu vardır.

Maqmatogen yataqlardan başqa maqmatizmlə bir çox maqmatikdən sonrakı (skarn, hidrotermal və s.) endogen yataqlar da əlaqədardır. Maqmatik proseslərdə onların əmələ gəlməsinə tipik hidrotermal yataqlar əmələ gətirən sink, qurğuşun, qalay və volfram kimi elementlərin maqmada davranışı misalında baxaq (V.İ.Kovalenko və b. görə, 1987).

Şəkil 7.7 və 7.8-də minerallar və maqma arasında bəzi filiz elementlərinin *paylanma əmsalının* temperaturdan empirik asılılığı göstərilmişdir (Kovalenko, Ryabçikov, Antipin, 1985). Yüksəktemperaturlu (1000 °C), əsasən mantiya təbiətli maqmatik sistemdə mantiya üçün tipik olan olivin və klinopiroksenlə tarazlıqda olan anatektik maqmada qalay, volfram, sinkin zənginləşməsinə gözləmək olmaz. Həqiqətən də dördvalentli qalay və sinkin olivin, klinopiroksen və maqma arasında paylanma əmsalı vahidə yaxındır və ona görə də onların maqmadakı miqdarı aşağıdır və olivin və klinopiroksendəki miqdara yaxındır. Bu nəticə K_{Mf} və K_{Px} yaxın olduğuna görə həm primitiv (klinopiroksenlə nisbətən zəngin olan), həm də depletləşmiş (klinopiroksenlə kasıb olan) mantiya üçün də doğrudur.

Zənginləşmiş, metasomatik dəyişmiş mantiya mika və amfibol saxlayır. Əgər belə mantiya üçün az ərimə payı (məsələn, 1 %-dən az) qeyd edilirsə, onda mika və amfibolla tarazlıqda olan qələvi bazaltoid maqması əmələ gələ bilər. Lakin bu da maqmada qalay, volfram və sinkin konsentrasiyasını kəskin artırma bilməz. Ona görə ki, ən yükəsk temperaturda (>1150 °C) bu elementlər üçün K_{mika} vahiddən az fərqlənir və qalay, sink və qurğuşunun miqdarı mantiya mikalarında tam aşağıdır (Ryabçikov, 1981).

$K_{mika}^{Pb} < 1$ olduğu üçün qələvi bazaltoid maqmaları mantiya mikalarına nisbətən qurğuşunla daha zəngindir.

Beləliklə, ən geniş yayılmış mantiya mineralları və maqma arasında filiz elementlərinin paylanma əmsalları filiz elementlərilə zəngin olan bazit maqmasının mantiya anateksisinin qeyri-mümkünlüyünü göstərir. Ona görə də olivin, klinopiroksen, plagioklaz və mikanın fraksionlaşması nəticəsində yüksəktemperaturlu bazit maqmasında qurğuşun istisna olmaqla, filiz elementlərinin kifayət qədər toplanma ehtimalı azdır. Lakin maqnetitin fraksionlaşması maqmanın diferensiasiyası zamanı qalıq maqmada qalayın, volfram və sinkin azalmasına səbəb ola bilər. Bu, xüsusilə əhəngli-qələvili maqma üçün tipikdir. Bu onunla izah edilir ki, andezit maqmasının əmələgəlmə mexanizmi, əvvəlki fəsilərdə qeyd edildiyi kimi, bir çox tədqiqatçılar tərəfindən maqnetitin başqa minerallarla assosiasiyada bazalt maqmasından fraksionlaşması ilə izah edirlər (Babanski və b., 1983, Gill, 1981).

Aşağıtemperaturlu qabıq təbiətli (adətən turş) maqmalarda filiz elementlərinin davranışında başqa şəkil müşahidə edilir. Belə maqmaların anateksisi metamorfizmin həm qranulit, həm də amfibolit fasiyasında baş verir. Qranulitlərin əsas mineralları piroksenlər, plagioklaz, kalium çöl şpatı, biotit, maqnetitdir. 850-1000 °C temperaturda qranulitlərin anateksisi ilkin mantiya maqmasının anateksisindəki elementlərin paylanması effektivinə bənzəyəcəkdir və ona görə də bu şəraitdə də elementlərin toplanma ehtimalı aşağı olacaqdır.

Temperatur aşağı düşdükdə aşağı paylanma əmsalına malik olan kvarsın meydana çıxması elementin kombinə edilmiş paylanma əmsalının aşağı düşməsinə səbəb olacaqdır ki, bu da kvarsın fraksionlaşmasında anatektik və qalıq maqmada elementin toplanması üçün şərait yaradacaq. Digər tərəfdən isə turş maqmada temperatur aşağı düşməklə litiumlu mikalarda paylanma əmsalı kəskin artacaq və qalayın kristallokimyəvi səpələnməsinə səbəb olacaqdır. Deməli, turş maqmada qalayın davranışı biotitin, maqnetitin, sfen və ilmenitin, başqa tünd və açıq rəngli mineralların münasibətindən asılıdır. Bu bölünmə qranitlərin qalaylı və qalaysız növlərə bölünməsinin əsasını təşkil edir. Qalaylı maqmaların diferensiasiya prosesində biotitin, maqnetitin və başqa kon-

sentratların rolu azalır, bu isə qalayın kombinə olunmuş paylanma əmsalının kəskin azalmasına səbəb olur və onun qalıq maqmada, onqonitlərdə, hətta filiz miqdarına qədər toplanmasına şərait yaradır. Qalaysız turş maqmalarda isə yüksək paylanma əmsalına malik tündrəngli mineralların və aksesör konsentratlarının çoxlu miqdarda kristallaşması baş verir və bu isə qalayın kristallokimyəvi səpələnməsi üçün əlverişli şərait yaradır. Eyni mülahizələri digər filiz elementləri olan volfram, sink, qurğuşun haqqında da söyləmək olar.

Filiz elementlərinin mantiya (bazit) və qabıq (turş) maqmalarda qeyd edilən davranışı ilkin maqması yüksəktemperaturlu və mantiya təbiətli, qalıq maqması isə aşağıtemperaturlu olan diferensiasiyalı «uzun» seriyalar üçün doğrudur. Buna, məsələn, diferensiasiyalı bazaltdan riolitə kimi uzanan əhəngli-qələvili seriyalar misal ola bilər. Belə maqmatik süxurlarda filiz elementlərinin paylanması paylanma əmsalından asılı olaraq dəyişir.

Beləliklə, qabıq və bəzi mantiya (andezit) maqmalarının dərin diferensiasiyası əlverişli şəraitdə (turşuluğunun yüksək olduğu şəraitdə) qalaylı və nadir elementli (onqonitlər, qranitlər, peqmatitlər), bəzən isə volframlı, sinkli (?) maqmatik süxurların əmələ gəlməsinə səbəb olur.

Kiçik Qafqazın miosen yaşlı andezit-dasit-riolit formasiyasında filiz elementlərinin (*Cu, Zn, Pb, Hg, Au*) paylanma əmsalı gös-tərmişdir ki, kombinə olunmuş paylanma əmsalı vahiddən kiçik olduğu üçün onlar qalıq maqmada toplanır və postmaqmatik hidrotermal proseslərdə hidrotermal məhlullarla gətirilərək, məxsusi yataq və təzahürlərini əmələ gətirirlər (Ağduzdaq qızıl, Ağyataq civə yataqları, Moz *Cu, Pb* təzahürləri və s.) (İmamverdiyev, 2000).

Bir çox filiz elementlərinin hidrotermal genezisində flüidlərin həlledici rolu vardır. Bu, həmçinin filiz komponentlərinin turş maqmada həll edilməsinə dair eksperimental işlərlə də təsdiq olunur. Qurğuşun və sink xalkofil elementlər kimi xlorə yaxındır və kristallaşma diferensiasiyasında maqmanın bu elementləri az ekstraksiya olunmasına baxmayaraq, maqmatik diferensiasiyanın erkən

yüksəktemperaturlu mərhələsində onlar maqma ilə tarazlıqda olan flüidi zənginləşdirir. Bu, flüid filiz yataqlarının mənbəyinə xidmət edə bilər.

Xlorun flüid və minerallar arasındakı paylanma əmsalı yüksək olduğu üçün bu elementlər təkcə maqmadan deyil, həm də yenidən kristallaşmış ətraf süxurlardan da ekstraksiya oluna bilərlər. Bu prosesin inkişafına iri konvektiv sistemlər imkan verir. Bu onunla izah edilir ki, hidrotermal məhlulların uzun sürən dövranı filiz komponentlərinin süxurdan yuyulmasına və ya maqmadan çıxmasına gətirib çıxarır və onlar əlverişli şəraitdə çökür. Belə bir mexanizm yəqin ki, bir çox kolçedan, mis, molibden, polimetal, nəcib metal hidrotermal yataqları üçün əlverişlidir və bu nəticəni bütün hidrotermal yataqlara aid etmək olar.

Beləliklə, filizləşmənin maqmatizmlə əlaqəsi aydındır və onun spesifikasiyası ilə təyin edilir. Bu əlaqələrin konkret təzahürü müxtəlif ola bilər: maqmatizm və filizləşmənin vahid mənbəyinin olması; maqmatik diferensiasiya, onun distillyasiyası; süxur və flüidin qarşılıqlı təsiri və başqa faktorlar.

Yuxarıda qeyd edildiyi kimi, belə əlaqənin ümumi ifadəsi V.İ.Smirnov tərəfindən filiz yataqlarının bazaltoid və qranitoid qruplarına bölünməsidir. Bazaltoid qrupuna *Cr, Cu, Ni, Pt, Fe* və bir sıra xalkofil elementlərin yataqları daxildir və onların əksəriyyəti bazit və ultrabazit maqmalarının diferensiasiyası ilə əlaqədar olaraq maqmatogen xarakter daşıyır. Qranitoid qrupuna litofil nadir element yataqları daxildir. Lakin qranitoidlərlə, həm də bazaltoid yataqları olan xlorofill spesifikasiyası nəticəsində *Au, Ag, Cu, Pb, Zn* və b. yataqlar əlaqədardır.

Xalkofil elementlər qrupu üçün (*Cu, Pb, Zn, Mo* və b.) filiz fazalarına nisbətən ilkin maqmanın doyması, xlorə yaxınlığı, paylanma əmsalının, xüsusilə də yüksək temperaturda, vahidə yaxın olması qeyd edilir. Bu elementlərin davranışı İ.D.Ryabçikova görə (1985), maqmanın fraksiyonlaşmasından az asılıdır və maqmatik prosesin ilkin mərhələsində (ultrabazitlər və bazitlər) xalkofil metalların flüidlərlə səfərbərliyi daha əlverişlidir.

Litofil elementlər qrupu üçün (*Li, Cs, Be, Nb, Ta, Sn, F, B,*

NTE, Zr) maqmalarda az termodinamik aktivlik, süxur əmələ gətirən minerallarla və maqma arasında tarazlıq paylanma əmsalının aşağı qiyməti və flüora güclü yaxınlıq xarakterdir (Kovalenko və b., 1985). Ona görə də maqmatik diferensiasiyada bu elementlər qalıq onqonit, qələvi qranit və başqa qələvi maqmalarda, maqmatogen yataqlar əmələ gətirməklə, toplanır (Kovalenko, 1977; Koqarko, 1977). Buna elementlərin miqdarı yüksəldikcə, paylanma əmsalının azalması nəticəsində qalıq maqmada toplanması şərait yaradır.

Maqmatik və onlarla əlaqədar olan postmaqmatik proseslərdə filiz komponentlərinin qeyd etdiyimiz qanunauyğunluqlar ümumi xarakter daşıyır və istənilən geodinamik şəraitdə maqmatizmin potensial filizliyini təyin edir. Belə geodinamik şəraitdə maqmatizmin konkret spesifik xarakteri filizləşmənin spesifikasiyası ilə təyin olunur. Maqmatik assosiasiyaların real potensial filizliliyi konkret yataqlar əmələ gəlməklə, digər, o cümlədən, struktur-tektonik, litoloji faktorlarla da nəzarət olunur.

Ədəbiyyat

1. Babazadə V.M., Məmmədov M.N., İmamverdiyev N.Ə. Petroqrafiya. Bakı, 2007.
2. Babazadə V.M., Axundov F.A., Məmmədov M.N., İmamverdiyev N.Ə. Maqmatik formasiyalar. Bakı, 2000.
3. Balaşov Ö.A. Qeoximiya redkozemelğnıx glementov. M., 1976.
4. Balaşov Ö.A. İzotopno-qeoximiçeskaə gvolöüia mantii i korı Zemli. M., 1985.
5. Braunlou A.X. Qeoximiya. Per. s anql. M., 1984.
6. Voytkeviç Q.V., Zakrutkin V.V. Osnovı qeoximii. M., 1984.
7. İmamverdiyev N.A. Qeoximiya pozdnekaynozoyskix vulkaniçeskix kompleksov Maloqo Kavkaza. Baku, 2000.

8. İmamverdiyev N.A. Qeoximiya redkozemelğnıx glementov pozdnekaynozoyskix vulkaniçeskix seriy Maloqo Kavkaza. Qeoximiya, №4. 2003, s. 425-442.

9. Koks K.Q., Bell Dj.D., Pankxerst R.Dj. İnterpretatüia izverjennıx qornıx porod. M., 1982.

10. Maqmatiçeçkie qornie porodi. Gvolöüia maqmatizma v istorii Zemli. M., 1987.

11. Petroqrafiya i petroloqiya maqmatiçeskix, metamorfiçeskix i metasomatiçeskix qornıx porod. Pod redaküiey V.S.Popova i O.A.Boqatikova. M., 2001.

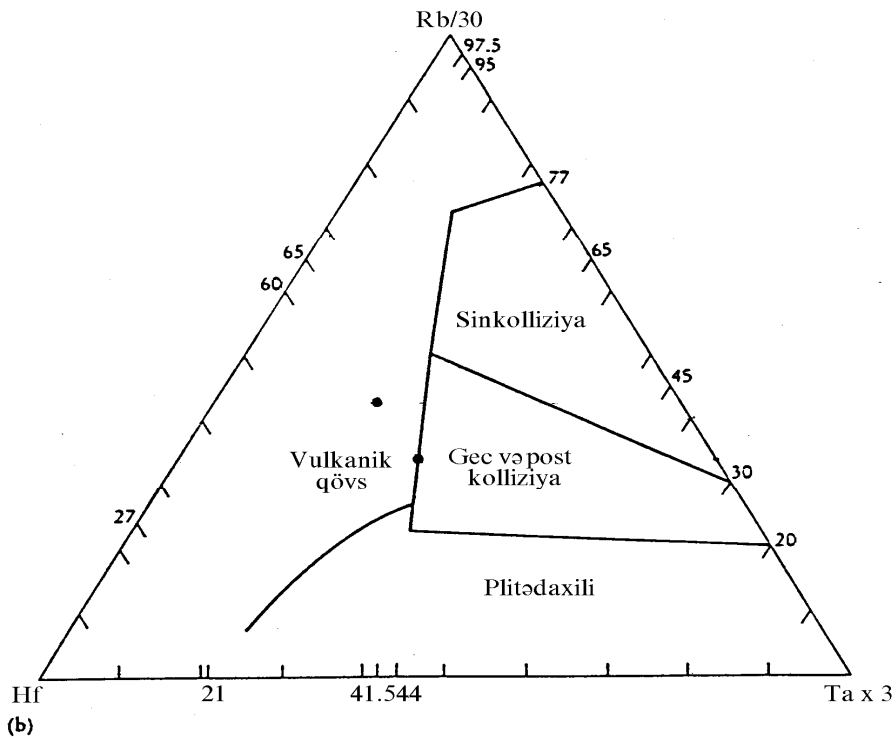
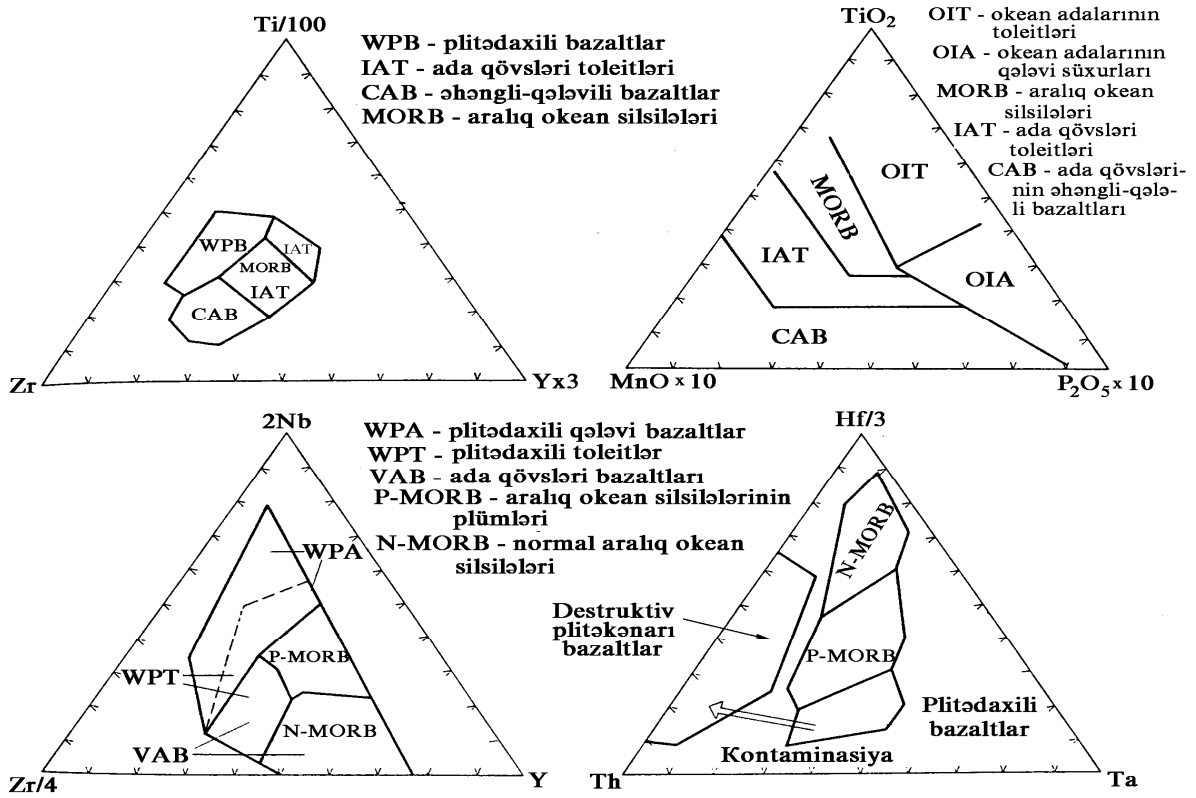
12. For Q., Taugll Dj. İzotopı stronüia v qeoloqii. M., 1974.

13. Xğödjes Ç. Petroloqiya izverjennıx porod. M., 1988.

14. Şinkarev N.F., İvanikov V.V. Fiziko-ximiçeskaə petroloqiya izverjennıx porod. Leninqrad, 1983.

15. Hugh Rollison. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. London, 1994.

16. Marjorie Wilson. Igneous petrogenesis. London, 1989.



Şəkil 7.5.
 Bazalt süxurları üçün tektonomaqmatik diskriminant diaqramlar.

Spayder diaqramlarında normallaşdırılma üçün istifadə olunan elementlərin miqdarı (p.p.m)

	İlkin (primitiv)mantiya				Xondrit							MORB			
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)						
<i>Cs</i>	0,019		0,023	0,018	<i>Ba</i>	6,900	<i>Rb</i>	1,880	<i>Cs</i>	0,188	<i>Sr</i>	120	<i>Cs</i>	0,041	
<i>Rb</i>	0,860	0,810	0,633	0,550	<i>Rb</i>	0,350	<i>K</i>	850	<i>Pb</i>	2,47	<i>K₂O, (%)</i>	0,15	<i>Rb</i>	1,262	
<i>Ba</i>	7,360	6,900	6,990	5,100	<i>Th</i>	0,042	<i>Th</i>	0,040	<i>Rb</i>	2,32	<i>Rb</i>	2,00	<i>Ba</i>	13,87	
<i>Th</i>	0,096	0,094	0,084	0,064	<i>K</i>	120	<i>Ta</i>	0,022	<i>Ba</i>	2,41	<i>Ba</i>	20,0	<i>Th</i>	0,187	
<i>U</i>	0,027	0,026	0,021	0,018	<i>Nb</i>	0,350	<i>Nb</i>	0,560	<i>Th</i>	0,029	<i>Th</i>	0,20	<i>U</i>	0,071	
<i>K</i>	252,0	260,0	240,0	180	<i>Ta</i>	0,020	<i>Ba</i>	3,600	<i>U</i>	0,008	<i>Ta</i>	0,18	<i>Nb</i>	3,507	
<i>Ta</i>	0,043	0,040	0,041	0,040	<i>La</i>	0,329	<i>La</i>	0,328	<i>Ta</i>	0,014	<i>Nb</i>	3,50	<i>Ta</i>	0,192	
<i>Nb</i>	0,620	0,900	0,713	0,560	<i>Ce</i>	0,863	<i>Ce</i>	0,865	<i>Nb</i>	0,246	<i>Ce</i>	10,00	<i>K</i>	883,7	
<i>La</i>	0,710	0,630	0,708	0,551	<i>Sr</i>	11,80	<i>Sr</i>	10,500	<i>K</i>	545	<i>P₂O₅ (%)</i>	0,12	<i>La</i>	3,895	
<i>Ce</i>	1,900		1,833	1,436	<i>Nd</i>	0,630	<i>Hf</i>	0,190	<i>La</i>	0,237	<i>Zr</i>	90,00	<i>Ce</i>	12,00	
<i>Sr</i>	23,00	28,00	21,10	17,800	<i>P</i>	46,00	<i>Zr</i>	9,000	<i>Ce</i>	0,612	<i>Hf</i>	2,40	<i>Pb</i>	0,489	
<i>Nd</i>	1,290		1,366	1,067	<i>Sm</i>	0,203	<i>P</i>	500	<i>Sr</i>	7,260	<i>Sm</i>	3,30	<i>Sr</i>	113,2	
<i>P</i>	90,40				<i>Zr</i>	6,840	<i>Ti</i>	610	<i>Nd</i>	0,467	<i>TiO₂ (%)</i>	1,50	<i>Nd</i>	11,18	
<i>Hf</i>	0,350	0,350	0,309	0,270	<i>Hf</i>	0,200	<i>Sm</i>	0,203	<i>P</i>	1220	<i>Y</i>	30,00	<i>Sm</i>	3,752	
<i>Zr</i>	11,00	11,00	11,20	8,300	<i>Ti</i>	620	<i>Y</i>	2,000	<i>Sm</i>	0,153	<i>Yb</i>	3,40	<i>Zr</i>	104,2	
<i>Sm</i>	0,385	0,380	0,444	0,347	<i>Tb</i>	0,052	<i>Lu</i>	0,034	<i>Zr</i>	3,870	<i>Sc</i>	40,00	<i>Hf</i>	2,974	
<i>Ti</i>	1200	1300	1280	960	<i>Y</i>	2,000	<i>Sc</i>	5,210	<i>Ti</i>	445	<i>Cr</i>	250,0	<i>Eu</i>	1,335	
<i>Tb</i>	0,099		0,108	0,087	<i>Tm</i>	0,034	<i>V</i>	49,00	<i>Y</i>	1,570			<i>Gd</i>	5,077	
<i>Y</i>	4,870	4,600	4,550	3,400	<i>Yb</i>	0,220	<i>Mn</i>	1720					<i>Tb</i>	0,885	
<i>Pb</i>			0,071				<i>Fe</i>	265000					<i>Dy</i>	6,304	
							<i>Cr</i>	2300					<i>Y</i>	35,82	
							<i>Co</i>	470					<i>Yb</i>	3,90	
							<i>Ni</i>	9500					<i>Lu</i>	0,589	

Mənbələr: (1) Wood et al., 1979, 1981; (2) Jagoutz et al., 1979; (3) McDonough et al., 1992; (4) Taylor and McLennan, 1985; (5) Thompson, 1982; (6) Wood et al., 1979; (7) Sun, 1980; (8) Pearce, 1983; (9) Hoffman, 1988.

MÜNDƏRİCAT

Giriş	3
1. Geokimyayın predmeti, üsulu və məsələləri.	
Geokimyayın bölmələri və başqa elmlərlə əlaqəsi	5
1.1. Geokimyayın məsələləri, başqa elmlər arasında vəziyyəti	5
1.2. Geokimyəvi tədqiqat üsulları.....	6
1.3. Geokimyayın bölmələri və başqa elmlərlə əlaqəsi.....	7
2. Yerin daxili qatlarının geokimyası. Yuxarı və aşağı mantiyanın geofiziki, eksperimental məlumatlara və dərinlik daxilolmalarına görə quruluşu	10
2.1. Yer qabığı.....	10
2.2. Üst mantiyanın geofiziki xüsusiyyətləri. Seysmik məlumatlar.....	14
2.3. Aşağı mantiya və Yer nüvəsi.....	16
2.4. Mantiyanın konveksiyası. Plümlər.....	21
2.5. Üst mantiyanın kimyəvi tərkibi və mineralogiyası. Pirolit. Qələvi bazaltlarda, kimberlitlərdə olan ksenolitlərin tərkibi	25
2.6. Meteoritlər. Akkresiya diferensiasiyası və Yer nüvəsinin formalaşması.....	33
3. İzotop geokimyasının əsasları	38
3.1. İzotoplar və onların geokimyada istifadəsi	38
3.2. Elementlərin izotop tərkibi. Müxtəlif elementlərin izotop geokimyası. Müxtəlif geoloji obyektlərin genezisini təyin etməkdə bu elementlərin izotoplarının indikator əhəmiyyəti.....	43
3.3. Stabil izotopların minerallar arasında paylanması, izotop fraksiyalaşması, izotop geotermometrləri.....	55
4. Maqmatik proseslərin geokimyası	64
4.1. Maqmatizmin Yer qabığının və maqmanın əmələ gəlməsində rolu	70
4.2. Maqmatik süxurların əmələ gəlməsi haqqında müasir təsəvvürlər.....	71
4.3. Süxurların maqmatik, metasomatik yolla əmələ gəlməsi haqqında meyarlar. Likvasiya, hibridləşmə, assimilyasiya	76
4.4. Silikat ərintilərin təbiəti və kristallaşması. Bazalt maqması. Fraksiyon kristallaşma. Kristallaşma diferensiasiyası. N.Bouenin reaksiyon prinsipi	76
4.5. Bazalt maqması	78
4.6. Qranit maqması. Peqmatitlər	85
5. Maqmatik süxurların petrogenezi	96
5.1. Mantiyadaxili diferensiasiya, mantiya maqmatizmi və metasomatizmi. Müxtəlif geokimyəvi mantiya rezervuarları (izotop xarakteristikaları)	96
5.2. Bazit-hiperbazit kompleksləri, onların geokimyəvi	

nişanələri. Peridotit və bazaltların əriməsinə aid eksperimentlər. Təbəqələnmiş intruziyaların əmələ gəlməsi	107
5.3. Kimberlit və lamproit maqmatizmi. Karbonatların rolu, deqazasiyası, almazlılığı. Karbonatit ərintiləri	118
5.4. Andezitlərin əmələ gəlməsi. Əhəngli-qələvili maqmatizm	126
5.5. Qranitoidlərin geokimyəvi tipləri və petrogenezi	132
6. Maqmatik proseslərdə mikroelementlərin paylanmasına təsir edən faktorlar	138
6.1. Elementlərin paylanma əmsalı	138
6.2. Bazalt, andezibazalt, andezit, riolitlərdə mikroelementlərin paylanma əmsalları	141
6.3. Mikroelementlərin paylanmasına təsir edən geoloji faktorlar. Ərimə-kristallaşma modelləri	152
7. Maqmatik süxurların multi-element (spayder) və diskriminasiya diaqramları	163
7.1. Primitiv mantiyaya, xondritə, MORB-a görə normallaşdırılmış spayder diaqramları, onların istifadəsi və interpretasiyası	163
7.2. Müxtəlif geodinamik şəraitləri müəyyən edən nadir elementlərin diskriminasiya diaqramları	169
7.3. Filiz yataqlarının maqmatizmlə və geodinamika ilə əlaqəsi	174
Ədəbiyyat	190

Çapa imzalanmışdır: 04.02.2008.

Formatı 60x84 1/16. Sifariş 19

Həcmi 12 ç.v. Sayı 350.

«Bakı Universiteti» nəşriyyatı,
Bakı ş., AZ 1148, Z.Xəlilov küçəsi, 23.