

# Az eklogitok osztályozása, az eklogit fácies (irodalmi áttekintés)

## Classification of eclogite, the eclogite facies (review)

SZAKMÁNY György<sup>1</sup>

(2 ábra, 3 táblázat)

*Key words: eclogite, eclogite facies, HP metamorphism*

*Tárgyszavak: eklogit, eklogit fácies, nagynyomású metamorfózis*

### Abstract

This paper provides a summary of the literature on the eclogite and eclogite facies rocks, their classification and the occurrence of different types.

Eclogite is a basic rock, and its main mineral components are garnet and omphacite. There is no plagioclase in it, but in some cases it may contain small amounts of OH<sup>-</sup>-bearing minerals. The eclogite facies rocks are very varied and their mineral composition depends on the chemical composition of the original rocks. The lower boundary of the eclogite facies depends on the H<sub>2</sub>O content of the system in which the eclogite rocks form. ESKOLA (1921) was the first to classify the eclogite rocks; he did it on the basis of their genetics. COLEMAN et al. (1965) established a new system of these rocks on the basis of the jade content of omphacite and the composition of garnets of various types of eclogite. SMULIKOWSKI (1964, 1968, 1972, 1980, 1989) also classified eclogite on the basis of its genetics. The most recent classification was made by CARSWELL (1990) on the basis of the temperature at which eclogites are formed.

Manuscript received: 15 12 1998

### Összefoglalás

A szerző irodalmi összefoglalást ad az eklogitok és eklogitos kőzetek osztályozásáról, rendszeréről, az egyes típusok elterjedéséről.

Az eklogit bázisos összetételű, uralkodóan gránátból és omfacitból álló kőzet. Plagioklászttal nem, (OH<sup>-</sup>)-tartalmú ásványokat korlátozott mennyiségben tartalmazhat. Az eklogitos fáciesben – a kiindulási kőzet összetételétől függően – a kőzetek összetétele változatosabb, gyakran külön névvel is illetjük ezeket. Az eklogitos fácies alsó határa nagymértékben függ a rendszer illő (elsősorban H<sub>2</sub>O) tartalmától. Az eklogitos kőzetek osztályozásával először ESKOLA (1921) foglalkozott, genetikai alapon csoportosítva azokat. Ezután COLEMAN et al. (1965) állított fel új, hosszú távon érvényes rendszert az eklogitok piroxénjeinek jadeit tartalma valamint a gránát összetétele (elsősorban Mg-tartalma alapján). SMULIKOWSKI (1964, 1968, 1972, 1980, 1989) rendszere visszatért a genetikai alapon történő osztályozáshoz, de nagyszámú kőzetkémiai és ásványkémiai adatot használt fel rendszeréhez. A legújabb osztályozást CARSWELL (1990) állította fel, az eklogitok képződési hőmérséklete alapján.

<sup>1</sup> ELTE TTK Közéttan-Geokémiai Tanszék, 1088 Budapest, Múzeum Körút 4/A  
E-mail: szakmany@iris.geobio.elte.hu

## Bevezetés

Eklogitos kőzetek illetve eklogit fáciesű kőzetek nyomai eddig csak csak igen gyéren kerültek elő Magyarországon (RAVASZ-BARANYAI 1969; M. TÓTH 1995, 1996). A Kárpát-Pannon régióban azonban már sok helyen felbukkannak, és világszerte is igen széles elterjedésben találhatók a felszínen (pl. a Nyugati-Alpokban több száz kilométer hosszú és viszonylag széles zónában tanulmányozhatóak ezek a kőzetek). Miután magyar nyelven még soha nem jelent meg részletes összefoglaló ezeknek a kőzeteknek a rendszérével, osztályozásával, előfordulásával kapcsolatban, úgy gondoltuk, hogy ezt a hiányt pótolva kicsit közelebb hozzuk a magyar geológusok számára is ezt a rendkívül érdekes, és – mint a későbbiekben kiderül – változatos kőzettársaságot.

## Eklogit és eklogit fácies

A eklogitot, mint kőzetet először HAÜY (1822) definiálta, miszerint az eklogit olyan kőzet, amely főleg gránátból és klinopiroxénből áll. Ez a meghatározás – első közelítésben – ma is többé-kevésbé elfogadható. A későbbiek során sok petrológus felismerte, hogy az eklogitban a klinopiroxén nagy Na- és  $Al^{VI}$ -tartalmú, valamint, hogy a gránát Mg-tartalma is viszonylag nagy.

A XX. század első felében ESKOLA (1920, 1921) kimutatta, hogy az eklogit használható kőzetnévként, de használható metamorf fáciesnévként is. A későbbiek során ez a kettősség egyre több értelmezési problémát okozott, ezért az IUGS nagynyomású kőzetekkel foglalkozó albizottsága egyértelműen szétválasztotta és definiálta az eklogitot mint kőzetnevet és az eklogit fáciest mint metamorf fáciesnevet (SMITH et al. 1982; SMITH 1983).

*Eklogit mint kőzetnév:* A legújabb összefoglaló munkák HAÜY 1822-ben meghatározott definícióját némileg pontosították. Ahhoz, hogy egy kőzetet eklogitnak nevezhessünk, a következő feltételeknek kell teljesülnie (CARSWELL 1990):

- Közel bazaltos kémiai összetétel.
- A gránát és a jadeit tartalmú klinopiroxén mennyisége legalább 70%.
- Nincs benne primer (vagyis a gránáttal és a klinopiroxénnel egyensúlyban lévő) plagioklász.

Abban az esetben, ha a gránát+klinopiroxén mennyisége 70% alatt van, de a kőzet nyomás-hőmérséklet képződési viszonyai az eklogit fáciesre jellemzőek, specifikus kőzetnevet kell adni a kőzetnek (ld. később). Ezt természetesen a kémiai összetétel is befolyásolja, ezek a kőzetek általában nem bazaltos összetételűek.

A fent említett gránáton és klinopiroxénon kívül az eklogitban kis mennyiségben egyéb primer ásványok is előfordulhatnak. Ezek közül a leggyakoribb  $(OH)^-$ -mentes ásványok a kvarc, a kianit, az ortopiroxén és a rutil. Ritkábban coesit, gyémánt és aragonit is előfordulhat, de a coesit és a gyémánt előfordulása már különösen nagy nyomásról tanúskodik. Az  $(OH)^-$ -tartalmú ásványok megjelenése primer módon már vitathatóbb. Ahol azonban a szöveti bizonyítékok

egyértelművé teszik, hogy ezek az ásványok egyensúlyban vannak a gránáttal és klinopiroxénnal, kis mennyiségben elfogadható primer jelenlétük. A leggyakoribb (OH)<sup>-</sup>-tartalmú ásványok, amelyek az eklogitban primer módon előfordulnak a glaukofán-barroisit-pargasitos összetételű amfibol, a fengit, a paragonit, a flogopit, a talk, a zoizit és a klinozoizit.

*Eklogit fácies:* A metamorf fáciesek koncepciója kialakításának megfelelően az eklogit fácies adott P–T–X feltételekkel jellemezhető rendszer a metamorf fáciesek között. Az eklogit fácies P–T határfeltételeinek meghatározása azonban nem egyszerű, mert ez erősen függ a kémiai összetételtől, azon belül is elsősorban a mobilis komponensektől, különösen a H<sub>2</sub>O tartalomtól.

Mint korábban láttuk, az eklogitot mint fáciesnevet először ESKOLA (1920, 1921) használta a Nyugat-Norvégiában előforduló eklogitok vizsgálata során. ESKOLA durván bazaltos összetételű, omfacit+gránát (± kianit, kvarc, ortopiroxén, rutil) ásványokból álló kőzetsorozatot vizsgált, amihez nagy Mg-tartalmú metaperidotitok társultak. ESKOLA vizsgálatai óta eltelt időben és más területeken folyó kutatások azonban egyre több, a fenti összetételű eklogittól eltérő ásványegyüttesel jellemezhető, de eklogit fáciesre jellemző P–T viszonyok között képződő kőzeteket is leírtak. Például COMPAGNONI (1977) munkájában a Nyugati-Alpokban található Sesia-Lanzo zónából fengit+gránát±omfacit±zoizit+kvarc ásványegyüttesről számol be metapélitokban, amely azonban eklogit fáciesre jellemző P–T viszonyok között alakult ki. Az eklogit fáciesben, különböző kiindulási összetételű kőzetekből kialakuló jellemző ásványegyütteseket és azok speciális kőzetveit az *I. táblázat* foglalja össze. Az eklogit fácies tehát az a nagynyomású metamorf tartomány, amelyet a különböző típusú kiindulási kőzetekben az *I. táblázatban* felsorolt ásványegyüttesek határoznak meg.

Igen érdekes és vitatott kérdés az, hogy az eklogitban előfordulhat-e plagioklász. A legtöbb petrológus egyetért azzal, hogy az eklogitban elsődleges (vagyis az eklogitos ásványokkal egyensúlyban levő) plagioklász nincs. Egyes szerzők munkáikban azonban plagioklász-eklogitról írnak, amelyben a plagioklász és az omfacit egymással egyensúlyban van (pl. CHURCH 1968; KOZLOWSKI 1958; SUBRAMANIAN 1956). Ezek a kőzetek azonban inkább omfacit-granulitnak vagy eklogit-granulit átmeneti kőzeteknek tekinthetők és nevezhetők (SMULIKOWSKI 1980; POUBA et al. 1985).

Bazaltos kiindulású kőzetekben a nyomás növekedésével a plagioklász átalakul, és az eklogitban már nem található meg. Egyes, a bazaltostól eltérő összetételű kiindulási kőzetek esetén (pl. metaandezit, metaanortozit) a plagioklász stabilitási tartománya azonban nagyobb nyomásra is kiterjedhet, és a plagioklász és az omfacit egy szűk P–T–X tartományban stabilan egymás mellett létezhet. Ezek a feltételek a granulit fácies – eklogit fácies határán alakulhatnak ki (SMULIKOWSKI 1980). Ugyanakkor azonban mégegyszer hangsúlyozzuk, hogy a plagioklász az eklogitban valamint az eklogit fáciesű kőzetekben nem fordul elő primer elegyrészként (CARSWELL 1990).

Az eklogit fáciesű képződmények vizsgálata általában nem egyszerű feladat, mivel ezek a kőzetek gyakran jelentős retrográd átalakuláson mennek keresztül.

**Eklogit fáciesű kőzettípusok és legfontosabb kőzetalkotó ásványaik**  
(Carswell 1990 után, módosítva)  
*Eclogite facies litho-types rocks and their main mineral constituents*  
(after Carswell 1990, modified)

I. táblázat – Table I

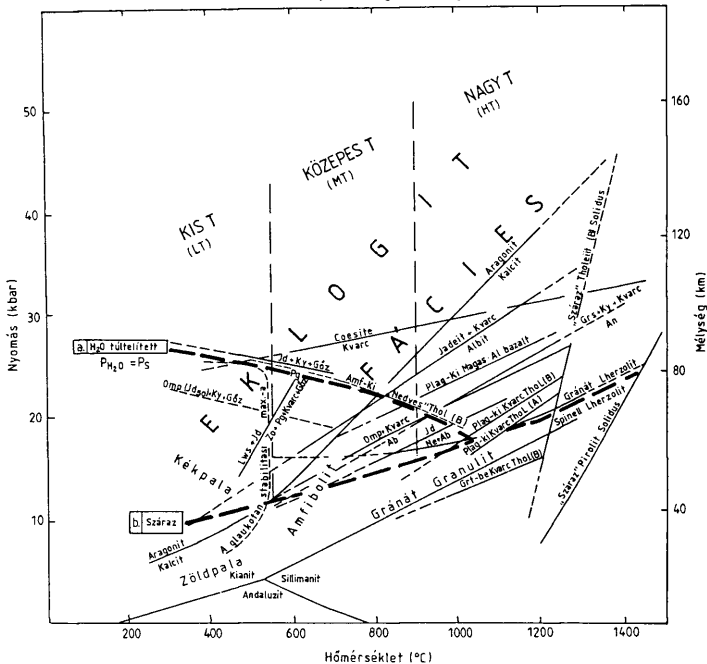
Eredeti kőzet	Eklogit fáciesű kőzet neve	Fő kőzetalkotó ásványok
<b>Bázisos magmás</b> (bazalt, gabbró stb.) Fe-gazdag Mg-gazdag	<b>EKLOGIT</b>	Fe-gránát, omfacit Mg-gránát, omfacit
<b>Ultrabázisos magmás</b> Peridotit Mg-Al gazdag kumulátumok Ca-Al gazdag kumulátumok (rodingit)	<b>GRÁNÁT PERIDOTIT</b> <b>ALKREMIT</b> <sup>1</sup> <b>GROSPYDIT</b> <sup>2</sup>	Mg-gránát, Mg-olivin, (klinopiroxén, ortopiroxén) Mg-gránát, spinell, (korund, olivin) gránát (Gro <sub>&gt;30</sub> ), klinopiroxén, kianit
<b>Savanyú-neutrális magmás</b> Gránit, diorit stb.	<b>MUCRONIT</b> <sup>3</sup>	jadeit/omfacit, kvarc/coesit, fengit, (gránát)
<b>Agyagos kőzetek</b> Fe-gazdag Mg-gazdag	<b>FENGIT-GRÁNÁT-OMFACIT</b> <b>PALA</b> <sup>4,5</sup> <b>FEHÉRPALA</b> <sup>6,7</sup>	gránát, jadeit/omfacit, fengit, kianit, kloritoid Mg-gránát, talk, kianit
<b>Homokos kőzetek</b>	<b>JADEIT KVARCITIT, stb.</b>	jadeit/omfacit, kvarc/coesit,
<b>Meszes kőzetek</b>	<b>GRÁNÁT-ARAGONIT</b> <b>MÁRVÁNY</b> <sup>8</sup>	Aragonit/kalcit, Ca-gránát, dolomit, klinopiroxén, zoizit- klimozoit,
<b>Fe(Mn) gazdag üledékek</b>	<b>GRÁNÁT-, PIEMONTIT-, Mn-</b> <b>OMFACIT TARTALMÚ</b> <b>METAKOVAPALA</b> <sup>9,10,11</sup>	Fe- vagy Mn-gránát, kvarc/coesit, piemontit, omfacit/Mn-omfacit

<sup>1</sup> Nixon et al., (1978)<sup>2</sup> Sobolev et al., (1968)<sup>3</sup> Oberhänsli et al., (1985)<sup>4</sup> Okrusch et al., (1984)<sup>5</sup> Ghent et al., (1987)<sup>6</sup> Schreyer (1973)<sup>7</sup> Schertl et al., (1991)<sup>8</sup> Spear-Franz (1986)<sup>9</sup> Evans (1986)<sup>10</sup> Martin-Kienast (1987)<sup>11</sup> Mottana (1986)

Elsősorban a fluidumok hatására alakulnak át erőteljesen kiemelkedésük során. A kőzetek teljes fejlődéstörténetét (főleg a nagynyomású szakaszt) a plagioklászmentes együttesek megőrzéséből, annak vizsgálatával lehet rekonstruálni.

### Az eklogit fácies P-T határai és határkapcsolatai

Az eklogit fácies P-T határainak meghatározása összetett feladat, mivel ez nagymértékben függ a rendszer mobilis komponensének, a H<sub>2</sub>O-nak a jelenlététől illetve mennyiségétől. Teljesen száraz és H<sub>2</sub>O-ban túltelített rendszerek



1. ábra. Az eklogit fácies határai a P-T diagramon néhány fontosabb eklogit fáciesű ásványegyes stabilitási határával (CARSWELL 1990 után)

Fig. 1. The boundary of the eclogite facies in the P-T grid and the most important assemblage of eclogite facies (after CARSWELL 1990)

eklogit fáciesű alsó határvonalait az 1. ábra mutatja ("a" és "b" görbék) CARSWELL (1990) meghatározása nyomán. Az ábráról leolvasható, hogy  $T=1050\text{ }^{\circ}\text{C}$  az a hőmérséklet, ahol a két görbe szétválik, az ennél kisebb hőmérsékleten "száraz" rendszerben az eklogit fácies határvonala kisebb nyomáson húzható meg, mint "nedves" környezetben. Minél kisebb a hőmérséklet, annál nagyobb a két görbe közti távolság, köszönhetően annak, hogy a tipikus eklogit fáciesű ásványegyesetek kialakulásához száraz viszonyok között kisebb nyomás szükséges. Száraz viszonyok között a plagioklász kilépése alapján történt a határ meghúzása, a szélsőségesen  $\text{H}_2\text{O}$  telített rendszerben pedig a paragonit+omfacit( $\text{Jd}_{50}$ )+kianit+gözfázis reakció (HOLLAND 1979) alapján húzható meg a határ. Tehát  $1050\text{ }^{\circ}\text{C}$  fölött az eklogit fácies alsó határa gyakorlatilag egyértelműen

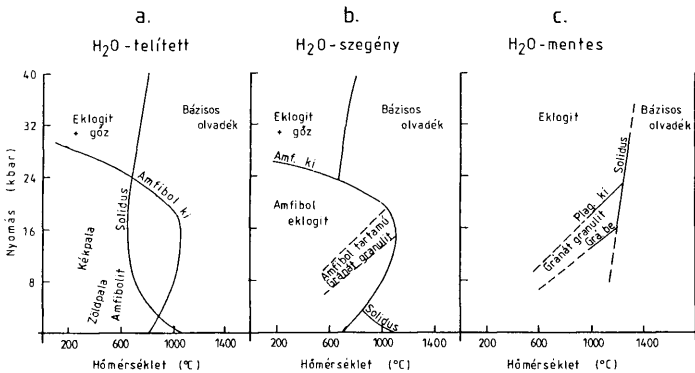
meghúzható, az ez alatti hőmérsékleten viszont az eklogit fáciesű ásványgyűttes stabilitási viszonyai, valamint a kékpala-, amfibolit- és zöldpala fácies ásványgyűttesének stabilitási viszonyai között meglehetősen komplex kapcsolatok uralkodnak (CARSWELL 1990). Természetesen a pontos határvonal meghúzása, illetve, hogy a két szélső határérték között milyen fáciesre jellemző ásványgyűttes alakul ki, mindig az adott rendszer kémiai összetételétől, ezen belül nagymértékben a  $H_2O$  telítettségétől, valamint az uralkodó nyomásviszonyoktól függ. Tehát az 1. ábrán meghúzott "a" és "b" görbék között az eklogit fáciesre jellemző ásványgyűttes alakul ki "száraz", és az amfibolit- vagy kékpala fáciesre jellemző ásványgyűttes alakul ki "nedves" kőzetekben. (A kékpala fáciesben kis hőmérsékleten a lawsonit+glaukofán, nagy hőmérsékleten az epidot+glaukofán együttes alakul ki [EVANS-BROWN 1987], ez utóbbi – ebben az esetben – az eklogit és zöldpala fácies közvetlen érintkezését akadályozza meg). Az amfibolit fáciesben elsősorban a pargasitos amfibol kialakulása figyelhető meg). Azokban a kőzetekben pedig, ahol a  $H_2O$  telítettség köztes értéket ér el, olyan ásványgyűttesek alakulhatnak ki, amelyben az omfacit és az amfibol egyensúlyban van egymással az "a" és a "b" görbék között. Ez esetben az egyes ásványok minőségétől és egymáshoz viszonyított mennyiségétől függően sorolhatjuk a kőzetet kékpalához, amfibolizált, vagy amfibol eklogitához. Ezt mutatja a 2. ábra, amely kvarc-tholeiites összetételű kiinduló kőzet alapján mutatja be az eklogit fácies határainak változását a P–T diagramon, a  $H_2O$  telítettségének függvényében. A diagramról leolvashatók az előbb vázolt határviszonyok, illetve az egyes fáciesek stabilitási mezői a P–T–X( $H_2O$ ) függvényében.

Az eklogit fácies felső határát ott húzzák meg, ahol az eklogit piroxén mentes gránátitba alakul át (bazaltos kőzetösszetételt véve). IRIFUNE et al. (1986) kísérletei szerint ez az átalakulás  $T=1200^\circ C$  mellett  $P=140\text{--}150$  kbar nyomáson megy végbe.

### Az eklogit fácies P-T rendszere és részletes felosztása

Az előző részben leírtak alapján eklogit fáciesű kőzetek széles P–T tartományban képződhetnek. E széles P–T viszonyok különböző geotektonikai környezetben alakulhatnak ki. Eklogit fáciesű kőzetek képződhetnek a szubdukción során nagy mélységbe lekerült óceáni (esetleg kontinentális) kéreg kőzeteiből. A felső köpenyben és esetenként, ahol a kéreg nagy vastagságú, a legalsó kéregben is kialakulhatnak az eklogit fácies feltételei. Ez utóbbi elsősorban az orogén területek olyan részein, ahol a nagy takaróképződések során a kontinentális lemezek egymásra csúsztatása, és ezáltal a kontinentális kéreg – tektonikai hatás következtében – rendkívüli mértékű (akár 100 km is) kivastagodása történik (pl. Nyugati-Alpok területe).

Az eklogitok osztályozásával eddig több szerző is foglalkozott (ESKOLA 1921; COLEMAN et al. 1965; SMULIKOWSKI 1964, 1968, 1972, 1989; CARSWELL 1990). A különböző szerzők osztályozásaiban megjelenő kategóriák egymással párhuzamosíthatók, az egyes részek egymásnak többé-kevésbé megfeleltethetők, és az egymást követő osztályozási rendszerek fejlődése is jól nyomon követhető. Az



2. ábra. Az eklogit fácies határainak változása a P-T diagramon a rendszer H<sub>2</sub>O telítettségének függvényében, bázisos kiindulású kőzetek esetén (Carswell 1990). A feltételezett solidusgörbe ESSENE et al., 1970) (a-b ábra) illetve GREEN & RINGWOOD 1967) (c ábra) alapján

Fig. 2. The change of the boundaries the basic component of eclogite facies rocks on the basis of H<sub>2</sub>O saturation of the system (CARSWELL 1990). The estimated solidus presented by ESSENE et al., 1970) (diagram a-b), and by GREEN & RINGWOOD 1967) (diagram c)

eklogitok osztályozásának a felsorolt szerzők szerinti összefoglalását a II. táblázat mutatja be.

A legkorábbi osztályozás ESKOLA (1921) nevéhez fűződik, aki az eklogitkutatás korai szakaszában az akkor legkézenfekvőbb megoldás szerint, a kőzetek előfordulásának geológiai környezete alapján az alábbi négy fő csoportra osztotta az eklogitokat:

1. xenolitok kimberlitben,
2. sávok és lencsék alpi típusú peridotit testekben,
3. lencsék migmatitos gneisz komplexumokban,
4. tömbök kékpala fáciesű területeken.

A következő felosztás, – amelyet COLEMAN et al. (1965) állítottak fel –, az eklogit fő kőzetalkotói, a gránát és a klinopiroxén kémiai összetétele alapján történt. Körülbelül ez idő tájt gyűlt össze ugyanis annyi elemzési adat, hogy azok alapján a fent leírt szempont szerint a csoportosítást kétségek nélkül el lehetett végezni. Az osztályozás sikerét jelzi, hogy ezt gyakorlatilag a mai napig sok kutató használja. Mint alább látni fogjuk, a COLEMAN és munkatársai által felállított egyes csoportok jól párhuzamosíthatók az ESKOLA-féle felosztás csoportjainak valamelyikével, noha COLEMAN és társai külön kihangsúlyozták, hogy nem genetikai alapon végezték csoportosításukat. COLEMAN és társai a gránát pirop tartalma és a klinopiroxén jadeit tartalma alapján az alábbi három

Az eklogitok osztályozása különböző szerzők szerint (CARSWELL 1990 után)

*Eclogite classification schemes (after CARSWELL 1990)*

II. táblázat – Table II

szerző	Eskola (1921)	Coleman et al. (1965)	Smulikowski (1964, 1968, 1972, 1989)	Carswell (1990)
osztályozás alapja	Geológiai környezet	Fő kőzetalkotó ásványok összetétele	Geológiai helyzet, + a kőzet és a fő kőzetalkotó ásványok összetétele	Egyensúlyi hőmérséklet      Kőzet eredete
	<p><b>1. típus</b> Xenolitok kimberlitben</p> <p><b>2. típus</b> Sávok és lencsék alpi típusú peridotit testekben</p> <p><b>3. típus</b> Lencsék migmatitos eredetű gneisz komplexumokban</p> <p><b>4. típus</b> Tömbök kékpala fáciesű területeken</p>	<p><b>A csoport</b> Gránát: pirop &gt; 55 mol% Klinopiroxén: legkisebb jadeit tartalom (5-10 mol%)</p> <p><b>B csoport</b> Gránát: pirop 30-55 mol% Klinopiroxén: közepes jadeit tartalom (10-20 mol%)</p> <p><b>C csoport</b> Gránát: pirop &lt; 30 mol% Klinopiroxén: legnagyobb jadeit tartalom (15-50, átlag 30-40 mol%)</p>	<p><b>G típus</b> Peridotitokkal kapcsolatos gránát piroxenitok</p> <p><b>C típus</b> Közönséges eklogitok</p> <p><b>O típus</b> Ofiolitos eklogit</p> <p>Megjegyzés: átmeneti típusok: O-C, G-C, T</p>	<p>nagy felső köpeny (HT)</p> <p>900 °C -----</p> <p>közepes tektonikusan kivastagodó kontinentális kéreg (MT)</p> <p>550 °C -----</p> <p>kicsi szubdukálódott óceáni kéreg és ív-árok üledékek (LT)</p>



csoportot különítette el (ugyanakkor azonban az egyes csoportok genetikai hovatartozására is utaltak).

*A típus:* A gránát pirop tartalma több, mint 55 mol%, a klinopiroxén jadeit tartalma a három csoport közül a legkisebb (mintegy 5–10 mol%). Az eklogitok ezen típusa elsősorban zárványokként fordul elő kimberlitben, bazaltban illetve sávokat-rétegeket alkot ultrabázisos kőzetekben. Ásványai között gyakran megjelenik a rombos piroxén, az olivin, sőt a gyémánt is. Származását tekintve köpenyeredetű. Ez a csoport körülbelül megfelel az ESKOLA (1921) féle osztályozás 1. és 2. csoportjának.

*B típus:* A gránát pirop tartalma (30–55 mol%) és a klinopiroxén jadeit tartalma (10–20 mol%) is közepesnek mondható. Ezek az eklogitok migmatitos gneisz területeken fordulnak elő és sávokat-lencsékét alkotnak amfibolitos környezetben. Az eklogitok gyakran jelentős mértékű retrográd metamorfózist szenvedtek. Ez a csoport hozzávetőlegesen az ESKOLA (1921) féle osztályozás 3. csoportjának feleltethető meg.

*C típus:* A legkisebb pirop tartalmú (kevesebb, mint 30 mol%) gránátot, de a legnagyobb (bár változatos mennyiségű) jadeit tartalmú (15–50, átlag 30–40 mol%) klinopiroxént tartalmazó eklogitok tartoznak ide. Megjelenésüket tekintve sávok, lencsék vagy helyileg elkülönült, elszigetelt blokkok formájában fordulnak elő alpi típusú orogén zónák metamorf kőzetegységein belül, elsősorban kékpálával kapcsolatosan, hasonlóan az ESKOLA (1921) féle felosztás 4. csoportjának kőzeteihez.

Az eklogitok egyik legrészletesebb [bár nem annyira elterjedt, mint a COLEMAN et al. (1965) osztályozás] felosztását SMULIKOWSKI (1964, 1968, 1972, 1989) végezte el. SMULIKOWSKI visszatért a geológiai helyzet alapján történő osztályozáshoz, ehhez azonban a későbbiek során az eklogitok teljes kémiai összetételét, valamint a fő kőzetalkotó gránát és klinopiroxén kémiai összetételének változását is figyelembe vette. SMULIKOWSKI az eklogitokat három fő csoportra osztotta, amelyek között azonban átmeneti csoportokat is megkülönböztetett. Végül elkülönített egy külön átmeneti csoportot is az eklogitoktól a granulitok és amfibolitok felé is. Így végül hat (három fő és három átmeneti) csoportot alkotott. (Az egyes csoportok részletes jellemzését, az előfordulási viszonyaikat a III. táblázat foglalja össze.)

*G típus:* gránát piroxenitok (+ griquaitok, gránát websteritek): Ultrabázisos összetételű megjelenési környezetük, nagy képződési hőmérsékletük és nyomásuk alapján felső köpeny eredetűek.

*C típus:* közönséges eklogitok: Megjelenésük szerint közbetelepülések, lencsék, budinázsok kéreg eredetű gneiszos-migmatitos környezetben, amelyek amfibolit vagy granulit fáciesű metamorfózison estek át. Eredetileg dolerit dyke-ok vagy szillek, bazaltláva takarók részei lehettek homokkőben vagy agyagos-aleuritos kőzetekben, amelyek a metamorfózis hatására gneisszé esetleg migmatittá alakultak. Amennyiben a környezet száraz volt, a nagy nyomás és hőmérséklet hatására ezek az eredetileg bázisos magmás kőzetek eklogittá

Az eklogitok Smulikowski-féle rendszerének összefoglalása

Summary of the Smulikowski system of eclogitic rocks

III. táblázat – Table III

típus	G	C	O	O-C átmeneti típus	G-C átmeneti típus	T
név	gránát-piroxenit (Griquatit)	közönséges eklogit	ofiolitos eklogit	-	gránát-piroxenitek	átmenet az eklogit és más metamorf kőzetek között
eredet (kémiai összetétel)	ultrabázisos-melabázisos (fe köpeny peridotitok, pikrites bazalt)	bázisos (bazalt, bazalttufa, dolerit, gabbró)	alkáli bazalt - spilit $\text{Na}_2\text{O}$ , $\text{FeO}^*$ több, $\text{Al}_2\text{O}_3$ , $\text{MgO}$ kevesebb	átmenet az O és a C csoport között	változatos összetétel, az Al általában kevés (kivételesen nagyon sok)	C típushoz hasonló
gránát	legtöbb Mg legkevesebb Fe	$\text{Mg}/\text{Fe}^{2+}$ változó (de $\text{Mg} > \text{Fe}^{2+}$ )	Mg szegény (Fe, Ca gazdag; $\text{Fe}^{2+} > \text{Mg}$ )	C típushoz hasonló	G típushoz hasonló (1-3) C típushoz hasonló (4)	C típushoz hasonló
klinopiroxén	Na-ban szegény (jd < 14)	közepes Na-tartalom (jd = 14-28); ( $\text{Al} > \text{Na}$ )	Na-ban gazdag (jd = 28-52); ( $\text{Na} \geq \text{Al}$ )	C típushoz hasonló (közepes, néha nagy Na tartalom)	közepes Na-tartalmú (1-3) Na-szegény (4)	C típushoz hasonló (közepes-szegény Na-tartalom; de változó!)
egyéb gyakori ásványok	ortopiroxén, olivin, hornblende, (flogopit, spinell)	hornblende, zoizit, kvarc, kianit, Mg-fengit, rutil	glaukofán, klinozoizit, epidot, fengit/paragonit, rutil, (titanit, ilmenit)	glaukofán, epidot	genetikától, összetételtől függően különböző	plagioklász, hornblende, zoizit, kianit, fengit
képződési körülmények	nagy T (> 750°C) nagy P (> 16 kbar)	közepes T (350-500-800°C) közepes P (8-13-16 kbar) (nagy szórás!)	kis T (250-350°C) viszonylag kis P (5-8 kbar)	átmenet az O és a C csoport között	változó	nagy T, kis P
előfordulás	1, gránát-peridotitall, gránát-websteritell, gránát-granulitall együtt 2, zárvány kimberlitben 3, zárvány alkáli bazaltban	1, közbetelepülés, lencse, budinázs amfibolit, granulit faciesű gneiszben, migmatitban 2, dolomitos-agyagos üledék + bázisos piroklasztit keverékéből	közbetelepülés, lencse stb. kékpálában, tektonikus (ofiolitos) melanzsban	kékpálákkal kapcsolatosan	1, granulit komplexumokon belül peridotitokkal kapcsolatosan 2, zárvány kimberlitben 3, zárvány nefelinitben 4, gneisszel, granulitall kapcsolatos területeken	1, átmenet a klinopiroxén-gránát granulit és az eklogit között 2, átmenet az amfibolit és az amfibolit-eklogit között
példa	Bohémiai masszívum (1) DNy-Norvégia (1) D-Afrika (Kimberley) (2) Ausztrália (3)	Saualm Fichtelgebirge Ny-Norvégia Ural	Kalifornia Guatemala Kuba Japán Sesia-Lanzo zóna	K-Alpok Piedmont Ny-Norvégia Shikoku (Japán)	Bohémiai masszívum (1, 4) Dél-Afrika (2) Hawaii (3)	Lengyel Szudéták

alakultak, viszont ha a környezet nedves volt, az átalakulás során amfibolit képződött (ld. az eklogit fácies c. fejezetben leírtakat).

*O típus:* ofiolitos eklogitok (Alpi típus): Megjelenésük ofiolitokhoz kapcsolódik, leggyakrabban közbetelepülések kékpálában és/vagy tektonikus melanzsban (ofiolitos melanzsban). Képződésük kis nyomáson ( $P=5-8$  kbar) és kis hőmérsékleten ( $T=250-350$  °C) történik (SMULIKOWSKI 1972), vagyis a többi csoporthoz viszonyítva képződési hőmérsékletük és nyomásuk kétségtelenül jóval kisebb, bár a SMULIKOWSKI (1972) által becsült értékek kissé túl alacsonynak tűnnek. Ugyanis a Földön eddig meghatározott legkisebb eklogit képződési hőmérséklet  $290^{\circ}\text{C}$  Ward Creek környékén a a Franciscan Komplexumban (OH & LIOU 1990), és számos helyen O-típusú eklogitba sorolt kőzet képződési hőmérséklete meghaladja a  $400-450^{\circ}\text{C}$ -ot.

*O-C átmeneti típus:* Az ide tartozó eklogitok megjelenése, környezete az O típusú kőzetekéhez hasonlít, de a gránát és a klinopiroxén összetétele inkább a C típus megfelelő ásványainak összetételéhez hasonló. A különbséget feltehetően a kiindulási kőzet eltérő összetétele, valamint a képződési P-T körülmények okozhatják.

*G-C átmeneti típus:* Ezek összetételükben nagyon változatosak, de összességében a gránát piroxenitekhez hasonló összetételű kőzetek. Megjelenésüket tekintve is nagyon változatosak (ld. a III. táblázatot). Kialakulásuk vagy a legfelső köpenyben történt, amely az alsókéreg eredetű kőzetekkel összegyűrődve erőteljes granulitos vagy katagneiszes metamorfózison esett át, E folyamat révén az eredeti ultrabázisos jellege kémiaailag módosult, vagy ellenkezőleg, az eredetileg bázisos összetételű mélykéreg eredetű eklogit fragmentum a felső köpenybe süllyedt, és eközben összetétele kémiaailag módosult (SMULIKOWSKI 1972).

*T átmeneti típus* az eklogitok és egyéb metamorfitek között: Legfontosabb különbség az eklogitokhoz viszonyítva, hogy a gránáttal és az omfacittal egyensúlyban lévő, elsődleges plagioklásztt tartalmaz.

Az eklogitok legújabb osztályozását CARSWELL (1990) végezte el, a kőzet képződési hőmérséklete alapján. Ez a felosztás a korábbiaknál szisztematikusabb, az egyes típusok elhatárolása egymástól egyértelmű. Másik előnye, hogy az e felosztás alapján kialakuló csoportok jól egyeznek a három alapvető geológiai környezetben képződő eklogit típusokkal, mivel a genetika alapvetően meghatározza a képződési hőmérsékletet. Az egyensúlyi hőmérséklet számítása az együtt képződött gránát-klinopiroxén  $\text{Fe}^{2+}$ - $\text{Mg}^{2+}$  cserereakcióján alapuló geotermométerrel történik. A felosztás során CARSWELL (1990) nagy hőmérsékleten (HT), közepes hőmérsékleten (MT) és kis hőmérsékleten (LT) képződött eklogitokat különített el (ld. a II. táblázatot).

*HT:* A  $900^{\circ}\text{C}$  felett képződött HT eklogitok elsősorban a felső köpenyben képződnek. Mind kollíziós, mind extenziós nagytektoniai környezetben kialakulhatnak, ott, ahol a geotermikus gradiens az átlagosnál nagyobb mértékben megnövekedett, pl. a köpeny mélyebb részeiből felfelé áramló hőáramlás következtében. Képződésük bázisos granulitokból illetve közvetlenül a bázisos magmás kőzet átkristályosodásával is történhet (BUCHER & FREY 1994).

MT: Az 550–900°C között képződött MT eklogitok képződési helye tektonikailag kivastagodott kontinentális kéregben, kontinens–kontinens ütközési zónában van. Ez a típus elsősorban amfibolitok átkristályosodásával képződik (BUCHER & FREY 1994). Előfordulhatnak ezenkívül a fenti területek alatti legfelső köpenyből (maximum 80 km mélységből) származó xenolitok formájában is (CARSWELL 1990). Az HT és MT eklogitok 900°C-nál meghúzott határa gyakorlatilag a kivastagodott kontinentális kéreg területek alatti köpeny/kéreg határára uralkodó 900°C hőmérsékletén alapul.

LT: Az 550°C alatt képződött LT eklogitok szubdukciós övekben képződnek, és általában kékpálákkal társulnak. Eredeti, kiindulási kőzetük óceáni kéreg bázitok valamint ív-árok üledékek, amelyek gyakran először kékpala fáciesű kőzetekké alakulnak, és utána kristályosodnak át eklogittá. Az MT és LT eklogitok 550°C-nál meghúzott határa gyakorlatilag egybeesik a természetes körülmények között képződött glaukofán felső stabilitási határával.

A háromféle eklogit képződésük eltérő volta miatt különböző típusos ásványegyüttessel jellemezhető. Az LT eklogitok, mivel a szubdukciós zónában alakulnak ki, gyakran tartalmaznak nagy mennyiségű  $(OH)^-$ -tartalmú ásványokat, míg a HT eklogitok inkább "száraz" körülmények között képződnek, így  $(OH)^-$ -tartalmú ásványok nem találhatók bennük.

Az egyes eklogit fajták típusos ásványegyüttese a következő (BUCHER & FREY 1994):

HT eklogitok:

gránát+klinopiroxén ( $j_{d_{max}}5-10\%$ )±kianit±ortopiroxén±amfibol±kvarc±rutil

MT eklogitok:

gránát+omfacit±zoizit(klinozoizit)±fengitt±kianit±amfibol±kvarc±rutil

LT eklogitok:

gránát+omfacit±zoizit±kloritoid±fengitt±paragonit±glaukofán±kvarc±kianit±talk±rutil±dolomit

## Irodalom – References

- BUCHER, K. & FREY, M. 1994: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, p. 318.
- CARSWELL, D. A. 1990: Eclogites and the eclogite facies: definitions and classifications. – In: CARSWELL, D. A. (ed): *Eclogite facies rocks* – Blackie, Glasgow and London, 1–13.
- CHURCH, W. R. 1968: Eclogites. – In: HESS, H.H. & POLDERVAART, A. (eds): *Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*. Volume 2. Wiley, New York, 755–798.
- COLEMAN, R. G., LEE, D. E., BEATTY, L. B. & BRANNOCK, W. W. 1965: Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **76**, 483–508.
- COMPAGNONI, R. 1977: The Sesia-Lanzo zone: high pressure-low temperature metamorphism in the Austroalpine continental margin. – *Rend. Soc. Ital. Mineral. e Petrol.*, **33**, 335–374.
- ESKOLA, P. 1920: The mineral facies of rocks. – *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **6**, 143–194.
- ESKOLA, P. 1921: On the eclogites of Norway. – *Vidensk.-Selskapets Skr., Kristiania, I. Matematisk Naturvidenskapelig Kl.*, **1**, 8, 1–118.
- ESSENE, E. J., HENSEN, B. J. & GREEN, D. H. 1970: Experimental study of amphibolite and eclogite stability. – *Earth. Planet. Interiors*, **3**, 378–384.

- EVANS, B.W. 1986: Reactions among sodic, calcic and ferromagnesian amphiboles, sodic pyroxene and deerite in high pressure metamorphosed ironstone, Siphnos, Greece. – *Am. Mineral.* **71**, 1118–1125.
- EVANS, B.W. & BROWN, E.H. 1987: Reply on blueschists and eclogites. – *Geology*, **15**, 773–775.
- GHEENT, M.C., STOUT, M.Z., BLACK, P.M. & BROTHERS, R.N. 1987: Chloritoid-bearing rocks associated with blueschists and eclogites, northern New Caledonia. – *J. Metamorph. Geol.* **5**, 239–254.
- GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. 1967: An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, 767–833.
- HAÜY, R.J. 1822: *Traité de Mineralogie*. 2nd Edition. Bachelier, Paris Delance, IV, 584 p.
- HOLLAND, T.J.B. 1979: Experimental determination of the reaction paragonite=jadeite+kyanite+water, and internally consistent thermodynamic data for part of the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ , with application to eclogites and blueschists. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 293–301.
- IRIFUNE, T., SEKINE, T., RINGWOOD, A.E. & HIBBERSON, W.O. 1986: The eclogite-garnetite transformation at high pressure and some geophysical implications. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **77**, 245–256.
- KOZŁOWSKI, K. 1958: On the eclogite-like rocks of Stary Giera tów (East Sudetes). – *Bull. Acad. Pol. Sci. serie Chim.-Geol.-Geogr.*, **6**, 723–728.
- MARTIN, S. & KIENAST, J.R. 1987: The HP-LT manganiferous quartzites of Praborna, Piemonte ophiolite nappe, Italian Western Alps. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **67**, 339–360.
- MOTTANA, A. 1986: Blueschist-facies metamorphism of manganiferous cherts: A review of the alpine occurrences. – *Geol. Soc. Amer. Memoir* **164**, 267–299.
- M. TÓTH, T. 1995: Retrograded eclogite in the crystalline basement of Tisza Unit, Hungary. – *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **35**, 27–38.
- M. TÓTH T. 1996: Magas nyomású metamorfózis nyomai a Tiszai Egység amfibolitjain. – *Földtani Közlemény*, **126**, 25–40.
- NIXON, P.H., CHAPMAN, N.A. & GURNEY, J.J. 1978: Pyrope-spinel (alkremite) xenoliths from kimberlite. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **65**, 341–346.
- OBERHÄNSLI, R., HUNZIKER, J.C., MARTINOTTI, G. & STERN, W.B. 1985: Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Mucreno an example of Eo-Alpine eclogitization of Permian Granitoids in the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps, Italy. – *Chemical Geology*, **52**, 165–184.
- OH, C. W. & LIU, J. G. 1990: Metamorphic evolution of two different eclogites in the Franciscan Complex, California, U.S.A. – *Lithos*, **25**, 41–53.
- OKRUSCH, M., RICHTER, P. & KATSIKATSOS, G. 1984: High-pressure rocks of Samos, Greece. – In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (eds): *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. – *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* **17**, 529–536
- POUBA, Z., PADERA, K. & FIALA, J. 1985: Omphacite granulite from the NE marginal area of the Bohemian Massif (Rychleby Mts.). – *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, **151**, 29–52.
- RAVASZ-BARANYAI, L. 1969: Eclogite from the Mecsek Mts., Hungary. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **13**, 315–322.
- SCHERTL, H.P. – SCHREYER, W. & CHOPIN, C. 1991: The pyrope-coesite rocks and their country rocks at Parigi, Dora Maira Massif, Western Alps: detailed petrography, mineral chemistry and PT-path. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **108**, 1–21.
- SCHREYER, W. 1973: Whiteschist: a high-pressure rock and its geologic significance. – *Journal of Geology*, **81**, 735–739.
- SMITH, D.C. 1983: Nomenclature, fluids and deformation, geodynamics and nodules. – *Terra Cognita*, **3**, 329–334.
- SMITH, D.C., KIENAST, J.-R., KORNPÖBST, J. & LASNIER, B. 1982: Eclogites and their problems: an introduction to the First International Eclogite Conference (F.I.E.C.). – *Terra Cognita*, **2**, 283–295.
- SMULKOWSKI, K. 1964: An Attempt at Eclogite Classification. – *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences, Série des sci. géol. et géogr.*, **12/1**, 27–33.
- SMULKOWSKI, K. 1968: Differentiation of eclogites and its possible causes. – *Lithos*, **1**, 89–101.
- SMULKOWSKI, K. 1972: Classification of eclogites and allied rocks. – *Krystalinikum*, **9**, 107–130.
- SMULKOWSKI, K. 1980: Interrelations between eclogites and mafic rocks of the granulite facies. – *Polska Acad. Nauk. Arch. Mineral.*, **36**, 5–21.

- SMULIKOWSKI, K. 1989: Eclogite. – In: BOWES, D.R. (ed): *The Encyclopedia of Igneous and Metamorphic Petrology*. – Van Nostrand Reinhold, New York, 137–143.
- SOBOLEV, N.V., KUZNETSOVA, I.K. & ZYUZIN, N.I. 1968: The petrology of grosspydite xenoliths from the Zagadochnaya kimberlite pipe in Yakutia. – *J. Petrol.* 9, 253–280.
- SPEAR, F.S. & FRANZ, G. 1986: P-T evolution of metasediments from the Eclogite Zone, south-central Tauern Window, Austria. – *Lithos*, 19, 219–234.
- SUBRAMANIAN, A.P. 1956: Mineralogy and petrology of the Sittampundi Complex, Salem District, Madras State, India. – *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67, 317–390.

A kézirat beérkezett: 1998. 12. 15.