

Jurnal Ilmu Kebumian



# Teknologi Mineral

(Dahulu Buletin Teknologi Mineral)

---

ISSN 0854 - 2554

Volume 16, Nomor 2, Juli - Desember 2003, Hal. 58 - 120

---

**Himpunan batuan dan keanekaragaman proses pada batuan vulkanik di lingkungan busur kepulauan dan tepi benua aktif**

**Studi alterasi hidrotermal daerah Karangbolong, Kabupaten Kebumen, Jawa Tengah**

**Studi Formasi Andesit Tua (OAF) di gunung Gajah Mungkur Wonogiri, Jawa Tengah**

**Biodatum dan umur numerik foraminifera planktonik daerah kali Cileungsir, Jawa Barat**

**Pertambangan bahan galian industri di Indonesia berbasis masyarakat lokal**

**Geologi bahan galian tras di daerah Kaligintung, Kecamatan Temon, Kulonprogo, Yogyakarta**

**Kelebihan dan kelemahan pemanfaatan kalkarenit sebagai bahan bangunan : studi kasus di Argodadi, Kecamatan Sedayu, Kabupaten Bantul, Yogyakarta**

**Interpretasi log pada zona prospek sumur X**

**Kajian sumberdaya air pulau Banggai, Kabupaten Banggai Kepulauan, Sulawesi Tengah**

**Penentuan penyebaran intrusi air laut dengan metode geolistrik daerah pantai Pasir, Kecamatan Buayan, Kabupaten Kebumen, Jawa Tengah**



Jurnal Ilmu Kebumihan  
**Teknologi Mineral**

**PENANGGUNGJAWAB**

Dekan Fakultas Teknologi Mineral  
UPN "Veteran" Yogyakarta

**KETUA**

Ir. D. Haryanto, M.Sc., Ph.D

**DEWAN REDAKSI**

Prof.Drs. H.R. Bambang Soeroto., Dr.Ir. Sutanto, DEA., Dr.Ir. Sari Bahagiarti K, M.Sc.,  
Dr.Ir. Sudarmoyo, SE, MT., Dr.Ir. Dyah Rini, MT., Dr.Ir. Heru Sigit Purwanto, MT.,  
Ir. Helmy Murwanto, M.Si., Ir. Sudarsono, MT., Ir. Hadiyan, MT., Ir. Kresno, MT.,  
Ir. Moch. Winanto Adjie, M.Sc., Ir. F. Suhartono, M.Si., Ir. Andi Sungkowo, M.Si.

**MITRA BESTARI**

Prof.Dr.Ir. Septoratto Siregar., Dr.Ir. Leksono M., Dr.Ir. Rudi Rubiandini.,  
Prof.Dr.Ir. Made Astawa Rai., Dr.Ir. Sudarto Notosiswoyo., Dr.Ir. Totok Sudariyanto.  
Dr.Ir. Heru Hendrayana., Dr.Ir. Dwikorita Kernawati., Ir. Marno Datun.

**SEKRETARIS**

Ir. Bambang Triwibowo, MT

**BENDAHARA**

Ir. R. Sukotjo, MT

**TATA GRAFIS DAN CETAK**

Ir. Bambang Bintarto, MT., Ir. Siti Umiyatun Choiriah, MT

**TATA USAHA**

Winarto, Yulia Andriani, Tukimin, Bambang Agusworo

**PENERBIT**

Fakultas Teknologi Mineral - Universitas Pembangunan Nasional "Veteran" Yogyakarta  
*JIK Tek Min* terbit secara berkala setiap semester: Juni dan Desember.

**ALAMAT REDAKSI / TATA USAHA**

Fakultas Teknologi Mineral, Jl. SWK 104 (Lingkar Utara) Condongcatur Yogyakarta 55283  
Telp. (0274) 487813, 487814 Fax. (0274) 487813,  
E-mail : triwibowo@plasa.com

**DICETAK OLEH**

Unit Pelaksana Teknik Penerbitan UPN "Veteran" Yogyakarta

## Himpunan batuan dan keanekaragaman proses pada pembentukan batuan vulkanik di lingkungan busur kepulauan dan tepi benua aktif

Sutanto

Jurusan T. Geologi, Fakultas Teknologi Mineral UPN "Veteran" Yogyakarta

### Abstract

*The volcanic rocks have typical mineralogical and chemical composition that is caused by the diversity processes and factors in its each tectonic environment. The actual volcanic rocks at the convergent plate margin, that dominated by the basalt-andesite-dasite-riolite association, are mainly distributed around the pacific margin and also in the Sunda and Banda Arcs in Indonesia. These rocks association that also called orogenic andesites are strongly phorphiritic with 20 to 50 % by volume of phenocrists consist of zoned (optically and chemistry) plagioclase ( $An_{90}-An_{50}$ ) with olivine ( $Fo_{90}-Fo_{70}$ ) in basalt, with pyroxenes in andesite basic, and with hornblende & biotites in the andesite and dasites or ryolites respectively. The rocks are generally rich in  $Al_2O_3$  ( $> 16\%$ ) Sr, K, Rb, Ba and depleted in titan ( $TiO_2 < 1,2\%$ ), Ni and Cr and also have negative anomaly of Ta, Nb and Zr. The tholeitic island rocks series are generated in the shallow depth near the trench and the magma will be more and more rich of potassium with the added the depth and the distance from the trench and give the calc-alkaline and shoshonitic series respectively. The diversity of the rocks in the divergent plate margin may be affected by metasomatism of the mantle, the subducted sediments, the age and temperatute of the subducted oceanic plate and the magma defferensiation.*

### Abstrak

*Komposisi mineral dan komposisi kimiawi himpunan batuan vulkanik mempunyai ciri khas untuk masing-masing lingkungan tektonik, hal tersebut disebabkan oleh faktor-faktor dan proses yang berbeda untuk setiap lingkungan tektonik. Himpunan batuan vulkanik pada zona subduksi terdiri atas basalt-andesit-dasit-riolit, yang secara geografis tersebar mengelilingi samodra pasifik, termasuk busur Sunda dan Banda di Indonesia. Batuan vulkanik orogenik pada umumnya sangat porfiritik, dengan volume fenokris 20 sampai 50 %, terdiri atas plagioklas ( $An_{90}-An_{50}$ ) yang pada umumnya memperlihatkan zonasi kimiawi maupun optik, bersama-sama dengan olivin ( $FO_{90}-FO_{70}$ ) pada batuan basaltik dan bersama-sama dengan piroksin pada batuan andesit basik. Lava yang terbentuk pada umumnya lebih kaya akan  $Al_2O_3$  ( $> 16\%$ ) dan miskin titan ( $TiO_2 < 1,2\%$ ). Basalt di daerah ini miskin Ni dan Cr tetapi kaya akan: Sr, K, Rb, Ba sementara kandungan Ta, Nb dan Zr selalu rendah. Batuan seri tholeit busur kepulauan terdapat pada gunungapi yang bergenerasi pada kedalaman rendah, dan akan lebih kaya akan potasium apabila sumber magmanya semakin dalam dan menjauhi palung. Keragaman himpunan batuan vulkanik pada busur kepulauan dipengaruhi oleh metasomatisme pada mantel, kontaminasi dengan batuan sedimen yang menunjam; kontaminasi dengan kerak benua; keanekaragaman jenis mantel; umur kerak samodra yang menunjam; dan deferensiasi magma.*

Kata-kata kunci : batuan vulkanik, busur kepulauan, keragaman

### PENDAHULUAN

Magma orogenik adalah magma yang bergenerasi pada tepian kerak litosferik yang saling bertumbukan (*destructive plate margin*). Batas lempeng konvergen menandai tempat terjadinya subduksi litosfer samodra ke dalam mantel. Kebanyakan gunungapi aktif dan gempa bumi berepisentrum menengah atau dalam di dunia, selalu berasosiasi dengan masuknya litosfer samodra ke dalam mantel tersebut. Dengan anggapan bahwa kecepatan penunjaman seperti sekarang, maka dalam waktu 160 Ma areal seluas permukaan bumi akan habis termakan/hilang ke dalam mantel bersama lempeng litosferik samodra yang menunjam (Toksoz, 1982).

Dalam peristiwa subduksi, lempeng yang tertumbuk bisa jadi litosfer samodra atau litosfer kontinental, keduanya akan memberikan ekspresi berbeda, yaitu

kegunungapian (*volkanism*) pada busur kepulauan dan pada tepi benua aktif. Menurut Thorpe (1982), pada kedua lingkungan tektonik tersebut selain mempunyai perbedaan himpunan batuan vulkaniknya tetapi juga mempunyai kesamaan ciri khas utama sebagai berikut:

- Berupa busur kepulauan atau sabuk gunungapi dengan panjang ratusan hingga ribuan kilometer dan relatif sempit (200 - 300 km).
- Terdapat palung laut (6000 - 11000 m) di sisi laut dan sejajar dengan busur gunungapi. Jarak palung terhadap busur gunungapi antara 100 - 200 km.
- Terdapat zona seismik semakin dalam menjauhi palung, yang menandakan bidang menunjammenya litosfer samodra ke dalam mantel.
- Asosiasi himpunan batuan vulkanik yang khas yang disebut andesit orogenik (Gill 1981).

**DISTRIBUSI BUSUR KEPULAUAN DAN TEPI BENUA AKTIF**

Busur kepulauan samodra merupakan tempat penunjaman lempeng samodra ke bawah lempeng samodra yang lain. Ciri khasnya berupa rangkaian kepulauan gunungapi linier atau berbentuk busur. Seringkali terdapat semacam pemekaran samodra di belakang busur (*marginal basin*). Sedimen yang menutup bagian atas lempeng samodra umumnya tertambat pada zona subduksi, dan membentuk *accretionary wedge* pada daerah muka busur (*fore arc*) seperti halnya pulau-pulau (Enggano, Nias, Kepulauan Mentawai, Pagai) di sebelah barat Pulau Sumatra dan punggungan non vulkanik di sebelah

selatan Pulau Jawa.

**Busur kepulauan** tersebar di tepian samodra Pasifik (New Zealand, New Britain, Papua New Guinea, Mariana, Izu, Jepang, Kurile, Kamchatka dan Aleutians), samodra Atlantik (Lesser Antilles, South Sandwich), dan Indonesia. Di Pasifik bagian timur (Amerika Serikat bagian barat, Mexico, Amerika Tengah dan pantai barat Amerika Selatan) deretan gunungapi terletak pada **tepi benua aktif**. Sedang *collisional aktif* sedang terjadi di pegunungan Alpen, Turki, Iran, Himalaya dan di pulau Timor. Berdasar jenis dan ketebalan kerak yang berada di bawah busur kepulauan, maka dapat dikenali beberapa jenis busur kepulauan (tabel 1).

Tabel 1. Busur Kepulauan dan Tepi Benua Aktif di tepian Samodra Pasifik dan Samodra Atlantik (Wilson, 1989)

BUSUR KEPULAUAN	CONTOH BUSUR AKTIF
di atas kerak samodra	Kermadec, Tonga, Solomon, Papua, Banda, Izu-Bonin, Mariana, Sandwich.
di atas kerak intermidier	Jawa-Flores, New Hebrida, Bismark, New Britain, Halmahera, Sulawesi, Pilipina tenggara, Luzon-Taiwan, Ryuku, Kurile, Aleutiane, Small Antilles.
di atas fragmen continental	New Zealand, Jepang bagian Timur.
di atas semenanjung continental	Sumatra-Jawa, New Guenea, Kamtchatka, Alaska (baratdaya).
TEPI BENUA AKTIF	Tepi Barat Amerika (Cascade, Meksiko, Amerika Tengah, Kolombia-Ekuator, Peru-Chili).

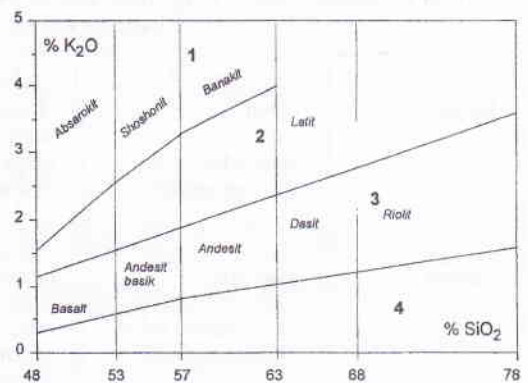
**MODEL PETROGENETIK**

Daerah tumbukan merupakan daerah yang sangat kompleks di muka bumi, banyak proses geologi yang terjadi dan sayangnya belum semuanya dimengerti dengan baik. Mestinya busur kepulauan samodra di mana gunungapi muncul sebagai akibat kerak litosferik samodra menunjam di bawah kerak yang sama, akan mewakili kegiatan magmatisme jalur tunjangan yang paling sedikit kompleksitasnya, karena faktor kontaminasi dengan material kerak bisa dihilangkan. Para ahli petrologi setuju, bahwa proses generasi magma pada lingkungan ini adalah *multistage* dan multi sumber. Kerak litosferik yang menunjam terdiri dari *depleted mantle lherzolite*, kerak samodra (*basalt, gabro*) serpentinit dan sedimen samodra (Arculus. & Powell, 1986; Dupuy et al., 1982; Hawkesworth, 1982).

**PETROLOGI**

Batuan vulkanik di daerah subduksi yang sering disebut batuan vulkanik orogenik atau andesit orogenik, hampir selalu jenuh atau sangat jenuh silika. Klasifikasi lava orogenik berdasar kandungan SiO<sub>2</sub> dan K<sub>2</sub>O dapat mengidentifikasi empat seri

lava orogenik (Peccerillo & Taylor, 1976; Maury, 1984), yaitu; seri tholeiitik busur kepulauan, seri kalk alkalin, seri kalk alkalin potassik dan seri shoshonitik (gambar 1).



Gambar 1. Klasifikasi lava orogenik menurut Peccerillo & Taylor (1976), dimodifikasi oleh Maury (1984). 1 = shoshonitik; 2 = calc-alkaline potassik; 3 = calc-alkaline; 4 = tholeiitik busur kepulauan.

Magmatisme pada zona ini dicirikan oleh himpunan batuan yang terdiri dari basalt-andesit-dasit-riolit. Terminologi "orogenic andesites" mengacu pada terbentuknya andesit pada lingkungan tektonik

seperti ini. Di pasifik bagian barat, aktivitas gunungapi dibentuk oleh sebuah jalur pulau-pulau gunungapi yang bisa diikuti hingga beberapa ribu kilometer. Busur kepulauan yang umumnya sempit (200-300 km) ini jarang yang mempunyai batuan dasar (*basement*) kerak benua tua, tetapi tumbuh langsung di atas lantai samodra, hal ini berarti bahwa magmanya berasal dari mantel di bawahnya. Sebagai konsekwensinya, kerak benua mulai terbentuk di tempat ini. Lava yang terbentuk pada umumnya lebih kaya akan  $Al_2O_3$  ( $> 16\%$ ) dan miskin titan ( $TiO_2 < 1,2\%$ ). Basalt di daerah ini benar-benar miskin nickel dan chrome tetapi kaya akan elemen-elemen *incompatible* yang berpotensi ionik lemah: Sr, K, Rb, Ba sementara kandungan Ta, Nb dan Zr selalu rendah (Maury, 1984; Brique et al., 1984; McCulloch & Gamble, 1991). Jenis magma secara longitudinal, sejajar dengan busur vulkanik pada umumnya seragam. Apabila terdapat variasi, dipengaruhi terutama oleh perbedaan batuan dasar, dan jenis lempeng litosferik yang menunjam. Meskipun terdapat variasi pada himpunan mineral, tetapi unsur-unsur K, Rb, Sr, Ba dan ratio isotopik strontium relatif seragam (Maury, 1984). Jenis magma tidak seragam akan terlihat pada posisi memotong busur gunungapi. Batuan seri tholeit busur kepulauan terdapat pada gunungapi yang bergenerasi pada kedalaman rendah, dan apabila sumber magmanya semakin dalam dan menjauhi palung berangsur-angsur akan lebih kaya akan unsur potasium berturut-turut menjadi seri kalk alkalin; kalk alkalin potassik dan seri shoshonitik. Contoh kasus semacam ini adalah aktivitas gunungapi kwarter di pulau Jawa. Gunungapi kwarter mempunyai toleitik (Krakatau, Galunggung); kalk

alkali (Salak, Tangkuban Prahur, Guntur, Papandayan, Tjerme, Sundoro, Kelud, Semeru, Lamongan); kalk alkali kaya potasium (Dieng, Ungaran, Merapi, Kawah Ijen); shoshonitik (Ungaran, Muria, Patiayam, Lasem) dan ultrapotasik mengandung leusit (Muria, Lorus, Ringgit, Beser dan Bawean). Gunungapi dengan tipe toleitik, kalk alkali dan kalk alkali kaya potasium terletak pada sumbu vulkanik aktual, sedang yang bertipe shoshonitik dan ultrapotasik mengandung leusit terletak pada belakang busur pulau Jawa.

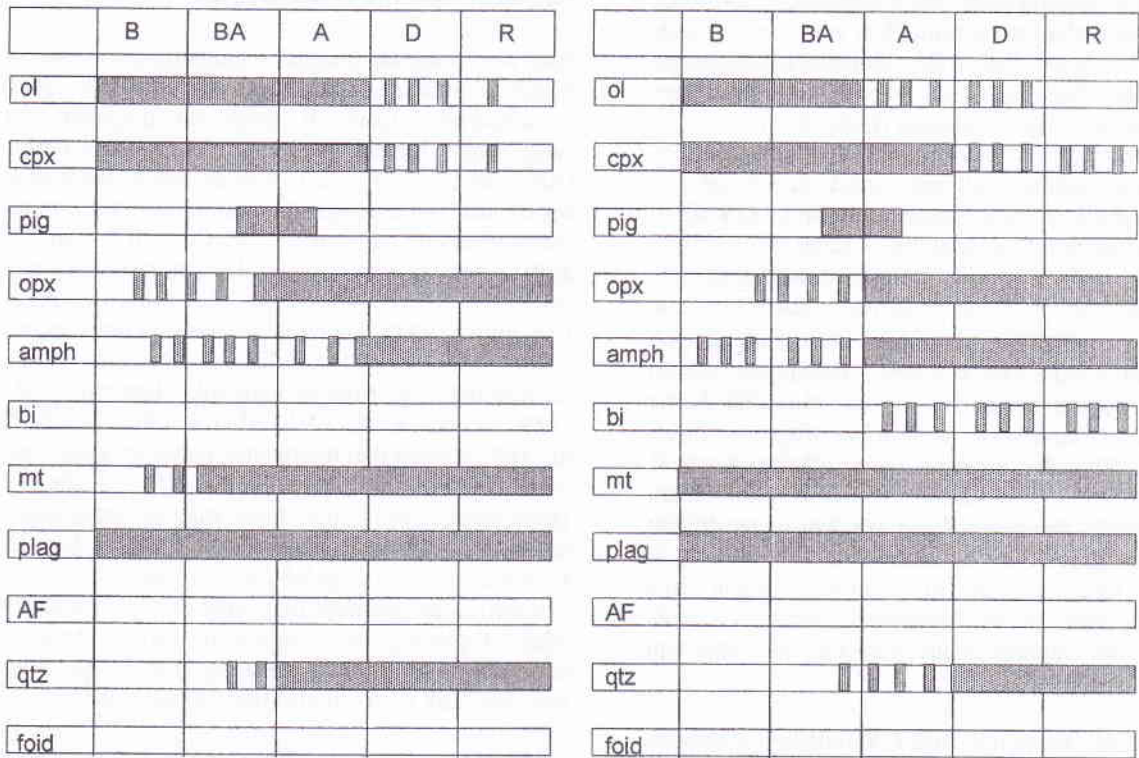
Batuan vulkanik orogenik pada umumnya sangat porfiritik, dengan volume fenokris 20 sampai 50 %. Mineral-mineral pada batuanannya terbentuk dari beberapa kali stadia kristalisasi dalam reservoir magmatik dengan kedalaman bervariasi (10 - 30 km) di dalam kerak. Plagioklas ( $An_{90-50}$ ) pada umumnya memperlihatkan zonasi kimiawi maupun optik, dan mengkristal sejak awal bersama-sama dengan olivin ( $Fo_{90-70}$ ) pada batuan basaltik dan bersama-sama dengan piroksin pada batuan andesit basik. Piroksin hadir pada batuan basaltik hingga dasitik; augit dan pigeonit pada seri tholeitik busur kepulauan, dan hyperstin dalam seri yang lain. Karena berevolusi dalam keadaan *fugaciti oksigen* tinggi dan tekanan air kuat, maka seri kalk alkalin, kalk alkalin potassik dan shoshonitik sering mengandung fenokris titano-magnetit, amphibol dan mika (Maury, 1984).

Kehadiran mineral-mineral yang umum sebagai fenokris pada magma busur kepulauan dapat dilihat pada tabel 2.

Tabel 2. Mineral-mineral yang umum sebagai fenokris pada batuan gunungapi (basalt, andesit, dasit dan riolit) busur kepulauan (Maury, 1984; Wilson, 1989).

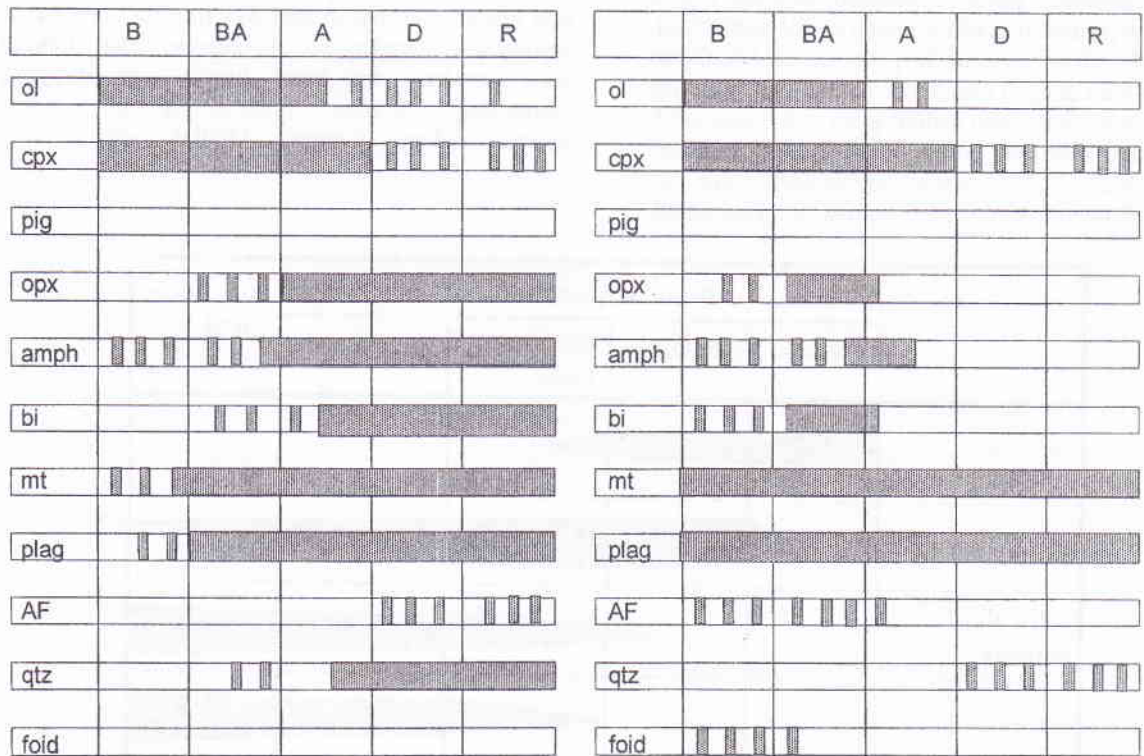
	<i>Low - K</i>	<i>Calc alkaline</i>	<i>High - K</i>	<i>Shoshonit</i>
Basalt	olivin augit plagioklas ±titanomagnetit	olivin augit plagioklas titanomagnetit	olivin augit plagioklas	olivin augit Fe-Ti-Oksida plagioklas hornblende biotit
Andesit	plagioklas augit ortopiroksen, ±olivin ±titanomagnetit	plagioklas augit ortopiroksen olivin ±hornblende ±titanomagnetit ± biotit	plagioklas, augit, ortopiroksen olivin, ±hornblende, ±titanomagnetit ± biotit	plagioklas, augit, Fe-Ti-Oksida biotit hornblende
Dacit+riolit	plagioklas augit hiperstin kwarsa Fe-Ti-Oksida fayalit sanidin	plagioklas hornblende biotit ortopiroksin kwarsa ±augit ±fayalit ±sanidin	plagioklas hornblende biotit sanidin kwarsa ±fayalit	

Menurut Wilson (1989), kelompok mineral sulung (*fenokris*) yang hadir pada masing-masing seri tidak selalu sama. Variasi kehadiran fenokris tersebut di atas diperlihatkan pada gambar di bawah.



a) Seri tholeiit busur kepulauan

b) Seri kalk alkali pada busur kepulauan



c) Seri kalk alkali kaya K pada busur kepulauan

d) Seri shoshonit busur kepulauan

Gambar 2. Kehadiran mineral sebagai fenokris pada masing-masing seri batuan vulkanik orogenik menurut Wilson (1989). B=Basalt; BA= Basaltik andesit; A = Andesit; D = Dasit; R = Riolit. ol = olivin; cpx = klinopiroksen; pig = pigeonit; opx = ortopiroksen; amph = amfibol; bi = biotit; mt = magnetit; plag = plagioklas; AF = alkali feldspar; qtz = kuarsa; foid = felspatoid.

Pada penunjaman kerak litosferik samodra yang berlangsung menerus selama beberapa juta tahun, komposisi magma pada busur kepulauan akan berubah. Perubahan itu ditunjukkan oleh peningkatan elemen-elemen *incompatible*. Di mana hal semacam ini sering dianggap sebagai proses pendewasaan (*maturation*) busur kepulauan (Gill, 1981).

Klasifikasi batuan vulkanik untuk daerah orogen telah pula dibuat oleh Peccerillo & Taylor (1976), di mana batas untuk andesit basik telah dimodifikasi oleh Maury (1984) yaitu dengan dasar kandungan K<sub>2</sub>O dan SiO<sub>2</sub>. Pada dasarnya batuan orogenik kenaikan kandungan potassium sebanding dengan kenaikan kandungan silikanya. Kelompok batuan dengan potassium rendah disebut *tholeiitik busur kepulauan*, kelompok yang lebih tinggi berturut-turut adalah *calco alkaline*, *calco alkaline potassik* dan yang kaya potassium dikelompokkan dalam *shoshonitik*. Penamaan lebih lengkap dapat dipelajari pada gambar 1. Kemelimpahan seri/kelompok batuan tersebut erat hubungannya dengan tipe tumbukannya; busur kepulauan (samodra, kerak intermidier, fragmen benua, semenanjung) atau tepi benua aktif.

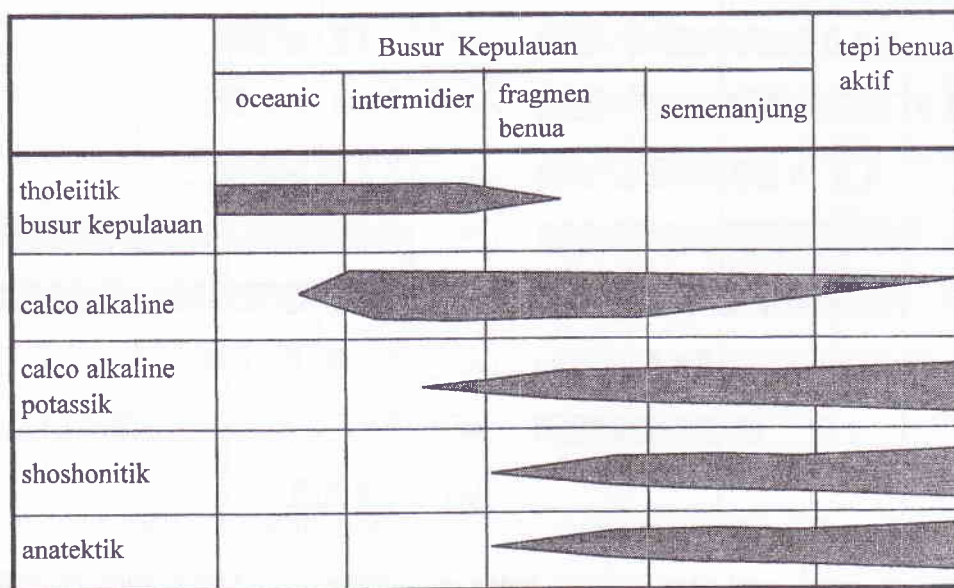
Batuan seri tholeiitik busur kepulauan melimpah pada busur gunungapi yang alas (*substratum*) nya kerak samodra, busur kepulauan dewasa (kerak intermidier) atau bila ada fragmen kerak kontinental; seri kalk alkali melimpah pada busur kepulauan dewasa atau dengan alas kerak benua tipis (fragmen atau semenanjung) dan sedikit pada tepi benua aktif, sementara seri kalk alkali kaya potassium absen pada busur kepulauan muda dan semakin melimpah pada tepi benua aktif, seperti halnya seri shoshonitik

(gambar 3).

### GENESA MAGMA OROGENIK

Asal-usul magma (*parental magma*) suatu sistem busur kepulauan adalah kerak litosferik yang menunjam dan mantel di bawah zona tunjaman atau yang lebih dikenal dengan istilah *mantle wedge* (Ringwood, 1974; etc.). Basalt busur kepulauan secara kimiawi dipengaruhi oleh multi proses, yaitu: metasomatisme pada mantel (McCulloch & Gamble, 1991); kontaminasi dengan batuan sedimen yang menunjam (Ben Othman et al., 1989; Plank & Langmuir, 1993); kontaminasi dengan kerak benua (De Paulo, 1981; Arculus & Powell, 1986); keanekaragaman sumber mantelik (Tatsumi et al., 1989; Laubert et al., 1988; Maury, 1992; Maury et al., 1992); umur dan temperatur kerak samodra yang menunjam (Drummond & Defant, 1990; Defant & Drummond, 1991); dan pada magma yang sudah terevolusi, proses pemisahan kristal (*crystal fractination*) dan peleburan sebagian (*partial melting*) akan memodifikasi distribusi unsur-unsur jejak. Kontribusi masing-masing proses tersebut bervariasi, dan sampai sekarang merupakan objek yang menarik untuk diteliti dan diperdebatkan.

Peleburan sebagian pada magma yang kaya akan elemen-elemen *incompatible* tipe LILE dari mantel atas adalah merupakan asal dari magma toleit busur kepulauan. Pengkayaan disebabkan oleh larutan hasil dehidrasi dari kerak litosfer samodra yang menunjam. Sumber magma tersebut dapat dibandingkan dengan MORB yang telah



Gambar 3. Distribusi seri batuan vulkanik pada daerah orogen (Maury, 1984)

mengalami peleburan sebagian yang mengalami pemiskinan elemen *incompatible* tipe HFSE (*high field strenght element*) seperti Ta, Ti & Nb (Dupuy et al., 1982). *Basalt calk alkali* juga berasal dari peleburan sebagian dari mantel atas yang kaya akan LILE, tetapi mekanisme pengkayaannya berbeda. Mantel tersebut tercampur dengan peleburan sebagian kerak samodra yang menunjam. Percampuran tersebut kaya akan K, Rb, Ba, Sr, La dan Ce.

### KEANEKARAGAMAN PROSES YANG MEM-PENGARUHI PEMBENTUKAN MAGMA OROGENIK

#### Anatexis atau kontaminasi oleh kerak benua

Kerak di atas zona subduksi merupakan tempat terjadinya proses-proses magmatik di dekat permukaan bumi (*superficiel*): pemisahan kristal, asimilasi, hybridisasi pada akhir evolusi magmatik. Tentu saja komposisi magma berubah sebagai jawaban atas proses-proses tersebut. Dalam hal ini ketebalan kerak berperan penting, seperti halnya pada tepi benua aktif (pegunungan Andes) dan busur kepulauan dewasa (Sumatra, Luzon dan Jepang). Apabila magma terjebak pada kerak yang tebal, maka akan berdiam lebih lama dibanding pada kerak yang tipis.

Pada proses pendinginan magma, mineral-mineral yang mulai mengkristal sangat dipengaruhi oleh tekanan pada waduknya. Pada kerak yang tebal (> 30 km; > 1 GPa), pemisahan kristal akan didominasi oleh klorin dan orto piroksin, dan kadang-kadang disertai garnet (Gust & Perfit, 1987; Meen, 1987). Perubahan ini akan menyebabkan pengkayaan unsur jejak jenis alkali, alkali-tanah (Rb, Ba, K, Sr) dan unsur tanah langka ringan (La, Ce) pada sisa magmanya. Proses asimilasi magma dengan kerak bagian dalam tersebut akan dapat memperkaya unsur-unsur jejak tersebut di atas meskipun garnet tetap tinggal pada fase stabil (Hildreth & Moor bath, 1988). Oleh karenanya ratio elemen alkali/unsur tanah langka berat (Ba/Yb) dan unsur tanah langka ringan/unsur tanah langka berat (La/Yb) akan meningkat sebagai jawaban atas pembentukan waduk magma pada kerak yang dalam. Sebaliknya, asimilasi magma dengan peridotit akan memperkaya kandungan Mg, dan menurut Kelemen et al. (1993) juga akan memperendah unsur-unsur Nb dan Ti (HFSE) pada magma. Pengamatan dari berbagai busur magmatik memperlihatkan bahwa pemiskinan (*depleted*) tersebut disebabkan oleh pengkayaan yang jauh lebih tinggi pada unsur-unsur alkali pada diskusi sebelumnya.

Asimilasi peridotit dan kerak bagian dalam sedikit mempengaruhi komposisi isotopik Sr, Nd, dan Pb,

karena magma bersumber dari tipe MORB dan kemudian terakumulasi pada lingkungan peridotit dan/atau kerak bagian bawah, disusun oleh basalt dan berkomporsi isotopik bertetangga (Hildreth & Moor bath, 1988).

Magma yang naik mendekati permukaan dapat membentuk waduk dekat dengan permukaan dan kemudian mengalami pemisahan kristal yang kedua. Pada tekanan sedang (1-0,5 kb) dan rendah (< 0,5 kb), urutan kristalisasinya adalah sebagai berikut: olivin - piroksin - plagioklas - magnetit dan plagioklas - olivin - piroksin - magnetit (Gust & Perfit, 1987; Meen, 1987). Kristalisasi olivin akan menyebabkan magma sisa miskin akan Mg, lebih Fe dan semua elemen *incompatible*. Sedangkan kristalisasi plagioklas membuat magma sisa miskin akan Sr dan Eu, sementara kandungan elemen *incompatible* yang lain akan naik. Kristalisasi dekat permukaan merupakan proses terbentuknya alumina basalt (Crawford et al., 1987; Gust & Perfit, 1987).

#### Keadaan kerak samodra yang menunjam

Sebelum masuk dalam sebuah zona Benioff, kerak samodra telah mengalami modifikasi pada suhu rendah karena berinteraksi dengan air laut. *Neoformation* pada basalt yang terhidrasi menghasilkan mineral klorit, celadonit, dan epidot (Nehlig & Juteau., 1988). Terlebih lagi, bila dijumpai batuan ultrabasa pada lantai samodra selalu sudah berubah menjadi serpentin (Cannat et al., 1990). Hal semacam ini ditunjukkan pula oleh kehadiran serpentin dan talk dalam litosfer yang menunjam. Percobaan-percobaan bahwa sebagian besar batuan yang telah terhidrasi tidak stabil pada suhu (600-700°C) dan tekanan (1.5-2.5 GPa) pada saat masuk dalam zona Benioff (Tatsumi, 1989), ketidak stabilan tersebut akan menyebabkan terbentuknya fluida yang naik ke atas ke dalam baji mantel. Kerak itu sendiri akan mengalami metamorfosa progresif dari fasies sekis hijau pada kedalaman 50-60 km (1.5 GPa), fasies amfibolit pada kedalaman 60-75 km (2 GPa) dan fasies eclogit mulai kedalaman 80 km (> 2 GPa). Setiap perubahan mineralogik akan membebaskan larutan. Pada kedalaman tersebut temperatur mantel akan meningkat, yaitu : 800-1200°C (Andrews & Sleep, 1974; Anderson et al., 1978; Peacock, 1990; Peacock et al., 1994)

#### Peleburan kerak samodra yang menunjam

Adakit merupakan hasil dari peleburan kerak litosferik samodra yang menunjam (Defant & Drummond, 1990). Adakit adalah batuan intermidiet sampai asam (56% SiO<sub>2</sub>), sodik (sampai 7,5% Na<sub>2</sub>O) dan alumineus (15% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), biasanya kalk-alkali atau kalk-alkali potasik. Dalam hal unsur



jejak, mereka kaya akan Sr (jarang < 400 ppm), tetapi miskin akan Y (< 18 ppm) dan unsur tanah langka berat (HREE) (Yb < 1.8 ppm), oleh karenanya ratio Sr/Y dan La/Yb berturut-turut jarang kurang dari 40 dan 20. Pada diagram multi-elemen (*spider diagram*) yang dinormalisasi terhadap mantel primitif atau terhadap chondrit, memperlihatkan anomali negatif pada niobium (Nb) dan anomali positif pada europium (Eu). Karakteristik geokimik unsur tanah langka tersebut menunjukkan bahwa sumber magmanya kaya garnet (yang menyebabkan Y dan HREE rendah) dan tidak ada plagioklas yang menyebabkan pengkayaan Sr dan Eu. Anomali negatif pada niobium menunjukkan kehadiran amfibol atau titanifer pada residunya. Ratio isotopik Sr, Nd dan Pb mirip dengan basalt samodra (MORB), kecuali, apabila sudah terkontaminasi oleh kerak benua atau batuan sedimen yang tertunjamkan. Batuan adakit ini dapat berasosiasi dengan basalt yang khas yaitu basalt yang kaya akan Nb (*Niobium Enriched Basalt* = NEB) yang biasanya sedikit lebih muda dibanding adakitnya seperti halnya di Kamtchatka, Cascades, Mindanao barat).

#### Kehadiran sedimen detritus dalam jumlah besar pada zona subduksi

Penelitian-penelitian baru, menunjukkan bahwa batuan sedimen terigen mempunyai kontribusi penting terhadap unsur-unsur Ba, Sr, K, Rb, Cs, La, Th & U pada sumber magma busur kepulauan (Plank & Langmuir, 1988; 1993; Nichols et al., 1994; Ben Othman et al., 1989). Dengan memperhatikan perbandingan Ba/La dan La/Sm, ratio Ba/La sering kali lebih tinggi pada basalt busur kepulauan dibanding dengan basalt samodra dan MORB (Kay et al., 1983; Perfit et al., 1980), sementara ratio La/Sm tetap mirip. Ratio Ba/La dalam batuan sedimen tidak selalu lebih tinggi dibanding MORB: sedimen biogenik mempunyai ratio tinggi; sedimen hemipelagik biasanya mirip; sementara argile pelagik bervariasi (Ben Othman et al., 1989).

#### Mantel sub-arc

Keberadaan busur kepulauan di antara dua lempeng samodra menyebabkan baji mantel (*mantle wedge*) di bawah busur tersebut betul-betul mirip dengan MORB. Hipotesa ini diperkuat dengan bukti bahwa komposisi kimia unsur utama yang sama antara lava toleitik samodra dengan toleitik busur kepulauan (Perfit et al., 1980), dan juga oleh ciri yang mirip pada isotop Sr, Nd dan Pb antara MORB dan lava busur kepulauan pada umumnya (Hawkesworth, 1982; White & Patchett, 1984). Kehadiran lava orogenik yang mempunyai ratio isotopik lebih bersifat radiogenik dari pada MORB disebabkan sumber magma orogenik tersebut berasal dari basalt

kepulauan samodra (OIB) (Meijer, 1976; Morris & Hart, 1983; White & Patchett, 1984). Hipotesa ini juga menjelaskan terjadinya variasi ratio isotopik memotong dan sejajar busur kepulauan. Sementara pada mantel *sub-arc* pada tepi benua aktif pengaruh tersebut kurang jelas, karena pengaruh kontaminasi kerak benua terhadap lava berperan sangat penting. Sudah tentu pada mantel sub-continental akan lebih heterogen karena *delamination* kerak benua yang tebal oleh *underplating* magmatic dan atau penebalan tektonik.

#### Metasomatisme pada baji mantel

Baji mantel (*mantle wedge*) dapat mengalami metasomatisme oleh dua sumber berbeda: 1) fluida yang berasal dari kerak dan sedimen yang menunjam dan 2) magma hasil peleburan sebagian dari kerak yang menunjam. Bila dehidrasi kerak pada kedalaman kecil, dan peleburan kerak yang menunjam merupakan proses yang jarang, maka larutan lebih berperan dari pada magma dalam proses metasomatisme pada sebagian besar daerah tunjaman. Dapat ditambahkan bahwa fluida yang dihasilkan oleh dehidrasi, kerak yang menunjam jauh lebih penting dari pembentukan magma adakitik. Proses metasomatisme mula-mula terjadi di daerah depan busur yang menyebabkan neoformasi amfibol, klorit, serpentin, flogopit oleh reaksi fluida kaya potasium dengan mantel (Tatsumi, 1989).

Apabila kecepatan sirkulasi fluida dalam mantel naik, maka pembentukan amfibol akan terbentuk juga secara presipitasi mengisi pori-pori atau kekar pada saat tekanan dan temperatur menurun. Pembentukan flogopit tergantung kandungan potasium dalam fluida atau dalam sedimen yang tersubduksikan, tetapi bila miskin potasium mineral tersebut tidak terbentuk, maka dari itu flogopit bukan merupakan fase penting dalam tahap pertama metasomatisme (Mysen, 1978). Berbeda dengan magma yang berasal dari peleburan sebagian kerak litosferik yang lebih mampu bereaksi dengan mantel. Percobaan menunjukkan bahwa reaksi antara peridotit dengan fluida asam hilangnya olivin dan piroksen dan munculnya mineral-mineral metasomatik yaitu: clino dan ortopiroksen; amfibol pargasitik, garnet, titanomagnetik dan (apabila magma kaya potasium) flogopit (Sekine & Wyllie, 1982; Carroll & Wyllie, 1989; Sen & Dunn, 1995). Hal ini juga dibuktikan dengan dijumpainya fragmen batuan yang mengandung himpunan mineral tersebut dalam masif lherzolit yang mengalami metasomatisme (Bodinier et al., 1990; Takazawa et al., 1992; Nielson & Wilshire, 1993), dan juga dijumpai pada xenolit mantelik pada batuan vulkanik (lava, aglomerat) busur kepulauan (Vidal et al., 1989; Maury et al., 1992).

### Peleburan mantel dan hasilnya

Awal terjadinya proses metasomatisme pada mantel sudah dimulai pada kedalaman rendah (antara 40 dan 90 km). Hal ini disebabkan oleh masuknya mantel ke kedalaman yang lebih besar pada jalur penunjaman yang tentu saja diikuti oleh naiknya suhu dan tekanan:

- a) Mantel terhidrasi akan mulai leleh pada suhu 1000°C, tentu saja tergantung tekanannya (Kushiro et al., 1968);
- b) Apabila suhu pada batas antara kerak dan mantel tidak cukup tinggi maka fase hidrasi yang dicerminkan oleh fasies klorit (sekis hijau) dan amfibolit akan terbentuk pada kedalaman 100-110 km dengan tekanan 2.5-3.0 GPa, serta akan membebaskan larutan yang naik memotong zona "géotherme inversé", yaitu suatu zona di mana temperatur naik apabila kedalaman menurun (Tatsumi, 1989).

Karena penambahan fluida *aquaeus* pada mantel akan menyebabkan magma hasil peleburan sebagian sangat jenuh H<sub>2</sub>O. Naiknya larutan tersebut ke daerah yang temperaturnya lebih tinggi tetapi suhunya lebih rendah akan menyebabkan terbentuknya uap dan menyebabkan peleburan sebagian pada kedalaman rendah (Arculus, 1994).

Sejak lama dipercaya bahwa volkanisme orogenik terutama menghasilkan andesit dan sedikit basalt. Sebagian besar andesit dan dasit merupakan fraksinasi-kristal dari basalt primitif (Gill, 1981), penelitian terbaru pun sebagian setuju dengan pernyataan tersebut (Plank & Langmuir, 1988). Pertanyaan yang sering menjadi obyek diskusi adalah, bahwa andesit dapat terbentuk langsung oleh peleburan sebagian dari peridotit. Sementara terdapatnya andesit magnesian non-adakitik berasal dari peridotit terdehidrasi dengan derajat pelarutan rendah (Kushiro, 1972; Tatsumi, 1981, 1982; Baker et al, 1995). Yogodzinski et al. (1995) dan Kelemen et al. (1995) yakin bahwa sebagian andesit magnesian berasal dari sumber peridotit yang termetasomatisasi oleh magma asam tipe adakitik. Fisk (1986) dan Yogodzinski (1994) mengusulkan bahwa magma yang terjebak pada dasar kerak yang tebal bereaksi dengan mantel panas pada saat larutan tersebut mengalami fraksinasi kristal dan menghasilkan andesin magnesian.

### Pengkayaan Unsur-unsur sangat incompatible

Faktor-faktor yang dapat mempengaruhi pembentukan magma orogenik adalah: baji mantel di atas kerak litosferik yang menunjam; kerak samodra yang menunjam; batuan sedimen yang terbawa menunjam oleh kerak samodra. Sedangkan proses-

proses yang mengontrol beberapa stadia pada genesa magma orogenik adalah: dehidrasi dan/atau peleburan sebagian kerak yang menunjam; peleburan sebagian mantel bagian atas; intervensi kerak di bawah busur vulkanik yang dapat menghasilkan proses kontaminasi, pemisahan kristal dan percampuran magma (hibriditasi).

Kerak samodra teralterasi dan sedimen penutupnya yang masuk kedalam baji mantel merupakan sumber utama fluida pada proses magmatik. Fluida yang dibebaskan pada saat dehidrasi mempunyai kuantitas yang cukup besar (Fyfe & McBirney, 1975; Peacock, 1987, 1990, 1993). Pada suhu dan tekanan tinggi fluida tersebut kaya akan H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> dan Cl (Stolper & Newman, 1994), sangat volatil (mudah menguap) dan sangat baik sebagai media pencucian (Nakamura & Kushiro, 1974; Ryabchikov et al., 1982; Schneider & Eggler, 1986). Stern & Wyllie (1978) memperkirakan bahwa K<sub>2</sub>O, Rb, Ba dan Sr serta U dan Pb, akan menjadi sangat mudah dipindahkan (*mobile*) oleh fluida tersebut seperti halnya pencucian serpentinit (Tatsumi et al. 1986). Sementara unsur-unsur HFSE (*high field strenght element*) Ta, Nb, Zr, P, Ti, tidak terpengaruh oleh dehidrasi dan tetap tinggal dalam kerak. Oleh karenanya magma orogenik yang sebagian sumbernya larutan hasil deshidrasi kaya akan LILE dan miskin akan HFSE. Tatsumi et al. (1986) juga mengamati bahwa unsur tanah langka ringan sedikit lebih mobil dibanding unsur tanah langka berat, hal ini dapat dikorelasikan dengan radius ionnya yang semakin kecil pada unsur tanah langka berat. Perbedaan mobilitas antara ke dua kelompok tersebut di atas dipertegas dengan kehadiran garnet yang mengikat unsur-unsur tanah langka berat (HREE) (Mysen, 1978).

### DAFTAR PUSTAKA:

- Anderson R.N., De Long S.F., Schwarz W.M., 1978. Geophysical and geochemical constraints at converging plate boundaries, part I: a thermal model for subduction with dehydration in the down-going slab. *J. Geol.* 86: 731-739.
- Andrews D.J. & Sleep N.H. 1974. *Numerical modeling of tectonic flow behind island arcs.* *Geophysic. J. R. Astron. Soc.* 38: 237-251.
- Arculus R.J. & Powell R. 1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation. *J. Geophys. Res.* 91: 5913-5926
- Arculus R.J. 1994. Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos* 33: 189-208.
- Baker M.B., Hirschmann, M.M., Ghiorso M.S., Stolper E.M. 1995. *Compositions of low-degree partial melts of peridotite: results from experiments and thermodynamic calculations.* *Nature*, submitted.

- Ben Othman D., White W.M. & Patchett J. 1989. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust - mantle recycling - *Earth and Planet. Sci. Lett.* 94: 1 - 21.
- Bodinier J.L., Vasseur G., Vernieres J., Dupuy C. & Fabries J. 1990. Mechanisms of Mantle Metasomatism: Geochemical evidence from Lherz orogenic peridotite. *J. Petrol* 31: 597-628.
- Briqueu L., Bougault H. & Joron J.L. 1984. - Qualification of Nb,Ta,Ti and V anomalies in magmas associated with subduction Zone: Petrogenetic Implication - *Earth and Planetary Sci. Lett.* 68: 297-308.
- Cannat M., Bideau D. & Hebert R. 1990. Plastic deformation and magmatic impregnation in serpentinized ultramafic rocks from the Garrett transform fault (East Pacific Rise). *Earth Planet. Sci. Lett.* 101: 216-232.
- Carroll M.J. & Wyllie P.J. 1989. Experimental phase relations in the system tonalite-peridotite-H<sub>2</sub>O at 15 kbar, implications for assimilation and differentiation processes near the crust-mantle boundary. *J. Petrol* 30: 1351-1382.
- Crawford A.J., Falloon T.J. & Eggins S. 1987. The origin of island arc high alumina basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.* 97: 417-430.
- Defant M.J. & Drummond M.S. 1991. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662-665
- De Paulo D. 1981. Trace Element and Isotopic Effects of Combined Wallrock Assimilation and Fractional Crystallization, *Earth Planetary Science Lett.* 53: pp. 189-202.
- Drummond M.S. & Defant M.J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.* 95: 21,503-21,521.
- Dupuy C., Dostal J., Marcelot G., Bougault H., Joron J.L. & Treuil M. 1982. Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc: implication for their source rock composition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 60: 207-225.
- Fisk M.R. 1986. Basalt magma interaction with harzburgite and the formation of high-Mg andesites. *Geophys. Res. Lett.* 13: 467-470.
- Fyfe W.S. & McBirney A.R. 1975. Subduction and the structure of andesitic volcanic belts. *Am. J. Sci.* 275A: 285-297.
- Gill J.B. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag 390 p.
- Gust D.A. & Perfit M.R. 1987. Phase relations of a high-Mg basalt from the Aleutian island arc: Implications for primary island arc basalts and high-Al basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.* 97: 7-18.
- Hawkesworth C.J. 1982. Isotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins. In: Thorpe R.S. (Ed), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Wiley, London, pp. 549-571.
- Hilderth W. & Moorbath S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in Andes of Central Chile - *Contrib. Mineral. petrol.* . 98: 445 - 489.
- Kay S. M., Kay R.W., Bruekner H.K. & Rubenstone J.L. 1983 - Tholeiitic Aleutian Arc plutonism: the Finger Bay Pluton, Adak; Alaska - *Contrib. Mineral. Petrol.* . 82: 99 - 116.
- Kelemen P.B., Shimizu N. & Dunn T. 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt: rock reaction in the upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 120: 111-134.
- Kelemen P. B., Shimuzu N. & Dunn T. 1995. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust : partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle, *Earth and Planet. Scien. Lett.* . 120: pp. 111 - 134.
- Loubet M., Sassi R. & Di Donato G 1988. Matle heterogeneities : a combined isotope and trace element approach and evidence for recycled continental crust materials in some OIB sources, *Earth and Planet. Sci. Lett.* . 89: pp. 299 - 315.
- Maury R. C. 1984. Les Conséquences Volcaniques de la Subduction - *Bull.Soc.geol.France*, t.XXVI,n 3: 489-500.
- Maury R. C. 1992 - Les séries volcaniques - *Mém. Soc. Geol. France.* 163: 39 - 55.
- Maury R.C., Defant M.J. & Joron J.L. 1992. Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths., *Nature* 360: 661-663.
- McCulloch M.T. & Gamble J.A. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 102: 358-74.
- Meen J.K. 1987. Formation of shoshonites from calc-alkaline basalt magmas: geochemical and experimental constraints from the type locality. *Contrib. Mineral. Petrol.* 97: 333-351.
- Meijer A. 1976. Pb and Sr isotopic data bearing on the origin of volcanic rocks from the Mariana island-arc system. *Geol. Soc. Am. Bull.* 87: 1358-1369.
- Morris J.D. & Hart S.R. 1983. Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanic from Cold Bay and Amok island, Aleutians and implications for mantle structure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 2015-2030.
- Mysen B.O. 1978. Experimental determination of rare earth element partitioning between hydrous silicate melt, amphibole and garnet peridotite

- minerals at upper mantle pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1253-1263.
- Nakamura Y. & Kushiro I. 1974. Composition of the gas phase in  $Mg_2SiO_4$ - $SiO_2$ - $H_2O$  at 15 kbar. *Carnegie Inst. Wash. Yearbk.* 73: 255-258.
- Nehlig P. & Juteau T. 1988. Deep crustal seawater penetration and circulation at ocean ridges: evidence from the Oman Ophiolite. *Mar. Geol.* 84: 209-228.
- Nicholls G.T., Wyllie P.J. & Stern C.R. 1994. Subduction zone melting of pelagic sediments constrained by melting experiments. *Nature* 371: 785-788.
- Nielson J.E. & Wilshire H.G. 1993. Magma transport and metasomatism in the mantle: A critical review of current geochemical models. *Am. Mineral.* 78: 1117-1134.
- Peacock S.M. 1987. Serpentinization and infiltration metasomatism in the Trinity peridotite, Klamath province, northern California: implications for subduction zones. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95: 55-70.
- Peacock S.M. 1990. Fluid processes in subduction zones. *Sciences* 248: 329-337.
- Peacock S.M. 1993. Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs. *Chem. Geol.* 108: 49-59.
- Peacock S.M., Rushmer T. & Thompson A.B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121: 227-224.
- Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamuonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58: 63-81.
- Perfit M.R., Gust D.A., Bence A.E., Arculus R.J. & Taylor S.R. 1980. Chemical characteristics of island arc basalts: implications for mantle sources. *Chem. Geol.* 30: 227-256.
- Plank T. & Langmuir C.H. 1988. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90: 349-370.
- Plank T., and Langmuir C.H. 1993. Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones -*Nature* . 362: 739 - 743.
- Ringwood A.E. 1974. The petrological evolution of island arc systems - *J. Geol. Soc. London* 130, 183-204.
- Ryabchikov I.D., Schreyer W. & Abraham K. 1982. Compositions of aqueous fluids in equilibrium with pyroxenes and olivines at mantle pressures and temperatures. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79: 80-84.
- Schneider M.E. & Egglar D.H. 1986. Fluids in equilibrium with peridotite minerals: Implications for mantle metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50: 711-724.
- Sekine T. & Wyllie P.J. 1982. Experimental simulation of mantle hybridization in subduction zones. *J. Geol.* 91: 511-528.
- Sen C. & Dunn T. 1995. Experimental modal metasomatism of a spinel lherzolite and the production of amphibole -bearing peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 119: 394-409.
- Stern C.R. & Wyllie P.J. 1978. Phase compositions through crystallization intervals in basalt-andesite- $H_2O$  at 30 kb with implications for subduction zone magmas. *Am. Mineral.* 63: 641-663.
- Stolper E. & Newman S. 1994. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121: 293-325.
- Takazawa E., Frey F.A., Shimizu N., Obata M. & Bodinier J.L. 1992. Geochemical evidence for melt migration and reaction in the upper mantle. *Nature* 359: 55-58.
- Tatsumi Y. 1981. Melting experiments on a high-magnesian andesite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 54: 357-365.
- Tatsumi Y. 1982. Origin of high-magnesium andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, I. Petrographical and chemical characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 60: 293-304.
- Tatsumi Y., Hamilton D.L. & Nesbitt R.W. 1989. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc lavas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 29: 293-309.
- Thorpe R. S. 1982. *Andesites: orogenic andesites and related rocks* -.Chichester, Wiley.697p.
- Toksöz M.N. & Hsui A.T. 1982. Numerical studies of back-arc convection and the formation of marginal basins.- *Tectonophysics* 50, 177-196.
- Vidal P., Dupuy C., Maury R. and Richard M. 1989. Mantle metasomatism above subduction zones: trace element and radiogenic isotope in xenoliths from Batan island (Philippines). *Geology* 17: 1115-1118.
- White W.M. & Patchett J. 1984. Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 67: 167-185.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis, A Global Tectonic Approach*-.London, Unwin Hyman.446p.
- Yogodzinski G.M., Volynets O.N., Koloskov A.V., Seliverstov N.I. and Matvenkov V.V. 1994. *Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip Volcano, Far Western Aleutians.* . 35: 163-204.